

UNIVERSITE DE STRASBOURG

Evolution des associations de foraminifères comme bio- indicateurs des paléo-environnements : le bassin subalpin (bassin vocontien et sa marge occidentale) au Cénomanién

THESE

présentée par :

Claudine MOONS épouse OUDET

pour obtenir le grade de : Docteur de l'Université de Strasbourg
Discipline : Sciences de la terre, de l'univers et de l'environnement

soutenue le : 27 juin 2013

Devant le jury composé de :

Monsieur SCHAAF André, Professeur, Université de Strasbourg, Rapporteur
Madame GROSHENY Danièle, Maître de Conférences, Université de Strasbourg, Directeur
Monsieur LECUYER Christophe, Professeur, Université Claude Bernard, Lyon 1,
Rapporteur
Monsieur GRANIER Bruno, Professeur, Université de Bretagne Occidentale, Brest,
Rapporteur
Madame GIRAUD Fabienne, Maître de Conférences, Université Joseph Fourier, Grenoble,
Examineur

A Pierre,

Blandine et Frank,

Edouard et Aude,

Vivien, Domitien, Clémence, Mélanie,

Simon, Capucine

Aux Foraminifères

Remerciements

Mes remerciements chaleureux vont à Madame Danièle Grosheny, qui a accepté de diriger la recherche présentée dans ce mémoire. En qualité de Maître de Conférences, Danièle Groshény est chargée de l'enseignement magistral et des travaux pratiques aux étudiants de Licence et Master; à ce titre, elle encadre les mémoires des étudiants de Master 2.

Très présente sur le terrain pour la collecte d'échantillons destinés à la recherche sur la géologie de la Téthys, elle parcourt principalement la France du Sud-Est et les pays du Maghreb, Maroc, Algérie, et Tunisie, souvent dans l'inconfort et parfois même dans l'insécurité. Elle assure la direction scientifique de différents programmes Hubert Curien, pour ces pays d'Afrique du Nord et la France. Dans ce cadre, elle est co-directeur de thèse de deux doctorantes en Tunisie et d'un doctorant au Maroc. L'ensemble de ses travaux a donné lieu à de nombreuses publications.

Danièle Groshény est membre de la 36ème section de la CNU, ce qui lui vaut de nombreux déplacements et l'examen périodique de très volumineux dossiers. Elle est Secrétaire et membre élu au Conseil d'Administration de la Société Géologique de France. Elle a accepté la Présidence du Groupe Français du Crétacé, avec lequel elle organise des réunions, des excursions scientifiques. Elle est éditrice aux C.R. Palévol. de l'Académie des Sciences. D'autre part, elle est membre du Conseil d'administration de la Bibliothèque Nationale Universitaire de Strasbourg.

C'est donc tout naturellement que Danièle Groshény a accepté, en plus de ce tourbillon d'activités, de prendre en charge il y a cinq ans une étudiante doctorante, retraitée de la recherche biomédicale, avec pour tout bagage géologique l'équivalent d'un "certificat" vieux de plus de 40 ans, et ignorant tout de la micropaléontologie. Je l'en remercie très sincèrement, et l'admire de m'avoir, avec un tel handicap, menée au terme du projet.

Je remercie les membres du jury d'avoir accepté de lire, discuter ce mémoire, et de se déplacer pour la soutenance de la thèse,

Monsieur André Schaaf, Professeur à l'Université de Strasbourg, qui a bien voulu revenir sur la micropaléontologie du bassin vocontien,

Monsieur Christophe Lecuyer, Professeur à l'Université Lyon 1, dont nous avons envahi le laboratoire avec les très nombreuses mesures de $\delta^{13}\text{C}$,

Monsieur Bruno Granier, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale à Brest, qui m'a fait bénéficier de son "Court traité de foraminiférologie", base de travail pour étudiant ignorant,

Madame Fabienne Giraud, Maître de Conférences à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, qui va éclairer nos résultats de ses récentes publications sur le MCE dans le bassin vocontien.

Je remercie très sincèrement Monsieur Serge Ferry, anciennement Maître de Conférences, Université de Lyon 1, "sans qui ce mémoire ne serait pas ce qu'il est". Serge Ferry a été le sédimentologue de la recherche sur le terrain; plus tard, il a dessiné 3 cartes, les profils lithologiques des coupes et quatre schémas de répartition des foraminifères benthiques. J'ai adopté ses illustrations, toujours plus didactiques que les miennes.

Je remercie vivement Monsieur Luc Bulot, Chargé de Recherches CNRS, UMR, Aix-Marseille Université, UMR CNRS 7330, Centre Européen de recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement, d'avoir accepté l'expertise des ammonites que nous avons récoltées sur le terrain.

Mes remerciements sincères vont également à Madame Annie Bouzeghaia, TCE, CNRS, UMR 7516, pour les nombreuses heures qu'elle a consacrées à essayer de

m'initier aux joies des logiciels de dessin. Annie Bouzeghaia a fait preuve de beaucoup de patience, tout en menant un travail d'une grande précision.

Je remercie Mesdames Amélie Aubert Technicienne CNRS en Sciences des Matériaux, UMR 7517, et Fabienne Huber, Ingénieur d'Etudes CNRS en Sciences des Matériaux UMR 7517 de m'avoir donné accès à leur laboratoire pendant de longues heures et de nombreux jours, et de m'avoir enseigné la technique de la calcimétrie

Je tiens à remercier Monsieur Gilles Morvan, Ingénieur d'Etudes CNRS en Sciences des Matériaux, UMR 7517 d'avoir accepté de faire les prises de vue des foraminifères qui illustrent ce mémoire au MEB.

Je n'oublie pas Madame Betty Kieffer, bibliothécaire de l'Institut de Géologie, toujours disponible pour faciliter le travail bibliographique des étudiants et chercheurs.

Mes remerciements vont également à Monsieur Jean-Claude Gall, Professeur Emérite, Université de Strasbourg, et naguère chargé de l'enseignement de la paléontologie au "Certificat de Géologie", de m'avoir informée et orientée vers les possibilités d'exécuter un travail de recherche en paléontologie à l'Université de Strasbourg.

Sommaire

Introduction

Première Partie : Cadre de l'étude et état des connaissances

1. Cadre de l'étude

- 1.1. Situation géographique
- 1.2. Situation paléogéographique
- 1.3. Cadre structural et influence sur la sédimentation
- 1.4. Le climat au Cénomanién

2. Etat des connaissances

2.1. Les foraminifères

- 2.1.1. Les foraminifères, outils pour la biostratigraphie
- 2.1.2. Les foraminifères, outils pour la paléoécologie et la reconstitution des paléoenvironnements
 - 2.1.2.1. Les foraminifères planctoniques
 - 2.1.2.2. Les foraminifères benthiques

2.2. Les isotopes du carbone

- 2.2.1. Origine des variations du $\delta^{13}\text{C}$
- 2.2.2. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albién – Cénomanién
- 2.2.3. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au Cénomanién médian
- 2.2.4. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Cénomanién-Turonien
 - 2.2.4.1. Le bassin du Western Interior, USA
 - 2.2.4.2. La mer boréale
 - 2.2.4.3. La marge Nord de la Téthys
 - 2.2.4.4. La marge Sud de la Téthys

Deuxième Partie : Matériel et Méthodes

1. Situation géologique des coupes étudiées

1.1. Coupe de Vergons

1.2. Coupe du Mont Risou

1.3. Coupe de la vallée de la Méouge

1.4. Coupe de Venterol

2. Les méthodes

2. 1. Sur le terrain

2.1.1. Situation géographique des coupes

2.1.2. L'échantillonnage

2.1.3. Collecte paléontologique

2.2. Au laboratoire

2.2.1. Etude des foraminifères

2.2.1.1. Le lavage

2.2.1.2. Détermination

2.2.1.3. Comptages

2.2.1.4. Les paramètres écologiques

2.2.1.4.1. Les foraminifères planctoniques

2.2.1.4.2. Les foraminifères benthiques

2.2.2. Les calcimétries

2.2.3. Les isotopes

Troisième Partie : Résultats

1. Coupe de Vergons

La lithologie

Les foraminifères planctoniques

Les associations

Interprétation biostratigraphique

Paramètres écologiques

Les foraminifères benthiques

Les associations

Paléoécologie

Les isotopes du carbone

Le passage Albien-Cénomanién

L'événement du Cénomanién médian (MCE)

Le passage Cénomanién-Turonien, l'OAE2

2. Coupe du Mont Risou

La lithologie

Les foraminifères planctoniques

Les associations

Interprétation biostratigraphique

Paramètres écologiques

Les foraminifères benthiques

Les associations

Paléoécologie

Les isotopes du carbone

3. Coupe de la vallée de la Méouge

La lithologie

Les foraminifères planctoniques

Les associations

Interprétation biostratigraphique

Paramètres écologiques

Les foraminifères benthiques

Les associations

Paléoécologie

Les isotopes du carbone

Le passage Albien-Cénomaniens

L'événement du Cénomaniens médian (MCE)

Le passage Cénomaniens-Turonien, l'OAE2

4. Coupe de Venterol

La lithologie

Les foraminifères planctoniques

Les associations

Interprétation biostratigraphique

Paramètres écologiques

Les foraminifères benthiques

Les associations

Paléoécologie

5. Corrélations

La lithologie

Les foraminifères planctoniques

Les foraminifères benthiques

Les isotopes du carbone

Quatrième Partie: Discussion

Conclusion

Résumé

Bibliographie

Listes des figures

Annexes

Table des matières

Introduction

Pourquoi les foraminifères ?

Dès le XIX^{ème} siècle, les ammonites ont servi à établir l'échelle biostratigraphique des temps géologiques. Au cours du XX^{ème} siècle, le développement de la micropaléontologie, et en particulier l'étude des foraminifères planctoniques a conduit à établir des échelles propres, plus ou moins concordantes par rapport à d'autres fossiles index comme les ammonites. En effet, les formes planctoniques actuelles ont une répartition latitudinale qui semblait déjà exister au Crétacé (Bé, 1977, Hart, 1999). Dès lors, il est peu vraisemblable qu'une seule échelle biostratigraphique puisse être valable pour l'ensemble de la planète, même si le climat de l'époque était plus égal que l'actuel. Il importe donc de calibrer les échelles établies dans divers grands bassins : d'ailleurs, un exemple de diachronisme sera mis en évidence dans ce mémoire.

Plus récemment, les foraminifères planctoniques sont utilisés en exploration pétrolière dans le cadre des grands programmes de forage ; alors que les foraminifères benthiques servent à la détection des altérations environnementales consécutives à la pollution (Bernhard, 1986, Sharifi et al, 1991, Yankov et al., 1999, Debenay et al. 2000). Une pollution chimique produit une diminution anormale de la densité des peuplements, de la richesse spécifique et une diminution de la taille des individus ; une pollution organique provoque les effets inverses.

Les foraminifères sont des micro-organismes unicellulaires pourvus d'un test calcaro-hyalin ou agglutiné, qui ont colonisé tous les milieux marins depuis le début du Cambrien (Culver, 1991), voire du Précambrien, sous la forme d'un ancêtre encore dépourvu de test (Pawlowski et al. 1997, 1999, 2003). Les premiers apparus, les foraminifères benthiques, vivaient sur le substrat des fonds marins. Ils ont perduré jusqu'à nos jours où ils constituent la majorité des foraminifères. Au Jurassique inférieur (Boudagher-Fadel, 1992, Hart et al., 2007), les foraminifères ont colonisé le plancton océanique. Il ne subsiste qu'une cinquantaine d'espèces planctoniques dans l'Actuel.

Au cours du temps, les foraminifères planctoniques ont effectué des migrations dans l'épaisseur de la colonne d'eau et dans différents domaines paléogéographiques : ils se sont développés aussi bien dans les eaux chaudes subtropicales que dans les mers boréales. Dans les milieux de dépôts peu profonds, la sédimentologie de faciès et l'analyse séquentielle permettent de définir les variations de profondeur dans le temps en un lieu donné. Au contraire dans les milieux profonds, les structures de dépôts manquent, et donc les arguments

biologiques (les ichnofaciès par exemple) peuvent prendre le relais pour évaluer les profondeurs de dépôt.

Au cours du cycle de leur vie, les foraminifères migrent en profondeur puis remontent vers les eaux de surface; ils prolifèrent à grande vitesse (la durée de vie est de quelques semaines à un an), et de ce fait, sont présents en très grand nombre. Cette succession rapide des générations favorise les mutations, et l'avènement de nouvelles espèces par sélection. Ainsi, leur grande dispersion, leur abondance et leur durée d'extension limitée en font des microfossiles biostratigraphiques de qualité.

De plus, les foraminifères planctoniques et surtout les benthiques sont susceptibles aux variations du milieu environnant. Ils répondent aux perturbations de la salinité, de la profondeur de l'eau, de la quantité d'oxygène dissous, par la sélection d'espèces tolérantes, opportunistes. En conséquence, les foraminifères sont également d'excellents bio-indicateurs des paléo-environnements (Sliter et Baker, 1972, Murray, 1976, Hart et Carter, 1975, Hart et Bailey, 1979, Hart, 1980, Caron et Homewood, 1982, Bé, 1982, Caron, 1983, Hembelen et Spindler, 1983, Jones et Charnock, 1985, Hembelen et al. 1990, Hart, 1999, Arnold et Parker, 1999). L'évolution dans le temps et dans l'espace des associations de foraminifères benthiques est particulièrement révélatrice de la nature du substrat, de la profondeur de l'eau, du taux d'oxygène dissous (Buzas, 1974, Bernhard, 1992, Jorissen et al. 1992, Koutsoukos et al., 1990, Culver et Buzas, 1999).

Pourquoi le bassin vocontien ?

Pendant le Crétacé, le bassin vocontien est un domaine où siège une sédimentation marno-calcaire. Le bassin offre la possibilité de réaliser des coupes sériées allant de la région orientale, qui était en mer profonde, reliée à la mer alpine (à Vergons), à la région occidentale située dans un milieu de bordure peu profond du bassin (à Venterol), et aussi aux régions transitoires de plate-forme septentrionale et méridionale (Mont Risou et vallée de la Méouge). Le domaine du bassin vocontien s'est avéré particulièrement approprié à l'analyse qualitative et quantitative des foraminifères planctoniques et benthiques dans le cadre d'une étude transversale plate-forme – bassin.

Le bassin vocontien est également une région transitoire, entre les massifs et marges émergés du Massif Central, de l'isthme Durancien et la mer ouverte. Cette situation offre la possibilité de reconstituer la dynamique du comblement du bassin au Crétacé.

Pourquoi le Cénomaniien ?

Le Cénomaniien a une durée d'environ 6 Ma (99.6 ± 0.9 Ma à 93.5 ± 0.8 Ma). C'est le premier des étages du Crétacé supérieur.

Le Cénomaniien montre dans les milieux non-océaniques un changement de la production carbonatée par rapport à la première étape de diversification des foraminifères benthiques et planctoniques, qui est apto-albienne (Premoli Silva et al. 1990, Boudagher-Fadel et al. 1992). Le Cénomaniien est l'époque d'une transgression majeure, sur la façade ouest-européenne, et aussi sur le craton africain (Vail et al., 1977). Toutefois, dès le Cénomaniien basal, on observe une chute du niveau marin relatif (Vail et al, 1977, Jenkyns, 1980). En effet, dans le bassin vocontien, le premier évènement du Cénomaniien enregistré par la lithologie, est une régression marine. Ce dernier niveau relatif est cependant encore plus élevé qu'au Cénomaniien supérieur.

Trois évènements anoxiques, qui marquent le Cénomaniien, (Schlanger et Jenkyns, 1976, Arthur et Schlanger, 1979, Jenkyns, 1980) sont enregistrés par une augmentation de la teneur en $\delta^{13}\text{C}$ des dépôts et localement au niveau lithologique par la présence de black shales : le passage Albien-Cénomaniien, le Cénomaniien médian (Mid Cenomanian Event, MCE) et le passage Cénomaniien-Turonien (Oceanic anoxic Event 2, OAE2).

De plus, en raison de son climat relativement chaud et du niveau marin relativement élevé, le Cénomaniien correspond à une époque de grande diversification des espèces de foraminifères, planctoniques carénées (Hart, 1980, Caron, 1983, Hart, 1999), dont la succession dans l'échelle stratigraphique a été établie précisément par Robaszynski et Caron (1979, 1995). A ceci s'ajoutent des évènements biostratigraphiques concomitants de l'OAE2, comme la prolifération des Heterohelicidae et l'extinction des Rotalipores (Keller et Pardo, 2004, Desmares, 2005, Caron et al. 2006).

Enfin, les observations faites dans les milieux actuels ont pu être transposées au Crétacé (Hembelen et al., 1989, Hart et Bailey, 1979, Caron et Homewood, 1982, Caron, 1983).

Nous sommes donc proposés de rechercher l'évolution adaptative des associations de foraminifères aux évènements du Cénomaniien. Plus précisément, nous avons tenté de décrire l'évolution des assemblages de foraminifères, aussi bien benthiques que planctoniques, dans

le temps et dans l'espace, depuis les environnements les plus profonds au niveau de la coupe de référence de Vergons, jusqu'à la bordure de la plate-forme occidentale de la région de Nyons. Ceci afin de corréliser les événements lithologiques, et chemostratigraphiques à l'évolution des associations de foraminifères, depuis la zone profonde jusqu'aux marges du bassin.

En effet, la reconnaissance des paléoenvironnements marins s'appuie sur :

- la lithologie,
- la paléontologie et la micropaléontologie, avec en particulier l'évolution des associations de foraminifères,
- l'évolution des isotopes stables, principalement du $\delta^{13}\text{C}$, et, dans une moindre mesure, du $\delta^{18}\text{O}$.

Ce mémoire est organisé en plusieurs parties :

1) Définition du cadre de l'étude et une revue très brève de l'état des connaissances sur les foraminifères au Crétacé, et sur l'enregistrement des événements anoxiques du Cénomani.

2) Exposé succinct des matériels et méthodes utilisés,

3) Description détaillée des résultats obtenus:

- lithologie des coupes et les taux de carbonates,
- évolution des associations de foraminifères planctoniques et benthiques,
- évolution des paramètres paléo-écologiques,
- courbes des isotopes du carbone au Cénomani,
- comparaison entre les coupes et un essai de corrélation entre les événements observés dans les 4 coupes.

Les résultats sont reportés sur 19 figures synoptiques ;

4) Discussion des résultats,

confrontation avec les publications relatives à la question

5) Conclusions ;

6) Références bibliographiques.

Première Partie
Cadre de l'étude et Etat des connaissances

1. Cadre de l'étude

1.1. Situation géographique



Fig. 1 Le secteur étudié se situe dans le domaine subalpin dans le S-E de la France. Il correspond à l'extension du bassin subalpin à sédimentation marno-calcaire au Cénomanien. Il s'étend depuis la région de Nyons (Drôme) pour la coupe la plus occidentale avec la coupe de Venterol, jusqu'à Vergons au nord-est de Castellane (Alpes de Haute Provence) à l'est, pour la coupe la plus orientale. Une troisième coupe est levée près de St André de Rosans (Hautes Alpes) au Mont Risou. La quatrième coupe est plus méridionale, elle a été réalisée dans la vallée de la Méouge juste au nord de Séderon (Drôme).

1.2. Situation paléogéographique

Au Mésozoïque, le bassin du Sud-Est de la France est un diverticule très subsident de la mer alpine. A partir du Barrémien, à la suite d'une contraction progressive depuis le Jurassique, cette zone profonde subalpine à sédimentation marno-calcaire forme la fosse vocontienne (Paquier, 1900), orientée Est-Ouest et bordée de plates-formes étendues (Vercors, Bas-Vivarais, Provence). A l'Albo-Cénomanién l'ensemble du bassin sédimentaire du Sud-Est est morcelé, consécutivement à la surrection de « l'isthme durancien » (Masse et Philip, 1976) qui isole un bassin pyrénéo-provençal, ouvert sur l'Atlantique, du bassin alpino-rhodanien toujours ouvert sur la mer alpine.

Le domaine vocontien peut être subdivisé en deux parties, une partie occidentale à l'ouest du Buech et de la Durance et une partie orientale ("nappe de Digne" et arc de Castellane). La différence entre les deux domaines réside dans le fait que l'ouest se comble définitivement au Santonien, alors qu'à l'est subsiste un bassin relativement profond au moins jusqu'au Campanien, la partie terminale du Crétacé ayant été érodée avant la transgression nummulitique.

Les limites ouest et nord du bassin vocontien au Cénomanién (Fig. 2) sont mal connues. Les données manquent, soit en raison de l'érosion récente, soit par suite de lacunes sédimentaires consécutives à des émergences au cours de la période Turonien-Santonien, notamment dans le Vercors Sud (Ferry, 2012). Dans le domaine vocontien occidental, du Cénomanién au Santonien, le comblement s'effectue par étapes entrecoupées de phases de ré-approfondissement.

La synthèse paléogéographique réalisée à l'occasion des travaux de l'ANDRA dans le Gard rhodanien (Ferry, 1999) a montré que la ligne de rivage a largement fluctué au cours de l'intervalle Cénomanién-Turonien, probablement en raison d'une activité tectonique du secteur décrochant cévenol qui a conduit à des régressions forcées par soulèvement.

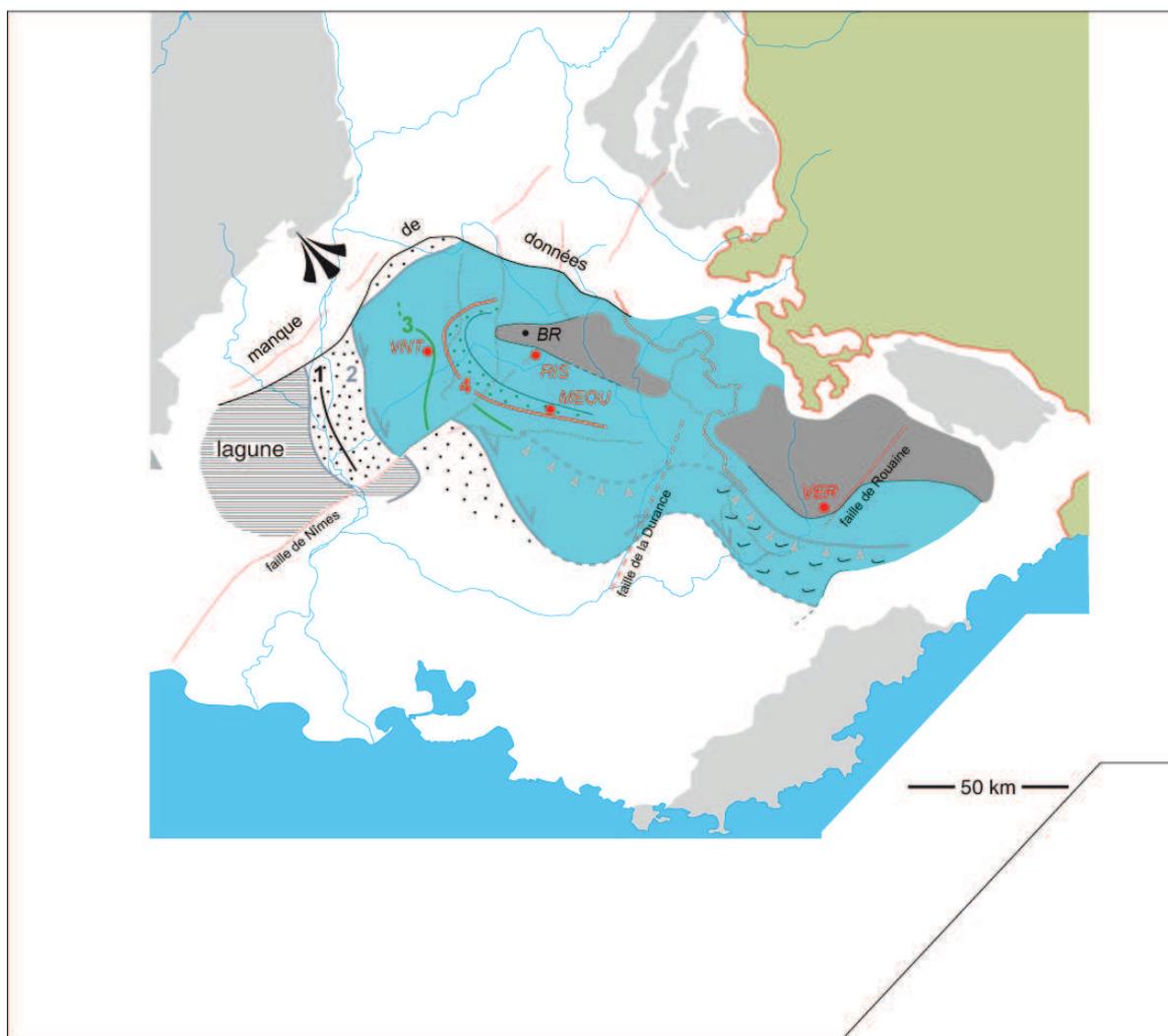


Fig. 2. Paléogéographie du bassin subalpin méridional au Cénomanién.

En bleu, faciès marno-calcaire du bassin et du talus

En gris, black shales de la limite cénomanién-Turonien

Hachures horizontales : lagune à Lignite du Gard rhodanien ; la lagune est interrompue par une barre littorale sableuse dont les limites successives sont indiquées par les flèches grises

Pointillés : grès côtiers à différentes époques ; Coquilles : faciès marno-calcaires à exogyres.

Entre les maxima de transgression, il est ainsi possible de mettre en évidence (Ferry, 2012) :

- une première régression au Cénomanién basal, correspondant à la simple progradation des « grès à orbitolines » du Gard rhodanien (limite 1, trait noir Fig. 2).
- une deuxième régression au Cénomanién moyen, dont la soudaineté indique une régression forcée de brève durée ; elle déplace brutalement le prisme sableux côtier jusqu'à Venterol (limite 3, trait vert, Fig. 2). Cette régression forcée sera dans la suite du mémoire indiquée sous la forme "RF1".

- une troisième régression, plus forte, est enregistrée au Cénomaniens sommital (passage Cénomaniens-Turonien), Il s'agit également d'une régression forcée, nommée "RF2", qui ne résulte pas d'une simple progradation du prisme sableux côtier en raison même de sa soudaineté. Elle a été sans doute causée par le soulèvement du couloir cévenol. Elle déplace la ligne de rivage davantage vers l'Est (limite 4, trait rouge, Fig. 2). Au maximum de régression, des dépôts de black shales se manifestent dans le sillon résiduel de Bruis (Fig. 2), contemporains des black shales de Vergons dans le bassin vocontien oriental.
- au Turonien supérieur, une quatrième régression se manifeste, représentée par les grès de Montmout de la vallée du Rhône. Elle se poursuit vers l'est dans le synclinal de Dieulefit (Grès des Raymonds, Porthault 1974).
- après la transgression coniacienne, la généralisation des grès et dépôts ligniteux santoniens dans le domaine vocontien occidental (Lignite de Piolenc, Sables des Vitrouillères dans le synclinal de Dieulefit) indique son comblement définitif.

Pendant le Cénomaniens inférieur et moyen, le Gard rhodanien est occupé par des dépôts ligniteux lagunaires, isolés de la mer ouverte par une flèche littorale sableuse. Le passage aux marno-calcaires marins s'effectue sous le bassin de Valréas, à l'ouest de la coupe de Venterol (Fig. 2).

Les rivages méridionaux du bassin vocontien sont plus difficiles à définir le long de l'isthme durancien (Fig. 2) et jusque dans la partie sud de l'arc subalpin de Castellane. Leur tracé semble affecté par le jeu sédimentaire des grands accidents transverses N40.

A l'Est, le bassin vocontien semble communiquer librement avec la mer alpine. Cette communication devait s'effectuer entre les massifs du Pelvoux et du Mercantour, bien qu'il ne soit pas prouvé que ce dernier massif ait pu constituer une île ou un haut-fond à l'époque et donc que le secteur de Vergons ait pu être en communication directe avec la mer alpine. L'émergence du Mercantour semble être d'âge tertiaire. Le Pelvoux, en revanche, a pu constituer un haut-fond précoce car il a été couvert par des plates-formes carbonatées à l'Hauteriviens et au Barrémiens (D. Grosheny, 2013, communication personnelle).

1.3. Cadre structural et influence sur la sédimentation

Porthault, dans sa thèse (1974), a montré l'influence des accidents conjugués N40 et N130 dans la répartition des faciès et des épaisseurs du Cénomaniens, ainsi que leur rôle probable dans les

émersions turoniennes du Vercors méridional. Un exemple est particulièrement démonstratif : les variations d'épaisseur enregistrées au voisinage de la faille d'Eygalayes, au nord de l'axe Ventoux-Lure. Elles montrent que le taux de subsidence était fortement influencé par le jeu sédimentaire de ces failles, sans que cela se traduise forcément par des variations de faciès indicatives de changements notables de profondeur de part et d'autre.

Indépendamment du rôle des accidents N40, les cartes de faciès et d'isopaques de Porthault (1974) montrent que la subsidence maximale se situait au Cénomaniens selon deux axes, l'un ouest-est au nord immédiat de la chaîne Ventoux-Lure, l'autre SO-NE centré sur le "sinus rhodanien" à l'est de la faille de Nîmes. Les levés effectués dans ce travail montrent des taux d'accumulation élevés dans les coupes de Venterol (représentative du "sinus rhodanien") et de la Méouge (représentative de l'axe ouest-est). Dans la première, les dépôts céno-mano-turonien atteignent une épaisseur d'environ 1000 mètres dont 600 mètres pour le seul Cénomaniens. Dans la coupe de la Méouge, les dépôts céno-maniens atteignent 850 mètres d'épaisseur, ce qui représente un taux d'accumulation moyen (non décompacté) de presque 150 mètres par million d'années pour une durée de l'étage d'environ 6 Ma.

Les épaisseurs diminuent vers le nord. Au mont Risou, les dépôts céno-maniens n'ont plus qu'environ 300 mètres d'épaisseur mais leur faciès ne change guère par rapport aux deux coupes précédentes. A Bruis, l'épaisseur est encore plus faible et le faciès devient plus fin, signe d'un gain de profondeur notable. C'est d'ailleurs dans ce secteur de Bruis qu'apparaîtront les black shales de la limite Cénomaniens-Turonien, absents dans les coupes précédentes (Fig. 1). L'abondance des slumps dans cette coupe indique également un sillon plus profond.

Dans la coupe orientale de Vergons, le Cénomaniens n'atteint pas tout à fait 300 mètres d'épaisseur. Le faciès est plus fin, sans doute plus profond mais conserve un caractère hémipélagique par rapport aux coupes d'Italie (Gubbio), représentatives, elles du milieu pélagique téthysien.

1.4. Le climat au Cénomaniien

Longtemps, on a considéré que le Crétacé est caractérisé par des conditions climatiques de serre : pCO₂ élevée, absence de calotte glaciaire aux pôles, faible gradient de température en latitude, eaux stagnantes et niveau de mer élevé (Arthur et al., 1985, 1988, Barron et Washington, 1982, Caldeira et Rampino, 1991, Haq et al., 1987, Norris et al., 2002, Wilson et Norris, 2001, Bice et Norris, 2002, Huber et al., 2002, Pearson et al., 2001, Wilson et al., 2002, Zachos et al., 2002).

Récemment, des études plus complètes viennent préciser ces observations. En effet, les recherches sur la végétation en hautes latitudes, sur la zonation climatique latitudinale et les données isotopiques convergent pour nuancer les premières publications. Ainsi, à des latitudes de 60°- 65°, les dépôts sédimentaires du Crétacé médian témoignent de l'existence de forêts, donc d'un climat plus chaud qu'aujourd'hui (Peralta-Medina et Falcon-Lang, 2012, Parish et Spicer, 1988); toutefois, ces forêts sont considérées de type tempéré froid.

La répartition latitudinale de la végétation actuelle ne fait aucun doute; il en va de même en milieu marin pour la zonation des espèces planctoniques. On a pu mettre en évidence une telle zonation latitudinale des éléments du plancton marin au Crétacé; elle est cependant moins contrastée que de nos jours.

L'ensemble des conditions marines environnementales du Crétacé est à l'origine d'une productivité biologique élevée, qui entraîne le dépôt de black shales. Ce climat, caractéristique de l'Albien-Cénomaniien, subit un refroidissement à long terme (au Campanien-Maastrichtien, Pucéat et al., 2007).

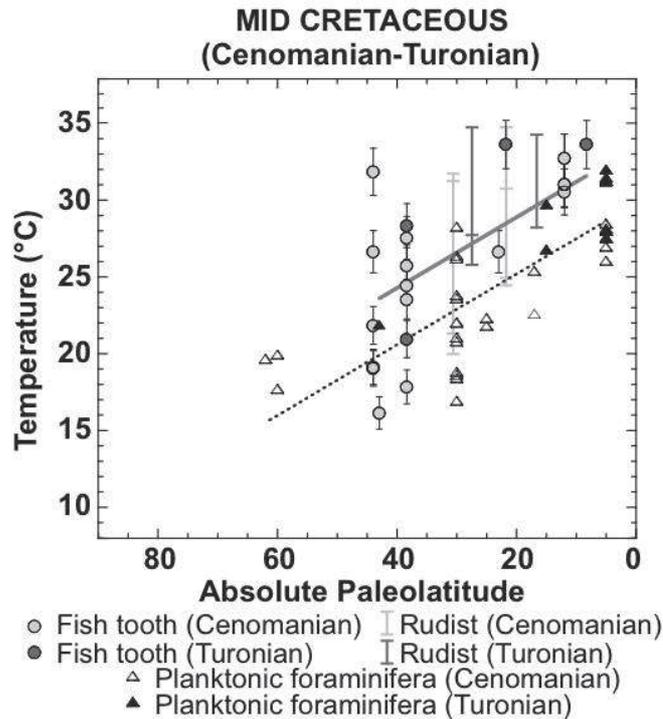


Fig. 3. Comparaison entre les gradients thermiques des basses à moyennes latitudes déduits du $\delta^{18}\text{O}$ des dents de poissons et ceux déduits du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques au Crétacé moyen. Les données du $\delta^{18}\text{O}$ sont de Pucéat et al., 2007 et du tableau DR1 de cet article. Les données des foraminifères du Crétacé moyen sont de Norris (2002) et Huber et al. (2002). Les auteurs ont utilisé les équations de fractionation de Kolodny et al (1983) et Erez et Luz (1983) pour calculer les températures de l'eau de mer respectivement à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des dents de poissons et des foraminifères planctoniques. Pour faciliter la comparaison entre les deux modèles, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau de mer}}$ de -1‰ erreur moyenne de l'eau océanique, constant avec la latitude, a été utilisé pour le calcul des paléotempératures. Les données sur les dents de poisson et les données sur les foraminifères planctoniques obtenues à partir des simulations des modèles statistiques ont généré les droites de régression température-paléolatitude (en gris pour les dents de poisson et pointillé pour les foraminifères (Tableau DR2 Pucéat, et al., 2007). Les traits verticaux représentent l'intervalle de confiance des températures isotopiques déduites de rudistes exceptionnellement bien conservés (en gris ; Wilson et Opdyke, 1996, Steuber et al., 2005). Les barres d'erreur des données sur les dents de poisson tiennent compte des incertitudes dues à la mesure du $\delta^{18}\text{O}$, et du choix de l'équation de fractionation (Tableau DR1, Pucéat et al., 2007).

En effet, la température de la surface des océans en fonction de la latitude a pu être estimée par les mesures comparées de $\delta^{18}\text{O}$ dans différents organismes marins : les rudistes, les foraminifères, et dans les dents de poissons (Fig. 3).

Au cours des étages Cénomanien-Turonien, le gradient de la température de la surface de l'eau est supposé avoir été plus fort qu'à la fin du Crétacé, au climat plus froid. En effet, aux basses latitudes, les données de la partie médiane du Crétacé indiquent des températures de surface de l'eau plus chaudes qu'actuellement. A titre de comparaison, la moyenne annuelle de la

température des eaux de surface à 43° de latitude (Toulon) est de 17°C, alors que la lecture de la température de surface de l'eau à la latitude de 43° au Cénomanién-Turonien sur la figure 3 indique de 19°C à 24°C.

Des basses latitudes aux latitudes moyennes, la courbe du gradient thermique au Cénomanién-Turonien est la même, qu'elle soit mesurée chez les foraminifères ou dans les dents de poisson. Toutefois, les dents de poisson (Fig. 3, droite de régression grise) tendent à indiquer une température de 3°C à 4°C plus élevée que celle des foraminifères (Fig. 3, droite de régression pointillée). La raison de cette différence peut-être due à l'origine néritique ou l'origine pélagique des organismes. La simulation des gradients reconstitués à partir à la fois des dents de poissons, des foraminifères et des inocérames a rendu plus fiable l'estimation de la température des océans anciens. L'évolution à la baisse des gradients thermiques au Crétacé supérieur pourrait résulter d'un accroissement du transport méridional de la chaleur, ou de la chute du CO₂ atmosphérique (d'après Pucéat et al., 2007).

Sur les bordures des bassins, de fortes régressions forcées sont localement enregistrées ; elles auraient pour origine des fluctuations du niveau marin relatif en phase avec des oscillations climatiques. Par exemple, l'événement du Cénomanién médian est caractérisé par une anomalie en $\delta^{13}\text{C}$, qui pourrait être associé à une forte régression forcée dans le Sud-Est de la France (cf. coupe de Venterol, ce mémoire). Cependant, Ferry (travaux en cours), ne met pas en évidence de régression forcée de la marge atlantique marocaine à la même époque. Il semble donc prématuré de corréler les régressions forcées avec les régressions forcées ou la fréquence élevée de cendres volcaniques (Deconinck et al, 2007).

2. Etat des connaissances

2.1. Les foraminifères

Les foraminifères sont des micro-organismes marins unicellulaires répandus dans toutes les mers. L'extension des foraminifères commence au Cambrien et se poursuit jusqu'à nos jours. Les formes benthiques se sont développées les premières, et les formes planctoniques au Jurassique (Caron et Homewood, 1982, Boudagher-Fadel et al. 1997, Boersma 1998). Les recherches sur les foraminifères actuels ont permis d'étudier de nombreux aspects de leur mode de vie : leur expansion, leur habitat, leur mode de nutrition, leur reproduction, la nature et la structure de leur test. Sur la base de ces études, des revues et manuels ont été publiés (Bé and Tolderlund 1971, Bé 1977, Hembelen et al. 1989, Bellier et al. 2010), et des classifications ont été proposées (Postuma, 1971, Loeblich et Tappan, 1987, Sen Gupta, 1999).

Nous exposerons l'état des connaissances sur les foraminifères du Crétacé, qui est en partie tributaire de l'état des connaissances des foraminifères actuels.

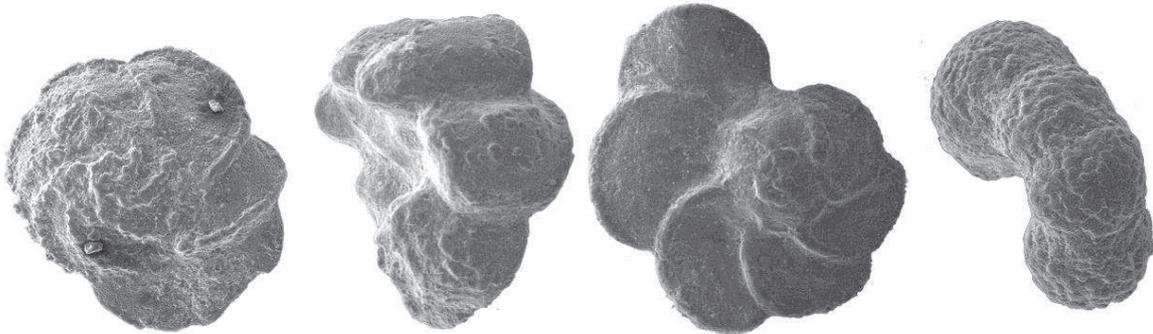
2.1.1. Les foraminifères sont des outils pour la biostratigraphie

La biozonation du Crétacé, fondée sur les ammonites a été utilisée par les paléontologistes stratigraphes dès le dix-neuvième siècle ; mais elle connaît des limites en raison du nombre relativement faible des individus et de l'absence, parfois de séquences d'ammonites dans certains bassins. Toutefois, depuis la moitié du vingtième siècle, les foraminifères planctoniques avec le développement de l'océanographie et le besoin d'établir des corrélations pour la recherche pétrolière, sont devenus des outils robustes en raison de leur test de petites dimensions et leur grande abondance pour la biostratigraphie à haute résolution, notamment dans les forages.

La courte extension de certains foraminifères planctoniques en fait des marqueurs efficaces pour définir des biozones. L'étude de la distribution des foraminifères, planctoniques en particulier dans les sédiments héli-pélagiques marneux du Cénomaniens, s'est donc avérée une approche préférentielle pour établir la chronologie des évènements.

L'étude des foraminifères du Crétacé comme outil biostratigraphique a donné lieu à des ouvrages de synthèses, notamment par Neumann (1969), Robaszynski et Caron (1979, 1995), Bolli et al. (1985), Nederbragt (1990), Master (1977), Hart (1999), Premoli Silva et Verga (2004), Murray et al. (2011).

Faisant suite à la biozone à *Thalmaninella apenninica*, dernière zone de l'Albien, on distingue quatre biozones à foraminifères planctoniques au Cénomaniens (Robaszynski et Caron, 1979):



la biozone à ***Thalmaninella globotruncanoides*** (face spirale, à gauche) qui marque l'entrée dans le Cénomaniens inférieur,

la biozone à ***Thalmaninella reicheli***, (profil, au centre) caractéristique du Cénomaniens moyen, et

la biozone à ***Rotalipora cushmani***, (face spirale, au centre) indicateur du Cénomaniens supérieur, et

la biozone à ***Whiteinella archaeocretacea*** (profil, à droite), indicateur du passage Cénomaniens-Turonien

2.1.2. Les foraminifères sont des outils pour la paléocéologie et la reconstitution des paléoenvironnements

2.1.2.1. Les foraminifères planctoniques

Les foraminifères planctoniques flottent à la surface des océans, et se déplacent en fonction des courants. Dans une colonne d'eau stable, avec une salinité normale, des nutriments et des gradients de température annuels qui produisent une variété de niches écologiques, la diversité des foraminifères est maximale. La distribution des foraminifères planctoniques de façon générale, est sous le contrôle de nombreux facteurs environnementaux : la profondeur, la turbidité, la température, la salinité, l'oxygénation, et l'apport nutritif des eaux.

Les *foraminifères planctoniques actuels* sont soumis aux variations des facteurs environnementaux, notamment :

1) la salinité ; les foraminifères sont intolérants aux eaux saumâtres, en effet, ils ne supportent pas une salinité <30‰ (Bolotsvkoy, 1976),

2) la luminosité ; avec les sels nutritifs disponibles (Berger, 1969), elle détermine la productivité primaire (Bé et Tolderlund, 1971), et, par conséquent, la quantité et qualité des nutriments,

3) la température ; les eaux chaudes permettent le développement de grands tests à parois épaisses et complexes et d'une grande diversité spécifique ; au contraire, dans les eaux froides, les tests sont généralement petits et globuleux. Cette répartition en fonction de la température s'applique évidemment en fonction de la latitude (tests carénés en mers chaudes et globuleux en mers froides). La température détermine occasionnellement le type d'enroulement dextre ou sénestre (Bandy, 1959 ; Bé, 1977) et la taille des pores, la plus grande étant dans les eaux tropicales et chez les espèces vivant en surface (Bé, 1968).

4) la profondeur ; le morphotype des tests des foraminifères actuels est épineux chez les espèces de surface, et complexe, mais sans épines, chez les espèces vivant en profondeur jusqu'à 2000 m (Fig. 5). Le cycle de reproduction varie également en fonction de la profondeur : il est de deux semaines dans les eaux de surface et il est lunaire dans les eaux profondes (Bé, 1982, Hembelen et Spindler, 1983, 1989, Arnold et Parker, 1999). Dans l'actuel, on observe une augmentation du rapport planctoniques/benthiques lorsque la profondeur de l'eau augmente (Murray, 1976, Hart et Carter 1975 ; Hart et Bailey, 1979). Ce rapport, ainsi que le rapport carénés/globuleux est utilisé pour détecter les variations de la profondeur,

5) le taux d'oxygène dissous ; sous l'effet des variations du taux d'oxygène dissous, la morphologie des tests des espèces à épines des foraminifères actuels présentent notamment des changements de longueur (Bijma et al., 1992).

Les *foraminifères planctoniques du Crétacé* ont été soumis à des variations environnementales semblables aux variations actuelles et leurs tests présentent des adaptations similaires. L'équivalence se fait entre les épineux actuels et les globuleux du Crétacé d'une part, et les formes lisses actuelles et les carénés du Crétacé d'autre part (Hart et Bailey, 1979, Fig. 5), ce qui explique la distribution préférentielle des formes planctoniques carénées en profondeur et des formes globuleuses dans les zones de surface.

Au Crétacé, il est possible d'estimer l'influence de plusieurs facteurs :

1) la profondeur ; la profondeur varie avec le biotope des foraminifères, à savoir sur la plate-forme, ou en mer profonde (Caron, 1983). Comme dans l'actuel, sur la plate-forme, les tests sont petits et globuleux et leur paroi est mince. Les genres associés sont *Heterolhelix*, *Guembelitra*, *Globigerinelloides*, *Whiteinella*. La mobilité dans la colonne d'eau, permet aux foraminifères planctoniques carénés de coloniser la mer profonde ; alors les tests sont grands, carénés, complexes et aux parois épaisses. Les genres associés sont *Thalmaninella*, *Rotalipora*, *Dicarinella*. Au Cénomanién, par exemple les *Praeglobotruncana* ont évolué non seulement en fonction de la profondeur, mais aussi en fonction du temps géologique ; *Praeglobotruncana delrioensis* précède *Praeglobotruncana stephani*, auquel fait suite *Praeglobotruncana gibba*, et finalement, au Turonien, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Fig. 4),

2) le taux d'oxygène dissous ; pendant les crises anoxiques du Crétacé, les foraminifères se raréfient et la diversité spécifique diminue. Les planctoniques carénés des eaux profondes sont plus affectés que les planctoniques globuleux (Hart et Bigg, 1981, Eicher et Diner, 1985, Leckie, 1985, Hart et Ball, 1986, Bréheret et al., 1982, Jarvis et al., 1988, Kauffman et Sageman, 1990, Olesen, 1991, Caldwell et al., 1993, Magniez-Janin, 1997, Kauffman et Hart, 1996, Sageman et al., 1997, Grosheny et Tronchetti, 1993, Peryt et Lamolda, 1996, Grosheny et Malatre, 1997, Grosheny et al., 2001, 2006, Leckie et al., 2002, Friedrich et al., 2006). En période dysoxique, les loges s'allongent, ce qui augmente la surface des tests, et par conséquent les échanges gazeux avec l'eau de mer (voir Annexe). D'autre part, les mêmes morphotypes peuvent résulter d'une calcification des tests insuffisante consécutive au manque d'O₂.

Le Cénomanién est caractérisé par trois évènements anoxiques, au passage Albien-Cénomanién, au Cénomanién médian et par le plus paroxystique, au passage Cénomanién-Turonien.

A un environnement normalement oxygéné correspondent des foraminifères planctoniques carénés de grande taille diversifiés et aux formes complexes, comme *Thalmaninella* et *Rotalipora*. A un milieu marin anoxique correspondent des morphotypes planctoniques globuleux de petite taille peu diversifiés, comme *Whiteinella* et *Hedbergella*. L'installation d'épisodes anoxiques induit des réponses adaptatives des foraminifères :

- parmi les formes planctoniques carénées, les *Praeglobotruncana* prolifèrent aux dépens des formes carénées *Thalmaninella* et *Rotalipora*. Les formes carénées finiront par disparaître au bénéfice des formes globuleuses ; ainsi la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* est l'évènement qui caractérise la limite du Cénomanién supérieur.

Certains foraminifères s'adaptent au manque d'oxygène dissous en augmentant la porosité de leur test (Fisher, 2003), ou la surface des loges (Magniez-Jannin, 1998) ; les deux processus facilitent les échanges gazeux par l'accroissement de la surface de contact avec le milieu ;

- pendant les événements anoxiques, on enregistre également la prolifération de certaines espèces, comme les Heterohelicidae particulièrement tolérants aux eaux faiblement oxygénées (Leckie, 1985, Keller et Pardo, 2004, et voir Annexe). On explique la prolifération des genres *Heterohelix*, *Guembelitra*, *Globigerinelloides ultramicra* et *Hedbergella delrioensis*, vivant dans les eaux de surface, par leur morphotype primitif, prompt à l'adaptation aux changements de température et de salinité ; il s'agit typiquement de genres opportunistes (Caron et al., 2006).

Dans l'*Actuel*, la pérennité des espèces est assurée par leur faculté d'adaptation aux conditions environnementales, et par la sélection. On observe deux stratégies différentes de développement des populations :

- soit la stratégie **r** qui concerne des populations peu diversifiées, à faible densité, à cycle reproductif court, mais soumises à un taux de prolifération élevé,
- soit la stratégie **K** qui concerne les populations très diversifiées, à cycle reproductif long, à densité élevée, soumises à un taux de renouvellement des générations bas, mais qui favorise la survie des espèces par un rendement plus efficace des ressources (Boyce, 1984, Mac Arthur, 1967).

Il ressort des études de l'évolution des foraminifères planctoniques du *Crétacé* que le passage de la dominance des formes simples et globuleuses (dites espèces opportunistes) à des formes complexes carénées (dites espèces d'équilibre) correspond au passage de périodes de stratégie adaptative de type **r** à des périodes de stratégie adaptative de type **K** (Caron et Homewood, 1982, Caron, 1983). Cette alternance s'observe à la fois dans le temps, à savoir lors de la colonisation des eaux profondes au Crétacé, et dans l'espace, à l'occasion de la répartition des espèces en milieu de plate-forme ou de talus. Ainsi, au Cénomaniens l'occurrence des *Thalmaninella* et *Rotalipora* en milieu marin profond et chaud d'une part, et des *Hedbergella*, *Praeglobotruncana* et *Whiteinella* en milieu de plate-forme d'autre part, résulte respectivement de stratégies adaptatives de type **K** et **r**.

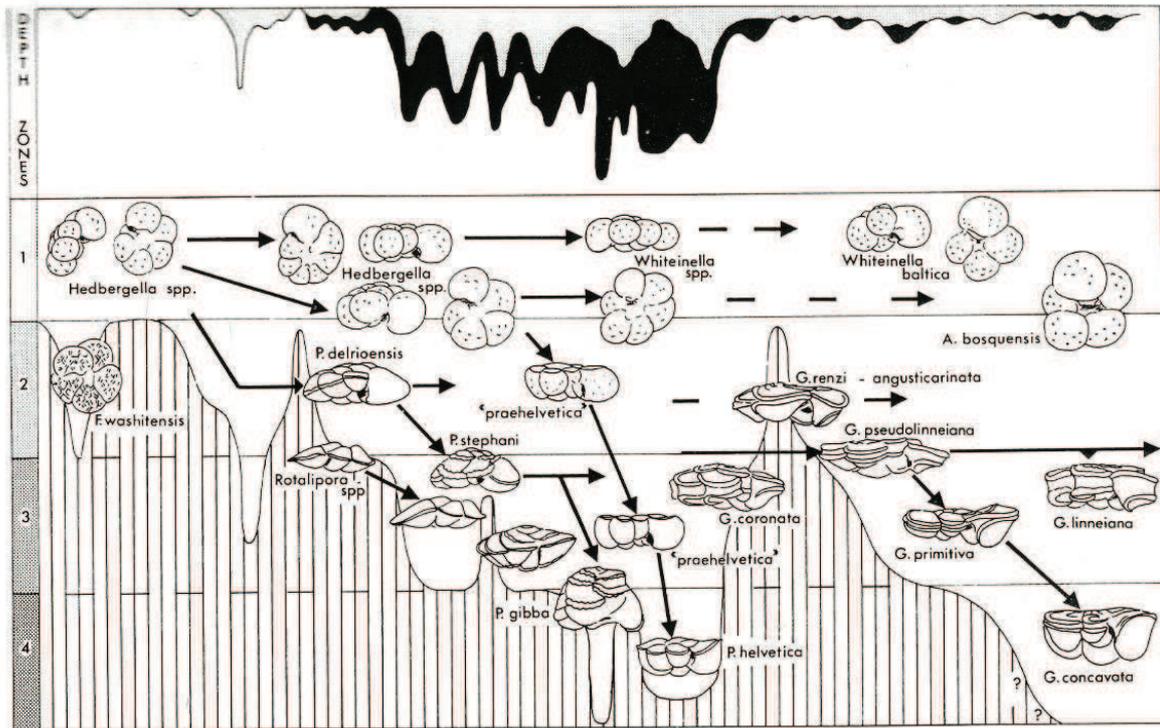


Fig. 4. Evolution des foraminifères planctoniques de l'Albien terminal au Santonien basal d'après les successions du SE de l'Angleterre. Les courbes de la partie supérieure du diagramme, basées sur les comptages des foraminifères planctoniques représentent en noir, la distribution des espèces carénées et en gris, celle des espèces globuleuses. Ces courbes et les zones de profondeur qui s'y rapportent ne sont pas calibrées en mètres, mais indiquent une échelle relative. D'après Hart et Bailey, 1979, et Hart, 1999.

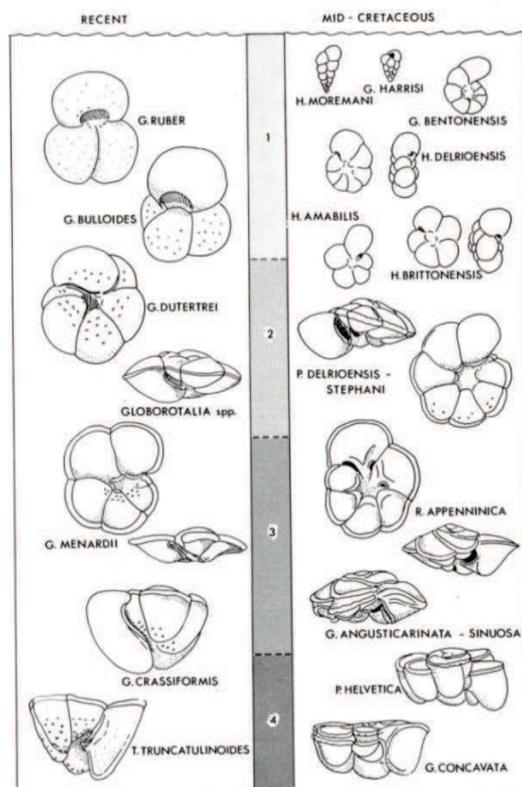


Fig. 5. Distribution des foraminifères planctoniques dans la colonne d'eau au Crétacé et dans l'actuel. D'après Hart et Bailey, 1979.

2.1.2.2. Les foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques ont généralement des extensions plus longues que les foraminifères planctoniques, ce qui restreint leur utilisation comme bio-indicateur stratigraphique, mais ils sont plus sensibles aux variations des conditions environnementales, ce qui en fait d'excellents témoins du milieu. Encore davantage que celle des foraminifères planctoniques, la distribution des associations de foraminifères benthiques est dépendante des conditions environnementales, notamment de la profondeur des eaux (Sliter et Baker, 1972, Fig. 6). Cependant, des facteurs essentiels, comme la nature du substrat, ainsi que son degré d'oxygénation y contribuent également (Tronchetti, 1984, Koutsoukos et Hart, 1990, Kuhnt et al., 1996).

La classification en morphogroupes des assemblages de foraminifères benthiques au Crétacé, dans le bassin de Sergipe (Brésil) proposée par Koutsoukos et Hart (1990) met en évidence une corrélation entre les associations de genres et un paléo-environnement. Nous avons utilisé cette terminologie pour l'étude dans le temps et dans l'espace des genres benthiques identifiés dans nos échantillons (Fig. 7, 8).

L'ensemble de ces caractéristiques permet de définir le type d'environnement dans lequel se situent les foraminifères benthiques : zone de plate-forme, talus ou abyssale. Les perturbations des conditions environnementales engendrent des adaptations qui influent sur l'abondance des foraminifères benthiques et sur leur diversité générique et spécifique.

Dans les fonds marins du talus, la proportion de foraminifères benthiques agglutinants domine. Lorsque le milieu devient moins profond, la diversité des formes agglutinantes diminue (Tronchetti, 1981, Grosheny et Tronchetti, 1988; Koutsoukos et al., 1990, Grosheny et Malartre, 2002) ; en effet, sur le talus supérieur ou moyen, et sur la plate-forme externe, la proportion de foraminifères du sous-ordre des *Lagena* augmente. Lorsque les dépôts se sont effectués dans des eaux de plate-forme peu profondes, ce sont les benthiques du sous-ordre des *Rotaliina* qui dominent la population

La nature du substrat lui-même est déterminante pour les genres de foraminifères benthiques susceptibles de le coloniser. Les formes à test calcitique dominent dans les formations vaseuses de bassin et s'équilibrent avec les formes agglutinantes sur les fonds sablo-vaseux (Tronchetti, 1984). La survie des foraminifères benthiques n'est pas compatible avec un apport important de matériel détritique.

Les changements dans la distribution des foraminifères benthiques sont également révélateurs des variations des conditions environnementales du substrat. Ainsi, la faible teneur en oxygène dissous du substrat pendant les événements anoxiques du Cénomanién provoque une perte de la diversité des associations de foraminifères benthiques, qui sont remplacées par des assemblages pauvres. Ce changement majeur concerne d'abord les benthiques agglutinants des grandes profondeurs (« DWAF », Deep Water Agglutinated Foraminifera, Leckie, Bralower et Cashman). Les moins tolérants à la faible teneur en oxygène dissous sont les espèces fauniques détritivores et les bactérivores ; seuls quelques genres subsistent. Koutsoukos et Hart (1990) ont proposé un ordre de survie des différents morphogroupes dans les conditions dysaérobiques à anaérobiques au passage Cénomanién-Turonien voir Matériel et Méthodes) : les morphogroupes opportunistes sont seuls susceptibles de coloniser rapidement de nouvelles niches. La diversité et la composition de la population des foraminifères benthiques subit des va-et-vient quand survient l'événement anoxique OAE2 (Tronchetti et Grosheny, 1991, Grosheny et Tronchetti, 1993, Grosheny et al., 2006).

ENVIRONMENT		FORAMINIFERS	
SHELF	INNER	Miliolids <i>Nonionella</i> <i>Placopsilina</i> <i>Guttulina</i> <i>Globulina</i> <i>Palmula</i> <i>Epithemella</i>	<i>Planorbulina</i> <i>Vitriwebbina</i> <i>Coryphostoma</i> <i>Ceratobulimina</i> <i>Bolivina</i> <i>Pararotalia</i> <i>Pseudopatulina</i>
	OUTER	<i>Nodosariids</i> <i>Colomia</i> <i>Hoeglundina</i> <i>Alabamina</i> <i>Gyroïdina</i> <i>Pleurostomella</i> <i>Bolivina</i> <i>Gavelinella</i> <i>Fissurina</i>	<i>Seabrookia</i> <i>Pyrulina</i> <i>Pseudonodosaria</i> <i>Gaudryina</i> <i>Pseudouvirgerina</i> <i>Dorothia</i> <i>Coryphostoma</i> <i>Pyramidina</i> <i>Oolina</i>
SLOPE	UPPER	<i>Osangularia</i> <i>Gavelinella</i> <i>Gyroïdinoïdes</i> <i>Hoeglundina</i> <i>Silicosigmoilina</i> <i>Bathysiphon</i> <i>Gaudryina</i> <i>Cribrostomoides</i> <i>Praebulimina</i>	<i>Dorothia</i> <i>Spiroplectammina</i> <i>Ammodiscus</i> <i>Trochammina</i> <i>Colomia</i> <i>Nodosariids</i> <i>Tappanina</i> <i>Pyramidina</i> <i>Globulina</i>
	MIDDLE	<i>Praebulimina</i> <i>Dorothia</i> <i>Osangularia</i> <i>Hoeglundina</i> <i>Gaudryina</i> <i>Chilostomella</i> <i>Allomorphina</i> <i>Pullenia</i> <i>Planulina</i>	<i>Bathysiphon</i> <i>Silicosigmoilina</i> <i>Hyperammina</i> <i>Cribrostomoides</i> <i>Spiroplectammina</i> <i>Gavelinella</i> <i>Ammodiscus</i> <i>Ammodiscoides</i> <i>Stilostomella</i>
	LOWER	<i>Glomospira</i> <i>Bathysiphon</i> <i>Hyperammina</i> <i>Ammodiscus</i> <i>Gaudryina</i> <i>Cribrostomoides</i> <i>Silicosigmoilina</i> <i>Osangularia</i> <i>Pullenia</i>	<i>Praebulimina</i> <i>Saccammina</i> <i>Pelosina</i> <i>Hormosina</i> <i>Allomorphina</i> <i>Gavelinella</i> <i>Haplophragmoides</i> <i>Spiroplectammina</i>

Fig. 6. Assemblages des genres de foraminifères benthiques du Crétacé en fonction de la profondeur. Les genres sont cités en ordre d'importance écologique décroissant du haut vers le bas et de la gauche vers la droite. D'après Sliter et Baker, 1972.

