

La plate-forme carbonatée liasique au NE d'Errachidia (Haut Atlas oriental, Maroc) : modèle d'organisation des dépôts margino-littoraux

Abdelhadi KAOUKAYA¹, Mohamed LAADILA², Bouaza FEDAN³ & Zouhra SAADI⁴

1. Université Hassan II, Faculté des Sciences d'Aïn Chok-Casa, Département de Géologie, B.P. 5366, Maârif, Casablanca, Maroc.

2. Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, B.P. 1014, Rabat-Agdal, Maroc.

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

4. Ecole Nationale d'Agriculture (ENAM), B.P. S/40, Meknès, Maroc.

Résumé. Les affleurements du Lias inférieur et moyen au NE d'Errachidia s'intègrent dans une vaste plate-forme carbonatée installée le long du versant sud du Haut-Atlas centro-oriental. La sédimentation s'est développée dans des milieux margino-littoraux d'une plate-forme carbonatée abritée. Les lithofaciès argilo-carbonatés se regroupent, par affinités génétiques, en quatre familles et s'organisent en unités séquentielles à évolution bathymétrique simple (bathycroissante ou bathydécroissante) ou généralement composée (bathycroissante puis bathydécroissante). Leur mode d'empilement en séquences de milieux permet de différencier deux types de cortèges sédimentaires : un cortège transgressif rétrogradant, généralement réduit, et un cortège de haut niveau marin dilaté. Ce dernier est dominé en phase aggradante par un haut niveau marin inférieur, en phase peu progradante par un haut niveau marin supérieur et en phase très progradante par un haut niveau marin subaérien. L'ensemble des cortèges s'organise en six séquences de dépôt traduisant une dynamique de comblement durant les périodes de remontées eustatiques. Les retraits eustatiques correspondent à des périodes d'emersion prolongées, soulignées par des transformations pédogénétiques accentuées.

Mots clés : Maroc, Haut-Atlas, Lias inférieur et moyen, plate-forme carbonatée, stratigraphie, sédimentologie.

The Liassic carbonate platform NE of Errachidia (eastern High Atlas, Morocco): organisation model of the marginal-littoral deposits.

Abstract. The Early and Middle Liassic outcrops, northeast of Errachidia, belong to a large carbonate platform that was established along the Middle - Eastern High Atlas southern limb. Deposition developed within marginal-littoral environments of a sheltered carbonate platform. The argillaceous-carbonate lithofacies are grouped by genetic affinities, into four families and organized in sequential units with simple bathymetric evolutions (increasing or decreasing bathymetry) or generally composite (increasing then decreasing bathymetry). Their piling mode in environment sequences allowed us to differentiate two system tract types: a retrograding transgressive system tract, generally reduced, and a dilated highstand system tract. This last is dominated: in aggradational phase by an early highstand, in a few prograding phases by a late highstand prograding complex and in steep prograding phases by a late highstand subaerial complex. The system tract set is organized in six depositional sequences reflecting a filling dynamics during eustatic rising periods. The eustatic falling periods correspond to the long-lived emersion periods, emphasized by the accentuated pedogenetic transformations.

Keys Words: Morocco, High Atlas, Lower and Middle Liassic, carbonate platform, stratigraphy, sedimentology.

INTRODUCTION

Durant le Lias inférieur et moyen, le domaine des chaînes atlasiques est le siège d'une sédimentation néritique, essentiellement carbonatée. L'instauration de ces milieux peu profonds traduit l'extension de vastes plate-formes carbonatées sur la marge sud de la Téthys occidentale (Faugères 1978, Elmi *et al.* 1982).

Dans le Haut Atlas centro-oriental, la répartition spatio-temporelle des faciès sédimentaires carbonatés et argilo-carbonatés (Dubar 1960-1962, Du Dresnay 1979, Warne 1988), s'intègre bien dans le modèle "Accretionary rimmed shelf" de Read (1985). Cette organisation est, par ailleurs, définie par le cadre morpho-structural qui est régi par un dispositif en distension (Laville 1988, El Kochri & Chorowicz 1996, Piqué *et al.* 1998).

La sédimentation liasique matérialise donc le stade post-rift (Laville & Piqué 1991) ayant favorisé le développement d'une plate-forme carbonatée. Ces dépôts de bordure, faisant l'objet de la présente note, ont constamment évolué dans une plate-forme à caractère margino-littoral d'apparence homogène marquée par une organisation sédimentaire et diagénétique typique.

Une fois le cadre lithostratigraphique défini, les unités génétiques de haute fréquence (Van Wagoner *et al.* 1988) sont identifiées et leur mode d'empilement est analysé. De plus, les facteurs ayant contrôlé leur genèse et leur succession sont inventoriés. Enfin, la géodynamique liasique de cette bordure haut-atlasique est retracée.

CADRE GEOLOGIQUE

La bordure méridionale du Haut-Atlas centro-oriental, situé entre la vallée de Ziz à l'ouest et de l'oued Guir à l'est, constitue le cadre géologique de notre étude (Fig. 1). Le Lias inférieur-moyen forme l'ossature des deux rides anticlinales méridionales, la ride de Jbel Hamdoun-Jbel Tamâadnité et la ride de Jbel Izifed (Fig. 1).

Ces deux rides sont jalonnées par deux accidents majeurs (Baïdder 1991, El Kochri 1996) : la faille méridionale (F1) et l'accident d'Amzouj (F2).

Les coupes étudiées ont été effectuées dans les dépôts du Lias inférieur et moyen, notés L₁₋₂ et L₃ par Choubert *et al.* (1956), qui ont été mis en affleurement par le jeu inverse des accidents bordiers lors de la compression atlasique.

