

# Le conglomérat de base de la transgression crétacée dans les Rides sud-rifaines (Maroc), témoin de mouvements épirogéniques fini-bajociens: comparaison avec les « Couches rouges » des domaines atlasiques

Mohamed Benzaggagh, Mohamed Oumhamed, Abdelkader El Maz et Zakaria Sabri

Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Département de Géologie, BP 11.201, Zitoune, Meknès, Maroc.  
benzaggagh@gmail.com

## RÉSUMÉ

Des terrains aptiens (?) - paléocènes affleurent à l'extrémité SE du massif de Moulay Idriss. Ils forment une cuvette synclinale ouverte vers le NE, qui se prolonge vers le NW par un étroit couloir le long de l'Accident de Moulay Idriss. Ces terrains, qui reposent en discordance sur les marnes du Bajocien, débutent par un conglomérat polygénique renfermant des galets appartenant à toutes les formations jurassiques des Rides, ainsi que des matériaux paléozoïques. Cela signifie-t-il que le domaine des Rides a subi une compression tectonique ante-Aptien ?, en particulier le long de l'Accident de Moulay Idriss, qui formait avant l'Aptien une vallée étroite encadrée par des reliefs plus ou moins escarpés. Cette paléo-vallée, envahie par la mer dans sa partie Est, était empruntée par un important cours d'eau venant du SW et transportant des matériaux jurassiques des Rides et paléozoïques de la Meseta. Une partie de ces matériaux était remobilisée à partir de la « Formation bajocienne du Jebel Zerhoun » qui renferme des poches hectométriques riches en galets de quartzites et en gros grains de quartz. L'abondance de ces matériaux dans cette formation témoigne d'un rajeunissement tectonique, au Bajocien moyen, des reliefs de l'arrière-pays du bassin des Rides. Immédiatement après et à la fin du Bajocien moyen, les Rides émergent, puis les sillons atlasiques et les hauts plateaux, au passage Bajocien-Bathonien. Il est probable que, dès la fin du Bajocien, l'expansion océanique dans l'Atlantique central prédomine et entraîne une dérive vers l'Est du bloc résistant de la Meseta provoquant le blocage progressif des sillons situés à l'Est.

Mots clef: Jurassique moyen, transgression aptienne ?, conglomérat de base, mouvements épirogéniques, Rides sud-rifaines, Maroc alpin

## ***El conglomerado basal de la transgresión del Cretácico en la Sierra Sur-Rifeña (Marruecos), testigo de movimientos epirogénicos en el Bajociense terminal: comparación con las «capas rojas» de los dominios del Atlas***

## RESUMEN

*En el extremo SE del macizo de Moulay Idriss afloran depósitos del Aptiense(?)-Paleoceno formando una pequeña cuenca sinclinal abierta hacia el NE y que se prolonga hacia el NO por un estrecho corredor a lo largo del Accidente de Moulay Idriss. Estos depósitos descansan en discordancia sobre las margas del Bajociense y se inician con un conglomerado poligénico con clastos de todas las formaciones jurásicas de la Sierra, así como de materiales paleozoicos. Esto significa que el dominio de la Sierra estuvo sometido a una compresión tectónica pre-Aptiense?, en concreto a lo largo del Accidente de Moulay Idriss, que formó antes del Aptiense un estrecho valle flanqueado por relieves más o menos escarpados. Este paleovalle, invadido por el mar en su parte oriental, fue capturado por un importante curso de agua procedente del SO que transportaba materiales jurásicos de la Sierra y materiales paleozoicos de la Meseta. Una parte de estos últimos materiales fue removilizada*

*a partir de la «Formación bajociense de Jbel Zerhoun», que contiene bolsas hectométricas ricas en cantos de cuarcita y grandes granos de cuarzo. La abundancia de estos materiales en esta formación es el resultado de un rejuvenecimiento tectónico de los relieves del "hinterland" de la cuenca de las Sierras en el Bajociense medio. Inmediatamente después y al final del Bajociense medio, el dominio de la Sierra Sur-Rifeña emerge, luego los surcos del Atlas y la Meseta Oriental en la transición Bajociense-Bathonense. Es probable que, desde el final del Bajociense, predomina la expansión oceánica en el Atlántico central, provocando una deriva hacia el este del bloque resistente de la Meseta occidental y la obstrucción gradual de los surcos situados al Este.*

*Palabras clave: Jurásico medio, transgresión aptiense, conglomerado basal, movimientos epirogénicos, Sierras Sur-Rifeñas, Marruecos*

## VERSIÓN ABREVIADA EN CASTELLANO

### **Introducción y objetivo del estudio**

*Al final del Bajociense, las cuencas marroquíes situadas al este de la Meseta occidental sufrieron una gran regresión. Para algunos autores, esta regresión se debió simplemente al relleno de las cuencas, mientras que para otros este descenso se debió a una fase tectónica del final del Jurásico al principio del Cretácico o intra-Bathonense. El trabajo que hemos realizado sobre el conglomerado del Aptiense?, las series jurásicas de la Sierra Sur-Rifeña y las comparaciones con las regiones vecinas, han permitido aportar argumentos a favor de la segunda hipótesis.*

### **Cuenca cretácica y extensión del conglomerado**

*La Sierra Sur-Rifeña corresponde a un grupo de macizos jurásicos con series del Triásico al Bajociense (Fig. 1-3) que emergen entre las margas del Mioceno superior. En el extremo sudoriental de la Sierra se encuentra una pequeña cuenca con series del Aptiense?-Paleoceno formando una cubeta sinclinal abierta hacia el norte, que se prolonga hacia el noroeste por un estrecho corredor (Fig. 4). Estas series comienzan con un conglomerado poligénico que reposa en discordancia (Fig. 5I-III) sobre las margas del Bajociense.*

### **Facies conglomerádica y medios de sedimentación**

*Este conglomerado está compuesto por cantos sedimentarios de hasta 20 cm de diámetro y de materiales paleozoicos (Fig. 6-7). La forma de los cantos y la naturaleza de la matriz permiten distinguir tres facies conglomeráticas.*

*Facies 1 «pudinga cementada» (Fig. 8A-B). Se compone de capas cementadas con cantos redondeados (Fig. 6C-H). Algunos cantos tienen costras calcíticas (Fig. 6E-F) y otros muestran aureolas de alteración química (Fig. 6G-H). Los cantos están en contacto, cementados por una matriz carbonatada diagenética. Esta facies corresponde a un conglomerado depositado en un golfo marino (Fig. 9) con aguas turbulentas.*

*Facies 2 «pudinga margo-arenosa» (Fig. 8C-D). Está compuesta por una alternancia de capas conglomeráticas cementadas, de conglomerados margo-arenosos y de arenisca, conglomerádica o no (Fig. 6I-M). Los cantos están redondeados y suavizados. La abundancia en estas facies de materiales finos, muestra la influencia de una zona hacia el oeste, dominado por formaciones margo-limosas (Fig. 4, 9).*

*Facies 3 «brecha conglomerática» (Fig. 8E). Está compuesta de cantos esencialmente carbonatados, a menudo angulosos (Fig. 6N-O). Este conglomerado se parece más a una brecha poligénica. El predominio en este conglomerado de grandes cantos muestra que esta parte de la cuenca cretácica estuvo dominada al sur por relieves carbonáticos escarpados (Fig. 4, 9).*

### **Origen de los cantos**

#### **Cantos de rocas sedimentarias**

*Estos cantos muestran facies que se encuentran en todas las formaciones jurásicas de la Sierra Sur-Rifeña. Así, las calizas oolíticas, oncolíticas y cuarzosas (Fig. 6P-Q, 7A) y las areniscas rojas (Fig. 6E, G-H) proceden de la «Formación bajociense de Jbel Zerhoun» (Fig. 7G); las calizas finas o bioclásticas (Fig. 6R) proceden de*

*las calizas tableadas del Domeriense de los Jbel Fert El Bir y Dhar En Nsour, y de las calizas masivas de los Jbel Nesrani, El Rherraf, Tekerma y Kannoufa; las calizas bioclásticas rojas proceden de las margo-calizas carixienses de Fert El Bir y Dhar En Nsour, o de las calizas sub-recifales del Aaleniense de Jbel El Marcab y Koudiat Mansour; las areniscas marrones (Fig. 7B) proceden de las margo-calizas limosas del Toarciense-Bajociense de Dhar En Nsour; los sílex (Fig. 7C) proceden de las calizas síliceas del Carixiense de Fert El Bir y Dhar En Nsour (Fig. 7K).*

### **Cantos de cuarcita y grandes granos de cuarzo**

*Una parte de estos materiales procede de la «Formación bajociense de Jbel Zerhoun», que contiene concentraciones de cuarcita y grandes granos de cuarzo (Fig. 7-J); otra parte (Fig. 6Q, 7B) procedería de la erosión de los granitos de la Meseta (Oulmès, Ment, Fig. 1). Los cantos de cuarcita (Fig. 7D-E) proceden, en su mayor parte, de los filones de cuarzo de exudación de los esquistos paleozoicos de Marruecos central (Fig. 7M).*

### **Aporte del conglomerado a la comprensión de la paleogeografía pre-Aptiense y a la edad de la estructuración precoz del dominio de la Sierra Sur-Rifeña**

*La extensión del conglomerado y la diversidad de los cantos recuerdan, para el dominio de la Sierra Sur-Rifeña, un esquema paleogeográfico aptiense próximo al actual (Fig. 9). Así, el brazo del mar aptiense indica la presencia de un estrecho valle rodeado de pendientes más o menos fuertes; la abundancia de materiales conglomeráticos y la presencia de cantos paleozoicos, muestran que este valle fue capturado por un curso de agua, que llegaba del SO; la diversidad de cantos sedimentarios significa que la mayor parte de las formaciones jurásicas de la Sierra, incluso las más bajas estratigráficamente como las «Calizas con sílex del Carixiense», aflorarían en superficie antes del Aptiense. Esto sugiere que la Sierra Sur-Rifeña habría sufrido deformaciones tectónicas antes del Aptiense, probablemente al final del Bajociense, como lo demuestra la emersión del conjunto del dominio de la Sierra Sur-Rifeña en el Bajociense medio; las descargas de materiales paleozoicos en las areniscas y las calizas del Bajociense de Jbel Zerhoun; la discordancia del conglomerado y la transgresión cretácica, limitada a la extremidad oriental de la Sierra.*

### **Comparación con las «capas rojas» de los dominios del Atlas y aporte de estas a la comprensión de la paleogeografía post-Bajociense al comienzo del Aptiense de los dominios del Atlas**

*Los depósitos continentales «capas rojas» ocupan numerosas cubetas sinclinales en los dominios del Atlas (Fig. 10A-C) y están encuadrados por formaciones marinas del Bajociense-Bathonienense y del Cenomaniense-Turonienense y están organizadas en dos conjuntos (Fig. 11A-D): el inferior está datado como Bathonienense-Calloviense a Berriasiense, y el superior como Aptiense-Cenomaniense. Este último comienza con un conglomerado poligénico (Fig. 11A-C ; 7K-O) consecuencia de la erosión, durante el Aptiense, de vastas extensiones de terrenos jurásicos.*

*Conjunto inferior (Fig. 11A-B). Este conjunto es propio de los dominios del Atlas marroquí y está formado por sedimentos depositados en lagos que ocupan depresiones sinclinales, separados por relieves anticlinales (Fig. 10A-C). El conjunto demuestra que los dominios del Atlas sufrieron inmersión y estructuración desde el final del Bajociense.*

*Conjunto superior (Fig. 11A-D). Este conjunto se integra en un cuadro regional en relación con la gran transgresión mesocretácica (Fig. 12-13). Esta transgresión, considerada por la mayor parte de los autores como de origen eustático, parece tener una causa tectónica dominante, materializada por las distensiones a lo largo de ciertos accidentes (Fig. 13-14). Estos movimientos han generado, en los sectores que ya eran montañosos, escarpes y basculamiento de los relieves, causando una intensa erosión y originando los materiales conglomeráticos de las series transgresivas.*

### **Interpretación paleogeográfica y geodinámica**

*Al final del Bajociense, el dominio alpino marroquí sufrió una gran regresión que afectó al conjunto de las cuencas situadas al este de la Meseta Occidental (Fig. 15-17). Inmediatamente después, y en el Calloviense, los surcos situados al norte y al este de los dominios emergidos (Rif externo, Tell occidental, antepaís oriental del Rif, surco tlemceniense, etc.), se convierten en lugares de acumulación de enormes cantidades (más*

de 1500 m de espesor) de materiales detríticos (Fig. 18). Esto significa que los dominios emergidos del Atlas formaron, desde el Bathoniense, relieves sometidos a la erosión. Estos relieves estaban formados por anticlinales y sinclinales (Fig. 15B). En estos últimos se depositaron las «capas rojas», discordantes sobre el Lias y el Dogger. Estas discordancias han permitido definir una primera fase de plegamiento de los dominios del Atlas, considerado como de edad final-Jurásico a Eo-Cretácico o intra-Bathoniense. Los datos obtenidos del conglomerado aptiense, de la «Formación bajociense de Jbel Zerhoun»; de las «capas rojas»; de las series callovienses-oxfordienses de las cuencas adyacentes a los dominios emergidos, y la estructuración precoz de los dominios del Atlas en anticlinales y sinclinales, permiten confirmar una edad final-Bajociense a Bathoniense para esta fase tectónica. Este cambio paleogeográfico estuvo relacionado con una deriva hacia el este del bloque de la Meseta occidental (Fig. 15-16), originado por el predominio de la expansión oceánica en el Atlántico central.

### Conclusión

En el conglomerado aptiense de la Sierra Sur-Rifeña se han caracterizado tres tipos de facies conglomerádicas y dos tipos de cantos: sedimentarios y metamórficos o magmáticos. La diversidad de cantos sedimentarios indica que todas las formaciones jurásicas de la Sierra Sur-Rifeña afloraban en superficie antes del Aptiense. La prolongación del brazo del mar a lo largo del Accidente de Moulay Idriss indica que este último formaba antes del Aptiense un estrecho valle limitado por relieves más o menos escarpados. La abundancia de materiales conglomerádicos y la presencia de cantos paleozoicos indica que este valle fue excavado por un importante curso de agua procedente del SO. Esta disposición indica que el dominio de la Sierra estuvo sometido a deformaciones tectónicas antes del Aptiense. La abundancia de materiales paleozoicos en la «Formación bajociense de Jbel Zerhoun»; la regresión medio-Jurásica que afecta al conjunto de las cuencas situadas al este de la Meseta Occidental; la individualización en el Bajociense de anticlinales y sinclinales en los dominios del Atlas; las discordancias de las «capas rojas», y la naturaleza de los sedimentos del Calloviense-Oxfordiense en los surcos adyacentes a los dominios emergidos, permiten atribuir una edad del final-bajociense para esta fase tectónica. Ésta estuvo relacionada con una deriva hacia el norte de los bloques del de la Meseta occidental y de Rharrb, impulsado por el predominio de la expansión oceánica en el Atlántico central.

