

LES MONTICULES MICRITIQUES SINEMURIENS SUR LA TRANSVERSALE DE MIDELT-ERRACHIDIA (HAUT ATLAS CENTRAL, MAROC)

D. Chafiki *, J. Canérot **, A. Souhel ***, K. Taj Eddine ****

RÉSUMÉ

Le Lias du Haut Atlas central marocain présente divers bioconstructions carbonatées de type Mud-mound bien développées au passage Sinémurien inférieur-Sinémurien supérieur au Sud de Midelt. Ces structures évoluent très localement, à Foug Tillicht, dans tout l'intervalle Sinémurien supérieur. Elles présentent des formes et des tailles respectivement simples et réduites à la base de la série et deviennent complexes et de grande dimension au sommet. Leurs caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques montrent qu'il s'agit de constructions à microbolites et à spongiaires développées dans un milieu marin ouvert et profond, dans la zone subphotique, à la partie inférieure de la zone d'action des vagues de tempête.

L'apparition et le grand développement des bioconstructions boueuses sinémuriennes sont associés à un changement de la morphologie du fond marin induit par la phase majeure de dislocation de la plate forme au passage Sinémurien inférieur-Sinémurien supérieur. L'augmentation verticale de leur taille indiquerait un accroissement de la subsidence et du taux de sédimentation carbonatée, en relation avec l'augmentation de l'intensité de la fracturation. La disparition de ces monticules, au passage Sinémurien-Carixien, est due à un envasement par des sédiments hémipélagiques de bassin consécutif à un approfondissement du milieu. Cet exemple haut atlasique se révèle ainsi comparable aux modèles récemment proposés pour expliquer le développement des mud-mounds connus en Afrique du Nord, en Europe occidentale et en Amérique du Nord.

Mots-clés: *Mud-mounds, stratigraphie, géométrie, sédimentologie, géodynamique, Sinémurien, Haut Atlas central (Maroc).*

ABSTRACT

In the central High Atlas of Morocco, the Liassic series present different mud-mound-type carbonate buildups, well developed in the Midelt area, towards the boundary between the Lower and the Upper Sinemurian. Near Foug Tillicht, these structures show a real evolution within the Upper Sinemurian interval, from simple small-scale bodies at the base, up to big and complex forms at the top. Their sedimentological and palaeontological features indicate microbolites and sponge buildups developed in deep and open marine conditions, within the subphotic zone, at the lower part of the storm wave interval.

These buildups are closely linked to tectonic processes as they grow on the normal synsedimentary faults which affected the central atlasic area during the Lower Liassic period, leading to the breakup of the Early Sinemurian carbonate platform and the induced installation of the Upper Sinemurian subsiding basin. Silting by hemipelagic sediments led to death of buildings. Similar palaeogeographic changes and geodynamic evolution have been recently described from different structures in North Africa, Western Europe and North America.

Key words: *Mud-mounds, stratigraphy, geometry, sedimentology, geodynamics, Sinemurian, central High Atlas, Morocco.*

* Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques Guéliz, Université Cadi Ayyad, BP. 549 Marrakech, Maroc., e-mail: chafiki@fstg-marrakech.ac.ma. Fax. 212 4 44 43 31 70.

** Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires, EA 3029, Université Paul Sabatier, 39, Allées Jules Guesde, 31062 Toulouse, France. Fax: 33 5 61 55 80 49.

*** Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Chouaib Doukkali, El Jadida, Maroc.

**** Département de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc.

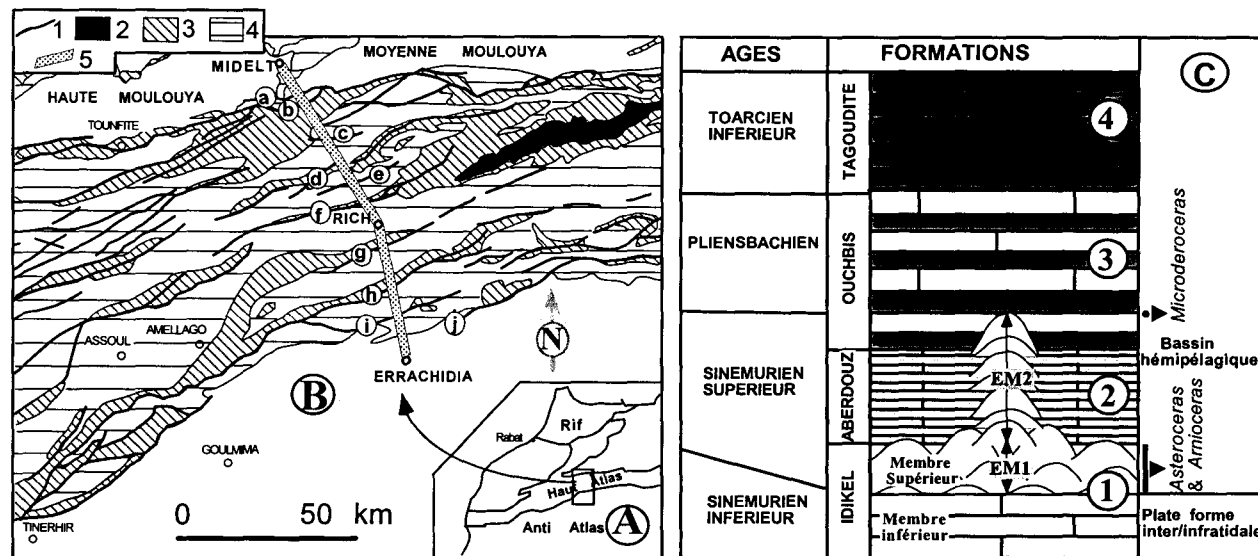


Fig. 1.—A: localisation du secteur étudié sur le schéma structural du Maroc. B: situation de la transversale de Midelt-Errachidia, renfermant les monticules boueux étudiés, sur la carte géologique du Haut Atlas central marocain (modifié par Du Dresnay, 1987). 1: failles, 2: socle, 3: carbonates liasiques associés aux terrigènes et aux basaltes du Trias, 4: Jurassique moyen et Crétacé, 5: transect de Midelt-Errachidia. a, b, c, d, e, f, g, h, i, et j: principales structures atlasiques définies par Warme *et al.* (1988), les sections étudiées sont levées sur le flanc: nord de la structure de Nzala (d), sud de la structure d'Aari Mdourt (e), nord de la structure de Foum Tillicht (f), et nord de la structure de Tizi n'Firest (h) (tunnel de la légion). C: situation des constructions étudiées dans le cadre stratigraphique du Lias. 1: Dolomies et calcaires massifs de la formation d'Idikel. 2: Calcaires finement lités parfois à silex et à ammonites de la formation d'Aberdoz. 3: Alternance calcaréo-marneuse parfois à ammonites de la formation d'Ouchbis. 4: grès calcaires et marnes gréseuses localement à ammonites de la formation de Tagoudite.

Introduction

Les plates formes carbonatées péri-téthysiennes ont connues un grand développement des constructions à spongiaires au cours de la période jurassique. Très abondantes dans le Malm du domaine nord-téthysien de presque toute l'Europe occidentale et central (Gaillard, 1983; Keupp *et al.*, 1990; Leinfelder *et al.*, 1993a, 1994, 1996; Hammes, 1995; Krautter, 1997) ces constructions sont, par contre, rares au Lias dans ces régions (Bruton et Dixon, 1994). Ces édifices ne sont connus que dans le domaine sud alpin de Trento (Italie) (Krautter, 1996) au Pliensbachien et dans le bassin Lusitanien du Portugal au Lias terminal (Duarte *et al.*, 2001). Sur la marge continentale sud-téthysienne, ce type de construction a vu, par contre, un remarquable foisonnement au Lias marocain (Du Dresnay, 1971, 1975) notamment au Sinémurien du Haut Atlas central (Chafiki *et al.*, 2001, 2002).

Ces constructions ont été interprétées récemment comme des «mud-mounds» (Chafiki *et al.*, 2001). Elles ont été décrites pour la première fois par Dubar (1960-1962) qui les a attribuées à l'activité des spongiaires. Des appellations évocatrices telles «carbonate-mounds» ou «dolomite-mounds» (Du Dresnay, 1971, 1975; Warme, 1986; Warme *et al.*,

1988) et «lithoherms» (Evans *et al.*, 1974; Evans et Kendall, 1977) ont été également utilisées pour désigner ces masses bioconstruites.

L'objectif de ce travail est de présenter les principales caractéristiques des mud-mounds sinémuriens sur la transversale de Midelt-Errachidia. Après la définition de leur cadre stratigraphique, nous décrirons la géométrie et les caractères paléontologiques et sédimentologiques de ces bioconstructions. Enfin, nous retracerons les principales étapes géodynamiques qui ont jalonné l'histoire de ces édifices liasiques. Ces derniers sont principalement analysés à Nzala, Aari Mdourt, Foum Tillicht et à Tizi n'Firest au niveau du tunnel de la légion (fig. 1) où elles constituent généralement des reliefs notables dans la topographie actuelle.

