

Le Cénomaniens et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc

El Mostafa Ettachfni^{a,*}, Bernard Andreu^b

^aUniversité Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géosciences et Techniques de l'Environnement (LGTE), B.P. 20, 24 000, El Jadida, Maroc

^bUniversité Paul Sabatier, Toulouse III, Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG), équipe Géodynamique, 39 allées Jules Guesde, 31000, Toulouse, France

Reçu le 3 juillet 2003; accepté en forme révisée le 10 Janvier 2004

Résumé

Le Crétacé de la plate-forme préafricaine du Maroc est classiquement subdivisé en trois formations: Ifezouane (Albien?), Aoufous (Albo-Cénomaniens) et Akrabou (Cénomano-Turonien). Les dépôts témoignent d'un environnement fluvial ou deltaïque à l'Albien?, évoluant vers une lagune côtière ou sebkha paralytique à l'Albo-Cénomaniens moyen et supérieur, et de plate-forme plutôt ouverte au Cénomaniens supérieur–Turonien. La Formation d'Akrabou, dont l'étude fait l'objet essentiel de cette note, se présente sous la forme d'une barre carbonatée massive; elle peut-être décomposée en quatre unités lithostratigraphiques (C1, C2, T1 et T2), correspondant respectivement à quatre séquences cycliques, limitées par des discontinuités d'ordre régional. Les deux premières unités ou séquences sont datées, sur la base de foraminifères et d'ostracodes, du Cénomaniens supérieur, les deux autres sont rapportées au Turonien. La limite Cénomaniens/Turonien correspond à une discontinuité sédimentologique et paléocéologique d'ampleur régionale. Un schéma de corrélation entre les différentes coupes étudiées permet de mettre en évidence une aire de sédimentation à subsidence élevée, localisée au centre du bassin, dans l'aire Goulmima-Tadighoust. D'un point de vue paléogéographique, la plate-forme préafricaine du Maroc se rattache au domaine téthysien au cours du Cénomaniens supérieur. Pendant le Turonien, elle demeure sous dépendance téthysienne, malgré l'existence de communications marines avec l'atlantique central.

© 2004 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Mots clés: stratigraphie; paléogéographie; Cénomaniens; Turonien; Plate-forme Préafricaine; Maroc

Abstract

The Moroccan Cretaceous North Saharian Platform is classically divided into three formations: Ifezouane (Albian?), Aoufous (Albo-Cenomanian) and Akrabou (Cenomanian-Turonian). These deposits reflect a fluvial or deltaic environment in the Albian?, evolving to a lagoonal environment or a paralytic sabkha in the Albian and Middle–Late Cenomanian, and to an open marine platform during the Late Cenomanian and Turonian. This paper deals mainly with the Akrabou Formation, which consists of massive carbonates, divided into four lithostratigraphic units (C1, C2, T1 and T2) bounded by regional unconformities, and organized in four cyclic sequences respectively. Units C1 and C2 are dated as Late Cenomanian, based on foraminifera and ostracodes. Units T1 and T2 are attributed to the Turonian. The Cenomanian/Turonian boundary is a sedimentological and ecological unconformity. The correlations between the sections studied indicate that considerable subsidence took place in the Goulmima-Tadighoust area, at the centre of the basin. This study has also revealed that the Moroccan Preafrican Platform was connected to the Tethyan realm in Late Cenomanian and remained as such through Turonian. However, a minor connection also existed with the Central Atlantic.

© 2004 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Stratigraphy; Palaeogeography; Cenomanian; Turonian; Preafrican Platform; Morocco

* Auteur correspondant.

Adresses de E-mail: ettachfni@ucd.ac.ma (El M. Ettachfni), andreu@cict.fr (B. Andreu).

1. Introduction

Le sillon préafricain, entre Haut Atlas et Anti-Atlas, est constitué, d'Ouest en Est, par les Bassins du Souss, Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud (Ambroggi et Choubert, 1952). D'un point de vue structural, il est limité au Nord par l'accident sud-atlasique qui borde les bassins jurassiques du Haut Atlas; et au Sud et à l'Est, par les affleurements précambriens et paléozoïques de l'Anti-Atlas et les formations tertiaires de la hamada du Guir (Fig. 1). Dans le sillon préafricain, le Crétacé repose en discordance sur un substratum paléozoïque ou jurassique (cartes géologiques de Tinejdad au 1/100,000, Tafilalt-Taouz au 1/200,000, Rich et Boudnib au 1/200,000).

Le Cénomaniens–Turonien est constitué de trois unités lithologiques (Choubert, 1948; Basse et Choubert, 1959; Choubert et Faure-Muret, 1962): des grès rouges continentaux azoïques, comportant des passées conglomératiques, rapportés à l'Albien ou à l'Infracénomaniens; des marnes lagunaires à gypse, attribuées au Cénomaniens; des calcaires marins qui constituent la "dalle cénomano-turonienne". La distinction entre Cénomaniens et Turonien au sein de ces calcaires est difficile et parfois aléatoire à placer. Dès 1924, Barthoux attribue les calcaires marins (troisième unité lithologique précédente) au Cénomaniens–Turonien sur la base de la faune d'échinodermes: *Holectypus excisus* et *Heterodiadema lybicum*. La partie inférieure de ces calcaires relève, pour Daguin (1931a,b), du Cénomaniens, par la présence d'*Heterodiadema lybicum* et *Exogyra olisiponensis*, et la partie supérieure, du Cénomaniens sommital

ou du Turonien inférieur, sur la foi d'*Eoradiolites zizensis* et *Apricardia archiaci*. Dubar (1948) a proposé, pour cette partie du Crétacé, une subdivision en trois formations. (1) La Formation d'Ifezouane, à la base, est constituée de grès à stratifications entrecroisées alternant avec des sables roses et quelques niveaux conglomératiques à dragées de quartz; ponctuellement, on y observe des passées calcaires à lamellibranches et gastéropodes; cette formation est attribuée à l'Albien sans preuve paléontologique. (2) La Formation d'Aoufous, se compose de grès argileux et de marnes vertes à intercalations de bancs de gypse; elle est rapportée à l'Albo-Cénomaniens. Les deux formations citées ci-dessus, appelées jadis "continental intercalaire" par les géologues sahariens, ont été regroupées sous le nom de "kem kem beds" par Sereno et al. (1996). (3) La Formation d'Akrabou forme une hamada calcaire repère, trait morphologique régional majeur; son attribution au Cénomaniens–Turonien découle de la présence d'*Exogyra olisiponensis* et de radiolitidés à sa partie inférieure, et d'ammonites: *Hoplitoides mirabilis* et *Mammites* sp., associées à de nombreux lamellibranches dont *Astarte seguenzae*, à sa partie supérieure (Dubar, 1948). Petitot (1950, 1951) a adopté les attributions de Daguin, mais situe les rudistes à la partie inférieure de la dalle calcaire, dans le Cénomaniens. Basse et Choubert (1959) reconnaissent, latéralement à cette Formation d'Akrabou, dans la partie orientale du domaine atlasique marocain et annexes sahariennes, la présence du Cénomaniens supérieur grâce à *Neolobites vibrayeanus* et celle du Turonien inférieur grâce à *Hoplitoides mirabilis*. Ferrandini et al. (1985) et Ferrandini (1988),

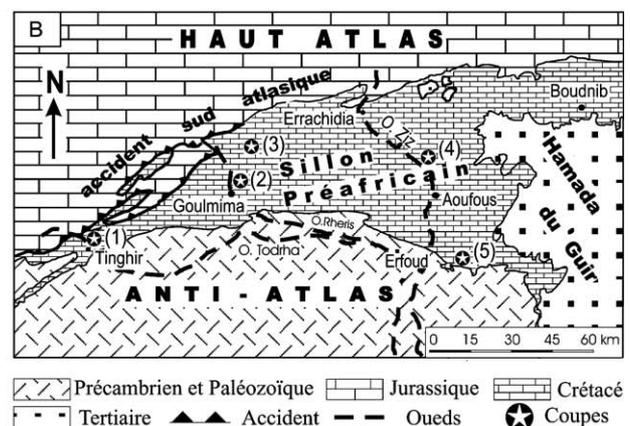
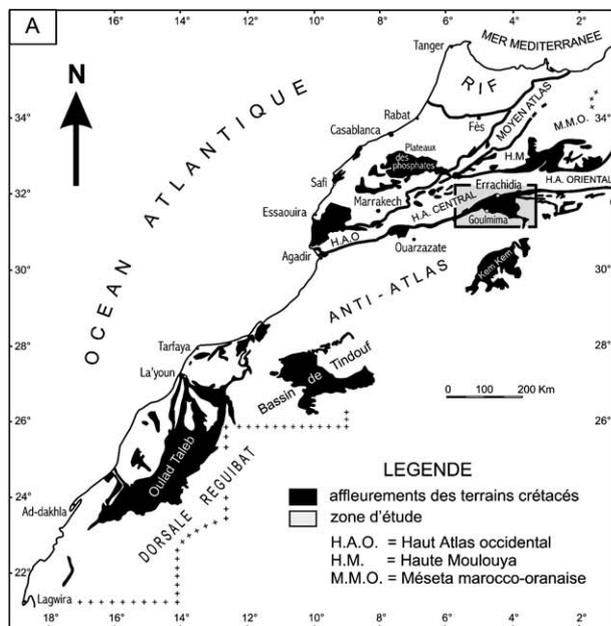


Fig. 1. A, affleurements des terrains crétacés au Maroc et localisation de la zone d'étude. B, situation géographique et géologique du secteur étudié; localisation des coupes: (1) Tinghir; (2) Goulmima; (3) Tadighoust; (4) Ziz; (5) Douar Slilim.

subdivisent la barre céno-mano-turonienne en quatre unités stratigraphiques: 1–4; les trois premières sont datées du Cénomanién supérieur par la présence de l'ammonite *Neolobites vibrayeanus* au tiers inférieur, et par l'association de foraminifères benthiques: *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi*, *Trochospira avnimelchi* et de rudistes: *Ichthyosarcolites* sp. et *Sauvagesia shapei* dans les 2/3 supérieurs; la quatrième est rapportée au Turonien par la présence d'*Heterohelix* cf. *reussi*. En outre, ces auteurs mettent en évidence une ouverture de la plate-forme en direction de l'Est ou du Nord-Est, au Cénomanién supérieur, et signalent une discontinuité régionale importante entre le Cénomanién et le Turonien. Sur les bases chronologiques précédentes, Rhalmi (2000) subdivise la barre carbonatée (Formation d'Akrabou) en trois systèmes sédimentaires (S1, S2 et S3) qu'il rattache à trois formations, respectivement de bas en haut, Tazougart, Akerbous et Goulmima. Ces trois formations sont mises en corrélation avec trois séquences de dépôt de troisième ordre, au sens de Vail et al. (1987); les deux premières sont du Cénomanién supérieur, la troisième du Turonien inférieur.

Les noms de formations que nous utilisons dans ce travail sont celles de Dubar, 1948, officialisés en 1997 par le Ministère de l'Énergie et des Mines, lors de l'établissement de la carte géologique de Tinejdad.

2. Les faciès

Notre étude est centrée essentiellement sur le Bassin d'Errachidia-Boudenid-Erfoud, entre Tinghir à l'Ouest et Boudnib à l'Est (Fig. 1B). Les terrains qui composent les Formations d'Aoufous et d'Akrabou ont été analysés à partir de cinq coupes, localisées sur un transect Est-Ouest couvrant une distance de 130 km environ (Tinghir, Goulmima, Tadighoust, Ziz et Douar Slilim).

L'objectif de ce travail est de présenter les contenus paléontologiques des formations, afin d'établir un cadre chronostratigraphique précis, puis de mettre en place les modalités de l'installation et l'évolution de la plate-forme carbonatée céno-mano-turonienne.

2.1. Formation d'Aoufous

La Formation d'Aoufous se développe au-dessus de la discontinuité régionale D1, discontinuité d'ordre lithologique (cf. Figs. 2–4, 6, 12, 13), qui limite le toit de la Formation d'Ifezouane. Sa lithologie présente peu de variations à l'échelle du bassin, mais ses épaisseurs sont variables à la fois d'Ouest en Est et du Nord au Sud. Notre analyse repose sur la description de la coupe de référence de Goulmima et de ses variations latérales vers l'Ouest avec la coupe de Tinghir, vers le Nord avec la coupe de Tadighoust, vers l'Est avec la coupe de

Ziz et vers le Sud-Est avec la coupe de Douar Slilim (Fig. 1B).

La coupe de référence de Goulmima (Figs. 1B, 2) est située sur la vallée de Rheris, à 2 km à la sortie Est du village du même nom, en direction d'Errachidia. Trois faciès sont récurrents sur la centaine de mètres d'épaisseur que présente la formation: (1) marnes versicolores, gréseuses, à dominante rouge, souvent à gypse fibreux ou saccharoïde, ensemble épais de quelques centimètres à plus de 20 m; (2) dolomies jaunâtres, en bancs centimétriques, de texture dolomicrosparitique, à lamelli-branches monospécifiques et rares gastéropodes, et dolomies cristallines jaunes verdâtres, massives, à rares cristaux de gypse, souvent mouchetées de manganèse, bioturbées et admettant des laminations cryptoalgaires ondulées; (3) intercalations pluricentimétriques de gypse fibreux en bancs stratocroissants et de gypse saccharoïde massif ou à fines laminations planes, alternant avec des lits de marnes rouges.

Les variations latérales de faciès sont recherchées à l'échelle du bassin. La coupe de Tinghir (Figs. 1B, 3), à 60 km à l'Ouest de la coupe de Goulmima, est relevée sur la piste menant à la décharge publique, à 2 km de la sortie Est du village. La Formation d'Aoufous y est épaisse de 20 m et composée de marnes gréseuses versicolores.

La coupe de Tadighoust (Figs. 1B, 4) est située à 18 km au Nord de Goulmima. La Formation d'Aoufous, avoisine la centaine de mètres et est très comparable à celle relevée sur la coupe de référence; toutefois, les bancs dolomitiques diminuent fortement d'épaisseur.

La coupe de Ziz (Figs. 1B, 5) est située à 70 km à l'Est de la coupe de référence, au bord de la route P31 Errachidia-Erfoud, à 1 km avant le village de Oulad Chaker, sur la rive gauche de l'oued Ziz. La Formation d'Aoufous est essentiellement constituée de marnes versicolores, très riches en fins cristaux de quartz (dont la taille est inférieure à 160 µm) et en paléosols. Un banc de gypse saccharoïde de 60 cm d'épaisseur, suivi d'un banc dolomitique de 40 cm, sont les seuls niveaux indurés qui apparaissent dans le tiers inférieur. Le microfaciès du banc dolomitique est celui d'une dolomicrorite finement litée, à cristaux de gypse, moulés par des laminations algaires micritiques. Un sondage du BRPM (Bureau de Recherche et Participation Minière) a traversé, à Oulad Chaker, plus de 300 m de marnes, sables et grès qui appartiennent, au moins en partie, à cette formation.

La coupe de Douar Slilim (Figs. 1B, 6) est localisée à 90 km au Sud-Est de la coupe de référence. Les faciès montrent un net enrichissement en terrigènes; sur une soixantaine de mètres environ, ils sont constitués de silts gréseux, découpés en ensembles pluridécimétriques par des alternances de lits centimétriques de grès rouges et de dolomies, suivant une organisation granodécroissante.

