Revue de Paléobiologie, *Genève* (décembre 2020) 39 (2) : 467-483 ISSN 0253-6730

Lithostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts messiniens de la terminaison nord-orientale des monts des Ouled Ali (bassin du Bas Chélif, Algérie nord-occidentale)

Mohammed Nadir NAIMI[1*], Bouhameur MANSOUR[2], Amine CHERIF[1], Mohamed Chakib CHEKKALI[3], Abdelhakim BENKHEDDA[4] & Mourad BELAID[5]

[1] *Laboratoire de Géologie du Sahara, Université Kasdi Merbah Ouargla, Route de Ghardaïa BP. 511, 30000 Ouargla, Algérie*
[2] *Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement, Université Mohamed Ben Ahmed Oran 2, 1524 El M'naouer, 31000 Oran, Algérie*
[3] *Département des Sciences de la Terre, Université Mohamed Ben Ahmed Oran 2, 1524 El M'naouer, 31000 Oran, Algérie*
[4] *Laboratoire Environnement Sédimentaire, Ressources Minérales et Hydriques de l'Algérie Orientale, Université Larbi Tébessi Tébessa, Route de Constantine, 12002 Tébessa, Algérie*
[5] *Laboratoire des Réservoirs Souterrains, Pétroliers, Gaziers et Aquifères, Université Kasdi Merbah Ouargla, Route de Ghardaïa BP. 511, 30000 Ouargla, Algérie*
[*] *Auteur correspondant. M. N. Naimi, mohammednadirnaimi@gmail.com*

Résumé
Une description lithostratigraphique et une étude paléoenvironnementale des terrains messiniens affleurant sur la bordure méridionale du bassin du Bas Chélif en Algérie nord-occidentale sont présentées. L'étude est basée sur l'analyse de deux coupes levées au niveau des limites méridionale et septentrionale du Djebel Aoud Sma dans la région de Sig. Trois formations ont été identifiées et interprétées sur le plan environnemental : *(i)* les Marnes grises, attribuées au Messinien et déposées dans un milieu de vasières profondes ; *(ii)* les Diatomites, caractérisées par des bancs diatomitiques et des diatomites marneuses à caractères infra- à circalittoraux ; *(iii)* les Calcaires, correspondant à des calcaires récifaux et péri-récifaux, dans lesquels cinq faciès ont été individualisés.
Le faciès calcaire à *Halimeda* enregistré dans la coupe de Haoudh el Matmar a été mis en évidence dans le présent papier. Ce faciès, connu dans tous les bassins marginaux de la Méditerranée occidentale, évoque des changements environnementaux importants. Ainsi, il constitue un niveau index permettant la corrélation avec toutes les autres plates-formes carbonatées péri-méditerranéennes.

Mots-clés
Aoud Sma, Messinien, Plate-forme carbonatée, Lithostratigraphie, Bassin du Bas Chélif.

Abstract
Lithostratigraphy and palaeoenvironments of Messinian deposits of the north eastern termination of Ouled Ali Mounts (Lower Chelif basin, NW Algeria).- Lithostratigraphic description and palaeoenvironmental study of Messinian outcrops located on the southern edge of the Lower Chelif basin (NW Algeria) are described in the present paper. The study is based on the analysis of geological sections situated on the south and the northernmost terminations of Djebel Aoud Sma in Sig area. In this study, three main lithostratigraphic formations are identified and interpreted on the environmental plan : *(i)* Greyish marls, attributed to the Messinian and deposited in an outer shelf ; *(ii)* Diatomites, characterized by pure and marly diatomites deposited in a shallow marine setting ; *(iii)* Limestones, corresponding to reefal and peri-reefal limestones, subdivided into five distinct facies.
Also, *Halimeda*-rich facies has been recorded in the Haoudh el Matmar. This facies is well known in the Messinian west Mediterranean carbonate platforms, and indicates important environmental changes. It is considered as an index level which allows correlating the Tessala-Beni Chougrane platform with the other Messinian carbonate platforms of the Mediterranean.

Keywords
Aoud Sma, Messinian, Carbonate platform, Lithostratigraphy, Lower Chelif basin.

Soumis juillet 2020, accepté octobre 2020
Rédacteur en charge : L. Cavin
DOI: 10.5281/zenodo.4460702

1. INTRODUCTION

Au Miocène supérieur, les marges de la Méditerranée sont caractérisées par l'installation extensive des plates-formes carbonatées, comportant une composante bio-construite, en partie récifale, avec des coraux, des algues rouges (Rhodophycées) et des stromatolites ainsi que des accumulations bioclastiques et oolithiques (Esteban, 1979 ; Saint Martin, 1990 ; Saint Martin & Rouchy, 1990 ; Cornée *et al.*, 1996, 2004 ; Braga *et al.,* 2006, 2009 ; Bourillot *et al.*, 2010 ; Roveri *et al.*, 2020).

Au cours du Messinien en Méditerranée, plusieurs types de plates-formes carbonatées à caractère récifal ont été distingués : plates-formes isolées de Malte, plates-formes agradantes sur les bordures continentales de l'Algérie, plates-formes récifales frangeantes rétrogradantes du Maroc en bordure du Sillon Sud-Rifain et plates-formes progradantes-agradantes sur des rampes de l'Algérie, de l'Espagne et du Maroc (Cornée *et al.*, 1994, 1996). Ces plates-formes sont plus développées dans la partie occidentale de la Méditerranée que dans sa partie orientale (Busson, 1990).

En Algérie nord-occidentale, d'importantes plates-formes carbonatées ont été individualisées pendant le Messinien sur les deux bordures du bassin du Bas Chélif (Saint Martin, 1990, 2008 ; Saint Martin *et al.*, 1992 ; Cornée *et al.*, 1996, 2004). Sur la marge nord-ouest du bassin une plate-forme complexe se développe au niveau du Djebel Murdjadjo (Cornée *et al.*, 1996) et se prolonge vers l'ouest en direction du bassin de la Tafna (Saint Martin *et al.*, 1995a). Un autre système de plate-forme occupe la bordure méridionale du bassin (Saint Martin *et al.*, 1992), en particulier sur le rebord nord des chaînes des Tessala, Ouled Ali, Beni Chougrane et du massif de l'Ouarsenis.

La plate-forme carbonatée des Tessala-Beni Chougrane, de type aggradante sur une bordure continentale (Cornée *et al.*, 1994, 1996), repose sur des marnes bleues tortoniennes et est composée de formations messiniennes représentées par des diatomites, grès, calcaires à rhodophycées, calcaires récifaux et stromatolites. Cette succession a été interprétée comme étant une séquence de plate-forme externe (PFE) de type klüpfélien (Moussa *et al.*, 1994).

La bordure méridionale du bassin néogène du Bas Chélif a fait déjà l'objet de plusieurs travaux stratigraphiques et paléoenvironnementaux (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982 ; Thomas, 1985 ; Moissette, 1988 ; Saint Martin, 1990 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Mansour *et al.*, 1995), alors que de rares travaux ont été réalisés sur le Messinien du Djebel Aoud Sma, où seules les coupes d'Akt el Mahdi et de Chabet Douira ont été levées et étudiées par Saint Martin (1990).

L'objectif de ce présent travail est de réaliser une étude lithostratigraphique et sédimentologique, basée sur un inventaire de faciès et de microfaciès des formations messiniennes de deux coupes levées de part et d'autre du Djebel Aoud Sma : *(i)* coupe de Haoudh el Matmar (35°30'06.1''N 00°15'32.2''W), *(ii)* coupe du télégraphe de l'Oggaz (35°30'57.0''N 00°16'36.3''W).

