

Les dépôts bathoniens du synclinal d'El Mers (Moyen Atlas, Maroc) : unités formationnelles, analyse et cadre géodynamique

Nadia SOUFIANI¹ & Bouaza FEDAN²

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

2. Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Agdal, Rabat, Maroc. e-mail: fedan@israbat.ac.ma

Résumé. Les dépôts bathoniens, d'extension limitée dans le Moyen Atlas, sont cantonnés dans les principales dépressions synclinales (El Mers, Skoura, Marmoucha). Une étude lithostratigraphique et une analyse sédimentologique de ces dépôts dans le synclinal d'El Mers, ont permis de distinguer quatre formations dont l'âge s'échelonne du Bathonien moyen (zones à Progracilis, Subcontractus et Morrisi) jusqu'au Bathonien supérieur (zones à Hodsoni, Retrocostatum et Discus). La Formation d'Ich Timellaline, organisée en séquences quercyniennes, témoigne de l'instauration d'une plate-forme carbonatée interne ; elle représente le terme ultime de la phase carbonatée jurassique et sert de substratum pour les formations détritiques du Bathonien dont l'évolution s'est déroulée en trois étapes. La Formation d'El Mers, composée de séquences deltaïques (prodelta, front de delta et plaine deltaïque), constitue la première étape de l'installation du complexe deltaïque. La Formation de Kitane, formée de séquences quercyniennes, reflète l'instauration d'une plate-forme carbonatée interne et traduit ainsi une phase d'abandon. La troisième étape, marquée par la reprise de la progradation du complexe deltaïque, est représentée par la Formation de Tizi Issoultane, où les séquences deltaïques sont de type front de delta et plaine deltaïque. Une étude comparative des dépocentres d'El Mers et de Skoura a montré qu'ils ont connu, au cours du Bathonien moyen – Bathonien supérieur, voire au Callovien, des évolutions différentes. Leur série de remplissage montre approximativement les mêmes termes, à l'exception de Skoura où se développent les marnes à gypse. Les dépôts bathoniens de ces dépocentres représentent le terme ultime de la série de remplissage (ou sénescence) du bassin moyen atlasique.

Mots-clés : Maroc, Moyen Atlas, stratigraphie, Jurassique, Bathonien.

The Bathonian deposits of the El Mers syncline (Middle Atlas, Morocco): formational units, analysis and geodynamic setting.

Abstract. The Bathonian deposits, characterised by a limited extension within the Middle Atlas, accumulated in the main syncline depressions (El Mers, Skoura, Marmoucha). A lithostratigraphic survey and a sedimentologic analysis of these deposits in the El Mers synclinal, have permitted to distinguish four formations, ranging in age from the Middle Bathonian (Progracilis, Subcontractus and Morrisi zones) to the Late Bathonian (Hodsoni, Retrocostatum and Discus zones). The Ich Timellaline Formation, organized in Quercynian sequences, indicates the emplacement of an internal carbonate platform, representing the ultimate term of the Jurassic carbonate phase. This formation had, also, served as a substratum for the overlying detrital Bathonian formations whose evolution is separated into three main stages. The El Mers Formation, composed of deltaic sequences (prodelta, delta front and delta plain), constitutes the first stage of the emplacement of a deltaic complex. The Kitane Formation, composed of Quercynian sequences, reflects the instauration of an internal carbonate platform and reflects an abandonment phase. The third stage, marked by the emplacement of another prograding deltaic complex, is represented by the Tizi Issoultane Formation, characterised by delta front and delta plain sequences. A comparative study of the El Mers and Skoura depocentres, has shown a different sedimentary evolution during the Middle and Upper Bathonian, and maybe in Callovian times. Facies analysis has shown that the sedimentary successions within the Skoura and El Mers depocentres are different in facies. These sequences mainly end by gypsum and marls in Skoura and by deltaic facies within El Mers depocentre. The Bathonian sediments within these depocentres are interpreted to be the end of the sedimentary evolution within the Middle Atlas trough.

Key words: Morocco, Middle Atlas, stratigraphy, Jurassic, Bathonian.

INTRODUCTION

Les dépôts bathoniens, voire calloviens, du domaine des chaînes atlasiques en général et du Moyen Atlas en particulier, sont d'extension limitée. Ils sont très variés sur le plan faciologique et riches en faunes où les éléments de datation fiable sont rares, voire absents. Ils représentent, au Maroc, le terme ultime de la série de remplissage des bassins jurassiques (Haut Atlas central, Moyen Atlas). De plus, ces dépôts ont enregistré les indices d'une tectonique synsédimentaire, expression de la structuration de ces régions.

Pour illustrer ce type de sédiments particuliers, nous avons choisi les dépôts bathoniens d'El Mers dans le Moyen Atlas plissé. L'étude de ces corps sédimentaires est effectuée en utilisant le concept de l'analyse séquentielle de Delfaud (1974, 1984, 1986). La définition des différentes formations

est conforme au guide stratigraphique international de Hedberg (1979). Quant à la stratigraphie séquentielle, elle est développée en se référant aux chartes de Haq *et al.* (1987) et de Rioult *et al.* (1991).

L'évolution bathonienne d'El Mers est comparée à celle de Skoura. Elle est replacée dans son cadre moyen atlasique, puis, elle est intégrée dans la géodynamique bathonienne du domaine des chaînes atlasiques dont elle est un exemple type.

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le Moyen Atlas, qui fait partie du domaine des chaînes atlasiques oriental (Michard 1976), est limité au nord par la plaine de Saïs et le front de la Nappe rifaine, au nord-est par le bassin de Guercif, à l'est et au sud-est par la dépression

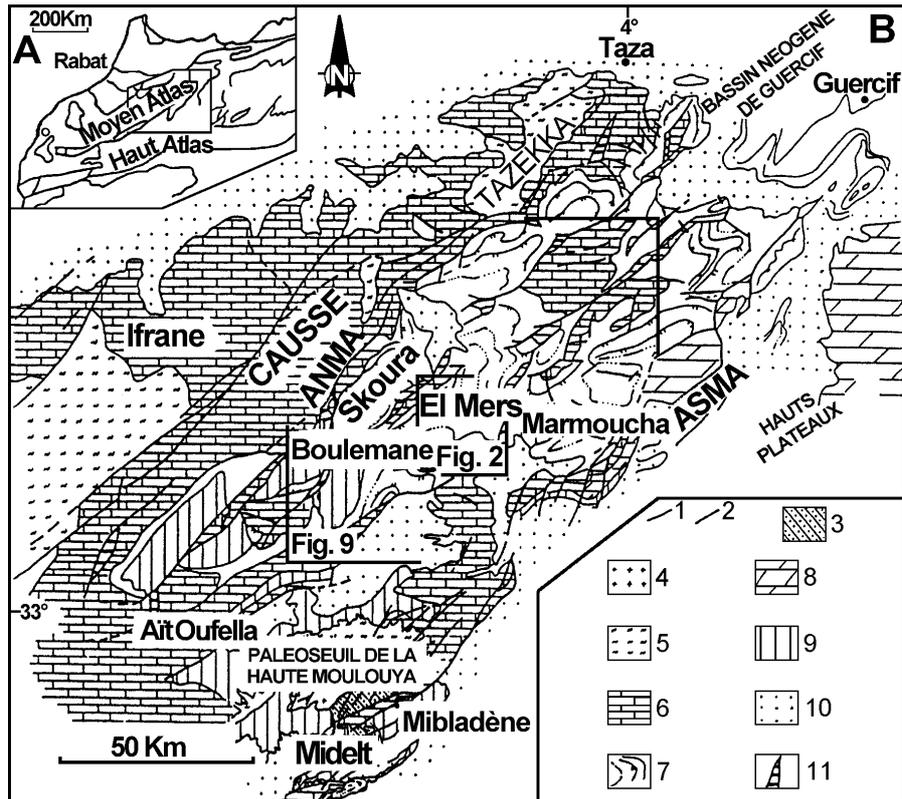


Figure 1. A, Situation des régions étudiées ; B, carte géologique simplifiée du Moyen Atlas et de la Haute Moulouya (d'après Fedan *et al.* 1989, Akhssas 1993, Saadi 1996) avec localisations des figures 2 et 9. 1, contour géologique ; 2, faille ; 3, socle cambrien ; 4, granite ; 5, Trias ; 6, Lias carbonaté ; 7, Toarcien et Dogger (dépo-centres) ; 8, Aalenien-Bajocien supérieur ; 9, Crétacé et Paléogène ; 10, Néogène ; 11, rides avec intrusions ; ANMA, Accident nord-moyen atlasique ; ASMA, accident sud-moyen atlasique.

de la Moulouya et à l'ouest par le Maroc central (Fig. 1). Le Moyen Atlas est organisé en deux ensembles structuraux que sépare l'accident nord-moyen-atlasique (Choubert 1956, Martin 1973, 1981, Hollard *et al.* 1985): le Causse moyen atlasique, composé essentiellement de carbonates néritiques du Lias inférieur et moyen, est structuré en plateaux étagés qui reflètent une organisation en blocs basculés ; le Moyen Atlas plissé est organisé en rides anticlinales (ride de Tichoukt, ride des Marmoucha,...) à ossature liasique que séparent de larges dépressions synclinales (El Mers, Skoura, Marmoucha...) à remplissage toarço-aaléno-bajocien, voire bathonien.