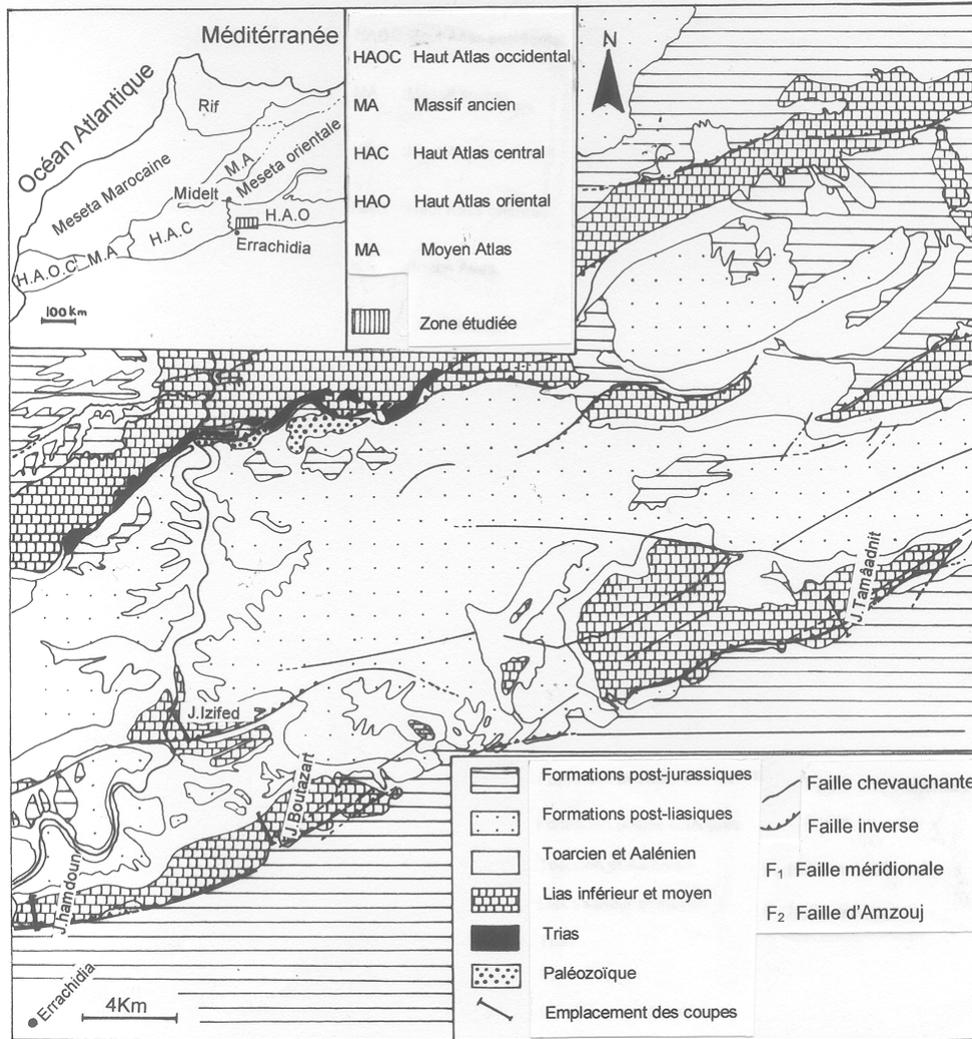


Figure 1. A, situation géographique ; B, cadre géologique du Haut Atlas au nord-est d'Errachidia

ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE

Les formations

Les formations définies dans le versant méridional du Haut-Atlas centro-oriental, s'apparentent à celles définies par nos prédécesseurs (Du Dresnay 1979, 1988, Studer 1980, Bernasconi 1983, Milhi 1992, et Hadri 1996) dans les bordures sud et nord du Haut-Atlas central.

Caractérisées par la fréquence des lithofaciès tidalitico-péritidalitiques, ces formations sont à rattacher au domaine margino-littoral protégé, d'où leur dénomination de formations margino-littorales.

A l'exception des dolomies litées de Jbel Boutazart qui constituent la première formation propre au secteur étudié, et dont l'âge est rapporté au Sinémurien, les deux autres formations ont déjà été reconnues à l'ouest du secteur ; ainsi, par principe d'antériorité, nous retenons : la Formation d'Aganane (Septfontaine 1986), d'âge Sinémurien supérieur-Lias moyen, pour les dolomies et les calcaires dolomitiques du Jbel Hamdoun et les Calcaires massifs à *Opisoma* (Bernasconi 1983), attribuée au Lias

moyen pour les calcaires à mégalodontidés qui sont bien développés au Jbel Izifed et au Jbel Tamâadnite (Fig. 2).

Les dolomies litées de Jbel Boutazart

Cette formation totalement dolomitique, épaisse de 72m, est coiffée par une discontinuité sédimentaire (D1) d'extension régionale (Fig. 3). Elle est composée d'une dolomie litée organisée en bancs centimétriques à décimétriques qui renferme de minces intercalations d'argilites rougeâtres. Elle est agencée de neuf membres appelés BT₁ à BT₉.

A l'exception du membre BT₃, formé par une épaisse accumulation argileuse rougeâtre où se développent de rares bancs de dolomies gréseuses friables à lamines planes ou légèrement ondulées, les autres membres sont formés par des dolomies à lamines cryptalgaires à structures vacuolaires. Certaines bancs montrent des passées microbréchiqes et/ou gréseuses d'origine tempestitique, comme en attestent les remaniements fréquents et les lamines mamelonnées associés. Au sommet de ces

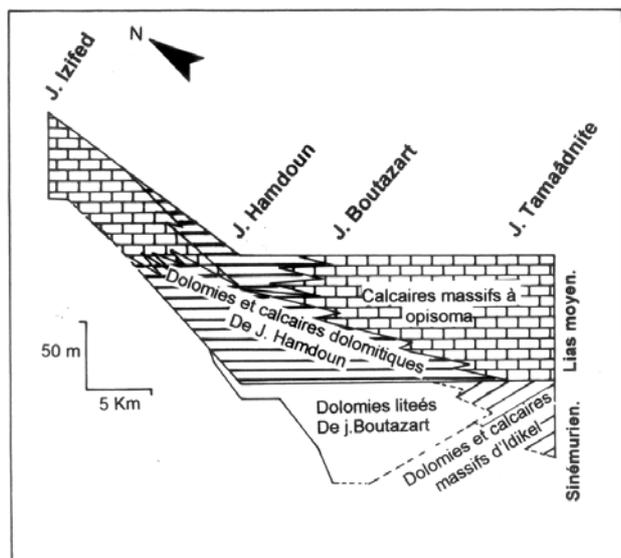


Figure 2. Répartition et corrélation des formations du Lias inférieur et moyen au NE d'Errachidia.

membres dolomitiques se développent des niveaux minces à "tipis" affectant les lamines cryptalgaires sous l'effet de l'émersion prolongée.

