

Événements biostratigraphiques et environnementaux enregistrés dans le corridor sud rifain (Maroc septentrional) au Miocène supérieur avant la crise de salinité messinienne

Nadia BARHOUN

Naima BACHIRI TAOUFIQ

Université Hassan II-Mohammedia,
Faculté des Sciences de Ben M'sik, Département de Géologie,
BP 7955 Sidi Othmane, Casablanca (Maroc)
nbarhoun@yahoo.fr

Barhoun N. & Bachiri Taoufiq N. 2008. — Événements biostratigraphiques et environnementaux enregistrés dans le corridor sud rifain (Maroc septentrional) au Miocène supérieur avant la crise de salinité messinienne. *Geodiversitas* 30 (1): 21-40.

RÉSUMÉ

Le sillon sud rifain (Maroc septentrional) est l'un des deux principaux corridors qui ont permis les échanges d'eau entre l'Atlantique Nord et la mer Méditerranéenne Miocène supérieur. Tout au long de ce corridor affleurent des séries sédimentaires du Miocène supérieur qui ont enregistré les différents événements stratigraphiques ayant précédés la crise de salinité messinienne. Le présent travail a pour objet d'établir un cadre biochronologique précis des sédiments marins au Miocène supérieur, d'apprécier l'évolution de l'environnement marin au cours de cette période et de détecter les événements qui ont conduit à la crise de salinité messinienne. Ainsi, deux forages du Miocène supérieur appartenant à deux bassins du sillon sud rifain, ont été étudiés des points de vue biostratigraphique (par les foraminifères planctoniques) et palynologique (par les dinokystes). L'analyse biostratigraphique détaillée, basée sur les foraminifères planctoniques, a permis de reconnaître une série de bio-événements dans le Tortonien et le Messinien, qui peuvent être corrélés avec d'autres bassins de l'Atlantique adjacent de la Méditerranée occidentale et orientale, et peuvent être calibrés avec l'échelle de temps astronomique et l'échelle magnétostratigraphique. La succession de ces événements a permis de reconnaître le Tortonien moyen probable, le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur. Elle a conduit aussi à situer avec précision la limite Tortonien-Messinien. Les données, déduites de l'étude des dinokystes, ont fourni des informations sur l'environnement marin du corridor sud rifain au Miocène supérieur. Les indices de distalité et de température ont permis d'apprécier les variations relatives du niveau marin et d'estimer les conditions thermiques des eaux de surface dans les bassins étudiés au Tortonien et au Messinien inférieur. L'évolution de l'environnement marin (d'après

MOTS CLÉS

Foraminifères
planctoniques,
dinokystes,
biostratigraphie,
environnement marin,
Miocène supérieur,
crise de salinité messinienne,
corridor rifain,
Maroc.

les foraminifères planctoniques et les dinokystes) dans le bassin de Guercif au cours du Messinien indique les étapes de l'émersion de ce bassin résultant de la fermeture progressive du corridor sud rifain. Cet événement a entraîné l'arrêt de communications entre l'Atlantique et la Méditerranée à travers ce corridor et a contribué au déclenchement de la crise de salinité messinienne. Du Tortonien au Messinien inférieur les assemblages de foraminifères planctoniques et de dinokystes reflètent des conditions chaudes des eaux de surface.

ABSTRACT

Biostratigraphic and environmental events recorded in the Riffian southern corridor (Northern Morocco) in late Miocene before the Messinian salinity crisis.

The Riffian southern corridor (Northern Morocco) is one of the two principal seaways which allowed the exchanges of water between the North Atlantic and the Mediterranean Sea in the late Miocene. Along this corridor, late Miocene sedimentary sequences recorded various biostratigraphic events preceding the messinian salinity crisis. Here we propose a bio-chronologic framework for the marine sediments during late Miocene based on planktonic Foraminifera and dinokystes. The evolution of the marine environment during this period is analyzed and some events which lead to the messinian salinity crisis are pointed. Two drillings of late Miocene belonging to two basins (Saïs and Guercif basins) of southern Riffian corridor were studied. The detailed biostratigraphic analysis based on planktonic foraminifera allowed to recognize Tortonian and Messinian successive bio-events which can be correlated with other bioevents registred in Western and Eastern Mediterranean basins and calibrated with astronomical and magnetostratigraphical scales. The succession of these events permitted to recognize probable middle Tortonian, late Tortonian and lower Messinian. It also leads to recognize and better characterize the Tortonian-Messinian boundary. The study of the dinocystes provided information on the marine environment of southern Riffian corridor during late Miocene. The indices of distality and temperature allow to appreciate the relative variations of the marine level and to estimate the surface water temperatures during Tortonian and lower Messinian. Our data allow to precise the timing of the progressive closure of the South Riffian corridor leading to the end of the Atlantic-Mediterranean connections and the starting of the so-called messinian salinity crisis. From Tortonien to lower Messinian, planktonic foraminifera and dinocystes assemblages reflect warm conditions of surface water.

KEY WORDS

Planktonic foraminifera,
dinocystes,
biostratigraphy,
marine environment,
late Miocene,
Messinian salinity crisis,
Riffian corridor,
Morocco.

INTRODUCTION

La région méditerranéenne occidentale a connu au cours du Miocène plusieurs événements géodynamiques essentiels comme, d'une part, l'ouverture de la Méditerranée occidentale au Miocène inférieur (Rehault *et al.* 1984; Robertson & Grasso 1995) et, d'autre part, la naissance de deux sillons: l'un

au nord du Maroc et l'autre au sud de l'Espagne. Ces deux corridors ont permis les échanges d'eau entre l'Atlantique Nord et la mer Méditerranée au Miocène supérieur. Au Maroc, cette époque a enregistré la structuration de la chaîne rifaine, le soulèvement de l'Atlas marocain, le plissement des bassins bordiers, le glissement des olistostromes et des nappes gravitaires. Durant cette instabilité

tectonique, les deux sillons ont évolué vers leur fermeture (arrêt des communications entre les deux domaines marins) qui a participé à un phénomène crucial dans l'histoire de la Méditerranée : la crise de salinité messinienne. La dernière et principale voie de communication fini-messinienne correspondrait au sillon sud rifain.

Compte tenu de l'importance géologique et économique des bassins subsidents qui se sont formés entre plaques, plusieurs études ont été menées sur le domaine du corridor sud rifain. Ces études portaient essentiellement sur la biostratigraphie des séries néogènes et l'évolution tectonique de certains bassins (Benzaquem 1965 ; Coletta 1977 ; Wernli 1988 ; Morel 1989 ; Bernini *et al.* 1992, 1994, 1996). Récemment, un essai de corrélation entre les différents bassins néogènes du corridor sud rifain a été proposé par Dayja *et al.* (2005).

Le présent travail a pour objectifs de réviser et d'établir un cadre biochronologique précis de la région (en tenant compte des travaux récents), d'apprécier l'évolution de l'environnement au Miocène supérieur et de contribuer à la compréhension du déclenchement de la crise de salinité messinienne.

Ainsi, deux coupes bien sélectionnées du Miocène supérieur appartenant à deux bassins du corridor rifain (bassin de Saïa et bassin de Guercif) (Fig 1) ont été étudiées des points de vue biostratigraphique (par les foraminifères planctoniques) et paly-nologique (par les dinokystes). Les événements biostratigraphiques adoptés dans cette étude sont déduits principalement des travaux récents de Sierro *et al.* (1993, 2001), Hilgen *et al.* (1995, 2000), Krijgsman *et al.* (1995, 1999), Krijgsman (1996), réalisés dans le domaine méditerranéen et l'Atlantique adjacent (Fig. 2).

CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU CORRIDOR SUD RIFAIN

Le corridor sud rifain, appelé également détroit, couloir ou sillon sud rifain, est situé dans la partie septentrionale du Maroc (Fig 1). Le sillon sud rifain occidental s'étend du col Touaher jusqu'à l'Atlantique, sa partie orientale est beaucoup moins

étendue et reste ouverte sur la Méditerranée. Le sillon sud rifain est une vaste zone déprimée de direction approximative E-W entre la Méditerranée et l'océan atlantique. Il est encadré par deux grands ensembles structuraux : au nord l'ensemble rifain et au sud l'ensemble africain (Cirac 1987).

Les forages étudiés dans le cadre de ce travail appartiennent au bassin de Saïa et au bassin de Taza-Guercif situés de part et d'autre du col Touaher : il s'agit successivement du forage Doueit et du forage MSD1.

Le bassin subsident de Saïa est interprété comme résultant d'une phase de distension qui a provoqué son effondrement et entraîné une transgression au Tortonien (Cirac 1987). Suite à cette phase de distension, il y a eu déclenchement des apports détritiques d'origine rifaine, mesetienne et atlasique, ce qui accentua la subsidence du bassin et le soulèvement régulier de l'arrière-pays. Ainsi, y trouve-t-on des dépôts marneux surmontés par des dépôts sableux très fins. Pendant le Messinien, la fermeture progressive du détroit de Taza a provoqué l'interruption des échanges entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Dès lors, le bassin de Saïa est surtout resté en communication avec le domaine atlantique. Au Pliocène inférieur est intervenue une phase de compression qui a eu pour conséquence l'accentuation du relèvement des marges et l'arrivée d'apports détritiques de nature sableuses sur une vaste plate-forme dont la progradation a provoqué le remblaiement du bassin de Saïa. Le Mio-Pliocène se termine par une phase régressive importante marquée par l'assèchement du lac de Saïa.

Le bassin de Taza-Guercif (où se situe le forage MSD1) se divise en deux domaines géologiquement distincts : d'une part le coté occidental subsident, avec des épaisseurs considérables pour le Jurassique-Miocène et une tectonique moyen-atlasique et salifère ; d'autre part le domaine oriental de plate-forme, avec des épaisseurs plus réduites pour le Jurassique et le Trias. La tectonique du domaine oriental est caractérisée par des structures en horst et grabens. Dans ce bassin, affleurent d'épaisses séries néogènes atteignant jusqu'à 1 800 m d'épaisseur (Wernli 1988), souvent masquées par des formations continentales plio-quatérnaires.

DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU FORAGE DOUIET

Les forage Douiet est un forage hydrogéologique réalisé par le BRPM (Bureau de Recherches et Participations minières; division de l'exploration pétrolière), en 1979 le long de la route Fès-Sidi Kacem, à l'ouest de Merja de Douiet. Il a percé les faciès lacustres, puis les marnes grises du Miocène supérieur qui reposent sur le Lias carbonaté et s'est arrêté dans ces couches à 1 516 m de fond.

