

Biostratigraphie, géochimie et réponse des composantes microfauniques aux variations environnementales au passage Cénomanién-Turonien à Théniet El Manchar (Monts de Bellezma, Batna, NE Algérie)

Biostratigraphical, geochemical and microfaunal responses to environmental changes around the Cenomanian-Turonian boundary at Théniet El Manchar (Bellezma-Batna Range, NE Algeria)

R. Slami¹, S. Salmi-Laouar², B. Ferré³, R. Aouissi⁴, F. Benkherouf-Kechid⁵

¹Université Batna 2, Laboratoire de Recherche de Géologie (LRG), B.P. 12, 23000 Annaba, Algérie. Email: yahoo5dz@gmail.com, ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-6304-5121>

²Université Badji Mokhtar, Annaba, Laboratoire de Recherche de Géologie (LRG), B.P. 12, 23000, Annaba, Algérie. Email: sssalmit@yahoo.fr, ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-4095-5851>

³Dame du Lac 213, 3 rue Henri Barbusse, F-76300 Sotteville-lès-Rouen, France. E-mail: bruno_ferre@yahoo.fr, ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0001-5350-9407>

⁴Université Larbi Ben M'hidi, Oum el Bouaghi, Laboratoire de Recherche de Géologie (LRG), B.P. 12, 23000 Annaba, Algérie. Email: aouissi_riadh@hotmail.com, ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-2083-155X>

⁵Université Houari Boumédiène, USTHB, Algérie. Email: fbenkherouf@yahoo.fr, ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-0740-8378>

RÉSUMÉ

La présente étude livre une analyse biostratigraphique et géochimique des dépôts cénomano-turonien de la région Théniet El Manchar, située dans les Monts de Bellezma-Batna, et leur évolution verticale. Une coupe (TM), épaisse de 180 m, est décrite dans ce secteur. Elle correspond à la Formation des Marnes de Smail, subdivisée en quatre unités litho-stratigraphiques (IA, IB, IC, ID), datée du Cénomanién grâce à la présence d'ammonites et de corail, et à la base de la Formation des Dolomies de l'Oued Skhoun (unité, IIA), datée de la base du Turonien au moyen de foraminifères planctoniques. L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères (planctoniques et/ou benthiques), des ostracodes et des marqueurs géochimiques, permet de reconstituer l'évolution du paléo-environnement et les variations paléo-bathymétriques au cours de l'intervalle stratigraphique concerné. Ainsi, les unités IA-IB-IC et la partie inférieure de l'unité ID (Cénomanién) sont dominées par des associations de foraminifères benthiques agglutinés et des carapaces entières d'ostracodes, témoignant d'un milieu de plate-forme et d'un faible hydrodynamisme. Dans ces dépôts, les associations montrent une diversité spécifique faible à moyenne et une abondance plus ou moins élevée, témoignant de conditions trophiques et d'oxygénation considérées comme normales. Les derniers termes de l'unité ID (sommet du Cénomanién) et l'unité IIA (base du Turonien) marquent, quant à eux, une évolution vers des conditions plus profondes, comme le montre la succession standard des événements déjà reconnus en Afrique du nord, à savoir: l'abondance de foraminifères planctoniques, la présence de 'filaments' et une réduction drastique de la faune d'ostracodes. En outre, les

Recibido el 31 de octubre de 2017 / Aceptado el 21 de mayo de 2018 / Publicado online el xx de xxxx de 2018

Citation / Cómo citar este artículo: Slami R. et al., (2018). Biostratigraphie, géochimie et réponse des composantes microfauniques aux variations environnementales au passage Cénomanién-Turonien à Théniet El Manchar (Monts de Bellezma, Batna, NE Algérie). Estudios Geológicos 74(1): e077. <https://doi.org/10.3989/egeol.43039.472>.

Copyright: © 2018 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Non 4.0 International License.

courbes isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des carbonates mettent en évidence des anomalies isotopiques relatives aux modifications paléo-environnementales. Les données du $\delta^{13}\text{C}$ et celles du COT indiquent une productivité primaire faible. Les données du $\delta^{18}\text{O}$, quant à elles, indiquent une augmentation des paléo-températures, cause principale du déclenchement de l'EAO 2. Ces interprétations paléo-environnementales s'accordent avec les données connues du contexte paléogéographique régional et mettent en exergue les spécificités téthysiennes.

Mots clés: géochimie; biostratigraphie; paléoenvironnement; Cénomaniens; Turonien; Batna; Algérie.

ABSTRACT

The present study deals with the biostratigraphic and geochemical analysis of the Cenomanian-Turonian deposits of the Théniet El Manchar district in the Bellezma-Batna Range, and their vertical fluctuations. A 180 m-thick profile is described in this area. This reference section encompasses the 'Marnes de Smail' Formation, subdivided into four lithostratigraphic units (IA, IB, IC, and ID respectively) and dated of the Cenomanian (ammonites and coral), and the base of the 'Dolomies de l'Oued Skhoun' Formation (unit IIA), dated of the Lower Turonian (planktonic foraminifers). Both qualitative and quantitative analysis of foraminifers (planktonic and/or benthonic), ostracodes and of geochemical indices, lead us to reconstitute the evolution of both palaeoenvironmental and palaeobathymetrical changes during this time interval. Subsequently units IA, IB, IC and the lower part of unit ID (all Cenomanian) are displaying agglutinated benthonic foraminifers and complete ostracode shells, as evidence of a shelfal environment and weak hydrodynamism. Within these deposits microfaunal assemblages display a low-to-medium species diversity and a relatively high specimen abundance, supporting evidence of normal trophic conditions and water oxygenation. The upper part of unit ID (topmost Cenomanian), and unit IIA (basal Turonian) are documenting an environmental setting into deeper conditions, supported by the standard event succession already recorded in northern Africa, namely: the abundance of planktonic foraminifers, the occurrence of 'filaments' and the sudden reduction of ostracofauna. Furthermore the total carbonate isotope fluctuations ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) are documenting isotopic anomalies related to palaeoenvironmental changes. The $\delta^{13}\text{C}$ results, coupled with those of TOC, are evidencing a low primary productivity while the $\delta^{18}\text{O}$ data are supporting a temperature rise as the main potential drive of the onset of OAE2. These paleoenvironmental assertions are consistent with the regional paleogeographic context and are highlighting tethysian features.

Keywords: geochemistry; biostratigraphy; paleoenvironment; Cenomanian; Turonian; Batna; Algeria.

Introducción

À l'échelle du globe, le passage Cénomaniens-Turonien est connu pour être marqué par une anoxie océanique OAE2 (Schlanger & Jenkyns, 1976); un changement lithologique; un renouvellement important du plancton calcaire; une production importante de la matière organique et/ou sa préservation (formation et dépôt de 'black shales') et une anomalie géochimique matérialisée par une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates marins après la dernière occurrence de l'espèce *Rotalipora cushmani* Morrow.

En Algérie, le passage Cénomaniens-Turonien présente d'importantes variations lithologiques du nord au sud. Au nord, dans le bassin tellien, l'étude lithostratigraphique d'un ensemble de coupes dans les parties centrales (coupes de Sour El Ghozlane et de Bled Dechmia) et orientales (coupes de Hammam el Bibane et d'Azrou Merouane) de la chaîne des Bibans, montre que les terrains cénomano-turonien sont constitués de dépôts marins, épais et bien développés, à faciès pélagique de milieu profond, formé

de successions monotones de calcaires, de marnes parfois très indurées, de calcaires noirs en plaquettes à faciès 'anoxique' et de calcaires à silex.

Au Sud-Est, dans les Monts du Mellègue, au nord de Tébessa (Atlas saharien oriental), les coupes de Djbel Dyr, Djbel Boulhaf, Chemla, Tenoukla, Essouabaa, Djbel Guelb et Ouenza, montrent que le passage cénomano-turonien présente des faciès analogues à ceux de la Formation Bahloul en Tunisie (Burolet, 1956). Il s'agit essentiellement de marnes grisâtres, généralement feuilletées et de calcaires en plaquettes, parfois laminés, gris ou noirs (Dubourdiou, 1956; Naili *et al.*, 1995; Benkherouf, 1987; Ruault-Djerrab, 2012; Chaabane, 2015).

A l'ouest, dans l'Atlas saharien occidental, la transition Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur est représentée par une corniche de calcaires, épaisse de 40 m, coiffant les argiles du Cénomaniens (Bassoulet, 1973).

Les données d'une douzaine de coupes levées dans les massifs des Ouled Naïl, du Hodna et de l'Aurès (Chikhi-Aouimeur *et al.*, 2011) permettent d'établir l'évolution paléogéographique au passage

Cénomanién-Turonien de ce domaine particulier, situé sur la flexure nord-saharienne. Cette période est marquée dans ce secteur par le dépôt de 'black shales' comblant les dépressions entre les plate-formes. La mise en place de ce type de faciès est contemporaine d'une période d'élévation du niveau marin relatif ayant mis un terme à la sédimentation des calcaires à rudistes et a initié la sédimentation marno-calcaire du Turonien inférieur.

Dans la région de Béchar, au sud-ouest de l'Algérie, Benyoucef *et al.* (2012, 2016) ont montré que la limite entre le Cénomanién et le Turonien est située au sein de la formation des 'Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane'. Cette limite est matérialisée par de profonds changements sédimentologiques, paléocéologiques et paléoenvironnementaux marquant la base du Turonien au Sahara et sur tout le pourtour de la Méditerranée occidentale (Benyoucef *et al.*, 2016).

À l'extrême sud de l'Algérie, les dépôts marins du Cénomanién et du Turonien, souvent riches en faunes, recouvrent tout le Sahara oriental, depuis les massifs de l'Atlas saharien jusqu'au Hoggar, avec une extension moins importante vers l'ouest (Laffite, 1939; Fabre, 1976). Dans le Tinrhert central et oriental, situé entre le Grand Erg oriental, au nord, et le Bassin d'Illizi au sud, le passage Cénomanién-Turonien se situe au sein d'une séquence de calcaires massifs remarquablement riches en ammonites (Amédéo *et al.*, 1996).

À l'échelle de l'Algérie, du nord au sud, les dépôts au passage Cénomanién-Turonien montrent la persistance de la transgression marine albienne et des aspects sédimentologiques évoquant des variations bathymétriques et des irrégularités de la topographie du fond sous-marin. De manière générale, dans le Tell, la sédimentation pélagique s'effectue dans des milieux profonds et calmes dominés par des conditions hypoxiques, alors que dans l'Atlas saharien oriental les milieux de sédimentation sont relativement moins profonds calmes et souvent confinés. Dans les Aurès se développe un environnement de type plate-forme externe distale et des zones de transition plate-forme/bassin. Un environnement de type plate-forme moins profonde, est connu dans les Monts de Ouled Nail, à Béchar et dans le Sahara avec des faciès semblables à ceux de la Formation du 'Bahloul' en Tunisie.

Notons que lors du Symposium de Bruxelles sur le Crétacé (année, 1995) la coupe de Pueblo (Colorado, USA) a été désignée comme stratotype de référence (GSSP) pour la limite Cénomanién-Turonien. Cette limite est aussi fixée à l'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense* Henderson, qui se fait dans la zone d'extension partielle (PRZ) de l'espèce de foraminifère planctonique: *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno. La base de cette zone est définie par la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* Morrow; son sommet par la première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli. Les zones d'ammonites et des foraminifères planctoniques caractérisées en Algérie pour l'intervalle Cénomanién-Turonien et leurs corrélations (Tableau 1) sont conformes avec le cadre biostratigraphique classique défini pour le domaine téthysien (Robaszynski *et al.*, 1995).

