

Evolution géodynamique du Haut-Atlas de Midelt (Maroc) pendant le Jurassique : un exemple d'interaction entre la tectonique et l'eustatisme

Brahim IGMOLLAN¹, Driss SADKI², Bouaza FEDAN³ & El Hassane CHELLAI⁴

1. Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences et Techniques, Département de Géologie, B.P. 618, Gueliz, Marrakech, Maroc. e-mail : igmoullan_1999@yahoo.fr.

2. Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 4010 Béni M'Hamed, Meknès, Maroc.

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

4. Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. S12, Marrakech, Maroc.

Résumé. Située à la jonction entre la plaine de la Haute-Moulouya et le Haut-Atlas central, la région de Midelt a connu au cours du Jurassique une évolution géodynamique conditionnée par la dislocation de la plate-forme carbonatée liasique. Cet événement, dont le paroxysme est atteint au passage Domérien - Toarcien, est responsable de la structuration de cette région en blocs basculés, organisés en une mosaïque de petits bassins (dépo-centres) que séparent des zones hautes. La plaine de la Haute Moulouya est marquée par des lacunes et des réductions de dépôts. La zone de passage de l'accident nord haut-atlasique (Dolomies de l'Outat) a joué le rôle d'un paléorelief, émergé au pied du Jebel Ayyachi. Le Haut-Atlas a évolué en tant que bassin subsident, où se sont individualisés les dépo-centres de Foum Ikis et ses prolongements vers Tizi n'Talghemt à l'est et Jâafar à l'ouest. La sédimentation jurassique est contrôlée par des facteurs locaux (tectonique) et globaux (eustatisme)

Mots clés : Maroc, Haut-Atlas de Midelt, Lias, Dogger, tectonique, eustatisme

Geodynamic evolution of the atlas mountain (southern Midelt, Morocco) at the Lias-Dogger transition : an example of the interaction between tectonic and eustatism

Abstract. Located between the High Moulouya plain and the central High Atlas mountain, the evolution of Midelt during the Jurassic is largely conditioned by the dislocation of the liassic platform. The paroxysm of this event is responsible for the structuration of the area in tilted blocks, organised in mosaic of small basins separated by shallows showing tree panoramas : 1) the High-Moulouya plain is the seat of gaps and reduction in thickness, 2) the zone of the passage of the northern High Atlas accident constitutes a paleorelief without any sedimentation, 3) Jebel Ayyachi (High Atlas) as a subsiding basin. Thus, the Jurassic sedimentation is controlled by local (tectonic) and global (eustatism) factors.

Key words: Morocco, High Atlas, Liassic, Dogger, tectonics, eustatism

INTRODUCTION

Le Haut-Atlas de Midelt (Fig. 1) a enregistré fidèlement les différentes étapes de la structuration et de la sédimentation du Haut Atlas au Jurassique. Il est en effet situé à la jonction du Haut-Atlas central et de la région de Midelt, élément de la Haute Moulouya, d'où son évolution géodynamique polyphasée qui est dictée par son appartenance à ces domaines structuraux variés.

L'histoire mésozoïque de cette région a débuté au Trias supérieur par une distension généralisée ayant affecté un continent arasé et recouvert par une mer épicontinentale (Michard 1976). Cette dynamique triasique est associée à l'émission d'un important volcanisme tholéiitique. L'évolution jurassique s'est déroulée en plusieurs épisodes tectono-sédimentaires qui peuvent être regroupés en deux étapes majeures : le Trias supérieur-Lias moyen et le Lias supérieur-Dogger. La limite entre ces deux étapes est matérialisée par une discontinuité sédimentaire d'importance régionale, expression de la phase tectonique majeure « post-pliensbachienne » (Sadki 1992).

LE LIAS INFÉRIEUR ET MOYEN

Au cours du Lias inférieur et moyen, le domaine des chaînes atlasiques est recouvert par une mer épicontinentale d'obédience téthysienne (Choubert & Faure-Muret 1960-62). La réactivation des accidents tardi-hercyniens (Du

Dresnay 1975, Mattauer *et al.* 1977) dans un contexte distensif, a engendré la genèse d'une mosaïque de bassins sur décrochements. Ces zones subsidentes sont délimitées par des rides actives dont les directions sont héritées du canevas hercynien : N30, N70 et N120 (Laville 1985).

Dans le Haut-Atlas de Midelt, le Lias inférieur-moyen est représenté par des dolomies et des calcaires à *Opisoma* sp. Cette sédimentation carbonatée, de plate-forme interne peu profonde et relativement homogène, est relayée dans les régions de Foum Ikis et du Col de Talghemt par des dépôts de plate-forme externe à céphalopodes (Formation de l'Ouchbis ; Studer, 1980). Ces deux domaines sont séparés par la zone de passage de l'Accident nord-haut-atlasique qui est soulignée par l'édification de bioconstructions récifales (Fig. 2). En revanche, la région de Midelt est le siège d'une sédimentation tidalitique (Saadi 1996).