La lithologie de la partie étudiée (de 100 à 1 300 m) est constituée, essentiellement, de marnes grises (Figs 3-5). À sa base se trouve environ 50 m de calcaire gréseux alternant avec des marnes grises plastiques. Au sommet de la série marneuse s'intercalent de fines passées de calcaires blancs. Les prélèvements ont été effectués tous les 50 m.

Ce forage a d'abord été étudié par Slimane (1979) et puis repris par Wernli (1979, 1988). Ces auteurs ont réalisés une étude préliminaire des foraminifères planctoniques du Miocène supérieur des marnes grises. Des études récentes, micropaléontologiques (Barhoun 2000; Dayja 2002; Dayja *et al.* 2005) et palynologiques (Bachiri Taoufiq 2000), ont montré l'intérêt de ce forage dans la compréhension des communication entre l'Atlantique et la Méditerranée au Miocène supérieur.

DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU FORAGE MSD1

Le forage MSD1 a été implanté en 1985 par l'ONAREP (Office national de la Recherche et de l'Exploitation pétrolière au Maroc), sur l'anticlinal d'Oulad Messaoud dans le but d'explorer les séries de Jurassique supérieur. Ses coordonnées sont: $x = 677,478$; $y = 406,722$; $z = 459$ m.

La série néogène traversée, épaisse de 1 223 m, repose sur un substratum calcaire daté du Jurassique supérieur (Kimméridgien). Elle comprend, du sommet à la base, les unités suivantes (Figs 6-8):

- de 0 à -282 m: conglomérats formés de galets, de graviers et de sables, alternant avec des bancs gréseux;

- de -282 à -750 m: marnes grises, s'enrichissant en apports détritiques, et devenant progressivement sableuses avec des intercalations finement gréseuses à ciment carbonaté;

- de -750 à -1 223 m: marnes parfois très argileuses, de couleur grise, avec de fines intercalations de grès fin gris-blanchâtre.

MÉTHODES

FORAMINIFÈRES

Le matériel étudié provient essentiellement des carottes qui nous ont été confiées par l'ONAREP. Environ 500 g de chaque échantillon ont été lavés et tamisés sur une colonne de tamis à mailles successivement de 63 μm et 160 μm . La fraction fine (diamètre 63 μm) est observée et conservée dans des boîtes. La fraction supérieure à 160 μm a fait l'objet d'un fractionnement afin que la fréquence spécifique soit significative. Cette technique a été appliquée au laboratoire de Micropaléontologie de l'université de Salamanque (Espagne) avec micro-séparateur. Chaque échantillon est partagé en deux ou plusieurs fractions selon la richesse en foraminifères planctoniques. Ainsi, chaque fraction doit renfermer au minimum 400 individus. La fraction obtenue sera pesée et fera l'objet d'une étude détaillée. Les observations et les tris sont réalisés sous une loupe binoculaire.

L'étude biostratigraphique est basée sur l'étude qualitative par détermination spécifique de tous les individus et quantitative par comptage des représentants de chaque espèce, calcul du pourcentage relatif des *Globorotalia* Cushman, 1927 carénées par rapport aux non carénées, de la proportion des foraminifères planctoniques par rapport à l'ensemble des foraminifères (rapport planctono-benthique: $[P/(P + B)]$); P, nombre des foraminifères planctoniques; P + B, nombre total des foraminifères planctoniques et benthiques), de l'indice de dominance et de l'indice de diversité Shannon.

Les résultats de l'étude quantitative des foraminifères planctoniques sont présentés sous forme de tableaux (Figs 3; 4; 6; 7). Le sens d'enroulement est indiqué comme suit: S, senestre; D, dextre.

Remarques

L'indice de dominance. Il est estimé d'après la formule de Goodman (1979). Il traduit la proportion des deux espèces les plus abondantes dans un même niveau.

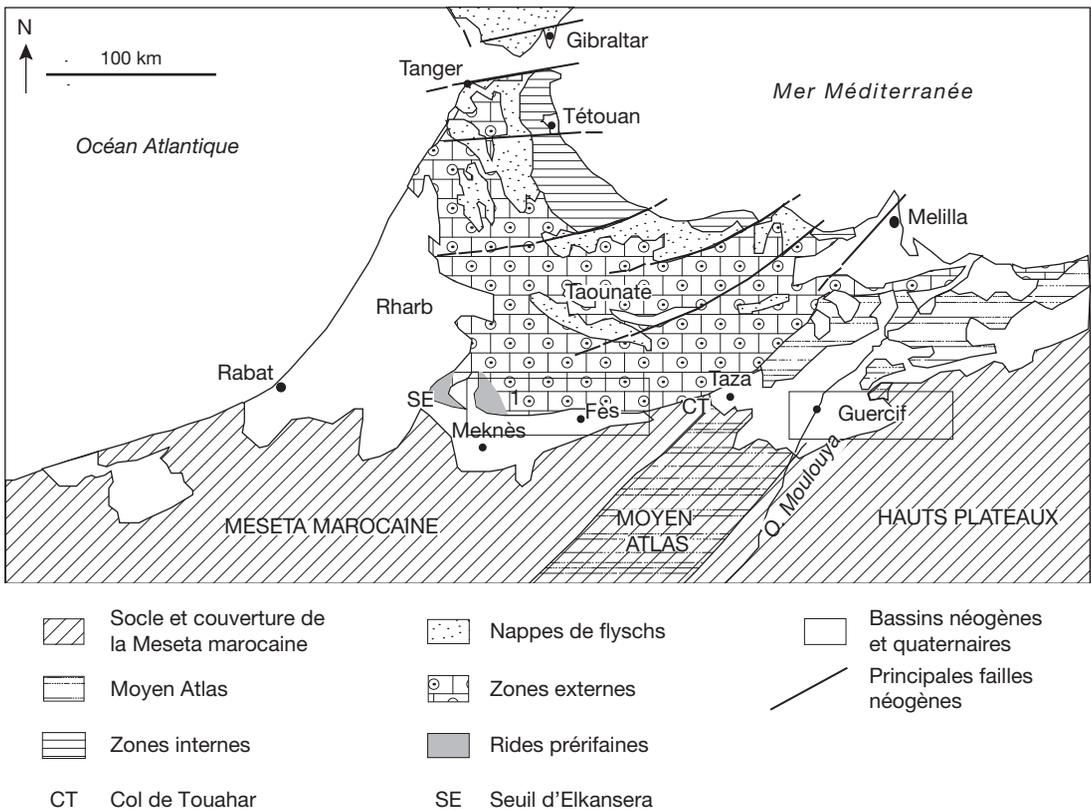


Fig. 1. — Cadre géographique, géologique et localisation des forages étudiés, corridor sud rifain (Maroc).

Dominance = $(N1 + N2)/Nt$.

N1, nombre d'individus de l'espèce la plus abondante; N2, nombre d'individus de la deuxième espèce la plus abondante; Nt, le nombre total des spécimens comptés dans le même échantillon.

L'indice de diversité. La diversité des espèces dans les assemblages de foraminifères planctoniques est établie à partir de la fonction de Shannon (Shannon & Weaver 1949). Elle est calculée à partir du nombre d'individus de chaque espèce et du nombre des espèces pour chaque échantillon. L'estimation de l'indice de diversité prend en considération la proportion de chaque espèce au sein de la population totale.

$$Isc = -\sum [(qi/Q) \times \ln (qi/Q)].$$

Q, nombre total d'individus pour chaque niveau; qi, nombre d'individus comptés pour chaque espèce.

Lieu de dépôt. Les échantillons examinés dans le cadre de ce travail sont déposés dans les collections du laboratoire de Stratigraphie et de Cartographie géologique, département de Géologie, faculté des Sciences Ben M'Sik, Université Hassan II-Mohammedia, Casablanca, Maroc.

DINOKYSTES

Les échantillons de dinokyste ont été préparés selon la méthode palynologique employée au laboratoire de Palynologie de l'université Claude Bernard (Lyon I). Les étapes de cette technique se résument ainsi :

- afin de détruire la fraction minérale (calcite, silice, argile, etc.) on a procédé à des attaques acides à froid par HCl et HF suivies par une attaque de HCl à chaud (destruction des Fluorosilicates);

- la concentration de la fraction légère (au-dessous de la densité 2) se fait par séparation dans une liqueur dense (ZnCl₂);
- passage aux ultrasons et filtrage à 10 µm;
- le résidu organique ainsi obtenu est dilué dans la glycérine, mesuré et une fraction de 50 µl de culot est montée entre lame et lamelle et observée au microscope;
- le comptage se réalise en parcourant un certain nombre de lignes de la préparation jusqu'à ce qu'on arrive au moins à 100 kystes pour les dinoflagellés.

L'indice de distalité IN/ON correspond au rapport des assemblages néritiques de plate-forme interne sur les assemblages néritiques de plate-forme externe.

L'indice de température des eaux de surface est évalué par le rapport des dinokystes des eaux de surface chaudes (W) sur les dinokystes des eaux de surface fraîches (C).

ÉTUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES

BIOCHRONOLOGIE UTILISÉE

Les études biostratigraphiques antérieures réalisées au Maroc utilisaient fréquemment les biozonations classiques de foraminifères planctoniques dont les plus connues sont celles de Feinberg (1986) et Wernli (1988). Dès l'émergence des travaux de Sierro *et al.* (1993), Hilgen *et al.* (1995) et Krijgsman *et al.* (1995), Krijgsman (1996), les spécialistes du Néogène au Maroc ont essayé d'adopter cette nouvelle méthode de datation aux séries néogènes marocaines. Cette méthode est basée sur la mise en évidence des événements biostratigraphiques, qui sont calibrés directement sur l'échelle magnétostratigraphique et l'échelle du temps astronomique. Rakic El Bied & Benson (1996) ont publié une première étude biostratigraphique à haute résolution réalisée sur la série néogène de Bou Regreg (Rabat, Maroc). Plus tard Barhoun *et al.* (1999) et Barhoun (2000) ont entrepris une étude biostratigraphique détaillée (basée sur cette nouvelle méthode) sur les bassins néogènes du Maroc nord-oriental et ceux du corridor sud rifain. Cette étude a permis d'établir une échelle biostratigraphique très fine et précise

pour les bassins néogènes du Maroc septentrional et de fournir des éléments de corrélations entre les bassins méditerranéens et atlantiques. Récemment, Dayja (2002) et Dayja *et al.* (2003, 2005) ont mené une étude micropaléontologique (par les foraminifères benthiques, planctoniques et les nannofossiles) sur certaines séries néogènes du corridor sud rifain. Du point de vue biostratigraphique, cette étude a abouti à des résultats sensiblement identiques à ceux obtenus dans les travaux antérieurs: Rakic El Bied & Benson (1996), Krijgsman *et al.* (1999), Barhoun (2000), et du point de vue environnemental, elle a fourni des renseignements sur l'évolution de l'environnement marin dans le corridor sud rifain au Miocène supérieur.