2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le bassin du Bas Chélif est l'un des bassins marginaux de la Méditerranée occidentale. Il appartient au groupe des bassins néogènes de la chaîne tello-rifaine de l'Afrique du Nord. Il se présente sous forme d'une dépression intramontagneuse orientée ENE-WSW, sur une longueur de 300 km et une largeur de 100 km (Thomas, 1985). La genèse de ce bassin synorogénique est liée aux phases paroxysmales de l'orogène alpin (Perrodon, 1957). Son ouverture date du Serravalien supérieur-Tortonien inférieur avec la mise en place des structures en horsts et en grabens (Aïfa *et al.*, 2003).

La puissante série sédimentaire néogène constituant la couverture de ce bassin repose en discordance diastrophique (Perrodon, 1957) sur un substratum allochtone, datant du Crétacé-Oligocène (Delteil, 1974 ; Nemra *et al.*, 2019). Pendant le Miocène, le Bas Chélif était le siège d'une importante sédimentation marine à continentale, largement marquée aussi bien sur les bordures septentrionale (Murdjadjo, Dahra) et méridionale (Tessala-Beni Chougrane, Ouarsenis) qu'au centre du bassin (Belkebir *et al.*, 2008).

La série du Miocène supérieur débute par une sédimentation détritique, représentée par des conglomérats et des grès, passant à des marnes bleues d'âge tortonien dans le centre du bassin, suivies par des diatomites et des gypses d'âge messinien. Les hauts fonds et les marges du bassin sont marqués par l'installation des plates-formes carbonatées (Saint Martin, 1990 ; Saint Martin & Rouchy, 1990).

Les coupes étudiées dans ce travail se localisent dans la partie centrale de la plate-forme carbonatée des Tessala-Beni Chougrane, au Djebel Aoud Sma qui occupe la terminaison nord-orientale des monts des Ouled Ali à 5 km à l'ouest de la ville de Sig (Fig. 1C).

La série sédimentaire du Djebel Aoud Sma est constituée par des marnes bleues du Tortonien et des diatomites messiniennes, surmontées par des calcaires à rhodophycées, des calcaires gréseux, argilo-gréseux pré-récifaux, des calcaires récifaux à *Porites* sp. et des calcaires gréseux partiellement oolithiques post-récifaux (Moissette, 1988 ; Saint Martin, 1990).

Le Djebel Aoud Sma correspond à un anticlinal dissymétrique (Perrodon, 1957), représenté par un pli en genou affectant les terrains depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire. Sa structuration remonte à la phase compressive du Pléistocène moyen (Günz-Mindel) (Thomas, 1974).

Fig. 1 : Contexte géologique et la localisation des coupes étudiées. (A) Localisation de l'Oranie dans la Méditerranée occidentale (modifiée d'après Soria *et al.*, 2005) ; (B) Carte géologique simplifiée de l'Oranie ; (C) Extrait de la carte géologique de la marge méridionale du bassin du Bas Chélif (d'après Saint Martin *et al.*, 1992, améliorée) ; (D) Carte topographique du secteur d'étude : (1) coupe de Haoudh el Matmar ; (2) coupe du Télégraphe de l'Oggaz ; (3) coupe d'Akt el Mahdi (Saint Martin, 1990).

3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Le levé lithologique des deux coupes étudiées (Haoudh el Matmar et Télégraphe de l'Oggaz) a été effectué banc par banc avec des photographies des différents faciès, de la faune des bivalves et des traces fossiles, au cours de plusieurs missions de terrain effectuées entre avril et mai 2019. Les bivalves (coquilles complètes ou fragmentées) ont été récoltés et déterminés au laboratoire. Egalement, dans le but de dater les marnes grises sur la base des foraminifères un prélèvement d'échantillons a été effectué. Ces marnes ont été soumises à des opérations de désagrégation, de tamisage à travers un tamis de maille 100 µm et enfin de séchage dans une étuve de 60 °C. L'étude sédimentologique effectuée sur les calcaires se base sur des observations microscopiques (lames minces) et macroscopiques (sections polies). Pour les lames minces, on a commencé par le sciage de la roche afin de la découper en un fragment ayant la taille d'un morceau de sucre. L'une des faces de ce morceau est aplanie par usure avec un abrasif, puis collée sur une plaque de verre. Ce morceau collé est découpé de nouveau par une rectifieuse Brot 1.03.12 G pour réduire son épaisseur à environ 2 mm. La lame mince résultante de cette dernière opération est amincie encore avec usure à l'aide d'abrasifs tout en vérifiant sur le microscope polarisant. L'épaisseur finale de la lame est de 30 µm. Pour les sections polies, les roches sont découpées en grands morceaux (10 cm à peu près) à l'aide d'une scie diamantée. L'une des deux faces de ces morceaux obtenus est polie à l'aide d'un abrasif. L'étude des microfaciès est basée sur la classification de Dunham (1962) dans le sens d'Embry & Klovan (1971).

4. DESCRIPTION ET ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT

Dans la partie nord du Djebel Aoud Sma, seules les formations messiniennes affleurent. La série la plus complète pour ce secteur correspond à celle de Haoudh el Matmar, qui est composée successivement par des marnes grises, des diatomites et des calcaires (Fig. 2). Vers le nord, les marnes grises et les diatomites disparaissent et l'épaisseur des calcaires devient de plus en plus importante (Télégraphe de l'Oggaz). Les principales caractéristiques lithologiques, paléontologiques et sédimentologiques sont récapitulées dans le Tableau 1.

4.1 Marnes grises (10 m)

4.1.1. Caractères sédimentologiques et paléontologiques

La Formation des Marnes grises affleure aussi dans le Djebel Aoud Sma comme à Hammar Semmoumet (se situant plus à l'est de la région d'étude). Elle représente une transition entre les marnes bleues tortoniennes (n'affleurant pas dans ce secteur) et les diatomites messiniennes (Rouchy, 1982 ; Mansour, 2004 ; Mansour *et al.*, 2008). Ce sont des marnes grises, homogènes, constituées par des intervalles marneux (0,5-4 m) (Fig. 3A), intercalés par de minces bancs de calcaires argileux et/ou de marnes indurées (0,15-0,3 m) (Fig. 3C), renfermant des bivalves (Fig. 3B), notamment *Aequipecten seniensis* (Lamarck, 1819), *Amussiopecten baranensis* (Almera & Bofill, 1897) et *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi, 1814). Cette formation révèle également un assemblage diversifié de foraminifères planctoniques et benthiques.

4.1.2. Environnement du dépôt

Le contenu paléontologique de ces marnes suggère des vasières infra–circalittorales à hydrodynamisme modéré. Les espèces de bivalves livrées par cette formation sont épibenthiques suspensivores sessiles ou vagiles et sténohalines confinées à une paléobathymétrie de 50-100 m (Tableau 1).