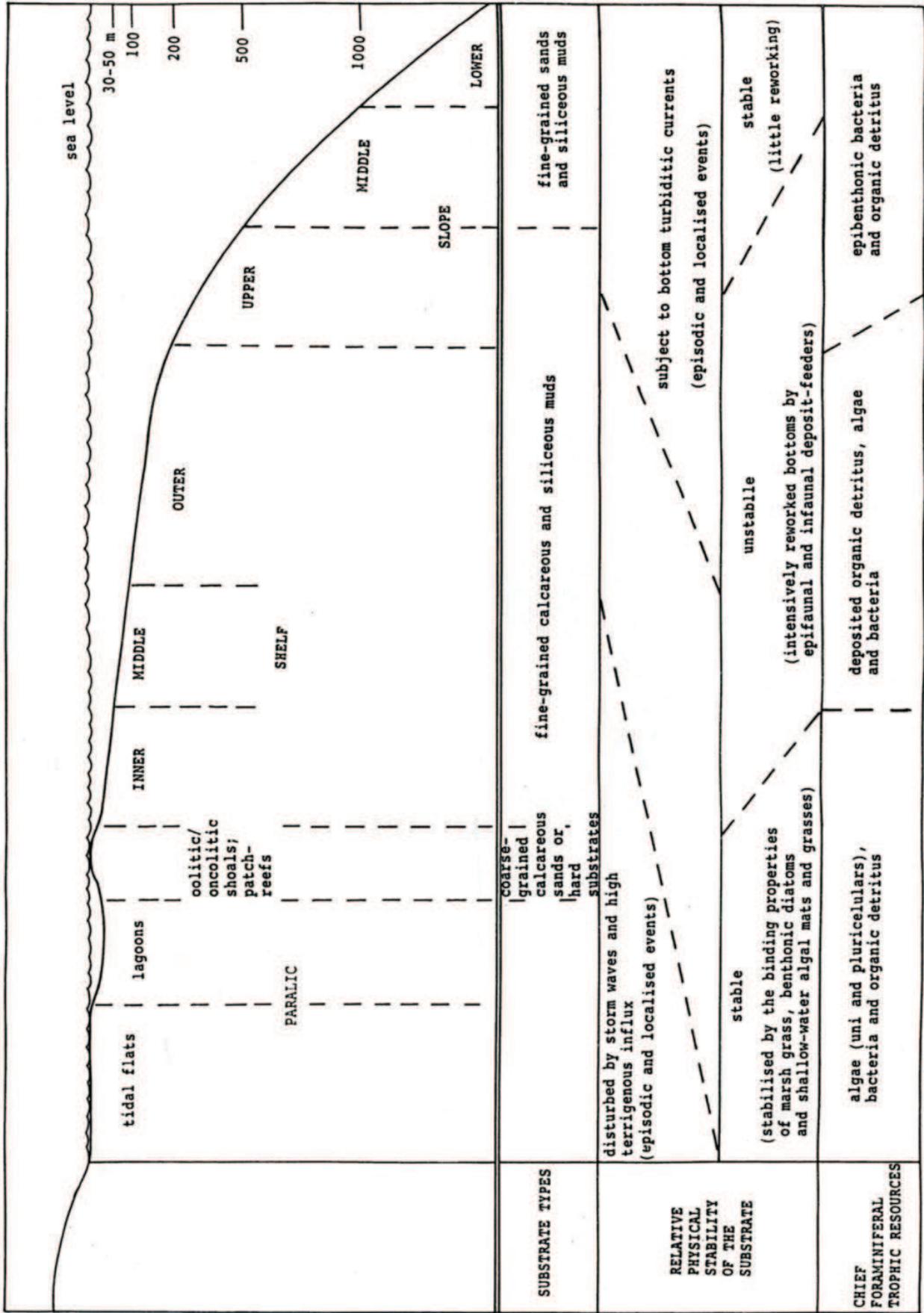


Fig. 7. Les principales ressources trophiques et les substrats des foraminifères benthiques (type et stabilité physique relative), dans les environnements marins (d'après les observations à Sergipe, Brésil, au Crétacé). D'après Koutsoukos et Hart, 1990.

2.2. Les isotopes du carbone

Au cours du Cénomanién, 3 évènements sont à l'origine d'excursions positives du $\delta^{13}\text{C}$: le passage Albien-Cénomanién, l'évènement du Cénomanién médian (Mid Cenomanian Event ou MCE) et le passage Cénomanién-Turonien, au cœur de l'évènement océanique anoxique 2 (Oceanic Anoxic Event 2), le plus marqué et le plus fréquemment décrit par les auteurs (Schlanger et Jenkyns, 1976, Jenkyns, 1980).

2.2.1. Origines des variations du $\delta^{13}\text{C}$

De l'Albien au Turonien, le niveau relatif de la mer augmente et le climat se réchauffe : la transgression (Erbacher et al., 1996) correspond à une augmentation de la stratification et une diminution de la circulation des masses d'eau. De plus, des taux élevés du turnover planctonique associés à des vitesses d'enfouissement élevées de la matière organique s'observent à l'Albien terminal, au Cénomanién moyen, et au passage Cénomanién-Turonien (Schlanger et Jenkyns, 1976, Kuhnt et al., 1986, Arthur et al., 1987, Pratt et Thekheld, 1984, Pratt, 1985, Morel, 1998). Ces phénomènes génèrent des évènements anoxiques.

Les évènements anoxiques du Cénomanién sont enregistrés au niveau du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) par une anomalie positive qui traduit une réorganisation du cycle du carbone (Scholle et Arthur, 1980). A l'origine de l'enrichissement en ^{13}C , se trouve une augmentation de l'apport en matière organique.

En effet, lorsque la production de matière organique riche en ^{12}C (productivité primaire, Demaison et Moore, 1980) est particulièrement élevée dans le plancton, alors la décomposition des organismes lors de leur chute dans la tranche d'eau augmente considérablement les besoins en oxygène.

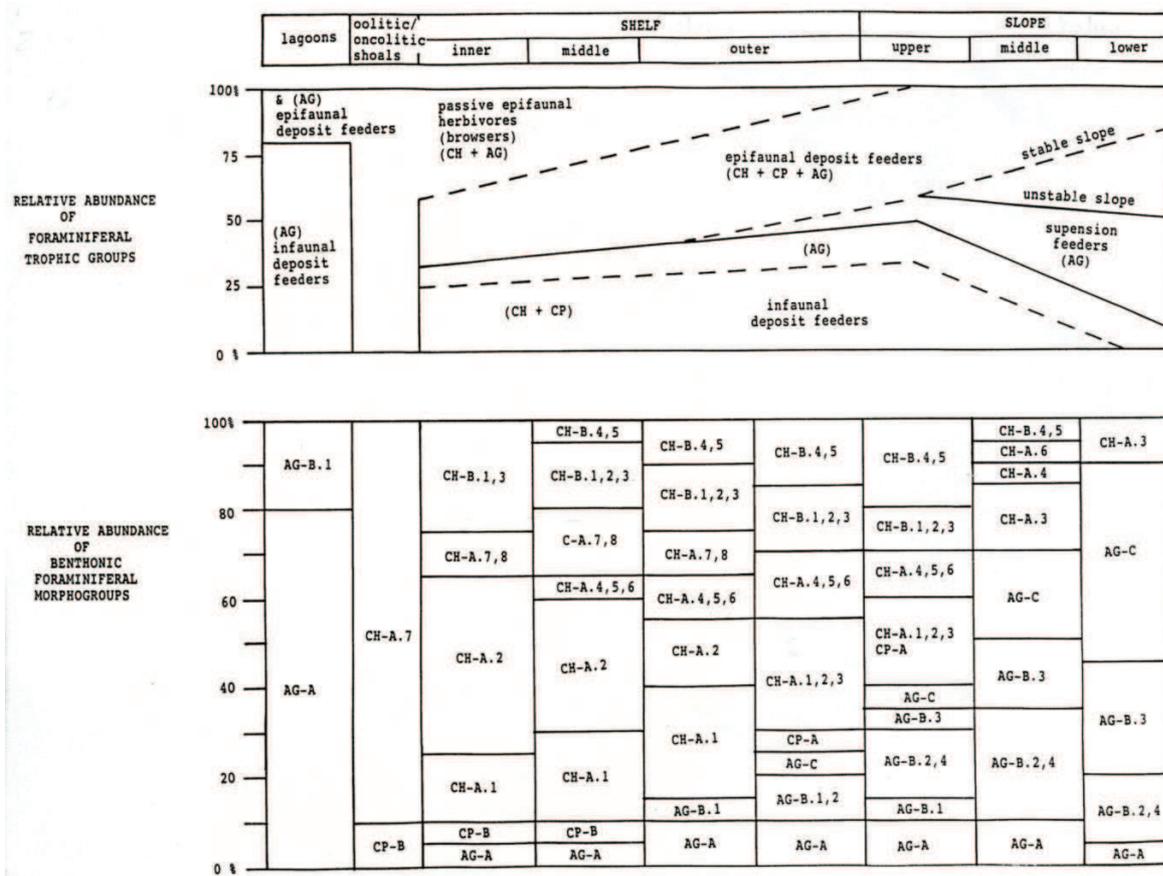


Fig. 8. Distribution paléo-environnementale et abondance relative des groupes trophiques majeurs de foraminifères benthiques (haut), et des morphogroupes (bas). D'après Koutsoukos et Hart, 1990.

En conséquence, plus les débris s'enfoncent, plus ils asphyxient les eaux profondes. En atteignant les fonds marins anaérobies, la matière organique est enfouie sans oxydation (préservation, Koblenz-Mishke et al., 1970 ; Degens et Ross, 1974). En effet, dans les conditions d'oxygénation et de température des événements anoxiques, le ^{12}C incorporé préférentiellement par le plancton à partir de l'eau de mer est préservé dans le sédiment (Jenkyns, 1980, Scholle et Arthur, 1980, Schlanger et al., 1987). Le ^{12}C reste piégé dans le substrat, et en contrepartie, le CO_2 dissous dans l'eau de mer s'enrichit progressivement en ^{13}C .

Le ^{13}C se concentre alors dans les organismes qui incorporent le carbone dans leur test, tels les foraminifères, et se retrouve dans le sédiment. En effet, le taux de ^{13}C dans le sédiment est

relativement stable (Weissert,1989) ; au cours de la diagenèse, il résiste aux effets de l'enfouissement de matières organiques marines ou terrestres (Mitchell et al., 1997).

Les sédiments riches en matière organiques déposés dans les conditions d'anoxie sont noirs et laminés et identifiés sous le nom de « black shales ». Au Cénomanién, de telles conditions dysoxiques et anoxiques se sont développées en zones d'oxygénation minimales (MOZ) sur les marges de la mer Téthys tropicale, dans des mers épicontinentales, et également dans les bassins atlantiques (Jenkyns, 1980, Schlanger et Jenkyns, 1976).

2.2.2. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albien-Cénomanién

Gale et al. (1996), ont recherché les variations de $\delta^{13}\text{C}$ dans les marnes très argileuses et aux taux élevés de composés organiques du Mont Risou (Saint André de Rosans, Hautes Alpes). Le Mont Risou est le « Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP » pour la base de l'étage Cénomanién.

La courbe de $\delta^{13}\text{C}$ enregistre quatre pics distincts (de A à D), dont le deuxième, le principal, s'élève à 2,3‰. Ces pics ne correspondent à aucun changement lithologique. Le passage Albien-Cénomanién, défini par la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides*, se fait en dessous du quatrième pic (Fig.9).

A Speeton (North Yorkshire), où s'est déposé le Cénomanién inférieur le plus complet d'Angleterre, la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ présente une large excursion positive qui est composée de 3 pics (a-c), dont le deuxième est le plus élevé, et atteint 2,75‰ (Mitchell, 1995, Jarvis et al. 2006, Fig. 9). Le passage Albien-Cénomanién se situe au creux entre les deux pics b et c, de manière homologue à la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ du Mont Risou.

La courbe de $\delta^{13}\text{C}$ à la carrière de Contessa, près de Gubbio (Italie Centrale), montre un pic discret qui couvre 4 pics mineurs (Stoll et Schrag, 2000). Le passage Albien-Cénomanién est défini par les assemblages de foraminifères identifiés par Premoli Silva et Sliter (1995), dans la coupe voisine de la gorge de Bottaccione (Fig. 9).

2.2.3. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au Cénomanién médian (MCE)

L'évènement anoxique OAE2 marque le passage Cénomanién-Turonien. Tel que l'on peut l'observer dans le bassin de l'Ombrie-Marche en Italie, il s'agit du paroxysme d'un cycle de dépôt de black shales pendant 2 Ma, qui a débuté au milieu du Cénomanién,

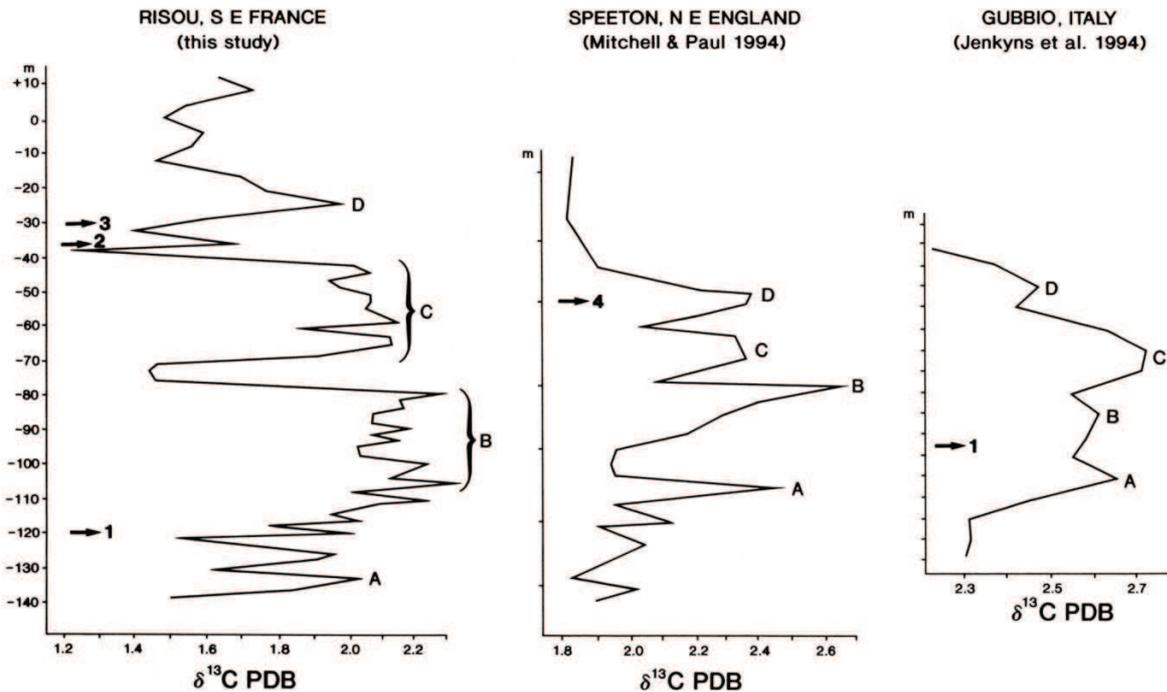


Fig. 9. Comparaison des courbes de $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albien-Cénomanién au Mont Risou à Speeton (NE de l'Angleterre, d'après Mitchell et Paul, 1994) et Gubbio (Ombrie Marche, Italie, d'après Jenkyns et al., 1994). Notez la similitude des courbes. A-D se rapportent aux pics mentionnés dans le texte et sont considérés comme équivalents. 1. Dernière occurrence de *Planomalina buxtorfi*, 2. Première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides*. 3. Première occurrence des ammonites du Cénomanién dans la coupe du Mont Risou 4. Base du Cénomanién dans la coupe de Speeton (d'après Mitchell et Paul, 1994). D'après Gale et al., 1996.

dans la zone à *Rotalipora cushmani*, (Coccioni et al.1987, 1989, 1992, Coccioni et Galeotti, 2001, 2003).

Dans toutes les coupes de la Marche-Ombrie, l'évènement du Cénomanién médian, est associé à :

- un changement de régimes sédimentaires et tectoniques : la teinte des sédiments fonce avant l'avènement des black shales,

- une réorganisation des assemblages de foraminifères planctoniques,
- un changement majeur des foraminifères benthiques,
- une excursion positive de 0.7‰ dans les valeurs du carbone isotopique, précédée d'une excursion négative de 0.5‰ du $\delta^{18}\text{O}$ (Coccioni et Galeotti, 2003, Fig.11).

Après l'évènement du Cénomanién médian, le profil du $\delta^{13}\text{C}$ suit une pente constamment ascendante jusqu'au niveau Bonarelli (OAE2).

Les courbes à haute résolution de Premoli Silva et Sliter (1995), et de Tsikos (2004) sont en excellent accord avec les profils de $\delta^{13}\text{C}$ au cours de l'évènement MCE de la Craie Anglaise.

L'évènement du Cénomanién médian a également été enregistré en Angleterre et au Nord de la France ; les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ ont été corrélées (Paul et al. 1994, Amédéo et al., 1994, Gale, 1995, Mitchell et al., 1996, Robaszynski et al., 1998). Plus récemment, Jarvis et al. (2001, 2006) ont mis en évidence l'excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ à Douvres, et à Speeton. Le $\delta^{13}\text{C}$ atteint la valeur de 2,3‰ (MCE Ia), baisse en un creux avant de culminer à 2,9‰ (MCE Ib). Ce double pic est également bien développé dans la Téthys boréale du NW de l'Allemagne (Mitchell et al. 1996, Wilmsen et Niebuhr, 2002). La courbe composite du $\delta^{13}\text{C}$ en Angleterre (Fig. 10) montre que l'évènement du Cénomanién médian est un point de rupture dans le profil à long terme du carbone isotopique, qui évolue vers des valeurs progressivement croissantes du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du Cénomanién supérieur (Jarvis et al., 2006).

A Pueblo (Colorado, USA, GSSP pour le passage Cénomanién-Turonien), l'évènement du Cénomanién médian est enregistré par une petite excursion positive (+1,2‰) du $\delta^{13}\text{C}$ dans la zone à *Hedbergella planispira*, de la partie inférieure de la biozone à *Rotalipora cushmani*. L'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ est concomitante d'un shift négatif de $\delta^{18}\text{O}$ de 3‰, qui reflète un afflux d'eau fraîche (Keller et Pardo, 2004). Le changement positif de $\delta^{13}\text{C}$ pourrait alors être dû à un apport terrestre sous forme détritique ou organique (Keller et Pardo, 2004). L'évènement est associé avec une transgression marine qui est à l'origine du développement de nouvelles espèces de foraminifères planctoniques pendant et après le shift de $\delta^{13}\text{C}$ (Keller et Pardo, 2004).

A Blieux (Alpes-de-Haute-Provence) dans le bassin vocontien - au Cénomanién un bassin subtropical de la marge Nord de la Téthys - Reboulet et al. (2012) ont mis en évidence l'évènement du Cénomanién médian. Les deux pics de $\delta^{13}\text{C}$, **Ia** et **Ib** sont enregistrés, avec un maximum de 2‰ en **Ib**. Cependant les auteurs soulignent que l'excursion positive n'est pas

suivie d'un retour à des valeurs de bases du $\delta^{13}\text{C}$, mais se poursuit par des oscillations autour d'une pente ascendante jusqu'au passage Cénomanién-Turonien. Wilmsen et Niebuhr (2002) ont fait une observation similaire dans le bassin saxon inférieur. Les profils lithologiques, la séquence des ammonites et des nanofossiles, ainsi que les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ ont été corrélées avec 5 coupes du NW de l'Europe (Angleterre, Allemagne, France). Malgré de grandes variations dans l'épaisseur des coupes, les lithologies, les macro- et nanofossiles se sont avérés assez semblables, ainsi que les profils de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$.

L'ensemble des événements enregistrés au Cénomanién médian, et en particulier les pics de $\delta^{13}\text{C}$, est reconnu tant dans la mer boréale que dans la Téthys subtropicale, ce qui démontre la globalité de MCE et des changements paléocéanographiques associés.

Cependant, Jarvis et al. (2006) soulignent déjà la discordance entre les limites des biozones à *Thalmaninella reicheli* et *Rotalipora cushmani* des sites de la Craie Anglaise et ceux de Gubbio.

2.2.4. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Cénomanién-Turonien (OAE2)

Le passage Cénomanién-Turonien est défini par une anomalie positive de grande amplitude (environ 3‰) du $\delta^{13}\text{C}$ (Ocean Anoxic Event 2, OAE2), au profil complexe (3 à 4 pics) dans la zone terminale à *Rotalipora cushmani*. L'excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ a été mesurée dans de très nombreuses coupes aux épaisseurs très différentes (Scholle et Arthur, 1980 ; Schlanger et al., 1987 ; Pratt, 1985, Pratt et al., 1993 ; Jarvis et al., 1988, 2001, 2006 ; Gale et al., 1993, 1996, 2005 ; Paul et al., 1999 ; Stoll et Schrag, 2000 ; Desmares et al., 2004 ; Grosheny et al., 2006, 2007, 2008 ; Tsikos et al., 2004 ; Hetzel et al., 2011 ; Amédéo et al., 2005 ; Voigt et al., 2008).

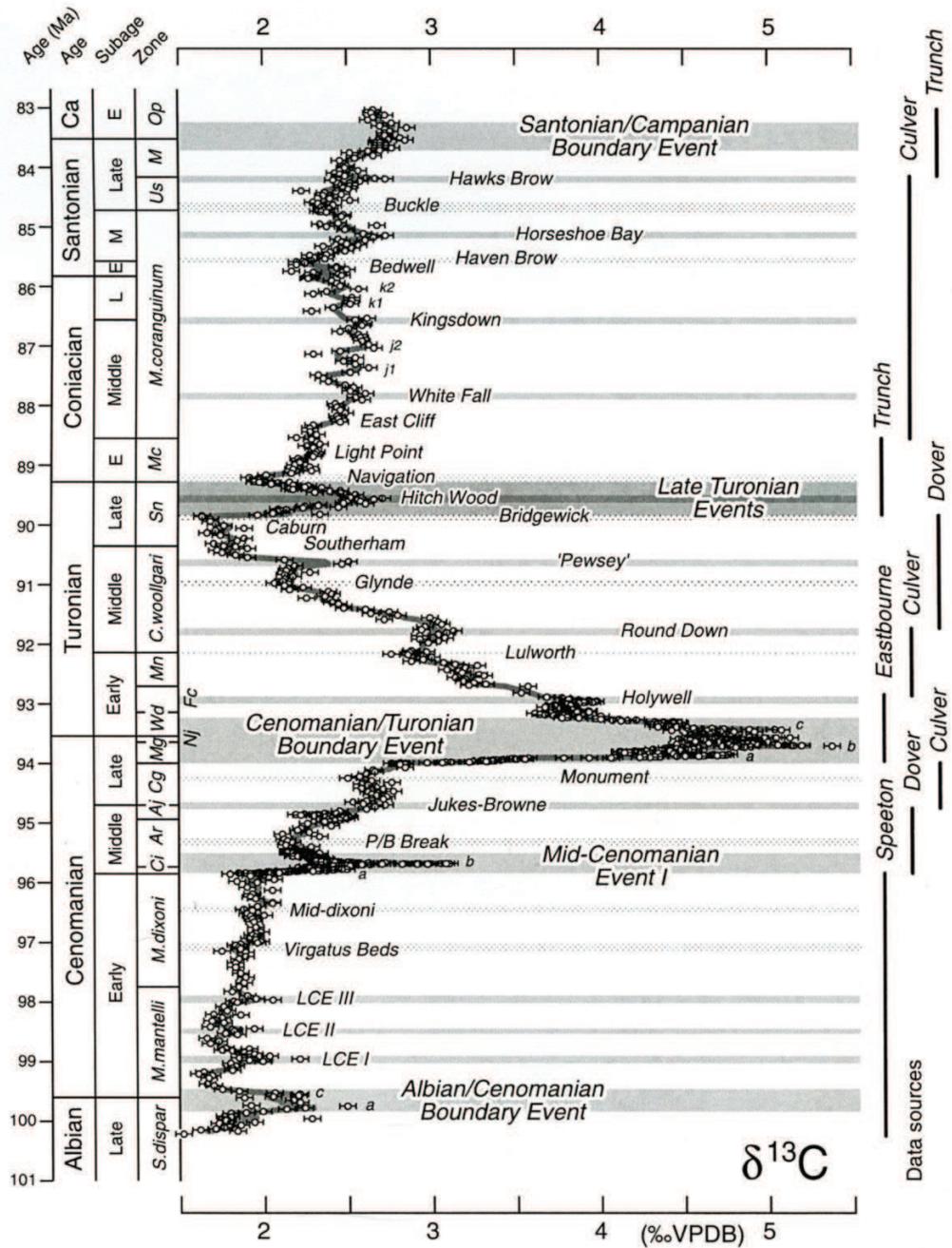


Fig. 10. Courbe de référence du carbone isotopique du Cénomanién au Santonien dans la Craie Anglaise. La courbe est un composite incorporant les données des coupes étudiées les plus complètes. Les sources pour différents intervalles sont indiquées à droite de la figure. La courbe a été calibrée en utilisant les assignements d'âge d'Ogg et al. (2004) et Hardenbol et al. (1998). Les mesures du $\delta^{13}C$ sont représentées par des cercles et des barres d'erreurs de 0.1‰ qui représentent qualitativement l'écart maximum entre répliques. Les cercles ont un diamètre de 0.03‰, qui figure la reproductibilité de la valeur de l'échantillon $+3\sigma$. La courbe lissée gris foncé est une courbe moyenne sur 3 points qui illustre la tendance à long terme. D'après Jarvis, et al. 2006.

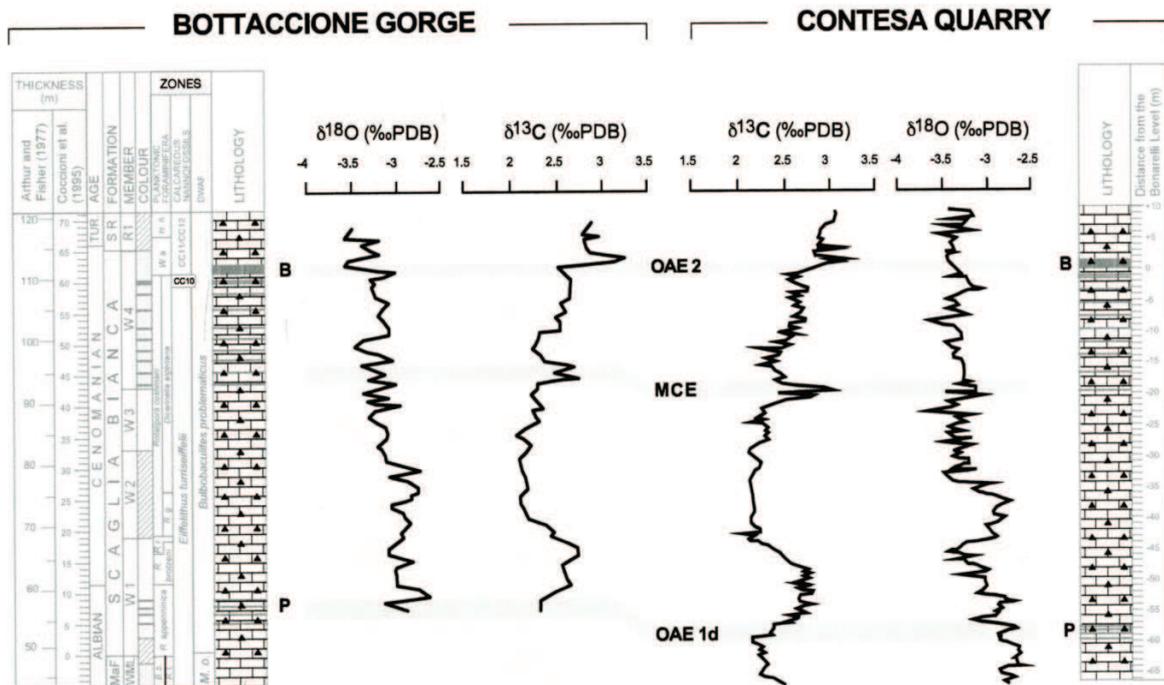


Fig. 11.

Enregistrement des isotopes stables du carbone et de l'oxygène de l'Albien terminal au Turonien basal de la gorge de Bottaccione (Jenkins et al., 1994) et de la carrière de Contessa (Stoll et Schrag, 2000). P= niveau Piali (OAE1d); B= niveau Bonarelli (OAE2). D'après Coccioni et Galeotti, 2003.

La globalité de l'évènement est attestée par sa survenue concomitante dans des domaines paléogéographiques très différents. Nous rapportons ci-dessous les caractéristiques du profil de la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ dans le bassin du Western Interior (USA), dans la mer boréale, sur la marge Nord et sur la marge Sud de la Téthys subtropicale.

2.2.4.1. Le bassin du Western Interior, USA

Pueblo Californie, USA, est le GSSP pour le passage Cénomanién-Turonien. De nombreuses études réalisées à Pueblo (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993 ; Morel, 1998) ont permis une description détaillée de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ qui caractérise le passage Cénomanién-Turonien (Fig. 12).

Trois événements (de A à C) caractérisent l'anomalie en $\delta^{13}\text{C}$:

Pratt et Threlkeld (1984) et Pratt (1985) ont mesuré à la fois le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. L'enregistrement des deux paramètres produit un profil de la courbe isotopique du carbone sensiblement identique.

La première phase de l'excursion du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, correspond à un accroissement des valeurs isotopiques d'environ 3‰ pour le C_{org} à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Pendant ce temps ; les *Thalmaninella deeckeii*, *Thalmaninella greenhornensis*, et, en dernier, les *Rotalipora cushmani* ont disparu.

Le deuxième point remarquable du profil de la courbe de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ est une chute d'environ 1‰.

Un nouveau pic (point C) résulte d'une dernière augmentation des valeurs du C_{org} (1,5 à 2‰). La courbe amorçe alors un plateau, qui prend fin par une baisse des valeurs d'environ 3,5‰.

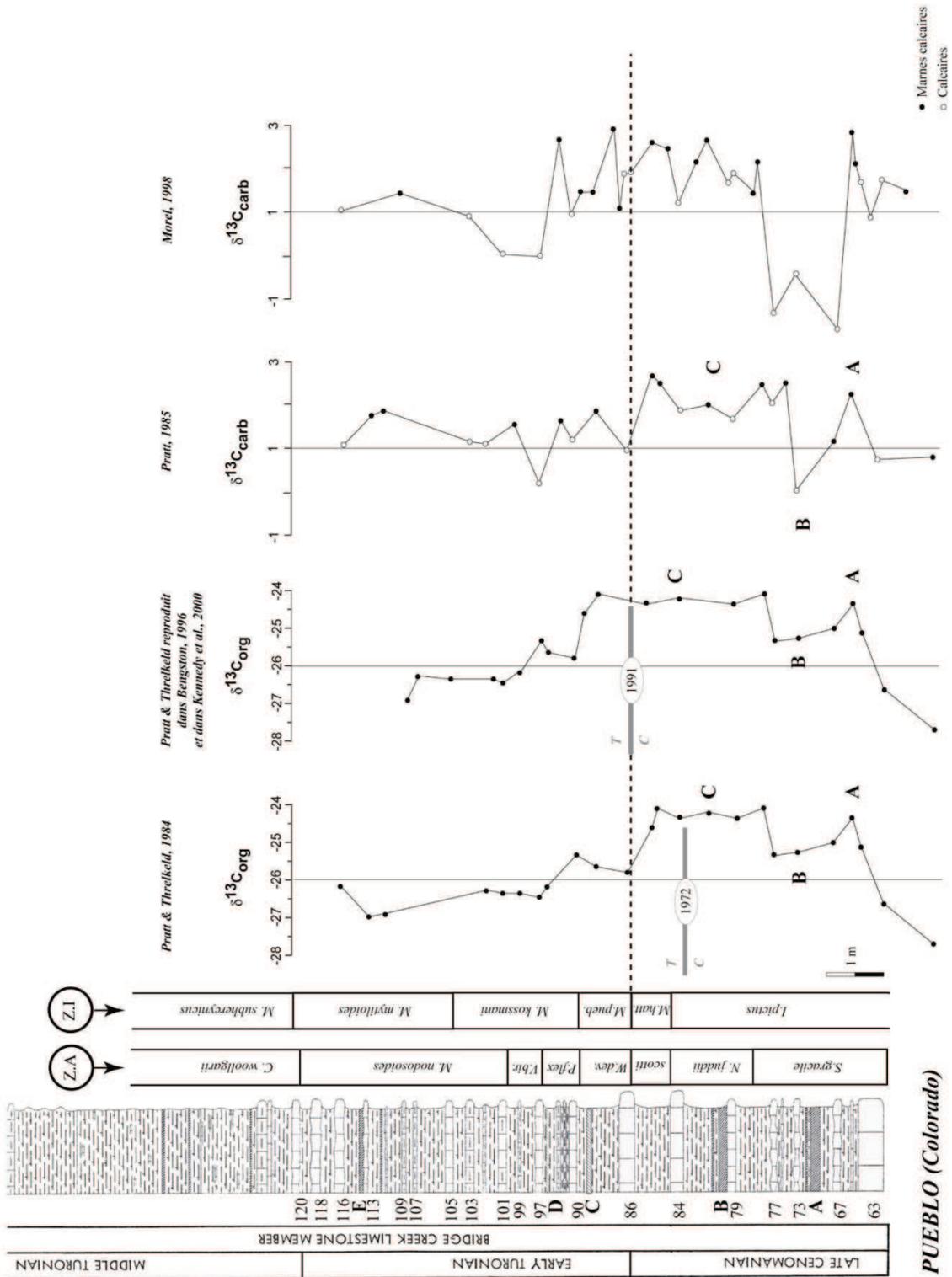


Fig. 12.

L'anomalie en $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée à Pueblo, USA d'après Pratt et Threlkeld, 1984, Pratt et Threlkeld in Bengston, 1996 et in Kennedy et al., 2000, Pratt, 1985, Morel, 1988.

2.2.4.2. La mer boréale

En Angleterre, dans les dépôts de la Craie Anglaise, trois pics de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (a-c) indiquent le passage Cénomanién-Turonien. Ils sont synchrones aux pics détectés au GSSP, à Pueblo, Colorado, USA (Fig. 13, Jarvis et al., 2006).

De même, la correspondance entre la biozonation boréale et téthysienne au passage Cénomanién-Turonien est bien établie (Tsikos et al., 2004; Ogg et al., 2004; Amédéo et al., 2005 ; Gale et al., 2005), et est cohérente avec la corrélation de l'isotope du carbone (Fig. 13, Jarvis et al., 2006).

Jarvis et al. (2006) rapportent une corrélation évidente entre les shifts positifs du $\delta^{13}\text{C}$ et les hausses de premier ordre du niveau eustatique de la mer (Scholle et Arthur, 1980 ; Berger et Vincent, 1986 ; Arthur et al., 1987 ; Weissert, 1989 ; Jenkyns et al., 1994 ; Gale et Garfield, 1994 ; Mitchell et al., 1996 ; Voigt et Hilbrecht, 1997 ; Weissert et al., 1998, Jarvis et al., 2001, 2002). Cette correspondance serait la conséquence d'une variation des proportions des enfouissements de carbone organique et carbone minéral due à la hausse du niveau de la mer relatif et de la transgression qui s'ensuit.

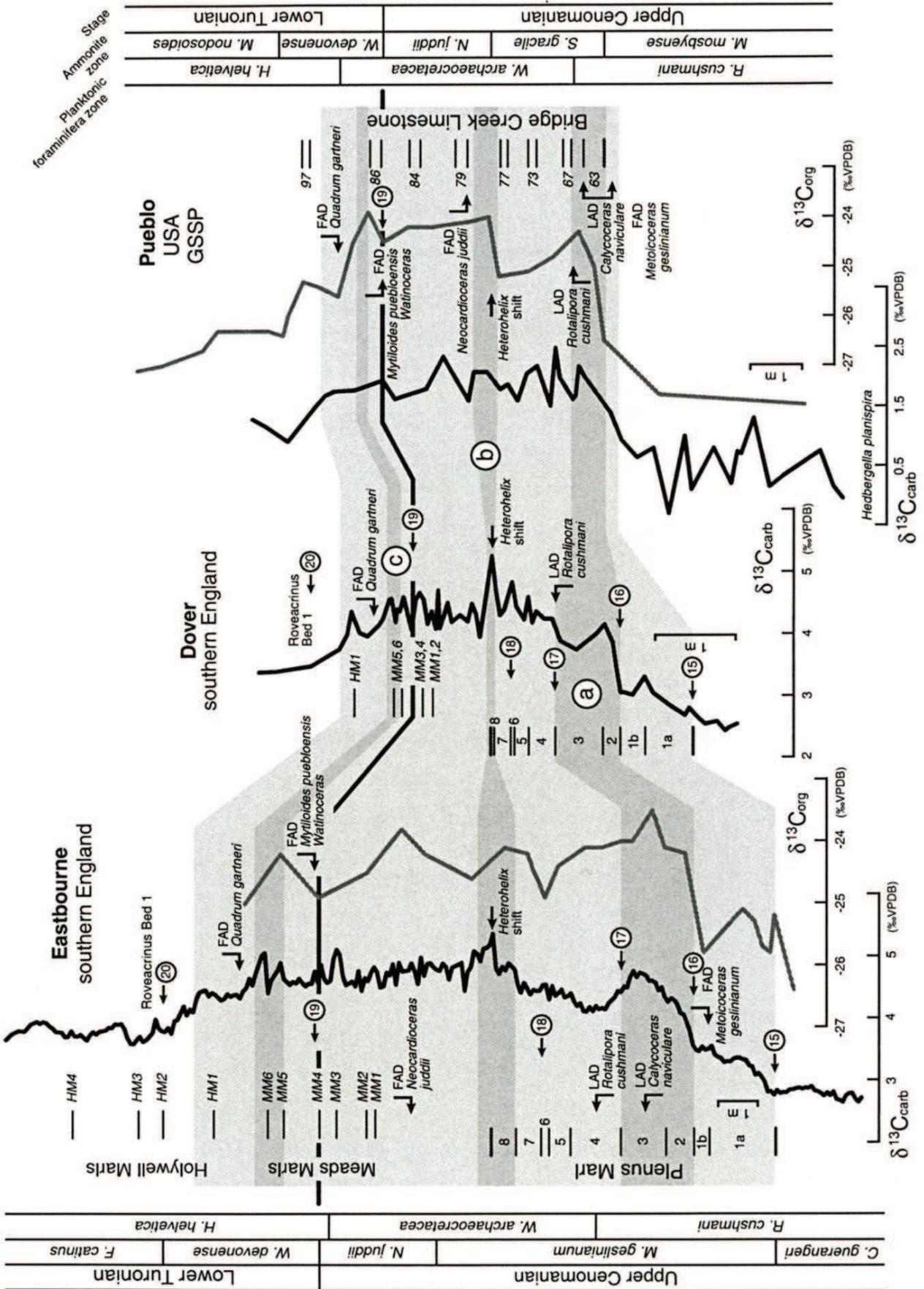


Fig. 13. Corrélation entre l'évènement $\delta^{13}\text{C}$ au passage Cénomaniens/Turonien entre l'Angleterre et le GSSP à Pueblo. A titre de comparaison, les positions des étages, les zones de jonction des ammonites et des foraminifères planctoniques, les niveaux d'occurrence des fossiles clés, et les strates marqueurs clés sont reportés. L'enregistrement le plus détaillé de l'isotope est disponible pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ analysé sur la roche totale de Gun Gardens à Eastbourne, East Sussex (Paul et al., 1999). Le profil du $\delta^{13}\text{C}$ (trait noir épais, extrême gauche) montre 3 pics de l'isotope du carbone (zones ombrées en gris foncé), à l'intérieur de l'ensemble de l'excursion positive (intervalle ombré en gris clair) : (a) près de la base, au sein des lits marneux Plenus 2-3 de Jefferies (1962, 1963) ; (b) au milieu, recouvrant la jonction entre marnes Plenus/Ballard Cliff Member (Gale, 1996); et (c) au sommet de l'excursion, autour des marnes Mead 5-6 (MM5, MM6) de Mortimore (1986). Les pics se retrouvent dans des positions similaires sur un profil à basse résolution de l'isotope du carbone (courbe gris foncé) obtenu à partir de la matière organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) isolée à partir du sédiment (Gale et al., 2005) bien que les maxima des pics semblent légèrement décalés en-dessous de ceux du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. La coupe de Douvres (Jarvis et al., 1988) peut être corrélée à l'échelle des strates à Eastbourne, et un profil détaillé de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Lamolda et al., 1994) présente de fortes similitudes avec la courbe d'Eastbourne. Les trois maxima de l'isotope du carbone définis en Angleterre peuvent être corrélés avec le GSSP de Pueblo. Les 3 pics sont bien développés dans le profil du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (courbe gris foncé) de Pratt et Threkheld, 1984. Un profil du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (trait noir) résultant de l'analyse du petit foraminifère planctonique *Hedbergella planispira* (Keller et al., 2004) montre les mêmes tendances, malgré la faible amplitude des variations en $\delta^{13}\text{C}$. Notons cependant la similitude dans les valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ obtenues à partir de la roche totale des 3 coupes. La corrélation de l'isotope entre Angleterre et Amérique du Nord peut être appréciée en utilisant les premières et dernières occurrences (FAD, LAD) des espèces de fossiles clés dans les coupes de référence. Les positions relatives des niveaux des ammonites, bivalves inocéramides et foraminifères planctoniques dans les coupes sont cohérentes avec la corrélation de l'isotope (Jarvis et al., 1988, Gale et al., 1993, 2005, Paul et al., 1999, Keller et al., 2001, 2004). D'après Jarvis et al., 2006.

2.2.4.3. La marge Nord de la Téthys

Dans le bassin Vocontien, SE de la France, l'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$ a été enregistrée dans 3 coupes d'épaisseur très différentes (Ondres, Pont d'Issole et Vergons), dont les évènements ont été corrélés (Grosheny et al., 2006). A Pont d'Issole, les trois pics (1-3) de l'évènement OAE2 sont bien individualisés; le pic 1, au sommet de la zone à *Rotalipora cushmani*, et le pic 3 au Turonien basal comme à Pueblo (GSSP). A partir du troisième pic, l'excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ amorce une pente descendante qui caractérise une étape de récupération de la microfaune turonienne (Fig. 14). La coupe de Vergons présente un profil de $\delta^{13}\text{C}$ atypique; en effet, l'évènement M2 n'est pas détecté en raison de l'interruption des couches de black shales par un slump (Grosheny et al., 2006).

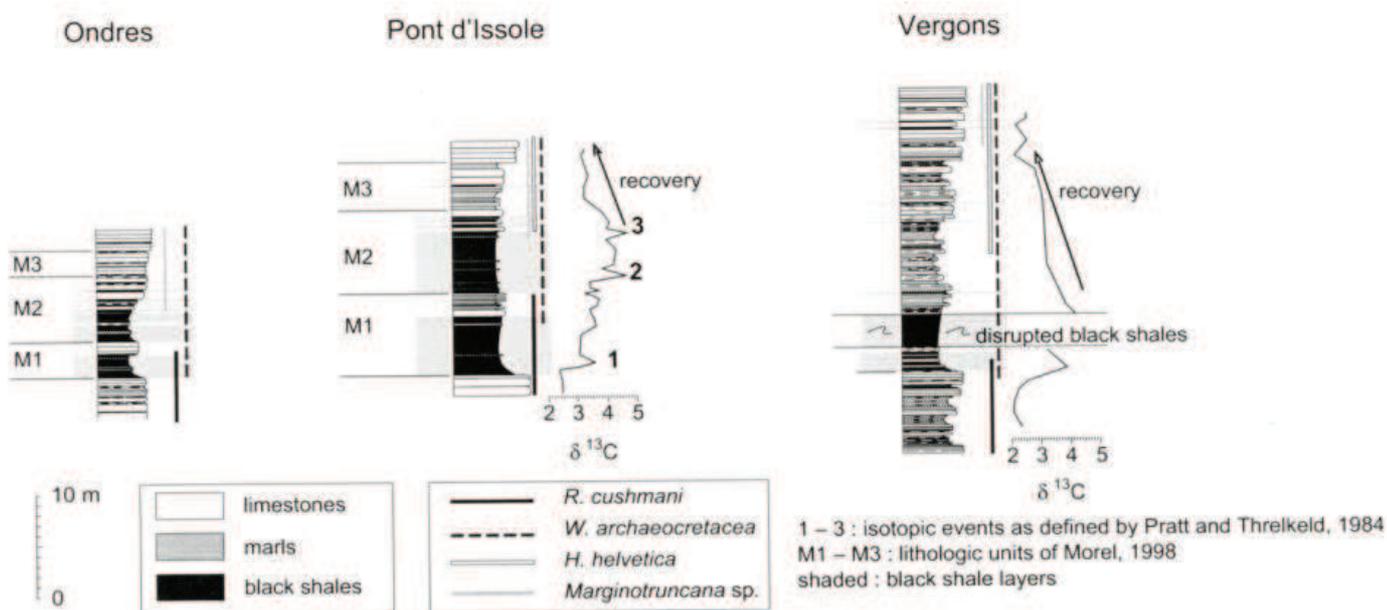


Fig. 14. Répartition stratigraphique des espèces de foraminifères index et position de l'anomalie de l'isotope ^{13}C en fonction des dépôts de black shales dans 3 coupes. D'après Grosheny et al., 2006.

2.2.4.4. La marge Sud de la Téthys

En Tunisie centrale, la formation Bahloul est une barre carbonatée à la limite Cénomanién-Turonien ; ce sont des calcaires noirs laminés, riches en matière organique correspondant à l'OAE2. L'augmentation de $\delta^{13}\text{C}$ qui atteint jusqu'à +2‰, se déroule en 4 évènements (I à IV). Entre l'évènement I et II se situe le point d'inflexion à partir duquel le signal recommence à décroître (Fig. 15, Amédéo et al., 2005). L'excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ est synchrone en Europe du Nord, aux USA.

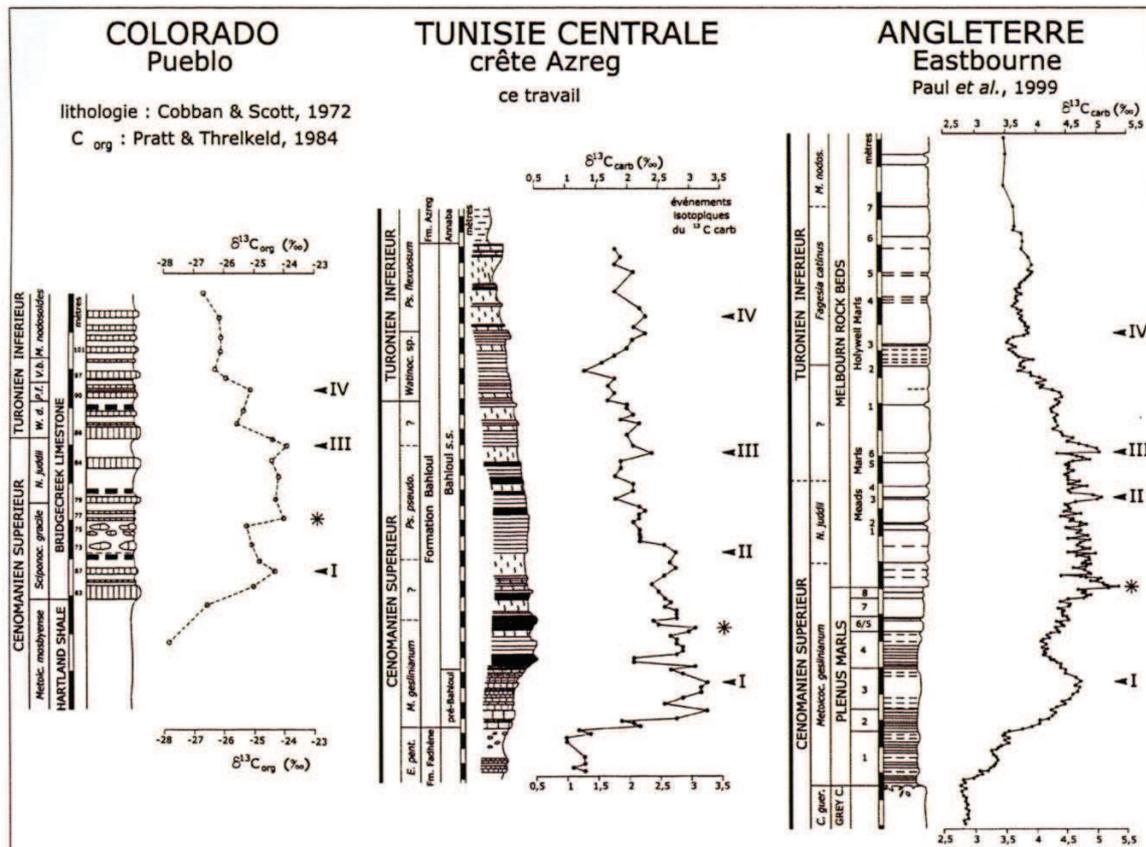


Fig. 15. Comparaison des courbes $\delta^{13}\text{C}$ à Pueblo (Colorado), le stratotype de la limite Cénomanien-Turonien (C-T), à la crête d'Azreg (Tunisie centrale) et à Eastbourne (Sud de l'Angleterre). Le Point Stratotypique Global ("clou d'or") est placé dans la coupe de Pueblo à la base du lit 86, à l'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense* (Whright et Kennedy, 1981, 1984). A noter qu'à Eastbourne Paul et al. (1999) ont placé la limite C-T un peu au-dessus du Mead Marl 4 selon Gale (1996). Comme dans toutes les autres coupes l'évènement isotopique III est encore cénomanien, et si l'on accepte qu'il est synchrone dans le monde, alors la base du Turonien devrait se placer au-dessus du Mead Marl 6 et proche du Holywell Marl I. D'après Amédéo et al., 2005.

Les 4 évènements observés en Tunisie sont corrélés aux OAE2 des autres domaines paléogéographiques de la manière suivante :

- * $\delta^{13}\text{C}$ event I, dans la moitié inférieure de la zone à *Metoicoceras geslinianum* au NW de l'Europe et en Tunisie, ce qui correspond à la zone à *Sciponiocera gracile* dans l'US Western ;
- * $\delta^{13}\text{C}$ event III, très proche de la limite Cénomanien-Turonien ;
- * $\delta^{13}\text{C}$ event IV dans la zone à *Pseudospidoceras flexuosum* en Tunisie et dans la zone à *Fagesa catinus* à Eastbourne, NE Angleterre.

Les auteurs relèvent les évènements communs à la limite Cénomanién-Turonien, dans les domaines boréal et téthysien :

*Apparition de *Metoicoceras geslinianum*

* $\delta^{13}\text{C}$ event I Dernière occurrence de *Rotalipora cushmani*

*Pic indexé du $\delta^{13}\text{C}$ en domaine boréal

* $\delta^{13}\text{C}$ event III

*Apparition de filaments

*Apparition de *Watinoceras*, limite inférieure du Turonien

*Apparition de *Pseudospidocera flexuosum*

* $\delta^{13}\text{C}$ event IV

La comparaison de la courbe isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ avec celle de Pueblo et les coupes de la Craie Anglaise permet d'établir des corrélations fiables en raison de la précision du cadre biostratigraphique (Amédéo et al., 2005).

Deuxième Partie

Matériel et Méthodes

1. Situation des coupes étudiées

Les 4 coupes étudiées se situent dans le quart Sud-Est de la France, à l'emplacement de ce qui fut la fosse vocontienne au Crétacé (Fig. 16).

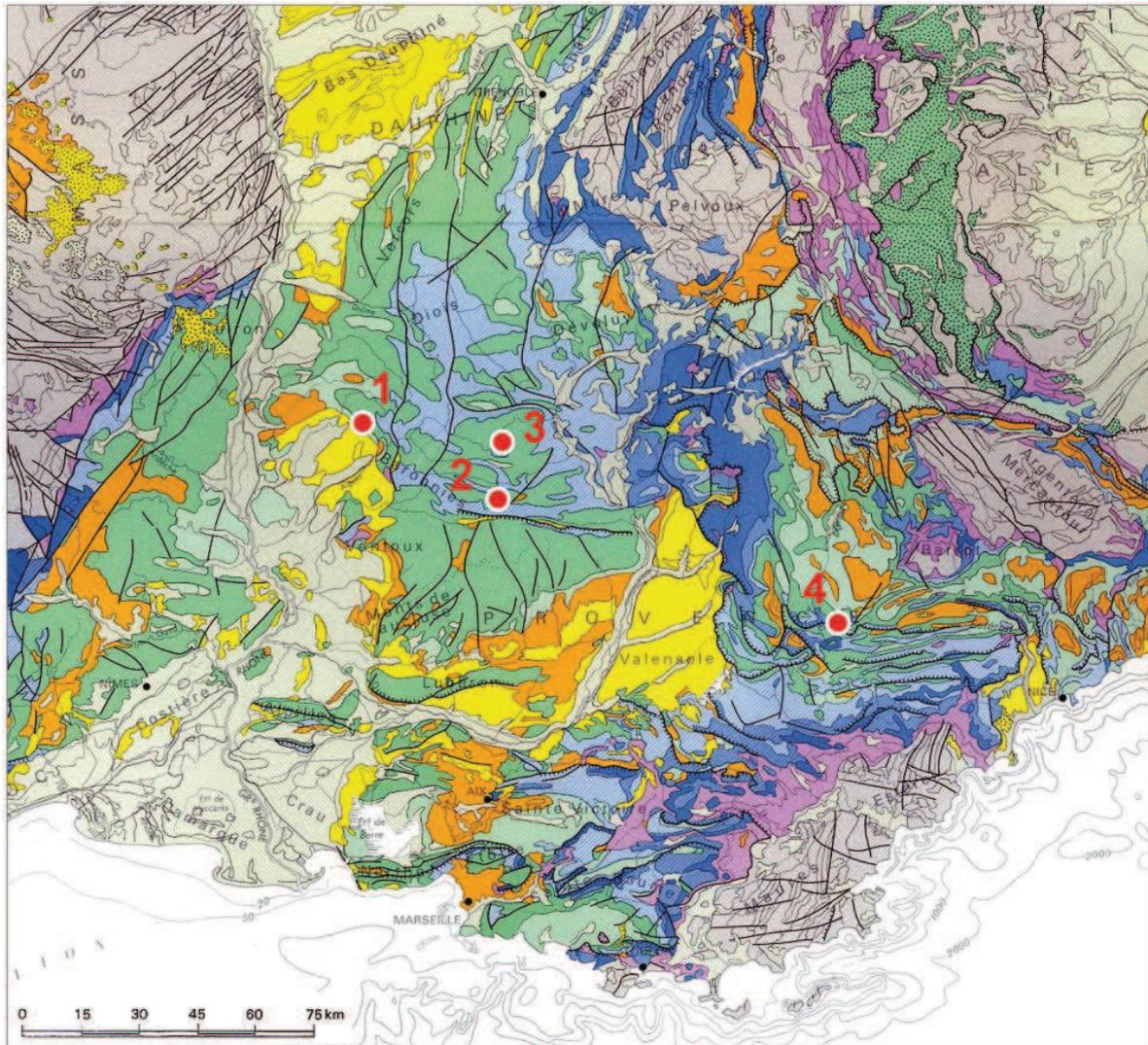


Fig. 16. Carte géologique du Sud-Est de la France à 1/10⁶.

1. Coupe synthétique de Venterol
2. Coupe synthétique de la Vallée de La Méouge
3. Coupe du Mont Risou
4. Coupe de Vergons

1.1. Coupe de Vergons

La coupe de Vergons appartient à la zone sud-orientale du bassin vocontien. Elle est située sur les feuilles d'Entrevaux (notice par Campredon, R., Aicard, P., Bambier A., Durozoy, G.) et de Castellane (notice par Kerckove, C., et Roux, M.) de la carte géologique de la France à 1/50 000 (Fig.18). Elle est dans le prolongement oriental de la fosse vocontienne telle que la définit Paquier (1900). Sur les flancs W des crêtes de Chamatte et de Serres, le Crétacé supérieur est recouvert en grande partie par des éboulis quaternaires. Cependant, les séries affleurent depuis le Valanginien jusqu'au Turonien, sans lacune. On est dans la zone subsidente ouest du domaine de l'arc de Castellane, où se sont déposés les faciès hémipélagiques profonds du bassin vocontien (Crumière, 1990, Grosheny et al., 2006)

1.2. Coupe du Mont Risou

La coupe du Mont Risou (1181m) est située sur la feuille de Serres (notice par Flandrin J.) de la carte géologique de la France à 1/50 000 (Fig.24), qui couvre les vallées et moyennes montagnes des Baronnies, dont l'orientation est essentiellement Ouest-Est. La coupe se situe dans le centre de la fosse vocontienne occidentale. Le Mont Risou est situé au cœur du synclinal de Rosans ; il domine le paysage de Saint-André de Rosans (Fig. 25.). Au sommet, le piton du Mont Risou, une formation calcaire de plusieurs dizaines de mètres de puissance, représente le Turonien et forme une butte-témoin au centre du synclinal. La partie supérieure de la coupe, difficilement accessible, est formée de la base des calcaires turoniens.

1.3. Coupe de la vallée de la Méouge

La coupe de la Méouge est située sur la feuille de Séderon (notes de Goguel J., Jung J., Ehrart E., Killian W., de Lapparent A., Montenat C., Pasquier P., Termier P.) de la carte géologique de la France à 1/50 000 (Fig.30). La feuille présente deux zones séparées par le chevauchement de Lure sur les Baronnies : au Sud la chaîne de Lure, au Nord la région Est de la chaîne des Baronnies, qui concerne cette étude. La coupe se situe dans la partie centrale de la fosse vocontienne.

1.4. Coupe de Venterol

La coupe de Venterol se situe à proximité de Nyons (Drôme). La coupe est une coupe composite qui associe des prélèvements du col de la Sausse et de Rousset-les-Vignes. Elle est située sur la feuille de Nyons (notice de Ballesio M., Flandrin J., Moullade M., Porthault B., Truc G) de la carte géologique de la France à 1/50 000 (Fig. 36.). La carte montre l'orientation très nettement SE-NW des dépôts des plis comprenant des séries d'âge Hauterivien à Coniacien.

2. Les Méthodes

2.1. Sur le terrain

Nous avons étudié 4 coupes.

2.1.1. Situation géographique des coupes

Les longitudes et latitudes sont celles qui figurent sur les cartes géologiques IGN au 1/50 000.

* La coupe de Vergons débute au lieu-dit la Bastie, à l'ouest de la route nationale 207 (Avignon-Nice), à environ 4, 5 km de Vergons. La coupe suit un ravin sur environ 1500 m en direction du Pic de la Chamatte (1878 m), de l'altitude de 1000 m à 1100 m. Longitude 4°75' et Latitude 48°80' (Fig. 18).

* La coupe du Mont Risou est accessible à partir de S^t-André-de-Rosans (Fig. 24). Elle débute à 900 m d'altitude, à 2 km au Nord de la localité et s'étend sur 1500 m en direction du sommet du Mont Risou à 1181 m. Longitude : 3° 53', Latitude 44° 24'

* La coupe de la vallée de la Méouge est composée de 3 sites : Longitude 3° 50' à 3° 58' et Latitude 44° 13' (Fig.30).

- la première partie de la coupe débute à 500 m à l'ouest du hameau de La Farette, à partir du banc gréseux qui surmonte les Marnes Bleues de l'Albien, repère visuel, et traverse la route départementale 546 en direction NE,

- la deuxième partie commence à 1,5km à l'est de la première partie, et monte sur 750 m en direction NE vers le bois de Chassenaye ; on passe de l'altitude de 815 m à 1040 m.

- la troisième partie de la coupe commence au pied du Mont Gonson (1101 m), au NW du hameau du Pré Rond, et s'étend de l'altitude de 1000 m à 1090 m.

* La coupe de Venterol est une coupe composite qui réunit quatre sites à proximité de Venterol, sur le flanc ouest de la Montagne de la Lance (Fig.36) : Latitude 44° 25', Longitude 3° 4' à 3° 8'

- la première partie se situe entre le col de la Sausse et la Combe de Sauve. Elle est orientée est-ouest, perpendiculairement à la crête de la colline du " Grand Devès", et s'étend sur 1 km. L'altitude au Col de la Sausse est 687 m.

- la deuxième partie est orientée NE-SW, parallèlement à la route Les Guilles-Rousset-les-Vignes; elle s'étend sur 1500 m à partir des Guilles.

Seuls ces deux premiers tronçons ont pu être étudiés pour la répartition des foraminifères. Les échantillons des deux autres parties sont constitués de calcaires indurés impropres à l'étude par lavage.

- la troisième partie débute sous le sommet de la colline de Oulle (789 m); elle est orientée est-ouest, parallèlement à la première partie de la coupe et s'étend sur 2 km.

- la quatrième partie de la coupe commence au lieu-dit les Maures et suit la Combe de Sauve (SW-NE) sur 2 km.

2.1.2. Les échantillons

820 échantillons ont été collectés :

- A Vergons, dans la zone profonde du talus du bassin vocontien, 420 échantillons ont été prélevés.

- Sur le Mont Risou, dans la zone de plate-forme septentrionale interne du bassin vocontien, 130 échantillons ont été prélevés

- Dans la vallée de la Méouge, dans la zone de plate-forme interne méridionale du bassin vocontien, 120 échantillons ont été prélevés.

- A Venterol, sur la plate-forme externe du bassin vocontien, 150 échantillons ont été prélevés.

Un échantillon sur trois des coupes de Vergons (soit 76) et de la vallée de la Méouge (soit 68), ont été soumis à la mesure du $\delta^{13}\text{C}$. Les deux tiers des échantillons du Mont Risou (soit 96) ont été utilisés pour la mesure du $\delta^{13}\text{C}$.