Dans le présent travail, les événements biostratigraphiques adoptés sont déduits principalement des travaux de Sierro *et al.* (1993, 2001), Hilgen *et al.* (1995, 2000), Krijgsman (1996), Krijgsman *et al.* (1995, 1999). Ces bioévénements, bien calibrés sur l'échelle de polarité géomagnétique, ont permis de dater avec plus de précision les séries néogènes étudiées et d'établir des corrélations à haute résolution entre les bassins étudiés, puis avec les autres bassins méditerranéens et extraméditerranéens (Fig. 2).

RÉSULTATS PALÉOÉCOLOGIQUES

ET BIOSTRATIGRAPHIQUES DU FORAGE DOUIET ET ESSAI DE DATATION

Dans les résidus de lavage, la microfaune est riche en foraminifères planctoniques. La diversité spécifique est normale, l'indice de diversité de Shannon est supérieur à 2 et l'indice d'abondance est faible entre 20 et 50 % (Fig. 3). Le rapport planctono-benthique oscille entre 50 et 70 % montrant ainsi la dominance des foraminifères planctoniques par rapport aux foraminifères benthiques. Les associations de foraminifères planctoniques arborent la dominance des formes chaudes comme en témoigne le rapport C/(C+F) souvent supérieur à 60 %.

L'analyse de pourcentage des *Globorotalia* carénées et des *Globorotalia* non carénées dans le forage Douiet (Fig. 4) témoigne de la dominance des formes carénées. Celles-ci sont représentées par le groupe des *G. menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865) au Tortonien et par le groupe des *G. miotumida* Jenkins, 1960 au Messinien.

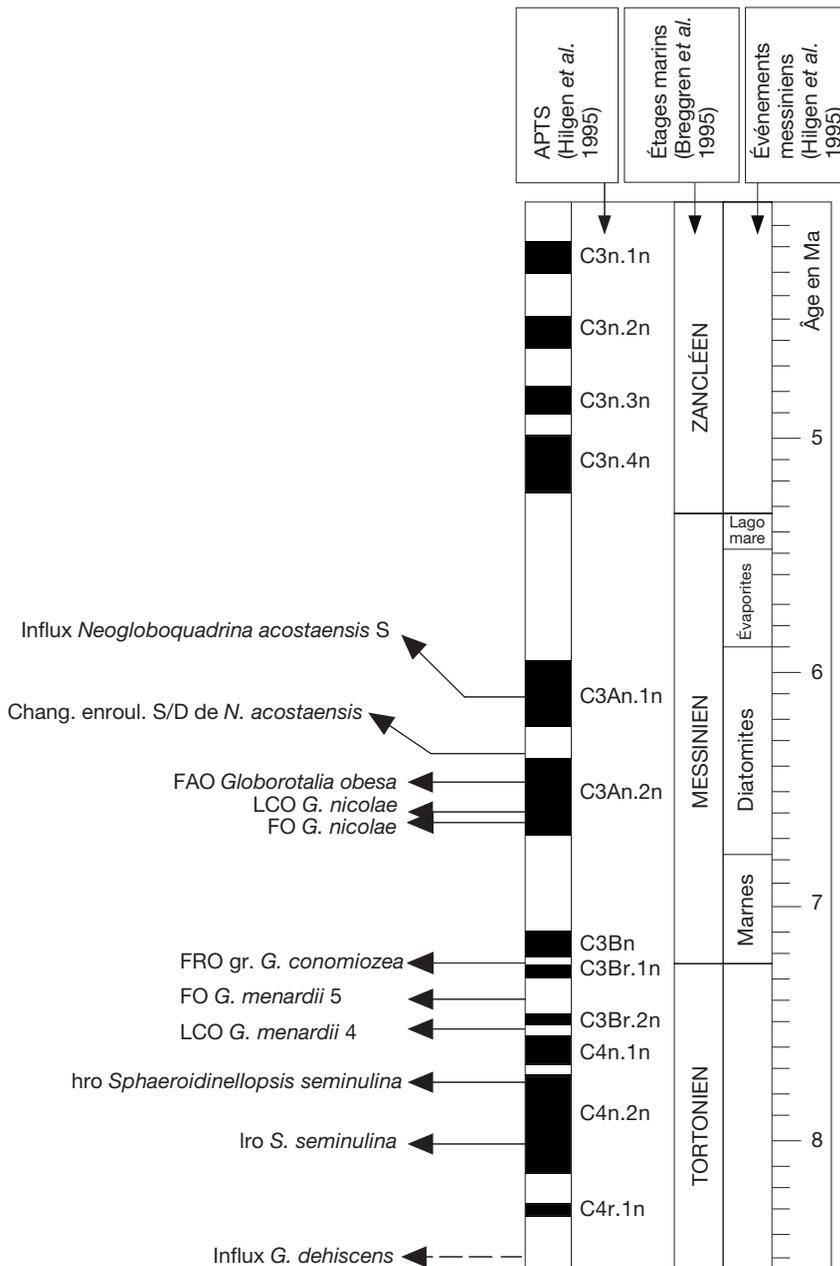


Fig. 2. — Les événements observés au Néogène supérieur par Hilgen et al. (1995) dans le corridor sud rifain (Maroc). Abréviations: D, dextre; S, senestre.

Les associations de foraminifères planctoniques sont composées des groupes suivants (Fig. 4): groupe *Globigerina apertura* Cushman,

1918, groupe *G. bulloides* d'Orbigny, 1826, groupe *Globorotalia obesa* Bolli, 1957, groupe *G. menardii* S, groupe *G. menardii* D, groupe

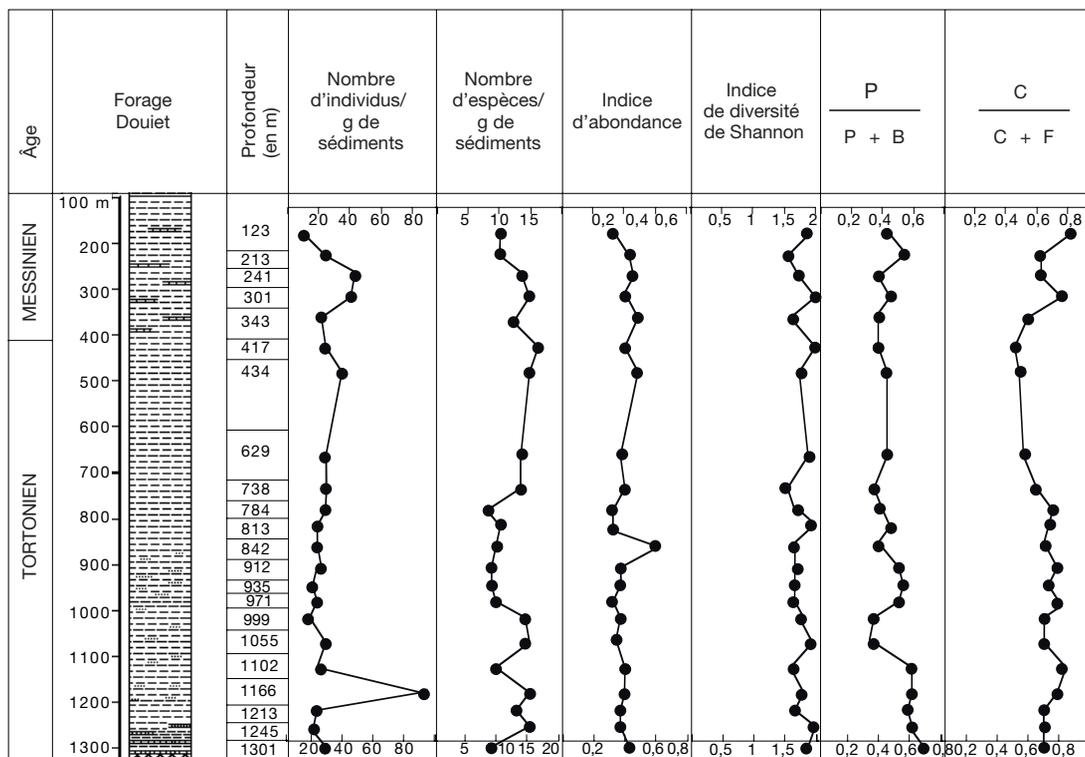


FIG. 3. — Évolution des paramètres écologiques dans le forage de Douiet, corridor sud rifain (Maroc). Abréviations: B, foraminifères benthiques; C, formes chaudes; F, formes froides; P, foraminifères planctoniques.

G. miotumida S, groupe *G. scitula* (Brady, 1882) S, groupe *G. scitula* D, groupe *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959) S, *Globigerinoides bulloideus* Crescenti, 1966, groupe *G. obliquus* Bolli, 1957, groupe *G. sacculifer* (Brady, 1877), groupe *Orbulina* d'Orbigny, 1851, *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager, 1866) et *S. subdehiscens* (Blow, 1959).

