

# Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne

Lahcene BELKEBIR

Amel LABDI

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)  
lahcene\_belkebir@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)

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

## RÉSUMÉ

L'étude lithologique et biostratigraphique de la coupe de Djebel Meni (massif du Dahra, Algérie) basée sur 54 échantillons a révélé la présence de nombreux marqueurs de foraminifères planctoniques ayant permis d'identifier deux sous-zones (*Orbulina suturalis*, *O. universa*) respectivement attribuées au Langhien supérieur et au Serravallien inférieur ainsi que deux biozones (*Neogloboquadrina acostaensis*, *N. humerosa-N. dutertrei*) rattachées au Tortonien. Ceci a permis de reconsidérer les attributions chronostratigraphiques antérieures en mettant en évidence l'absence du Serravallien supérieur et du Tortonien basal. Le passage entre les dépôts serravalliens et tortoniens y est également précisé et corrélé. Des corrélations avec les marges nord et sud du bassin du Chélif apportent des éléments pour une meilleure connaissance de la transgression tortonienne dans cette région.

## MOTS CLÉS

Limite serravallo-tortonienne,  
foraminifères planctoniques,  
lithologie,  
biostratigraphie,  
Djebel Meni,  
bassin du Chélif,  
Algérie.

**ABSTRACT**

*Biostratigraphic and lithologic Serravallian-Tortonian series of Dahra mountain and the Chelif basin (Algeria). Serravallo-tortonian boundary implication.*

A lithological and biostratigraphical study was carried out on the Djebel Meni section (Dahra Mountain, Algeria) based upon 54 samples. According to the distribution of the main planktonic foraminifera species index we identified two subzones (*Orbulina suturalis*, *O. universa*) attributed respectively to the Upper Langhian and Lower Serravallian stages and two biozones (*Neogloboquadrina acostaensis*, *N. humerosa*-*N. dutertrei*) indicating a Tortonian age. These new data allow to reconsider the previous chronostratigraphic attributions and to point out the absence of the Upper Serravallian and of the base of the Tortonian. The transition features between the Serravallian and Tortonian deposits are better identified by comparisons with northern and southern margins of the Chelif basin. The precise age of the Tortonian transgression is specified.

**KEY WORDS**

Serravallian-Tortonian boundary, planktonic foraminifera, lithology, biostratigraphy, Djebel Meni, Chelif basin, Algeria.

**INTRODUCTION**

À l'échelle du bassin du Bas Chélif, la série du Miocène supérieur est constituée de deux cycles sédimentaires généralement transgressifs et discordants sur les marges alors que dans les zones axiales, les forages montrent une sédimentation continue entrecoupée « d'épisodes sableux » (S.N. Repal 1952; Perrodon 1957).

Sur le versant sud-occidental du massif du Dahra, la coupe de Djebel Meni (Figs 1; 2), également connue sous le terme de « coupe de l'Abreuvoir » (Neurdin-Trescartes 1992; Rouchy *et al.* 2007), a fait l'objet de nombreuses études et constitue une coupe de référence pour le passage Miocène moyen-Miocène supérieur. Cependant, les résultats chronostratigraphiques obtenus par les différents auteurs, ne sont pas toujours concordants, aussi bien pour les âges proposés que pour les limites d'étages (S.N. Repal 1952; Magné & Tempère 1953; Sabaté *et al.* 1981; Neurdin-Trescartes 1992; Belkebir *et al.* 2003).

Pour clarifier l'âge exact des unités sédimentaires et des limites d'étages, il était nécessaire de reprendre l'étude micropaléontologique détaillée du même intervalle dans la coupe de référence. Dans ce cadre, un nouveau découpage lithologique est proposé et la répartition stratigraphique des principaux taxons de foraminifères planctoniques est établie. Les 54 échantillons examinés sont déposés au laboratoire de Paléontologie stratigraphique et Paléoenvironnement

de l'université d'Oran. Les résultats obtenus sont corrélés, dans un premier temps, avec les travaux antérieurs puis à d'autres affleurements (Figs 1; 4) dans le Dahra (Koudiet Radjel el Meïda, Sidi Moussa) et les Tessala (Oued Tangroutah, Sidi Rahlem) pour mieux cerner la position de la limite serravallo-tortonienne à l'échelle du bassin.

La coupe de Sidi Rahlem est empruntée à Neurdin-Trescartes (1979, 1992) en raison de la datation radiométrique du niveau cinéritique C2 signalé par le même auteur Neurdin-Trescartes (1992) dans la coupe de l'Abreuvoir.

**CADRE GÉOLOGIQUE**

Le bassin du Bas Chélif s'insère dans le vaste bassin « synorogénique intramontagneux » du Chélif. Il est le siège d'une importante sédimentation néogène affleurant largement, sur ses marges nord (Dahra) et sud (Tessala et Beni Chougrane), en discordance sur les terrains allochtones (Delteil 1974; Fenet 1974; Thomas 1985). Les dépôts miocènes en constituent la plus grande partie avec une épaisseur avoisinant les 4 000 m en zones axiales (S.N. Repal 1952).

