

Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie)

Ahmed BELHADJI
Lahcene BELKEBIR

Université d'Oran Es-Sénia, Département des Sciences de la Terre,
Laboratoire de Paléontologie, Stratigraphie et Paléoenvironnement,
BP 1524, 31000 Oran (Algérie)
a_belhadji04@yahoo.fr

Jean-Paul SAINT MARTIN

Muséum national d'Histoire naturelle,
Département Histoire de la Terre, UMR 5143,
Case postale 38, 57 rue Cuvier, F-75231 Paris cedex 05 (France)
jpsmart@mnhn.fr

Bouhameur MANSOUR
Mostefa BESSEDIK

Université d'Oran Es-Sénia, Département des Sciences de la Terre,
Laboratoire de Paléontologie, Stratigraphie et Paléoenvironnement,
BP 1524, 31000 Oran (Algérie)

Gilles CONESA

Université de Provence,
Laboratoire de Sédimentologie-Paléontologie,
Case postale 67, F-13331 Marseille cedex 03 (France)

Belhadji A., Belkebir L., Saint Martin J.-P., Mansour B., Bessedik M. & Conesa G. 2008. — Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). *Geodiversitas* 30 (1): 79-96.

RÉSUMÉ

La série géologique mio-pliocène de Djebel Diss (Mostaganem, Algérie nord-occidentale) est essentiellement marneuse, comportant un ensemble gypso-calcaire dans lequel apparaissent des faciès de calcaires blanchâtres et de calcaires stromatolithiques, très comparables à ceux de la plate-forme carbonatée du Murdjadjo. L'analyse de coupes levées dans cette série a révélé plusieurs bioévénements

MOTS CLÉS

Biostratigraphie,
foraminifères
planctoniques,
Tortonien inférieur,
Messinien supérieur,
Zancléen,
Piacenzien,
Djebel Diss,
bassin du Chélif.

de foraminifères planctoniques permettant d'identifier six biozones (*Neogloboquadrina acostaensis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata-G. margaritae*, *G. puncticulata* et *G. aemiliana* p.p.) correspondant à un âge compris entre le Tortonien inférieur et le Piacenzien. Ainsi, les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues sont attribuées au Tortonien inférieur (*N. acostaensis* p.p.), les marnes *Trubi* au Zancléen (*Sphaeroidinellopsis seminulina*, *G. margarita*, *G. puncticulata-G. margaritae*) et au Piacenzien (*G. puncticulata* et *G. aemiliana* p.p.). Notons toutefois l'absence du Tortonien supérieur et Messinien inférieur. Par conséquent, l'ensemble gypso-calcaire, compris entre les marnes bleues du Tortonien inférieur à la base et les marnes *Trubi* du Zancléen au sommet, est rattaché au Messinien supérieur par corrélation avec les évaporites du Bassin méditerranéen qui sont placées, de manière synchrone, à 5,94 voire 5,96 Ma.

ABSTRACT

Biostratigraphy based on planktonic Foraminifera from upper Miocene and Pliocene of Djebel Diss (Chelif basin, Algeria).

The Mio-Pliocene deposits of Djebel Diss (Mostaganem, Northwestern Algeria) are mainly constituted of marls including gypso-calcareous beds with whitish limestone and stromatolithic limestone, closely comparable to those of the Murdjadjo carbonate platform. The sample analysis from studied sections (Djebel Aizeub, Sidi Abd Allâh, Douar Amarna) revealed successive planktonic foraminifera bio-events allowing to identify six biozones (*Neogloboquadrina acostaensis* p.p., *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata-G. margaritae*, *G. puncticulata* and *G. aemiliana* p.p.), ranging from the Lower Tortonian to the Piacenzian stages. Thus, yellowish sandy marls and blue marls are attributed to the lower Tortonian (*N. acostaensis* p.p.), the *Trubi* marls to the Zanclean (*S. seminulina*, *G. margaritae*, *G. puncticulata-G. margaritae*) and to the Piacenzian stages (*G. puncticulata* and *G. aemiliana* p.p.). An important stratigraphic gap, corresponding to the upper Tortonian and the late Messinian, is observed. Therefore, the gypso-calcareous beds, comprised between the lower Tortonian blue marls at the base and the Zanclean *Trubi* marls at the top, is considered as upper Messinian in age by correlation with the Mediterranean Basin evaporites which are positioned, in a synchronous way, at 5,94 or even 5,96 Ma.

KEY WORDS

Biostratigraphy,
planktonic Foraminifera,
later Tortonian,
upper Messinian,
Zanclean,
Piacenzian,
Djebel Diss,
Chelif basin.

INTRODUCTION

La région d'étude s'insère dans la marge septentrionale du bassin du Chélif (Fig. 1). Ce dernier a suscité, depuis la fin du XIX^e siècle, de nombreuses monographies régionales (Pomel 1892; Anderson 1936; Perrodon 1957) qui ont exposé les résultats des premières reconnaissances géologiques et retracé les grands traits de sa paléogéographie.

Les recherches ultérieures ont abordé son évolution géodynamique, sédimentologique et paléogéographique (Delteil 1974; Thomas 1985; Neurdin-Trescartes 1992). D'autres travaux, plus spécialisés, ont développé les différents aspects miocènes de la sédimentation tels que les évaporites (Rouchy 1982), les plates-formes carbonatées (Moissette 1988; Saint Martin 1990) et les diatomites (Mansour 1991, 2004). Toutefois les études stratigraphiques récentes

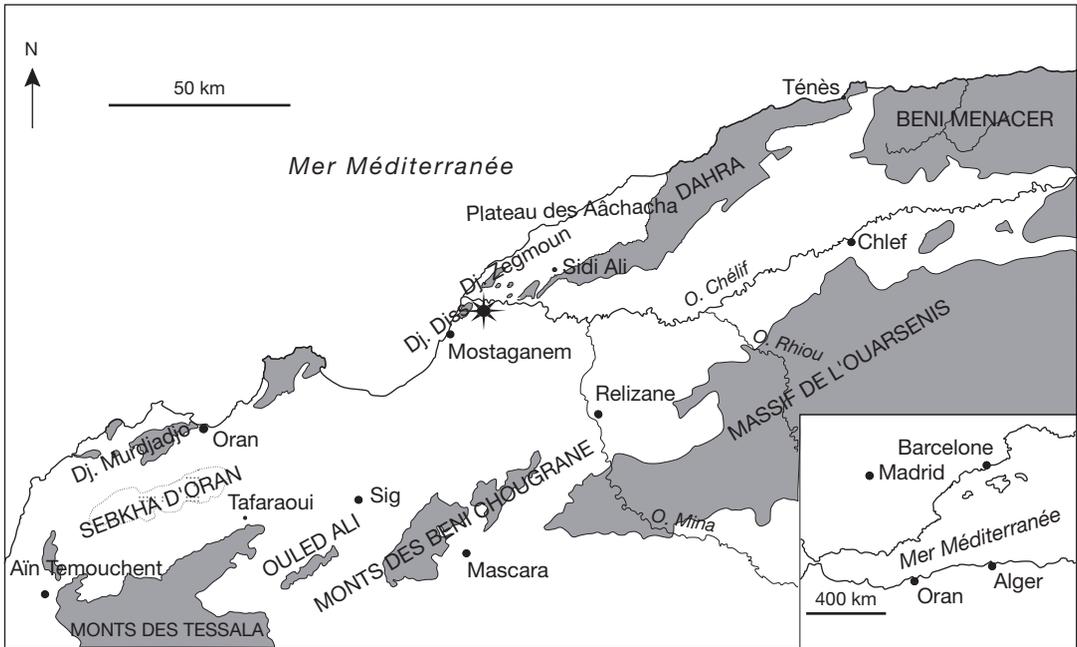


Fig. 1. — Localisation géographique du bassin du Bas Chélif (Algérie). Abréviations : **Dj.**, djebel ; **O.**, oued.

(Belkebir *et al.* 2002 ; Aifa *et al.* 2003) restent rares et très fragmentaires.

Malheureusement, le bassin du Chélif n'a pas bénéficié, pour diverses raisons, de l'essor très important qu'a connu la stratigraphie en général et celle du Néogène méditerranéen en particulier, à travers l'évolution des concepts biostratigraphiques et l'aval de nouvelles méthodes plus performantes notamment la cyclostratigraphie, la magnétostratigraphie, la radiochronologie isotopique et astronomique.

Le problème des terrains situés sur la bordure sud du massif du Dahra (marge nord du bassin du Chélif) réside dans la récurrence d'un certain nombre d'unités géologiques, qui présentent de grandes similitudes faciologiques et d'importantes variations latérales et verticales.