LES DEPOTS DU SYNCLINAL D'EL MERS

Lors de la révolution téthysienne, le domaine des chaînes atlasiques oriental est envahi par une mer épicontinentale (Du Dresnay 1979, Fedan 1989). Au Lias inférieur et moyen, la remontée eustatique a favorisé le développement d'une plate-forme carbonatée où les indices d'une tectonique synsédimentaire sont de règle dès le Sinemurien et témoignent d'une mobilité précoce. Au passage Domérien-Toarcien, cette mobilité s'accroît et se généralise. Elle s'exprime par l'épisode tectonique qui est responsable de la dislocation de la plate-forme carbonatée liasique et de l'individualisation du bassin moyen atlasique. Ce bassin, organisé en rides et dépo-centres, s'est comblé pendant le Toarcien et l'Aaléno-Bajocien par des dépôts

essentiellement marneux où se développent des épisodes carbonatés (calcaires corniches). Le terme ultime de ce remblaiement, ou sénescence, est représenté par les dépôts détritiques (marnes rouges, grès et évaporites) (Fedan 1989, Charroud 1990) du Bathonien et du Callovien, à caractère deltaïque voire paradeltaïque.

Dans le synclinal d'El Mers (Du Dresnay 1963, Choubert & Faure-Muret 1967, Fedan 1989 ; Fig. 2), le premier calcaire corniche d'âge bajocien supérieur est surmonté par la formation marno-calcaire du Bajocien supérieur que coiffe la barre de Bou Izane-Tichout n'Jdida, datée également du Bajocien supérieur. Viennent ensuite des marnes grises à intercalations calcaires qui constituent les couches de passage Bajocien supérieur-Bathonien et que couronne la barre d'Ich El Mers-Jbel Bou Akrabène, datée du Bathonien inférieur. Leur succèdent des dépôts à dominante calcaire que clôtüre la barre calcaire d'Ich Iguidar-Ich Timellaline d'âge bathonien inférieur. Le terme ultime de cette succession est représenté par les formations d'Ich Timellaline, d'El Mers, de Kitane et de Tizi Issoultane, dont l'âge s'échelonne du Bathonien moyen jusqu'au Bathonien supérieur.

Dans le synclinal de Skoura, la succession sédimentaire est relativement similaire à celle d'El Mers, à la seule différence qu'elle se termine par des marnes à gypse (Choubert & Faure-Muret 1960-62).

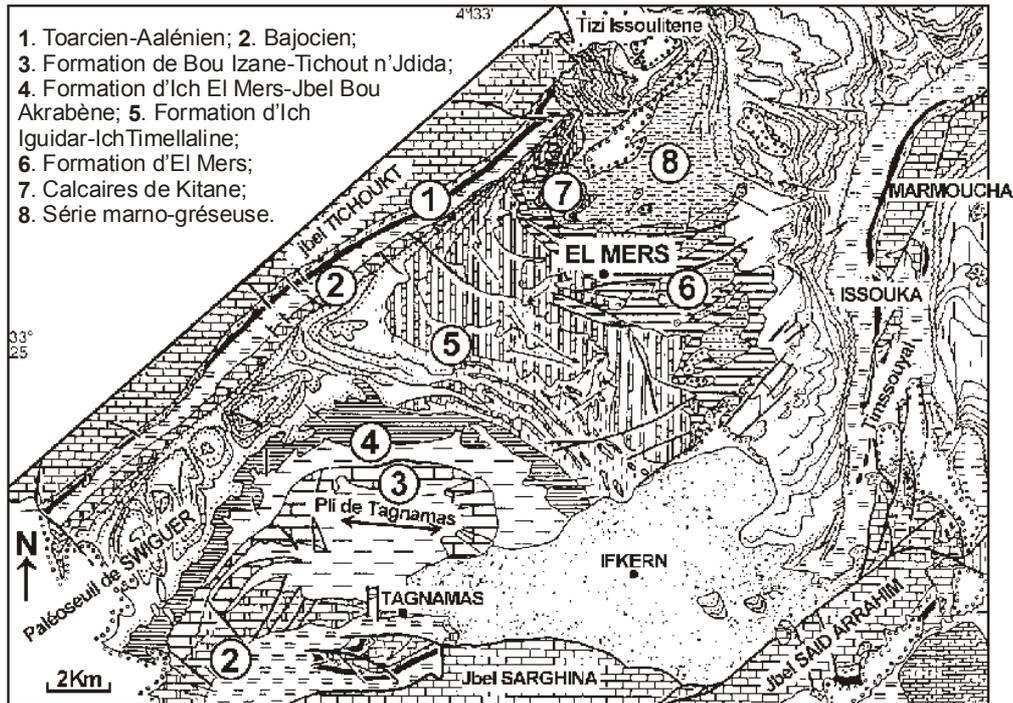


Figure 2. Carte géologique simplifiée du synclinal d'El Mers (Fedan 1989)

EL MERS								Marmoucha	Moyen Atlas NE	Haut Atlas	Hauts Plateaux
AGE	LOG	Colo (1961-64)	Du Dresnay (1963)	Choubert & Faure-Muret, 1967	Fedan (1989)	Charnière (1990)	Découpage adopté	Fedan (1989)	Benzaquen (1965) Akasbi 1993	Du Dresnay (1967)	Medioni (1968)
BATHONIEN : BATHONIEN SUPERIEUR ? CALLOVIEN MOYEN	Progracilis - Morrisi Hodsoni - Retrocostat. Discus 150 m	terme 4		série marno-gréseuse ou complexe IV	série marno-gréseuse	El Mers 2	Formation de Tizi Issoultane		Sommet du terme marno-gréseux	Grès de Guettoua	Marnes de Fritissa
		terme 3	formation d'El Mers	série d'El Mers ou complexe V	calcaires de Kitane formation d'El Mers ou couches d'El Mers	El Mers 1	Formation de Kitane Formation d'El Mers	Sommet des détritiques inférieurs	et base du terme gréseux de Bou Rached	et marnes et grès du Plateau des lacs	grès de Nif El Ogab
		termes 1 et 2	formation d'Ich Timellaline Bou Akrabène: corniche 2b	barre d'Ich Timellaline ou complexe VI	Ich Iguidar Ich Timellaline	formation d'Ich Timellaline Bou Akrabène	Formation d'Ich Timellaline				

Figure 3. Découpage formationnel des dépôts bathoniens d'El Mers et correspondances à l'échelle du domaine des chaînes atlasiques

Les grandes unités formationelles du synclinal d'El Mers

Historique des recherches

Le synclinal d'El Mers, connu des géologues depuis le début des recherches géologiques au Maroc, est la région clé pour l'étude du Jurassique moyen du Moyen Atlas. De plus, il est célèbre par ses gisements de vertébrés dinosauriens et crocodiliens (Termier 1936) et par le pli de Tagnamas qui a fait l'objet de nombreuses prospections pétrolières.

Les dépôts bathoniens, d'extension limitée à l'échelle du Moyen Atlas, sont cantonnés dans les principales

dépressions synclinales (El Mers, Skoura). Ces dépôts, où les marqueurs de datations fiables sont rares, voire absents, ont connu des attributions d'âge et des nomenclatures ayant changé au cours du temps et suivant les auteurs (Fig. 3). Du Dresnay (1963, 1969) a distingué trois formations :

- la Formation de R'cifa, de caractère épirécifal, est marquée par le développement des premier (Ia) et deuxième (Ib) calcaires corniches ;

- la Formation de Jbel Bou Akrabène et d'Ich Timellaline, marno-calcaire et très puissante au sud d'El Mers, est caractérisée par les calcaires corniches de Jbel Bou Akrabène (IIa) et d'Ich Timellaline (IIb) ;

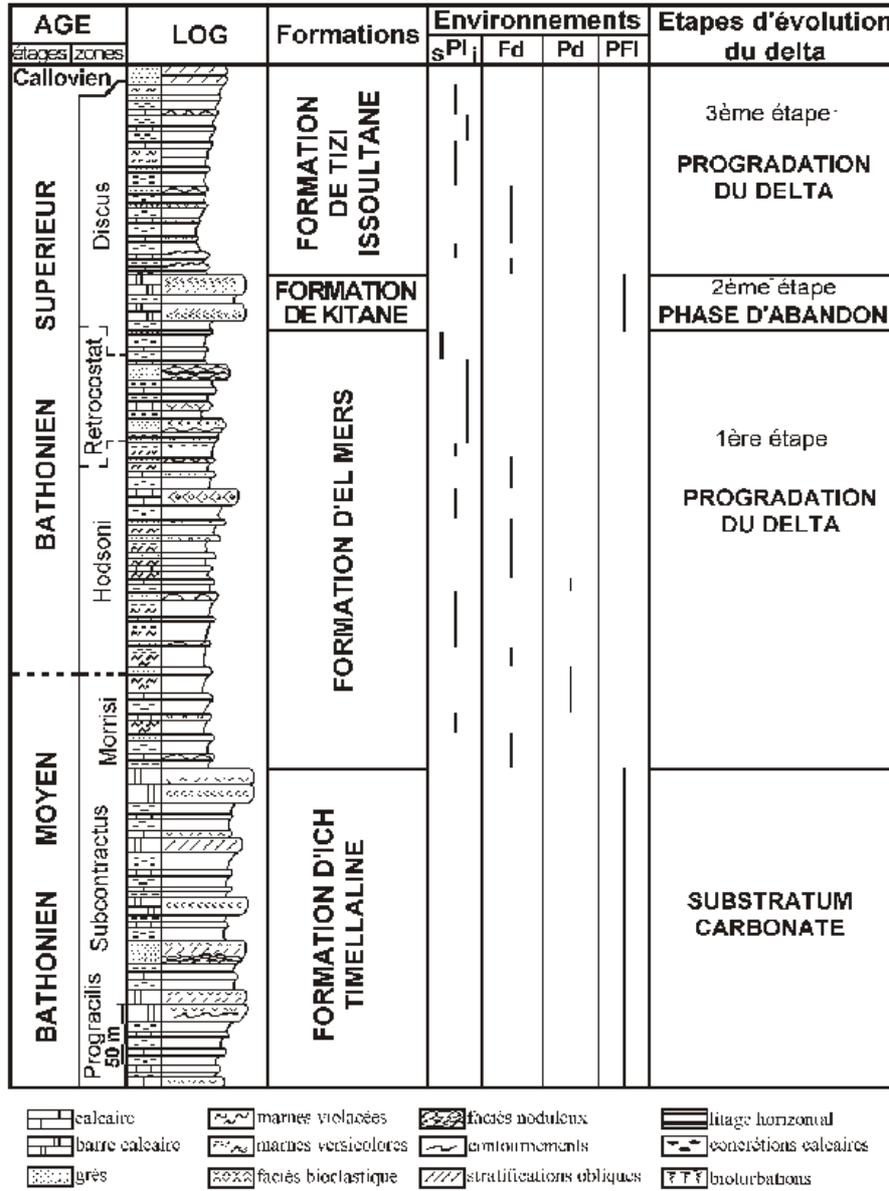


Figure 4. Log stratigraphique synthétique des formations bathoniennes d'El Mers.