Les nombreux travaux effectués, dans ce bassin, ont dans un premier temps subdivisé la série miocène en deux cycles sédimentaires attribués respectivement au « Miocène inférieur » et « Miocène supérieur ». Au sens

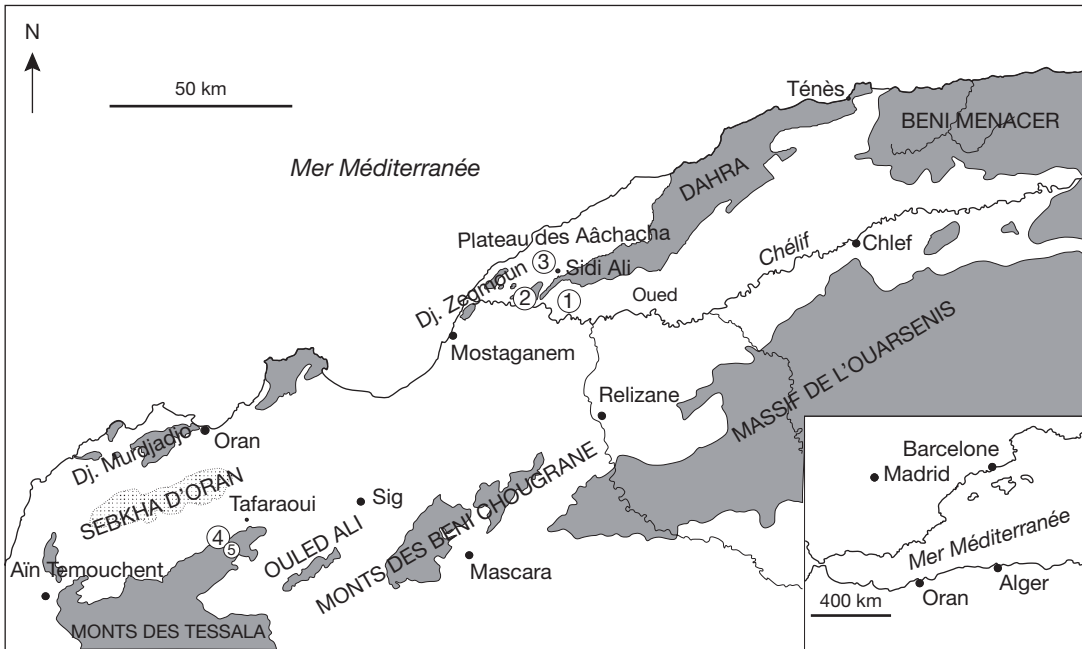


FIG. 1. — Localisation des coupes étudiées dans le bassin du Bas Chélif (Algérie): 1, Djebel Meni; 2, Koudiet Radjel el Meïda; 3, Sidi Moussa; 4, Oued Tangroutah; 5, coupe de Sidi Rahlem (Neurdin-Trescartes 1992); grisé, terrains anténéogène.

de certains travaux antérieurs (S.N. Repal 1952; Perrodon 1957), le Miocène dit « inférieur » correspond à un intervalle de temps allant du Burdigalien supérieur jusqu'au Serravallien terminal (Bessedik *et al.* 2002) alors que le Miocène dit « supérieur » englobe le Tortonien et le Messinien.

En fonction de la prise en compte de la mise en place des nappes (Mattauer 1958; Polyèche 1960), la même série est différenciée en « Miocène anténappes », « Miocène synchronappes » et « Miocène postnappes ». Ce dernier, largement répandu dans la région étudiée, est divisé à son tour en premier et deuxième cycle postnappes; l'âge de leur limite ne fait pas encore l'unanimité parmi les auteurs.

## LA LIMITE SERRAVALLO-TORTONNIENNE DANS LA COUPE DE DJEBEL MENI

### LITHOSTRATIGRAPHIE

La coupe de Djebel Meni a été levée, essentiellement, sur le flanc occidental de l'anticlinal de

l'Abreuvoir où six principales unités ont été identifiées (Fig. 2).

- Unité 1 : elle constitue les dépôts les plus anciens, partiellement observables (plus de 10 m d'épaisseur), au cœur de l'anticlinal sous forme d'un ensemble marneux à aspect grisâtre. Il s'agit de marnes gris sombre dont le sommet est marqué par deux bancs microconglomératiques (0,40 m), plus ou moins indurés, à stratifications obliques.
- Unité 2 : elle débute par des marnes relativement analogues aux précédentes passant progressivement, par l'intermédiaire d'un banc (1 m) grés-marneux finement lité, à plus d'une vingtaine de mètres de marnes « lie-de-vin » voire rougeâtres dans leur partie supérieure.
- Unité 3 : elle repose, en ravinement, sur le faciès sous-jacent par un banc conglomératique (0,60 m). Ce dernier, masqué par les éboulis de pentes sur le flanc occidental, est constitué de blocs décimétriques le plus souvent arrondis, renferme quelques bivalves et est surmonté de plus de 4 m de marnes gréseuses jaunes. Deux épaisses barres gréseuses,

d'aspect roux, séparées par des dépôts marno-gréseux caractérisent cette unité. La base de la deuxième barre est marquée par une accumulation de grandes valves d'huîtres (Figs 2; 3). Son sommet est coiffé par une surface ferrugineuse, rubéfiée et très indurée colmatant de nombreux terriers verticaux. Il s'agit d'une véritable surface durcie (Sabaté *et al.* 1981; Neurdin-Trescartes 1992) renfermant de nombreuses valves d'huîtres majoritairement en position de vie. Une grosse vertèbre de mammifère marin, des traces de taraudages et des terriers, le plus souvent verticaux, y sont associés.

– Unité 4 : elle est constituée d'un ensemble marneux à aspect jaunâtre, puissant d'une cinquantaine de mètres. La sédimentation débute par 20 m de marnes jaunes passant à des marnes bleues (30 m). Le passage entre ces deux faciès marneux est matérialisé par un horizon de calcaire argileux jaunâtre (h : Figs 2; 3) difficilement repérable dans le paysage. Les marnes jaunes, présentant un aspect jaune en surface mais brun-roux à violacé en profondeur, reposent directement et en concordance à la surface durcie. Les lavages, effectués dans ces marnes (mn10 à mn22) montrent, à la base, de nombreux grains de quartz, des paillettes de biotites et des cristaux de gypses (mn10 et mn11). À partir de mn12, la fréquence des quartz diminue au détriment des gypses et la microfaune planctonique est totalement absente (mn16 et mn21). Les marnes bleues ont toujours un aspect jaunâtre en surface mais gris à bleu en profondeur. Dès la base elles diffèrent des marnes sous-jacentes par un brusque et net changement de la microfaune et par la rareté ou l'absence de gypse et de quartz.