L'objectif principal du présent travail est d'essayer d'actualiser les anciennes attributions stratigraphiques (Perrodon 1957 ; Neurdin-Trescartes 1992). Pour cela, une étude lithologique et micropaléontologique détaillée a été entreprise. L'étude micropaléontologique comporte une analyse des associations de foraminifères

planctoniques et leur extension verticale dans les trois coupes levées. Les résultats ainsi obtenus sont corrélés aux travaux réalisés sur le Néogène d'Algérie et des régions méditerranéennes avoisinantes (Cita *et al.* 1968 ; Mazzola 1971 ; Cita 1975 ; Iaccarino 1985 ; Hilgen *et al.* 2000b, 2003).

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le Djebel Diss (Fig. 2) est situé à l'extrémité sud-occidentale des monts du Dahra, sur la marge septentrionale du bassin du Chélif. La présente étude concerne sa partie orientale (Fig. 3) localisée légèrement au nord du village d'Aïn Boudinar (ex Belle côte), à 10 km à l'est de la ville de Mostaganem.

Le bassin du Chélif est un bassin en compression issu des dernières étapes de l'orogène alpine (Perrodon 1957). Son histoire néotectonique est marquée par plusieurs étapes (Meghraoui 1982). Au Serravallien supérieur et au Tortonien inférieur, une phase distensive est à l'origine de l'ouverture

du bassin et de la mise en place de structures en horst et graben. Ces structures sont par la suite comblées au Tortonien supérieur et au Messinien par une épaisse série de marnes ou de marnes à diatomites issue de la transgression du Tortonien supérieur.

Au Pliocène inférieur, une phase compressive importante provoque la formation de plis de direction 110°N . Elle devient paroxysmale après les dépôts du Pliocène inférieur ce qui a pour effet d'accroître les structures plissées du Tortonien supérieur et du Messinien. L'épisode compressif devient N-S au Pliocène supérieur déformant ainsi les niveaux continentaux contemporains suivant des plis de direction E-W.

Au Quaternaire, une deuxième phase compressive importante associée à une direction de raccourcissement orientée NNW-SSE à NW-SE plisse et déforme les niveaux du Quaternaire. Les effets de cette compression quaternaire entraînent la création de petits bassins allongés de direction E-W et le rétrécissement N-S du bassin du Chélif.

Les terrains néogènes du bassin du Chélif reposent en discordance diastrophique (Perrodon 1957) sur un substratum allochtone d'âge crétacé à oligocène (Delteil 1974). Ils sont très bien développés dans les aires centrales du bassin du Chélif avec des séries très épaisses et continues. Ces dernières diminuent considérablement vers les marges où de nombreuses discontinuités et d'importantes variations de faciès sont enregistrées.

Le Miocène supérieur est caractérisé par des marnes bleues tortoniennes débutant généralement par des assises gréseuses très développées sur les marges qui passent à des diatomites ou marnes à intercalations diatomitiques d'âge messinien. Les dépôts messiniens évoluent par la suite vers une sédimentation évaporitique essentiellement gypseuse. Parallèlement, sur les marges et les hauts fonds du bassin, on enregistre l'édification de plates-formes carbonatées à coraux et algues. Assez mal connue jusqu'à présent, la sédimentation postgypseuse est représentée dans la partie orientale du bassin par une épaisse formation marneuse (Rouchy 1982), correspondant à l'épisode du Lago-Mare selon Rouchy *et al.* (2007).

Discordant sur les terrains précédents, le Pliocène est généralement représenté par des marnes

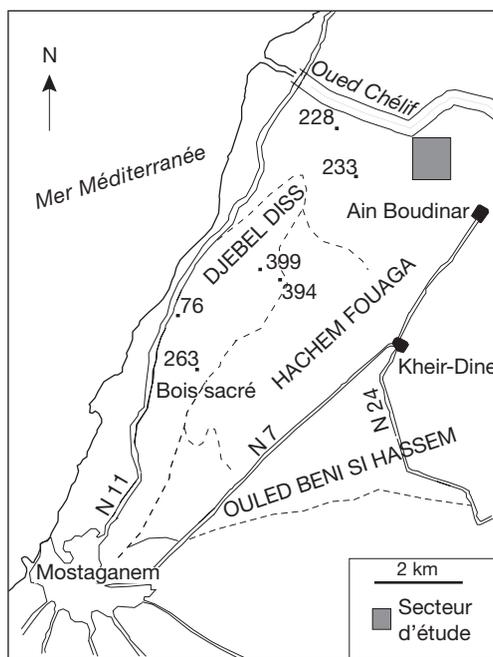


FIG. 2. — Position du secteur d'étude par rapport au Djebel Diss, bassin du Bas Chélif (Algérie).

blanches (faciès *Trubi* des auteurs italiens) évoluant localement vers des marnes à passées gréseuses. Les terrains pliocènes sont très bien représentés dans les régions nord-orientales et sporadiques dans les régions occidentales (S.N. Repal 1952).

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Le versant oriental de Djebel Diss, encore mal connu sur les plans lithologique et biostratigraphique, montre une importante série néogène. Dans ce contexte, trois coupes géologiques ont été effectuées: Djebel Aizeub, Sidi Abd Allâh, Douar Amarna (Fig. 3).

En plus d'une description lithologique, ces leviers ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique. Les résultats présentés dans cette étude reposent sur le traitement et l'analyse de 90 échantillons de sédiments meubles prélevés à 5 ou 10 m d'intervalle. Ces échantillons (250 g) ont été soumis à des opérations de défloculation puis de tamisage à travers un tamis de maille $100\ \mu\text{m}$.

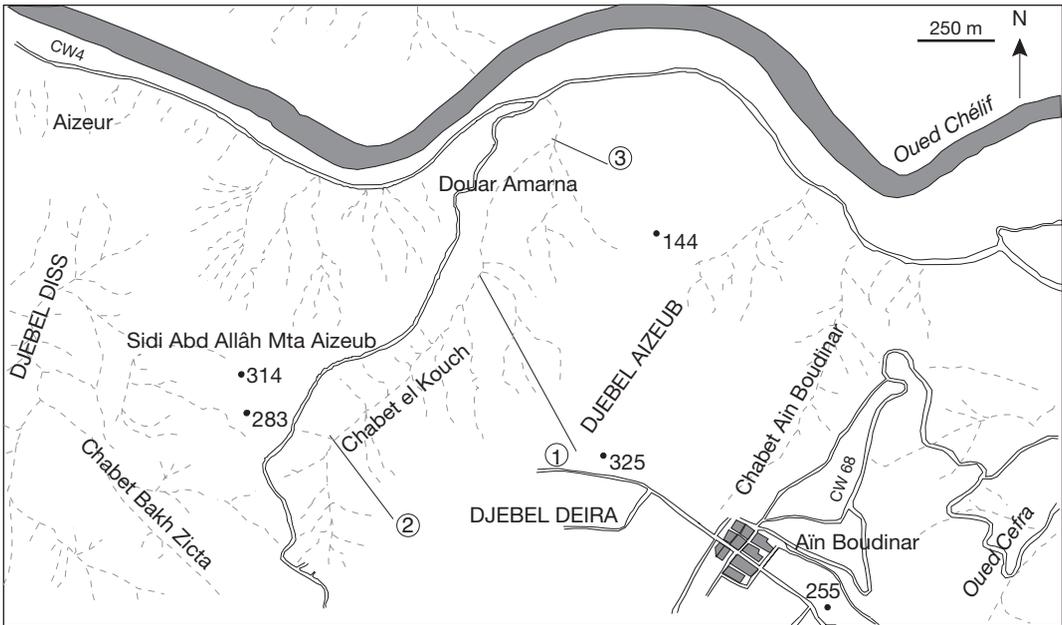


FIG. 3. — Carte de la région d'étude et situation des coupes étudiées, bassin du Bas Chélif (Algérie): 1, Djebel Aizeub; 2, Sidi Abd Allâh; 3, Douar Amarna.

L'analyse taxinomique et l'identification des espèces sont basées principalement sur les documents et les illustrations figurées dans les travaux de Mazzola (1971); Kennett & Srinivasan (1983); Bolli & Saunders (1985); Belkebir (1986) et Wernli (1988). Les illustrations, au microscope électronique à balayage (MEB), de foraminifères planctoniques d'intérêt biostratigraphique ont été réalisées au service de Microscopie électronique de l'université de Provence (Marseille, France). Les foraminifères planctoniques dégagés ont été préservés dans des cellules micro-paléontologiques numérotées pour l'identification. Ces cellules sont déposées au niveau du laboratoire de Paléontologie stratigraphique et Paléoenvironnements de l'université d'Oran, Algérie.

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DE LA SÉRIE DE DJEBEL DISS

Les trois coupes levées ont permis de reconnaître quatre unités lithologiques: marnes sableuses jaunâtres, marnes bleues, ensemble gypso-calcaire, marnes *Trubi*.