### Introduction et but de l'étude

La présence des terrains crétacés dans la partie orientale des Rides sud-rifaines est connue depuis les travaux de Abrard (1921) et de Daguin (1927). Ce dernier avait distingué trois formations crétacées qu'il date respectivement de l'Albien supérieur, du Turonien et du Sénonien. Bruderer *et al.* (1950) publie la carte au 1/100 000 de Fès-ouest. Celle-ci montre à son extrémité SW un petit bassin en forme de croissant à série albo-cénomano-sénonienne reposant au Sud et à l'Ouest en légère discordance sur des marnes du Bajocien. Faugères (1978) donne un log synthétique de la séquence crétacée-paléocène. Epaisse de plus de 300 m, il y définit dix formations, dont la première correspond à un conglomérat de base qu'il attribue à l'Albien. Ce conglomérat peut avoir un âge aptien du fait qu'il est séparé par environ 70 m de sédiments (marnes sableuses, calcaires gréseux,...) des niveaux lumachéliques à *Mortoniceras* sp. de l'Albien supérieur (Faugères, 1978) et aussi par comparaison avec des conglomérats synchrones du Moyen et du Haut Atlas oriental datés de l'Aptien (Charrières, 1992 ; Haddoumi *et al.*, 2008). Chenakeb (2004) publie la carte au 1/50 000 de Beni Ammar qui précise

l'extension du conglomérat. Nous nous sommes intéressés à l'étude de ce dernier pour son importance dans la compréhension de l'évolution géodynamique et paléogéographique post-Bajocien et ante-Aptien du domaine des Rides et des régions voisines. En effet, dès la fin du Bajocien, le domaine alpin marocain, entre la Méditerranée et l'Accident sud-atlasique, a connu, à l'exception du Rif et du Bassin d'Essaouira, une large régression. Celle-ci a eu des interprétations divergentes. Elle résulte, pour certains auteurs, d'un simple comblement des bassins cités plus haut (Faugères, 1981 ; Fedan, 1988). Pour d'autres, cette régression serait en rapport avec une importante phase tectonique ayant affecté les domaines atlasiques marocains antérieurement à la transgression du Crétacé. Cette phase, à l'origine d'une structuration précoce des domaines atlasiques, aurait un âge fini-jurassique-éocrétacé (Mattauer *et al.*, 1977) ou intra-bathonien (Jenny *et al.*, 1981b).

Le travail que nous avons mené sur le conglomérat aptien (?) et les séries jurassiques des Rides, ainsi que les comparaisons avec les domaines atlasiques et la nature des sédiments callovo-oxfordiens dans les sillons adjacents aux domaines émergés au passage bajocien-bathonien, ont permis d'apporter

des arguments en faveur de la seconde hypothèse. Notons que Frizon de Lamotte *et al.* (2009) ont interprété cette régression par un soulèvement, au Jurassique moyen, des domaines atlasiques sous l'effet d'une dilatation thermique de la lithosphère.

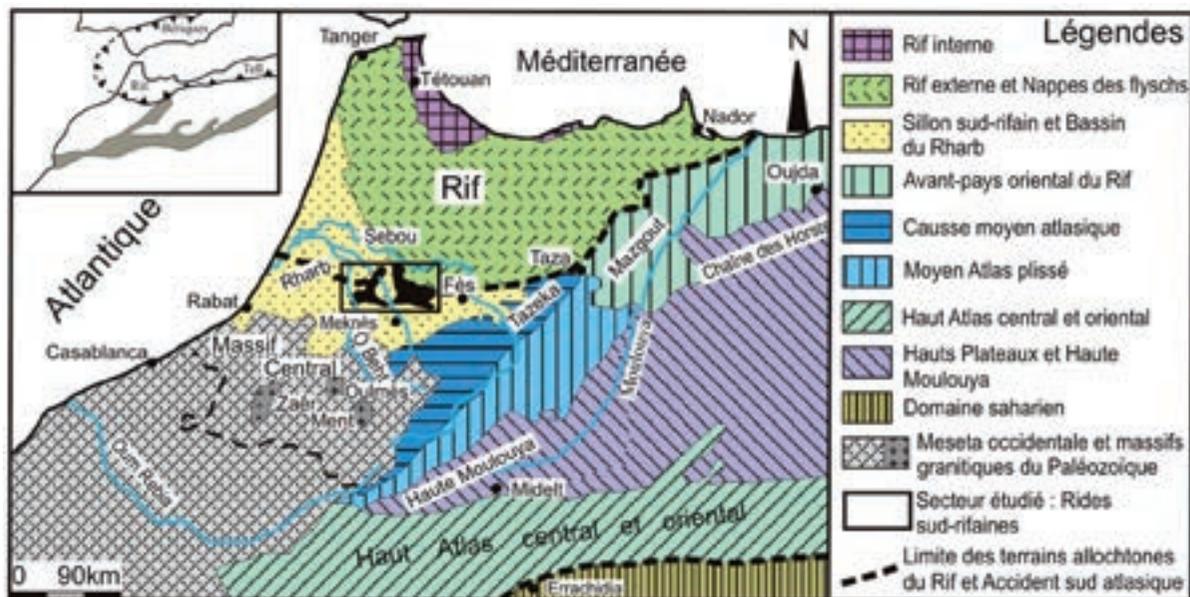
### Cadre géologique et stratigraphique des Rides sud-rifaines

#### Cadre géologique

Les Rides sud-rifaines (ou pré-rifaines) correspondent à un ensemble de massifs jurassiques d'altitude modérée (Fig. 1, 2) faisant partie de l'avant-pays de la chaîne du Rif dans son extrémité SW. Ces massifs sont déversés vers le Sud et vers l'Ouest et s'organisent en deux ensembles d'affleurements (occidentaux et orientaux) de forme arquée, séparés par une large dépression comblée par des marnes du Tortonien. Le premier ensemble forme plusieurs massifs plus ou moins isolés entre les Oueds Beht et Rdom; le second, correspond au massif de Moulay Idriss au sens large et à son prolongement nord (massif de Tselfat). Au Nord et au NE, les Rides sud-rifaines sont charriées par la nappe pré-rifaine à matériel tertiaire. Au Sud, les terrains jurassiques des Rides chevauchent légèrement les marnes tortoniennes de la plaine de Saïs.

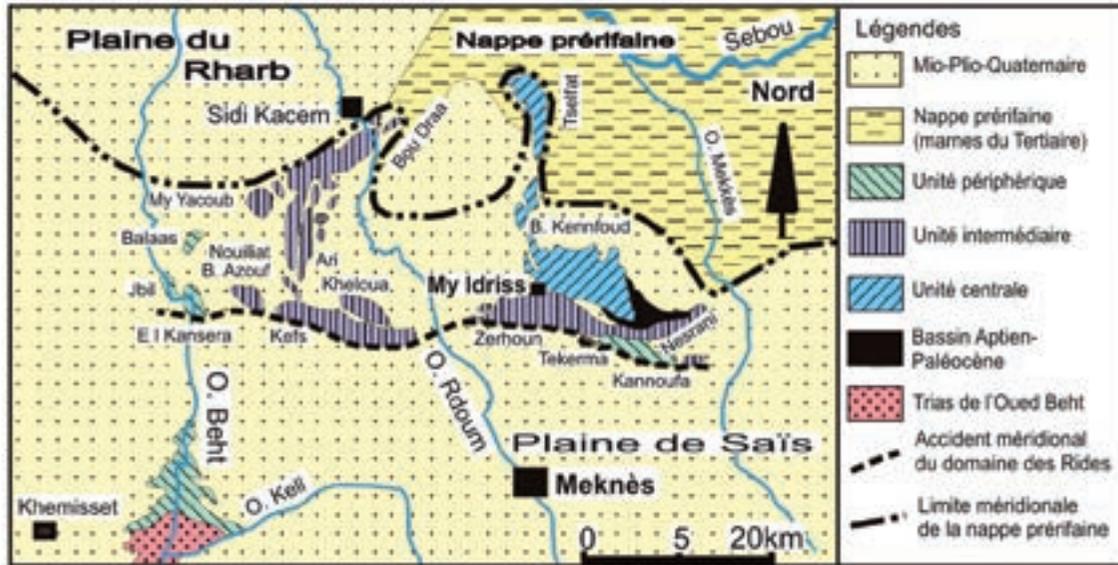
### Cadre stratigraphique

Les séries des Rides sud-rifaines montrent la superposition de trois cycles sédimentaires séparés par des discordances majeures et par de longues périodes d'émergence et d'érosion continentale: un *ensemble inférieur*, correspondant au substratum triasico-bajocien; un *ensemble intermédiaire*, limité à l'extrémité est du massif de Moulay Idriss, est formé de terrains aptien (?) -paléocènes transgressifs et discordants sur les marnes silteuses du Bajocien inférieur; un *ensemble supérieur*, transgressif sur la presque totalité du domaine des Rides, débute par des calcaires molassiques du Miocène moyen, reposant en discordance sur les différents termes du Jurassique et du Crétacé. Faugères (1978, 1982) distingue pour le substratum des Rides trois unités lithostratigraphiques (Fig. 3) équivalentes à des zones paléogéographiques (Fig. 2): une *unité périphérique*, à série incomplète (Trias-Lias moyen), correspondant à la périphérie du bassin des Rides, formée de deux formations: grès et argiles rouges du Trias, dolomies et calcaires massifs du Lias inférieur et moyen; une *unité intermédiaire* (Trias-Bajocien moyen) montrant en plus des deux formations citées plus haut, une série du Toarcien-Bajocien moyen, formée de marnes, de marnes silteuses et de grès deltaïques à intercalations de calcaires bioclastiques ou oolithiques, en particulier l'épaisse Formation bajocienne des « Grès



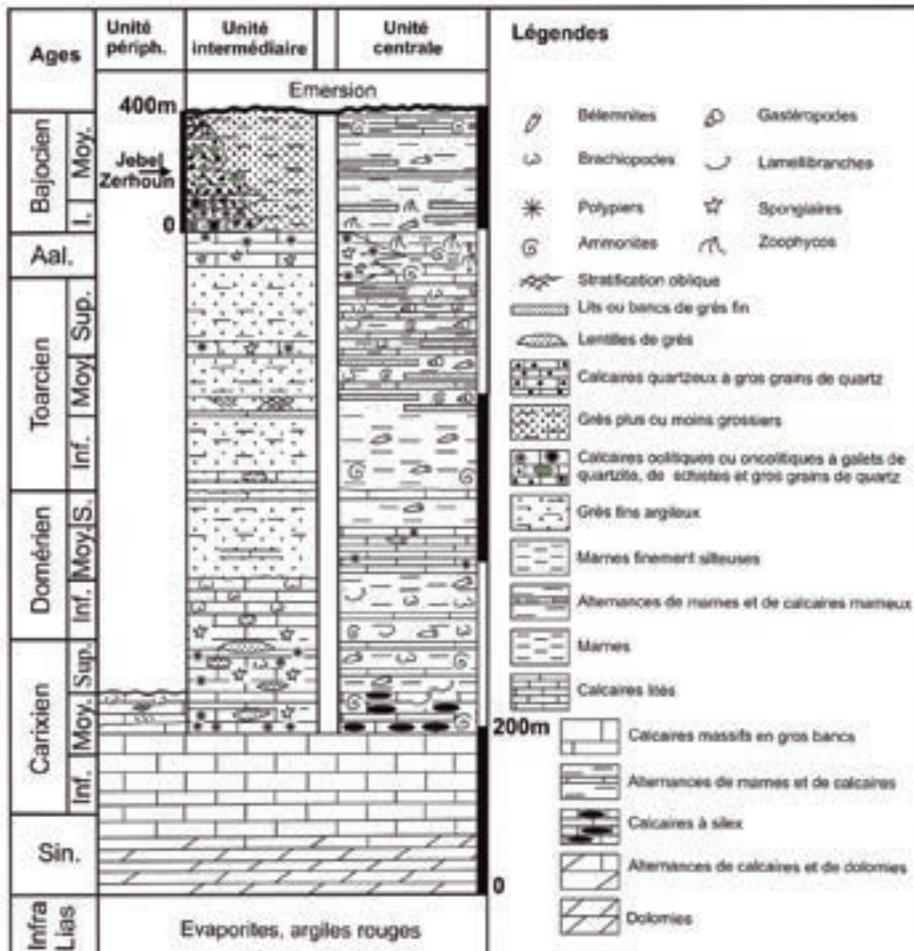
**Figure 1.** Carte structurale du Nord du Maroc montrant les Rides sud-rifaines et les massifs granitiques de la Meseta (In : Faugères, 1978, légèrement modifiée dans ce travail).

**Figura 1.** Mapa estructural del norte de Marruecos mostrando la Sierra Sur-Rifeña y los macizos graníticos de la Meseta (In : Faugères, 1978, ligeramente modificado en este trabajo).



**Figure 2.** Carte structurale de la région de Meknès montrant les affleurements des trois unités paléogéographiques des Rides sud-rifaines, le bassin crétacé et les régions voisines (In : Faugères, 1978, légèrement modifiée, dans ce travail).

**Figura 2.** Mapa estructural de la región de Meknès mostrando los afloramientos de las tres unidades paleogeográficas de la Sierra Sur-Rifeña la cuenca cretácica y las regiones vecinas (In : Faugères, 1978, ligeramente modificado en este trabajo).