– la Formation d'El Mers ou « couches d'El Mers ».

Choubert & Faure-Muret (1967) ont reconnu et défini sept complexes :

- les complexes I et II, équivalents des marnes de Boulemane et des calcaires corniches ;
- le complexe III est composé de marnes grises ou roses que couronne la barre d'Ich El Mers-Jbel Bou Akrabène, il matérialise le passage du Bajocien au Bathonien ;
- le complexe IV, marno-calcaire et plus riche en niveaux calcaires, est coiffé par la barre calcaire d'Ich Iguidar-Ich Timellaline ;
- le complexe V correspond à la série d'El Mers ;
- le complexe VI ou série gréso-marneuse, surmonte les calcaires noirs de Tamguert n'Tarhit ;
- quant au complexe VII, il correspond aux marnes à gypse de Skoura.

En 1989, Fedan a défini dans le Dogger d'El Mers six mésoséquences :

- la première (Bajocien supérieur), post-calcaire corniche, est composée de dépôts marno-calcaires que coiffe la barre de Bou Izane Tichout n'Jdida ;
- la deuxième (passage Bajocien supérieur-Bathonien), essentiellement marneuse, est clôturée par la barre d'Ich El Mers-Jbel Bou Akrabène ;
- la troisième (Bathonien inférieur), plus calcaire et plus dilatée, est couronnée par la barre d'Ich Iguidar-Ich Timellaline ;
- la quatrième (Bathonien moyen), correspondant à la Formation d'El Mers, débute par des calcaires gréseux noduleux et se termine par des argilites rouges et vertes à intercalations gréseuses ou calcaires ;
- la cinquième est représentée par les calcaires noirs de Tamguert n'Tarhit (Bathonien moyen), appelés également

calcaires de Kitane ;

– la sixième mésoséquence correspond à la série marno-gréseuse (Bathonien moyen).

Les changements de nomenclature, le manque de niveaux repères et l'absence de marqueurs biostratigraphiques fiables ont rendu les corrélations du Dogger d'El Mers avec les dépôts équivalents des régions voisines (Skoura, Marmoucha) plus difficiles. Notons également que les attributions d'âge ont fait l'objet de nombreuses controverses (Du Dresnay 1975). Cependant, la découverte dans le calcaire corniche du col de Swiguer d'une faune d'ammonites arabo-malgache (*Ermoceras* sp. ; Du Dresnay 1964) a permis de dater le Bajocien supérieur. De plus, la découverte d'une ammonite (*Cadomites* cf. *bremeri* Tsereteli ; Fedan 1989) dans la Formation d'El Mers, confirme la présence du Bathonien moyen à El Mers.

Dans ce travail, nous proposons un nouveau découpage lithostratigraphique des dépôts bathoniens d'El Mers. Ainsi, quatre formations sont reconnues et définies (Figs 3 et 4): la Formation d'Ich Timellaline, la Formation d'El Mers, la Formation de Kitane et la Formation de Tizi Issoultane. (Soufiani & Fedan 1999).

Les formations bathoniennes du synclinal d'El Mers

Aux dépôts carbonatés néritiques du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur succède un régime deltaïque à paradeltaïque généralisé qui s'accompagne de l'émergence partielle du Moyen Atlas. Ces dépôts bathoniens (Fig. 4), d'extension cartographique limitée, sont circonscrits dans des dépocentres très subsidents. Pour mettre en relief cet épisode de l'évolution du bassin jurassique moyen atlasique et dans le but de faire une analyse fine des dépôts bathoniens, nous avons choisi comme support de cette étude la dépression synclinale d'El Mers (Soufiani & Fedan 1997).

1. La Formation d'Ich Timellaline

a. Présentation et définition

La Formation d'Ich Timellaline (Fig. 5) correspond aux termes 1 et 2 de Colo (1961-64), à la corniche IIb de Du Dresnay (1963) et au complexe IV de Choubert & Faure-Muret (1967). Elle est épaisse de 184 m et rapportée au Bathonien moyen (zone à *Progracilis*, zone à *Subcontractus* et base de la zone à *Morrissi*). Elle constitue le terme ultime de la phase carbonatée bajocienne et sert de substratum pour les autres formations bathoniennes. Cette formation est étudiée à l'ouest (Taghrout Ibladane) et au sud-ouest (Houjlane) du village d'El Mers.

La Formation d'Ich Timellaline est composée de dépôts marno-calcaires alternants où se développent des récurrences gréseuses. Elle est caractérisée par la fréquence des lamellibranches (huîtres et nucules), des brachiopodes (rhynchonelles et térébratules), du quartz détritique silteux, et des bryozoaires, ainsi que par la présence des foraminifères *Glommospira* sp., *Ophthalmidium* sp. et Nubeculariidés.

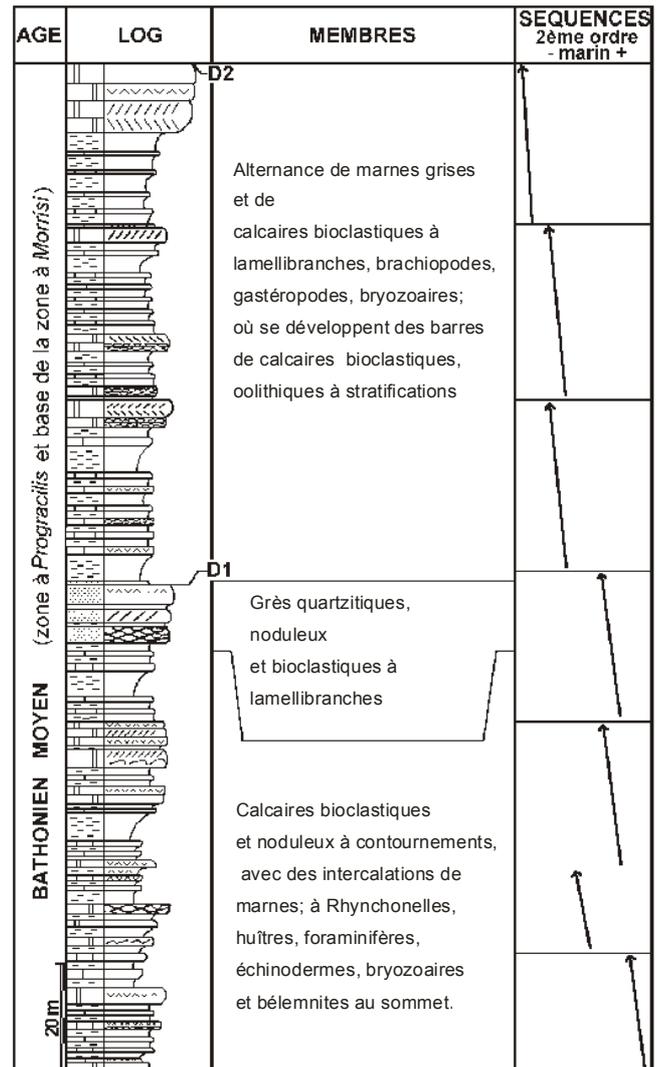


Figure 5. Log stratigraphique synthétique de la Formation d'Ich Timellaline.

b. Etude lithostratigraphique

Cette formation est organisée en trois membres.

Le premier membre est une alternance plus ou moins régulière de marnes grises (localement bioclastiques : huîtres et rhynchonelles) et de calcaires bioclastiques (lamellibranches et brachiopodes) noduleux. Ces calcaires, contournés et à stratifications obliques, forment une barre plurimétrique. Ce membre est caractérisé par l'abondance des lamellibranches, la présence de brachiopodes et de foraminifères ainsi que par la fréquence des bélemnites à son sommet.

Le deuxième membre, essentiellement gréseux, est représenté par des grès quartzitiques, organisés en bancs décimétriques à pluridécimétriques, que séparent des lits de marnes grises et des bancs de calcaires. Il est marqué par l'aspect noduleux des bancs et par la présence des lamellibranches et de la matière organique.

Le troisième membre, marno-calcaire, est coiffé par une barre calcaire. Les marnes sont grises et comportent une semelle de marnes violacées. Quant aux calcaires, ils sont noduleux, bioclastiques et à stratifications obliques. Ce membre est caractérisé par une biophase variée à lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires et foraminifères. La barre sommitale est plurimétrique ; elle est composée d'un calcaire oolithique et peltoïdal qui a livré une biophase à bryozoaires, échinodermes, gastéropodes et lamellibranches ainsi qu'une importante fraction détritique silico-clastique.

c. Analyse sédimentologique

Dans les dépôts bathoniens de la Formation d'Ich Timellaline, différents types de discontinuités sédimentaires sont enregistrés. Elles séparent des séquences sédimentaires d'ordres variés.