À partir de la distribution stratigraphique des espèces marqueurs, quatre bioévénements marqueurs ont été identifiés dans ce forage (les deux premiers événements ont été déjà reconnus par Dayja et al. [2005], tandis que les événements 2 et 3 sont identifiés pour la première fois dans ce forage):

- les sédiments de la base du forage montrent la présence du groupe *Globorotalia menardii* à enroulement senestre, puis la disparition de ce groupe s'observe vers -842 m. Cet événement (1) défini par la disparition ou la réduction du groupe

G. menardii S, situé à -842 m (LCO *G. menardii* S) est corrélé au chron C3Br.3r avec un âge estimé à 7,51 Ma (Hilgen et al. 1995; Krijgsman et al. 1995, 1999). Ainsi les sédiments de la base du forage ont été déposés avant cet événement et après l'événement haute présence régulière « hro » *S. seminulina* corrélé à C4n.2n avec un âge de 7,72 Ma (Hilgen et al. 1995; Krijgsman et al. 1995, 1996) et pourraient être attribués au Tortonien moyen probable voire début du Tortonien supérieur. Cet événement correspond à l'événement 2 de Dayja et al. (2005);

- l'événement 2, marqué par la présence parfois abondante du groupe *G. menardii* à enroulement dextre, se manifeste vers -738 m et correspond au chron C3Br.2r avec un âge de 7,35 Ma (Hilgen et al. 1995; Krijgsman et al. 1995, 1999). Il correspond à l'événement 3 de Dayja et al. (2005);

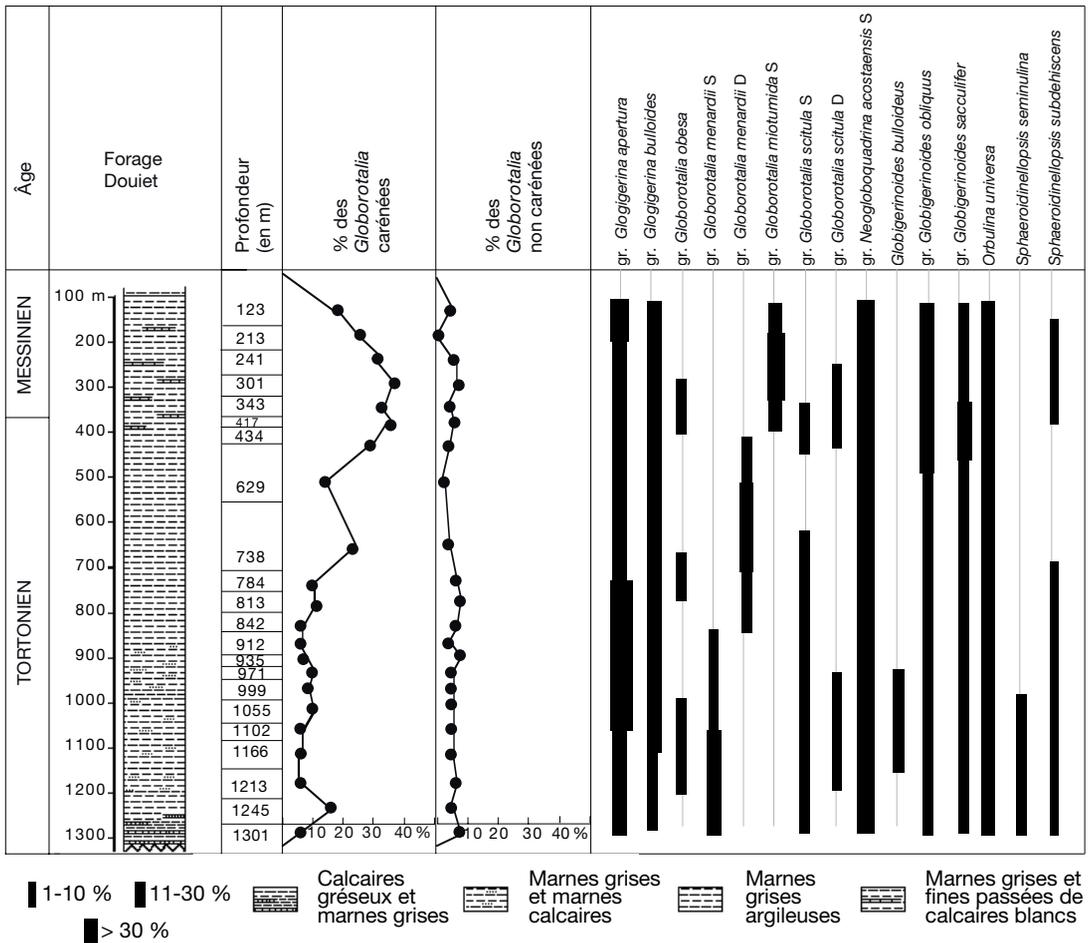


Fig. 4. — Répartition des foraminifères planctoniques dans le forage de Douiet, corridor sud rifain (Maroc).

– dans la partie supérieure du forage, nous avons observé le remplacement du groupe *G. menardii* D par le groupe *G. miotumida* S au niveau de -417 m. Il coïncide avec l'intervalle de renversement de la polarité géomagnétique C3Br.1r., avec un âge de 7,24 Ma. (Hilgen *et al.* 1995; Krijgsman *et al.* 1995). Cet événement est actuellement employé comme marqueur fiable de la limite Tortonien-Messinien en domaine méditerranéen et extraméditerranéen (Hilgen *et al.* 2000). Il a été identifié dans la section ABAD Composite au sud-est de l'Espagne (Sierro *et al.* 2001);
 – le dernier événement correspond à un influx de *Globorotalia conomiozea* Kennett, 1966 et se situe

à -213 m. Il a été identifié par Sierro *et al.* (2001) dans la section de référence du domaine méditerranéen «Abad composite» avec un âge estimé à 7,20 à 7,18 Ma;

Il est à noter que le groupe des *Neoglobobadrina acostanensis* (à enroulement senestre) est présent en abondance dans tous les échantillons étudiés.

La succession de ces bioévénements conduit à situer avec précision dans le forage la limite Tortonien-Messinien, à reconnaître le Tortonien supérieur et le Messinien (Fig. 5) et à dater avec précision les sédiments du bassin de Saïs.

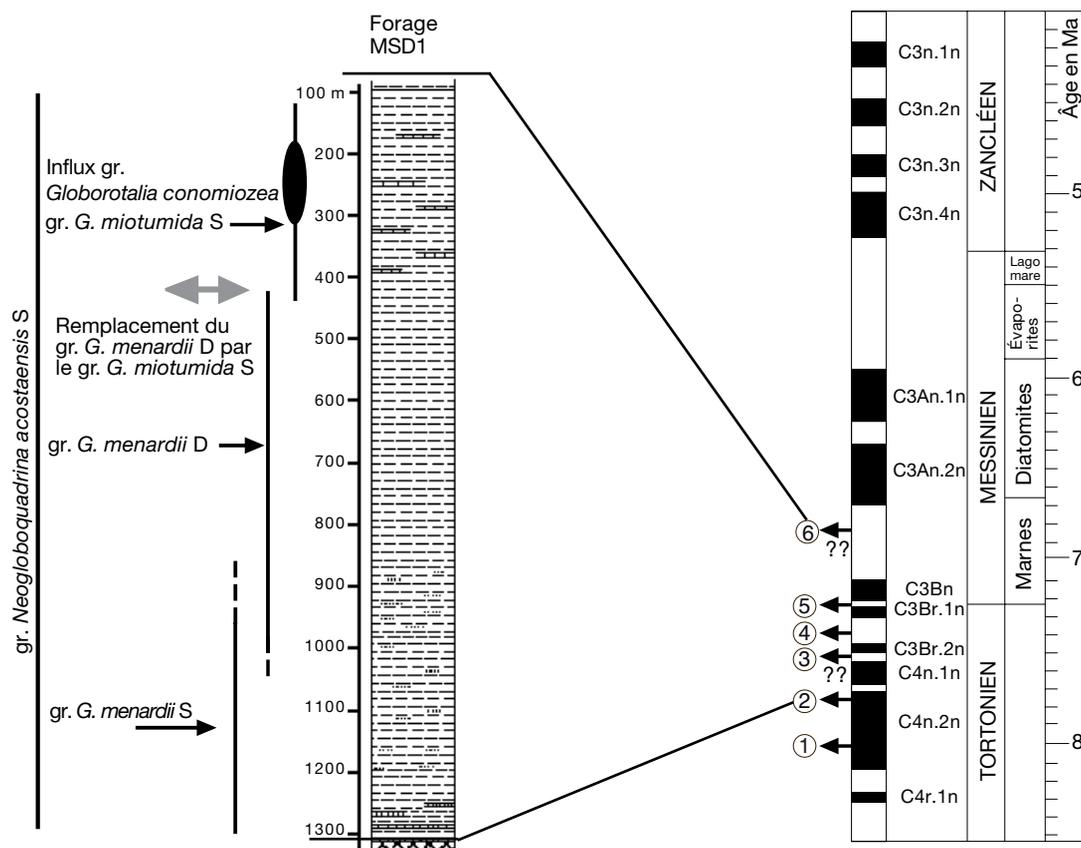


Fig. 5. — Corrélation du forage Douiet avec l'APTS de Hilgen *et al.* (1995), corridor sud rifain (Maroc). Abréviations: **D**, dextre; **S**, senestre.

RESULTATS PALÉOÉCOLOGIQUES
ET BIOSTRATIGRAPHIQUES DU FORAGE MSD1
ET ESSAI DE DATATION

Les foraminifères livrés par les marnes du forage MSD1 sont abondants et diversifiés dans la partie inférieure. À partir de -792 m, ils deviennent peu abondants. L'indice de diversité de Shannon est de l'ordre de 2, indiquant une diversité normale (Fig. 6). La courbe de l'indice d'abondance, souvent inversement proportionnelle par rapport à celle de l'indice de diversité de Shannon, ne dépasse guère la valeur de 50 %, sauf dans le niveau 736 m où elle atteint 80 %.

Les associations de foraminifères planctoniques sont presque composées des mêmes groupes que dans le forage Douiet (Fig. 7). Le rapport planctono-

benthique oscille entre 60 et 80 % dans la partie inférieure du forage (entre 1 202 et 736 m), indiquant que les foraminifères planctoniques sont plus abondants que les foraminifères benthiques.

Les associations des foraminifères planctoniques du forage MSD1 sont caractérisées par l'abondance des formes chaudes par rapport aux formes froides comme en témoigne le rapport C/(C + F) souvent supérieur à 50 %.

Les *Globorotalia* carénées, représentées principalement par le groupe des *G. menardii* et des *G. miotumida*, sont nettement plus abondantes que les *Globorotalia* non carénées dans le forage MSD1.