Stratigraphie

Lithostratigraphie

Sur la transversale étudiée, le Lias carbonaté est représenté par une série inférieure massive qui constitue la formation d'Idikel (sensus Studer, 1987) puis une série supérieure, plus épaisse, finement stratifiée et riche en ammonites qui englobe

les formations d'Aberdouz, d'Ouchbis et de Tagoudite (sensus Studer, 1987) (fig. 1C, pl. I ph. 1). Ces deux séries sont séparées par une importante discontinuité sédimentaire régionale «D» (fig. 2).

Dans ce contexte, les mud-mounds liasiques apparaissent au sein de deux ensembles lithologiques d'importance stratigraphique et géographique inégales. Le premier (EM1, 30 à 130 m d'épaisseur selon les secteurs), d'extension régionale (fig. 2), correspond au membre supérieur de la formation d'Idikel (Chafiki *et al.*, 2001) (pl. I phs. 1, 2). Le second (EM2, 150 m d'épaisseur) très localisé dans le seul secteur central de Foug Tillicht, correspond à divers édifices massifs contrastant nettement avec les terrains stratifiés environnants de la formation de l'Aberdouz et de la base de la formation d'Ouchbis (figs. 1C, 2; pl. I phs. 2, 3). La série carbonatée à «mud-mounds» atteint son maximum d'épaisseur (280 m) dans l'axe de la chaîne, à Foug Tillicht.

Biostratigraphie

Les monticules à spongiaires du Haut Atlas central marocain ont été signalés, par divers auteurs, dans des niveaux stratigraphiques différents: dans le Sinémurien supérieur «ou Lotharingien» par Dubar (1949), Du Dresnay *et al.* (1978) et Hadri (1993), dans le Lias inférieur par Dubar (1960-1962), dans le Sinémurien par Milhi (1992), dans le Sinémurien moyen et supérieur par Brechbühler (1984), à la base du Sinémurien supérieur par Bernasconi (1983), dans le Sinémurien supérieur et peuvent atteindre le Carixien par Poisson *et al.* (1998), au sommet du Sinémurien supérieur et à la base du Carixien inférieur par Hauptmann (1990) et au passage Domérien-Toarcien par Warme (1986) et Warme *et al.* (1988).

À Foug Tillicht, les premiers monticules micritiques, de petite taille, sont observés au sein du membre supérieur de la formation d'Idikel (ensemble EM1), à quelques mètres au dessus d'un niveau à *Asteroceras* et *Arnioceras* du passage Sinémurien inférieur-Sinémurien supérieur (figs. 1C, 2).

En ce point, les sédiments lités qui surmontent immédiatement les dernières bioconstructions renferment des ammonites d'âges différents selon les points d'observation. Sur le flanc septentrional de jbel Foug Tillicht par exemple (fig. 1), des calcaires à *Microderoceras sp.* de la zone à *Rarisostatium* et/ou à *Jamesoni* recouvrent le toit d'un dispositif en dôme de grande dimension (ensemble EM2) tandis que dans les creux adjacents, la succession des ammonites récoltées descend jusqu'à l'extrême base de la zone à *Obtusum* datée par l'association à *Arnioceras* et *Asteroceras* (figs. 1C, 2). La limite entre les calcaires massifs bioconstruits et les cal-

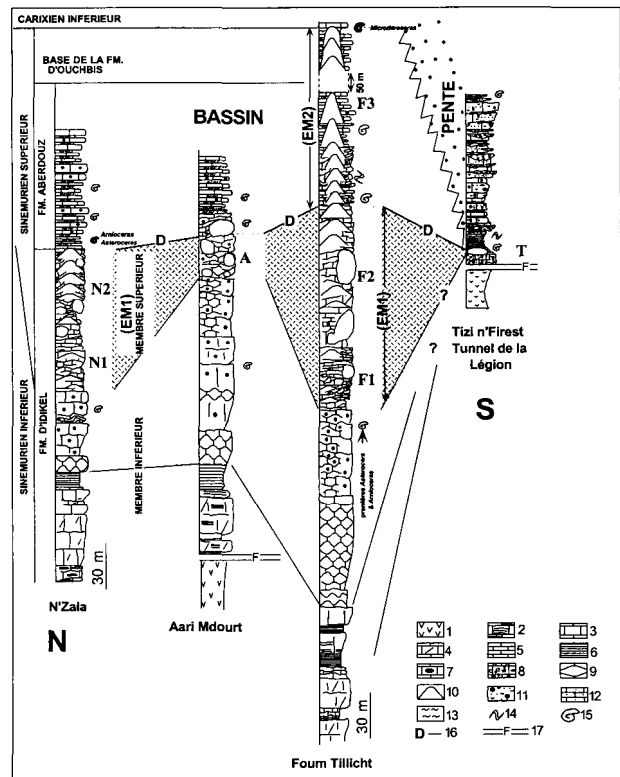


Fig. 2.—Corrélation stratigraphique et sédimentologique entre les formations sinémuriennes le long du transect N-S de Midelt-Errachidia et distribution verticale et horizontale des monticules étudiés (échelle horizontale non respectée). 1: basaltes du Trias supérieur, 2: calcaires à lamines diffuses, 3: calcaires massifs, 4: calcaires dolomitiques massifs, 5: calcaires finement stratifiés, 6: calcaires laminés, 7: calcaires à cherts (silex), 8: calcaires conglomératiques, 9: calcaires ondulés ou noduleux, 10: monticules micritiques, 11: calcaires oolithiques et bioclastiques, 12: tempestites, calciturbidites et/ou «debris flows», 13: marnes et marmo-calcaires, 14: slumps, 15: ammonites, 16: discontinuité intra-sinémurienne séparant la formation d'Idikel de la formation d'Aberdouz, 17: failles. EM1: premier ensemble à mud-mounds (ou membre supérieur de la formation d'Idikel) qui est subdivisé en deux unités N1 et N2 à Nzala, F1 et F2 à Foug Tillicht, il correspond à l'unité A à Aari Mdourt et à l'unité T à Tizi n'Firest. EM2 (ou F3): deuxième ensemble à mud-mounds, il se développe localement au sein de la formation d'Aberdouz et peut atteindre la base de la formation d'Ouchbis.

caires lités sus-jacents correspond donc à une surface irrégulière et diachrone.

Dans les autres secteurs étudiés (Tizi n'Firest, Nzala et Aari Mdourt), l'extension chronologique des constructions carbonatées est moindre puisque ces dernières disparaissent avec les carbonates massifs d'Idikel, à l'extrême base du Sinémurien supérieur.

Il est à noter que, à l'échelle de la région atlasique ici considérée, les mounds sinémuriens cèdent la place, dès la base du Carixien, à des constructions différentes, de type récifal, connues au Lias moyen et au Dogger.

Géométrie

Les monticules étudiés présentent un noyau massif calcaire passant latéralement à un ou plusieurs bancs de calcaires finement stratifiés (pl. I ph. 4). L'évolution de leur taille et de leur forme ainsi que leur distribution verticale au sein des séries analysées permettent de distinguer deux unités principales au sein de l'ensemble EM1 notamment à Nzala (N1, N2) et à Foug Tillicht (F1, F2) et une seule unité dans l'ensemble EM2 (fig. 2). Les unités (A) d'Aari Mdourt et (T) de Tizi n'Firest correspondent à la totalité de l'ensemble (EM1) à mud-mounds dans ces deux secteurs.

L'ensemble EM1: les premières bioconstructions rencontrées à la base de EM1, dans les unités N1 et F1 (fig. 2), sont généralement rares, de taille réduite (0,2 à 1 m), lenticulaires, en dôme, en champignon, ovoïdes ou amygdalaires (pl. I ph. 5). Plus haut dans la série (unités N2, F2, A et T, fig. 2), ces édifices deviennent plus fréquents, plus diversifiés et de plus grande taille. Ils apparaissent soit isolés (pl. II phs. 1, 2), soit regroupés en grappes métriques (5 à 7 m) ou en amas désordonnés de dimension encore accrue (5 à 12 m) (pl. II phs. 3, 4). Des structures lenticulaires d'extension latérale décimétrique, séparées les unes des autres par des niveaux stratifiés, sont communes à Nzala et à Foug Tillicht au sommet de EM1 (pl. II ph. 5).

L'ensemble EM2: Le deuxième ensemble bioconstruit (EM2) se développe au sein de la formation de l'Aberdouz et à la base de la formation de l'Ouchbis dans le seul secteur de Foug Tillicht (unité F3, fig. 2). Le plus important des édifices affleure sur la rive droite de l'oued Nzala, sous forme d'un dôme de 150 m de hauteur (pl. I ph. 3). La construction, étroite à la base (80 m), s'élargit dans sa partie médiane (200 m) avant de se rétrécir graduellement pour se terminer en pointe au sein des carbonates lités de l'Ouchbis. Ce dôme, greffé au sud sur les derniers édifices lenticulaires de la formation sous-jacente de l'Idikel (pl. I ph. 3), présente, dans le détail, un empilement de lentilles comparables à celles décrites au sommet de cette formation. Ces lentilles sont souvent séparées par des surfaces durcies, ferrugineuses, riches en ammonites du Sinémurien supérieur. Latéralement, sur la rive gauche de l'oued Nzala, un autre dôme se rétrécit vers l'ouest en une lame effilée d'environ 100 m de hauteur (pl. I ph. 2). La géométrie en dôme des constructions est accentuée par la compaction différentielle subie ultérieurement par l'ensemble de la série sinémurienne.