Les discontinuités sédimentaires. Au sein de la Formation d'Ich Timellaline, les discontinuités sédimentaires mineures, matérialisées généralement par des croûtes, sont les plus fréquentes. Quant aux discontinuités sédimentaires majeures, elles sont de deux types : D1 est une surface irrégulière qui coiffe la dernière barre gréseuse du deuxième membre, elle se marque par un changement radical de la lithologie qui s'exprime par l'arrêt de la sédimentation gréseuse ; D2 est une surface irrégulière que drape une croûte décimétrique de calcaire bioclastique et qui traduit un changement radical dans les conditions de la sédimentation ; elle clôture la Formation d'Ich Timellaline.

Les faciès. Trois familles de faciès sont reconnues et définies dans cette formation : marnes, calcaires et grès. Les marnes, à concrétions calcaires et le plus souvent grises, montrent une diversité de couleur : verdâtres, gris-verdâtres, jaunâtres et violacées ; elles renferment une biophase variée (rhynchonelles, térébratules, characées et ostracodes) et sont bioturbées. Les calcaires, regroupant les calcaires argileux et gréseux, sont de teintes variées (gris, gris-verdâtres, beiges) et de texture jointive ; ils sont essentiellement bioclastiques, noduleux, et montrent différents types de structures sédimentaires (litage horizontal, stratifications obliques et entrecroisées, bioturbations et contournements). Les grès, généralement des quartzarénites, regroupent également les grès calcaires et les grès ligniteux ; ils sont bioclastiques et noduleux.

Les associations de faciès et séquences sédimentaires. La Formation d'Ich Timellaline est organisée en vingt-six séquences élémentaires négatives qui sont regroupées, en fonction de leurs modes d'agencement et de leurs caractéristiques faciologiques, en six types de séquences. Au 2^{ème} ordre, sept séquences quercynaises sont reconnues ; elles sont regroupées en quatre types de séquences, alors qu'à l'échelle moyenne, deux mésoséquences négatives sont définies et elles témoignent de l'installation de milieux de plate-forme interne.

2. La Formation d'El Mers

a. Présentation et définition

La Formation d'El Mers (Fig. 6), épaisse de 252 m, est l'équivalent du terme 3 de Colo (1961-64), de la Formation

d'El Mers de Du Dresnay (1963) et du complexe V de Choubert & Faure-Muret (1967). Elle est datée du Bathonien moyen (sommet de la zone à Morrisi)-Bathonien supérieur (zones à Hodsoni et Retrocostata, base de la zone à Discus). La coupe a été levée dans les régions de Taghit Aït Youssef et de Taghrout n'Tizdant situées au nord d'El Mers. Elle est composée, essentiellement, de marnes versicolores où s'intercalent des calcaires et des grès. Elle est riche en matière organique et en faune benthique ; à sa base, elle est marquée par des traces de pas tridactyles et des restes d'ossements de vertébrés. Elle a livré une ammonite (*Cadomites* cf. *bremeri* Tsereteli ; Fedan 1989) qui est index de zone du Bathonien moyen de la Mesogée (Mangold 1979) ; elle indique ainsi la zone à Morrisi.

b. Etude lithostratigraphique

La Formation d'El Mers est organisée en cinq membres aux caractéristiques faciologiques variées.

Le premier membre est une alternance de marnes (grises, violacées ou versicolores), de grès et de calcaires noduleux ou bioclastiques. Il est marqué par des traces de pas tridactyles, des ossements de vertébrés, des ammonites, des gyrogonites de characées, des *rhizocorallium* et de la matière organique.

Le deuxième membre est formé d'une alternance de marnes (grises ou versicolores), de grès et de calcaires bioclastiques noduleux. Il est caractérisé par des ammonites, des *rhizocorallium*, un aspect noduleux des bancs gréseux et calcaires, des lamellibranches et du quartz détritico silteux.

Le troisième membre est composé d'une alternance de marnes (grises ou violacées), de calcaires et de grès bioclastiques. Il est marqué par une lumachelle à huîtres et à rhynchonelles, brachiopodes, bryozoaires et ripple-marks. Au sommet de ce membre, se développent, dans les marnes, des concrétions calcaires à valeur de paléosol.

Le quatrième membre, essentiellement gréseux, montre de rares passées de calcaires gréseux, de calcaires et de marnes grises. Il est caractérisé par de la matière organique, une biophase variée (brachiopodes, échinodermes, ostracodes, gastéropodes, bryozoaires, foraminifères), du gypse, des ripple-marks et un aspect noduleux des bancs.

Le cinquième membre est représenté par des marnes grises et versicolores où s'intercalent de rares bancs de grès et de calcaires. Il est marqué par des lamellibranches, échinodermes, gypse et ostracodes.

c. Analyse sédimentologique

Les dépôts détritiques de la Formation d'El Mers ont enregistré différents types de discontinuités sédimentaires. Ils sont organisés en séquences deltaïques où différents types sont définis.

Les discontinuités sédimentaires. Dans la Formation d'El Mers, divers types de discontinuités sédimentaires, d'expression locale, sont définis. Cependant, elle n'a enregistré que deux discontinuités sédimentaires d'expression régionale que matérialisent des surfaces

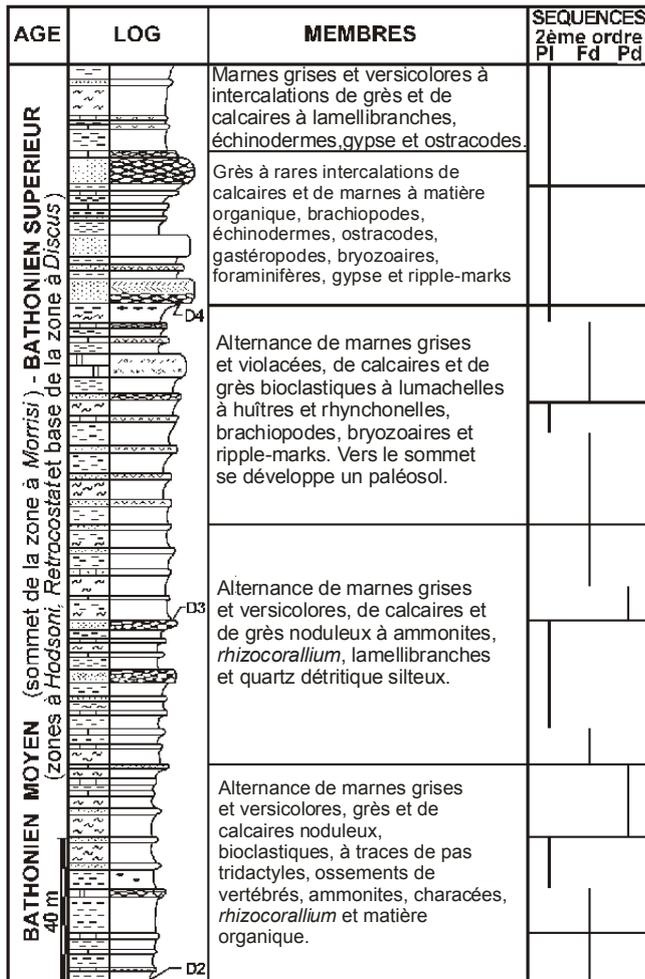


Figure 6. Log stratigraphique synthétique de la Formation d'El Mers.

ravinantes : la première, D3, affecte le deuxième membre et s'accompagne d'un changement de la lithologie ; quant à la deuxième, D4, elle coiffe le troisième membre et annonce l'arrivée massive des grès ainsi que l'apparition de la matière organique.

Les faciès. Trois familles de faciès sont définies dans la Formation d'El Mers : marnes, calcaires et grès. Les marnes (grises, versicolores ou violacées), à biophase variée (brachiopodes, lamellibranches, ostracodes, gyrogonites de characées, gastéropodes, radioles d'échinides), sont riches en concrétions calcareuses et charbonneuses. Les grès (gris, gris-violacés, verdâtres, jaunes et noirs), organisés en bancs et en lentilles, montrent des caractéristiques faciologiques variées : grès quartzitiques, argileux et calcareux ; grès noduleux, en plaquettes et chenalisés ; développement de litage horizontal, de stratifications obliques et entrecroisées.... Les calcaires (gris, gris-jaunâtres, gris-verdâtres, rouges ou noirs), de texture jointive, sont organisés en bancs, en lentilles et en concrétions. Ils sont le plus souvent bioclastiques (lamellibranches, foraminifères, ostracodes, échinodermes, gyrogonites de characées et bryozoaires), noduleux ou pseudonoduleux, en plaquettes ou chenalisés ; ils montrent des stratifications obliques ou

entrecroisées, un litage horizontal et des herringbone structures.

Associations de faciès et séquences sédimentaires. Les faciès de la Formation d'El Mers sont agencés en cinquante séquences élémentaires où sept types de séquences sont reconnus. Ces séquences sont agencées, au 2^{ème} ordre, en neuf séquences où cinq types sont définis. Ces séquences deltaïques caractérisent les environnements suivants : le prodelta, le front de delta et la plaine deltaïque. A l'échelle moyenne, ces séquences élémentaires sont agencées en trois mésoséquences négatives. La première est composée par les enchaînements : front de delta – plaine deltaïque et prodelta – front de delta – plaine deltaïque ; ces agencements séquentiels sont caractéristiques d'environnements s'échelonnant du subtidal au continental. La deuxième est formée par les successions : prodelta – front de delta – plaine deltaïque et front de delta – plaine deltaïque attestant de l'instauration d'un milieu tidal (intertidal à subtidal voire supratidal) à continental. La troisième est constituée de séquences de plaine deltaïque inférieure et supérieure que surmontent des séquences quercynois (Formation de Kitane).

