

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	94 (2001)
Heft:	3
Artikel:	Les formations sédimentaires olistolitiques de l'Oligocène supérieur : Miocène inférieur dans l'unité ghomaride des Béni Hozmar (secteur de Talembose, Rif septentrional, Maroc)
Autor:	El Kadiri, Khalil / Chalouan, Ahmed / El Mrihi, Abdelaziz
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-168896

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 07.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Les formations sédimentaires olistolitiques de l’Oligocène supérieur – Miocène inférieur dans l’unité ghomaride des Béni Hozmar (secteur de Talembose, Rif septentrional, Maroc)

KHALIL EL KADIRI¹, AHMED CHALOUAN², ABDELAZIZ EL MRIHI¹, RACHID HLILA¹,
ANGEL LÓPEZ-GARIDO³, CARLOS SANZ DE GALDEANO³, FRANCISCO SERRANO⁴ & KARIMA KERZAZI⁵

Mots clé: Ghomarides, Burdigalien, olistolite, Discontinuité, Rif, Maroc
Key words: Ghomarides, Burdigalian, Olistolite, unconformity, Rif, Morocco

RESUME

De nouvelles datations micropaléontologiques sont obtenues sur la couverture Tertiaire de l’unité des Béni Hozmar du secteur de Talembose. L’analyse stratigraphique montre qu’il s’agit d’une seule succession sédimentaire allant de l’Oligocène au Burdigalien et qui emballle des olistolites et klippes sédimentaires provenant d’abord du domaine ghomaride, puis d’une Dorsale interne de type unité des Béni-M’Hamed (Nold et al. 1981) ou Groupe du J. Kelti (El Kadiri et al. 1989, unités associant les Calcaires massifs blancs du Lias inférieur et les Calcaires à silex du Lias moyen-supérieur). Les discordances de ravinement intercalées, les changements verticaux de faciès, de la matrice et de la nature des blocs, permettent de définir quatre formations sédimentaires. Chacune admet un ou deux épisodes de décharges gravitaires (FS. I-IV). La plus jeune de ces formations (Burdigalien pp.) est impliquée dans le contact Internides / Externides.

ABSTRACT

New micropaleontological datings are available for the Tertiary cover of the Beni Hozmar unit in the Talembose area. The stratigraphical survey reveals a single sedimentary succession spanning the Oligocene-Burdigalian p.p. interval. It contains olistolites and sedimentary klippes, a first group supplied by the Ghomaride domain and later by an Internal Dorsale of Beni-M’Hamed unit type. Erosional unconformities and abrupt facies changes both of matrix and blocks, allow us to define four Sedimentary Formations (SF. I-IV). The upper one (Burdigalian pp.) is involved in the Internides/Externides front.

English abridged version

In the Gibraltar Arch the Oligocene-lower Miocene transgressive deposits covering the Internal zones have since long attracted interest because they are thought to have spatial and temporal relationships with the tectonic scenario resulting in the nappes emplacement and metamorphism. In the Betic Cordillera four formations are recognized (Serrano et al. 1995; Sanz de Galdeano et al. 1993; López Garrido & Sanz de Galdeano 1999) during the end-Eocene – Oligocene pro-part (La Harania formation), the end-Oligocene – Aquitanian pro-part (Alozaina/Ciudad Granada Formation), the end-Aquitanian – lowermost Burdigalien (Las Millanas/La Viñuela Formation) and the Burdigalian (Neonumidian Formation). The fact that each of these may rest unconformably on the Paleo-

zoic basement strongly suggest that certain tectonic events have occurred during the time span in between. Unfortunately, few outcrops are known to clearly display these four formations in a single section. A special attention remains still focused on their stacking pattern and the possible hiatuses in between.

In the Rifian Internal zones, similar formations are known as remains outcropping unconformably on the Ghomaride basement (e.g. Feinberg et al. 1990; Maaté et al. 1995; Durand Delga et al. 1993). These formations are: the Fnideq Formation (end-Oligocene – Aquitanian pro-part), the Sidi Abdesslam Formation (Aquitanian pro-part – lower Burdigalian) and the Viñuela-like Embalse-del-Infierro Formation (upper-

¹ Faculté des Sciences, Département de Géologie, BP. 2121, 93003 Tétouan, Maroc

² Faculté des Sciences, Département de Géologie, BP. 1014, Rabat, Maroc

³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC- Granada), Facultad de Ciencias 18071, Granada, Espagne

⁴ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071 Málaga, Espagne

⁵ Ministère de l’Energie et des Mines, Division de la Géologie, Rabat Institut, Maroc

most Aquitanian – lower Burdigalian) which was recently discovered in the Ceuta area (El Kadiri et al., 2000). Compared with their Betic equivalents, the stacking pattern of these formations is less clear-cut and the bottom and the top of each one needs to be precisely dated.

The main aim of this paper is to provide new insights into these two stratigraphical issues thanks to new micropaleontological datings obtained from the Tertiary cover of the Beni-Hozmar unit outcropping in the Talembo area. Furthermore, equivalents of the four principal Formations above mentioned in the Betic internal zones are here discovered together which provide the opportunity to better understand their stacking pattern.

On the whole, four main chaotic formations are distinguished, based on age and nature of both matrix and blocks. All these formations result in a synthetic stratigraphic succession. Ravinement surfaces and very probable hiatuses between the second and the third ones are recognized.

The first sedimentary chaotic formation (Sedimentary Formation I, **SF. I**) corresponds to a red ochre interval (thickness of 1–20 m) discordantly superimposed on the Carboniferous schists of the Beni-Hozmar unit. It is mainly made up of meter-scale grain flows and reworked bundles inherited from the red Triassic silt-sandstones alternations. In some places, the latter rests still unconformably on the Paleozoic basement through the typical basal holoquartzous red conglomerates. The grain flows (Facies R-1 of Lowe 1982, A-I of Mutti & Ricci-Lucchi 1975) are the most striking feature due to the presence of diverse blocks of nummulite-rich limestones, granites and some strange alkaline basalts and tuffs of unknown origin. No biostratigraphical dating was possible until now due to the scarcity or the lack of a pelagic matrix. Considering the age of the reworked material and that of the overlying strata, the SF. I can be placed at maximum in the time interval of late Eocene – Oligocene, possibly within its upper part because no clear unconformity or hiatus is observed across the SF. I/SF. II boundary.

