

Géodynamique des bordures méridionales de la mer d'Alboran ; application de la stratigraphie séquentielle dans le bassin néogène de Boudinar (Rif oriental, Maroc)

Ali AZDIMOUSSA¹, Gérard POUPEAU², Halima REZQI¹, Lahcen ASEBRIY³,
Jacques BOURGOIS⁴ & Lahsen AÏT BRAHIM⁵

1. Université Mohamed I, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Bd. Mohammed VI, B.P. 717, 60 000, Oujda, Maroc. e-mail : azdimoussa@sciences.univ-oujda.ac.ma.

2. Institut de Recherche sur les Archéomatériaux, UMR 5060, CNRS et Université Bordeaux 3, Maison de l'Archéologie, Esplanade des Antilles, 33607 Pessac, France.

3. Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Agdal, Rabat, Maroc.

4. CNRS et Université Pierre et Marie Curie ; 4, pl. Jussieu, Tour 26, 75252 Paris Cedex, France.

5. Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 1014 R.P., Rabat, Maroc.

Résumé. L'association de la stratigraphie séquentielle à l'étude structurale et aux datations numériques a permis de préciser et de retracer l'évolution géodynamique du bassin néogène de Boudinar. Cette étude multidisciplinaire montre que ce bassin est constitué d'une succession de cortèges sédimentaires très influencés par les variations eustatiques globales. Les cortèges du Messinien sont concordants sur ceux du Tortonien. Cependant, il est probable qu'un hiatus sédimentaire de la fin du Messinien ait été enregistré dans le bassin en liaison avec la crise de salinité connue en Méditerranée. Pendant le Pliocène basal, la subsidence tectonique aurait guidé la naissance d'une dépression au nord-ouest du bassin favorisant une sédimentation dans des conditions de haute énergie et le retour aux conditions de mer ouverte. L'absence de sédimentation marine au Pliocène supérieur est provoquée par l'émersion régionale due à la tectonique compressive qui se continue jusqu'à l'Actuel.

Mots clés : Maroc, Rif, bassin de Boudinar, Néogène, stratigraphie séquentielle, traces de fission, géodynamique.

Geodynamics of the southern edges of Alboran sea ; application of sequence stratigraphy in the Neogene Boudinar basin (Eastern Rif, Morocco).

Extended abstract. This research on the Neogene sedimentary basin of Boudinar is based on sequence stratigraphy, structural and cartographic analysis, supported by micropaleontologic determinations and radiochronological dating of a volcanic interlayer. This multidisciplinary study allowed us: 1/ to solve the problems of age and lateral correlations of the sequences and sedimentary unconformities; 2/ to propose ages for series up to now poorly dated; 3/ to decipher the architecture of the various sedimentary bodies; 4/ to determine the respective part of the effects related to eustatism and tectonics in the local evolution of the sea level; 5/ to characterize the importance of the sedimentary contribution and the variations of the eustatic sea level recorded. The Neogene of the Boudinar basin consists of a succession of lowstand wedge system tract, transgressive system tract, then high system tract, corresponding to three sets of a complete eustatic cycle. This proves that the formations of Late Tortonian, Messinian and Early Pliocene recorded a sedimentation marked by the influence of the eustatism. Deposition of the Messinian beds, that are conformable on those of the Tortonian, are influenced by global eustatic variations. Thickness of the regressive Messinian terms seems to be related to an important detrital input and a tectonic subsidence controlled by extensional tectonic regime. The sedimentary history of the Boudinar basin does not show evaporitic levels related to the Messinian salinity crisis resulting from the closure of the Mediterranean sea, but the sequence stratigraphy analysis reveals a gap of sedimentation at latest Messinian. During the Pliocene, sedimentation developed in high energy environments as demonstrated by submarine system tract and prograding lowstand wedge system tract. The absence of late Pliocene marine deposition is caused by a compression tectonic uplift that continues at present times.

Key words: Morocco, Rif, Boudinar basin, Neogene, sequence stratigraphy, fission track dating, geodynamics.

INTRODUCTION

Le bassin néogène de Boudinar, qui occupe dans le Nord-Est du Maroc une zone triangulaire ouverte sur la Méditerranée (Fig. 1), est installé sur les terrains crétacés des unités de Kétama et de Tamsamani (Rif externe). Il est actuellement limité à l'Est par la faille du Nékor et au Nord-Ouest par un accident tectonique qui le sépare du massif volcanique néogène de Ras Tarf (Houzay 1975, Guillemin & Houzay 1982). Selon Houzay (1975) et Choubert *et al.* (1984), ce bassin aurait enregistré trois cycles sédimentaires marins entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur. Des travaux d'ordre sédimentologique (El Kharrim 1991) et paléontologique (Wernli 1988,

Benmoussa 1991, El Hajjaji 1992, et Barhoun 2000) ont apporté des précisions sur les milieux de sédimentation. De leur côté, Morel (1988) et Aït Brahim (1985, 1991) ont caractérisé l'évolution structurale du bassin.

Nous présentons dans cet article les résultats d'une révision stratigraphique, micropaléontologique, cartographique et structurale du bassin de Boudinar par l'utilisation des méthodes de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.* 1987, Haq *et al.* 1988) et de datations numériques de niveaux volcano-sédimentaires. Ces données permettent de proposer une nouvelle interprétation géodynamique de l'évolution de ce bassin, et notamment de son comportement lors de la crise de salinité qui a affecté le bassin méditerranéen vers la fin du Messinien.