Les deux premières correspondent à la formation des marnes bleues, l'ensemble gypso-calcaire s'agence en lambeaux d'extension latérale réduite et enfin les marnes *Trubi* sont désignées localement sous le nom de marnes blanches. Ces unités sont décrites dans les coupes où elles sont le mieux représentées.

MARNES SABLEUSES JAUNÂTRES

Les marnes sableuses jaunâtres (Fig. 4) occupent la partie inférieure de la série, elles affleurent partiellement (90 m) au niveau de la coupe de Sidi Abd Allâh. Plus au nord et à l'ouest, ces marnes reposent en discordance angulaire sur des argiles rouge conglomératiques. Deux barres gréseuses, très fracturées, s'intercalent dans ces marnes: une première, basale (20 m), à nombreux horizons marneux ou conglomératiques et à stratifications entrecroisées; une deuxième, sommitale (8 m), semblable à la première mais se terminant par une surface durcie à placage de galets de nature pétrographique variable. Plus à l'est, au niveau du Djebel Meni, cette surface durcie correspond à une surface de condensation à valves d'huîtres.

Des observations complémentaires, généralisées dans les Dahra, seraient nécessaires pour déterminer la continuité dans l'espace de la deuxième barre et sa signification en terme séquentiel.

Au niveau de la coupe de Sidi Abd Allâh, le contenu micro-faunistique de cette unité montre une augmentation progressive tout en restant très faible. Le plus souvent très mal conservés, les foraminifères planctoniques ne sont représentés que par un nombre très réduit d'individus.

Contrairement à l'échantillon Sa1 qui n'a livré aucune microfaune, l'échantillon Sa2 montre une association planctonique pauvre composée de: *Globigerina praebulloides* Blow, 1959; *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959); *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839); *Globoquadrina baroemoenensis* (Le Roy, 1939).

Dans les échantillons Sa3, Sa4 et Sa5, l'association planctonique montre, outre les taxons déjà cités dans l'échantillon précédent, les formes suivantes: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826; *Globigerinoides Obliquus* Bolli, 1957; *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850); *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny, 1846); *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934); *Globigerinoides trilobus immaturus* Le Roy, 1939; *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839.

Dans les échantillons Sa6-Sa10, les foraminifères planctoniques deviennent sporadiques, avec des tests très mal conservés.

Dans les échantillons Sa11-Sa26, on note une légère hausse dans la fréquence des foraminifères planctoniques associée à l'apparition de *Globigerina apertura* Cushman, 1918; *Orbulina bilobata* (d'Orbigny, 1846); *Globorotalia scitula* (Brady, 1882).

MARNES BLEUES

Sans stratification apparente, les marnes bleues reposent en concordance sur les marnes sableuses jaunâtres. Ces marnes affleurent sur plus de 50 m d'épaisseur au niveau de la coupe de Djebel Aizeub (Fig. 5). De part et d'autre, elles se réduisent considérablement (Fig. 6) puis se biseautent sous les faciès sus-jacents. Ces marnes s'enrichissent progressivement en grains de sables et de gypses et renferment, dans leur partie médiane, un niveau riche en nodules de soufre et des grains de glauconie.

Le contenu organogène, dans la coupe de Djebel Aizeub, est généralement très pauvre, voire absent dans

certain échantillons, à l'exception des échantillons Az1 et Az10 qui sont relativement plus riches.

L'échantillon Az1 montre une population planctonique faible, semblable à celle de l'unité précédente, avec des formes le plus souvent de petite taille. Elle est caractérisée par: *Globigerina apertura*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides obliquus*, *Neogloboquadrina incompta* (Cefilli, 1971); *N. acostaensis* (Blow, 1959).

En plus des taxons sus-cités, l'échantillon Az10 renferme plusieurs spécimens de *Globorotalia menardii* (d'Orbigny, 1826) de grande taille (probablement du groupe I de Sierro *et al.* 1993).

ENSEMBLE GYPSO-CALCAIRE

Dans le paysage, l'ensemble gypso-calcaire apparaît sous forme de nombreux « lambeaux » très bien observables le long de Djebel Aizeub (Fig. 5). Reposant sur les terrains sous-jacents par une surface irrégulière, il est représenté par deux faciès: les gypses et les calcaires blanchâtres.

Les gypses se présentent le plus souvent en blocs isolés ou en dômes plissés s'étalant sur quelques centaines de mètres et avec une épaisseur maximale de 30 m. Ils sont caractérisés dans leur partie basale par deux barres gypseuses massives (7 à 8 m chacune), sub-tabulaires et très altérées. Ces barres gypseuses passent, verticalement, à des marnes gypseuses ou à des laminations gypso-calcaires à intercalations calcaires (10 à 20 cm). Ce faciès gypseux se termine par 5 m de marnes grises à boules de gypses métriques.

Au faciès gypseux succèdent des calcaires blanchâtres (15 m) affleurant principalement, à l'extrémité nord de Djebel Aizeub. Localement, ces calcaires reposent directement sur les marnes bleues ou les marnes sableuses jaunâtres. Ils sont disposés en bancs, parfois lenticulaires, d'aspect massif ou bréchique et d'épaisseur décimétrique à métrique. Ils renferment, essentiellement dans leur partie basale, des boules de gypses d'ordre métrique. La partie sommitale de ces calcaires est constituée par quelques bancs décimétriques à structures stromatolitiques en petits dômes.

L'échantillon Az 17, prélevé dans marnes grises, a montré une association de foraminifères benthique très pauvre (essentiellement des *Ammonia*) associées à quelques formes planctoniques de petite taille:

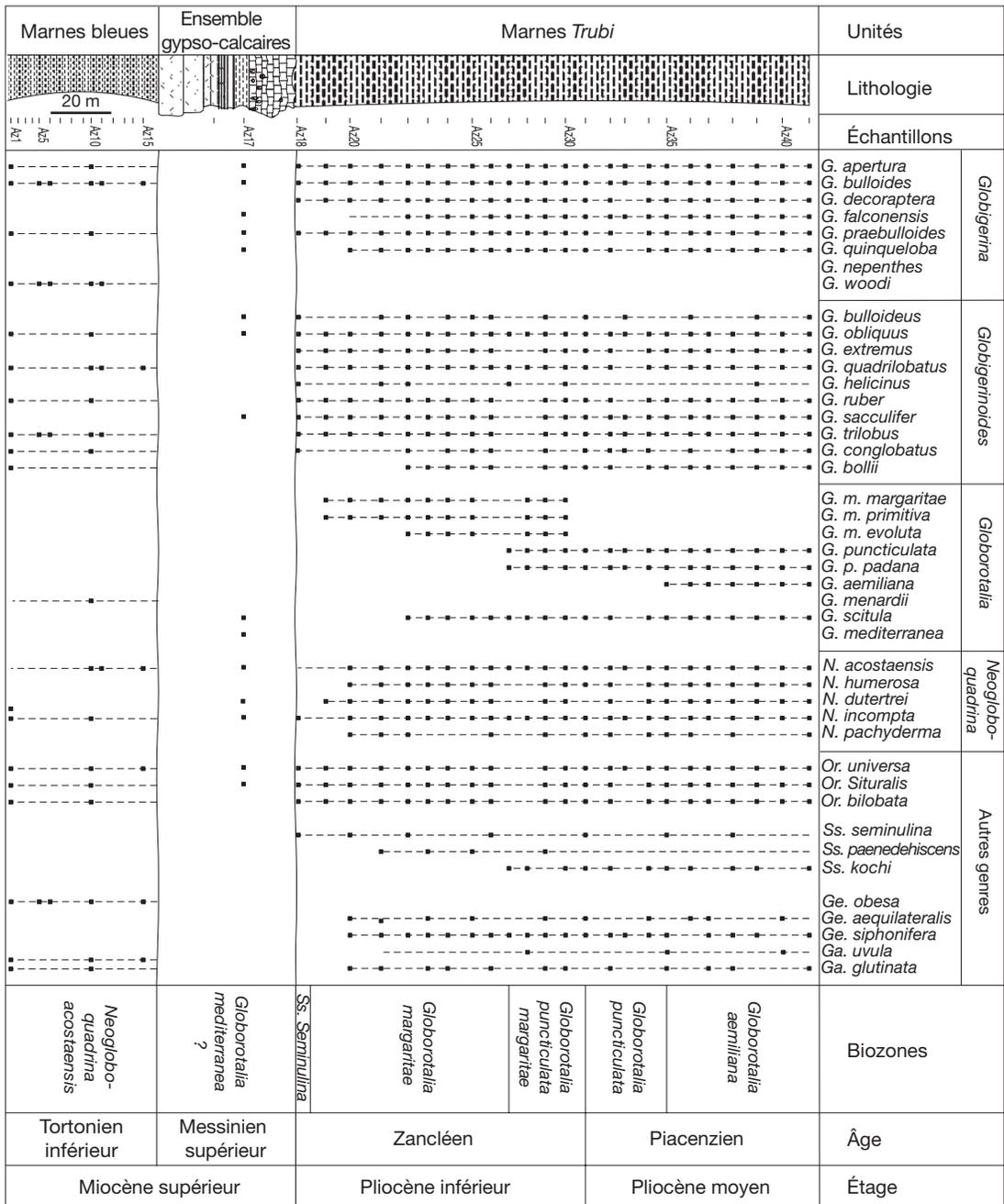


Fig. 5. — Répartition verticale des foraminifères planctoniques de la coupe de Djebel Aizeub, bassin du Bas Chélif (Algérie). Abréviations : **Ga.**, *Globigerita*; **Ge.**, *Globigerinella*; **Gq.**, *Globoquadrina*; **m.**, *margaritae*; **Or.**, *Orbulina*; **p.**, *puncticulata*; **Ss.**, *Sphaerodinellosis*.