4.1.3. Attribution stratigraphique

Les marnes grises ont été signalées auparavant dans le Messinien du Dahra sud occidental et sur la bordure sud du bassin du Bas Chélif où elle a été mise en évidence dans plusieurs coupes comme Chabet Bou Seter, Tangroutah, Sig, Sahaouria et El Ghomri (Rouchy, 1982 ; Mansour, 2004 ; Mansour *et al.*, 2008). Cette formation d'une dizaine de mètres d'épaisseur en moyenne contient le foraminifère planctonique marqueur du Messinien *Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri, 1969 (Poignant & Moissette, 1992 ; Mansour *et al.*, 2008). Elle pourrait constituer aussi la partie sommitale de la formation tortono-messinienne des marnes bleues (Perrodon, 1957), désignée également sous différentes appellations telles les marnes bleues (séquence 2) (Moussa *et al.*, 1994), marnes bleues *s. l.* (Belkebir *et al.*, 2002) et *greyish marls* (Benzina *et al.,* 2019).

A Haoudh el Matmar, la microfaune est matérialisée par une association diversifiée de foraminifères planctoniques, dominée par *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826, *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermúdez, 1965, *G. obliquus* Bolli, 1957, *Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri, 1969, *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959), *N. dutertrei* (d'Orbigny, 1839) et *N. incompta* (Cefilli, 1961). La présence de *G. mediterranea* dans cet assemblage permet donc de confirmer l'âge Messinien de cette formation.

Fig. 2 : Succession lithostratigraphique des formations messiniennes des coupes de Haoudh el Matmar et du Télégraphe de l'Oggaz.

Tableau 1 : Récapitulatif des caractéristiques lithologiques et paléontologiques et interprétation en termes de processus de dépôt des faciès.

Lithofaciès		Brève description	Microfaciès	Caractères paléontologiques	Hydrodynamisme/Interprétation	Environnement correspondant	
Marnes grises		Couleur grise, décimétriques à métriques (0,5-4 m) ou en bancs indurés décimétriques (0,15-0.3 m)		Foraminifères planctoniques Bivalves : *Aequipecten seniensis*, *Amussiopecten baranensis* et *Neopycnodonte navicularis* (paléobathymétrie : 50-100 m)	Un milieu relativement calme, une précipitation chimique ou biochimique de carbonates, accompagnée de fraction argileuse fine	Infra- à circalittoral	
Diatomites		Diatomites marneuses ou marnes diatomitiques, laminées et légères		Bivalves : *Amussiopecten*, *Flabellipecten solarium*, *Neopycnodonte navicularis*, *Pecten benedictus* (paléobathymétrie : <50-100 m) *Thalassinoides suevicus*, *Palaeophycus*	Accumulation des frustules des diatomées dans un milieu calme	Infra- à circalittoral	
Calcaires	Calcaires à Rhodophycées (*Lithothamnium*-rich beds)	Biodétritiques, plus ou moins gréseux (0,35-20 m), jaunâtres	Rud- à Coverstone	Rhodophycées, bivalves, serpulidés, foraminifères, bryozoaires, polypiers solitaires, échinides, balanidés, *Ophiomorpha nodosa*	Marin peu profond, moyen à calme énergie à substrat envasé	**Complexe récifal**	Récifal peu profond
	Halimeda-rich beds	Micritiques, friables blanchâtres (0,40 m), à structure « slumpée »	Floatstone	*Halimeda*, foraminifères, serpulidés, ostracodes, gastéropodes	Faible en dessous de l'action des vagues des tempêtes (LAVT)		Talus récifal proximal
	Halimeda-poor beds	Jaunâtres, friables et très poreux, épais de 1,70 m	Pack- à Rudstone	Foraminifères, bivalves, gastéropodes, serpulidés, bryozoaires, vermétidés, rhodophycées, *Halimeda*	Peu profond et relativement faible à moyen		Environnement péri-récifal
	Calcaires à *Porites*	Friables à la base, et riches au sommet en *Porites* microscopiques sous forme de structures lenticulaires (2,5 m)	Rudstone	Polypiers, rhodophycées, foraminifères, bivalves, échinides	Peu profond et très agité		Milieu peu profond, récifal, agité
	Calcaires gréseux	Calcaires biodétritiques jaunâtres, gréseux (0,30 m), très affectés par la dissolution	Pack- Grain- à Rudstone	Foraminifères, bivalves, gastéropodes			

Fig. 3 : Caractéristiques lithologiques, paléontologiques et ichnologiques des marnes grises et des diatomites de la coupe de Haoudh el Matmar. (A) Marnes grises ; (B) Le bivalve *Amussiopecten baranensis* dans la formation des marnes grises ; (C) Un banc de marnes indurées séparant deux intervalles marneux (formation des marnes grises) ; (D) Marnes diatomitiques riches en coquilles du bivalve *Neopycnodonte navicularis* ; (E) et (F) Diatomites franches bioturbées à *Palaeophycus* (Pa) et *Thalassinoides suevicus* (Th).

4.2. Diatomites (15,5 m)

4.2.1. Caractères sédimentologiques et paléontologiques

Cette formation est reconnaissable à sa base par l'apparition du premier banc diatomitique. Sa partie basale, épaisse de 5,5 m, est constituée d'une alternance de diatomites marneuses (0,15-1 m), indurées, massives, finement laminées et plus ou moins légères avec des marnes brunâtres (0,3-3,4 m).

Le sommet de la formation (10 m) consiste à des séquences répétitives à trois termes : *(i)* diatomites marneuses indurées en bancs stratodécroissants ; *(ii)* diatomites franches laminées et très légères, organisées en bancs stratocroissants ; et *(iii)* marnes diatomitiques.

L'examen du contenu microfloristique (diatomées) de trois niveaux (diatomites marneuses de la base de la coupe et diatomites *s.s.* au sommet de la coupe précédent le premier banc calcaires), montre un assemblage représenté essentiellement de diatomées planctoniques littorales et néritico-océaniques et quelques formes océaniques.

Les espèces néritico-océaniques dominantes dans la majorité des niveaux sont : *Coscinodiscus marginatus*, *Actinocyclus curvatulus*, *Coscinodiscus radiatus*, *Nitzschia fossilis*, *N. marina*, *N. reinholdii*, *Thalassionema nitzschoïdes* et *Thalassiothrix longissima*. Le taxon *Coscinodiscus marginatus* domine les assemblages dans les diatomites marneuses (base de la formation). Par contre dans les diatomites *s.s.*, l'assemblage est plutôt caractérisé par *Actinocyclus curvatulus* où elle représente un pourcentage considérable de la microflore dépassant largement le taxon *Coscinodiscus marginatus*. Les influences océaniques sont exprimées aussi dans ce dernier niveau par les espèces *Thalassionema nitzschoïdes* et *Thalassiothrix longissima*. Ainsi, la répartition et la fréquence des deux taxons *Actinocyclus curvatulus* et *Coscinodiscus marginatus* semblent mettre en évidence deux membres distincts non décelables lithologiquement comme dans les autres coupes étudiées dans la bordure sud par Mansour (2004) et Mansour *et al.* (1995). Les formes tychoplanctoniques, caractérisées par la seule espèce *Actinoptychus senarius*, représentent une fréquence non négligeable littorale. Cette espèce a été enregistrée dans les trois niveaux examinés avec une fréquence notable dans les niveaux inférieurs (diatomites marneuses). Par contre elle devient moins abondante et semble être relayée par le développement des formes benthiques dans le dernier niveau. De même que dans les autres coupes de la bordure sud, et surtout celle de Bou Seter, il est intéressant de noter l'influence des eaux froides dans ce dernier niveau, marqué par *Actinocyclus curvatulus* et *Thalassiothrix longissima*.