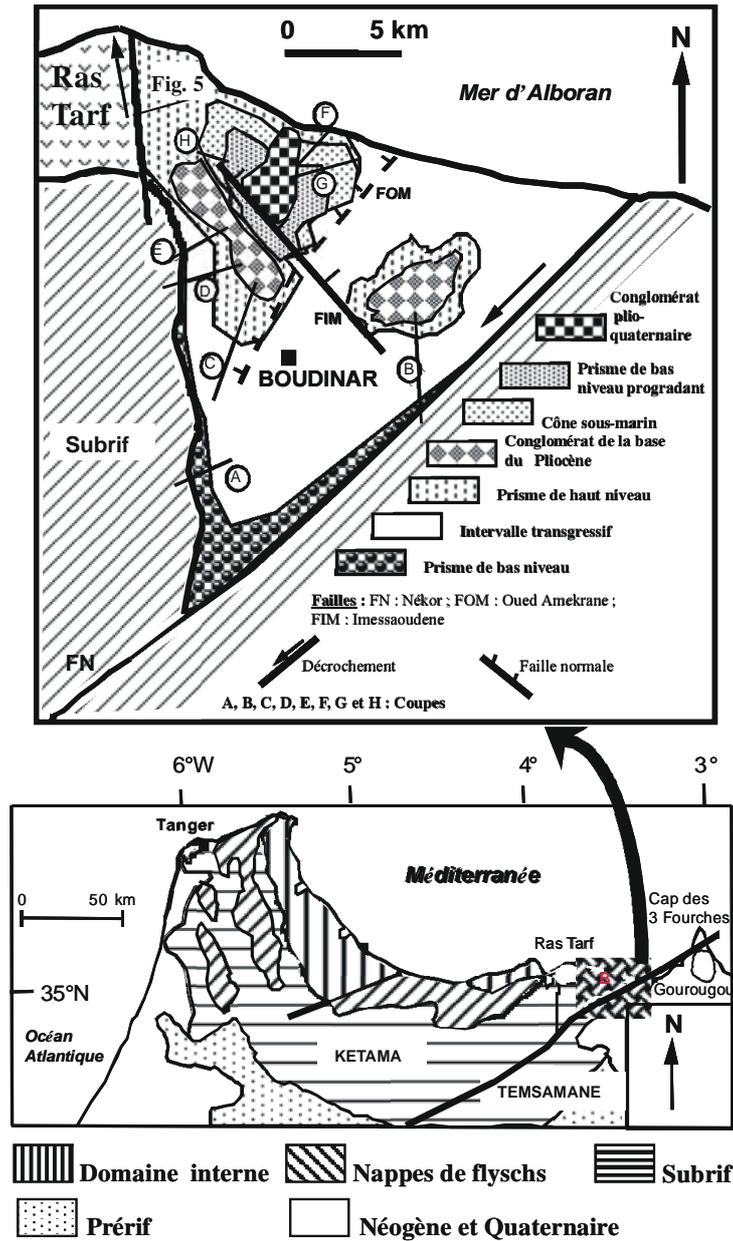


Figure 1. Localisation et cartographie des cortèges sédimentaires du bassin néogène de Boudinar.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Le premier cycle sédimentaire du bassin de Boudinar n'affleure que dans le Sud-Ouest du bassin (coupe A, Fig. 2). Il débute par un conglomérat continental rouge surmonté d'une épaisse série d'argiles et de marnes sableuses à concrétions de gypse. D'après les arguments que nous évoquons ci-après, nous attribuons ce niveau au Tortonien final (Fig. 1). Le deuxième ensemble, présent dans tout le bassin, est caractérisé par un conglomérat de base marin, de teinte claire, remaniant de nombreux bioclastes, qui ravine les niveaux de la première formation. Ainsi, on peut retrouver ce conglomérat sur les marnes sableuses gypsifères précédentes, là où la séquence est complète (coupe A), ou directement sur le premier conglomérat continental (Fig. 2, coupes B, D et E). L'âge des terrains de ce deuxième ensemble est tortonien

supérieur pour Barhoun & Wernli (1999) alors qu'il avait été considéré messinien par Houzay (1975) et Choubert *et al.* (1984). Localement, on observe au sommet de ce conglomérat des blocs de matériel volcanique remanié (coupes B et D). Le reste de la séquence est représenté en majeure partie par des marnes à passées de sables, des niveaux récifaux interstratifiés, des cinérites et des diatomites (coupes A à E). Les datations numériques réalisées dans ces derniers terrains (cf. *infra*) fournissent un âge messinien. Le troisième ensemble est représenté dans la partie amont (sud) du bassin par un conglomérat rouge continental (coupes B à E). Dans la partie aval (nord), ce conglomérat laisse la place à des sédiments marins marno-sableux (coupes F, G et H). Les niveaux marneux de cette formation sont datés du Pliocène inférieur (Guillemin & Houzay 1982, Barhoun & Wernli 1999).