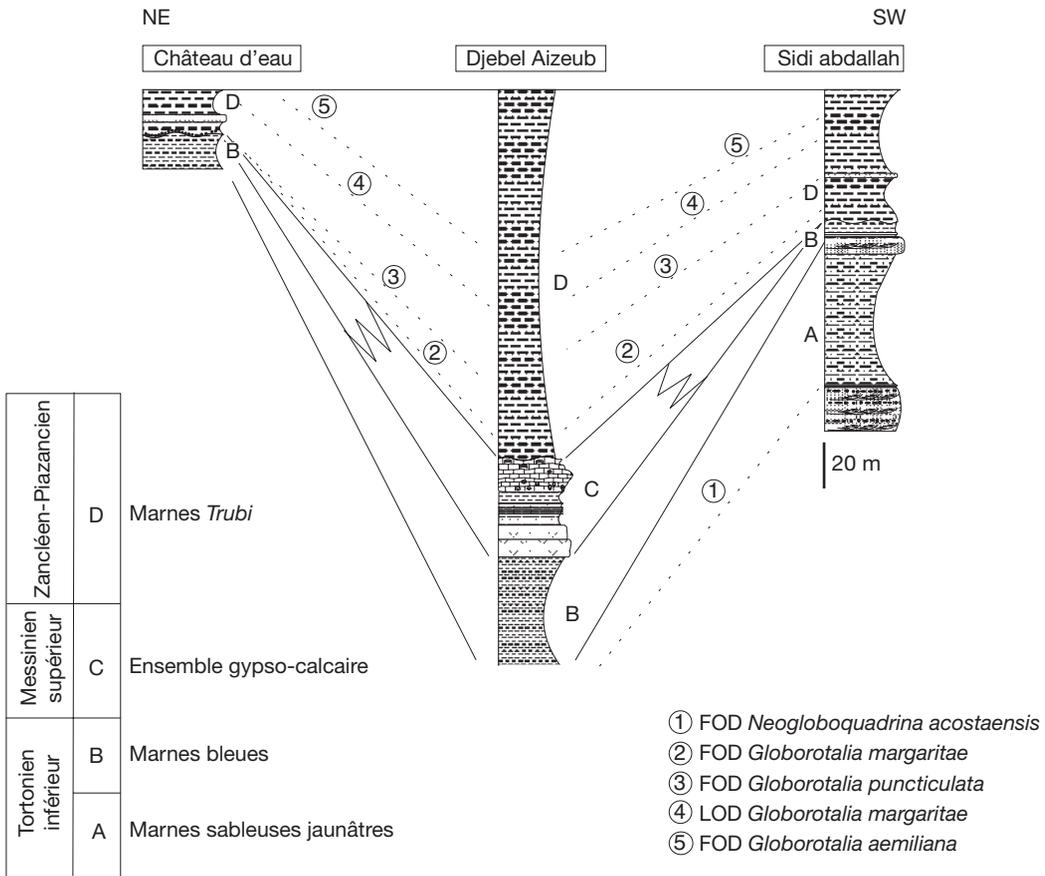


Fig. 6. — Corrélation lithologique et biostratigraphique des différentes unités du Djebel Diss, bassin du Bas Chélib (Algérie). Abréviations : FOD, first occurrence datum ; LOD, last occurrence datum.

Globigerina bulloides, *Globigerina praebulloides* Blow, 1959 ; *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877) ; *Globorotalia scitula*, *Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri, 1969 ; *Neogloboquadrina acostaensis*, *N. incompta*, *N. dutertrei* (d'Orbigny, 1979) ; *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839 ; *O. suturalis* (Bronniman, 1934).

MARNES *TRUBI*

Aux faciès précédents, succède par ravinement une importante unité marneuse (Figs 4 ; 5 ; 7) monotone (180 m), blanchâtre en surface et grisâtre en profondeur. Sa partie basale est marquée par de fines récurrences sableuses ou microconglomératiques et son épaisseur diminue considérablement (Fig. 6)

depuis la coupe de Djebel Aizeub vers les coupes de Sidi Abd Allâh et Douar Amarna.

Au niveau de la coupe de douar Amarna (Fig. 7), ces marnes débutent par un niveau micro-conglomératique (0,30 m) qui passe latéralement à un conglomérat sensiblement de même épaisseur, assez bien classé, formé par des galets de petite taille (centimétrique) et de nature polygénique (calcaire, grès ou diatomite). Localement, des olistolithes de nature calcaire ou gréseuse sont emballés dans ces marnes.

Les échantillons prélevés dans les marnes *Trubi* de la coupe de Djebel Aizeub (Fig. 5) ont livré une importante fraction organogène formée essentiellement par des foraminifères.

L'échantillon Az18, pris à la base de cette unité, a livré une association planctonique assez diversifiée comportant en outre des formes citées dans les unités précédentes: *Globigerina decoraperta* Takayanagi & Saito, 1962; *Globigerinoides bulloideus* Cresenti, 1966; *G. helacinus* (d'Orbigny, 1826); *G. conglobatus* (Brady, 1879); *G. ruber*; *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager, 1866); *S. paenedebiscens* Blow, 1969.

En plus des espèces déjà citées, l'échantillon Az19 est marqué par l'apparition de *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, 1965.

Les échantillons Az20 et Az21 sont caractérisés, essentiellement, par les taxons suivants: *Globigerina quinqueloba* Natland, 1938; *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861); *Globigerinella aequilateralis* (Brady, 1879); *Globigerinita uvula* (Ehrenberg, 1861).

Les prélèvements Az22-26 montrent une association, relativement similaire, marquée par: *Globigerina falconensis* Blow, 1959; *Globigerinoides bollii* Blow, 1959; *Globorotalia margaritae evoluta* Cita, 1973.

L'échantillon Az27 se distingue par l'apparition de *Globorotalia puncticulata* (Deshayes, 1832); *Globorotalia puncticulata padana* Dondi & Papetti, 1968; *Sphaeroidinellopsis kochi* (Caudri, 1965).

Les derniers échantillons (Az29 à Az41) révèlent sensiblement la même association de foraminifères planctoniques. Seul les échantillons Az31 et Az35 se distinguent respectivement par:

- l'extinction du groupe *Globorotalia margaritae* (*G. margaritae margaritae* Bolli & Bermudez, 1965; *G. m. primitiva* Cita, 1963; *G. m. evoluta* Cita, 1973);

- l'apparition de *Globorotalia aemiliana* Colanongo & Sartoni, 1967.

ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Hormis les marnes *Trubi*, les autres unités lithologiques (marnes sableuses jaunâtres, marnes bleues, ensemble gypso-calcaires) de Djebel Diss ne peuvent pas faire l'objet d'une analyse biostratigraphique affinée. Ces unités sont formés par des dépôts à cachet littoral ce qui constitue un facteur limitant et réduit considérablement les critères biostratigraphiques disponibles.

Dans ce type de sédimentation, il est difficile de reconnaître les bioévénements déjà mis en évidence dans le Miocène supérieur par de nombreux auteurs (Sierro *et al.* 1993; Hilgner *et al.* 1995; Krijgsman *et al.* 1995) dans les différentes régions de la Méditerranée occidentale.

Les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues sont caractérisées par des apports détritiques très importants dans lesquels les foraminifères planctoniques sont rares voire absents dans la plupart des échantillons ce qui n'a pas permis d'effectuer une étude quantitative. L'association de foraminifères benthique de ces dépôts témoigne d'une sédimentation littorale très proximale associée à un confinement bien avéré dans certains niveaux. La présence de certains niveaux (Az1 et Az10) relativement plus diversifiés pourraient s'expliquer par de brèves ouvertures du milieu vers le large.