L'analyse des espèces marqueurs de foraminifères planctoniques dans le forage MSD1 permet de reconnaître une série de bioévénements. En fait, la base du

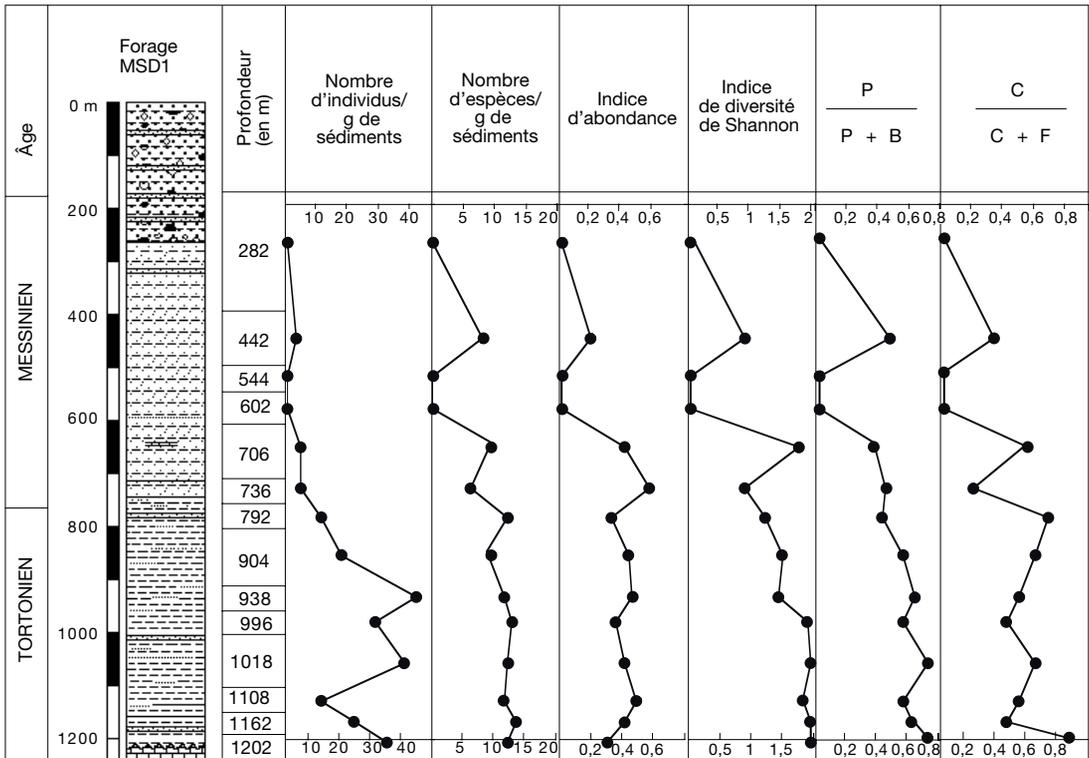


Fig. 6. — Évolution des paramètres écologiques du forage MSD1, corridor sud rifain (Maroc). Abréviations : **B**, foraminifères benthiques ; **C**, formes chaudes ; **F**, formes froides ; **P**, foraminifères planctoniques.

forage (de 1 202 à 1 108 m) présente une abondance relative du groupe *Globorotalia menardii* à enroulement senestre, permettant de l'attribuer au Tortonien moyen probable voire au début du Tortonien supérieur.

Les bioévénements se succèdent dans le forage comme suit, de bas en haut :

- l'événement 1, défini par la réduction voire la disparition du groupe *Globorotalia menardii* à enroulement senestre, se situe à -1 018 m et est corrélé au chron C3Br.3r avec un âge estimé à 7,51 Ma selon l'APTS de Hilgen *et al.* (1995) ;
- l'événement 2, marqué par la présence abondante du groupe *Globorotalia menardii* à enroulement dextre, se manifeste à -1 018 m et correspond au chron C3Br.2r avec un âge à 7,35 Ma sur l'APTS de Hilgen *et al.* (1995) ;
- l'événement 3 correspond au remplacement du groupe *G. menardii* D par le groupe de *G. miotumida*,

et se situe à -792 m. Sa corrélation avec l'APTS de Hilgen *et al.* (1995) permet de le placer dans l'intervalle du renversement de la polarité géomagnétique C3Br.1r., avec un âge de 7,24 Ma, il coïncide avec la limite Tortonien-Messinien.

Les deux premiers événements correspondent successivement aux événements 2 et 3 de Dayja *et al.* (2005). Par contre l'événement 3 (événement majeur observé dans la plupart des bassins néogènes méditerranéens et extraméditerranéens) n'a pas été identifié antérieurement.

À partir de -442 m, les échantillons n'ont révélé que de rares individus, généralement mal conservés, de foraminifères planctoniques.

Par rapport au forage Douiet, l'événement 4 est absent, mais on observe la présence régulière du groupe *Neogloboquadrina acostaensis* à enroulement senestre. Dans le forage MSD1, après la limite

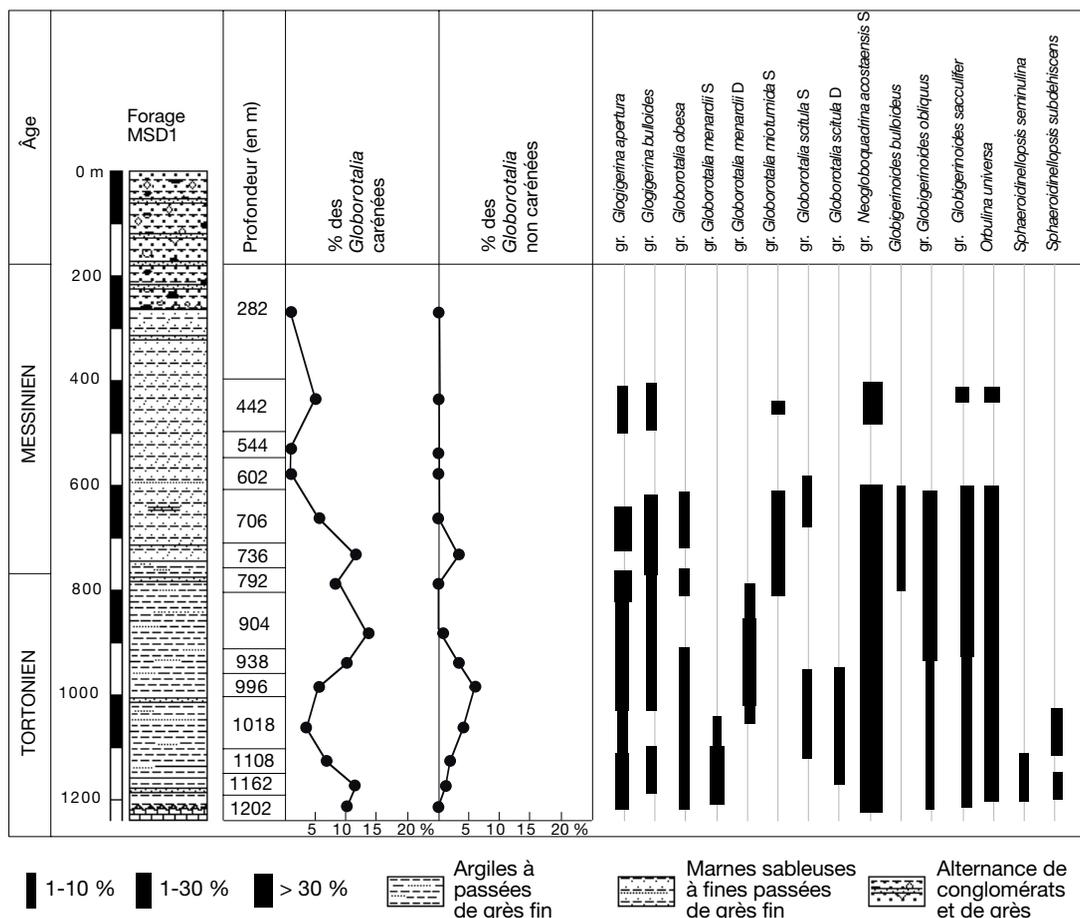


Fig. 7. — Répartition des foraminifères planctoniques dans le forage MSD1, corridor sud rifain (Maroc).

Tortonien-Messinien, les foraminifères planctoniques sont très peu abondants et la distinction d'événements biostratigraphiques à base de ce groupe devient difficile.

Ces événements biostratigraphiques conduisent à reconnaître dans le forage le Tortonien supérieur et le Messinien, à situer la limite Tortonien-Messinien et à dater avec précision les sédiments du bassin de Guercif.

CORRÉLATION ENTRE LES DEUX FORAGES

L'étude biostratigraphique des deux forages à base de foraminifères planctoniques met clairement en

évidence la succession constante d'une série de bioévénements et des fluctuations remarquables dans les associations de foraminifères planctoniques au Messinien. Nous remarquons aussi une variation dans les épaisseurs de sédiments. La corrélation entre les deux forages fait apparaître deux étapes (Fig. 9) :
 – étape 1 du Tortonien supérieur: marquée par la succession de deux événements dans les deux forages: le LCO gr. *G. menardii* S et le FRO gr. *G. menardii* D. Elle se limite à l'événement 3, caractérisant la limite Tortonien-Messinien. Les sédiments de cet intervalle sont plus épais dans le forage Douiet que dans le forage MSD1. Le passage du Tortonien au Messinien

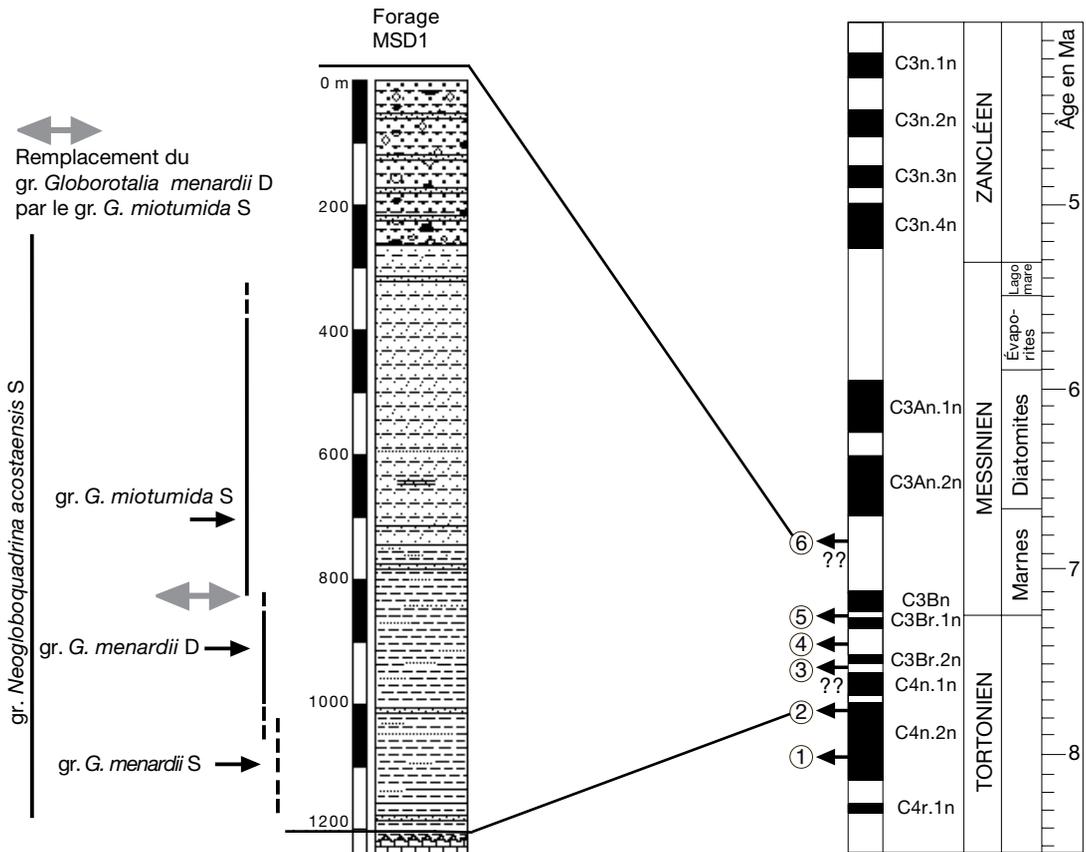


Fig. 8. — Corrélation du forage MSD1 avec l'APTS de Hilgen *et al.* (1995), corridor sud rifain (Maroc). Abréviations: **D**, dextre; **S**, senestre.