2.1.3. Collecte paléontologique

Nous avons collecté les ammonites aisément accessibles sur le parcours des coupes; il n'a été fait aucune recherche systématique des ammonites sur toute l'épaisseur des coupes. Les espèces récoltées ont été identifiées par Monsieur Luc Bulot, Chargé de Recherches CNRS, Aix-Marseille Université, UMR CNRS 7330, Centre Européen de recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement.

2.2. Au laboratoire

2.2.1. Etude des foraminifères

2.2.1.1. Le lavage

Après incubation pendant 48 h dans l'eau additionnée de 10% d'eau oxygénée à 120 vol., les échantillons prélevés ont été lavés successivement sur des tamis de maille de 1 mm et 63 μ , puis séchés une nuit à 65°C.

2.2.1.2. Détermination

Les résidus ont été étudiés sous la loupe binoculaire : nous avons identifié et compté les foraminifères planctoniques et benthiques. La répartition des espèces de foraminifères planctoniques a servi à reconnaître les biozones et leurs limites dans chaque coupe (Bolli, 1966, Sigal, 1987, Robaszynski et Caron, 1979, 1995, Gonzalez-Donoso et al., 2007).

Les foraminifères planctoniques ont été regroupés en associations réparties sur toute l'épaisseur de la coupe. Ces associations enregistrent en particulier les premières et dernières occurrences des marqueurs du Cénomaniens. Il faut souligner que les associations ne sont pas équivalentes d'une coupe à l'autre.

2.2.1.3. Les comptages

Tous les pourcentages ont été établis à partir d'au moins 100 foraminifères. Le comptage des différentes espèces de foraminifères planctoniques et benthiques a permis d'évaluer les paramètres quantitatifs paléo-écologiques suivants.

2.2.1.4. Les paramètres écologiques

2.2.1.4.1. Les foraminifères planctoniques

- la diversité spécifique ;
- le rapport des foraminifères planctoniques à test carénés/test globuleux (C/C+G), indicateur de profondeur marine (Hart et Bailey, 1979, Grosheny et Malartre, 1997);
- le rapport de foraminifères planctoniques/benthiques (P/P+B), ou indice d'océanité (Gibson, 1989, Grosheny et Malartre, 1997, Bellier et al., 2010).

Une valeur élevée simultanée des trois paramètres indique que la stratégie adaptative des foraminifères est dans une phase de sélection de type **K**. Cette stratégie correspond à un équilibre des assemblages de foraminifères abondants et très diversifiés (tests de grande taille, carénés, très ornementés).

Un abaissement de ces trois paramètres paléo-écologiques correspond à une phase de sélection de type **r**. Dans ce cas, la diversité des espèces est basse, les tests sont nombreux, de petite taille et globuleux ; seules les espèces opportunistes, tolérantes au stress qui colonisent rapidement de nouvelles niches peuvent adopter cette stratégie d'évolution.

2.2.1.4.2. Les foraminifères benthiques

Nous avons utilisé la classification des foraminifères benthiques en morphogroupes selon Koustoukos et Hart (1990, Fig. 7, 8, 17) pour l'étude dans le temps et dans l'espace des genres benthiques identifiés dans nos échantillons. Cette classification corrèle les associations de genres benthiques à un morphotype, à un habitat, un biotope, à un degré de résistance au stress et à un paléo-environnement.

Les tests des foraminifères benthiques sont subdivisés en deux groupes : calcaro-hyalins (CH) ou agglutinants (AG). Les genres benthiques ont été répartis en 7 morphogroupes :

AG-A

Le morphogroupe AG-A a un test allongé, un nombre de loges, un arrangement et un enroulement variables. Le rapport hauteur/largeur du test est >1 . Le morphogroupe AG-A est similaire aux morphogroupes CH-B.3, CH-B.4, pour les foraminifères benthiques à test agglutinant. Les individus sont endofauniques, dépositivores (Fig. 17). Les foraminifères du

morphogroupe AG-A sont endofauniques. La distribution de ce morphogroupe est dans les biotopes de zones de rivage, de plate-forme et de talus (Fig. 7, 8). A ce morphogroupe appartiennent les genres *Ammobaculites*, *Dorothia*, *Eggerellina*, *Gaudryina*, *Minouxia*, *Nezzazatinella*, *Textularia*, *Tritaxia*, susceptibles de se comporter en genres opportunistes

AG-B.3

Le morphogroupe AG-B.3 comprend des genres au morphotype planispiralé, aplati à subsphérique ; le mode de vie est épifaunique ou endofaunique. Les foraminifères sont des dépositivores actifs (herbivores broutant, detritivores, omnivores ou bactérivores), et habitent un substrat de boue siliceuse ou de sable au grain fin (Fig. 17). Leur biotope est la zone de talus talus supérieur et moyen (Fig. 7, 8). A ce morphogroupe appartiennent les genres *Ammodiscus* et *Glomospira*. Ce morphogroupe est peu tolérant à la dysoxie.

CH-A

Les morphogroupes CH-A comprennent des foraminifères à test trochospiralés haut et bas, ou planispiralés, plano-convexe, biconvexe ou concavo-convexe, et des contours subaigus, carénés, mais aussi arrondis. Le rapport surface/volume du test est généralement bas, ce qui reflète une adaptation à un micro habitat épifaunique. La stratégie nutritive est de type dépositivore actif, broutant les diatomées et bactéries, et ingérant également de la matière organique détritique (Fig. 17). En période de dysoxie, le morphogroupe CH-A.1 est le plus représenté.

CH-A.1-3

Le morphogroupe CH-A.1-3 inclut des morphotypes à tests plano-convexes ou concavo-convexes à biconvexes, au contour caréné à globuleux. Les Gavelinellidae appartiennent à ce morphogroupe, dont l'habitat est la plate-forme ou le talus supérieur, et le substrat les boues calcaires à grain fin. Les spécimens les plus robustes se trouvent dans un environnement de talus ; alors que les exemplaires de taille réduite s'observent pendant les périodes de stress dysoxiques.

CH-A.6

Le morphogroupe CH-A.6 réunit des genres au morphotype lenticulaire, biconvexe, enroulé, planispiralé, le pourtour étant aigu, voire caréné. Les foraminifères sont endofauniques, dépositivores actifs, et habitent un substrat de boue calcaire au grain fin (Fig. 17). Il est probable

que les individus de ce morphogroupe vivaient proches de l'interface sédiment/eau. Le test est peu ornementé, et de profil comprimé, ce qui suggère qu'ils étaient des enfouisseurs rapides, et adaptés à des conditions de fonds variable. Leurs biotopes sont les zones de plate-forme et de talus (Fig. 7, 8). Ils sont rarement abondants, sauf dans les conditions dysoxiques et anaérobiques. A ce morphogroupe appartiennent les genres *Lenticulina*, *Planularia*, *Astacolus*.

CH-B

Les morphogroupes calcaro-hyalins de type CH-B sont constitués d'assemblages de foraminifères à test allongé, dont le rapport surface/volume du test est élevé, ce qui pourrait être l'expression adaptative morphologique à une stratégie endofaunique dépositivore.

CH-B.1

Le morphotype CH-B.1 est globulaire à ovale ; les tests sont à trochospire basse uni- à tri sériés et montrent une tendance à être allongés et fusiformes. Leur mode de vie est épi- ou endofaunique ; ils sont dépositivores (herbivores, omnivores et bactériovores). CH-B.1 réunit les genres *Pleurostomella*, *Lagena*, *Oolina*, *Globulina*. Le morphogroupe CH-B.1 est peu tolérant à la dysoxie.

CH-B.3

Dans le morphogroupe CH-B.3, les tests sont allongés, rectilignes ou arqués ; ils sont unisériés, et multiloculaires. Les foraminifères sont à moitié enfouis (épifauniques) dans un substrat composé de boue calcaire (Fig. 17). Ils vivent dans les biotopes de plate-forme et de talus (Fig. 7, 8). A ce morphogroupe appartiennent les genres *Dentalina*, *Nodosaria*, *Ramulina*, *Tristix*, *Vaginulopsis*. Le morphogroupe CH-B.3 est non tolérant aux variations d'oxygène dissous.

CH-B.4

Le morphogroupe CH-B.4 réunit des foraminifères benthiques au morphotype arrondi et allongé ; ils sont endofauniques et dépositivores. Leur habitat correspond à des boues calcaires à grain fin. Le genre *Praebulimina* (Turriliniidae) appartient à ce morphogroupe.

Les événements dysoxiques dans les zones de plate-forme et de talus supérieur entraînent une faible diversité spécifique, sélectionnent des espèces dépositivores, et limitent les variations intra

spécifiques. Les morphogroupes de foraminifères benthiques calcaro-hyalins les plus résistants sont, par ordre décroissants :

CH-A.1>CH-A.2>CH-B.4>CH-A.6<CP-A>CH-B.5>CH-B.1>CH-A.8>CHB.3

et

AG-A>AG-B.1>AG-B.3

(Koutsoukos et Hart, 1990).

MORPHO GROUPS	SUB-MORPHO GROUPS	GENERAL MORPHOTYPES	CHAMBER NUMBER	INFERRED MICROHABITAT	INFERRED TROPHIC GROUP	TAXA GROUPS		
CH	A	1	broad	epifaunal	deposit feeders	gavelinellids, rosalinids and conorboidids		
		2					gavelinellids and bagginids	
		3	multilocular	epifaunal/ shallow infaunal	deposit feeders and passive herbivores (browsers)	gavelinellids, alabaminids and nonionids		
		4					epistomariids, alabaminids, globorotalitids, gavelinellids and cibicidids	
		5	bilocular/ multilocular	epifaunal	deposit feeders	epistominids, osangulariids, gavelinellids, eponidids and planulinids		
		6					coiled vaginulinids	
	7	bilocular/ multilocular	epifaunal	deposit feeders and passive herbivores (browsers)	involutinids, spirillinids and patellinids			
	8					spirillinids		
CP	B	1	bilocular/ multilocular	epifaunal/ infaunal	deposit feeders	polymorphinids, chlostomellids, quadrinorphanids, pleurostomellids, lagenids and ellipsolagenids		
		2					uncoiled vaginulinids	
		3	infaunal	deposit feeders	uncoiled vaginulinids, nodosariids, ichtyolariids, elongate polymorphinids and stilostomellids			
		4				turrilinids, bolivinids, bulminellids, lacosteinids, siphogenerinoidids, fursenkoinids, caucasinids, reussellids		
		5				bolivinids, bolivinoideids and fursenkoinids		
	A	multilocular	epifaunal	epifaunal	spiroloculinids			
	B					hauerinids		
	AG	A	1	bilocular/ multilocular	epifaunal/ shallow infaunal	deposit feeders and passive herbivores (browsers)	lituolids, haplophragmids, hormosinids, eggerellids, verneuillinids, pseudogaudryinids, textularids, trochaminids, haplophragmoids, discaminids, cyclaminids and valvulaminids	
			2					haplophragmoids, ammosphaeroidinids and lituotubids
			3					ammodiscids and rzehakinids
4		unilocular	globular	epifaunal	deposit feeders	psamosphaerids, saccaminids		
C							tubular or branching	suspension feeders

Fig. 17 Résumé des catégories de morphogroupes des assemblages de foraminifères benthiques, des modes de vie qu'ils impliquent, et les familles taxonomiques représentatives dans la coupe de Sergipe, Brésil, depuis l'Aptien terminal jusqu'au Maastrichtien. D'après Koutsoukos et Hart , 1990

2.2. 2. Les calcimétries

Nous avons mesuré la teneur en carbonates des deux tiers des échantillons, répartis régulièrement sur toute l'épaisseur des 4 coupes.

Les sédiments sont réduits en poudre de grains inférieurs à 0,2 mm. Un aliquote est soumis à l'action de l'acide chlorhydrique, et le volume de CO₂ dégagé déterminé (Qualité des sols, Calcaire total, Evaluation des carbonates, Association française de normalisation (AFNOR), X31-105, 1982).

La masse de CaCO₃ correspondant au volume de CO₂ dégagé se lit sur une courbe d'étalonnage établie auparavant à partir de CaCO₃ pur déshydraté à 103°C.

2.2.3. Les isotopes

Le dosage du rapport isotopique du carbone $\delta^{13}\text{C}$ et de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ dans les échantillons a été fait dans le laboratoire du Professeur C. Lécuyer, UMR 5276, Laboratoire de Géologie, Terre, Planète, Environnement à l'Université Claude Bernard de Lyon.

Soixante-seize échantillons de la coupe de Vergons ont été analysés pour le dosage des isotopes du carbone et de l'oxygène. Ils sont répartis régulièrement sur toute l'épaisseur de la coupe, jusqu'à la jonction avec les dépôts étudiés par Grosheny et al. en 2006.

Quatre-vingt-seize échantillons de la coupe du Mont Risou ont été analysés pour la détermination du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$; ils sont régulièrement répartis, excepté dans le dernier cinquième de l'épaisseur de la coupe, où ils sont davantage espacés en raison de l'inaccessibilité des dépôts.

Soixante-huit échantillons ont servi à établir les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ dans la coupe de la Méouge ; ils sont régulièrement répartis sur toute l'épaisseur.

En raison de la discontinuité des observations de la succession des foraminifères dans la coupe de Venterol, nous n'avons pas soumis d'échantillons à l'analyse des isotopes stables. En effet,

l'évolution des associations de foraminifères ne s'est pas avérée suffisamment détaillée pour la corrélérer faiblement avec l'évolution des isotopes stables.

Pour préparer la mesure du $\delta^{13}\text{C}$, chaque échantillon est broyé de manière à obtenir une poudre très fine. Cette poudre est d'abord soumise à l'analyse du taux de carbonates dans la roche totale. L'analyse des rapports isotopiques se fait par spectrométrie de masse (IRMS, Isotopic Ratio Mass Spectrometer), équipé d'un passeur automatisé.

Le rapport isotopique du carbone (ou de l'oxygène) est défini comme suit : on calcule la valeur d'un échantillon $\delta^{13}\text{C}_{\text{échantillon}}$, par rapport à un standard. Le standard de référence, est la coquille de *Beleminita americana*, du site fossilifère de Pee Dee, (PDB, Caroline du Sud, USA).

Pour le ^{13}C , la valeur du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}=0,0112372$, et

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{échantillon}} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{échantillon}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}} - 1 \right) \times 1000$$

L'erreur sur la mesure est inférieure à 0,06‰.

Troisième Partie

Résultats

1. Coupe de Vergons

A Vergons, le Cénomaniens inférieur repose sur l'Albien terminal (Fig.18), caractérisé par des calcaires gréseux, de teinte verte, en raison de la forte concentration en glauconie. Au-dessus, les marnes grises appartiennent au Cénomaniens inférieur. La forte abondance de la glauconie se retrouve dans les échantillons du Cénomaniens supérieur.

Le Cénomaniens supérieur est marno-calcaire. Le passage Cénomaniens-Turonien est enregistré par une couche de « black shales » (Crumière, 1989, 1991, Grosheny et al., 2006).

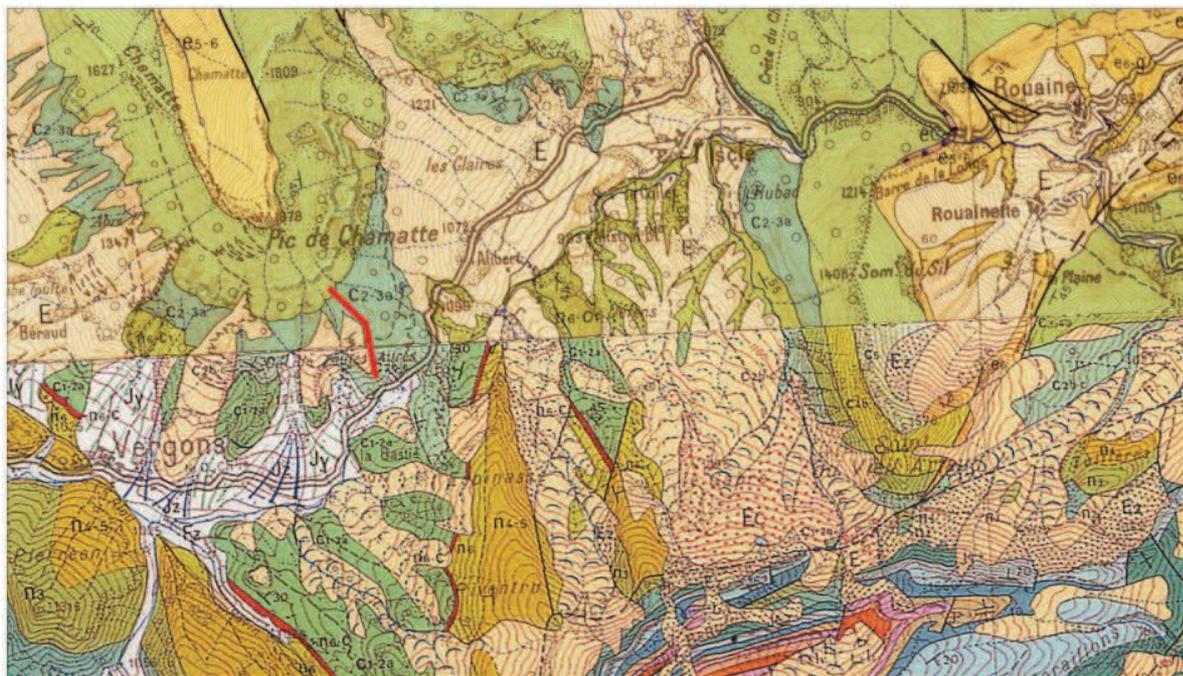


Fig. 18 Situation de la coupe de Vergons. Extrait des cartes à 1/50 000 d'Entrevaux XXXV-41, et Castellane, XXXV-42.

1.1. Lithologie

L'épaisseur de la coupe a été subdivisée en Unités lithologiques qui reflètent la succession des différents dépôts ; la numérotation de ces unités ne correspond en aucun cas à celle des coupes ultérieures.

La coupe, de Vergons, d'une épaisseur de 320 mètres, est constituée de marnes, de bancs calcaires, très peu épais dans la partie inférieure, et qui forment des faisceaux proéminents dans

la partie terminale. Un slump de 10 m de hauteur interrompt l'alternance de ces dépôts. Six unités lithologiques sont distinguées (Fig. 19, 20).

1.1.1. **Unité I** : de la base de la coupe à 170 m

– de la base à 90 m

Sur une hauteur de 90 m, les sédiments correspondent à des marnes à texture fine où s'intercalent de fins bancs calcaires argileux. La teneur moyenne en carbonates (Fig. 23) est $41,6 \pm 6,7\%$.

De la base à 52 m, les sédiments sont des marnes : un quart des dépôts est argilo-marneux, et il n'y a qu'un niveau marno-calcaire (229). Ensuite, de 54 m à 90 m, de petits lits calcaires interrompent les couches marneuses.

- de 90 m à 170 m

Sur une hauteur de 80 m, les couches marneuses alternent avec des bancs calcaires. La teneur moyenne en carbonates est $46,2 \pm 5,0\%$ (Fig. 23).

De 90 m à 153 m, les dépôts sont constitués de marnes alternant avec des bancs calcaires, d'abord isolés, puis assemblés en faisceaux à bancs réguliers lorsqu'on s'élève dans la coupe ; plus haut, les faisceaux de bancs calcaires dominant. Sporadiquement, les échantillons contiennent des quantités importantes de prismes d'inocérames (échantillons 24, 29, 30, 36). L'échantillon 33 est très riche en glauconie : on peut y observer des tests de foraminifères verts.

1.1.2. **Unité II** : de 170 m à 215 m

L'unité correspond à un ensemble de faisceaux calcaires à bancs réguliers ou à débit en miches, alternant avec des inter lits marneux et également d'intervalles où les marnes dominant. Un slump épais d'une dizaine de mètres est observé dans le dernier faisceau calcaire. Ce slump n'est pas mentionné dans la coupe de Crumière (1991). La teneur moyenne en carbonates s'élève à $55,5 \pm 3,4 \%$ (Fig. 23).

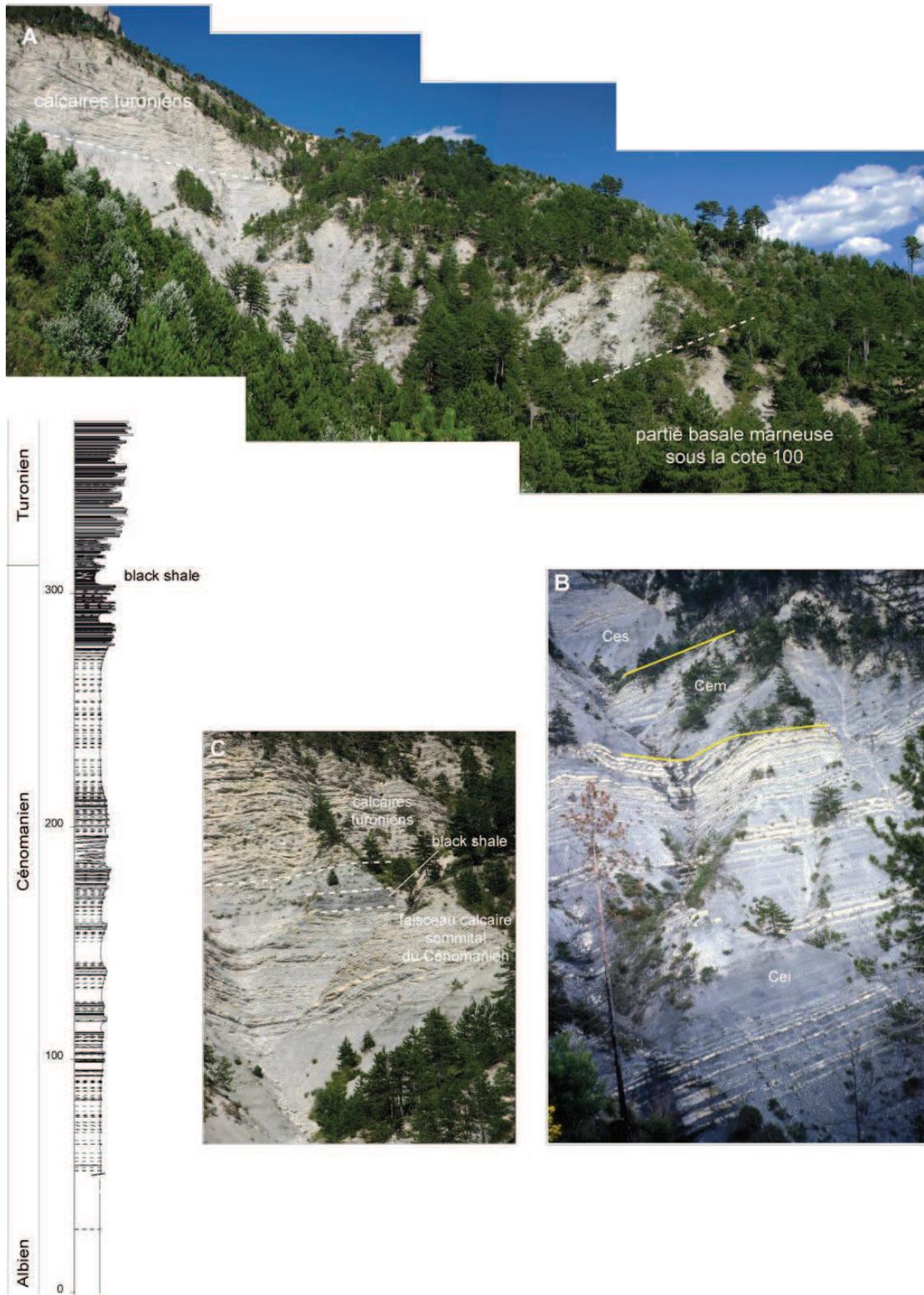


Fig. 19 Illustrations photographiques de la coupe de Vergons.

A, vue générale de la série ;

B, vue rapprochée montrant les subdivisions Cénomanien inférieur (Cei), moyen (Cem) et supérieur (Ces)

C, vue de détail du passage Cénomanien-Turonien. Colonne stratigraphique simplifiée à gauche

De 197 m à 213 m, les faisceaux de bancs calcaires sont les dépôts les plus fréquents ; des couches marneuses s'y intercalent.

1.1.3. **Unité III** : de 215 m à 273 m

Il s'agit d'un intervalle à dominante marneuse. Les bancs calcaires constituent de petits faisceaux d'épaisseur décimétrique. Les marnes ne sont plus *pro parte* argileuses, mais marno-calcaires. Il faut remarquer qu'en-dessous du slump, la teneur en carbonates des marnes baisse jusqu'à 32%, alors qu'au-dessus du slump, elle ne sera jamais inférieure à 48%.

1.1.4. **Unité IV** : de 273 m à 304 m

Les dépôts correspondent à deux bancs calcaires proéminents séparés par un intervalle de plusieurs fines couches de marnes.

1.1.5. **Unité V** : de 304 m à 309 m

C'est une zone de black-shales, interrompue par un glissement.

1.1.6. **Unité VI** : de 309 m à 317 m

Les dépôts sont de même nature que dans l'unité **IV**. Les calcaires turoniens, organisés dans leur partie basale en faisceaux de bancs d'épaisseur pluri-métriques, sont séparés par des intervalles où les inter lits marneux sont plus épais.

1.2. Les foraminifères planctoniques

1.2.1. Les associations

Nous avons identifié 31 espèces de foraminifères planctoniques dans la coupe de Vergons. Elles peuvent être assemblées en 7 associations (Fig. 20) : les associations **A1** à **A5** correspondent à l'unité lithologique **I**, l'association **A6** recouvre les unités lithologiques **II** et **III**, et l'association **A7** s'étend des unités lithologiques **IV** à **VI**.

1.2.1.1. Association **A1** : de l'échantillon 200 à 216

L'association **A1** comprend des foraminifères à test globuleux (voir Annexe) :

Hedbergella delrioensis (Carsey), *Hedbergella simplex* (Morrow), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Hebergella gorbachikae* (Gorbachik et Moullade), *Guembelitra cenomana* (Keller), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Globigerinelloides ultramicra* (Subbotina), *Schakoina cenomana* (Schacko),

et des foraminifères à test caréné (voir Annexe) :

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer), *Thalmaninella apenninica* (Renz), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmaninella gandolfi* (Luterbacher et Premoli-Silva).

Deux espèces ont leur dernière occurrence dans cette association :

Hedbergella gorbachikae, et *Thalmaninella ticinensis*.

1.2.1.2. Association **A2** : de l'échantillon 217 à 11

L'association **A2** comprend les espèces à test globuleux et caréné persistantes depuis la première association.

Elle comprend :

- la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes* (Sigal), *Thalmaninella micheli* (Sacal et Debourle), et *Rotalipora montsalvensis* (Mornod),
- la dernière occurrence de *Thalmaninella gandolfi*,
- l'occurrence sporadique de *Globigerinelloides bentonsis* (Morrow).

1.2 1.3. Association **A3** : de l'échantillon 12 à 20

Elle comprend :

- la première occurrence de *Whiteinella baltica* (Douglas et Rankin), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Thalmaninella reicheli* (Mornod), *Rotalipora cushmani* (Morrow),

la dernière occurrence de *Thalmaninella apenninica*, *Thalmaninella globotruncanoïdes*, et *Thalmaninella reicheli*.

1.2.1.4. Association **A4** : de l'échantillon 21 à 50

Elle comprend :

- la première occurrence de *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Praeglobotruncana gibba* (Klauss), *Thalmaninella deecke* (Franke),
- la dernière occurrence de *Thalmaninella micheli*,
- l'occurrence sporadique de *Anaticinella multiloculata* (Morrow).

1.2.1.5. Association **A5** : de l'échantillon 51 à 77

Elle comprend :

- la première occurrence de *Dicarinella algeriana* (Caron) et *Dicarinella hagni* (Scheibnerova) ;
- la dernière occurrence de *Dicarinella algeriana*.

1.2.1.6. Association **A6** : de l'échantillon 100 à 145

- la première occurrence de *Thalmaninella greenhornensis* (Morrow),
- la dernière occurrence de *Hedbergella planispira*.
- la première occurrence de *Whiteinella paradubia* (Sigal), et de *Dicarinella imbricata* (Mornod),

1.2.1.7. Association **A7** : de l'échantillon -98 à +110

Elle comprend :

- la première occurrence de *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *Whiteinella archaeocretacea* (Pessagno),
- la dernière occurrence de *Shackoina cenomana*, *Rotalipora cushmani*, *Thalmaninella deecke*, *Thalmaninella greenhornensis*.

Au haut de la coupe, l'Association **A7** comprend encore,

les espèces planctoniques globuleuses : *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Guembelitra cenomana*, *Heterohelix moremani*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella paradubia*, *Whiteinella brittonensis*, *Whiteinella archaeocretacea*,

une espèce mono carénée : *Praeglobotruncana stephani*,

et les espèces di carénées : *Dicarinella hagni*, *Dicarinella imbricata*, *Dicarinella canaliculata*.

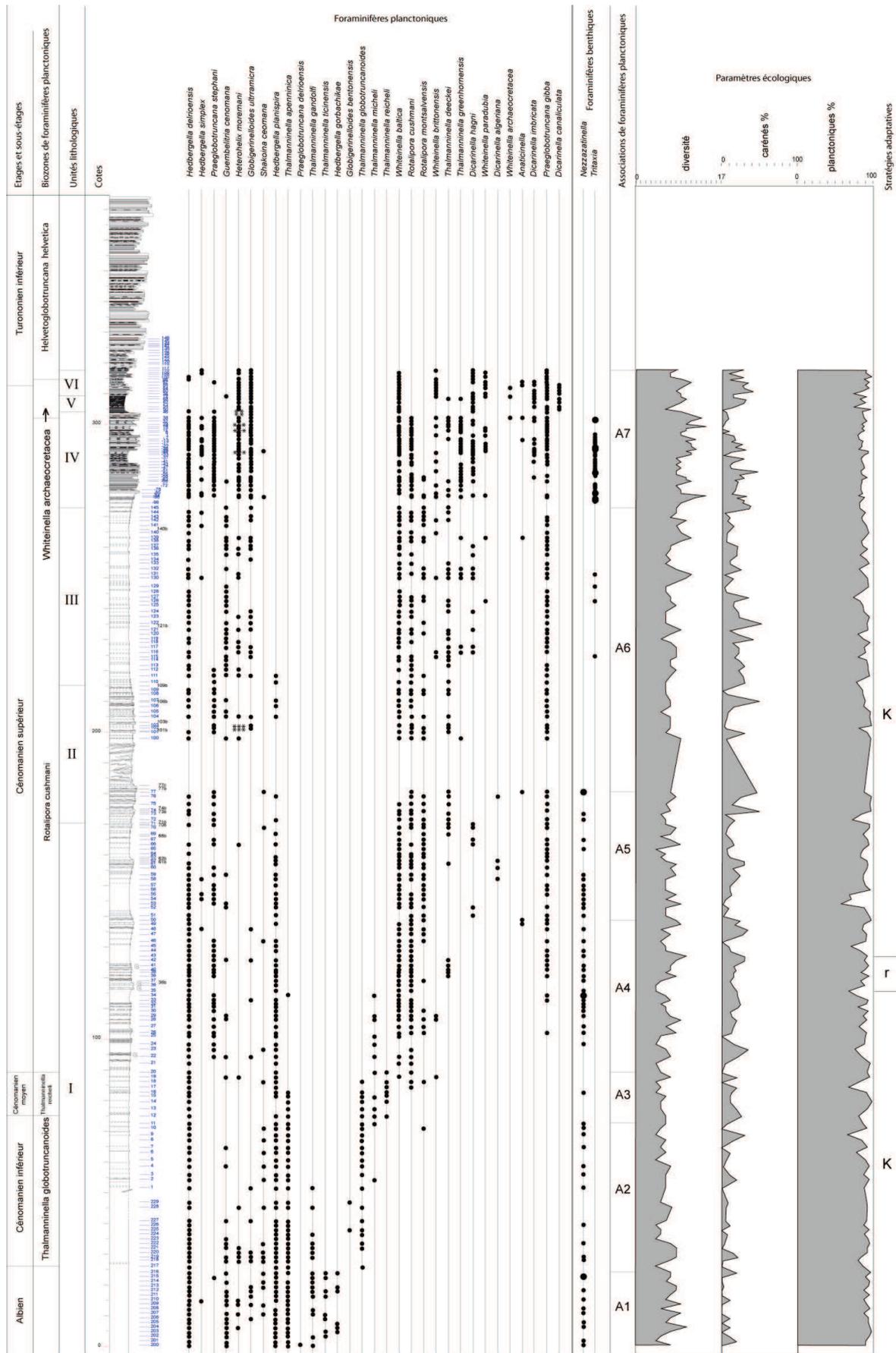


Fig. 20 Répartition verticale des espèces de foraminifères planctoniques dans la coupe de Vergons

1.2.2. Interprétation biostratigraphique

1.2.2.1. La limite inférieure de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides*

A la limite supérieure de l'association **A1** (échantillon 216) on observe les dernières occurrences des espèces *Hedbergella gorbachikae* et *Thalmaninella ticinensis*, indicatrices de l'Albien terminal ; cette limite correspond donc à la fin de la biozone à *Thalmaninella apenninica* (Robaszynski et Caron, 1979) et de l'Albien supérieur (Fig. 20).

1.2.2.1. La limite supérieure de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides*

La première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides* (échantillon 217) définit le début de la biozone, et la limite inférieure du Cénomaniens (Robaszynski et Caron, 1995). Deux événements concourent dans les échantillons 10 et 11, que nous avons définis comme la limite supérieure de la zone **A2**, à savoir, la première occurrence de *Thalmaninella micheli* et de la première *Rotalipora*, *Rotalipora montsalvensis*.

La limite supérieure de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides* se situe donc entre les échantillons 10 à 12, qui n'a, à Vergons, qu'une puissance de 45 m.

1.2.2.2. Les limites de la biozone à *Thalmaninella reicheli*

- En effet, l'échantillon 12 correspond à la première occurrence de *Thalmaninella reicheli*, l'entrée dans la biozone et la limite inférieure de la zone **A3**. Trois autres événements marquent cette biozone (Robaszynski et Caron, 1979, Robaszynski, 1993, Robaszynski et al. 2007). Nous les avons observés dans l'assemblage **A3**, à différents niveaux :
- la dernière occurrence de *Thalmaninella apenninica* (échantillon 16)
- la première occurrence de *Whiteinella baltica* et *Whiteinella brittonensis* (échantillon 19)
- la dernière occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides* (échantillon 18).

A Vergons, nous avons détecté la première occurrence de *Rotalipora cushmani* (échantillon 17), avant la fin de la biozone à *Thalmaninella reicheli* (20). En l'espace de quatre niveaux, la biozone à *Rotalipora cushmani* chevauche avec la biozone à *Thalmaninella reicheli*. La limite entre les deux biozones se situe donc dans cet intervalle. La biozone à *Thalmaninella reicheli*, a ici une puissance de 13 m.

1.2.2.3. Les limites de la biozone à *Rotalipora cushmani*

A partir de la limite supérieure de la biozone à *Thalmaninella reicheli*, on entre dans la biozone à *Rotalipora cushmani*.

L'association **A4**, est caractérisée par la première occurrence des *Praeglobotuncana stephani* absents à Vergons jusqu'à l'échantillon 22, et *Praeglobotruncana gibba* (échantillon 25), ainsi que de l'occurrence précoce de *Thalmaninella deecke* (échantillon 38), habituellement considérée comme un marqueur de la fin du Cénomaniens supérieur (Robaszynski et Caron, 1979) ; elles ont ici une extension longue. L'assemblage **A4** se poursuit sur 50 m.

Des ammonites ont été récoltées entre 115 m et 125 m (fig.). Elles ont été identifiées comme *Schloenbachia varians subtuberculata*, *Schloenbachia varians subplana*, *Hyphoplites curvatus arausionensis*, *Mantelliceras picheti*, *Mantelliceras cf. mantelli*, *Mantelliceras cf. couloni*. Toutes appartiennent à la zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zone à *Mantelliceras saxbii*, c'est-à-dire au Cénomaniens inférieur, alors que *Rotalipora cushmani*, le marqueur des foraminifères planctoniques pour le Cénomaniens est présent depuis plus de 30 m. Il y a donc un décalage de la zonation des ammonites par rapport à celle des foraminifères.

L'assemblage **A5** est marqué par la première occurrence de foraminifères planctoniques di carénés, à savoir *Dicarinella hagni* (échantillon 51) et *Dicarinella algeriana* (échantillon 59).

La limite inférieure de **A6**, immédiatement au-dessus du slump est définie par la première occurrence de *Thalmaninella greenhornensis* (échantillon 100), ainsi que par la dernière occurrence de *Hedbergella planispira* (échantillon 111) ; cette dernière survient habituellement au Cénomaniens moyen.

L'assemblage **A6** enregistre également les premiers pics de fréquence des Heterohelicidae (échantillons 102, 103), qui annoncent la fin du Cénomaniens. On remarque aussi la première occurrence de *Whiteinella paradubia* (échantillon 126), l'association **A6** comprend alors 3 espèces de *Whiteinella* : *W. baltica*, *W. brittonensis*, et *W. paradubia*.

Le sommet de la coupe a fait l'objet d'une étude exhaustive par Grosheny *et al.* en 2006. Cette publication met en évidence l'enregistrement de l'OAE2 par la lithologie de la coupe, les variations de la nature et du nombre des espèces de foraminifères, et les variations des isotopes du carbone. Notamment, dans l'assemblage **A7** surviennent la dernière occurrence de la

première *Rotalipora* apparue, *R. montsalvensis* (échantillon -58), ainsi que des *Thalmaninella*, et de *Rotalipora cushmani*, qui disparaissent dans le slump.

Avant l'avènement probable du Turonien, les Heterohelicidae présentent encore plusieurs pics de fréquence dans les échantillons +24 à +26, +45, +46, +49 et +50.

1.2.2.3. Les limites de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

Whiteinella archaeocretacea a sa première occurrence sous le slump (à la base de l'unité lithologique **V**) et sa dernière occurrence au-dessus du slump, dans l'unité lithologique **VI**, dans l'association **A7**. Ainsi, la limite entre les étages Cénomaniens et Turoniens n'est pas clairement définie par les foraminifères planctoniques (Grosheny et al. 2006).

1.2.3. Les paramètres paléo-écologiques

1.2.3.1. Les Associations A1 et A2

Les foraminifères sont abondants ; la diversité spécifique oscille en-dessous de 10, avec un pic dans l'échantillon 228. Les *Thalmaninella apenninica* sont bien développées et les tests de taille particulièrement grande sont constitués de plus de 6 loges : ceci atteste de conditions environnementales particulièrement favorables qui ont permis d'arriver au terme de l'ontogénèse, ou ont conféré aux foraminifères une longévité qu'ils n'ont pas atteinte sur d'autres sites (Fig. 20).

Des formes intermédiaires annonçant *Thalmaninella globotruncanoides*, sont présentes dans les échantillons 220 et 221. *Rotalipora montsalvensis* (dès l'échantillon 10) sera très fréquente dans la coupe de Vergons ; avec son test sans aucune ornementation sur sa face spirale, sans bourrelet calcitique sur sa face ombilicale, elle abonde encore quand s'annonce l'évènement anoxique.

La proportion de carénés reste faible (6% en moyenne), hormis quelques pics (échantillons 216 : 18% ; 219 : 19% ; 220 : 15% ; 1 : 21% ; 8 : 15% ; 9 : 28%). Dans des marnes où le pourcentage de carbonates atteint 55% et 60% (échantillons 214 et 215), les foraminifères planctoniques carénés peuvent devenir très rares (0-1%). Par exemple, à la limite inférieure du Cénomaniens, l'échantillon 217 est chargé en pyrite, les petites *Hedbergella* foisonnent, les benthiques sont

bien développés, en taille et en nombre, et les planctoniques carénés sont rares. On remarque l'absence de *Praeglobotruncana*.

La faible proportion de carénés au cours des deux assemblages, résulte du pullulement des petits globuleux (*Hedbergella delriosensis* et *Hedbergella planispira*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Heterohelix moremani* et *Schakoina cenomana*), dont le nombre maintient un rapport P/P+B supérieur à 90%. Il oscille autour de 80% à l'entrée dans le Cénomaniens inférieur, en raison du développement et de la prolifération des foraminifères benthiques. On remarque une faible valeur du rapport P/P+B (67%) dans l'échantillon 9, chargé de framboïdes de pyrite.

A Vergons, plusieurs espèces (*Thalmaninella micheli*, *Whiteinella brittonensis*, *Thalmaninella deeckeii*, *Dicarinella hagni*) connaissent une occurrence précoce, qui n'est pas suivie immédiatement d'un grand développement : l'occurrence commune survient de manière différée.

1.2.3.2. L'association **A3**

Elle couvre la biozone à *Thalmaninella reicheli* ; les exemplaires sont peu fréquents et leur taille n'est pas grande.

La première occurrence des *Thalmaninella reicheli* est concomitante d'un petit pic de C/C+G (25%), correspondant à une valeur basse (80%) de P/P+B. Pendant cette courte période, on enregistre une augmentation du nombre de foraminifères carénés (en moyenne, 18%), due en grande part à l'abondance de *Thalmaninella micheli*.

Le rapport P/P+B atteint 99% dans l'échantillon 14, où les benthiques sont très rares. Dans tous les cas à l'origine de la baisse du pourcentage des formes planctoniques se trouve la diminution de la quantité de petits foraminifères globuleux et non pas l'augmentation du nombre des foraminifères benthiques.

1.2.3.3. Les associations **A4 et A5**

Dans les associations **A4** et **A5**, la diversité des espèces oscille, leur nombre n'atteignant 9 que dans quelques échantillons (28, 42, 52, 66). En fait, la diversité des espèces varie peu, dans la mesure où les extinctions sont compensées par des occurrences nouvelles.

Le grand nombre de *Rotalipora cushmani* engendre un pic (35%) du rapport C/C+G dans l'échantillon 23. La présence massive de *Praeglobotruncana* génère également plusieurs pics dans les échantillons 42 (30%), 48 (33%), 66 (38%), 74 (51%). Dans l'échantillon 77,

associé aux *Praeglobotruncana*, le très grand nombre de *Thalmaninella deecke* contribue à augmenter le rapport C/C+G (47%).

L'occurrence des *Dicarinella* dans les échantillons 52 et 58 indique qu'à Vergons, contrairement à d'autres sites du bassin vocontien, les conditions environnementales permettent le développement d'espèces à test carénés complexes.

Les échantillons 74 et 76 ont généré un rapport de P/P+B=97%, en raison de l'invasion des *Praeglobotruncana*. A la plupart des valeurs basses de P/P+B correspondent des pics de C/C+G parce que la prolifération des planctoniques carénés s'accompagne d'une diminution du nombre des planctoniques globuleux. Ce n'est cependant pas le cas dans les échantillons 35 et 53 où c'est le nombre des genres benthiques qui augmente et atteint respectivement 12 et 19.

1.2.3.4. L'association **A6**

Dans l'association **A6**, à partir de l'échantillon 119, les foraminifères planctoniques sont bien conservés ; les petits *Praeglobotruncana* et les petites espèces globuleuses (*Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix moremani*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Guembelitra*,) qui colonisent les eaux de surface dominant en nombre.

Les *Rotalipora cushmani* sont désormais atypiques, le plus souvent, le nombre de loges est réduit à 4, et sporadiquement, l'enroulement est sénestre. Lorsqu'on s'élève dans la coupe, la taille des *Thalmaninella* et ainsi que celle des *Dicarinella* s'amenuise. Par contre, les *Rotalipora montsalvensis*, au test sans complexité, semblent bien s'adapter au milieu, sans restriction de taille. Avec l'occurrence de *Whiteinella paradubia* (échantillon 126), les *Whiteinella* deviennent nombreuses et de grande taille. Le développement préférentiel de ce foraminifère globuleux et l'évolution de son test en morphotype très volumineux, indiquent probablement une raréfaction de l'oxygène, compensée par l'augmentation de la surface. Il en va de même pour *Praeglobotruncana gibba* qui évolue vers des formes aux dernières loges très évasées et *Hebergella simplex* dont la dernière loge s'allonge démesurément. Cette évolution caractérise la fin du Cénomaniens supérieur.

Dans l'échantillon 130, où la diversité atteint 10, le rapport C/C+G s'abaisse à 4%, à la suite du pullulement des petites espèces globuleuses ; tandis que ce sont de nombreux et volumineux *Praeglobotruncana gibba* qui sont à l'origine des pics du paramètre C/C+G dans les échantillons 107 (49%), 119 (42%), 122 (53%), valeur la plus élevée de la coupe, et 145 (36%).

Les foraminifères planctoniques restent fortement dominants par rapport aux foraminifères benthiques. Le rapport P/P+B atteint même 97% dans les échantillons 100, 103 et 105, soit à cause de l'abondance des *Heterohelix* (échantillon 103, *** Fig. 20) ou des *Praeglobotruncana*.

1.2.3.5. L'association **A7**

Dans l'association **A7**, la diversité des espèces est la plus élevée de la coupe. Quarante pour cent des échantillons comportent 10 ou davantage d'espèces planctoniques. Les maxima se situent dans l'échantillon +18 avec 14 espèces, et les échantillons -84, -5, -3, +10 et +38, avec 13 espèces. Les *Thalmaninella greenhornensis*, sont très nombreuses ; il y a 3 espèces de *Whiteinella* et encore des *Rotalipora cushmani*. Une chute est enregistrée dans l'échantillon + 50, où ne subsistent que 6 espèces.

La proportion de foraminifères carénés présente un pic dans l'échantillon -51 (47%) en raison de la présence de nombreuses *Dicarinella*, et une chute à 0% dans l'échantillon +50. D'autre part, les pics d'Heterohelidae (*** Fig. 20, échantillons -30, +24 à +26, +45, +46, +49 et +50) contribuent à faire baisser le rapport C/C+G.

La chute de la diversité et du rapport C/C+G est concomitante de la composante M1 de l'événement anoxique (Grosheny et al., 2006).

Le rapport P/P+B est maintenu au-dessus de 80% tout au long de la partie sommitale de la coupe. On enregistre cependant quelques valeurs basses, qui sont la conséquence de la diminution du nombre de foraminifères planctoniques, en particulier des petits globuleux, et non pas d'une augmentation du nombre des foraminifères benthiques (échantillons +49 : 71%, +54 : 75% et +76 : 76%).

1.2.4. Conclusions

Le minimum de diversité (4 espèces) apparaît plusieurs fois sur l'épaisseur de la coupe, dans les associations **A2** à **A5** au Cénomaniens inférieur, moyen et supérieur. Par contre, dans les associations **A6** et **A7** au Cénomaniens terminal, la diversité se maintient toujours au-delà de 6 et augmente progressivement jusqu'à 14 en oscillant.

Le maximum de diversité spécifique se trouve dans l'échantillon +18, avec 14 espèces, au Cénomaniens terminal. Les échantillons contenant un nombre d'espèces planctoniques supérieur ou égal à 10 sont situés dans l'association **A7**, où leur proportion atteint 40%.

Le minimum (0%) du rapport C/C+G se retrouve régulièrement dans toutes les associations. Dans les associations **A6** et **A7**, il correspond en particulier aux pics d'*Heterohelix*.

En dessous de l'échantillon 74, dans les associations **A1** à **A4**, on n'observe pas de rapport C/C+G supérieur à 40%. L'association **A5** enregistre deux pics dans les échantillons 74 (51%) et 77 (47%). Au Cénomaniens supérieur, dans l'association **A6**, le maximum du rapport C/C+G (53%) culmine dans l'échantillon 122 et l'échantillon 107 atteint encore 49%. On rencontre encore deux autres pics dans l'association **A7** dans les échantillons -51 (47%) et +80 (42%).

Le minimum du rapport P/P+B (59%) s'observe dans l'échantillon 53 de l'association **A5** ; il résulte à la fois de la quantité élevée de foraminifères benthiques et de la raréfaction des petits foraminifères planctoniques globuleux. La faible valeur de 69% dans l'échantillon 35 (association **A4**) est encore due à l'affluence des benthiques. Un échantillon de l'association **A2** (9) qui présente des framboïdes de pyrite, enregistre également un rapport bas de 67%. Sur la hauteur de la coupe, le rapport oscille le plus souvent entre 80% et 90%.

Le maximum du rapport P/P+B (99%) s'observe dans l'échantillon 14, dans la biozone à *Thalmaninella reicheli* de l'association **A3**. On trouve également un pic de 98% dans l'Albien terminal (échantillon 203), et des valeurs de 97% dans les échantillons 74 et 76 de l'association **A5**, corrélées à l'invasion de *Praeglobotruncana*. Elles persistent dans les échantillons 100 à 105 de l'association **A6**, soit en raison du très grand nombre de *Praeglobotruncana*, ou du pic à *Heterohelix*.

1.3. Les foraminifères benthiques

Vingt-quatre genres de foraminifères ont été identifiés. Ils appartiennent aux sous-ordres des Textulariina, Lagenina et Rotaliina et sont distribués en 12 familles (Tab.I, Annexe, Fig. 21) selon la classification de Loeblich et Tappan (1987).

1.3.1. Les associations

Les Textulariina représentent de 3% à 58% des assemblages, avec la présence presque constante des Textulariidae, des Ammodiscidae, et des Lituolidae. Les Verneuilinidae sont très souvent présents. A l'inverse des Nezzazatidae, les Eggerellidae sont absents dans la partie inférieure de la coupe.

Les Lagenina sont les plus abondants et dominant en général les assemblages (de 12% à 64%), sauf à 4 niveaux du Cénomanién terminal (assemblages 77, -15, -26, +36), où les Textulariina dominant et à un niveau (+49) où les Rotaliina dominant.

Les Rotaliina représentent de 12% à 77%. Les Gavelinellidae sont toujours présents, les Turrilinidae principalement au bas de la coupe, et les Pleurostomellidae sont rares ou absents.

On distingue 4 associations (Fig.21) :

1.3.1.1. Première association

La première association de foraminifères benthiques s'étend de la base de la coupe dans la biozone à *Thalmaninella apenninica*, au dernier échantillon avant la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides*. L'assemblage comprend 24 % de Textulariina, 64% de Lagenina et 12% de Rotaliina.

Dans le sous-ordre des Textulariina, les Nezzazatidae dominant et sont représentés par le seul genre *Nezzazatinella* (19 %).

Chez les Lagenina, ce sont les Nodosariidae (61%) qui dominant largement avec les genres *Nodosaria* (33%), *Dentalina* (8%), *Lenticulina* (17%), *Planularia* (1%), *Lagena* (1%), *Astacolus* (1%). Les Polymorphinidae représentent 2% de la population.

Parmi les Rotaliina, les Gavelinellidae représentent 9% et les Turrilinidae 3%.

Sous-Ordre	Famille	Genre	Morphogroupe
Textulariina	Textulariidae	<i>Textularia</i>	AG-A
		<i>Eggerellina</i>	AG-A
	Verneuilinidae	<i>Gaudryina</i>	AG-A
		<i>Tritaxia</i>	AG-A
		<i>Dorothia</i>	AG-A
	Eggerellidae	<i>Minouxia</i>	AG-A
		<i>Ammodiscus</i>	AG-B.3
	Ammodiscidae	<i>Glomospira</i>	AG-B.3
	Lituolidae	<i>Ammobaculites</i>	AG-A
		<i>Nezzazatinella</i>	AG-A
Lagenina	Nodosariidae	<i>Nodosaria</i>	CH-B.3
		<i>Dentalina</i>	CH-B.3
		<i>Lenticulina</i>	CH-A.6
		<i>Planularia</i>	CH-A.6
		<i>Lagena</i>	CH-B.1
		<i>Astacolus</i>	CH-A.6
	Polymorphinidae	<i>Vaginulopsis</i>	CH-B.3
		<i>Tristix</i>	CH-B.3
		<i>Ramulina</i>	CH-B.3
		<i>Globulina</i>	CH-B.1
Rotaliina	Ellipsolagenidae	<i>Oolina</i>	CH-B.1
		<i>Gavelinella</i>	CH-A.1-3
	Pleurostomellidae	<i>Praebulimina</i>	CH-B.4
		<i>Pleurostomella</i>	CH-B.1

Tableau 1. Les genres de foraminifères benthiques observés dans les 4 Coupes du bassin vocontien, leur classification et affectation à un morphogroupe selon Koutsoukos et Hart, 1990.

1.3.1.2. Deuxième association

La deuxième association s'étend sur 17 assemblages, c'est-à-dire dès le début de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides* jusqu'à la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani*, à 288 m. L'association comprend 25% de Textulariina, 45% de Lagenina et 30% de Rotaliina.

Le sous-ordre des Textulariina est dominé par les Lituolidae (8%), avec le seul genre *Ammobaculites*, toujours présent, sauf dans le dernier échantillon et par les Nezzazatidae, avec *Nezzazatinella* (5%) représentés seulement jusqu'au premier slump. Les Ammodiscidae totalisent 4% et les Verneuulinidae 2,7 % de la population totale des benthiques.

Les Lagenina sont dominés par les Nodosariidae (40,5%), avec les genres *Nodosaria* (21%), *Lenticulina* (12%), *Dentalina* (3%), *Vaginulopsis* (1,1%) *Planularia* (1%), *Lagena* (0,8%), *Astacolus* (0,8%), *Tristix* (0,8%). Les Polymorphinidae représentent 4,5% de la population.

Les Rotaliina comprennent les Gavelinellidae (26%), les Turrilinidae (3,5%) et les Pleurostomellidae (0,5%).

Dans les deux premières associations, les Textulariina représentent la même proportion de la population. Par contre, les Lagenina, qui dominent encore les assemblages, sont moins représentés dans la deuxième association (45%) que dans la première (64%). Cette baisse est due à une diminution de 20% des Nodosariidae : en effet, les genres *Nodosaria*, *Lenticulina* et *Dentalina* enregistrent respectivement une chute de 12%, 5%, et 5% de leur représentation dans la deuxième association. Dans ce sous-ordre, les Polymorphinidae sont en légère augmentation (4,6%) par rapport à la première association (2%). Les Rotaliina progressent sensiblement (de 12% à 30%) par rapport à la première association. Les Gavelinellidae dominent largement ce sous-ordre dans les 2 associations et enregistrent seuls l'augmentation (de 9% à 26%).

1.3.1.3. Troisième association

La troisième association s'étend sur 5 assemblages, du sommet de la biozone à *Rotalipora cushmani* jusqu'au slump, zone d'extinction de ce foraminifère, début de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*, et fin du Cénomanién. En moyenne, l'association comprend 35% de Textulariina, 23% de Lagenina et 42% de Rotaliina.

Le sous-ordre des Textulariina est dominé par les Verneuulinidae, avec *Tritaxia* (11%) et *Eggerellina* (1%), avec *Ammodiscus* (9%) et *Glomospira* (0,4%) et les Lituolidae (5,6%), avec le

seul genre *Ammobaculites*. Les Textulariidae constituent 3% de la population, et les Eggerellidae contribuent pour 4%, avec les genres *Minouxia* (3,2%) et *Dorothia* (0,8%).

Les Lagenina sont dominés par les Nodosariidae (21%), avec les genres *Nodosaria* (8,8%), *Lenticulina* (7,1%), *Dentalina* (2,7%), *Vaginulopsis* (0,8%) *Planularia* (0,8%), *Astacolus* (0,8%). Les Polymorphinidae représentent 2% de la population, avec *Ramulina* (1,4%) et *Globulina* (0,6%).

Les Rotaliina se répartissent en 39,4% de Gavelinellidae et 2,6% de Pleurostomellidae

La troisième association présente *une moyenne* de 35% de Textulariina, ce qui dépasse les valeurs observées dans les associations 1 et 2. Cependant, cette valeur *moyenne* ne reflète pas *l'alternance* de valeurs très élevées de la proportion des Textulariina dans 3 assemblages (58%, 51% et 49%) avec des valeurs basses dans 2 assemblages (8% et 10%). En effet, dans ces 3 assemblages, les Verneuulinidae enregistrent des pics de fréquence (31%, 10% et 19%) imputables essentiellement au genre *Tritaxia*; les Ammodiscidae sont présents à raison de 14%, 18% et 12% et les Lituolidae à raison de 8%, 10% et 7%. Ces familles sont totalement absentes dans les deux assemblages qui alternent. Aux 3 niveaux où les Textulariina dominent, les Lagenina (18% à 20%) et les Rotaliina (25% à 31%) représentent des proportions très similaires de la population des benthiques. Dans les deux niveaux où les Textulariina sont rares, les Rotaliina dominent (46,5% et 77%). Les Lagenina enregistrent cependant la valeur de 45,5% dans un assemblage, en conséquence d'un regain du genre *Nodosaria* (20%).

1.3.1.4. Quatrième association

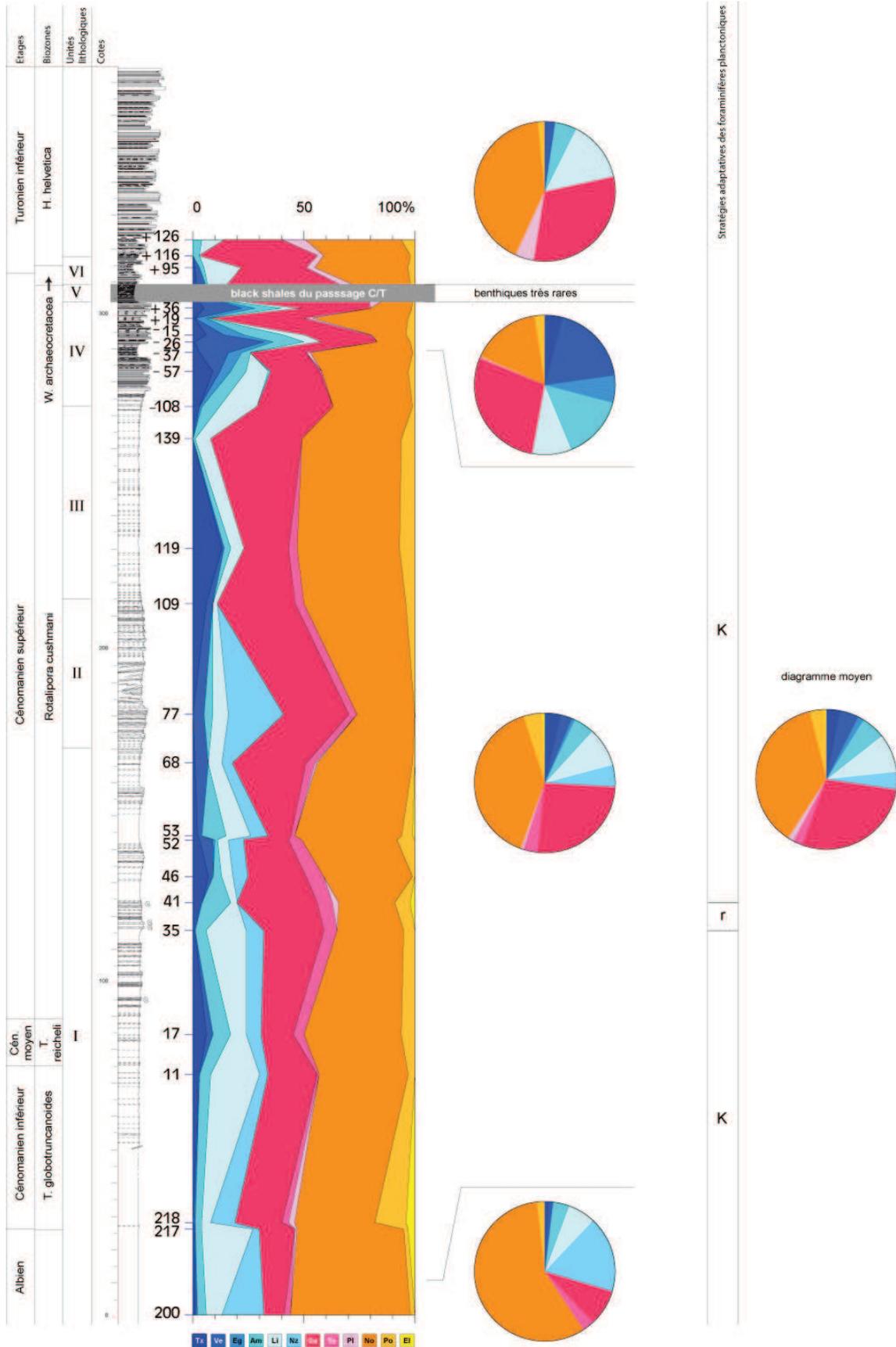
La quatrième association débute au-delà du slump, avec l'unité lithologique VI et englobe trois assemblages de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* appartenant au passage Cénomanién-Turonien. L'association comprend en *moyenne* 22% de Textulariina, 43% de Lagenina et 35% de Rotaliina.

Les Textulariina sont dominés par les Lituolidae (15%), avec le seul genre *Ammobaculites*. Les Ammodiscidae, avec *Ammodiscus* (3,5%) et *Glomospira* (1,3%) constituent 4,8% de la population.

Les Lagenina sont dominés par les Nodosariidae (41.3%), avec les genres *Nodosaria* (20,3%), *Lenticulina* (12,2%), *Astacolus* (4,6%), *Dentalina* (3%), *Planularia* (1,3%). Les Polymorphinidae représentent 1,6% de la population, avec *Globulina* (1%) et *Ramulina* (0,6%).

Les Rotaliina se répartissent en 30,8% de Gavelinellidae et 4,2% de Pleurostomellidae.