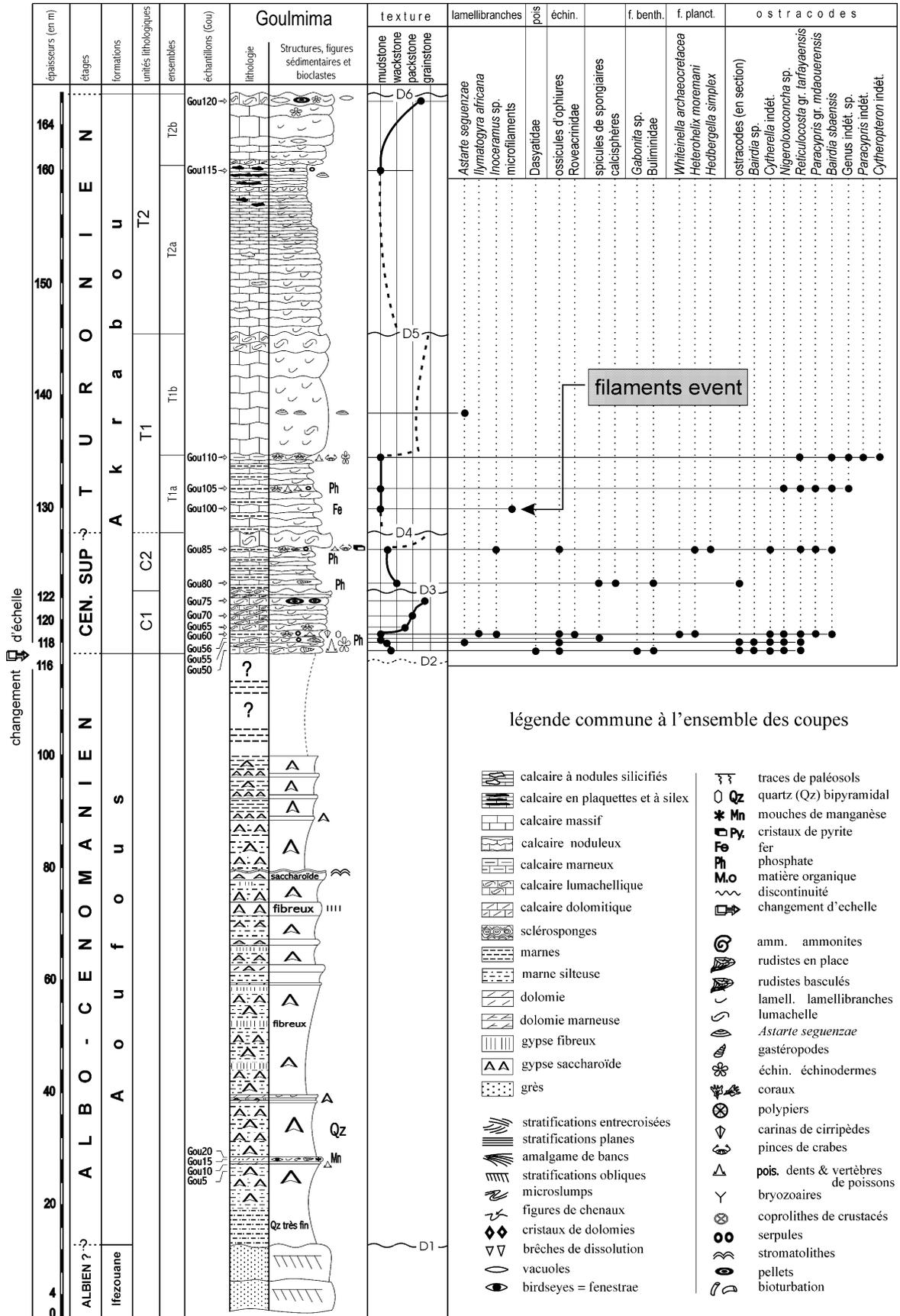


Fig. 2. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Goulmima.

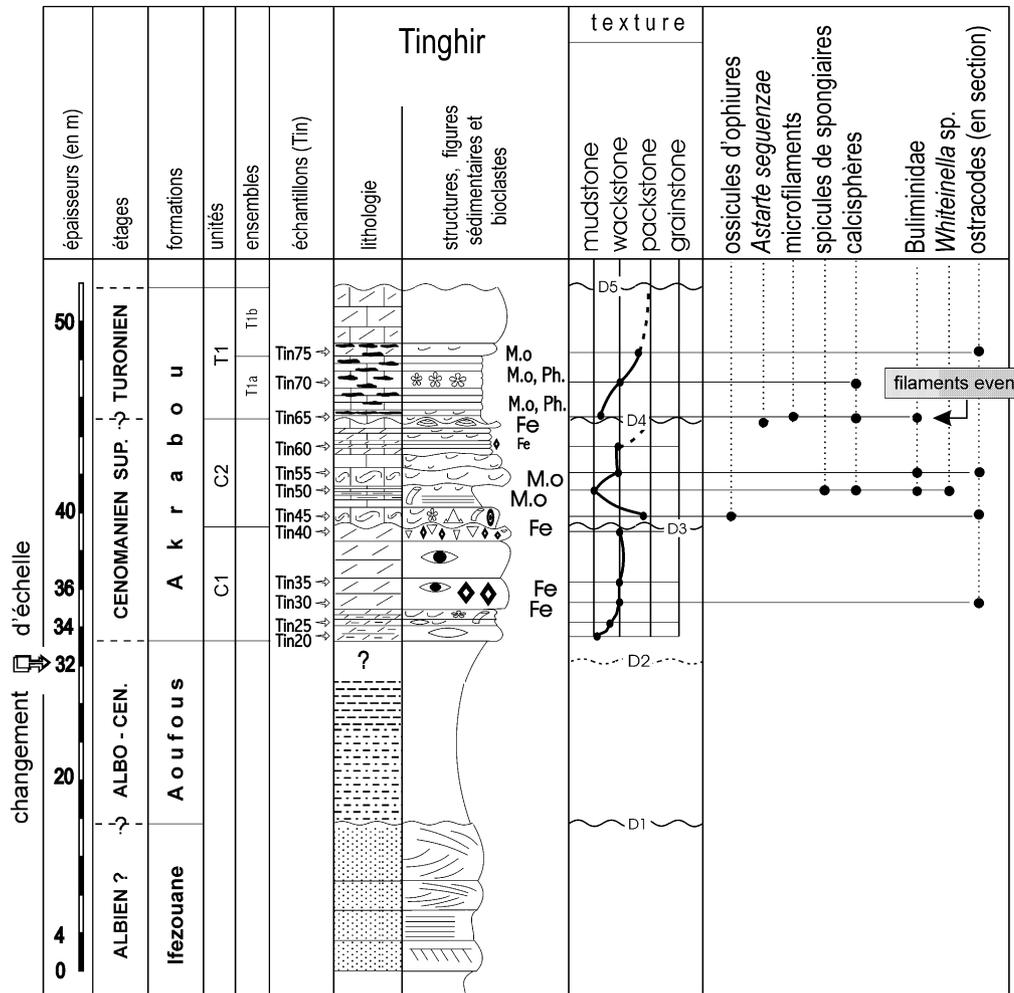


Fig. 3. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Tinghir.

Les faciès de la Formation d'Aoufous s'enchaînent donc pour constituer des séquences élémentaires débutant par l'inondation et se terminant par l'émersion du milieu de dépôt. La séquence virtuelle, depuis le pôle le plus marin vers le pôle le moins marin, est représentée d'abord par des dolomies, rarement bioclastiques, puis par des marnes rouges terrigènes, azoïques, à gypse, et, enfin, par des bancs de gypse. Les dolomies présentes à la partie inférieure, disparaissent donc dans la partie supérieure au profit des intercalations gypseuses. Cette organisation est caractéristique de dépôts de lagune côtière, ou sebkha paralytique, dans un environnement médiolittoral à supralittoral.

Ce type d'agencement est bien différencié au centre du bassin, dans les deux coupes les plus épaisses et les plus proches, Tadighoust et Goulmima ($\cong 100$ m) et dans celle plus orientale de Ziz, 50 m; sur les bordures du bassin, la Formation d'Aoufous est moins épaisse, de 20 m à Tinghir, à l'Ouest, à 60 m à Douar Slilim, au Sud; elle témoigne alors de conditions environnementales plus confinées, à taux de sédimentation plus faible, en milieu supralittoral.

La Formation d'Aoufous montre une organisation d'ensemble régressive, caractérisée par des arrivées de terrigènes fins, d'origine saharienne et anti-atlasique pour la plus grande part (Choubert, 1948; Rhalmi, 1992), sous une faible tranche d'eau, en milieu médiolittoral à supralittoral. L'espace sédimentaire est engendré par une subsidence continue sur cette bordure Sud du Haut Atlas.

2.2. Formation d'Akrabou

La Formation d'Akrabou est essentiellement carbonatée. Elle constitue généralement les reliefs, dont l'épaisseur varie entre 12 et 50 m, de la deuxième hamada régionale au-dessous de la hamada tertiaire. Elle est décomposée en quatre unités lithostratigraphiques C1 et C2, T1 et T2, séparées par des discontinuités sédimentaires régionales. Les unités cénomaniennes C1 et C2 sont relevées sur la coupe de Ziz, choisie comme référence en fonction des bonnes conditions d'affleurement et d'une abondante biophase. La coupe de Tadighoust est la coupe de référence des unités turoniennes T1 et T2 en raison de

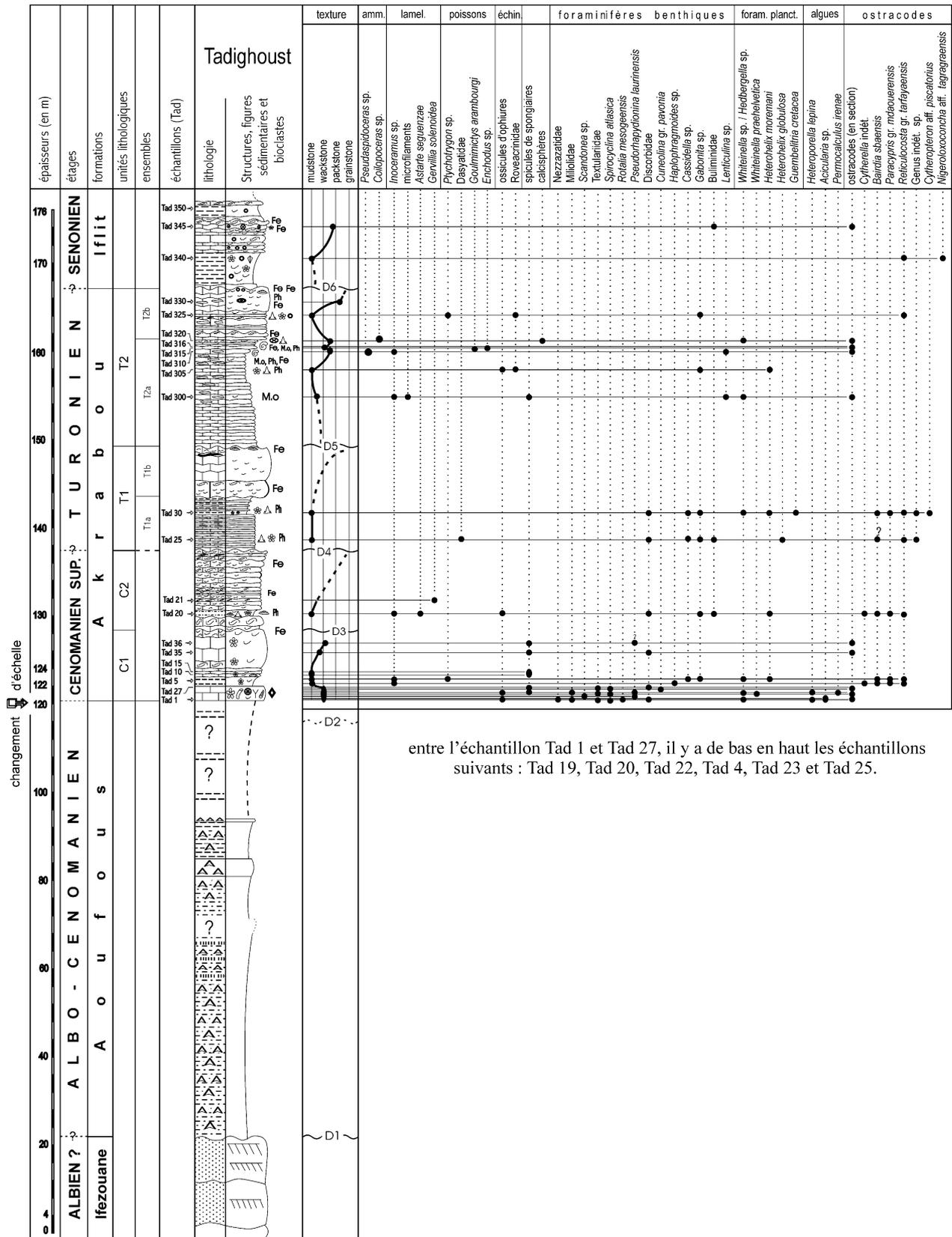


Fig. 4. Colonne stratigraphique, discontinuités, microfaciès et répartition des organismes dans la coupe de Tadighoust.

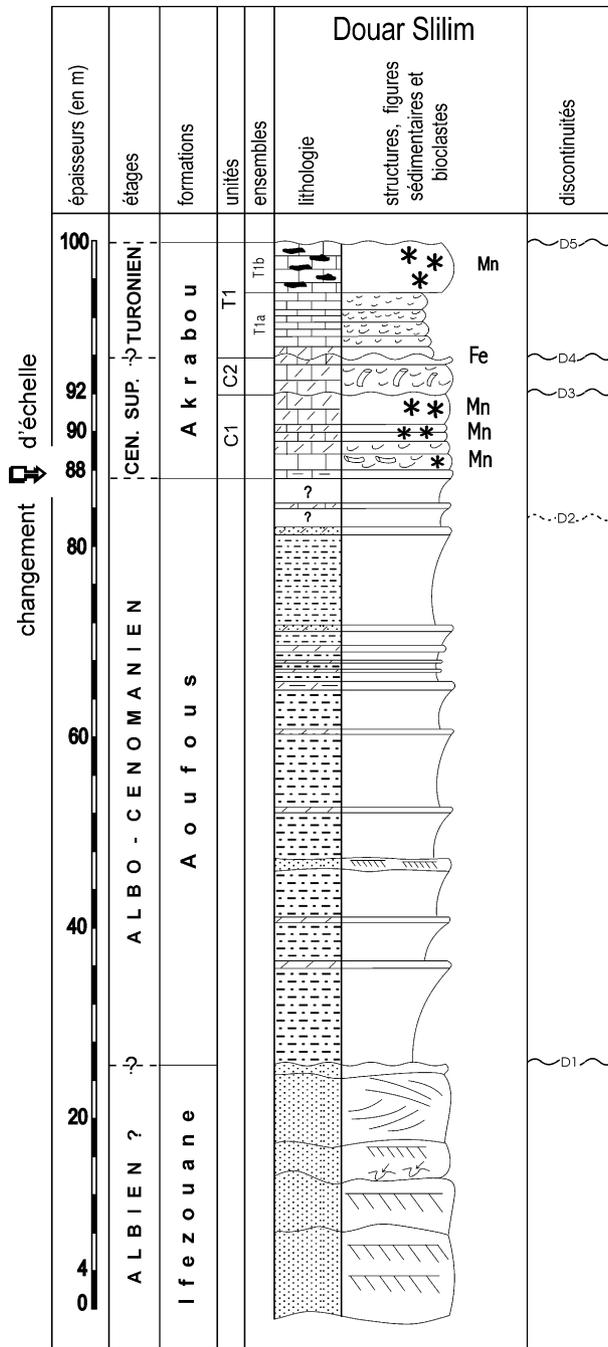


Fig. 6. Colonne stratigraphique et discontinuités dans la coupe de Douar Sllim.

la forte dilatation des bancs et des bonnes conditions d'affleurement. Les variations latérales sont envisagées avec les autres coupes annexes.