In comparison with the internal zones of the Betic Cordillera, SF. I appears near-identical to the La Harania Formation known in the Malaga basin. It involves the same reworked mixture, specially the red Triassic sandstones and the nummulitic blocks.

The second chaotic Formation (**SF. II**) overlies the former conformably with a sharp contact due to a sudden change both in colour and facies. Thus, the matrix becomes more abundant and is made up of yellow ferruginous marls in its lower part and of yellow silt-sandstone alternations in its upper part (total thickness of about 10 m). The latter strongly recalls the Numidian sandy facies known in the external zones. The marls have delivered abundant planktonic foraminifera which indicate both an end-Oligocene – early Aquitanian age and an outer shelf environment. Near the base of this Formation, conspicuous metric to decametric resedimented blocks of massive limestones emerge from the marls. Each one exhibits a typical series of the Ghomaride cover in which it is easy to recognize the previously karstified Liassic white massive limestones cov-

ered by the shallow nummulitic limestones of Ypresian-Lutetian age (Maaté 1984; El Kadiri et al. 1992). Between the marly and the sandy intervals a polygenic grain flow displays the same mixture than that observed in the SF. I.

In comparaison with the Betic Cordillera, SF. II can be closely paralleled to the Ciudad Granada Formation which is made up mainly of yellow silt-sandstones alternations. In the Talembo area the lower marly interval offers the possibility to date exactly the beginning of these widespread sandstones.

The third sedimentary chaotic Formation (**SF. III**) rests upon the SF. II through an obvious ravinement surface. In many places the latter results in a partial or complete erosion of the preceding yellow Formation. The SF. III is about 25 m in thickness and is made up of homogenous green compact marls with some cm-scale silexite intercalations. They have delivered both planktonic foraminifera and nannofossils of earliest Burdigalian age, and indicate a deeper environment than the preceding assemblages. At its base the SF. III involves identical reworked blocks which are probably also inherited from an older Ghomaride carbonate cover. They include also a bed of grain flow reworking the same polygenic mixture. It can laterally be followed as a marker bed.

Considering its facies and age, this formation appears identical to the La Viñuela Formation of the Betic Cordillera.

The fourth sedimentary chaotic formation (**SF. IV**) conformably overlies the preceding one through a transitional interval of about 1.5 m in thickness. This stratigraphical passage consists of sand-enriched marls and of an intercalated bed (50 cm) showing the typical „gréso-micacé“ facies which is well known in the external zones (Beni Ider unit). The SF. IV is uniformly made up of the classical Neoumidian tobacco-brown pelites in which cm-scale thin-grained sandstone beds are frequently intercalated. Because it is carbonate-poor/free, this formation remains difficult to date. Fortunately, a rare carbonate level was discovered in its lower part and has delivered a nannofossil-rich association indicating the early Burdigalian.

The SF. IV consists of two conspicuous episodes of gravitational discharges: **i**) the first one (SF. IVa) outcrops off the road for Talembo village. It contains metric to decametric blocks the majority of which are made up of Devonian massive reef limestones (dark zebra limestones, probably coming from the neighbouring Talembo Ghomaride unit); **ii**) the second (SF. IVb) consists of olistolites and sedimentary klippe mainly inherited from the Dorsale Calcaire (of Beni M'hammed unit-type). They constitute separate carbonate massifs between the Arhermane and the Tarhzoute villages.

These four chaotic formations give evidence for successive tectonic events occurring during end-Oligocene – early Burdigalian times in the Rifian internal zones. But all reliable tectonic and paleogeographic deductions about the tectonic context triggering these proximal successive grain-flows and olistostromes need more stratigraphic data from other Aquitanian-Burdigalian series (work in progress). In the meantime, the Talembo succession studied here can serve as an interesting reference for the regional correlations.

Introduction

Dans le domaine interne rifain, les termes du Miocène inférieur en couverture sur les Ghomarides ou la Dorsale interne voisine restent encore limités à quelques affleurements disjoints datés, au plus récent, du Burdigalien inférieur (e.g. Ben Yaïch et al. 1986; Feinberg et al. 1990; Maaté et al. 1995; El Kadiri et al. 2000). En complément de ces travaux, nous mettons en évidence ci-dessous la présence de Burdigalien par de nouvelles datations micropaléontologiques obtenues sur la couverture Tertiaire de l'unité des Béni Hozmar, dans le secteur de Talembose. Outre la découverte d'affleurements nouveaux de cet âge, la qualité des affleurements étudiés permet de comparer les formations en question à leurs équivalents bétiques et révèle, dans le domaine interne rifain, les rapports stratigraphiques entre elles.

Bref contexte structural

Le secteur de Talembose (près de 60 km au sud de Tétouan, Fig. 1) se situe au SE immédiat de l'accident transverse de l'Oued Laou. Dans ce secteur, sorte de carrefour structural, le domaine ghomaride est confronté tectoniquement soit: 1) au domaine des flyschs par l'intermédiaire du Prédorsalien, soit 2) à la fois, à la Dorsale interne des Béni-Hassan et à la Dorsale externe de la grande nappe du J. Tazoute.

Dans son contexte structural, l'allochton ghomaride du secteur de Talembose est représenté par trois nappes dans l'ordre de leur empilement Koudiat Tiziane, Béni Hozmar et la nappe supérieure de Talembose (Chalouan 1986, Chalouan & Michard 1990). Chacune de ces nappes est constituée d'une série paléozoïque (phyllades ordovico-siluriennes, calcaires ou calciturbidites dévonien et flyschs gréso-pélitiques carbonifères) supportant en discordance une couverture triasique peu épaisse.