– Unité 5 : elle est constituée d'une lentille gréseuse (10 m), à la base et d'une alternance grés-marneuse (10 m), au sommet. Le premier terme, plus ou moins induré, renferme de nombreuses « boules » gréseuses à aspect de rognons, de taille moyenne dépassant 0,50 m et les plus souvent allongées suivant le plan de stratification. Ces structures sont décrites comme des « miches » (Perrodon 1957) ou des figures de « thixotropie » (Neurdin-Trescartes 1992). Cette lentille est surmontée d'une alternance grés-marneuse, appelée « grès en plaquettes et marnes sableuses et gypseuses » (Magné & Tempere 1953). Les bancs gréseux sont décimétriques et montrent

des traces de terriers subhorizontales et plusieurs figures sédimentaires. Tout cet épisode gréseux, indifférencié, évolue, latéralement, vers un faciès sableux pour disparaître plus à l'est.

– Unité 6 : elle succède en continuité à l'unité précédente et est représentée par une puissante sédimentation de marnes bleues (200 m) dont la couleur devient bleu sombre à l'approche des premiers bancs de l'unité sus-jacente. Ces marnes sont caractérisées par un tuf pyroclastique (8 m), plus connu, à l'échelle du bassin du Chélif, sous le terme de cinérite. Dénommé « C2 » par Neurdin-Trescartes (1992), ce tuf débute par un horizon finement lité, à stratifications obliques et évolue vers une alternance de niveaux tendres et indurés. Sa partie supérieure renferme quelques « boules » décimétriques du même faciès, allongée suivant le plan de stratification.

#### BIOSTRATIGRAPHIE

Les prélèvements effectués dans ce lever de coupe permettent d'établir une répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques et par là même d'attribuer une datation à chacune de ces unités (Fig. 2).

Les échantillons prélevés dans l'Unité 1 (mn1 à mn4) ont livré une microfaune rare et peu diversifiée. Les premiers niveaux (mn1 et mn2), plus marneux, ont fourni une association de foraminifères planctoniques caractérisée par : *Praeorbulina glomerosa* (Blow, 1956) ; *P. transitoria* (Blow, 1956) ; *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951 ; *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellis, 1939 ; *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850) ; *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann, 1954 ; *Globigerina praebulloides* Blow, 1959 ; *Globigerina woodi* Jenkins, 1960 ; *Globoquadrina baroemoenensis* (LeRoy, 1939) ; *Globoquadrina altispira* (Cushman & Jarvis, 1936) ; *Globoquadrina debiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934) ; *Neogloboquadrina contumosa* (Blow, 1959) ; *Sphaeroidinella disjuncta* (Finlay, 1940) plus quelques formes remaniées du Crétacé, de l'Eocène et du Miocène inférieur (*Globigerinoides sicanus* De Stefani, 1950 et *Globorotalia acrostoma* Wezel, 1966). La présence, dans cette association, des praeorbulines associés à *Globorotalia mayeri*, *Orbulina suturalis* et l'absence d'*Orbulina universa* d'Orbigny, 1839 indiquent



conglomératique, la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959) s.s., indique la biozone N16 de Blow (1969) et donc le Tortonien. L'âge tortonien est confirmé par l'existence du même taxon quelques mètres au-dessus (mn9).

L'Unité 4 (mn10 à mn39) montre la succession de deux assemblages étroitement liés aux faciès précités. Aux marnes jaunes (partie inférieure de l'unité) correspond une microfaune, rare, naine, oligospécifique et le plus souvent pyriteuse (mn10 à mn22). La population planctonique est peu présente dans les couches inférieures à totalement absente vers le sommet (mn16 à mn21). Elle est caractérisée par *Globigerina praebulloides*; *Globigerina woodi*; *Globigerina falconensis* Blow, 1959; *Globigerina foliata* Bolli, 1957; *Globigerinoides trilobus*; *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny, 1846); *Globigerinoides obliquus* Bolli, 1957; *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinella obesa* Bolli, 1957; *Orbulina suturalis*, *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865) avec quelques formes remaniées de l'Eocène et du Crétacé. Par sa pauvreté, la taille de ces individus et la présence de pyrite, cette association dénote une tendance vers le confinement. À l'inverse, la partie supérieure de la même unité (marnes bleues) montre un net et brusque changement de la microfaune dès l'échantillon mn23, juste au-dessus de l'horizon marno-calcaire (h : Figs 2 ; 3). Les foraminifères abondent de nouveau avec la réapparition (mn23) de *Neogloboquadrina acostaensis* s.s., forme absente dans l'assemblage précédant probablement pour des raisons paléocologiques. Il s'agit toujours d'une association tortonienne mais beaucoup plus riche, très diversifiée. À partir de mn31 apparaissent des marqueurs de la biozone N17 (Tortonien supérieur) tels que *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839); *N. humerosa* (Takayanagi & Saito, 1962) et *Globorotalia plesiotumida* Blow & Banner, 1965 (mn31) puis *G. saphoe* Bizon & Bizon, 1965 (mn33).

Dans l'Unité 5 la microfaune est absente au niveau de la lentille gréseuse (mn40) à rare dans l'alternance grès-marneuse (mn41 à mn45) alors qu'elle abonde et se diversifie dans l'Unité 6 (mn46 à mn54). La présence des marqueurs de la biozone N17, dans ces deux dernières unités, permet de les rattacher toujours au Tortonien supérieur.