D'autre part, ces diatomites ont livré de nombreux bivalves (Fig. 3D), représentés par : *Amussiopecten baranensis* (Almera & Bofill, 1897), *Flabellipecten solarium* (Lamarck, 1819), *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi, 1814), *Pecten benedictus* (Lamarck, 1819) et des formes indéterminées d'Arcidae.

Par ailleurs, les bancs diatomitiques présentent souvent des traces fossiles de type *Palaeophycus* (Hall, 1847) et *Thalassinoides suevicus* (Rieth, 1932) (Fig. 3E, F).

4.2.2. Environnement du dépôt

Les pectinidae signalés sont épibenthiques vagiles suspensivores colonisant des environnements littoraux à infra-circalittoraux de forte énergie à calmes (Lacour *et al.*, 2002 ; Bongrain, 2003 ; Satour, 2012 ; Satour *et al.*, 2020), contrôlés par des remontées des eaux profondes riches en nutriments (upwellings) (Rouchy & Saint Martin, 1992 ; Mansour, 2004 ; Mansour & Saint Martin, 1999 ; Pestrea *et al.*, 1999, Saint Martin *et al.*, 2003). Le diamètre important des terriers de *Palaeophycus* pourrait indiquer une eau marine bien oxygénée (Kotlarczyk & Uchman, 2012) (Fig. 3E).

4.3. Calcaires (4-22 m)

En se basant sur le contenu fossilifère et les microfaciès relevés dans les coupes de Haoudh el Matmar et du Télégraphe de l'Oggaz, cinq faciès type de calcaires ont pu être distingués (Fig. 2) :

4.3.1. Calcaires à corallinacées (ou calcaires à mélobésiées sensu Saint Martin et al., 1992) (0,35 m)

Il s'agit d'un calcaire bioclastique plus ou moins gréseux de couleur jaunâtre. Les rhodophycées se présentent sous forme de petites constructions à la base du banc et qui diminuent de plus en plus vers le sommet. Ce faciès renferme d'abondantes formes naines de bivalves associées à des serpulidés.

Ce faciès devient plus épais (20 m) au nord du Djebel Aoud Sma (coupe du Télégraphe de l'Oggaz). Il est composé par des bancs métriques de calcaires micritiques dolomitisés, à bases irrégulières, très riches en rhodophycées, et renfermant quelques bivalves de type *Aequipecten seniensis* (Fig. 4E), des balanidés et des terriers verticaux (*Ophiomorpha nodosa*) (Fig. 4D).

Microfaciès et environnement du dépôt: Il s'agit d'un sédiment à rhodophycées de texture rudstone à coverstone, parfois intensément bioturbé (Fig. 6A-B), contenant des foraminifères, bryozoaires, polypiers solitaires, échinides, bivalves et balanidés (Fig. 6A-D). Certains éléments sont partiellement dissous ou comblés par une matrice micritique. La bioturbation a provoqué des déchirures dans la phase algaire, donnant des gravelles (boules d'algues) brun-rouge avec une texture coverstone (Tsien, 1981) (Fig. 6E). Ce passage de rudstone à coverstone indique un changement de l'hydrodynamisme. Ces conditions corroborent un milieu subrécifal, relativement calme à substrat envasé marqué par la présence d'*Ophiomorpha nodosa*.

Fig. 4 : Caractéristiques macroscopiques des calcaires de la coupe de Haoudh el Matmar (A-C) et du Télégraphe de l'Oggaz (D-F). (A) Calcaire à *Halimeda* de Haoudh el Matmar ; (B) Section polie du facies du calcaire à *Halimeda* montrant l'agencement des articles d'*Halimeda* en une structure contournée (barre = 1 cm) ; (C) Section polie du faciès des calcaires micritiques montrant les débris des rhodophycées (barre = 5 mm) ; (D) La trace fossile *Ophiomorpha nodosa* dans les calcaires à mélobésiées de la coupe du Télégraphe de l'Oggaz ; (E) Le pectinidé *Aequipecten seniensis* dans les calcaires à mélobésiées du Télégraphe de l'Oggaz ; (F) Construction corallienne lenticulaire à *Porites* du sommet de la coupe du Télégraphe de l'Oggaz.

4.3.2. Calcaire à **Halimeda** *(***Halimeda***-rich beds sensu Mankiewicz, 1988) (0,40 m)*

Ce faciès correspond à des calcaires micritiques blanchâtres, friables, dominés par des amas à structure contournée de chlorophycées du genre *Halimeda* qui constituent 90 % de la fraction biogène (Fig. 4A, B). Il renferme aussi des serpulidés, des bivalves et des gastéropodes.

Microfaciès et environnement du dépôt : Il correspond à un floatstone à articles d'*Halimeda* bien préservés, disposés irrégulièrement dans une matrice micritique avec des foraminifères, dont des Globigérines, des serpulidés et des ostracodes (Fig. 5A-D). Une porosité (*biomoldic porosity*) est distinguée au niveau de ce microfaciès, due probablement de la substitution de l'aragonite, minéral original des squelettes de ces algues (Schölle & Ulmer-Schölle, 2003 ; Flügel, 2010).
Vue l'ensemble des caractéristiques paléontologiques et la disposition contournée des articles d'*Halimeda* (Fig. 4B), ce faciès boueux devrait correspondre à un dépôt d'un talus récifal proximal, en dessous de l'action des vagues des tempêtes (LAVT).

4.3.3. Calcaires bioclastiques à rares **Halimeda** *(1,70 m)*

Ce sont des calcaires jaunâtres, friables et très poreux, riches en fossiles benthiques souvent fragmentés. Il s'agit de coquilles de bivalves, de gastéropodes (le plus souvent des vermets), des serpulidés, des bryozoaires, des rhodophycées et quelques rares articles d'*Halimeda*.

Microfaciès et environnement du dépôt : Il s'agit d'un pack- à rudstone à matrice micritique riche en foraminifères (*Ammonia*), en rhodophycées et en bivalves (Fig. 5E). Ce faciès devrait correspondre également à un environnement péri-récifal peu profond relativement calme.

4.3.4. Calcaires gréseux (0,30 m)

Ce sont, dans la coupe de Haoudh el Matmar, des calcaires gréseux jaunâtres très fossilifères (rhodophycées, bivalves, gastéropodes, colonies de *Porites* de petite taille) et très affectés par la dissolution. Ils passent latéralement dans la coupe de Télégraphe de l'Oggaz à des calcaires récifaux (2,5 m), friables à la base et à colonies de *Porites* de petite taille également, formant au sommet des structures construites de forme lenticulaire (Fig. 4F).

Microfaciès et environnement du dépôt : Ce microfaciès a une texture pack-grainstone à rudstone, parfois poreuse, comblée d'un ciment microsparitique à sparitique (Fig. 5G). Il est riche en rhodophycées, foraminifères, surtout des milioles, débris de bivalves, échinides et des intraclastes (Fig. 5F-H). Ces éléments sont témoins d'un environnement récifal peu profond et fortement agité.

4.3.5. Calcaires micritiques (0,25 m)

Ces calcaires micritiques montrent à la base des accumulations de débris de rhodophycées qui disparaissent vers le sommet et sont remplacés par une calcirudite (Fig. 4C).