Cette quatrième association présente une distribution *moyenne* des sous-ordres tout-à-fait similaire à celle de l'association 2. La proportion *moyenne* des Lagenina est stable (40 à 46%) dans cette dernière association, identique à celle de l'association 2. Cependant, comme dans l'association 3, les valeurs ne reflètent pas l'alternance de deux représentations très différentes des Textulariina (3% et 39%). En effet, dans l'avant-dernier échantillon, seules sont présentes des *Glomospira* ; ce sont les Rotaliina (56%) qui compensent l'absence des Textulariina. Le sous-ordre des Rotaliina chute cependant à 17% avec le regain des Lituolidae au haut de la coupe dans le dernier assemblage.



Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques

K

diagramme moyen

r

K

Fig.21 Répartition verticale des genres et familles de foraminifères benthiques dans la coupe de Vergons

TEXTULARIINA

- Tx** Textulariidae, *Textularia* AG-A
- Ve** Verneuilinidae, *Eggerellina*, AG-A, *Gaudryina*, AG-A, *Tritaxia*, AG-A
- Eg** Eggerellidae, *Dorothia*, AG-A, *Minouxia*, AG-A
- Am** Ammodiscidae, *Ammodiscus*, AG-B.3, *Glomospira*, AG-B.3
- Li** Lituolidae, *Ammobacculites*, AG-A
- Nz** Nezzazatidae, *Nezzazatinella*, AG-A

ROTALIINA

- Ga** Gavelinellidae, *Gavellinella*, CH-A.1-3
- Tu** Turritinidae, *Praebulimina*, CH-B.4
- PI** Pleurostomellidae, *Pleurostomella*, CH-B.1

LAGENINA

- No** Nodosariidae, *Nodosaria*, CH-B.3, *Dentalina*, CH-B.3, *Lenticulina*, CH-A.6, *Planularia*, CH-A.6, *Lagena*, CH-B.1, *Astacolus*, CH-A.6, *Vaginulinopsis*, CH-B.3, *Tristix*, CH-B.3
- Po** Polymolinidae, *Ramulina*, CH-B.3, *Globulina*, CH-B.1
- EI** Ellipsolagenidae, *Oolina*, CH-B.1

1.3.2. Paléoécologie

Les foraminifères benthiques ont été regroupés en 7 morphogroupes (Tab.I, Fig.22) selon la classification de Koutsoukos et al. (1990). On dénombre jusqu'à 19 genres de foraminifères benthiques dans un seul assemblage.

1.3.2.1. Première association

A l'Albien sommital, dans la biozone à *Thalmaninella apenninica*, les foraminifères benthiques sont associés en morphogroupes de type calcaro-hyalin (71%) et agglutinant (29%). Le

morphogroupe dominant est CH-B.3 (40%), avec les Nodosariidae ; les AG-A représentent 25%, avec les Lituolidae et les CH-A.6, avec les *Lenticulina* 18% de la population.

1.3.2.2. Deuxième association

Dans la deuxième association, de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides* à la fin de la biozone à *Rotalipora cushmani*, les morphogroupes dominants CH-B.3 (28%) et CH-A.1-3 (26%) ont la même fréquence. L'ensemble des morphogroupes de type CH-B (39%) et l'ensemble des morphogroupes de type CH-A (36%) ont également la même fréquence. Les morphogroupes de foraminifères agglutinants, AG-A (21%) et AG-B.3 (4%) constituent 25% de la population.

Cependant, si on réunit les morphogroupes susceptibles de s'adapter à la dysoxie d'une part (CH-A.1-3, CH-B.4 et CH-A.6), et les morphogroupes ne tolérant pas la dysoxie d'autre part (CH-B.1 et CH-B.3) il apparaît que cette deuxième association est subdivisée en deux parties :

- en-dessous de l'assemblage 53, Les morphogroupes CH-A.1-3 plus CH-B.4, plus CH-A.6 (38%) et les morphogroupes CH-B.1 plus CH-B.3 (34%) sont également répartis, et les agglutinants sensibles à la dysoxie, AG-B.3 représentent 6%,
- au-dessus de l'assemblage 53, les morphogroupes CH-A.1-3+CH-B.4+CH-A.6 représentent 47% tandis que les morphogroupes CH-B.1+CH-B.3 ne représentent plus que 29% et les agglutinants sensibles à la dysoxie 6% de la population.

Il apparaît que l'assemblage 53 est un point d'inflexion qui est marqué par l'installation de la dysoxie à Vergons

Dans l'assemblage 77, on remarque un pic des Textulariina (36%) dû à la fréquence de *Nezzazatinella* (25%), qui coïncide avec la dernière occurrence du genre. Depuis l'Albien sommital, les *Nezzazatinella* sont présentes dans presque tous les assemblages ; elles ont été décrites en association avec des dépôts marneux fins, voire vaseux (Tronchetti, 1981, d'après qui " un certain nombre de benthiques semblent cantonnés dans des domaines stratigraphiques restreints ").

A ce changement de dominance des morphogroupes benthiques, correspond un premier évènement à Heterohelicidae, indicateurs d'environnement dysoxique (échantillons 102 et 103), dans les foraminifères planctoniques.

Dans la deuxième association, l'évolution des morphogroupes dominants ne se superpose pas avec l'évolution des sous-ordres dominants.

1.3.2.3. Troisième association

Dans la troisième association, les proportions des morphogroupes fluctuent : la *moyenne* de la fréquence du morphogroupe CH-A.1-3 est 40%, du morphogroupe AG-A est 26%, et du morphogroupe CH-B.3 est 13%.

En fait, les *moyennes* ne reflètent pas *l'alternance* de la dominance des morphogroupes dans les 5 assemblages de l'association. Les fluctuations du morphogroupe AG-A se superposent avec celles du sous-ordre des Textulariina (voir plus haut), avec des maxima dans 3 assemblages et des minima dans 2 assemblages. Les maxima du morphogroupe AG-A le plus résistant au stress, dysoxiques sont dus au pullulement du genre *Tritaxia*.

Dans les deux assemblages où les AG-A sont rares, les CH-A.1-3 plus les CH-A.6 dominant (57% et 78%) ; les CH-B.3 plus les CH-B.1 enregistrent 35% et 12%. Alternativement, les *Tritaxia* sont absents dans ces assemblages ; la forte représentation des morphogroupes CH-A peut indiquer des conditions hypoxiques plus sévères.

1.3.2.4. Quatrième association

La quatrième association se développe pendant le passage Cénomaniens-Turonien ; elle ne représente que trois assemblages. Comme dans la troisième association, les proportions de morphogroupes fluctuent : dans l'intervalle de temps pendant lequel s'observent 3 assemblages seulement, les AG-A plus AG-B.3 enregistrent des valeurs de 3% à 40%. On y retrouve également l'alternance de la dominance des morphogroupes CH-A1-3 plus CH-A.6 (60% en moyenne dans 2 assemblages), et CH-B.3 plus CH-B.1 (33% dans le dernier assemblage).

1.3.3. Conclusions

Sur toute l'épaisseur de la coupe de Vergons, le sous-ordre des Lagenina domine. Cependant, la répartition des morphogroupes met en évidence l'existence d'un point d'inflexion, situé entre les assemblages 53 et 68. En effet, la dominance des morphogroupes de type CH-B.3 plus CH-B.1, passe à celle des morphogroupes de type CH-A.1-3 plus CH-A.6 plus CH-B.4. Ces derniers sont susceptibles d'une meilleure résistance au stress dysoxique ; ils représentent les genres sélectionnés selon une stratégie d'évolution r de la population et seront les pionniers capables de recoloniser rapidement de nouvelles niches disponibles (Koutsoukos et Hart, 1990).

Il est donc probable que, dès ce niveau, le taux d'oxygène dissous dans les eaux profondes et dans le substrat diminue ; en effet, un premier événement à Heterohelicidae, reflétant la dysoxie s'observe dans l'unité lithologique II, bien avant la raréfaction des foraminifères planctoniques due à l'OAE2.

Les Textulariina enregistrent de grandes variations de leur représentation : les *Nezzazatinella* et *Tritaxia* marquent des pics de fréquence, qui sont la réponse aux fluctuations hypoxiques et anoxiques depuis le milieu du Cénomaniens jusqu'au Turonien. Ces alternances sont en phase avec les variations des paramètres paléo écologiques des foraminifères planctoniques.

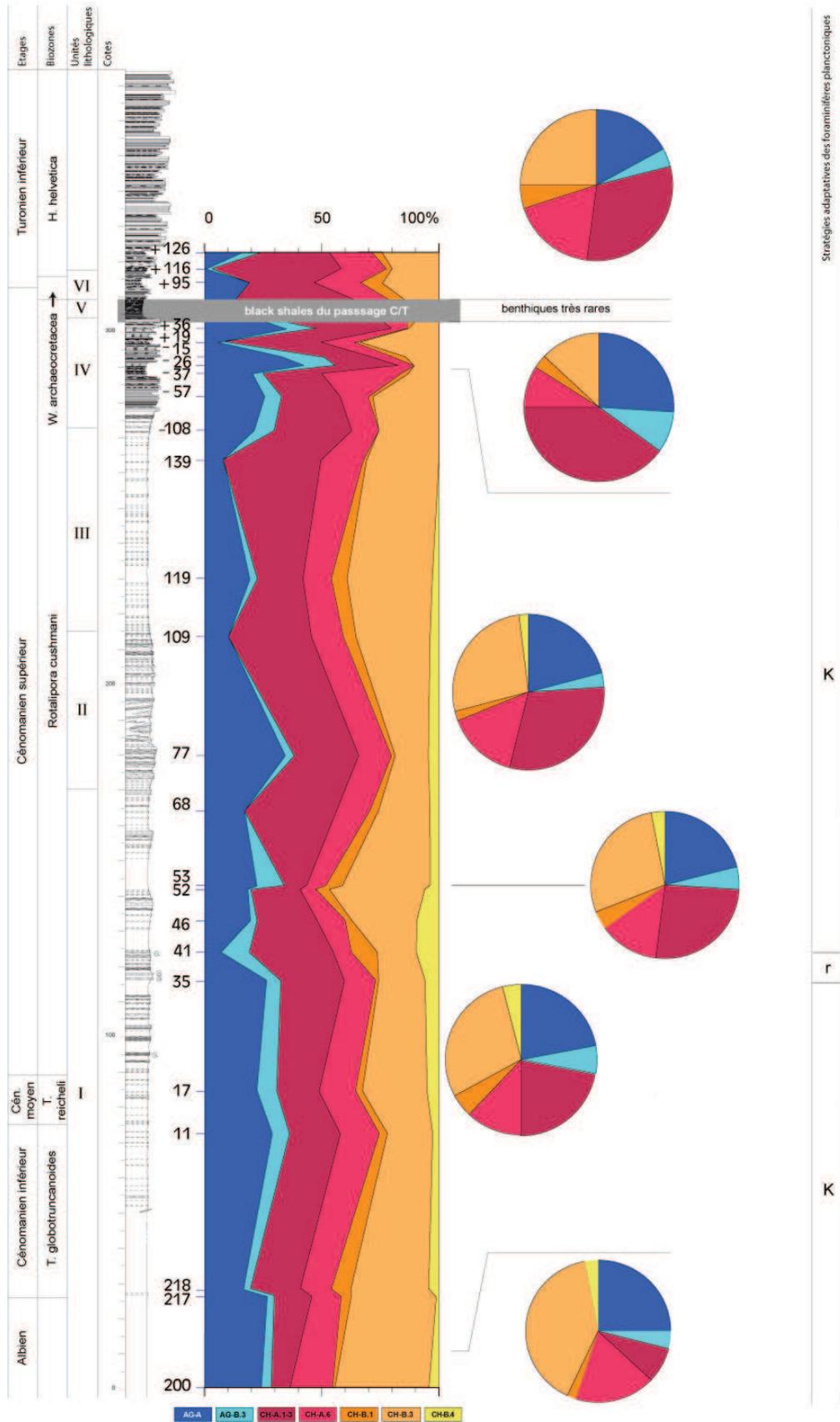


Fig. 22 Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe de Vergons

1.4. Les isotopes du carbone et de l'oxygène

1.4.1. Le passage Albien-Cénomaniens

A Vergons, le passage Albien-Cénomaniens est distinctement enregistré par la courbe de $\delta^{13}\text{C}$, qui présente 6 petits pics et creux (Fig.23), organisés en 3 sous-ensembles (B à D) à la base de la coupe (0 m à 45 m).

Le premier pic, B le plus élevé du profil (1,373‰) est visiblement tronqué par l'échantillonnage. L'amplitude de l'excursion négative qui suit le pic B est de - 0,67‰.

Les 3 pics suivants (complexe C) qui oscillent autour d'un niveau de base d'environ 1,06 ‰ atteignent respectivement 1,206 ‰, 1,218 ‰ et 1,296 ‰. L'excursion négative entre le dernier pic de C et le creux qui le suit est de -0,422‰. C'est à ce niveau (échantillon 217) qu'on observe la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes*, c'est-à-dire que se fait le passage Albien-Cénomaniens (Fig. 23, flèche).

Le dernier pic D (1,243 ‰) précède le retour à la valeur de base la plus basse de la coupe (0,547‰). L'amplitude de l'excursion négative est donc de 0,7‰.

A Vergons, le $\delta^{13}\text{C}$ présente une excursion positive sous la forme d'un ensemble complexe de pics et creux au passage Albien-Cénomaniens. Les valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}$ sont peu élevées, mais les amplitudes des pics sont du même ordre de grandeur que celles observées dans la littérature (voir Discussion et Jenkyns et al., 1994, Mitchell et Paul, 1994, Gale et al., 1996).

La courbe isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ présente un minimum (-4,9‰) dans l'Albien ; le $\delta^{18}\text{O}$ présente les valeurs les plus basses, dans les premiers assemblages de l'Albien.

1.4. 2. L'évènement du Cénomaniens médian (MCE)

A la suite du dernier pic du passage Albien-Cénomaniens, le $\delta^{13}\text{C}$ descend à la valeur la plus basse de la courbe à la cote 45 m (0,547‰). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ fluctuent ensuite autour d'une pente constamment ascendante. Le $\delta^{13}\text{C}$ augmente de 1,90 ‰ jusqu'au point le plus élevé du profil (2,45 ‰) à 235 m.

De 97 m et jusqu'au-delà du premier slump, à 208 m (2,381‰), le $\delta^{13}\text{C}$ enregistre une augmentation rapide de 1,684 ‰, qui pourrait correspondre à l'évènement **la** du Cénomanién médian, dont le pic est occulté par le slump. Au-delà du slump, toutes les valeurs sont supérieures à 2‰.

Après la rupture de l'enregistrement due au slump, les variations de $\delta^{13}\text{C}$ sont de faible amplitude et évoluent sur un plateau (évènement **lb** du MCE) autour d'une valeur moyenne de 2,289‰. Jusqu'à 273 m, à la limite supérieure de l'unité lithologique III et à la limite inférieure de l'association de foraminifères planctoniques **A7**, on n'observe pas de retour du $\delta^{13}\text{C}$ à une valeur de base.

Après l'Albien, la courbe isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ s'élève progressivement jusqu'au Cénomanién supérieur où elle enregistre un maximum (-3,075‰) au niveau du plateau des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$.

Dans les assemblages 37 à 41, on observe un pic de $\delta^{18}\text{O}$ (-3,4‰) qui correspond à une courte période de stratégie adaptative des foraminifères panctoniques de type r, et où les foraminifères benthiques atteignent un maximum de diversité (p. 87). Keller et Pardo (2004) associent les valeurs les plus négatives du $\delta^{18}\text{O}$ à des chutes de l'abondance des Heterohelicidae, qui vivent dans les eaux de surface très tolérants à la dysoxie, et plus rarement, réciproquement. Cette mesure corrobore donc bien les observations faites sur les foraminifères planctoniques : les dépôts des assemblages 37 à 41 proviennent d'un milieu appauvri en oxygène dissous où tous les petits foraminifères planctoniques globuleux sont nombreux.

Un minimum (-4‰) correspond à l'assemblage 53 (où on reconnaît 19 genres benthiques, p. 87), point d'inflexion des foraminifères benthiques (p. 99). Ce point correspond au dernier assemblage d'un milieu marin bien oxygéné avant une remontée des valeurs qui indique l'installation d'une période de dysoxie (concomitante à la pente vers le maximum de $\delta^{13}\text{C}$ du MCE).

Enfin, deux pics à Heterohelicidae, témoins d'une époque dysoxique, dans les assemblages 102 et 103 précèdent de peu un sommet (-3,1‰) visiblement tronqué de $\delta^{18}\text{O}$ (assemblage 106), concomitant du sommet du $\delta^{13}\text{C}$ du MCE.

1.4. 3. Le passage Cénomanién-Turonien, OAE2

La chimio stratigraphie du passage Cénomanién-Turonien à Vergons, dans le bassin vocontien, a été publiée par Grosheny et al. (2006), et reportée sur la figure . Brièvement, sous le slump du Cénomanién terminal, dans la zone d'extinction des *Rotalipora cushmani*, la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ amorce un pic (évènement 1), qui culmine à 4‰ (amplitude d'environ 2‰). Après le slump, qui occulte vraisemblablement l'évènement 2, le profil du $\delta^{13}\text{C}$ amorce une descente vers des valeurs basales (récupération, évènement 3).

L'enregistrement isotopique de l'évènement anoxique OAE2 est donc atypique à Vergons, en raison du masquage d'au moins un pic de $\delta^{13}\text{C}$ par le slump (Grosheny et al., 2006).

1.4. 4. Conclusions

Les trois anomalies du $\delta^{13}\text{C}$ au Cénomanién, au passage Albien-Cénomanién, au Cénomanién médian, au passage Cénomanién-Turonien sont présentes dans la courbe de Vergons. Cependant l'enregistrement du passage Albien-Cénomanién est discret, en raison d'un échantillonnage peu serré qui lisse les valeurs. L'excursion positive du Cénomanién médian est interrompue par un slump, et il est possible qu'un taux de sédimentation élevé soit à l'origine du plateau I b (Reboulet et al., 2012). Deux des trois évènements isotopiques de l'OAE2 décrits par Pratt et Threlkeld (1984) sont présents à Vergons où le profil de l'excursion du $\delta^{13}\text{C}$ est également interrompu par un slump.

Les valeurs les plus basses du $\delta^{18}\text{O}$ s'observent à l'Albien, lorsque l'oxygénation du milieu est satisfaisante, comme en témoignent les morphogroupes des foraminifères benthiques dominants. Les deux pics à *Heterohelicidae* observés pendant le MCE correspondent au pic de $\delta^{18}\text{O}$.

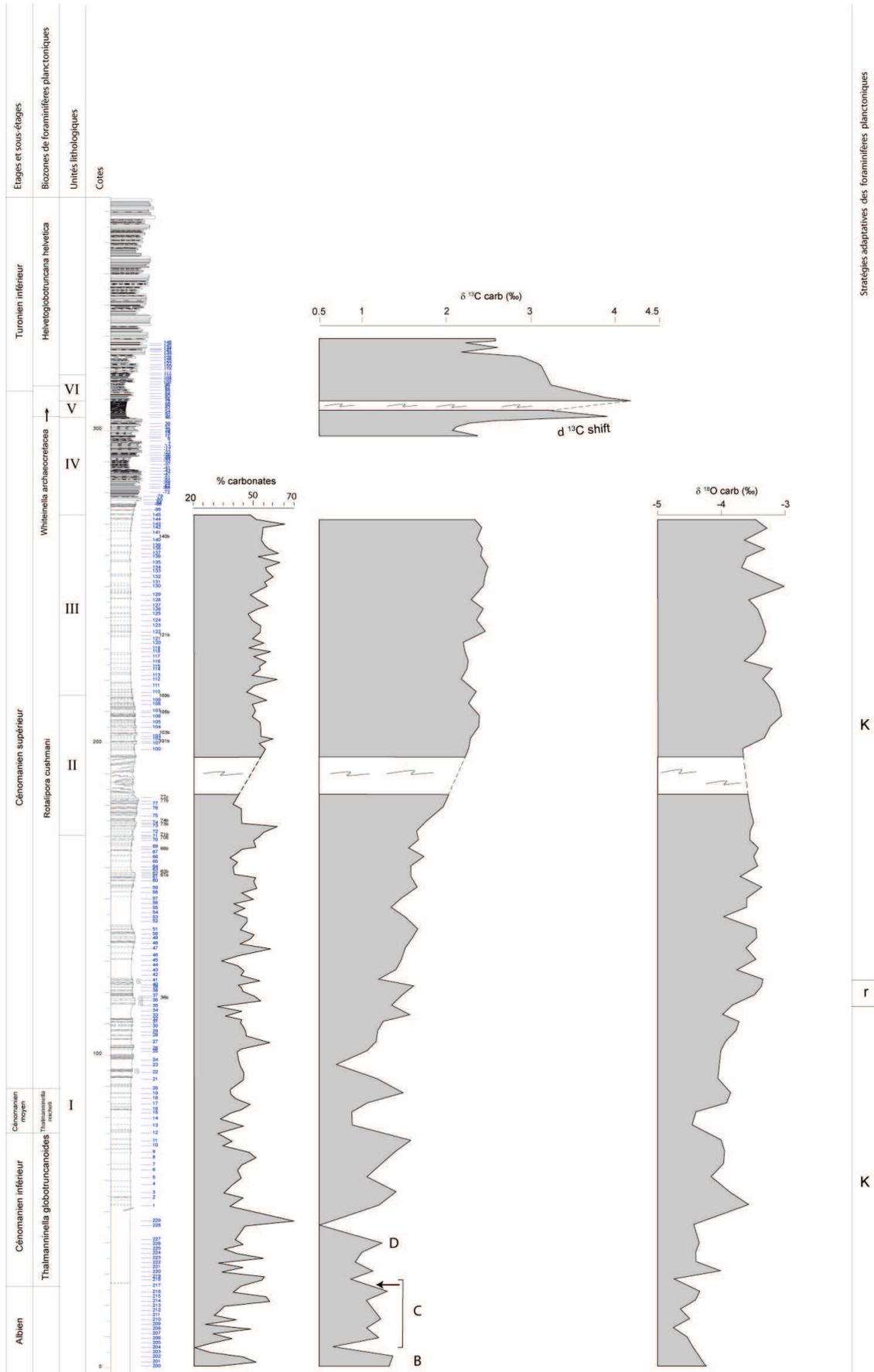


Fig. 23 Courbe des carbonates, du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}_2$ dans la coupe de Vergons

Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques

K

r

K

2. Coupe du Mont Risou

La coupe du Mont Risou se situe vers le centre de la fosse vocontienne occidentale. Le Cénomaniens inférieur repose sur les marnes bleues de l'Albien supérieur. Le stratotype a été défini dans la coupe de Palluel, près du Mont Risou par Kennedy et al. (2004). La base du Cénomaniens est définie par la première occurrence du foraminifère planctonique, *Thalmaninella globotruncanoides* (Sigal), que l'on détecte 36 m sous la limite supérieure des marnes bleues. La puissance du Cénomaniens est de 340 m au Mont Risou.

2.1. Lithologie

Les dépôts sont composés d'une alternance d'abord régulière de petits bancs calcaires séparés par des inter lits marneux épais. Les bancs s'assemblent ensuite en faisceaux d'épaisseur décamétrique où les interlits de marnes calcaires sont très minces. Les faisceaux calcaires sont séparés par des intervalles également décamétriques où l'alternance banc-interbanc est plus équilibrée (Fig. 25, 26).

A sa base, la coupe présente deux unités lithologiques, situées de part et d'autre d'un grand slump de 70 m, qui se localise au tiers inférieur de la coupe. La partie supérieure est, à nouveau interrompues par deux glissements.

2.1.1. Unité I : de la base à 130 m

Les dépôts les plus anciens de la partie basale sont en continuité avec les Marnes Bleues de l'Albien supérieur. Ce sont encore des marnes sans aucun grain de quartz ou glauconie, sur 87 m, et dont la teneur en carbonates oscille autour de 50% (Fig. 29). Des lits de marnes indurées, de plus en plus rapprochés lorsqu'on s'élève dans cette partie basale, rythment les dépôts marneux. Dans cette unité lithologique, la teneur en carbonate des dépôts ne s'abaisse jamais en-dessous de 39%.

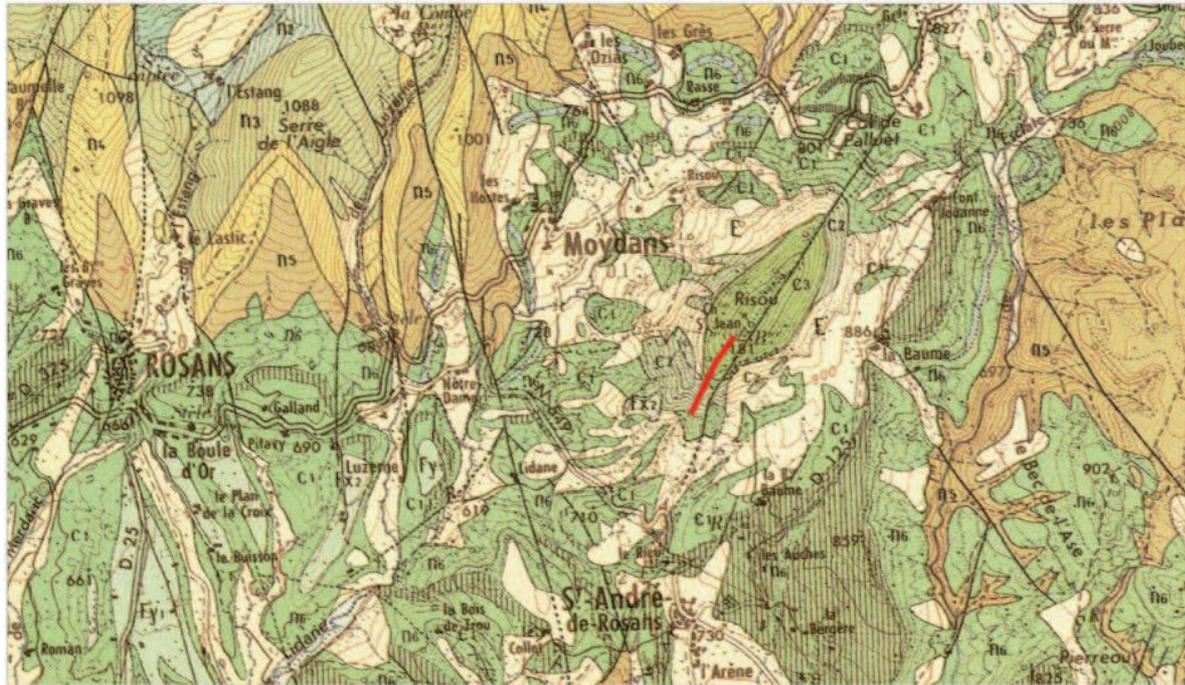


Fig. 24 Situation de la coupe du Mont Risou. Extrait de la carte à 1/50 000 de Serres

A 43 m, un premier banc marno-calcaire (66% carbonates, Fig. 25, 29) s'intercale en formant un petit ressaut. Il correspond vraisemblablement au niveau 0 de la coupe étudiée par Gale *et al.* (1996) et Kennedy *et al.* (2004) pour définir la base de l'étage Cénomanién. Les couches supérieures sont ensuite organisées en alternance de marnes et de petits bancs de marnes calcaireuses, voire de calcaires (80% de carbonates à 100 m et 105 m, Fig.25, 29). Directement sous le grand slump, les marnes redeviennent dominantes.

2.1.2. **Unité II** : de 140 m à 293 m

Au-dessus du slump, un puissant faisceau proéminent de bancs calcaires (teneur en carbonates 71% de 140 m à 153 m, Fig. 25, 29) sert de base à l'ensemble lithologique supérieur. Plus haut, une zone marneuse s'installe ; elle est interrompue par des marnes calcaires indurées jusqu'au deuxième niveau de glissement à 175 m). Après le deuxième slump (à 190 m), on observe une séquence de 3 faisceaux calcaires dans lesquels les bancs sont d'épaisseur décimétrique et séparés par des inter lits de marnes assez calcaires délitées, dans lesquels ont été prélevés les échantillons. Le premier faisceau a une épaisseur de 25 m.

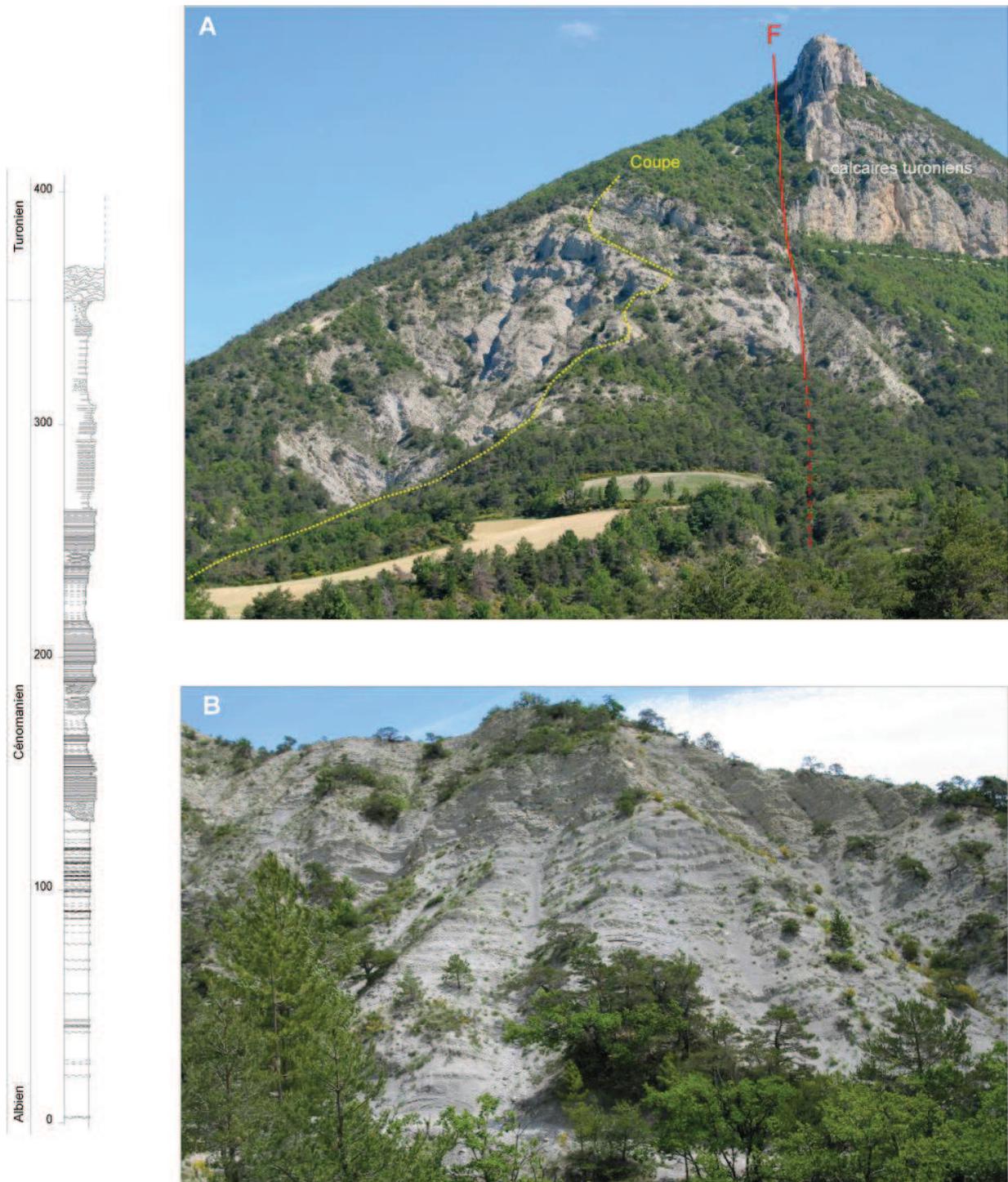


Fig. 25 - Illustrations photographiques de la coupe du Risou.
 A, vue générale de la série avec cheminement de la coupe ;
 B, vue rapprochée de la base marneuse.
 Colonne stratigraphique simplifiée à gauche

La sédimentation marneuse reprend ensuite sur 15 m sans interruption. Ces marnes ont la teneur en carbonates la plus basse de toute la coupe (28%), ce qui témoigne de l'augmentation de la composante gréseuse dans les dépôts. Les marnes font place à une séquence de 30 m dans laquelle alternent les bancs de marnes indurées et des marnes argileuses, interrompue sur 5 m par un troisième slump (240 m à 245 m). Le deuxième faisceau, de même composition que le premier, a une épaisseur de 15 m.

2.1.3 **Unité III** : de 293 m à 353 m

L'unité **III** est constituée de marnes indurées difficilement fragmentables coiffées d'un slump.

2.1.4. **Unité IV** : de 353 m au haut de la coupe

L'unité **IV** est formée de la base des « calcaires turoniens » cartographiques. La partie inférieure est slumpée, la partie supérieure difficilement accessible. Ces calcaires turoniens sont incomplets, ils forment la butte-témoin au centre du synclinal.

2.2. Les foraminifères planctoniques

Nous avons dénombré 23 espèces de foraminifères planctoniques, globuleux et carénés (voir Annexe), qui se répartissent en deux associations (Fig. 26).

2.2.1. Les associations

2.2.1.1. L'association **A1** : de l'échantillon 100 à 22

Elle réunit :

Hedbergella delrioensis (Carsey), *Hedbergella simplex* (Morrow), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Schakoina cenomana* (Thalman), *Thalmaninella apenninica* (Renz), *Thalmaninella gandolfi* (Luterbacher et Premoli-Silva), *Thalmaninella globotruncanoïdes* (Sigal), *Thalmaninella micheli* (Sagal et Debourle), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod).

Six espèces ont leur première occurrence dans cette association : *Hedbergella simplex*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Heterohelix moremani*, *Thalmaninella globotruncanoïdes*, *Thalmaninella micheli*, et *Rotalipora montsalvensis*.

On observe la dernière occurrence de *Thalmaninella gandolfi*.

2.2.1.2. L'association **A2** : de l'échantillon 23 à 37

Elle comprend : la première occurrence de *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Thalmaninella reicheli* (Mornod), *Rotalipora cushmani* (Morrow).

Dans l'assemblage **A2**, 5 évènements concourent : la première occurrence de *Rotalipora cushmani*, ainsi que la dernière occurrence de *Praeglobotruncana delrioensis*, *Thalmaninella apenninica*, *Thalmaninella reicheli*, *Thalmaninella micheli*, *Thalmaninella globotruncanoides*.

2.2.1.3. L'association **A3** : de l'échantillon 38 à 51

A la troisième association, qui commence avec l'échantillon 38, appartiennent les espèces de l'association **A2** encore présentes, auxquelles viennent s'ajouter *Thalmaninella deecke* (Franke), *Thalmaninella greenhornensis* (Morrow), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Whiteinella baltica* (Douglas et Rankin), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), et *Anaticinella multiloculata* (Morrow).

2.2.1.4. L'association **A4** : de l'échantillon 52 à 209

Deux occurrences sporadiques s'observent dans l'association **A4** : *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), et *Anaticinella multiloculata* (Morrow). L'assemblage **A4** comprend les dernières occurrences de : *Hedbergella planispira*, *Thalmaninella deecke*, et *Thalmaninella greenhornensis*.

La coupe se termine avec seulement huit espèces : *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Praeglobotruncana stephani*, *Praeglobotruncana gibba*, *Whiteinella brittonensis*, *Whiteinella baltica*, *Rotalipora montsalvensis* et *Rotalipora cushmani*.

2.2.2. Interprétation biostratigraphique

Le Cénomaniens comprend trois biozones : la biozone à *Thalmaninella globotruncanoïdes*, la biozone à *Thalmaninella reicheli*, et la biozone à *Rotalipora cushmani*.

2.2.2.1. La limite inférieure de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoïdes*

La première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes* s'observe dans l'association **A1**, au niveau de l'échantillon 102, dès le bas de la coupe du Risou. La coupe débute donc dans le Cénomaniens inférieur.

2.2.2.2. Les limites de la biozone à *Thalmaninella reicheli*

La limite inférieure de l'association **A2** se confond avec l'entrée dans la biozone à *Thalmaninella reicheli* (dans l'échantillon 23), en l'absence de tout autre événement.

La dernière occurrence de *Thalmaninella apenninica* et la dernière occurrence de *Thalmaninella reicheli* sont concomitantes (échantillon 33). Cependant, la limite supérieure de la biozone à *Thalmaninella reicheli* ne se confond pas avec la limite supérieure de l'assemblage **A2**. En effet, les dernières occurrences de *Thalmaninella micheli* (échantillon 36) et de *Thalmaninella globotruncanoïdes* (échantillon 37) sont postérieures à celle de *Thalmaninella reicheli* (échantillon 33). De plus, la première occurrence de *Rotalipora cushmani* (échantillon 36), survient également entre les échantillons 33 et 37. La limite supérieure de la biozone à *Thalmaninella reicheli* se situe donc dans l'intervalle 33 à 37 de la coupe du Risou et le Cénomaniens supérieur débute à 118 m.

2.2.2.3. Les limites de la biozone à *Rotalipora cushmani*

L'association **A3**, entre les échantillons 38 et 51, est entièrement incluse dans la biozone à *Rotalipora cushmani*. En effet, l'occurrence commune de *Rotalipora cushmani*, les premières occurrences de *Thalmaninella deeckeji*, *Thalmaninella greenhornensis* (échantillon 47), *Whiteinella baltica*, *Whiteinella brittonensis* (échantillon 50) et *Praeglobotruncana gibba* (échantillon 51) sont autant d'évènements caractéristiques de cette biozone. L'association **A3** comprend l'extension concomitante très courte, de *Thalmaninella greenhornensis* sur 2 échantillons (50 à 52) et de

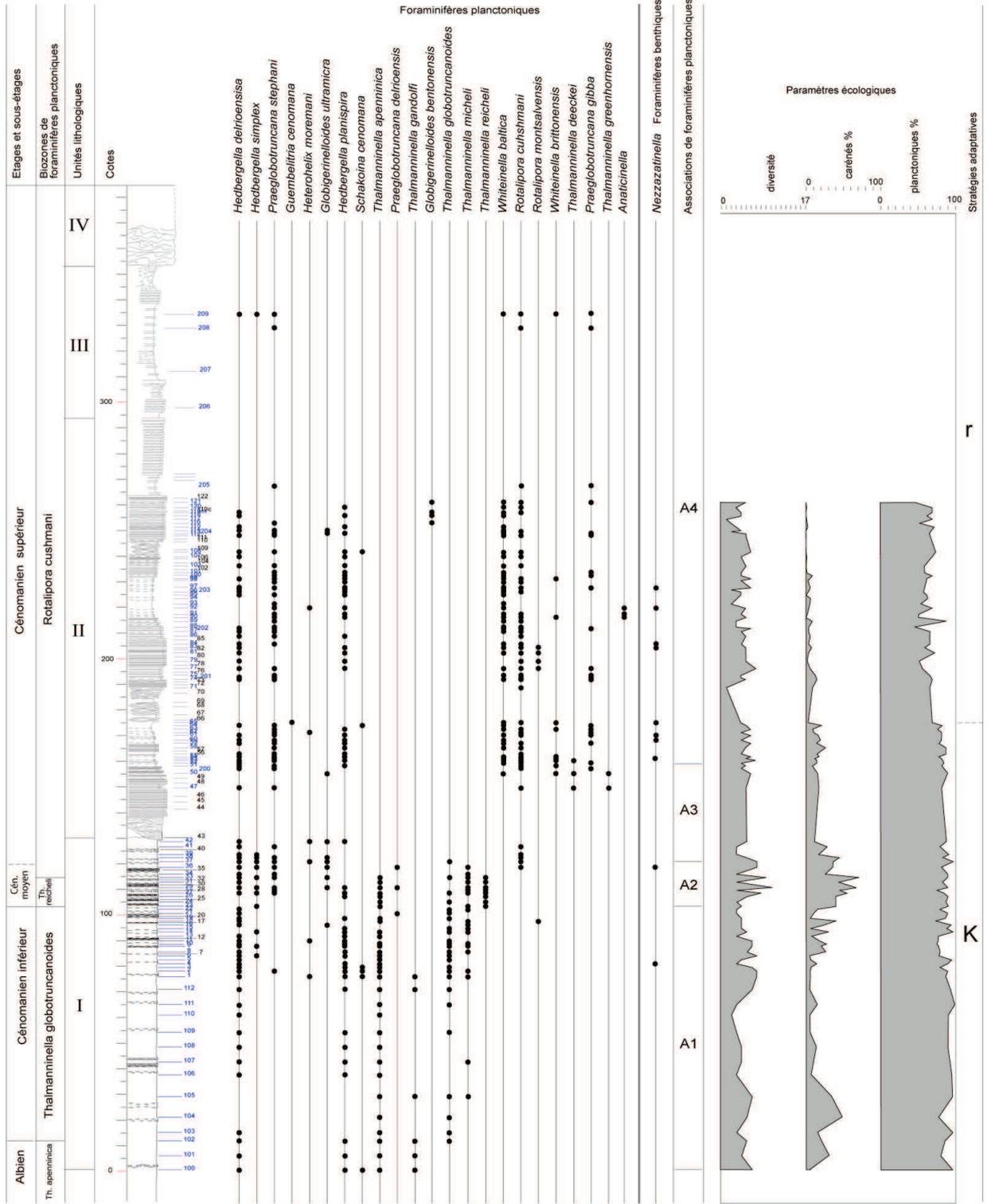


Fig 26 Répartition verticale des foraminifères planctoniques dans la coupe du Mont Risou

Thalmaninella deecke, sur 3 échantillons (50 à 53). *Thalmaninella deecke* est décrite comme un marqueur de la fin du Cénomanién supérieur : probablement, au Mont Risou, les conditions environnementales ne sont pas réunies assez longuement pour le développement de ces espèces à grand test caréné très ornementé. L'association **A4** appartient entièrement au Cénomanién supérieur.

2.2.3. Les paramètres écologiques

2.2.3.1. L'Association A1

Dans l'assemblage **A1**, la diversité des espèces de foraminifères planctoniques est au maximum 7 (échantillons 105 et 2), et au minimum 3 (échantillon 4 (Fig. 26)).

Au début du Cénomanién, la proportion de foraminifères planctoniques carénés par rapport aux foraminifères globuleux passe de 5% à 50%. En effet, c'est la conséquence de la colonisation du milieu marin par les foraminifères planctoniques carénés de grande taille, *Thalmaninella apenninica*, *Thalmaninella globotruncanoides* et *Thalmaninella micheli*. A partir du petit banc de marnes calcaires à 43 m signalé dans la lithologie, les foraminifères planctoniques carénés se raréfient ; leur proportion baisse jusqu'à 4%. La fin de l'Association **A1** est caractérisée par une nouvelle augmentation du rapport C/C+G, qui oscille autour de 20%, et atteint même 40% dans l'échantillon 18.

Les foraminifères benthiques sont rares : le paramètre P/P+B enregistre un maximum de 99% et un minimum de 74% en conséquence de la baisse du nombre des petits foraminifères planctoniques globuleux.

2.2.3.2. L'Association A2

Dans la biozone à *Thalmaninella reicheli*, la diversité des espèces planctoniques oscille en phase avec le rapport C/C+G, et culmine à 12.

La proportion de carénés atteint le maximum de la coupe : elle s'élève jusqu'à 70%, ce qui résulte de la concentration en *Thalmaninella* (4 espèces) et de la raréfaction des petits foraminifères globuleux.

Le rapport P/P+B reste élevé, parce que l'abondance de foraminifères planctoniques carénés compense la baisse de la concentration des petits globuleux.

L'ensemble des paramètres indique un milieu de mer profonde au moment des dépôts.

2.2.3.3. Les Association **A3** et **A4**

Au début de l'association **A3**, la première occurrence de *Thalmaninella cushmani* est accompagnée d'un regain de la diversité (7 espèces), qui ne se retrouve que dans l'échantillon 77. En dehors de ces maxima, le nombre d'espèces planctoniques se maintient entre 3 et 6.

Le rapport C/C+G enregistre encore la valeur de 44% au moment du développement des *Rotalipora cushmani* (38), et diminue ensuite progressivement jusqu'à 10 %.

Deux petits pics ressortent dans l'association **A4**, dans les échantillons 58 (26%) et 64 (21%), dans les deux cas, en raison d'un afflux de *Praeglobotruncana*. Au-delà du deuxième slump, la proportion de foraminifères planctoniques carénés s'abaisse encore en oscillations amorties pour atteindre 0% au haut de la coupe.

Au début de l'association **A3**, les valeurs du rapport P/P+B se maintiennent autour de 80%, si on excepte deux échantillons à environ 50% dans lesquels se sont développés les genres benthiques dont la diversité atteint 9. Après un dernier pic à 90%, dans l'assemblage **A4**, où l'on n'observe plus que deux genres benthiques, la courbe descend progressivement et régulièrement en oscillant faiblement, jusqu'à 47%.

La diminution progressive des valeurs des paramètres écologiques lorsqu'on s'élève dans la coupe, indique la présence de l'événement anoxique MCE et le comblement progressif de la fosse vocontienne sur le site du Risou.

2.2.3.4. Conclusions

Depuis l'Albien terminal et jusqu'à la base du Cénomaniens supérieur, les foraminifères planctoniques connaissent un grand développement, témoin d'eaux particulièrement favorables : à savoir une grande profondeur d'eau, celle du talus, et une température élevée, qui apportent des nutriments en quantité. Cependant, l'échantillon 53 est un point d'inflexion où l'extension très brève de *Thalmaninella greenhornensis* et de *Thalmaninella deeckeii*, est définitivement interrompue. Désormais, au Mont Risou les conditions environnementales pour le développement de foraminifères planctoniques au test caréné complexes ne seront plus réunies. Il est probable que dès cette époque du Cénomaniens supérieur, l'évènement anoxique du MCE est bien présent.

2.3. Les foraminifères benthiques

Vingt genres de foraminifères benthiques ont été identifiés. Ils appartiennent aux sous-ordres des Textulariina, Lagenina et Rotaliina, et sont distribués en 11 familles (Tab. I, Annexe, et Fig. 27) selon la classification de Loeblich et Tappan (1987).

2.3.1. Les associations

Les Textulariina représentent 5% à 39% des assemblages avec la présence des Verneuilinidae, Ammodiscidae et Lituolidae principalement dans le bas de la coupe.

Les Lagenina dominent les assemblages du bas de la coupe (49% à 74%). A l'exception d'un échantillon du haut de la coupe, les Nodosariidae sont toujours présents.

Les Rotaliina dominent les assemblages du haut de la coupe (69% à 87%) où seuls les Gavelinellidae sont présents.

On distingue deux associations (Fig.27) :

2.3.1.1. Première association

La première association de foraminifères benthiques s'étend de la base de la coupe, peu avant la fin de la biozone à *Thalmaninella apenninica*, à l'assemblage 52, dans la biozone à *Rotalipora cushmani*. L'association comprend 25% de Textulariina, 59% de Lagenina, et 16% de Rotaliina.

Dans le sous-ordre des Textulariina, les Ammodiscidae dominent et sont représentés par les genres *Ammodiscus* (8%) et *Glomospira* (1,6%). Les Textulariidae sont représentés par *Textularia* (5,9%), les Lituolidae par *Ammobaculites* (4,7%) et les Eggerellidae par *Dorothia* (3,4%) ; ces dernières sont situées exclusivement dans les 3 premiers échantillons de la coupe. Les *Nazzazatinella* sont petites, peu abondantes et leur occurrence est sporadique.

Chez les Lagenina, les Nodosariidae dominent largement avec les genres *Nodosaria* (37%), *Lenticulina* (9,9%), *Dentalina* (7%). Les *Planularia*, *Tristix*, *Astacolus*, *Lagena* sont rares et sporadiques. Les Polymorphinidae représentent 4,6% de la population.

Parmi les Rotaliina, les Gavelinellidae représentent 14% et les Turrilnidae 1,7%. Les Pleurostomellidae sont rares et sporadiques.

2.3.1.2. Deuxième association

La deuxième association s'étend de l'assemblage 52 au haut de la coupe. L'assemblage comprend 10% de Textulariina, 11% de Lagenina et 79% de Rotaliina.

Dans le sous-ordre des Textulariina, les Verneuilinidae dominant avec *Eggerellina* (6%). Les Ammodiscidae sont représentés par les genres *Ammodiscus* (2%) et *Glomospira* (1%) et les Lituolidae par *Ammobaculites* (1%).

Chez les Lagenina, les Nodosariidae dominant, avec *Nodosaria* (6,7%), et *Lenticulina* (2,3%). Les *Lagena*, *Planularia* et *Tristix* sont très rares et sporadiques.

Parmi les Rotaliina, les Gavelinellidae représentent 99%. Les Turrilinidae sont très rares.

La distribution des 3 sous-ordres est différente dans les deux associations. La dominance passe des Lagenina (59%) aux Rotaliina (79%) et la proportion des Textulariina est abaissée de 15%.

2.3.2. Paléoécologie

2.3.2.1. Première association

Pendant la première association, chaque assemblage comporte environ douze genres, et six genres sont présents à plus de 5%; la richesse de la diversité et la nature des morphogroupes dominants indiquent une stratégie adaptative des foraminifères benthiques de type **K**. Les morphogroupes CH-B.3 plus CH-B.1, non-tolérants à la dysoxie totalisent 49% et dominent l'assemblage. Les morphogroupes CH-A.1-3 plus CH-A.6, plus CH-B.4, opportunistes, et les agglutinants AG-A1 plus AG-B.3 sont également représentés dans la population (25%) (Fig. 28).

Dans l'association 1, la distribution des *Ammodiscus* n'est pas homogène. Les *Ammodiscus*, présents depuis la base de la coupe jusqu'à la limite supérieure de l'association 1, progressent régulièrement en nombre et atteignent un maximum de 25% dans l'assemblage 9. Leur nombre décroît au fur et à mesure qu'on s'élève dans la coupe, et ils disparaissent presque totalement à partir de l'assemblage 52.

Or, *Ammodiscus* est un marqueur d'un environnement baigné par les eaux profondes (Sliter et Baker, 1972) ; sa présence confirme un habitat des assemblages localisé sur le talus. De plus, *Ammodiscus* appartient au morphogroupe AG-B.3, équivalent agglutinant du morphogroupe calcaro-hyalin CH-B.3, peu tolérant à la dysoxie. Il est donc également très vraisemblable que la dysoxie se soit installée au Mont Risou dès l'assemblage 52, au début de la biozone à *Rotalipora cushmani*.

2.3.2.2. Deuxième association

L'assemblage 52 est un point d'inflexion dans l'évolution des foraminifères benthiques. Après ce point d'inflexion la proportion des genres appartenant aux morphogroupes CH-A.1-3 plus CH-A.6 augmente brutalement de 26% à 84%. Les genres appartenant aux morphogroupes CH-B.3 plus CH-B.1, chutent de 49% à 9%. La proportion des genres appartenant aux morphogroupes agglutinants AG-A plus AG-B.3 baisse de 25% à 10%.

Il faut rappeler que ce point d'inflexion s'observe également chez les foraminifères planctoniques. En effet, il correspond à l'occurrence très brève et à l'extinction rapide, sur l'intervalle de temps compris entre trois échantillons (soit 10 m), des espèces *Thalmaninella greenhornensis* et *Thalmaninella deeckeii*.

A partir du point d'inflexion et jusqu'au haut de la coupe, chaque assemblage comporte au plus six genres, et moins de quatre sont présents à plus de 5%. De plus, les morphogroupes dominants sont tolérants au stress provoqué par le taux anormalement bas d'oxygène dissous dans l'eau et présent au niveau du substrat. La sélection des foraminifères devient de type r. Le changement de la dominance des morphogroupes révèle vraisemblablement la présence de l'événement anoxique du Cénomanién médian.

2.3.3. Conclusions

Au Mont Risou, on distingue 2 associations de foraminifères benthiques tout-à-fait différentes. La première association présente une grande diversité spécifique et les genres dominants appartiennent à des morphogroupes adaptés à la profondeur de l'eau du talus. L'assemblage 52 est un point d'inflexion dans l'évolution des assemblages de foraminifères benthiques. La deuxième association enregistre la fin de l'extension du genre *Ammodiscus*, indicateur d'eau profonde et de taux élevé d'oxygène dissous.

Dans l'association 2, les morphogroupes CH-A1-3 plus CH-A.6, plus CH-B.4 deviennent dominants et représentent 81% de l'effectif. Tous ces éléments convergent pour conclure qu'une période de dysoxie s'est installée dans la mer vocontienne. En l'absence de tout signal lithologique et chemostratigraphique l'évènement anoxique MCE est cependant enregistré par l'adaptation des assemblages de foraminifères au Mont Risou.

2.4. Les isotopes du carbone

Si on excepte le dernier point et le plus bas de la courbe, le profil du $\delta^{13}\text{C}$ présente un minimum de 0,968‰ et un maximum de 1,789‰, entre lesquels les variations semblent aléatoires (Fig. 29).

En effet, il n'est pas possible de corréler les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ à aucun évènement isotopique du Cénomaniens : le Cénomaniens débute avec le bas de la coupe ; par conséquent, le passage Albien-Cénomaniens n'est pas enregistré. D'autre part, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ ne présentent aucune tendance à l'augmentation au cours du Cénomaniens moyen et supérieur. L'évènement du Cénomaniens médian, et l'OAE2 ne sont pas détectés par la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ sur le Mont Risou.

En résumé :

Au Mont Risou, en l'absence de tout signal lithologique et chemostratigraphique, l'évènement anoxique MCE est enregistré par la microfaune des foraminifères. L'anoxie est présente et croissante au Cénomaniens supérieur, comme l'a montré l'évolution des foraminifères planctoniques et surtout celle des foraminifères benthiques. L'étude des foraminifères semble donc la plus sensible pour évaluer les conditions environnementales, et en particulier les évènements dysoxiques ou anoxiques.

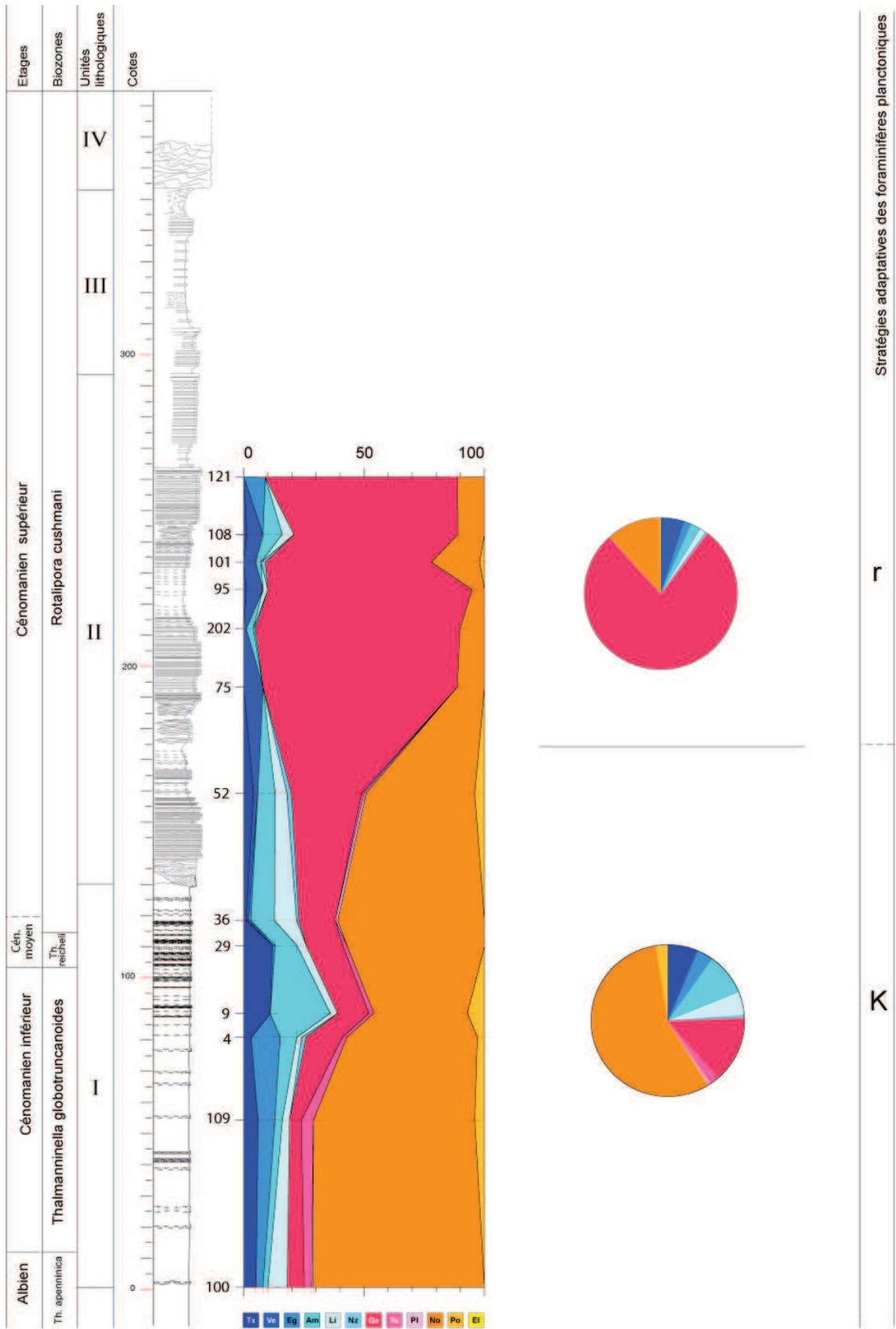


Fig. 27 Répartition verticale des genres de foraminifères benthiques dans la coupe de Risou.

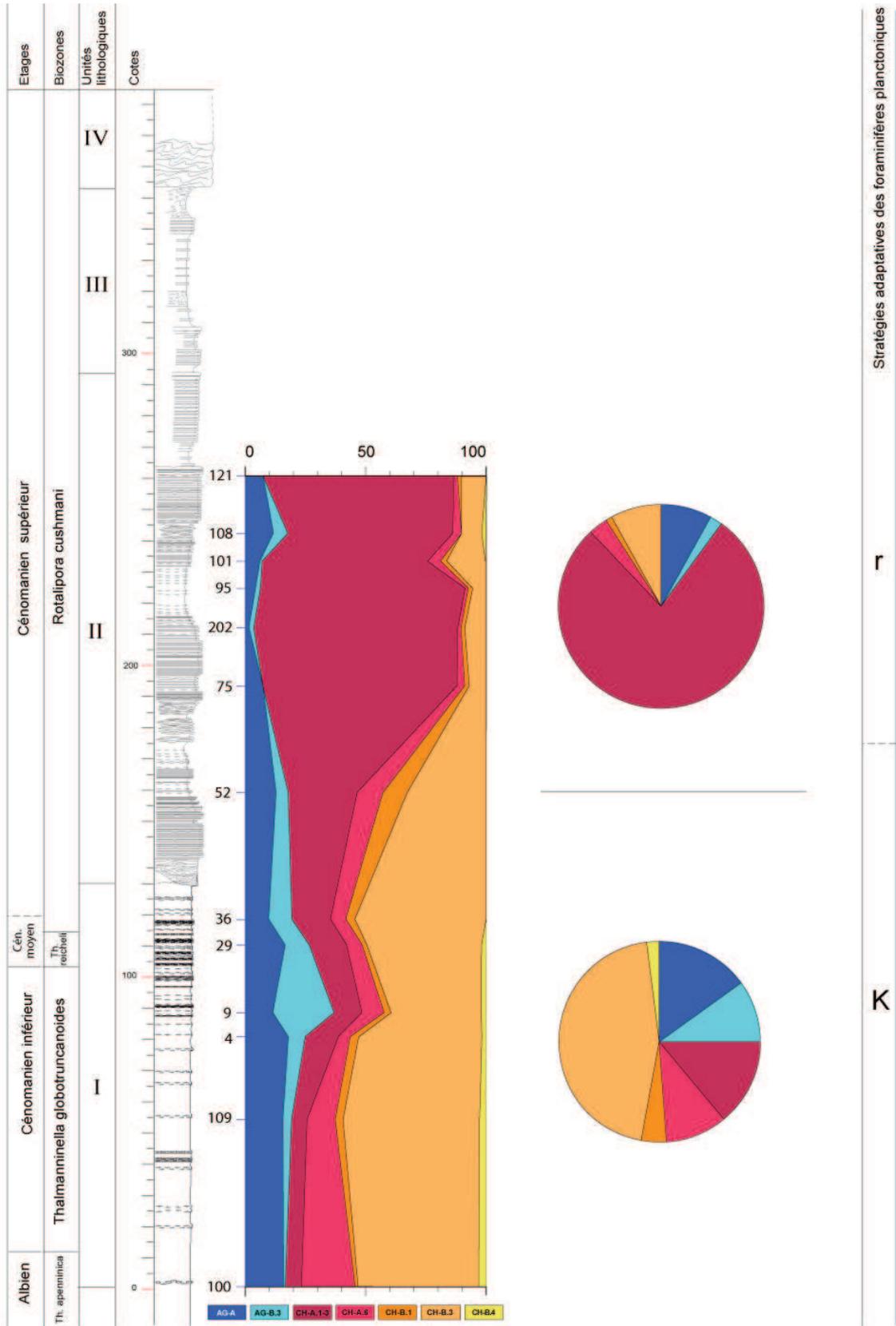


Fig. 28 Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe du Mont Risou.