La biophase, très rare, est représentée par des moulages en creux de bivalves et par des coprolithes de crustacés. Les premières formes biologiques distinctes ne sont visibles qu'au sein d'un banc calcaire pelbiomicritique formant la semelle du membre BT₈. Il s'agit d'une association de foraminifères benthiques type lituolidés et d'algues dasycladacées, d'aspect remanié et transporté. Ces dolomies litées sont relayées plus à l'est, au Jbel Tamaâdnit par des dolomies noirâtres, massives et finement laminées. Il s'agit d'un équivalent des dolomies et calcaires massifs d'Idikel (Studer 1980), qui n'affleurent que dans les gorges profondes d'Akka n'Amskour, alors que vers l'ouest, au Jbel Hamdoun, seule affleure la partie supérieure des dolomies litées de Jbel Boutazart (membre JH₁), ce sont des dolomies jaunâtres vacuolaires à lamines cryptalgaires.

Les dolomies et les calcaires dolomitiques de Jbel Hamdoun

Cette formation, bien développée au Jbel Hamdoun (110 m), repose sur des dolomies vacuolaires, terme ultime des dolomies litées de Jbel Boutazart. Elle est représentée par une alternance de dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires organisés en bancs centimétriques à métriques que séparent des interlits centimétriques à décimétriques d'argilites rougeâtres. Cette formation montre la succession de dix membres couronnés par une importante discontinuité sédimentaire (D₂) qui la met en contact avec les marnes brunâtres à pholadomies et brachiopodes du Toarcien (Fig. 4).

Les dolomies jaunâtres sont finement cristallines (dolomicrite à dolomicrosparite) ou cristallines (dolosparite), montrent de rares fantômes d'éléments figurés, des lamines cryptalgaires à microfentes de dessiccation et à structures fenestrées.

Les calcaires et les calcaires dolomitiques, de couleur grisâtre et de texture granulaire, sont riches en faune benthique (foraminifères lituolidés et petits gastéropodes) et en algues dasycladacées. L'ensemble est associé à un matériel pelletoidal.

La plupart des éléments figurés sont pourvus d'une gangue micritisée, témoin de leur allochtonie. La fréquence des litages obliques et des structures d'émersion, "keystone-vugs", traduit l'instauration d'un environnement péritidal.

A l'affleurement, ces termes calcaires se distinguent par leur patine sombre et sont fréquents à la base de chaque membre.

La partie supérieure de cette formation (membre JH₁₀) est marquée d'une part par l'apparition de petits bancs calcaires à grands lamellibranches (litiotidés) aux tests mal conservés, et d'autre part par le développement de dolomies rougeâtres à quartz détritiques terrigènes (25 à 30%). La présence des litages obliques et mamelonnés permet de les interpréter comme des tempestites (membre JH₁₁).

L'épaisseur de cette formation se réduit latéralement en allant du Jbel Hamdoun (110 m) au Jbel Boutazart (40 m).

On assiste aussi à des changements lithologiques importants. Au Jbel Boutazart, les termes calcaires granulaires pelbioclastiques sont rares au sein d'une succession dominée par les dolomies jaunâtres à lamines cryptalgaires (membres BT₁₀, BT₁₁ et BT₁₂). A cet endroit, au sommet des dolomies et calcaires dolomitiques, se développe une dalle de calcaire bioclastique gréseux à cimentation vadose, affectée par un système de microfailles normales synsédimentaires ayant induit un effondrement vers le NE. Cette surface traduit une discontinuité sédimentaire remarquable (T₁) d'importance régionale. La même discontinuité est matérialisée au Jbel Hamdoun par un joint d'argiles rougeâtres et à Jbel Izifed par un horizon argileux pédogénétique.

Les Calcaires massifs à Opisoma

Cette formation affleure au Jbel Boutazart où elle est complète et encadrée par les discontinuités T₁ et D₂. Ailleurs, au Jbel Izifed (Fig. 5) et au Jbel Tamaâdnite, seule affleure sa partie supérieure.

Au sommet de cette formation, la discontinuité sédimentaire D₂ est matérialisée aux jbel Izifed et Tamaâdnite par une surface oxydée à traces de microkarstification, alors qu'aux jbel Boutazart et Hamdoun, elle est soulignée par un niveau d'argilites rougeâtres. La discontinuité D₂ est surmontée par des marnes jaune-brunâtre à *Dactylioceras* sp. qui comportent une semelle calcaire riche en pholadomies et brachiopodes du Toarcien. Cette formation correspond à des calcaires gris noir à gris clair organisés en bancs décimétriques à métriques formant le soubassement de Jbel Izifed au nord et celui de Jbel Tamaâdnite à l'est. Elle est caractérisée par sa richesse en grands lamellibranches litiotidés associés à de grands gastropodes. L'ensemble est serti par une matrice biomicritique pelletoidale à foraminifères benthiques et algues calcaires dasycladacées.