Dans l'ensemble gypso-calcaire caractérisé par une sédimentation essentiellement évaporitique aucune association planctonique n'a été récoltée à l'exception de celle de l'échantillon Az17. Une telle association planctonique est en contradiction avec ce type de sédimentation et avec une population benthique aussi pauvre. Il s'agirait probablement d'un phénomène de remaniement signalé par Rouchy (1982), Iaccarino & Bossio (1999), Rouchy *et al.* (2007) dans des dépôts similaires.

La biozonation adoptée pour les dépôts du Pliocène est celle de Iaccarino (1985). Cette dernière a été établie à partir de coupes effectuées dans le domaine méditerranéen (Italie, Espagne, Grèce et zones profondes de la Méditerranée) où la sédimentation est largement comparable à celle du bassin du Chélib et les bioévénements utilisés sont facilement identifiables.

BIOZONES IDENTIFIÉES

Biozone à *Neogloboquadrina acostaensis*

Cette biozone a été définie par Bizon & Bizon (1972); elle est caractérisée par la première présence (FOD) de *Neogloboquadrina acostaensis* (Figs 1-3; 8) à la base et la première présence (FOD) de *Neogloboquadrina humerosa* et *N. dutertrei* au sommet. Elle a été identifiée dans les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues. Les limites de cette biozone n'ont pas été repérées dans les coupes étudiées. En conséquence, il s'agit plutôt d'une biozone à

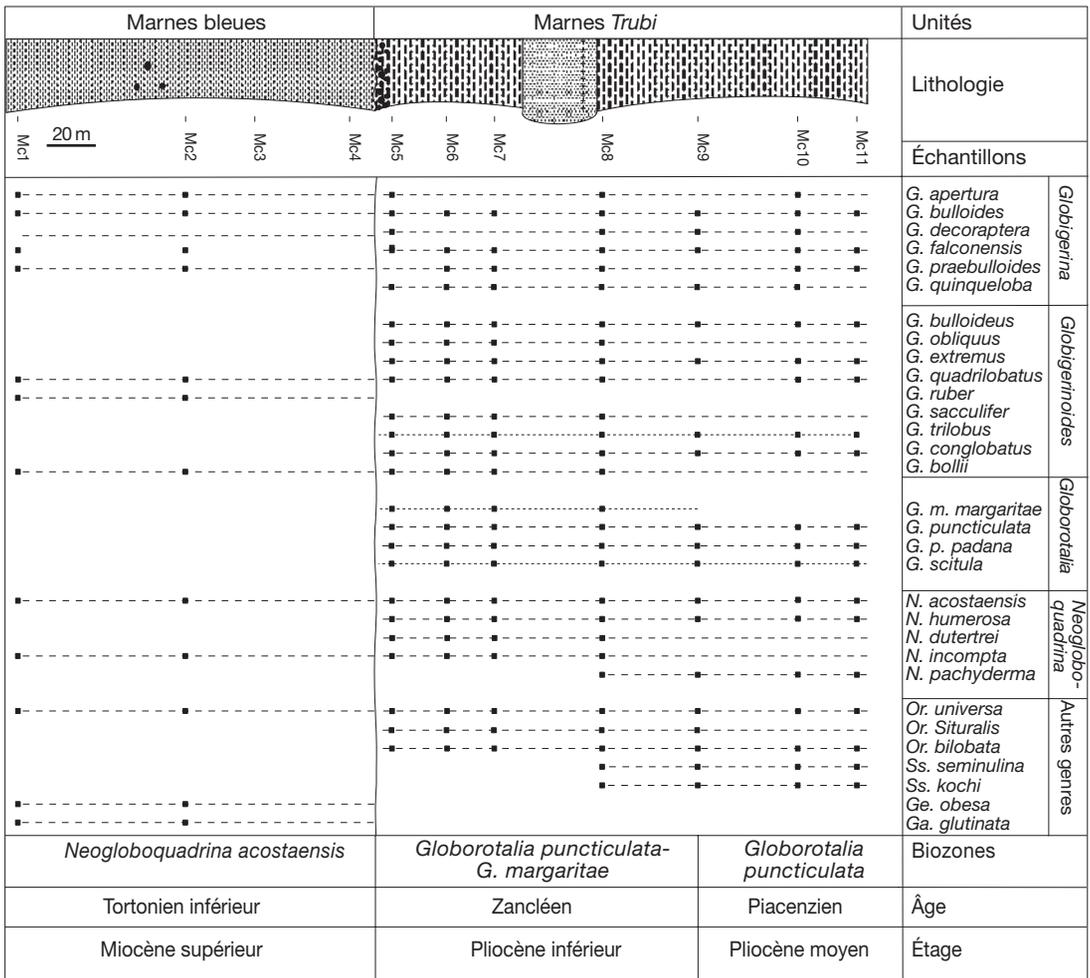


FIG. 7. — Répartition verticale des foraminifères planctoniques de la coupe de Douar Amarna, bassin du Bas chélif (Algérie). Abréviations: **Ga.**, *Globigerita*; **Ge.**, *Globigerinella*; **m.**, *margaritae*; **Or.**, *Orbulina*; **p.**, *puncticulata*; **Ss.**, *Sphaeroidinellopsis*.

Neogloboquadrina acostaensis partielle (Figs 4; 5; 7). Dans la partie occidentale du Dahra, les limites sont par contre bien définies.

Cette biozone est partiellement équivalente au bio-intervalle regroupant respectivement les parties supérieure et inférieure des biozones à *Globorotalia menardii* et *G. acostaensis* de Mazzola (1971).

Biozone à *Sphaeroidinellopsis seminulina*

Définie par Iaccarino (1985), cette biozone est comprise entre la première « apparition » (le rétablissement) des conditions marines dans la

Méditerranée à la base, après la crise de salinité messinienne et la première présence (FOD) de *Globorotalia margaritae* au sommet.

Elle correspond aux 10 premiers mètres des marnes *Trubi* des coupes de Sidi Abd Allâh et de Djebel Aizeub (Figs 4; 5). Sa limite inférieure, placée à la base de ces marnes, coïncide avec le rétablissement des conditions marines alors que sa limite supérieure correspond à la première apparition de *Globorotalia margaritae* respectivement dans les échantillons Az19 (coupe de Djebel Aizeub) et Sa32 (coupe de Sidi Abd Allâh) des mêmes marnes.

Cette biozone, établie pour la première fois dans le bassin du Chéelif, est probablement équivalente, au moins en partie, à la MP1 (zone d'acmé à *Sphaeroidinellopsis*) de Cita 1975 et à la N18 supérieure de Blow (1969).

Biozone à *Globorotalia margaritae*

Elle a été définie par Iaccarino (1985); sa limite inférieure correspond à la première apparition (FAD) de *Globorotalia margaritae* (Figs 4; 8) alors que sa limite supérieure est placée à la première apparition (FAD) de *Globorotalia puncticulata*.

Cette biozone a été identifiée dans les marnes *Trubi* des coupes de Sidi Abd Allâh et de Djebel Aizeub. La première apparition de *Globorotalia margaritae* se situe respectivement dans les échantillons Sa32 et Az19, à 10 m de la base de ces marnes (Figs 4; 5). Son sommet est caractérisé par la première apparition (FAD) de *Globorotalia puncticulata* (échantillons Sa33 et Az27).

Cette biozone pourrait correspondre à la partie supérieure de la MPL1 et la MPL2 de Cita (1975) et à la base de N19 de Blow (1969).

Biozone à *Globorotalia puncticulata*-*Globorotalia margaritae*

C'est une biozone de coexistence, définie par Iaccarino (1985), qui correspond à l'intervalle contenant les deux taxons marqueurs. Elle débute avec l'apparition (FAD) de *Globorotalia puncticulata* (Figs 7; 8) et se termine avec l'extinction (LOD) du groupe *Globorotalia margaritae*.

Globorotalia puncticulata apparaît au niveau des marnes *Trubi* dans les coupes de Sidi Abd Allâh (Sa33) et Djebel Aizeub (Az27).

La disparition de *Globorotalia margaritae* est repérée, dans les marnes *Trubi* des trois coupes (Figs 4-6) respectivement, au niveau des échantillons Sa34, Az31 et Mc9. Ce bioévénement est très important car il marque la limite Zancléen-Piacenzien située vers 3,6 Ma (Vail *et al.* 1987).

Cette biozone pourrait correspondre à la MPL3 de Cita (1975) et N19 supérieure de Blow (1969).

Biozone à *Globorotalia puncticulata*

Iaccarino (1985) a défini cette biozone par la présence de *Globorotalia puncticulata*. Sa limite inférieure

correspond à la dernière présence (LOD) du groupe *Globorotalia margaritae* alors que sa limite supérieure est marquée par la première apparition (FAD) de *Globorotalia aemiliana*. Elle a été reconnue dans les marnes «*Trubi*» des coupes de Sidi Abd Allâh (Fig. 4; Sa35 à Sa36) et Djebel Aizeub (Fig. 5; Az31 à Az35). Elle est comparable à la MPL4 de Cita (1975) et à la partie inférieure de la N20 de Blow (1969).