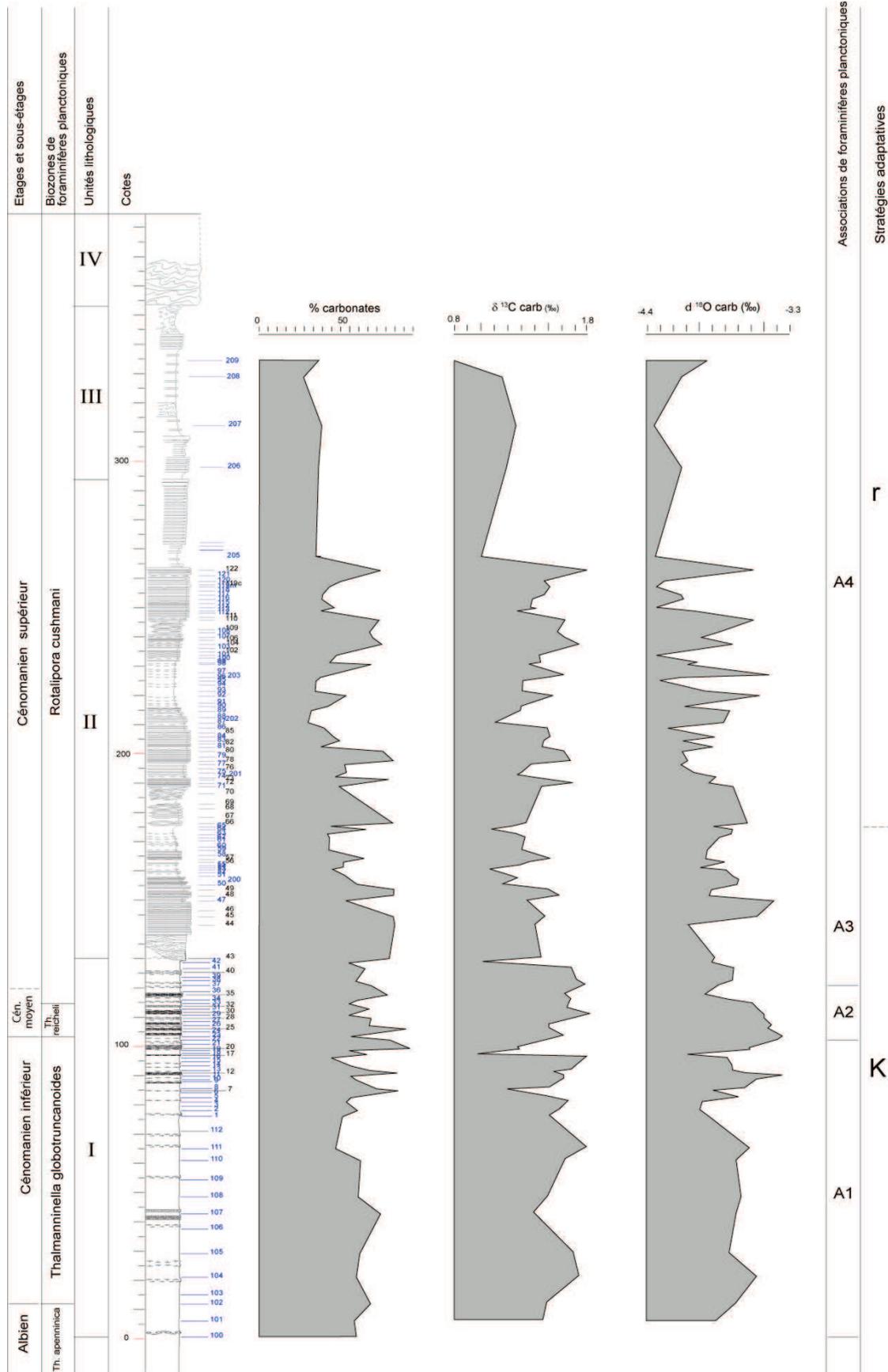


Fig. 29 Courbes des carbonates, du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}_2$ au Cénomanien sur le Mont Risou

3. Coupe de la vallée de la Méouge

La coupe de la vallée de la Méouge est située dans la partie centrale de la fosse vocontienne occidentale, au pied de la chaîne Ventoux-Lure qui devait représenter un milieu de plate-forme de la marge sud du bassin. C'est une coupe composite (voir Matériel et Méthodes). Le Cénomaniens repose en continuité sur les marnes bleues de l'Albien supérieur. Le Cénomaniens inférieur de la vallée de la Méouge débute par un banc calcaire gréseux, bien individualisé (Fig. 30), qui est un repère cartographique local; il sera défini stratigraphiquement avec les foraminifères planctoniques dans cette étude. Les affleurements cénomaniens sont essentiellement marneux, voire marno-argileux ou marno-gréseux, intercalés de bancs calcaires

Sur le Mont Gonson, au-dessus des marnes et calcaires du Cénomaniens supérieur, on observe un slump de 50 m, en l'absence de "black-shales". La barre calcaire des sédiments du Turonien d'une dizaine de mètres d'épaisseur domine la colline.

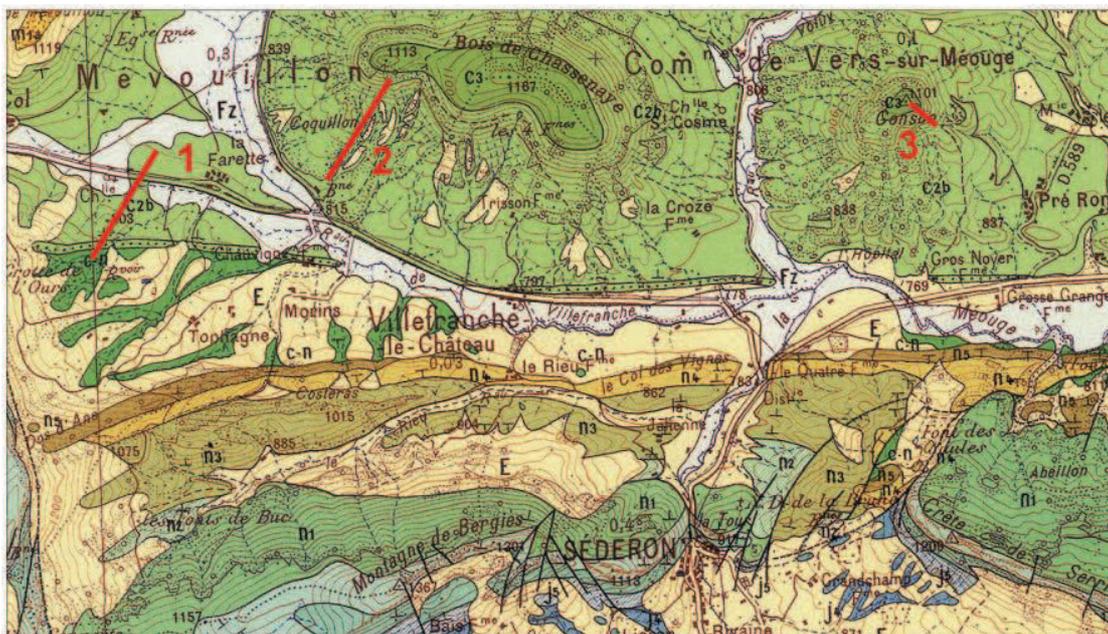


Fig. 30 Situation de la coupe composite de la vallée de la Méouge. Extrait de la carte à 1/50 000 de Sédéron

3.1. Lithologie

Sur le site de notre coupe, le Cénomaniens a une puissance de 750 m.

On peut distinguer 8 unités :

3.1.1. **Unité I** : de la base à 80 m

L'unité I est composée de marnes albiennes gris sombre, homogènes à teneur moyenne en carbonates de 43% (Fig. 31, 35). Toutefois les échantillons cénomaniens du sommet de l'unité, à 80 m, sont issus de bancs plus calcaires et présentent pics de carbonates (Fig. 31, 32, 35).

3.1.2. **Unité II** : de 80 m à 96 m

Il s'agit d'un banc épais d'environ 15 m, calcaro-gréseux et glauconieux, caractéristique du synclinal de la Méouge. Sa structure est laminaire, fortement affectée par la bioturbation, alternant avec des interlits plus marneux de texture grossière. La base et le sommet de l'unité sont transitionnels. Ce faciès indique une diminution de profondeur et/ou un rapprochement du prisme détritique côtier.

3.1.3. **Unité III** : de 96 m à 205 m

Il s'agit d'une alternance de faisceaux calcaires, aux lits de plus en plus serrés vers le sommet, et de marnes interrompues par de petits bancs calcaires, plus fréquents dans le bas de l'unité que dans le haut.

- Un premier faisceau est composé de 6 petits bancs calcaires, de plus en plus épais vers le haut de la coupe, entre lesquels s'intercalent de minces couches de marnes. Depuis le début du Cénomaniens et jusqu'au sommet du faisceau, les teneurs en carbonates des marnes s'échelonnent de 28% à 61%. Vingt-trois mètres de marnes, interrompus seulement par 2 lits calcaires séparent le premier faisceau du deuxième.

- Un deuxième faisceau composé d'un motif répété deux fois, qui comprend 7 éléments, a une épaisseur de 50 m :

1. un banc calcaire massif de 15 m de hauteur,
2. une zone marneuse, (avec ou non inclusion d'un épisode calcaire),
3. un petit banc calcaire de moins de 5 m,
4. une deuxième zone marneuse,
5. un deuxième banc calcaire peu épais,
6. une troisième zone marneuse,
7. un dernier lit calcaire très fin.

Le dernier faciès est fin, ce qui indique une augmentation de profondeur par rapport aux dépôts de l'unité II.

Depuis la cote 135 m à 462 m, les marnes intercalées entre les bancs calcaires présentent des teneurs en carbonates entre 20% et 46%; ce sont les plus basses de la coupe. Ces valeurs mettent en évidence une composante gréseuse dans les dépôts.

3.1.4. **Unité IV** : de 205 m à 395 m

C'est un intervalle de dépôts monotones de 200 m d'épaisseur, composé de marnes grises et marnes encore plus argileuses interrompues par deux petits bancs calcaires d'aspect délité à l'affleurement (Fig. 31).

3.1.5. **Unité V** : de 395 m à 535 m

L'unité est composée de 3 faisceaux calcaires de texture plus grossière. Les deux premiers faisceaux, chacun d'une puissance de 30 m environ, sont marno-gréseux et glauconieux (teneur en carbonates 65%), le troisième est massif, constitué de bancs calcaires serrés (teneur en carbonates, 70%), entrecoupé de deux minces dépôts marno-gréseux. De 462 m à la fin du Cénomanién, la proportion carbonatée des marnes augmente par rapport aux dépôts situés au-dessous ; elle est au moins de 32% et fait place à des calcaires à teneur en carbonates de 89%. Les grandes ammonites sont nombreuses dans le faisceau sommital dont la texture est aussi la plus grossière.

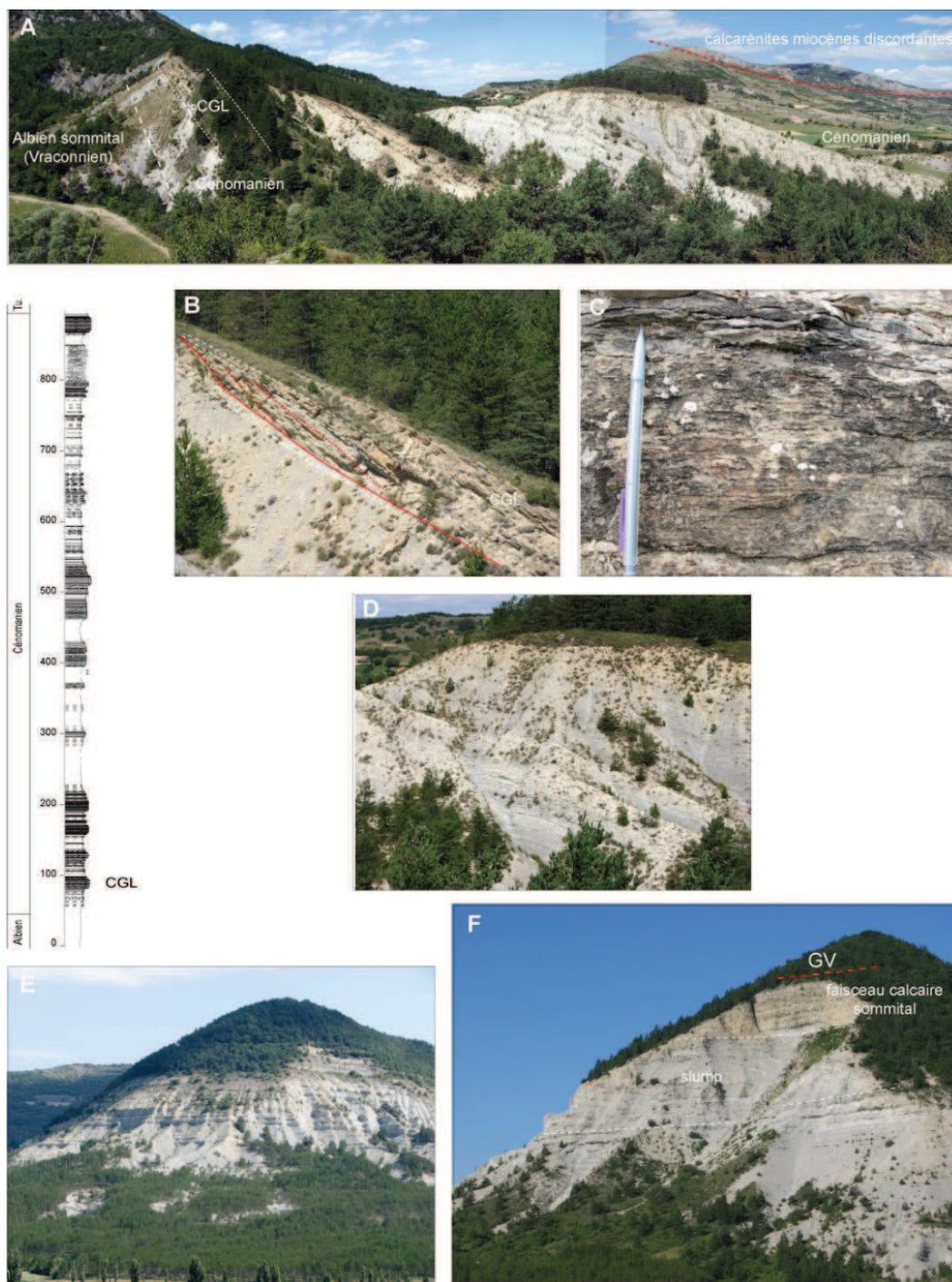


Fig. 31 Illustrations photographiques de la coupe de la Méouge.

A, vue générale de la base de la série montrant la position du passage Albien-Cénomanien dans le sommet des «Marnes Bleues», la petite barre de calcaires gréseux laminés (CGL) et le passage aux faisceaux marno-calcaires de la cote 200.

B, vue rapprochée des calcaires gréseux laminés de base montrant une surface de ravinement scellée par des couches en accretion latérale (chenal turbiditique sinueux);

C, vue de détail du faciès des couches de calcaires gréseux laminés du faisceau de base ;

D, E, F, vues rapprochées du sommet de la série cénomaniennne (le passage aux calcaires turoniens n'est pas visible, des couches de grès glauconieux attestent la présence des Grès de Venterol sous un faciès distal)

Colonne stratigraphique simplifiée à gauche (CGL, calcaires gréseux laminés de base)

3.1.6. **Unité VI** : de 535 m à 867 m

Le sixième ensemble, épais de 342 m, est formé de faisceaux de calcaires en miches ou en bancs réguliers alternant avec des marnes grises, de consistance le plus souvent « terreuse ». Ils sont surmontés par un faisceau de bancs successivement très calcaires (72% carbonates à 749 m, 82% carbonates à 778 m et 81% carbonates à 797 m) ou marneux. La partie sommitale de l'unité comprend un slump épais de 50 m.

3.1.7. **Unité VII** : de 867 m à 892 m

L'unité **VII** est composée d'un faisceau de bancs calcaires gris, finement gréseux sans inter lits ou à inter lits de marnes sèches très calcaires. On ne relève pas de couche sédimentaire de type « black-shales » sur la coupe de la vallée de la Méouge. Cette unité correspond à la corniche turonienne.

3.1.8. **Unité VIII** : de 892 m au haut de la coupe.

Cette partie récessive en toit de colline, est très mal visible : il en émerge quelques bancs de grès glauconieux

2. Les foraminifères planctoniques

3.2.1. Les associations

Nous avons dénombrés 29 espèces de foraminifères planctoniques, globuleux et carénés (voir Annexe), qui se répartissent en six associations (Fig. 32).

3.2.1. L'association **A1**

Elle s'étend de l'échantillon A1 à l'échantillon A12 (Fig. 32) et réunit :

Hedbergella gorbachikae (Gorbachik et Moullade), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Hedbergella simplex* (Morrow), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Guembelitra cenomana* (Keller), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Schakoina cenomana* (Thalman), *Globigerinelloides ultramicra* (Subbotina), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmaninella apenninica* (Renz), *Thalmaninella gandolfi* (Luterbacher et Premoli-Silva),

On dénombre 3 dernières occurrences dans l'association **A1** : *Hedbergella gorbachikae*, *Thalmaninella ticinensis* et *Thalmaninella gandolfi*.

3.2.2. L'association **A2**

La deuxième association s'étend de l'échantillon A13 à l'échantillon 7 (Fig. 32); elle est composée des espèces subsistantes de la première association, auxquelles s'ajoutent :

Thalmaninella globotruncanoïdes (Sigal) et *Thalmaninella micheli* (Sacal et Debourle)

3.2.3. L'association **A3**

Elle débute après l'échantillon 7 et s'étend jusqu'à l'échantillon 18 (Fig. 32). Elle est caractérisée par la première et la dernière occurrence de *Thalmaninella reicheli* (Mornod).

3.2.4. L'association **A4**

Elle débute avec l'échantillon 19 et s'étend jusqu'à l'échantillon 207 (Fig. 32). Dès le bas de l'association, on enregistre les dernières occurrences de : *Thalmaninella apenninica*, *Thalmaninella micheli*, et *Hedbergella planispira*. Quatre premières occurrences font suite immédiatement : *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *Whiteinella baltica* (Douglas et Rankin), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan).

3.2.5. L'association **A5**

Elle débute avec l'échantillon 208 et s'étend jusqu'à l'échantillon 105 Fig. 32). Elle est marquée par la première occurrence de :

Thalmaninella deeckeï (Franke), *Praeglobotruncana gibba* (Klauss) et *Thalmaninella greenhornensis* (Morrow). La dernière occurrence de *Thalmaninella deeckeï* est enregistrée dans l'échantillon 120.

3.2.6. L'association **A6**

Elle s'étend de l'échantillon 106 au haut de la coupe, sur le Mont Gonson, à 892 m. Elle enregistre la première occurrence des nouvelles espèces :

Dicarinella hagni (Scheibnerova), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *Dicarinella algeriana* (Caron), *Dicarinella imbricata* (Mornod), ainsi que l'occurrence sporadique de *Anaticinella multiloculata* (Morrow).

Les dernières espèces planctoniques présentes au haut de la coupe sont : *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella paradubia*, *Praeglobotruncana gibba*, *Dicarinella hagni*. Au-delà de l'unité lithologique 7, à 865 m, l'extinction des espèces planctoniques est complète, seuls quelques benthiques sont encore présents.

3.2.2 Interprétation biostratigraphique

3.2.2.1. La limite supérieure de l'Albien sommital

L'association **A1** comprend les espèces de foraminifères planctoniques qui caractérisent la biozone à *Thamanninella apenninica* et la fin de l'Albien : les dernières occurrences de *Hedbergella gorbachikae*, *Thalmaninella ticinensis* et *Thalmaninella gandolfi*, marquent la fin de l'étage (Fig. 32).

3.2.2.2. Les limites de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoïdes*

L'assemblage **A2** débute avec la première occurrence dans l'échantillon A13 de *Thalmaninella globotruncanoïdes*, qui définit l'entrée dans le Cénomaniens. Cette association englobe également la première occurrence de *Thalmaninella micheli* (échantillon 20) et la dernière occurrence de *Thalmaninella gandolfi* (échantillon 3) ; sa limite supérieure est marquée par la première occurrence de *Thalmaninella reicheli* (échantillon 7).

3.2.2.3 Les limites de la biozone à *Thalmaninella reicheli*

La dernière occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes* et la première occurrence de *Thalmaninella reicheli* sont deux événements concomitants dans l'association **A3**. L'assemblage s'achève dans un intervalle de deux échantillons, dont la limite inférieure est la dernière occurrence de *Thalmaninella reicheli* (échantillon 18),

et la limite supérieure la dernière occurrence de *Thalmaninella apenninica* et *Thalmaninella micheli*, deux événements attribués habituellement à la biozone à *Thalmaninella reicheli*.

Fait remarquable, le développement des *Thalmaninella reicheli* est interrompu sur 8 échantillons, tandis que subsistent les *Thalmaninella apenninica* et *Thalmaninella micheli*. Dans la vallée de la Méouge, les dépôts de la biozone ont une épaisseur de 95 m.

3.2.2.4. Les limites de la biozone à *Rotalipora cushmani*

L'association **A4** débute avec l'échantillon 19, à la fin de la biozone à *Thalmaninella reicheli*. Dès l'échantillon 21, on observe les premières occurrences concomitantes de *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella baltica*, *Rotalipora montsalvensis* et *Whiteinella brittonensis*. Par définition, l'entrée dans la biozone à *Rotalipora cushmani*, correspond au sous-étage du Cénomaniens supérieur. L'assemblage **A4** se poursuit sur 240 m d'épaisseur, jusqu'à l'échantillon 205, sans la survenue d'événement biostratigraphique marquant.

Entre les échantillons 208 et 106, une zone de transition prend place où l'association **A5** enregistre la première occurrence de *Thalmaninella deeckeii* (échantillon 208), qui annonce la partie terminale du Cénomaniens supérieur. Les premières occurrences de *Praeglobotruncana gibba* (échantillon 213) et *Thalmaninella greenhornensis* (échantillon 104) suivent.

Avec la première occurrence de 3 foraminifères planctoniques di carénés *Dicarinella hagni* (échantillon 106), *Dicarinella algeriana* et *Dicarinella imbricata* (échantillon 108) on entre dans le sixième assemblage de la coupe de la Méouge, l'association **A6**. Dans le même temps, les *Whiteinella* s'enrichissent de deux espèces : *Whiteinella paradubia*, et *Whiteinella archaeocretacea* (échantillon 108).

La coupe s'achève avec les échantillons du Mont Gonson.

Les lames minces des échantillons de la base du grand slump (GON 1 à 5) montrent la présence de *Rotalipora cushmani* et des planctoniques globuleux *Whiteinella brittonensis*, *Whiteinella paradubia*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Guembelitria cenomana*, et *Heterohelix*.

Après l'extinction des dernières *Thalmaninella* à 795 m, les *Whiteinella baltica*, *Whiteinella paradubia*, *Praeglobotruncana gibba*, et *Dicarinella hagni*, *Hedbergella delrioensis*, persistent pendant encore une dizaine de mètres. On enregistre la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* dans l'échantillon GON11.

Après l'extinction des *Rotalipora* et la dernière occurrence des foraminifères planctoniques, tous les événements concourent pour indiquer que les dépôts du Cénomaniens sont à leur terme.

Les derniers échantillons (GON 18 à 22), étudiés sur lames minces, ne contiennent plus de foraminifères planctoniques, mais seules quelques espèces benthiques. Ils correspondent à l'unité lithologique VII, c'est-à-dire aux premiers calcaires turoniens. Au sommet du Mont Gonson, la transition Cénomaniens/Turonien est bien enregistrée au niveau biostratigraphique, et ceci en l'absence de tout niveau de black shales.

3.2.3. Les paramètres écologiques

3.2.3.1. L'association A1

La diversité des espèces planctoniques présente un maximum de 12 dans l'échantillon A8 et un minimum de 5 dans l'échantillon A11, à l'approche du Cénomaniens. La proportion de foraminifères carénés est de 15% au maximum dans l'échantillon A4, en raison de l'abondance de *Thalmaninella apenninica* ; le rapport C/C+G est au minimum de 1%. Les petits foraminifères globuleux (*Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella planispira*, *Guembelitra cenomana*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Heterohelix moremani*) sont à l'origine du rapport P/P+B proche de 99% jusque dans l'échantillon A13 (Fig. 32).

3.2.3.2. L'association A2

La rareté des foraminifères de plusieurs échantillons (3, 5, 5a, 5b, 5d) n'a pas permis de comptages pour l'évaluation des paramètres écologiques. La diversité des espèces planctoniques est au maximum 9 à l'entrée dans le Cénomaniens et baisse jusqu'à 3. Le maximum du rapport C/C+G est de 16%, dans l'échantillon 5q, et de 2% à plusieurs niveaux. Le rapport P/P+B a un maximum de 89% à l'entrée dans le Cénomaniens, il baisse régulièrement et atteint un minimum de 41%, en conséquence de la chute du nombre des petits foraminifères globuleux. L'évolution des foraminifères adopte une stratégie de type r, qui exprime un passage à des conditions environnementales peu favorables.

3.2.3.3. L'association **A3**

A la première occurrence des *Thalmaninella reicheli*, les trois paramètres enregistrent un petit pic : on dénombre 7 espèces de planctoniques, le rapport C/C+G remonte à 28%, et le rapport P/P+B à 67%. La stratégie de développement des foraminifères est redevenue de type **K**.

De l'échantillon 9 à l'échantillon 14, pendant l'interruption du développement des *Thalmaninella reicheli*, la diversité redescend à 3, le rapport C/C+G oscille en-dessous de 10%, si on excepte le niveau 9a (24%) et le rapport P/P+B s'abaisse à un minimum de 37% en raison de la forte diminution du nombre des petits planctoniques globuleux. Ainsi, dans l'assemblage **A3**, on enregistre une nouvelle évolution vers une stratégie **r**.

A la deuxième occurrence des *Thalmaninella reicheli* (dans l'échantillon 15), les valeurs des paramètres écologiques augmentent. La diversité des espèces culmine à 8. La proportion de carénés présente un pic à 57 % dans l'échantillon 17 ; il faut noter que *Thalmaninella reicheli* se développe au détriment des autres espèces de foraminifères carénés (2 seulement dans l'échantillon 17) Lorsque prend fin la biozone à *Thalmaninella reicheli*, les foraminifères carénés redeviennent rares (C/C+G=4%). Le rapport P/P+B reste stable, entre 70% et 60%. La population des foraminifères planctoniques revient à une stratégie de développement du type **K**.

3.2.3.4. L'association **A4**

L'association **A4** présente au maximum 11 espèces, dans l'échantillon 28, où tous les petits foraminifères globuleux sont présents. A ce maximum de diversité correspond un minimum (1%) de foraminifères carénés, concomitant de la première occurrence des *Whiteinella baltica* et *Whiteinella brittonensis*. Les foraminifères planctoniques sont à nouveau dans une période de stratégie **r**. Lorsque le rapport C/C+G s'élève, c'est uniquement en raison de l'abondance des *Praeglobotruncana*. (49% de carénés dans l'échantillon 203)

3.2.3.5. L'association **A5**

La diversité spécifique des foraminifères planctoniques de l'association **A5** est au maximum de 8 (échantillons 213 et 101) et au minimum de 4. Le rapport C/C+G le plus élevé de toute la coupe, 66%, s'observe dans l'échantillon 208; il résulte des très nombreux petits *Praeglobotruncana stephani* et des *Rotalipora cushmani*. La stratégie adaptative est alors de type **K**. Très

rapidement dans des échantillons très indurés, le rapport C/C+G chute à 0% et l'évolution des foraminifères se fait à nouveau selon une sélection **r**.

Le nombre de planctoniques par rapport au nombre total de foraminifères varie entre 38%, dans l'échantillon 104 où les petite *Gavelinella* sont très nombreuses, et 80% dans l'échantillon 213.

Les trois paramètres présentent un pic dans l'échantillon 213 (8 espèces de planctoniques, C/C+G=36%, P/P+B=80%), témoin d'un retour momentané à une période de stratégie **K**. Plus haut, les paramètres paléo écologiques diminuent jusqu'à l'entrée dans l'association **A6**, c'est le retour à une stratégie **r**.

3.2.3.6. L'association **A6**

Après l'entrée dans l'assemblage **A6**, avec les premières occurrences des foraminifères planctoniques di carénés on enregistre un pic de la diversité (15 espèces dans l'échantillon 108).

Le rapport C/C+G varie entre 19%, et 0% et se stabilise autour de 5% en haut de la coupe. La faible proportion de carénés est une conséquence du grand développement des *Whiteinella*.

Un nombre de croissant de *Gavelinella* fait chuter le rapport P/P+B à un minimum 40% dans les échantillons 104 et 107. La proportion de planctoniques se maintient aux alentours de 60% à la suite de la fréquence élevée des petits foraminifères globuleux (*Hedbergella delrioensis*, *Guembelitra cenomana*, *Globigerinelloides ultramicra*), mais principalement des Heterohelicidae dans les échantillons 111, 119 125, 130, 133, 135, (***) Fig. 32) et en raison du grand nombre de foraminifères benthiques.

Sur le Mont Gonson, la diversité des espèces est encore de 6 au bas de la coupe, mais elle se réduit progressivement à 3 (GON 17) dans les derniers échantillons analysés par lavage.

Dans l'échantillon GON 1, le paramètre C/C+G est de 10%, en raison de la permanence des *Rotalipora cushmani*; la proportion de carénés s'élève même à 24% et 15% (dans les échantillons GON 11 et 13) en conséquence de la présence des *Dicarinella* et *Praeglobotruncana*.

Il n'a pas été possible de quantifier les paramètres écologiques au-delà de ces couches, en raison de l'extinction des foraminifères planctoniques et de la rareté des benthiques, qui indiquent la proximité de l'événement anoxique OAE2 et du passage Cénomaniens-Turonien.

3.2.3.7. Conclusions

Dans la vallée de la Méouge, la succession des espèces de foraminifères planctoniques est telle que celle publiée par Robaszynski et Caron (1979) de l'Albien terminal au Turonien. On observe :

- une dominance des périodes de sélection de type **r** où les espèces opportunistes résistent au stress ;
- depuis l'Albien sommital, jusqu'à la fin de la biozone à *Thalmaninella reicheli*, des périodes intermittentes de sélection de type **K** où les espèces sont adaptées à des conditions plus stables. La biozone à *Thalmaninella reicheli*, elle-même enregistre une interruption de l'extension de l'espèce, qui témoigne d'un passage à des conditions environnementales défavorables ;
- au Cénomaniens supérieur, dans la biozone à *Rotalipora cushmani*, lors de la première occurrence de *Thalmaninella deeckeii*, une deuxième période d'alternance des types de stratégies adaptatives.

Dans la vallée de la Méouge, au Cénomaniens, les foraminifères planctoniques se sont adaptés à des variations répétées du niveau de la mer et du taux d'oxygène dissous dans l'eau.

3.3. Les foraminifères benthiques

Nous avons identifié 22 genres de foraminifères benthiques, répartis en 11 familles, 3 sous-ordres (Tab. I, Annexe, Fig.33).

3.3.1. Les associations

Les Textulariina représentent de 3% à 46% des assemblages (21,4%, en moyenne). Il faut cependant distinguer trois associations : jusqu'au milieu de la biozone à *Rotalipora cushmani* (assemblage 208), on observe la présence quasi constante des Lituolidae, Verneuilinidae, et Nezzazatidae. Au-delà, les Lituolidae sont absents.

Les Lagenina constituent 5% à 50% des assemblages (25,1% en moyenne). Les Nodosariidae sont présents sur l'ensemble de la coupe.

Les Rotaliina, représentent 8% à 83% de la population (53,0% en moyenne). Ils dominent 60% des assemblages jusqu'au milieu de la biozone à *Rotalipora cushmani* (assemblage 202); au-delà, ils dominent tous les assemblages. Cette dominance résulte de la présence presque exclusive des Gavelinellidae.

On distingue 3 associations (Fig. 33) :

3.3.1.1. Première association

La première association correspond au dernier assemblage de l'Albien terminal, dans la biozone à *Thalmaninella apenninica*. Cette association est dominée par les Lagenina (53%); elle contient 39% de Textulariina, et 8% de Rotaliina.

Dans les Textulariina, les Lituolidae dominant, avec *Ammobaculites* dont la fréquence s'élève à 28,4%. Les Ammodiscidae, avec *Ammodiscus*, représentent 5,2% et les Nezzazatidae 3,4% de la population.

Chez les Lagenina, les Nodosariidae dominant (44%), les Polymorphinidae contribuent pour 8%, et les Ellipsolagenidae pour 1% de l'assemblage.

Les Rotaliina ne sont représentés que par les Gavelinellidae.

3.3.1.1. Deuxième association

La deuxième association s'étend de la cote 60 m (assemblage 14), au début de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoïdes* à 540 m, au milieu de la biozone à *Rotalipora cushmani* (assemblage 213). Elle comprend 30% de Textulariina, 25% de Lagenina, et 45% de Rotaliina.

Parmi les Textulariina, les Nezzazatidae (12,1%) avec le seul genre *Nezzazatinella*, dominant ; les Lituolidae sont représentés par *Ammobaculites* (7,2%), les Verneuulinidae par les *Eggerellina* (5,9%) et de rares *Tritaxia*. Les Ammodiscidae (2,3%) sont limités aux 5 échantillons du bas de la coupe, le genre *Glomospira* étant présent sporadiquement. Les Textulariidae, avec *Textularia* comptent pour 1,8% de la population.

Au sein des Lagenina, les Nodosariidae dominant (21,4%), ils sont composés principalement des genres *Nodosaria* (10,7%), (*Lenticulina*, 6,8%) et *Dentalina* (2,56%). Les *Lenticulina*, *Tristix*, *Lagena* et *Astacolus* constituent le reste de la population. Les Polymorphinidae sont représentés à raison de 3,5% et les Ellipsolagenidae contribuent pour moins de 1% de la population.

Chez les Rotaliina, les Gavelinellidae représentent 44,5% des foraminifères et les Turrilinidae et Pleurostomellidae ne contribuent qu'à raison de 0,5%.

3.3.1.3. Troisième association

La troisième association débute au niveau de l'unité lithologique VI et s'étend jusqu'à 772 m, au haut de la coupe. Les assemblages présentent 8% de Textulariina, 24% de Lagenina, et 68% de Rotaliina.

Parmi les Textulariina, les Verneuulinidae sont les plus fréquents (4,5% de *Tritaxia* et 2,5% d'*Eggerellina*). Le sous-ordre est complété par 1% de Textulariidae, avec *Textularia*.

Les Lagenina comprennent essentiellement la famille des Nodosariidae (22%), toujours dominante, mais les *Lenticulina* sont devenues plus fréquentes (14,8%) que les *Nodosaria* (4%). Les *Dentalina* se sont raréfiées (1%). Les autres familles sont rares. Les Rotaliina sont constituées de 65,5% de Gavelinellidae (*Gavelinella* seule) et 2,3% de Turritinidae (*Praebulimina* seule).

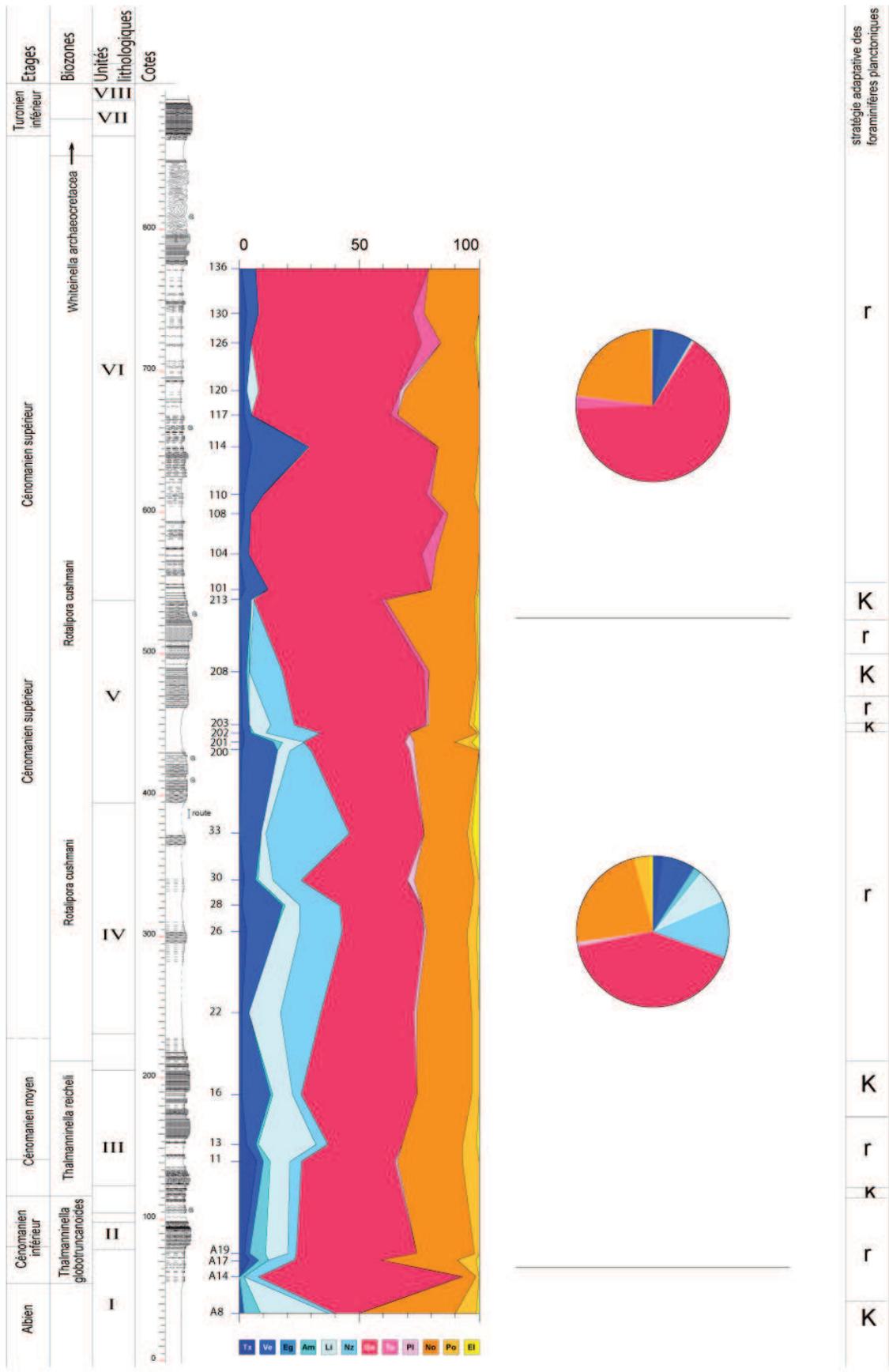


Fig. 33 Répartition verticale des genres de foraminifères benthiques dans la coupe de la Méouge.

3.3.2. Paléoécologie

3.3.2.1. Première association

L'Albien sommital est représenté par un assemblage, dans lequel le morphogroupe CH-B.3 (32%) domine (Fig.34). Il est associé aux morphogroupes AG-A (34%) et CH-A.1-3 (8%). Une telle répartition implique une grande profondeur de l'eau et est compatible avec un biotope de talus supérieur ou de plate-forme externe (Fig.11). Toutefois, la présence du morphogroupe CH-A.6, avec les *Lenticulina* (12%), indique que le taux d'oxygène dissous peut ne pas être optimal. De plus, le morphogroupe AG-B.3, avec les *Ammodiscus*, marqueurs du talus profond, est faiblement représenté (5%) ; ces deux observations convergent pour conclure qu'au moment des dépôts, la vallée de la Méouge est dans une zone de plate-forme externe. A l'Albien terminal, l'abondance des foraminifères benthiques, et la diversité des genres (16), dont 6 représentent plus de 5% de la population, sont compatibles avec une stratégie de sélection de type **K**.

3.3.2.2. Deuxième association

Dès le Cénomaniens inférieur, et dans 23 des 27 assemblages de la coupe le morphogroupe CH-A.1-3 domine la population des foraminifères benthiques, en raison de la grande fréquence des Gavelinellidae. L'entrée dans le Cénomaniens est marquée par un assemblage dans lequel le morphogroupe CH-A.1-3 enregistre une très forte augmentation (86%). Le changement de morphogroupe dans le premier assemblage s'accompagne d'une baisse de la diversité des genres (7). Les morphogroupes AG-A et CH-B.3 sont réduits respectivement à 6% et à 2% des benthiques. La stratégie adaptative des foraminifères benthiques est devenue de type **r**. Il est probable que la nouvelle distribution des morphotypes résulte des conditions environnementales dysoxiques du passage Albien-Cénomaniens, dans lequel le premier échantillon cénomaniens est encore situé.

La deuxième association de morphogroupes ne s'étend que jusqu'à l'assemblage 203, c'est-à-dire 85 m sous la limite définie par les associations de sous-ordres.

Le morphogroupe dominant CH-A.1-3 est représenté par 43%, suivi par AG-A, avec 28%, CH-B.3 avec 16% et CH-A.6, avec 6% de l'effectif des benthiques. Les morphogroupes susceptibles de s'adapter à un milieu pauvre en oxygène dissous, CH-A.1-3 plus CH-A.6 totalisent 49%, et

les morphogroupes non tolérants à la dysoxie, CH-B.3 plus CH-B.1 totalisent 21%. Les genres agglutinants représentent 29%.

L'assemblage 33 contient 14% de *Nezzazatinella*, alors qu'il est le cadre de sa dernière occurrence; cet évènement coïncide avec la première occurrence du foraminifère planctonique *Thalmaninella deeckeii*, présent dans la partie terminale du Cénomaniens supérieur.

3.3.2.3. Troisième association

La troisième association de morphogroupes s'étend de l'assemblage 203 au haut de la coupe. Les morphogroupes de foraminifères calcaro-hyalins tolérants à la dysoxie CH-A.1-3 plus CH-A.6, plus CH-B.4 augmentent de 49% à 77%, les non-tolérants, CH-B.3 plus CH-B.1 baissent de 21% à 3,8%. Les morphogroupes des genres agglutinants AG-A plus AG-B.3, chutent de 29% à 9,5%.

Dans l'assemblage 114, on observe un pic de *Tritaxia* (24%). Ce foraminifère agglutinant, prolifère dans les sédiments fins, originaire de fonds vaseux. *Tritaxia* serait susceptible de cohabiter dans le même assemblage que *Nezzazatinella*. En fait, les deux genres semblent s'exclure mutuellement.

Désormais la sélection ne retient que les foraminifères susceptibles de s'adapter à un appauvrissement en oxygène dissous.

Les lames minces des échantillons du Mont Gonson montrent la présence de quelques foraminifères benthiques : à la base du grand slump, on reconnaît *Textularia chapmani*, (tolérant à la dysoxie), et *Nodosaria*. Dans la partie sommitale, les benthiques subsistent après l'extinction des planctoniques, et on observe encore *Gavelinella*, *Textularia chapmani*, *Dorothia*.

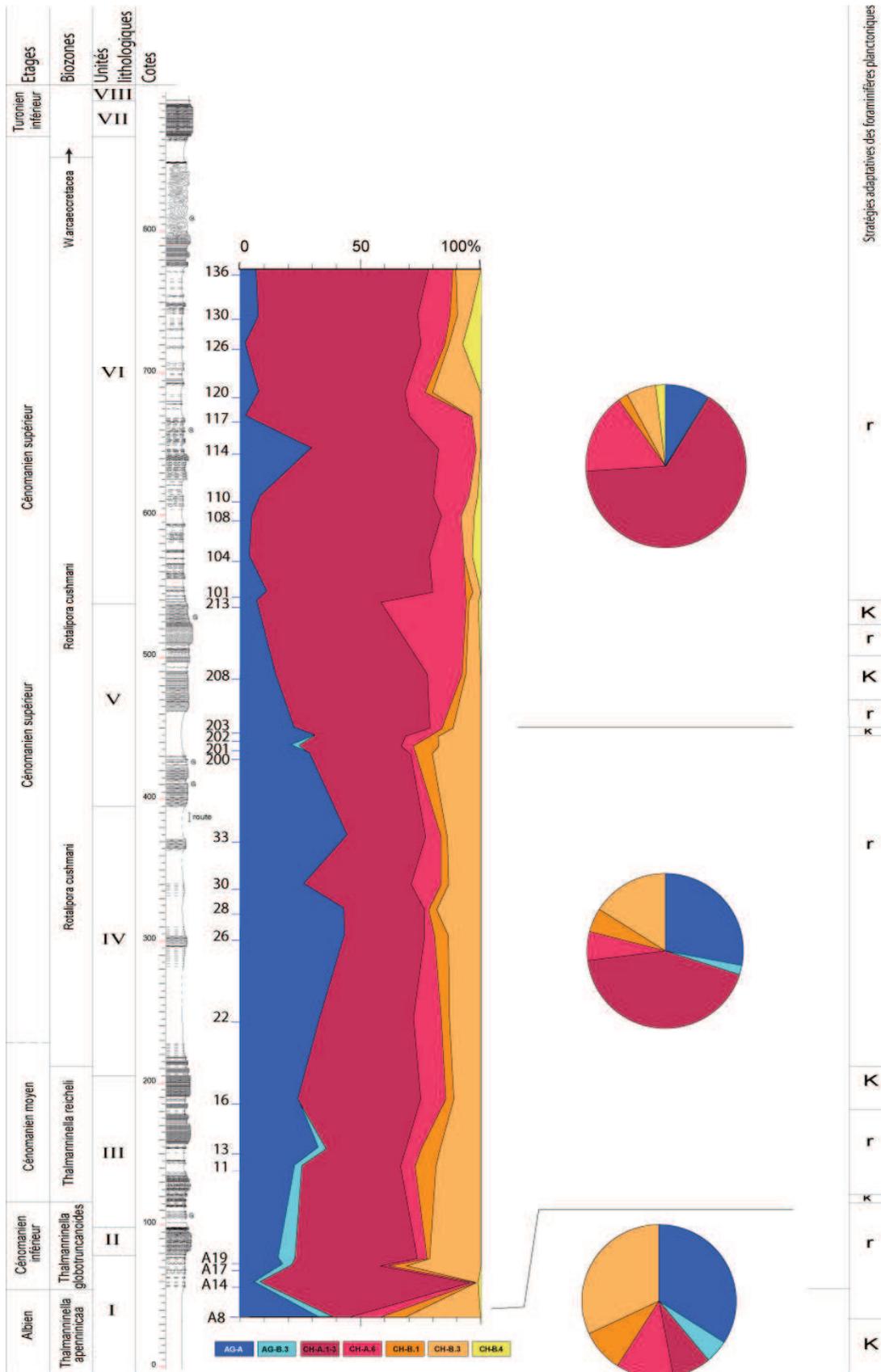


Fig. 34 Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe de la vallée de la Méouge.

3.3.3. Conclusions

A l'Albien terminal, l'abondance la diversité des genres et la dominance du morphogroupe CH-B.3 indique des conditions de profondeur et d'oxygénation du substrat favorables au développement des foraminifères benthiques ; les genres présents sont compatibles avec une stratégie de sélection de type **K**.

Au Cenomanien inférieur, moyen et supérieur, la sélection adaptative des foraminifères benthiques est constamment de type **r**, les retours temporaires des foraminifères planctoniques à la stratégie **K** ne sont pas enregistrés par les foraminifères benthiques. En effet, le morphogroupe CH-A, dominant depuis le Cénomanien inférieur avec les Gavelinellidae, (CH-A.1-3), s'enrichit de l'augmentation progressive des genres du morphogroupe CH-A.6 en raison de la prolifération des *Lenticulina*, foraminifères susceptibles de s'adapter à MCE, au milieu pauvre en oxygène dissous. Les Textulariina agglutinants de type AG-A, sont les plus sensibles à la dysoxie (au haut de la coupe, ils ne représentent plus que 7% de la population des benthiques). Cependant, ils enregistrent deux pics, qui résultent respectivement du pullulement passager des *Nezzazatinella* et des *Tritaxia*. Dans la vallée de la Méouge, au cours du Cénomanien, les foraminifères benthiques présentent une évolution adaptative à des conditions de dysoxie, qui témoignent de l'approche de l'évènement OAE2.

3.4. Les isotopes du carbone et de l'oxygène

Dans la vallée de la Méouge, le profil de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ de l'Albien terminal au Turonien basal, est séparé en deux parties bien distinctes (Fig. 35).

La partie inférieure varie de 2,023 ‰ (à la base de la coupe) dans l'Albien terminal jusqu'à 0,331 ‰ dans la partie basse du Cénomanien supérieur, à 444 m. Les échantillons du Cénomanien inférieur, moyen et de la base du Cénomanien supérieur ont une valeur moyenne de 1,042 ‰.

La partie supérieure varie de 0,794 ‰ à 460 m à 1,741 ‰ au haut de la coupe dans le Turonien basal, en passant par un maximum de 2,265 à 825 m. Les échantillons de la partie terminale du Cénomanien supérieur ont une valeur moyenne de 1,854 ‰.

3.4.1. Le passage Albien-Cénomanién

Les 5 échantillons de l'Albien sommital ont en moyenne une valeur de 1,797 ‰. Ils enregistrent trois petits pics qui sont les dernières oscillations de l'événement C du passage Albien-Cénomanién (Fig. Jenkyns et al., 1994, Mitchell et Paul, 1994, Gale et al. 1996).

Dans la vallée de la Méouge, le maximum du $\delta^{13}\text{C}$ mesuré lors de l'événement Albien-Cénomanién est 2,023‰. Entre ce maximum du complexe C à et la valeur la plus basse de l'excursion négative qui précède le pic D au Cénomanién basal (1,313 ‰) l'amplitude est de -0,71‰. Le Cénomanién débute en A13 (flèche) avec la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes*, à la base du dernier pic D de l'anomalie positive du $\delta^{13}\text{C}$.

Entre le $\delta^{13}\text{C}$ du pic D (1,549‰) et le retour à une valeur de base, l'amplitude de l'excursion négative est de -0,634‰ à la Méouge. Cette valeur est comparable à celle observée à Vergons (-0,7 ‰).

A l'Albien terminal, le $\delta^{18}\text{O}$ présente un pic (-3,3‰) concomitant du pic D du $\delta^{13}\text{C}$, et de la base de l'unité lithologique II. Ce maximum est indicateur d'un milieu marin peu oxygéné, comme en témoigne également le premier assemblage de foraminifères benthiques au Cénomanién (Fig. 34).

3.4.2. L'événement du Cénomanién médian (MCE)

Après les 5 premières mesures du $\delta^{13}\text{C}$, qui appartiennent au passage Albien-Cénomanién, le profil de la courbe isotopique oscille entre 1,6‰ à 190m et 0,33‰ à 445 m. A partir de ce point d'inflexion la courbe suit une pente ascendante dont l'inclinaison est forte jusqu' à 507 m; le $\delta^{13}\text{C}$ passe de 0,33 ‰ à 2,006‰. L'incursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ est donc de 1,675 ‰. Il s'agit probablement de l'événement **la** du Cénomanién médian.

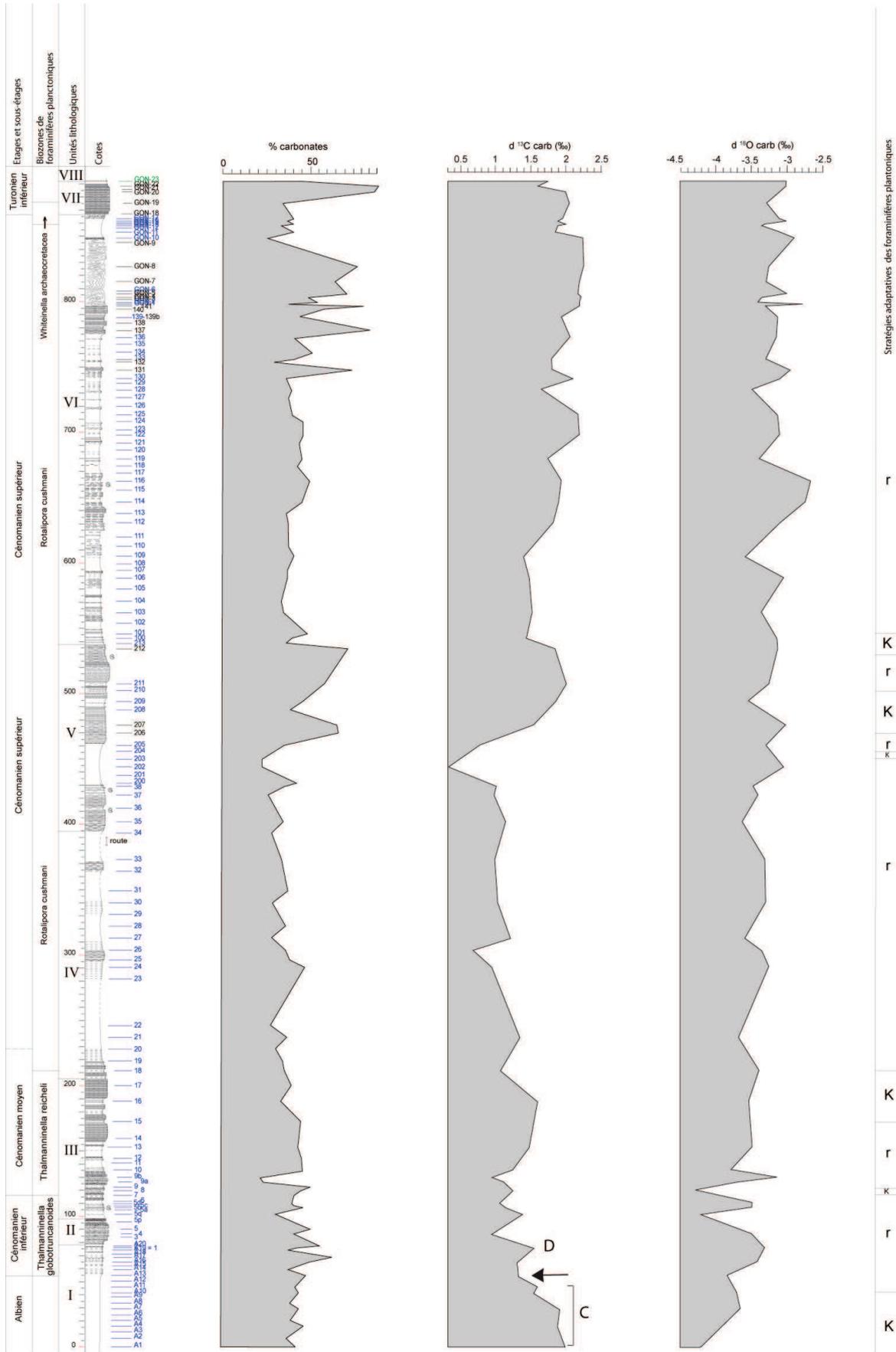


Fig. 35 Courbes des carbonates, du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}_2$ dans la coupe de la vallée de la Méouge

L'amplitude est exactement du même ordre que dans la coupe de Vergons (1,684‰). Plus haut dans la coupe, jusqu'à la base des échantillons du Mont Gonson, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ oscillent, toutefois sans jamais revenir à la valeur basale. Il s'agit probablement du plateau de l'évènement du Cénomanién médian, **Ib** (Reboulet et al., 2012).

Au cours du MCE, le $\delta^{18}\text{O}$ présente quelques points remarquables : dans l'assemblage 116, le $\delta^{18}\text{O}$ culmine à -2,7‰. Ce pic est suivi d'un minimum de -3,4‰ dans l'assemblage 119 où, précisément, nous avons observé un pic à Heterohelicidae, ce qui est en désaccord avec les résultats de Keller et Pardo (2004). Cependant, 2 des 4 pics ultérieurs d'Heterohelicidae dans les assemblages 125 et 130, correspondent à des pics de $\delta^{18}\text{O}$ (-3,1‰ et -2,9‰), (Fig. 35).

3.4.3. Le passage Cénomanién-Turonien, l'évènement OAE2

Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ les plus élevées se situent au haut de la coupe, dans les échantillons du Mont Gonson (GON8, 2,265‰). Cependant, ces échantillons se répartissent sur l'épaisseur d'un grand slump de 50 m, et l'évènement OAE2, qui est présent comme l'a montré l'étude des foraminifères planctoniques et benthiques, n'est pas enregistré par le profil du $\delta^{13}\text{C}$.

Dans les échantillons du Mont Gonson, apparaissent deux maxima du $\delta^{18}\text{O}$, qu'il n'est possible de relier à aucun autre évènement.

3.4.4. Conclusions

Dans la vallée de la Méouge, les dépôts se sont faits au cours d'alternance de niveaux marins relatifs hauts ou bas, de température plus ou moins élevées et de niveaux d'oxygénation variables. Autrement dit, les conditions environnementales défavorables produites par l'évènement anoxique OAE2 du Cénomanién terminal, ne se sont pas installées en une fois, mais par des mouvements de va-et-vient pendant toute la durée de l'étage. Les foraminifères planctoniques et benthiques ont enregistré ces fluctuations par des adaptations comme les variations des proportions de carénés et globuleux planctoniques, les changements de morphogroupes benthiques dominants et les fluctuations de la diversité des espèces. L'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ a enregistré l'évènement du passage Albien-Cénomanién, et celui du Cénomanién médian. A la fin du Cénomanién, dans un milieu de mer peu profonde et sur un substrat

partiellement privé d'oxygène dissous, les foraminifères planctoniques ont disparu en raison de l'évènement anoxique OAE2. En l'absence de black shales, le passage Cénomanién-Turonien n'est pas détecté lithologiquement. D'autre part, la présence d'un important glissement synsédimentaire au haut de la coupe n'a pas rendu possible l'enregistrement de l'OAE2 par le $\delta^{13}\text{C}$.

4. Coupe de Venterol

Située sur la marge du bassin vocontien, elle comporte les faciès les moins profonds de la transversale étudiée. La coupe de Venterol se situe à proximité de Nyons (Drôme). Il s'agit d'une coupe composite constituée de plusieurs tronçons. Le premier est levé au Col de la Sausse (1), le deuxième au-dessus du village de Rousset-les-Vignes(2), les troisième et quatrième au-dessous de la Combe de Sauve (3, 4, Fig. 36).

Au Col de la Sausse, au-dessus d'un glissement synsédimentaire de la base, la coupe composite présente des marnes calcaires du Cénomaniens sur environ 100 m. La limite entre le Cénomaniens inférieur et les marnes bleues ou les formations gréseuses de l'Albien supérieur n'est pas marquée lithologiquement ; elle est seulement indiquée par la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes* au sommet des marnes de l'Albien, à quelques mètres sous les premières alternances marno-calcaires du Cénomaniens. Ces alternances n'indiquent pas un passage progressif aux calcaires cénomaniens. Elles reposent sur une surface d'érosion recouverte localement par des grès glauconieux de type turbidite (Fig. 37, 38). Cette surface peut avoir une valeur de limite de séquence, mais elle n'est pas située à la base de l'étage défini micropaléontologiquement.

A Rousset-les-Vignes, les marnes sont surmontées par 400 m de faisceaux de bancs calcaires. Au-dessus, sur 200 m d'épaisseur, sont déposées des marnes dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires plus fins.

Le sommet du Cénomaniens coïncide avec la base des grès détritiques grossiers de Venterol, qui sont ici transgressif sur une surface d'émersion marquée par un paléosol. En utilisant les corrélations à l'échelle régionale (Malartre et Ferry, 1993) effectuées à ce niveau, on peut montrer que les grès de Venterol se décomposent en deux parties :

- un prisme de bas niveau marin contemporain des black shales du Cénomaniens terminal dans les coupes plus à l'Est (Trente Pas) et
- un prisme transgressif à Venterol où les grès sont à la fois verts et rouges par remaniement des latérites du paléosol d'émersion à la limite Cénomaniens-Turonien..

4.1. Lithologie

La coupe synthétique a une puissance de 1100 m.

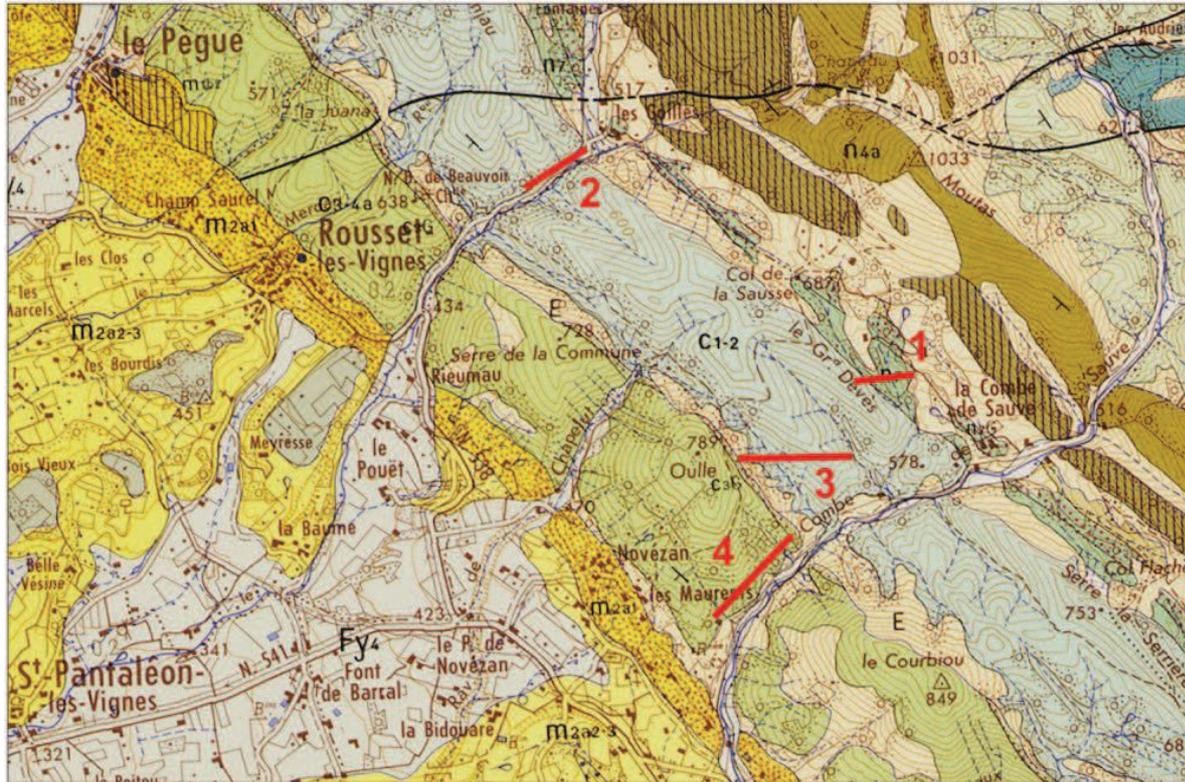


Fig. 36 Situation de la coupe de Venterol. Extrait de la carte à 1/50 000 de Nyons

4.1.1. Unité I : base de la coupe du Col de la Sausse, 1- 35 m

Les couches les plus anciennes surmontent un grand slump de 70 m de puissance, qui repose sur des grès albiens. A la suite, des marnes grises de texture fine, parfois feuilletées se sont déposées sur 20 m en alternance avec des niveaux calcaires plus délités. Les derniers niveaux de cette première partie, plus nettement feuilletés, évoquent des black shales (Fig. 37, 38).