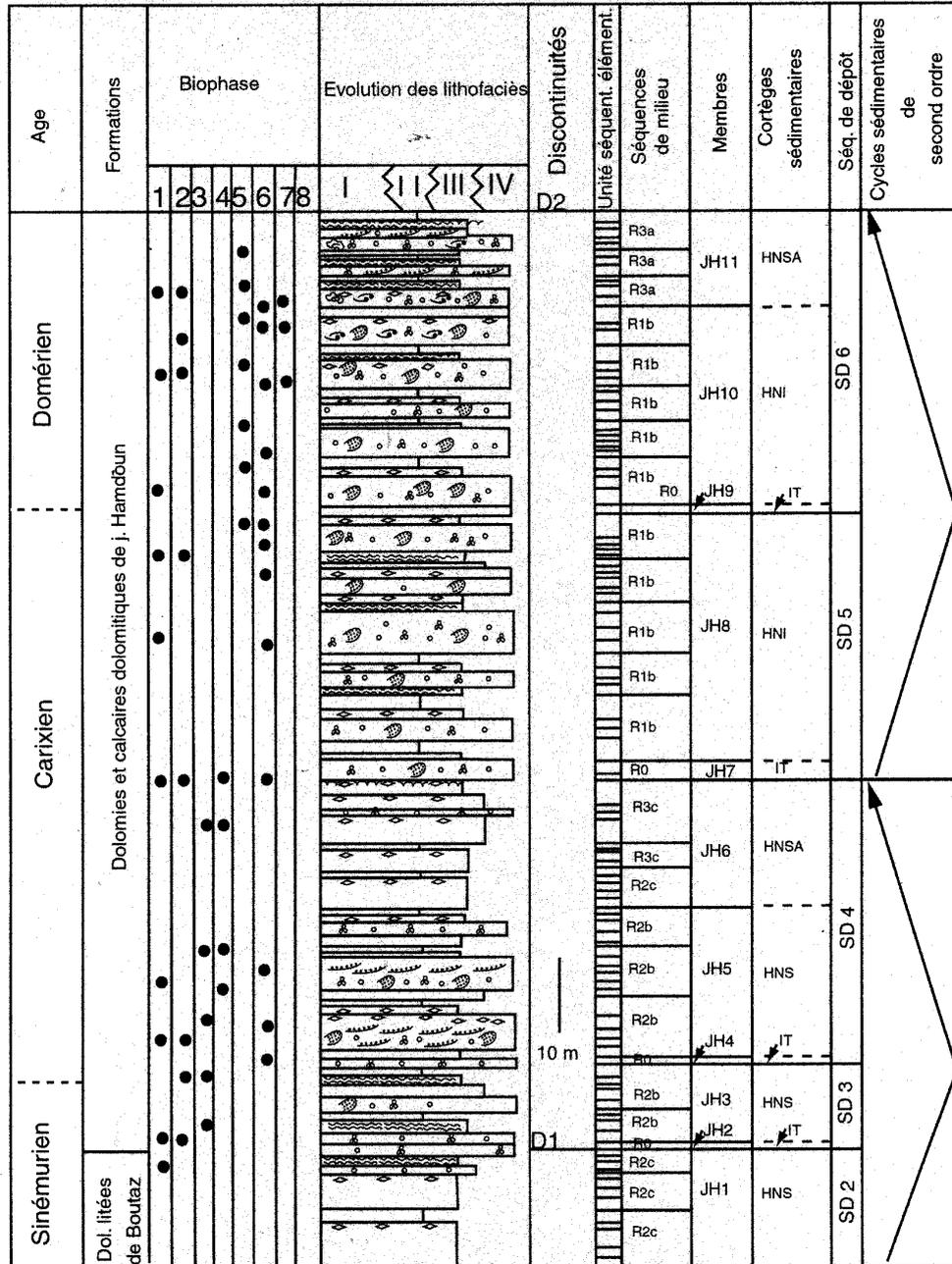


Figure 4. Coupe de Jbel Hamdoun (cf. Fig. 3 pour la légende des figurés)

Dans la partie médiane de cette formation se développe un terme argileux rougeâtre (0 à 25 m) qui montre à sa base des calcaires gréseux bioclastiques à structures mamelonnées (membres BT₁₅ et JI₄).

La partie supérieure des Calcaires massifs à *Opisoma* est représentée, au Jbel Boutazart, par des calcaires gréseux à interlits d'argilites rougeâtres (membre BT₁₈).

Aux jbel Izifed et Tamaâdnite, la formation se termine par des faciès bioconstruits à mégalodontidés et à coraux ramifiés édifiant des formes aplaties de 30 à 40 cm de diamètre. Notons qu'à l'est de Jbel Izifed se développent dans la partie sommitale de la formation, des faciès

oobioclastiques et oolithiques à laminations obliques, correspondant à l'édification des barres d'accumulation biodétritiques pararécifales.

Les Calcaires massifs à *Opisoma* matérialisent une accumulation biostromale dont le développement s'est déroulé en plusieurs étapes traduisant l'inondation, l'instauration d'un milieu subtidal supérieur à intertidal et sa colonisation par une faune adaptée.

La disposition des tests des bivalves conforme aux modes A et C de Bousellini (1972) et la géométrie lenticulaire de ces dépôts attestent d'un hydrodynamisme chenalisant d'arrière-récif.

montrent des structures d'émersion essentiellement au sommet des séquences très progradantes.

– *La famille II* englobe cinq lithofaciès (F_{2b}, F₄, F₁₁, F₁₂ et F₁₃), caractéristiques des tempestites, montrant des litages mamelonnés qui sont développés à la base des séquences élémentaires. Les termes grossiers de base sont composés de brèches de remaniement à intraclastes lithifiés (F₄) ou de bioclastes remobilisés et transportés lors d'inondations brutales.

– *La famille III* est définie par cinq lithofaciès (F_{2a}, F₃, F₆, F_{8b} et F_{8c}), qui sont dominés par F_{2a} et F₃. Ces faciès, où les structures d'émersion (fenestrées et microfentes de dessiccation à remplissage et à cimentation vadose) sont fréquentes, sont marqués par l'absence de la phase bioclastique. Ils sont composés d'éléments figurés, essentiellement pellicoïdaux, d'origine organique (algair) ou diagenétique, généralement bien classés.

– *La famille IV* est composée de sept lithofaciès (F₇, F_{8d}, F_{9a}, à F_{9d} et F₁₀), où F_{9a} et F_{9b} sont les plus représentés. Ces lithofaciès, essentiellement calcaires, traduisent des conditions bathymétriques et hydrodynamiques d'un milieu péritidal ou d'un lagon restreint. Ils sont caractérisés par une biophase benthique (foraminifères lituolidés, algues dasycladales, gastéropodes et grands lamellibranches), généralement transportée et associée à une matrice micritique pellicoïdale. Ces lithofaciès sont cantonnés à l'arrière d'une barrière interne : bioconstructions (F_{9d}) et barres oobioclastiques de haute énergie (bancs d'arrière-récif : F_{9c}). Ils sont marqués par la fréquence des structures d'émersion et de diagenèse subaérienne.