Les monticules analysés, très divers par leurs formes et leurs tailles, résultent de la croissance régressive ou progressive et de l'agencement verti-

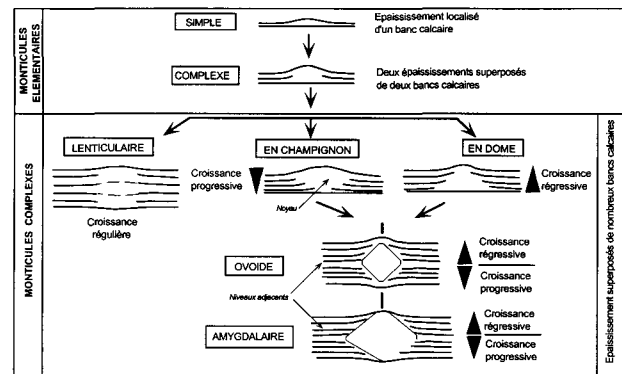


Fig. 3.—Différents types de formes des monticules rencontrés dans la série sinémurienne analysée sur transversale de Midelt-Errachidia. Les monticules complexes sont originaires d'une simple boursoufflure dans un banc calcaire de la série stratifiée environnante.

cal d'un monticule élémentaire simple lui même originaire d'une simple boursoufflure localisée dans un banc calcaire de la série stratifiée environnante (fig. 3).

Sédimentologie et contenu paléontologique

L'analyse d'une construction élémentaire type montre, quelque soit sa position dans la série sinémurienne, deux parties essentielles: un noyau à dominance micritique, dénué de stratification et de taille variable, de morphologie bien exprimée et un encaissant stratifié qui constitue son équivalent chronostratigraphique latéral (fig. 4, pl. I ph. 4).

Le noyau correspond à un boundstone dominé essentiellement par des «microbolites» (*Thrombolites*, *Stromatolites* et *leiolites*) et des éponges siliceuses (*Hexactinellides* et *Lithistides*) auxquelles s'associent des encroûtements: Annélides (*Serpula* et *Terebella*) et Bryozoaires et une faune d'accompagnement variée: brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes, crinoïdes, quelques coraux solitaires, ostracodes, foraminifères à tests hyalins et parfois ammonites. Des cubes de pyrite diagénétique sont présents mais en faible pourcentage. L'ensemble est noyé dans une matrice biomicritique et pelletoidale (wackstone à mudstone).

- La matrice est composée par une micrite sombre et compacte d'origine organique et/ou microbienne (automicrite) et une micrite plus claire et moins dense (allomicrite) qui semble constituer le liant définitif occupant l'espace inter- et intra-squelettique (pl. III ph. 1). Représentant plus de 60% du volume total de la masse construite, ces micrites sont similaires aux «polymuds» décrits par Lee et

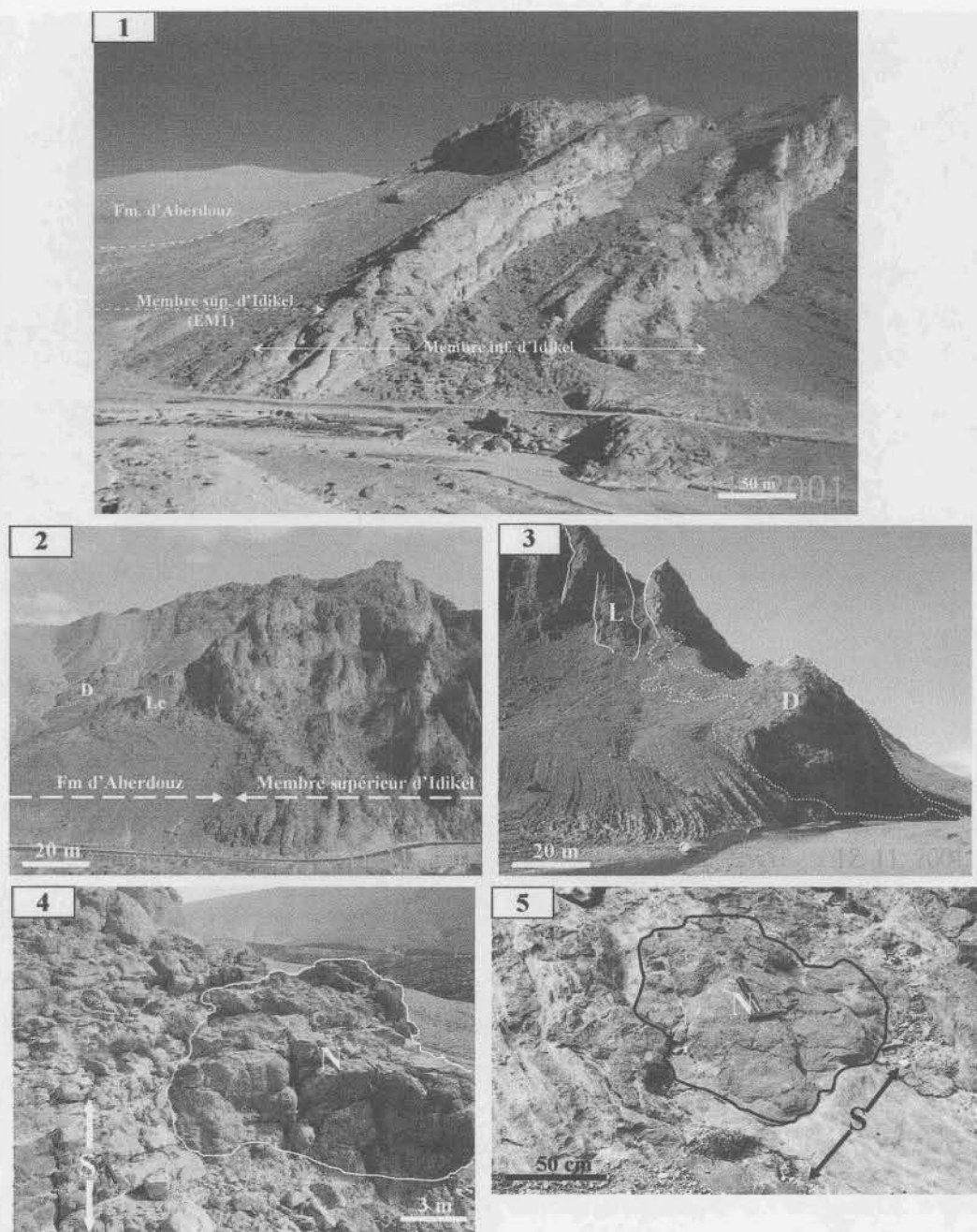


Planche I.—1: Vue panoramique montrant, en premier plan à droite, la formation d'Idikel et, en deuxième plan à gauche, la formation d'Aberdouz. Noter le ressaut topographique très net formé par les carbonates massifs de la formation d'Idikel. Les deux premières barres calcaires massives bien individualisées sont très caractéristiques du membre inférieur d'Idikel. Le talus topographique passant latéralement vers le haut de la photo à une troisième barre calcaire constitue le membre supérieur d'Idikel (ou ensemble EM1) à bioconstructions micritiques. 2: Section en lame effilée (Le) d'une construction en dôme observée sur la rive gauche de l'Oued Nzala. Un autre édifice en dôme (D) émerge de l'encastement stratifié identique à celui de la Ph 3. (Flanc nord de jbel Foug Tillicht). 3: Dispositif en dôme (ensemble EM2) sur la rive droite de l'Oued Nzala. La construction se dilate dans sa partie sommitale orientée vers le nord (côté droit), se rétrécit dans sa partie médiane, se prolonge vers le sud (côté gauche) et se greffe sur les dernières lentilles (L) de la formation sous-jacente d'Idikel (ensemble EM1). L'encastement stratifié, d'âge Sinémurien supérieur, appartient à la formation d'Aberdouz et à la base de la formation d'Ouchbis. (Flanc nord de jbel Foug Tillicht). 4: Construction complexe montrant une croissance en champignon dans sa moitié inférieure qui évolue en dôme dans sa moitié supérieure. Remarque la relation entre le noyau construit massif (N) et les niveaux latéraux stratifiés (S) contemporains. 5: Section amygdalaire d'une construction complexe (1 m en diamètre) rencontrée au sein du membre supérieur de la formation d'Idikel (unité F1). N: noyau ou masse construite, S: niveaux stratifiés latéraux. (Flanc nord de Foug Tillicht).