2.2.1. Le Cénomanién

Sur la coupe de Ziz (Fig. 5), la Formation d'Akrabou est recoupée par la route Errachidia-Erfoud. C'est une falaise d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, à pendage subhorizontal, dont les 27 premiers constituent C1 et C2. L'unité C1 se développe au-dessus de la

discontinuité D2 qui limite le toit des marnes rouges terrigènes de la Formation d'Aoufous. Son sommet est coiffé par la discontinuité régionale D3, matérialisée par une brèche de dissolution; le sommet de l'unité C2, par la discontinuité D4, représentée par une surface bioturbée, ondulée et ferruginisée.

L'unité C1 est épaisse de 14 m et se caractérise par quatre faciès principaux:

1. Faciès de marnes et marno-calcaires, jaunâtres, indurés, à biophasse abondante et variée (échantillons Ziz 10, 20), riche en ostracodes: *Amphicytherura berbiguierensis*, *Bairdia* sp., *B. sbaensis*, *Bythocypris* sp., *B.* indét., *Cythereis algeriana*, *Cytherella* cf. *mediatlasica*, *C.* gr. *parallela*, *Cytherelloidea* indét., *Cytheropteron* sp., *Doloccytheridea atlasica*, *Eocytheropteron* aff. *retroversicardium*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Limburgina selloumensis*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Paracypris* indét., *Peloriops* sp., *Rehacythereis* sp. 2, *Uroleberis* sp., *U.* sp. 2, *Veeniacythereis* gr. *jezzineensis*, *Xestoleberis* sp.; les foraminifères benthiques sont représentés par de nombreux agglutinés (Figs. 7, 8): cf. *Biplanata peneropliformis*, *Cribratina* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Flabellamina* sp., Lituolidae, *Nezzazata simplex*, *Pseudolituonella reicheli*, *Tritaxia pyramidata*; ils sont associés à de petits foraminifères hyalins, algues calcaires dont *Permocalculus* sp., fragments d'Asteridae, ossicules d'ophiures, radioles et plaques d'échinodermes, lamellibranches, tubes de serpules et de scaphopodes, pinces de crabes et madréporaires branchus;
2. Calcaires bioclastiques, noduleux, en bancs centimétriques, dont le microfaciès (Fig. 9A, B) varie d'une biomicrosparite graveleuse (calcaire packstone) à une biomicrosparite graveleuse (calcaire packstone à grainstone). La biophasse est riche et diversifiée, représentée par des foraminifères benthiques (Figs. 7, 8): outre ceux cités dans le faciès précédent, apparaissent *Biconcava bentori*, *Charentia cuvillieri*, *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi*, cf. *Cyclopsinella neumannae*, *Dicyclina* sp. (ou ?*Broekina* sp.), *Moncharmontia* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Pseudocyclamina* cf. *rugosa*, cf. *Sabaudia* sp., *Trocholina* gr. *T. arabica*, cf. *Trochospira avnimelchi*; ont été reconnues aussi des algues calcaires: *Neomeris pfenderae*, *Permocalculus* cf. *irenae*, *P. walnutense*, *Salpingoporella* sp.; des valves d'ostracodes et des bioclastes divers. Dans la partie moyenne de ces calcaires, un banc de 30 cm d'épaisseur, représente une spongolithe à sclérosponges (Fig. 9C);
3. Calcaires rudstones à bafflestones, à requiènidés et radiolitidés (Fig. 9D) dont l'espèce *Apricardia archiaci* est répartie sur l'ensemble de l'unité C1 et *Eoradiolites zizensis* (Fig. 9E) dans les derniers bancs calcaires de ce faciès;

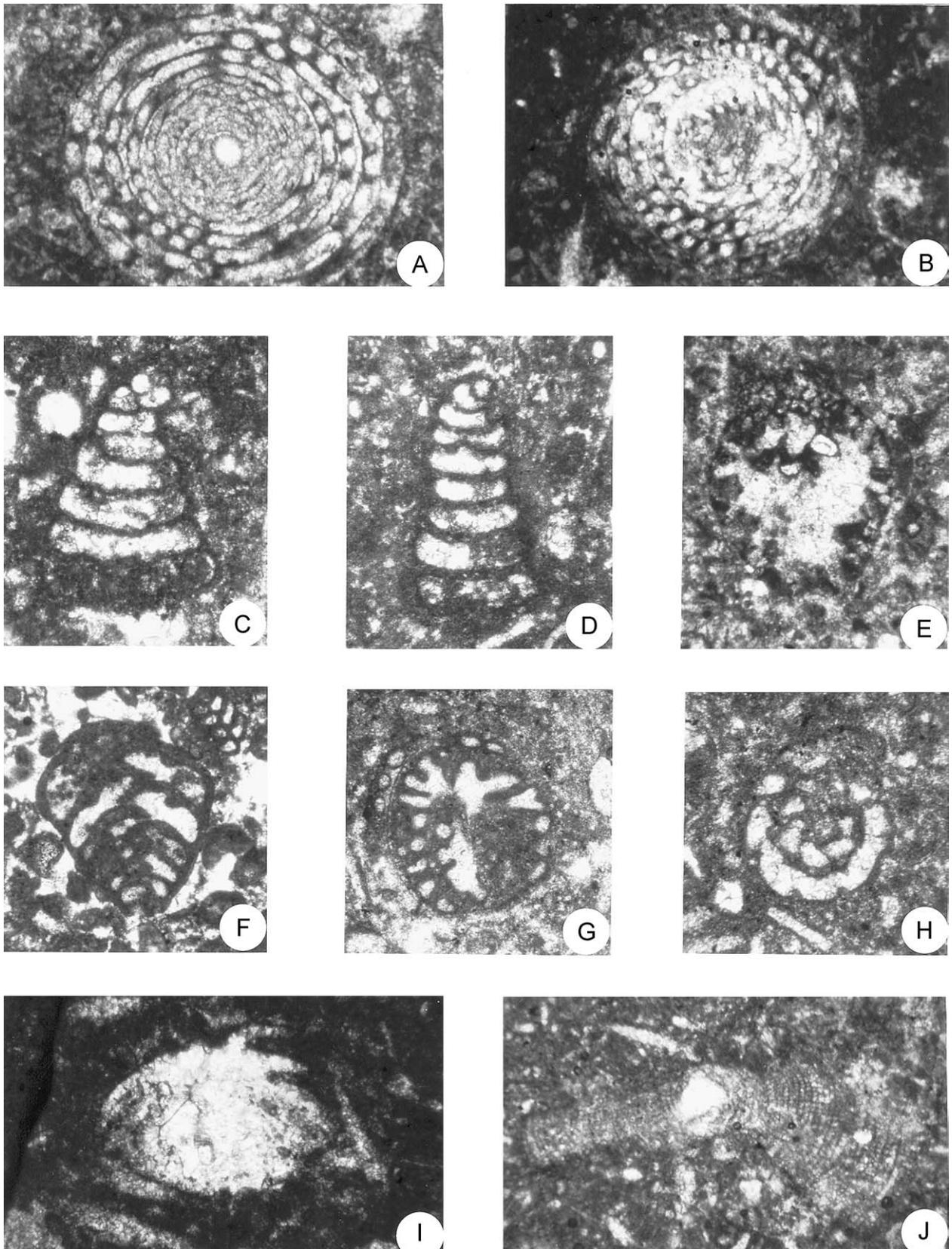


Fig. 7. Cénomannien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz. A, B, *Cisalveolina fraasi*: A, section axiale, $\times 25$, échantillon Ziz 45; B, section transversale oblique, $\times 25$, échantillon Ziz 45. C, D, *Pseudolituonella reicheli*: C, section longitudinale, $\times 60$, échantillon Ziz 34; D, section longitudinale, $\times 50$, échantillon Ziz 60. E, *Pseudocyclammia rugosa*: section transversale, $\times 30$, échantillon Ziz 30. F, G, *Chrysalidina gradata*: F, section axiale, $\times 30$, échantillon Ziz 45; G, section transversale, $\times 40$, échantillon Ziz 45. H, *Charentia cuvillieri*: section équatoriale, $\times 50$, échantillon C9-33. I, *Trocholina* gr. *Trocholina arabica*: section axiale, $\times 60$, échantillon Ziz 45. J, *Dicyclina* sp. (ou ?*Broekina* sp.): section subéquatoriale oblique, $\times 26$, échantillon Ziz 45.

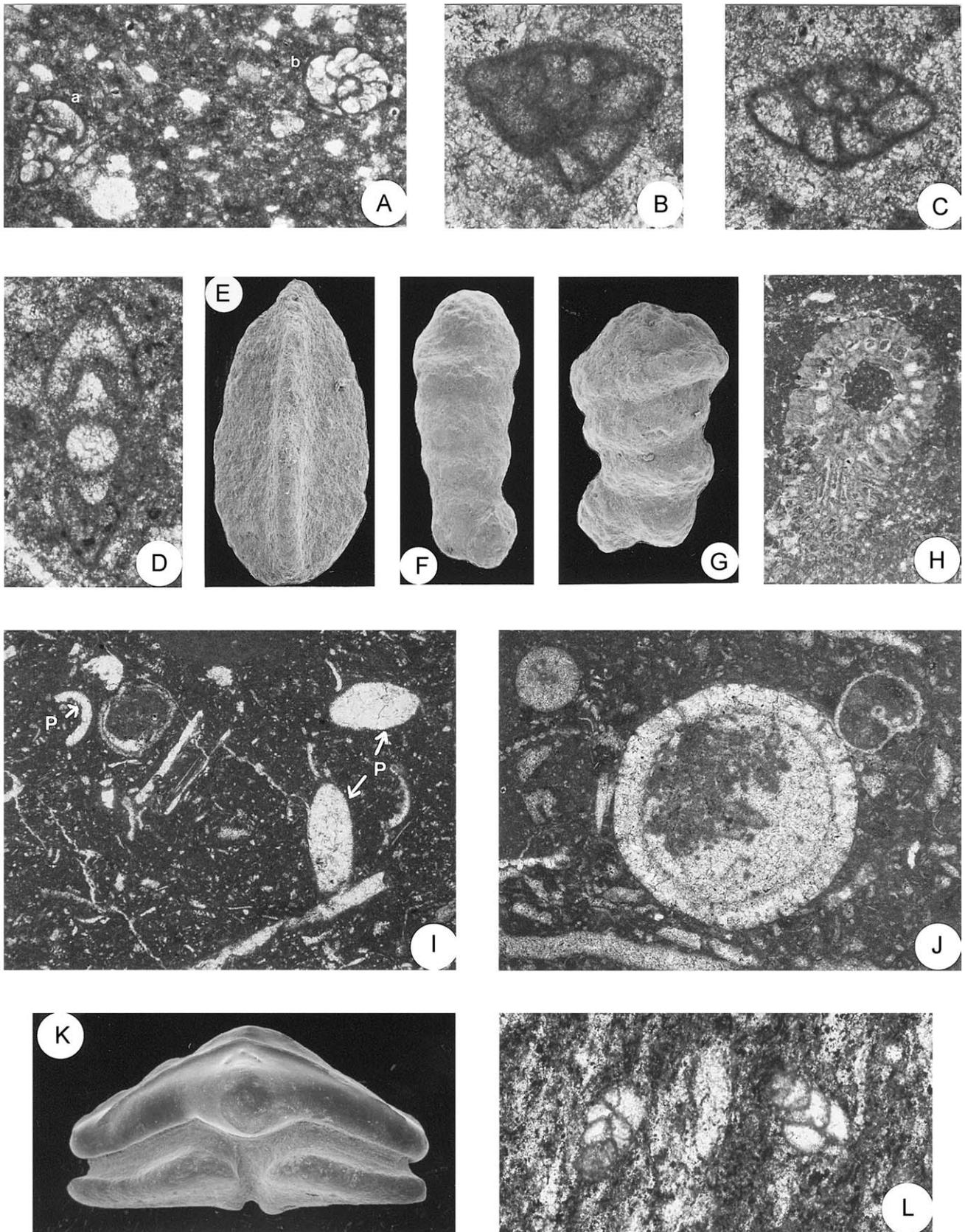


Fig. 8. Cénomien supérieur de la vallée de l'Oued Ziz. A, *Nezzazinella picardi*, $\times 40$, échantillon Ziz 45bis: a, section subaxiale, b, section équatoriale. B, C, *Nezzazata simplex*: section axiale oblique, $\times 140$, échantillon Ziz 30. D, *Moncharmontia* sp. (aff. *apenninica*): section subaxiale, $\times 120$, échantillon Ziz 45. E, *Tritaxia pyramidata*: vue de profil, $\times 50$, échantillon Ziz 20. F, G, Lituolidae, vue de profil, $\times 25$, échantillon Ziz 20. H, Bryozoaires, $\times 10$, échantillon Ziz 50. I, Biomicrite à *Permocalculus* sp., $\times 10$, échantillon Ziz 15. J, *Neomeris pfenderae*: section transversale, $\times 17$, échantillon Ziz 25. Cénomien supérieur de Tadighoust. K, *Ptychotrygon* sp. (dent de raie): vue de profil, $\times 25$, échantillon Tad 5. Turonien de Tinghir. L, Buliminidae: sections subaxiales, $\times 100$, échantillon Tin 65.

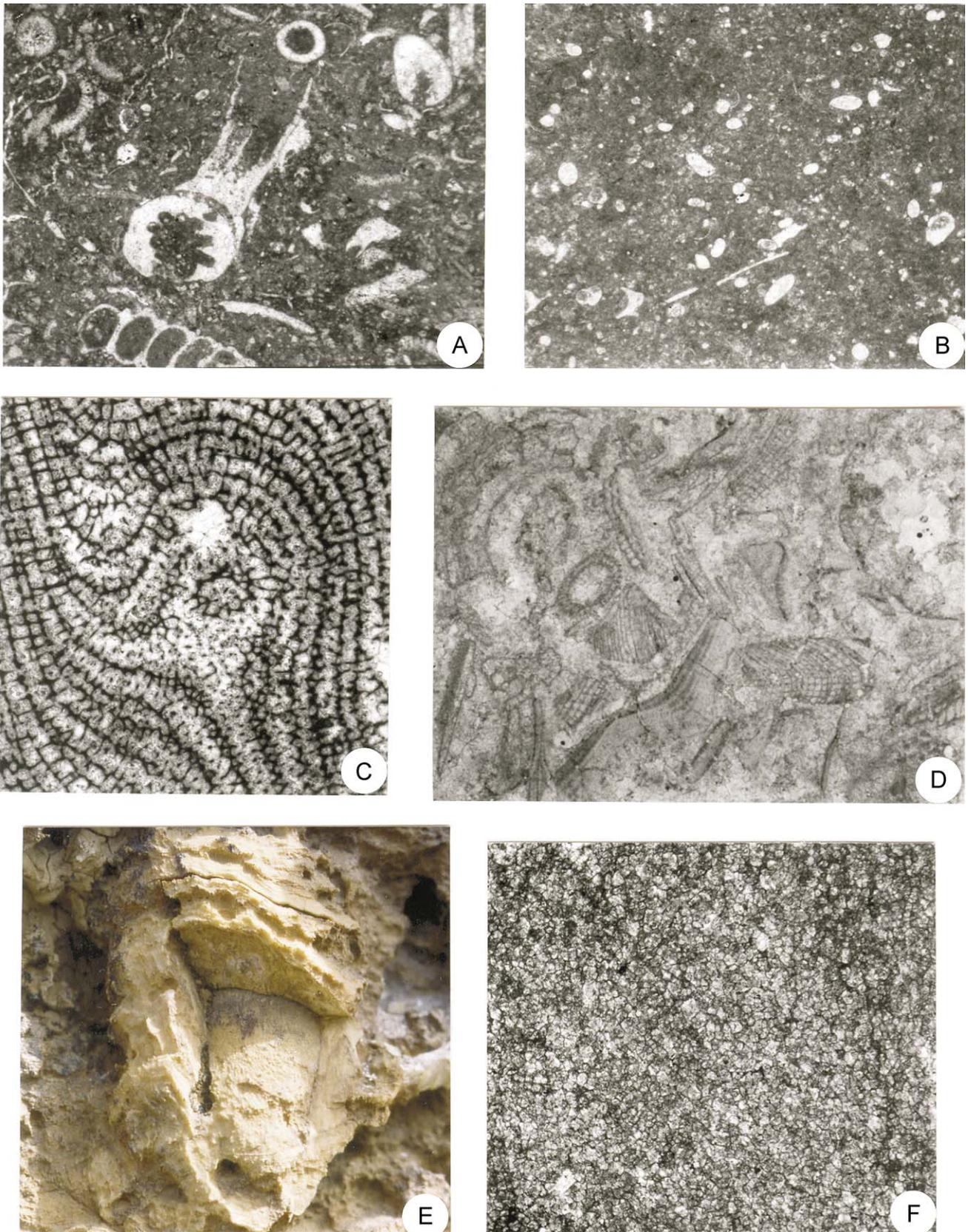


Fig. 9. Cénomaniens supérieur de la vallée de l'Oued Ziz. A, microfaciès à polypiers, biomicrite (calcaire wackestone/packstone) à lamellibranches, gastéropodes, plaques d'échinodermes et débris d'algues (*Permocalculus*), $\times 10$, échantillon Ziz 25. B, biomicrite (calcaire wackestone) à ostracodes, gastéropodes, ammoniscidés, textulariidés et calcispères, $\times 10$, échantillon Ziz 20. C, sclérosponges (Stromatoporoida): les lamelles horizontales sont traversées par les piliers verticaux; à la surface, présence de petits mamelons (au centre) point central d'un astrophize, $\times 10$, échantillon Ziz 40. D, biosparite (calcaire bafflestone) à *Eoradiolites*, $\times 10$, échantillon Ziz 70. E, *Eoradiolites zizensis* (en position de vie), $\times 0.5$, échantillon Ziz 46. Cénomaniens supérieur de Tinghir. F, dolomie cristalline (crystalline rock), $\times 10$, échantillon Tin 60.