4.1.2. Unité II : 35 m à 190 m

Une probable discontinuité de ravinement (d'après des levés effectués latéralement) qui survient à 34 m, sert de base à une couche sédimentaire de 35 m de bancs calcaires plus grossiers que dans la première partie. En effet, des calcaires mudstone gris clairs alternent avec des marnes grises comportant des slumps et plaquettes gréseuses. Les ammonites de la base du Cénomaniens (zone à *Mantelliceras mantelli*) sont abondantes à ce niveau. Il

s'agit de *Schloenbachia varians* et *Algerites annulatus* de la base de la zone à *Mantellicera mantelli* (qui ne sont pas encore apparues). Ces ammonites sont caractéristiques du Cénomanién inférieur, tout-à-fait basal, ce qui est en accord avec la zonation des foraminifères planctonique (Fig. 38). Vers le haut, des bancs calcaires à débit macro noduleux (miches) font place à des intervalles marneux. On observe également, irrégulièrement disposés dans cette alternance, des couches gréseuses plus épaisses (turbidites à lamination plane). Un petit glissement s'intercale encore dans les derniers dépôts marneux entre 65 m et 70 m.

Plus haut, deux puissants faisceaux proéminents de calcaire finement gréseux, à débit en miches plus ou moins prononcé, de 40 m et 55 m de hauteur, forment une double arête dans le paysage. Entre ces deux faisceaux majeurs s'intercale un faisceau marno-calcaire de même faciès, mais plus riche en inter lits de marnes grises, grossières, finement sableuses, de moindre importance (15 m). Le changement de caractère des marnes, fines au-dessous, plus grossières au-dessus, allié au caractère finement gréseux des calcaires indique une probable diminution de profondeur.

4.1.3. **Unité III** : Rousset-les Vignes, 190 m à 424 m

A Rousset-les –Vignes, la coupe qui prend le relai du site du col de la Sausse débute par une paroi calcaire de 60 m de haut. Au-dessus, on rencontre un ensemble de 5 puissants faisceaux calcaires finement gréseux, déjà identifiés et de marnes grises de textures grossière, « terreuse ». La série commence par les faisceaux F1 et F2 (20 m et 40 m de puissance respectivement) ; le faisceau F2 est composé de deux massifs calcaires au milieu desquels s'insère une couche à nodules sur 10 m.

A 296 m, une vingtaine de mètres de marnes et calcaires alternés a permis le prélèvement d'échantillons pour étude après lavage. Un banc final plus épais (316 m) et un dernier dépôt de marnes sont la base des faisceaux F3 et F4, proéminents sur 55 m de hauteur. Au-dessus repose une couche de sédiments non indurés où s'intercale un lit calcaire peu épais. Enfin, un dernier faisceau de calcaire de 30 m, F5, supporte les grès glauconieux à mégarides, en discordance.

3.4.1.4. **Unité IV** : 424 m à 438 m

Une discontinuité RF1 (Fig. 37, 38) - probablement due à une chute relative du niveau marin relatif, d'après les corrélations effectuées avec les séries du Gard rhodanien plus à l'ouest (Ferry, 1999) - supporte les grès glauconieux à mégarides. Le passage à la partie suivante est progressif, sur 25 m ; il est marqué par une intercalation de couches grésoglauconieuses, de marnes sableuses, et de calcaires finement gréseux.

4.1.5. **Unité V** : 438 m à 472 m

Les dépôts qui font suite constituent un faisceau de calcaire gris finement gréseux résistant dans la topographie, épais de 20 m, et d'une couche marneuse de 10 m.

4.1.6. **Unité VI** : 570 m à 633 m

On entre alors sur 160 m dans une zone d'alternance de marnes terreuses, de marnes à nodules calcaires, et de petits faisceaux de bancs calcaires finement gréseux. Dans cette alternance, on remarque des faisceaux calcaires plus importants : de 498 m à 512 m, de 525 m à 540 m, de 657 m à 665 m, et de 682 m à 693 m.

4.1.7. **Unité VII** : 633 m à 640 m

Un dernier motif de calcaire finement gréseux, à lamination plane diffuse et rougeâtre, clos les affleurements étudiés à Rousset-les-Vignes. La coloration est interprétée comme un indice d'émersion (Malartre et Ferry, 1993).

3.4.1.8. **Unité VIII** : 640 m à 664 m

Une discontinuité sépare les dépôts calcaires de l'unité **VII** des dépôts gréseux de l'unité **VIII**. Cette discontinuité est interprétée comme une chute du niveau marin relatif (régression forcée) par Malartre et Ferry (1993).

La partie inférieure de l'unité est formée de grès glauconieux à pigmentation rouge (les grains de glauconie ne sont pas altérés), très grossiers, voire graveleux. On note la présence de grandes mégarides, parfois affectées par des déformations dues à des phénomènes de liquéfaction synsédimentaire. La taille des mégarides diminue de la base

au sommet. Le sommet de l'unité est constitué de grès glauconieux non pigmentés de rouge, à petites mégarides en couches plus minces.

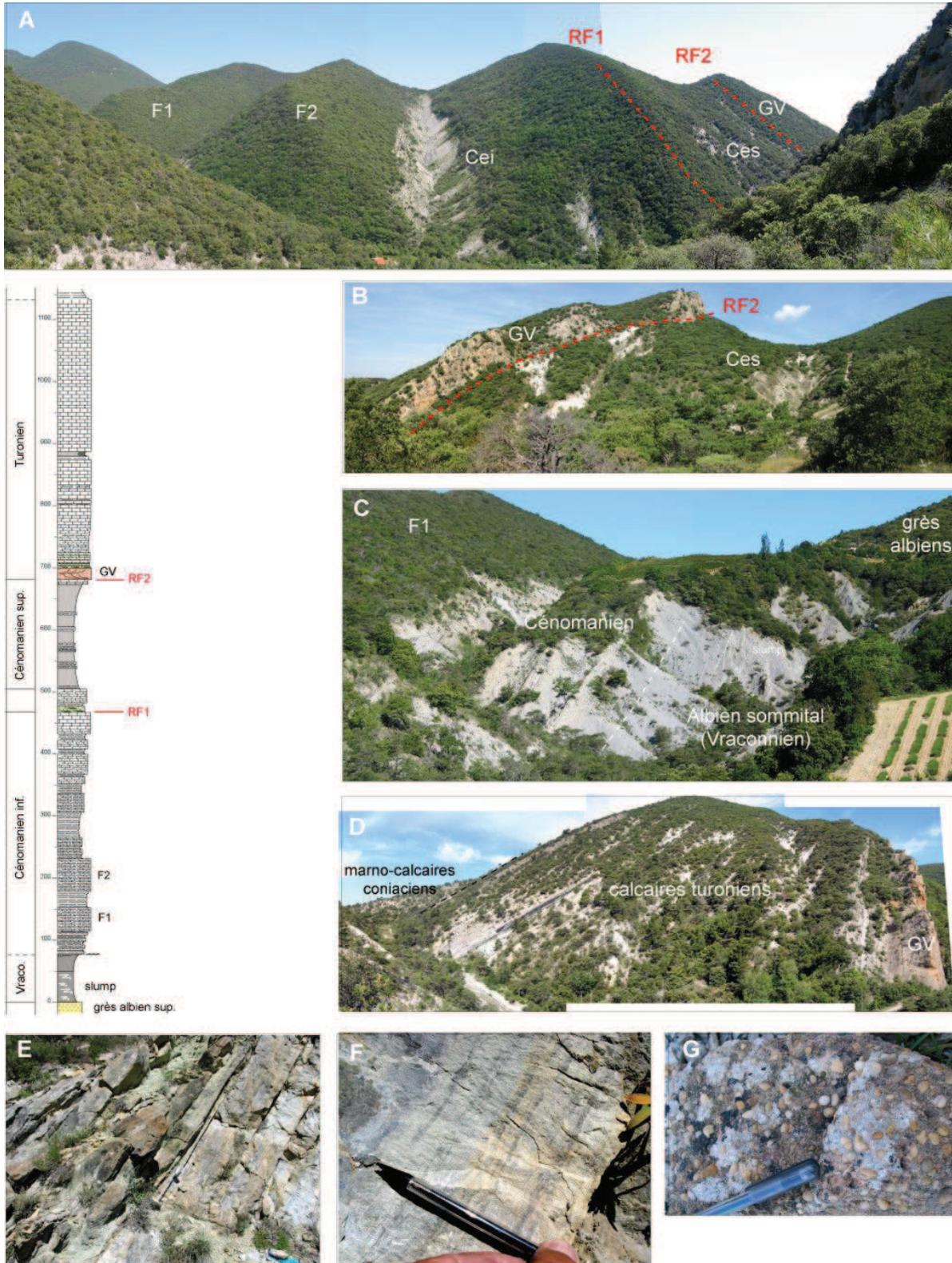


Fig. 37 Illustrations photographiques de la coupe de Venterol.

Colonne stratigraphique simplifiée à gauche (F1 et F2, double faisceau de bancs calcaires de base ; GV, grès de Venterol ; RF1 et RF2, surfaces basales de régressions forcées)

A, vue générale à regard vers le sud montrant, de la gauche vers la droite, les deux faisceaux calcaires de base F1 et F2, la combe marneuse du Cénomaniens inférieur (Cei), la crête calcaire du sommet du Cénomaniens inférieur et l'ensemble marno-calcaire du Cénomaniens supérieur (Ces) ;

B, vue générale à regard nord de la combe marno-calcaire du Cénomaniens supérieur surmontée par les Grès de Venterol à gauche

C, vue générale de la base de la série montrant les marnes vraconiennes et le passage au faisceau calcaire F1 à gauche;

D, vue générale des calcaires turoniens au-dessus de la barre rousse des grès de Venterol à droite

E, vue de détail du contact brutal entre les calcaires du sommet du Cénomaniens inférieur à droite et les grès glauconieux à mégarides tidaux de la régression forcée RF1 à gauche (le bâton de Jacob, 1,5 m, souligne le contact) ;

F, vue de détail des calcaires finement gréseux laminés (couches de tempête distales) du sommet du Cénomaniens inférieur ;

G, graviers quartzeux roulés à la base des Grès de Venterol (il s'agit du faciès de plage transgressive qui surmonte la surface d'émergence liée à la régression forcée RF2).

4.1.9. **Unité IX** : 664 m à 698 m

L'unité **IX** est une unité de transition : elle est formée de petits bancs de grès glauconieux à structures de tempête (lamination plane, HCS) intercalés dans des calcaires grésoglaucieux gris clair bioturbés.

4.1.10. **Unité X** : 698 m à 1103 m

D'une épaisseur de 405 m, le faisceau calcaire gris clair du sommet de la coupe s'élève en bancs réguliers, intercalés de rares et minces inter lits marneux.

4.2. Les foraminifères planctoniques

4.2. 1. Les associations

A Venterol, nous avons dénombré 25 espèces de foraminifères planctoniques,

Globuleux (Annexe, Fig. 38) :

Hedbergella gorbachikae (Gorbachick et Moullade), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Hedbergella simplex* (Morrow), *Hedbergella planispira* (Tappan), *Guembelitra cenomana* (Keller), *Globigerinelloides ultramicra*, *Schakoina cenomana*, (Thalman), *Heterohelix*

moremani (Cushman), *Whiteinella baltica* (Douglas et Rankin), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan).

et carénés :

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Praeglobotruncana aumalensis*, (Sigal) *Praeglobotruncana gibba* (Klauss) *Thalmanninella ticinensis*, *Thalmanninella apenninica* (Renz), *Thalmanninella gandolfi* (Luterbacher et Premoli-Silva), *Thalmanninella globotruncanoïdes* (Sigal), *Thalmanninella micheli* (Sacal et Debourle), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *Thalmanninella deeckeï* (Franke), *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow), *Dicarinella algeriana* (Caron) et *Dicarinella hagni* (Scheibnerova).

Ces espèces peuvent être réparties en trois associations :

4.2.1.1. L'association **A1** comprend :

Hedbergella gorbachikae, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Hedbergella planispira*, *Guembelitria cenomana*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Schakoina cenomana*, *Heterohelix moremani*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *Thalmanninella ticinensis*, *Thalmanninella apenninica*, *Thalmanninella gandolfi*. L'association **A1** débute à la base de la coupe et s'élève jusqu'à l'échantillon 12 ; elle inclut la dernière occurrence de *Thalmanninella ticinensis*, la première occurrence de *Thalmanninella apenninica*, et *Praeglobotruncana stephani*, ainsi que l'unique occurrence de *Globigerinelloides ultramicra*.

4.2.1.2. L'association **A2** :

Au col de la Sausse l'association **A2** a pour limite inférieure la première occurrence de *Thalmanninella globotruncanoïdes* dans l'échantillon 12. On relève également : la première occurrence de *Rotalipora montsalvensis* (échantillon 58), la première et dernière occurrence de *Thalmanninella micheli* (entre les échantillons 22 et 55).

A Rousset-les-Vignes, l'association **A2** comprend la dernière occurrence de *Thalmanninella apenninica* (échantillon 23), *Hedbergella planispira* (échantillon 26), de *Praeglobotruncana delrioensis* (échantillon 27), et la première occurrence de *Whiteinella baltica* (échantillon 25).

La première occurrence de *Dicarinella algeriana* s'observe dans l'échantillon 28. La première occurrence de *Praeglobotruncana gibba* s'observe dans l'échantillon 55.

4.2.1.3. L'association **A3** :

Elle comporte : *Hedbergella delrioensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella brittonensis*, *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora montsalvensis*, *Praeglobotruncana gibba*, *Rotalipora cushmani*, *Thalmanninella deeckeii*, *Thalmanninella greenhornensis*, *Dicarinella algeriana et hagni*.

La première occurrence de *Rotalipora cushmani* marqueur du Cénomaniens supérieur, s'observe tardivement, dans l'échantillon 60, elle est suivie de la première occurrence de *Thalmanninella greenhornensis* dans l'échantillon 61, et de *Thalmanninella deeckeii* (échantillon 69). Les échantillons du haut de la coupe ne permettent pas de définir les dernières occurrences des *Thalmanninella*.

4.2.2. Interprétation biostratigraphique

Par convention, le Cénomaniens se subdivise en quatre biozones : la biozone à *Thalmanninella globotruncanoïdes*, la biozone à *Thalmanninella reicheli*, la biozone à *Rotalipora cushmani* et la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* (Fig. 38).

4.2.2.1. La limite supérieure de l'Albien sommital

La première occurrence de *Thalmanninella globotruncanoïdes*, qui définit l'entrée dans le Cénomaniens (Robaszynski et Caron, 1979, Kennedy et al. 2004), se localise au col de la Sausse, dans l'association **A1**, au niveau de l'échantillon 12. Au-dessous de cette limite, les dépôts sont ceux de l'Albien sommital.

4.2.2.2. Les limites de la biozone à *Thalmanninella globotruncanoïdes*

Le Cénomaniens inférieur s'étend de l'échantillon 12 au Col de la Sausse jusqu'à l'échantillon 27 de Rousset-les-Vignes. En effet, quatre événements caractéristiques du Cénomaniens moyen sont réunis à Rousset-les-Vignes, à savoir la dernière occurrence de *Thalmanninella apenninica* (échantillon 23), *Hedbergella planispira* (échantillon 26), de

Praeglobotruncana delrioensis (échantillon 27) ainsi que la première occurrence de *Whiteinella baltica* (échantillon 25). En l'absence de *Thalmaninella reicheli*, l'intervalle entre les échantillons 23 à 27 peut être considéré comme partie du sous-étage Cénomaniens moyen. L'association **A2**, prend fin avec la première occurrence de *Rotalipora cushmani*.

Des ammonites ont été récoltées entre 40 m et 45 m (fig.). Il s'agit de *Schloenbachia varians* et *Algerites annulatus* de la base de la zone à *Mantellicera mantelli* (qui ne sont pas encore apparues). Ces ammonites sont caractéristiques du Cénomaniens inférieur, tout-à-fait basal,

ce qui est en accord avec la zonation des foraminifères planctoniques.

4.2.2.3. Les limites de la biozone à *Rotalipora cushmani*

La première occurrence de *Rotalipora cushmani* (échantillon 60), marqueur de la biozone, définit l'entrée dans le Cénomaniens supérieur. Elle précède de peu les premières occurrences de *Thalmaninella greenhornensis* et *Thalmaninella deeckeii*. L'association **A3** se prolonge jusqu'au haut de la coupe, sans événement majeur. Sur la coupe de Rousset-les-Vignes, on ne peut donc pas détecter la fin du Cénomaniens supérieur par l'étude des foraminifères planctoniques. Le dernier échantillon étudié après lavage n'a livré que trois foraminifères planctoniques : *Hedbergella simplex*, *Rotalipora cushmani* et *Whiteinella baltica*.

4.2.3. Paramètres écologiques

4.2.3. 1. L'association A1

Au col de la Sausse, dans l'association **A1**, la diversité des espèces planctoniques atteint la valeur maximale de 7. Le rapport C/C+G oscille entre 0% et 5%. La proportion de foraminifères planctoniques est de 100% dans l'échantillon 4 et se maintient à 90% dans la partie supérieure de l'association en raison de la présence de nombreuses *Hedbergella* (Fig. 38).

4.2.3.2. L'association A2

Au Col de la Sausse, le maximum de la diversité des espèces est 6, et le minimum, souvent atteint de 2.

Le rapport C/C+G est généralement au-dessous de 10%. Il marque cependant trois pics: l'un de 37% dans l'échantillon 20, un autre de 20% dans l'échantillon 30, en conséquence de la présence de très nombreuses *Thalmaninella apenninica*, le dernier est de 25% dans l'échantillon 41 où on observe les occurrences de *Thalmaninella apenninica*, *Thalmaninella globotruncanoïdes* et *Thalmaninella micheli*.

La proportion de foraminifères planctoniques est au maximum de 96% et au minimum de 70%.

A Rousset-les-Vignes, la diversité maximale des espèces est 6 (échantillons 26, 57 et 58) et le minimum, fréquent, est 3.

Dans l'association **A2**, le maximum du rapport C/C+G, 52%, s'observe dans l'échantillon 59, à la suite de la prolifération des *Praeglobotruncana*.

En l'absence de petits foraminifères planctoniques globuleux, la valeur du rapport P/P+B oscille autour de 50%.

4.2.3.3. L'association **A3**

Au Cénomanién supérieur, dans la biozone à *Rotalipora cushmani* (association **A3**), qui sont le plus souvent atypiques, la diversité spécifique des planctoniques culmine à 10 (échantillon 69), valeur la plus élevée de la coupe, et baisse jusqu'à 3 à de nombreux niveaux.

Jusqu'à l'échantillon 77, le rapport C/C+G varie entre 20% et 37 % ; il baisse ensuite progressivement jusqu'à 5% en raison de la grande quantité de foraminifères globuleux, en particulier, *Whiteinella baltica*. La proportion de foraminifères planctoniques carénés remonte à partir de l'échantillon 95; elle est au maximum au haut de la coupe où les benthiques sont cependant nombreux : 50 % dans l'échantillon 97, et 42% dans l'échantillon 98, en conséquence de la forte concentration en *Praeglobotruncana*.

Le rapport P/P+B baisse régulièrement du bas au haut de la coupe. Il a atteint 100% dans l'association **A1** et descend progressivement au minimum dans l'association **A3**. P/P+B enregistre des valeurs qui varient entre 40% lorsque le nombre des foraminifères benthiques augmente et 70% lorsque les petits planctoniques globuleux sont nombreux. On

observe un minimum exceptionnel dans l'échantillon 96 où P/P+B = 17%, à la suite de l'invasion de très nombreuses *Gavelinella*.

4.2.3.4. Conclusions

A Venterol, les sédiments du Cénomaniens sont pour l'essentiel des calcaires indurés. Le nombre d'échantillons accessibles pour une étude avec comptage des foraminifères après lavage est réduit. Il ressort cependant que les échantillons du Cénomaniens ont livré des foraminifères planctoniques diversifiés, bien qu'en petites quantités : on dénombre 5 espèces de *Thalmanninella*. *Thalmanninella reicheli*, marqueur du Cénomaniens moyen n'a pas été détectée, laissant ainsi les limites du sous-étage non déterminées. Après le Cénomaniens inférieur, les foraminifères planctoniques deviennent faiblement représentés dans la population générale. Parmi les 4 coupes du bassin vocontien, c'est au sommet de la coupe de Venterol qu'on observe la proportion la plus basse de foraminifères planctoniques, en raison de la prolifération des benthiques du genre *Gavelinella*.

4.3. Les foraminifères benthiques

Vingt-deux genres de foraminifères benthiques ont été identifiés. Ils appartiennent aux sous-ordres des Textulariina, Lagenina et Rotaliina. Ils se répartissent en 11 familles (Tab.I, Annexe, et Fig.39), selon la classification de Loeblich et Tappan (1987).

4.3.1. Les associations

Les Textulariina représentent de 0% à 32% des assemblages. Les Ammodiscidae sont présents en grand nombre dans la partie inférieure de la coupe. Les Textulariidae et les Verneuilinidae dominent chacun un assemblage.

Les Lagenina représentent 2% à 45% des assemblages ; ils sont les plus fréquents au bas de la coupe. La famille des Nodosariidae domine le sous-groupe des Lagenina.

Les Rotaliina représentent 32 à 95%. Les Gavelinellidae sont toujours présents.

On distingue 3 associations (Fig.39) :

4.3.1.1. Première association

La première association de foraminifères benthiques ne concerne qu'un assemblage à la base de la coupe dans la biozone à *Thamanninella apenninica*, c'est-à-dire dans l'Albien terminal.

Les Textulariina sont absents. Les rares Lagenina (6%) sont tous des Nodosariidae.

L'assemblage comprend 94% de Rotaliina, constitués exclusivement de Gavelinellidae.

4.3.1.2. Deuxième association

La deuxième association s'étend du premier assemblage de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoïdes* et regroupe 4 assemblages en-dessous de la biozone à *Rotalipora cushmani* (Fig.). L'association comprend 27.5% de Textulariina, 35.5% de Lagenina, et 37% de Rotaliina.

Les Textulariina sont dominés par la famille des Ammodiscidae, avec presque exclusivement le genre *Ammodiscus* (15%). Les Textulariidae sont toujours représentés avec un pic de fréquence (12%) dans le deuxième assemblage.

Parmi les Lagenina, les Nodosariidae dominent avec les genres *Nodosaria* (16%), et *Lenticulina* (5%). Dans le premier assemblage de l'association, on observe 8% d'*Astacolus* et dans le troisième assemblage 7% de *Tristix*; ces deux foraminifères benthiques sont habituellement rares.

Les Polymorphinidae ne contribuent que pour 4%, et les Ellipsolagenidae sont absents.

Chez les Rotaliina, les Gavelinellidae représentent 36% des foraminifères benthiques; les Turrilinidae et Pleurostomellidae 1%.

4.3.1.3. Troisième association

La troisième association regroupe 5 assemblages de la biozone à *Rotalipora cushmani*, et s'achève avec la limite possible des comptages au Cénomanién sommital. L'association comprend 6% de Textulariina, 7% de Lagenina, et 87% de Rotaliina.

Parmi les Textulariina, on observe une dominance des Verneuulinidae, en raison de la présence de *Tritaxia* dans l'un des assemblages.

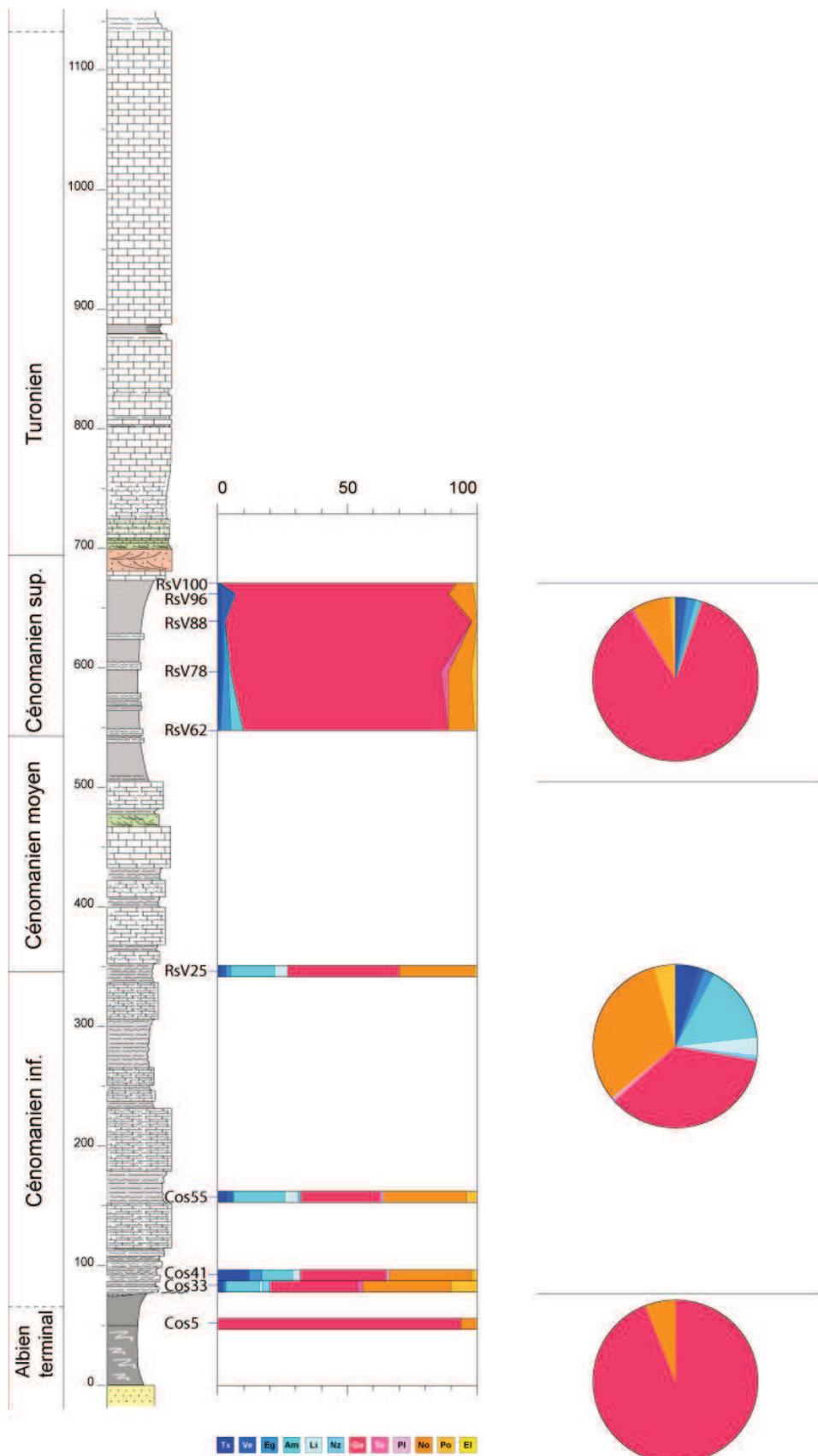


Fig. 39 Répartition verticale des genres de foraminifères benthiques dans la Coupe composite de Venterol (Col de Sausse, Rousset-les-Vignes).

Les Nodosariidae, presque seuls représentants des Lagenina, sont essentiellement constitués de *Lenticulina* (5%).

Comme dans la deuxième association, les Gavelinellidae dominent les Rotaliina.

En conclusion, les Rotaliina dominent les assemblages de foraminifères benthiques sur toute l'épaisseur de la coupe de Venterol. Presque seuls présents à l'Albien terminal, ils constituent encore le sous-ordre le mieux représentés dans la deuxième association, et redeviennent les représentants très majoritaires de la troisième association.

4.3.2. Paléoécologie

La répartition des foraminifères benthiques en morphogroupes est représentée dans la figure 40.

4.3.2.1. Première association

A l'Albien sommital, le morphogroupe dominant le seul assemblage, CH-A.1-3, constitue 94% de la population. Il est associé au morphogroupe CH-B.3 (4%) et au morphogroupe CH-A.6 (2%). Les foraminifères agglutinants sont absents.

Cette répartition est originaire d'un environnement de plate-forme externe, voire moyenne (Fig. 6), d'eau peu profonde. L'assemblage se situe probablement dans la zone du passage Albien-Cénomaniens où l'isotope ^{13}C enregistre une excursion positive, associée à une dysoxie. Or, le morphogroupe largement dominant représente des genres de foraminifères capables de s'adapter à la dysoxie. La faible diversité des genres (6) et le morphogroupe dominant permettent d'affirmer que la stratégie adaptative des foraminifères benthiques est de type *r*.

4.3.2.2. Deuxième association

La deuxième association, qui est cénomaniens, est formée de 4 assemblages. Les foraminifères benthiques se diversifient (15 genres en moyenne). Les assemblages se répartissent en 7 morphogroupes : 12,3% de AG-A où les *Textularia* dominent, 15% de AG-B.3 avec principalement *Ammodiscus*, 36% de CH-A.1-3 avec presque exclusivement *Gavelinella*, 9% de CH-A.6 avec *Lenticulina*, 22,8% de CH-B.3 avec essentiellement *Nodosaria*

Le premier assemblage de la deuxième association enregistre 8% d'*Astacolus*, genre habituellement rare, dont le test déroulé témoigne d'une adaptation qui augmente la surface des échanges gazeux (Rey et al. 1994).

Réunis, les deux morphogroupes CH-A.1-3 et CH-A.6 dominant et constituent encore 45% de la population ; ils associent les *Gavelinella* et *Lenticulina*, foraminifères tolérants à la dysoxie et opportunistes. Les morphotypes CH-B.1 et (4%) et CH-B.4 (1%) sont rares.

La présence d'*Ammodiscus* témoigne d'une amélioration passagère des conditions environnementales : en effet, ce genre s'adapte ici à une zone de plate-forme, bien qu'il colonise le plus souvent un biotope de talus. Cette amélioration et la diversification des genres permettent de conclure que la stratégie de sélection des foraminifères est temporairement de type **K**.

Les lames minces des échantillons de Rousset-les-Vignes montrent la présence de 3 foraminifères benthiques : *Textularia chapmani*, *Gaudryina sp.*, *Spiroplectina sp.* Plus haut dans la coupe, on reconnaît *Lenticulina*, *Ammodiscus cretaceus*, *Glomospira sp.*, et *Textularia chapmani*. *Textularia*, déjà présent au Col de la Sausse, se rencontre dans les régions de plate-forme moyenne et est tolérante à des conditions d'oxygénation médiocres.

4.3.3.3. Troisième association

Le Cénomaniens supérieur regroupe 5 assemblages. Les morphogroupes de type CH-A, avec les deux genres *Gavelinella* et *Lenticulina* dominant : ils constituent 92% de la population. Les agglutinants AG-A ne représentent plus que 5% et les morphogroupes CH-B.3+CH-B.1, 3% de la population.

La diversité des espèces est redevenue faible (7 en moyenne).

Le genre *Tritaxia*, qu'on ne rencontre qu'à partir du Cénomaniens supérieur, dans les zones dysoxiques représente 5% de l'assemblage 96. De plus, dans cet assemblage, la proportion de foraminifères planctoniques (17%) est descendue au plus bas des 4 coupes étudiées dans le bassin vocontien.

Les observations concourent pour indiquer que la quantité d'oxygène dissous doit alors être réduite, et les foraminifères benthiques ont repris une stratégie évolutive de type **r**.

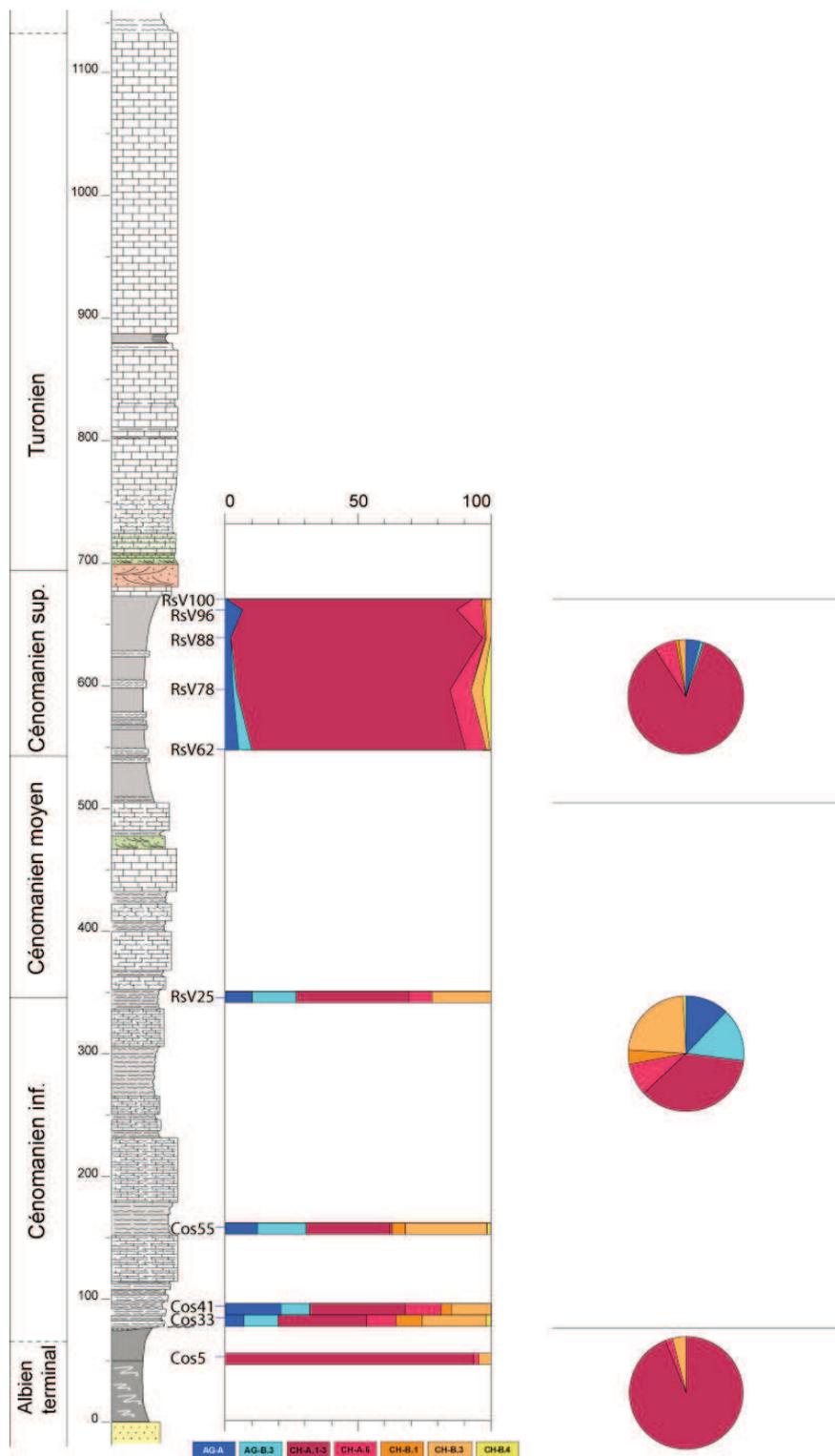


Fig. 40 Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la Coupe composite de Venterol (Col de Sausse, Rousset-les-Vignes).

4.3.4 Conclusions

Il ressort de la répartition des foraminifères benthiques qu'au Cénomaniens la coupe de Venterol se trouve en domaine de plate-forme externe ou moyenne.

Les morphogroupes dominants enregistrent une amélioration passagère des conditions environnementales au Cénomaniens inférieur et moyen. La dysoxie s'installe progressivement au Cénomaniens supérieur, comme en témoigne l'évolution des genres benthiques, ne sélectionnant que ceux peu exigeants en oxygène dissous. Le haut de la coupe, contemporain de l'OAE2 n'est pas accessible à l'étude des foraminifères par lavage.

A Venterol, la dureté des dépôts n'a permis qu'un nombre limité de lavages pour l'étude des foraminifères ; ainsi la discontinuité des enregistrements des paramètres paléo-écologiques a rendu inutile la mesure des isotopes du carbone à titre de comparaison.

5. Corrélation entre les coupes sur une transversale plate-forme - bassin

La puissance du Cénomaniens diffère dans les 4 coupes la plus grande épaisseur étant sur la marge de la plate-forme à Venterol et sur la plate-forme méridionale de la vallée de la Méouge, dans les zones de forte subsidence. C'est la zone de la vallée de la Méouge qui fut la plus subsidente. Au milieu du synclinal de la Méouge, la faille d'Egalayes, délimite les deux régions, l'une à grande vitesse de sédimentation à l'Ouest, et l'autre à sédimentation modérée à l'Est (Fig. 29). De nombreux slumps viennent perturber la succession des dépôts.

Les coupes de Venterol et de la Méouge sont situées respectivement sur les marges ouest et sud du bassin vocontien occidental. La coupe de Risou est en position plus distale vers l'axe de ce bassin. Le secteur le plus profond est situé un peu plus au nord de Risou (synclinal de la Charce) mais la série cénomaniens y est trop affectée par les slumps et n'a donc pas été utilisée comme coupe de bassin. Celle-ci a été choisie à Vergons dans le bassin vocontien oriental. La corrélation des 4 coupes (Fig. 41) montre une évolution classique, globalement décroissante des épaisseurs, de la marge externe vers le bassin profond. Quelques slumps sont toutefois présents ; ils peuvent perturber l'analyse des successions de microfaunes ou des assemblages de benthiques.

Les faciès de bordure (département du Gard) n'ont pas été étudiés car ils ne présentaient pas d'intérêt au plan micropaléontologique. Sur la marge rhodanienne occidentale, les faciès marno-calcaires de type Venterol passent rapidement à des dépôts de flèche littorale sableuse isolant la lagune à lignite du Gard. Mais le passage de faciès n'est pas visible, caché par les recouvrements miocènes du bassin de Valréas. Sur la marge sud (Ventoux-Lure), les dépôts cénomaniens de bordure sont sans doute de même type que ceux de la bordure occidentale mais ont subi une profonde altération latéritisante au Crétacé terminal-Paléocène (Mormoiron, bassin de Carpentras).

5.1. Corrélations lithologiques

Le passage Albien-Cénomaniens n'est pas marqué lithologiquement. Il s'effectue dans le sommet des marnes "vraconniennes", aussi bien à Venterol qu'à Vergons. Plus à l'ouest, dans le Gard Rhodanien (forages ANDRA de Marcoule), les marnes sont plus sablo-glaucouneuses mais le passage Albien-Cénomaniens s'effectue également dans la transition des marnes aux "grès à

orbitolines" du Cénomanién basal, d'après les nombreuses ammonites trouvées dans les carottes de forage (Amédro et Robaszynski, 2008).

La base du Cénomanién, datée par ammonites à Venterol, est marquée par le dépôt de calcaires grésoglaucconieux dont l'épaisseur décroît rapidement de Venterol (double faisceau de bancs d'environ 150 m d'épaisseur) à la Méouge (une dizaine de mètres). Ce repère lithologique disparaît ensuite vers le bassin où il a été corrélé avec quelques petits bancs calcaires dans la coupe de Risou (Fig.41). Par sa position à l'extrême base du Cénomanién, il est possible que l'on puisse corréler ce faisceau de bancs avec la progradation des "grès à orbitolines" du Gard rhodanien mais la très forte épaisseur constatée en position de talus à Venterol indique probablement des changements locaux et momentanés de la vitesse de subsidence.

Les études menées par l'Andra dans le Gard rhodanien (Ferry, 199) ont montré qu'après le dépôt des "grès à orbitolines" (faciès sableux côtier), s'effectue un léger déplacement vers le bassin du système littoral (installation d'une flèche sableuse isolant la lagune à lignite du Gard) et que cette paléogéographie perdurera jusqu'au Cénomanién supérieur où une transgression ramènera des marno-calcaires marins ouverts sur les dépôts lagunaires. La sédimentation en domaine de talus (Venterol) reste uniformément marno-calcaire pendant tout ce temps.

En position moyenne dans la série cénomaniénne, s'observe une série de faisceaux de bancs calcaires (soulignés en vert sur la Fig.41). Cet ensemble se corréle globalement sur toute la transversale. Nous discuterons dans le paragraphe suivant si cela est cohérent sur le plan biostratigraphique. Ce faisceau de bancs calcaires comporte des grès glaucconieux à mégarides à Venterol qui représentent la partie distale d'un prisme sableux décalé vers le bassin et dont l'origine correspond à une brève régression forcée (RF1, Fig.38,41). Nous discuterons plus loin du rapport possible de cette régression avec le "Mid-Cenomanian Event", MCE de (Coccioni et al., 1987, 1989, 1992, Coccioni et Galeotti, 2001, 2003, Premoli Siva et Sliter, 1995, Tsikos, 2004, Paul et al., 1994, Amédro et al., 1994, Gale, 1995, Gale et al., 1996, Mitchell et al. 1996, Robaszynski et al., 1998, Jarvis et al., 2001, 2006, Reboulet et al., 2012).

L'ensemble calcaire médian est surmonté sur les 4 coupes d'une série globalement plus marneuse; cette série se termine par un faisceau de bancs calcaires également bien individualisé sur les 4 coupes, juste sous les dépôts marquant le passage Cénomanién-Turonien.

Le passage Cénomanién-Turonien est marqué par une très forte régression forcée (RF2, Fig.41, Malartre et Ferry, 1993). A Venterol, les grès rouges (GV rouge sur la figure 41) sont

transgressifs sur une surface d'émergence, avec altération des calcaires sous-jacents. Le prisme côtier sablo-glaucconieux (GV vert) du maximum de régression est situé plus à l'est (région de Trente-Pas). Il se raccorde avec des turbidites gréseuses intercalées dans le black shale de la limite Cénomanién-Turonien à Bruis dans le synclinal de la Charce (Malartre et Ferry, 1993). Le passage Cénomanién-Turonien est donc marqué ici par une très forte régression alors qu'il est transgressif ailleurs (Grosheny et al. travaux en cours dans le bassin vocontien oriental, et sur la plate-forme provençale, Jati et al. 2011, au Maroc, et Grosheny et al., 2008 en Algérie, Grosheny et al. 2013, en Tunisie). Ces grès côtiers ont été conservés dans le synclinal d'Eygalayes sur la marge sud du bassin vocontien mais ne sont pas visibles à la Méouge au sommet de la colline. A Risou, le passage Cénomanién-Turonien est affecté par un slump sur lequel reposent directement les calcaires turoniens lités massifs. Ce n'est que dans le bassin vocontien oriental que le passage est continu et peut être étudié dans le détail (Grosheny et al. 2006). Dans la coupe de Vergons, un slump ou une déformation tectonique (base de léger chevauchement) affecte le black shale de la limite Cénomanién-Turonien.

5.2. Corrélations biostratigraphiques

A la base des alternances marno-calcaires de Venterol se trouve une surface d'érosion. Cependant, cette discontinuité ne peut pas être considérée comme la limite inférieure du Cénomanién ; c'est la première occurrence du foraminifère planctonique *Thalmaninella globotruncanoides* qui en définit la limite, à 15 m, au-delà du slump (Fig. 38). Les espèces de foraminifères planctoniques de la biozone à *Thalmaninella apenninica* qui caractérisent la fin de l'Albien (*Thalmaninella ticinensis*, *Thalmaninella gandolfi*), sont encore présentes sur une épaisseur de 55 m à partir de la base de la coupe de la Méouge (Fig. 32). Comme à Venterol, le passage Albien-Cénomanién est donné par la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides*. Sur le Mont Risou, la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoides* est reconnue 13 m plus haut qu'un banc marno-calcaire formant un petit ressaut choisi comme niveau 0 de la coupe GSSP qui a défini la base de l'étage Cénomanién (Kennedy et al. 2004). Dans le bassin profond, à Vergons, les foraminifères planctoniques indicateurs de l'Albien terminal sont encore présents sur une épaisseur de 26 m à la base de la coupe (Fig. 20). C'est la première occurrence du foraminifère planctonique *Thalmaninella globotruncanoides*, qui marque la limite entre les deux étages (Fig. 20). La corrélation entre les bases de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides* de chaque coupe permet de tracer la limite entre Albien et Cénomanién (Fig. 41, tiret vert).

En l'absence de *Thalmaninella reicheli*, marqueur du Cénomaniens moyen, à Venterol, nous avons eu recours aux évènements biostratigraphiques caractéristiques du Cénomaniens moyen (dernières occurrences de *Thalmaninella apenninica*, *Hedbergella planispira*, *Praeglobotruncana delrioensis*) pour évaluer la puissance du Cénomaniens inférieur (environ 285 m, Fig. 38); le Cénomaniens moyen pourrait atteindre de 30 m à 200 m d'épaisseur, selon qu'on choisit de le limiter aux évènements cités ci-dessus, ou de le prolonger jusqu'à la première occurrence de *Rotalipora cushmani*! En effet, il est possible que *Rotalipora cushmani* soit présent dans des dépôts plus anciens, mais non livré par les lavages, la limite inférieure du Cénomaniens supérieur restant alors incertaine.

Dans les 3 coupes à l'Est et au Sud de Venterol, la biozone à *Thalmaninella reicheli*, a livré les limites du Cénomaniens moyen (Fig. 41, tiret bleu). Ainsi, il apparaît que le Cénomaniens inférieur, dont la faible épaisseur est inattendue, s'amincit d'Ouest en Est et du Nord au Sud (130 m au Mont Risou, 60 m dans la vallée de la Méouge et 45 m à Vergons, Tab. II). Le Cénomaniens moyen a 110 m d'épaisseur dans la vallée de la Méouge, mais dans les milieux de grande profondeur, sa puissance est réduite à 15 m sur le Mont Risou et 13 m à Vergons (voir Discussion). Les bases du Cénomaniens supérieur se trouvent ainsi corrélées (Fig. 41). *Rotalipora cushmani*, le marqueur du Cénomaniens supérieur n'est reconnu à Venterol que très haut dans la coupe, dans l'unité lithologique VI. Si on admet que le Cénomaniens moyen peut s'étendre jusqu'à l'assemblage RSV60, le sous-étage n'aurait qu'une puissance de 140 m (Fig. 38).

La biozone à *Rotalipora cushmani* a une puissance de 640 m dans le synclinal très subsident de la vallée de la Méouge, de 195 m au Mont Risou et de 227 m à Vergons; les rapports entre les épaisseurs du Cénomaniens supérieur ne sont plus les mêmes qu'au Cénomaniens inférieur et moyen. A l'intérieur de la biozone, des faisceaux calcaires ont été corrélés lithologiquement, d'ouest en est, en prenant pour base l'enregistrement de RF1 à Venterol. Nous verrons plus loin que la chimiostratigraphie apporte des arguments aux correspondances ainsi établies. Nous avons relevé des points d'inflexion dans l'évolution des foraminifères planctoniques dans les milieux de plate-forme (tab II, fig. 41); cependant, actuellement, ces deux points ne semblent pas pouvoir être corrélés. Au début du Cénomaniens supérieur de Vergons, on observe une abondance d'ammonites qui trouvent dans le plancton une nourriture riche; elles appartiennent à la zone à *Manticelliceras mantelli*, du Cénomaniens inférieur, alors que *Rotalipora cushmani*, le marqueur des foraminifères planctoniques pour le Cénomaniens supérieur est présent depuis plus

de 30 m (Fig. 20). Il y a donc un diachronisme, entre la zonation des ammonites et celle des foraminifères (voir Discussion).

La fin des dépôts cénomaniens est reconnue par l'interruption de l'extension des *Rotalipora* à Venterol, et l'enregistrement lithologique de RF2 corrobore la localisation du passage Cénomaniens-Turonien. Dans la vallée de la Méouge, c'est également la dernière occurrence du marqueur qui indique la partie sommitale du Cénomaniens, en absence de black shales. La coupe de milieu de bassin profond à Vergons présente des couches de black shales (BS, Fig. 41), la fin de l'extension des *Rotalipora*, et l'entrée dans la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*, 3 événements qui localisent le passage Cénomaniens-Turonien. Six événements à Heterohelicidae, surviennent dans le Cénomaniens Supérieur de Vergons et de la Méouge (H, Fig. 41). Il semble difficile de les corréler fiablement; cet aspect nécessite une étude plus détaillée (voir Discussion). Par contre, au Mont Risou, le développement de *Rotalipora* et *Thalmaninella* (Fig. 41) a été interrompu avant les dépôts turoniens par des conditions environnementales non compatibles avec la survie des espèces; la corrélation du passage Cénomaniens-Turonien avec les coupes du bassin se fait donc dans le cadre lithologique.

5. 3. Apports de la géochimie

Les courbes de variations de $\delta^{13}\text{C}$ ont pu être établies pour la plate-forme méridionale et le milieu du bassin profond. Trois événements anoxiques sont à l'origine d'anomalies positives du $\delta^{13}\text{C}$: au passage Albien-Cénomaniens, dans la partie médiane du Cénomaniens, et au passage Cénomaniens-Turonien. L'excursion positive du passage Albien-Cénomaniens présente des pics complexes, dont le dernier succède à la première occurrence de *Thalmaninella globotruncanoïdes*. La corrélation peut se faire à partir des variations du $\delta^{13}\text{C}$ sur deux coupes, mais en fait, c'est la première occurrence du foraminifère marqueur du Cénomaniens inférieur qui définit la base de l'étage pour les 4 coupes.

Par contre, au cours du Cénomaniens supérieur; les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ présentent un point d'inflexion à partir duquel la pente est augmentée, jusqu'à atteindre un plateau (MCE, et Fig. 23, 35). Les points d'inflexion et les pics de $\delta^{13}\text{C}$ se situent à l'intérieur de la couche de "paquets calcaires médians". Les points d'inflexion sont corrélés à la base d'un faisceau calcaire reposant sur le niveau RF1, à Venterol, et le pic de $\delta^{13}\text{C}$ est corrélé au sommet de ce même faisceau calcaire (Fig. 41). En fait, la chiostratigraphie du MCE corrobore les corrélations établies dans le cadre lithologique.

Seule la coupe de Vergons enregistre chimiostratigraphiquement l'événement OAE2 au passage Cénomanién-Turonien.

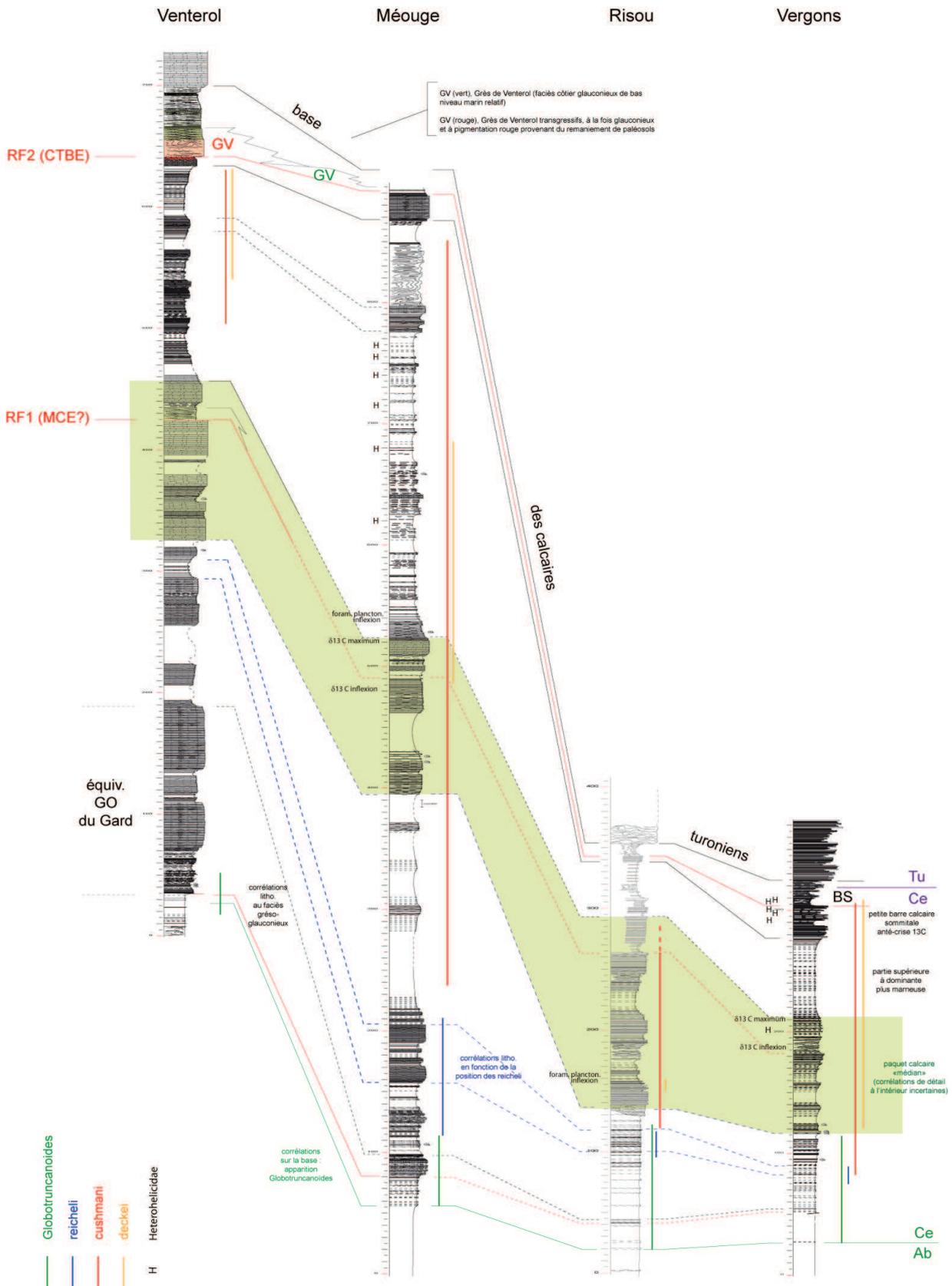


Fig. 41 Corrélations entre les 4 coupes du bassin vocontien au Cénomaniens, de la marge de la plateforme, à la mer profonde : lithologie, biozones des foraminifères planctoniques, évènements à Heterohelicidae, et du $\delta^{13}\text{C}$.

	VERGONS	RISOU	MEOUGE	VENTEROL	
	Puissance Cénomanién	285 m	340 m	810 m	675 m
Lithologie	Puissance Cén. inférieur	45 m	130 m	60 m	270 m
	Puissance Cén. moyen	13 m	15 m	110 m	30 m ou 205 m?
	Puissance Cén. supérieur	227 m	195 m	640 m	375 m ou 200 m
	Carbonates	44% Cén.inf.-moyen 55% Cén. supérieur	56% Cén.inf.-moyen 45% Cén. supérieur	36% 55 m → 460 m 50% 460 m → 810 m	-
	Calcaires sableux ou gréseux	+ Cén. inférieur	++ Cén. supérieur	+++ Cén. inf.-moyen	+++ Cénomanién
	Black shales	+	-	-	-
	Slumps	185 m-195 m 305 m-310 m	130 m-137 m, 175 m-190 m, 240 m-245 m	795 m-847 m	0 m -15 m
	Succession	continue	Interrompte Cén. supérieur	discontinue Cén. moyen	Interrompte Cén. sommital
Foraminifères Planctoniques	Point d'inflexion	-	160 m	540 m	?
	Heterohelicidae	+++ 201 m, 202 m, 292 m, 297 m, 299 m, 303 m, 304 m	-	+++ 620 m, 680 m, 715 m, 740 m, 755 m, 765 m	-
	Extinction	+++	-	+++	-
	<i>Ammodiscus</i>	+ → 265 m, ++ 265 m-305 m	+ → 82 m, +++ 82 m-110 m, + 110 m-260 m	+	+++ 75 m-370 m
Foraminifères benthiques	<i>Nezzazatinella</i>	+++ → 185 m	+ → 234 m	+++ → 495 m	-
	<i>Tritaxia</i>	227 m-297 m	-	460 m-770 m	-
	Point d'inflexion morphogroupes	145 m	160 m	450 m	-
	Albien-Cénomanién	++	-	++	-
$\delta^{13}C$	Cénomanién médian MCE	++	-	++	-
	MCE : Point d'inflexion Maximum	185 m	-	480 m	-
		210 m	-	520 m	-
	Cénomanién-Turonien OAE2	+++	-	-	-

Tableau II – Récapitulatif des évènements lithologiques, biostratigraphiques et chemostratigraphiques dans 4 coupes du bassin vocontien, de la marge de la plate-forme au bassin profond, au Cénomanién.

++ intensité du paramètre

Quatrième partie

Discussion

1. Les Foraminifères

1. 1. Le rôle de la profondeur de l'eau et de l'anoxie sur l'évolution des assemblages de foraminifères benthiques

Du point de vue lithologique, le Cénomanién est marqué par trois régressions ; l'une peu après l'entrée dans l'étage, la deuxième, RF1 est concomitante du MCE et la troisième RF2, est concomitante de l'OAE2. Le Cénomanién est aussi marqué par trois anomalies du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albien-Cénomanién, au Cénomanién médian, et au passage Cénomanién-Turonien.

Pendant le Cénomanién inférieur et moyen, les épisodes régressifs locaux sont séparés par des épisodes transgressifs. La transgression culmine avec le Cénomanién supérieur, avant la régression forcée 2 (RF2, Fig. 41).

L'enregistrement lithologique de ces régressions est corrélé avec les enregistrements chemostratigraphiques : dans la vallée de la Méouge, de dernier pic (D) de l'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albien-Cénomanién correspond à la base du banc gréseux qui constitue l'unité lithologique II (Fig. 35). La régression forcée 1 (RF1) visible à Venterol est concomitante du maximum de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$, à 210 m à Vergons et à 520 m dans la vallée de la Méouge (Fig. 41, Tab.II). Ce n'est pas le cas au Mont Risou où aucun signal lithologique ou chemostratigraphique n'est présent pendant le MCE (Fig. 29); probablement à cause du slump qui remanie les dépôts concernés. A Venterol, la régression forcée RF2 est liée à une émergence; sur la surface au profil d'érosion latéritique (de couleur rouge), se déposent des grès glauconieux rouges à la base, et non pigmentés au sommet. RF2 est concomitante des dépôts de black shales de l'OAE2 à Vergons. Les coupes du Mont Risou et de la vallée de la Méouge n'enregistrent lithologiquement le passage Cénomanién-Turonien que par la base des dépôts calcaires turoniens (Fig. 41). En effet, sur le Mont Gonson, on ne voit guère les grès glauconieux au sommet de la colline. Vraisemblablement, les grès du Mont Gonson représentent la partie distale des grès de bas niveau marin non pigmentés.

On observe que les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ sont en accord avec les adaptations des assemblages de foraminifères benthiques aux épisodes anoxiques. Dans la vallée de la Méouge, le premier assemblage après le passage Albien-Cénomanién, réunit les genres tolérants à la dysoxie (*Gavelinella*, 86%, *Nezzazatinella*, 6%); à Venterol, en-dessous de la surface d'érosion il est possible que l'assemblage à foraminifères benthiques opportunistes dominants de l'Albien, enregistre, en plus de la diminution de la profondeur de l'eau, des conditions dysoxiques.

Il ne faut pas négliger qu'un épisode froid de très courte durée a eu lieu précisément au passage Albien terminal-Cénomancien basal (Bellier et al., 2010), comme l'a montré Frakes (1999) d'après les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur des bélemnites et des mollusques. Mais les foraminifères planctoniques n'ont pas enregistré le refroidissement indiqué par les mesures isotopiques pratiquées sur les invertébrés (Bellier et al., 2010). Par contre, les morphogroupes dominants, respectivement le premier et le deuxième assemblage de foraminifères benthiques à Venterol (CH-A.1-3 plus CH-B.4 plus CH-A.6) et dans la vallée de la Méouge (CH-A.1-3 plus CH-A.6 plus AG-A) sont compatibles avec la survenue d'un tel épisode.

A Vergons, et dans la vallée de la Méouge les foraminifères benthiques tolérants à la dysoxie (*Gavelinella*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Astacolus*) dominant déjà les assemblages respectivement 65 m et 70 m sous le maximum du $\delta^{13}\text{C}$ du MCE.

La question qui ressort de ces observations est de savoir si les foraminifères du bassin vocontien s'adaptent à une diminution de la profondeur de l'eau consécutive à une baisse du niveau marin relatif, à une chute de la température, ou si leur stratégie adaptative est la réponse anticipée à une dysoxie encore très peu marquée, non encore détectée par les mesures de $\delta^{13}\text{C}$.