L'affleurement appartenant à la nappe des Béni Hozmar comporte en plus, à son extrémité occidentale, au-dessus du Trias ou directement sur le Paléozoïque, une couverture de l'Oligocène-Miocène inférieur. Cette dernière fait l'objet de la présente note.

Définition de quatre épisodes sédimentaires

Les lutites noires ghomarides de l'unité dévono-carbonifère des Béni-Hozmar (nappe supérieure de Talembose de Chalouan 1986) supportent, d'abord, un ensemble discontinu de grès et de conglomérats rouges triasiques sous faciès «Verrucano» (0-30 m), le long d'un contact orienté NW/SE (Fig. 2 A). La succession stratigraphique la plus complète est préservée dans le coin NW de ce secteur (Fig. 2 B). C'est là où la colonne stratigraphique de la figure 3 est reconstruite.

Sur le Trias ou directement sur les lutites carbonifères, reposent en discordance des décharges grossières (1-20 m) qui nous permettent de définir l'épisode sédimentaire I (**FS. I**). Deux types de décharges gravitaires y sont reconnus: **i**) des

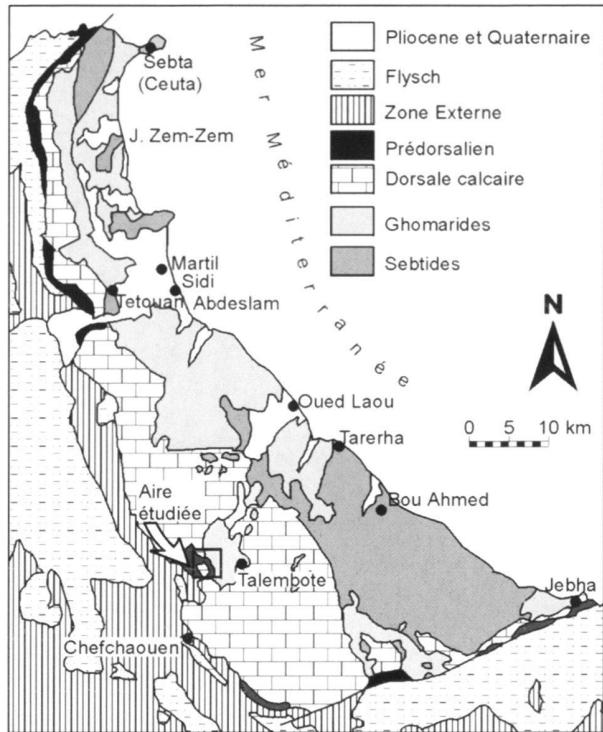


Fig. 1. Situation générale du secteur de Talembose dans le Rif (carte d'après Suter 1980, simplifiée).

Fig. 1. Location map of the Talembose area in the Rifian belt (map simplified from Suter 1980)

conglomérats grossiers à matrice pélitique rouge et à dragées de quartz, héritées manifestement du Trias sous-jacent. Parmi les éléments remaniés, très divers, on reconnaît, en particulier, des calcaires zébrés ou récifaux dévonien comme ceux de la klippe paléozoïque de Talembose voisine, des calcaires massifs blancs du Lias inférieur ainsi que des calcaires massifs pétris de nummulites bien connus dans la couverture des Ghomarides à l'Yprésien-Lutétien. Mais, à côté de ces éléments, abondent des galets de granite, de basalte alcalin et de tuffites verdâtres; **ii)** des accumulations de paquets métriques de grès rouges, issus manifestement des niveaux immédiatement sous-jacents, auxquels se trouvent associés, de nouveau, des galets métriques de basaltes alcalins et de tuffites.

Sur le plan sédimentologique, les conglomérats rouges correspondent au faciès turbiditique R-1 de Lowe (1982). Il s'agit de grain flows proximaux à haute densité et sans granoclassement. On sait que leur mobilisation exige des pentes sous-marines supérieures à 18°. Les paquets de grès rappellent les écoulements thixotropiques, exactement comme ceux décrits par Haas (1999) dans un contexte de toe-of-slope et générés par l'instabilité de la pente. Dans les deux cas, il s'agit de décharges gravitaires proximales déclenchées, en général, par la pression fluide et/ou la sismicité (Spence & Tucker 1997; Major & Iverson 1999).

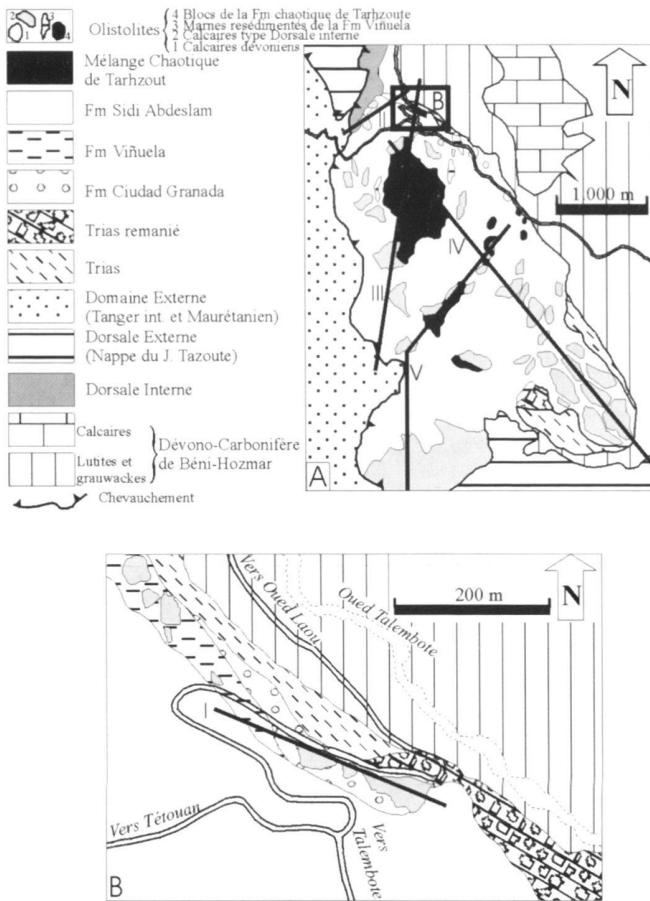


Fig. 2. Cartographie des quatre formations sédimentaires reconnues (FS. I-IV). 2-A: carte du secteur de Talembote selon Kornprobst et al. (1979, modifiée). 2-B: levé de détail des affleurements oligo-burdigaliens, là où les quatre formations se trouvent superposées (localité „Rueda“, présent travail).