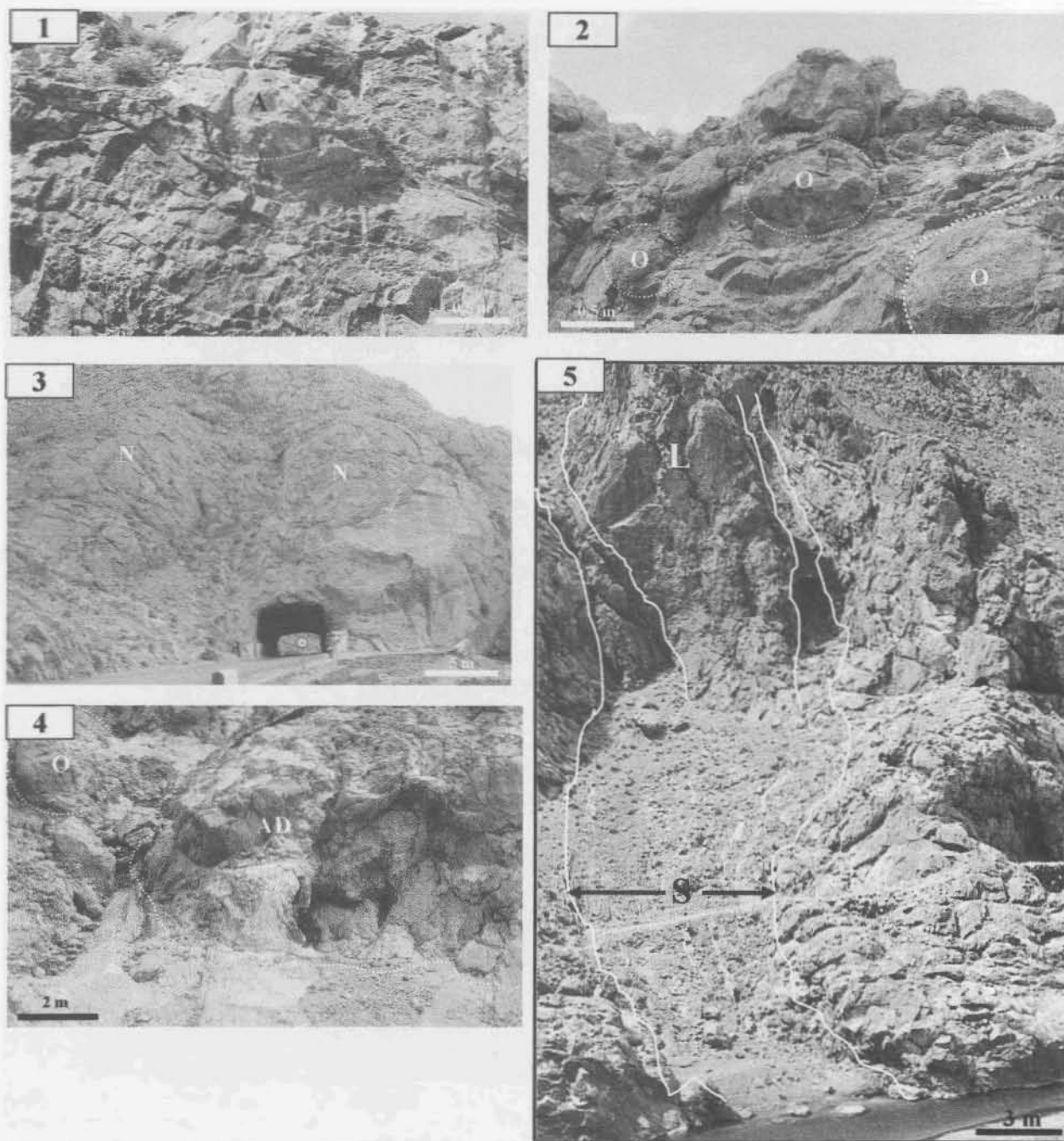


Planche II.—1 et 2: Monticules boueux amygdalaires (A) et ovoïdes (O) rencontrés au sein des dernières assises du membre supérieur de la formation d'Idikel (EM1). Flanc nord de la structure de Nzala. 3: Monticules en amas décamétriques. Remarquer les noyaux bioconstruits massifs (N) qui sont mis en saillis par l'érosion. Les niveaux stratifiés qui affleurent au bord de la route constituent la base de la formation d'Aberdouz. Sommet de la formation d'Idikel à la sortie nord du tunnel de la légion, coupe de Tizi n'Firest. 4: Monticules en amas désorganisé de taille décamétrique (AD) et ovoïde (O) dans l'unité F2 du membre supérieur (EM1) de la formation d'Idikel. Coupe de Foum Tillicht. 5: Bioconstructions lenticulaires du sommet de la formation d'Idikel. Noter l'aspect stratifié des niveaux latéraux «S» de la lentille massive «L». (Flanc nord de Foum Tillicht).

Miller (1995) et par Neuweiler *et al.* (1999) dans les mud-mounds carbonifères et créacés.

- Les principaux constituants:

— *Les éponges* se rencontrent dans toutes les constructions sinémuriennes. Elles sont cependant particulièrement abondantes dans les deux tiers supérieurs de l'ensemble EM1. Il s'agit surtout d'éponges siliceuses, totalement calcifiées, englobant deux formes distinctes: les unes, plates ou en «assiettes», sont des lithistides donnant des sections longues de 5 à 10 cm et épaisses d'environ 2 à 5 mm (pl. III ph. 2); les autres, de section évasée, correspondent à des *hexactinellides* du groupe des Lyssakides (Du Dresnay *et al.*, 1978), de 5 à 20 cm de diamètre (pl. III ph. 3). Toujours en position de vie, ces éponges sont généralement encroûtées par *Serpula* et *Terebella* et par des bryozoaires (pl. IV, ph. 3). Elles apparaissent intimement associées aux *thrombolites*.

Dans la partie sommitale des unités N2 et F2 (fig. 2), les *lithistides* sont quasi-exclusifs au sein de biostromes de type boundstones constituant même plus de 30% du volume de la roche (pl. III, ph. 2).

— *Les microlites* (sensu Riding, 1991) ou encore microbialites (sensu Burne & Moore, 1987) précipités in situ par des organismes microbiens (automicrite selon Reitner et Neuweiler 1993; Reitner *et al.*, 1995) sont limités au noyau où ils occupent plus du tiers de son volume et sont absents dans les niveaux calcaires adjacents. Trois types de microlites sont distingués au sein des constructions analysées: les *thrombolites*, les *stromatolithes* et les *leiolites* (sensu Braga *et al.*, 1995).

- Les *thrombolites* sont extrêmement abondants et occupent plus de 30% du volume total de toutes les masses construites. Ce sont des colonies en touffes ou en gerbes, plus ou moins coalescentes, de 10 cm de haut et de 8 cm de large en section longitudinale. Leur teinte noirâtre permet de les distinguer aisément du fond clair de la matrice biomicrocritique (allomicrite) environnante. Leur structure interne montre de nombreux microdômes noirs infra-centimétriques dont l'organisation dessine une forme dendritique caractéristique d'une croissance verticale de type buissonnant. Ce type de morphologie confère à la masse construite une texture bafflestone (pl III, ph. 4).

Ces *thrombolites* présentent une microstructure spongiomorphe identique à celle décrite par Pratt (1982) et Jansa *et al.* (1989) dans les mud-mounds du jurassique supérieur de l'offshore de Nova Scotia. Par leurs caractéristiques morpho-structurales et conformément à l'interprétation de Warne (1986) et de Warne *et al.* (1988) et aux travaux de Pratt (1982) et Webb (1987), ces *thrombolites* pourraient

avoir une origine algale. Ils ont été décrit par Leinfelder *et al.* (1993b) comme des dendrolites dans des mud-mounds à éponges siliceuses et à croûte microbiale dans l'Oxfordien au sud de l'Allemagne.

- *Les leiolites* sont observés localement au sein de deux masses construites de l'unité F2 à Fom Tillicht. Ils se présentent sous forme de colonnettes micritiques noires à croissance verticales, dense et sans aucune structure interne. Celles-ci sont centimétriques (3 à 5 cm en hauteur) en section longitudinale et sont séparées les unes des autres par des intervalles étroits (0,5 cm de large) comblés par la matrice biomicrocritique pelletoidale toujours gris claire (allomicrite selon Reitner and Neuweiler, 1993; Reinter *et al.*, 1995). L'alternance latérale de colonnettes et des espaces intercolumnaires dessine une morphologie en dents de peigne orientées toutes vers le haut.

- *Les stromatolithes* ne sont rencontrées que dans le secteur le plus central de Fom Tillicht. Elles sont très rares dans l'unité F2 et plus fréquentes au sein de l'unité F3 où elles s'installent visiblement dans la partie sommitale des nucleus lenticulaires (pl. III phs. 5, 6).

Elles sont constituées par un empilement régulier de lamines millimétriques à centimétriques sombres et gris clair. Ces lamines sont généralement irrégulières ou onduleuses et forment, par endroit, des dômes dont la hauteur n'excède pas 5 cm. En se référant à la terminologie d'Embry et Klovan (1971), elles permettent l'acquisition d'une texture bindstone.

Ce type de structure résulte de l'alternance d'épisodes de précipitation d'automicrite et d'épisodes de piégeage d'allomicrite (Leinfelder and Keupp, 1995).

— Les annélides, omniprésents dans tous les corps construits analysés, sont représentés par des formes encroûtantes: *Serpula* et *Terebella*. Ces dernières se montrent directement fixées sur le squelette des éponges siliceuses ou sur les *thrombolites*. Leur association avec les bryozoaires conduit à la réalisation d'une texture bindstone.