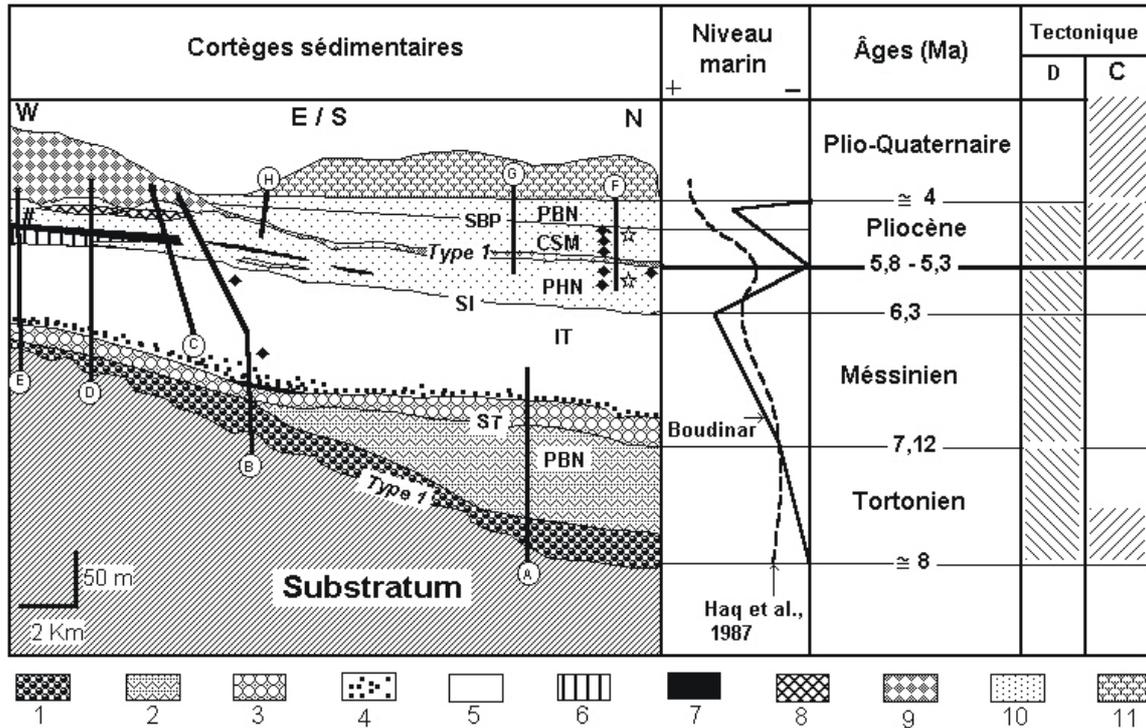


Figure 2. Stratigraphie séquentielle et corrélations des coupes. 1, conglomérat continental ; 2, argiles gypsifères à gyrogonites ; 3, conglomérat marin ; 4, grès et sables marneux ; 5, marnes à concrétions de gypse ; 6, calcaire récifal ; 7, cinérites ; 8, diatomites ; 9, conglomérats de la base du Pliocène ; 10, marnes sableuses ; 11, conglomérat plio-quaternaire. D : distension ; C : compression ; # : datations traces de fission ; ■ : datations micropaléontologiques ; ■ : échantillon.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Les premiers stades d'évolution du bassin de Boudinar, tels qu'on peut les observer dans sa partie sud-ouest, le font apparaître comme une dépression continentale ouverte sur la mer d'Alboran, sur laquelle se dépose un premier conglomérat. Un niveau à influence marine lui succède, avec des argiles sableuses à concrétions de gypse. Les seuls microfossiles dégagés dans les niveaux marneux sont des gyrogonites de characées, qui suggèrent un environnement lagunaire. La cartographie et l'organisation verticale de ces faciès définissent un prisme de bas niveau marin (PBN), la discordance angulaire séparant ces terrains des schistes du substratum rifain étant une discontinuité de type 1.

La base de la seconde séquence, transgressive elle aussi, est caractérisée par un conglomérat marin remaniant de nombreux bioclastes de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinodermes. La discontinuité figurant à la base de cette séquence apparaît comme une surface de transgression (ST). Au-dessus de ce conglomérat, les marnes sableuses jaunes, qui présentent de nombreux bioclastes de terriers, de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinodermes, sont typiques d'une mer peu profonde. La composante détritique y est d'ailleurs plus importante que la fraction organique. Cette dernière révèle cependant, dans l'échantillon BD1 de la coupe B (Figs. 1 et 2) une diversité faunique élevée (Tab. I). L'association des espèces identifiées évoque un milieu à potentiel écologique sténobathe, allant d'un environnement infralittoral à circalittoral (~ 40 et 200 m), en milieu de plateforme stable,

propice à une large diversification des espèces de foraminifères benthiques. Ce premier ensemble est surmonté par des marnes vertes ou grises qui renferment des foraminifères benthiques et planctoniques associés à des ostracodes et à de petits gastéropodes de mer ouverte, plus profonde. L'analyse des foraminifères benthiques de l'échantillon BD5 (coupe B) montre une population assez diversifiée mais peu abondante (Tab. I). Certains de ces foraminifères peuvent atteindre 500 m de profondeur.

L'épaisseur de ces faciès transgressifs varie d'une station à l'autre; au centre du bassin (partie externe, vers le Nord-Est) l'épaisseur des marnes peut atteindre 150 m (coupes B et C) ; par contre, du côté amont (partie interne, coupe E, à la limite SW du bassin), l'épaisseur des marnes sableuses de mer peu profonde, seules présentes, est relativement faible. Les caractères géométriques et eustatiques de ces faciès définissent une succession de dépôts dans un intervalle transgressif (IT). La limite supérieure du cortège transgressif est marquée par un niveau chenalisé remaniant parfois des bioclastes, témoignant de l'apogée de la transgression marine. Juste au-dessus, se développe une lentille de faciès récifal dans laquelle on peut rencontrer une macrofaune variée à base de madréporaires (*Porites*), de lamellibranches, d'échinodermes, de bryozoaires et de gastéropodes. L'épaisseur de ce faciès bioconstruit diminue de la limite amont du bassin, où elle peut atteindre 20 m (coupe E), jusqu'à sa disparition vers le centre du bassin. Sur ces récifs repose un niveau métrique de cinérites bien repérable dans tous les secteurs

du bassin. La répartition de ces cinérites rappelle celle déjà observée pour un niveau-repère de tuf volcanique également bien développé dans le bassin messinien voisin de Melilla-Nador (Azdimoussa & Bourgois 1993, Münch *et al.* 2001, Cornée *et al.* 2002).

Sur le cortège transgressif se développe une sédimentation marneuse ou marno-sableuse dans laquelle apparaissent des niveaux diatomitiques qui se développent davantage dans les secteurs proches de Ras Tarf. Vers le NE du bassin, les cinérites et les diatomites disparaissent progressivement et laissent place à une sédimentation marno-sableuse riche en bioclastes de mer peu profonde. Ce nouveau cortège sédimentaire, qui se rencontre dans tout le bassin, montre la persistance d'un niveau marin sur le cortège transgressif précédent. Ce cortège, qui est caractérisé par des apports détritiques importants, correspond à un prisme de haut niveau (PHN), la discontinuité le séparant de l'intervalle transgressif est donc une surface d'inondation maximum (SI). Une analyse micropaléontologique des foraminifères benthiques de l'échantillon Ri34 situé au milieu de la coupe F, localisée en aval de ce cortège de haut niveau, donne une association (Tab. I) qui caractérise un milieu épibathyal à mésobathyal, vers 200 m de profondeur d'eau. Vers le sommet de ce prisme, les échantillons BDR1 et BDR3' (Tab. I) fournissent des associations de foraminifères benthiques qui caractérisent la zone infra-littorale, vers 50 m de profondeur d'eau. La fin de cette séquence est marquée par une chute rapide du niveau marin, causant l'exondation du bassin. La discontinuité engendrée, matérialisant sans doute une lacune remarquable dans la sédimentation, qui sépare les conglomérats rouges continentaux ou les sédiments marins des terrains du PHN défini précédemment, est donc une discontinuité de type 1. Le type de sédimentation marine rencontré dans le cortège situé au-dessus du prisme du haut niveau montre en général des dépôts de mer peu profonde avec un caractère transgressif déterminé par leurs associations paléonto-logiques (cf. *infra*). L'épaisseur de ces sédiments, absents dans le Sud du bassin, augmente progressivement vers le Nord (coupes F, G et H). Là où elle est réduite (coupe H), apparaît un milieu sableux riche en terriers de milieu littoral. Par contre, du côté aval (coupes F et G), il y a une évolution des milieux de sédimentation de la base vers le sommet. Ainsi, on rencontre à la base de ce prisme une sédimentation marno-sableuse riche en terriers, échino-dermes, bryozoaires ainsi que des foraminifères. La détermination des espèces de foraminifères benthiques de l'échantillon BDR4 (Tab. I), récolté à la base, donne une association caractérisant un milieu de type infralittoral de plateforme, à moins de 50 m de profondeur d'eau.