Fig. 2. Mapping of the four recognized sedimentary formations (FS. I to IV). 2-A: map of the Talembote area modified from Kornprobst et al. 1979. 2-B: detailed map for the Oligo-Burdigalian series in a locality where the four Formations are superposed in a single succession ("Rueda" locality, this work).

Au dessus de la FS. I viennent directement des marnes tendres jaunes ferrugineuses, sans discordance notable, mais avec un changement brusque de faciès (5 à 10m). Vers le haut stratigraphique elles s'enrichissent en intercalations gréseuses jaunes, ce qui rappelle les Grès numidiens. Elles permettent de définir la Formation sédimentaire II (FS. II). L'altération facile leur confère une teinte jaune clair qui contraste fortement avec la formation rouge ocre sous-jacente. Un échantillon provenant de ces marnes comporte une microfaune composée de foraminifères planctoniques et benthiques, sous la forme de moules ferrugineux bien préservés. Dans la fraction planctonique (Fig. 3, éch. Tale 9), il est important de noter: 1) la présence de *Globigerinoides primordius* et de *Globorotalia kugleri* (espèces de l'Aquitaniens; zone N.4 de Blow 1969), ainsi

que 2) la présence de morphotypes du groupe de *Globigerinoides trilobus* s.l. (dont *G. immaturus* et *G. quadrilobatus*). Dans la plupart de ces derniers, il n'est pas possible de vérifier la présence d'ouvertures dorsales supplémentaires. Ce fait semble montrer qu'il s'agit de la partie terminale de l'Aquitaniens. Dans la fraction benthique, les représentants du genre *Almaena* sont fréquents (Oligocène terminal-Aquitaniens). Ils indiquent, en général, des profondeurs modérées.

Les marnes tendres en question contiennent à leur base des décharges chaotiques beaucoup plus grandes que précédemment. A côté des récurrences de brèches métriques qui rappellent par leur contenu la FS. I, des blocs décamétriques de calcaires massifs (alignés à l'affleurement) dominent largement cette seconde formation. Leur taille est telle que la plupart d'entre eux gardent encore une série stratigraphique, de type de celle qui constitue typiquement la couverture du domaine ghomanide connue aux abords de la Dorsale interne du Haouz (Maaté 1984 ; El Kadiri 1991). Le plus grand bloc observé (dépassant 100 m de longueur; x = 515,1; y = 518,5) est disposé en série normale et montre dans ses deux tiers inférieurs les calcaires massifs blancs liasiques, karstifiés en partie ou en presque totalité. Les brèches de karst sont cimentées par des paléosols à quartz en écharde (El Kadiri et al. 1992). Le tiers supérieur est fait de calcaires pétris de nummulites. Ce dernier faciès se retrouve morcelé en blocs métriques emballés dans les marnes jaunes, qui s'insinuent entre eux et remplissent des anfractuosités à différentes échelles. Ces marnes jaunes possèdent leur plus grande épaisseur (50 m environ) entre deux villages serrés de la route (localité «Rueda»), à l'aplomb du village de Ilarhymène. Elles disparaissent progressivement vers le NW et brutalement vers le SE, car elles sont ravinées, soit par les marnes beiges soit par les pélites qui assurent la matrice des FS. III et IV sus-jacents (Fig. 2 A et B).

Vers l'extrémité NW de ces affleurements (Fig. 2 B), des marnes compactes vert clair reposent directement sur la formation précédente, puis arrivent directement sur les gréso-pélites rouges du Trias. Elles emballent, quatre blocs décamétriques empruntés également à une couverture carbonatée de type ghomanide: c'est la formation sédimentaire III (FS. III). Au droit du ravin où ces marnes indurées ont leur épaisseur maximale (25 m environ), nous avons noté une intercalation de silex ainsi que deux décharges conglomeratiques, presque sans matrice où l'inventaire des éléments est le même que dans les FS. I et II.

La microfaune récoltée est dominée, selon les différents niveaux, soit par les radiolaires (éch. Tale 2), soit par les foraminifères planctoniques (éch. Tale 3 et 4; Fig. 3). Dans l'ensemble, la fraction planctonique reste largement prédominante et indique un régime de sédimentation beaucoup plus pélagique que précédemment (FS. II). Les associations de foraminifères planctoniques (figure 3) révèlent la présence de *Globigerinoides parawoodi* (forme du groupe de *Globigerinoides altiaperturus* avec de petites ouvertures supplémentaires), *Globorotaloides suteri* et *Catapsydrax gr. dissimilis*. Cette association indique la zone N. 5-N. 6 qui permet de caractériser le