En plus de ces données paléontologiques on peut aussi noter que l'intervalle stratigraphique correspondant au passage Cénomanién-Turonien enregistre un net enrichissement en matière organique. Dans le Tell oriental ce passage est représenté par des dépôts confinés. Les plus fortes teneurs en carbone organique total (COT) sont enregistrées dans le sud-est Constantinois avec une valeur moyenne de 4 % (Askri *et al.*, 1995) et des pics dépassant 13%. Dans l'Atlas saharien oriental, le taux de COT varie de 0,8 à 2% dans la coupe de Chemla (Ruault-Djerrab, 2008) et de 1,36% dans la coupe d'Es Souabaa (Chaabane, 2015). Ce taux varie de 2,7% à moins de 1% dans les Aurès, aux abords du Djebel Chélia (Naili *et al.*, 1995; Herkat, 1999, 2002). Au sud, dans les coupes du Hodna, le taux de COT est de l'ordre de 2%. Plus au Sud dans la Plate-forme saharienne, les argiles céno-mano-turoniennes révèlent des taux de COT assez élevés, de 4 à 7% (Askri *et al.*, 1995). Ces données concernant plusieurs domaines paléogéographiques de l'Algérie, combinées aux données de Lüning *et al.* (2004), qui portent sur le modèle de dépôt de la matière organique en Afrique du Nord au cours du Cénomanién-Turonien (Fig. 1), montrent que les sédiments au passage Cénomanién-Turonien, que ça soient ceux des bassins ou ceux de plate-formes, sont tous marqués par un enrichissement en matière organique avec plus de confinement dans la partie NE de l'Algérie, située entre le front sud des nappes telliennes, le parallèle 32°50',

Tableau 1.—Répartition des faunes d'ammonites et de foraminifères planctoniques dans plusieurs domaines paléogéographiques de l'Algérie, d'après les auteurs, pour l'intervalle CénoManien-Turonien et comparaison avec les biozones standards d'ammonites et de foraminifères planctoniques du domaine téthysien.

Etage	Turonien	Domaine thésien		Bassin tellien	Monts de Mèlègue					Monts Ouled nail	Aurès	Béchar Sud occidental
		Ammonites	FMP		Benkherouf et al. 1988	Naili et al. 1995	Ruault-Djerrab 2012	Chabane 2015	Herkat 1999			
92.1	Sup	Robaszinsky 1993	Robaszinsky 1995	Oulkene 2011	Benkherouf et al. 1988	Naili et al. 1995	Ruault-Djerrab 2012	Chabane 2015	Herkat 1999	Maandi 2011	Benyoucef et al. 2016	
		<i>Subphionocylus neptuni</i>	<i>D. concavata</i> <i>M. schneegansi</i>	<i>H. helvetica</i> <i>archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i> <i>D. hagni</i> <i>Weiteinella spp.</i>	<i>H. helvetica</i> <i>Fagesia sp. & Wainoceras sp.</i> <i>Filaments</i> <i>Vasoceras sp. & Pseudaspidoceras sp.</i> <i>D. hagni</i> <i>D. algeriana</i> <i>R. Cushmani</i> <i>Calyoceras naviculare</i> <i>Eucalyoceras pentagonum</i> <i>Neolobes vibrayeanus</i>	<i>M. schneegansi</i> <i>H. helvetica</i> <i>W. archaeoocretacea</i> <i>Filaments</i> <i>R. cushmani</i> <i>Th. reich</i> <i>Th. truncanoides = Th. brotzeni</i>	<i>M. renzi & M. sinuosa</i> <i>G. helvetica</i>	<i>M. schneegansi</i> <i>H. helvetica</i> <i>W. archaeoocretacea</i> <i>R. cushmani</i> <i>Th. truncanoides</i>	<i>H. helvetica</i> <i>W. archaeoocretacea</i> <i>M. geslinianum</i> <i>Neocardioceras judii</i> <i>Neolobes vibrayeanus & Calyoceras guerangeri</i>		
92.6	Inf	<i>Mammilleta nodosoides</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>Filaments</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	
		<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>		<i>archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>Vasoceras sp. & Pseudaspidoceras sp.</i>	<i>Filaments</i>	<i>Filaments</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	
93.2	Sup	<i>Wainoceras coloradense</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>Vasoceras sp. & Pseudaspidoceras sp.</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>Filaments</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	
		<i>Neocardioceras judii</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>D. hagni</i> <i>Weiteinella spp.</i>	<i>D. hagni</i> <i>D. algeriana</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>Filaments</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	
94.7	Moy	<i>Melipoceras geslinianum</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>Vasoceras sp. & Pseudaspidoceras sp.</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>Filaments</i>	<i>G. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	
		<i>Calyoceras naviculare</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>D. hagni</i> <i>Weiteinella spp.</i>	<i>D. hagni</i> <i>D. algeriana</i>	<i>W. archaeoocretacea</i>	<i>Filaments</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	
92.6	Inf	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>Th. truncanoides</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>R. Cushmani</i> <i>Calyoceras naviculare</i> <i>Eucalyoceras pentagonum</i> <i>Neolobes vibrayeanus</i>	<i>Th. reich</i> <i>Th. truncanoides = Th. brotzeni</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. brotzeni</i> <i>R. appenninica</i>	<i>R. cushmani</i> <i>Th. truncanoides</i>	<i>Neolobes vibrayeanus & Calyoceras guerangeri</i>	
		<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>R. brotzeni</i>	<i>Th. truncanoides</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>R. Cushmani</i> <i>Calyoceras naviculare</i> <i>Eucalyoceras pentagonum</i> <i>Neolobes vibrayeanus</i>	<i>Th. reich</i> <i>Th. truncanoides = Th. brotzeni</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. brotzeni</i> <i>R. appenninica</i>	<i>R. cushmani</i> <i>Th. truncanoides</i>	<i>Neolobes vibrayeanus & Calyoceras guerangeri</i>	
92.6	Inf	<i>Mantelliceras gr. dixoni</i>	<i>R. brotzeni</i>	<i>Th. truncanoides</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>R. Cushmani</i> <i>Calyoceras naviculare</i> <i>Eucalyoceras pentagonum</i> <i>Neolobes vibrayeanus</i>	<i>Th. reich</i> <i>Th. truncanoides = Th. brotzeni</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. brotzeni</i> <i>R. appenninica</i>	<i>R. cushmani</i> <i>Th. truncanoides</i>	<i>Neolobes vibrayeanus & Calyoceras guerangeri</i>	
		<i>Mantelliceras cantianum</i>	<i>R. brotzeni</i>	<i>Th. truncanoides</i>	<i>archaeoocretacea</i>	<i>R. Cushmani</i> <i>Calyoceras naviculare</i> <i>Eucalyoceras pentagonum</i> <i>Neolobes vibrayeanus</i>	<i>Th. reich</i> <i>Th. truncanoides = Th. brotzeni</i>	<i>R. cushmani</i>	<i>R. brotzeni</i> <i>R. appenninica</i>	<i>R. cushmani</i> <i>Th. truncanoides</i>	<i>Neolobes vibrayeanus & Calyoceras guerangeri</i>	

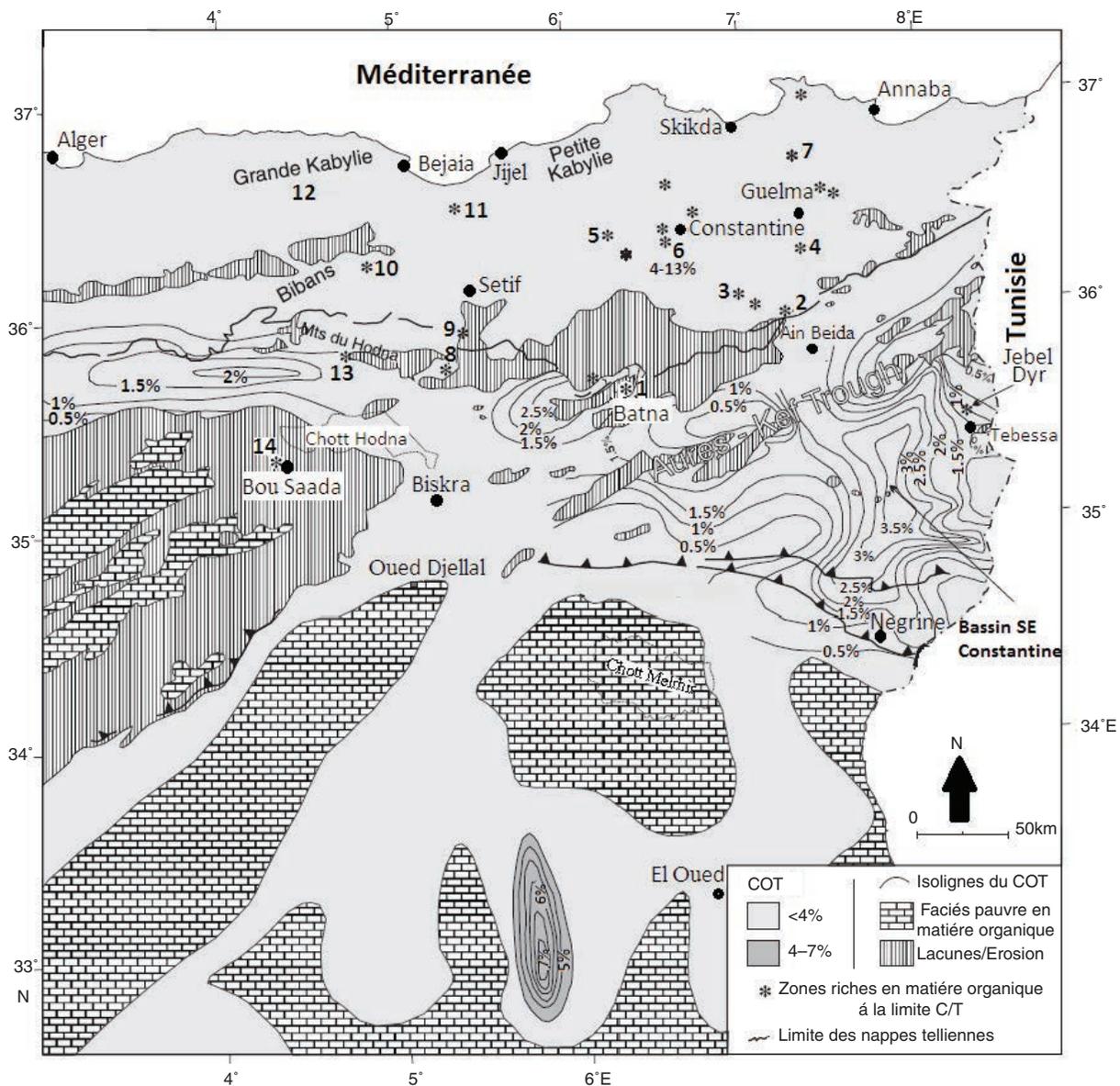


Fig. 1.—Carte de répartition des teneurs en COT en Algérie (Askri *et al.*, 1995, modifiée in Lüning *et al.*, 2004). 1. Djebel Bou Arif; 2. Djebel Hamminat; 3. Djebel Djaffa biomicrite; 4. Oued Cheniour; 5. Djebel Kenazaa; Bou Charef; 6. Djebel Chettaba; 7. Djebel Safia; 8. Oued Soubella; 9. Dôme de Colbert; 10. Colbert/Bibans; 11. Djebel Babor; 12. Grande Kabylie; 13. Monts du Hodna; 14. Bou Saada.

la frontière tunisienne et le méridien d’Alger (Askri *et al.*, 1995). Du nord au sud, à l’échelle de l’Algérie, les taux du COT décroissent et demeurent faibles comparés à ces taux qui peuvent atteindre 19% dans les terrains équivalents de la Tunisie (Lüning *et al.*, 2004). D’une manière générale la préservation de la matière organique résulte de l’installation de conditions hypoxiques au cours de l’évènement océanique

global et le taux de production semble être influencé par des facteurs locaux (Caus *et al.*, 1993).