Au milieu de ce cortège, il y a eu un appauvrissement en détritisme compensé par une sédimentation marneuse qui, par l'étude de l'échantillon BDR2 (Tab. I), a fourni des espèces de foraminifères benthiques qui caractérisent un milieu compris entre la zone circalittorale et la zone épibathyale, de 50 à 200 m de profondeur d'eau. Au sommet de ce cortège, la sédimentation s'est effectuée dans un milieu encore plus profond de type épibathyal, à plus de 200 m de profondeur d'eau, comme l'atteste l'association de foraminifères benthiques de l'échantillon BDRC (Tab. I). Ces caractéristiques sédimentologiques et

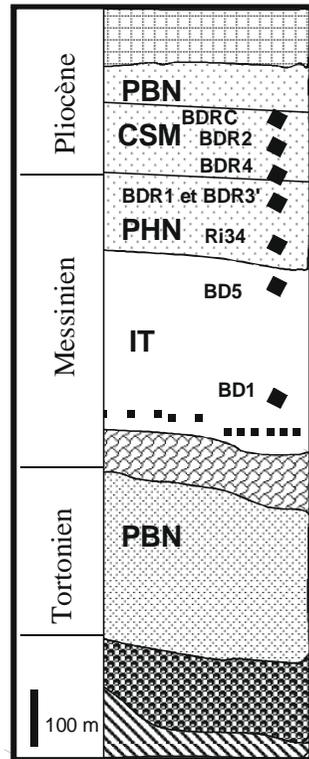
eustatiques, indiquant une chute relative du niveau de la mer, définissent un cortège de cône sous-marin (CSM). La limite supérieure du CSM est marquée par une arrivée progradante de sédiments détritiques sableux ou marno-sableux riches en terriers, lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, associés à des foraminifères. Ce prisme développé sur tous les terrains du CSM, marque une stabilité du niveau de la mer qui garde le même caractère régressif que le cortège précédent. Ce nouveau cortège définit un prisme de bas niveau progradant et marque le dernier terme de la sédimentation marine néogène du bassin de Boudinar. La discontinuité séparant ce PBN du CSM est une surface basale de progradation (SBP). La suite de la série correspond à des conglomérats continentaux mal classés que nous attribuons au Pliocène terminal et au Quaternaire.

DATATIONS

Les âges des différents ensembles sédimentaires ont été attribués à partir de la bibliographie et des données micropaléontologiques et géochronologiques que nous apportons dans ce travail. En outre, la comparaison entre les fluctuations de la profondeur des dépôts marins dans le bassin de Boudinar avec les variations eustatiques globales survenues pendant le Néogène nous a permis de préciser les périodes de dépôt des différents cortèges sédimentaires.

Guillemin & Houzay (1982) ont daté les marnes de l'IT du Miocène supérieur grâce à l'association des foraminifères planctoniques *Globorotalia menardii*, *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia humerosa*, *Globigerina apertura*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina bulbosa*, *Globigerinoides bolli*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides obliquus* et *Sphaeroidinellopsis seminulina*. Barhoun & Wernli (1999), observant l'association de *Globorotalia suterae* et de *Globorotalia menardii* (forme dextre) dans tous les échantillons analysés sur une coupe affleurant à l'ouest du bassin (l'équivalent des coupes C et D), ont attribué au Tortonien supérieur les marnes se trouvant sous le niveau-repère constitué de cinérites et de biocalcarénites. Pour le PHN, nous avons daté l'échantillon Ri34 du Miocène terminal, par l'association des foraminifères planctoniques *Orbulina universa*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina* cf., *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia acostaensis* (forme senestre), *Globorotalia menardii*, *Globorotalia humerosa*, *Globigerina apertura*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina bulbosa*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer* et *Globigerinoides obliquus*. De leur côté, Barhoun & Wernli (1999) avaient daté les marnes de ce prisme du Messinien grâce à la présence de *Globorotalia miotumida* dans tous ces niveaux. Dans le CSM, l'étude des foraminifères planctoniques de l'échantillon BDRC révèle les espèces *Orbulina universa*, *Globorotalia acostaensis* (forme dextre), *Globorotalia humerosa*, *Globorotalia juanai*, *Globorotalia margaritae*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides extremus*, qui datent ce niveau du Pliocène inférieur, en accord avec Barhoun & Wernli (1999).

Tableau 1 : Répartition des foraminifères benthiques dans les échantillons étudiés du bassin néogène de Boudinar



Foraminifère	BD1	BD5	Ri34	BDR1 et BDR3'	BDR4	BDR2	BDR3	BDR4	BDR2	BDR3	BDR4	BDR2	BDR3	BDR4
<i>Ammonia beccarii</i>														
<i>Bigenerina nodosaria</i>														
<i>Brizalina arta</i>														
<i>Brizalina dilatata</i>														
<i>Bulimina acutata</i>														
<i>Bulimina costata</i>														
<i>Bulimina elegans</i>														
<i>Bulimina marginata</i>														
<i>Bulimina striata</i>														
<i>Cancris auriculus</i>														
<i>Cassidulina californica</i>														
<i>Cassidulina neocarinata</i>														
<i>Cibicides dutemplei</i>														
<i>Cibicides laurissae</i>														
<i>Cibicides mundulus</i>														
<i>Cibicides mexicanus</i>														
<i>Cibicides cf. pachyderma</i>														
<i>Cibicides pseudoungeriana</i>														
<i>Dentalinopsis communis</i>														
<i>Dentalinopsis semitriquetra</i>														
<i>Discorbis nitida</i>														
<i>Elphidium complanatum</i>														
<i>Elphidium crispum</i>														
<i>Elphidium macellum</i>														
<i>Florilus boueanum</i>														
<i>Glandulina laevigata</i>														
<i>Globobulimina</i> sp.														
<i>Gyroidina laevigata</i>														
<i>Heterolepa</i> sp.														
<i>Lagena acuticosta</i>														
<i>Lenticulina calcar</i>														
<i>Lenticulina convergens</i>														
<i>Lenticulina inornata</i>														
<i>Lenticulina navicula</i>														
<i>Lenticulina orbicularis</i>														
<i>Lenticulina rotulata</i>														
<i>Lenticulina vortex</i>														
<i>Marginulina costata</i>														
<i>Marginulina inaequalis</i>														
<i>Martinotiella communis</i>														
<i>Melonis padanum</i>														
<i>Melonis pompilioides</i>														
<i>Nodosaria radicata</i>														
<i>Nonion commune</i>														
<i>Oridorsalis umbonatus</i>														
<i>Orthomorphina bassanii</i>														
<i>Preaglobobulimina ovata</i>														
<i>Pullenia bulloides</i>														
<i>Raphanulina gibba</i>														
<i>Rectuvigerina graudrynooides</i>														
<i>Rectuvigerina striata</i>														
<i>Saraceneria latifrons</i>														
<i>Sphaeroidina bulloides</i>														
<i>Textularia abbreviata</i>														
<i>Textularia concava</i>														
<i>Trifarina bradyi</i>														
<i>Uvigerina californica</i>														
<i>Uvigerina havanensis</i>														
<i>Uvigerina pygmaea</i>														