## CORRÉLATIONS AVEC LES TRAVAUX ANTERIEURS (FIG. 3)

Les trois premières unités lithologiques, indifférenciées, précédemment définies correspondent aux « marnes sableuses et grès rubéfiés » de la S.N. Repal (1952) ou « formations subcontinentales et lagunaires » de Perrodon (1957). Ces dépôts ont été attribués, par ces auteurs, au Miocène « inférieur ». Ils correspondent à la « formation 1 » de Sabaté *et al.* (1981). Par extrapolation, ces derniers ont considéré cette « formation 1 » équivalente de la « formation du Tlélat » (Fig. 3), l'ont associée à la MSII (mégaséquence II) et l'ont attribuée au Miocène moyen. Quelques années plus tard, cette « formation 1 » a été désignée « formation continentale rouge », rattachée à la MSI (Neurdin-Trescartes 1992) et datée de l'Aquitano-Burdigalien.

Notre analyse microfaunistique du même intervalle (Fig. 2) apporte une nouvelle datation. Ainsi, la partie supérieure (Unité 3, renfermant les deux barres gréseuses) est attribuée au Tortonien (N16) alors que la partie inférieure est rattachée au Serravallien inférieur (Unité 2) voire au Langhien supérieur (Unité 1). Ces résultats révèlent, également, l'absence des dépôts du Serravallien supérieur et de la base du Tortonien inférieur (N15 >).

L'Unité 4, comprise entre la surface durcie (S.D. : Fig. 3) et l'épisode gréseux (Unité 5), correspond à l'intervalle des « marnes brunes à bleuâtres gypseuses » de la S.N. Repal (1952) ou des « marnes gris brunâtre » de Perrodon (1957) considéré par ces auteurs comme « Miocène inférieur ».

De même l'ensemble, constitué depuis la base de l'Unité 4 jusqu'au sommet du niveau pyroclastique (C) de l'Unité 6, correspond à la « formation 2 = formation de Tafaraoui » de la MS II, est attribué au Miocène moyen par Sabaté *et al.* (1981). Ultérieurement, ces mêmes faciès ont été assimilés à la « formation du Tlélat et de Tafaraoui indifférenciées » et attribués au Langhien-Serravallien (Neurdin-Trescartes 1992).

Tous nos prélèvements (mn10 à mn54) effectués dans ces mêmes dépôts (Unités 4-6) donnent une microfaune tortonienne avec un Tortonien supérieur à partir de mn31 (Figs 2 ; 3).



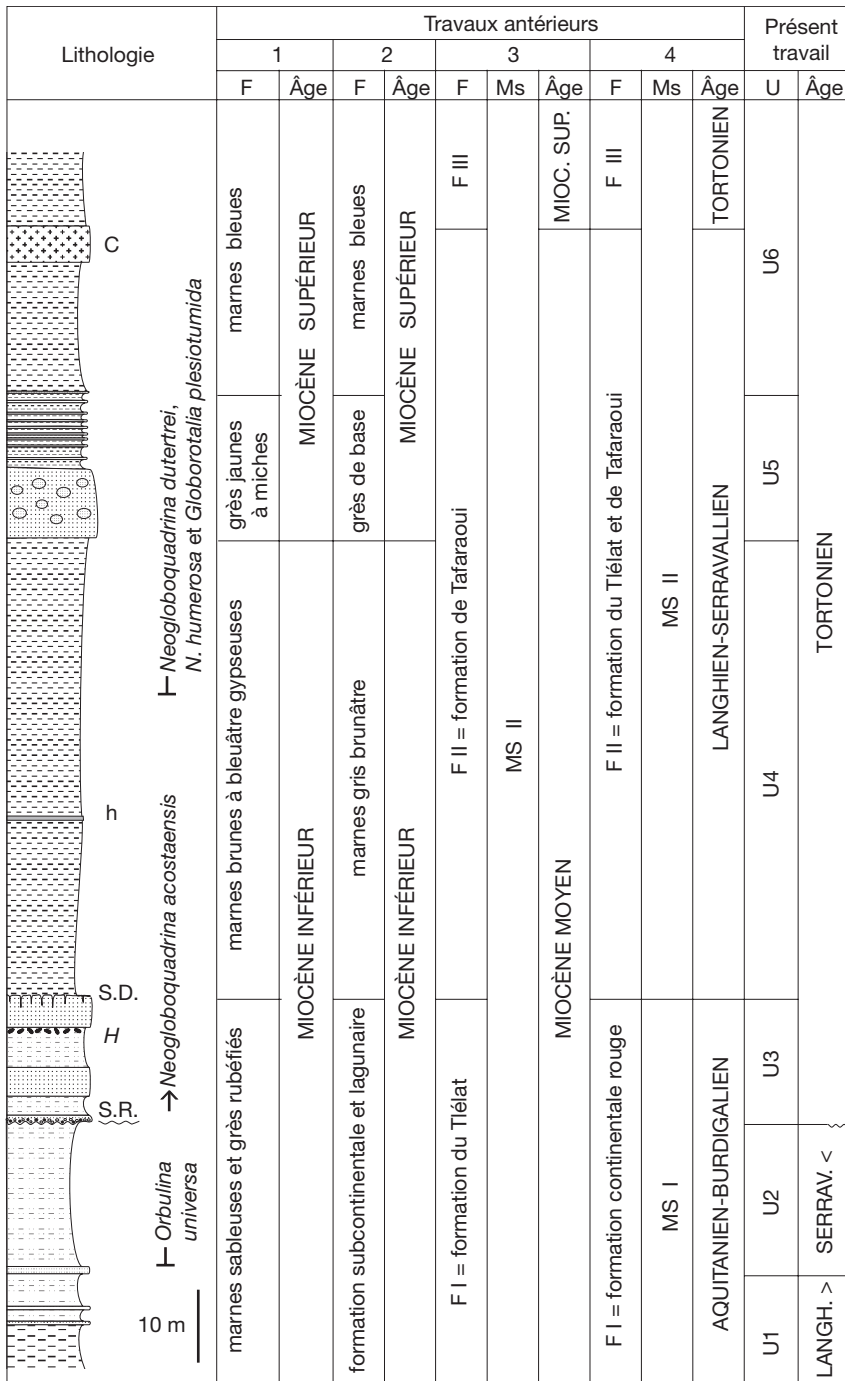


FIG. 3. — Coupe de Jebel Meni, bassin du Chélif (Algérie), corrélation avec les travaux antérieurs : **1**, S.N. Repal 1952 ; **2**, Perrodon 1957 ; **3**, Sabaté *et al.* 1981 ; **4**, Neurdin-Trescartes 1992. Abréviations : **C**, cinérites ; **F**, formations ; **h**, horizon marno-calcaire ; **H**, niveau à huîtres ; **MS**, mégaséquences ; **S.D.**, surface durcie ; **S.R.**, surface de ravinement.