Microfaciès et environnement du dépôt : A la base c'est un wack-mudstone à éléments squelettiques de rhodophycées. Au sommet il s'agit d'une intramicrite à éléments hétérométriques et hétérogènes de 2 cm de diamètre, dispersés aléatoirement dans une matrice micritique. Le milieu correspond à une situation d'arrière récif boueux à circulation restreinte, siège de dépôts gravitaires constitués essentiellement des bioclastes calcaires, notamment des débris de rhodophycées.

5. DISCUSSION

5.1. Comparaison

Sur le plan lithostratigraphique, trois unités sédimentaires ont été individualisées dans la plate-forme carbonatée des Tessala-Beni Chougrane (Saint Martin *et al.*, 1992) :
(*i*) Unité des calcaires à algues et diatomites (unité pré-récifale) qui peut atteindre une soixantaine de mètres d'épaisseur, composée à la base par des alternances décimétriques à métriques de marnes laminées, diatomites et calcaires argileux à bivalves et gastéropodes. Les diatomites sont subdivisées en deux membres (Mansour, 2004). La microflore diatomique traduit une salinité voisine de celle de l'eau de mer avec quelque dessalure comme observé dans les coupes de Bou Seter et Sig. La paléobathymétrie semble être irrégulière pendant la sédimentation des diatomites des Tessala (Mansour, 2004 ; Mansour & Saint Martin, 1999). A l'inverse des autres coupes, les diatomites de Hamar Djahanama, caractérisées par une faible fréquence de formes littorales, tant planctoniques que benthiques, semblent avoir été déposées dans un milieu plus profond. L'assemblage essentiellement de formes planctoniques littorales et la fréquence croissante des formes benthiques dans les diatomites de Haoudh El Matmar, de Bou Seter et de Sig (à l'est de notre secteur), suggèrent un milieu de sédimentation littoral côtier soumis à des influences néritico-océaniques et/ou océaniques plus marquées dans la première partie de la coupe. Cette dernière accuse à son sommet une augmentation de diatomées benthiques et de forme marine-saumâtre *Paralia sulcata*.
L'accroissement des espèces planctoniques océaniques

Fig. 5 : Microphotographies des calcaires messiniens de Haoudh el Matmar. (A-D) Calcaire à *Halimeda* ; (E) Calcaires bioclastiques à rares *Halimeda* ; (F-H) Calcaires gréseux. (Bi) bivalves ; (Fo) foraminifères ; (Ha) articles d'*Halimeda* ; (Ic) intraclastes ; (Ms) microsparite ; (Po) porosité.

Fig. 6 : Microphotographies des calcaires messiniens du Télégraphe de l'Oggaz. (A-E) Calcaires à mélobésiées ; (F-H) Calcaires récifaux. (Al) algues lamellaires ; (Bi) bivalves ; (Br) bryozoaires ; (Bt) bioturbation ; (Fo) foraminifères ; (Ga) gravelles d'algues ; (Ic) intraclastes ; (Po) porosité ; (Ps) polypier solitaire ; (Rh) rhodophycées ; (Sb) surface de bioérosion.

dans certains niveaux sommitaux évoque l'intensification des influences océaniques dans un milieu encore à caractère littoral côtier. Ceci témoigne d'un milieu de dépôt encore largement ouvert sur la mer ouverte (océan), souvent évoqué par plusieurs auteurs dans le bassin du Bas Chélif et d'autres bassins sédimentaires diatomitiques (Perrodon, 1957 ; Baudrimont & Degiovanni, 1974 ; Rouchy, 1982 ; Mansour *et al*., 1995 ; Mansour & Saint Martin, 1999 ; Pestrea & Saint Martin, 2002 ; Saint Martin *et al*., 2003).

Ces influences se traduisent par la fréquence des formes planctoniques « froides » appartenant au complexe nordique-boréal, plus prononcée dans les premières parties des coupes de Haoudh El Matmar, Sig et Bou Seter. Les assemblages d'eaux chaudes à affinité subtropicale à tropicale, bien qu'ils soient répertoriés dans la partie inférieure des coupes, deviennent plus importants dans la partie supérieure associés à des formes dites « froides ». Par ailleurs, l'abondance de *Thalassionema nitzschioides*, espèce constamment présente et souvent dominante associée à *Thalassiothrix longissima*, suggère un milieu à forte productivité caractéristique des zones à upwellings responsables du développement de la flore diatomique. Ces courants sont à l'origine aussi du développement et de la prolifération des *Halimeda*.

Les calcaires argileux sus-jacents présentent des bioclastes qui indiquent un milieu proximal. Ce premier ensemble est surmonté par la partie médiane de l'unité où se développent des calcaires argileux à serpulidés, à débris de rhodophycées et à bryozoaires. Cette unité s'achève par des calcaires à mélobésiées, montrant des niveaux construits à rhodolites et des niveaux bioclastiques. A Djebel Aoud Sma les diatomites et la partie basale des calcaires font partie de cette unité. Les calcaires argileux « médians » sont absents dans les coupes étudiées où les diatomites passent progressivement vers des calcaires à mélobésiées. Les diatomites affleurent également dans la coupe d'Akt el Mahdi et elles sont surmontées par des calcaires à rhodophycées, des grès calcaires, des marnes sableuses et des niveaux riches en bryozoaires. La coupe de Chabet Douira, située à côté d'Akt el Mahdi montre des calcaires à mélobésiées, des marnes blanches litées et des grès et marnes sableuses (Saint Martin, 1990).

(ii) Unité récifale. Elle correspond à des constructions coralliennes à *Porites* interstratifiées avec des sédiments bioclastiques riches en thalles d'*Halimeda*. Elle repose sur les calcaires à mélobésiées de l'unité précédente. Ce niveau massif, qui peut atteindre une vingtaine de mètres, est encroûté au sommet par des mélobésiées (Saint Martin *et al.*, 1992). Les calcaires à *Halimeda* ont été signalés auparavant dans le complexe récifal de Chabet Bou Seter, situé à une cinquantaine de kilomètres à l'ouest du Djebel Aoud Sma (Saint Martin, 1990 ; Saint Martin *et al.*, 1992). Au nord-est du Djebel Aoud Sma les constructions coralliennes se développent dans une matrice sableuse (Saint Martin, 1990) et disparaissent latéralement dans le secteur de Sig (Djebel Touakas), situé à 5 km seulement à l'est du Djebel Aoud Sma.

(iii) Unité post-récifale, constituée à la base par des calcaires oolithiques présents sous forme d'une succession de bancs décimétriques à métriques, pouvant atteindre une vingtaine de mètres. Au sommet de l'unité reposent des calcaires argileux bioclastiques, des grès et des marnes sableuses à lentilles de gypse et tapis stromatolitiques. Cette unité n'a pas été signalée dans les deux coupes étudiées dans le présent travail, mais elle a été documentée dans le nord-est du Djebel Aoud Sma (Saint Martin, 1990). Ces données indiquent que les calcaires messiniens du Djebel Aoud Sma constituent une partie intégrante de la plate-forme carbonatée des Tessala-Beni Chougrane dans le sens de Saint Martin *et al.* (1992).

5.2. Les calcaires à corallinacées

De manière générale, des niveaux calcaires à algues se développent largement sur les deux plates-formes carbonatées du bassin du Bas Chélif. Ils correspondent à un faciès hétérochrone, celui des « calcaires à lithothamniées » de la littérature régionale (Anderson, 1936 ; S.N. REPAL, 1952 ; Perrodon, 1955, 1957 ; Gourinard, 1958) développés entre les marnes bleues et les récifs sommitaux à *Porites*. Ils peuvent être ainsi des équivalents latéraux partiels de la formation diatomitique (Perrodon, 1957 ; Gourinard, 1958).