se place au sein d'un ensemble de marnes grises et n'est souligné par aucun diastème remarquable;

- étape 2 du Messinien inférieur: la sédimentation messinienne, marquée par la présence du groupe *G. miotumida*, est relativement plus épaisse dans le forage MSD1 que dans le forage Douiet. Toutefois, dans le bassin de Guercif, les dépôts messiniens marins sont peu épais, la microfaune (foraminifères planctoniques) est peu représentée à rare indiquant la dégradation des conditions marines. Le Messinien inférieur du forage MSD1 n'enregistre pas l'événement 4, défini par l'influx de *G. conomiozea*. Les sédiments messiniens du bassin de Saïs connus à travers le forage Douiet, livrent une microfaune abondante et diversifiée et la sédimentation mar-

neuse suggère un milieu relativement profond. Ainsi, si les conditions de sédimentation étaient comparables au Tortonien supérieur dans les deux forages et par conséquent dans les deux régions du corridor sud rifain, le Messinien inférieur enregistre des événements différents.

ÉTUDE DES DINOKYSTES

Les kystes de dinoflagellés du Miocène et du Pliocène sont grosso-modo identiques à ceux de l'actuel aussi bien pour la Méditerranée que pour l'Atlantique. Les dinokystes actuels forment des assemblages selon les paramètres de l'environnement

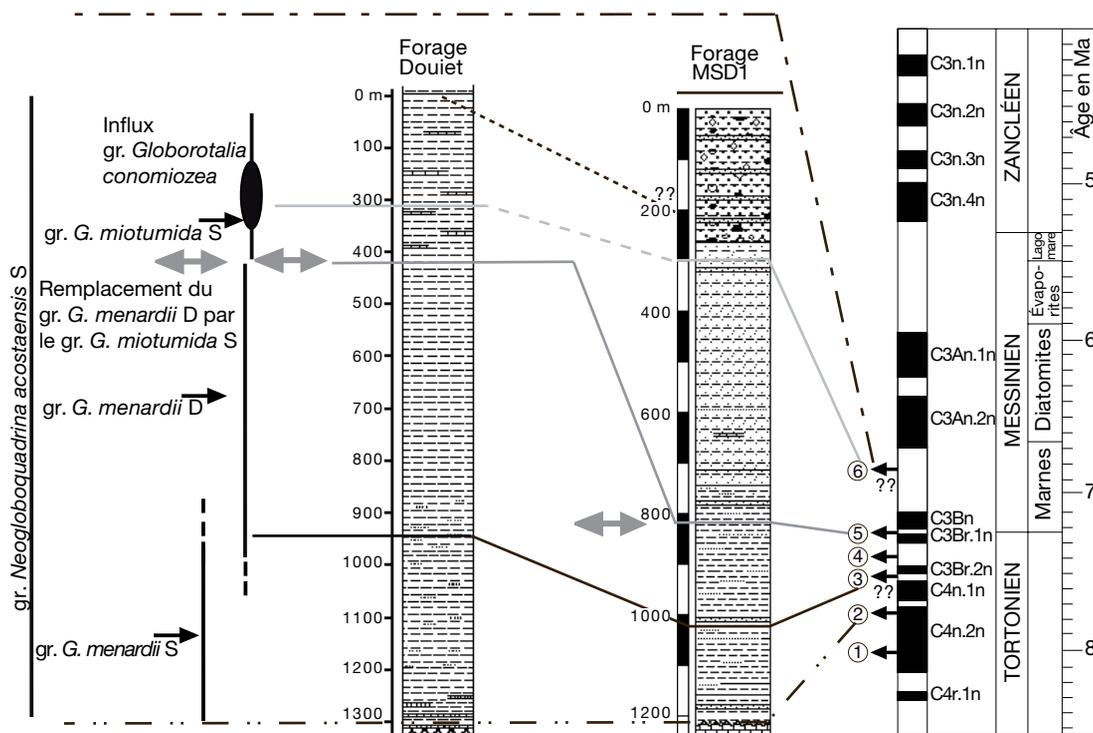


FIG. 9. — Corrélation des forages Douiet et MS1, corridor sud rifain (Maroc). Abréviations : **D**, dextre ; **S**, senestre.

tels que la température, la salinité, l'éloignement de la côte, le volume des glaces polaires et les courants océaniques (Morzadec-Kerfourn 1988 ; Benzakour 1992 ; Warny 1999). Dans cette étude l'évaluation des variations du niveau marin néritique proximal à néritique distal a pu être obtenue en utilisant l'indice de distalité IN/ON qui correspond au rapport des assemblages néritiques de plate-forme interne sur les assemblages néritiques de plate-forme externe. IN correspond à *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962), *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955), *Polyspheridium zoharyi* (Rossignol, 1962), *Tuberculodinium vancompoae*, *Tectatodinium pellitum* Wall, 1967. ON est représenté par la somme de tous les *Spiniferites* spp.

Pour apprécier les variations de la température des eaux de surface, le rapport des dinokystes des eaux de surface chaudes (W) sur dinokystes des eaux de surface fraîches (C) est adopté.

DINOKYSTES DU FORAGE DOUIET

Tout au long de la coupe, les concentrations en dinokystes sont relativement faibles. Les assemblages de dinokystes sont modérément diversifiés.

– au Tortonien supérieur (de -1 245 à -434 m) l'assemblage de dinokystes est constitué essentiellement de taxons néritiques *Spiniferites* spp., *Dinopterygium maroccodinium* Warny, 1999, *Operculodinium israelianum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Polysphaeridium zoharyi*, des Peridiniaceae et *Tectatodinium pellitum* (voir diagramme détaillé des dinokystes du forage Douiet, Bachiri Taoufiq 2000). Les taxons océaniques (*Impagidinium*) sont généralement peu représentés.

– au Messinien inférieur, l'association des dinokystes est composée pratiquement des mêmes taxons qu'au Tortonien, la différence réside dans la fréquence des *Impagidinium*, de *Nematosphaeropsis leminiscata* Bujak, 1984 et d'*Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) qui augmentent dans certains niveaux. On remarque qu'à la limite

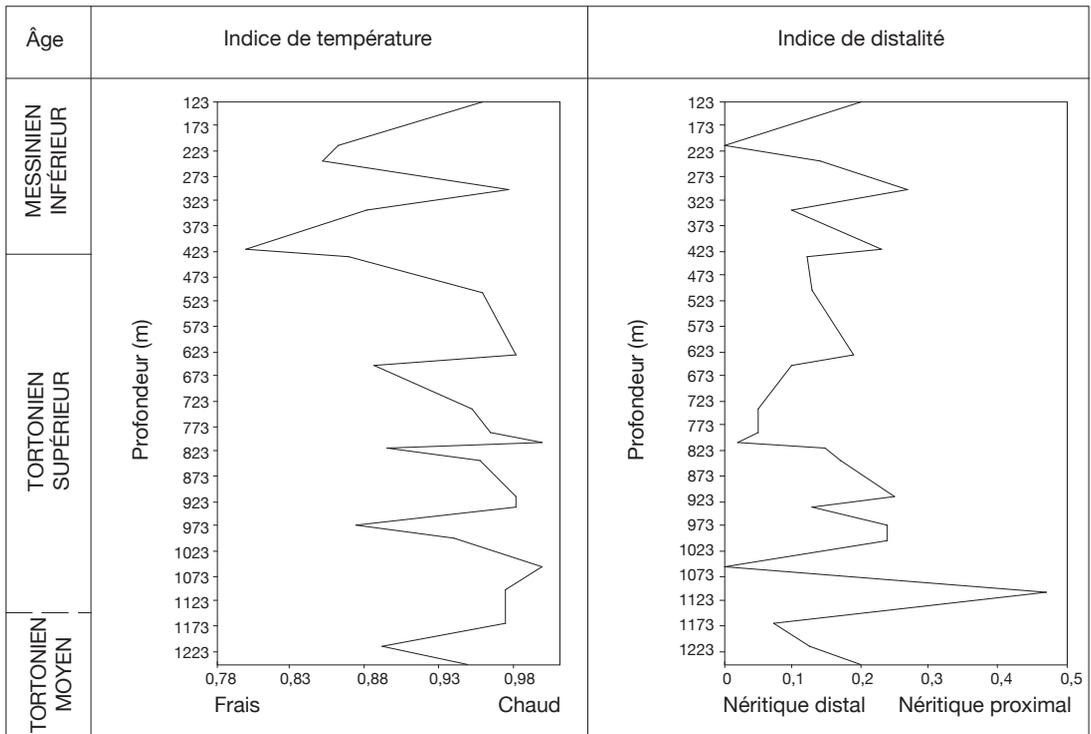


FIG. 10. — Évolution des indices de température et de distalité du forage Douiet, corridor sud rifain (Maroc).

Tortonien-Messinien, entre -434 et -417 m, il y a une chute des dinokystes et une augmentation des apports terrestres (Bachiri Taoufiq 2000).