LE MODE D'EMPILEMENT

L'identification et la caractérisation des discontinuités sédimentaires et l'analyse des modalités d'empilement des lithofaciès, ont permis de déchiffrer l'organisation et l'évolution sédimentaires des dépôts margino-littoraux du Lias inférieur et moyen.

La paraséquence est l'unité séquentielle de base (5^{ème} ordre de Vail *et al.* 1987 et 1991), de puissance décimétrique à métrique ; leur succession définit les séquences de milieu qui correspondent à la suite d'unités génétiquement liées ou "parasequence set" (Van Wagoner *et al.* 1988). Ces séquences caractéristiques d'un environnement bien déterminé constituent l'élément principal des cortèges sédimentaires.

Les unités séquentielles élémentaires

La caractérisation des unités séquentielles (paraséquences) est basée sur leur évolution stratométrique et granulométrique ainsi que son organisation lithofaciologique interne, ce qui détermine deux types d'évolutions bathymétriques : une évolution simple (bathycroissante ou bathydécroissante), et une évolution bathymétrique composée (bathycroissante puis bathydécroissante) (Fig. 8).

L'évolution bathymétrique simple

Dans le cas d'une évolution bathymétrique simple, les unités séquentielles suivantes sont définies :

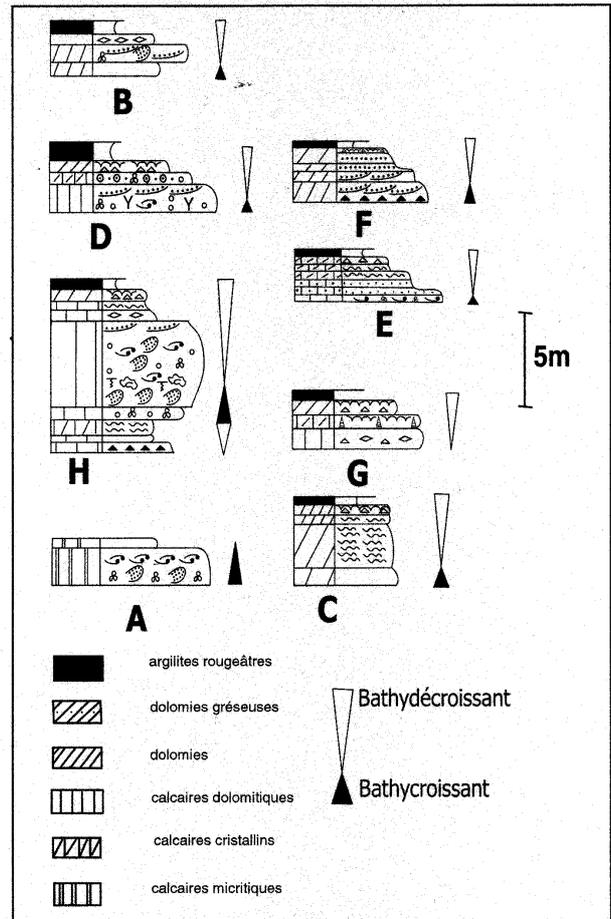


Figure 8. Les unités séquentielles à évolution simple (A et G) ou composée (B à F et H)

– *Les unités bathycroissantes de type A*, constituées par des lithofaciès de la famille IV (F_{9a}, F_{9b} et F₁₀), dont l'agencement vertical détermine une évolution stratogranodécroissante et instaurant des environnements de plus en plus subtidaux. La discontinuité basale, légèrement ravinante est une surface transgressive d'inondation, quant à la discontinuité sommitale, très bioturbée, elle traduit un arrêt de la sédimentation en milieu subtidal.

– *Les unités bathydécroissantes de type G*, formées par des lithofaciès de la famille III (F_{2a}, F₃), auxquelles font suite des lithofaciès de la famille I (F_{8a}, F₅, F₁), montrent une évolution stratogranodécroissante que coiffe une surface d'émersion généralement ferrugineuse à microfentes de dessiccation.

L'évolution bathymétrique composée

Dans le cas d'une évolution bathymétrique composée, les unités séquentielles sont des cycles asymétriques marqués par une évolution double. Leur base bathycroissante et réduite implique des lithofaciès des familles III et IV ; leur sommet, épais et à évolution bathydécroissante, est composé de lithofaciès des familles III, II ou I (unités séquentielles B, C, D, E, et F).

Certaines unités de type H montrent à leur base une succession bathydécroissante qui comporte une semelle microbréche qui surmontent les dolomies à lamines cryptalgaires. Il s'agit d'un événement épisodique marquant

l'inondation rapide et temporaire, qui a la valeur d'unité bathycroissante dans les séquences à évolution composée.

A l'exception des unités séquentielles à évolution simple bathycroissante de type A, qui sont des " *deepening upward sequences* ", toutes les unités définies s'intègrent dans le modèle classique des séquences de comblement " *shallowing-upward sequences* " de James (1984) et Strasser (1988), qui caractérisent les plates-formes carbonatées à caractère littoral. Le développement des structures laminitiques cryptalgaires, vadoses et d'émergence

dans la plupart des unités, permet de les apparer aux cyclothèmes loféritiques de Fischer (1964).

Les séquences de milieu

En fonction des évolutions stratométrique et granulométrique des unités séquentielles quatre types de suite de séquence de milieu ont été reconnus et définis (Fig. 9).

Les séquences de type R_0 sont formées par l'agencement dans une évolution stratogranodécroissante d'une ou de trois unités séquentielles de type A.