LE PASSAGE LIAS MOYEN-LIAS SUPÉRIEUR

La dislocation des plates-formes carbonatées liasiques du pourtour de la Téthys occidentale est un événement majeur qui est connu depuis les marges atlantiques jusqu'aux Alpes occidentales (De Graciansky *et al.* 1979). Bien que cette dislocation soit hétérochrone (Elmi *et al.* 1982), elle s'est manifestée pendant le Lias inférieur et moyen par une activité tectonique distensive responsable d'une

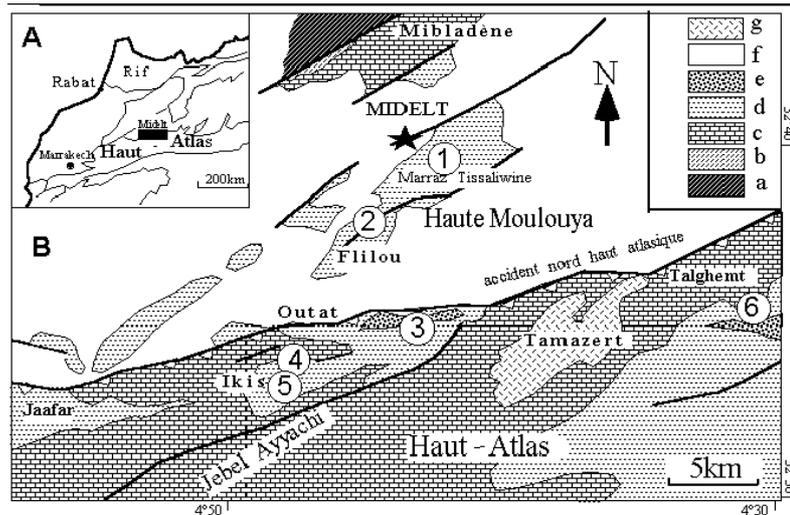


Figure 1. Schéma structural du Haut Atlas de Midelt. A, socle paléozoïque ; b, Trias ; c, Lias inférieur ; d, Toarcien et Aaléno-bajocien ; e, Dogger rouge (Bajocien–Callovien) ; f, dépôts post-jurassiques ; g, volcanisme tertiaire/

différenciation paléogéographique avec zones hautes et subsidentes ainsi que des plate-formes résiduelles (Fedan 1989). Cette instabilité se généralise à tout le domaine des chaînes atlasiques et s'intensifie pour atteindre son paroxysme au passage Lias moyen – Lias supérieur où elle s'est exprimée par un épisode tectonique (Fedan *et al.* 1989, Laville & Fedan 1989). Dans le Haut Atlas, ce passage est marqué par des changements structuro-sédimentaires et stratigraphiques (Du Dresnay 1979, Laville 1981). La crise tectonique doméro-toarcienne, qualifiée de phase de mobilité (Fedan 1985, 1989) ou d'épaulement (Elmi 1990), s'est traduite par un brusque effondrement de la plate-forme liasique et l'apparition de milieux ouverts à céphalopodes (Sadki *et al.* 1999).

Dans le Lias inférieur et moyen du Haut Atlas central, les marqueurs d'une tectonique synsédimentaire sont de règle. En effet, les carbonates liasiques sont contournés et affectés par des failles normales et des fractures ouvertes à remplissage synsédimentaire (Igmoullan 1993).

LE LIAS SUPÉRIEUR – DOGGER

La différenciation paléogéographique initiée dès le Lias moyen devient évidente durant le Toarcien et le Dogger avec l'instauration d'un paléoseuil qui souligne la zone de passage de l'accident nord-haut-atlasique. Cette barrière sépare la zone haute de Midelt, en position septentrionale, du bassin haut-atlasique. Ce dispositif paléogéographique et structural, couplé aux variations eustatiques et au taux de sédimentation, a régi toute l'évolution du Lias supérieur et du Jurassique moyen. Notons que ces aires de dépôt sont accidentées par des blocs dont les apex sont tronqués et marqués par les lacunes du Toarcien et de l'Aaléno-Bajocien.

Le Toarcien inférieur

Le Toarcien inférieur est caractérisé par la juxtaposition de deux domaines à paléogéographie très contrastée (Figs. 2 – 4) :

La zone haute de Mibladène–Midelt–Aïn Outat est le réceptacle d'importants épandages de dépôts rouges, appelés communément Couches de Mibladène (Dubar 1934, 1943, Benschili 1989, Igmoullan 1993, Saadi 1996). Il s'agit de marnes rouges, épaisses de 5 à 7 m, réputées azoïques ; cependant, elles ont livré à leur sommet des foraminifères trisériés (*Verneulinoides* cf. *subvitreus* ; El Kamar 1997) et à leur base (*Lenticulina* sp. et *L. acutriangulata* ; Saadi 1996).

Le Haut Atlas de Midelt, où se sont individualisés trois dépocentres (Ikis, Jâafar et Talghemt) est caractérisé par une sédimentation marine franche, que matérialise la Formation de Tagoudite (Studer 1980). Celle-ci, épaisse de 80 m, est représentée par des marnes grises dont le sommet est armé de calcaires gréseux en plaquettes. A Talghemt, la base de cette formation a livré des ammonites de la zone à Levisoni (genre *Harpoceras*). Dans la vallée d'Ikis, en aval de l'oued Toufliouado, les marnes de la base du Toarcien sont très compactées et montrent des chenaux, de taille décimétrique à métrique, dont le remplissage est un conglomérat calcaire. Les termes calcaires du sommet de la formation de Tagoudite, de texture wackestone - packstone voire grainstone, sont caractérisés par les pelleteïdes, lithoclastes et quartz détritiques silteux. La biophase est composée d'échinodermes, de brachiopodes (*Rhynchonella bouchardi* Dav., *Terebratula jauberti* E. Desl.) et de foraminifères benthiques (*Valvulina* sp. et *Haurania* sp.). De plus, ces termes sont caractérisés par des polygones de dessiccation et des rides d'oscillation de grande taille. Le sommet de la Formation de Tagoudite, ainsi caractérisée, reflète l'effet des fluctuations du niveau moyen des mers, modulant une période d'abaissement général.