Le présent travail sur la coupe de Théniet El Manchar dans les Monts de Bellezma-Batna est une étude pluridisciplinaire basée sur un couplage des données sédimentaires, biostratigraphiques et géochimiques (isotopes stables, calcimétrie et matière organique), et ce, pour une meilleure compréhension

de l'évolution du paléoenvironnement marin au passage Cénomaniens-Turonien à l'échelle locale et régionale.

Cadre géologique du secteur étudié

Le secteur étudié fait partie des Monts de Bellezma-Batna qui se situent dans une zone de convergence entre le domaine pré-atlasique au nord, le domaine des Aurès, au sud et les Monts des Hodna à l'ouest (Guiraud, 1973). C'est une chaîne de montagnes, alignée NE-SW (Fig. 2), s'étendant entre la ville de Batna à l'Est et le village de Sefiane à l'Ouest. La série stratigraphique y est formée de terrains allant du Trias au Quaternaire. La séquence crétacée de ce secteur a fait l'objet de nombreux études, entre autres: Fischeur, (1893); Bureau (1970, 1972, 1986); Guiraud (1973); Bellion (1972); Yahiaoui (1990); Gill & Chikhi (1991), Slami (2014). La coupe étudiée, coupe de Théniet El Manchar (coupe TM), 180 m d'épaisseur, est située à environ 2 km au Nord-Est de la ville de Batna. Elle correspond à un

anticlinal de direction NW-SE, dont le versant sud est constitué principalement de formations carbonatées d'âge albien, surmontées par des alternances marno-calcaires du Cénomaniens-Turonien (Fig. 3).

Matériels et méthodes

33 lames minces ont été confectionnées dans des calcaires pour l'étude du microfaciès et 108 échantillons de marnes (dont 16 indurées) ont été traités pour l'étude de la microfaune en dégagée.

L'analyse qualitative et quantitative des résidus du lavage (Tableau 2) s'est focalisée essentiellement sur les foraminifères et les ostracodes. Les différents constituants de la microfaune dans des niveaux stratigraphiques successives ont été étudiées à partir du dénombrement de 250 à 300 individus pour chaque fraction (>80 µm) de chaque échantillon. Elles ont permis d'établir les courbes de variation des principaux paramètres quantitatifs.

La macrofaune de valeur biostratigraphique récoltée dans la coupe étudiée est constituée

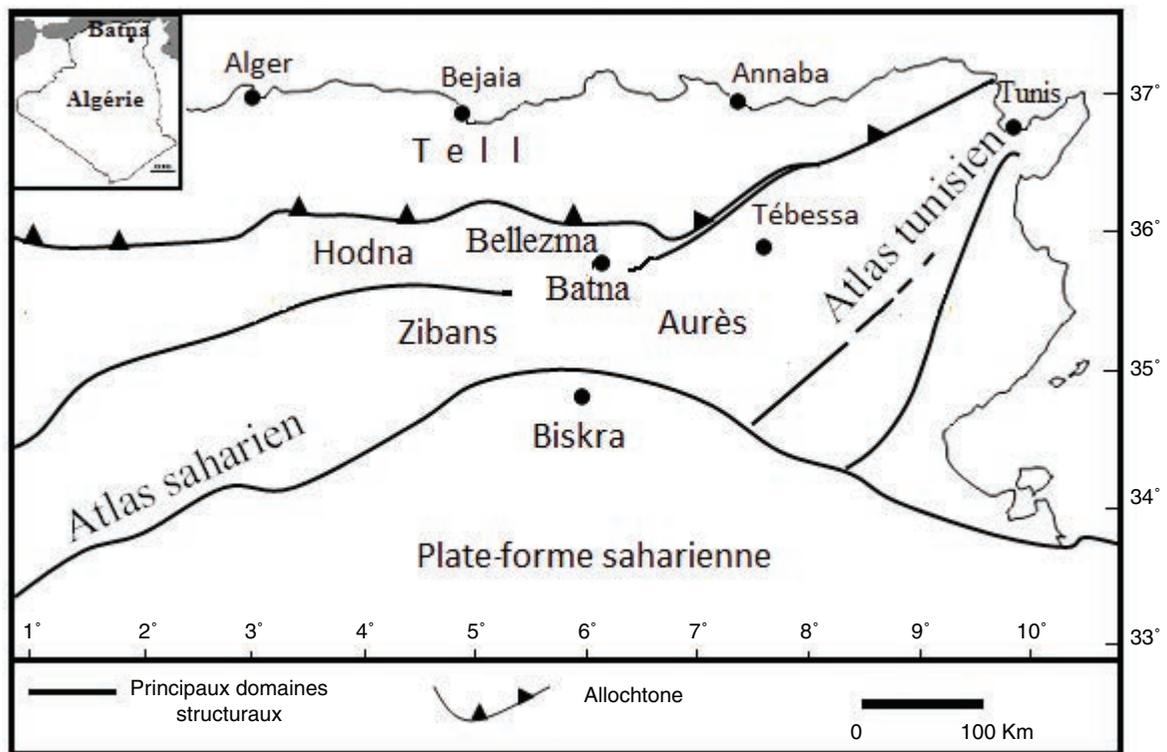


Fig. 2.—Situation des Monts de Bellezma-Batna au sein des grands ensembles géologiques de l'Algérie orientale (Herkat, 2007).

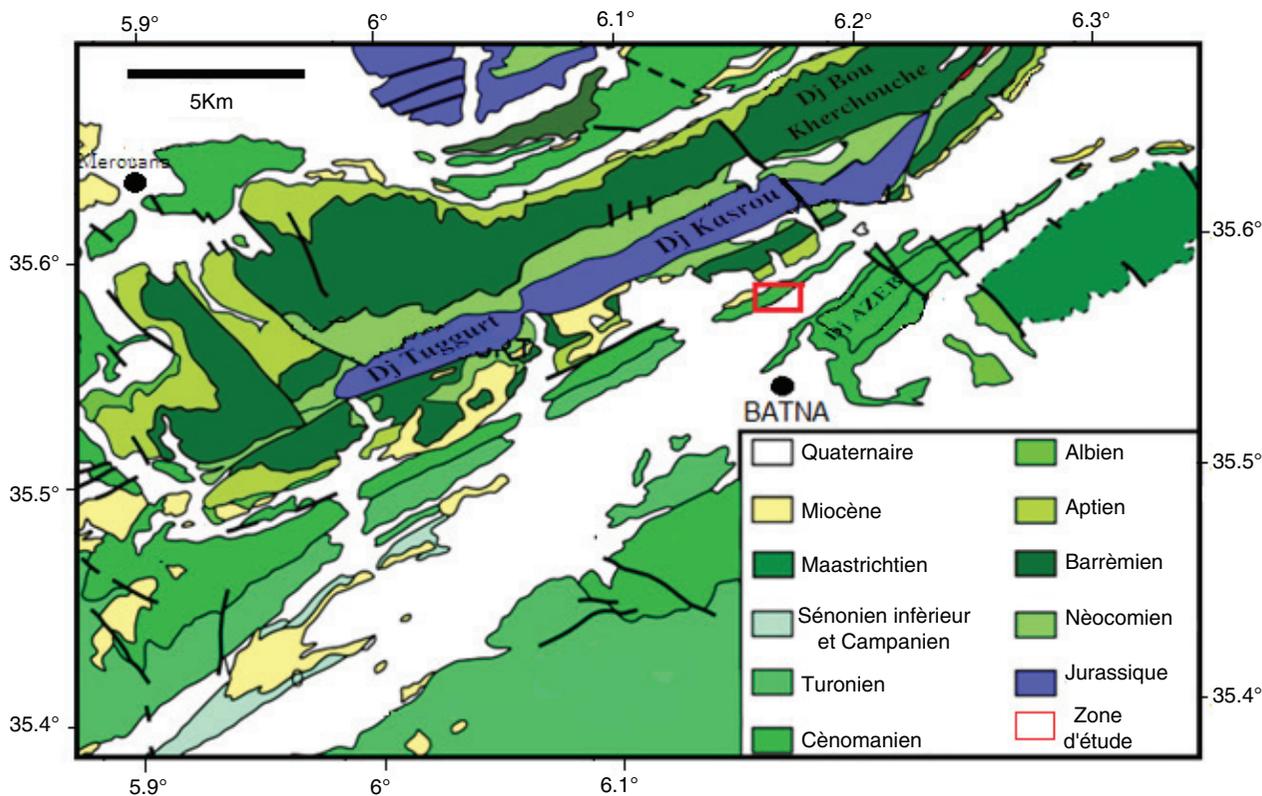


Fig. 3.—Carte géologique simplifiée montrant les formations méso-cénozoïques à Théniet El Manchar d'après la carte de Merouana 1/50 000.

d'ammonites et d'un spécimen de corail qui permettent de caractériser le Cénomanién. La microfauve, en particulier les foraminifères planctoniques a permis de caractériser le passage Cénomanién-Turonien et la base du Turonien.

Les microphotographies par MEB ont été réalisées au Centre de Recherche et Scientifique Technique en Analyses Physico-chimiques, Bou Smail, Tipaza. L'analyse du taux de carbonate a été réalisé, au Département de Géologie de l'Université Badji Mokhtar-Annaba, au moyen d'un calcimètre de Bernard. L'analyse du carbone organique total C.O.T a été réalisé au Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Développement de la Wilaya de Tébessa, par pyrolyse « Rock-Eval VI » et a porté sur 13 échantillons prélevés dans des niveaux du Cénomanién et du passage Cénomanién-Turonien. La totalité des échantillons a fait l'objet d'analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène sur des poudres de roches totale au laboratoires de Scottish Universities Environmental

Research center (SUERC), Isotope Geosciences Unit, Ecosse, Royaume Uni.

Description lithologique, biostratigraphique de la coupe TM et données de paléo-environnements

La coupe de Théniet El Manchar est formée essentiellement d'alternances de marnes et de calcaires (Fig.4). Ils se subdivisent en deux formations séparées par une surface ferrugineuse et phosphatée (Slami, 2014), de bas en haut: la Formation des Marnes de Smail d'âge Cénomanién, qui constitue un repère géomorphologique remarquable et un site fossilifère d'intérêt dans la région et la Formation des Dolomies de l'Oued Skhoun, d'âge Turonien, dont seuls les termes inférieurs affleurent dans la coupe de la région étudiée. Cette formation est équivalente à la formation des calcaires de Chaâbet définie par Yahiaoui (1990) dans la région entre Batna et El Kantara.

Tableau 2.—Paramètres quantitatifs des microfaunes associées aux différentes unités lithostratigraphiques de la coupe de Théniet El Manchar: a: unité IA; b: unité IB; c: unité IC; d: unité ID; e: unité IIA.