Par conséquent, l'Unité 5 dénommée « grès jaunâtre à miches » (S.N. Repal 1952) ou « grès de base » (Perrodon 1957) et indiquant les « niveaux de base du Miocène supérieur » (Perrodon 1957), est également attribuée au Tortonien supérieur. Toutefois, il n'est pas exclu que cet événement lithologique (grès) corresponde à la limite inférieure de la biozone N17 malgré l'apparition « précoce » des marqueurs de la biozone puisque cette limite est légèrement postérieure à la première apparition des marqueurs de la biozone dans le stratotype (Cita & Blow 1969).

Aussi, le niveau pyroclastique (C) de l'Unité 6 ne peut pas être le « C2 », celui daté dans les Tessala de  $11,87 \pm 0,76$  Ma (Neurdin-Trescartes 1979, 1992). Cet âge est incompatible avec la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* s.s., dans les couches sous-jacentes et dont la première arrivée « moyenne » se situe à 10,554 Ma (Berggren *et al.* 1995 ; Hilgen *et al.* 2000).

#### LA LIMITE SERRAVALLIEN-TORTONIEN DANS LE BASSIN DU BAS CHÉLIF

##### COUPE DE SIDI MOUSSA (FIGS 1 ; 3)

La coupe de Sidi Moussa est située sur le versant nord-occidental du massif du Dahra. Seules deux unités affleurent partiellement.

La plus ancienne est constituée d'une alternance (plus de 15 m d'épaisseur) de bancs gréseux, décimétriques, friables ou indurés. Elle renferme des galets schisteux et gréseux provenant du démantèlement du « socle » voisin. La microfaune donne un âge burdigalien supérieur à langhien inférieur (Belkebir 1986).

La seconde unité, transgressive, repose en discordance sur la précédente par l'intermédiaire d'un banc calcaréo-gréseux (0,60 m), très fossilifère (bivalves et balinidés), auquel succèdent :

- un grès marneux (0,50 m) jaunâtre ;
- un horizon (0,30 m), à galets gréseux et schisteux, très riche en paillettes de biotites et coiffé au sommet d'une surface ferrugineuse discontinue ;
- un grès marneux (4 m) jaunâtre riche, au sommet, en glauconie ;
- un niveau pyroclastique (0,60 m) ;
- plus de 6 m de marnes bleu gris très riches en microfaune.

La présence de *Neogloboquadrina acostaensis* s.s., dès la base de cette deuxième unité, permet d'identifier la biozone N16 et par là même le Tortonien inférieur (Belkebir *et al.*, 2002).

##### COUPE DE KOUDIET RADJEL EL MEÏDA (FIGS 1 ; 3)

La coupe de Koudiet Radjel el Meïda est située une quinzaine de kilomètres à l'ouest de celle de Djebel Meni. De bas en haut, on observe :

- une épaisse formation conglomératique (plus de 150 m) dont la partie médiane (65 m) est grésoconglomératique et la partie supérieure (15 m) marneuse. Ces marnes sont gypseuses, à aspect schisteux et de couleur bleu sombre. La macrofaune n'est présente que dans l'unité médiane où elle est caractérisée par des scléractiniaires solitaires et des bivalves. La rare microfaune récoltée est caractérisée par l'apparition de *Globigerina nepenthes* Todd, 1957 dans les niveaux grésoconglomératiques, permettant d'indiquer la base de N14 (Serravallien supérieur) ;
- un ensemble continental (7 m), argilo-conglomératique rouge, renfermant à sa base un banc (4 m) pyroclastique reposant sur les marnes gypseuses. Ces dépôts continentaux se réduisent, latéralement, vers l'ouest et se développent à l'est ;
- une sédimentation marine transgressive, succède en discordance à tous ces dépôts. Elle débute par 25 m de marnes sableuses, à bancs gréseux jaunâtres, évoluant à plus de 60 m de marnes bleues. Ces dernières renferment à la base un niveau pyroclastique similaire à celui observé à Djebel Meni. Les bancs gréseux présentent des stratifications entrecroisées, des fragments de bivalves, des bioturbations et des terriers obliques à verticaux. La microfaune est rare dans les marnes sableuses mais très abondante dans les marnes bleues. Elle est caractérisée dès les premiers horizons de marnes sableuses par la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* s.s. permettant d'identifier la biozone N16 et par là même le Tortonien inférieur.