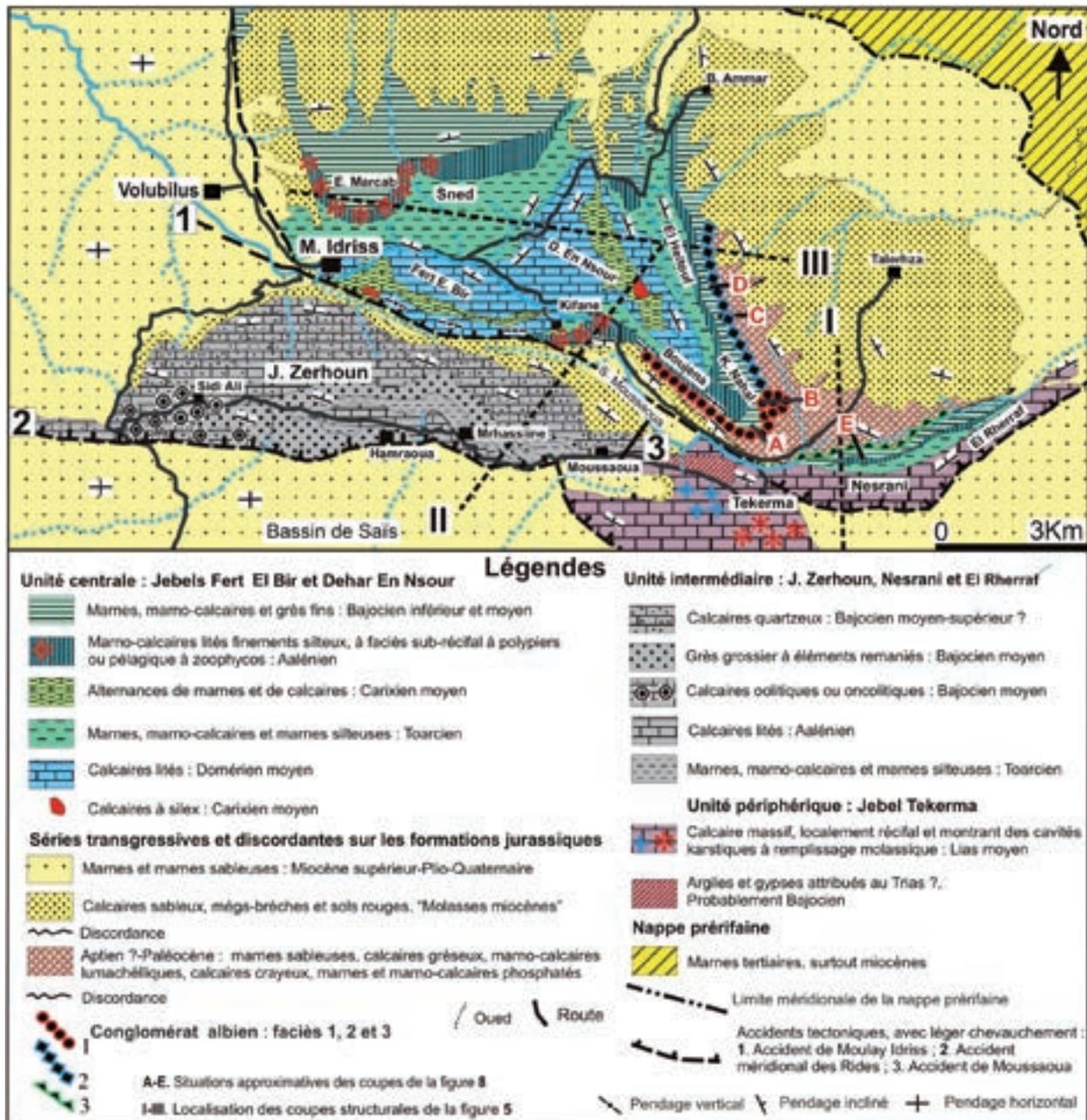
**Figure 3.** Logs stratigraphiques synthétiques montrant les séries jurassiques des Rides sud-rifaines (In : Boutakiout, 1990, complétée, dans ce travail).

**Figura 3.** Perfiles estratigráficos sintéticos mostrando las series jurásicas de la Sierra Sur-Rifeña (In : Boutakiout, 1990, completado en este trabajo).

et Calcaires du Jebel Zerhoun » ; une *unité centrale* correspondant au centre du bassin jurassique des Rides, caractérisée par ses séries pélagiques du Lias moyen-Bajocien moyen. C'est à l'extrémité orientale de cette unité, comparable aux séries jurassiques du Moyen Atlas plissé, que se rencontre le petit bassin crétacé des Rides.

### Bassin crétacé et extension du conglomérat

Les terrains aptiens (?) - paléocènes des Rides sud-ri-faines forment une petite cuvette synclinale de forme triangulaire (6/2,5 km), largement ouverte vers le NE et qui se prolonge vers le NW par un étroit couloir (3 km) allongé le long des crêtes du J. Boujena (Fig. 4). Les



**Figure 4.** Carte géologique des Rides orientales montrant les formations jurassiques, le bassin crétacé et l'extension du conglomérat aptien, d'après les cartes géologiques au 1/50000 de Béni Ammar (Chenakeb, 2004) et de Sidi Kacem (Bendkik, 2004, complétée, dans ce travail). **Figura 4.** Mapa geológica de la parte oriental del Sierra Sur-Rifeña mostrando las formaciones jurásicas, la cuenca cretácica y la extensión del conglomerado aptiense, según los mapas geológicos a 1/50000 de Béni Ammar (Chenakeb, 2004) y de Sidi Kacem (Bendkik, 2004, completado en este trabajo).

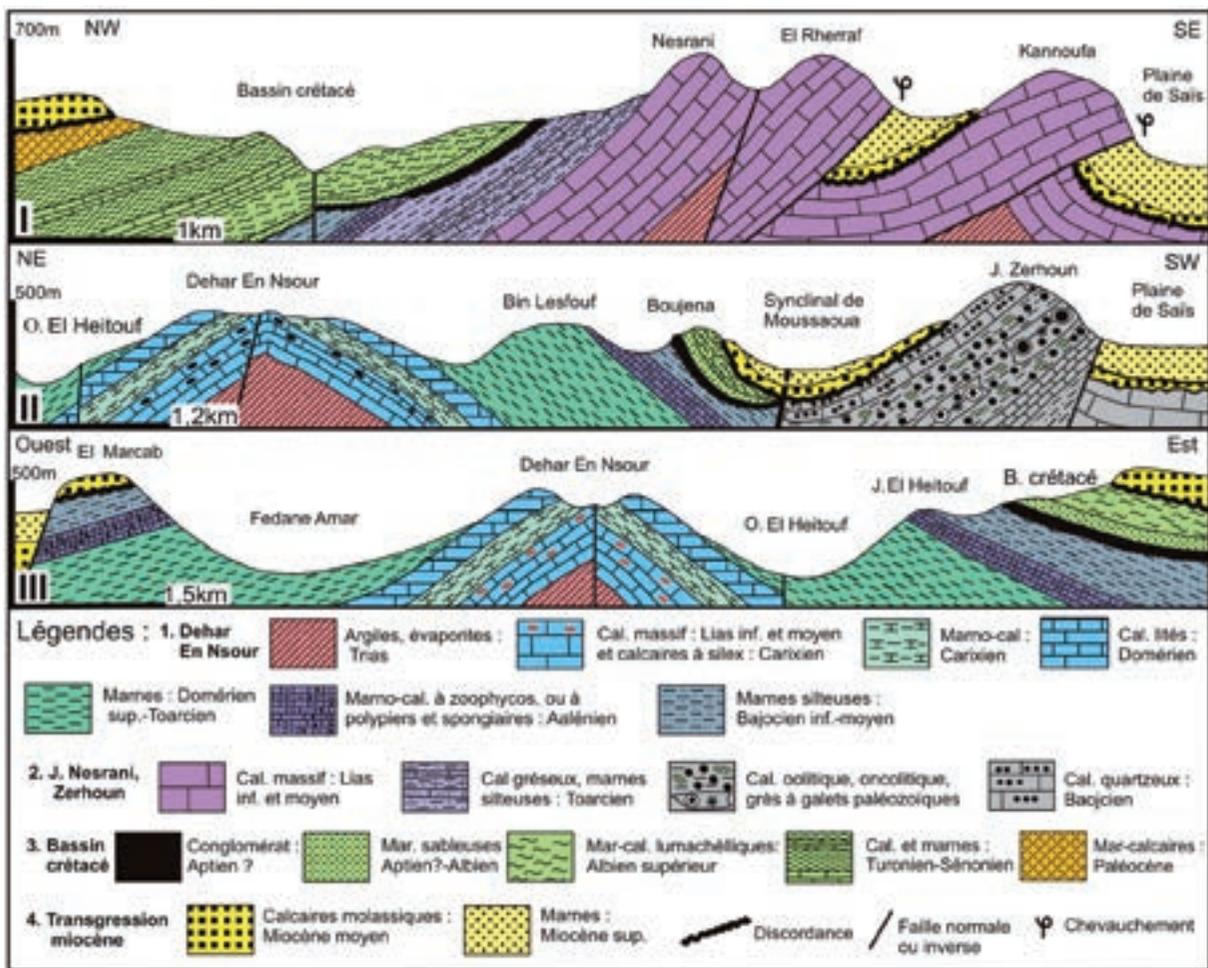
formations crétacées y ont des pendages faibles, 15 à 30°, sauf le long du J. Boujena où elles sont redressées à la verticale. A l'Est et au Nord, ces formations sont coiffées par les molasses calcaro-sableuses du Miocène moyen qui reposent en faible discordance (10 à 30°) sur les différentes formations du Crétacé. Le conglomérat aptien ? (Faugères, 1978), qui marque la limite du bassin crétacé, s'étend sur plus de 10 km ; son épaisseur varie de 1 à 4 m, localement plus de 10 m. Il repose, à l'Ouest (J. El Heitouf) et au Sud (J. Nesrani), en faible discordance (10 à 20°) sur les marnes silteuses du Bajocien (Fig. 5I-III ; Fig. 6A-B). Au J. Boujena, ce conglomérat, redressé à la verticale (Fig. 5II ; Fig. 6C-D), repose en discordance de 20° sur les marnes silteuses du Bajocien inférieur.

## Faciès conglomératiques et milieux de sédimentation

### Faciès conglomératiques

Les formes des galets, leur diversité (Fig. 6-7) et la nature de la matrice permettent de distinguer trois principaux faciès conglomératiques (Fig. 4) en rapport avec l'hydrodynamisme des milieux de sédimentation, la géomorphologie et la lithologie des reliefs encadrant le bassin crétacé.

*Faciès 1 « poudingue cimenté ».* Il prédomine tout au long des crêtes du J. Boujena et il s'organise en une ou plusieurs dalles conglomératiques cimentées (0,5 à 1 m), séparées par des joints de stratification ou par des lentilles de sable micro-conglomératique (Fig.

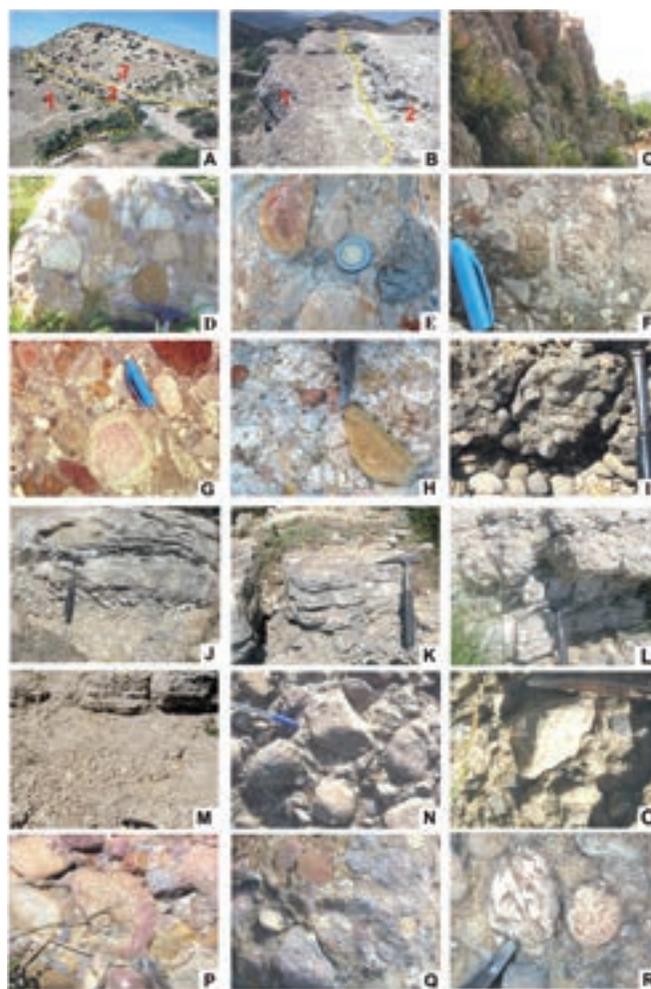


**Figure 5.** Coupes structurales du massif de Moulay Idriss Zerhoun : I. Coupe à travers les massifs du Lias moyen des J. Kannoufa, Nesrani-EI Rherraf et le bassin crétacé ; II. Coupe à travers J. Zerhoun, synclinal de Moussaoua et D. En Nsour ; III. Coupe passant par J. El Marcab, D. En Nsour et le bassin crétacé (voir localisation sur la Fig. 4).

**Figura 5.** Cortes estructurales del macizo de Moulay Idriss Zerhoun: I. Corte a través de los macizos del Lias medio desde J. Kannoufa, Nesrani-EI Rherraf y la cuenca cretácica; II. Corte a través J. Zerhoun, sinclinal de Moussaoua y D. En Nsour; III. Corte pasando por J. El Marcab, D. En Nsour y la cuenca cretácica (ver localización sobre la figura 4).

8A). Ce conglomérat est constitué pour l'essentiel de galets de roches sédimentaires (90 %) et contenant des galets ou grains de roches magmatiques ou métamorphiques (10 %). Les galets sédimentaires sont de forme arrondie et émoussés, de taille centimétrique à décimétrique (jusqu'à 20 cm), la plupart entre 5 et 10 cm. On y rencontre des galets carbonatés, dominants ; des galets gréseux, fréquents et de rares galets de silex (Fig. 7C). Les galets carbonatés sont constitués de calcaire fin, bioclastique (Fig. 6R) ou saccharoïde de couleur claire, blanche ou grise, abondants ; de calcaire oolithique ou oncolithique (Fig. 6P-Q), fréquents et de rares galets de calcaires gréseux (Fig. 7A) ou de dolomie litée. Les galets gréseux sont représentés par des grès rouges finement grossiers (Fig. 6E-H) et des grès bruns fins (Fig. 7B). Les galets métamorphiques et/ou magmatiques sont représentés par des quartzites de couleur sombre, blanche ou rose, de taille allant jusqu'à 5 cm, (Fig. 7D-F), de graviers, de rares galets de schistes et de gros grains de quartz (Fig. 6Q, 7B) de taille jusqu'à 0,5 cm, souvent abondants. Certains galets carbonatés sont encroûtés par des pellicules calcitiques blanchâtres probablement en rapport avec des activités algaires (Fig. 6E-F). Plusieurs galets gréseux montrent des auréoles périphériques liées à l'altération chimique (Fig. 6G-H). La fraction argilo-silteuse est rare ou absente. Les galets sont jointifs et les espaces entre eux sont colmatés par un sable micro-conglomératique à éléments variés. L'ensemble est cimenté par une matrice carbonatée. Ce conglomérat forme à l'extrémité Sud-Est de Khendek Nahal (Fig. 4, Fig. 8B) une épaisse lentille sablo-conglomératique (10 m d'épaisseur/70 m de long), constituée de l'alternance de lentilles conglomératiques à galets cimentés, de conglomérat à matrice marno-sableuse et de sable cimenté à stratification oblique.