Biozone à *Globorotalia aemiliana*

Cette biozone est caractérisée par la présence du taxon marqueur (Iaccarino 1985). Sa limite inférieure correspond à la première apparition (FAD) de *Globorotalia aemiliana* (Figs 8; 11; 12) alors que sa limite supérieure est marquée par la première apparition (FAD) de *Globorotalia inflata*.

Au niveau du secteur étudié, elle couvre les derniers affleurements des marnes *Trubi* (coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allâh) depuis les échantillons Sa36 et Az35 (Figs 4; 5). Sa limite supérieure est indéfinie.

La biozone à *Globorotalia aemiliana* est équivalente, au moins partiellement, à la sous biozone à *Globorotalia aemiliana* (biozone à *Globorotalia crassaformis*; Cita *et al.* 1968), à la partie supérieure de MPL4 et la MPL5 (Cita 1975) et la N20 supérieure de Blow (1969).

DISCUSSIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

TORTONIEN

La limite serravallo-tortonienne placée communément à la première présence (FO) de *Neogloboquadrina acostaensis* (Cita & Blow 1969; Rio *et al.* 1997) a suscité beaucoup de critiques pour diverses raisons. D'une part, des spécimens de *Neogloboquadrina acostaensis* ont été récoltés dans la partie supérieure des grès du Serravallien (Miculan 1997; Foresi *et al.* 1998). D'autre part, la base du Tortonien dans le stratotype historique correspond presque exactement à (FRO) *Neogloboquadrina acostaensis* comme défini à Monte Gibliscemi et datée astronomiquement à 10,554 Ma (Hilgen *et al.* 2000b), ce qui n'est pas conforme à l'âge des dépôts tortoniens situés juste au-dessus du stratotype du Serravallien datés à 11,8 Ma (Rio *et al.* 1997).

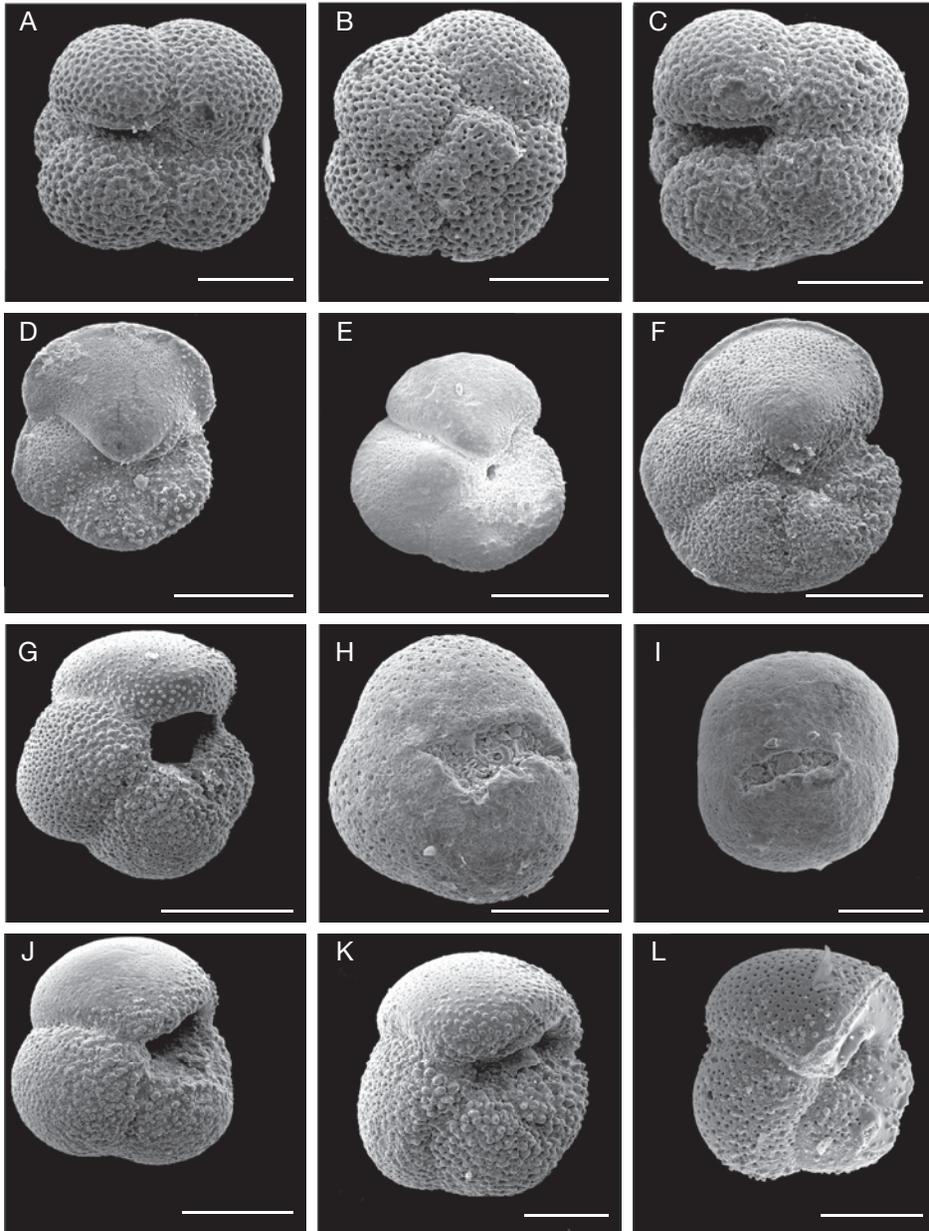


FIG. 8. — Principaux foraminifères planctoniques marqueurs de la série de Djebel Diss, bassin du Bas Chélif (Algérie): **A-C**, *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959) (éch. SA2, marnes sableuses jaunâtres, coll. DahraForam 1); **A**, **C**, face ombilicale; **B**, face spirale; **D**, *Globorotalia margaritae margaritae* Bolli & Bermudez, 1965, face ombilicale (éch. Az19, marnes *Trubi*, coll. DahraForam 5); **E**, *G. margaritae evoluta* Cita, 1973, face ombilicale (éch. Az22, marnes *Trubi*, coll. DahraForam 6); **F**, *G. menardii* (d'Orbigny, 1826), face ombilicale (éch. Az10, marnes bleues, coll. DahraForam 2); **G**, *G. puncticulata* Deshayes, 1832, face ombilicale (éch. Az27, marnes blanches, coll. DahraForam 7); **H**, *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager, 1866), face ombilicale (éch. Az18, marnes *Trubi*, coll. DahraForam 3); **I**, *Sphaeroidinellopsis kochi* (Caudri, 1965), face ombilicale (éch. Az27, marnes *Trubi*, coll. DahraForam 9); **J**, *Globorotalia puncticulata* Padana Dondi & Papetti, 1968, face ombilicale (éch. Az27, marnes *Trubi*, coll. DahraForam 8); **K**, **L**, *G. aemiliana* (Colalongo & Sartoni, 1967), faces ombilicales (éch. Az35, marnes *Trubi*, coll. DahraForam 10). Échelles: A-C, I, K, L, 100 µm; D-H, J, 200 µm.

Le nouveau stratoptype de la limite serravallo-tortonienne, établi par Hilgen *et al.* (2003) dans la coupe de Monte dei Corvi place celle-ci aux dernières présences (LCOs) de *Discoaster kugleri* et *Globigerinoides subquadratus* situés respectivement vers 11,604 et 11,539 Ma dans la coupe de Monte Gibliscemi.

Dans les trois coupes de Djebel Diss, on signale la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* et l'absence de *Globigerinoides subquadratus* dans les premiers prélèvements des marnes sableuses jaunâtres. Le caractère littoral de ces dépôts marneux ne nous permet pas de préciser si cette absence est d'ordre phylétique ou bien purement paléocéologique.

D'une manière générale la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* permet de rattacher les dépôts des marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues au Tortonien inférieur (Fig. 9).

Le Tortonien supérieur, caractérisé généralement par la biozone à *Neogloboquadrina humerosa*-*Neogloboquadrina dutertrei* dans le bassin du Chéelif, correspond, au niveau de Djebel Diss, à une lacune de sédimentation. Cette lacune est probablement due à l'érosion très importante qui a touché cette partie du bassin à cette époque. La surface de ravinement séparant les marnes bleues des faciès sus-jacents en témoigne.

MESSINIEN

Le Messinien inférieur, souvent représenté par une sédimentation diatomitique ou marno-diatomitique dans le bassin du Chéelif, est absent dans la série étudiée. Cette absence pourrait s'expliquer comme pour les sédiments du Tortonien inférieur soit par l'érosion soit par la paléogéographie irrégulière.