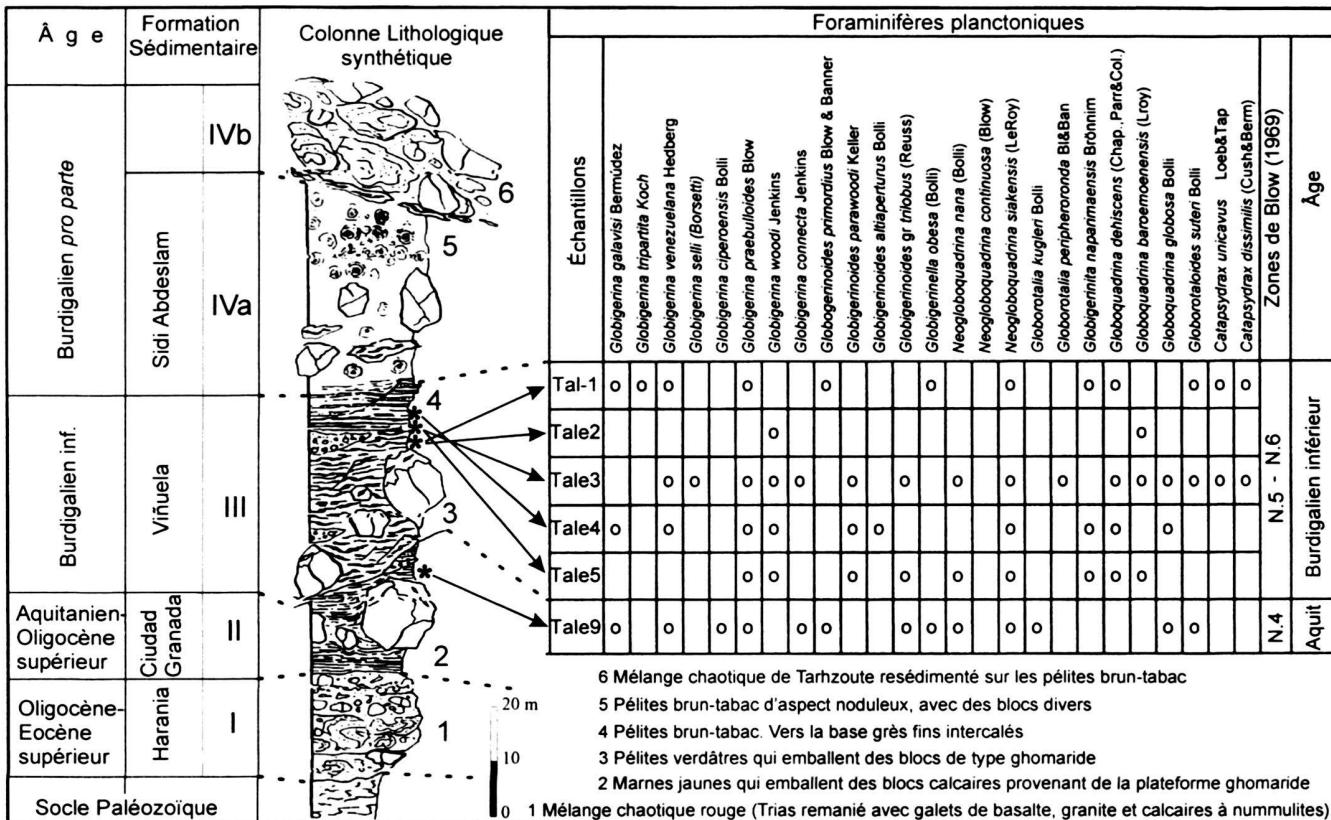


Fig. 3. Colonne stratigraphique synthétique reproduisant l'ordre de superposition des formations en question. Noter les discordances de ravinement ainsi que les corrélations possibles avec les Cordillères bétiques et le reste du domaine interne rifain. A droite liste de la microfaune permettant de dater les formations sédimentaires II et III.

Fig. 3. Synthetic column showing the stacking pattern of the studied formations. Note the erosional unconformities as well as the possible correlation with the Betic Cordillera and the remainder of the Rifian Internal domain. On the right, list of planktonic foraminifera extracted from the Formations II and III.

Burdigalien précoce. L'absence de *Globigerinoides subquadra-tus* et de *Globorotalia praescitula* suggère que la formation des pélites verdâtres appartient à la partie basale du Burdigalien inférieur, immédiatement après les marnes jaunes ferrugineuses de la FS. II. Cette déduction est confirmée par le niveau basal des pélites en question (éch. Tal. 1) où les espèces caractéristiques du Burdigalien ne sont pas reconnues.

Les marnes verdâtres en question ont livré également une nannoflore indiquant la partie supérieure de la zone NN2, soit le Burdigalien précoce (ce qui confirme leur âge post-oligocène): *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri*, *H. burkei*, *Discoaster* cf. *druggii* (6 bras; les *Discoaster* étant rares et très recristallisés), *Sphenolithus* gr. *abies*, *S. neoabies*, *S. moriformis*.

Les marnes compactes verdâtres passent ensuite en continuité stratigraphique à des pérites brun tabac qui permettent de définir la **FS. IV**. Le passage stratigraphique est assuré par un intervalle de transition (1 m environ) où les marnes en question se chargent en sable quartzeux micacé et virent progressivement au brun.

Dans ce faciès presque purement silico-clastique, un rare

niveau carbonaté a été découvert conjointement avec le Professeur M. Durand Delga (éch. Tal. DD-K.1 et Tal. BT.1). Il est situé 50 cm environ au dessus de ce passage et a livré une riche nannoflore indiquant également le Burdigalien précoce (partie supérieure de la zone NN2): *Discoaster druggii*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus* gr. *abies*, *S. neoabies*, *S. moriformis*, *Sphenolithus conicus*, *?Sphenolithus belemnos* (important marqueur aussi de cet intervalle), *Helicosphaera amplioperta*, *H. carteri*, *H. scissura*, *H. burkei*.

Il est important de noter la présence, en plus, de *Discoaster* à bras fourchus, longs et effilés, précurseurs possibles de *D. exilis* dont l'apparition indique un âge plus jeune que NN2.

Devenant exclusives, les pélites brun tabac sont intercalées de bancs holoquartzueux. Ils s'organisent en nódules centimétriques à décimétriques se débitant en écailles concentriques. Leur aspect reste monotone dans tout le secteur étudié.