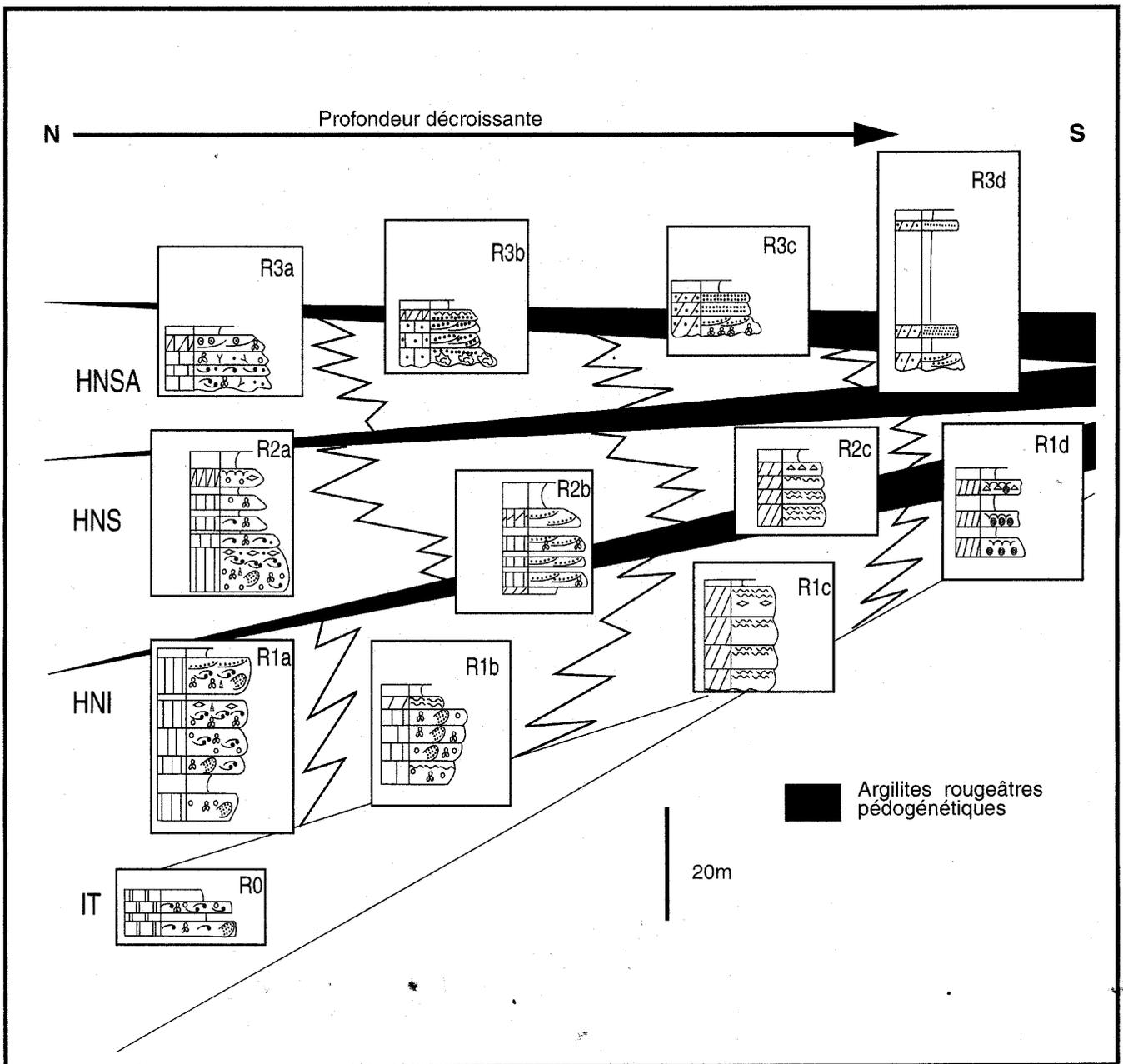


Figure 9. Composition spatio-temporelle des cortèges sédimentaires à l'échelle des séquences de milieu.

Les séquences de type R_1 à évolution stratogranocroissante, sont composées de quatre à six unités séquentielles. En fonction de ces unités et de leurs paramètres évolutifs, on distingue trois variantes, chacune caractérisant une position d'équilibre paléogéographique du milieu péritidal. La variante R_{1a} est dominée par les unités séquentielles de type H, tandis que la variante R_{1b} est dominée par les unités de type B.

Ces deux variantes caractérisent les milieux subtidaux d'un environnement péritidal. La troisième variante R_{1c} où les unités de type C sont dominantes, marque la zone de transition entre les milieux subtidaux et les milieux inter- à supratidaux.

Les séquences de type R_2 , formées de trois à six unités séquentielles, associent les unités de type H, B, G, dans une évolution stratogranodécroissante. Elles se présentent sous quatre variantes (R_{2a} , R_{2b} , R_{2c} et R_{2d}) caractéristiques de l'installation de milieux littoraux. La variante R_{2c} serait l'équivalente de R_{1c} qui marque la colonisation de la zone de transition, par des tapis algaires "algal mat" dans un littoral très protégé. D'évolution identique aux séquences de type R_{1c} , elles en diffèrent cependant par leur dynamique sédimentaire, contrôlée par des périodes d'inondation fréquentes et temporaires et un comblement rapide (taux de sédimentation élevé, principalement organique).

Les séquences de type R_3 se distinguent par l'association d'unités séquentielles caractérisées par leur composante terrigène, et par les structures de tempête et de milieu vadose. Les séquences sont composées de trois à six unités, présentent une évolution strato- et granodécroissante et montrent quatre variantes (R_{3a} , R_{3b} , R_{3c} et R_{3d}). L'ensemble de ces variantes caractérise l'instauration des milieux inter- à supratidaux, voire subcontinentaux (R_{3a} , R_{3b} et R_{3c}), ou subaériens vadoses (R_{3d}). L'ampleur de la progradation est soulignée par l'émersion prolongée et l'importance des modifications pédogénétiques. Le temps nécessaire à cette pédogenèse en milieu continental englobe le sommet de la remontée et les périodes des chutes relatives du niveau marin (non enregistrées).

DISCUSSION ET INTERPRETATIONS

A l'exception des rares unités séquentielles bathy-croissantes (type A), qui caractérisent les périodes d'inondation lors des remontées rapides, l'essentiel des unités séquentielles bathy-décroissantes ainsi que les différents types de séquences de milieu et leurs variantes, définissent les périodes de comblement qui évoluent dans un contexte dynamique progradant.

Les discontinuités sédimentaires associent simultanément les manifestations diagénétiques et pédogénétiques de milieu subaérien et aérien qui caractérisent le sommet des séquences ainsi que les marqueurs d'une remontée qu'affichent les lithofaciès subtidaux à fraction bioclastique notable (famille IV).