- *Les Serpula* se présentent sous forme de tubes arrondis de 0,2 à 0,5 mm de diamètre. Leur remplissage interne est souvent de la calcite sparitique et rarement du sédiment interne micritique. La section typiquement arrondie de ces tubes se rapproche de celle des *Cycloserpula* PARSCH décrites par Hammes (1995) dans l'Oxfordien de l'Allemagne (pl. IV ph. 1).

- *Les Terebella* sont, elles, présentes sous forme de tubes à paroi agglutinée. Ayant une section transversale circulaire, ces tubes présentent un diamètre de 0,3 à 0,8 mm. Leur remplissage interne est une micrite gris clair et/ou une calcite sparitique (pl. IV

ph. 2). Ils ont été interprétés (Gaillard, 1983; Hammes, 1995) comme tubes de vers agglutinants du type *Terebella lapilloides* MÜNSTER.

— *Les bryozoaires*, souvent de taxonomie incertaine, ne sont observés qu'à l'échelle microscopique. Ils constituent une bande millimétrique tapisant le pourtour squelettique des éponges et participent avec les annélides à leur encroûtement (pl. IV, ph. 3). Ils contribuent donc à la rigidité et à la stabilité de la trame construite en réalisant une texture bindstone.

L'encaissant sédimentaire, correspondant aux niveaux stratifiés équivalents au noyau, présente un faciès proximal biocalcarénitique et un faciès distal progressivement biomicritique (fig. 4).

— *Le faciès proximal* est un calcaire gris, grossier, organisé en bancs de 0,1 à 0,2 m, plus ou moins noduleux ou onduleux et à surface sommitale souvent ferruginisée. Il s'étale latéralement, à partir du noyau construit, sur une distance de 20 à 30 m. La biophase est dominée par les brachiopodes, les radiales d'oursins et les articles de crinoïdes. Des coquilles entières ou fragmentées de lamellibranches et de gastéropodes sont fréquentes. Des débris d'échinodermes et de spongiaires sont présents mais en moindre quantité. Les ammonites y sont très rares.

La texture packstone à grainstone interprétée parfois comme un floatstone (sensu Embry and Clovan, 1971) présente, dans une matrice micritique peu développée, de nombreux *Tubiphytes* (sensu Flügel, 1981; Pratt, 1995), des bioclastes, des *Tubéroïdes* (sensu Fritz, 1958) et des spicules de Spongiaires.

Les Tubiphytes montrent parfois un petit vacuole sparitique (tube de Foraminifère?) généralement en position marginale et une structure filamenteuse discrète. Résultant d'une association nette de cyanobactéries et de Foraminifères (Flügel, 1981; Pratt, 1995), ces éléments abondent dans des eaux marines à une profondeur variable, oscillant entre 50 et 100 m (Pratt, 1995).

Les Tubéroïdes, de forme quelconque, présentent un réseau spiculaire caractéristique des éponges siliceuses (pl. IV, ph. 4).

Ces épandages biocalcarénitiques ont une liaison génétique étroite avec le noyau central. La faune qu'ils renferment, excepté les *Tubiphytes*, provient en effet du remaniement de celle de cette masse bioconstruite. Leurs faciès indiquent une dynamique marine de tempête capable d'arracher aux masses construites des éléments de petite taille et de les faire dériver en direction des dépressions environnantes.

— *Le faciès distal* est un calcaire fin grisâtre organisé en bancs centimétriques plus ou moins noduleux et à surface sommitale fortement ferrugi-

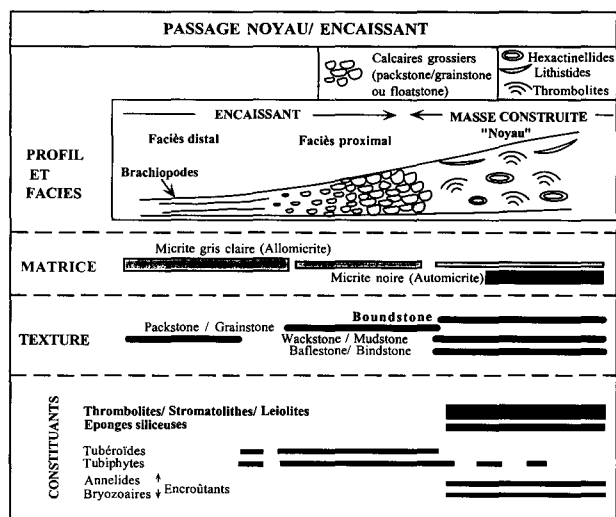


Fig. 4.—Passage latéral du noyau bioconstruit aux sédiments latéraux contemporains et distribution spatiale de leurs constituants essentiels (voir détail dans le texte).

neuse et riche en brachiopodes. Contrairement à son équivalent proximal, ce faciès est très peu bioclastique, les fragments d'organismes observés sont moins abondants et de petite taille. Les ammonites y sont présentes notamment dans l'unité F3 de Fom Tillicht.

Il s'agit d'une biomicrite de texture mudstone à wackstone bioturbée à microbioclastes, à calcispères, à rares spicules d'éponges et à ostracodes.

L'abondance des brachiopodes au toit de ces niveaux, est étroitement liée à un très faible taux de sédimentation voire même à une vacuité sédimentaire dans les zones externes, plus profondes, de la plate forme carbonatée. Les caractéristiques texturales de la roche et la dominance de la vase micritique témoignent d'une sédimentation normale dans un milieu marin calme, infratidal profond à circatidal.

Rôle des principaux constituants

— *Rôle des éponges*: par leur relatif isolement les unes par rapport aux autres, les éponges ne constituent pas, à elles seules, une charpente rigide à la manière des polypiers dans un récif corallien. Elles ne peuvent donc être considérées comme des organismes constructeurs. Les éponges jouent, toutefois, un double rôle dans la masse construite:

Selon Gaillard (1983), elles assurent la rétention et la stabilisation du sédiment et déterminent, par leur seule action, une texture de type bafflestone.

Elles constituent le support solide indispensable à de nombreux organismes épibiotiques sessiles. Certains