3. La Formation de Kitane

a. Présentation et définition

La Formation de Kitane (Fig. 7), puissante de 32 m, est attribuée au Bathonien supérieur (base de la zone à Discus). La coupe-type a été levée dans les régions de Taghrouit n'Tizdamt et de Boulqirine, situées respectivement au nord et au nord-est d'El Mers. Elle est formée essentiellement de calcaires de haute énergie noirs, que caractérisent lamellibranches, quartz détritico silteux, échinodermes et foraminifères.

b. Etude lithostratigraphique

La Formation de Kitane est organisée en deux membres, appelés 1^{er} et 2^{ème} Kitane.

Le 1^{er} Kitane est représenté par des calcaires de texture jointive où s'intercalent de rares passées marneuses. Il est marqué par un faciès oolithique et pelletoidal, par des lamellibranches, quartz détritico silteux et foraminifères (*Glommospira* sp.). Le 2^{ème} Kitane est composé de calcaires de texture jointive, noirs, à la base desquels se développent des passées marneuses. Il est caractérisé par des faciès oolithiques et pelletoidaux ainsi que par l'abondance de lamellibranches, échinodermes, quartz détritico silteux et foraminifères.

c. Analyse sédimentologique

La Formation de Kitane a enregistré différents types de discontinuités sédimentaires. Elle montre divers faciès, agencés en séquences sédimentaires d'ordres variés.

Les discontinuités sédimentaires. Les discontinuités sédimentaires, d'importance locale, sont nombreuses et diversifiées. Quant aux discontinuités sédimentaires

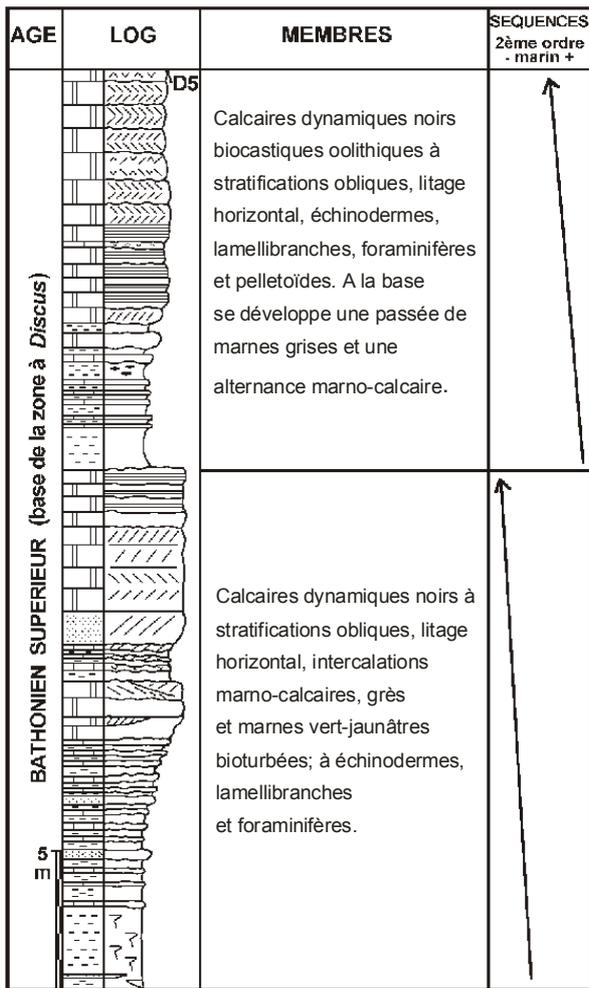


Fig. 7. Log stratigraphique synthétique de la Formation de Kitane.

d'expression régionale, elles sont représentées par la discontinuité sédimentaire majeure (D5) qui coiffe la Formation de Kitane. Ce hiatus est matérialisé par une croûte de calcaire bioclastique (Boulqcirine) ou par une surface irrégulière, ferrugineuse, bioturbée et encroûtée à huîtres (Taghrout n°Tizdant).

Les faciès. Ils sont représentés par les marnes grises à ostracodes et les calcaires de haute énergie noirs à lamellibranches, quartz détritiques silteux et foraminifères.

Associations de faciès et séquences sédimentaires. La Formation de Kitane est organisée en quatre séquences élémentaires qui s'agencent en deux séquences de type quercynois, témoignant du retour des conditions néritiques dans le synclinal d'El Mers.

4. La Formation de Tizi Issoultane

a. Présentation et définition

La Formation de Tizi Issoultane (Fig. 8) correspond au terme 4 de Colo (1961-64), à la Formation d'El Mers de Du Dresnay (1963) et au complexe VI ou série grés-marneuse de Choubert & Faure-Muret (1967). Attribuée au Bathonien supérieur (zone à *Discus*), elle est épaisse de 107 m. Elle est composée de marnes (grises ou versicolores) où

s'intercalent des grès et des calcaires. A son sommet, se développent des grès quartzitiques qui forment d'importantes barres. La coupe-type a été levée dans la région de Tal'Aynt, située au nord d'El Mers.

b. Etude lithostratigraphique

Les dépôts bathoniens de la Formation de Tizi Issoultane sont organisés en sept membres.

Le premier membre est une alternance de marnes grises et de calcaires bioclastiques noduleux. Il est caractérisé par des lamellibranches et des brachiopodes.

Le deuxième membre est composé de marnes où se développent deux bancs décimétriques de calcaires : l'un dans la partie médiane et l'autre au sommet. Les marnes, grises et riches en lamellibranches, montrent une fréquence de bois fossiles au sommet.

Le troisième membre est une alternance de marnes grises, de grès et de calcaires bioclastiques noduleux. Les calcaires, à ripple-marks, ont livré une macrofaune à lamellibranches et brachiopodes. La base de ce membre est marquée par une microfaune à foraminifères et ostracodes.

Le quatrième membre est formé de marnes (grises, versicolores et violacées) où se développent des niveaux de calcaires et de grès. Il est caractérisé par des lamellibranches et ostracodes.

Le cinquième membre est représenté par des marnes grises à lamellibranches où s'intercalent des bancs de calcaires bioclastiques noduleux qui sont bien développés à la base.

Le sixième membre est composé de marnes (grises et versicolores) à lamellibranches, qui sont chargées en bancs de grès et de calcaires.

Le septième membre est représenté par des grès quartzitiques à stratifications obliques, organisés en barres au sommet.

c. Analyse sédimentologique

Dans la région de Tal'Aynt, les dépôts bathoniens de la Formation de Tizi Issoultane montrent différents types de discontinuités sédimentaires et sont organisés en séquences sédimentaires d'ordres variés.

Les discontinuités sédimentaires. Les discontinuités sédimentaires d'importance locale sont très diversifiées. Quant aux discontinuités régionales, au nombre de trois, elles sont matérialisées par : des changements brusques de la lithologie (D6 : sommet du deuxième membre) qui s'accompagnent de la disparition de la matière organique et de l'apparition des rhynchonelles, des foraminifères, des lumachelles (lamellibranches et rhynchonelles) et des ripple-marks lingoïdes et symétriques; la croûte de calcaire lumachellique à huîtres (D7 : toit du troisième membre), qui marque la disparition des brachiopodes et des ripple-marks et la raréfaction des lumachelles devenant essentiellement à huîtres et nucules; la croûte de calcaire bioclastique à lamellibranches (D8 : sommet du cinquième membre) qui

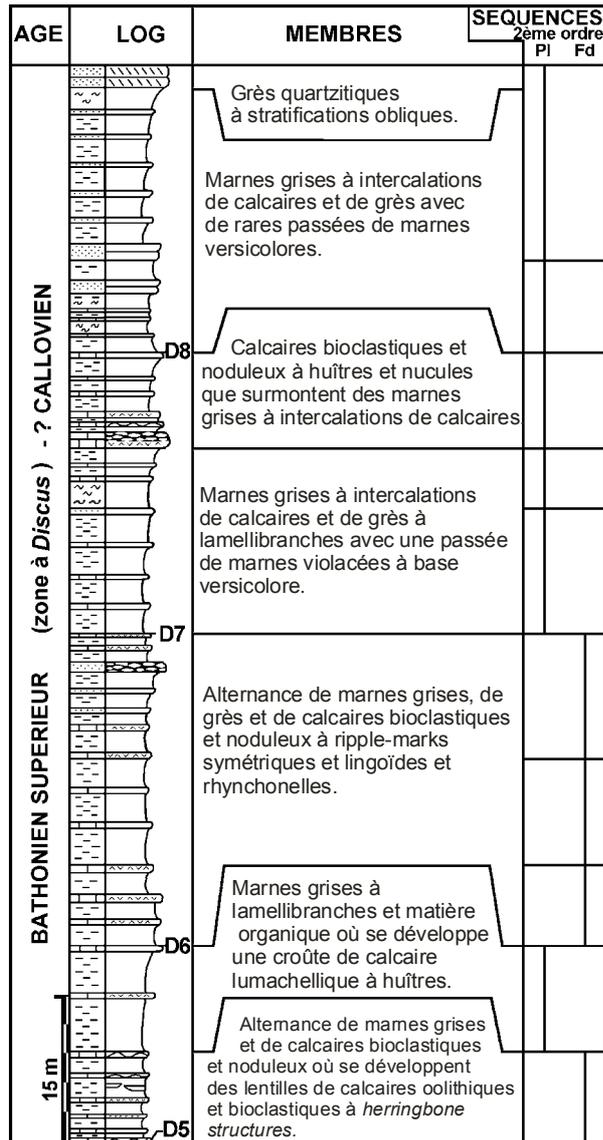


Figure 8. Log stratigraphique synthétique de la Formation de Tizi Issoultane.

traduit la disparition des lumachelles et la raréfaction des huîtres et nucules.