Le Toarcien moyen et supérieur

A l'inverse des dépôts du Toarcien inférieur, ceux du Toarcien moyen et supérieur sont nettement plus carbonatés.

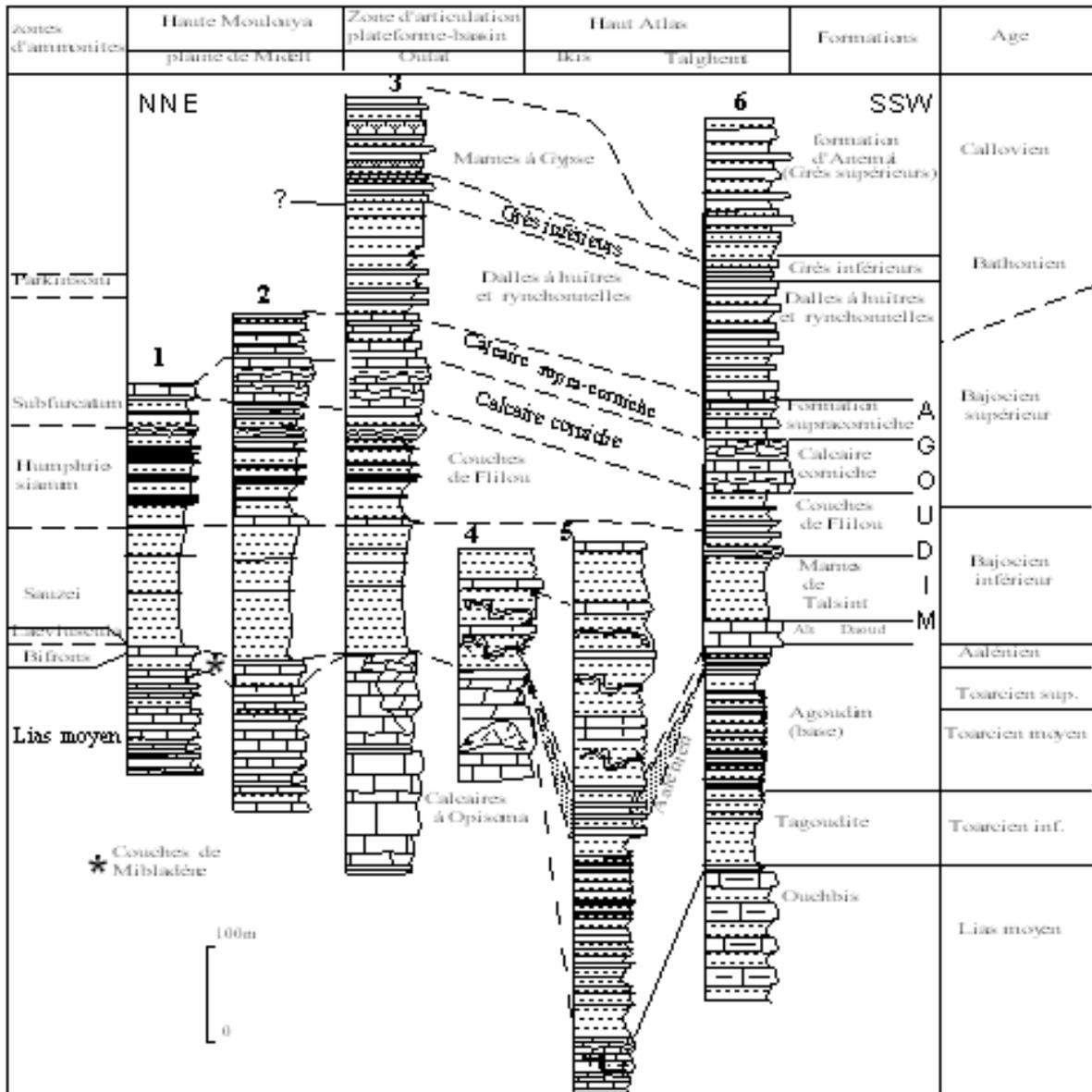


Figure 2. Corrélation des coupes du Lias–Dogger du Haut Atlas de Midelt

La zone haute de Midelt – Mibladène

Dans la région de Midelt – Mibladène, un changement radical intervient dans les conditions de la sédimentation. En effet, la remontée eustatique de la base de la zone à Bifrons (Benshili *et al.* 1994), a rétabli des conditions marines franches. Cette inondation a permis le développement d'une barre carbonatée, épaisse de 3 m et représentée par des calcaires brun-jaunâtre, organisés en bancs centimétriques à décimétriques. Elle débute par des calcaires noduleux que surmonte un banc métrique de calcaire bioclastique de texture packstone à brachiopodes, gastéropodes, lamellibranches et échinodermes. Viennent ensuite des calcaires organogènes, à base ravinante, que caractérisent : polypiers solitaires, ammonites (*Hildoceras* sp., *Dactyloceratidae* et *Osperleiceras bicarinatum*), bélemnites, algues, lamellibranches, brachiopodes (*Rhynchonella bouchardi* Dav.), ostracodes et foraminifères (*Nodosaria* sp. et *Lenticulina* sp.). Cette barre est coiffée par un niveau conglomératique, chenalisé et rubéfié, épais

de 40 cm, à ammonites bajociennes (*Docidoceras*) et galettes algaires ocres. Des faciès analogues sont décrits plus au nord par Benshili (1989) et Saadi (1996).