Au sud du Djebel Aoud Sma, au niveau de Haoudh el Matmar, les calcaires à rhodophycées qui reposent sur la formation diatomitique sont d'épaisseur très réduite (0,35) et constituent la base de la formation calcaire. Ils sont représentés surtout par des calcaires bioclastiques. Au nord, sous le Télégraphe de l'Oggaz, la masse des calcaires à algues est très importante (115 m) sous forme de bancs massifs sans intercalation visible de la formation diatomitique. Au nord-ouest de la région étudiée (Chabet Akt el Mahdi et Chabet Douira), les calcaires à corallinacées sont surmontés par un niveau feuilleté friable correspondant à la formation diatomitique, passant ensuite verticalement à des niveaux gréseux puis récifaux (Saint Martin, 1990). Selon Saint Martin *et al.* (1992) les variations d'épaisseur sur la bordure méridionale du bassin du Bas Chélif correspondent à l'occupation de l'espace disponible au cours du Messinien pré-évaporitique selon un processus de comblement. L'hétérochronie et la diversité des environnements de dépôt des calcaires à lithothamniées se traduisent par des modalités sédimentologiques variées expliquant les disparités entre les deux coupes.

5.3. Les calcaires à *Halimeda* : un faciès à répartition méditerranéenne

Les calcaires à *Halimeda* constituent une part non négligeable du volume des sédiments carbonatés au sein du complexe carbonaté progradant du Djebel Murdjadjo

et de sa prolongation occidentale (Cornée *et al.*, 1994 ; Saint Martin *et al.*, 1995a). Ils ont également été signalés ponctuellement dans la plate-forme carbonatée des Tessala-Beni Chougrane (Saint Martin *et al.*, 1992). Leur enregistrement dans la coupe de Haoudh el Matmar constitue une première mise en évidence dans un secteur d'étude particulièrement intéressant, à la terminaison orientale des Tessala, où la plate-forme carbonatée passe latéralement à des séries dominées par les apports siliciclastiques bien représentés dans le secteur de Sig (Rouchy, 1982 ; Saint Martin, 1990 ; Saint Martin *et al.*, 1992).

De telles accumulations à *Halimeda* sont connues dans toutes les plates-formes carbonatées de la Méditerranée occidentale et peuvent être considérées comme des niveaux repères (*event strata*) (Mankiewicz, 1987, 1988 ; Roger *et al.*, 2000), permettant une corrélation partielle entre les plates-formes carbonatées messiniennes (Cornée *et al.*, 2004). Ainsi, dans le bassin de Melilla au Maroc, ce faciès constitue des niveaux index (Münch *et al.*, 2001, 2005), interprétés comme résultant de cycles astronomiques (Kuiper, 2003), avec un âge de 6,08 Ma pour la base de ces niveaux, calibrés par cyclostratigraphie (van Assen *et al.*, 2006) .

L'évolution des conditions environnementales accompagnant la mise en place de constructions coralliennes conduit au relais des fonds à rhodophycées vers les herbiers à *Halimeda* comme producteur algaire prépondérant des carbonates (Saint Martin *et al.*, 2010). Parallèlement le déclin de la présence, la prolifération et la diversification des coraux (Saint Martin *et al.*, 1995b), sont également enregistrés dans la coupe de Haoudh el Matmar et son équivalent latéral partiel (la coupe du Télégraphe de l'Oggaz). Les causes de cette évolution sont délicates à décrypter. Plusieurs travaux ont évoqué la possibilité d'une influence des remontées d'eaux profondes (phénomènes d'upwelling) sur la prolifération des algues vertes (Mankiewicz, 1988 ; Franseen & Mankiewicz, 1991), sur les caractéristiques des assemblages coralliens à *Porites* (Saint Martin, 1990) et plus généralement sur l'ensemble de la vie benthique (Moissette & Saint Martin, 1992). Pour Pomar & Hallock (2007) l'appauvrissement des communautés coralliennes serait relié à une convergence d'un refroidissement général, de la diversification des zooxanthelles et sur un plan régional à la chimie des eaux marines. Cependant, une augmentation de la salinité atteignant un taux de 48 et 58 ‰ a été évoqué par Brachert *et al.* (2007) sur la base d'analyses isotopiques en Italie et en Crète, le calcul prenant comme base les mêmes conditions de températures que pour des équivalents actuels supposés. Cette évolution des composants des plates-formes carbonatées de Méditerranée est sans doute en fait bien plus multifactorielle, impliquant la température des eaux, les variations du plan d'eau, les apports de nutriments et la salinité (Bourillot *et al.*, 2009).

6. CONCLUSION

Les terrains messiniens du Djebel Aoud Sma, situés à la terminaison nord-orientale des monts des Ouled Ali (bordure méridionale du bassin du Bas Chélif), sont subdivisés en trois formations lithostratigraphiques à développement latéral et vertical inégaux témoignant d'une évolution paléoenvironnementale tributaire des variations tectono-eustatiques : *(i)* marnes grises, *(ii)* diatomites et *(iii)* calcaires.

La formation basale des Marnes grises est rapportée au Messinien grâce à la présence du foraminifère planctonique marqueur *Globorotalia mediterranea* dans son assemblage. L'assemblage faunistique de cette formation est représenté par des bivalves qui permettent de l'assigner à un milieu de vasière profonde (infra- à circalittoral), avec une paléobathymétrie de 50 à 100 m. Les diatomites témoignent d'une sédimentation dans un environnement littoral voire infra-circalittoral, sujet à des remontées des eaux profondes riches en nutriments. La formation terminale des calcaires de la plate-forme carbonatée se compose de la succession de cinq faciès type de calcaires : *(i)* Calcaires à corallinacées, *(ii)* Calcaires à *Halimeda, (iii)* Calcaires bioclastiques à rares *Halimeda*, *(iv)* calcaires gréseux et *(v)* calcaires micritiques. Une partie de cet ensemble de faciès correspond à un complexe récifal peu profond, soumis à des changements paléoenvironnementaux connus à l'échelle méditerranéenne.

Parmi ces faciès, le calcaire à *Halimeda* a été signalé pour la première fois dans le secteur d'étude. Ce faciès, lié à une activité constructrice corallienne à *Porites,* est caractéristique des plates-formes carbonatées messiniennes de la Méditerranée et constitue un niveau index qui permet de corréler cette plate-forme avec ses équivalents au niveau du bassin du Bas Chélif (plate-forme carbonatée de Murdjadjo) et à l'échelle méditerranéenne (Maroc, Espagne, Italie).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Messieurs L. Cavin, éditeur en chef de la *Revue de Paléobiologie,* et les deux reviewers pour leur relecture et leurs commentaires qui ont permis d'améliorer la qualité du manuscrit. Ils remercient également Messieurs A. Belhadji (Université d'Oran 2) et M. Benzina (Université de Ouargla) pour la détermination des foraminifères, ainsi que Mlle L. Satour (Université d'Oran 2) qui a assuré l'identification des bivalves.

RÉFÉRENCES

Aïfa T., Feinberg H., Derder M. E. M. & Merabet N. E. 2003. Contraintes magnétostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en

Méditerranée occidentale pendant le Miocène supérieur. *Geodiversitas*, 25(4) : 617-631.