**Faciès 2 « poudingue marno-sableux ».** Il prédomine tout au long des crêtes du J. El Heitouf (3 km); il est formé de galets arrondis et émoussés de taille et de lithologie semblables à celles des galets du faciès précédent. On y note, du Sud au Nord, une rareté voire l'absence des gros galets (20 cm), de galets friables de calcaire quartzeux ou oncolithique et des galets à encroûtements algaires ou à auréole d'altération. Les faciès conglomératiques y sont plus variés (Fig. 8C-D), constitués de l'alternance ou de la juxtaposition de lentilles conglomératiques (0,2 à 1m) cimentées en poudingue (Fig. 6B, I), de conglomérats à matrice marno-sableuse (Fig. 6J-M) et de sable conglomératique ou non (0,2 à 1 m) friable ou cimenté en grès (fig. 6J-L). Des séquences granoclassées y sont fréquentes, formées de conglomérat grossier, cimenté ou non, de conglomérat moins grossier, de sable



**Figure 6.** Différents faciès des galets et du conglomérat aptien. A. Conglomérat (2), marnes silteuses du Bajocien inférieur (1) et marnes sableuses de l'Aptien (3); B. Dalle conglomératique (poudingue-stone) (1) et marnes sableuses (2), A-B, versant ouest du J. El Heitouf, « faciès 2 »; C-D. Dalles conglomératiques de poudingue, redressées à la verticale, formées de galets émoussés de faciès variés, en particulier des calcaires du Lias moyen et des grès du Bajocien inférieur (D); E-F. Conglomérat cimenté montrant des galets émoussés de calcaire bioclastique, fin ou oolithique et de grès rouge du Bajocien inférieur; certains galets présentent des encroûtements calcitiques; G-H. Conglomérat cimenté montrant des galets de calcaire bioclastique ou fin et des galets de grès rouge du Bajocien inférieur dont certains montrent des auréoles périphériques liées à l'altération chimique, C-H, J. Boujena « Faciès 1 »; I. Conglomérat à éléments arrondis et cimentés ; J-L. Alternance de lentilles de conglomérat à galets grossiers, cimentés ou non et de lentilles de grès; M. Alternance de conglomérat à matrice marno-sableuse, à galets fins, émoussés, de conglomérat cimenté à galets grossiers et des grès, I-M, J. El Heitouf, « Faciès 2 »; N-O. Conglomérat à éléments carbonatés du Lias moyen, anguleux à légèrement arrondis, cimentés par une micrite fine ou contenus dans une matrice marno-sableuse, N-O. J. Nesrani « Faciès 3 »; P-Q. Conglomérat montrant des galets de faciès variés, en particulier des calcaires oncolithiques et des grès rouges du Bajocien inférieur du J. Zerhoun; R. Conglomérat montrant des galets de calcaire bioclastique, probablement du Lias moyen P-R, J. El Heitouf « Faciès 2 ».

**Figura 6.** Diferentes facies de los cantos y del conglomerado aptiense.



**Figure 7.** Différents galets et faciès du conglomérat aptien, de certaines formations jurassiques des Rides et du conglomérat aptien du Moyen Atlas plissé. A. Conglomérat montrant des galets de calcaire et de grès de faciès variés et un galet de calcaire quartzueux à gros grains de quartz du Bajocien inférieur du J. Zerhoun; B. Conglomérat montrant des galets carbonatés de faciès variés, en particulier un galet de grès fin de couleur brune probablement de la série pélagique du Toarciens-Bajocien inférieur; C. Conglomérat montrant un galet de silice probablement du Carixien moyen du D. En Nsour. D-F. Conglomérat montrant des galets de faciès variés, en particulier des galets de quartzite d'origine magmatique; A, D-E, J. Boujena « Faciès 1 », B-C, F, J. El Heitouf « Faciès 2 »; G. Calcaire oncolithique du Bajocien inférieur du J. Zerhoun; H-J. Décharges détritiques de galets de quartzite, de gros grains de quartz et de rares schistes paléozoïques, dans la formation bajocienne du J. Zerhoun; K. Calcaires à silex du Carixien moyen, D. En Nsour; L. Cavités karstiques à remplissage molassique du Miocène dans les calcaires du Lias moyen, du J. Tekerma; M. Filons anastomosés de quartz d'exsudation dans des formations paléozoïques, 5 km au Nord d'Oulmès, route d'Aguelmous. N-P. Conglomérat polygénique de l'O. El Atchane cimenté ou à matrice marno-sableuse, constitué de galets carbonatés et gréseux, émoussés, arrondis ou légèrement anguleux, 500 m au Nord de la cluse de Boulmane ; Q-R. Conglomérat de Sidi Larbi, Q, à galets carbonatés et gréseux cimentés et contenant des galets de quartzite, R. Lentille de grès grossier, renfermant des grains de quartz d'origine magmatique, 1,5 km au NW de la cluse de Boulmane (Moyen Atlas plissé).

**Figura 7.** Diferentes facies de los cantos y del conglomérado aptiense de ciertas formaciones jurásicas de la Sierra Sur-Rifeña y del conglomérado aptiense del Atlas Medio plgado.

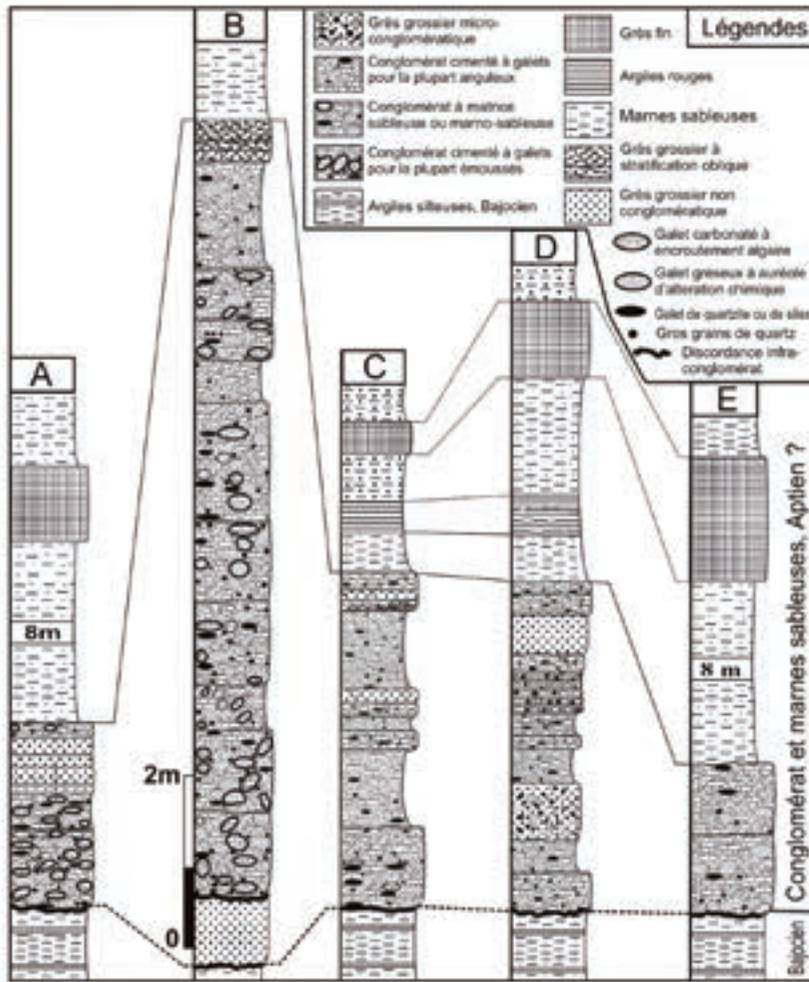
grossier finement conglomératique et de grès (Fig. 6J-K).

**Faciès 3 « brèches conglomératiques ».** Ce conglomérat (Fig. 8E) forme sur le versant nord du J. Nesrani (3 km) des affleurements médiocres et discontinus, souvent masqués par des éboulis est constitué de galets carbonatés de taille moyenne, de rares galets de silex ou de quartzite émoussés, témoignant d'un transport important ; ainsi que de gros galets anguleux (Fig. 6N-O) de calcaire fin de couleur claire, ou de calcaire silteux de couleur brune. L'ensemble est cimenté par une micrite fine ou contenu dans des matrices marno-sableuses. Les galets de grès ou de calcaire rouge et les gros grains de quartz y sont rares. Ceux de calcaire oolithique, oncolithique, quartzueux ou bioclastique sont presque absents. Ce conglomérat s'apparente plus à des brèches polygéniques.

### Milieus de sédimentation

**Faciès 1.** Ce faciès, qui s'allonge à l'extrémité orientale de la vallée de Moulay Idriss, sur environ 3 km de long et moins de 100 m de large, a été déposé dans un bras de mer étroit qui longe l'Accident de Moulay Idriss (Fig. 9). Ce faciès, constitué de dalles conglomératiques cimentées, évoque un milieu de sédimentation agité, avec un fort balayage des particules fines. Les galets y demeureraient longtemps soumis à l'action des vagues et probablement des algues encroûtantes et à l'altération chimique avant de subir une lithification. Dans ce golfe, l'action hydrodynamique des eaux entraînait une dérive des matériaux vers l'Est, en direction du bassin. Il semble que la jonction entre le golfe et la mer aptienne se situait à l'extrémité SE de Khendek Nahal, au niveau de l'épaisse lentille sablo-conglomératique (Fig. 4B, 8) et c'est à partir de cette localité que les matériaux détritiques seront transportés à nouveau par les courants et les vagues, surtout en direction du Nord (Fig. 9). Notons que des blocs de ce conglomérat se rencontrent jusqu'à l'extrémité NE du massif de Tselfat, 20 km au Nord.

**Faciès 2.** Ce faciès, dominé par l'alternance ou la juxtaposition de dalles conglomératiques cimentées, de conglomérats à matrice marno-sableuse, de sables, conglomératiques ou non, et de séquences granoclassées, évoque un milieu de sédimentation marqué par des variations, dans le temps et dans l'espace, de l'hydrodynamisme des eaux et probablement de l'alternance de secteurs à eaux agitées et de secteurs protégées. L'abondance dans ce faciès de matériaux fins, témoigne de l'influence d'un arrière-pays, à l'Ouest, dominé par des formations



**Figure 8.** Logs stratigraphiques des trois principaux faciès du conglomérat aptien. A-B. « Faciès 1 », A, J. Boujena, B, Khendek Nahal ; C-D. « Faciès 2 », J. El Heitouf ; E. « Faciès 3 », J. Nesrani (voir localisation sur la Fig. 4).

**Figura 8.** Perfiles estratigráficos de tres facies principales del conglomerado aptiense. A-B. « Faciès 1 », A, J. Boujena, B, Khendek Nahal; C-D. « Faciès 2 », J. El Heitouf; E. « Faciès 3 », J. Nesrani (ver localización sobre la figura 4).

marno-silteuses correspondant à l'épaisse série du Lias supérieur-Bajocien du Dehar En Nsour. La rareté, dans ce faciès, surtout au Nord, de gros galets, de galets friables et de galets à encroûtements algaires ou à auréole d'altération bio-chimique, témoigne d'un transport plus important, de pentes faibles et un enfouissement plus rapide des galets.

**Faciès 3.** Ce faciès, qui renferme des galets anguleux, grossiers de calcaire fin ou de calcaire silteux du Lias moyen-Toarcién, évoque pour ces derniers, un transport sur de faibles distances et des pentes relativement fortes. Ces galets montrent que le bassin crétacé était dominé, au Sud, par des reliefs carbonatés plus ou moins escarpés, correspondant aux massifs liasiques des J. Nesrani et El Rherraf.

### Origine des galets conglomératiques

La grande diversité des faciès des galets conglomératiques évoque des origines variées pour ces derniers.

Leur forme arrondie et émoussée (faciès 1, 2 et partiellement 3) et la grande quantité du matériel conglomératique, qui s'étale sur une importante superficie du bassin crétacé, jusqu'aux environs de Tselfat, signifie que ces matériaux étaient transportés par un important cours d'eau qui arrivait du SW, depuis la Meseta et qui empruntait la vallée de Moulay Idriss dans une direction de l'Ouest vers l'Est, au moins depuis l'actuelle localité de Moulay Idriss (Fig. 9).

### Galets de roches sédimentaires

Ces galets montrent des faciès appartenant à toutes les formations jurassiques des Rides (Fig. 3-4). Ainsi, les galets de calcaire oolithique, oncolithique et ceux des grès et des calcaires rouges, proviennent tous de l'érosion des niveaux inférieur et moyen de la Formation bajocienne du J. Zerhoun (Fig. 7G), qui affleure sur le versant sud de ce massif. Les galets de calcaires quartzeux proviennent exclusivement de

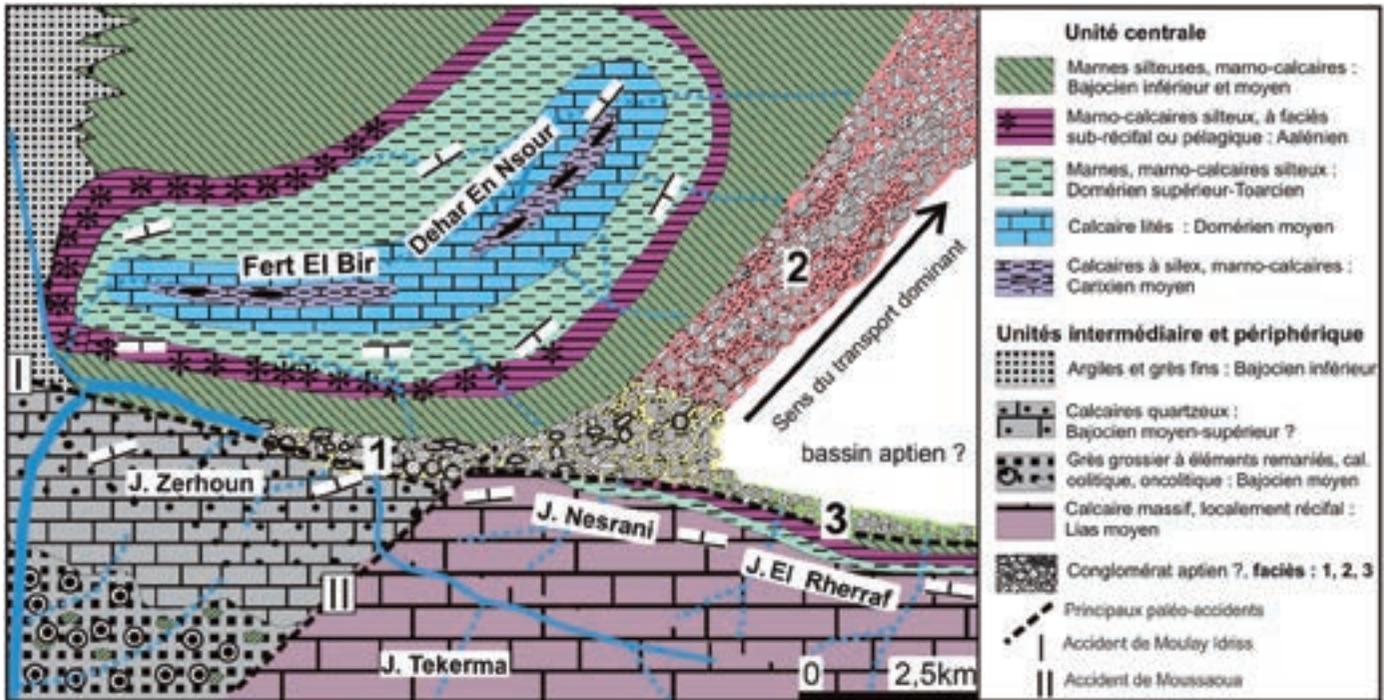


Figure 9. Carte paléogéographique des Rides orientales au début de la transgression aptienne.  
 Figura 9. Mapa paleogeográfico de la Sierra Sur-Rifeña al comienzo de la transgresión aptiense.

la dalle des calcaires gréseux (100 m d'épaisseur) du sommet de la Formation bajocienne du J. Zerhoun, qui domine en structure monoclinale la vallée de Moulay Idriss; les galets de calcaire fin de couleur grise, claire ou blanche, proviennent en grande partie des calcaires lités du Domérien moyen des J. Fert El Bir et D. En Nsour ou des calcaires massifs du Lias moyen des J. Nesrani, El Rherraf, Tekerma et Kannoufa. Ces quatre massifs semblent aussi être à l'origine des galets de calcaire bioclastique de couleur claire; les galets de calcaire bioclastique ocre, proviennent des marno-calcaires du Carixien supérieur de Fert El Bir et D. En Nsour et des calcaires sub-récifaux de l'Aalénien du J. El Marcab et Koudiat Mansour; les galets de grès fin de couleur brune proviennent de la série marno-silteuse du Toarcién moyen-Bajocien inférieur du D. En Nsour ; les galets de silex proviennent des calcaires siliceux du Carixien moyen, qui est la seule formation jurassique des Rides qui renferme des rognons de silex, en particulier à l'extrémité NW de Fert El Bir, mais surtout au sommet du D. en Nsour (Fig. 7K). Il est aussi évident qu'une partie des galets carbonatés ou gréseux, en particulier les galets de petite taille, qui semblent avoir subi un transport plus important, provenaient de l'érosion des massifs occidentaux des Rides et du substratum liasique du Bassin néogène de Saïs.