Les pélites admettent des décharges chaotiques beaucoup plus grandes que précédemment. La taille et la nature des décharges gravitaires permettent de subdiviser la FS. IV en deux parties (Fig. 2, 3 et 4):

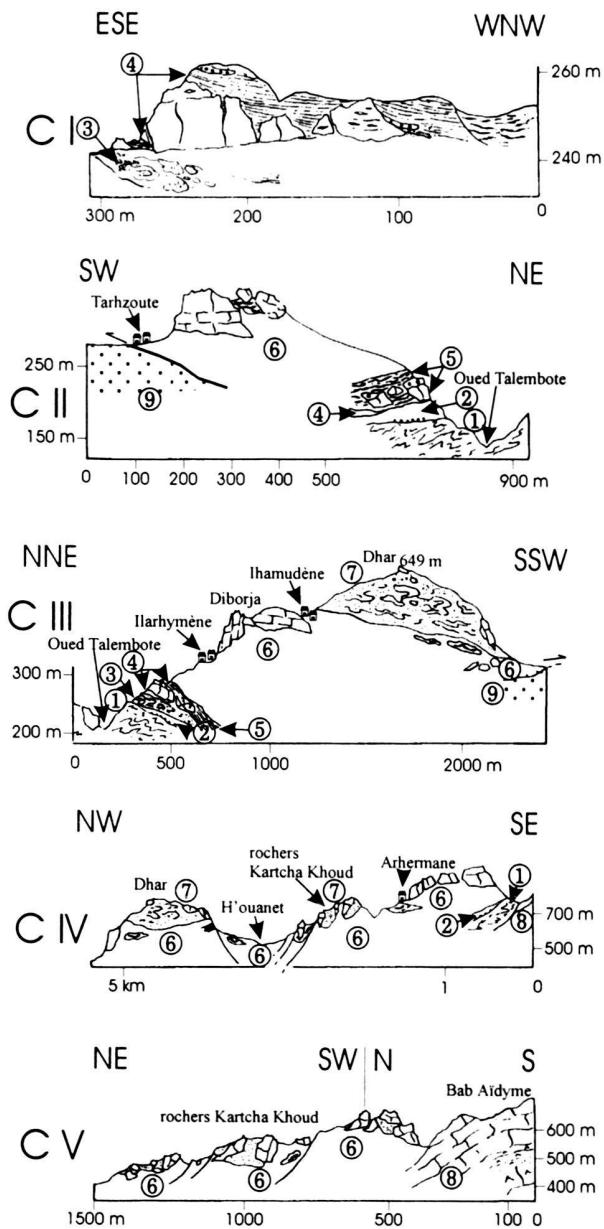


Fig. 4. Coupes levées sur le terrain (à différentes échelles) montrant, en particulier, la taille des resédimentations dans les pélites brun tabac (FS. IV) qui dominent le secteur de Talembole. La coupe C I est levée au bord de la route près du virage Est serré (localité „Rueda“). Elle montre la taille des blocs de calcaires massifs de type couverture des ghomarides. Les coupes CI, CII et CIII révèlent l'ordre de superposition des Formations sédimentaires I/II/III/IV. Prises ensemble, elles servent de référence pour la reconstitution de la colonne stratigraphique de la figure 3. Les coupes CIII-V montrent en plus la taille des resédimentations dans la Formation IVb (mélange de Tarhzoute).

1: socle paléozoïque, 2: Trias rouge non remanié, 3: formation sédimentaire I, 4: formation sédimentaire II, 5: formation sédimentaire III, 6: formation sédimentaire IV, 7: mélange de Tarhzoute, 8: calcaires blancs du Lias basal de l'unité de Bab Aidyme (Dorsale interne), 9: nappe du Tisirène (domaine externe des flyschs).

Fig. 4. *Geological cross-sections (at different scales) showing the importance of resedimentation events, particularly in the tobacco brown pelites (SF. IV) which dominate the Talembole area. Section CI: road-cut outcrop located near a U-shaped turn (locality "Rueda"), showing the size of blocks reworked from a carbonate Ghomaride cover. Sections CI, CII and CIII reveal the stacking pattern of the four olistolitic Formations I/II/III/IV. Considered together, these sections allow to reconstruct the stratigraphical column presented in the Fig. 3. Sections CIII-CV show in addition the importance of the reworked material in the Formation IVb (Tahrzoute Mixture).*

1: Paleozoic basement, 2: Red Triassic sandstones not reworked, 3: Sedimentary Formation I, 4: Sedimentary Formation II, 5: Sedimentary Formation III, 6: Sedimentary Formation IV, 7: Tarhzoute Mixture, 8: Early Liassic White Limestones of the Bab Aidyme Unit (Internal Dorsale), 9: Tisirène Nappe (external flysch domain).

- dans la moitié stratigraphique inférieure (**FS. IVa**) qui recouvre soit les épisodes chaotiques précédents, soit le Trias rouge, soit les schistes ghomarides, les éléments emballés proviennent des séries sous-jacentes. Ainsi, depuis le coin NW du secteur et le long de la route vers le village de Talembole (Fig. 2 A), on reconnaît des klippes sédimentaires (métriques à décamétriques) issues à la fois de la matrice de la FS. III, du Trias rouge et des calcaires zébrés dévonien.
- dans la moitié supérieure (**FS. IVb**), la nature et la taille des éléments remaniés changent brutalement. Ce sont des calcaires massifs blancs et des calcaires à silex, tous de type Dorsale interne, qui s'y trouvent débités en klippes sédimentaires. Les calcaires à silex montrent qu'il s'agit d'une Dorsale de type Groupe du J. Kelti (caractérisée par des calcaires à silex sur des calcaires blancs, El Kadiri et al. 1989, e.g. unité des Béni-M'hamed). Les exemples les plus évidents sont représentés par les éléments hectométriques de Diborja et de Ihamoudène (Fig. 2, 3 et 4) et ceux qui construisent de petits massifs au SE immédiat du village de Arhermane. Dans la partie centrale du secteur, la présence de marnes bariolées (faciès bien connu dans la Dorsale à l'Eocène supérieur – Oligocène inférieur) autour de certaines klippes sédimentaires (e.g. rochers Karchakhoud, figures 4-IV et 4-V), montre que ces dernières appartenient déjà un olistostrome initial, débité ensuite dans les pélites brun tabac burdigaliennes. Une même conclusion pourrait être déduite pour le massif du Dhar (coupe CIII, attribué par Kornprobst et al. 1979 et Nold et al. 1981, à l'unité d'Ametrasse-Bettara). Dans ce dernier, des paquets de grès calcaieux roux (faciès bien connu dans la Dorsale interne à l'Oligocène supérieur-Aquitain?) s'ajoutent au couple blocs/marnes bariolées. La resédimentation du massif de Dhar dans les pélites brun tabac est rendue évidente dans son front ouest qui se trouve engagé franchement au sein des pélites burdigaliennes.