Ech	F	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	%Ost liss	%Ost orné	P/P +B	F/F +O	Ost liss/Ost orné
DM1	11	289	00	04	00	00	90	06	00	00	16
DM2	26	274	00	08	00	00	90	02	00	00	38
DM3	38	79	00	32	00	01	64	03	00	00	19
DM4	32	268	00	11	00	00	88	01	00	00	88
DM6	31	78	00	28	00	01	68	03	00	00	25
DM7	26	75	00	26	00	00	71	03	00	00	36,5
DM9	11	32	00	26	00	00	74	00	00	00	/
DM10	05	67	00	07	00	00	92	01	00	00	66
DM11	55	89	00	38	00	00	60	02	00	00	29
DM12	67	233	00	22	00	00	76	02	00	00	32
DM13	33	267	00	11	00	00	87	02	00	00	52
DM14	26	274	00	08	00	00	89	03	00	00	29
DM15	01	299	00	00	00	00	99	01	00	00	74
DM16	05	295	00	02	00	00	98	00	00	00	/
DM17	52	248	00	17	00	00	81	02	00	00	40
DM20	105	195	00	35	00	00	61	04	00	00	15

Ech	F	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	%Ost liss	%Ost orné	P/P +B	F/F +O	Ost liss/Ost orné
DM35	142	158	00	46	01	00	17	36	00	0,5	0,5
DM36	265	35	00	88	01	00	10	01	00	01	08
DM37	288	12	00	96	00	00	04	00	00	01	11
DM38	205	45	00	82	00	00	14	04	00	01	03
DM39	190	60	00	76	00	00	18	06	00	01	03
DM40	239	61	00	80	00	00	15	05	00	01	03
DM41	202	48	00	81	00	00	16	03	00	01	06
DM42	37	263	00	12	00	00	82	06	00	00	14
DM43	113	137	00	45	01	00	38	16	00	00	02
DM44	08	242	00	03	00	00	95	02	00	00	59,5
DM45	42	208	00	16	00	00	78	06	00	00	13
DM46	10	240	00	04	00	00	89	07	00	00	12
DM48	37	213	00	15	00	00	70	15	00	00	05
DM49	28	66	00	27	03	00	58	12	00	00	05
DM50	09	241	00	04	00	00	77	19	00	00	04
DM51	19	231	00	07	00	00	77	16	00	00	05
DM52	57	193	00	23	00	00	49	28	00	00	02
DM56	89	161	00	36	00	00	60	04	00	00	14
DM60	124	126	00	50	00	00	23	27	00	0,5	01
DM61	100	150	00	40	00	00	36	24	00	00	01
DM62	108	192	00	36	00	00	54	10	00	00	05
DM63	123	127	00	49	00	00	36	15	00	0,5	02

Ech	F	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	%Ost liss	%Ost orné	P/P +B	F/F +O	Ost liss/Ost orné
DM115	250	00	100	00	00	00	00	00	01	01	/
DM116	220	30	71	08	09	00	03	09	01	01	00
DM117	234	16	83	04	07	00	03	03	01	01	01
DM118	245	05	87	01	10	00	00	02	01	01	00
DM119	237	13	91	00	04	00	01	04	01	01	00
DM120	248	02	94	00	05	00	00	01	01	01	00
DM122	281	19	76	02	15	00	02	05	01	01	00
DM123	169	81	51	03	14	00	26	06	01	01	04
DM125	250	00	98	01	01	00	00	00	01	01	/
DM126	210	40	80	00	04	00	02	14	01	01	00
DM127	242	08	81	04	12	00	01	02	01	01	01
DM128	289	11	64	05	27	00	03	01	01	01	03
DM129	247	03	99	00	00	00	00	01	01	01	00
DM130	232	68	72	03	02	00	13	10	01	01	01

Ech	F	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	%Ost liss	%Ost orné	P/P +B	F/F +O	Ost liss/Ost orné
DM22	20	280	00	07	00	00	92	01	00	00	139
DM23	20	280	00	07	00	00	93	00	00	00	279
DM24	16	284	00	05	00	00	94	01	00	00	141
DM25	110	140	00	44	00	00	55	01	00	00	46
DM26	147	153	00	49	00	00	49	02	00	0,5	24,5
DM27	182	68	00	73	00	00	24	03	00	01	09
DM28	233	67	00	77	00	00	20	03	00	01	07
DM29	270	30	00	90	00	00	08	02	00	01	04
DM30	226	74	00	76	00	00	18	06	00	01	03
DM31	228	22	00	91	00	00	08	01	00	01	06
DM32	210	40	00	84	00	00	14	02	00	01	09

Ech	F	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	%Ost liss	%Ost orné	P/P +B	F/F +O	Ost liss/Ost orné
DM65	263	37	00	88	00	00	07	05	00	01	01
DM66	36	214	00	14	00	00	76	10	00	00	08
DM67	46	204	00	18	00	00	78	04	00	00	22
DM68	200	50	00	79	01	00	08	12	00	01	01
DM73	91	159	00	36	00	00	57	07	00	00	08
DM74	194	56	00	77	00	00	09	14	00	01	01
DM78	213	37	00	85	00	00	13	02	00	01	06
DM79	238	12	00	95	00	00	03	02	00	01	01
DM80	222	28	00	89	00	00	07	04	00	01	02
DM81	158	92	00	63	00	00	30	07	00	01	04
DM82	186	64	01	74	00	00	19	07	00	01	03
DM83	211	39	00	82	02	00	10	06	00	01	02
DM84	198	52	00	78	01	00	01	20	00	01	00
DM85	179	71	00	72	00	00	22	06	00	01	04
DM86	207	93	00	69	00	00	27	04	00	01	06
DM87	244	56	01	80	00	00	16	03	00	01	05
DM88	13	237	00	05	00	00	89	06	00	00	16
DM89	06	244	00	02	00	00	95	03	00	00	34
DM94	233	17	00	93	00	00	04	03	00	01	01
DM95	214	86	00	71	00	00	25	04	00	01	06
DM96	160	90	00	64	00	00	32	04	00	01	09
DM97	61	189	00	24	00	00	75	01	00	00	93,5
DM98	203	47	00	81	00	00	18	01	00	01	15
DM100	233	17	00	93	00	00	02	05	00	01	00
DM101	194	56	00	75	03	00	11	11	00	01	01
DM104	186	64	00	74	00	00	22	04	00	01	06
DM107	220	30	00	87	01	00	03	09	00	01	00
DM111	136	114	00	54	00	00	26	20	00	05	01
DM112	149	101	00	60	00	00	29	11	00	01	03

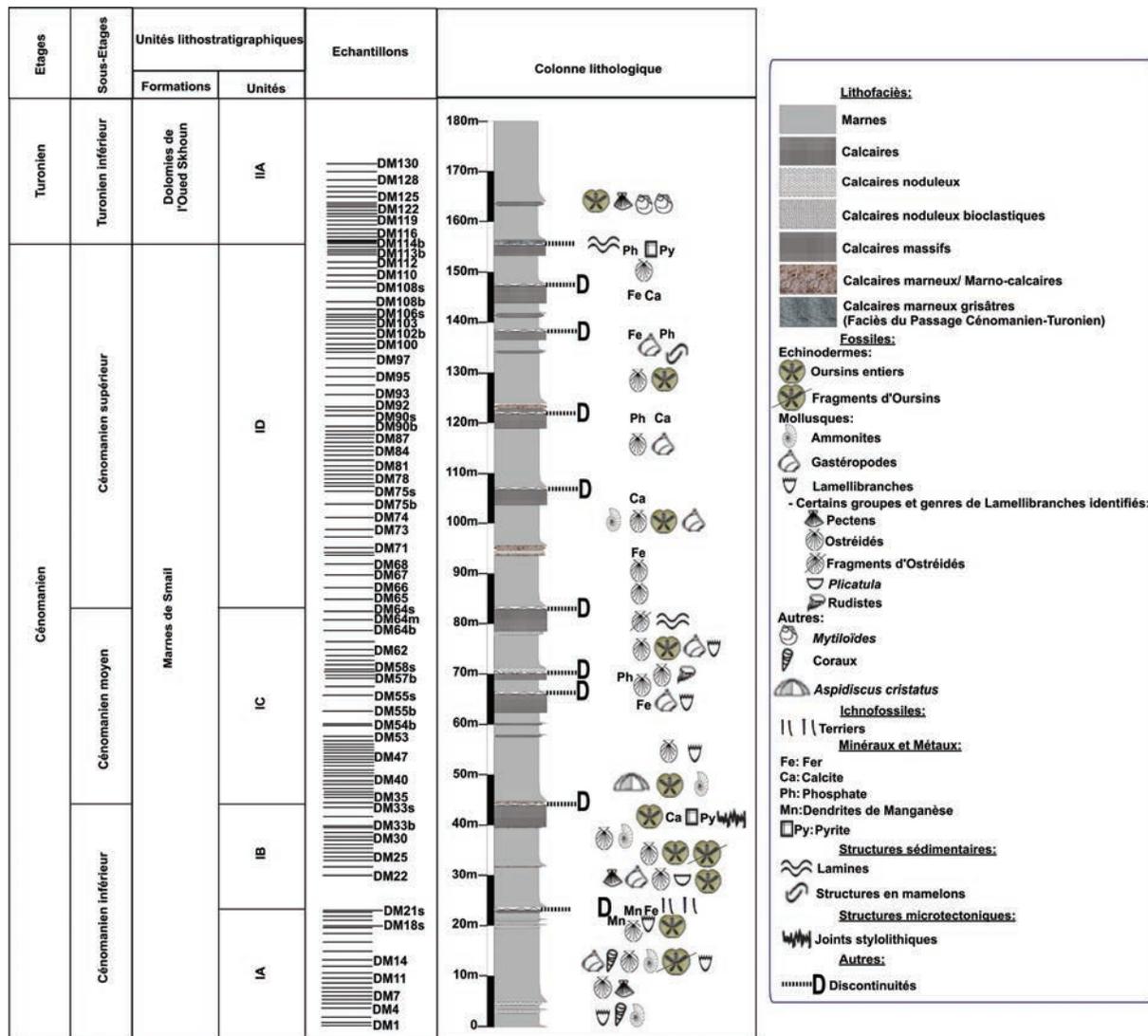


Fig. 4.—Colonne lithostratigraphique de la coupe de Théniet El Manchar.

Formation des Marnes de Smail

D’une épaisseur d’environ 160 m (Fig. 4), cette formation se subdivise en quatre unités lithostratigraphiques, nommées de bas en haut, IA à ID.