### Galets de roches métamorphiques et gros grains de quartz

Ces galets ont une origine mixte. Une partie de ces matériaux était certainement remobilisée depuis la Formation bajocienne du J. Zerhoun, qui montre sur le versant sud de ce massif, entre Sidi Ali et Hamraoua, des lentilles hectométriques riches en matériaux paléozoïques, en particulier des galets de quartzite et de gros grains de quartz (Fig. 7H-J). Sans doute, une partie importante de ces matériaux provenait de l'érosion, pendant l'Aptien, des terrains paléozoïques de la Meseta. Comme l'avaient noté Daguin (1927), puis Faugères (1978) pour la Formation bajocienne du J. Zerhoun, les gros grains de quartz ne peuvent provenir que de l'altération directe d'un massif granitique. Faugères (1978) pense qu'il s'agit du granite de Sidi Kacem, substratum du Bassin néogène du Rharb, reconnu par plusieurs sondages pétroliers. L'auteur écarte toute origine S ou SW de ces matériaux et suppose, en suivant Michard (1976, p. 138), que les granites intrusifs du Maroc central (Oulmès, Ment et Zaër, Fig. 1) étaient, au Bajocien, encore enfouis sous une épaisse couverture paléozoïque, 6000 m pour le granite d'Oulmès et 3000 m pour le granite de Ment. Ces estimations d'épaisseur sont basées sur la texture pétrographique et le contact des deux massifs

granitiques avec les formations encaissantes. Ainsi, le contact du granite d'Oulmès avec des schistes cambro-ordoviciens (*in*: Piqué, 1976) est considéré comme équivalent à une mise en place sous l'épaisse couverture paléozoïque (6000 m), induisant un refroidissement lent et une texture grenue des matériaux magmatiques. Le granite de Ment, à texture microgrenue, en contact avec les flyschs du Viséen supérieur, se serait mis en place sous une couverture moins épaisse (3000 m). Ces estimations d'épaisseur paraissent peu fiables, car: (1) ces massifs granitiques sont tardi-orogéniques, mis en place au sein de terrains extrêmement déformés; (2) leurs dimensions, 15/25 km, granite de Ment et 10/4 km, granites d'Oulmès, ne permettent pas de les situer stratigraphiquement; (3) le granite d'Oulmès est plutôt microgrenu (*in*: Piqué, 1976) par rapport à celui de Ment qui est essentiellement grenu; (4) si l'on admet que le granite d'Oulmès était mis en place à la base de la séquence paléozoïque, son affleurement en surface aurait nécessité l'érosion de toute la pile lithostratigraphique qui le recouvrait et l'on aurait une Meseta sans terrains paléozoïques. Par conséquent, les granites intrusifs de la Meseta et ceux du Rharb ont été mis en place dans un même contexte géodynamique et sous une couverture paléozoïque beaucoup moins épaisse. Celle-ci a été érodée entre le Permien et le début du Jurassique, laissant affleurer les granites au moins à partir du Bajocien. Attribuer une origine Nord à NW à ces matériaux grossiers est incompatible avec le schéma paléogéographique jurassique des Rides et la dynamique sédimentaire de l'époque. En effet, c'est dans la moitié ouest du massif du J. Zerhoun, qui occupait une position méridionale dans le bassin jurassique des Rides, que se sont accumulés, au Bajocien moyen, les matériaux les plus grossiers, avec les épaisseurs les plus importantes; alors que dans les secteurs adjacents au bloc paléozoïque du Rharb, entre Sidi Kacem et Kefs (Fig. 2), les séries du Bajocien sont moins épaisses et à matériaux moins grossiers. Il est donc évident que c'est le secteur du J. Zerhoun, à l'Ouest de Hamraoua, qui correspondait à l'embouchure du vaste delta du Bajocien moyen défini par Faugères (1978). Ce delta était en rapport avec un important cours d'eau qui arrivait du SW. Ainsi, les gros grains de quartz sont issus, pendant le Bajocien et partiellement pendant l'Aptien, de l'altération des massifs granitiques de la Meseta, en particulier des granites d'Oulmès et de Ment, qui sont riches en gros grains de quartz. Les galets de quartzites de couleur sombre provenaient en grande partie de l'érosion des auréoles de métamorphisme de contact de ces deux granites; ceux de couleur blanche ou rose, proviennent de l'érosion des filons de quartz d'exsudation, très fréquentes dans les schistes paléozoïques encaissant

les deux massifs granitiques (Fig. 7M). Sans écarter la possibilité de la présence d'un massif granitique non loin des Rides, actuellement masqué par les dépôts néogènes du bassin de Saiss.

### **Apport du conglomérat dans la compréhension de la paléogéographie ante-aptienne et âge de la structuration précoce du domaine des Rides**

L'extension spatiale du conglomérat et la diversité des galets et des faciès conglomératiques évoquent, pour le domaine des Rides, un schéma paléogéographique aptien proche de la géomorphologie actuelle (Fig. 9). Ainsi, le prolongement dans la terre ferme de l'étroit bras de mer aptien témoigne de la présence, au sein du domaine des Rides, d'une vallée étroite encadrée de reliefs plus ou moins escarpés; la présence de galets issus de terrains paléozoïques montre que cette vallée était empruntée par un important cours d'eau qui arrivait du SW; la diversité des galets sédimentaires signifie que la plupart des formations jurassiques des Rides, même les plus basses sur le plan stratigraphique (calcaires à silex du Carixien), affleuraient en surface avant la transgression aptienne; l'abondance des galets de calcaire oolithique, oncolithique, de grès rouges et la présence de galets de calcaires quartzeux, montre que l'épaisse formation bajocienne du J. Zerhoun (> 400 m) était, à l'Aptien, exposée à l'érosion sur toute son épaisseur; l'abondance des galets de calcaires micritiques fins ou bioclastiques montre que les massifs carbonatés du Lias moyen de Fert El Bir, D. En Nsour, Nesrani, El Rherraf et Tekerma formaient avant l'Aptien des reliefs escarpés. Ce cadre paléo-géomorphologique suggère que le domaine des Rides avait déjà subi des déformations tectoniques importantes, antérieurement à la transgression aptienne. Ces déformations ont entraîné des mouvements inverses ou de décrochement le long des principaux accidents; des soulèvements des formations jurassiques sur plusieurs centaines de mètres et probablement aussi le plissement en anticlinaux de certains massifs, tel que le dôme du D. En Nsour et l'anticlinal de Fert El Bir (Fig. 9). En effet, plusieurs phénomènes particuliers plaident en faveur d'un âge fini-bajocien pour cette première phase de déformation des Rides. Entre autres, l'émergence rapide de l'Unité centrale des Rides, qui formait jusqu'au Bajocien moyen un sillon relativement profond (marno-calcaires à faunes pélagiques), résulterait d'un soulèvement tectonique des blocs de socle; l'abondance de matériaux paléozoïques grossiers au sein de la formation bajocienne du J. Zerhoun, évoque un rajeunissement tectonique fini-bajocien des reliefs

de la Meseta ; la discordance du conglomérat sur des terrains bajociens basculés de 10 à 20° et la transgression crétacée, limitée à l'extrémité orientale du domaine des Rides, témoignent d'un cadre géomorphologique ante-aptien contrasté. On peut aussi noter que l'abondance de cavités karstiques à remplissage molassique dans les calcaires liasiques du J. Tekerma (Fig. 7L) témoigne d'une longue période d'émersion et de l'altération météorique de ces calcaires antérieurement aux transgressions de l'Aptien et du Miocène.

Il se dégage de ces données que les Rides sud-rifaines ont subi une structuration précoce dès la fin du Bajocien moyen.

**Comparaison avec les « Couches rouges » jurassico-crétacées des domaines atlasiques**

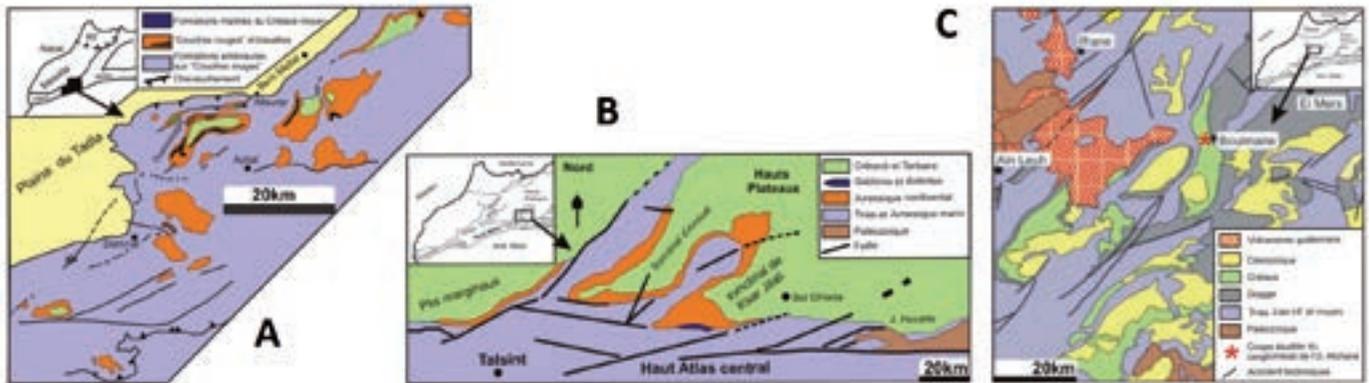
**Moyen Atlas plissé**

Dans le Moyen Atlas plissé, des terrains continentaux, nommés « Couches rouges » jurassico-crétacées, affleurent dans plusieurs cuvettes synclinales (Fig. 10C). Ils sont encadrés par des formations marines du Bajocien-Bathonien inférieur et du Cénomano-Turonien et ils s'organisent en deux ensembles bien distincts: un *ensemble inférieur* ou Formation d'El Mers, attribué au Bathonien (Termier, 1936; du Dresnay, 1962-1964), repose en discordance sur des formations du Lias et du Dogger et un *ensemble supérieur* correspond au Conglomérat de l'Oued El Atchane et à la Formation de Sidi Larbi (Charrière et Vila, 1991; Charrière, 1992), est également discordant

sur les formations sous-jacentes (Fig. 11C). Ces deux formations sont datées grâce aux associations d'os-tracodes et de charophytes (Andreu et al., 1988; Charrière et Vila, 1991 ; Charrière, 1992; Charrière et al., 1994), respectivement du Bathonien (?) -Callovien inférieur (Formation d'El Mers) et de l'Aptien-Cénomanién (Conglomérat de l'Oued El Atchane et la Formation de Sidi Larbi).

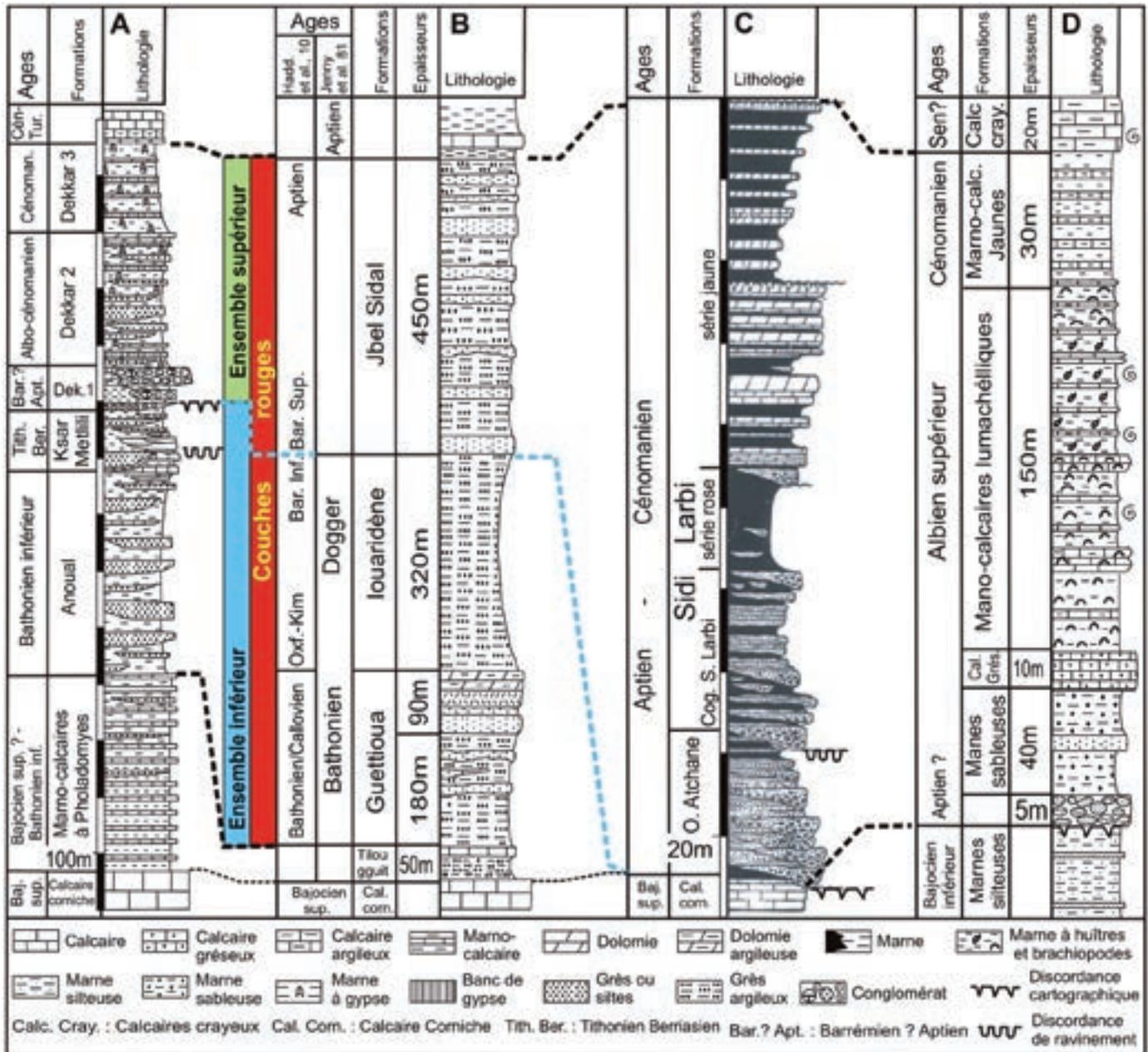
Nous avons étudié une coupe du conglomérat de l'oued El Atchane, sur la rive nord de la cluse de Boulmane (Fig. 10C). Ce conglomérat (34 m) repose en légère discordance (10° à 15°) sur un niveau (24 m) de marno-calcaires et de marnes rouges à lits gréseux de la base de la Formation d'El Mers. Ce conglomérat est formé de dalles cimentées en poudingue (0.5 à 1 m), de conglomérats à ciment marno-sableux (0.5 à 1.5 m), de grès micro-conglomératiques ou non, et de marnes rouges conglomératiques ou non (0.5 à 2 m). Les galets sont constitués principalement de calcaire de couleur claire, grise, jaune ou rouge et de grès fins de couleur brune ou rouge (Fig. 7N-P). Ils sont de taille centimétrique à décimétrique (rarement > 20 cm), arrondis à légèrement anguleux, souvent émoussés. Le conglomérat sus-jacent, de la base de la Formation de Sidi Larbi, est constitué d'éléments moins grossiers, à matrice marno-sableuse dominante, et contenant des galets de quartzite (Fig. 7Q), ainsi que de gros grains de quartz d'origine magmatique, semblables à ceux du conglomérat des Rides sud-rifaines (Fig. 7R).