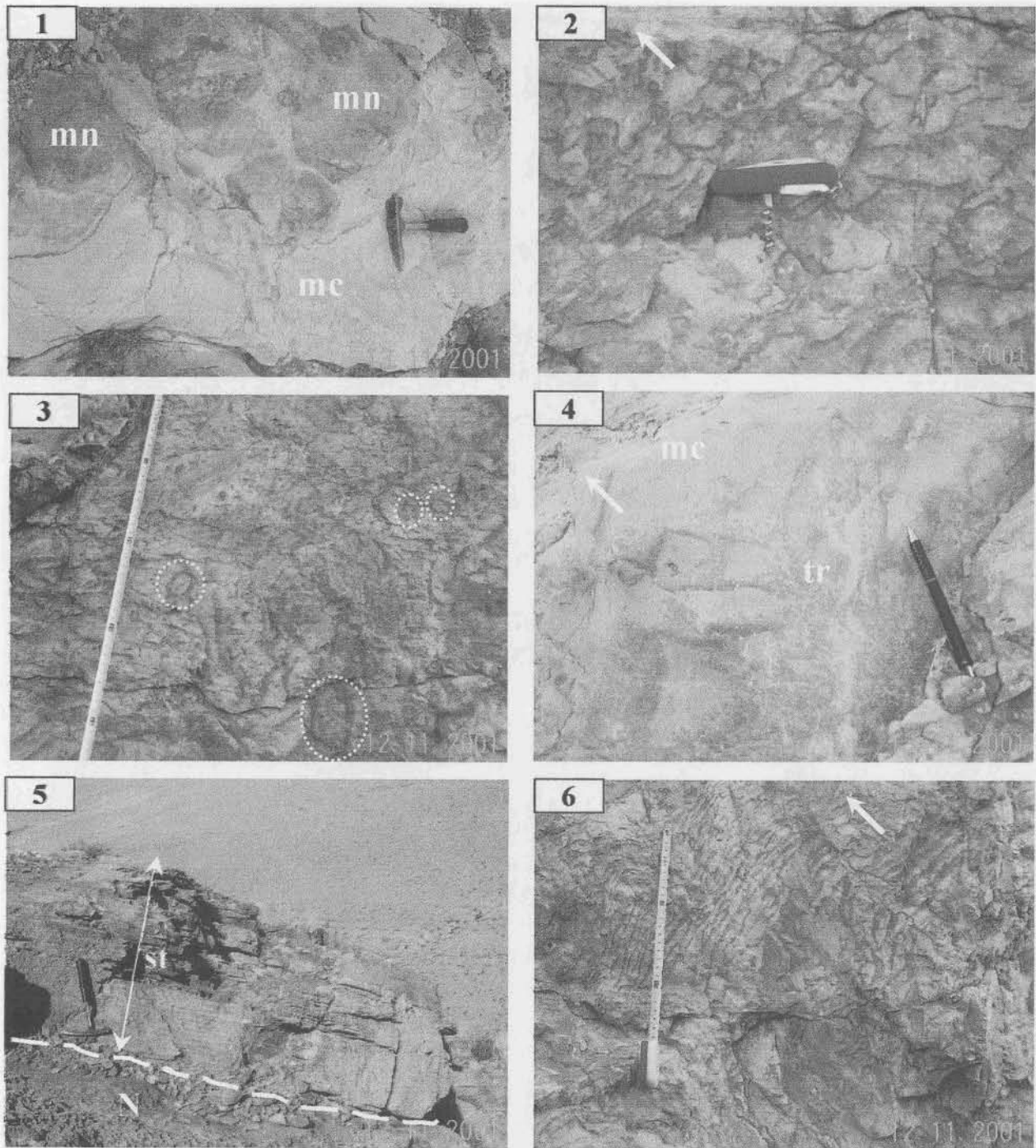


Planche III.—1: Vue de la surface supérieure d'un biostrome à lithistides. Remarquer l'association de la micrite noire (mn) d'origine microbienne (automicrite) à la micrite gris claire (mc) (allomicrite) (unité F2, Foug Tillicht). 2: Vue d'un biostrome à éponges siliceuses plates (lithistides) en sections noires foncées. La flèche indique la polarité (unité F2, Foug Tillicht). 3: Sections arrondies d'éponges siliceuses (hexactinellides), isolées (cercle blanc). Noter l'abondance de la phase micritique noire et blanche au sein de la masse bioconstruite (unité F2, Foug Tillicht). 4: Trhombolithes dendritiques en section noire foncée (tr) associés à la micrite gris claire (mc) (allomicrite). La flèche indique la polarité (unité F2, Foug Tillicht). 5: Noyau construit (N) couronné par un niveau à encroûtements stromatolithiques (St) (EM2, Foug Tillicht). 6: Détail d'encroûtements stromatolithiques: lamines noires foncées (unité F2, Foug Tillicht).

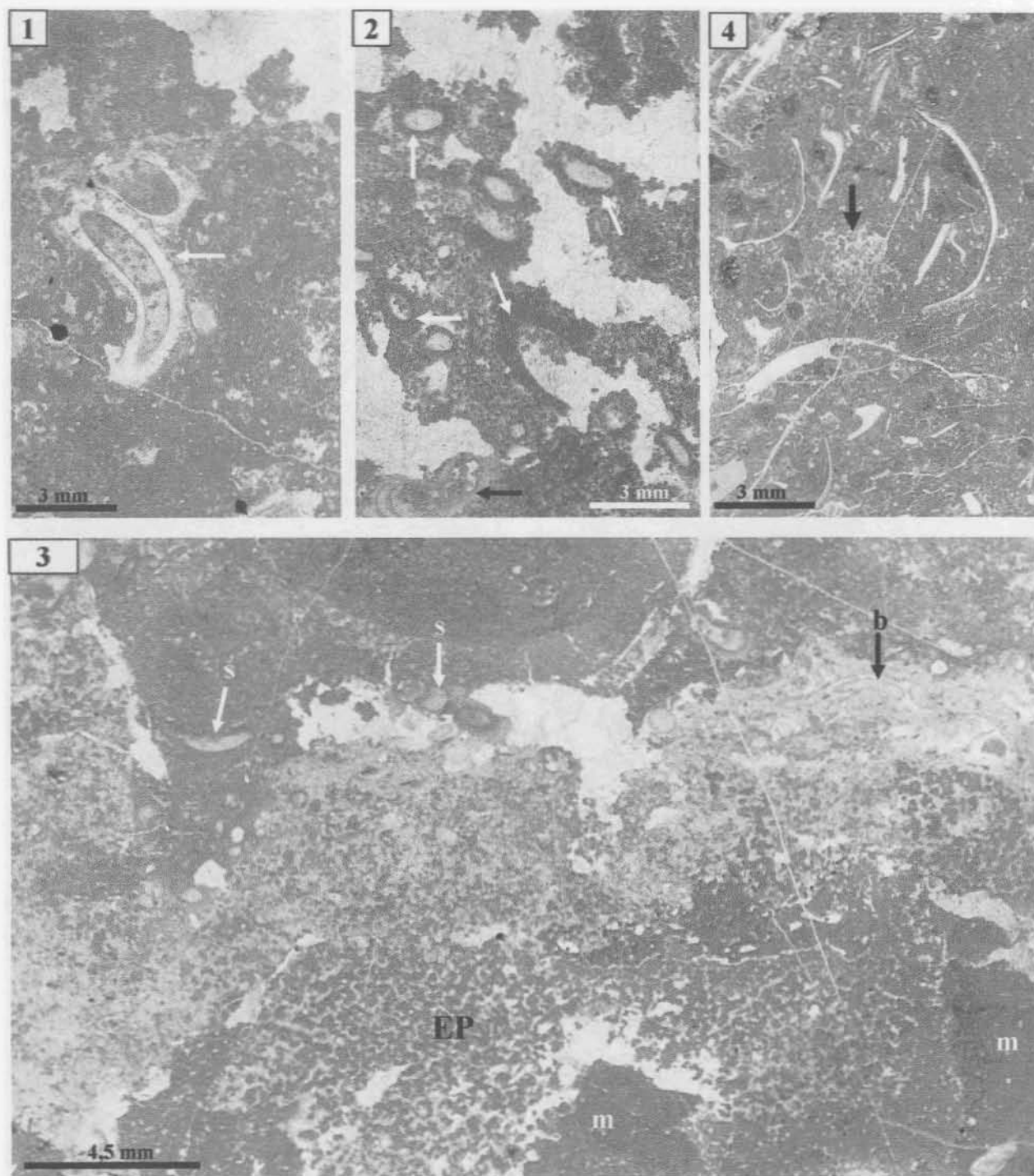


Planche IV.—1: Section d'un tube d'annélide du type *Serpula*. 2: Sections transversales des tubes d'annélides, à paroi agglutinée, du type *Terebella* (flèches blanches). La flèche noire indique une section d'un autre organisme encroûtant de taxonomie incertaine (organisme inégnématique). 3: Section typique montrant l'association éponge/encroûtants. Les bryozoaires (b) et les serpules (s) sont attachés à la surface externe du squelette de l'éponge (hexactinellide) (EP). L'encroûtement microbien (microbolites) (m) est bien développé sur la partie inférieure de la photo. 4: Aspect microscopique des niveaux proximaux adjacents à la masse construite (faciès proximal). Noter la présence d'un tubéroïde avec son réseau spiculaire probablement d'un hexaclinellide.

de ces derniers, en particulier les annélides et les bryozoaires encroûtants, sont pratiquement indispensables pour la construction de ces monticules micritiques.

— *Rôle des microbialites*: le rôle très important joué par les organismes microbiens dans l'édification des monticules boueux est maintenant bien connu (Bosence and Bridges, 1995; Monty, 1995; Leinfelder *et al.*, 1993a; Schmid, 1996; Leinfelder *et al.*, 1996) et se vérifie dans cet exemple atlasique.

Les thrombolites, très abondants et n'étant développés que dans la masse construite, sont certainement responsables de l'épaississement des bancs calcaires à l'origine des protubérances observées. Ils servent par ailleurs, comme les éponges, de support à l'installation des organismes (bryozoaires, annélides) qui participent à l'accrétion et à la cohésion de la construction. Par leur mode de croissance, ils déterminent une texture bafflestone.

Les stromatolithes jouent, sans doute, un rôle très important dans la croissance des monticules boueux. Ils assurent vraisemblablement la protection de leur nucleus en réalisant une texture bindstone.

— *Rôle des encroûtants*: Les bryozoaires rencontrés dans les constructions analysées n'interviennent pas dans l'accumulation de la boue carbonatée comme le pensaient certains auteurs (Lee, 1964; Davies *et al.*, 1989; Ausich and Meyer, 1990) mais ils jouent un rôle important dans la stabilisation et à la rigidité de la trame construite (Lee and Miller, 1995) en réalisant des textures bindstone. Le même rôle peut être attribué pour les annélides comme il a été démontré dans des édifices de ce type (Leinfelder *et al.*, 1993a).

— *Rôle du sédiment micritique*: La micrite gris clair (allomicrite selon Reitner and Neuweiler, 1993; Reitner, *et al.*, 1995) résultant de la sédimentation ambiante normale induit d'une part la croissance en hauteur des thrombolites et des encroûtements stromatolithiques, donc de la masse construite. D'autre part, en comblant les vides laissés par les autres constituants, elle contribue à la réalisation du caractère massif du monticule.

Paléoenvironnement

La biocoenose des constructions sinémuriennes atlasiques est constituée par des autotrophes (organismes microbiens) et des hétérotrophes essentiellement suspensivores (spongiaires, annélides, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, coraux) auxquels s'associent, en moindre quantité, des détritivores (foraminifères benthiques et ostracodes), des gastéropodes vraisemblablement carnivores et des d'échinodermes.

Ce cortège faunique caractérise un milieu de pleine mer relativement profond. L'absence d'indices d'émersion au sein des masses construites autorise à écarter les domaines supra et intertidaux. La bonne conservation faunique indiquerait un faible hydrodynamisme qui va de pair avec la dominance de la matrice essentiellement micritique. La présence, au sein de la masse construite, d'une faune sciaphile (spongiaires, crinoïdes, brachiopodes...) souvent en association avec des algues photophiles suggère un milieu plus au moins éclairé (zone subphotique). La diversification du benthos est un indice d'une bonne oxygénation du milieu. L'abondance des suspensivores plaide en faveur d'une turbidité modérée et quasi-permanente. Les épandages biocalcarénitiques de son encaissant témoigneraient de l'impact de tempêtes épisodiques. A la lumière de ces données, les constructions se situeraient ainsi dans la zone inférieure d'action des vagues, en domaine infratidal inférieur voir même circatidal.