L'évolution répétitive, stratométrique et lithofaciologique des séquences, témoigne d'un contrôle allocyclique essentiellement eustatique. La variation de l'espace disponible, surtout son comblement, est contrôlée par le

taux de productivité carbonatée ; celle-ci se marque par la présence ou l'absence d'une sédimentation bioconstruite.

Dans ces dépôts margino-littoraux de plate-forme carbonatée, la remontée eustatique se manifeste par une sédimentation à évolution rétrogradante, agradante ou progradante, aboutissant à des changements environnementaux plus ou moins importants selon l'échelle considérée. Au cours de la phase rétrogradante, la vitesse de la remontée est relativement rapide, elle aboutit à l'instauration d'un milieu subtidal partiellement comblé et à la formation des unités séquentielles bathy-croissantes. Celles-ci s'agencent en séquences de type R_0 qui sont caractéristiques d'un cortège transgressif (IT) peu développé (le taux de la production carbonatée est faible).

Les discontinuités sédimentaires associées sont des surfaces bioturbées ou des placages bioclastiques, correspondant à une surface d'inondation maximale (SIM). Durant les phases agradante et progradante, la remontée du niveau marin, de plus en plus lente, est compétitive avec la productivité carbonatée qui est entretenue. L'ensemble de la sédimentation s'effectue dans des milieux inter- à supratidaux et évolue dans un cortège de haut niveau marin dilaté et différencié. Si le taux de sédimentation est équivalent à l'espace disponible créé, les séquences présentent une évolution stratocroissante et granocroissante agradante (séquences de type R_1) et caractérisent le haut niveau marin inférieur (HNI).

En présence d'un taux de productivité carbonatée élevé (colonisation du milieu par une sédimentation cryptalgale) et d'une réduction de l'espace disponible, les séquences de type R_2 s'organisent en une évolution progradante dont les gradients stratométrique et granulométrique sont généralement inverses. Dans ce contexte progradant, caractéristique du cortège du haut niveau marin supérieur (HNS), les discontinuités sédimentaires correspondent à des surfaces durcies inter- à supratidales "beach-rocks". Le comblement total de l'espace disponible, ou son absence (phase ultime de la remontée), se traduit par la genèse des séquences argilo-carbonatées de type R_3 , strato-décroissantes et granodécroissantes, soulignées par la quasi-permanence des structures d'émersion et les modifications pédogénétiques associées. Le nombre réduit des séquences indique que le taux de sédimentation est très faible (milieux défavorables). Ces séquences très progradantes caractérisent les cortèges du haut niveau marin subaérien (HNSA) (Fig. 10).

MODELE D'ORGANISATION DES DEPOTS MARGINO-LITTORAUX

Durant le Lias inférieur et moyen, on assiste sur la marge méridionale du Haut Atlas au développement d'une plate-forme carbonatée qui évolue constamment dans des milieux margino-littoraux. La sédimentation est très sensible à toute modification bathymétrique et hydrodynamique en relation avec les variations du niveau marin d'origine eustatique. Les dépôts sédimentaires enregistrent deux gradients évolutifs, eustatique et paléogéographique, définissant l'organisation des cortèges sédimentaires. Ainsi, l'essentiel de la sédimentation se développe pendant les cortèges de

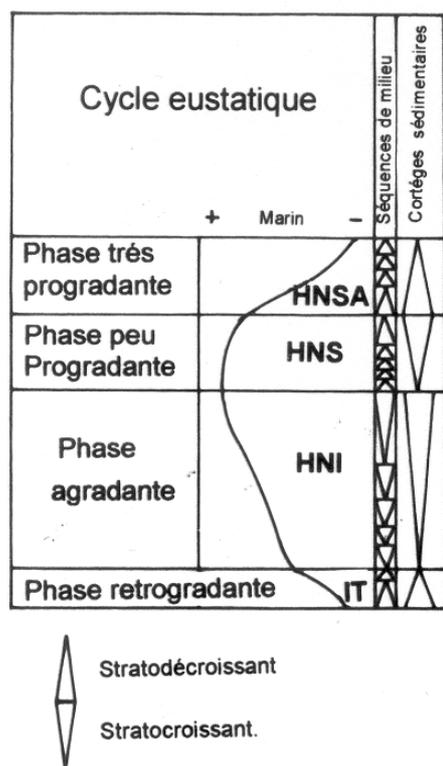


Figure 10. Organisation des cortèges sédimentaires dans un cycle eustatique.

haut niveau marin et évolue dans des cycles transgressif-régressif (cycles de 3^{ème} ordre) asymétriques. La partie transgressive du cycle est essentiellement dominée par les séquences de type R₁ qui s'organisent dans le haut niveau marin inférieur (HNI) ; quant à la partie régressive du cycle, elle est dominée par les séquences de type R₂ et R₃ qui constituent respectivement le haut niveau marin supérieur (HNS) et le haut niveau marin subaérien (HNSA). (Figs. 9 et 10).

Dans la coupe de référence (coupe de Jbel Boutazart ; cf. Fig. 3), la série du Lias inférieur et moyen montre la succession de six cycles sédimentaires asymétriques et

génétiquement bimodaux, débutant par un intervalle transgressif réduit qui est plus exprimé vers le nord (coupe de Jbel Izifed) et se terminant par un cortège de haut niveau marin dilaté. Les cycles SD₂, SD₅ et SD₆ enregistrent essentiellement le haut niveau marin inférieur et le haut niveau marin supérieur. En revanche, les cycles SD₁, SD₃ et SD₄ montrent le développement d'un haut niveau marin subaérien.

Les horizons argilo-carbonatés rougeâtres caractéristiques du HNSA (membres BT₃, BT₁₅ et BT₁₈ de Jbel Boutazart) sont originellement des sédiments marins ayant subi des transformations diagénético-pédogénétiques en milieu aérien, lors d'exondations prolongées. Ils ne peuvent pas correspondre à des épandages alluvionnaires en bordure du continent, qui ne se déposent normalement que si le climat est favorable, lors des chutes eustatiques.

L'importance relative des cortèges de haut niveau marin souligne la position des cycles de 3^{ème} ordre dans les cycles de 2^{ème} ordre. Le développement des niveaux argilo-carbonatés du HNSA, caractérise les grandes phases régressives des cycles de 2^{ème} ordre, celui du HNI marque les grandes phases transgressives.