4. Dolomies recristallisées, azoïques, recouvertes par un banc (80 cm) de brèches dolomitiques de dissolution.

Après une mise en eau de la plate-forme, marquée par l'installation d'une biophase abondante et diversifiée sur la partie moyenne, les faciès de l'unité C1 évoluent en comblement vers un environnement de plate-forme littorale dolomitique à faunes appauvries.

L'unité C2, d'une épaisseur moyenne de 13 m, est représentée par des calcaires en bancs métriques à radiolitidés dont *Eoradiolites zizensis* souvent en position basculée. La base du premier banc est ravinante et bioturbée et recouverte de laminations algaires ondulées (0.5 m). Ces calcaires à radiolitidés montrent des stratifications obliques, à amalgames de bancs, des niveaux lenticulaires, microbréchiques et bioturbés. Dans le détail, les microfaciès évoluent dans le temps. Sur les trois premiers mètres, apparaissent des bancs caractérisés par une biomicrorite (calcaire wackestone à packstone) à foraminifères benthiques: cf. *Biplanata peneropliformis*, *Charentia cuvillieri*, *Pseudolituonella reicheli*, et algues calcaires: *Permocalculus* cf. *irenae*; des rhomboédres isolés de dolomie sont disséminés dans la matrice micritique. Suivent, sur 2 m d'épaisseur, plusieurs bancs centimétriques, à stratifications obliques planes, de calcaire grainstone à échinodermes (éch. Ziz 65) et à bioclastes micritisés et mal triés, qui passent, latéralement et sur 13 m d'épaisseur, à des constructions récifales à bouquets de coraux branchus, rudistes,

gastéropodes dont nérinées. Ces calcaires sont surmontés par une alternance (6 m) de bancs de calcaires centimétriques, dolomitiques, rognogneux et onduleux, et de calcaires dolomitiques massifs, d'épaisseur variable, centimétriques à métriques, verdâtres, à grandes stratifications obliques. La faune comprend des échinodermes, fragments de lamellibranches et de rudistes, coraux massifs tubulaires oxydés et branchus; le microfaciès est celui d'une biomicrorite (calcaire packstone) à *Charentia cuvillieri*, *Nezzazatinella picardi*, valves d'ostracodes et fragments d'algues calcaires. Un banc (2.5 m) de calcaires bioclastiques à lamellibranches et dolomitiques, bioturbé au sommet et dont la surface est ondulée, marque la fin de cette unité (Fig. 10).

L'unité C2 s'organise en une séquence de comblement. Au-dessus du niveau bréchifié qui coiffe l'unité C1, elle marque un retour à des conditions marines infralittorales à médiolittorales par la présence de microfaciès à bioclastes micritisés et mal triés, typiques de milieux proches de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (Purser, 1980, 1983) et par un appauvrissement de la faune et de la flore.

Sur les coupes annexes, détaillées sur les figures, sont présentées les principales variations latérales de faciès, par rapport à la coupe de référence de Ziz. Sur la coupe de Douar Slilim (Fig. 6), épaisse de 6.5 m, l'unité C1 (4.5 m) débute par un banc de calcaire dolomitique bioclastique à nombreux lamellibranches (0.5 m) et se poursuit par des bancs pluridécimétriques de calcaire dolomitique riche en "mouches" de manganèse.

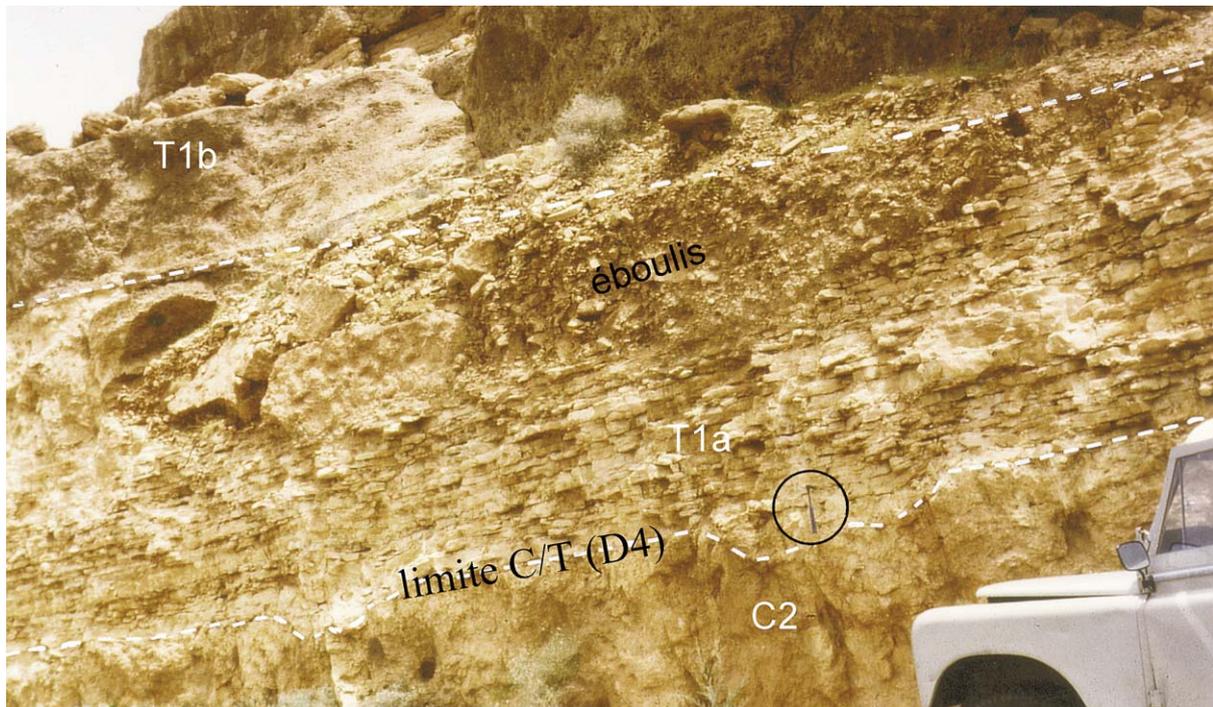


Fig. 10. Aspect de la discontinuité D4, exemple de la vallée de l'Oued Ziz: surface ondulée et ferruginisée, bioturbée, séparant les derniers niveaux calcaires récifaux de l'unité C2 et les calcaires micritiques en petits bancs de l'unité T1. La base de l'unité T1 présente des microslumps.

L'unité C2 (2 m), débute par un banc métrique de calcaire dolomitique massif, bioturbé, à lamellibranches, suivi d'un petit banc de calcaire dolomitique jaune dont la surface sommitale est ondulée et ferruginisée.

Sur la coupe de Tadighoust (Fig. 4), l'unité C1 (8 m) est une biomicrite (calcaire wackestone à mudstone) dont la biophase se compose de foraminifères benthiques: ammodiscidés, *Cuneolina* gr. *pavonia*, discorbidés, *Haplophragmoides* sp., miliolidés, nezzazatidés, *Pseudorhapydionina lauriniensis*, *Rotalia mesogeensis*, *Scandonea* sp., *Spirocyclina atlasica*, textulariidés; foraminifères planctoniques: *Whiteinella*/*Hedbergella*, *W. praealpetica*; rares algues calcaires: *Acicularia* sp., *Heteroporella lepina*, *Permolcalculus irenae*; valves d'ostracodes, lamellibranches parmi lesquels des fragments de rudistes, ossicules d'ophiures, plaques et radioles d'échinodermes, bryozoaires, spicules de spongiaires. Apparaissent aussi ponctuellement des rhomboédres de dolomie, isolés et disséminés dans la matrice. Un niveau marneux, de 20 cm d'épaisseur, à quartz fins, s'intercale dans le tiers inférieur de ces calcaires et livre une faune d'ostracodes: *Bairdia sbaensis*, *Cytherella* indét., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, différentes morphes de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, dents et vertèbres de poissons, prismes et soies d'inocérames, foraminifères benthiques: buliminidés, discorbidés, *Gabonita* sp. (cf. *obesa*), *Haplophragmoides* sp., foraminifères planctoniques: *Heterohelix moremani*, radioles d'échinodermes, ossicules d'ophiures, gastéropodes et fragments de lamellibranches dont *Astarte seguenzae*. Le sommet du banc supérieur est ondulé et ferruginisé et correspond à la discontinuité D3.

L'unité C2 (9 m) se compose d'une succession de bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques à gros lamellibranches dont *Gervillia solenoidea*; les trois derniers bancs qui couronnent cette unité montrent des surfaces ondulées et ferruginisées. Le contenu paléontologique est moins diversifié que celui de l'unité précédente. On reconnaît quelques foraminifères benthiques: buliminidés, discorbidés, *Gabonita* sp., et de rares planctoniques tel *Heterohelix moremani*. Dans la partie inférieure de cette unité, un niveau marneux jaunâtre, très riche en *Astarte seguenzae*, a fourni une microfaune abondante d'ostracodes et une macrofaune comparables à celles citées dans le niveau marneux précédent de l'unité C1.

Sur la coupe de Goulmima (Fig. 2), l'unité C1 est épaisse de 5 m. Elle débute par une succession pluricentimétrique, alternante, de marno-calcaires indurés à lamellibranches et d'argilites blanchâtres finement litées, suivie, sur 2.5 m, d'une quinzaine de bancs calcaires lumachelliques, les trois derniers montrant à leur sommet des ondulations et une ferruginisation. Cette unité se caractérise par un contenu biologique riche, différemment réparti au sein des couches. Dans le détail, les marno-calcaires indurés montrent une texture

mudstone à wackestone, à buliminidés et *Gabonita* sp., quelques gastéropodes, de rares spicules de spongiaires, des valves d'ostracodes, des ossicules d'ophiures et des dents de poissons de la famille des Dasyatidae. Les argilites présentent une faune d'ostracodes peu abondante mais diversifiée avec *Bairdia sbaensis*, *B.* sp., *Cytherella* indét., *Nigeroloxoconcha* sp., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, et des morphes réticulées de *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, associées à des ossicules d'ophiures, des Roveacrinidae, des radioles d'échinodermes, des dents et vertèbres de poissons, des carinas de cirripèdes, des tubes de serpules, des lamellibranches dont *Ilymatogyra africana*, des prismes d'inocérames et des foraminifères planctoniques tels *Heterohelix moremani* et *Whiteinella archaeocretacea*. Les calcaires lumachelliques évoluent depuis une biomicrite (calcaire wackestone) à gros lamellibranches et rares pellets, à une pelbiomicrite à microsparite (calcaire packstone à grainstone) à gros lamellibranches et oolithes micritisées, tests d'échinodermes et valves d'ostracodes. Les tests des bivalves présentent un effet d'ombrelle, dans différentes positions, ce qui implique un remaniement.

L'unité C2 (5.20 m) débute par une alternance de plusieurs bancs carbonatés, pluricentimétriques et bioclastiques, et de marnes blanchâtres. Elle s'achève par un banc métrique, massif, de calcaire bioclastique micritique à lamellibranches, d'aspect chaotique; la surface de ce banc est ferruginisée et considérée comme une discontinuité importante (D4). Sur quelques échantillons analysés dans la partie supérieure de l'unité, les marnes se montrent très riches en radioles d'échinodermes, dents et vertèbres de poissons, carinas de cirripèdes, pinces de crabes, tubes de serpules, soies d'inocérames et foraminifères planctoniques: *Hedbergella simplex* et *Heterohelix* sp.; les ostracodes pullulent avec *R.* gr. *tarfayaensis* et *B. sbaensis*, quelques *Cytherella* indét. et *Paracypris* gr. *mdaouerensis*. Les calcaires bioclastiques sont constitués d'une biomicrite (calcaire wackestone) à lamellibranches à tests très fins, quelques buliminidés, spicules de spongiaires, calcisphères, valves d'ostracodes, lamellibranches et gastéropodes.

Sur la coupe de Tinghir (Fig. 3), l'unité C1 (6 m) est essentiellement représentée par des bancs métriques de dolomies jaunes, parfois indurées; à la base des bancs, apparaissent des micro-conglomérats et des bioclastes partiellement dissous. Le microfaciès correspond à une dolomicrosparte à dolosparite vacuolaire à birdseyes et à rhomboédres zonés de dolomie entourés d'un liseré ferrugineux. La faune est rare et sporadique: fragments de lamellibranches recristallisés, valves d'ostracodes et plaques d'échinodermes. Le banc supérieur, qui termine l'unité, est bréchifié; sa surface supérieure est cavernueuse, karstifiée, ferruginisée, et assimilée à la discontinuité D3. Les rhomboédres de dolomie montrent alors une large auréole ferruginisée.

L'unité C2 (6 m) débute par un banc métrique de calcaire micritique lumachellique à lamellibranches; le microfaciès est un calcaire à texture wackestone-packstone, à valves d'ostracodes, plaques d'échinodermes, ossicules d'ophiures, dents de poissons et pellets. Ce banc est suivi par une succession de petits bancs pluricentimétriques stratodécroissants de calcaires laminés et bioturbés, de type mudstone-wackestone, à matière organique, buliminidés, whiteinelles, calcisphères, spicules de spongiaires, lamellibranches et valves d'ostracodes; apparaissent ensuite des alternances de bancs lumachelliques puis bioclastiques, ces derniers, fortement dolomités (Fig. 9F) ne montrant plus que quelques traces de lamellibranches dissous. Au sommet, un banc de 60 cm de calcaire bioclastique, riche en *Astarte seguenzae* oxydés, présente une surface ondulée, tapissée de nodules ferruginisés et, localement, de tubes de serpules oxydés et de dents de poissons; cette surface occupe la place de la discontinuité régionale D4 (Fig. 11).