Les faciès. Trois familles de faciès sont reconnues et définies : les marnes, les calcaires et les grès. Les marnes (grises, versicolores ou violacées) sont bioclastiques, silteuses, bioturbées et riches en concrétions calcaires. Les calcaires, bioclastiques, noduleux et de teintes variées sont de texture jointive ; ils regroupent également les calcaires argileux et les calcaires gréseux. Les grès sont représentés par des quartzarénites et par des grès calcareux, bioclastiques et noduleux.

Associations de faciès et séquences sédimentaires. Les différents faciès de la Formation de Tizi Issoultane sont agencés en séquences dont la puissance, la polarité et l'importance sont variées. En effet, vingt-neuf séquences élémentaires, réparties en huit types, sont reconnues. Ces séquences sont regroupées au 2^{ème} ordre en dix séquences

où quatre types sont définis. Ces séquences traduisent l'instauration d'environnements deltaïques (front de delta et plaine deltaïque). A l'échelle moyenne, quatre méso-séquences négatives sont reconnues. La première est composée d'une succession de séquences de front de delta et de plaine deltaïque. La deuxième est composée de séquences de front de delta. Quant à la troisième et à la quatrième, elles sont des séquences de plaine deltaïque. Ces méso-séquences traduisent l'évolution d'un complexe deltaïque.

5. Conclusion

Les dépôts du Bathonien moyen-supérieur du synclinal d'El Mers sont organisés en quatre formations. La Formation d'Ich Timellaline, d'âge bathonien moyen (zones à Progracilis et Subcontractus, base de la zone à Morrissi), est représentée par des dépôts marno-calcaires où s'intercalent des grès. Ces grès, de position médiane, sont coiffés par la discontinuité sédimentaire majeure D1 datée de 161,8 Ma. Cette formation, qui reflète l'installation de milieux de plate-forme interne, est couronnée par la discontinuité sédimentaire majeure D2, datée de 160,8 Ma. La Formation d'El Mers, attribuée au Bathonien moyen (sommet de la zone à Morrissi)- Bathonien supérieur (zones à Hodsoni et Retrocostatum, base de la zone à Discus), est constituée par des marnes grises ou versicolores, des calcaires bioclastiques et oolithiques noduleux à stratifications obliques et entrecroisées ainsi que par des grès bioclastiques noduleux à stratifications obliques et entrecroisées. La discontinuité sédimentaire majeure D4, qui clôture le troisième membre de cette formation, est datée de 159,8 Ma. La Formation de Kitane, rapportée au Bathonien supérieur (base de la zone à Discus), est formée de deux membres (1^{er} et 2^{ème} Kitane), marno-calcaires à la base et calcaires au sommet. Cette formation est clôturée par la discontinuité sédimentaire majeure D5, datée de 158,5 Ma. Ce hiatus annonce un arrêt du régime néritique et un retour aux conditions deltaïques. La Formation de Tizi Issoultane, datée du Bathonien supérieur (zone à Discus), est composée de marnes grises ou versicolores, de calcaires et de grès bioclastiques noduleux à ripple-marks. Ces dépôts, caractéristiques d'environnements de front de delta et de plaine deltaïque, traduisent des milieux péritidaux à continentaux

Evolution structuro-sédimentaire du dépocentre d'El Mers

Introduction

Dans le dépocentre d'El Mers (Figs 2 et 4), la barre calcaire d'Ich Timellaline représente le terme ultime de la phase carbonatée jurassique. Elle est relayée par des dépôts détritiques où se développent des récurrences carbonatées. Cet événement détritique traduit une évolution complexe et polyphasée durant le Bajocien et le Bathonien, où sont définies les différentes étapes de la vie d'un complexe deltaïque à paradeltaïque. Cette dynamique deltaïque, qu'interrompt un épisode carbonaté (la Formation de Kitane), est matérialisée par les formations d'El Mers et de Tizi Issoultane.

Evolution géodynamique

La Formation d'Ich Timellaline, organisée en séquences quercynois, témoigne de l'instauration d'une plate-forme carbonatée interne. Elle sert de substratum pour les formations détritiques du Bathonien. La Formation d'El Mers matérialise la première étape du développement du système deltaïque. La Formation de Kitane en constitue la deuxième étape, bien qu'elle reflète une phase d'abandon. Quant à la Formation de Tizi Issoultane, elle témoigne de la réinstallation du régime deltaïque

1. La première étape: progradation du delta

La Formation d'El Mers est composée, essentiellement, de grès et de marnes versicolores d'origine deltaïque. Son évolution spatio-temporelle retrace une série d'environnements sédimentaires qui s'échelonnent du prodelta à la plaine deltaïque.

Durant cette étape d'évolution, la progradation du delta aboutit à l'édification de plusieurs lobes deltaïques et permet ainsi aux dépôts d'atteindre les milieux les plus profonds, de type prodeltaïque. En effet, la première mésoséquence traduit l'avancée de deux lobes deltaïques : le premier est formé par la succession front de delta – plaine deltaïque ; quant au deuxième, il balaye toutes les séquences deltaïques. La deuxième mésoséquence est constituée de deux lobes deltaïques : le premier, à dominance marine, se traduit par l'instauration d'un prodelta ; quant au deuxième, il est de tendance continentale et se marque par l'installation d'un paléosol au toit de la séquence. Cette mésoséquence est composée de séquences de plaine deltaïque, soumises à la base à des influences marines (plaine deltaïque inférieure) et au sommet à des influences fluviatiles (plaine deltaïque supérieure).

Les dépôts bathoniens de la Formation d'El Mers sont donc essentiellement détritiques et de caractère deltaïque. Ils se sont déposés dans un milieu qui s'échelonne de la zone subtidale (prodelta) jusqu'au milieu continental (plaine deltaïque supérieure).

2. La deuxième étape: phase d'abandon

Cette deuxième étape est caractérisée par un arrêt de la sédimentation détritique, d'où le développement de dépôts carbonatés dans un environnement néritique. On assiste là, à l'instauration d'une phase d'abandon que matérialise la Formation de Kitane. L'organisation séquentielle des dépôts de cette formation, de type quercynois, traduit l'installation d'une plate-forme carbonatée interne.

3. La troisième étape : progradation du delta

La troisième étape est marquée par la reprise de la progradation du complexe deltaïque, d'où l'élaboration de trois mésoséquences. La première est composée par la succession front de delta – plaine deltaïque ; la deuxième est de type front de delta. Quant à la troisième, elle atteste du développement d'une plaine deltaïque.

Tout au long de la Formation de Tizi Issoultane, représentative de cette dernière étape, les dépôts bathoniens

se sont déposés dans un milieu peu profond, généralement de type deltaïque.

Conclusion

Dans le dépo-centre d'El Mers, l'installation du système deltaïque bathonien s'est déroulée en deux étapes majeures. La première, la plus marine (fréquence de séquences prodeltaïques) est matérialisée par la Formation d'El Mers. Quant à la deuxième, elle est représentée par la Formation de Tizi Issoultane, organisée en séquences de plaine deltaïque. Ces deux étapes d'évolution sont séparées par la phase d'abandon que matérialise le développement des calcaires de Kitane.

PRESENTATION ET DEFINITION DU DEPOCENTRE DE SKOURA

Le dépo-centre de Skoura est une structure synforme orientée NE-SW (Fig. 9). Il est limité à l'est par la ride de Tichoukt, à l'ouest par l'accident nord moyen atlasique, au nord-est par le paléoseuil de Tazarine et au sud-ouest par le synclinal crétacé de Tirhboula.

Les dépôts bathoniens, voire calloviens, du dépo-centre de Skoura, essentiellement argilo-gréseux et évaporitiques, succèdent aux calcaires dynamiques de la Formation d'Ich Timellaline-Bou Akrabène (Fig. 10).

Le Bathonien moyen (zone à Morrissi)-Bathonien supérieur, est représenté par la succession suivante : la barre gréseuse d'Aïn Brell (sommet de la Formation d'Ich Timellaline-Bou Akrabène) ; les marnes lie-de-vin à characées, dasycladales, foraminifères et ostracodes (Formation d'El Mers 1 de Charrière 1990), qui comportent une semelle dolomitique ou calcaréo-dolomitique à paléosols et ripple-marks, les calcaires argileux grisâtres.

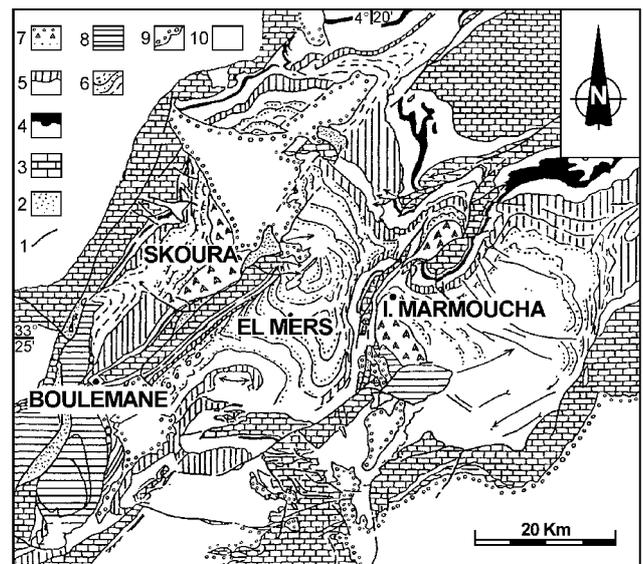


Figure 9. Carte géologique simplifiée des synclinaux de Skoura, El Mers et Marmoucha (Fedan 1989). 1, faille ; 2, Trias ; 3, Lias carbonaté ; 4, Toarcien et Aalenien-Bajocien ; 5, Marnes de Boulemane et calcaire corniche ; 6, dépôts post-calcaire corniche ; 7, trilogie de sénescence ; 8, Crétacé ; 9, Miocène, 10, Mio-Pliocène et Quaternaire.