Compte tenu de la configuration simple du bassin, qui est de type rift symétrique (Du Dresnay, 1975 et 1979; Beauchamp *et al.*, 1999; Chafiki *et al.*, 2001), une profondeur d'une centaine de mètres peut être proposée pour les monticules sinémuriens étudiés. Cette profondeur est proche de celle proposée, dans la littérature, pour des édifices identiques notamment dans le Jurassique supérieur de l'Allemagne (Gwinner, 1976) et du Jura Méridional (Gailard, 1983).

Cadre géodynamique

Interprétations antérieures

Pour Evans *et al.* (1974) puis Evans et Kendall (1977) les corps bioconstruits, analysés dans ce travail, pourraient correspondre à des «lithoherms» (sensu Neumann and Kofoed, 1972) développés sur des reliefs de faille, grâce à l'action des spongiaires «mud baffling system». En se référant au modèle de Wilson (1975), certains auteurs (Du Dresnay, 1987; Hauptmann, 1990) ont interprété ces monticules comme des constructions établies sur une pente sous-marine en bordure de plate forme. Pour Du Dresnay *et al.* (1978) elles résulteraient d'un phénomène de «glissement en masse de paquets de sédiment boueux non encore consolidé, conservant plus au moins intacts les corps organiques qui y étaient inclus et s'accumulant en bas du talus». Pour Warne (1986) et Warne *et al.* (1988), ces masses calcaires d'origine essentiellement algo-spongiaire sont autochtones et mis en place sur une zone haute centrale, isolée, peu profonde (zone photique), au passage Domérien-Toarcien.

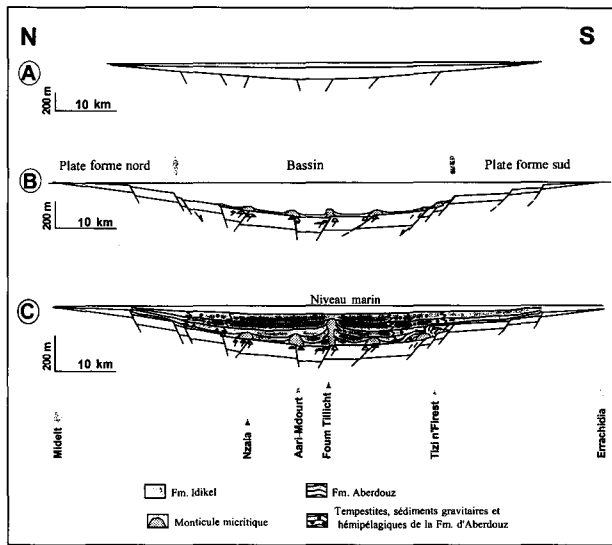


Fig. 5.—Modèle géodynamique proposé pour la mise en place des monticules boueux sinémuriens du Haut Atlas central marocain. **A:** Sinémurien inférieur: installation d'une plate forme carbonatée marine stable. **B:** passage Sinémurien inférieur-Sinémurien supérieur: dislocation de la plate forme pré-établie et mise en place des monticules à microbolites et à éponges siliceuses de l'ensemble EM1. **C:** Sinémurien supérieur: développement local des monticules de l'ensemble EM2 dans la partie centrale à Foum Tillicht puis leur ensevelissement à la fin de cette période.

Interprétation proposée

Les monticules ici considérés caractérisent en réalité une période clé dans l'évolution géodynamique du bassin haut atlasique marocain. Ces édifices bioconstruits marquent en effet la transition verticale entre deux domaines paléogéographiques bien tranchés (fig. 5):

— Une large plate forme carbonatée matérialisée, au Sinémurien inférieur, par les dépôts massifs, intertidaux à infratidaux (fig. 1C); du membre inférieur de la formation d'Idikel (fig. 5A).

— Un bassin subsident où se déposent, au sinémurien supérieur, les sédiments hémipélagiques finement lités des formations de l'Aberdouz et de l'Ouchbis (fig. 1C). Ce bassin central est flanqué de deux plates formes bordières où s'installent des environnements infra à supratidaux (cycles péritidaux avec des couches rouges) (fig. 5B et C).

Cette évolution conduit à admettre que l'apparition et le grand développement des bioconstructions boueuses sinémuriennes sont associés à un changement de la morphologie du fond marin (fig. 5B). Ce changement est induit par la phase majeure de dislocation de la plate forme datée ici du passage Sinémurien inférieur-Sinémurien supérieur (Chafiki *et al.*, 2001) (fig. 5). L'augmentation verticale de leur

taille indiquerait un accroissement de la subsidence et du taux de sédimentation carbonatée, en relation avec l'augmentation de l'intensité de la fracturation. On peut ainsi penser, conformément à l'interprétation de Duarte *et al.* (2001), que la distribution spatio-temporelle des monticules micritiques étudiés est contrôlée par la paléogéographie et par la dynamique du bassin. Leur disparition est due à un envasement par des sédiments hémipélagiques de bassin consécutif à un approfondissement du milieu.

Conclusions

Les monticules micritiques sinémuriens du Haut Atlas central sont des constructions à thrombolites et à spongiaires développées dans un milieu marin ouvert et profond, à la partie inférieure de la zone d'action des vagues de tempête, encore pénétrée par la lumière (zone subphotique). Ils présentent des formes et des tailles respectivement simples et réduites à la base de la série et deviennent complexes et de grande dimension au sommet. Leur distribution spatio-temporelle est contrôlée par la paléogéographie et par la dynamique du bassin. Ces structures se révèlent, en effet, étroitement liées à la phase de dislocation de la plate forme du Sinémurien inférieur et à la création du sillon atlasique, datée ici du passage sinémurien inférieur-Sinémurien supérieur. Ils apparaissent d'une manière privilégiée dans la partie centrale, particulièrement subsidente, de ce fossé. Ces monticules disparaissent dès la base du Sinémurien supérieur, où s'opèrent les conditions hémipélagiques du bassin, et cessent définitivement de croître au passage Sinémurien supérieur-Carixien. Cette disparition coïncide aussi avec la crise lotharingienne de la Téthys (Gabilly *et al.*, 1985). Cet exemple haut atlasique se révèle ainsi comparable aux modèles récemment proposés pour expliquer le développement des mudmounds connus en Afrique du Nord, en Europe occidentale et en Amérique du Nord (Monty *et al.*, 1995).

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre des Programmes d'Appui à la Recherche scientifique (PARS): SDU 53 et SDU 68. Nous remercions les rapporteurs anonymes pour leurs remarques et leurs critiques ayant contribué à l'amélioration du manuscrit.

Références

Ausich, W. I. and Meyer, D. L. (1990). Origin and composition of carbonate buildups and associated facies in the Fort Payne Formation (Lower Mississippian, south-central Kentucky): An integrated sedimentologic