Les calcaires bioclastiques-calcaires lumachelliques de l'unité C1 représentent les premiers dépôts marins francs de la plate-forme infralittorale (Figs. 12, 13). A la base de l'unité, sur les coupes de Ziz, Tadighoust et Goulmima, la faune est riche et diversifiée aussi bien en organismes benthiques (foraminifères, ostracodes, algues, lamellibranches), qu'en foraminifères planctoniques. Mais rapidement dans le temps, comme on le constate sur la coupe de Ziz où la série est la plus

épaisse, les conditions environnementales se modifient et se développent alors, dans des vasières proximales de la plate-forme, des rudistes radiolitidés, des algues calcaires et des stromatoporoides, dans des eaux plus chaudes, moins profondes et modérément agitées. Sur les coupes de Tinghir et Douar Slilim, en bordure du bassin, où les séries sont les moins épaisses, des conditions margino-littorales se mettent en place sous une sédimentation dolomitique, avec des dolomies vacuolaires à birdeyes et à faune très rare. La zone de transition entre les dépôts les plus marins à l'Est et les dépôts les plus confinés à l'Ouest et au Sud est localisée sur la région de Goulmima-Tadighoust.

L'unité C2 est assez comparable, d'un point de vue faciologique, à l'unité précédente, avec cependant un déplacement des faciès marins vers l'Ouest. Les populations de foraminifères benthiques et d'ostracodes sont progressivement réduites en nombre d'individus et d'espèces à la suite de la crise environnementale qui affecte et désorganise la vie sur la plate-forme. Sur la coupe de Ziz, au centre du bassin où apparaît le dépôt-centre, les faciès sont des calcaires péri-récifaux dans lesquels les rudistes, gastéropodes et lamellibranches, sont remaniés dans les chenaux qui parcourent la plate-forme. Vers l'Ouest, sur les coupes de Tadighoust et Goulmima, les couches moins épaisses sont représentés par des calcaires bioclastiques et lumachelliques à peuplements monospécifiques d'ostréidés, gastéropodes et échinodermes. Sur la coupe la plus occidentale de

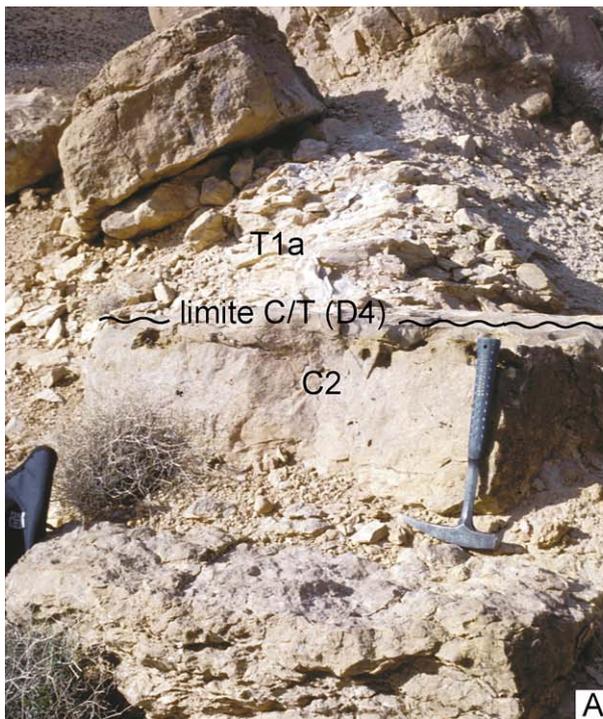


Fig. 11. Aspect de la discontinuité D4, exemple de la coupe de Tinghir: A, contact entre les derniers bancs de calcaires bioclastiques de l'unité C2 et les premiers bancs de calcaires micritiques crayeux en plaquettes de l'unité T1. B, aspect du fond-durci, surface ferruginisée et tapissée de tubes de serpules et de dents de poissons.

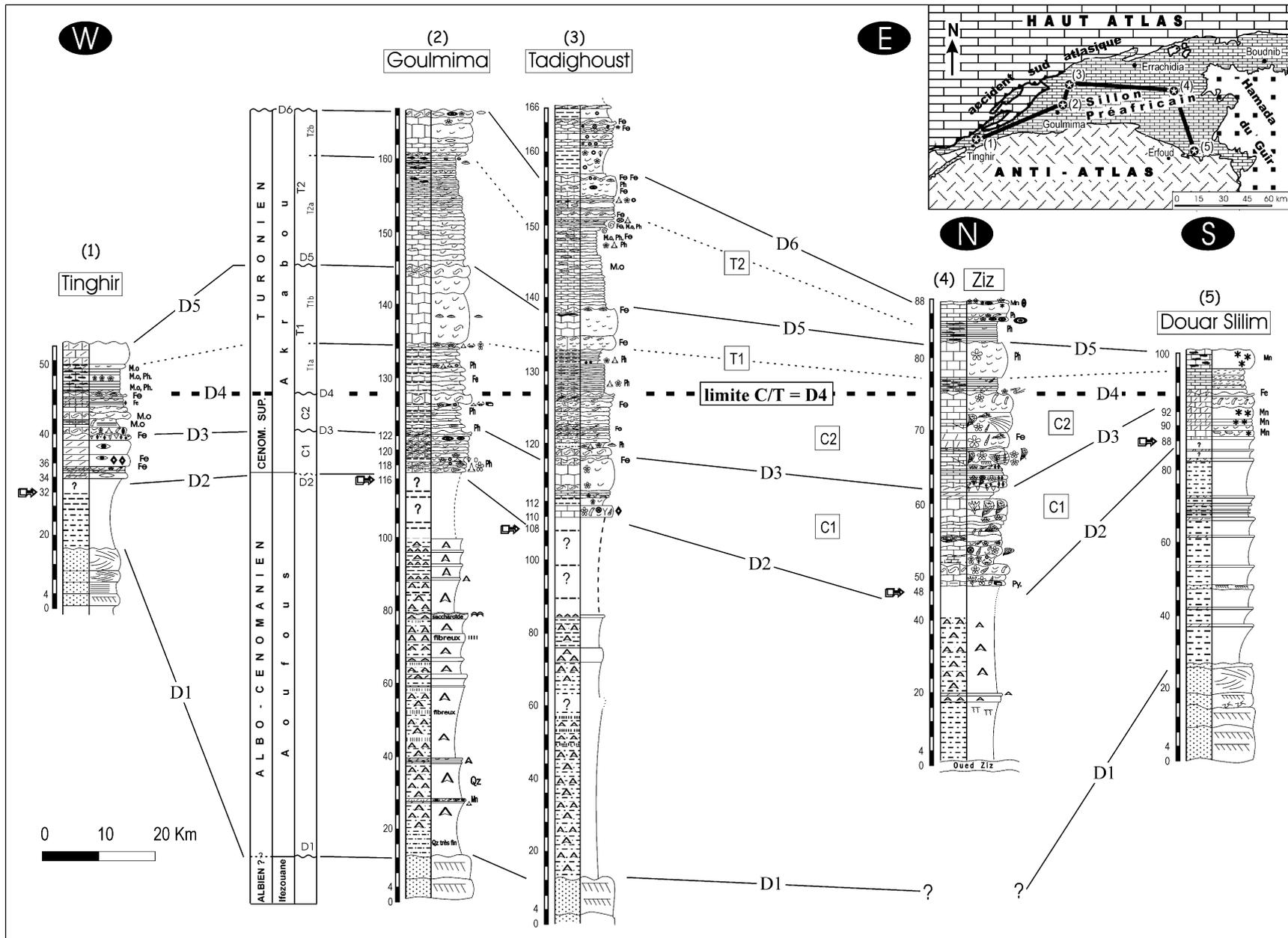


Fig. 12. Variations latérales et corrélations lithostratigraphiques des différentes formations albiennes à turoniennes du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (versant sud du Haut Atlas).

Tinghir, des niveaux dolomitiques bioturbés apparaissent en bordure du bassin; l'épaisseur minimale est atteinte sur la coupe de Douar Slilim, au Sud-Est, en bordure extrême du bassin où ne se sédimentent que des calcaires dolomitiques à faune très rare. Ces dépôts peu épais, qui caractérisent l'unité C2, se sont sédimentés à la suite d'une transgression eustatique pelliculaire rapide sur la région et largement étendue sur la bordure Sud du Haut Atlas. Au centre du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, s'installe une plate-forme carbonatée infralittorale peu profonde rapidement comblée qui laisse la place à des vasières confinées; en bordure, des dépôts margino-littoraux se développent sur des estrans relativement étendus. La limite occidentale du bassin est repoussée à l'Ouest de Tinghir, hors des limites de notre région. La polarité sédimentaire laisse entrevoir une influence téthysienne des dépôts, principalement pour l'unité C1. Cette influence orientale à nord-orientale sera validée, dans les paragraphes suivants, par le cachet nettement téthysien présenté par les faunes.

2.2.2. Le Turonien

Le Turonien se présente le plus souvent en falaises calcaires dont l'épaisseur varie de 4 à 40 m sur toute l'étendue du sillon préafricain. Chacune des deux unités T1 et T2 qui le composent est limitée au toit et au mur par une discontinuité d'ampleur régionale; l'unité T1 repose sur l'unité C2 précédemment décrite par l'intermédiaire de la discontinuité D4, surface ondulée et ferruginisée présente sur toutes les coupes (cf. Figs. 10, 11); la discontinuité D5 limite à son toit l'unité T1, la D6, l'unité T2. Le motif séquentiel qui caractérise chaque unité correspond à l'enchaînement de deux termes: un calcaire micritique en petits bancs et/ou en plaquettes et à silex noduleux et/ou stratiformes, un calcaire bioclastique et dolomitique (Fig. 14). La coupe de Tadighoust est choisie comme référence; les autres coupes seront décrites brièvement en insistant particulièrement sur les variations latérales de faciès.

Sur la coupe de Tadighoust (Fig. 4), les couches turoniennes sont horizontales et affleurent sur une trentaine de mètres d'épaisseur dans les abrupts d'une falaise. Les deux unités T1 et T2 sont représentées. L'unité T1 (12 m) est subdivisée en deux ensembles de couches T1a et T1b. L'ensemble T1a (6 m) est composé d'une succession alternante de bancs décimétriques de calcaires micritiques et bioclastiques, de 10 à 30 cm d'épaisseur, et de calcaires marneux blanchâtres en plaquettes et laminés; sur les deux derniers mètres, ces calcaires sont relayés par des marnes jaunâtres. La microfauve récoltée dans ces marnes est constituée essentiellement d'ostracodes: *Bairdia sbaensis*, *Cytheropteron* aff. *piscatorius*, Genus indéterminé., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, radioles d'échinodermes (très nombreux et de différents types), dents et vertèbres de poissons; les foraminifères sont de

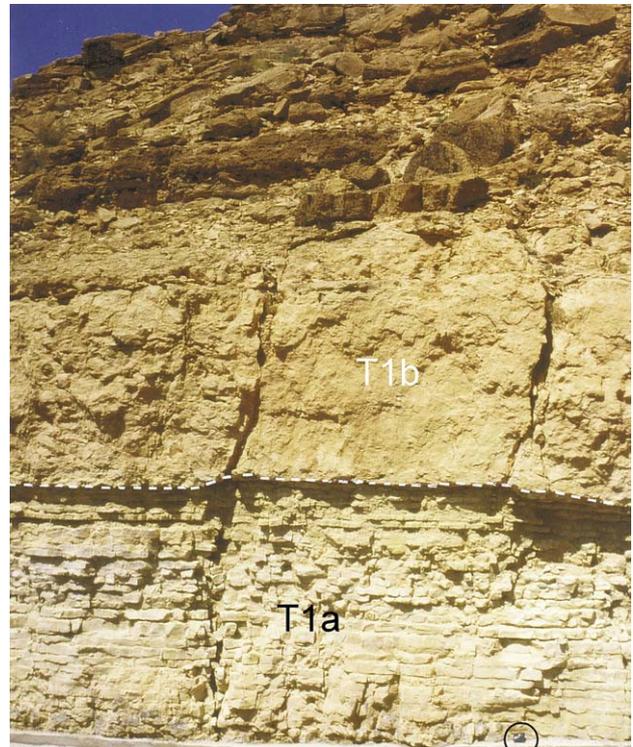


Fig. 14. Contact net et linéaire entre les ensembles T1a (calcaires micritiques en petits bancs) et T1b (calcaires massifs bioclastiques) d'une même unité: exemple de l'unité T1 de Goulmima.

petite taille: *Cassidella* sp., Discorbidae, *Gabonita* sp. (*G.? levis*), *Guembelitria cretacea*, *Heterohelix globulosa* et *Whiteinella* sp. L'ensemble T1b (6 m) débute par un banc (2 m) de calcaire massif lumachelique à surface ferruginisée; vient ensuite, un groupe de bancs de calcaires massifs à gros lamellibranches oxydés, dont l'épaisseur varie entre 0.3 et 0.7 m. Un niveau siliceux, de 5 à 30 cm, s'intercale entre ces bancs. La surface sommitale du dernier banc, tapissée d'*Astarte seguenzae* oxydés et ferruginisés, est assimilée à la discontinuité régionale D5 (Fig. 15).

La succession des deux ensembles T1a et T1b atteste d'une ouverture du milieu (T1a) suivie d'un comblement (T1b *pro-parte*) dans un environnement infralittoral ouvert de plate-forme moyenne; l'association faunique de l'ensemble T1a est interprétée comme résultant de l'installation d'une zone à oxygène minimum responsable de l'événement anoxique OAE 2 "Oceanic Anoxic Event 2" (Robaszynski et al., 1990; Busson et Cornée, 1996; Busson et al., 1999; Caron et al., 1999). Les calcaires bioclastiques sommitaux marquent le comblement de la plate-forme.

L'unité T2 se développe sur une épaisseur de 18 m. Elle est principalement représentée par des calcaires micritiques et bioclastiques. Elle est également subdivisée en deux ensembles de couches T2a et T2b. L'ensemble T2a (12 m) se compose, sur les quatre premiers mètres, de petits bancs décimétriques



Fig. 15. Aspect de la discontinuité D5 sur la coupe de Tadighoust: surface oxydée, ferruginisée et tapissée de petits lamellibranches: *Astarte seguenzae*. La discontinuité D5 sépare les derniers bancs massifs (T1b) de l'unité T1 des premiers bancs micritiques blanchâtres (T2a) de l'unité T2.

(10–20 cm) de calcaires massifs blancs. Ces bancs, moins épais en remontant la série, se chargent progressivement en nodules carbonatés puis silicifiés. Les deux derniers mètres montrent des calcaires massifs et bioclastiques à ammonites: *Pseudoaspidoceras* sp., puis *Coilopoceras* sp.; apparaît, à leur base, un banc noduleux (20 cm) silicifié et oxydé, riche en poissons dont *Goulmimictys arambourgi* (c'est le banc dit des revendeurs) et ammonites: *Mammites nodosoides* (in Cavin, 1995, 1997). Le microfaciès de l'unité T2 évolue depuis une biomicrite (calcaire mudstone à wackestone) à laminations inframillimétriques et à alternance de lits sombres riches en matière organique et de lits plus clairs, à une biomicrite à biomicrosparite graveleuse (calcaire wackestone à packstone) laminée. La biophase est composée de *Lenticulina* sp., *Whiteinella* sp., valves d'ostracodes, microfilaments, spicules de spongiaires et prismes d'inocérames. Plus haut dans la série, la matrice devient microsparitique et bioclastique et se charge en coprolithes puis en gravelles. Apparaissent aussi des remaniements sur place. L'ensemble T2b (6 m) est constitué, sur 2.5 m, d'une alternance décimétrique de calcaires fins et lités et de calcaires plus massifs, noduleux, bioclastiques et lumachelliques, ferruginisés. Il se poursuit par des bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques et lumachelliques noduleux, montrant à leur base un joint marneux (5 cm) riche en quartz et glauconie. Ce joint a fourni des crinoïdes pélagiques de la famille des Roveacrinidae, des dents de

raies: *Ptychotrygon* sp., des dents de sélaciens, des tubes de serpules, des foraminifères benthiques: *Gabonita* sp. et l'ostracode: *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*. Au sommet, apparaît un banc de calcaire lumachellique (30 cm) riche en *Astarte seguenzae* et tubes de serpules dont le toit est ferrugineux et assimilé à la discontinuité régionale D6.