##### COUPE D'OUED TANGROUTAH (FIGS 1 ; 3)

La coupe d'Oued Tangrouthah a été levée dans les Tessala orientales, au voisinage de celle de Neurdin-Trescartes (1992). Elle présente une succession lithologique proche de celle observée à Koudiet Radjel el Meïda :



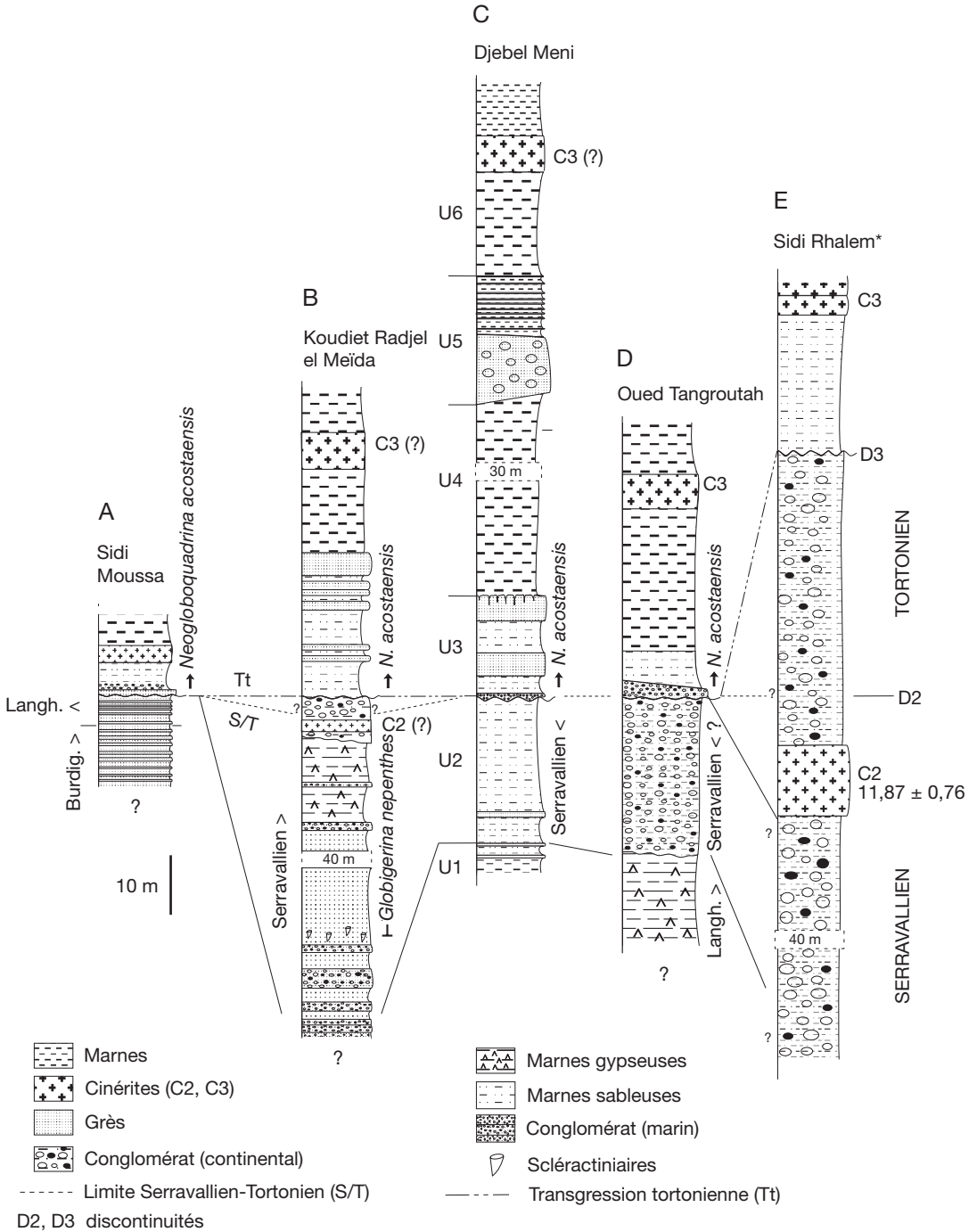


FIG. 4. — Position de la limite serravallo-tortonienne et de la transgression tortonienne dans les massifs du Dahra et des Tessala (Algérie). Abréviations : **S.D.**, surface durcie ; **S.R.**, surface de ravinement ; \* in Neurdin-Trescartes (1992).

- un ensemble continental azoïque, argilo-conglomératique rouge (plus de 50 m) à couches subhorizontales. Sa partie basale est constituée de marnes bleues sombres à gypses renfermant *Orbulina suturalis*, *O. bilobata* (d'Orbigny, 1846), *Praeorbulina transitoria* et *Globorotalia mayeri*. En l'absence d'*Orbulina universa*, ces taxons indiquent un âge langhien supérieur;
- des marnes, transgressives, reposent en discordance angulaire sur le terme antérieur par une lentille conglomératique (plus de 3 m) marine très fossilifère. Des marnes sableuses (5 m) à paillettes de biotites succèdent en continuité à cette lentille et évoluent progressivement à plus de 120 m de marnes bleues. Ces dernières renferment, dans les premiers 15 m, comme dans les coupes précédentes, un niveau pyroclastique (3 m) à éléments fins appelé « C3 » (Neurdin-Trescartes 1979, 1992). Les foraminifères du Tortonien abondent dès la base des marnes sableuses et la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* s.s. indique la biozone N16.

#### COUPE DE SIDI RAHLEM

La coupe de Sidi Rahlem est située 5 km à l'est de celle d'Oued Tangroutah. Dans la coupe principale (150 m), Neurdin-Trescartes (1992: 29) distingue une succession de deux ensembles conglomératiques et continentaux :

- le premier, appelé « formation de Tafaraoui », est attribué au Serravallien. Il se termine par 12 m de cinérites datées de  $11,87 \pm 0,76$  Ma, âge très proche de celui (11,80 Ma) du sommet de l'étage serravallien (Berggren *et al.* 1995; Hilgen *et al.* 2000);
- le deuxième, désigné sous le terme de « formation de Bouhanifia », est rattaché au Tortonien. Il est surmonté, latéralement, par une sédimentation marine attribuée au Messinien.