Unité IA: Marnes à ammonites et exogyres

D’une épaisseur d’environ 25 m, cette unité est constituée essentiellement de marnes de couleur verdâtre à jaunâtre, ou blanchâtre, parfois indurées, avec de rares passées de calcaires grisâtres. Elle est riches en ammonites: *Sharpeiceras latyclavium* Sharpe,

Mantelliceras cf. dixonii Spath et *Mantelliceras cf. picteti* Sharpe, en ostréidés (*Amphidonte conica* Sowerby) et échinides irréguliers en particulier l’espèce *Hemiaster (Hemiaster) gabrielis* Peron et Gauthier et contenant de rares échinides réguliers (*Heterodiadema libycum* Agassiz et Desor) ainsi que des gastéropodes, *Nerinea bicatenata* Peron, des bivalves: *Plicatula (Plicatula) auresensis* Coquand, *Neithea (Neithea) dutruegi* Coquand, *Tenea delectrei* Coquand et des coraux du genre *Trochosmilia*. Ces marnes livrent et en abondance des ostracodes à carapace lisse: *Veniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Cytherella* sp., *Parakrithe* sp., *Cytherella sulcata*, *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* Donze et

Le Fevre et *Monoceratina ? trituberculata* Rosenfeld et des foraminifères benthiques à test agglutiné, dont: *Dorothia oxycona* Reuss, *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides* sp. et *Textularia chapmani* Lalicker et *Praesorites* sp., varient entre 0 et 38% par rapport à Foraminifères + ostracodes (F+O). Les niveaux calcaires de cette unité sont des lumachelles à huîtres à texture wackestone à packstone, contenant des radioles d'échinides et des débris de bryozoaires et montrant des dendrites de manganèse. La limite supérieure de cette unité est soulignée par une surface durcie. Son faciès traduit un milieu de sédimentation plus ou moins ouvert et relativement profond, et équivalent à la partie distale de la plate-forme externe.

Unité IB: Marnes à ostracodes et calcaires massifs à huîtres

D'une vingtaine mètres d'épaisseur, cette unité est constituée par une puissante série marneuse surmontée par une barre calcaire. Les marnes y sont verdâtres et friables livrant une faune diversifiée, composée d'ammonites (indéterminables), de grands oursins (réguliers et irréguliers) et des pectens. La partie inférieure de ce terme marneux renferme une riche faune d'ostracodes, constituée jusqu'à 95% de formes lisses: *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Cytherella* sp., *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Parakrithe* sp., *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, *Peloriops* cf. *ziregensis* Bassoulet et Damotte et contenant des foraminifères benthiques à test agglutiné, dont: *Textularia chapmani* Lalicker, *Dorothia oxycona* Reuss, *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Ammobaculites* sp., *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides* sp. et *Thomasinella punica* Schlumberger, avec des rapports entre 5 et 91% par rapport Foraminifères + ostracodes (F+O). Les formes benthiques à test hyalin et les foraminifères planctoniques sont rares. Les derniers niveaux de ces marnes sont marqués par une rarefaction (9%) de l'ostracofaune lisse et orné, dont: *Bairdia* sp., *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, *Cytherella* sp., *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte et *Cythereis* cf. *algeriana* Bassoulet et Damotte) et d'une prédominance des foraminifères agglutinés (*Dorothia* cf. *trochus* d'Orbigny, *Ammobaculites* sp., *Merlingina cretacea* Hamaoui et Saint-Marc), associées à des bryozoaires

et des échinodermes. Les niveaux sommitaux de cette unité sont formés de calcaire grisâtre à huîtres, dont: *Ceratostreon flabellatum* Goldfuss. Le microfaciès est de type wackestone à packstone contenant des algues vertes, des valves d'ostracodes, de grands fragments de lamellibranches et des plaques d'échinides. La présence d'exogyres dans ce niveau carbonaté atteste d'un dépôt en milieu marin intertidal, plus ou moins calme, riche en nutriments et à salinité proche de la normale (Frey & Pemberton, 1984).

Unité IC: Marnes à *Aspidiscus cristatus*

Cette unité (40 m d'épaisseur) montre une alternance stratocroissante de marnes et de calcaires. Les interbancs marneux sont de couleur beige à jaunâtre, friables à fragments d'ammonites, de coraux (*Aspidiscus cristatus* Lamarck) et d'oursins (réguliers et irréguliers), renfermant une riche ostracofaune composée de: *Cytherella* sp., *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* sp., *Metacytheropteron* sp., *Cythereis* sp. et *Peloriops* sp., Les assemblages de foraminifères benthiques sont dominés par les formes agglutinées dont: *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Dorothia oxycona* Reuss, *Dorothia* cf. *trochus*, *Dorothia* sp., *Thomasinella punica* Schlumberger, *Ammobaculites* sp., *Trochamminoides topagorukensis* Tappan, *Textularia chapmani* Lalicker et *Haplophragmoides* sp. Les foraminifères benthiques à test hyalin y sont rares: *Cyclolina* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Textulariella* sp., *Pseudorhipydionina* sp., *Praesorites* sp., *Valvulamina* sp., *Gavelinella* sp., *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Cuneolina laurenti* Sartoni et Crescenti, Miliolidés et des Lituolidés (feruginisés). Les bancs calcaires de couleur grisâtre, sont de texture wackestone à packstone, riches en algues vertes, en valves d'ostracodes, grands fragments de lamellibranches, débris d'échinides, bryozoaires, pelletoïdes et quelques foraminifères benthiques. A leur sommet ces calcaires contiennent des rudistes, probablement du groupe caprinules (Chikhi-Aouimeur, 1998). Cette unité se termine par une surface durcie, marquée par une brusque diminution en faune d'ostracodes et le développement de lamines sédimentaires. Ces données reflètent les

conditions d'un milieu de dépôt plus ou moins calme, situé entre l'intertidal supérieur et l'infratidal.

Unité ID: Marnes à *Neolobites vibrayeanus*

C'est une série essentiellement marneuse de 75 m d'épaisseur à faciès friable de couleur beige et contenant des ammonites (*Neolobites vibrayeanus* D'Orbigny), des huîtres et oursins. Cette unité montre aussi des bancs calcaire mamelonné. Les ostracodes y sont représentés par: *Cytherella* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* sp., *Bairdia* sp. *Metacytheropteron berbericus* Bassoulet et Damotte, et *Monoceratina* ? *trituberculata* Rosenfeld. Les assemblages de foraminifères benthiques sont dominés par les formes agglutinées: *Trochamminoides* sp., *Trochamminoides topagorukensi* Tappan, *Haplophragmoides* sp., *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Thomasinella punica* Schlumberger, *Dorothia oxycona* Reuss, *Dorothia* cf. *trochus*, *Dorothia* sp., *Ammobaculites advenus*, *Ammobaculites* sp., *Cuneolina* sp., *Textularia* sp., *Textularia chapmani* Lalicker et *Reophax* sp. Les formes à test calcitique sont représentées par *Globorotalites* sp. et *Gavelinella* sp. D'autres formes benthiques ont été observées en plaques minces: Lituolidés (ferruginisés), *Textulariella* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Nummoloculina regularis* Philippson, Miliolidés, *Pseudorhipydionina casertana* De Castro, *Merlingina cretacea* Hamaoui et Saint-Marc, *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara et *Biplanata* sp. Le litho- et le biofaciès de cette unité évoquent un milieu de sédimentation marin peu profond.

Au sommet de cette unité, les marnes deviennent pauvres en macrofaune et sont coiffées par un banc calcaire d'épaisseur métrique, à texture packstone, riche en foraminifères planctoniques: *Hedbergella* sp., *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Lunatriella* sp. et contenant des filaments, des calcisphères, de la glauconie, du phosphate et de la matière organique. Ces dépôts témoignent d'un approfondissement du milieu de sédimentation, en rapport avec une tendance transgressive.

Formation des Dolomies de l'Oued Skhoun

Seul la partie inférieure de cette formation (unité IIA), est représentée dans le secteur de Théniet El Manchar et elle correspond à la transition cénomano-turonienne.

Unité IIA: Marnes à *Whiteinella archaeocretacea*

Cette unité (20 m d'épaisseur) forme une alternance de calcaire et de niveaux marneux plus épais. Elle débute par des bancs de calcaires à filaments de couleur grise foncée finement lités. Les niveaux marneux referment de rares ostracodes ornés: *Reticulocosta* sp. et rares foraminifères benthiques, en particulier des formes à test hyalin calcitique. Les foraminifères planctoniques sont par contre, plus fréquents, avec: *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Whiteinella aprica* Loeblich et Tappan, *Dicarinella hagni* Scheibnerova, *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Dicarinella imbricata* Mornod, *Praeglobotruncana* sp., *Whiteinella brittonensis* Loeblich et Tappan, *Whiteinella* sp. ?, *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal, *Hedbergella delrioensis* Carsey, *Hedbergella simplex* Morrow, *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *Heterohelix moremani* Cushman, grandes *Lenticulina rotulata* Lamarck, *Textularia* sp., *Fronicularia* sp., *Dentalina* sp. Cette association reflète des conditions de milieu relativement profond qui s'inscrivent dans un cycle transgressif.

Biostratigraphie

Les datations de la coupe étudiée sont basées sur la présence des ammonites, d'un corail (Fig. 5) et des foraminifères planctoniques (Fig. 6). Ainsi, Le Cénomaniens inférieur est caractérisé par la présence des ammonites: *Sharpeiceras laticlavium* Sharpe, *Mantelliceras* cf. *dixoni* Spath et *Mantelliceras* cf. *picteti* Sharpe. Le Cénomaniens moyen grâce à la présence de son repère classique dans la région: *Aspidiscus cristatus* Lamarck. Le Cénomaniens supérieur est caractérisé grâce à la présence de *Neolobites vibrayeanus* D'Orbigny. Le passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur correspond à la zone de foraminifères à *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno.

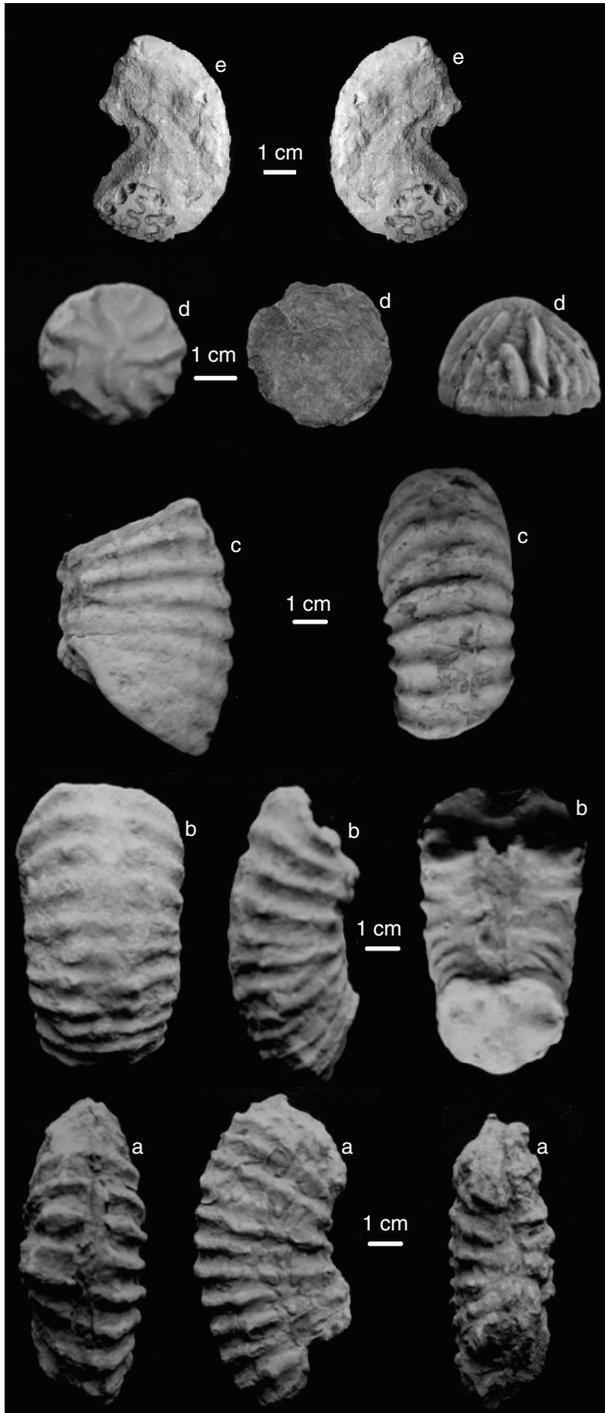


Fig. 5.—Principaux taxons identifiés à Théniet El Manchar: a. *Sharpeiceras laticlavium*; b. *Mantelliceras cf. dixonii*; c. *Mantelliceras cf. picteti*; d. *Aspidiscus cristatus*; e. *Neolobites vibrayanus*.