Comparaison avec le reste du rif interne et avec les cordillères Bétiques

Dans le reste du Rif interne, les termes de l'Aquitano-Burdigalien sont déjà connus dans les coupes de l'Oued El Gharraq (Dorsale du Haouz, Ben Yaïch et al. 1986), de Sidi Abdeslam (Ghomarides, Feinberg et al. 1990), de Boujarrah (Maaté et al. 1995) et de Ceuta (El Kadiri et al. 2000). Le réexamen de ces coupes montre l'existence dans les deux premières des pélites brun tabac sous le même faciès que dans la Formation supérieure (emballant la FS. IV) de Talembo. Dans la dernière, nous avons reconnu les mêmes marnes compactes verdâtres emballant la FS. III. Elles s'y trouvent surmontées également de marnes sableuses similaires au faciès transitoire marnes verdâtres — pélites brun tabac de Talembo.

Par rapport aux cordillères Bétiques, la couverture de l'Oligo-Miocène inférieur de Talembo offre le même découpage en formations. Dans le détail, elles s'avèrent comparables, par l'âge, le faciès et le contexte stratigraphique à leurs homologues décrits dans le bassin de Malaga (Serrano et al. 1995; Sanz de Galdeano et al. 1993; López Garrido & Sanz de Galdeano 1999). Ainsi:

- la formation basale rouge FS. I rappelle celle de La Haraña qui, à l'Est immédiat de Malaga, s'exprime également sous la forme d'un olistostrome rougeâtre qui ravine le Trias et qui est alimenté à partir de la couverture carbonatée du Mésozoïque et Paléogène (Jurassique et Eocène essentiellement) des Malaguides. L'âge exact de ces deux formations est encore incertain. Compte tenu des éléments remaniés et des termes sus-jacents, elles pourraient être situées, pour l'instant, dans le large intervalle Eocène tardif – Oligocène (peut-être juste avant la formation Ciudad-Granada et juste après la mise en place des nappes ghomarides pendant l'Oligocène);
- la seconde Formation FS. II (Oligocène terminal – Aquitanien pp.) pourrait être rapportée à la Formation Ciudad-Granada (= Formation Alozaina), en particulier, celle qui apparaît dans le secteur de Teatinos au sein de la ville de Malaga. Son caractère discontinu, car ravinée par la formation sus-jacente, est vérifié dans les deux cas (Serrano et al. 1995; figure 3 de ces auteurs);
- la Formation verdâtre FS. III (Aquitaniens terminal - Burdigalien précoce p.p.) apparaît identique à la Formation de La Viñuela, caractérisée également par les mêmes marnes verdâtres compactes à lits de silexites, faciès semble-t-il constant à l'échelle méditerranéenne;
- la Formation supérieure FS. IV (base dans le Burdigalien inférieur; âge du sommet inconnu), rappelle par ses pélites brun tabac organisés en nodules concentriques la Formation de Sidi Abdeslam (Feinberg et al. 1990). Par sa teinte, son âge et sa position stratigraphique au dessus de la Formation de La Viñuela, ainsi que par l'intercalation de grès holoquartzé et par la taille des klippes sédimentaires, elle rappelle également le «Néonumidien» défini dans les cordillères Bétiques par Bourgois (1978) – (vieux terme à

redéfinir compte tenu de l'identité propre de cette formation par rapport au Numidien). Il ressort de cette comparaison sur la base de critères lithologiques, presque constants à l'échelle régionale, que la Formation de Sidi Abdeslam ne devrait plus être prise pour un équivalent strict de la Formation de La Viñuela, mais plutôt comme un équivalent probable du «Néonumidien».

Conclusions: implications structurales et paléogéographiques

Dans le secteur de Talembo les quatre formations précédentes sont superposées en une seule colonne stratigraphique, ce qui offre la possibilité de voir les relations entre elles (Fig. 2B et 3). Notons, en particulier: 1) la discontinuité de ravinement qui sépare les formations de type Ciudad-Granada et Viñuela, mise en évidence pour la première fois dans ce secteur et 2) le passage stratigraphique continu des pélites verdâtres du Burdigalien basal (matrice de la FS. III) aux pélites brun tabac de la Formation supérieure (Formation de Sidi Abdeslam). Leur âge burdigalien et le fait qu'ils se trouvent impliqués dans les charriages sur le domaine externe des flyschs, conduit à rajeunir l'âge du chevauchement majeur Internides / Externides. Une conclusion similaire avait été déduite pour le rétrochevauchement Dorsale / Ghomarides (Ben Yaïch et al. 1986).

Sur le plan paléogéographique, la nature des blocs et klippes sédimentaires emballés, ainsi que le caractère proximal des décharges chaotiques, attestent de la proximité paléogéographique des formations en question, d'abord: 1) par rapport à l'unité ghomaride des Béni-Hozmar (nappe de Talembo de Chalouan 1986), source des blocs dévonien et ensuite 2) par rapport à une Dorsale interne de type unité des Béni-M'Hamed. Le scénario des rapprochements successifs au cours du Burdigalien, ainsi que le régime tectonique, distensif ou compressif, auquel ces formations étaient soumises, pourraient-être reconstruits par l'analyse des formations équivalentes dans le reste du Domaine interne et les unités prédualiennes.

Sur le plan sédimentaire, l'analyse de la microfaune montre que les milieux de sédimentation subissent un approfondissement progressif allant de la plate-forme externe ou le haut du talus (FS. II), au bas du talus (FS. III à cachet pélagique plus accentué), jusqu'à des profondeurs situées, peut-être, sous le niveau de compensation des carbonates (FS. IV presque azoïque). Les décharges chaotiques répétitives, dues probablement à un régime d'effondrement, sont en accord avec cette déduction.