Les dépocentres

Le Toarcien moyen - supérieur correspond à la base de la Formation d'Agoudim (Studer 1980), qui est dilatée dans ces secteurs :

Le Toarcien moyen, épais de 90 m, débute par des marnes grises ayant livré une association d'ammonites de la sous-zone à Sublevisoni : *Hildoceras sublevisoni* (Fucini), *H. lusitanicum* (Meister), *Orthildaites* sp., *Lytoceras* sp.. Le sommet de ces marnes est chargé en bancs de calcaires, centimétriques à décimétriques, stratocroissants. Il se poursuit par une alternance marno-calcaire, plus ou moins régulière, riche en petits brachiopodes et en ammonites des sous-zones à Sublevisoni (*Hildoceras sublevisoni* (Fucini), *Nodicoeloceras angelonii* (Ramacioni)) et à Semipolitum (*Hildoceras semipolitum* (Buckman)). Il se termine par des

marnes gréseuses, riches en ammonites de la zone à Gradata (sous-zone à Gemma): *Pseudomercaticeras* (*Crassiceras*) *gradatum* Merla, *Collina menghenii* (Bonarelli) et *Porpoceras cosmum* (Lippi-Bonacambi)

Au sein de ces marnes toarciennes se développent des bancs calcaires dont les toits montrent des traces de *Zoophycos*. La présence de ces structures traduit le comblement d'une plate-forme externe ayant subi un approfondissement graduel. La fréquence des chenaux à remplissage conglomératique, des niveaux contournés et des *Cancellolophycus* dans le Toarcien est indicatrice de la proximité d'une pente sous-marine.

Le Toarcien supérieur est marqué par une sédimentation essentiellement marneuse. Dans le déposécentré d'Ikis, il est représenté par des marnes bleues à noirâtres, épaisses de 25 m, à ammonites : *Hammatocheras speciosum* (Janensch), *Pleydellia* sp., *Osperlioceras* sp., *Lytoceras* sp. et *Alcolytoceras* sp. Ces marnes sont chargées en calcaires organisés en bancs centimétriques à décimétriques, de texture mudstone – wackestone, à ammonites, rares brachiopodes, échinodermes, pellets et quartz détritiques silteux.

A Tizi n'Talghemt, les marnes du Toarcien supérieur ont livré des ammonites de la zone à Speciosum : *Polyplectus discoïdes* (Zieten), *Osperlioceras nadorensis* (Elmi), *Alcolytoceras* sp.

L'Aalénien et le Bajocien basal (zone à Discites)

Durant l'Aalénien et la base du Bajocien inférieur (zone à Discites), la zone haute de Midelt-Mibladène, émergée, a suivi une évolution continentale. Quant aux déposécentrés d'Ikis, de Jaâfar et de Talghemt, ils ont été le siège d'une sédimentation marno-calcaire avec marnes bleuâtres et calcaires jaune-noirâtre riches en ammonites et *Zoophycos*. Notons que certains niveaux calcaires sont riches en quartz détritique silteux et montrent des stratifications obliques et entrecroisées.

Les dépôts de l'Aalénien inférieur et moyen sont organisés en séquences négatives qui attestent d'une diminution de la tranche d'eau. Quant à l'Aalénien supérieur et le Bajocien inférieur basal (zone à Discites), ils sont agencés en séquences positives qui indiquent une ouverture des milieux de dépôt. Ces sédiments aaléno-bajociens sont contournés et contaminés par des passées allodapiques (turbidites proximales) ; de plus, ils montrent un grand développement de *Zoophycos*. Ils témoignent donc d'une sédimentation à faune essentiellement pélagique (céphalopodes) sur le talus bordant un bassin. On assiste là à la progradation de la plate-forme externe sur une pente active.

Le Bajocien inférieur (zones à Laeviscula et à Sauzei)

Sur les zones hautes de Midelt-Mibladène, les dépôts de la zone à Laeviscula sont représentés par des placages à ammonites, matérialisant une discontinuité sédimentaire d'importance régionale (Sadki 1992). Il s'agit de croûtes décimétriques de calcaires ferrugineux à ammonites, bélemnites, foraminifères, crinoïdes, brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches. A ce cortège faunique sont

associés des marqueurs d'émersion momentanée ou prolongée : fenestrae, micro-fentes de dessiccation et bréchifications. Dans le déposécentré d'Ikis, ces placages sédimentaires passent latéralement à la Formation de Talsint, dépôts marno-calcaires épais de 30 m, à ammonites et bélemnites cannelées

Avec le maximum transgressif de la zone à Sauzei, on assiste à l'ennoyage et à l'envasement de toute la région étudiée par les marnes de Talsint. Il s'agit de marnes à posidonies, rares ammonites et dents de poissons. Elles sont caractérisées par la fréquence des figures de courant ainsi que par la présence de blocs resédimentés, de nature et d'âge variés. Ces dépôts néritiques, ordonnés en séquences d'approfondissement, matérialisent la phase de rétrogradation de De Graciansky & Jacquin (1997).

Le Bajocien inférieur (zone à Humphriesianum)

Les dépôts du Bajocien inférieur (zone à Humphriesianum) affleurent largement dans la région de Midelt. Ils sont encadrés par la discontinuité post-Hebridica (Sadki 1990) et par les marno-calcaires du Bajocien supérieur.

Plaine de Midelt

Dans la région de Flilou, le Bajocien inférieur débute par des marnes grises, localement violacées, où s'intercale un niveau décimétrique de calcaires argileux bioclastiques à brachiopodes (*Rugitela prebulata*, *Tubithyris* sp., *Burmihynchia termierae*), ammonites (*Lytoceras otoites*, *Chondroceras* sp., *Dorsetensia* cf. *pinguis* et *Phylloceras*), bélemnites et polypiers isolés. Ce niveau repère serait l'équivalent des lentilles vannées à brachiopodes et du conglomérat du col de Talghemt.