PBN : prisme de bas niveau, IT : intervalle transgressif, PHN : prisme de haut niveau, CSM : cône sous-marin.
 BD1, BD5, Ri34, BDR1, BDR3', BDR4, BDR2 et BDR3 : Echantillons

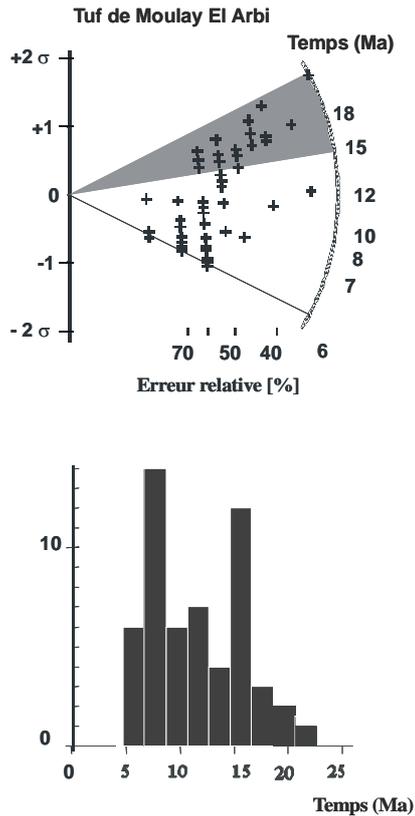


Figure 3. Datations par traces de fission des apatites des cinérites. Représentation radiale des âges individuels (en haut) et fréquence des âges datés (en bas).

Dans le cortège de haut niveau, nous avons effectué des datations numériques par traces de fission (TF) sur les apatites du repère cinéritique situé juste au-dessus des lentilles récifales, près du Marabout Moulay El Arbi (coupe E). Les apatites ont été datées par la technique du détecteur externe. Les traces ont été révélées par une solution de HNO_3 1N pendant 40 secondes. L'irradiation a été effectuée dans le réacteur Orphée (CEN Saclay). Les traces induites dans les détecteurs externes (kaptons) associés aux verres moniteurs et aux minéraux à dater ont été révélées dans une solution de NaClO (14%)- NaCl (12%) à l'ébullition pendant 8 minutes. Le calcul d'âge s'est effectué selon la méthode de pooled statistics (Green, 1981), avec un facteur de calibration zeta (ζ) égal à 317 et une densité neutronique de l'ordre de 380700 neutrons par cm^3 .

Les résultats (Fig. 3) montrent que ces cinérites sont remaniées et contiennent des apatites provenant de plusieurs sources. Ainsi, on rencontre plusieurs populations d'âges, allant de $15,45 \pm 1,55$ Ma à $6,20 \pm 0,90$ Ma. L'âge de $15,45 \pm 1,55$ Ma rappelle ceux des apatites datées par TF dans différents domaines structuraux de la chaîne rifaine (Azdimoussa *et al.* 1998, 2003). Il signifie que les apatites de cet âge proviennent de l'érosion des roches métamorphiques des massifs subrifains de Kétama et de Tamsamani, bien qu'une origine volcanique ne soit pas à exclure, comme en témoigne l'âge K-Ar de $15,3 \pm 1,2$ Ma d'une coulée andésitique de Ras Tarf (*in* Choubert *et al.*, 1984). Cependant, l'âge $6,2 \pm 0,90$ Ma de la population

d'apatites est concordant avec celui de $6,40 \pm 0,30$ Ma déterminé par K-Ar sur une biotite de la même cinérite (Guillemin & Houzay 1982). Les sédiments remaniant ces apatites seraient donc d'âge inférieur ou égal à 6,4 Ma. Par ailleurs, un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'environ 6,0 Ma a été déterminé dans un niveau-repère homologue de cinérites, situé lui aussi sur des lames de récifs, dans le bassin de Melilla-Nador (Roger *et al.* 2000, Cornée *et al.* 2002, Garcia *et al.* 2004). Il est ainsi probable que les cinérites des bassins de Boudinar et de Melilla-Nador soient contemporaines. Leur âge de dépôt coïncide approximativement avec celui du maximum d'élévation eustatique global de Haq *et al.* (1987), qui fait apparaître un intervalle de haut niveau eustatique (IT) entre 7,12 Ma et 6,3 Ma, c'est-à-dire d'âge messinien inférieur, selon les échelles chronostratigraphiques de Berggren *et al.* (1995) et d'Odin (1994). Cette attribution d'âge est légèrement différente de celle, biostatigraphique, de Barhoun & Wernli (1999), qui datent les marnes de ce prisme transgressif du Tortonien supérieur par la présence de *G. menardii* et de *G. suterae*. Cependant, Benson & Rakic el Bied (1991) ainsi que Sierro *et al.* (1993 et 2001) considèrent que ces deux espèces de foraminifères se développaient davantage à la base du Messinien, c'est-à-dire durant la période comprise entre environ 7,2 et 6,5 Ma. Il semblerait donc, d'après nos résultats et en considérant les échelles stratigraphiques de Berggren *et al.* (1995) et d'Odin (1994), que seul le premier prisme de bas niveau marin (PBN) soit d'âge tortonien, c'est-à-dire antérieur à 7,12 Ma. Dans ces conditions, le PHN concordant sur l'IT se situerait dans la période régressive liée à la chute du niveau marin global de la fin du Messinien, entre environ 6,3 Ma et 5,8 Ma. Le CSM, daté paléontologiquement du Pliocène inférieur, coïncide bien avec l'élévation du niveau de la mer pliocène marquant la période 5,3-5 Ma figurée dans la courbe des variations eustatiques globales (Haq *et al.* 1987).

L'histoire sédimentaire du bassin de Boudinar, telle qu'elle ressort de l'analyse séquentielle, ferait donc apparaître un hiatus de sédimentation entre 5,8 et 5,3 Ma. Ce hiatus, contemporain de la « crise messinienne » (Hsü *et al.* 1973) résultant de la fermeture de la Méditerranée, pourrait en constituer un témoignage local, observable aussi dans le bassin de Melilla-Nador (Azdimoussa & Bourgois 1993, Rouchy & Saint Martin 1992, Münch *et al.* 2001, 2005, Cornée *et al.* 2002).

INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

Les hypothèses antérieures sur l'origine du bassin de Boudinar attribuaient un rôle important à l'accident senestre NE-SW du Nékor (voir par exemple Houzay 1975, Morel 1988, Aït Brahim 1991). La géométrie triangulaire du bassin a aussi été assimilée à une forme de type « pull-apart » dont la moitié septentrionale se serait effondrée en Mer d'Alboran (Ammar 1987). Au Tortonien, l'accident du Nékor aurait été l'agent principal de sa genèse et des déformations synsédimentaires enregistrées, dans le cadre général du rapprochement des plaques africaine et européenne depuis le Miocène supérieur (Morel 1988, Aït Brahim 1991).

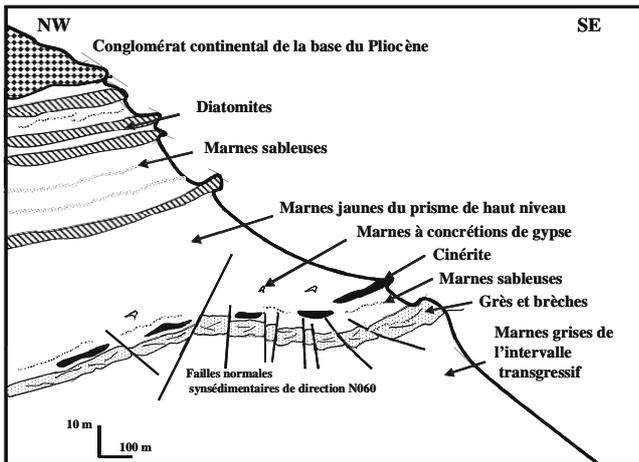


Figure 4. Failles normales synsédimentaires au niveau de la coupe C (cf. Fig. 1 pour la localisation).

En fait, dans le premier cortège sédimentaire de bas niveau (PBN), tortonien, aucune déformation synsédimentaire n'a été observée. L'accumulation massive de conglomérats continentaux puis la sédimentation dans un milieu de niveau eustatique très bas traduirait une émergence corrélative des secteurs avoisinants des Tamsamani et de Kétama, suite aux mouvements de compression sub-méridiens connus dans le Rif oriental (Hervouet 1985, Morel 1988, Aït Brahim 1991), accompagnés d'une extension orthogonale qui a induit l'individualisation du bassin. Par contre, dans les terrains messiniens sus-jacents, des indices de tectonique synsédimentaire dans le cortège transgressif (IT) et le prisme de haut niveau (PHN) ont été identifiés ; ainsi, dans les conglomérats marins de la base de l'intervalle transgressif (IT) de la coupe A apparaissent des failles normales synsédimentaires de direction N130 orthogonales à la direction de l'accident du Nékor. A la base des marnes de l'intervalle transgressif, nous avons identifié au niveau de la coupe E des failles normales synsédimentaires de direction N020 à regard ouest ; cette direction est approximativement celle de la structure faillée

suivie par l'Oued Amekrane dans sa partie amont. Dans les marnes de la coupe B, quelques niveaux sableux ont été décalés par des failles normales de direction N160. A la base du PHN, de nombreuses failles normales synsédimentaires de direction NE-SW (N060) ont été identifiées au niveau de la coupe C (Fig. 4). Cette direction rappelle celle de la structure faillée suivie par l'Oued Amekrane du côté aval. Dans les alternances marnes sableuses/diatomites (Fig. 5), nous avons déterminé deux directions de failles normales, respectivement E-W (N090) et NW-SE à NNW-SSE (N130-N150). La tectonique synsédimentaire pendant le Messinien montre donc deux directions d'extension horizontales, l'une majeure, orientée NE-SW, à l'origine des failles NW-SE à NNW-SSE et l'autre NW-SE, associée aux failles NE-SW.

A la base des conglomérats pliocènes, au niveau de la coupe B, les failles N020 sont en décrochement sénestre à composante inverse, et les failles de direction N150 sont des décrochements dextres à composante normale. Ce dernier type rappelle la faille N150 qui sépare le bassin de Boudinar du massif de Ras Tarf (Figs. 1 et 5). L'analyse structurale de ces failles donne une direction moyenne de compression horizontale N160 et une direction moyenne d'extension N070.

Au centre du bassin, à la limite de la discontinuité de type 1 qui sépare le Messinien du Pliocène, des failles normales synsédimentaires N140-N170, dont celle d'Imessaoudene apparaît comme la faille majeure, ont effondré en marches d'escalier vers le NE le bassin de Boudinar (Fig. 6). La direction d'extension liée à ces failles est compatible avec la compression N160 indiquée ci-dessus. Cependant, dans le cône sous-marin (CSM) et dans le prisme de bas niveau progradant (PBN) du Pliocène basal, la tectonique synsédimentaire paraît absente. L'arrivée massive de conglomérats continentaux sur les terrains marins pliocènes évoque une phase d'émergence brutale, suite à un événement compressif plio-quadernaire comme dans tout le Rif oriental (Guillemin & Houzay 1982, Morel 1988, Aït Brahim 1991, Azdimoussa 1991) ou dans la Mer d'Alboran (Bourgeois *et al.* 1992). Le rejet des failles

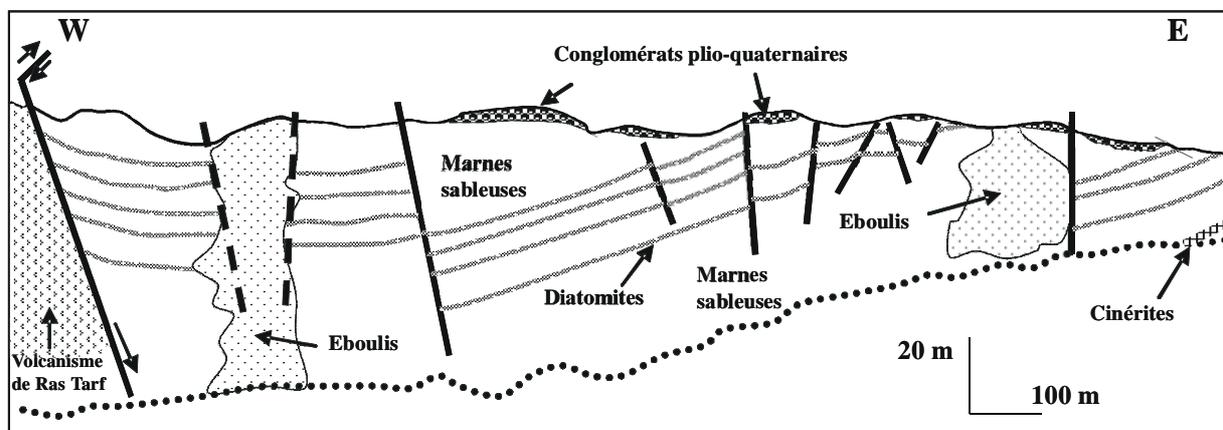


Figure 5. Failles normales synsédimentaires N130-N140 affectant les marnes diatomitiques du bassin de Boudinar à la limite du volcan de Ras Tarf. La faille séparant le bassin du volcan est un décrochement dextre à composante normale (localisation dans Fig. 1).