L'ensemble des faciès reconnus dans l'unité T2 correspond à des dépôts de plate-forme carbonatée infralittorale. Ils s'organisent en une séquence cyclique d'ouverture à la base (T2a) et de comblement au sommet (T2b).

Les variations latérales de faciès ont été relevées sur les coupes de Goulmima et Ziz, au centre du bassin, sur lesquelles ont été relevées les unités T1 et T2, et de Douar Slilim et Tinghir, en bordure, où n'a été reconnue que l'unité T1. Sur la coupe de Goulmima (Fig. 2), les unités T1 et T2 se présentent en falaise d'environ 40 m d'épaisseur, à couches sub-horizontales. L'unité T1 (17 m) est subdivisée en ensembles de couches T1a et T1b. T1a (6 m) est représenté par des petits bancs pluricentimétriques stratodécroissants (5–20 cm) de calcaires blancs, micritiques et noduleux, alternant avec des niveaux marneux. La microfaune récoltée dans ces derniers est très comparable à celle citée dans la coupe de référence; toutefois, l'ostracode *R. gr. tarfayaensis* pullule sur l'ensemble de T1a. Le microfaciès analysé à la base de cet ensemble (éch. Gou 100) est un calcaire mudstone à lamellibranches à test fin et microfilaments.

L'ensemble T1b s'exprime par trois barres massives, plurimétriques et stratodécroissantes, de calcaires massifs à lamellibranches dont *Astarte seguenzae*; le dernier banc est lumachellique et bréchifié.

L'unité T2 (22 m) débute par des calcaires micritiques stratifiés à silex (T2a), surmontés de calcaires massifs bioclastiques (T2b). T2a (15 m) montre, sur les premiers 9 m, la superposition de plusieurs bancs de calcaires micritiques (1–15 cm) laminés et stratodécroissants à nodules carbonatés qui renferment des fragments de reptiles marins, plésiosaures et mosasaures (Bardet, 1999); sur les derniers 6 m, apparaissent des bancs de calcaires bioclastiques à silex stratiformes (5 cm) et noduleux (10–40 cm de diamètre). Le dernier banc, calcaréocrayeux (éch. Gou 115), est riche en tubes de serpules et grains de silice amorphe. T2b (7 m) se compose de plusieurs barres (0.3–2 m d'épaisseur) massives de calcaires à lamellibranches, parfois lumachelliques; le dernier banc, de texture microsparitique pelletoidale et vacuolaire (calcaire packstone à grainstone) est une lumachelle à échinodermes, lamellibranches et valves d'ostracodes.

Sur la coupe de Ziz (Fig. 5), le Turonien affleure sur 13 m de puissance. Les deux unités T1 (7 m), avec T1a et T1b, et T2 (6 m), avec T2a et T2b, sont présentes. L'ensemble T1a (2 m) est représenté par une trentaine de petits bancs de calcaires micritiques, stratodécroissants, de 5–40 cm d'épaisseur, riches en nodules siliceux; le microfaciès est de type mudstone-wackestone à hedbergelles, whiteinelles, nezzazatidés, spicules de spongiaires, microfilaments, valves d'ostracodes et gastéropodes. A la base, apparaît un niveau bréchique de plusieurs centimètres d'épaisseur qui pourrait correspondre à des microslumps. T1b (5 m) se compose d'une barre massive de calcaire lumachellique à lamellibranches, spicules de spongiaires, microfilaments, valves d'ostracodes et plaques d'échinodermes; des concentrations de manganèse en recouvrent le toit.

L'unité T2 (6 m) est représentée par des calcaires micritiques et bioclastiques. Elle est subdivisée en T2a et T2b. T2a (3 m) se compose de bancs décimétriques (5–20 cm) de calcaires micritiques, à silex noduleux et stratiformes. Les surfaces basales des bancs sont ondulées et déformées par la silicification; les sommitales sont planes. T2b (3 m) montre la superposition de plusieurs bancs décimétriques de calcaires fins, lithographiques, de texture mudstone à wackestone, à spicules de spongiaires, puis bioclastiques, à texture packstone à pellets. Le dernier banc (30 cm) constitue la surface du plateau; c'est un calcaire rose, à concentrations de mouches de manganèse, algues udotéacées, à matrice sparitique et pelletoidale; sa surface supérieure laisse apparaître fréquemment un échinoderme irrégulier, *Nucleolites angustior*. La faune de cette unité T2 se compose, dans son ensemble, de *Lenticulina* sp., textulariidés, valves d'ostracodes, radioles d'échinodermes, microfilaments, ?*Gabonita* sp. et nezzazatidés.

Sur la coupe de Douar Slilim (Fig. 6), l'unité T1 (6 m) est constituée, à la base et sur 3.5 m d'épaisseur, de calcaires dolomitiques en petits bancs, micritiques, à nombreux lamellibranches, correspondant à l'ensemble T1a, et au sommet, sur 2.5 m, de calcaires dolomitiques grossiers, à nodules silicifiés, recouverts de manganèse, correspondant à l'ensemble T1b.

Sur la coupe de Tinghir (Fig. 3), l'unité T1 affleure sur une épaisseur de 7 m. T1a (3 m) se compose de petits bancs décimétriques (5–10 cm) de calcaires micritiques en plaquettes, laminées, à silex, d'abord stratiformes puis rognoneux. Le microfaciès est un calcaire wackestone à laminations inframillimétriques et à matière organique. T1b (4 m) est représenté par deux grandes barres métriques calcaréo-dolomitiques de calcaire packstone fortement dolomitisé (cristalline rock) à passées de matière organique et fantômes de lamellibranches et ostracodes, nodules de silex, calcisphères, microfilaments, buliminidés, plaques d'échinodermes et lamellibranches.

En conclusion, l'ensemble T1a est représenté depuis la coupe de Tinghir, à l'Ouest, jusqu'à la région de Ziz, à l'Est, par des calcaires blancs micritiques, en plaquettes ou en petits bancs, à silex essentiellement noduleux, rarement stratiformes; au Sud-Est, à Douar Slilim, les faciès dolomitiques prédominent. T1a représente la phase transgressive de l'unité T1 (Figs. 12, 13). Un régime marin franc se met en effet en place sur la plateforme, sous des conditions hypoxiques voire anoxiques (Busson et Cornée, 1996). Cette zone à oxygène minimum n'atteint pas les eaux de surface où vivent les genres primitifs, globuleux et non carénés, de foraminifères planctoniques, whiteinelles et hétérohélécidés (Caron et Homewood, 1982). Elle est à l'origine de la disparition de la plupart des biotopes benthiques (ce phénomène a déjà été observé dans de Sud-Est de la France par Grosheny et Tronchetti, 1993) et de la prolifération de l'espèce d'ostracodes *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, adaptée à la baisse du taux en oxygène dissous (Andreu, 1993, 2002). T1b est présent sur l'ensemble du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud sous la forme de calcaires massifs bioclastiques et lumachelliques, parfois dolomitiques, à rares nodules de silex, surtout sur les bordures. Les conditions les plus marines se localisent sur l'aire Goulmima-Tadighoust, les moins marines, sur les bordures, à Douar Slilim, au Sud-Est, et à Tinghir, à l'Ouest. Ces deux ensembles T1a et T1b s'organisent en une séquence ouverture-comblement.

L'ensemble T2a, présent sur les coupes de Goulmima et Tadighoust au centre du bassin, se compose de calcaires micritiques en petits bancs et de calcaires bioclastiques à nodules silicifiés contenant des poissons et des ammonites. Sur la bordure orientale, à Ziz, des calcaires micritiques à silex noduleux et stratiformes se développent. Cette sédimentation carbonatée, sensiblement homogène sur l'ensemble des trois coupes citées

ci-dessous, traduit une nouvelle augmentation de la tranche d'eau. Les dépôts sont plus fins, avec précipitations de silice, pauvres en faunes benthiques et planctoniques, mais plus riches en matière organique et organismes nectoniques. T2b est constitué par des barres massives de calcaires bioclastiques et lumachelliques à nodules carbonatés qui disparaissent à l'Est, à Ziz. Les derniers bancs sont des calcaires à échinodermes, à microfaciès pelletoidaux, graveleux ou à coprolithes; ils sont les témoins d'environnements infralittoraux restreints à médiolittoraux. T2b est la phase régressive ultime de cette unité, la discontinuité sommitale D6 clôturant la succession.

Les unités T1 et T2 sont le reflet d'un approfondissement de la plate-forme soumise à un régime de fluctuations marines soulignées par la succession des mouvements transgressifs (T1a et T2a) et régressifs (T1b et T2b). Cependant, les baisses eustatiques n'ont pas une ampleur suffisante pour exonder la plate-forme turonienne. L'événement anoxique, au passage Cénomaniens–Turonien, provoque l'installation d'une zone à oxygène minimum, associée à des conditions réductrices, sur le fond; il est à l'origine de l'extinction de nombreux organismes benthiques (Fig. 16). Les niveaux à matière organique ne présentent pas, du moins dans les coupes que nous avons analysées, le faciès "black shales" généralement caractéristique des régions méditerranéennes.

Au Turonien, la plate-forme nord saharienne est classiquement considérée comme étant sous l'influence du golfe atlasique (Stamm et Thein, 1982; Ferrandini et al., 1985; Thein, 1988). Meister et Rhalmi, 2002, soulignent l'importance des influences téthysiennes au cours du Cénomaniens supérieur jusqu'au Turonien moyen, mais la présence, au Turonien supérieur, de *Coilopoceras* aff. *newelli* pourrait suggérer une influence atlantique. Cavin et al. (2001) reconnaissent, au Turonien inférieur et dans la région de Goulmima, un assemblage d'ichtyofossiles mis en relation avec les faunes qui se développent lors de l'ouverture de l'Atlantique central. Les reptiles marins découverts dans les nodules carbonatés du Turonien de Goulmima (Bardet, 1999) se seraient dispersés à partir de la Téthys pour venir coloniser cette région. La présence du rudiste *Eoradiolites*, caractéristique du Cénomaniens supérieur de la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne et des Hauts Plateaux, a été reconnu au Turonien moyen dans le domaine atlantique (Ettachfni et Bilotte, 1990). Enfin, notre travail montre que la distribution et les variations d'épaisseurs des faciès plaident en faveur d'une ouverture de la plate-forme cénomano-turonienne en direction du Nord et du Nord-Est (Fig. 12). L'ensemble de ces données laisse supposer l'existence, au Turonien, de communications marines franches entre la marge sud-téthysienne et l'Atlantique central, via notre région d'étude.

3. Discussion stratigraphique

La Formation d'Aoufous n'a pas livré d'éléments nouveaux de datation. L'âge infra-cénomaniens qui lui est attribué résulte de sa position stratigraphique; elle est en effet située au-dessous des calcaires marins de la Formation d'Akrabou datés du Cénomaniens supérieur (Ferrandini et al., 1985; ce travail). Elle pourrait être l'équivalent latéral de la Formation de Midelt, rapportée à l'Albien?–Cénomaniens, dans la Haute Moulouya, au Nord de notre domaine d'étude (Ciszak et al., 1999). Elle est aussi l'équivalent lithologique probable de la moitié supérieure des "kem kem beds", datés du Cénomaniens par l'existence d'un assemblage de dents de séla-ciens, dans la région du Kem Kem, au Sud (Sereno et al., 1996; Dutheil et Larochère, 1999; Cavin et al., 2001). Nous la rapportons donc à l'intervalle Albien–Cénomaniens.

Au sein de la Formation d'Akrabou, la répartition temporelle du contenu biologique (Fig. 16) fait ressortir la présence d'une association faunique cénomaniens dans les unités C1 et C2. Une vingtaine d'espèces de grands foraminifères benthiques téthysiens (cf. Figs. 7, 8): *Biconcava bentori*, cf. *Biplanata peneropliformis*, *Charentia cuvillieri*, *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolina fraasi*, *Cribratina* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia*, cf. *Cyclopsinella neumanna*, *Dicyclina* sp. (ou ?*Broekina* sp.), *Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*, *Pseudocyclammina* cf. *rugosa*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Rotalia mesogeensis*, cf. *Sabaudia* sp., *Spirocyclina atlasica*, *Tritaxia pyramidata*, *Trocholina* gr. *T. arabica*, *Trochospira avnimelchi*, et sept espèces de foraminifères planctoniques: *Guembelitra cretacea*, *Hedbergella simplex*, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *W. prae-helvetica* et *W. sp.*/ *Hedbergella* sp. datent le Cénomaniens moyen–supérieur (Saint-Marc, 1970, 1977; Robaszynski et Caron, 1979; Bilotte, 1984; Berthou, 1984; Schroeder et Neumann, 1985; Ferrandini et al., 1985; Ferrandini, 1988; Ettachfni, 1992; Andreu et al., 1996). Mais la présence, à la base de la formation, des espèces *Cisalveolina fraasi*, *Rotalia mesogeensis*, *Spirocyclina atlasica*, *Whiteinella archaeocretacea* et *W. prae-helvetica*, nous permet de rapporter les deux unités au Cénomaniens supérieur (Tronchetti, 1981; Saint-Marc et Rahhali, 1982; Caron, 1985; Schroeder et Neumann, 1985). La diversité des ostracodes est plus marquée à la base qu'au sommet des unités. On distingue 21 espèces dans l'unité C1 parmi lesquelles l'association de quatre est caractéristique du Cénomaniens moyen à supérieur d'Afrique du Nord notamment: *Kalyptovalva tifratinensis* et *Limburchina selloumensis*, et, lorsqu'elles présentent un grand nombre d'individus, *Dolocytheridea atlasica* et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (Andreu, 1991; Ettachfni, 1992; Andreu et Ettachfni, 1994; Andreu, 2002). Les lamelli-branches sont représentés par cinq espèces: *Astarte seguenzae*, *Gervillia solenoidea*, *Ilymatogyra africana*,