Le Bathonien supérieur est formé par des dépôts essentiellement gréseux où s'intercalent des marnes vertes, rouges ou versicolores (la série marno-gréseuse de Choubert & Faure-Muret 1967, ou Formation d'El Mers 2 de Charrière 1990). Au sommet, ces grès sont organisés en barres (grès de Taghouth) que séparent des lits de marnes ligniteuses. Ces dépôts sont caractérisés par des restes d'ossements de vertébrés, characées, ostracodes, échinodermes, brachiopodes, polypiers, algues et foraminifères.

Les dépôts du Callovien -? Oxfordien sont composés des termes suivants: les marno-calcaires d'El Harech (lumachelles à lamellibranches ou à gastéropodes) et marno-calcaires à lamellibranches, rhynchonelles et échinodermes; les calcaires à faune lagunaire et à bois silicifiés; les marnes à gypse de Skoura de Choubert & Faure-Muret (1967) ou Formation d'El Mers 3 de Charrière (1990). Le gypse apparaît à la base de ces marnes verdâtres azoïques où il constitue des bancs massifs.

Les dépôts bathoniens, voire calloviens -? oxfordiens, du déposé de Skoura ont évolué dans un milieu supratidal à continental voire lagunaire (Charrière 1990).

EVOLUTION COMPARÉE D'EL MERS ET DE SKOURA

Au cours du Dogger, le remplissage des deux déposécentres d'El Mers et de Skoura (Fig. 10) s'est effectué par des dépôts dont la lithologie, la puissance et l'organisation séquentielle ont changé dans le temps et dans l'espace. Dans le déposécentre d'El Mers, la Formation d'Ich Timellaline (Bathonien moyen) est l'équivalent des calcaires dynamiques de la Formation d'Ich Timellaline-Bou Akrabène (Bathonien moyen) à Skoura. Ils traduisent l'instauration d'un régime néritique carbonaté dans les deux déposécentres. Vers le sommet du Bathonien moyen, un changement radical est survenu dans les deux déposécentres avec la généralisation de la sédimentation deltaïque. A El Mers, les différentes étapes de l'évolution d'un complexe deltaïque sont définies (prodelta, front de delta et plaine deltaïque), alors qu'à Skoura, ce type de dépôts deltaïques est représenté par la barre gréseuse d'Aïn Brell et les marnes lie-de-vin. Le dépôt des calcaires de Kitane d'El Mers et des calcaires argileux grisâtres de Skoura, assure le retour à un régime néritique carbonaté qui favorise une homogénéisation paléogéographique. Dès le sommet du Bathonien supérieur, les deux déposécentres évoluent en plaines deltaïques, réceptacles de la Formation de Tizi Issoultane (El Mers), de la série marno-gréseuse et faciès assimilés (Skoura).

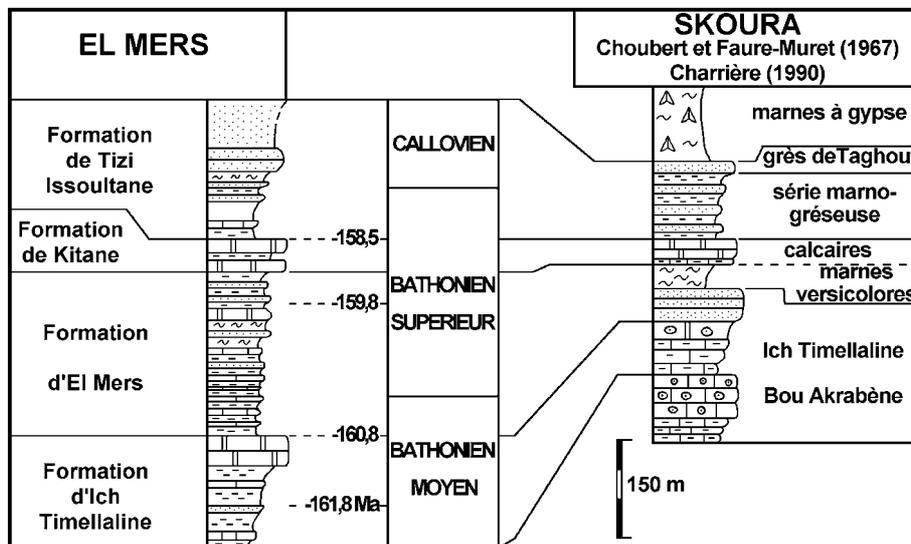


Figure 10. Comparaison des dépôts bathoniens des déposécentres d'El Mers et de Skoura.

Les déposécentres d'El Mers et de Skoura ont suivi au cours du Bathonien moyen-Bathonien supérieur, voire Callovien, des évolutions différentes qui sont guidées par la mobilité des rides majeures, la subsidence des aires de sédimentation et l'instabilité des zones bordières. En effet, la configuration du déposécentre d'El Mers a changé au fil des temps suite à la migration des aires de subsidence ; de plus, dans sa série de remplissage, les indices d'une tectonique

synsédimentaire sont fréquents. Le déposécentre de Skoura est encadré, également, par des bordures mobiles et accidenté par des failles transverses actives. Les dépôts bathoniens de ces deux déposécentres, représentent le terme ultime de la série de remplissage du bassin moyen atlasique (Fedan 1989). Ils ont enregistré les différentes étapes de la sénescence de ce bassin qui s'est déroulée dans un contexte tectonique actif.

PLACE DES DEPOTS BATHONIENS D'EL MERS ET DE SKOURA DANS L'EVOLUTION DU MOYEN ATLAS

Au cours du Bathonien -? Callovien, le Moyen Atlas a connu des bouleversements paléogéographiques, structuraux et sédimentologiques (Fedan *et al.* 1989, 1997, Laville & Fedan 1989). Aux dépôts carbonatés néritiques du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur a succédé un régime deltaïque à paradeltaïque généralisé qui s'est accompagné de l'émergence partielle du Moyen Atlas. Ce régime deltaïque que matérialisent des dépôts détritiques (grès et marnes versicolores) est relayé, à Skoura, par un régime

lagunaire (marnes à gypse de Skoura). Ces dépôts bathoniens, d'extension limitée, sont cantonnés dans des cuvettes et des dépressions synclinales étroites (El Mers, Skoura, Marmoucha...) dont l'évolution retrace les différentes étapes de la sénescence du bassin moyen atlasique (Figs. 9 et 10).

Les détritiques silicico-clastiques traduisent l'arrivée de corps progradants, d'origine lointaine, dans le bassin jurassique moyen atlasique (Akasbi 1993).

Après cette évolution bathono -? calloviennne, la mer se retire du bassin jurassique moyen atlasique, comblé, pour se cantonner dans la partie nord-orientale.

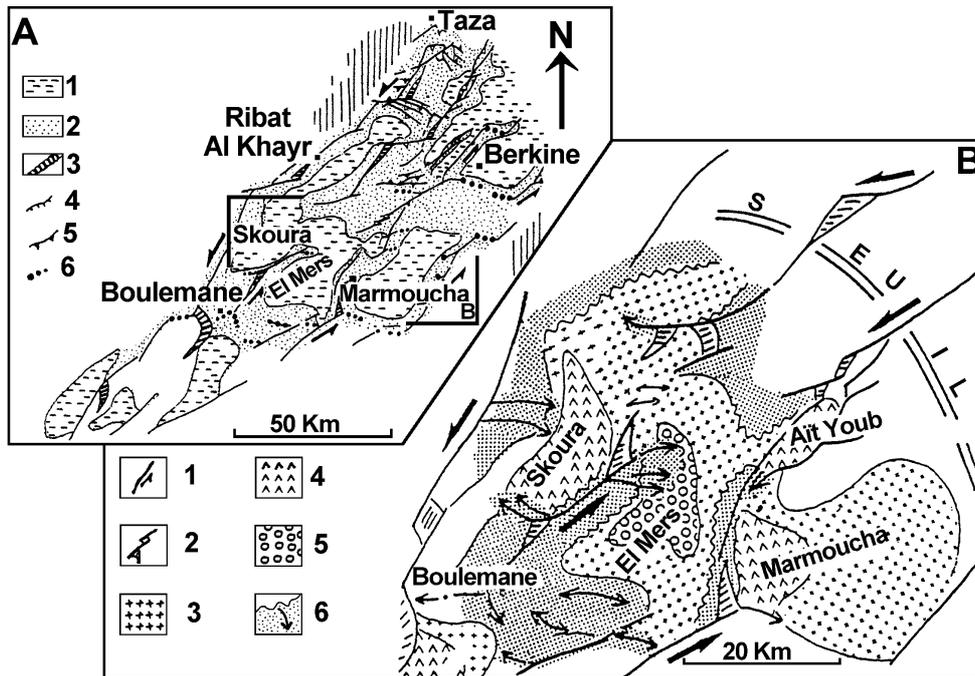


Figure 11. Modèle d'évolution du Moyen Atlas au Bathonien. A, schéma d'ensemble (Sabaoui 1998) : 1, dépocentre ; 2, ride ou haut-fond ; 3, dykes de gabbro ; 4, faille normale ; 5, faille inverse ; 6, pli conique. B, Les dépocentres de Skoura, El Mers et Marmoucha. 1, décrochement ; 2, rides avec intrusions ; 3, dépocentre ; 4, lagune (sebkha) ; 5, Formation d'El Mers et série marno-gréseuse ; 6, rides actives.