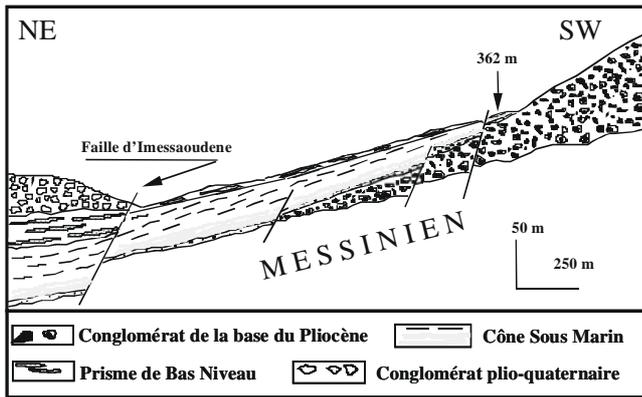


Figure 6. Coupe montrant la subsidence tectonique plio-quaternaire au nord-ouest du bassin (localisation dans la Fig. 1).

telles que celle limitant le bassin de Boudinar au NW, ou celle d'Imessaoudene paraît lié à cette phase.

La courbe des variations locales du niveau de la mer durant le Messinien (IT, PHN) et à la base du Pliocène (CSM) suit celle des variations globales du niveau de la mer (Haq *et al.* 1987). Les caractéristiques des cortèges sédimentaires de Boudinar paraissent pour l'essentiel correspondre aux variations contemporaines de l'eustatisme. La tectonique n'aurait donc que peu influé sur le remplissage du bassin. Cependant, le PBN du Pliocène enregistre un niveau eustatique plus bas que le niveau eustatique global, qui souligne l'importance de la tectonique compressive pliocène. De même, le premier PBN paraît être précédé d'un événement tectonique tortonien important lié à l'ouverture tectonique du bassin. De son côté, l'analyse cartographique des dépôts marins pliocènes montre que ces derniers n'existent que dans le secteur NW du bassin. Cette zone de subsidence pliocène semble avoir été déterminée par les grandes failles de l'Oued Amekrane et d'Imessaoudene.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Le Néogène du bassin de Boudinar est constitué d'une succession de PBN, IT et PHN, qui correspond aux trois ensembles caractéristiques d'un cycle eustatique complet. Les terrains qui le constituent, étagés du Tortonien terminal, au Messinien et au Pliocène basal, ont enregistré une sédimentation influencée par des variations eustatiques. Les cortèges sédimentaires identifiés ont des homologues dans les bassins voisins du cap des Trois Fourches. Cependant les cortèges de base tortonien déformés du cap des Trois Fourches (10,3 Ma à 8 Ma) ainsi que la discordance angulaire intra-tortonienne qu'on y rencontre, souvent qualifiée de limite entre le Tortonien et le Messinien (Guillemin & Houzay 1982; Azdimoussa & Bourgois 1993), ne figurent pas dans le bassin de Boudinar. Cela pourrait indiquer que ce dernier se soit ouvert plus tardivement que ses voisins, postérieurement à l'âge de la discordance intra-tortonienne.

Pendant le Messinien, la sédimentation, concordante sur le Tortonien, est fondamentalement influencée par les variations eustatiques globales du niveau de la mer. L'histoire sédimentaire du bassin de Boudinar ne montre

pas de niveaux évaporitiques liés à la crise de salinité messinienne provoquée par la fermeture du détroit de Gibraltar, comme cela est d'ordinaire marqué dans les bassins néogènes du pourtour de la Méditerranée occidentale (Bourgois *et al.* 1992). A Boudinar, le rivage de la mer de cette époque devait être beaucoup trop bas pour permettre une telle sédimentation dans le bassin. La grande puissance des termes régressifs messiniens semble être liée à un apport détritique important et à une subsidence tectonique contrôlée par une distension généralisée. Cette distension a perturbé l'évolution géodynamique du bassin ainsi que celle de tout le Maroc oriental. Elle est aussi à l'origine de la reprise de l'activité volcanique de la région, marquée dans le bassin de Boudinar par des tufs volcaniques interstratifiés.

Du point de vue tectonique, l'analyse de la fracturation a montré que l'accident du Nékor ne paraît pas être le guide majeur de l'évolution structurale du bassin de Boudinar, après son ouverture. Cet accident montre seulement quelques rejeux à l'extrémité septentrionale du bassin, où il se présente comme une flexure de faible importance (Guillemin & Houzay 1982). La tectonique syn-sédimentaire dans le Messinien du bassin de Boudinar correspond à une extension bidirectionnelle. La direction principale orientée N060 rappelle la direction d'extension enregistrée dans les bassins néogènes de Melilla-Nador-Kert (Guillemin & Houzay 1982, Aït Brahim 1991, Azdimoussa 1991). L'autre direction, orthogonale à la précédente, orientée N150, qui permute avec la première dans certains niveaux, a également été observée dans le bassin de Kert (Azdimoussa 1991).

L'émersion du bassin de Boudinar à la fin du Messinien est associée au recul du niveau marin global et à des reprises d'activité tectonique et volcanique. Dans l'aire effondrée par le jeu combiné des failles d'Imessaoudene et de l'Oued Amekrane, au Nord-Ouest du bassin, s'est développée une sédimentation pliocène qui montre un retour à des conditions de mer ouverte. Cette sédimentation, développée dans un environnement de haute énergie, est représentée dans les deux cortèges sédimentaires de bas niveau marin, le CSM et le PBN progradant. L'absence de sédimentation marine au Pliocène terminal dans le bassin de Boudinar est consécutive à une émersion tectonique en compression de direction subméridienne (Guillemin & Houzay 1982, Morel 1989, Aït Brahim 1991, Azdimoussa 1991), qui s'est poursuivie jusqu'à l'Actuel.

Remerciements

Nous remercions le professeur J. P. Saint Marc (Université Sophia Antipolis, France) qui a eu la gentillesse de déterminer les foraminifères planctoniques de ce travail.

Nos remerciements s'adressent également à M. Roland Wernli (Université de Genève) et à un évaluateur anonyme pour leurs remarques constructives.

Ce travail a été financé en partie par l'Action Intégrée n° : MA/04/100.