Ainsi, nous distinguons deux cycles de 2^{ème} ordre, transgressifs-régressifs (Jacquin & Vail 1991), limités par les discontinuités tectono-sédimentaires T₁ et T₂ de type "tectonically enhanced uncorformity", respectivement intracarienne et post-Domérien moyen, génétiquement liées à des phases d'instabilité tectonique.

A l'échelle régionale, ce modèle d'organisation de la série carbonatée liasique de la marge méridionale du bassin haut-atlasique s'adapte parfaitement aux bassins liasiques de la haute Moulouya (Saâdi 1996), où sur le pourtour du paléoseuil, les sédiments du Lias inférieur et moyen se sont déposés en permanence dans des milieux littoraux soumis conjointement aux influences eustatiques, avec les périodes d'inondations successives (niveaux à brachiopodes : *Hesperithyris* sp.), et aux influences pédogénétiques continentales, avec l'individualisation des passées rougeâtres (faciès d'Itzer).

Références

- Baidder L. 1991. *Evolution tectono-sédimentaire du versant sud du Haut-Atlas centro-oriental (entre Tinghir et Errachidia)*. Thèse 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Rabat, 130 p.
- Bernasconi A. 1983. *Géologie du Haut Atlas de Rich*. Thèse Univ. Neuchâtel, Suisse, 170 p.
- Boussellini A. 1972. Paleocologia dei calcari a «Lithiotis» (Giurassico inferiore, Prealpivenete). *Rev. Ital. Paleont.*, 78/3, 441-464.
- Choubert G., Dubar G. & Hindermeyer J. 1956. Carte géologique du Haut-Atlas au Nord du Ksar-Es-Souk, feuille Boudenib et Rich, échelle 1/200 000. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 81.
- Dresnay R. du 1979. Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In : Symposium "Sédimentation jurassique W européen", 1977, *Publ. Spéc. A.S.F.*, 1, 345-365.
- Dresnay R. du 1988. Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). In: Jacobshagen, V. (Ed.): "The Atlas system of Morocco, studies on its geodynamic evolution". - *Lect. Notes Earth Sci.*, Springer Verlag, 15, 293-320.
- Dubar G. 1960-1962. Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). In : Livre Mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér., Soc. géol. Fr.*, 1, 529-544.
- Elmi S., Almeras Y., Ameer M., Atrops F., Benhamou M. & Moulan G. 1982. La dislocation des plates-formes carbonatées liasiques en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXIV, 5-6, 1007-1016.
- El Kochri A. 1996. *Géométrie et mécanismes de la déformation du Haut Atlas centro-oriental (Maroc)*. Thèse es-Sciences, Fac. Sci. Rabat, 200 p.
- El Kochri A. & Chorowicz J. 1996. Oblique extension in Jurassic trough of the Central and Eastern High Atlas (Morocco). *Can. J. Earth. Sci.*, 33, 1, 84-92.
- Faugères J.C. 1978. *Les rides sud-rifaines. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine*. Thèse, Univ. Bordeaux 1, France, 480 p.

- Fischer A.G. 1964. The lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *Bull. Surv. Kansas*, 169, 107-149.
- Fournié D. 1973. L'analyse séquentielle et la sédimentologie des roches carbonatées. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 7, 1, 147-169.
- Fournié D. 1975. L'analyse séquentielle et la sédimentologie de l'Ypresien de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 9, 1, 27-169.
- Hadri M. 1996. *Un modèle de plate-forme carbonatée au Lias-Dogger dans le Haut Atlas Central au Nord-Ouest de Goulmima, Maroc*. Thèse, Univ. Paris-Orsay, 272 p.
- Jacquin T. & Vail P.R. 1995. Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 166, 4, 423-435.
- James N. P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. In: Walker, R.G. (ed.): *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint, Ser. 1 (2nd ed.), pp. 213-228.
- Laville E. 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco). In: Manspeizer W. (ed.). *Triassic-Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins*, pp. 499-523.
- Laville E. & Piqué A. 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 6, 1161-1171.
- Milhi A. 1992. Stratigraphie, facies und paläogeographie des Jura am Südrand des Zentralen Hohen Atlas (Marokko). *Berliner Geowiss. Abh.*, (A), 144, 93 p.
- Piqué A., Aït Brahim L., Aït Ouali R., Amrhar M., Charroud M., Gourmelen C. Laville E., Rakus F. & Tricart P. 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque : le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 169, 6, 797-810.
- Read J.F. 1985. Carbonate platform - facies models. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 69, 1, 1-21.
- Saadi Z. 1996. *Evolution géodynamique triasico-jurassique de la Haute Moulouya et du Moyen Atlas méridional. Place dans l'évolution méso-cénozoïque du domaine des chaînes atlasiques (Maroc)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Mohamed V, Fac. Sci. Rabat, 485 p.
- Sadki D. 1992. Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du Haut-Atlas (Maroc) : chronologie, caractérisation, corrélations. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 179-186.
- Septfontaine M. 1984. Biozotation (à l'aide de foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Rev. Micropal.*, 27/3, 209-229.
- Septfontaine M. 1986. Milieux de dépôt et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Rev. Micropal.*, 28, 4, 255-289.
- Strasser A. 1988. Shallowing-upward séquences in Purbeckian peritidal carbonates (Lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35, 69-383.
- Studer M. 1980. *Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhiste (Haut Atlas central, Maroc)*. Thèse, Univ. Neuchâtel, Suisse, 95 p.
- Vail P.R., Colin P., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilief V. 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1301-1321.
- Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Einser P. N & Perez-Cruz C. 1991. Cycles and events in stratigraphy. Springer Verlag, Berlin, pp. 617-665.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarag J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 42, 39-45.
- Warme J.E. 1988. Jurassic carbonate facies of the Central and Eastern High Atlas rift, Morocco. In: Jacobshagen, V. (Ed.): "The Atlas System of Morocco, Studies on its Geodynamic Evolution". *Lect. Notes Earth Sci.*, Springer-Verlag, 15, 169-199.

Manuscrit déposé le 15 novembre 2001