Le tableau 3 illustre la répartition des principaux taxons identifiés dans les différentes unités de la coupe étudiée.

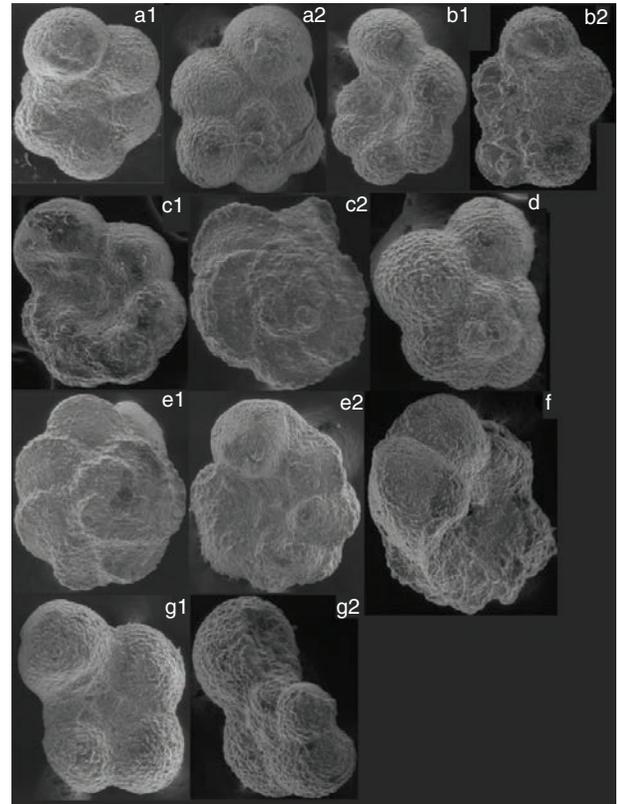


Fig. 6.—Principaux foraminifères planctoniques identifiés dans la coupe de Théniet El Manchar: a. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, a1. Vue ombilicale, a2. Vue spirale; b. *Whiteinella aprica* Loeblich et Tappan, b1. Vue ombilicale, b2. Vue spirale; c. *Dicarinella hagni* Scheibnerova, c1. Vue ombilicale, c2. Vue spirale; d. *Whiteinella brittonensis* Douglas et Rankin, vue spirale; e. *Dicarinella imbricata* Mornod, e1. Vue spirale, e2. Vue ombilicale; f. *Praeglobotruncana sp.*, vue ombilicale; g. *Whiteinella baltica* Loeblich et Tappan, g1. Vue ombilicale, g2. Vue spirale.

Données géochimiques

Les Unités IA, IB et ID d'âge Cénomaniens et l'Unité IIA d'âge Turonien inférieur, de nature marno-calcaires, montrent des taux moyens de CaCO_3 , de l'ordre de 45%. Les taux les plus élevés (>70%) sont enregistrés dans les niveaux calcaires de l'unité IC et quelques niveaux de l'unité ID, d'âge Cénomaniens moyen à supérieur. Ces teneurs en CaCO_3 confirment la nature carbonatée de la série étudiée de la coupe de Théniet El Manchar.

Le profil de la courbe $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ relatif à la coupe étudiée (Fig. 7) montre une tendance négative avec des valeurs relativement homogènes dont la moyenne est de l'ordre de -7.9‰. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Tableau 3.—Distribution des principaux taxons de la coupe Théniet El Manchar.

Age (Ma)	Etage		Domaine téthysien Robaszynski et al., 1993		Batna, Algérie Ce travail			
	Turonien		Zones à ammonites	Zones à foraminifères planctoniques	Zones à ammonites et à corail	Zones à foraminifères planctoniques	Formation	Unités lithologique
92,1	Sup.	<i>Subprionocyclus neptuni</i>		<i>Marginotruncana schneegansi</i>		<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	Dolomies de L'Oued Skhoun	Unité IIA
	Moy.	<i>Collignoceras woolgari</i>		<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>				
92,6		<i>Mammites nodosoides</i>						
	Inf.	<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>						
93,2		<i>Watinoceras coloradoense</i>		<i>Whiteinella archaeocretacea</i>				
	Sup.	<i>Neocardioceras juddii</i>		<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Neolobites vibrayanus</i> <i>Aspidiscus cristatus</i>	Filaments	Marnes de Smail	Unité ID
	<i>Metoicoceras geslinianum</i>		<i>Rotalipora montsalvensis</i>			Unité IC		
94,7		<i>Calycoceras naviculare</i>						
	Moy.	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>						
96,2		<i>Acanthoceras rhotomagense</i>						
	Inf.	<i>Mantelliceras gr. dixonii</i>		<i>Rotalipora brotzeni</i>	<i>Sharpeiceras laticlavium</i> <i>Mantelliceras cf. dixonii</i> <i>Mantelliceras cf. picteti</i>			Unité IB Unité IA

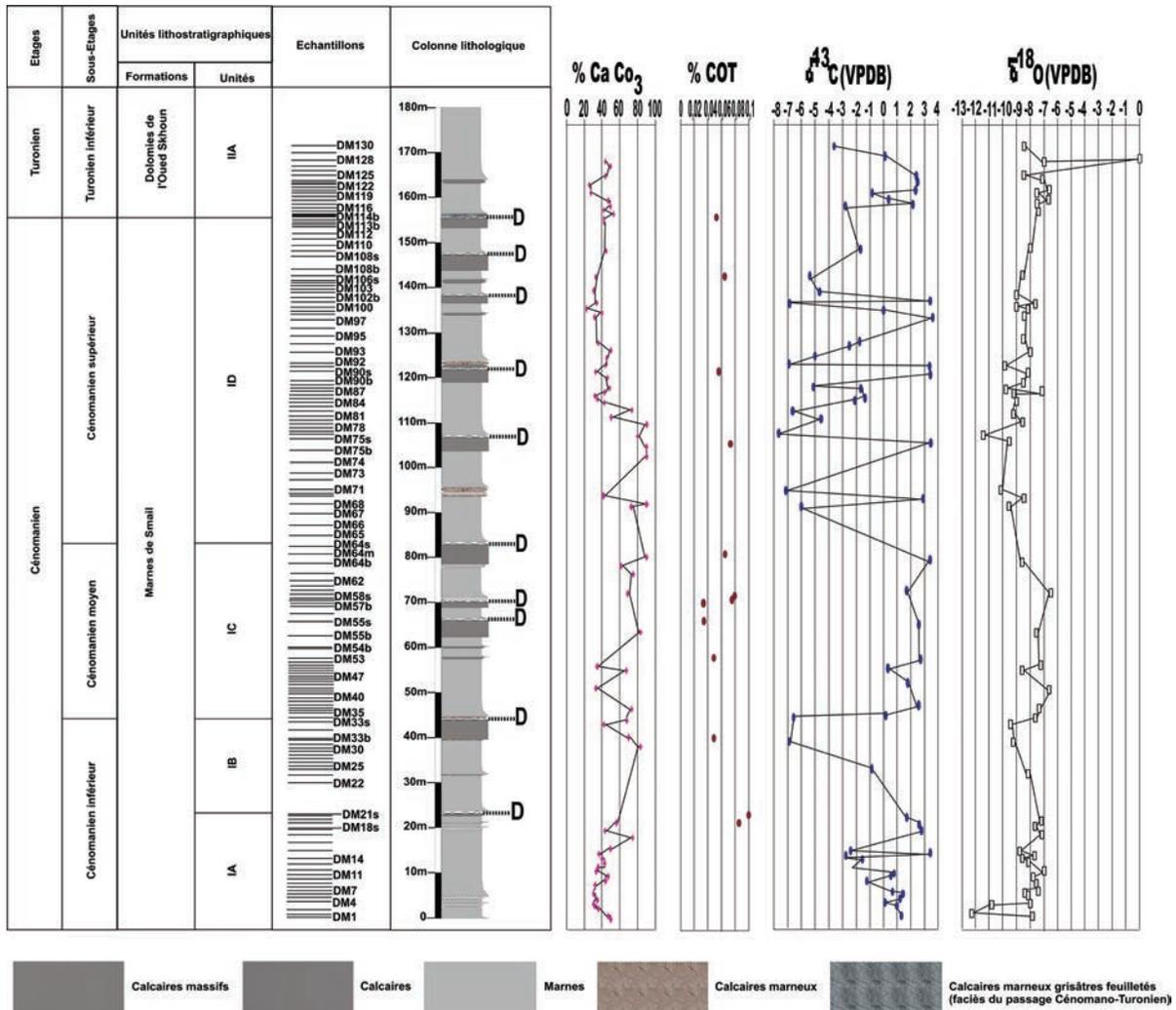


Fig. 7.—Données géochimiques de la coupe de Théniet El Manchar.

sont généralement marqués par une excursion positive avec un enrichissement autour de la limite Cénomaniens-Turonien et quelques pics négatifs, pouvant atteindre -7% , marquant les niveaux calcaires des unités IB et ID. Le contenu en COT des échantillons du Cénomaniens montre des teneurs relativement faibles, variant entre $0,037\%$ et $0,100\%$, avec une teneur moyenne de l'ordre de $0,064\%$.