L'épaisseur et l'étendue importantes de ces deux conglomérats (Andreu et al., 1988; Charrière,



**Figure 10.** Cartes géologiques des domaines Atlasiques. A: Haut Atlas central (in: Jenny et al. 1981, simplifiée), montrant les principaux synclinaux des « Couches rouges » et les formations antérieures; B: Haut Atlas oriental (in: Haddoumi et al., 2008); C: Moyen Atlas plissé (carte d'après Fedan, 1988, simplifiée) et localisation de la coupe étudiée du conglomérat de l'Oued Atchane.

**Figura 10.** Mapas geológicos de los dominios del Atlas. A: Alto Atlas central (in: Jenny et al. 1981, simplificado), mostrando los principales sinclinales de las capas rojas y las formaciones precedentes; B: Alto Atlas oriental (in: Haddoumi et al., 2008); C: Atlas Medio plegado (mapa según Fedan, 1988, simplificado) y localización del corte estudiado del conglomerado de Oued Atchane.



**Figure 11.** Logs synthétiques des « Couches rouges » et des formations encadrantes. A: Haut Atlas oriental (d'après Haddoumi *et al.*, 2008); B : Haut Atlas central (d'après Jenny *et al.* 1981); C: Moyen Atlas plissé (d'après Andreu *et al.* 1988); D: Rides sud-rifaines (présent travail). **Figura 11.** Perfiles sintéticos de las capas rojas y de las formaciones encuadrantes. A: Alto Atlas oriental (según Haddoumi *et al.*, 2008); B: Alto Atlas central (según Jenny *et al.* 1981); C: Atlas Medio plegado (según Andreu *et al.* 1988); D: Sierra Sur-Rifeña (presente trabajo).

1992) témoignent de l'érosion, pendant l'Aptien, de vastes étendues de terrains carbonatés, en particulier les calcaires liasiques du Causse moyen atlasique, à l'Ouest (Fig. 1), déjà émergé à la fin du Lias moyen; des rides anticlinales, qui émergent entre les cuvettes synclinales, et des terrains paléozoïques de la Meseta ainsi que probablement de la Haute Moulouya.

### Haut Atlas central

Dans le Haut Atlas central des régions d'Azilal et de Demnat, les « Couches rouges » occupent les centres d'une dizaine de petites cuvettes synclinales (< à 25 km de long), séparées par des rides anticlinales beaucoup plus larges, à matériaux triasico-bajociens (Fig. 10A). Ces terrains continentaux, encadrés par

des formations marines du Bajocien-Bathonien et du Cénomano-Turonien, s'organisent en trois formations (Fig. 11B): Guettioua, Louardine et Jbel Sidal, qui ont été attribuées au Crétacé, à l'Infra-Cénomaniens (Roch, 1939; Choubert *et al.*, 1956, 1959, *in*: Jenny *et al.* 1981b) ou partiellement datées du Jurassique moyen (Jenny *et al.* 1981a et b). Haddoumi *et al.* (2010) ont mis en évidence au sein de ces séries, réputées azoïques, plusieurs niveaux fossilifères à ostracodes et charophytes qui ont permis de dater du Bathonien (?) -Callovien le sommet de la Formation de Guettioua; de l'Oxfordien-Kimméridgien et du Barrémien inférieur, respectivement la base et le sommet de la Formation des Louardine et du Barrémien supérieur, la base la Formation du J. Sidal, dont le sommet est attribué à l'Aptien (Fig. 11B).

### **Haut Atlas oriental**

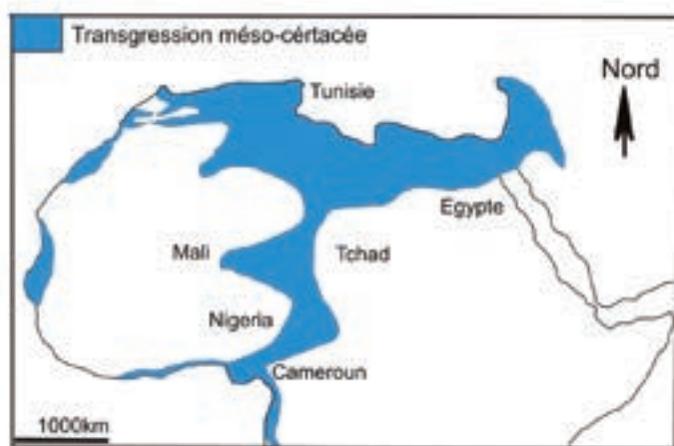
Dans le Haut Atlas oriental (ou plutôt la bordure méridionale des Hauts Plateaux), les « Couches rouges » affleurent dans plusieurs synclinaux, en particulier Anoual et Ksar Jilali (Fig. 10B). Elles sont, comme dans les deux domaines précédents, encadrées par des formations marines du Bajocien-Bathonien inférieur et du Cénomano-Turonien. Choubert (1939), puis du Dresnay (1956) y avaient distingué deux complexes, localement séparés par une discordance cartographique, dite « infracrétacée ». Le complexe supérieur est attribué par tous les auteurs à l'Infracénomaniens ; l'inférieur est rapporté au Jurassique supérieur (Choubert, 1938; du Dresnay, 1956) ou au Bathonien supérieur (du Dresnay, 1963). Haddoumi *et al.* (2008) ont défini dans le complexe inférieur deux formations (Fig. 11A): Anoual et Ksar Metlili, qu'ils datent respectivement du Bathonien inférieur et du Tithonien terminal-Berriasien inférieur. Dans le complexe supérieur, ces auteurs ont défini trois formations: Dekkar 1, 2 et 3. La première, qui repose en discordance infracrétacée sur les formations continentales sous-jacentes et sur les Marno-calcaires à pholadomies du Bajocien supérieur (?) -Bathonien inférieur, correspond à un épais conglomérat polygénique (Fig. 11A) constitué de galets roulés du Jurassique, du Lias, des quartzites primaires (Choubert, 1939) et de bancs de grès grossiers à stratification oblique (Haddoumi *et al.*, 2008). Ce conglomérat passe latéralement, au centre de la dépression infra-crétacée à des calcaires lacustres (Choubert, 1939; Haddoumi *et al.*, 2008) ayant livré des ostracodes et des charophytes de l'Aptien (Feist *et al.*, 1999) ou du Barrémien (?) -Aptien (Haddoumi *et al.*, 2008). Les deux autres formations sont attribuées à l'Albo-Cénomaniens par encadrement stratigraphique.

### **Apport des « Couches rouges » et du conglomérat aptien dans la compréhension de la paléogéographie post-Bajocien et éo-Aptien des domaines atlasiques**

Les « Couches rouges » des domaines atlasiques sont constituées par la superposition de deux ensembles lithologiques bien distincts: un *ensemble inférieur*, daté à sa base du Bathonien-Callovien et comportant des terrains montrant des âges discontinus pouvant aller, au moins, jusqu'au Berriasien, et un *ensemble supérieur*, daté à sa base de l'Aptien.

*Ensemble inférieur.* Cet ensemble, qui correspond aux formations de Guettioua et des Louardine dans le Haut Atlas central, à la formations d'El Mers dans le Moyen Atlas plissé et aux formations d'Anoual et de Ksar Metlili dans le Haut Atlas oriental (Fig. 11A-B), est propre aux domaines atlasiques marocains. Il repose dans plusieurs localités en discordance sur des séries marines du Lias et du Dogger et il est formé de terrains continentaux ou deltaïques déposés dans des lacs occupant des dépressions synclinales de faibles dimensions. Ces synclinaux étaient, dès le Bathonien, séparés les uns des autres par des rides anticlinales bien individualisées. Cet ensemble de terrains continentaux montre que les sillons du Moyen Atlas plissé, du Haut Atlas central et oriental avaient subi l'émergence et une structuration précoce en synclinaux et anticlinaux dès la fin du Bajocien. Les discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire des séquences stratigraphiques de cet ensemble, marquées par des périodes de non-dépôt et des surfaces de ravinement, montrent que les lacs qui occupaient les dépressions synclinales étaient épisodiquement soumis à des périodes d'assèchement plus ou moins longues, matérialisées par des fentes de dessiccation et l'abondance dans plusieurs niveaux de restes d'organismes terrestres: ossements et empreintes de pas de dinosaures, racines de végétaux, troncs d'arbres et bois fossile (Roch, 1939, 1950, *in*: Jenny *et al.* 1981a; Termier, 1936; du Dresnay, 1956; Haddoumi *et al.*, 2008, 2010; Jenny *et al.* 1981a, b). La persistance de ce système, particulier et fragile de lacs intra-montagneux du Bathonien jusqu'au moins au Berriasien, voire le Barrémien, signifie que les domaines atlasiques marocains n'ont pas subi de changements géomorphologiques notables pendant cette longue période d'environ 40 Ma. Par conséquent, l'âge de la première phase tectonique majeure, génératrice des rides anticlinales, et des dépressions synclinales serait fini-Bajocien à Bathonien.

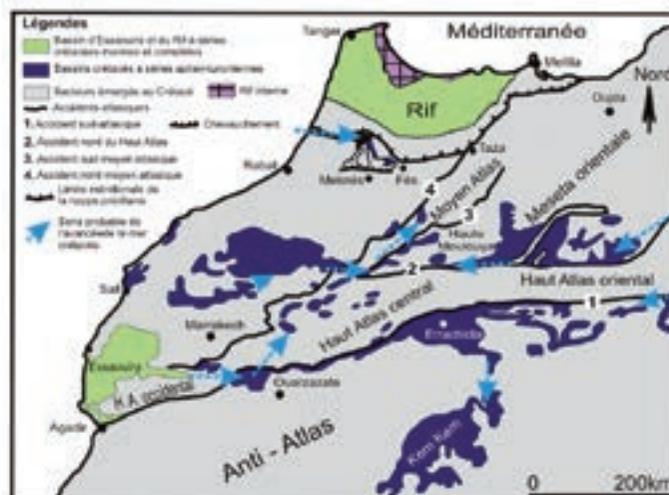
*Ensemble supérieur.* Cet ensemble d'âge aptien-cénomaniens correspond à la formation du Jebel Sidal dans le Haut Atlas central; aux formations Dekkar 1-3 dans le Haut Atlas oriental; au conglomérat de l'oued



**Figure 12.** Carte de l'Afrique montrant l'extension de la transgression méso-crétacée (d'après Courville *et al.*, 1998, modifiée pour le Maroc).

**Figura 12.** Mapa de África mostrando la extensión de la transgresión mesocretácica (según Courville *et al.*, 1998, modificado para Marruecos).

El Atchane et à la formation de Sidi Larbi dans le Moyen Atlas plissé (Fig. 11A-D); ainsi qu'à la série crétacée des Rides sud-rifaines Cet ensemble s'intègre dans un contexte paléogéographique et géodynamique d'importance régionale en rapport avec la grande transgression méso-crétacée ayant affectée de vastes régions du globe (Fig. 12), en particulier l'Afrique du NW et du NE, entre le bassin de Tarfaya et le Nord de l'Égypte, et l'Afrique saharienne, entre la Tunisie et le Cameroun (Courville *et al.*, 1996). Cette vaste transgression est considérée par la plupart des auteurs comme ayant une origine seulement eustatique (Haq *et al.*, 1987), en rapport avec une forte élévation du niveau marin, causée par une dilatation thermique des eaux océaniques, supposées plus chaudes au Crétacé inférieur, synchrone de bombements des dorsales océaniques, devenues à accretion rapide (Busson et Cornée, 1995; Jauzein et Pomerol). En effet, cette transgression semble avoir, au moins dans certaines régions du globe, une cause tectonique dominante, matérialisée par des mouvements de distension le long de certains accidents majeurs. Ainsi, l'avancée de la mer crétacée dans les secteurs situés de part et d'autre du Haut Atlas oriental et à l'extrémité orientale des Rides sud-rifaines (Fig. 13), semble être contrôlée par des mouvements verticaux normaux de certains accidents tectoniques majeurs qui délimitaient, au Jurassique et au Crétacé, les principaux domaines paléogéographiques, en particulier les Accidents sud et nord du Haut Atlas central, l'Accident sud du Moyen Atlas plissé et les Accidents de Moulay Idriss et de Moussaoua dans les Rides



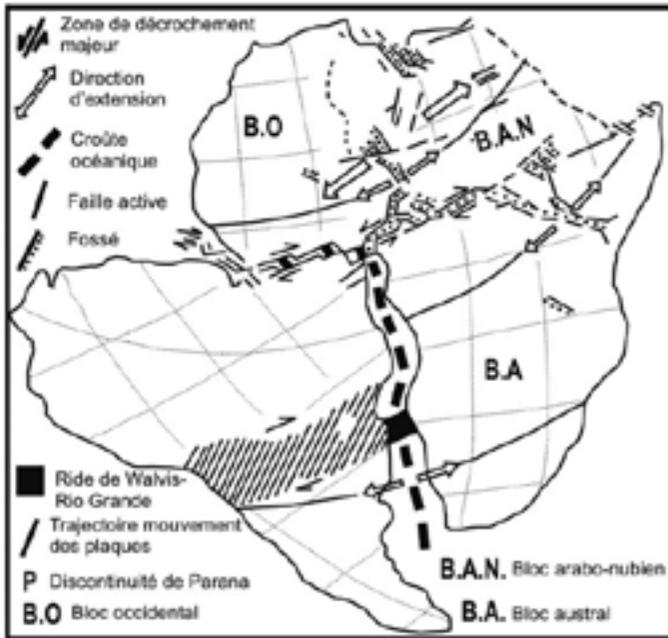
**Figure 13.** Carte du Nord du Maroc, montrant l'extension de la transgression méso-crétacée, en particulier de part et d'autre du Haut Atlas (in : Ettachfni *et al.*, 2005, complétée pour les Rides sud-rifaines et le Rif).