#### DISCUSSION

Dans des travaux antérieurs (Belkebir 1986), la partie supérieure de la biozone à *Globorotalia cultrata menardii* (N15 >) a été définie dans les premiers niveaux détritiques de la « formation des marnes bleues de Sidi Ali » (coupe de Sidi Moussa). Dans la même biozone, il a été signalé la présence de *Neogloboquadrina* aff. *acostaensis* qui s'est avérée être

*N. acostaensis* (Belkebir *et al.* 2002). En conséquence la biozone sus-citée, indicatrice de l'extrême base du stratotype du Tortonien (Cita & Blow 1969), est absente. Une lacune caractérise également tout l'intervalle langhien supérieur à serravallien. Ainsi, la limite entre les deux cycles du Miocène est comprise entre des dépôts du Langhien inférieur (apparition des Praeorbulines) et du Tortonien inférieur non basal (compte tenu de la présence de *N. acostaensis*).

À l'inverse des autres coupes, les conglomérats continentaux d'Oued Tangroutah ne renferment pas de niveau cinéritique. Ils sont assimilés, par Neurdin-Trescartes (1992), aux formations du « Tlélat » et « Tafaraoui », datées du Langhien-Serravallien. Ces datations peuvent être plus affinées en raison de la position stratigraphique de ces dépôts, bien cernée, entre deux sédimentations marines bien datées :

- à la base, les prélèvements effectués dans les niveaux marins, précédant les termes continentaux, donnent un âge langhien supérieur vu la présence d'*Orbulina suturalis*, *O. bilobata*, *Praeorbulina transitoria* et l'absence d'*O. universa*;
- au sommet, les mêmes faciès sont surmontés en discordance par des marnes tortoniennes à *Neogloboquadrina acostaensis* s.s. indiquant la biozone N16.

De ces données, les conglomérats ne peuvent avoir qu'un âge serravallien, au plus vieux langhien supérieur (-13 Ma) et au plus jeune Tortonien basal (-10,554 Ma). Leur épaisseur assez réduite, par rapport à ceux de Sidi Rahlem (Fig. 4, E), tout proche (Neurdin-Trescartes 1992), suggère l'érosion d'une bonne partie de ces conglomérats, essentiellement, les dépôts renfermant (et surmontant) le niveau cinéritique « C2 » daté de  $11,87 \pm 0,76$  Ma et dont les éléments (biotites) sont remaniés à la base des marnes tortoniennes.

Dans la région de Koudiet Radjel el Meïda, les dépôts miocènes « postnappes » sont cartographiés par Devaux (1969) sous le terme de « cycle laguno-continental » pour le « premier cycle postnappe » des anciens auteurs et de « cycle marins » pour le « deuxième cycle postnappe ». Au lever de coupe (Fig. 4), les sédiments continentaux (= cycle laguno-continental de Devaux 1969) sont précédés par des niveaux marins datés du Serravallien supérieur (N14) et surmontés en discordance par une sédimentation marine caractéristique du Tortonien (N16). Leur âge

serait donc au plus vieux serravallien supérieur et au plus jeune tortonien basal (N15 >). Par cette datation et le niveau cinéritique qu'ils renferment, ces dépôts peuvent être corrélés, au moins partiellement, à ceux de Sidi Rahlem. Dans ce cas, le niveau cinéritique serait le même (= C2) et la limite serravallo-tortonienne ne pourrait être que dans cet intervalle.

Toutes les coupes révèlent l'absence des dépôts équivalents à l'intervalle de la biozone N15 supérieure voire même la base de N16. Cet intervalle serait très certainement matérialisé par des dépôts continentaux comme ceux de Koudiet Radjel el Meïda et Sidi Rahlem. Dans ce cas, l'isochrone de la limite serravallo-tortonienne serait également dans cette même sédimentation, probablement au sommet du « C2 ». Cette hypothèse confirme, d'une part, l'âge attribué à la formation du « Tafaraoui » et de « Bouhanifia » (Neurdin-Trescartes 1979) à Sidi Rahlem et, d'autre part, converge vers la datation radiométrique du « C2 » ( $11,87 \pm 0,87$  Ma), très proche de celui (11,80 Ma) du sommet de l'étage serravallien (Berggren *et al.* 1995; Hilgen *et al.* 2000).

Ces données permettent de déduire que la transgression marine du Miocène supérieur, observée sur les marges, est intratortonienne et que la limite serravallo-tortonienne lui est antérieure. Le Tortonien basal (biozone à *Globorotalia menardii* supérieure, ou N15 supérieure plus la base de N16) est absent sur tous les affleurements étudiés, ce qui confirme l'arrivée tardive de la mer tortonienne sur les marges du bassin. Cette transgression progresse sur des paléoreliefs dont l'âge varie entre le Crétacé (nappes), le Langhien inférieur (Sidi Moussa), le Serravallien inférieur marin (Djebel Meni) ou le Serravallien continental (Oued Tangroutah) et probablement même le Tortonien continental (Sidi Abdelkader Mzara).

## CONCLUSION

L'étude biostratigraphique de la série de Djebel Meni permet de proposer une nouvelle attribution stratigraphique, aux différentes formations, par rapport à celles données dans les travaux antérieurs (Figs 2; 3). Elle modifie ainsi la position stratigraphique qui doit être placée plus bas dans la colonne stratigraphique.

Cette limite est située à la base du niveau conglomératique qui précède les deux barres gréseuses de l'Unité 3 et non au sommet de cette même unité (= « grès roux » de Belkebir *et al.* 2003) ni à la base des « grès jaunâtres à miches » de la S.N. Repal (1952) ou « grès de base » de Perrodon (1957) ni même au sommet des tufs pyroclastiques (= C2) comme le proposent Sabaté *et al.* (1981) et Neurdin-Trescartes (1992).