Viennent ensuite des dépôts marno-calcaires, épais de 80 m, qui débutent par des marno-calcaires (15 m) où se développent trois barres métriques de calcaires lités à céphalopodes (ammonites et nautilus), lamellibranches (pholades et trigonies), gastéropodes et brachiopodes. Ces calcaires lités sont coiffés par un banc (40 cm) de calcaires bioclastiques à lamellibranches, brachiopodes (*Stiphrothyris mouterdei*, *Burmihynchia termierae*), ammonites (*Itinsaites* sp., *Cadomites humphriesianum*, *Stephanoceras brongniarti*). Leur succèdent des marnes verdâtres (18 m) riches à la base en petits Hemicidaris (*Spherotiaris koechlini*) et chargées, au sommet, en calcaires à brachiopodes, lamellibranches, ammonites, serpules et gastéropodes.

Le Bajocien inférieur se termine par des marnes grises, épaisses de 45 m, où se développent des bancs décimétriques de calcaires jaunâtres à brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et ammonites (*Dorsetensia subtecta*, *Poecilomorphus umbilicatus*, *Poecilomorphus cycloides*, *Chondroceras arbignanum*). Notons que la base de ces bancs montrent les traces de bioturbations du genre *Thalassinoides*.

Les faciès bajociens, ainsi décrits à Flilou, sont agencés en une mésoséquence, de type klüpfelien, qui débute par les marnes de la zone à Sauzei et se termine par les dépôts de la zone à Humphriesianum (sous-zones à Romani, Humphriesianum et Blagdeni).

Cet agencement séquentiel des dépôts témoigne de l'instauration d'une plate-forme ouverte, peu profonde (moins de 200 m) qui est soumise à une subsidence saccadée dans un contexte régressif généralisé

Zone de passage de l'accident nord haut-atlasique

Les marno-calcaires de la zone à Humphriesianum sont encadrés par les marnes de la zone à Sauzei (sous-zone à Hebridica) et le Calcaire corniche. Ils présentent une nette ressemblance de faciès avec leurs équivalents à Flilou, bien qu'ils montrent d'importants changements d'épaisseur. Ces dépôts n'ont pas été reconnus sur le flanc nord du Jebel Ayyachi, ni dans la vallée de l'Oued Ikis.

Le Bajocien supérieur - Bathonien

Au cours du Bajocien supérieur - Bathonien, le Haut Atlas de Midelt est caractérisé par des faciès néritiques, agencés en séquences négatives, où les figures d'émersion (bréchification subaérienne, fentes de dessiccation, tipis et surfaces ferrugineuses) sont fréquentes. Deux gisements d'ammonites ont permis de préciser l'âge de ces dépôts où trois unités lithostratigraphiques sont définies : le Calcaire corniche et les marno-calcaires sous-jacents, la série de transition du Bajocien supérieur et les marnes à gypse bathoniennes, la formation continentale rouge.

Le Calcaire corniche et les marno-calcaires sous-jacents

Dans la région de Midelt, des marnes roses ou rougeâtres succèdent aux marno-calcaires du Bajocien inférieur (zone à Humphriesianum). Au sein de ces marnes azoïques se développent des bancs de calcaires bioclastiques, jaunes ou rosâtres, localement granoclassés. Ces calcaires ont livré l'association faunique suivante, qui est caractéristique du Bajocien supérieur : gastéropodes, lamellibranches (pholades et trigonies) brachiopodes et ammonites (Thamboceratidés). L'épanouissement des organismes benthiques et la fréquence des structures de haute énergie attestent de l'instauration d'une plate-forme carbonatée peu profonde.

Ces marnes, chargées en calcaires, sont coiffées par le Calcaire corniche, épais de 40 m (Flilou et Ait Tadgalt) et organisé en trois barres bien repérables dans la topographie. Ces calcaires, à coraux branchus, sont séparés par des faciès bioclastiques, essentiellement à madréporaires. Notons qu'au nord de Flilou le calcaire corniche n'est représenté que par un seul banc de calcaires oolitiques, à stratifications obliques, épais de 2 m.

La série de transition et les marnes à gypse

La "série de transition" regroupe les termes ultimes marins du Dogger qui recouvrent les formations continentales rouges du Jurassique moyen. Elle est organisée en deux formations dont l'attribution au Bajocien supérieur est confirmée par ammonites (*Clydonicerias* sp.).

La première formation, équivalente de la formation de Tazegzaout (Ait Addi 1998), est organisée en deux membres :

– *Les calcaires supracorniches*, épais de 50 m, sont représentés par une alternance de bancs métriques de

calcaires bioclastiques jaunâtres et de passées décimétriques à métriques de marnes grises. Les calcaires bioclastiques, riches en madréporaires (bioconstructions pédonculées de taille centimétrique à pluridécimétrique), ont livré l'association faunique suivante : brachiopodes (*Rugitula bullata*), lamellibranches variés (*Pholadomya* sp., *Anatina* sp., *Lucina* sp.), gastéropodes (*Amberleya* sp., *Neritopsis* sp.) et échinodermes réguliers (*Psephichinus* sp.). A cette biophase sont associés oolites, pellesoïdes et lithoclastes. Ce membre se termine par des bancs décimétriques de calcaire bioturbé à fenestras, tipis et fentes de dessiccation.