| | | A K R A B O U | | | | Formation | | |
|----|----|--|--|--|--|--|---|--|
| C1 | C2 | T1 | | T2 | unités lithologiques | | | |
| | | | | | <i>Pseudaspidoceras</i> sp. <i>Coilopoceras</i> sp. | | amm. | |
| | | | | | <i>Pseudolituonella reicheli</i> cf. <i>Biplanata peneropliformis</i> <i>Nezzazata simplex</i> <i>Rotalia mesogeensis</i> <i>Spirocyclus atlantica</i> <i>Chrysalidina gradata</i> <i>Cisalveolina fraasi</i> <i>Dicyclina</i> sp./ <i>Broekina</i> sp. <i>Trocholina</i> gr. <i>T. arabica</i> <i>Pseudocyclammina</i> cf. <i>rugosa</i> <i>Cuneolina</i> gr. <i>pavonia</i> <i>Tritaxia pyramidata</i> cf. <i>Cyclopsinella neumannae</i> <i>Pseudorhapidionina laurinensis</i> <i>Cribratina</i> sp. <i>Biconcava bentori</i> cf. <i>Sabaudia</i> sp. <i>Charentia cuvillieri</i> <i>Nezzazatinella picardi</i> <i>Trochospira avnimelchi</i> | | foraminifères benthiques | |
| | | | | | <i>Guembelitria cretacea</i> <i>Heterohelix moremani</i> <i>Heterohelix globulosa</i> <i>Hedbergella simplex</i> <i>Whiteinella</i> sp./ <i>Hedbergella</i> sp. <i>Whiteinella archaeocretacea</i> <i>Whiteinella praealpetica</i> | | foram. planctoniques | |
| | | | | | <i>Veeniacythereis</i> gr. <i>jezzineensis</i> <i>Cytherella</i> gr. <i>parallela</i> <i>Cythereis algeriana</i> <i>Bairdia</i> sp. # <i>Cytheropteron</i> sp. # <i>Rehacythereis</i> sp. 2 # <i>Xestoleberis</i> sp. # <i>Uroleberis</i> sp. # <i>Dolocytheridea atlantica</i> <i>Kalyptovalva tiffatinensis</i> <i>Eocytheropteron</i> aff. <i>retroversicardatum</i> <i>Metacytheropteron</i> gr. <i>parnesi</i> <i>Amphicytherura herbiguierensis</i> <i>Limburgina selloumensis</i> <i>Cytherella</i> cf. <i>medialtatica</i> <i>Uroleberis</i> sp. 2 <i>Bythocypris</i> sp. # <i>Peloriops</i> sp. # <i>Bairdia sbaensis</i> <i>Paracypris</i> gr. <i>mdaouerensis</i> <i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> <i>Nigeroloxoconcha</i> sp. # <i>Cytheropteron</i> aff. <i>piscatorius</i> Genus indét. sp. # | | ostracodes | |
| | | | | | <i>Heteroporella lepina</i> <i>Permocalculus walnutense</i> <i>Permocalculus irenae</i> <i>Neomeris pfenderae</i> | | algues | |
| | | | | | <i>Ilymatogyra africana</i> <i>Apricardia archiaci</i> <i>Astarte seguenzae</i> <i>Eoradiolites zizensis</i> <i>Gervillia solenoidea</i> | | lamellibranches | |
| | | | | | <i>Nucleolites angustior</i> Rovaeacrinidae | | éch. | |
| | | | | | <i>Ptychotrygon</i> sp. <i>Goulmimictys arambourgi</i> <i>Enchodus</i> sp. | | poissons | |
| | | <i>gestlinianum</i> <i>guerangeri</i> | <i>nodosoides</i> <i>coloradoense</i> <i>devonense</i> | <i>deveriamum</i> <i>ornatissimum</i> <i>kallesi</i> <i>turonense</i> | <i>neptuni</i> | Zones d'Ammonites (Europe sud) Coord. J. Thierry et al., 1998 | Charte européenne d'après J. HARDENBOL et al. (1998) | |
| | | <i>Rotalipora cushmani</i> | <i>Whiteinella</i> <i>archaeocretacea</i> | <i>Helvetog. helvetica</i> | <i>M. schneegansi</i> | <i>D. concavata</i> | | Globotruncanids "global" Zones foram. planctoniques Coord. F. Robaszynski, 1998 |
| | | <i>Heterohelix moremani</i> | <i>Heterohelix globulosa</i> | | | | | Heterohellicids tethyan |
| | | <i>Inoceramus</i> <i>pictus</i> lineage | <i>M. labiatus</i> | <i>labiatus</i> / <i>hercynicus</i> | <i>M. hercynicus</i> <i>I. cuvieri</i> / <i>lanarcki</i> | <i>I. costellatus</i> | | Inoceramids (western Europe) Coord. A. V. Dhondt, 1998 |
| | | supérieur | inférieur | moyen | supérieur | ETAGES | | |
| | | CENOMANIEN | | TURONIEN | | | | |

Fig. 16. Distribution de la biophase dans la Formation d'Akrabou, bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (flanc Sud du Haut Atlas) et comparaison avec la charte européenne de Hardenbol et al., 1998. # espèces nouvelles (description en cours).

Apricardia archiaci et *Eoradiolites zizensis*, dont les deux dernières ont été signalées dans le Cénomaniens supérieur de la plate-forme saharienne (Ferrandini et al., 1985; Rhalmi, 2000). Les algues sont relativement fréquentes à la partie inférieure de l'unité C1 et ponctuellement à la base de C2; elles ont une répartition temporelle assez large et se composent de *Heteroporella lepina*, *Neomeris pfenderae*, *Permocalculus irenae* et *P. walnutense*; seule *H. lepina* est habituellement considérée dans la littérature comme caractéristique du Cénomaniens–Turonien (Bassoulet et al., 1978). *Neolobites vibrayeanus*, cité par Choubert (1948), Rhalmi (2000), Meister et Rhalmi (2002), à la base de la formation n'a pas été retrouvé dans nos coupes; néanmoins, sa citation confirme la présence de la partie inférieure du Cénomaniens supérieur.

Dans le bassin du Kem Kem, situé au Sud de notre domaine d'étude (cf. Fig. 1A), la partie inférieure de la Formation d'Akrabou est datée du Cénomaniens supérieur par *Neolobites vibrayeanus* (Basse et Choubert, 1959) et par une association cénomaniens de poissons (Cavin et al., 2001). Son équivalent latéral vers le Nord serait la partie basale de la Formation d'Amghourzif (Haute Moulouya, cf. Fig. 1A), datée également du Cénomaniens supérieur non sommital par *Neolobites vibrayeanus* (Charrière et al., 1998).

Dans les unités turoniens T1 et T2, les faunes sont rares et peu diversifiées, constituées d'ostracodes, foraminifères planctoniques, lamellibranches, poissons, reptiles marins et échinodermes. Quatre espèces de foraminifères planctoniques ont été recensées: *Guembelitria cretacea*, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani* et *Whiteinella* sp./*Hedbergella* sp. *H. globulosa* semble marquer le début du Turonien (Ferrandini et al., 1985). En effet, elle est citée en de nombreux points du pourtour méditerranéen, et en Espagne (Floquet, 1991) et en Pologne (Peryt et Wyrwicka, 1991) où elle est limitée à la zone à *archaeocretacea*; en Tunisie, elle couvre cependant la totalité du Turonien (Robaszynski et al., 1990; Abdallah, 2000). Au Maroc, elle est connue au passage Cénomaniens–Turonien dans le Haut Atlas central (Andreu, 1991; Ettachfni et al., sous presse) et le Bassin de Tarfaya (Wiedmann et al., 1978), dans le Turonien inférieur et moyen des Bassins d'Essaouira et d'Agadir (Ettachfni et al., 1989; El Kamali, 1990; Ettachfni, 1992). Les faunes d'ostracodes sont pauvres; six espèces persistent et prolifèrent à la partie inférieure de l'unité T1: *Bairdia sbaensis*, *Cytheropteron* aff. *piscatorius*, Genus indé. sp., *Nigeroloxoconcha* sp., *Paracypris* gr. *mdaouerensis*, et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*; seule cette dernière franchit la limite supérieure du Turonien. Dans l'état actuel de nos connaissances, cette association est plutôt caractéristique du Santonien (Andreu, 2002) que du Turonien. Les ammonites récoltées au sommet de l'ensemble T2a, sont représentées par *Pseudoaspidoceras* sp. du Turonien

inférieur, puis par les *Coilopoceras* rappelant des formes du Turonien supérieur (W.J. Kennedy, comm. pers. 1998); cependant ce dernier genre pourrait être déjà présent dès la partie supérieure du Turonien inférieur (Meister et Rhalmi, 2002). Les poissons, dont *Goulimictys arambourgi*, concentrés dans les nodules silicifiés, au sommet de l'ensemble T2a, constituent l'une des ichtyofaunes les plus importantes du Turonien d'Afrique du Nord (Cavin, 1995, 1997). *Nucleolites angustior*, abondant au sommet de l'unité T2 de la coupe du Ziz, est fréquemment cité dans le Turonien. Les microfiliaments fréquents à la base de l'unité T1, constitueraient un événement biologique remarquable (filaments event), observé aussi en Tunisie (Robaszynski et al., 1990; Nederbragt et Fiorentino, 1999; Caron et al., 1999; Accarie et al., 2000) et au Colorado, USA (coupe de Pueblo), dans la coupe de référence du passage Cénomaniens–Turonien (Dall'Agnolo et al., sous presse). Cet événement daterait le début du Turonien (Accarie et al. 2000; Dall'Agnolo et al., sous presse).

L'ensemble des données répertoriées ci-dessus nous permet de proposer un âge Turonien inférieur pour les unités T1 et T2; la récolte de *Coilopoceras* dans les bancs sommitaux de T2a laisse supposer la présence d'un Turonien supérieur probable. La citation, dans ce secteur, de *Coilopoceras* aff. *newelli* (Meister et Rhalmi, 2002) du Turonien supérieur est en faveur de cette hypothèse.

En l'absence de marqueurs fiables de la limite Cénomaniens/Turonien, nous plaçons le début du Turonien à la base des calcaires micritiques en petits bancs ou plaquettes de l'ensemble T1a, au niveau de la discontinuité régionale D4; on note également, au niveau de cette limite, l'arrivée massive des hétérohéli-cidés, ou *Heterohelix* "shift" (terminologie proposée par Leckie et al., 1998), arrivée déjà reconnue en Tunisie (Robaszynski et al., 1990; Nederbragt et Fiorentino, 1999; Caron et al., 1999; Abdallah, 2000; Dall'Agnolo et al., 2002), et dans le Haut Atlas central, Maroc (Ettachfni et al., sous presse).

4. Conclusions

L'étude du Cénomaniens–Turonien de la plate-forme préafricaine débouche sur des résultats lithostratigraphiques, paléontologiques, biostratigraphiques, paléogéographiques et paléoenvironnementaux. Sur le plan lithostratigraphique, nous avons découpé la Formation d'Akrabou en quatre unités limitées par des discontinuités d'extension régionale. Ces unités s'organisent en séquences transgressive-régressive et sont individualisées par un assemblage faunique caractéristique. Elles sont le résultat du jeu combiné des variations eustatiques et de la subsidence. Les dépôts cénomaniens sont subdivisés en deux unités lithologiques C1 et C2. Les calcaires

infralittoraux, qui constituent l'unité C1 et qui se sont sédimentés sur une plate-forme proximale calme et peu profonde, sont le résultat de la transgression pelliculaire cénomanienne dans le sillon préafricain. L'unité C2, comparable d'un point de vue lithologique à la précédente, montre un déplacement des dépôts-centres vers l'Ouest. La polarité, tant sédimentaire que paléontologique, reste téthysienne, la plate-forme étant ouverte au Nord et au Nord-Est; la mise en eau est lente, par étapes, avec un déplacement progressif des faciès littoraux à supralittoraux en direction de l'Ouest et du Sud-Est.

Le Turonien montre un découpage identique à celui du Cénomaniens, en deux unités lithologiques, T1 et T2. Ces unités présentent la même succession des couches dans le temps: à la base, des calcaires micritiques blancs en plaquettes ou en petits bancs, souvent à silex, qui marquent l'inondation de la plate-forme sous un environnement infralittoral ouvert; au sommet, des calcaires massifs bioclastiques ou lumachelliques, parfois dolomitiques, qui soulignent le comblement de l'aire sédimentaire sous un environnement infralittoral restreint. L'approfondissement de la plate-forme en T1 fait place à un recul de la mer vers le Nord et le Nord-Est en T2. La limite Cénomaniens/Turonien est placée au niveau de la discontinuité régionale D4.

Sur le plan paléontologique, de nombreuses espèces de foraminifères, ostracodes, algues calcaires, ammonites, lamellibranches, crinoïdes et poissons, ont été reconnues. Une vingtaine d'espèces de foraminifères benthiques ont été récoltées, parmi lesquelles six sont mentionnées pour la première fois sur la plate-forme nord saharienne: *Cribratina* sp., cf. *Cyclopsinella neumanna*, *Rotalia mesogeensis*, cf. *Sabaudia* sp., *Tritaxia pyramidata* et *Trocholina* gr. *T. arabica*; 24 espèces d'ostracodes, parmi lesquelles douze sont identifiées régionalement pour la première fois: *Amphicytherura berbiquierensis*, *Bairdia sbaensis*, *Cythereis algeriana*, *Cytherella* cf. *mediatlasica*, *C.* gr. *parallela*, *Cytheropteron* aff. *piscatorius*, *Eocytheropteron* aff. *retroversicardinum*, *Kalyptovalva tifratinensis*, *Limburgina selloumensis*, *Metacytheropteron* gr. *parnesi*, *Uroleberis* sp., *Veeniacythereis* gr. *jezzineensis*, et neuf espèces, appartenant aux genres *Bairdia*, *Bythocypris*, *Cytheropteron*, Genus indéterminé., *Nigeroloxoconcha*, *Peloriops*, *Rehacythereis*, *Uroleberis* et *Xestoleberis*, sont nouvelles (publication en cours); quatre espèces d'algues calcaires dont *Heteroporella lepina* citée pour la première fois; deux genres d'ammonites dont *Pseudoaspidoceras* sp. n'était pas encore connu; cinq espèces de lamellibranches dont *Gervillia solenoidea* est reconnue régionalement pour la première fois; des crinoïdes pélagiques Roveacrinidae non encore récoltées dans notre région sont en cours d'étude; enfin, trois espèces de poissons dont *Ptychotrygon* sp. était encore inconnue dans la région. Les résultats biostratigraphiques reposent essentiellement sur les associations de foraminifères

benthiques, planctoniques et sur les espèces d'ammonites. Les autres groupes représentés n'infirmement généralement pas les datations proposées; ils les confirment même dans la plus grande majorité des cas. Les unités C1 et C2 sont datées du Cénomaniens supérieur, T1 du Turonien inférieur à moyen, T2 relèverait du Turonien supérieur?

Au Cénomaniens supérieur, s'installe, sur le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, une plate-forme carbonatée non barrée, à topographie plate, matérialisée par deux cycles transgressif-régressif. Au centre du bassin, une riche microfaune benthique de foraminifères, lamellibranches, ostracodes, se développe dans la zone photique de l'étage infralittoral sous une tranche d'eau relativement faible. Cette plate-forme se poursuit vers le Sud par la plate-forme nord-saharienne dans la région du Kem Kem. Sur les bordures, des conditions littorales à supralittorales prédominent et les faunes sont rares à absentes. Le comblement du bassin se réalise rapidement pendant le Cénomaniens supérieur. Des algues calcaires et des stromatoporoides se mettent alors en place autour de patch reefs à rudistes dans des eaux chaudes et peu profondes de vasières littorales, au centre du bassin, alors que les organismes sont très rares sur les estrans littoraux bordiers.

La sédimentation turonienne est générée par deux cycles transgressif-régressif. Les dépôts évoluent à la fois dans l'espace et dans le temps, d'un milieu infralittoral ouvert d'une plate-forme carbonatée moyenne, relativement profonde au centre du bassin où vit une faune appauvrie d'ostracodes et foraminifères planctoniques de surface, lamellibranches, poissons et reptiles, dans des conditions hypoxiques, voire anoxiques sur le fond et la majeure partie de la colonne d'eau, à un milieu infralittoral restreint à supralittoral de la plate-forme proximale, sur les bordures du bassin.

Les profils des dépôts du Cénomaniens et du Turonien sont sous la dépendance des variations du niveau marin relatif, variations liées aux facteurs allocycliques, taux de sédimentation et eustatisme; ils sont en relation avec la transgression cénomano-turonienne, qui s'accompagne dans cette région du développement d'une zone à oxygène minimum à l'origine d'une accumulation de matière organique sur le fond et d'une quasi-disparition des faunes benthiques et planctoniques profondes.