L'indice de distalité du forage Douiet, montre que l'ensemble des sédiments du forage du Tortonien supérieur et du Messinien inférieur se sont déposés dans un milieu de plate-forme externe, il varie entre 0 et 0,5. C'est au niveau -1 102 m qu'on remarque que les dinokystes néritiques proximaux sont en quantité sensiblement égale aux dinokystes néritiques distaux. Cela implique que le milieu a une tendance proximale coïncidant avec le passage Tortonien moyen-Tortonien supérieur.

L'indice de la température montre des rapports élevés variant entre 0,8 et 0,9 ce qui signifie que l'ensemble des sédiments traversés par ce forage (Tortonien à Messinien inférieur) s'est déposé dans des conditions chaudes à tempérées chaudes (Fig. 10).

DINOKYSTES DU FORAGE MSD1

Tortonien moyen à supérieur

L'assemblage des dinokystes est essentiellement composé de *Spiniferites*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Polysphaenidium zoharyi*, *Hystrichokolpoma rigaudae* Delfandre & Cookson, 1955, *Dinopierygium marocordinium*, *Operculodinium israelianum*, *Selenopemphix nephroides* Benedek, 1972 et *Tectatodinium pellitum*. La proportion des dinokystes est variable dans cette tranche de temps. Les taxons océaniques sont faiblement représentés et leur fréquence ne dépasse pas 2 % (voir diagramme détaillé des dinokystes de MSD1, Bachiri Taoufiq 2000). Ces taxons traduisent un environnement marin néritique distal et des conditions chaudes des eaux de surface.

La limite Tortonien-Messinien est marquée par la diminution de la diversité jusqu'à la valeur de 40 % (voir courbe de diversité, Bachri Taoufiq 2000).

Messinien inférieur

Au Messinien inférieur, on remarque que la diversité des dinokystes décroît. L'assemblage des dinokystes est caractérisé par la diminution du pourcentage des *Spiniferites*, *Selenopemphix nephroides*, *Dinopterygium marroccordinium*, *Nematosphaeropsis lemniscata*, l'augmentation des fréquences de *Lingulodinium machaerophorum* et d'*Operculodinium israelianum*.

Le forage MSD1 montre une variation dans la courbe de l'indice de distalité (Fig. 11). Une première variation timide s'observe au niveau -1 018 m où l'indice arrive à la valeur 0,3 et l'environnement tend vers un milieu de plate-forme interne. De -1018 à -736 m, les valeurs de l'indice augmentent progressivement. Une autre fluctuation s'observe aussi au niveau 736 m. Puis le milieu devient de plus en plus proximal (Fig. 11).

L'indice de température est élevé tout au long du forage, il varie entre 0,85 et 0,98. Cette courbe de la température traduit des conditions chaudes à tempérées-chaudes des eaux de surface (Fig. 10).

DISCUSSION

Pendant le Néogène, les communications entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée ont été soumises à d'importantes fluctuations qui ont conduit à la crise de salinité messinienne. Ces communications s'effectuaient par différents corridors qui ont été progressivement obstrués. La dernière et principale voie de communication fini-messinienne correspondrait au couloir sud rifain sur la marge nord africaine. Pour bien comprendre les événements qui mèneront à la crise de salinité de la Méditerranée, nous avons procédé à l'étude des foraminifères planctoniques et des dinokystes; d'une part pour avoir un support chronologique précis et d'autre part pour bien connaître l'évolution de l'environnement marin au Tortonien et au Messinien.

Les informations environnementales sont déduites de l'analyse des paramètres écologiques qui caractérisent les associations de foraminifères planctoniques (Figs 3; 6) et des dinokystes (Fig. 11) au Tortonien et au Messinien du corridor sud rifain.

Les indices de température qui résultent de l'analyse des associations des foraminifères planctoniques et des

dinokystes, décèlent que les conditions thermiques des eaux de surface de deux bassins, au Tortonien et au Messinien inférieur, étaient élevées.

L'évolution temporelle de l'environnement marin dans le corridor sud rifain a été discernée comme suit.

Au Tortonien

Tortonien moyen. Pendant le Tortonien moyen (voire début Tortonien supérieur), l'environnement marin des parties orientale et occidentale du corridor sud rifain était celui d'une plate-forme externe contrôlée essentiellement par l'eustatisme (les courbes de distalité ne montrent pas de variation notable). Ceci est d'ailleurs en accord d'une part avec les données des ostracodes (Bouab 1992) et les foraminifères benthiques (Krijgsman *et al.* 1999) qui témoignent d'un milieu relativement profond de type épibathyal et d'environ 600 m vers 8 Ma, et d'autre part avec les données sédimentologiques et tectoniques (Bernini *et al.* 1996).

Tortonien supérieur. L'environnement marin du bassin oriental à cette période est celui d'une plate-forme externe malgré des tendances graduelles vers un environnement proximal. Ceci est confirmé par les données des foraminifères benthiques (Krijgsman *et al.* 1999). Les marqueurs de distalité du bassin occidental montrent un environnement de plate-forme externe avec de petites fluctuations. Le rapport planctono-benthique élevé et la diversité importante chez les foraminifères planctoniques témoignent d'un milieu marin relativement profond et bien ouvert sur le milieu océanique. Les travaux de Dayja (2002) et Dayja *et al.* (2003) sur les foraminifères benthiques mettent en évidence un environnement épibathyal à mésobathyal.

La baisse progressive du niveau marin dans le bassin oriental pendant le Tortonien supérieur (indiquée par la tendance graduelle de la courbe de distalité, Fig. 11) est liée à l'avancée progressive de la nappe pré-rifaine (Bernini *et al.* 1996; Krijgsman *et al.* 1999).

Limite Tortonien-Messinien. Vers 7,24 Ma, un grand changement a eu lieu le long du corridor sud rifain, particulièrement remarquable dans sa partie orientale. Il s'agit de l'appauvrissement brutal de la microfaune

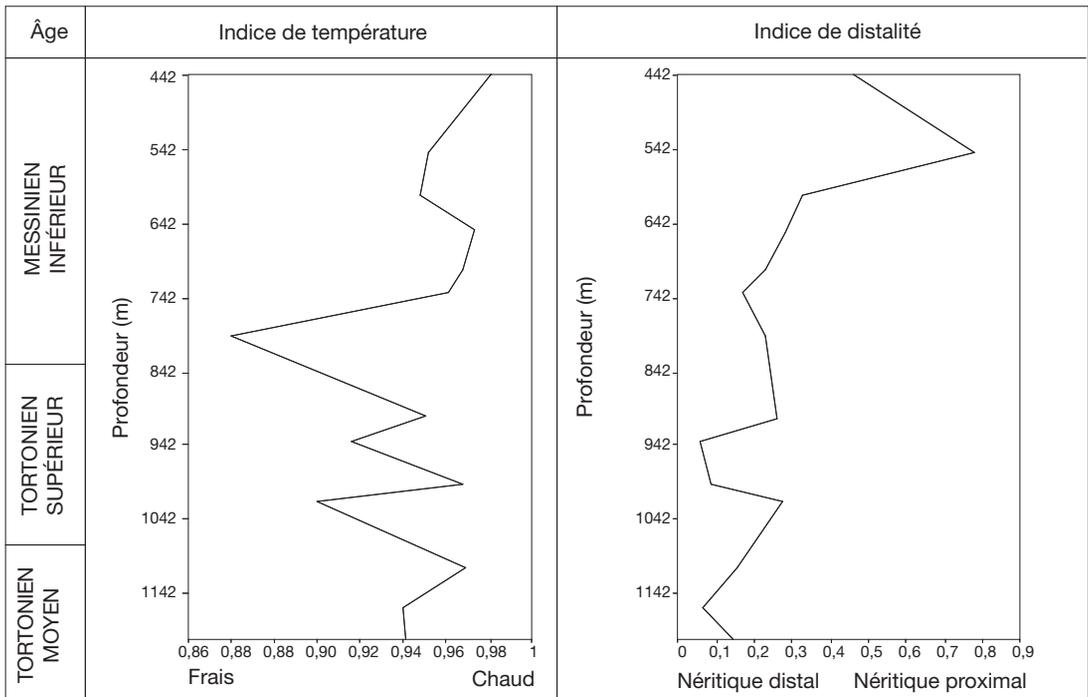


FIG. 11. — Évolution des indices de température et de distalité du forage MSD1, corridor sud rifain (Maroc).

et de la microflore marines. Les dinokystes illustrent l'abondance des taxons de plate-forme interne et la diminution des taxons de plate-forme externe. Les ostracodes (Bouab 1992) et les foraminifères indiquent un appauvrissement important et brutal. Ce changement ne peut être dû qu'au rétrécissement rapide du corridor rifain en conséquence de l'avancée de la nappe pré-rifaine qui, localement, a accentué la baisse glacio-eustatique du niveau marin (Bachiri Taoufiq 2000; Dayja 2002; Dayja *et al.* 2003).

Dans le bassin de Saïs, les marqueurs de distalité tendent vers un milieu de plate-forme interne.

Au Messinien

Au Messinien inférieur, l'environnement marin de la partie occidentale était de type de plate-forme externe avec des tendances vers un milieu interne. Les foraminifères et les ostracodes témoignent d'un environnement relativement profond type épibathyal (Bouab 1992; Barhoun 2000; Dayja 2002).

Du côté oriental, l'environnement marin devient

de plus en plus proximal de type circalittoral à infralittoral. Les apports continentaux et l'érosion augmentent alors. Vers 6,5 Ma (l'événement normal C3An.2n), la baisse du niveau marin a été estimée à 50 m et le domaine est passé ainsi à un environnement infralittoral (Bachiri Taoufiq 2000). L'émersion du bassin de Taza-Guercif a eu lieu vers 6 Ma (Krijgsman *et al.* 1999) et des échanges de faunes terrestres entre l'Afrique et l'Europe occidentales ont eu lieu pendant l'événement normal C3An.1n, c'est-à-dire pendant environ 6,1 Ma. La fermeture totale du détroit sud rifain a été estimée vers 5,6 Ma (Warny 1999).

L'avancée de la nappe pré-rifaine a débuté par le domaine oriental pour gagner ensuite le domaine occidental.

CONCLUSION

L'étude des foraminifères planctoniques et des dinokystes des sédiments marins du corridor sud

rifain au Miocène supérieur fournit un support biostratigraphique précis et renseigne sur les étapes de l'évolution de l'environnement marin au cours de cette période.