– *Les dalles à huîtres et à rhynchonelles*, épaisses de 90 m à Ait Tadgalt, sont composés d'une alternance de lits métriques de marnes brun-verdâtre, localement riches en petits brachiopodes, et de bancs décimétriques de calcaires jaunâtres, riches en lamellibranches (huîtres et pectinidés), rhynchonelles (*Burmihynchia termierae*) et échinodermes. Notons que ces calcaires ont livré, également, deux ammonites de la faune arabo-malgache (*Clydonicerias* sp. et *Micromphalites clydocrompholus*) ayant permis de dater ce membre du Bajocien supérieur.

La seconde formation est organisée en deux membres :

– *Les grès inférieurs*, épais de 40 m, sont constitués d'une alternance de lits métriques de marnes brunes et de bancs décimétriques de grès calcareux gris-brun. La biophase est composée de rares petits lamellibranches. Notons que certains bancs gréseux sont riches en terriers du genre *Rhizocorallium*, bioturbation en forme de U, oblique par rapport aux strates, engendrée par des organismes fousseurs. D'autres, au contraire, montrent de petites rides de courant, symétriques, de direction E-W.

– *Les marnes à gypse*, épaisses de 80 m à Ait Tadgalt, sont composées de marnes vertes, brunes ou violettes où s'intercalent des bancs centimétriques à pluridécimétriques de grès gris et des niveaux centimétriques à pluridécimétriques de gypse.

La formation continentale rouge

La formation continentale rouge, équivalente de la Formation d'Anemzi (Studer 1980) est cantonnée à Tizi n'Talghem où elle est puissante de 250 m. cette formation est composée d'une alternance de silts rouges et de grès (grès supérieurs) où se développent de rares passées de calcaires à petits lamellibranches. De plus, cette formation est caractérisée par les traces de pas tridactyles de dinosauriens.

DISCUSSION : CADRES REGIONAL ET GENERAL

Cette analyse montre que l'évolution du domaine étudié au cours du Jurassique, est directement influencée par le cadre structural et l'arrière-pays qui correspondait au seuil de la Haute Moulouya ainsi que par l'eustatisme qui est, par moments, bien exprimé (Figs. 3 et 4).

La dislocation de la plate-forme carbonatée liasique, survenue à la fin du Domérien, a profondément perturbé

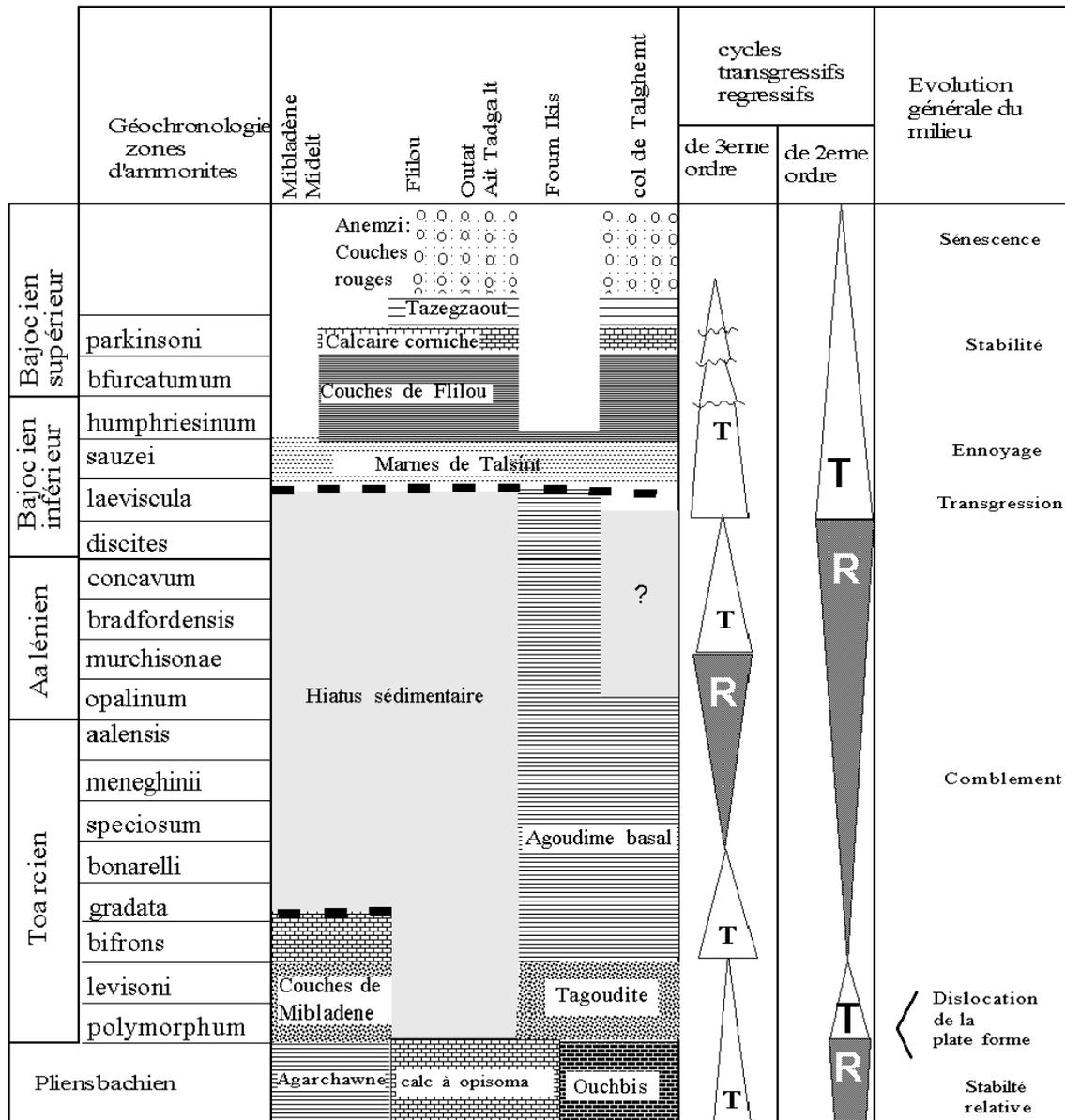


Figure 3. Evolution tectono-eustatique de la région de Midelt et comparaison avec le cycle eustatique global.