CONCLUSIONS

Les dépôts bathoniens du synclinal d'El Mers sont organisés en quatre formations dont l'âge s'échelonne du Bathonien moyen au Bathonien supérieur : la Formation d'Ich Timellaline, la Formation d'El Mers, la Formation de Kitane et la Formation de Tizi Issoultane. Ils sont connus à l'échelle des chaînes atlasiques et de l'avant-pays rifain nord-oriental où ils sont encadrés par les phases carbonatées du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur et du Kimméridgien-Portlandien (Fig. 3).

Ils englobent, à Skoura, dans le Moyen Atlas : le sommet d'Ich Timellaline (barre d'Aïn Brell), les marnes versicolores, les calcaires, les marnes gréseuses et les grès de Taghout (Choubert & Faure-Muret 1967, Charrière

1990). Ils sont les équivalents, également dans le Moyen Atlas, du sommet des détritiques inférieurs (Marmoucha : Fedan 1989), du sommet du terme marno-gréseux et de la base du terme gréseux des grès de Bou Rached (Benzaquen 1965, Akasbi 1993), alors que dans le Haut Atlas, ils correspondent aux grès de Guettoua ainsi qu'aux marnes et grès du Plateau des Lacs (Du Dresnay 1987). De plus, dans les Hauts Plateaux, ils sont représentés par les marnes de Fritissa et les grès de Nif El Ogab (Medioni 1968).

L'installation d'un système deltaïque dans le synclinal d'El Mers est tripartite. Elle est représentée par deux phases actives que sépare une phase d'abandon. La Formation d'Ich Timellaline sert donc de substratum à ce complexe deltaïque.

La migration de l'aire de subsidence du dépo-centre d'El Mers est concomitante de la surrection continue des rides bordières, d'où le développement d'une sédimentation chaotique et de dépôts de haute énergie, ainsi que la génération de structures gravitaires et de discordances angulaires locales. La plus célèbre de ces discordances est la discordance de Tizi Issoulitène (Du Dresnay 1963, Fedan 1989). A Tizi Issoulitène, terminaison nord-est de la ride de Tichoukt, la série marno-gréseuse (Bathonien supérieur) transgresse sur les différents termes du Lias et du Dogger. A titre d'exemple, dans la région de Sidi Mohamed Azarwal, les dépôts du Bathonien moyen-supérieur reposent directement sur le sommet des marnes de

Boulemane et le calcaire corniche bajociens par le biais d'une discordance angulaire (Du Dresnay 1979, Soufiani *et al.* 1997).

Au cours de cette évolution bathonienne, le domaine des chaînes atlasiques est soumis à un début de serrage donc de structuration.

Remerciements

Les auteurs remercient vivement le Professeur Ana Cristina Azerêdo (Université de Lisbonne) pour ses remarques judicieuses et constructives, qui ont contribué à l'amélioration du texte original.

Références

- Akasbi A. 1993. *Le Moyen Atlas nord-oriental au Dogger. contexte géodynamique méso-cénozoïque. Comparaison avec le bassin de Guercif et les Hauts Plateaux.* Thèse de 3^{ème} cycle, Université Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 264 p.
- Akhssas A. 1993. *Le Moyen Atlas nord-oriental au Lias. Contexte géodynamique méso-cénozoïque. Comparaison avec le bassin de Guercif et les Hauts Plateaux.* Thèse de 3^{ème} cycle, Université Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 202 p.
- Benzaquen M. (avec la participation de Hamel Ch. & Medioni R.) 1965. Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. *Rapport inédit Serv. Carte géol. Maroc.* (B.E.B.S).
- Charrière A. 1990. *Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc).* Thèse Doctorat Sciences Naturelles, Université de Toulouse III, 589 p.
- Charroud M. 1990. *Evolution géodynamique de la partie sud-ouest du Moyen Atlas durant le passage Jurassique-Crétacé et le Paléogène: un exemple d'évolution intraplaque.* Thèse de 3^{ème} cycle, Université Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 232 p.
- Choubert G. 1956. Carte géologique du Maroc au 1/500.000, feuille Rabat. *Notes et Mém. Serv.géol. Maroc*, 70.
- Choubert G. & Faure-Muret A. 1960-62. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In : Livre-mémoire P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, 1, 447-527.
- Choubert G. & Faure-Muret A. 1967. Le Jurassique de la région d'El Mers-Skoura (Moyen Atlas). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 200, 9-32.
- Colo G. 1961-1964. Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. 2 vol. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc.* 139 et 139 bis, 165-190.
- Delfaud J. 1974. Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. géol. France* (7), XVI, 6, 643-650.
- Delfaud J. 1984. Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. *Bull. Centres Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 8, 1, 27-53.
- Delfaud J. 1986. Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. *Bull. Centres Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 10, 2, 509-535.
- Dresnay R. du 1963. Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 6, 883-900.
- Dresnay R. du 1964. Les découvertes, dans le Dogger du Maroc, de faunes d'Ammonites de la province arabe de Boulemane et le calcaire corniche bajociens par le biais d'une discordance angulaire (Du Dresnay 1979, Soufiani *et al.* 1997).
- Dresnay R. du 1969. Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiées par Mlles Y. Attims, F. Cremer & F. Gazeau. In : Bois Fossiles du Mésozoïque du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 210, 139-161.
- Dresnay R. du 1975. Données topographiques, stratigraphiques et paléontologiques concernant une ammonite citée dans la formation d'El Mers (Moyen Atlas, Maroc), et leurs conséquences sur l'âge attribué à cette formation. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, 6, 1144-1146.
- Dresnay R. du 1979. Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In : Symposium « Sédimentation jurassique W-européenne ». *A. S. F., Publication spéciale* 1, 345-365.
- Dresnay R. du 1987. Jurassic development of the region of the Atlas Montains of Morocco: chronology, sedimentation and structural significance. *Earth Sci. Soc. Libya, Eighteenth Field Conf.*
- Fedan B. 1989. Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochement : le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Trav. Inst. Sci., sér. Géol. & Géogr. phys., Rabat*, 18, 1-80.
- Fedan B., Laadila M., Boutakiout M., Benjelloun F., Saadi Z. & Ouahbi W. 1997. Les grandes étapes de l'évolution géodynamique de la marge sud-téthysienne. L'exemple du méso-cénozoïque marocain. *Marges téthysiennes d'Afrique du Nord*, Paris, Décembre 1997, p. 43
- Fedan B., Laville E. & El Mezgueldi A. 1989. Le bassin jurassique du Moyen Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relai de décrochements. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 6, 1123-1136.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hedberg H. 1979. *Guide stratigraphique internationale. classification, terminologie et règles de procédures.* Doin édit., Paris, 233 p.
- Hollard H., Bronner G., Marchand J. & Sougy J. 1985. Carte géologique du Maroc au 1/1.000.000. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 260.
- Laville E. & Fedan B. 1989. Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 84, 3-28.
- Mangold Ch.A. 1979. Le Bathonien de l'Est du Subbétique (Espagne du Sud). *Cuad. Geol.*, Granada, 10, 271-282.
- Martin J. 1973. Carte géomorphologique du Moyen Atlas central au 1/100.000. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 258 bis, 445 p. + pl. phot.

- Martin J. 1981. Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 258.
- Medioni R. 1968. Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 1/100.000. Feuilles Hassi El Ahmar et Matarka (Meseta orientale marocaine). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 190 bis et 191 bis. 42 p.
- Michard A. 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.
- Rioult M., Dugue O., Jan du Chene R., Ponsot C., Fily G., Moron J.M. & Vail R. 1991. Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandie, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 15, 1, 101-194.
- 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. Université Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 485 p.
- Sabaoui A. 1998. *Rôles des inversions dans l'évolution méso-cénozoïque du Moyen Atlas septentrional (Maroc). L'exemple de la transversale El Menzel-Ribat El Khayr-Bou Iblane*. Thèse d'Etat, Université Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 432 p.
- Soufiani N. & Fedan B. 1997. Les dépôts jurassiques post-calcaires corniches d'El Mers et de Skoura (Moyen Atlas) : évolution et cadre géodynamique. *14^{ème} colloque Bass. Sédim. Maroc*, Kénitra, 24-27 septembre 1997, 63-64.
- Soufiani N., Fedan B., Laadila M., Boutakiout M., Benjelloun F., Ouahbi F. & Saadi Z. 1997. Les discontinuités sédimentaires du Jurassique marocain. Importance et signification. *Marges téthysiennes d'Afrique du Nord*. Paris, 16-17 décembre 1997, p. 42.
- Soufiani N. & Fedan B. 1999. Le Bathonien d'El Mers : une étape charnière dans l'évolution du Moyen Atlas (Maroc). *1^{er} Coll. nat. Jur. Mar.*, Rabat, 28-29 septembre 1999, 124-126.
- Termier H. 1936. Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes & Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 33, 4 tomes, 1566 p.
- NDLR : *Le présent article a été initialement proposé et accepté pour publication au volume de l'année 2002 la revue Gaia (Lisbonne), dont la parution s'est arrêtée pour des raisons financières. Il a été accepté dans le présent numéro après modifications mineures.*