Cette limite est marquée par une discontinuité majeure, matérialisée par une discordance de ravinement, au levé de coupe. Elle coïncide avec la base de la transgression tortonienne dont l'âge serait aux environs de 10,554 Ma (présence de *N. acostaensis* ss.). Ces résultats confirment l'arrivée tardive de la mer tortonienne sur les marges du bassin du Chélif en considérant la limite serravallo-tortonienne à 11,80 Ma (Berggren *et al.* 1995; Hilgen *et al.* 2000).

L'absence des dépôts du Serravallien supérieur (Djebel Meni, Oued Tangroutah), du Langhien supérieur et du Serravallien (Sidi Moussa) semble être en relation avec une érosion généralisée, ayant affecté les marges du bassin du Chélif, érosion qui a pu se continuer jusqu'au Tortonien basal. À cette période d'érosion succède une vaste transgression tortonienne plus communément appelée « transgression du Miocène supérieur ». Celle-ci s'effectue en deux phases (Belkebir *et al.* 1996) : la première de moindre ampleur et de courte durée est caractérisée par un faciès très détritique où la microfaune est rare, peu diversifiée parfois même remaniée; la deuxième, plus importante, est marquée par l'horizon conglomératique (Sidi Moussa) ou gréseux (Oued Tangroutah) accompagné d'un changement brusque de la microfaune, précédant légèrement le marqueur de la biozone N17.

## Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier M. G. Conesa (université de Provence, Marseille) dont les critiques constructives ont contribué à l'amélioration du présent article. Ce travail a été mené dans le cadre de l'Accord-Programme franco-algérien CMEP 03MDU584 et du projet CNEPRU G01820060049 « Relation entre l'évolution de la biodiversité et les événements pyroclastiques au cours du Néogène dans le bassin du Chélif et de la Tafna ».

## RÉFÉRENCES

- BELKEBIR L. 1986. — *Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif du Dahra (Algérie) : biostratigraphie, paléocologie et paléogéographie*. Thèse de Doctorat, université de Provence, Marseille, France, 249 p.
- BELKEBIR L., BESSEDIK M., AMEUR-CHEHBEUR A. & ANGLADA R. 1996. — *Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie : biostratigraphie et eustatisme*. Elf Aquitaine éditions, Pau, 16: 553-561.
- BELKEBIR L., BESSEDIK M. & MANSOUR B. 2002. — Le Miocène supérieur du bassin du Chélif: attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mémoires des Services géologiques d'Algérie* 11: 187-194.
- BELKEBIR L., LABDI A., MANSOUR B. & BESSEDIK M. 2003. — Nouvelle position de la limite serravallo-tortonienne à Djebel Meni (Dahra, Algérie). *2<sup>e</sup> Séminaire national de Stratigraphie*, Beni Abbes, Résumés: 35.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER, C. C. & AUBRY M.-P. 1995. — A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in BERGGREN W. A., KENT D. V., AUBRY M.-P. & HARDENBOL J. (eds), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Special Publication*, Tulsa 54: 129-212.
- BESSEDIK M., BELKEBIR L. & MANSOUR B. 2002. — Révision de l'âge miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie): conséquences biostratigraphique et géodynamique. *Mémoires des Services géologiques d'Algérie* 11: 167-186.
- BLOW W. H. 1969. — Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceeding on the First International Conference on the Planktonic Microfossils*, Genève 1: 199-442.
- 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 (3): 549-603.
- DELTEIL J. 1974. — *Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental*. Thèse de Doctorat d'État, université de Nice, France, 294 p.
- DEVAUX J. 1969. — *Carte géologique Bosquet-Mostaganem au 1/200 000*. Publication de la Direction des mines et de la Géologie d'Algérie, Alger.
- FENET B. 1974. — *Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral de l'oranais*. Thèse de Doctorat d'État, université de Nice, France, 301 p.
- HILGEN F. G., KRIJGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W. J. 2000. — Integrated stratigraphy and astronomical calibration of Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Marine Micropaleontology* 38: 181-211.
- IACCARINO S. 1985. — Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera, in BOLLI H. M., SANDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K (eds), *Plankton Biostratigraphy*. Cambridge, Cambridge university press: 183-314.
- MAGNÉ J. & TEMPÈRE C. 1953. — Micropaléontologie de deux bassins néogènes algériens: le Chélif et le Hodna. Application aux recherches de pétrole. 19<sup>e</sup> Congrès géologique international, Alger, 1952. *Comptes Rendus*, section XIV, fascicule XVI: 146-176.
- MATTAUER M. 1958. — Étude géologique de l'Ouarsenis occidentale, *Services de la Carte géologique d'Algérie nouvelle série* 17: 1-534.
- NEURDIN-TRESCARTES J. 1979. — Paléogéographie de la marge sud du bassin du Chélif au Miocène. Comparaison entre les Tessala et les Beni Chougrane (Algérie). *7<sup>e</sup> Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Lyon, Résumés: 343.
- NEURDIN-TRESCARTES J. 1992. — *Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif, modèle de référence de bassins intramontagneux*. Thèse de Doctorat d'État, université de Pau et Pays de l'Adour, France, 605 p.
- PERRODON A. 1957. — Étude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Publication des Services de la Carte géologique d'Algérie* 12: 328 p.
- POLVÊCHE J. 1960. — Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Publication des Services de la Carte géologique de l'Algérie, nouvelle série* 24: 1-576.
- 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.
- SABATÉ P., NEURDIN-TRESCARTES J. & GONORD H. 1981. — Dynamique miocène de la marge nord du bassin du Chélif (Algérie nord-occidentale). *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle d'Afrique du Nord* 69 (3-4): 81-94.
- S.N. REPAL 1952. — Le bassin néogène du Chélif. *Publication du XIX<sup>e</sup> Congrès international d'Alger*, Alger, 16 (1<sup>ère</sup> série): 1-56.
- THOMAS G. 1985. — *Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire*. Thèse de Doctorat es Sciences, université de Pau et Pays de l'Adour, France, 594 p.

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