- and paleoecologic analysis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 102: 129-146.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. and Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18: 163-184.
- Bernasconi, R. (1983). *Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc)*. Thèse Sci., Univ. Neuchâtel, 107 p.
- Bosence, D. W. J. and Bridges, P. H. (1995). A review of origin and evolution of carbonate mud-mounds. In: *Carbonate mud-mounds, their origin and evolution* (Monty, C. L. V., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H., Pratt, B. R., eds.), *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists* 23, Blackwell Science, 3-9.
- Braga, J. C., Martin, J. M. and Riding, R. (1995). Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaaios*, 10: 347-361.
- Brechbuhler, Y. A. (1984). *Etude structurale et Géologique du Haut Atlas calcaire entre le jebel Ayachi et Rich (Maroc)*. Thèse Sci., Univ. Neuchâtel, 128 p.
- Brunton, F. R. and Dixon, O. A. (1994). Siliceous sponge-microbe biotic associations and their recurrence through the phanerozoic as reef mound constructors. *Palaaios*, 9: 370-387.
- Burne, R. V. and Moore, L. S. (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaaios*, 2: 241-254.
- Chafiki, D., Souhel, A., Canerot, J., Ibouh, H., El Hariri, Kh. and Taj Eddine, K. (2001). The Liassic Mud-mounds from Central High Atlas (Morocco). Stratigraphic and geodynamic settings. *Géologie Méditerranéenne*, 28: 49-52.
- Chafiki, D., Souhel, A., El Hariri, Kh., Canerot, J., Ibouh, H. and Taj Eddine, K. (2002). Sinemurian mud-mounds from Central High Atlas (Morocco): Anatomy and biosedimentary patterns. *19th colloquium of African geology*, El Jadida (Morocco), Abstracts, p. 50.
- Davies, G. R., Richards, B. C., Beauchamp, B. and Nasichuk, W. W. (1989). Carboniferous and Permian reefs in Canada and adjacent areas. In: *Reefs, Canada and Adjacent areas* (Geldsetzer, H. H. J., James, N. P. & Tebbutt, G. E., eds.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 13: 565-574.
- Dresnay, R. du (1971). Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. Géol. France*, 12: 46-56.
- Dresnay, R. du (1975). Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. *9^e Congr. Inter. Sédimentologie, Nice, publ. Sedim., thème 4*: 103-108.
- Dresnay, R. du, Termier, G. and Termier, H. (1978). Les hexactinellides (Lyssakides et Dictyonines) du Lias marocain. *Géobios*, 11: 269-295.
- Dresnay, R. du (1979). Sédimentations jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In: *Symposium: Sédimentation jurassique ouest-européenne. Association des Sédimentologues Français, Special Publication*, 1: 345-365.
- Dresnay, R. du (1987). Jurassic development of the region of the Atlas mountains of Morocco: chronology, sedimentation and structural significance. In: *Geology and culture of Morocco* (C. D. Cornelius, M. Jarnaz, & E. P. Lehmann, eds.). *Earth Science Soc. Libya, Eighteenth Field Conference*, 77-99.
- Duarte, L. V., Krautter, M. and Soares, A. F. (2001). Bioconstructions à spongiaires siliceuses dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bull. Soc. Géol. France*, 172: 637-646.
- Dubar, G. (1949). Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200.000. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 53 bis, 58 p.
- Dubar, G. (1960-62). Note sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). Livre à la mémoire de P. Fallot, *Mém. Soc. Géol. France, H. sér. I*, 529-544.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island. *Bull. Canad. Petrol. Geol., Calgary*, 19: 730-781.
- Evans, I., Kendall, C. G. St. C. and Warme, J. E. (1974). Jurassic sedimentation in the High Atlas Mountains of Morocco during early rifting of Africa and North America. *Geology*, 2: 295-296.
- Evans, I. and Kendall, C. G. St. C. (1977). An interpretation of the depositional setting of some deep-water jurassic carbonates of the central High Atlas mountains, Morocco. In: Cook, H. E. and Enos, P. (eds.). *Deep water carbonate environments. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Spec. Publ.*, 25: 249-261.
- Flügel, E. (1981). Tubiphyten aus dem fränkischen Malm. *Geol. Bl. NO-Bayern*, 31: 126-142.
- Fritz, G. K. (1958). Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbrekzien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb. Eine vergleichende petrogenetische Untersuchung. *Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart N.F.*, 13, 118 p.
- Gabilly, J., Cariou, E. and Hantzpergue, P. (1985). Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique: témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. France*, 3: 391-401.
- Gaillard, C. (1983). Les biohermes à Spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridionale. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 90: 515 p.
- Gwinner, M. P. (1976). Origin of the Upper Jurassic Limestones of the Swabian Alb (SW-Germany). *Cont. Sedimentol.*, 5: 1-75.
- Hadri, M. (1993). Un modèle de plate forme carbonatée au Lias-Dogger dans le Haut Atlas central au nord-ouest de Goulmina, Maroc. *Thèse Doctorat, Université Paris-Sud, Orsay, France*, 272 p, 1 carte HT, 1/100 000.
- Hammes, U. (1995). Initiation and development of small-scale sponge mud-mounds, late Jurassic, southern Franconian Alb, Germany. In: *Carbonate mud-mounds, their origin and evolution* (Monty C. L. V., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H., Pratt, B. R., eds.), *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists* 23, Blackwell Science, 335-357.
- Hauptmann, M. (1990). Untersuchungen zur Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie jurassischer karbonatgesteine im Atlas-system Zentral-Marokkos. *Berliner geowiss. Abh.*, 90 p.
- Jansa, L. F., Pratt, B. R. and Dromart, G. (1989). Deep water thrombolite mounds from the Upper Jurassic of offshore Nova Scotia. In: *Reefs, Canada and Adjacent Areas* (Geldsetzer, H. H. J., James, N. P. & Tebbutt,

- G. E., edit.), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary*, 13: 725-735.
- Keupp, H., Koch, R. and Leinfelder, R. R. (1990). Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongolithen Sueddeutschlands: Kenntnisstand, problem und perspektiven. *Facies*, 23: 141-174.
- Krautter, M. (1996). Kieselschwämme aus dem unterjurassischen Misonekalk der Trento-Plattform (Suedalpen): taxonomie und phylogenetische Relevanz. *Palaeont. Z.*, Stuttgart, 70: 301-313, 6 Abb.
- Krautter, M. (1997). Aspekte zur palaeoökologie postpalaeozoischer Kieselschwämme. *Profil*, 11: 199-324.
- Lees, A. (1964). The structure and origin of the Waulsortian (Lower carboniferous) «reefs» of west-central Eire. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, ser. B, 247, 483-531.
- Lees, A. and Miller, J. (1995). Waulsortian banks. In: Monty C. L. V., Bosence D. W. J., Bridges Ph., Pratt B. R. (eds.). Carbonate mud-mounds, their origin and evolution. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, 23, Blackwell Science, 191-271.
- Leinfelder, R. R., Krautter, M., Nose, M., Ramalho, M. M. and Werner, W. (1993a). Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 189: 199-254.
- Leinfelder, R. R., Nose, M., Schmid, D. U. and Werner, W. (1993b) Microbial crusts of the late jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29: 195-230.
- Leinfelder, R. R. (1994). The origin of Jurassic reefs: Current research developments and results. *Facies*, 31: 1-56.
- Leinfelder, R. R. and Keupp, H. (1995). Upper Jurassic Mud Mounds: Allochthonous Sedimentation versus autochthonous carbonate Production. In Reitner & Neuweiler (coord.): Mud Mounds: A polygenetic Spectrum of fine-grained Carbonate Buildups. *Facies*, 32, 17-26.
- Leinfelder, R. R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D. U., Krautter, M., Latenser, R., Takacs, M. and Hartmann, D. (1996). Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the late Jurassic. In: *Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. reef Evolution* (Reitner, J., Neuweiler, F. and Gunkel, F., eds.). Research Reports. *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, Sb 2, 227-248.
- Milhi, A. (1992). Les faciès du Lias de la région du Todhra (Tinghir, versant sud du Haut Atlas central, Maroc). *Geol. Rundschau*, 81: 63-68.
- Monty, C. L. V. (1995). The rise and nature of carbonate mud-mounds: an introductory actualistic approach. Carbonate mud-mounds, their origin and evolution. In: Monty, C. L. V., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H., Pratt, B. R. (eds.), Carbonate mud-mounds, their origin and evolution. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, 23: 11-48.
- Monty, C. L. V., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H. and Pratt, B. R. (eds.) (1995). Carbonate mud-mounds, their origin and evolution. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, 23, Blackwell Science, 537 p.
- Neuman, A. C. and Kofoed, J. P. (1972). «Lithoherms» in the Straits of Florida. *Geol. Soc. Amer., Abs. With Programs* (Ann. Mtg.), 4/7, 611.
- Neuweiler, F., Gautret, P., Thiel, V., Lange, R., Michelis, W. and Reitner, J. (1999). Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud-mounds (Albian, N. Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, 46: 837-859.
- Poisson, A., Hadri, M., Milhi, A., Julien, M. and Andrieux, J. (1998). The central High Atlas (Morocco). Litho- and chrono-stratigraphic correlations during Jurassic times between Tinjdad and Tounfit. Origin of subsidence. In: S. Crasquin-Soleaux & E. Barrier (eds.), Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms, *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, 179: 237-256.
- Pratt, B. R. (1982). Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. *J. Sedim. Petrol.*, 52: 1203-1227.
- Pratt, B. R. (1995). The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Monty, C. L. V., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H., Pratt, B. R. (eds.). Carbonate mud-mounds, their origin and evolution. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists* 23, Blackwell Science, 49-123.
- Reitner, J. and Neuweiler, F. (1993). Initially indurated structures of fine-grained calcium carbonate formed in place (automicrite). *7th Intern. Symposium on Biomineralization*, Monaco, Abstracts Vol., p. 104.
- Reitner, J. and Neuweiler, F. (coordination) (1995). Mud mounds: a polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies*, 32: 1-70.
- Riding, R. (1991). Classification of microbial carbonates. In: *Calcareous algae and stromatolites* (Riding, R., ed.), Springer, Berlin, 21-51.
- Schmid, D. U. (1996). Marine mikrobolithe und mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil*, 9: 101-251.
- Studer, M. A. (1987). Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite. Tirrhist (Haut-Atlas central mésozoïque, Maroc). *Notes Serv. Géol. Maroc*, 43: 65-197.
- Warme, J. E. (1986). Giant Liassic sponge-algal buildups, Hight-Atlas, Morocco. *Proc., 12th Int. Sed Cong.*, Canberra (Abs).
- Warme, J. E., Crevello, P. O., Hazlett, B. A., Fadile, A. and Ben Bouziane, M. (1988). Evolution of the Jurassic Hight-Atlas rift, Morocco: transtension, structural and eustatic Controls on carbonate facies, tectonic inversion. *A.A.P.G. Mediterranean basins Conference. Field Trip 9*, Nice.
- Webb, G. E. (1987). Lat Mississippian thrombolite bioherms from the Pitkin Formation of northern Arkansas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 686-698.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonates facies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.

Recibido el 4 de julio de 2003.
Aceptado el 1 de septiembre de 2004.