Références

- Aït Brahim L. 1985. Migration des aires de subsidence maximum et réorientation de la direction du champ de contraintes dans les bassins néogènes du Maroc septentrional. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 9, 89-96.
- Aït Brahim L. 1991. *Tectoniques et états de contrainte récents du Maroc Nord. Résultats de la cinématique des plaques Afrique-Europe et du bloc d'Alboran*. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 252 p.
- Ammar A. 1987. *Analyse sismique des corps sédimentaires quaternaires de la marge méridionale de la mer d'Alboran*. Thèse Univ. Perpignan, 145 p.
- Azdimoussa A. 1991. *La géologie des bordures méridionales de la mer d'Alboran des Tamsamane jusqu'au cap des Trois Fourches (Rif oriental, Maroc)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Mohammed I, Fac. Sci. Oujda, 219 p.
- Azdimoussa A. & Bourgois J. 1993. Les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le couloir sud-rifain du Tortonien à l'Actuel: stratigraphie séquentielle des bassins néogènes de la région du cap des Trois Fourches (Rif Oriental, Maroc). *J. Afr. Earth. Sci.*, 17, 975-980.
- Azdimoussa A., Bourgois J., Poupeau G. & Montigny R. 1998. Histoire thermique du massif de Kétama (Maroc); sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, 847-853.
- Azdimoussa A., Bourgois J., Asebriy L., Poupeau G. & Montigny R. 2003. Histoire thermique et surrection du Rif externe et des nappes de flyschs associées (Nord Maroc). *Trav. Inst. Sci.*, Rabat, sér. Géologie & Géogr. phys., 21, 15-26.
- Barhoun N. 2000. *Biostratigraphie et paléoenvironnement du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur du Maroc septentrional : apport des foraminifères planctoniques*. Thèse d'Etat, Univ. Casablanca, Fac. Sci. Ben Msik, 241 p.
- Barhoun N. & Wernli R. 1999. Biostratigraphie du Mio-Pliocène du bassin de Boudinar par les foraminifères planctoniques (Rif nord-oriental, Maroc). *Rev. Paléobiol.*, Genève, 18, 491-508.
- Benmoussa A. 1991. *Les Bivalves néogènes des secteurs occidental et oriental du Maroc septentrional. Biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoécologie*. Thèse Doct. Etat., Univ. Lyon 1, 295 p.
- Benson R.H. & Rakic-el Bied K. 1991. The Messinian parastratotype at a Cuevas del Almanzora, Vera Basin, SE Spain: Refutation of the deep basin, shallow-water hypothesis. *Micropaleontology*, 37, 289-302.
- Berggren W.A., Kent, D.V., Swisher III, 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. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 54, pp. 129-212.
- Bourgois J., Mauffret A., Ammar A. & Demnati, A. 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran sea Ridge (Western Mediterranean sea). *Geomar. Lett.*, 12, 117-122.
- Choubert G., Faure-Muret A., Hilali E.A. & Houzay J.P. 1984. Carte géologique du Rif au 1/50.000, feuille Boudinar. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 299.
- Cornée J.J., Roger S., Münch P., Saint Martin J.-P., Féraud G., Conesa G. & Pestrea S. 2002. Messinian events: new constraints ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and timing of Messinian events in the Melilla-Nador basin. *Sedim. Geol.*, 151, 127-147.
- El Hajjaji K. 1992. *Les Bryozoaires du Miocène supérieur du Maroc Nord-oriental*. Doc. Lab. géol. Lyon, 123, 355 p.
- El Kharrim Y. 1991. *Sédimentologie et palynologie du Néogène du bassin de Boudinar. Implications paléogéographiques et paléoclimatiques (Rif nord-oriental, Maroc)*. Doc. Lab. géol. Lyon. 117, 153 p.
- Garcia F., Conesa G., Münch P., Cornée J.-J., Saint Martin S.S. & Andrés J.P. 2004. Evolution des environnements littoraux du bassin de Melilla-Nador (Nord-Est Maroc) au Messinien entre 6,0 et 5,77 Ma. *Géobios*, 37, 23-36.
- Green P.F. 1981. A new look at statistics in fission track dating. *Nucl. Tracks*, 5, 76-86.
- Guillemin M. & Houzay J.-P. 1982. Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif Nord oriental. Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, de Kert, de Boudinar et du piémont des Kebdana. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 314, 7-239.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1166.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 42, 71-108.
- Hernandez J. & Bellon H. 1985. Chronologie K-Ar du volcanisme Miocène du Rif oriental (Maroc) : Implications tectoniques et magmatologiques. *Rev. Géol. dyn. & Géogr. phys.*, 26, 85-94.
- Hervouet Y. 1985. *Géodynamique alpine (Trias-actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique, au nord du bassin de Guercif (Maroc oriental)*. Thèse, Univ. Pau, 367 p.
- Houzay J.-P. 1975. *Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc)*. Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Paris Sud, Orsay, 227 p.
- Hsü K.J., Ryan W.B.F. & Cita M.B. 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Morel J.-L. 1988. *Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays, depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc)*. Mém. Géodiffusion, 4, 226 p.
- Morel J.-L. 1989-. Etats de contrainte et de cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'Actuel. *Geodinamica Acta*, 3/4, 283-294.
- Münch P., Roger S., Cornée J.-J., Saint Martin J.-P., Féraud G. & Benmoussa A. 2001. Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien : apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif nord-oriental, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 332, 569-576.
- Münch P., Cornée J.-J., Féraud G., Saint Martin J.-P., Ferrandini M., Garcia F., Conesa G., Roger S. & Moullade M. 2005. Precise ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of volcanic tuffs within the upper Messinian sequences in the Melilla carbonate complex (NE Morocco): Implications for the Messinian Salinity Crisis. *Int. J. Earth. Sc.* (sous presse).
- Odin S. 1994. Geological time scale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 59-71.
- Roger S., Münch P., Cornée J.-J., Saint Martin J.-P., Féraud G., Conesa G., Pestrea S. & Benmoussa, A. 2000. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco) : A proposal for some bio-sedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 179, 101-113.
- Rouchy J.M. & Saint Martin, J.-L. 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, 20, 629-632.
- 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. *Mar. Micropal.*, 21, 143-168.
- Sierro F.J., Hilgen F. J., Krijgsman W. & Flores J.A. 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 168, 141-169.

Vail P.R., Colin J.-P., Jan du Chene R., Kuchly J., Mediavella F. & Trifileff V. 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 1301-1321.

Wernli R. 1988. Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des

foraminifères planctoniques. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 331, 270 p.

Manuscrit reçu le 12 juillet 2006

Version modifiée acceptée le 29 décembre 2006