Discussions et interprétations

Les dépôts cénomaniens de la coupe étudiée sont riches en macrofaune: huîtres exogyrines, rudistes, coraux et ammonites évoquant des dépôts dans des milieux marins peu profonds et oxygénés. Cette faune

est considérée comme à affinité sud-téthysienne (Dhondt & Jaillard, 2005). Les taxons rencontrés dans la région de Théniet El Manchar sont semblables à ceux du Cénomaniens du Tell (Ficheur, 1893), de la province de Constantine (Coquand, 1862), du Hodna (Glaçon, 1952), des Monts de Mellègue (Benkherouf, 1987, Naïli et al., 1995, Ruault-Djerrab, 2012, Chaabane, 2015), à Béchar (Benyoucef *et al.*, 2012, 2016), du Sahara algérien (Busson, 1999) et de la Tunisie méridionale (Abdellah, 1995). L'analyse de l'ensemble des courbes de variation des ostracodes et de foraminifères benthiques (Fig. 8) témoigne de la dominance des foraminifères benthiques agglutinants et des ostracodes à carapaces entières dans les unités IA, IB, IC et la partie inférieure de ID d'âge

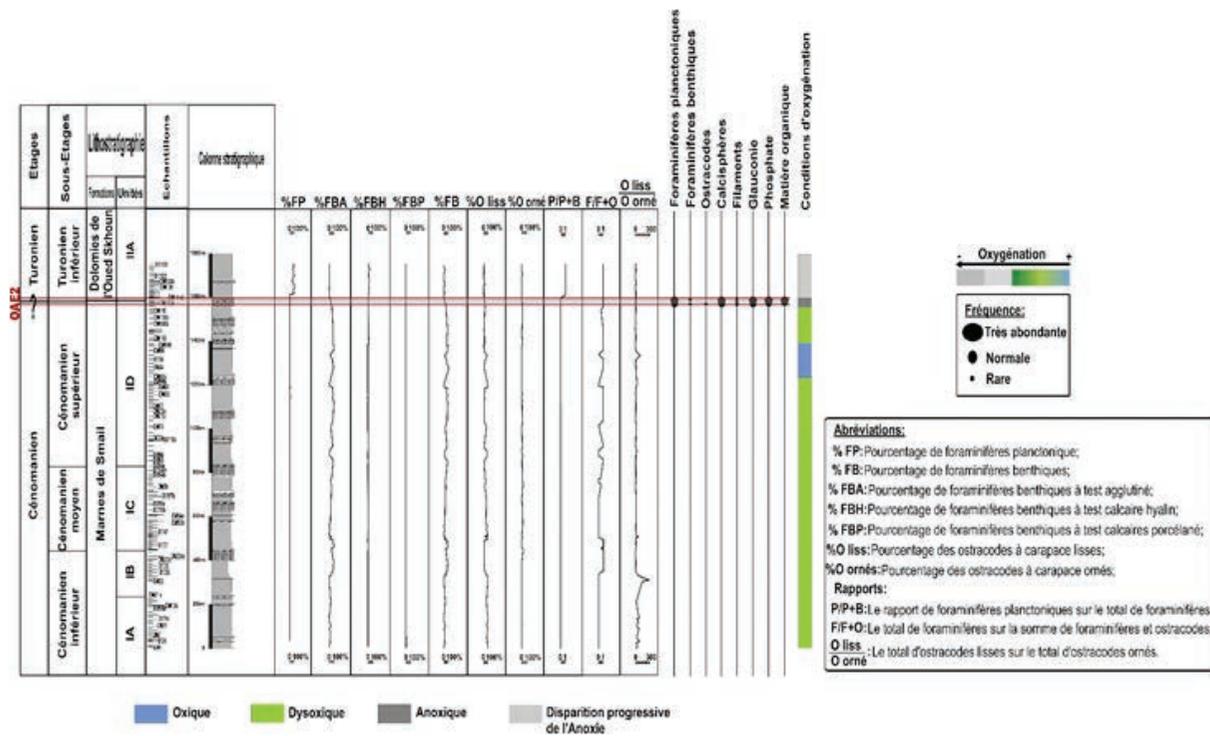


Fig. 8.—Variation des paramètres quantitatifs, distribution et abondance des principaux constituants minéralogiques et biologiques au passage Cénomaniens-Turonien à Théniet El Manchar.

Cénomaniens. Cet assemblage faunique témoigne généralement d'un milieu de dépôts de type circalittoraux (Tronchetti, 1981; Benkherouf, 1987) et d'un faible hydrodynamisme (N'zaba-Makayo *et al.*, 2003). La succession verticale des dépôts attestent d'une évolution depuis un milieu de type plate-forme pour les deux unités IA, et IB, intermédiaire pour l'unité IC, puis plate-forme interne pour la partie inférieure de l'unité ID. Dans les derniers termes de l'unité ID et la base de l'unité IIA, les sédiments évoluent graduellement vers la zone de transition plate-forme/bassin avec l'abondance des foraminifères planctoniques, une diminution drastique en ostracodes et l'apparition des filaments qui témoignent de l'approfondissement et de l'ouverture du milieu de dépôt. Les conditions à l'interface eau/sédiment, au cours de la transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, paraissent marquer par une anoxie globale et un manque relatif en oxygène. En Tunisie méridionale, Abdellah (1995) suggère que cette transgression a limité l'extension des groupes néritiques aux domaines intertidaux et a favorisé l'étalement de faciès à cachet bathyal en domaine

de plate-forme. Notons que la base des calcaires marneux de l'unité IIA de la coupe de Théniet El Manchar, qui correspondent à la limite Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, montrent des faciès semblables à ceux des calcaires marneux gris feuilletés en fines plaquettes de la Formation "Bahloul" dans l'Atlas saharien oriental (Monts de Mellègue), qui sont riches en foraminifères planctoniques, glauconie et grains de phosphates et pauvres en matière organique (Salmi-Laouar *et al.*, 2018).

D'autres part, dans la région de Théniet El Manchar, comme dans plusieurs régions en Algérie, le Turonien est représenté par une barre de calcaire massif, déposée dans un milieu peu profond (Bellion, 1972). A cette période, les conditions de stress écologique s'atténuent avec un retour progressif aux conditions normales d'oxygénation, validé par l'apparition des *Helvetoglobotruncana*.

L'enregistrement isotopique du carbone et de l'oxygène est représentatif des conditions paléoenvironnementales; la principale difficulté réside dans les multiples fractionnements que ces isotopes subissent lors des processus diagenétiques.

L'interprétation du signal isotopique requiert donc une approche détaillée et prudente. Ainsi, la prise en considération du milieu de formation des sédiments et le croisement de plusieurs paramètres (pétrographique, biostratigraphique et géochimique) permettent de réduire les incertitudes liées aux conditions environnementales (température et profondeur) au passage Cénomaniens-Turonien. Ils permettent également de mieux comprendre les facteurs locaux qui ont contraint la durée de cet événement et la quantité de la matière organique déposée. Les carbonates de Théniet El Manchar constituent des archives majeures des paléoenvironnements marins, notamment grâce à leurs enregistrements des variations isotopiques (carbone et oxygène), calcimétriques et pourcentages en COT confortées par un découpage biostratigraphique rigoureux. En effet, les paléo-températures sont estimées grâce aux données de $\delta^{18}\text{O}$ et aux taux calcimétriques, tandis que l'estimation de la productivité de la matière organique sont assurés par les données de $\delta^{13}\text{C}$ et du COT. A l'échelle mondiale, l'intervalle du passage Cénomaniens-Turonien est marqué par une élévation du niveau marin accompagnée d'une productivité primaire, d'une excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ et d'une baisse importante des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (Hilbrecht et Hoefs, 1986) et de CaCO_3 (Keller *et al.*, 2001, Soua, 2005, 2011).

À Théniet El Manchar, l'analyse du profil vertical de CaCO_3 montre des valeurs assez élevées au cours du Cénomaniens, diminuant à l'approche du Cénomaniens-Turonien. En effet, l'augmentation du taux de CaCO_3 traduit une diminution de la tranche d'eau, tandis qu'une proportion décroissante s'explique généralement par un approfondissement du milieu de dépôt (Erba, 2004). Les crises de la production carbonatée sont généralement interprétées comme la conséquence de perturbations induites de manière plus ou moins directe par des émissions accrues de dioxyde de carbone (Soua, 2005, 2011). En fait, la précipitation des carbonates dépend et traduit tout à la fois une production élevée de la teneur en CO_2 atmosphérique tandis que la dissolution des carbonates traduit une consommation (captage) de CO_2 , d'où un équilibre. D'autre part, l'augmentation de la température moyenne des océans diminue la solubilité du CO_2 dans l'eau, ce qui entraîne une augmentation de la

teneur en CO_2 atmosphérique, expliquant en partie le fort taux de CO_2 atmosphérique au Crétacé. Un lien intime existe entre la précipitation des carbonates et le climat du Crétacé supérieur (-93,5 Ma). Cette période est caractérisée par une forte activité magmatique (Larson & Erba, 1999) et une circulation océanique lente, voire stagnante, favorable à la préservation de la matière organique dans le milieu océanique entraînant une augmentation de chaleur et un rejet important de CO_2 dans l'atmosphère. Elle a souvent été évoquée comme un des principaux facteurs responsables au déclenchement de l'EAO-2 (Hays & Pitman, 1973; Hallam 1985; Hedberg & Fischer, 1986).

Au Cénomaniens, la courbe de $\delta^{18}\text{O}$, montre une excursion négative. Elle présente des valeurs relativement homogènes avec une moyenne de l'ordre de -7,9‰ de l'oxygène des carbonates. Ces valeurs négatives sont interprétées par Hilbrecht & Hoefs (1986) comme une augmentation de paléo-température et leur homogénéité reflète une absence de changement dans les conditions paléoenvironnementales. Au-delà de la limite Cénomaniens-Turonien (C/T), les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ connaissent une augmentation annonçant ainsi le retour aux conditions normales.

La courbe de $\delta^{13}\text{C}$ révèle, quant à elle, des valeurs en majorité positives avec des valeurs de plus de +3‰ au Cénomaniens supérieur; près du passage au Turonien. Cette anomalie positive, mesurée dans les carbonates, reflète donc l'enfouissement de quantités de matière organique riche en ^{13}C et l'extraction préférentielle de ^{12}C de l'eau de mer par le plancton marin (Jenkyns, 1980). Elle traduit, ainsi, une perturbation du cycle global du carbone (Scholle & Arthur, 1980). L'enrichissement en $\delta^{13}\text{C}$ à l'approche du Cénomaniens-Turonien, soit de l'événement anoxique océanique 2, coïncide avec l'apparition des filaments, de la glauconie et du phosphate. Il témoigne d'importantes modifications paléoenvironnementales largement interprétées comme le résultat d'une chute en oxygène (Arthur *et al.*, 1987; Jarvis *et al.*, 1988, Soua, 2011) dans un milieu assez profond. Toutefois, des pics négatifs, accompagnés de faibles taux de COT, alternent avec ceux positifs sont à signaler tout au long de l'Unité IB et ID d'âge Cénomaniens moyen et Cénomaniens supérieur. Ces variations isotopiques indiquent, que dans certains

cas, un apport faible de productivité biogénique ou une oxygénation continue et un recyclage régulier du carbone organique (Jenkyns, 1980, Hilbrecht *et al.*, 1996) précède ou accompagne l'enfouissement du carbone organique dans les sédiments (Jenkyns, 2010).

Le taux de COT le long de la formation cénomaniénne montre des teneurs relativement faibles (\leq à 0,100%). Son taux résiduel est contrôlé par l'ampleur et la répartition locale de l'enregistrement de l'évènement anoxique océanique et sa conservation dépend de la paléomorphologie du fond. L'accumulation de la matière organique à Théniet El Manchar s'est opérée à des profondeurs différentes des autres secteurs en Algérie. La zone, dépourvue de toute tectonique halocinétique, est considérée comme zone calme et à l'abri, et constituait ainsi un bassin à sédimentation peu profonde de type plateforme, un milieu bien oxygéné où une faune typique prolifère, par rapport aux zones limitrophes du Nord, plus profondes.

Conclusion

Les observations lithologiques et paléontologiques font apparaître et précisent le degré de résolution du découpage stratigraphique de la série sédimentaire à Théniet El Manchar. Ainsi, deux formations ont été mises en évidence: les Marnes de Smail et les Dolomies de l'Oued Skhoun. L'étude biostratigraphique des taxons a permis de préciser les limites de quatre biozones: (1) Zone à *Sharpeiceras laticlavium* Sharpe, *Mantelliceras cf. dixonii* Spath et *Mantelliceras cf. picteti* Sharpe du Cénomanién inférieur; (2) Zone à *Aspidiscus cristatus* Lamarck du Cénomanién moyen; (3) Zone à *Neolobites vibreyanus* D'Orbigny du Cénomanién supérieur; et (4) Zone à *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno marquant le passage C/T.