Almera J. & Bofill A. 1897. Monographia de las especies del género Pecten del Burdigaliens superior y de una « Lucina » del Helveciense de las provincias de Barcelona y Tarragona. *Memorias de la Real academia di ciencias y artes de Barcelona*, 1 : 395-408.

Anderson R. V. V. 1936. Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. *Geological Society of America, Memoir,* 4, 450 pp.

Baudrimont R. & Degiovanni C. 1974. Les diatomées marines du Miocène supérieur de l'Oranais (Algérie) et leur contexte géologique. *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle d'Afrique du Nord*, 65 : 35-66.

Belkebir L., Bessedik M. & Mansour B. 2002. Le Miocène supérieur du bassin du Bas Chélif : attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mémoires du Service géologique de l'Algérie*, 11 : 187-194.

Belkebir L., Labdi A., Mansour B., Bessedik M. & Saint Martin J. P. 2008. Biostratigraphie et lithologie des séries serravalo-tortoniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravalo-tortonienne. *Geodiversitas*, 30(1) : 9-19.

Benzina M., Hebib H. & Bensalah M. 2019. New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Revue de micropaléontologie*, 62 : 9-24.

Blow W. H. 1959. Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon Formations, eastern Falcon, Venezuela. *Bulletins of American Paleontology*, 39(178) : 67-251.

Bolli H. M. 1957. Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B. W. I. *U. S. National Museum Bulletin*, 215 : 97-123.

Bolli H. M. & Bermúdez P. J. 1965. Zonation based on planktonic foraminifera of middle Miocene to Pliocene warm-water sediments. *Boletín Informativo, Asociacíon Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 8(5) : 121-149.

Bongrain M. 2003. Révision de *Flabellipecten solarium* (Lamarck, 1819) (Mollusca, Bivalvia, Pectinidae) du Miocène moyen et supérieur de l'Ancien Monde. *Geodiversitas*, 25(4) : 657-679.

Bourillot R., Vennin E., Kolodka C., Rouchy J. M., Caruso A., Durlet C., Chaix C. & Rommevaux V. 2009. The role of topography and erosion in the development and architecture of shallow-water coral bioherms (Tortonian-Messinian, Cabo de Gata, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28 : 92-114.

Bourillot R., Vennin E., Rouchy J. M., Durlet C., Rommevaux V., Kolodka C. & Knap F. 2010. Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform : the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology*, 57 : 477-512.

Brachert T. C., Vescogny A., Bosellini F. R., Reuter M. & Mertz-Kraus R. 2007. High salinity variability during the Early Messinian revealed by stable isotope signatures from vermetid and *Halimeda* reefs of the Mediterranean region. *Geologica Romana*, 40 : 51-66.

Braga J.C., Martín J.M., Riding R., Aguirre J., Sanchez-Almazo I.M., Dinares-Turell J. 2006. Testing models for the Messinian salinity crisis : the Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 188-189 : 131-154.

Braga J.C., Vescogni A., Bosellini F.R. & Aguirre J. 2009. Coralline algae (Corallinales, Rhodophyta) in western and central Mediterranean Messinian reefs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 275 : 113-128.

Brocchi G. 1814. Conchiologia fossili subapennina con osservazioni geologiche sugli Apennini e sul adiacente. *Stampa reale*, Milano, 1-2, 712 pp.

Busson G. 1990. Le Messinien de la Méditerranée… vingt ans après. *Géologie de France*, 3-4 : 3-58.

Catalano R. & Sprovieri R. 1969. Stratigraphia e micropaleontologia dell'intervallo tripolaceo di torrente Rossi (Enna). *Atti della Accademia gioenia di scienze naturali in Catania*, 7(1) : 513-527.

Cefilli R. 1961. *Globigerina incompta*, a new species of pelagic foraminifera from the North Atlantic. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 12 : 83-86.

Cornée J. J., Guieu G., Muller J. & Saint Martin J. P. 1994. Mediterranean Messinian carbonate platforms : some controlling factors. *Géologie Méditerranéenne*, 21(3-4) : 45-48.

Cornée J. J., Saint Martin J. P., Conesa G., André J. P., Muller J. & Benmoussa A. 1996. Anatomie de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167(4) : 495-507.

Cornée J. J., Saint Martin J. P., Conesa G., Münch P., André J. P., Saint Martin S. & Roger S. 2004. A proposal to correlate the Late Tortonian-Messinian marine carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *International Journal of Earth Sciences*, 93 : 621-633.

Delteil J. 1974. Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Béni Chougrane, Dahra). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice, France, 249 pp.

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In :* Ham W. E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*, 108-121.

Embry E. F. & Klovan J. E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19 : 730-781.

Esteban M. 1979. Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29 : 169-188.

Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks : Analysis, Interpretation and Application (2nd Ed.)*. Springer, 984 pp.

Franseen E. K. & Mankiewicz C. 1991. Depositional sequences and correlation of middle(?) to late Miocene carbonate complexes, Las Negras and Níjar areas, southeastern Spain. *Sedimentology*, 38 : 871-898.

Gourinard Y. 1958. Recherches sur la géologie du littoral oranais. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, bulletin 6 : 1-106.

Hall J. 1847. Paleontology of New-York. Volume I. Containing descriptions of the organic remains of the Lower Division of the New-York system (equivalent of the Lower Silurian rocks of Europe). C. Van Benthuysen, Albany, 338 pp.

Kotlarczyk J. & Uchman A. 2012. Integrated ichnology and ichthyology of the Oligocene Menilite Formation, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians : A proxy to oxygenation history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331-332 : 104-118.

Kuiper K. 2003. Direct intercalibration of radio-isotopic and astronomical ages in the Mediterranean Neogene. *PhD Dissertation*, Geologica Ultraiectina, 235, 223 pp.

Lacour D., Lauriat-Rage A., Saint Martin J. P., Videt B., Néraudeau D., Goubert E. & Bongrain M. 2002. Les associations de bivalves (Mollusca, Bivalvia) du Messinian du bassin de Sorbas (SE Espagne). *Geodiversitas*, 24(3) : 641-657.

Lamarck J. B. 1819. *Histoire naturelle des animaux sans vertèbres.* Paris, 6, partie 1, 345 pp.

Mankiewicz C. 1987. *Sedimentology and calcareous algal paleoecology of Miocene reef complexes near Fortuna (Murcia Province) and Níjar (Almeria Province), Southeastern Spain.* PhD Dissertation, University of Wisconsin-Madison, Etats-Unis, 341 pp.

Mankiewicz C. 1988. Occurrence and paleoecologic significance of Halimeda in late Miocene reefs, southeastern Spain. *Coral reefs*, 6 : 271-279.

Mansour B. 2004. *Diatomées messiniennes du bassin du Bas Chélif (Algérie nord-occidentale).* Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran, Algérie, 285 pp.

Mansour B. & Saint Martin J. P. 1999. Conditions de dépôt de diatomites messiniennes en contexte de plate-forme carbonatée d'après l'étude des assemblages de diatomées : exemple du Djebel Murdjadjo (Algérie). *Geobios*, 32(3) : 395-408.

Mansour B., Moissette P., Noël D. & Rouchy J. M. 1995. L'enregistrement par les associations de diatomées des environnements messiniens : exemple de la coupe de Sig (Bassin du Chélif-Algérie). *Geobios*, 28(3) : 261-279.