**Figura 13.** Mapa del Norte de Marruecos, mostrando la extensión de la transgresión mesocretácica, en particular en ambos lados de la Cadena del Alto Atlas (In: Ettachfni *et al.*, 2005, completado para la Sierra Sur-Rifeña y el Rif).

sud-rifaines. Le prolongement de la mer crétacée à travers les cuvettes synclinales du Moyen et du Haut Atlas central était également guidé par le jeu normal de multiples accidents d'un socle fortement faillé et aminci. C'est également le cas du bras de mer trans-saharien, qui, au Crétacé inférieur, avançait dans un couloir étroit correspondant à un rift intracontinental en voie de formation et qui semble prolonger, à travers le continent africain (Fig. 14), l'Atlantique sud en expansion vers le Nord (Guiraud et Maurin, 1991). Ce rift avorte au Crétacé supérieur après l'unification de l'Atlantique sud et de l'Atlantique central. En effet, ces affaissements de blocs à l'Aptien ont généré dans les secteurs déjà montagneux, des escarpements et des basculements des reliefs. L'érosion est devenue intense libérant de grandes quantités de matériaux détritiques grossiers à l'origine des conglomérats de base des séries transgressives. C'est le cas dans les Rides sud-rifaines, le Moyen Atlas plissé, la bordure méridionale des Hauts Plateaux et probablement aussi certains micro-bassins du Haut Atlas central.

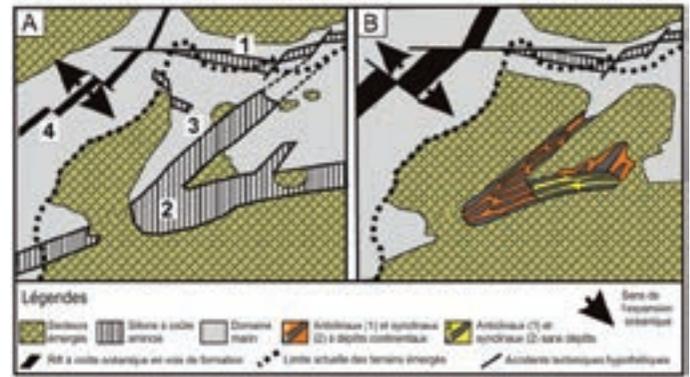
### Interprétation paléogéographique et géodynamique

Au Lias-Bajocien s'individualisent dans l'étroit domaine alpin marocain, entre la Méditerranée et l'Accident sud-atlasique, quatre sillons parallèles deux



**Figure 14.** Développement des rifts africains au Crétacé inférieur (in : Guiraud et Maurin, 1991).  
**Figura 14.** Desarrollo de los rifts africanos en el Cretácico inferior (in: Guiraud et Maurin, 1991).

à deux et conquérants deux à deux (Fig. 15A, 16A) : le Rif externe de direction E-W et le Haut Atlas de direction WSW-ESE à E-W ; le Moyen Atlas de direction SW-NE, à l'Est de la Meseta et l'Atlantique central, qui contourne la Meseta à l'Ouest. Ce dernier sillon, qui évoluera en un large océan, aura d'importantes conséquences sur l'évolution paléogéographique et géodynamique des domaines atlasiques marocains. Ainsi, dès la fin du Lias moyen, une importante régression avait affecté plusieurs secteurs situés immédiatement à l'Est du bloc résistant de la Meseta: le Causse moyen atlasique, le bassin de Saïs et l'Unité périphérique des Rides sud-rifaines (Fig. 1, 2, 3A), marquant un premier important changement paléogéographique du domaine alpin marocain, non conforme au cadre géodynamique distensif admis pour l'époque. Du Dresnay (1975), puis Studer et du Dresnay (1980) notent que des rides anticlinales ont été individualisées dans les séries jurassiques du Haut Atlas central au moins dès le Lias supérieur et interprètent la genèse de ces rides dans le cadre d'une tectonique compressive à composante horizontale. Celle-ci semble être responsable de la régression au sommet du Lias moyen des secteurs cités plus hauts. Immédiatement après cette période à tendance compressive, et à partir du Toarcien inférieur, les sillons atlasiques et les Rides sud-rifaines

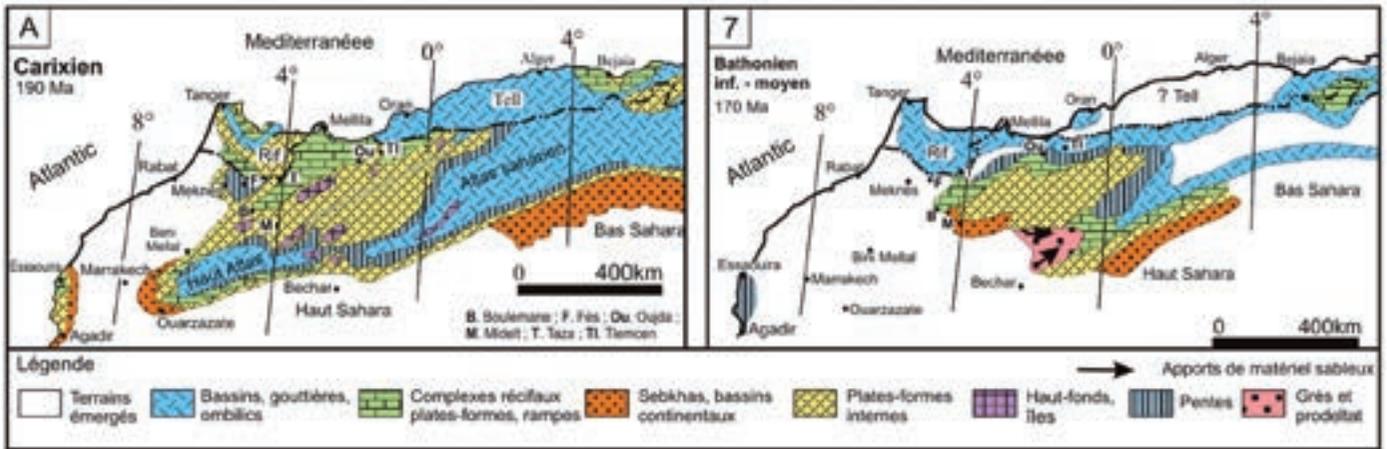


**Figure 15.** Evolution paléogéographique et géodynamique du domaine alpin marocain ; A : au Lias : individualisation des sillons du Rif externe (1), du Haut Atlas (2), du Moyen Atlas (3) et du Proto-Atlantique (4) ; B : à la fin du Bajocien : fermeture des sillons atlasiques et formation d'une chaîne d'altitude modérée, formée d'anticlinaux et de synclinaux, avec ou sans dépôts de « Couches rouges » (présent travail).

**Figura 15.** Evolución paleogeográfica y geodinámica del dominio alpino marroquí; A: en el Lias, individualización de los surcos del Rif Externo (1), del Alto Atlas (2), del Atlas medio (3) y del Proto-Atlántico (4); B: al final del Bajociense: cierre de los surcos atlasicos y formación de una cadena de altitud moderada, formada de anticlinales y de sinclinales, con o sin depósitos de capas rojas (presente trabajo).

deviennent le siège d'une subsidence rapide. Ils s'y accumulent d'importantes quantités de sédiments marneux et marno-calcaires (du Dresnay, 1971 ; Faugères, 1978). Au sein de ces séries, Studer et du Dresnay (1980) ont caractérisé, dans le Haut Atlas central de Midelt, plusieurs surfaces de discordance jalonnées par des niveaux conglomératiques. Ces discordances et les niveaux conglomératiques paraissent en rapport avec des épisodes de serrage tectonique ayant exagéré les reliefs des rides pré-existantes. Dans le même sens, Laville (1978) signale des déformations synsédimentaires en régime compressif affectant des séries de l'Aalénien et du Dogger du versant nord du Haut Atlas central. Des indices d'instabilité tectonique en régime compressif sont également signalés dans les séries de l'Aalénien et du Bajocien du Moyen Atlas (Fedan, 1988) et du Rif externe (Bulundwe, 1987 ; Papillon, 1989 ; Favre, 1992).

Au passage bajocien-bathonien, la mer abandonna subitement tous les secteurs situés au Sud du Rif externe et à l'Est de la Meseta, jusqu'aux confins algéro-marocains, à l'exception du Bassin d'Essaouira (Fig. 16A-B), marquant ainsi une des plus importantes régressions qu'a connue le domaine alpin marocain pendant tous les temps méso-cénozoïques. Cette importante régression et les

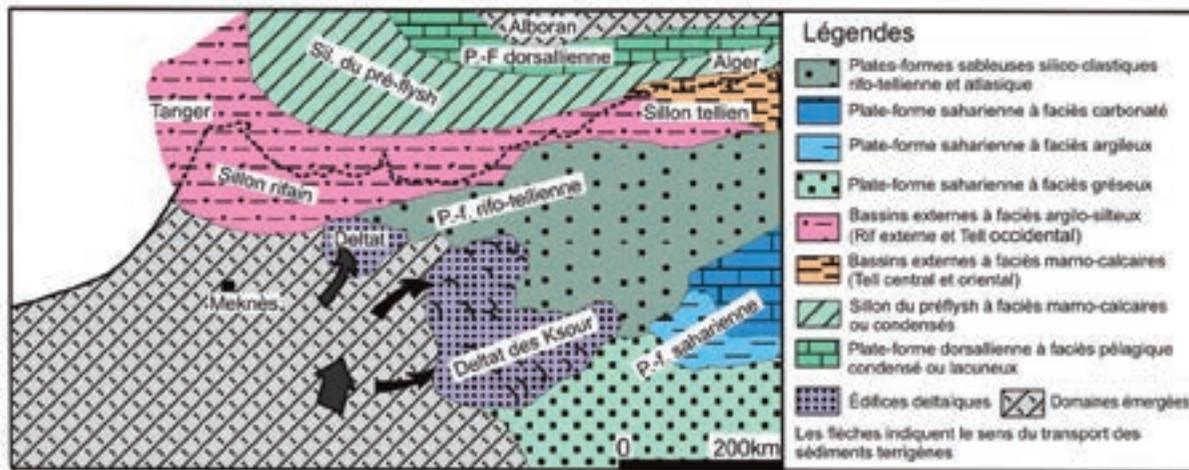


**Figure 16.** Cartes paléogéographiques du Maroc alpin et de l'Ouest algérien (d'après Elmi et al., 1998); A: au Carixien; B: au Bathonien inférieur et moyen.

**Figura 16.** Mapa paleogeogeográfica del Marruecos alpino y del Oeste argelino (Elmi et al., 1998. A: en el Carixiense; B: en el Batoniense inferior y medio).

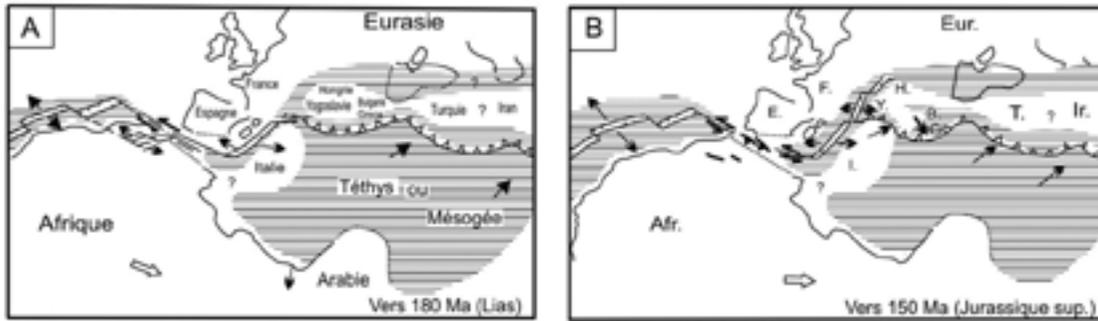
discordances des « Couches rouges », attribuées initialement au Crétacé, ont permis à Mattauer *et al.* (1977) de définir une première phase de plissement majeur des domaines atlasiques marocains, qu'ils considèrent comme d'âge fini-jurassique-éocrétacé. Bien que cette phase compressive paraisse indiscernable sur la base d'arguments purement tectoniques, plusieurs marqueurs d'ordre stratigraphique et sédimentologique évoquent, pour cette époque, un cadre géodynamique compressif. Ainsi, la régression médio-jurassique est diachrone : Bajocien moyen dans

les Rides sud-rifaines; Bajocien supérieur dans le Moyen et le Haut Atlas central et Bathonien dans le Haut Atlas oriental et les Hauts plateaux (du Dresnay, 1971, 1975). En effet, tout se passe comme si la mer bajocienne avait subi un recul forcé vers l'Est en direction de l'Atlas saharien, le pays des Horsts et la Meseta oranaise et vers le Nord en direction du Rif externe et son avant-pays oriental, secteurs qui sont restés marins pendant tout le Jurassique (Fig. 16B). Immédiatement après cette régression, les bassins situés au voisinage des domaines émergés :



**Figure 17.** Carte paléogéographique du Maroc alpin et de l'Ouest algérien au Callovien-Oxfordien (*in* : Cattaneo et Gelard, 1989, complétée dans ce travail pour le Rif et la mer d'Alboran).

**Figura 17.** Mapa paleogeogeográfica del Marruecos alpino y del Oeste argelino en el Calloviense-Oxfordiense. (*in* : Cattaneo et Gelard, 1989, completado en este trabajo para el Rif y el Mar de Alborán).



**Figure 18.** Enchaînement des déformations tectoniques en Méditerranée; A: au Lias; B: au Jurassique supérieur (d'après Tapponnier, 1977).  
**Figura 18.** Encadenamiento de las deformaciones tectónicas en el Mediterráneo; A: en el Lias; B: en el Jurásico superior (de acuerdo a Tapponnier, 1977).

Rif externe, Tell occidental (Wildi, 1981, 1983), Atlas saharien (Delfaud, 1975), plates-formes de l'avant-pays oriental du Rif (Cattanéo, 1987) et Sillon tlemcénien (Elmi et Benest, 1978), sont devenus les lieux d'accumulation d'importantes quantités de matériaux détritiques terrigènes (Fig. 17), plus de 1500 m d'épaisseur pour les étages Callovien et Oxfordien (7 Ma). Ceci signifie que les domaines atlasiques émergés au passage bajocien-bathonien, formaient déjà au Callovien des reliefs plus ou moins importants, soumis à une intense érosion (Cattanéo, 1987). Ces reliefs étaient constitués d'une succession de rides anticlinales étroites et de dépressions synclinales (Fig. 15B, 18B). Dans ces dernières, se sont accumulés des sédiments lacustres ou continentaux, reposant en discordance sur les formations marines du Lias et du Dogger. Jenny *et al.* (1981a et b) datent du Bathonien l'ensemble inférieur des « Couches rouges » et proposent un âge intra-Bathonien pour cette phase compressive. L'importance de celle-ci est aussi soulignée (Laville et Piqué, 1992) par une schistosité de fracture affectant les séries anté-crétacées au voisinage des rides anticlinales, dont l'âge serait d'après ces auteurs post-Bathonien et anté-Crétacé.