l'influence eustatique en causant une chute brutale du niveau marin.

Au niveau des zones hautes, le Toarcien inférieur est une phase d'émersion, responsable du développement des argilites rouges (Couches de Mibladène). Cette chute est ressentie également dans les ombilics où les dépôts présentent un cachet détritique (Formation de Tagoudite). Mais dès le Toarcien moyen, le rétablissement eustatique conduit à l'instauration d'un régime de plate-forme que représente une barre carbonatée à ammonites (plaine de Midelt) ou une sédimentation, plus épaisse, à dominance marneuse (le sillon).

Pendant l'Aalénien et la base du Bajocien inférieur (zone à Discites), la vacuité de la sédimentation est bien exprimée. Les dépôts sont cantonnés aux gouttières subsidentes. Cette période sépare deux évolutions, à polarité inverse, régies à une échelle régionale, par l'eustatisme, le climat et, en

partie, par la tectonique et le taux de la sédimentation, qui assurent un contrôle local.

Les marnes de Talsint (ou marnes à posidonies) du Bajocien inférieur se sont déposées pendant une période d'inondation maximale (Igmoullan 1993), comme c'est le cas des marnes de Boulemane dans le Moyen Atlas (Benjelloun 1994, Benshili & Elmi 1994). Le développement des niveaux calcaires au sommet de ces marnes traduit l'instauration d'un prisme de haut niveau, dont l'aboutissement est l'installation d'environnements néritiques à céphalopodes.

Au Bajocien supérieur, période de haut niveau moyen de la mer, on note une diminution graduelle de la tranche d'eau, d'où l'apparition de marnes rouges sous le calcaire corniche et la rareté de la faune pélagique. Le terme ultime du comblement de ces plate-formes est représenté par des marnes à gypse et des dépôts détritiques du continental rouge du Dogger (formation d'Anemzi).

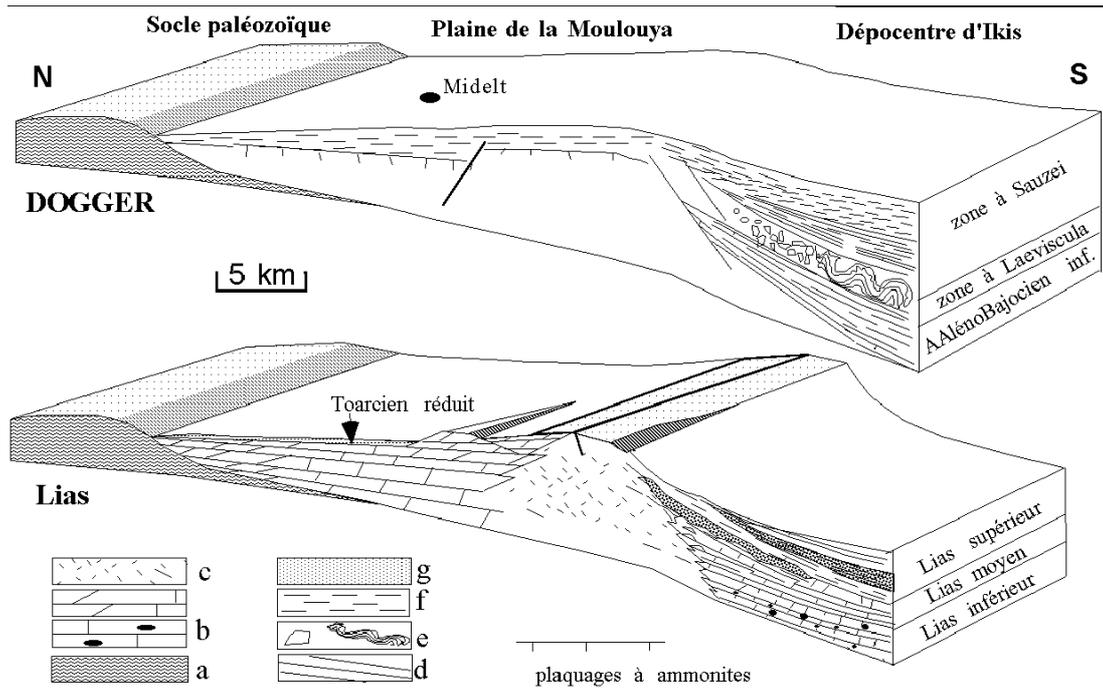


Figure 4. Esquisses paléogéographiques de la région de Midelt. A, Lias inférieur ; b, Lias moyen ; c, Toarcien ; d, Aalénien ; e, Bajocien inférieur (Zone à Discites) ; f, Bajocien inférieur (Zone à Laeviscula).