Mansour B., Bessedik M., Saint Martin J. P. & Belkebir L. 2008. Signification paléoécologique des assemblages de diatomées du Messinien du Dahra sud-occidental (bassin du Chélif, Algérie nord-occidentale). *Geodiversitas*, 30(1) : 117-139.

Moissette P. 1988. Faunes de Bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Documents des Laboratoires de Géologie*, Lyon, 102, 351 pp.

Moissette P. & Saint Martin J. P. 1992. Upwellings and benthic life in the Messinian of Western Mediterranean. *Paleontologia y Evolucio*, 24-25 : 245-254.

Moussa K., Belkebir L., Mansour B. & Bessedik M. 1994. Dynamique et évolution de la marge Sud du bassin du Chelif (Algérie) vers une plate-forme carbonatée (Miocène supérieur). Approche sédimentologique et stratigraphie séquentielle. *Géologie Méditerranéenne*, 21(3-4) : 131-132.

Münch P., Roger S., Cornée J. J., Saint Martin J. P., Feraud G. & Benmoussa A. 2001. Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien : apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif nord-oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 332 : 569-576.

Münch P., Cornée J. J., Feraud G., Saint Martin J. P., Ferrandini M., Garcia F., Conesa G., Roger S. & Moullade M. 2005. Precise $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of volcanic tuffs within the upper Messinian sequences in the Melilla carbonate complex (NE Morocco) : implications for the Messinian Salinity Crisis. *International Journal of Earth Sciences*, 95(3) : 491-503.

Nemra A., Ouali Mehadji A., Munnecke A., Belkhedim S. & Belkebir L. 2019. Carbonate concretions in Miocene mudrocks in NW Algeria : types, geochemistry, and origins. *Facies*, 65 : 17.

Neurdin-Trescartes J. 1992. *Le remplissage du bassin néogène du Chélif (Algérie) au Miocène. Causes et conséquences.* Thèse de Doctorat, Université de Pau et Pays de l'Adour, France, 605 pp.

d'Orbigny A. 1826. Tableau méthodique de la classe de Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles*, Paris, 7 : 245-314.

d'Orbigny A. 1839. Foraminifères. *In :* de la Sagra R. (Eds), *Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba*. 1-224.

Perrodon A. 1957. Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 12, 328 pp.

Perrodon A. 1955. Contribution à l'étude stratigraphique de la région de Saint Denis du Sig. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 5 : 107-126.

Pestrea S. & Saint Martin J. P. 2002. La microflore de diatomées du Messinien de Gibellina (Sicile occidentale, Italie). *Geodiversitas*, 24(3) : 585-610.

Pestrea S., Mansour B. & Saint Martin J. P. 1999. Diatomites du Messinien d'Afrique du Nord (Algérie, Maroc) : principaux enseignements. *Cryptogamie, Algologie*, 20(2) : 109-110.

Poignant A. & Moissette P. 1992. Foraminifères benthiques des intercalations marneuses d'une série diatomitique du Messinien d'Algérie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 11 : 657-674.

Pomar L. & Hallock P. 2007. Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province : Adaptive versus environmental influence. *Geology*, 35(10) : 899-902.

Roger S., Münch Ph., Cornée J. J., Saint Martin J. P., Feraud G., Conesa G., Pestrea S. & Benmoussa A. 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco) : a proposal for some bio-sedimentary events as isochrones around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179 : 101-113.

Rieth A. 1932. Neue Funde Spongeliomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. *Geologische und Paläontologische Abhanlungen,* 19 : 257-294.

Roveri M., Lugli S., Manzi V., Reghizzi M & Rossi F.P. 2020. Stratigraphic relationships between shallow-water carbonates and primary gypsum : insights from the Messinian succession of the Sorbas Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 404 : 1-16.

Rouchy J. M. 1982. La genèse des évaporites messiniennes de la Méditerranée. *Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle*, série C, 50, 267 pp.

Rouchy J. M. & Saint Martin J. P. 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, 20 : 629-632.

Saint Martin J. P. 1990. Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle*, série C, 56, 366 pp.

Saint Martin J. P. 2008. Biodiversité dans les calcaires micritiques blancs des plates-formes messiniennes d'Algérie. *Geodiversitas*, 30(1) : 165-179.

Saint Martin J. P. & Rouchy J. M. 1990. Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale : leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, 6(1) : 83-94.

Saint Martin J. P., Cornée J. J., Conesa G., Bessedik M., Belkebir L., Mansour B., Moissette P. & Anglada R. 1992. Un dispositif particulier de la plate-forme carbonatée messinienne : la bordure méridionale du bassin du Bas-Chelif Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 315, 2 : 1365-1372.

Saint Martin J.P., Cornée J.J. & Muller J. 1995a. Nouvelles

données sur le système de plate-forme carbonatée du Messinien des environs d'Oran (Algérie). Conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 320 : 837-843.

Saint Martin J. P., Cornée J.J. & Muller J. 1995b. La disparition des récifs coralliens en Méditerranée au Miocène supérieur : un événement écologique majeur. *Actes du Colloque Okeanos* 1995: 70-74.

Saint Martin J. P. Néraudeau D., Belhadji A., Belkebir L., Benmoussa A., Chaix C., Conesa G., Cornée J.J., Djebeli C., Hlel S., Mannai-Tayech B., Mansour B., Merle D., Moissette P., Ribaud-Laurenti A., Saint Martin S. & Videt B. 2010. Vers une écostratigraphie du Messinien ? *Strati 2010*, Paris, résumés, 227-228.

Saint Martin S., Conesa G. & Saint Martin J. P. 2003. Signification paléoécologique des assemblages de diatomées du Messinien dans le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-Oriental, Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, 46 : 161-190.

Satour L. 2012. *Les bivalves du Néogène de l'Algérie nord-occidentale : systématique et paléoécologie.* Thèse de Doctorat, Université d'Oran, Algérie, 312 pp.

Satour L., Saint Martin J. P., Belkebir L. & Bessedik M. 2020. Evolution de la diversité des bivalves messiniens de la bordure méridionale du bassin du Bas Chélif (Algérie nord occidentale). *Revue de Paléobiologie*, 39(1) : 249-263.

Schölle P. A. & Ulmer-Schölle D. A. 2003. *Color Guide to Petrography of Carbonate Rocks : Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. AAPG Memoir 77, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK. 459 pp.

S. N. REPAL 1952. Le Bassin néogène du Chélif. *Publ. XIXe Congrès International de Géologie ; Alger*, *Monographies régionales* sér. 1, n°16, 56 pp.

Soria J. M., Caracuel J. E., Yébenes A., Fernández J. & Viseras C. 2005. The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 179 : 225-247.

Thomas G. 1974. La phase compressive pléistocène en Algérie nord-occidentale : âge, premiers éléments cinématiques, relation avec les mouvements en distension. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 279, D : 311-314.

Thomas G. 1985. *Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire*. Thèse de Doctorat, Université de Pau et Pays de l'Adour, France, 594 pp.

Tsien H. H. 1981. Ancient Reefs and Reef Carbonates. *In :* Gomez E. D., Birkeland C. E., Buddemeier R. W., Johannes R. E., Marsh J. A. & Tsuda R. T. (Eds), *Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium,* Vol. 1, Marines Sciences Center, Manila, Philippines, 601-609.

van Assen E., Kuiper K. F., Barhoun N., Krijgsman W. & Sierro F. J. 2006. Messinian astrochronology of the Melilla Basin : Stepwise restriction of the Mediterranean-Atlantic connection through Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238 : 15-31.