Il est vraisemblable que les facteurs de perturbation se succèdent sans que l'on puisse délimiter leur période d'influence. Nous proposons, que les "points d'inflexions", que nous avons mis en évidence au niveau de la réorganisation des morphogroupes dominants dans les foraminifères benthiques (Tab. II, à 145 m à Vergons, à 160m au Mont Risou et à 450m dans la vallée de la Méouge), ont pour origine une diminution de la profondeur de l'eau. Elle est naturellement plus sensible dans le milieu de plate-forme et à l'ouest du bassin, puisque l'épaisseur relative de la colonne d'eau est plus affectée que dans le bassin profond. Plus tard, la présence de morphogroupes dominants opportunistes est la réponse des foraminifères benthiques à la dysoxie, concomitante des maxima de $\delta^{13}\text{C}$.

Les paramètres écologiques des foraminifères planctoniques sont également sous l'influence de la profondeur de l'eau et de la quantité d'oxygène dissous, au Mont Risou, (Tab II, interruption de la succession des espèces à 160 m) et dans la vallée de la Méouge (Fig. 32, chute des carénés à 540 m), sans que l'on puisse dissocier les deux facteurs. Cependant, dans toutes les coupes, les foraminifères benthiques se sont avérés les plus sensibles aux facteurs perturbateurs extérieurs.

1.2. Le diachronisme entre les biozones de foraminifères planctoniques et les zones d'ammonites ; le problème de la biozone à *Thalmaninella reicheli*

Dans la coupe de Vergons, on observe une abondance d'ammonites au niveau de l'assemblage 41, seul passage des foraminifères planctoniques à une stratégie adaptative de type r. Les ammonites appartiennent à la zone à *Manticelliceras mantelli*, du Cénomaniens inférieur, alors que *Rotalipora cushmani*, le marqueur des foraminifères planctoniques pour le Cénomaniens supérieur est présent depuis plus de 30 m. Il y a donc un diachronisme, entre la zonation des ammonites et celle des foraminifères.

En Tunisie centrale, Robaszynski et al. (1993) ont observé l'extension de *Mantellicera cf. mantelli* limitée au Cénomaniens inférieur exclusivement, dans un intervalle entièrement couvert par la biozone à *Thalmaninella apenninica*. Il y a donc également un diachronisme entre la zonation des ammonites sur la marge Sud de la Téthys et sur la marge Nord de la Téthys (Tab. III).

La limite inférieure du Cénomaniens moyen a été fixée par ces mêmes auteurs à la première occurrence de *Cunningtoniceras inerme*, et la limite supérieure à la fin de l'extension d'*Acanthoceras amphibolum*. Cet intervalle englobe une partie de la biozone à *Thalmaninella globotruncanoides*, l'intégralité de la biozone à *Thalmaninella reicheli*, et la plus grande part de la biozone à *Rotalipora cushmani* (Tab. III). Le terme "Cénomaniens moyen" sous-entend donc deux sous-étages de durée variable selon que l'on se réfère aux ammonites ou aux foraminifères.

La comparaison de la distribution des espèces d'ammonites dans le Cénomaniens du domaine téthysien (Tunisie centrale) et du domaine boréal (bassin anglo-parisien) par Robaszynski et al. (1993) confirme ce diachronisme entre les biozonations (Tab. III).

Ma OGG et al. 2004	étages	Domaine boréal NORD-OUEST EUROPE			Domaine téthysien TUNISIE CENTRALE	
		foraminifères benthiques	foraminifères planctoniques	ammonites	ammonites	foraminifères planctoniques
89,3	CONIAC. ↑ <i>C. d. erectus</i>	<i>Reussella</i> <i>kelleri</i>	?	<i>Forresteria</i> <i>petrocoriensis</i>	<i>Barroisiceras</i> cf. <i>tunetanum</i>	
				<i>Prionocyclus</i> <i>germari</i>	<i>Prionocyclus</i> <i>germari</i> *	<i>Dicarinella</i>
		<i>Globorotalites</i> <i>michelinianus</i>	<i>Marginotruncana</i> <i>coronata</i>	<i>Subprionocyclus</i> <i>neptuni</i>	<i>Prionocyclus</i> <i>novimexicanus</i> *	<i>concovata</i>
				<i>Romaniceras</i> <i>deverianum</i>	<i>Prionocyclus</i> sp. & <i>Subpriono. neptuni</i>	
				<i>Collign.</i> <i>Roman.</i> <i>ornatis.</i>	<i>Romaniceras</i> <i>deverianum</i>	<i>Marginotruncana</i>
				<i>woollgari</i> <i>Roman.</i> <i>kallesi</i>	intervalle à <i>Colopoceras</i>	<i>schneegansi</i>
			<i>Marginot. sigali</i>	<i>Mammites</i> <i>nodosoides</i>	<i>Romaniceras</i> <i>kallesi</i>	<i>Marg. sigali</i>
				<i>Fagesia</i> <i>catinus</i>	<i>Kamerunoceras</i> <i>turonienne</i>	<i>Helvetoglobotruncana</i>
			<i>Helvetoglobotruncana</i> <i>helvetica</i>		<i>Mammites</i> <i>nodosoides</i>	<i>helvetica</i>
			<i>Lingulogavelinella</i> <i>globosa</i>	<i>Whitein.</i> <i>praehelev.</i>	<i>Thomasites</i> <i>rollandi</i>	
93,5	TURON. ↑ <i>W. devonense</i>		<i>Whiteinella</i> <i>archaeocretacea</i>	<i>Pseudaspidoceras</i> <i>flexuosum</i> *	<i>Whitein.</i> <i>praehelev.</i>	
				<i>Watinoceras</i> <i>devonense</i>	<i>Watinoceras</i> sp. *	<i>Whitein.</i> <i>archaeo-</i> <i>cretacea</i>
				<i>Neocardioceras</i> <i>juddii</i>	<i>Pseudaspidoceras</i> <i>pseudonodosoides</i> *	
				<i>Metoicoceras</i> <i>geslinianum</i>	<i>Metoicoceras</i> <i>geslinianum</i>	
				<i>Calycoceras</i> <i>guerangeri</i>	<i>Eucalycoceras</i> <i>pentagonum</i>	<i>Rotalipora</i>
			<i>Rotalipora</i> <i>cushmani</i>	<i>Acanthoceras</i> <i>jukesbrowni</i>	<i>Acanthoceras</i> <i>amphibolum</i> *	<i>cushmani</i>
				<i>Acanthoceras</i> <i>rhotomagense</i>	<i>Paraconlinoceras</i> aff. <i>barcusi</i> *	
				<i>Cunningtoniceras</i> <i>inermis</i>	<i>Acanthoceras</i> cf. <i>rhotomagense</i>	<i>Thalm. reicheli</i>
			<i>Thalmaninella</i> <i>reicheli</i>	<i>Mantelliceras</i> <i>dixonii</i>	<i>Cunningtoniceras</i> <i>inermis</i>	
				<i>Mantelliceras</i> <i>mantelli</i>	<i>Mantelliceras</i> <i>dixonii</i>	<i>Thalmaninella</i>
99,6	CÉNOM. ↑ <i>Th. globotr.</i>	<i>Pseudotextulariella</i> <i>cretosa</i> + <i>Hagenowina</i> <i>advena</i>	(<i>Thalmaninella</i> <i>globotruncanoides</i>)	non reconnu	<i>Graysonites</i> <i>cobbani</i> *	<i>globotruncanoides</i>
				<i>Arrhaphoceras</i> <i>bricacensis</i>	<i>Graysonites</i> <i>azregensis</i> *	(= <i>brotzeni</i>)
				<i>Mortoniceras</i> <i>perinflatum</i>	<i>Stoliczkaia</i> <i>africana</i>	
			<i>Thalmaninella</i> <i>appenninica</i>	<i>Mortoniceras</i> <i>rostratum</i>	<i>Mortoniceras</i> <i>perinflatum</i>	<i>Thalmaninella</i>
				<i>Mortoniceras</i> <i>rostratum</i>	<i>Mortoniceras</i> <i>rostratum</i>	<i>appenninica</i>
				<i>Mortoniceras</i> <i>fallax</i>	<i>Mortoniceras</i> <i>fallax</i>	
				<i>Mortoniceras</i> <i>inflatum</i>	<i>Mortoniceras</i> <i>inflatum</i>	<i>Pseudothalmann.</i>
				<i>Mortoniceras</i> <i>pricei</i>	<i>Mortoniceras</i> <i>pricei</i>	<i>ticinensis</i>
			<i>Arenobulimina</i> <i>sabulosa</i> + <i>Orithostella</i> <i>jarzevae</i>	<i>Ticinella</i> <i>primula</i>		
			<i>Arenobulimina</i> <i>chapmani</i>			
104,5	VRAC. ↑ <i>M. fallax</i>					
	ALB.SUP. S.S.					



pas de corrélations directes

* espèces à affinités nord-américaines

Tab III Essai de mise en correspondance des zonations d'ammonites et de foraminifères entre le Nord-Ouest de l'Europe (domaine boréal) et la Tunisie centrale (domaine téthysien). D'après Amédéo et al. 2007.

1.3. Les pics à *Heterohelix* et les formes évoluées de foraminifères planctoniques

1.3.1. Les Heterohelicidae

Le genre *Heterohelix* correspond à de foraminifères planctoniques globuleux, qui colonisent les eaux de surface, et sont, de ce fait, moins sensible à la dysoxie (Annexe, p. 216). Ils sont considérés comme des morphotypes primitifs, adaptés aux changements de température rapides, de salinité et de nutriments (Caron et al., 2006). Ils ont d'abord été reconnus par Leckie (1985), Leckie et al., (1987, 1991, 1998), et Niederbragt et Fiorentino (1999). Les pics d'*Heterohelix* sont associés à des pics de petits globuleux trochospiralés (*Hedbergella delrioensis*), trisériés (*Guemebelitria cenomana*) et planispiralés (*Globigerinelloides ultramicra*) et au pullulement de petits *Praeglobotruncana*. A Pueblo, l'événement à *Heterohelix* est enregistré après la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* (Keller et Pardo, 2004); Desmares le repère avant la fin de la disparition de cette espèce. Au Maroc, l'événement est reconnu dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea* (Ettachfini et Andreu, 2004, Jati et al., 2011). En Tunisie, l'occurrence massive des Heterohelicidae arrive immédiatement après la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* (Nederbragt et al., 1999, Amedro et al., 2005, Caron et al., 2006).

Dans les 4 coupes du bassin vocontien, les Heterohelicidae sont répartis surtout au Cénomaniens inférieur et supérieur (Vergons, vallée de la Méouge). Entre le Cénomaniens inférieur et supérieur on n'observe que 6 assemblages présentant des Heterohelicidae sur le Mont Risou, et 3 à Venterol.

Toutefois, à Vergons et dans la vallée de la Méouge, certains assemblages du Cénomaniens supérieur présentent des pics d'Heterohelicidae (Fig. 20, 32, Tab. II et Fig. 41). Ces événements, sont habituellement associés à l'OAE2 pendant lequel les Heterohelicidae montrent leur bonne tolérance à un déficit en oxygène dissous.

En fait, dans la vallée de la Méouge, un premier pic s'observe à 620 m, au-delà de l'anomalie en $\delta^{13}\text{C}$ du MCE et en-deçà des pics de $\delta^{13}\text{C}$ de l'OAE2. A Vergons, un premier événement qui s'étend sur 2 assemblages a lieu à 201 et 202 m, sous le maximum de $\delta^{13}\text{C}$ du MCE (210m). Les minima d'Heterohelicidae correspondent à des valeurs hautement négatives du $\delta^{18}\text{O}$, tandis que les pics d'abondance correspondent plus rarement à des maxima de $\delta^{18}\text{O}$ (Keller et Pardo, 2004). Cependant, nous avons pu observer dans la coupe de Vergons et de la vallée de la

Méouge, des évènements à Heterohelix concomitants de pics de $\delta^{18}\text{O}$, à l'époque du MCE, dans un milieu marin environnemental dysoxique (Fig. 20, 32).

Dans l'avenir, il sera intéressant de rechercher dans la coupe de Pont d'Issole, proche de celle de Vergons (Fig. 14), où les 3 évènements de l'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$ de l'OAE2, sont présents, une corrélation entre pics à Heterohelidae, pics de *Tritaxia*, pics de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$. Sont-ils concomitants ou désynchronisés? Les foraminifères planctoniques et/ou benthiques anticipent-ils les pics de $\delta^{13}\text{C}$ comme cela semble être le cas?

1.3.2. Les formes évoluées

Certains foraminifères planctoniques développent des formes à loges agrandies, allongées et à large pores pour augmenter la surface des échanges gazeux avec l'eau de mer. Magniez-Jannin (1998), relate de telles évolutions à 4 reprises de l'Hauterivien à l'Aptien supérieur et dans la phase anoxique OAE1a du niveau Goguel du bassin vocontien. En effet, ces épisodes sont corrélés avec la présence de sédiments riches en matière organique, générateurs de dysoxie. Autre conséquence de la dysoxie, une calcification insuffisante des tests pourrait résulter, laquelle générerait d'autres morphotypes atypiques, aux loges écrasées. Les formes évoluées se retrouvent chez les foraminifères planctoniques et benthiques (Bernhardt, 1986)

De fait, à Vergons, au Cénomaniens supérieur, les *Rotalipora cushmani* sont atypiques, le plus souvent, le nombre de loges est réduit à 4, et sporadiquement, l'enroulement est sénestre. De plus, les *Rotalipora cushmani*, dont le morphotype est déjà fortement modifié présentent un allongement de la dernière loge (voir Annexe). Lorsqu'on s'élève dans la partie sommitale de la coupe, la taille des foraminifères planctoniques carénés *Thalmaninella* et *Dicarinella* s'amenuise. Par contre, les *Rotalipora montsalvensis*, au test sans complexité, semblent bien s'adapter au milieu, sans restriction de taille. De nombreux *Praeglobotruncana gibba* présentent des formes aux dernières loges très évasées. Ces adaptations résultent de la proximité de l'évènement OAE2 et révèlent un milieu déjà fortement dysoxique. Les espèces planctoniques globuleuses comme les *Whiteinella* deviennent nombreuses et de grande taille ; il en va de même pour *Hebergella simplex* dont la dernière loge s'allonge démesurément. Le développement préférentiel de ces foraminifères globuleux et l'évolution de leurs tests en morphotypes très volumineux, témoignent également de la raréfaction de l'oxygène, compensée par l'augmentation de la surface du test.

A Venterol au sommet du Cénomaniens supérieur, toujours dans un milieu anoxique et aussi peu profond, à l'approche de l'OAE2, nous avons observés de nombreuses *Rotalipora cushmani* atypiques : le nombre de loges est diminué, les carènes sont peu marquées et les foraminifères sont parfois difficilement identifiables.

1.4.. Paléoécologie de quelques genres de foraminifères benthiques

Trois genres benthiques présentent des pics d'abondance de manière transitoire :

2.1. *Ammodiscus*

Ammodiscus est un genre agglutinant au morphotype planispiralé, aplati. Son biotope est la zone de talus supérieur et moyen (Fig. 7, 8). Les foraminifères sont des dépositivores actifs (herbivores broutant, detritivores, omnivores ou bactériovores), et habitent un substrat de boue siliceuse ou de sable au grain fin (Sliter et Baker, 1972 et Fig. 17). Le mode de vie est épifaunique ou endofaunique. *Ammodiscus* appartient au morphogroupe AG-B.3 (Koutsoukos et Hart, 1990); ce morphogroupe est peu tolérant à la dysoxie.

A Vergons, zone de talus, *Ammodiscus* est présent de l'Albien au Cénomaniens supérieur. Toutefois, la répartition est inégale suivant les époques. Jusqu'à l'entrée dans le Cénomaniens inférieur, sa représentation est faible (3%), mais à la fin du Cénomaniens inférieur et au Cénomaniens moyen, il devient plus abondant (5% et 7%, Fig. 21 et 22). Surtout, il marque un pic dans l'assemblage 41 (13%) qui appartient à une courte période de stratégie adaptative des foraminifères planctoniques de type r. Il semblerait qu'*Ammodiscus* ait enregistré une augmentation du niveau marin relatif ("transgression cénomaniens"). L'abondance d'*Ammodiscus* redescend ensuite au-dessous de 5% jusqu'au Cénomaniens sommital (Fig. 42).

Une nouvelle occurrence d'*Ammodiscus* s'observe à partir de l'assemblage -108 (Fig. 21 et 22), et des pics d'abondance s'observent dans les assemblages -26 (14%), -15 (18%), +36 (12%). Les foraminifères benthiques disparaissent ensuite dans l'unité lithologique des black shales et, au Turonien basal, on retrouve *Ammodiscus* dans l'assemblage + 126 (10%). Il faut remarquer que ces pics sont en phase avec ceux de *Tritaxia*. Ils seraient la conséquence d'apports transgressifs fluctuants d'eau douce (Keller et Pardo, 2004).

Sur le Mont Risou, zone de talus, à partir du Cénomaniens inférieur et jusqu'à sa dernière occurrence au Cénomaniens supérieur, la répartition d'*Ammodiscus* suit une distribution de type

normal. Sa fréquence est de 2% dans le premier assemblage, atteint 7% dans le troisième, culmine à 26% ans le quatrième, et redescend respectivement à 8%, 5% et enfin 6% dans l'assemblage 52, point d'inflexion du changement de la dominance des morphogroupes non tolérants à la dysoxie aux morphogroupes opportunistes. Il est probable qu'une augmentation du niveau marin relatif ait permis un grand développement d'*Ammodiscus*, mais que la survenue de l'événement anoxique MCE ait interrompu son extension.

Dans la vallée de la Méouge, l'abondance d'*Ammodiscus* n'atteint 5% que dans le premier assemblage, d'époque albienne.

A Venterol, *Ammodiscus* est représenté dans quatre assemblages du Cénomaniens inférieur et moyen, avec une fréquence relativement élevée (respectivement du plus ancien au plus récent, 12%, 19%, 10% et 17%, Fig. 39 et 40). Au début du Cénomaniens supérieur, un seul assemblage enregistre la présence d'*Ammodiscus* (5%) (Fig. 39 et 40). Au début du Cénomaniens inférieur, *Ammodiscus* aurait bénéficié d'une augmentation du niveau marin relatif, et avec l'augmentation de la profondeur de l'eau se serait adapté temporairement à cette zone de marge de la plate-forme. La dysoxie qui s'installe dès le début du Cénomaniens supérieur, comme en témoignent les genres benthiques dominants, n'a pas permis la survie de l'espèce.

En conclusion, au Cénomaniens, *Ammodiscus* aurait bénéficié d'une augmentation du niveau marin relatif pour atteindre un grand développement, depuis le bassin profond jusqu'à la marge de la plate-forme. Toutefois, dans la vallée de la Méouge, le genre *Ammodiscus* n'a pas enregistré une telle augmentation de la profondeur de l'eau. Dès le Cénomaniens médian, la sensibilité d'*Ammodiscus* au faible taux d'oxygène dissous a interrompu son développement, qui ne reprendra qu'au Cénomaniens sommital dans le bassin profond, avant et après l'OAE2.

2.2. *Nezzazatinella*

Nezzazatinella est un genre agglutinant appartenant au morphogroupe AG-A. Les individus sont endofauniques, dépositivores (Fig. 17). La distribution de ce morphogroupe est dans les biotopes de zones de rivage, de plate-forme et de talus (Fig. 7, 8). A ce morphogroupe appartiennent les genres *Ammobaculites*, *Dorothia*, *Eggerellina*, *Gaudryina*, *Minouxia*, *Nezzazatinella*, *Textularia*, *Tritaxia*, susceptibles de se comporter en genres opportunistes.

A Vergons, en milieu profond du bassin, les *Nezzazatinella* sont présents depuis l'Albien, jusqu'au Cénomaniens médian. Dans l'Albien, le seul assemblage contient 19% de *Nezzazatinella*. La représentation du genre descend à l'entrée dans le Cénomaniens inférieur (Fig.

21), reprend (de 4% à 11%) jusqu'à l'assemblage 41, dans l'épisode temporaire d'adaptation des foraminifères planctoniques à une stratégie de type r. Il faut remarquer l'absence de *Nezzazatinella* dans cet assemblage, où *Ammodiscus* culmine à 13%. La représentation, entre 5% et 8% reprend jusqu'à la dernière occurrence du genre dans l'assemblage 77, qui correspond également à sa plus grande abondance (25%). L'assemblage 77 est un point d'inflexion où la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ amorce une pente vers le plateau des valeurs (Fig. 23, 42). La dysoxie croissante pourrait donc être à l'origine de l'interruption de l'extension des *Nezzazatinella*.

Au Mont Risou les *Nezzazatinella* sont très petites, toujours rares (<2%), dispersées (Fig. 26) et leur extension est interrompue dans l'assemblage 203, à 227 m.

Dans la vallée de la Méouge, l'abondance de *Nezzazatinella* fluctue; rare à l'Albien, le genre atteint 11% dans le deuxième assemblage du Cénomaniens inférieur. La fréquence se maintient aux environs de 5% jusqu'à des valeurs élevées de 17%, 18%, 19%, et 14% dans les assemblages du début du Cénomaniens supérieur (Fig. 32, 33, 34). Les *Nezzazatinella* sont les plus abondantes dans l'assemblage 33 (35%), elles marquent encore un pic dans l'assemblage 202 (23%), se maintiennent ensuite à 10% et font leur dernière occurrence (14%) dans l'assemblage 208, lorsque la dominance des morphogroupes tolérants à la dysoxie est devenue la plus importante (Fig. 34). Il faut rappeler que les *Ammodiscus* sont absents pendant tout le temps que dure la présence des *Nezzazatinella*.

A Venterol, les *Nezzazatinella* sont absents.

2.3. *Tritaxia*

Les *Tritaxia* appartiennent au même morphogroupe AG-A, que les *Nezzazatinella*. *Tritaxia* et *Nezzazatinella* seraient susceptibles de partager le même biotope. Toutefois, il n'en est rien.

A Vergons, la première occurrence de *Tritaxia* a lieu dans l'assemblage 115, au Cénomaniens supérieur (Fig. 20). Son occurrence est sporadique jusqu'à l'assemblage -108, et sa fréquence faible jusqu'à l'assemblage -37, où il représente 10% des benthiques. Il culmine ensuite à 30% dans l'assemblage -26, et atteindra encore 17% dans un deuxième pic (assemblage +36). Il n'est plus présent dans les black shales, et refait une occurrence de faible fréquence (4%) dans le Turonien basal. *Tritaxia* est le foraminifère benthique dont les fluctuations marquent le profil de répartition des genres et morphogroupes à l'approche de l'OAE2 (Fig. 21, 22). Les deux pics de *Tritaxia* sont en phase avec les pics d'*Ammodiscus*. Les pics d'Heterohelicidae correspondent à des absences de *Tritaxia*. Pourtant, comme les Heterohelicidae, les *Tritaxia* caractérisent les

assemblages tolérants à un faible taux d'oxygène dissous.

Dans la vallée de la Méouge, bien que *Tritaxia* ait des occurrences sporadiques à partir de l'assemblage 33, son abondance ne dépasse pas 2% jusqu'à l'assemblage 110 où elle atteint 8%. On observe des pics de *Tritaxia* dans les assemblages 109 (Fig. 32) et 114 (24%). La fréquence de *Tritaxia* redevient alors <2%, jusqu'à sa dernière occurrence dans l'assemblage 136 (5%).

Au Mont Risou, et à Venterol, on n'observe pas de *Tritaxia*.

Enfin, nous avons observé l'abondance relative de deux foraminifères benthiques, habituellement rares dans nos assemblages :

A Venterol, *Astacolus* est représenté jusqu'à 8% dans un assemblage du Cénomaniens inférieur ; *Astacolus* appartient au morphogroupe CH-A.6, qui réunit les genres *Lenticulina* et *Planularia*. Ces foraminifères sont endofauniques, dépositivores actifs, et habitent un substrat de boue calcaire au grain fin (Fig. 17). Il est probable que les individus de ce morphogroupe vivaient proches de l'interface sédiment/eau. Le test est peu ornementé, et de profil comprimé, ce qui suggère qu'ils étaient des enfouisseurs rapides, et adaptés à des conditions de fonds variable. Ils sont rarement abondants, sauf dans les conditions dysoxiques et anaérobiques. Le test déroulé d'*Astacolus* favoriserait l'absorption d'oxygène (Rey et al. 1994).

A Venterol, dans l'assemblage 55 du Cénomaniens inférieur, qui suit celui riche en *Astacolus*, *Tristix* est représenté avec une fréquence de 7%. *Tristix*, appartient au morphogroupe CH-B.3, très intolérant à la dysoxie. Dans l'assemblage 55, il est associé à une abondance élevée de *Nodosaria* (22%), de la même famille et du même morphogroupe.

Les conditions environnementales fluctuent et l'évolution des foraminifères benthiques en sont le reflet.

2. Les isotopes du carbone

Les trois anomalies du $\delta^{13}\text{C}$ au Cénomaniens, au passage Albien-Cénomaniens, au Cénomaniens médian, au passage Cénomaniens-Turonien sont présentes dans le bassin vocontien. Le $\delta^{13}\text{C}$ a été mesuré sur 2 des 4 sites de nos coupes, et des excursions positives ont été enregistrées

dans le bassin profond, à Vergons, et sur la plate-forme méridionale, dans la vallée de la Méouge.

2.1. Le passage Albien-Cénomaniien

A Vergons, le passage Albien-Cénomaniien est enregistré sous la forme d'un groupe de 6 pics et creux du $\delta^{13}\text{C}$ (Fig.23), organisé en 3 sous-ensembles (B à D). Le pic B, le plus haut du profil (1,373 ‰) est visiblement tronqué par l'échantillonnage. Les valeurs mesurées à Speeton et au Mont Risou sont plus élevées, respectivement 2,6‰ et 2,3‰. Cependant, l'amplitude de l'excursion négative qui suit le pic B est du même ordre de grandeur à Vergons (- 0,67‰), à Speeton (- 0,58‰) et au Mont Risou (- 0,8‰).

Le maximum du $\delta^{13}\text{C}$ dans le complexe C est 1,3‰ à Vergons. La valeur la plus élevée est 2,35‰ à Speeton, 2,72‰ à Gubbio, et 2,1‰ au Mont Risou. L'excursion négative qui suit le pic C est -0,422 ‰ à Vergons. L'amplitude négative est -0,3‰ à Speeton, -0,2‰ à Gubbio et - 0,9‰ au Mont Risou.

Le $\delta^{13}\text{C}$ au pic D atteint 1,24‰ à Vergons. Le $\delta^{13}\text{C}$ au pic D est 2,4 ‰ à Speeton, 2,45 ‰ à Gubbio, et 2‰ au Mont Risou. L'excursion négative qui suit ce dernier pic après l'entrée dans le Cénomaniien, est -0,7 ‰ à Vergons. L'amplitude entre le pic D et le retour aux valeurs de base est - 0,55‰ à Speeton, - 0,25‰ à Gubbio et - 0,55‰ au Mont Risou.

A Vergons, le profil des pics et creux de la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ enregistré au passage Albien-Cénomaniien est similaire à celui reporté dans la littérature. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont basses par rapport à celles mesurées sur les sites de Speeton, Gubbio, et du Mont Risou, mais les amplitudes des excursions sont du même ordre de grandeur.

Dans la vallée de la Méouge, les échantillons de l'Albien sommital enregistrent trois petits pics du $\delta^{13}\text{C}$ qui sont les dernières oscillations de l'évènement C au passage Albien-Cénomaniien (Fig.9, Jenkyns et al., 1994, Mitchell et Paul, 1994, Gale et al. 1996).

A la Méouge, le maximum du $\delta^{13}\text{C}$ mesuré lors de l'évènement Albien-Cénomaniens est 2,023‰. Cette valeur est très proche de celle observée à Speeton (2,35‰), à Gubbio (2,72‰), et au Mont Risou (2,1‰). Entre ce maximum du complexe C à et la valeur la plus basse de l'excursion négative qui précède le pic D au Cénomaniens basal (1,313 ‰) l'amplitude est de -0,71‰. Cet ordre de grandeur est supérieur à celui observé à Vergons (-0,422‰), à Speeton (-0,3‰), à Gubbio (-0,2‰); il se rapproche de celui observé au Mont Risou (-0,9‰).

Entre le $\delta^{13}\text{C}$ du pic D (1,549‰) et le retour à une valeur de base, l'amplitude de l'excursion négative est de -0,634‰ à la Méouge. Cette valeur est comparable à celles observées à Vergons (-0,7 ‰) à Speeton (-0,55‰), et (-0,55‰) au Mont Risou (Gale et al. 1996). Elle est supérieure à celle mesurée à Gubbio (-0,25‰) et comparable à celle des courbes de $\delta^{13}\text{C}$ observé par Jenkyns et al. (1994) à Gubbio, Mitchell et Paul (1994) (Fig. 9).

2.2. Le Cénomaniens médian

A Vergons, à la suite du dernier pic du passage Albien-Cénomaniens, le $\delta^{13}\text{C}$ descend à la valeur la plus basse de la courbe (0,547‰) à 45 m. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ fluctuent ensuite autour d'une pente constamment ascendante. Le $\delta^{13}\text{C}$ augmente de 1,90 ‰ jusqu'au point le plus élevé du profil (2,45 ‰) à 235 m. L'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ au Cénomaniens médian est interrompue par un slump; au-delà de ce glissement, toutes les valeurs sont supérieures à 2‰.

De 97 m (0,697‰) et jusqu'au-delà du premier slump, à 208 m (2,381‰), le $\delta^{13}\text{C}$ enregistre une augmentation rapide de 1,684 ‰, qui pourrait correspondre à l'évènement **la** (Reboulet et al., 2012) du Cénomaniens médian, dont le pic est occulté par le slump : en effet, ces observations sont en accord avec les mesures publiées à ce jour. A la gorge de Bottaccione (Italie), Jenkyns et al. (1994) ont mesuré un pic de $\delta^{13}\text{C}$ à 2,7‰; à la carrière de Contessa, Stoll et Schrag (2000) ont observé un maximum de 3,1‰; dans la Craie Anglaise Jarvis et al. (2006) rapportent un pic de 3,2‰. Cependant, à Blieux, dans le bassin vocontien, Reboulet et al. (2012), ont enregistré un maximum du $\delta^{13}\text{C}$ à 1,5‰.

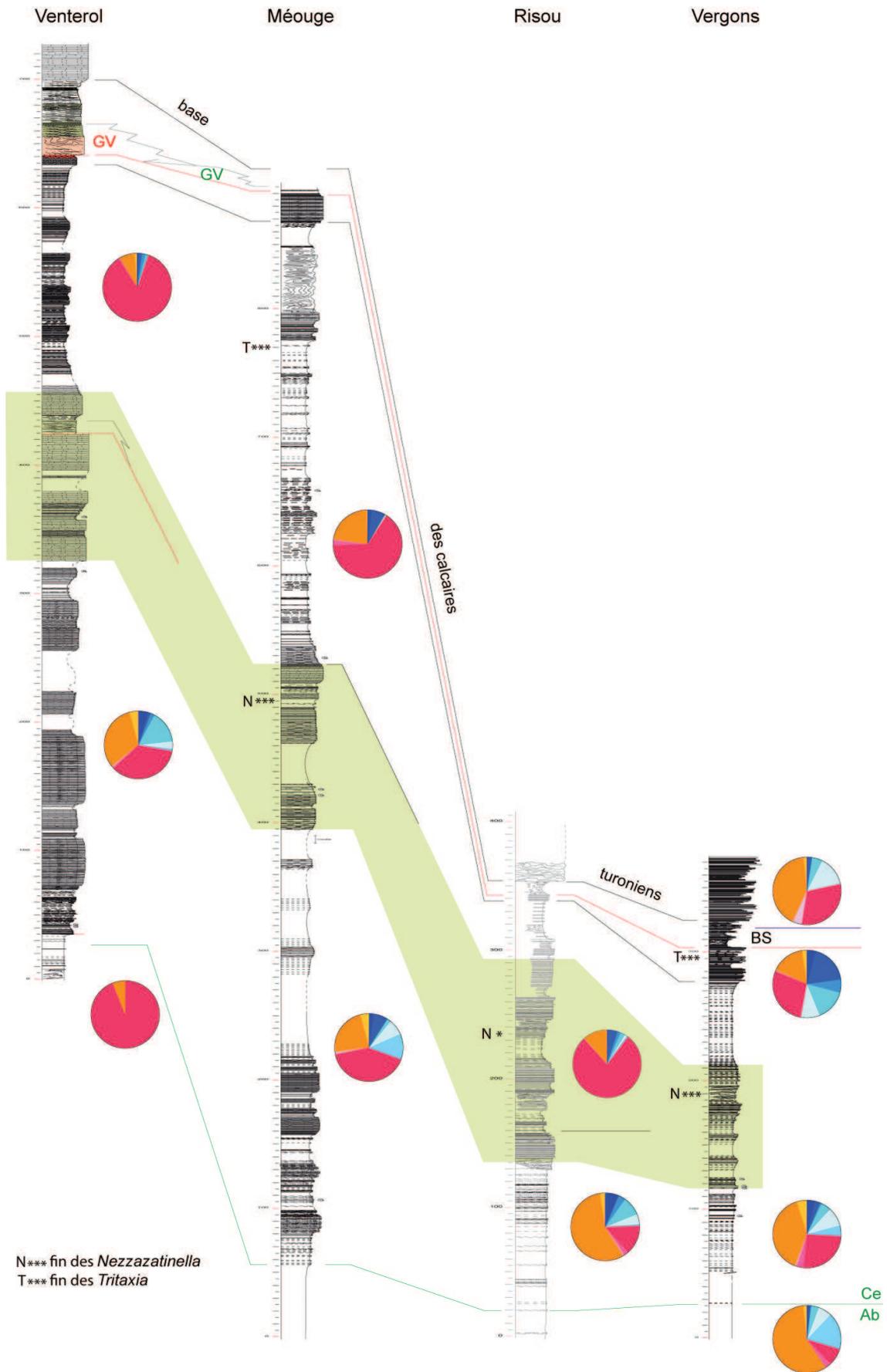


Fig. 42 Evolution des assemblages de foraminifères benthiques de la bordure de plate-forme au bassin

A Vergons, l'amplitude probable de l'excursion positive du Cénomanién médian est de 1,684‰; à la gorge de Bottaccione elle n'est que de 0,6‰; à la carrière de Contessa elle est de 1,1‰; dans la mer boréale anglaise, elle est de 1,45‰ et à Blieux, dans le bassin vocontien elle est de 0,7‰.

Après la rupture de l'enregistrement due au slump, les variations de $\delta^{13}\text{C}$ sont faibles et évoluent sur un plateau (événement **1b** du MCE) autour d'une valeur moyenne de 2,289‰. Jusqu'à 273 m, à la limite supérieure de l'unité lithologique III et à la limite inférieure de l'association de foraminifères planctoniques **A7**, on n'observe pas de retour du $\delta^{13}\text{C}$ à une valeur de base, comme dans la mer téthysienne en Italie et la mer boréale et en Angleterre.

Dans la vallée de la Méouge, après les 7 premières mesures du $\delta^{13}\text{C}$, qui appartiennent au passage Albién-Cénomanién, le profil de la courbe isotopique oscille entre 85 m et 480 m, où on observe un point d'inflexion : à partir de ce point d'inflexion le $\delta^{13}\text{C}$ passe de 0,33 ‰ à 2,006‰; l'amplitude de l'incursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ est donc de 1,675 ‰ et est exactement du même ordre que dans la coupe de Vergons (1,684‰), et plus grande que dans les autres sites.

Jusqu'à la base des échantillons du Mont Gonson, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ oscillent, toutefois sans jamais revenir à la valeur basale, comme à Vergons, en Italie et en Angleterre. Il s'agit probablement du plateau de l'événement du Cénomanién médian, **1b** (Reboulet et al., 2012). A la gorge de Bottaccione (Italie), Jenkyns et al. (1994) ont mesuré un pic de $\delta^{13}\text{C}$ à 2,7‰; à la carrière de Contessa, Stoll et Schrag (2000) ont observé un maximum de 3,1‰; dans la Craie Anglaise Jarvis et al. (2006) rapportent un pic de 3,2‰, et à Blieux, dans le bassin vocontien, Reboulet et al. (2012), ont enregistré un maximum du $\delta^{13}\text{C}$ à 1,5‰.

2.3. Le passage Cénomanién-Turonien, l'OAE2.

Si on se réfère au profil des courbes isotopiques du carbone à Pueblo (Fig. 12), publiées par Pratt et Threkheld (1984), Pratt (1985) et Morel (1998), l'enregistrement isotopique de l'événement anoxique OAE2 est atypique à Vergons. En effet, à la chimio stratigraphie du passage Cénomanién-Turonien à Vergons, la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ amorce un pic (événement **1**, amplitude d'environ 2‰), qui culmine à 4‰ sous le slump du Cénomanién terminal. Après le slump, qui occulte vraisemblablement au moins le pic **2** de $\delta^{13}\text{C}$, le profil de la courbe amorce une descente vers des valeurs basales (Fig. 14, récupération, événement **3**, Grosheny et al., 2006)

A la Méouge, bien que les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ les plus élevées se situent au haut de la coupe, dans les échantillons du Mont Gonson (2,265‰ à 825 m), les pics de l'évènement OAE2 semblent masqués par l'épaisseur d'un grand slump de 50 m. Le passage Cénomanién-Turonien n'est donc pas enregistré par le profil du $\delta^{13}\text{C}$. L'évènement anoxique est cependant bien présent, comme l'a montré l'évolution des assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques. Les foraminifères s'avèrent le paramètre le plus sensible aux variations de l'environnement et en particulier au déficit en oxygène dissous.

Il faut remarquer que les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans nos échantillons sont plus basses que celle publiées en Angleterre ou en Italie. Elles sont cependant de même grandeur que celles publiées dans le bassin vocontien par Reboulet et al. (2012). Il faut donc attribuer ces variations des valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}$, à la diagenèse, qui diffère selon les environnements. Par contre, les amplitudes des variations positives ou négatives sont tout-à-fait comparables à celles reportées dans la littérature.

Conclusions

Quatre coupes couvrant l'ensemble du Cénomaniens ont été étudiées dans les séries marno-calcaires de talus et de bassin du domaine subalpin méridional français, connu sous le nom de "fosse vocontienne". Elles sont intégrées dans un cadre paléogéographique régional plus vaste (faciès de bordure) en utilisant les données de la littérature. Elles permettent de construire une transversale plate-forme/bassin dans laquelle les associations de foraminifères planctoniques et benthiques ont été étudiées par le biais de plus de 800 échantillons. Le travail effectué apporte des éléments à la fois biostratigraphiques et paléogéographiques, ces derniers notamment par l'analyse des changements des assemblages de foraminifères benthiques avec la profondeur croissante d'ouest en est.

La base du Cénomaniens peut être corrélée entre les 4 coupes par la première occurrence concomitante du foraminifère planctonique *Thalmaninella globotruncanoides* dans le sommet de la formation des Marnes Bleues. Une chute du niveau marin relatif enregistrée par les faciès de dépôt dans la base de l'étage dans les coupes de talus (Venterol et la Méouge) est également repérée par l'évolution des foraminifères benthiques. En même temps, les assemblages de foraminifères sont soumis à une période dysoxique, également traduite par l'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albien-Cénomaniens. La chute du niveau marin relatif et la dysoxie n'affectent pas les associations de foraminifères benthiques dans les zones profondes du bassin au Nord (Mont Risou), et à l'Est (Vergons).

Si l'apparition de *Thalmaninella globotruncanoides* est conforme à ce que l'on connaît ailleurs, en revanche il existe un diachronisme dans l'extension verticale de *T. reicheli* et dans l'apparition du marqueur classique de la base du Cénomaniens supérieur (*R. cushmani*). *T. reicheli* a une extension verticale courte comme ailleurs mais située dans le Cénomaniens inférieur peu élevé d'après les faunes d'ammonites associées. *R. cushmani* apparaît avant les ammonites marquant classiquement le Cénomaniens moyen (*Acanthoceras*). Ces deux apparitions sont plus précoces que dans les coupes de la marge sud de la Téthys si on se réfère aux biozones d'ammonites.

Les limites du Cénomaniens moyen, définies par le marqueur planctonique *T. reicheli* permettent de corréler entre elles 3 des 4 coupes ; en effet, la profondeur de l'eau à Venterol n'est pas compatible avec le développement de *T. reicheli* et, en conséquence la puissance du Cénomaniens moyen et celle du Cénomaniens supérieur restent incertaines. De manière inattendue, dans les milieux de plate-forme septentrionale et méridionale et dans le milieu

profond du bassin, la puissance du Cénomanién inférieur est faible (de 130 m à 45 m) ainsi que celle du Cénomanién moyen (de 110 m à 13 m).

Les assemblages de foraminifères benthiques se sont avérés très sensibles aux variations du niveau marin relatif, des changements de la profondeur de l'eau qu'il entraîne, du taux d'oxygène dissous et de la température.

Ainsi, les morphogroupes opportunistes (CH-A.1-3 et CH-A.6, représentés notamment par *Gavelinella* et *Lenticulina*) qui dominent les foraminifères benthiques à Venterol et à la Méouge au passage Albien-Cénomanién, sont l'expression de la baisse du niveau marin relatif, de la chute probable de la température, et de la dysoxie liée à l'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$. À Vergons et au Mont Risou, les morphogroupes benthiques sensibles à la dysoxie (CH-B.3, avec notamment *Nodosaria*, *Dentalina* et CH-B.1, avec *Lagena*, *Globulina*) ne sont pas affectés par le changement de profondeur de l'eau, relativement moins important. Dans la partie moyenne du Cénomanién, une discontinuité lithologique, visible à Venterol (qui fait suite à une première régression forcée) est corrélée à la nouvelle dominance des morphogroupes opportunistes dans les zones profondes du bassin. Ce changement a lieu au niveau d'un point d'inflexion, qui anticipe le point d'inflexion de la courbe de $\delta^{13}\text{C}$ lié au MCE à Vergons et à la Méouge. L'évolution des foraminifères benthiques s'avère donc très sensible à la dysoxie, et leur réponse plus rapide que la variation du $\delta^{13}\text{C}$.

Il est à remarquer que les *Nezzazatinella* sont les seuls représentants des genres agglutinants au passage Albien-Cénomanién (absents à Venterol). Leur développement est interrompu au Cénomanién supérieur, au point d'inflexion du $\delta^{13}\text{C}$, qui précède les valeurs maximales du plateau du MCE. Les *Nezzazatinella* ont donc enregistré l'événement anoxique anticipativement, et n'ont toléré le faible taux d'oxygène dissous que jusqu'à un certain seuil. Les *Tritaxia*, absents jusque-là, les relayent sur la plate-forme méridionale et dans le bassin profond. Les *Tritaxia* sont présents dans la deuxième moitié du Cénomanién supérieur, et notamment au Cénomanién sommital de Vergons. Il ressort donc que ces deux genres de benthiques, qui occupent le même biotope (dépôts de marnes à grain fin) ne cohabitent pas, mais se relayent dans le temps en fonction du taux d'oxygène dissous, les *Tritaxia* ayant une grande tolérance à l'anoxie.

Le passage Cénomanién-Turonien, se traduit par une nouvelle régression forcée et des dépôts gréseux sur la discontinuité à Venterol, suite à une baisse du milieu marin relatif. Le

passage est également enregistré au niveau lithologique à Vergons, par des dépôts de black shales, traduisant l'événement anoxique OAE2, et l'anomalie positive de $\delta^{13}\text{C}$ qui l'accompagne. La régression forcée et les black shales peuvent être corrélés. Cependant, c'est la fin de l'extension du foraminifère planctonique *Rotalipora cushmani*, qui définit le sommet de l'étage, en milieu de plate-forme, sur la marge et en milieu profond du bassin.

Au Cénomanién sommital, avant leur raréfaction dans les black shales, les assemblages de foraminifères benthiques du bassin profond présentent des oscillations des genres dominants (*Tritaxia*, *Ammodiscus*), supposées consécutives à des apports d'eau douce répétées. Dans le même temps, les petits foraminifères planctoniques globuleux, et en particulier les Heterohelicidae des eaux de surface, très tolérants à l'anoxie, marquent des pics d'abondance. Ces fluctuations sont-elles synchrones ? Les oscillations des foraminifères planctoniques et benthiques sont-elles en phase ou anticipent-elles les pics de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de l'événement anoxique OAE2. La réponse à ces interrogations pourrait se trouver dans une analyse à haute résolution temporelle conduite à Pont d'Issole, près de Vergons où l'enregistrement de l'OAE2 est complet.

Résumé

Quatre coupes ont été étudiées dans les séries marno-calcaires de talus et de bassin profond de la "fosse vocontienne" au Cénomaniens. Le travail effectué à partir de plus de 800 échantillons dans lesquels les associations de foraminifères planctoniques et benthiques ont été étudiées a montré des particularités biostratigraphiques, et paléogéographiques. En effet, il existe un diachronisme dans l'extension verticale de *Thalmaninella reicheli* et dans l'apparition du marqueur de la base du Cénomaniens supérieur (*Rotalipora cushmani*). *T. reicheli* a une extension verticale courte, mais située dans le Cénomaniens inférieur peu élevé d'après les faunes d'ammonites associées; *R. cushmani* apparaît avant les ammonites marquant le Cénomaniens moyen (*Acanthoceras*).

Les chutes du niveau marin relatif enregistrées par des discontinuités lithologiques dans la coupe de la marge du talus au Cénomaniens basal, dans la partie moyenne du Cénomaniens, et au passage Cénomaniens-Turonien sont également repérées par la dominance des assemblages de foraminifères benthiques opportunistes, d'abord dans les coupes de marge et de plate-forme méridionale, ensuite dans les coupes de bassin profond. Ces passages correspondent aussi à des événements dysoxyques, liés à l'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$. L'évolution des foraminifères benthiques s'avère très sensible à profondeur de l'eau et à la dysoxie, leur réponse étant plus rapide que la variation du $\delta^{13}\text{C}$. La régression forcée au passage Cénomaniens-Turonien correspond à des dépôts de black shales dans la coupe du bassin le plus profond, traduisant l'événement anoxique OAE2. La fin de l'extension de *Rotalipora cushmani*, définit le sommet de l'étage dans les 4 coupes.

Abstract

A detailed lithological and biostratigraphical framework was determined for 4 Cenomanian sections, allowing correlations from the boarder of the upper slope to the platform and the lower slope of the vocontian basin. Over 800 samples provided planktonic and benthic foraminifera associations for a biostratigraphic and paleogeographic succession. There was a diachronisme between the ammonites and the foraminifera biozonation. Indeed, *Thalmaninella reicheli*, the marker of the middle Cenomanian substage had a short extension, overlapping with the *Mantelliceras mantelli*, ammonite of the Inferior Cenomanian. Moreover *Rotalipora cushmani*, the foraminifer marker for the Upper Cenomanian, appeared before *Acanthoceras*, an ammonite of the Middle Cenomanian.

Basal Cenomanian, Middle Cenomanian, and CTB were registered by local lithological discontinuities resulting from the lowering of the relative sea level in the boarder of the upper slope section. Correlated with the lithological events, the benthic opportunist foraminifera dominated the associations from the Inferior Cenomanian of the upper slope and platform sections, and from the middle part of the Upper Cenomanian of the deep sea sections. Dysoxic periods (Albian-Cenomanian boundary, MCE, and OAE2) as detected by $\delta^{13}\text{C}$ anomalies, also corresponded to the regression levels. Benthic foraminifera responsiveness to sea water depth and anoxia was faster than $\delta^{13}\text{C}$ variations. CTBE was lithologically registered by black shales deposits in the deep sea section, but the end of the *Rotalipora* extension was the marking event in all sections.

Références bibliographiques

A

Amédro F., Robaszynski F.,(2008). – Zones d'ammonites et de foraminifères du Vraconnien au Turonien : Une comparaison entre les domaines boréal et téthysien (NW Europe/ Tunisie centrale). Carnets de Géologie, Note brève, 2008/02-fr (CG2008_L02 (fr.)), 6-10.

Amédro F. Colleté C., Fricot C., Robaszynski F. (1994). - Extension inter-régionale de niveaux-repères dans les craies cénomaniennes du Bassin anglo-parisien (Boulonnais, Aube, Kent). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 31, 3-8.

Amédro F., Accarie H., and Robaszynski F.(2005). – Position de la limite Cénomaniens-Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale : apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 98, 151-167.

Arnold A.J. et Parker W.C. (1999).- Biogeography of planktonic foraminifera. In: Modern Foraminifera. B.K. Sen Gupta ed., Kluwer academic publishers, 103-122.

Arthur M.A. et Schlanger S.O. (1979).- Cretaceous oceanic anoxic events as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bull.* 63, 870-885.

Arthur M.A., Dean W.E., and Schlanger S.O. (1985). – Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO_2 . In: Sundquist E., and Broecker W., eds., The carbon cycle and atmospheric CO_2 : Natural variations Archean to present, American Geophysical Union Geophysical Monograph, 32, 504-529.

Arthur M.A., Dean W.E., Pratt L.M., (1988). - Global ocean-atmosphere geochemical and climate effects on the Cenomanian/Turonian marine productivity events. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 69, 300.

Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns, H.C. (1987). - The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event : II. Paleoceanographic controls on organic matter production and preservation. In : Boorke J., Fleet A.J. (eds.), Marine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. London, Special Publication, 26, 401-420.

B

Bandy O.L. (1959). – Geologic significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, 1708.

Barron E.J., and Washington W.M. (1982). – The atmospheric circulation during warm, geologic periods : Is the equator to pole surface temperature gradient the controlling factor? *Geology*, 10, 633-636.

Bé A.W.H. (1968).- Shell porosity of recent planktonic foraminifera as a climatic index. *Science*, 161, 881-884.

- Bé A.W.H. (1977).- An ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In : Ramsay A.T.S. (Ed.) *Oceanic micropaleontology. Academic Press, London*, 1-100.
- Bé A.W.H. (1982).- Biology of planktonic foraminifera, in *Foraminifera- Notes for a short course* (ed T.W. Broadhead) University of Tennessee studies in Geology, Knoxville, TN, 51-89.
- Bé A.W.H. et Tolderlund D.S. (1971).- Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In : *The micropaleontology of oceans*, Funnell B.M. et Riedel W.R. (Eds.), Cambridge university press, Cambridge, 105-149.
- Bellier J.P., Mathieu R. et Granier B. (2010). – Court traité de foraminiférologie (L'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles) {Short Treatise on Foraminiferology (Essential on modern and fossil Foraminifera)}. – *Carnets de Géologie – Notebooks on Geology*, Brest, Livre 2010/02 (CG _B02), 104p., 15 figs, 10 pls.2010.
- Bengston P. (1996). – The Turonian stage and substage boundaries. In : *Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries" Brussels 8-16 September 1995* (eds. Rawson P.F., Dhondt J.M., Hancock J.M., and Kennedy W.J.) 69-79. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre n°66, supplément.
- Berger W.H. (1969). - Ecologic patterns of living planktic foraminifera. *Deep-sea Research*, 16, 1-24.
- Berger W.H. and Vincent E. (1986). –Deep-sea carbonates: reading the carbon isotope signal. *Geologische Rundschau* 75, 249-269.
- Bernhard J.M. (1986).- Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits : Jurassic through Holocene. *J. Foram. Res.*, 16, 3, 207-215.
- Bernhard J.M. (1992).- Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content : central California continental slope and rise. *Deep-Sea Research*, 39,3-4, 585-605.
- Bice K.L., Norris R.D. (2002). – Possible CO₂ atmospheric extremes of the middle Cretaceous (late Albian-Turonian). *Paleoceanography* 17, doi:10.1029/2002PA000778.
- Bijma J., Hemleben C, Oberhänsli H et Spindler M. (1992).- The effects of increased water fertility on tropical spinose planktonic foraminifers in laboratory cultures. *J. Foram. Res.*, 22, 3, 242-256.
- Boersma A. (1988). - Foraminifera. In: *Introduction to marine micropaleontology*. Elsevier Edition.
- Bolli H.M., Saunders J.B., Perch Nielsen K. (1985). - *Plankton Stratigraphy* Cambridge University Press, vol I, 539 p.
- Bolotovskoy E. (1976).- Distribution of recent foraminifera of the south American region. In: Hedley R.H. et Adams G.G. (Eds). *Foraminifera*, V. 2, Academic press, 171-236

Boudagher-Fadel M.K., Banner F.T. et Whittaker J.E. (1992).- The early evolutionary history of planktonic foraminifera. Chapman and Hall, Londres, 669 p.

Boudagher-Fadel M.K., Banner F.T., Whittaker J.E., (1997). - The early evolutionary history of planktic foraminifera. Chapman and Hall, 269, London.

Boyce M.S. (1984).- Restitution of r- and K-selection as a model of density-dependant natural selection. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 15, 427-447.

Breheret J.G. (1988).- Episodes de sédimentation riches en M.O. dans les Marnes Bleues d'âge Aptien et Albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *Bull. Soc. Géol.Fr.*, 4, 2, 349-356.

Buzas M.A. (1974).- Vertical distribution of Ammobaculites in the Rhodes river, Maryland. *J. Foram. Res.*, 4, 144-147.

C

Caldeira K., and Rampino M.R. (1991). – Carbon dioxide, global warming, and the mid-Cretaceous super plume. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 72, 301.

Caldwell W.G.E., Diner R., Eicher D.L., Fowler S.P., North B.R., Stelck C.R., and Von Holdt Wilhelm L. (1993). – Foraminiferal biostratigraphy of the cretaceous marine cyclotherms. In: Caldwell W.G.E. and Kauffman E.G. (Eds.), Evolution of the Western Interior basin. Geol. Ass. of Canada, Spec. Paper 39, 297-318.

Caron M. (1983).- La spéciation chez les foraminifères planctiques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, 10, 671-676

Caron M. et Homewood (1982).- Evolution of Early planktonic foraminifers. *Mar. Micropal.*, 7, 453-462.

Caron M, Dall'Angolo S., Accarie H., Barrera E., Kauffman E.G., Amédro F., and Robaszynski F. (2006). – High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia) : stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39, 171-200.

Coccioni R., Nesci O., Tramontana M., Wezel F.C., Moretti E. (1987). – Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 106, 183-192.

Coccione R., Franchi R., Nesci O., Wezel F.C., Battistini F. Pallechi P. (1989). – Stratigraphy and mineralogy of the Selli level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the Umbro-Marchean Apennines, Italy. In : Wiedmann J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, 1987, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 563-584.

Coccioni R., Galeotti S. and Ragni D. (1992). – Litho-and biostratigraphy of the Scaglia Bianca Formation (Late Albian-Late Cenomanian) in the Umbria-marche Apennines (Italy). 6th Annual

Meeting of the IGCP 2672 (Tethyan Cretaceous Correlation) – "Cretaceous Facies in Orogenic Belts", Athens, 22-26 May 1992, p. 4.

Coccioni R. and Galeotti S. (2001). - The Mid-Cenomanian Event : the Prelude to the OAE2. EOS trans. AGU 82 (47), Fall Meet. Suppl.

Coccioni R. and Galeotti S.(2003). - The mid-Cenomanian Event : prelude to OAE2. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 190, 427-440.

Crumière J.P., (1989). – Crise anoxique à la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin subalpin oriental (Sud-Est de la France) Relation avec l'eustatisme. *Geobios*, 22, 189-203.

Crumière J.P. (1991). – The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in the Southern Subalpine Domain (northwestern Tethyan margin, south-east of France) In : Crumière J.P., Cotillopn P., Schaaf A. (Coord) (Eds.). Cenomanian-Turonian Boundary Events. Excursion post-colloque dans le Sud-Est de la France, Livret Guide , 9-56.

Culver S.J. (1991).- Early Cambrian foraminifera from West Africa. *Science*,254, 689-69.

Culver S.J. et Buzas M.A (1999).- Biogeography of neritic benthic foraminifera.In : B.K. Sen Gupta (Ed). Modern Foraminifera. Kluwer academic publishers, 93-102.

D

Debenay J.P., Geslin E., Guillou J.J. et Casamajor M.N. (2000) VIèmes Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier, Caen, France, 17-19 Mai 2000.

Degens E.T. and Ross D.A. (1974). – The Black Sea. Geology, chemistry and biology. *AAPG Mem.*, 20, 633p.

Demaison G.W. and Moore G.T. (1980). – Anoxic environments and soil source bed genesis. *Organic Geochemistry*, 2, 9-31.

Desmares D., Grosheny D., Beaudouin B., Gardin S., et Gauthier-Lafaye F. (2004). – Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomanién –Turonien (USA). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 175, 6, 561-672.

Desmares D. (2005). Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans le cadre téphrochronologique. Le bassin du Western Interior au passage Cénomanién-Turonien. Thèse Doc. Université Louis Pasteur, Strasbourg I 440p.

E

Eicher D.L., and Diner R. (1985). – Foraminifera as indications of water masses in the Cretaceous Greenhorn Sea, Western Interior. In : Pratt L, Kauffman E.G., Zelt F. (Eds), Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway – Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. *Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Field trip Guidebook,4, 60-71.

Erbacher J., Thurow J., Littke R. (1996). – Evolution patterns of radiolarian and organic matter variations: a new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24, 499-502.

Erez J. and Luz B.(1983). – Experimental paleotemperature equation for planktic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 1025-1031.

Ettachfini E.M. et Andreu B. (2004). – Le Cénomaniens et le Turonien de la plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25, 277-302.

F

Ferry S. (1999). - Apport des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In "Actes des Journées scientifiques CNRS-ANDRA", Bagnols-sur-Cèze, octobre 1997, EDP Sciences Paris, 63-9.

Ferry S. (2012). – Réflexions sur la régression gargasienne (Europe, Afrique du Nord, Moyen-Orient), Réunions thématiques du groupe Français du Crétacé, Les événements de l'Aptien-Albien, Résumé ,16-17.

Fisher C.(2003). – Planktonic foraminifera porosity: a water mass proxy for latest Cenomanian paleoceanography, Greenhorn Sea, Western Interior, USA and Canada. *Cretaceous Research*, 24, 633-651.

Frakes L.A. (1999). – Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In: Barrera E. and Johnson C.C. (eds.), Evolution of the Cretaceous ocean-climate system. *Geological Society of America, Special Paper*, Boulder, 332, 49-57.

Friedrich O., Erbacher J., and Mutterlose J. (2006). – Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian boundary event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207). *Rev. Micropaleontology*, 49, 121-139.

G

Gale A.S. (1995). – Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian stage in Western Europe. *Geol. Soc.*, spec. publ., 85, 177-197.

Gale A.S. (1996). – Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: Sequence Stratigraphy in British Geology (eds. Hesselbo P.S. and Parkinson D.N.) 177-195, Geological Society of London, Special Publication n° 103.

Gale A.S., Jenkyns H.C., Kennedy W.J. and Corfield R.M. (1993). – Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of the Geological Society, London*, 150 29-32.

Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A., Caron M. and Kidd B.E. (1996). – The late Albian to early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretaceous Research*, 17, 515-606.

Gale A.S. Kennedy W.J., Voigt, S., and Walaszczyk I. (2005). – Stratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, U.K: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes *Cretaceous Research* 26, 460-487.

Grosheny, D. et Tronchetti, G. (1993).- La crise Cénomanién-Turonien: réponse comparée des assemblages de foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée et de bassin dans le S.E. de la France. *Cretaceous Res.* 14, 397-408.

Grosheny D. et Malartre F. (1997). - Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques et cortèges sédimentaires. Application au Cénomanién-Turonien du bassin du Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 234, Série Ila, 491-497.

Grosheny D., Beaudouin B., Morel L. et Gautier-Lafaye F. (2001). – Comparaison avec le domaine téthysien : Réponse différenciée des foraminifères au passage Cénomanién-Turonien entre le domaine boréal (Wunstorf) et téthysien (Pont d'Issole). Publications de l'ASF, 36, 179-181.

Grosheny D., Beaudouin B., Morel L. et Desmares D. (2006). – High-Resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Vocontian Basin, S-E France. *Cretaceous Research*, 27, 629-640.

Grosheny D. Chikhi-Aouimeur F., Ferry S., Jati M., Herkat M., Atrops F., Redjimi-Bourouiba W. et Benkherouf-Kechid F. (2007). – Le Cénomanién de l'Atlas Saharien (Algérie). Carnets de Géologie-Mémoire 2007/02, Abstract 09 (CG 2007_M02/09).

Grosheny D. Chikhi-Aouimeur F., Ferry S., Benkherouf-Kechid F., Jati M., Atrops F., Redjimi-Bourouiba W. and Benkherouf-Kechid F. (2008). – The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Sharan Atlas (Algeria). *Bull. Soc. géol. Fr.* 179, 6, 593-603.

Grosheny D., Ferry S., Jati M., Ouaja M., Bensalah M., Atrops F., Chikhi-Aouimeur F., Benkerouf-Kechid F., Negra H., Ait Salem H. (2013). – The Cenomanian Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research*, 42, 66-84.

H

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the triassic (250 million years ago) to present. *Science*, 235, 1156-1167.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.C., and Vail P.R. (1998). – Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework in European basins. In : Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (eds. d. Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T, and Vail P.R.) 3-13, SEPM Special Publication n° 60 Tulsa : SEPM (Society for Sedimentary Geology).

Hart M.B. (1980).- The recognition of Mid-Cretaceous sea-level changes by means of Foraminifera. *Cretaceous Res.* 1, 289-297.

Hart M.B. (1999).- The evolution and biodiversity of Cretaceous Planktonic Foraminiferida. *Geobios* 32, 2, 247-255.