Au Cénomanién, les dépôts montrent des taux élevés en CaCO_3 . La présence des huîtres exogyrines, des ammonites, du corail et la dominance des foraminifères benthiques agglutinants et des ostracodes à carapaces entières évoquent un cortège de prisme de bordure de plateforme (PBPF). Les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates indiquent une augmentation des paléo-températures des eaux. Au Cénomanién supérieur – Turonien inférieur, le

taux de CaCO_3 diminue et une niche écologique, propre à la prolifération des foraminifères planctoniques et l'apparition des filaments, est observée. Ces critères traduisent une montée du niveau des mers qui s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre. Cet intervalle transgressif (IT) est également souligné par un enrichissement en $\delta^{13}\text{C}$ et un taux faible de COT. La distribution et la conservation de la matière organique (MO) a pour cause la morphologie simple du fond marin, l'absence d'activité halocinétique et la circulation libre des eaux oxygénées.

Grâce aux caractéristiques sédimentaires et géochimiques contraintes par des données biostratigraphiques fortes, nous avons mis en évidence des réponses microfauniques aux fluctuations environnementales autour de la limite Cénomanién-Turonien, trahissant l'installation de conditions hypoxiques dans un contexte environnemental peu profond dans la région de Théniet El Manchar.

REMERCIEMENTS

Nos sincères remerciements vont à Madane Ouikène (USTHB) pour la détermination des ostracodes, ainsi qu'à A.J. Boyce (SUERC, Isotope Geosciences Unit, Ecosse, UK) pour les analyses isotopiques. Ce travail a bénéficié des critiques constructives de Mr R. Laouar, M. Benzaggagh et P.M. Callapez.

Références

- Abdellah, H.; Memmi, L.; Damotte, R.; Rat, P. & Magniez Janin, F. (1995). Le Crétacé de la Chaîne Nord des Chotts (Tunisie du Centre Sud): Biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Research*, 16(5): 487–538. <https://doi.org/10.1006/cres.1995.1034>
- Amédéo, F.; Busson, G & Cornée, A. (1996). Révision des ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert (Sahara Algérien): Implications biostratigraphiques. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 4ème série-section C-Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie*, 18(2–3): 179–232.
- Arthur, M. A.; Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C. (1987), The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geological Society of London Special Publications*, 26: 401–420. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.25>

- Askri, H.; Belmecheri, A.; Benrabah, B.; Boudjema, A.; Boumendjel, K.; Daoudi, M.; Drid, M.; Ghalem, T.; Docca, A. M.; Ghandriche, H.; Ghomari, A.; Guellati, N.; Khennous, M.; Lounici, R.; Naili, H.; Takherist, D & Terkmani, M. (1995). Geology of Algeria, Proceedings of the Algerian Well Evaluation Conference, 1–93.
- Bassoullet, J. (1993). Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Doctorat Sciences, Université de Paris IV, 485 pp.
- Bellion, Y. (1972). Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Paris VI, 186 pp.
- Benkherouf, F. (1987). Microbiostratigraphie et paléoenvironnement des marnes cénomaniennes du Djebel Dyr (Tébessa, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 30: 69–78.
- Benyoucef, M.; Meister, C.; Bensalah, M.; Malti, F. (2012). La plateforme préafricaine (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) dans la région de Bechar (Algérie): Stratigraphie, paléoenvironnement et signification paléobiogéographique. *Revue de Paléobiologie*, 31(1): 205–218.
- Benyoucef, M.; Meister, C.; Mebarki, K.; Läng, E.; Adaci, M.; Cavin, L.; Malti, F.Z.; Zaoui, D.; Cherif, A.; Bensalah, M. (2016). Evolution lithostratigraphique paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomaniens-Turonien inférieur dans la région de Guir (Ouest algérien). *Carnets de Géologie*, 16(9): 217–296.
- Bureau, D. (1970). Principaux traits de la structure des Monts du Bélezma (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2: 210–213. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XII.2.210>
- Bureau, D. (1972). Obliquité de la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna (Algérie). *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 5: 206–207.
- Bureau, D. (1986). Approche sédimentaire de la dynamique structurale: Evolution Mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès, Algérie). Thèse Doctorat Science, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 441pp.
- Burrollet, P.F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie*, 18: 1–345.
- Busson, G. (1999). La grande transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur sur le Hamada Tinrhret (Sahara algérien): Datation biostratigraphique, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, 20(1): 29–46. <https://doi.org/10.1006/cres.1998.0137>
- Caus, E.; Gomez-Garrido, A.; Simo, A & Soriano, K. (1993). Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research*, 14: 531–551. <https://doi.org/10.1006/cres.1993.1038>
- Chaabane, K. (2015). Le Cénomaniens-Turonien du Nord de Tébessa (Nord-Est Algérie). Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar, Annaba: 153 pp.
- Chikhi-Aouimeur, F. (1998). Les Rudistes du Crétacé supérieur de l'Algérie. Etude paléontologique, données écologiques, biostratigraphiques et paléogéographiques. Thèse Es Sciences. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 198 pp.
- Chikhi-Aouimeur, F.; Grosheny, D.; Ferry, S.; Herkat, M.; Jati, M.; Atrops, F.; Redjimi-Bourouiba, W. & Benkhrouf-Kechid, F. (2011). Lithofaciès, paléogéographie et corrélations au passage Cénomaniens-Turonien dans l'Atlas saharien (Ouled Nail, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoire du Service Géologique National*, 17: 67–83.
- Coquand, H. (1862). Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoire de la Société d'Emulation de Provence*, 2: 1–341.
- Dhondt, A.V. & Jaillard, E. (2005). Cretaceous bivalves from Ecuador and Northern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 325–342. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.01.005>
- Dubourdiou, G. (1956). Etude géologique de la région de l'Ouenza (Confins algéro-tunisiens). Publications du Service de la carte géologique de l'Algérie. Nouvelle série, 10: 659 pp.
- Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic Events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85–106. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.007>
- Fabre, J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Société Nationale d'Édition et de Diffusion, Alger, 422 pp.
- Ficheur, E. (1893). Sur les terrains crétacés du massif du Bou Taleb. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(20): 393–427.
- Frey, R.W. & Pemberton, S.G. (1984). Trace fossil facies models. In: *Facies Models* (Walker, R.G., Ed.), Geological Association of Canada, 189–207.
- Gill, G.A. & Chikhi, F. (1991). Remarks on new occurrences of *Aspidiscus*, a Cenomanian scleractinian coral in the Persian Gulf and in Algeria. *Lethaia*, 24: 349–350. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1991.tb01485.x>
- Glaçon, G. (1952). Les Monts de Hodna (partie orientale). Publication du 19e Congrès International de Géologie, Alger, Monographie Régionale, 10: 92 pp.
- Guiraud, R. (1973). Evolution post-triasique de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Doctorat ès Sciences, Nice, 270 pp.

- Hays, J. D. & Pitman, W. C. (1973). Lithospheric plate motion, sea level changes, and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246: 18–22. <https://doi.org/10.1038/246018a0>
- Hedberg, H. D. & Fischer, G. (1986). Milankovitch climatic origin of mid Cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature*, 321: 739–743. <https://doi.org/10.1038/321739a0>
- Hallam, A. (1985). A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society of London*, 142: 433–445. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.3.0433>
- Herkat, M. (1999). La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et les Aurès: Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse Es Sciences, Université des Sciences et de la Technologie d'Alger, 802 pp.
- Herkat, M. (2002). Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. Mémoire du Service Géologique d'Algérie, 11: 133–154.
- Herkat, M. (2007). Application of correspondance analysis to paleobathymetric reconstitution of Cenomanian and Turonian (Cretaceous) rocks of Eastern Algeria. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 254: 583–605. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.07.011>
- Hilbrecht, H. & Hoefs, J. (1986). Geochemical and paleontological studies of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 53: 69–189. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90043-X)
- Hilbrecht, H.; Frieg, C.; Tröger, K. A.; Voigt, S. & Voigt, T. (1996). Shallow water facies during the Cenomanian-Turonian anoxic event: bio-events, isotopes, and sea level in southern Germany. *Cretaceous Research*, 17: 229–253. <https://doi.org/10.1006/cres.1996.0017>
- Jarvis, I.; Carson, G.; Cooper, M.; Hart, M.; Leary, P.; Tocher, B.; Horne, D. & Rosenfeld, A. (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, 9: 3–103. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(88\)90003-1](https://doi.org/10.1016/0195-6671(88)90003-1)
- Jenkyns, H.C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society of London*, 137: 171–188. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.2.0171>
- Keller, G.; Han, Q.; Adatte, T. & Burns, S. (2001). Paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22: 391–422. <https://doi.org/10.1006/cres.2001.0264>
- Laffite, R. (1939). Etude géologique de l'Aurès. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 15: 1–484.
- Larson, R.L. & Erba, E. (1999). Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14: 663–678. <https://doi.org/10.1029/1999PA900040>
- Luning, S.; Kolonic, S.; Belhadj, E.M.; Cota, L.; Baric, G. & Wagner, T. (2004). Integrated depositional model for the Cenomanian–Turonian organic rich strata in North Africa. *Earth- Sciences Review*, 64: 51–117. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00039-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00039-4)
- Naili, H.; Belhaj, Z.; Robaszynski, F. & Caron, M. (1995). Présence de roches mères à faciès Bahloul vers la limite Cénomaniens-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie orientale). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 61: 19–32.
- Ouikene, K. (2011). Étude biostratigraphique et sédimentologique du Cénomaniens-Turonien du Tell central et oriental. Mémoire de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, 171 pp.
- Robaszynski, F. & Caron, M. (1995). Foraminifères planctoniques du Crétacé, commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(6): 681–692.
- Ruault-Djerrab, M. (2008). Biostratigraphie et paléoenvironnement du Crétacé moyen des Hameimets à partir de l'étude de la faune et de la microfaune, coupe de Djebel Chemla (Morsott, NE Algérie), Mém. de Magister, Université Larbi Tebessi, Tébessa, 98 pp.
- Ruault-Djerrab, M. (2012). Biostratigraphie et paléoenvironnement du Crétacé supérieur du SE constantinois (Monts des Hamimats, Tébessa et Méllègues), à partir de l'étude de la faune et de la microfaune, Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, 257 pp.
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Scholle, P.A. & Arthur, M.A. (1980). Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 67–87.
- Salmi-Laouar, S.; Ferré, B.; Chaabane, K.; Laouar, R.; Boyce, A.J. & Fallick, A.E. (2018). The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria): bio-events and stable isotope study. *Arabian Journal of Geosciences*, 11: 182. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3509-3>
- Slami, R. (2014). Biostratigraphie et Paléoenvironnement de la limite Cénomaniens-Turonienne de la région de Batna, à partir de l'étude de la faune et la microfaune. Mémoire de magister, Université Hadj Lakhdar, Batna, 229 pp.
- Soua, M. (2005). Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomaniens-Turonien et impact de l'évènement

- anoxique EAO-2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple régions de Jerissa et Bargou. Mémoire de Master, Université El-manar Tunis, 169 pp.
- Soua, M. (2011). Le passage Cénomanién – Turonien en Tunisie: Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat, Université El-manar Tunis: 354 pp.
- Tronchetti, G. (1981). Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique-Biostratigraphie, Paléoécologie-Paléogéographie. Thèse de Doctorat d'état, Marseille, 599 pp.
- Yahiaoui, A. (1990). La partie inférieure de la série marnocalcaire du Crétacé Supérieur (Cénomanién supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale): Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie, Thèse de Doctorat, d'Université de Nancy I, 207 pp.