L'étude biostratigraphique par foraminifères planctoniques a permis d'établir un étalonnage chronologique précis de ces sédiments et une corrélation à haute résolution avec les différentes sections du domaine méditerranéen et de l'Atlantique adjacent. Ainsi la distinction de quatre événements biostratigraphiques marqueurs conduit à situer avec précision dans les deux bassins la limite Tortonien-Messinien, de reconnaître le Tortonien moyen probable, le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur et de dater avec précision les sédiments du bassin de Saïs et du bassin de Guercif.

Sur le plan environnemental, l'analyse des paramètres écologiques qui caractérisent les associations de foraminifères planctoniques et les renseignements déduits de l'étude des dinokystes permettent d'apprécier l'évolution de l'environnement marin du corridor sud rifain au Tortonien et au Messinien inférieur juste avant la crise de salinité messinienne.

Pendant le Tortonien moyen, voire le début Tortonien supérieur, l'environnement marin était d'abord de type de plate-forme externe dans les bassins de Guercif et de Saïs et les variations du niveau marin étaient contrôlées par le glacio-eustatisme.

Au Tortonien supérieur, l'avancée progressive de la nappe pré-rifaine a été déduite de la diminution progressive de la tranche d'eau dans le bassin de Guercif ou l'environnement évoluait vers un milieu de plate-forme interne. Cependant du côté occidental, l'environnement était de type plate-forme externe avec de temps à autre de légères tendances vers un milieu de plate-forme interne. Ces tendances ont pu être expliquées par un contrôle tectonique.

Vers la limite Tortonien-Messinien (7,24 Ma), l'appauvrissement en microfaune et en microflore a été rapporté au rétrécissement rapide du corridor sud (Krijgsman *et al.* 1999) qui, localement, a appuyé la baisse glacio-eustatique.

Après la limite Tortonien-Messinien (7,24 Ma), l'augmentation de l'indice de distalité (c'est-à-

dire l'augmentation de fréquence des taxons de plate-forme interne) est liée à la baisse progressive de la tranche d'eau dans le bassin de Guercif, ceci toujours en relation avec l'activité tectonique. Le milieu devient circalittoral (-100 à -200 m) puis infralittoral (0 à -30 m), jusqu'à son émergence au Messinien supérieur, vers 6 Ma. Cette baisse de la bathymétrie traduit l'émergence rapide du bassin.

Un environnement marin qui oscille entre la plate-forme externe et la plate-forme interne a été enregistré dans le domaine occidental, bassin de Saïs.

Enfin, l'émergence rapide du corridor oriental résulte de l'action conjuguée du contrôle glacio-eustatique et du forçage tectonique au cours du Miocène supérieur. Cette émergence traduit l'arrêt des communications entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée à travers le corridor sud rifain et le déclenchement de la crise de salinité messinienne.

Du Tortonien au Messinien inférieur les assemblages de foraminifères planctoniques et de dinokystes reflètent des conditions chaudes des eaux de surface.

Remerciements

Nous remercions très vivement J.-P. Suc (université Claude Bernard Lyon I, France) et F. J. Sierro (université de Salamanque, Espagne) qui ont dirigé ces recherches. Nos remerciements s'adressent également à J.-P. Saint Martin (Muséum national d'Histoire naturelle, Paris), ainsi qu'aux rapporteurs, Lahcène Belkebir (université d'Oran) et Mostefa Bessedik (université d'Oran), pour leurs remarques judicieuses et constructives ayant permis d'améliorer cet article.

RÉFÉRENCES

- BACHIRI TAOUFIQ N. 2000. — *Les environnements marins et continentaux du corridor rifain au Miocène supérieur d'après la palynologie*. Thèse d'état es Sciences, université Hassan II-Mohammedia, Casablanca, Maroc, 212 p.
- BARHOUN N. 2000. — *Biostratigraphie et paléo-environnement du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur du Maroc septentrional: apport des foraminifères*

- planctoniques*. Thèse d'état es Sciences, université Hassan II-Mohammedia, Casablanca, Maroc, 272 p.
- BARHOUN N., SIERRO F. J., EL HAJJAJI K. & BEN BOUZIANE A. 1999. — Biostratigraphie et paléoenvironnement du Miocène supérieur du bassin de Zeghanghane (Rif nord-oriental, Maroc): par les foraminifères planctoniques. *Revista Española de Micropaleontología* 31 (2): 279-287.
- BENZAKOUR M. 1992. — *Palynologie du Néogène dans la région du détroit de Sicile, Méditerranée centrale*. Thèse de Doctorat en Sciences de l'environnement, université de Québec, Montréal, Canada, 176 p.
- BENZAQUEM M. 1965. — *Étude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif*. Rapport. Direction des Mines et de la Géologie, Service de la Carte géologique, Bureau d'Études des bassins sédimentaires, Rabat, 73 p.
- BERNINI M., BOCCALITI M., EL MOKHTARI J., GELATI R., IACCARINO S., MORATTI G. & PAPANI G. 1992. — Données stratigraphiques nouvelles sur le Miocène supérieur du bassin de Taza-Guercif (Maroc nord-oriental). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, 366: 59-163.
- BERNINI M., BOCCALITI M., EL MOKHTARI J., GELATI R., MORATTI G. & PAPANI G. 1994. — The Neogene Taza-Guercif Basin. Excursion guidebook. Post-Congress excursion of the RCMNS. *RMNCS Interim Colloquium "Neogene basin evolution and tectonics in the Mediterranean area"*, Rabat, 57 p.
- BERNINI M., BOCCALITI M., EL MOKHTARI J., GELATI R., IACCARINO S., MORATTI G. & PAPANI G. 1996. — Neogene sedimentary and tectonic evolution of the Taza-Guercif basin. Its significance in the Rif-Middle Atlas orogenic system. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, 387: 85-96.
- BOUAB B. 1992. — *Les ostracodes du Néogène supérieur du Maroc nord-oriental: évolution des paléoenvironnements, paléogéographie*. Thèse d'état es Sciences, université Bordeaux I, France, 278 p.
- CIRAC P. 1987. — Le bassin sud-rifain occidental au Néogène supérieur. Évolution de la dynamique sédimentaire et de la paléogéographie au cours d'une phase de comblement. *Mémoire de l'Institut géologique, Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 21: 1-287.
- COLLETA B. 1977. — *Évolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental)*. Thèse de 3^e cycle, université de Grenoble, France, 136 p.
- DAYA D. 2002. — *Les foraminifères néogènes, témoins de la chronologie, de la bathymétrie et de l'hydrologie du corridor rifain (Maroc septentrional)*. Thèse de Doctorat, université de Paris VI, France, 339 p.
- DAYA D. & BIGNOT G. 2003. — L'évolution paléoenvironnementale du bassin de Guercif (corridor sud rifain, Maroc septentrional) et son implication dans la crise de salinité messinienne. *Bulletin de la Société géologique de France*, 174 (2): 177-185.
- DAYA D., JANINE M.-C. & BOUTAKIOUT M. 2005. — Biochronologie et corrélation des bassins néogènes du couloir sud-rifain (Maroc) fondées sur les événements de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires. *Revue de Micropaléontologie* 48: 141-157.
- FEINBERG H. 1986. — Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, 315: 1-192.
- GOODMAN D. K. 1979. — Dinoflagellates "communities" from the lower Eocene Nanjemoy formation of Maryland, U.S.A. *Palynology* 3: 169-90.
- HILGEN F. J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS 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., BISSOLI L., IACCARINO S., KRIJGSMAN W., MEIJER R., NEGRI A. & VILLA G. 2000. — Integrated stratigraphy and chronology of the Messinian GSSP at Oued Akrech Morocco. *Earth and Planetary Science Letters* 182: 237-251.
- KRIJGSMAN W. 1996. — Miocene magnetostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean: extension of the astronomical polarity time scale. *Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht*, 141: 1-207.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F. J., LANGEREIS C. G., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W. J. 1995. — Late miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 475-494.
- KRIJGSMAN W., LANGEREIS C. G., ZACHARIASSE W. J., BOCCALETI M., MORATTI G., GELATI R., IACCARINO S., PAPANI G. & VILLA G. 1999. — Late Neogene evolution of the Taza-Guercif basin (the Rifian corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology* 153: 147-160.
- MOREL J. L. 1989. — États de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel. *Geodinamica Acta* 3 (4): 283-294.
- MORZADEC-KERFOURN M. T. 1988 — Paléoclimats et paléoenvironnements du Tardiglaciaire au Récent, en Méditerranée orientale, à l'est du Delta du Nil: l'apport des microfossiles à membrane organique. *Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production, Elf-Aquitaine*, 12: 267-275.
- RAKIC EL BIED K. & BENSON R. H. 1996. — La stratigraphie à haute résolution du Néogène au Maroc. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, 383: 5-50.
- REHAULT J. P., MASCLE J. & BOILLOT G. 1984. — Évolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Memorie della Società Geologica Italiana* 27: 85-96.
- ROBERTSON A. H. F. & GRASSO M. 1995. — Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeoenvironmental

- development of the Mediterranean region. *Terra Nova* 7 (2): 114-127.
- SHANNON C. F. & WEAVER W. 1949. — *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana (Illinois), 322 p.
- SIERRO F. J., FLORES J. A., CIVIS T., GONZALES-DELGADO J. A. & FRANCES G. 1993. — Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 21: 21-143.
- SIERRO F. J., HILGEN F. J., KRIJGSMAN W. & FLORES J. A. 2001. — The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168: 141-169.
- SLIMANE A. 1979. — *Étude microstratigraphique, du sondage TWL (A) TWILA. Permis de Sebou*. Rapport inédit. BRPM, Rabat, Réf ONAREP, 40668, 6 p.
- WARNY S. 1999. — *Marine and Continental Environmental Changes in the Gibraltar Arc Area During the Late Neogene (8-2,7 Ma) Linked to the Evolution of Global Climate and to Atlantic Ocean-Mediterranean Sea Relationship. A Palynological Contribution to the Mediterranean Messinian Salinity Crisis Through Dinoflagellate Cysts and Pollen Analysis*. Thèse, université catholique de Louvain, France, 295 p.
- WERNLI R. 1979. — Le Messinien marocain et la crise de salinité en Méditerranée. *Mines, Géologie et Énergie*, Rabat, 46: 35-36.
- WERNLI R. 1988. — Micropaléontologie du Néogène postnappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, 331: 1-270.

*Soumis le 27 mars 2007;
accepté le 10 janvier 2008.*