Remerciements

Nous remercions vivement le Professeur Michel Durand Delga par ses remarques et discussions fructueuses sur le terrain qu'il a bien voulu visiter (25.9.2000). Nous tenons à remercier également Mr. Hugues Feinberg pour son examen des associations de nannoplancton. Nous exprimons notre reconnaissance aux Professeurs R. Wernli, R. Gelati et J. Remane pour la révision du manuscrit.

Ce travail est réalisé dans le cadre: 1) du projet intitulé « la Dorsale Calcaire rifaine et les nappes du Flysch » (SCIC-Centre National de Coordination et de Planification de la Recherche Scientifique et Technique), 2) du projet PB97.1063 de la DDGES, 3) du projet PARS SDU 72 (Min. Ens. Sup.- Centre National de Coordination et de Planification de la Recherche Scientifique et Technique), ainsi que par les groupes de recherche de la Junta de Andalucía RNM 163 et RNM 202.

REFERENCES

BEN YAICH, A., MAATÉ, A., FEINBERG, H., MAGNÉ J. & DURAND-DELGA, M. 1986: Implication de niveaux du Miocène inférieur dans les rétrochevauchements de la Dorsale rifaine (Maroc), signification à l'échelle de l'Arc de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 302, 587–592.

BLOW, W., H. 1969: Late Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Confer. Planktonic Microfossils*, (Genève), 199–422.

BOURGOIS, J. 1978: La transversale de Ronda, Cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. Thèse Univ. Besançon.

CHALOUAN, A. 1986: Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine. Thèse Univ. Strasbourg.

CHALOUAN, A. & MICHAUD, A. 1990: The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: A variscan chip in the alpine belt. *Tectonics* 6, 1565–1583.

DIDON, J., DURAND-DELGA, M. & KORNPROBST, J. 1973: Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* 15, 77–105.

DURAND-DELGA, M., FEINBERG, H., MAGNÉ, J., OLIVIER, P. & ANGLADA, R. 1993: Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguïdes et les Alpujarrides et leur implication dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et de la Méditerranée d'Alboran. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 317, 679–687.

EL KADIRI, KH. 1991: La Dorsale calcaire, (Rif interne, Maroc): Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique d'un marge alpine durant le Mésozoïque, mise en évidence d'un modèle. Thèse Univ. Tétouan.

EL KADIRI, KH., LINARES, A. & OLORIZ, F. 1989: La Dorsale calcaire interne entre les accidents de l'Oued Martil et de l'Oued Laou (Rif septentrional, Maroc): évolution stratigraphique et géodynamique au cours du Jurassique-Crétaçé. *Com. Serv. Geol. Portugal* 75, 39–65.

– 1992: La Dorsale Calcaire rifaine (Maroc septentrional): évolution stratigraphique et géodynamique durant le Jurassique – Crétacé. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 336, 217–265.

EL KADIRI, KH., CHALOUAN, A., EL MRIHI, A., HLILA, R., LOPEZ-GARRIDO, A.C., SANZ DE GALDEANO, C. & SERRANO, F. 2000: Descubrimiento del Burdigaliense (Formación Viñuela) en la cobertura ghomáride de Ceuta (Rif Septentrional). *Geogaceta* 28, 43–46.

FEINBERG, H., MAATÉ, A., BOUHDADI, S., DURAND DELGA, M., MAGNÉ, J. & OLIVIER, PH. 1990: Signification des dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 310, 1487–1495.

HAAS, J. 1999: Genesis of late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts, Hungary. *Sedim. Geol.* 128, 51–66.

KORNPROBST, J., NOLD, M. & WILDI, W. 1979: Carte géologique du Maroc, Talemboite. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 290, échelle: 1/50.000.

LÓPEZ-GARRIDO, A.C. & SANZ DE GALDEANO, C. 1999: Neogene sedimentation and tectonic-eustatic control of the Malaga Basin, south Spain. *J. Petr. Geol.* 22, 81–96.

LOWE, D.R. 1982: Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petr.* 52, 279–297.

MAATÉ, A. 1984: Etude géologique de la couverture mésozoïque et cénozoïque des unités ghomarides au nord de Tétouan (Rif interne, Maroc). Thèse Univ. Toulouse III.

MAATÉ, A., MARTÍN-ALGARRA, A., MARTÍN-PÉREZ, J.A., SERRANO, F., MARTÍN MARTÍN, M., AGUADO, R. & EL HAJAJI, KH. 1995: Le Burdigalien inférieur de Boujarrah (Rif septentrional, Maroc) et la signification paléotectonique des séries miocènes transgressives sur les zones internes bético-rifaines. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 320, 15–22.

MAJOR, J.J. & IVERSON, R.M. 1999: Debris-flow deposition: effect of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 1424–1434.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. 1975: Turbidite facies and facies associations. In E. MUTTI, G.C., PARERA, F. RICCI LUCCHI, M., SAGRI, G., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO & S., IACCARINO (Eds), *Examples of turbidite facies associations from selected formations of Northern Apennines, IXème Cong Intern. IAS, Livret Guide (Nice)*, 21–36.

NOLD, M., UTTINGER, J. & WILDI, W. 1981: Géologie de la Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 300, 233p.

SANZ DE GALDEANO, C., SERANO, F., LOPEZ-GARRIDO, A.C. & MARTÍN PÉREZ, J.A. 1993: Paleogeography of the Late Aquitanian-Early Burdigalian basin in The Western Betic Internal Zone. *Géobios* 26, 43–55.

SERRANO, F., SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, F., LOPEZ-GARRIDO, A. C. & MARTÍN-ALGARRA, A. 1995: The Mesozoic and Cenozoic Complex in the Malaga area: a paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain). *Geol. Mijnb.* 74 105–116.

SPENCE, G.H. & TUCKER, M.E. 1997: Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedim. Geol.* 112, 163–193.

SUTTER, G. 1980: Carte Géologique de la Chaîne Rifaine. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 245, échelle: 1/500.000.

Manuscrit reçu le 14 mars 2001

Révision acceptée le 11 septembre 2001