La similitude des faciès de l'ensemble gypso-calcaire avec ceux du « Terminal Carbonate complex » (TCC) d'Esteban (1979) du centre du bassin de Sorbas suggèrent de lui attribuer un âge messinien supérieur (Fig. 9). Dans le bassin de Sorbas, ces dépôts ont été datés astronomiquement entre 5,94-5,96 et environ 5,60-5,54 Ma (Gautier *et al.* 1994; Krijgsman *et al.* 1999) et entre 5,95 et 5,6 Ma grâce aux datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Cornée *et al.* 2004).

Les dépôts de l'ensemble gypso-calcaire à tendance régressive semblent être étroitement liés à une phase de déformation et d'érosion/dissolution caractérisée par

des phénomènes de bréchification sur les plates-formes carbonatées (Saint Martin *et al.* 1995; Saint Martin 2008, ce volume). Ils ont été suivis par leur exondation et leur érosion aérienne dans le secteur d'étude ou par le dépôt de marnes (Atif 2008, ce volume; Rouchy 2007) dans d'autres secteurs du bassin du Chéelif, avant l'arrivée de la transgression zancléenne datée vers 5,32 Ma (Hilgen & Langereis 1993).

Cette période fini-messinienne, dont la durée est estimée à 0,7 Ma correspond à l'installation d'une sédimentation continentale très épaisse dans la partie orientale du bassin (Aifa *et al.* 2003).

ZANCLÉEN

L'évolution verticale des associations de foraminifères planctoniques de la partie inférieure des marnes *Trubi*, rattachées par le passé au Pliocène (Perrodon 1957) a permis d'identifier trois biozones (Fig. 9) indiquant le Zancléen (Pliocène inférieur).

La biozone à *Sphaeroidinellopsis seminulina*, identifiée pour la première fois dans le bassin du Chéelif, pourrait correspondre au moins à la partie supérieure de la zone d'acmé à *Sphaeroidinellopsis* de Cita (1975). Cette dernière caractérise les 20 premiers mètres des marnes *Trubi* de la coupe de Capo-Rossello (Sicile, Italie).

L'absence dans nos sédiments, de la partie inférieure de cette dernière biozone dont l'horizon d'acmé (pic d'abondance du genre *Sphaeroidinellopsis*), pourrait être liée soit au caractère tardif de la transgression pliocène soit à la paléogéographie irrégulière de la région.

Les biozones *Globorotalia margaritae* et *Globorotalia puncticulata*-*Globorotalia margaritae* indiquent elles aussi le Zancléen. Les premières apparitions de *G. margaritae* et *G. puncticulata* en Méditerranée, sont datées respectivement à 5,23 Ma et 4,48 Ma (Benson & Rakic El Bied 1996).

La limite supérieure du Zancléen est placée dans la série de Djebel Diss à l'extinction du groupe *Globorotalia margaritae*. Ce bioévénement est repéré pour la première fois dans le bassin du Bas Chéelif.

PIACENZINIEN

Le Piacenzien est représenté dans la partie supérieure des marnes *Trubi* par les biozones *Globorotalia puncticulata* et *Globorotalia aemiliana* p.p. (Fig. 9). Sa limite inférieure est placée à l'extinction de *Globorotalia*

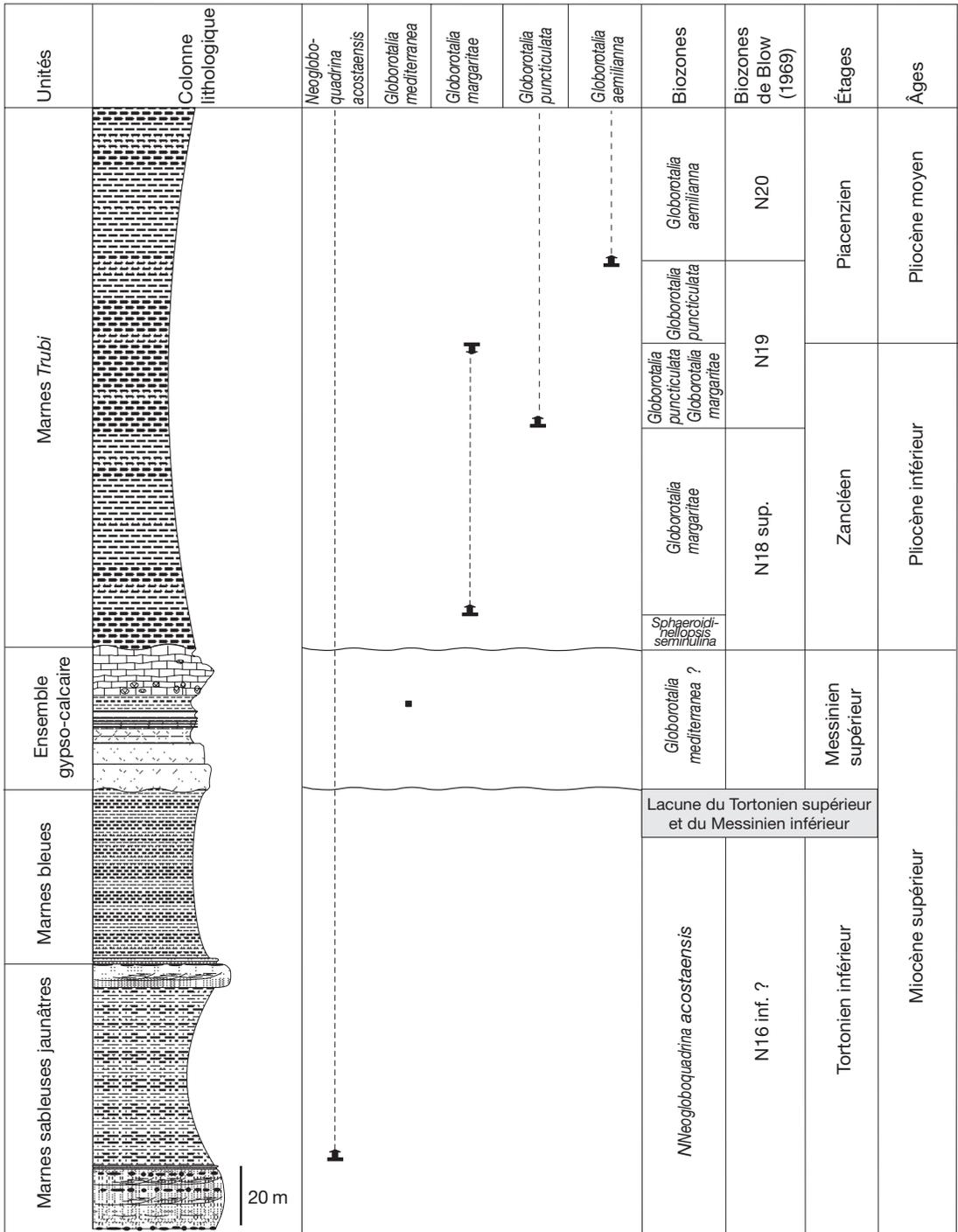


Fig. 9. — Coupe synthétique et essai de datation de la série de Djebel Diss, bassin du Bas chélib (Algérie).

margaritae. Ce bioévénement, daté à 3,58 Ma dans les zones tropicales et subtropicales, caractérise bien la limite Zancéen-Piacenzien définie par Castradori *et al.* 1998 dans la coupe de Punta Piccola (3,60 Ma).

Cependant dans les zones méditerranéennes, ce bioévénement est plus tardif (3,75 Ma selon Sprovieri 1993 et 3,81 Ma selon Lourens *et al.* 1996) ce qui implique qu'une partie des sédiments rattachés antérieurement au Zancéen est probablement d'âge piacenzien.

Actuellement plusieurs bioévénements sont utilisés dans les différentes régions méditerranéennes pour identifier la base de l'étage Piacenzien. Parmi ces bioévénements on cite la disparition temporaire de *Globorotalia puncticulata* à 3,57 Ma et le premier afflux de *Globorotalia crassaformis* à 3,60 Ma (Lourens *et al.* 1996).

CONCLUSION

L'étude lithostratigraphique et biostratigraphique de la série Miocène supérieur-Pliocène du versant oriental de Djebel Diss (bassin du Chéelif) a mis en évidence, pour la première fois dans le massif du Dahra, la présence d'un ensemble gypso-calcaire attribué par corrélation au Messinien supérieur.

L'évolution verticale des foraminifères planctoniques a permis d'identifier six biozones.

La biozone à *Neogloboquadrina acostaensis* (p.p.) rattache les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues au Tortonien inférieur.

La biozone *Sphaeroidinellopsis seminulina*, identifiée pour la première fois en Algérie, a permis de vieillir l'âge de la transgression pliocène dans le bassin du Bas Chéelif.