Références

- Ait Addi A. 1998. Les bioconstructions du Bajocien-Bathonien *p.p.* du Haut-Atlas marocain (Nord d'Errachidia-Boudenib) : sédimentogenèse et contexte paléogéographique. *Géol. Méditerran.*, XXV, 1, 43-53.
- Benshili K. 1989. Lias Dogger du Moyen Atlas Plissé (Maroc). Sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. *Docum. Labo. Géol. Lyon*, 106, 285p.
- Benjelloun F. 1994. *Evolution jurassique du Moyen Atlas central. Contrôles tectono-eustatique et climatique de la dynamique sédimentaire*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Fac. Sci. Rabat, 377 p.
- Brechbühler Y.A. 1984. *Etude structurale et géologique du Haut-Atlas calcaire entre le jebel Ayachi et Rich (Maroc)*. Thèse Sci., Univ. Neuchâtel, 128 p.
- Choubert G. & Faure-Muret A. 1960-62. Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In: Livre Mém. P. Fallois. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, 1, 447-527.
- 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). *IX^{ème} Cong. intern. Sédim., Nice*, thème 4 : tectonique et sédimentation, 1, 103-108.
- Dubar G. 1934. Sur le Lias supérieur du Haut-Atlas de Midelt (Maroc). *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, 59, 2, 89-91.
- Dubar G. 1943. Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt au 1/200.000e. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 59, 60 p.
- El Hariri Kh. 1990. *Etude stratigraphique et paléontologique du Lias moyen - Dogger basal des régions de Bou-Ouchène, Tizi n'Zou et Talghemt (Haut-Atlas central)*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci. Marrakech, 180 p.
- El Kamar A. 1997. *Micropaléontologie du Lias supérieur et du Dogger du Haut Atlas de Midelt et de Rich (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Moulay Ismail, Fac. Sci. Meknès, 304p.
- Elmi S. 1990. Les applications géodynamiques de la stratigraphie : l'histoire triasico-jurassique de la marge vivaro-cévenole (France). In : Journées Louis David, *Doc. Labo. Géol. Lyon*, h.s. 9, 93-123.
- Elmi S., Almeras Y. & Benshili Kh. 1989. Influence de l'évolution paléogéographique sur les peuplements au cours du Lias dans le Moyen-Atlas marocain. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 83, 115-131.
- Elmi S., Almeras Y., Ameur M., Atrops F., Benhamou M. & Moulan G. 1982. La dislocation des plate-formes carbonatées liasiques en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XXIV, 5-6, 1007-1016.
- Fedan B. 1985. Naissance et évolution d'une plate-forme carbonatée : l'exemple du Moyen Atlas (Maroc) au cours du Lias ; comparaison avec les régions voisines. *Bull. Inst. Sci., Rabat*, 9, 43-65.
- Fedan B. 1989. *Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: le Moyen Atlas durant le Méso-cénozoïque*. Thèse Doct. Es-Sciences, Fac. Sci., Rabat, 338 p., et *Trav. Inst. Sci.*, Sér. Géol. et Géogr. Phys., 18, 144 p.
- Graciansky P.C. de, Bourbon M., Charpal O., De Chenet P.Y. & Lemoine M. 1979. Genèse et évolution de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan atlantique et marge européenne dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXI, 5, 663-674.
- Graciansky P.C. de & Jacquin Th. 1997. Le cycle régressif – transgressif d'âge Toarcien à Bajocien sur la bordure SE du bassin de Paris, ou la thèse de l'Abbé Mouterde révisée. Comparaison avec le domaine dauphinois. *Cah. Univ. Cathol. Lyon*, 10, 181-189.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Igmoullan B. 1993. *Géodynamique méso-cénozoïque de la région de Midelt : un exemple d'évolution de la marge septentrionale*

- du bassin jurassique du Haut Atlas central (Maroc). Thèse de 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Marrakech, 181 p.
- Igmoullan B. 1998. Action de la tectonique et de l'eustatisme sur la sédimentation des olistostromes du Dogger au sud de Midelt, Haut Atlas central (Maroc) *Afr. Geosci. Rev.*, 5, 1, 179-182.
- Igmoullan B., Fedan B. & Sadki D. 1993. Evolution structuro-sédimentaire jurassique de la région de Midelt, 14th regional Cong. Sedim., Marrakech, 245-346.
- Laville E. 1981. Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut-Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 3, 303-312.
- Laville E. 1985. *Evolutions sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : modèles en relais multiple de décrochements*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Montpellier, France, 168 p.
- Laville E. & Fedan B. 1989. Le système atlasique marocain au jurassique. Evolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 84, 3-28.
- Letsch D.K. 1985. *Early Jurassic depositional history of the northern margin of the central High Atlas, Morocco*. Thesis, Colorado School of Mines, 171 p.
- Mattauer M., Tapponnier P. & Proust F. 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 3, 521-526.
- Michard A. 1976. Eléments de géologie marocaine, *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408p.
- 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, 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.*, 163, 2, 179-186.
- Sadki D., Ettaki M., Chellai E. H., Milhi A., Amhoud H. & El-Kamar A. 1999. Les événements géodynamiques sédimentaires et biologiques au passage Lias moyen-Lias supérieur dans le Haut-Atlas central marocain. *Europ. Palaeont. Assoc. Workshop*, Lisboa, Abstract, 98-101.
- Studer M. 1980. *Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut-Atlas central, Maroc)*. Thèse Sci., Univ. Neuchâtel, Suisse, 95 p.
- Schaer J.P. & Persoz F. 1976. Aspects structuraux et pétrographiques du Haut-Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 5, 1239-1250.

Manuscrit reçu le 15 novembre 2001