Les données issues des Rides sud-rifaines et les comparaisons avec les secteurs voisins, entre autres : l'émergence rapide au Bajocien moyen de l'Unité centrale des Rides, les importantes décharges de matériaux détritiques grossiers au sein de la formation bajocienne du J. Zerhoun, la discordance du conglomérat aptien sur les terrains du Bajocien, la diversité des galets et des faciès conglomératiques, la géomorphologie des reliefs encadrant le bassin crétacé des Rides, l'émergence au passage bajocien-bathonien des domaines atlasiques et des Hauts plateaux, la nature et l'épaisseur des

sédiments du Callovo-Oxfordien dans les bassins adjacents aux secteurs émergés, l'individualisation au sein des domaines atlasiques, dès le Bathonien, d'anticlinaux et de synclinaux, les paléo-milieus de dépôt de l'ensemble inférieur des « Couches rouges », les discordances de ces dernières sur les séries du Lias et du Dogger et leur extension limitée à des cuvettes synclinales de faibles dimensions, nous permettent de proposer un âge fini-Bajocien à Bathonien pour cette première phase compressive, conformément à l'âge proposé par Jenny *et al.* (1981b).

Comme l'avaient souligné Mattauer *et al.* (1977), puis Tapponnier (1977) et enfin Laville et Piqué (1991), ce bouleversement paléogéographique majeur des domaines atlasiques marocains ne peut s'expliquer que par une dérive vers l'Est des blocs résistants de la Meseta et du Rharb, dérive entraînée par la prédominance de l'expansion océanique dans l'Atlantique central (Fig. 15B, 18B). Cette dérive a provoqué un blocage progressif des sillons atlasiques et des Rides sud-rifaines, entraînant des plissements des séries jurassiques en anticlinaux et en synclinaux allongés NE-SW (Fig. 10A-C, 15B). C'est un allongement propre aux chaînes atlasiques qui ne peut être généré que par un raccourcissement NW-SE, non conforme aux raccourcissements NE-SW à Nord-Sud, de l'orogénèse alpine au Tertiaire et au Plio-Quaternaire. Le modèle géodynamique qui est basé sur un simple soulèvement au Jurassique moyen des domaines atlasiques sous l'effet d'une dilatation thermique du manteau supérieur (Frizon de Lamotte *et al.*, 2009), est en désaccord avec les données de terrain exposées plus haut ; notons que d'autre part, le soulèvement actuel des chaînes atlasiques et du Rif est en grande partie le résultat de l'orogénèse alpine au Tertiaire et au Plio-Quaternaire.

## Conclusion

L'analyse des constituants du conglomérat aptien (?) des Rides sud-rifaines a permis de caractériser trois types de faciès conglomératiques en rapport avec la géomorphologie des reliefs et la lithologie des formations encadrant le bassin crétacé et deux catégories de galets : sédimentaires et métamorphiques ou magmatiques. La diversité des faciès du premier type de galets, montre que la plupart des formations jurassiques des Rides, même les plus basses sur le plan stratigraphique, affleuraient en surface avant la transgression aptienne. Celle-ci, limitée à l'extrémité orientale du domaine des Rides, était contrôlée par des jeux distensifs des accidents de Moulay Idriss et de Moussaoua. Le prolongement SE-NW de l'étroit bras de mer le long de l'Accident de Moulay Idriss montre que ce dernier formait, avant l'Aptien, une vallée étroite encadrée par des reliefs plus ou moins escarpés dans un scénario proche de l'actuel. La taille de la plupart des galets (> 5 cm), évoque des transports sur des distances relativement faibles, des pentes plus ou moins fortes et un hydrodynamisme élevé. La présence dans ce conglomérat de matériaux paléozoïques montre que cette vallée a été empruntée par un important cours d'eau qui arrivait du Sud-Ouest, depuis la Meseta. Ce dispositif évoque que le domaine des Rides a subi des déformations compressives avant l'Aptien. Ainsi, les décharges détritiques au sein de la formation bajocienne du Jbel Zerhoun, la discordance du conglomérat sur les formations du Bajocien, l'émergence au passage bajocien-bathonien de l'ensemble des domaines situés à l'Est des blocs résistants du Rhab et de la Meseta, la nature et l'épaisseur des dépôts du Callovo-Oxfordien dans les sillons adjacents aux domaines émergés, les données des « Couches rouges » et l'individualisation dans les domaines atlasiques marocains, dès le Bajocien, d'anticlinaux et de synclinaux à allongement NE-SW, permettent d'attribuer un âge fini-Bajocien à Bathonien pour cette première phase compressive. Celle-ci, semble être liée à une dérive vers l'Est des blocs résistants de la Meseta, elle-même entraînée par la prédominance de l'expansion océanique dans l'Atlantique central.

## Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre de deux projets intitulés « Appui à la Recherche de l'Université Moulay Ismail ». Les auteurs dédient ce travail en hommage aux Professeurs Serge Elmi et Michel Durand-Delga ; ils tiennent vivement à remercier

les deux rapporteurs, les Professeurs Jean-Claude Faugères et André Charrière pour les corrections qu'ils ont apportées au manuscrit et pour leurs précieuses remarques et suggestions qui ont contribué à améliorer ce travail. Ils remercient aussi le Professeur R. Bourrouilh et le Dr. Bourrouilh-Le Jan pour leurs efforts dans la réalisation de l'ouvrage Hommage au Professeur Michel-Durand Delga. La traducción al castellano del resumen y de la versión abreviada ha sido realizada por Enrique Díaz del Instituto Geológico y Minero de España.

## Références

- Abrard, E. 1921. La structure du système pré-rifain au Bord de Meknès (Maroc septentrional). *Bulletin de la Société géologique de France*, 4 (21), 87-93.
- Andreu, B., Canérot, J., Charrière, A. and Feist, M. 1988. Mise en évidence du Wealdien (Barrémien) dans le Moyen Atlas (région de Boulmane, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 11a, 307, 2069-2075.
- Bendkik, M. 2004. Carte géologique au 1/50.000 de Sidi Kacem. *Notes et Mémoire du Service géologique du Maroc*, 431.
- Boutakiout, M. 1990. Les foraminifères du Jurassique des Rides Sud-Rifaines et des régions voisines (Maroc). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 112, 247pp.
- Bruderer, W., Gousskov, N., Gubler J., Jacquemont, P., Lévy, R. and Tilloy, R. 1950. Carte géologique régulière du Maroc à 1/100 000, Fès-ouest. *Société chérifienne des Pétroles*.
- Bulundwe Kitongo, M.K. 1987. Stratigraphie des « sofs » jurassiques du Pré-rif interne (Rif, Maroc). *Publications du Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève*, 4, 326 pp.
- Busson, G. and Cornee, A. 1995. La loi de Haug (1900) revisitée : un paradoxe qui s'évanouit au sujet des transgressions et des régressions marines. *Travaux du Comité français d'Histoire de la géologie*, Troisième série, t.ix (1995). <http://www.annales.org/archives/cofrhigeo/loi-haug.html>.
- Cattanéo, G. 1987. *Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc)*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Dijon, 337 pp.
- Cattanéo, G. and Gélard, J.P. 1989. L'organisation de la dynamique sédimentaire de l'avant-pays rifain oriental (Maroc) au passage jurassique-crétacé. *Sciences de Géologie, Mémoire de Strasbourg*, 29-38.
- Charrière, A. 1992. Discontinuités entre les « Couches rouges » du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen-Atlas (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315 (II), 1389-1396.
- Charrière, A. and Vila, J.M. 1991. Découverte d'Aptien marin à foraminifères dans le Moyen Atlas (Maroc) : un golfe mésogéen à travers la « Terre des Idrissides » ?

- Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 11a, 313, 1579-1586.
- Charrière, A., Dépêche, F., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Jaffrezo, M., Peybernès, B. and Ramalho, M. 1994. Microfaunes, Microflores et Paléoenvironnements successifs dans la Formation d'El Mers (Bathonien-Callovien) du Synclinal de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc). *Géobios*, 27 (2), 157-174.
- Chenakeb, M. 2004. Carte géologique au 1/50000 de Béni Ammar. *Notes et Mémoire du Service géologique du Maroc*, 428.
- Choubert, G. 1938. Sur le Dogger du Haut Atlas oriental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 11a, 206, 197-199.
- Choubert, G. 1939. Sur le Crétacé du Maroc oriental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 11a, 208 (3), 209-211.
- Courville, P., Lang, J. and Thierry, J. 1996. Ammonite faunal exchanges between South Tethyan platforms and South Atlantic during the Uppermost Cenomanian-Lowermost Middle Turonian in the Benue trough (Nigeria). *Géobios*, 31 (2), 187-214.
- Daguin, F. 1927. Contribution à l'étude géologique de la région pré-rifaine (Maroc septentrional). *Notes et Mémoire du Service des Mines et de Carte géologique du Maroc*, 1, 413 pp.
- Delfaud, J. 1975. Les Grès des Ksour (Algérie). Un delta de plate-forme stable. *9<sup>ème</sup> Congrès international de Sédimentologie*, Nice, thème, 5 (1), 241-262.
- Dresnay, R. du 1956. Contribution à l'étude de la série détritico-jurassico-crétacée dans le Haut Atlas oriental. *Notes du Service géologique du Maroc*, 14 (133), 9-32.
- Dresnay, R. du 1962-1964. Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique dans la partie orientale du domaine atlasique marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogénèse atlasique. *1<sup>er</sup> Colloque du Jurassique*, 1962, Luxembourg, Publication de l'Institut Grand Ducal 1964, 899-912.
- Dresnay, R. du 1963. La stratigraphie du jbel Mechkakour (Hauts-Plateaux du Maroc oriental). *Compte rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, Paris, 7, 238-240.
- Dresnay, R. du 1971. Relation paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen-Atlas) et plate-forme des hauts plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien. *2<sup>ème</sup> Colloque du Jurassique*, Luxembourg, 1967. Mémoire BRGM, Orléans, 75, 147-161.
- Dresnay, R. du 1975. Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique dans le sillon du Haut-Atlas, Maroc, *9<sup>ème</sup> Congrès international de Sédimentologie*, Nice, thème 4, « Tectonique et sédimentation », 1, 103-108.
- Elmi, S. and Benest, M. 1978. « Les Argiles de Saïda » faciès flyschoides du Callovien-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, H.S, 4, 203-261.
- Elmi, S., Almeras, Y., Ameer, M., Bassoullet, J.B., Boutakiout, M., Benhamou, M., Marok, A., Mekahli, L., Mekkaoui, A. and Mouterde, R. 1998. Stratigraphic and palaeogeographic survey of the Lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris*, 179, 145-211.
- Ettachfani E.M., Souhel A., Andreu, B., and Caron, M. 2005. La limite Cénomanién-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Géobios*, 38, 57-68.
- Favre, P. 1992. Géologie des massifs calcaires situés au front Sud de l'unité de Ketama (Rif, Maroc). *Publications du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève*, 11, 138 pp.
- Faugères, J.C. 1978. *Les Rides sud-rifaines. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Bordeaux I, 480 pp.
- Faugères, J.C. 1981. Evolution structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine : les rides sud-rifaines (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XXIII), 229-244.
- Faugères, J.C. 1982. La sédimentation jurassique sur la plate-forme continentale nord-ouest africaine (Maroc). Témoin de l'évolution de bassin atlantique et méso-géen. *Mémoire de Géologie de l'Université de Dijon*, 7, Livre Jubilaire G. Lucas, 413-442.
- Fedan, B. 1988. *Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Rabat, 338 pp.
- Feist, M., Charrière, A. and Haddoumi, H. 1999. Découverte de charophytes dans les couches rouges continentales du Haut-Atlas oriental (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 170 (5), 611-618.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khmsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F. and Michard, A. 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*, 475, 9-28.
- Guiraud, R. and Maurin, J.C. 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : Synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bulletin de la Société géologique de France*, 162 (5), 811-823.
- Haddoumi, H., Charrière, A., Andreu, B. and Mojon, P.O. 2008. Les dépôts continentaux du Jurassique moyen au Crétacé inférieur dans le Haut Atlas oriental (Maroc) : paléoenvironnements successifs et signification paléogéographique. *Carnets de Géologie*, [http://paleopolis.rediris/cg/CG2008\\_A06](http://paleopolis.rediris/cg/CG2008_A06).
- Haddoumi, H., Charrière, A. and Mojon, P.O. 2010. Stratigraphie et sédimentologie des « Couches rouges » continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas : implications paléogéographiques et géodynamiques. *Géobios*, 43, 433-451.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156-1167.

- Jenny, J., Le Marrec, A. and Monbaron, M. 1981a. Les empreintes de pas de Dinosauriens du Haut Atlas central (Maroc) : nouveaux gisements et précisions stratigraphiques. *Géobios*, 14, (3), 427-431.
- Jenny, J., Le Marrec, A. and Monbaron, M. 1981b. Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XXIII), 627-639.
- Jauzein, A. and Pomerol, C. « Cénomanienne transgression », *Encyclopædia Universalis*. <http://www.universalis.fr/encyclopedie/transgression-cenomanienne/>
- Laville, E. 1978. Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut-Atlas central (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XX), 3, 329-337.
- Laville, E. and Pique, A. 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): A tectonic model. Structural and orogenic inversions. *Geologische Rundschau*, 81 (1), 157-170.
- Mattauer, M., Tapponier, P. and Proust, F. 1977. Sur le mécanisme de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XIX), 7, 521-526.
- Michard, A. 1976. Élément de géologie marocaine. *Notes et Mémoire du Service géologique du Maroc*, 252, 408 pp.
- Papillon, R. 1989. Stratigraphie des Sofs Lias-Dogger des massifs des Senhadja et de l'Azrou Akchar (Rif, Maroc). *Publications du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève*, 8, 326 pp.
- Piqué, A. 1976. Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc central). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XVIII), 1233-1238.
- Roch, E. 1939. Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes et Mémoires du Service des Mines et de la Carte géologique du Maroc*, 51, 438 pp.
- Studer, M. and Dresnay R. du 1980. Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XXII), 391-397.
- Tapponnier, P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (XIX), 437-460.
- Termier, H. 1936. Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 33, 1566.
- Wildi, W. 1981. Le Ferrysch : cône de sédimentation en eau profonde de la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen et supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74 (2), 481-527.
- Wildi, W. 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 24 (3), 201-297.

Recibido: enero 2014

Revisado: diciembre 2014

Aceptado: mayo 2015

Publicado: julio 2016