Les biozones *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncticulata*-*Globorotalia margaritae*, assimilent la partie inférieure des marnes *Trubi* au Zancéen (Pliocène inférieur) tandis que les biozones *G. puncticulata* et *G. aemiliana* (p.p.) attribuent à leur partie supérieure un âge Piacenzien (Pliocène moyen).

Remerciements

Cette étude a été effectuée dans le cadre de l'Accord-Programme franco-algérien 03MDU584, du Programme français Eclipse II « Vers une évaluation

spatio-temporelle détaillée de l'impact de la Crise de salinité messinienne et de ses facteurs de contrôle ». Nos remerciements vont aux deux rapporteurs Michelle Ferrandini et Nadia Barhoun pour leurs remarques constructives et leur contribution à l'amélioration de cet article.

RÉFÉRENCES

- AIFA 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 Messinien supérieur. *Geodiversitas* 25 (4): 617-631.
- ANDERSON R. V. 1936. — Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. *Journal of Geology* 41 (7): 673-693.
- ATIF K. F. T., BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B. & SAINT MARTIN J.-P. 2008. — Le passage Mio-Pliocène dans le bassin du Bas Chéelif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geodiversitas* 30 (1): 97-116.
- BELKEBIR L. 1986. — *Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif de Dabra (Algérie)*. Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. Thèse de Doctorat, université de Provence, France, 289 p. (inédit).
- BELKEBIR L., BESSEDIK M. & MANSOUR B. 2002. — Le Miocène supérieur du Bas Chéelif: attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mémoires du Service géologique d'Algérie* 11: 187-194.
- BENSON R. H. & RAKIC EL BIED K. 1996. — The Bou Regreg section, Morocco, Proposed Global Boundary Stratotype Section and Point of the Pliocene. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 383: 51-149.
- BIZON G. & BIZON J. J. 1972. — *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du Bassin méditerranéen: Oligocène à Quaternaire*. Technip, Paris, 316 p.
- BLOW W. H. 1969. — Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, in *The Cenozoic Globigerinida*. pt. II, sect. (2), E. J. Brill, Leiden: 753-1413.
- BOLLI H. M. & SAUNDERS J. B. 1985. — Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. Plankton stratigraphy, in BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (eds), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge: 155-257.
- CASTRADORI D., RIO D., HILGEN F. J., & LOURENS L. J. 1998. — The Global Standard Stratotype section and point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene). *Episodes* 21 (2): 88-93.
- CITA M. B. 1975. — Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record, a revision. *Rivista Italiana di*

- Paleontologia e Stratigrafia* 81: 527-544.
- CITA M. B. & BLOW W. H. 1969. — The biostratigraphy of the Langhian, serravallian and Tortonian Stages in the type-section in Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 75: 549-603.
- CITA M. B., MAZZOLA G., & PREMOLI SILVA I. 1968. — Sur l'âge de la mise en place des nappes telliennes dans la région de Beni Chougrane (Algérie). *Instituto Lombardo di Scienze e Lettere* 102: 16-170.
- CORNÉE J. J., SAINT MARTIN J.-P., CONESA G., MÜNCH P., ANDRÉ J.-P., SAINT MARTIN S., ROGER S. 2004. — Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *International Journal of Earth Science* 93: 621-633.
- DELTEIL J. 1974. — *Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dabra)*. Thèse de Doctorat d'État, université de Nice, France, 249 p.
- ESTEBAN M. 1979. — Significance of the upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29: 169-188.
- FORESI L. M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. 1998. — New data on middle to late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104: 95-114.
- GAUTIER F., CLAUZON G., SUC J.-P., CRAVATTE J., & VIOLANTI D. 1994. — Âge et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 318: 1103-1109.
- HILGEN F. J. & LANGREISS C. G. 1993. — A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 118: 167-179.
- HILGEN F. J., KRIJGSMAN W., LANGREISS C. G., LOURENS L. J., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W. J. 1995. — Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 495-510.
- HILGEN F. J., KRIJGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W. J. 2000b. — Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section of at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Marine Micropaleontology* 38: 181-209.
- HILGEN F. J., IACCARINO S., KRIJGSMAN W., MONTANARI A., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W. J. 2003. — The Global Stratotype section and point (GSSP) of the Tortonian Stage (upper Miocene). *Episodes* 28 (1): 6-17.
- IACCARINO S. 1985. — Mediterranean Miocene and Pliocene planktonic foraminifera, in BOLLINI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (eds), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge: 283-314.
- IACCARINO S. M. & BOSSIO A. 1999. — Paleoenvironment of uppermost Messinian Sequences in the Western Mediterranean (Sites 974, 975, and 978), in ZAHN R., OMAS M. C. & KLAUS A. (eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* 161: 529-541.
- KENNETT J. P. & SRINIVASAN M. S. 1983. — *Planktonic Foraminifera: a Phylogenetic Atlas*. Hutchison Ross Publishing Company, Stroudsburg, 259 p.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F. J., LANGREISS C. G., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W. J. 1995. — Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth Planetary Science Letters* 136: 475-494.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F. J., RAFFI I., SIERRO F. J. & WILSON D. S. 1999. — Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400: 652-655.
- LOURENS L. J., HILGEN F. J., ZACHARIASSE W. J., VAN HOF A. A. M., ANTONARAKOU A. & VERGNAUD-GRAZZINI C. 1996. — Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale. *Paleogeography* 11: 391-413.
- MANSOUR B. 1991. — *La série diatomitique messinienne de Sig: étude systématique des diatomées et implications paléocéologiques*. Thèse de Magister, université d'Oran, Algérie, 148 p. (inédit).
- MANSOUR B. 2004. — *Diatomées messinienne du bassin du Bas Chélif (Algérie nord-occidentale)*. Thèse de Doctorat d'État es Sciences, université d'Oran, Algérie, 260 p. (inédit).
- MAZZOLA C. 1971. — Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proceeding on the Second International Conference on the Planktonic Microfossils*, Roma, 2: 787-818.
- MEGHRAOUI M. 1982. — *Étude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Ansam: relation avec le séisme du 10 octobre 1980*. Thèse de Doctorat de 3^e cycle, université de Paris VII, France, 210 p.
- MICULAN P. 1997. — Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Tortonian historical stratotype, Rio Mazzapiedi-Castellania section, northwestern Italy, in MONTANARI A., ODIN G. S. & COCCIONI R. (eds), *Miocene stratigraphy: an integrated approach, Developments in Paleontology and Stratigraphy* 15: 97-106.
- MOISSETTE P. 1988. — Faunes de bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 102: 1-351.
- NEURDIN-TRESCARTES J. 1992. — *Le remplissage du bassin néogène du Chélif. Modèles de références de bassin intramontagneux*. Thèse de Doctorat d'État es Sciences, université de Bordeaux, France, 605 p.
- PERRODON A. 1957. — Étude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Algérie* 12: 1-382.
- POMEL A. 1892. — Sur la classification des terrains miocènes de l'Algérie et réponses aux critiques de M. Peron. *Bulletin de la Société géologique de France*,

- série 3, 20: 166-174.
- RIO D., CITA M. B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. 1997. — Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes, in MONTANARI A., ODIN G. S. & COCCIONI R. (eds), Miocene stratigraphy: an integrated approach. *Developments in Paleontology and Stratigraphy* (15): 57-87.
- ROUCHY J. M. 1982. — La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, série C, 50: 1-267.
- ROUCHY J. M., CARUSO A., PIERRE C., BLANC-VALLERON M. M., BASSETTI M. A. 2007. — The end of the Messinian salinity crisis: evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254: 386-417.
- SAINT MARTIN J.-P. 1990. — Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, série C, 56: 1-366.
- 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., CORNÉE J. J. & MULLER J. 1995. — Nouvelles données sur le système de plate-forme carbonatée du Messinien des environs d'Oran (Algérie). Conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 320: 837-843.
- S.N. REPAL 1952. — Le bassin néogène du Chélif. *Publications du XIX^e Congrès international de Géologie*, Alger, Monographies régionales, série 1, 16: 56 p.
- SIERRO F. J., FLORES J. A., CIVES J., DELGADO J. A. G. & FRANCES G. 1993. — Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 21: 143-168.
- SPROVIERI R. 1993. — Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 99: 371-414.
- THOMAS H. 1985. — *Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire*. Thèse de Doctorat d'État, université de Pau et Pays de l'Adour, France, 594 p. (inédit).
- VAIL P. R., COUN J. P., DU CHENE J., MEDIA VILLA F. & TRIFILIEFF V. 1987. — La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France* 3 (8): 1301-1321.
- WERNLI R. 1988. — Micropaléontologie du Miocène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 331: 1-266.

Soumis le 27 mars 2007;
accepté le 20 décembre 2007.