Ce type de plate-forme carbonatée apparaît, aux mêmes étages et sous des conditions environnementales semblables, sur la presque totalité du Maroc septentrional: bassins de la Bordure atlantique (Agadir et Essaouira), Rides sud-Rifaines, synclinaux Haut Atlasiques, Haute Moulouya et synclinaux Moyen Atlasiques. Selon sa position géographique, elle est alors soit sous influence téthysienne, soit sous influence atlantique, soit sous influences mixtes. Au Cénomaniens supérieur et au Turonien, la plate-forme préafricaine, en continuité avec la plate-forme saharienne, se rattache au domaine téthysien; elle est ouverte à la fois sur l'Atlantique et la

Téthys, mais la polarité des sédiments et des faunes privilégie plutôt des communications marines avec cette dernière.

Remerciements

L'un d'entre nous (El M.E) a réalisé ce travail dans le cadre de la préparation de son Doctorat d'Etat; il tient à exprimer sa gratitude et ses remerciements à Mme M. Caron (Université de Fribourg, Suisse) pour ses conseils constructifs sur le terrain au cours de l'excursion du CAG 19. Nous tenons à remercier M. F. Robaszynski (Institut Polytechnique de Mons, Belgique) pour le contrôle des foraminifères planctoniques, M. K. A. Tröger (Institut de Géologie, Freiberg, Allemagne), pour la détermination des lamelibranches autres que les rudistes, M. M. Bilotte (Université Paul Sabatier, Toulouse III, France) pour celle des rudistes, M. G. Tronchetti (Université de Provence, Marseille, France) pour celle des petits foraminifères hyalins, M. L. Cavin (Musée des Dinosaures, Esperaza, France) et M. A. Noubhani (Université Chouaïb Doukkali, El Jadida, Maroc) pour celle des poissons, M. W. J. Kennedy (University of Oxford, UK) pour celle des ammonites, M. A. Charrière (Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, France) et M. L. Cavin pour leur accompagnement sur la coupe de Tadighoust. Nous remercions en outre le Professeur D. J. Batten (University of Wales, UK) ainsi que les rapporteurs pour leurs conseils et remarques pertinentes. Ces recherches ont été rendues possibles grâce à l'appui des programmes suivants: Programme de Coopération Maroc-Belge "CAMG", entre l'Université Chouaïb Doukkali, El Jadida, Maroc, et l'Université Catholique de Louvain La Neuve, Belgique; Programme d'Appui à la Recherche Scientifique "PARS SDU 53", Maroc; Bourse du Deutscher Akademischer Austauschdienst "DAAD", Allemagne et grâce à une Bourse du Service de la Mobilité de l'Université de Fribourg, Suisse.

Références

- Abdallah, H., 2000. Stratigraphie intégrée et paléogéographie des séries sédimentaires à la limite Cénomaniens-Turonien en Tunisie méridionale. Doctorat d'Etat Es-Sciences, Université de Tunis II, Tunisie, 383 pp. (inédit.).
- Accarie, H., Robaszynski, F., Amédro, F., Caron, M., Zagrarni, M.-F., 2000. Stratigraphie événementielle au passage Cénomaniens-Turonien dans le secteur occidental de la plate-forme de Tunisie Centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis 40, 63–80.
- Ambroggi, R., Choubert, G., 1952. Anti-Atlas et vallée du Draa. In: *Hydrogéologie du Maroc*. 19^{ème} Congrès international de Géologie, Alger, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 97, 323–335.
- Andreu, B., 1991. Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). Doctorat d'Etat Es-Sciences. Université Paul Sabatier, Toulouse, France. *Strata*, Série 2, 14, 765 pp., 73 pls.
- Andreu, B., 1993. Associations d'ostracodes et paléoenvironnements au passage Cénomaniens-Turonien dans les régions d'Agadir (Haut Atlas) et de Boulmane (Moyen Atlas), Maroc. *Cretaceous Research* 14, 409–429.
- Andreu, B., 2002. Cretaceous ostracode biochronology of Morocco. *Ecolae Geologicae Helveticae* 95, 133–152.
- Andreu, B., Ettachfni, El M., 1994. Nouvelles espèces d'ostracodes du Cénomaniens du bassin d'Essaouira (Maroc). Implications paléocologiques. *Revue de Micropaléontologie* 37, 3–29.
- Andreu, B., Bilotte, M., Ettachfni, El M., Grambast-Fessard, N., 1996. Microfaunes (foraminifères, ostracodes) et microflores (algues, charophytes) de l'Albien supérieur?—Cénomaniens-Turonien du Bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc): biostratigraphie et paléocologie. In: *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*. Actes du 12^{ème} Coll. Afr. Micropaléont., 2^{ème} Coll. Strat. Paléocool. de l'Atlantique Sud, Angers 1994, France. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine* 16, 521–539.
- Bardet, N., 1999. Les Vertébrés marins du Crétacé de Goulmima. In: *Maroc, Mémoire de la terre*. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, pp. 156–159.
- Bartoux, J., 1924. Moyenne, Haute Moulouya et Grand Atlas. *Bulletin de la Société Géologique de France* 24, 238–240.
- Bassoulet, J.-P., Bernier, P., Conrad, M.-A., Deloffre, R., Jaffrezo, M., 1978. Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. *Geobios, Paléontologie, Stratigraphie, Paléocologie, Mémoire Spécial* 2, 330 pp., 40 pls.
- Basse, E., Choubert, G., 1959. Les faunes d'ammonites du "Cénomano-Turonien" de la partie orientale du domaine atlasique marocain et de ses annexes sahariennes. *Congreso Geologico Internacional XX Sesión-Ciudad de Mexico, 1956, Simposim del Cretácico*, pp. 59–82.
- Berthou, P.-Y., 1984. Répartition stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Benthos '83*, 45–54.
- Bilotte, M., 1984. Les grands foraminifères benthiques du Crétacé supérieur pyrénéen. *Biostratigraphie. Réflexion sur les corrélations mésogéennes*. *Benthos '83*, 61–67.
- Busson, G., Cornée, A., 1996. L'évènement océanique anoxique du Cénomaniens supérieur-terminal: une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO₂ mantellique. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 23, 143 pp.
- Busson, G., Dhondt, A., Amédro, F., Néraudeau, D., Cornée, A., 1999. La grande transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnement de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research* 20, 29–46.
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 17–86.
- Caron, M., Homewood, P., 1982. Evolution of early planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 7, 453–462.
- Caron, M., Robaszynski, F., Amédro, F., Baudin, F., Deconinck, J.-F., Hochuli, P., Von Salis-Perch Nielsen, K., Tribouillard, N., 1999. Estimation de la durée de l'évènement anoxique global au passage Cénomaniens/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 145–160.
- Carte géologique du Maroc, 1997. Feuille de Tinejdad 1/100,000. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 385.
- Carte géologique du Maroc, 1986. Feuille de Tafilalt-Taouz 1/200,000. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 244.

- Carte géologique du Haut Atlas au Nord de Ksar Es Souk et de Boudnib, 1956. Feuilles Rich et Boudnib 1/200,000; publié par le Service géologique du Maroc.
- Cavin, L., 1995. *Goulmimichtys arambourgi* n. g., n. sp., un pachyrhizodontidae (Actinopterygii, Teleostei) d'une nouvelle localité à nodules fossilifères du Turonien inférieur marocain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 321, IIa, 1049–1054.
- Cavin, L., 1997. Les Actinoptérygiens du Turonien de Goulmima (Maroc) et l'évolution des ichthyofaunes actinoptérygiennes entre le Jurassique supérieur et le Paléocène. Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, 218 pp., 5 pls. (inédit.).
- Cavin, L., Boudad, L., Duffaud, S., Kabiri, L., Le Loeuff, J., Rouget, I., Tong, H., 2001. L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin de Tafilalt et des régions avoisinantes (Sud-Est du Maroc): implications paléobiogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 333, IIa, 677–683.
- Charrière, A., Andreu, B., Ciszak, R., Kennedy, W.-J., Rossi, A., Vila, J.M., 1998. La transgression du Cénomanién supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc. *Geobios* 31, 551–569.
- Choubert, G., 1948. Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. Volume Jubilaire de la Société des Sciences Naturelles du Maroc, pp. 307–329, 1 carte.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, t. 1, *Bulletin de la Société Géologique de France, Mémoire Hors Série*, 657 pp.
- Ciszak, R., Andreu, B., Charrière, A., Ettachfini, El M., Rossi, A., 1999. Le Crétacé anté-turonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc: stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 451–464.
- Daguin, F., 1931a. Sur le Crétacé de la vallée de l'oued Ziz (Maroc du Sud—Confins de Tafilalt). *Bulletin de la Société Géologique de France, Série 5, I, t. 1*, 537–545, 2 pls.
- Daguin, F., 1931b. Sur une faune de rudistes du Crétacé des plateaux sahariens au Sud de l'Atlas marocain (vallée de l'oued Ziz). Description du gisement. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 61, 343–355.
- Dall'Agnolo, S., Caron, M., Accarie, H., Amédro, F., Robaszynski, F., 2002. De la téthys centrale à l'atlantique ouest: corrélations stratigraphiques pendant l'événement OAE 2 (Cénomanién/Turonien). 19^{ème} Colloque de Géologie Africaine, El Jadida, Maroc, p. 56 (Résumé).
- Dall'Agnolo, S., Caron, M., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E.G., Amédro, F., Robaszynski, F. High-resolution stratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Palaios*, in press.
- Dubar, G., 1948. Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200 000. Notice explicative. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 59 bis.
- Dutheil, D., Laroche, M., 1999. Biodiversité continentale du Tafilalt et des Kem Kem. In: *Maroc, Mémoire de la terre. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris*, pp. 152–155.
- El Kamali, N., 1990. Le Cénomano-Turonien du bassin d'Agadir (Haut Atlas occidental, Maroc): biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôt. DESS, Université de Cadi Ayyad, Marrakech, 128 pp., 12 pls. (inédit.).
- Ettachfini, El M., 1992. Le Vraconien, Cénomanién et Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc). Analyses lithologique, biostratigraphique et sédimentologique, stratigraphie séquentielle. Doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France. *Strata, Série 2*, 18, 247 pp., 28 pls.
- Ettachfini, El M., Bilotte, M., 1990. Première citation de *Eoradiolites* gr. *lyratus-zizensis* dans le Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc). Conséquences. 8^{ème} Colloque des Basins Sédimentaires Marocains, El Jadida, Maroc, 21–23.
- Ettachfini, El M., El Kamali, N., Bilotte, M., 1989. Essai de caractérisation bio et lithostratigraphique des séquences sédimentaires dans le Crétacé moyen de la région d'Imi N'Tanout (Haut Atlas occidental, Maroc). *Sciences Géologiques, Mémoire* 84, 71–81.
- Ettachfini, El M., Souhel, A., Andreu, B., Caron, M. Le passage Cénomanién—Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, in press.
- Ferrandini, M., Philip, J., Babinot, J.-F., Ferrandini, J., Tronchetti, G., 1985. La plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-Errachidia (Sud-Est marocain): stratigraphie et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France, Série 8, 1*, 459–622.
- Ferrandini, M., 1988. Les foraminifères benthiques du Cénomanién supérieur dans le Sud-Est marocain. *Revue de Paléobiologie, Benthos '86, Volume Spécial 2*, 429–430.
- Floquet, M., 1991. La plate-forme Nord-Castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 925 pp., 2 pls.
- Grosheny, D., Tronchetti, G., 1993. La crise Cénomanién—Turonien: réponse comparée des assemblages de foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée et de bassin dans le Sud-Est de la France. *Cretaceous Research* 14, 397–408.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.-B., Jacquin, Th., De Graciansky, P.-C., Vail, P.R., 1998. Cretaceous biostratigraphy. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* 60, pp. 763–781.
- Leckie, R.M., Yuretich, R.F., West, O.L.O., Finkelstein, D., Schmidt, M.G., 1998. Paleooceanography of the southwestern West Interior sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). In: Dean, W., Arthur, M.A. (Eds.), *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway, USA. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in Sedimentology and Paleontology* 6, Tulsa, pp. 101–126.
- Meister, C., Rhalmi, M., 2002. Quelques ammonites du Cénomanién—Turonien de la région d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc). *Revue de Paléobiologie* 21, 759–779.
- Nederbragt, A.J., Fiorentino, A., 1999. Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, North Western Tunisia. *Cretaceous Research* 20, 47–62.
- Petitot, M.-L., 1950. Sur quelques rudistes peu connus du Crétacé marocain. I.- *Apricardia archiaci* d'Orbigny. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 76 (3), pp. 175–185, 2 pls.
- Petitot, M.-L., 1951. Sur quelques rudistes peu connus du Crétacé marocain. II.- *Eoradiolites lyratus* Conrad. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 83 (4), pp. 147–157, 1 pl.
- Peryt, D., Wyrwicka, K., 1991. The Cenomanian—Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. *Cretaceous Research* 12, 65–80.
- Purser, B.-H., 1980, 1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Editions Technip*, tome 1, 366 pp.; tome 2, 389 pp.
- Rhalmi, M., 1992. Les systèmes sédimentaires cenomanio-turonien et sénoniens de la région manganésifère d'Imini (Haut Atlas central, Maroc) et leur évolution diagénétique. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, 168 pp. (inédit.).
- Rhalmi, M., 2000. Le Cénomano-Turonien au Sud du Haut Atlas central marocain (bassins de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud). Sédimentation, stratigraphie et diagenèse. Doctorat Es-Sciences, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 188 pp. (inédit.).

- Robaszynski, F., Caron, M. (Coord.), 1979. Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer boréale et téthys). Groupe de travail européen des foraminifères planctoniques. Cahiers de Micropaléont., Editions CNRS, 1^{ère} partie: 185 pp.; 2^{ème} partie: 181 pp.
- Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amédéo, F., Gonzalez-Donozo, J.-M., Linares-Rodriguez, D., Hardenbol, J., Gartner, S., Calandra, F., Deloffre, R., 1990. A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 14 (1), 213–384.
- Saint-Marc, P., 1970. Sur quelques foraminifères Cénomaniens et Turoniens du Liban. Revue de Micropaléontologie 13, 85–94.
- Saint-Marc, P., 1977. Répartition stratigraphique de grands foraminifères benthiques de l'Aptien, de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien dans les régions méditerranéennes. Revista Española de Micropaleontología 9, 317–325.
- Saint-Marc, P., Rahhali, I., 1982. Sur la présence du genre *Spirocyclina* (foraminifère) dans le Cénomaniens supérieur du Maroc. Revue de Micropaléontologie 25, 133–140.
- Schroeder, R., Neumann, M. (Coord.), 1985. Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. Geobios, Mémoire Spécial 7, 161 pp., 68 pls.
- Sereno, P.C., Dutheil, D.-B., Laroche, M., Larsson, H.C.E., Lyon, G.-H., Magwene, P.M., Sidor, C.A., Varricchio, D.J., Wilson, J.A., 1996. Predatory dinosaurs from the Sahara and late Cretaceous faunal differentiation. Science 272, 986–991.
- Stamm, R., Thein, J., 1982. Sedimentation in the Atlas Gulf III: Turonian carbonates. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 459–474.
- Thein, J., 1988. Turonian paleogeography of the High Atlas Mountains (Morocco) and the North Atlantic. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 139, 261–287.
- Tronchetti, G., 1981. Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien–Santonien). Tome I: Systématique, 196 pp.; Tome II: Biostratigraphie, paléontologie, paléogéographie, 618 pp. Doctorat de l'Université de Provence, France (inédit.).
- Vail, P.-R., Colin, J.-P., Jan Du Chêne, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France 8, t. 3 (7), 1301–1322.
- Wiedmann, J., Einsele, G., Immel, H., 1978. Evidence faunistique et sédimentologique pour un upwelling dans le bassin côtier de Tarfaya/Maroc dans le Crétacé supérieur. Actes VIème Colloque Africain de Micropaléontologie, Tunis, 1974, Annales des Mines et de la Géologie, 28, II, 415–441.