Hart M.B. and Ball K.C. (1986).- Late cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic Foraminifera In : Summerhayes C.P. et Shackelton N.J. (Eds), North Atlantic palaeoceanography, *Geological Society of London Special Publication*, 21, 67-78.

Hart M.B. et Bailey H.W. (1979).- The distribution of planktonic Foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe. In: Wiedmann, J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas. *Int. Union Geol. Sci.*, Ser. A, 6, pp. 527-542.

Hart M.B. et Bigg P.J. (1981).- Anoxic events in the late Cretaceous chalk seas of north-west Europe. In: J.W. Neale and M.D. Brasier (Eds) microfossils from Recent and fossil shelf seas. Ellis Horwood for the British Micropaleontology Society, 177-185.

Hart M.B. et Carter D.J. (1975).- Some observations on the Cretaceous foraminiferida of south-east England. *J. Foram. Res.* 5, 114-126.

Hart M., Hudson W., and Smart C.W. (2007). – Paleobiogeography of early planktonic Foraminifera. 1er Symposium International de Paléobiogéographie (Paris, 10-13 juillet 2007, Résumés, p. 47).

Hembelen C. et Spindler M. (1983).- Recent advances in research on living foraminifera. *Utrecht Micropal. Bull.* 30, 141-170.

Hembelen C., Spindler M., and Anderson O.R. (1989). – Modern Planktic Foraminifera. Springer Verlag, New-York, xiv +363p.

Hetzl A., März C., Vogt C., Brünsaß H.J. (2011). – Geochemical environment of Cenomanian-Turonian black shale deposition at Wunstorf (northern Germany). *Cretaceous Research*, 32, 480-494.

Homewood (1982).- Evolution of Early planktonic foraminifers. *Mar. Micropal.*, 7, 453-462.

Huber B.T. (1998). – Tropical paradise at the Cretaceous poles? *Science*, 282, 2199-2120.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. (2002). – Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30, 2, 123-126.

J

Jarvis I. Carson G.A., Cooper M.K.E., Hart M.B., Leary P.N., Tocher B.A., Horne D. et Rosenfeld A. (1988).- Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Res.*, 9, 2-103.

Jarvis I., Murphy A.M., and Gale A.S. (2001). - Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates : criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *Journal of the Geological Society, London*, 158, 685-696.

Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., and DeCabrera S.C. (2002). – Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 188, 215-248.

Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.A. (2006) Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes : a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geol. Mag.* 143, 5, 561-608.

Jati M., Groosheny D., Ferry S., Masrour M., Aoutem M., Içame N., Gauthier Lafaye F., and Desmares D. (2011). – The Cenomanian-Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 296, 151-164.

Jefferies R.P.S. (1962). – The paleoecology of the *Actinomax plenus* subzone (lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology*, 4, 609-647.

Jefferies R.P.S. (1963). – The stratigraphy of the *Actinomax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association* 74, 1-34.

Jenkyns H.C. (1980).- Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*, 137, 171-188.

Jenkyns H.C., Gale A.S., and Corfield R.M.K. (1994). – Carbon- and oxygen- isotope stratigraphy of the English chalk and Italian scaglia and its paleoclimatic significance. *Geological Magazine* 131, 1-34.

Jones, R.W. et Charnock M.A.,(1985). “Morphogroups”of agglutinating Foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Rev. de Paléobio.* 4, 2, 311-320.

Jorissen F.J., Barmawidjaja D.M., Puskaric S. et van der Zwaan G.J. (1992).- Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with high organic flux. *Mar. Micropaleontology*, 19, 131-146.

K

Kauffman E.G. and Hart M.B. (1996). – Cretaceous Bio-Events In: Walliser O.H. (Ed), *Global Events and Event Stratigraphy*. Springer Verlag, 285-312.

Kauffman E.G. and Sageman B.B. (1990). – Biological sensing of benthic environments in dark shales and related-oxygen-restricted facies. In : Ginsburg R.N. and Beaudouin B. (Eds). *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Kluwer Acad. Publ. Science C, 304, 75-119.

Keller G., and Pardo A. (2004). – Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global Stratotype Section and Point at Pueblo, Colorado. *Marine micropaleontology*, 51, 95-128.

Keller G., Han Q., Adatte T., and Burns S.J. (2001). – Paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research* 22, 391-422.

Keller G., Stüben D., Berner Z., and Adatte T. (2004). – Cenomanian-Turonian and $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 211, 19-43.

Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. (2000). – Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta geologica Polonica* , 295-334.

Kennedy W.J., Gale A.S., Lees J.A., and Caron M. (2004). – The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France. *Episodes*, 27, 1, 21-32.

Koblentz-Mischke O.J., Volkovinski V.V. and Kabanova J.G. (1970). – Plankton primary production of the world ocean. In: Wooster W.D. (ed.), *Scientific exploration of the South Pacific*. *Nat. Acad. Sci.*, Washington, 183-193.

Kolodny Y, Luz B., Navon O? (1983). – Oxygen isotope variations in phosphates of biogenic apatite, I. fish bone apatite. *Early and Planetary Science Letters*, 64, 398-404.

Koutsoukos E.A.M. et Hart M.B. (1990).- Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe basin, Brazil. *Transactions of Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences* 81, 221-246.

Koutsoukos E.A.M. , Leary P.N. et Hart, M.B. (1990).- Latest Cenomanian-earliest Turonian low oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the Western Anlo-Paris basin (Southern England). *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 77, 145-177.

Kuhnt W., Moullade M., Kaminski M.A. (1996). – Ecological structuring and evolution of deep sea agglutinated foraminifera. A review. *Revue de Micropaléontologie*, 39, 4, 271-281.

L

Lamolda M.A., Gorostidi, A., and Paul, C.R.C. (1994). – Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenus Marls (latest Cenomanian), Dover, England – implications for the generation of the Cenomanian-Turonian boundary event. *Cretaceous Research* 15, 143-164.

Leckie R.M. (1985).- Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado. In : L.M. Pratt, E.G. Kauffman et F.B. Zelt (Eds.), *Fine-grained Deposits of Cyclic Sedimentary Processes.- Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Field trip Guidebook, 9, 139-149.

Leckie R.M. (1987). –Paleoecology of Mid-Cretaceous planktonic foraminifera. A comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropaleontology*, 33, 2, 164-176.

Leckie R. M., Bralower T.J., and Cashman R. (2002). - Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response of tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17, 3, 10.1029/2001PA000623.

Loeblich A.R., Tappan H. (1987).- Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, New-York, vol 1, 970 p; vol. 2, 212 p + 847 pls.

M

Mac Arthur R.H. et Wilson E.O. (1967).- The theory of island biogeography. Princeton University Press. N.J.

Magniez-Jannin F. (1988).- Foraminifères et séquences sédimentaires : vers une meilleure compréhension des environnements anoxiques du Crétacé dans l'Atlantique Sud. *Rev. Paléobio.*, Vol. Spé. 2, 297-307.

Magniez-Jannin F. (1998).- L'élongation des loges chez les foraminifères planctoniques du Crétacé inférieur : une adaptation à la sous oxygénation des eaux? *C.R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planètes/ Earth and Planetary Sciences*, 326, 207-213.

Malartre F. et Ferry S. (1993). - Régression forcée à la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin subalpin occidental (SE France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 317, série II, 1221-1227.

Masse et Philip (1976).- Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 18, 49-66.

Master B.A. (1977). – Mesozoic Planktic Foraminifera: A world-wide review and analysis. In: Ramsey A.T.S (ed.) *Oceanic Micropaleontology*, vol. I, 301-731, Academic Press, London.

Mitchell S.F. (1995). - Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Hunstanton Formation (Red Chalk, Cretaceous) succession at Speeton, North Yorkshire, England, *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 50, 285-303.

Mitchell S.F, and Paul C.R.C (1994). – Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: High resolution sequence stratigraphy : innovations and applications, Abstracts, (ed. Johnson S.D.) 20-23 (Department of Earth Sciences, Liverpool University, Liverpool).

Mitchell S.F., Paul C.R.C. et Gale A.S. (1996).- Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In :High resolution sequence stratigraphy : innovations and applications. *Geological Society of London, Spec. Publ.*, 104, 11-24.

Morel L. (1998). - Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanién-Turonien. Unpublished PhD dissertation, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 224pp

Mortimore R.N. (1986). – Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association*, 97, 97-139.

Murray J.W. (1976).- A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology*, 22, 103-119.

N

Nederbragt. A.J. (1990). – Biostratigraphy and paleoceanographic potential of the Cretaceous planktic Foraminifera Heterohelicidae. Academisch Proefschrift, 204pp. Centrale Huisdrukkerij Vrije Universiteit Amsterdam.

Nederbragt. A.J. and Fiorentino, A. (1999). – Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Melleg, Northwestern Tunisia. *Cretaceous Research*, 20, 47-62.

Neumann M. (1969). – Manuel de micropaléontologie des foraminifères (systématique-stratigraphie). I. Saccaminidae à Ataxophragmiidae, Gauthier-Villars, Paris, 297, 182 pp.

Norris R.D., Bice K.M., Magno E.A., Wilson P.A. (2002). – Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous Hothouse, *Geology*, 30, 4, 299-302.

O

Ogg J.G., Agterberg F.P., and Gradstein F.M. (2007). – The Cretaceous Period. In : A geologic Time Scale 2004 (eds. Gradstein F.M., Ogg G.J., and Smith A.G.), 344-383. Cambridge: Cambridge University Press.

Olesen J. (1991). – Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of the Mancos Shale (Upper Cretaceous), southwestern Black Mesa, Arizona. *Geol Soc. Amer. Spec. Paper*, 260, 153-166.

P

Paquier V. (1900).- Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse Univ. Grenoble, 410 pp.

Parish J.T. and Spicer R.A. (1988). - Late Cretaceous terrestrial vegetation: A near- polar temperature curve. *Geology*, 16, 22-25.

Paul C.R.C., Mitchell S.F. Marshall J.D., Leary P.N., Gale A.S., Duane A.M., and Ditchfield P.W. (1994). - Paleocceanographic events in the Middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research*, 15, 707-738.

Paul, C.R.C., Lamolda M.A., Mitchell S.F., Vaziri M.R., Gorostidi A. and Marshall J.D. (1999). – The Cenomanian-Turonian boundary at Easborne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 150, 83-121.

Pawlowski J., Bolivar I., Fahrni J., Cavalier-Smith T. et Gouy M. (1996).- Early origin of foraminifera suggested by SSUrRNA gene sequences. *Mol. Biol. Evol.*, 13, 445-450.

Pawlowski J., Bolivar I., Fahrni J., de Vargas C. et Bowser S.S. (1999).- Naked Foraminiferans revealed. *Nature*, 399, p.27.

Pawlowski J., Holzmann M., Berney C., Fahrni J., Gooday A.J., Cedhagen, T., Habura A., and Bowser S.S. (2003). – The evolution of early Foraminifera. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of United States of America*, Washington, 100, 20, 11494-11498.

Peralta-Medina E., and Falcon-Lang H.J. (2012). – Cretaceous forest composition and productivity inferred from a global fossil wood database. *Geology*, 40, 219-222.

Peryt D., and Lamolda M. (1996). – Benthic foraminifera mass extinction and survival assemblages from Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Menoyo section, northern Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, V. 102, 245-258.

Porthault B. (1974). – Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes, Thèse d'Etat, Lyon, 336 p.

Postuma J.A. (1971). - Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publishing Company.

Pratt L.M. (1985). – Isotopic studies of organic matter and carbonates in rocks of the Greenhorn Marine cycle. In : Pratt L.M., Kauffman E.G., and Zelt F.B. (eds.). Fine-grained deposits of cyclic sedimentary processes. SEPM Field trip Guidebook, 4, 38-48.

Pratt L.M. and Threlkheld C.N. (1984). - Stratigraphic significance of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, USA. In: Stott, D.F., Glass D.J., (eds.) The Mesozoic of Middle North America. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir n° 9, 305-312.

Pratt L. M., Arthur M.A., Dean W.E. and Scholle P.A. (1993). – Paleooceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. In: Cretaceous Evolution of the Western Interior basin of North America (Caldwell W.G.E and Kaufmann E.G.) 333-353. *Geological Association of Canada, Special Paper* n°39.

Premoli Silva I., and Sliter W.V. (1995). - Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccine section, Gubbio, Italy. *Paleontographia italic*, 82, 1-89, Pisa.

Premoli Silva I., and Verga D. (2004). – Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic foraminifera, 3rd Course : Cretaceous. Verga and Rettori eds. Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, Perugia (Italy).

Premoli Silva I., Ripepe M. et Tornaghi M.E. (1990).- Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles : evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (central Italy). *Terra Nova*, 1, 443-448.

Pucéat E., Lécuyer C., Sheppard S.M.F., Dromart G., Reboulet S., et Grandjean P. (2003). - Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18, doi:10.1029/2002PA000823.

Pucéat E., Lécuyer C., Donnadieu, Y., Naveau P., Cappetta H., Ramstein G., Huber B.T., and Kriwet J. (2007). – Fish tooth ^{18}O revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. *Geology*, 35, 107-110.

R

Robaszynski, F., Caron M., Amédéo F., Dupuis C., Hardenbol J., Gonzalez-Donoso J.M., Linares D., et Gartner S. (1993). – le Cenomanien de la région de Klaat Senan (Tunisie centrale) : Lithostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue Paléobiologie* 12, 2, 351-505.

Robaszynski, F., Amédéo F., Dupuis C., Hardenbol J., Gonzalez-Donoso J.M., Linares D. (2007). – Les bio-événements de la limite Albien (Vraconnien)-Cénomanien aux marges nord et sud de la Téthys (S.E. de la France et Tunisie Centrale). In : Bulot L.G., Ferry S. et Grosheny D. (eds.), Relations entre les marges septentrionales et méridionale de la Téthys au Crétacé. Carnets de Géologie, Brest - Mémoire 2007/02, Résumé 01 (CG 2007_M02/01) 3-15.

Robaszynski F., Caron M. et le groupe de travail européen des foraminifères planctoniques (1979).- Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). *Cahiers Micropal.* 1, 185 pp., 2, 181 pp.

Robaszynski F. et Caron M. 1995.- Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 166, 681-692.

Robaszynski F., Gale A.S., Juignet P., Amédéo F., and Hardenbol J. (1998). – Sequence stratigraphy In: the Upper Cretaceous series of the Anglo-Paris Basin exemplified by the Cenomanian stage. In : Mesozoic and Cenozoic sequence Stratigraphy of European Basins (des Graciansky P.C. D., Hardenbol J., Jacquin T. and Vail P.R.) 363-386. SEPM Special Publication n°. 60. Tulsa : SEPM (Society for Sedimentary Geology).

Reboulet S., Giraud F., Colombié C., Carpentier A. (2012). – Integrated biostratigraphy of the Lower and Middle Cenomanian in a Tethyan section (Blieux, southeast France) and correlations with Boreal basins. *Cretaceous Research* (2012) 1-20.

S

Sageman B.B. Kauffman E.G., Harries P.J., and Elder W.P. (1997). - Cenomanian-Turonian bioevents and ecostratigraphy in the Western Interior Basin: contrasting scales of local, regional and global events. In: Brett C. and Baird G. (Eds). Paleontologic Events: stratigraphic, ecological, and evolutionary implications. New York, Columbia University Press, 520-570.

Schlanger S.O. et Jenkyns H.C. (1976).- Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, 55, 179-184.

Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkyns H.C et Scholle P.A. (1987).- The Cenomanian-Turonian Oceanic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. *Geol. Soc.Spec. Publ.*, 26, 371-399.

Scholle P.A., and Arthur M.A. (1980). – Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 64 67-87.

Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkyns H.C., and Scholle P.A. (1987). - The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine d13C excursion. In *Marine Petroleum Source Rocks* (eds. Brooks J. and Fleet A.J.) 371-399. *Geological Society of London*, Special Publication n°26.

Sen Gupta B.K. (1999). – *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 371 pp.

Sharifi A.R., Croudace, I.W., and Austin, R.L. (1991). - Benthic foraminiferids as pollution indicators in Southampton Water, Southern England, *Journal of Micropaleontology*, 10, 1, 109-113.

Sliter W.V. et Baker R.A. (1972).- Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *J. Foram. Res.* 2, 4, 167-183.

Steuber T., Rauch, M., Masse J.P., Graaf J., Malkoc M. (2005).- Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, 437, 7063, 1341-1344.

Stoll H.M., Schrag D.P., (2000). High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain : Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geological Society of America Bulletin* 112, 308-319.

T

Tronchetti G. (1981). - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique-Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. Thèse d'Etat, Sciences Nat., Univ. Aix-Marseille I et Trav. Lab. Géol. Hist. Paléon. Marseille, 559pp.

Tronchetti G. (1984). - Influence du substrat et de la salinité dans la répartition des foraminifères benthiques : exemple du Crétacé moyen et supérieur de Provence (SE France). *Benthos'83*, 2nd International Symposium Benthic Foraminifera, 567-571.

Tronchetti, G. et Grosheny, D. (1991).- Les assemblages de foraminifères benthiques au passage Cénomanién -Turonien à Vergons, S.E. France. *Geobios*, 24, 1, 13-31.

Tsikos H., Jenkyns H.C., Walswoth-Bell B., Petrizzo M.R., Forster A., Kolonic S., Erba E., Premoli Silva I.P., Baas M., Wagner T., and Sinninghe Damste J.S. (2004). – Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: correlations and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 711-719.

V

Vail P.R., Mitchum R.M. et Thompson S. (1977).- Global cycles of relative changes of sea level. In : C.E. Payton (Ed), Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon Exploration . *Amer. Assoc. Petroleum geologists*, 3, 418 pp.

Voigt S. and Hilbrecht H. (1997). – Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlations and relations with sea level and sediment stability. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 134, 39-59.

Voigt S., Erbacher J., Mutterlose J., Weiss W., Westerhold T., Wiese F., Wilmsen M., and Wonik T. (2008). - The Cenomanian-Turonian of the Wunstorf section – (North Germany) : global stratigraphic reference section and new orbital time scale for the Oceanic Anoxic Event 2. *Newsletters on Stratigraphy*, 43, 1, 65-89.

W

Weissert H. (1989). – Carbon-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10, 1-61.

Wilmsen M. and Niebuhr R. (2002).- Stratigraphic revision of the upper Lower and Middle Cenomanian in the Lower Saxony Basin (northern Germany) with special reference to the Salzgitter area. *Cretaceous Research* 23, 445-460.

Wilson P.A., and Norris R.D. (2001). - Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412, 425-429.

Wilson P.A., and Opdyke B.N. (1996). - Equatorial sea-surface temperatures for the Maastrichtian revealed through remarkable preservation of metastable carbonate. *Geology*, 24, 555-558.

Wilson P.A., Norris R.D., Cooper, M.J. (2002). – Testing the cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian topics on Demerara Rise, *Geology*, 30, 7, 607-610.

Wright C.W. and Kennedy W.J. (1981). – *The Ammonoidea of the Plenius Marls and the Middle Chalk*. Monograph of the Paleontographical Society n° 34, London : Paleontographical Society, 148pp.

Wright C.W. and Kennedy W.J. (1984). - *The Ammonoidea of the Lower Chalk*. Part I. Monograph of the Paleontographical Society 137, 1-126.

Y

Yankov V., Arnold A., et Parker W. (1999) - Effects of Marine Pollution on benthic Foraminifera, In: Modern Foraminifera (Sen Gupta ed.). Kluwer acad Pub. 384p.

Z

Zachos J.C., Arthur M.A., Bralower T.J., Spero H.S. (2002). - Tropical temperatures in greenhouse episodes. - *Nature*, 419, 897-898.

Liste des Figures

1. Situation géographique de l'étude
2. Paléogéographie du bassin subalpin méridional au Cénomanién
3. Comparaison entre les gradients thermiques des basses à moyennes latitudes déduits du $\delta^{18}\text{O}$ des dents de poissons et ceux déduits du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques au Crétacé moyen. D'après Pucéat et al., 2007.
4. Evolution des foraminifères planctoniques de l'Albien terminal au Santonien basal d'après les successions du SE de l'Angleterre. D'après Hart et Bailey, 1979, Hart, 1999.
5. Distribution des foraminifères planctoniques dans la colonne d'eau au Crétacé et dans l'actuel. D'après Hart et Bailey, 1979.
6. Assemblages des genres de foraminifères benthiques du Crétacé en fonction de la profondeur. D'après Sliter et Baker, 1972.
7. Les principales ressources trophiques et les substrats des foraminifères benthiques dans les environnements marins. D'après Koutsoukos et Hart, 1990.
8. Distribution paléo-environnementale et abondance relative des groupes trophiques majeurs de foraminifères benthiques et des morphogroupes. D'après Koutsoukos et Hart, 1990.
9. Comparaison des courbes de $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albien-Cénomanién au Mont Risou, à Speeton, et Gubbio. D'après Gale et al., 1996.
10. Courbe de référence du carbone isotopique du Cénomanién au Santonien dans la Craie Anglaise. D'après Jarvis et al., 2006.
11. Enregistrement des isotopes stables du carbone et de l'oxygène de l'Albien terminal au Turonien basal de la gorge de Botaccione et de la carrière de Contessa. D'après Coccioni et Galeotti, 2003.
12. L'anomalie en $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée à Pueblo, USA, d'après Pratt et Threlkeld, 1984, Pratt et Threlkeld in Bengston, 1996, et in Kennedy et al. 2000, Pratt, 1985, et Morel 1988.
13. Corrélation entre l'évènement $\delta^{13}\text{C}$ au passage Cénomanién/Turonien entre l'Angleterre et le GSSP à Pueblo. D'après Jarvis et al., 2006.
14. Répartition stratigraphique des espèces de foraminifères index et position de l'anomalie de l'isotope $\delta^{13}\text{C}$ en fonction des dépôts de black shales dans 3 coupes. D'après Groshény et al., 2006.

15. Comparaison des courbes de $\delta^{13}\text{C}$ à Pueblo (Colorado), le stratotype de la limite Cénomanién-Turonien, à la crête d'Azreg (Tunisie centrale) et à Eastbourne (Sud de l'Angleterre). D'après Amédéo et al., 2005.
16. Carte géologique du Sud-Est de la France à 1/10⁶.
17. Résumé des catégories de morphogroupes des assemblages de foraminifères benthiques, des modes de vie qu'ils impliquent, et les familles taxonomiques représentatives dans la coupe de Sergipe, Brésil, depuis l'Aptien terminal jusqu'au Maastrichtien. D'après Koutsoukos et Hart, 1990.
18. Situation de la coupe de Vergons.
19. Illustrations photographiques de la coupe de Vergons.
20. Représentation verticale des espèces de foraminifères planctoniques dans la coupe de Vergons.
21. Représentation verticale des genres et familles de foraminifères benthiques dans la coupe de Vergons.
22. Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe de Vergons.
23. Courbes de carbonates, du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}_2$ dans la coupe de Vergons.
24. Situation de la coupe du Mont Risou.
25. Illustrations photographiques de la coupe du Risou.
26. Représentation verticale des espèces de foraminifères planctoniques dans la coupe du Mont Risou.
27. Représentation verticale des genres de foraminifères benthiques dans la coupe de Risou.
28. Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe du Mont Risou.
29. Courbes de carbonates, du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}_2$ au Cénomanién sur le Mont Risou.
30. Situation de la coupe composite de la vallée de la Méouge.
31. Illustrations photographiques de la coupe de la Méouge.
32. Représentation verticale des foraminifères planctoniques dans la coupe de la vallée de la Méouge.
33. Représentation verticale des genres de foraminifères benthiques dans la coupe de la Méouge.

34. Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe de la vallée de la Méouge.
35. Courbes de carbonates, du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}_2$ dans la coupe de la vallée de la Méouge.
36. Situation de la coupe de Venterol.
37. Illustrations photographiques de la coupe de Venterol.
38. Représentation verticale des espèces de foraminifères planctoniques au Cénomaniens dans la coupe de Venterol.
39. Représentation verticale des genres de foraminifères benthiques dans la coupe composite de Venterol (Col de Sausse, Rousset-les Vignes).
40. Répartition verticale des morphogroupes de foraminifères benthiques dans la coupe composite de Venterol (Col de Sausse, Rousset-les Vignes).
41. Corrélation entre les 4 coupes du bassin vocontien au Cénomaniens, de la marge de la plate-forme, à la mer profonde : lithologie, biozones des foraminifères planctoniques, événements à Heterohelicidae et $\delta^{13}\text{C}$.
42. Corrélation des assemblages de foraminifères benthiques des talus au bassin profond.

Tab. I Les genres de foraminifères benthiques observés dans les 4 coupes du bassin vocontien, leur classification et affectation à un morphogroupes selon Koutsoukos et al., 1990.

Tab. II Essai de mise en correspondance des zonations d'ammonites et de foraminifères entre le Nord-Ouest de l'Europe (domaine boréal) et la Tunisie centrale (domaine téthysien). D'après Amédéo et al., 2007.

Tab. III Récapitulatif des événements lithologiques, biostratigraphiques et chemostratigraphiques dans 4 coupes du bassin vocontien de la marge de la plate-forme au bassin profond, au Cénomaniens.

Annexe

En illustrant par quelques photos la plupart des foraminifères planctoniques et benthiques du Cénomaniens cités dans ce mémoire, notre intention n'est pas de nous substituer aux atlas de Robaszynski et Caron (1979) et Premoli-Silva et Verga (2004). Nous souhaitons seulement faciliter la lecture des figures et textes en mettant directement à disposition les planches qui suivent, pages 219 à 228.

1. Foraminifères planctoniques

Page 219 :

1. *Thalmaninella ticinensis*
2. *Thalmaninella gandolfi*
3. *Thalmaninella apenninica*
4. *Thalmaninella globotruncanoides*
5. *Thalmaninella micheli*

Page 220 :

1. *Rotalipora montsalvensis*
2. *Thalmaninella reicheli*
3. *Rotalipora cushmani*
4. *Thalmaninella deeckeii*
5. *Thalmaninella greenhornensis*

Page 221:

1. *Praeglobotruncana delrioensis*
2. *Praeglobotruncana stephani*
3. *Praeglobotruncana gibba*
4. *Dicarinella algeriana*
5. *Dicarinella hagni*

Page 222 :

1. *Dicarinella imbricata*
2. *Anaticinella multiloculata*

3. Formes "évoluées" ; *Praeglobotruncana gibba*,
4. *Rotalipora cushmani*.

Page 223 :

1. *Globigerinelloides ultramicra*
2. *Heterohelix moremani*
3. *Guembelitra cenomana*
4. *Hedbergella gorbachikae*
5. *Hedbergella planispira*
6. *Hedbergella delrioensis*
7. *Hedbergella simplex*
8. *Schakoina cenomana*

Page 224 :

1. *Whiteinella baltica*
2. *Whiteinella paradubia*
3. *Whiteinella archaeocretacea*

2. Foraminifères benthiques

Page 225 :

TEXTULARIINA : Textulariidae, Verneuilinidae, Eggerellidae, Ammodiscidae, Lituolidae, Nezzazatidae

Page 226 :

LAGENINA : Nodosariidae

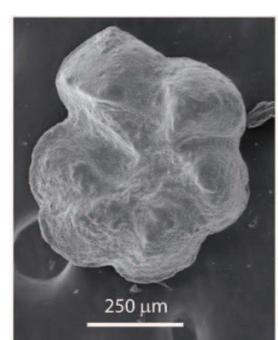
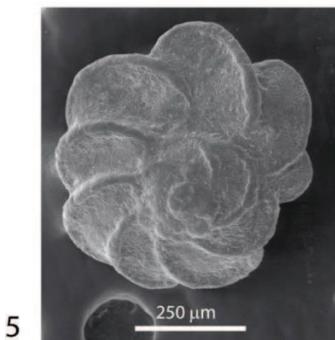
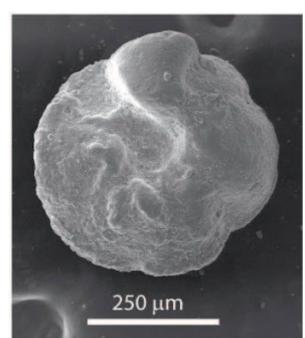
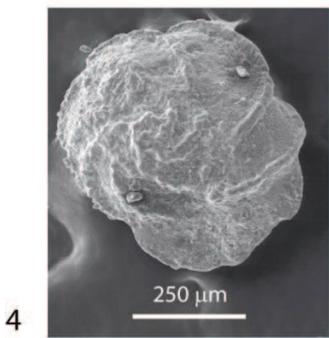
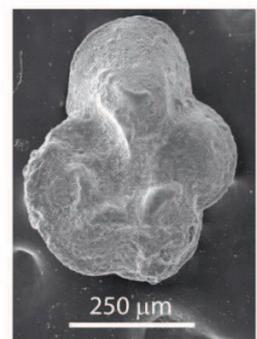
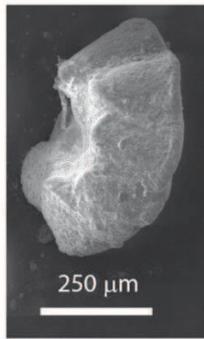
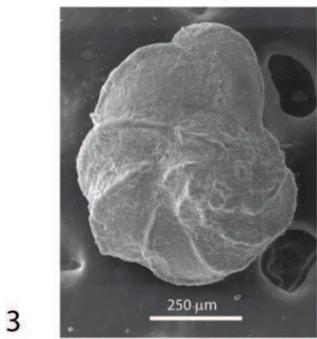
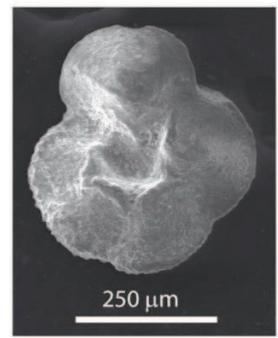
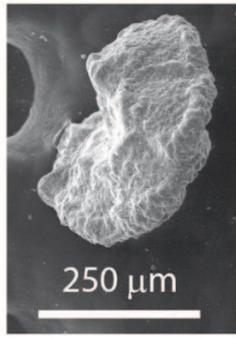
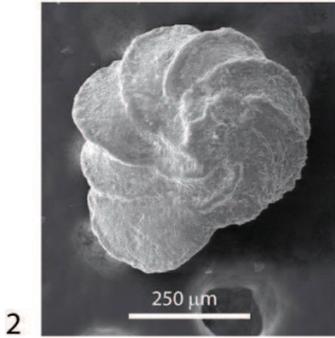
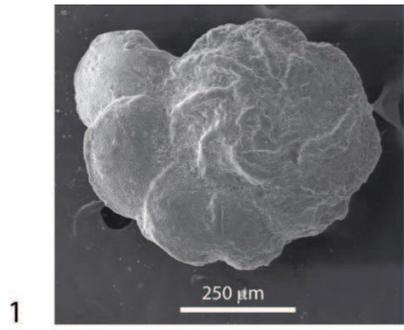
Page 227 :

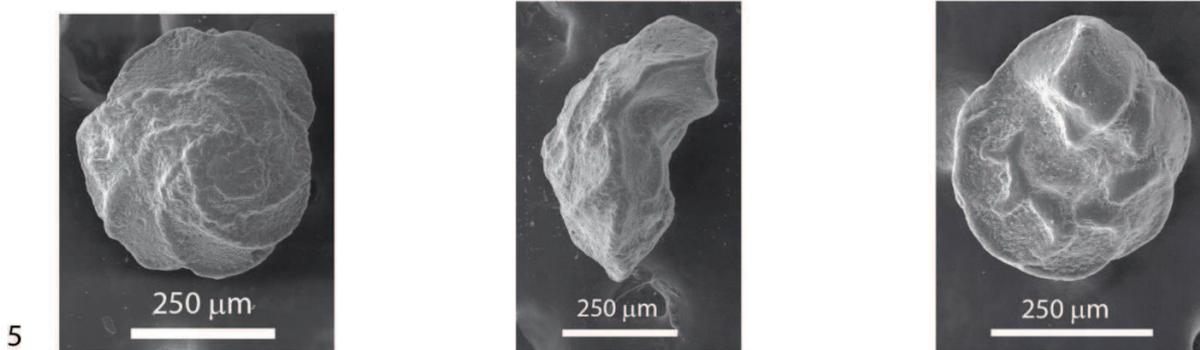
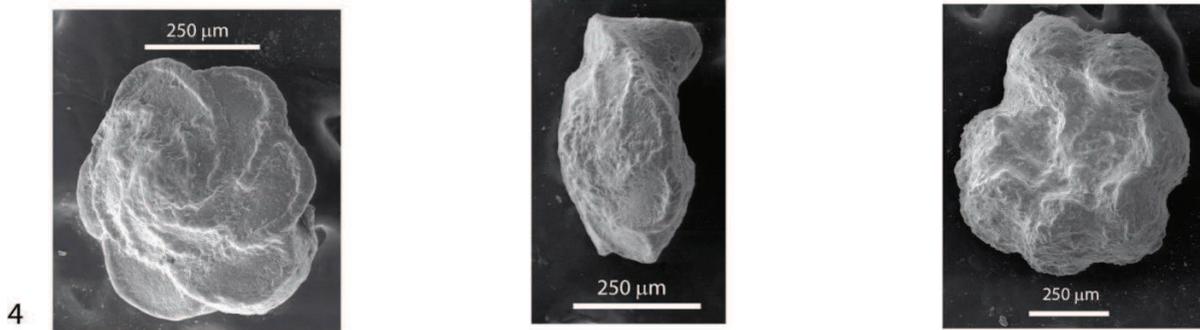
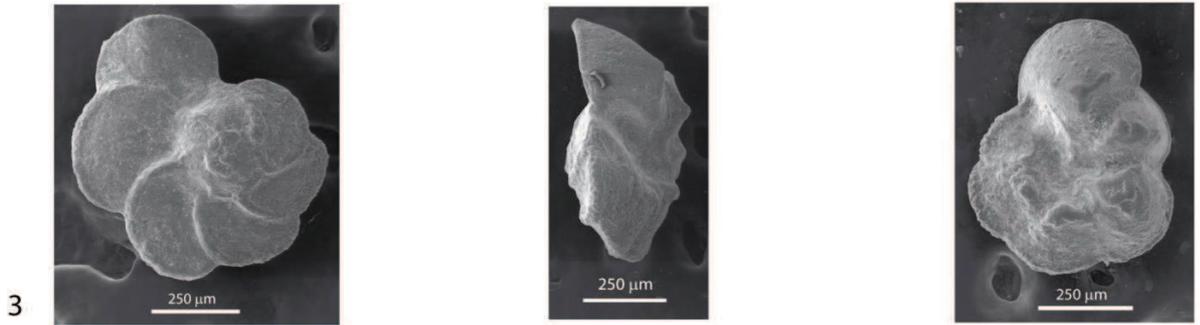
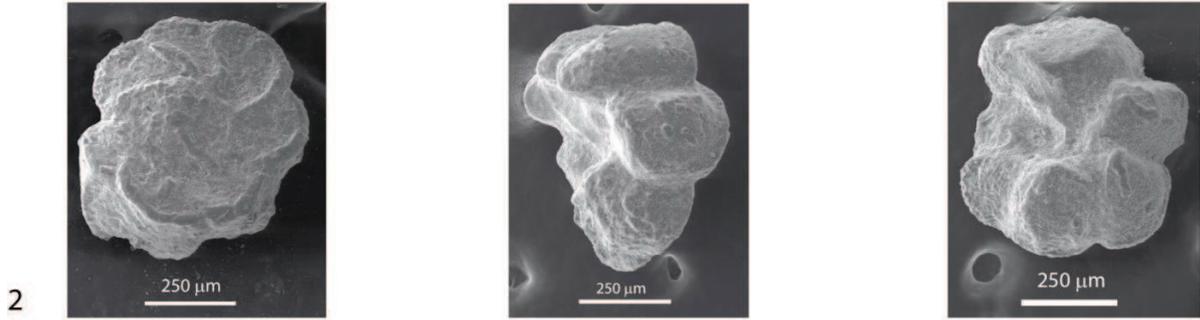
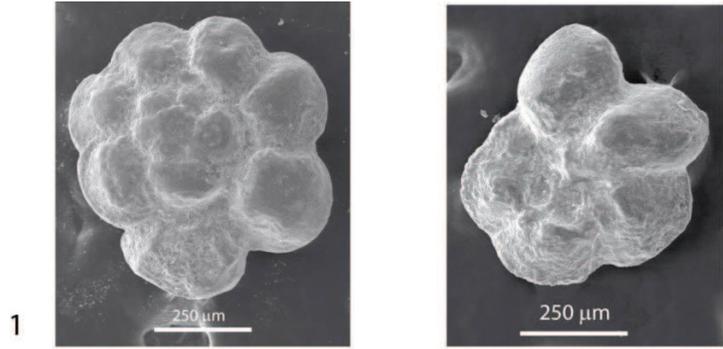
LAGENINA : Nodosariidae, *Lenticulina*

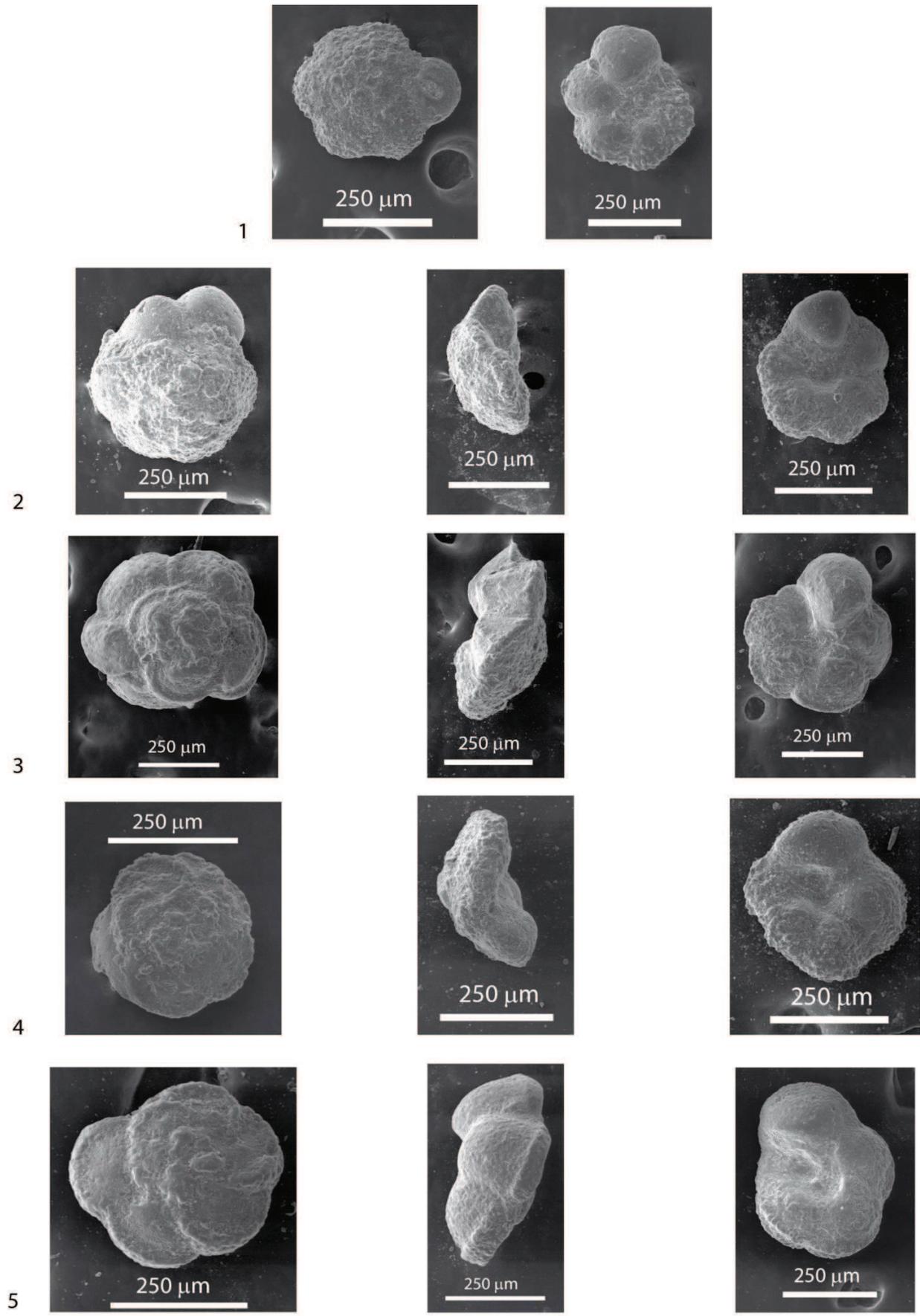
Page 228 :

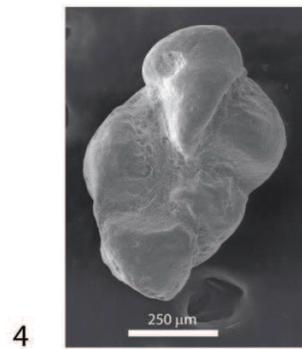
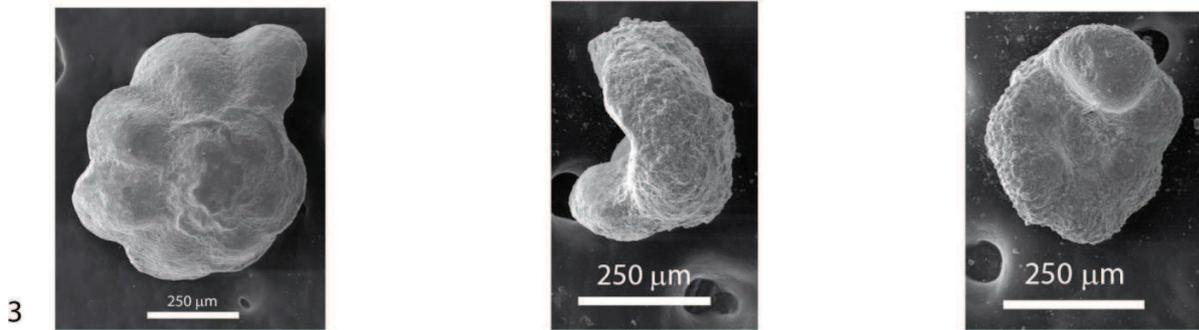
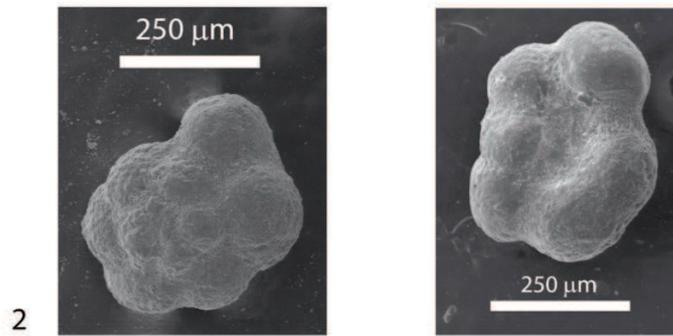
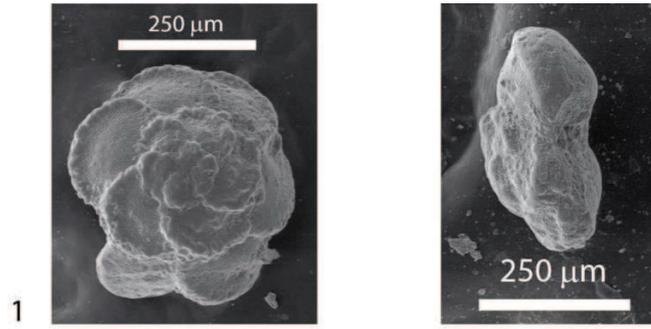
LAGENINA : Nodosariidae, Polymorphinidae, Ellipsolagenidae

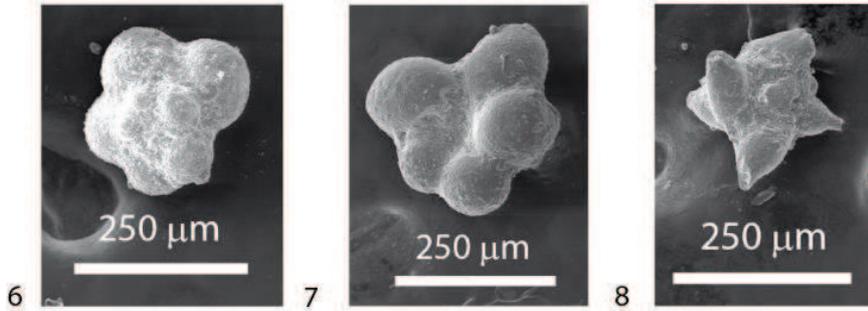
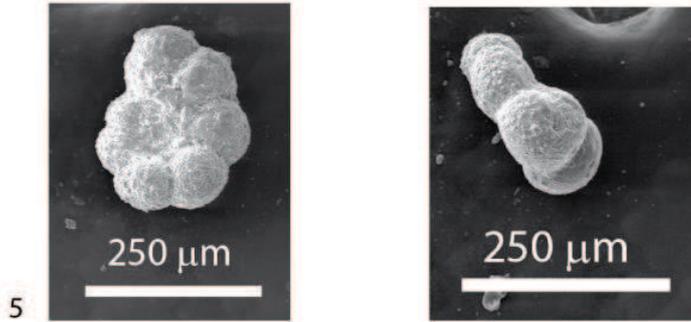
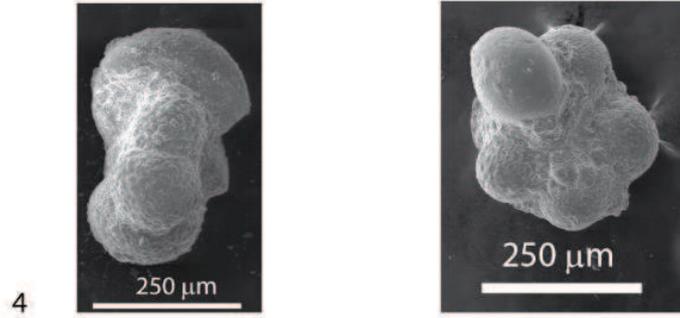
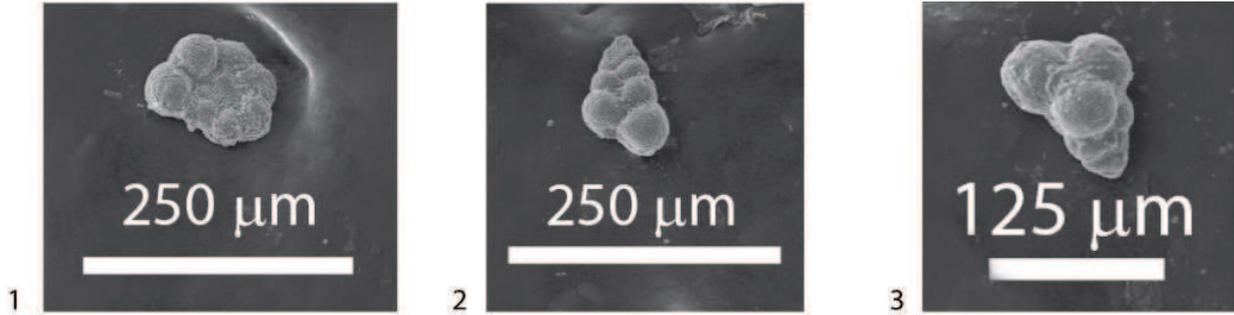
ROTALIINA : Turilinidae, Gavelinellidae, Pleurostomellidae



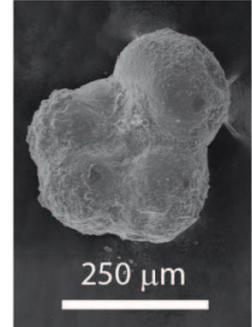
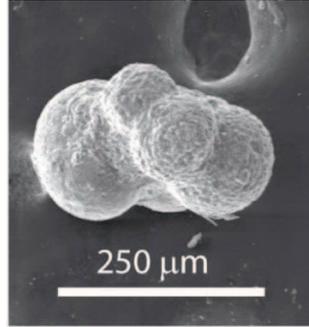
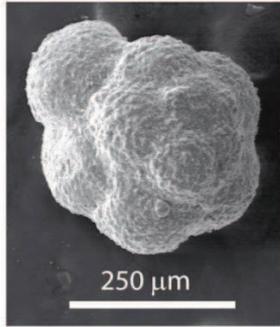




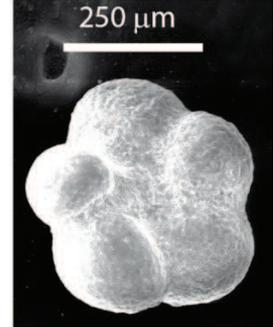
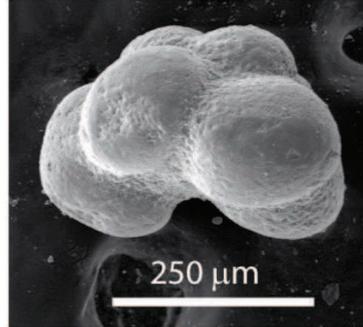
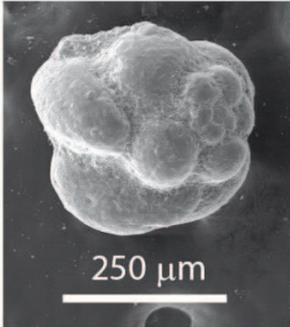




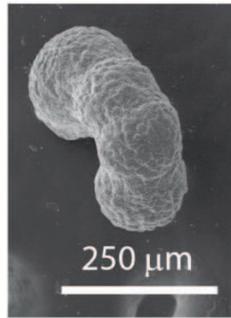
1



2

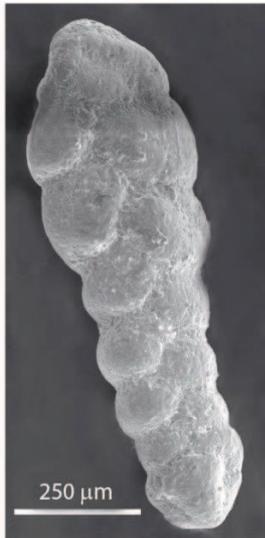


3



TEXTULARIINA

Textulariidae



Textularia

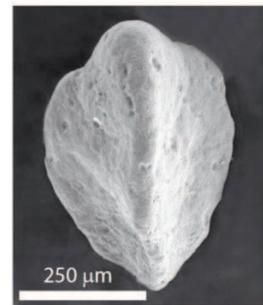
Verneuulinidae



Eggerellina

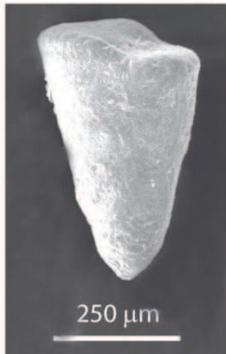


Dorothis



Tritaxia

Eggerellidae

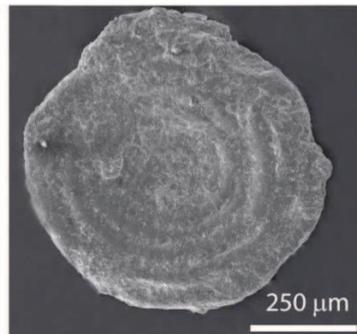


Gaudryina



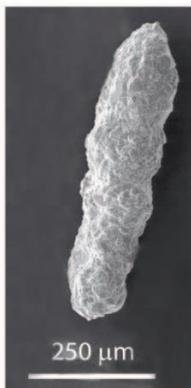
Minouxia

Ammodiscidae



Ammodiscus

Lituolidae



Ammobacculites

Nezzazatidae



Nezzazatinella

LAGENINA

Nodosariidae



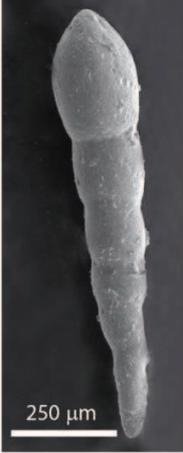
Dentalina



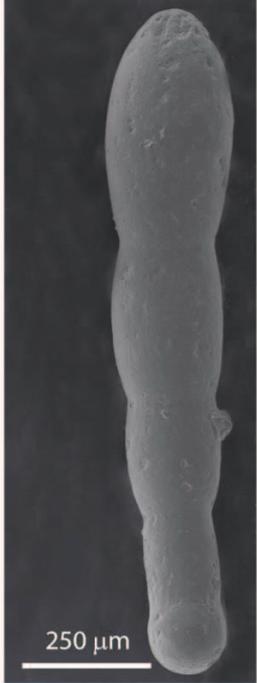
Dentalina



Dentalina



Nodosaria



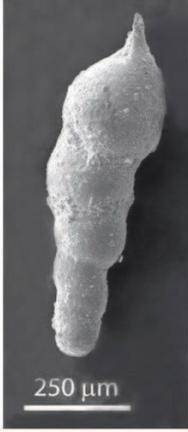
Nodosaria



Nodosaria



Nodosaria



Nodosaria



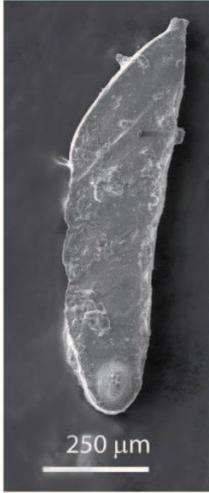
Planularia



Planularia

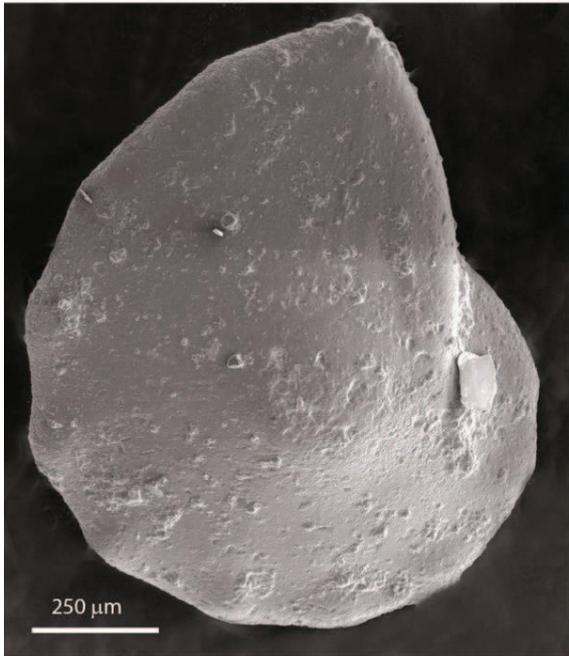


Planularia



Planularia

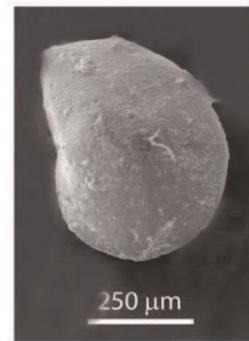
LAGENINA
Nodosariidae



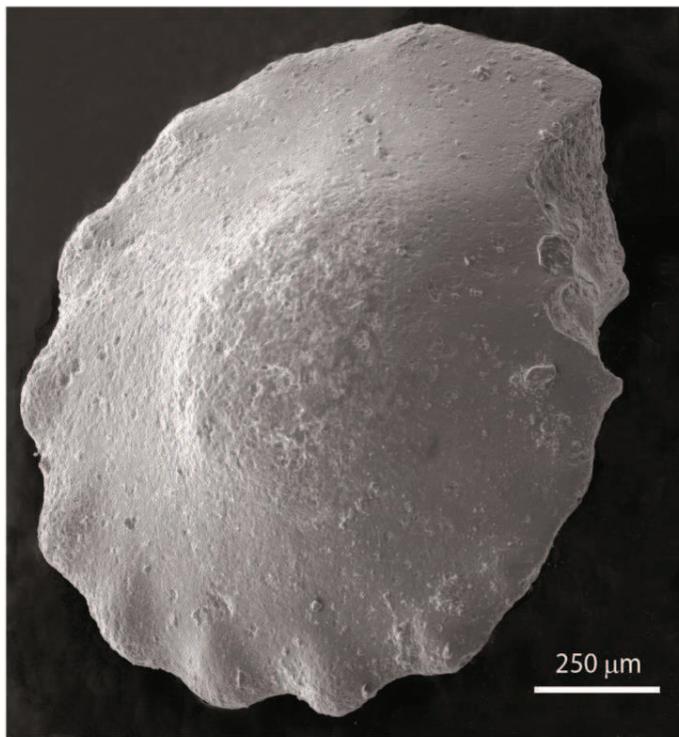
Lenticulina



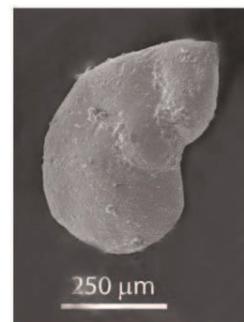
Lenticulina



Lenticulina



Lenticulina



Lenticulina

LAGENINA

Nodosariidae



Lagenella



Tristix



Astacolus

Polymorphinidae



Ramulina



Globulina

Ellipsolagenidae



Oolina

ROVALIINA

Turrilinae



Praebulimina

Gavelinellidae



Gavelinella



Gavelinella

Pleurostomellidae



Pleurostomella

Table des matières

Remerciements	4
Sommaire	9
Introduction	13
Première Partie : Cadre de l'étude et état des connaissances	21
1. Cadre de l'étude	23
1.1. Situation géographique	23
1.2. Situation paléogéographique	24
1.3. Cadre structural et influence sur la sédimentation	27
1.4. Le climat au Cénomanién	28
2. Etat des connaissances	31
2.1. Les foraminifères	31
2.1.1. Les foraminifères, outils pour la biostratigraphie	31
2.1.2. Les foraminifères, outils pour la paléocologie et la reconstitution des paléoenvironnements	32
2.1.2.1. Les foraminifères planctoniques	32
2.1.2.2. Les foraminifères benthiques	32
2.2. Les isotopes du carbone	41
2.2.1. Origine des variations du $\delta^{13}\text{C}$	41
2.2.2. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Albién/Cénomanién	43
2.2.3. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au Cénomanién médian	44
2.2.4. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ au passage Cénomanién/Turonien	45
2.2.4.1. Le bassin du Western Interior, USA	49
2.2.4.2. La mer boréale	51
2.2.4.3. La marge Nord de la Téthys	53

2.2.4.4. La marge Sud de la Téthys	54
Deuxième Partie : Matériel et Méthodes	59
1. Situation géologique des coupes étudiées	61
1.1. Coupe de Vergons	62
1.2. Coupe du Mont Risou	62
1.3. Coupe de la vallée de la Méouge	62
1.4. Coupe de Venterol	63
2. Les méthodes	63
2. 1. Sur le terrain	63
2.1.1. Situation géographique des coupes	63
2.1.2. L'échantillonnage	64
2.1.3. Collecte paléontologique	65
2.2. Au laboratoire	65
2.2.1. Etude des foraminifères	65
2.2.1.1. Le lavage	65
2.2.1.2. Détermination	65
2.2.1.3. Comptages	66
2.2.1.4. Les paramètres écologiques	66
2.2.1.4.1. Les foraminifères planctoniques	66
2.2.1.4.2. Les foraminifères benthiques	66
2.2.2. Les calcimétries	71
2.2.3. Les isotopes	71
Troisième Partie : Résultats	75
1. Coupe de Vergons	77
1.1. La lithologie	77
1.2. Les foraminifères planctoniques	80

1.2.1. Les associations	80
1.2.2. Interprétation biostratigraphique	85
1.2.3. Les paramètres écologiques	87
1.3. Les foraminifères benthiques	92
1.3.1. Les associations	92
1.3.2. Paléoécologie	101
1.4. Les isotopes du carbone et de l'oxygène	106
1.4.1. Le passage Albien-Cénomanién	106
1.4.2. L'événement du Cénomanién médian (MCE)	107
1.4.3. Le passage Cénomanién-Turonien, l'OAE2	108
2. Coupe du Mont Risou	113
2.1. La lithologie	113
2.2. Les foraminifères planctoniques	116
2.2.1. Les associations	116
2.2.2. Interprétation biostratigraphique	118
2.2.3. Les paramètres écologiques	121
2.3. Les foraminifères benthiques	123
2.3.1. Les associations	123
2.3.2. Paléoécologie	124
2.4. Les isotopes du carbone et de l'oxygène	126
3. Coupe de la vallée de la Méouge	133
3.1. La lithologie	134
1.2. Les foraminifères planctoniques	137

3.2.1. Les associations	137
3.2.2. Interprétation biostratigraphique	139
3.2.3. Les paramètres écologiques	143
3.3. Les foraminifères benthiques	147
3.3.1. Les associations	147
3.3.2. Paléoécologie	151
3.4. Les isotopes du carbone et de l'oxygène	155
3.4.1. Le passage Albien-Cénomanién	156
3.4.2. L'événement du Cénomanién médian (MCE)	156
3.4.3. Le passage Cénomanién-Turonien, l'OAE2	159
4. Coupe de Venterol	161
4.1. La lithologie	162
4.2. Les foraminifères planctoniques	166
4.2.1. Les associations	166
4.2.2. Interprétation biostratigraphique	168
4.2.3. Les paramètres écologiques	169
4.3. Les foraminifères benthiques	173
4.3.1. Les associations	173
4.3.2. Paléoécologie	177
5. Corrélations	182
5.1. Corrélations lithologiques	182
5.2. Corrélations biostratigraphiques	184
5.3. Apports de la géochimie	186

Quatrième Partie: Discussion	194
1. Les Foraminifères	195
2. Les isotopes du carbone	206
2.1. Le passage Albien-Cénomanién	206
2.2. Le Cénomanién médian	209
2.3. Le passage Cénomanién-Turonien, l'OAE2	211
Conclusion	213
Résumé	219
Bibliographie	221
Listes des figures	241
Annexes	243