

Les «Couches rouges» continentales jurassico-crétacées des Atlas marocains (Moyen Atlas, Haut Atlas central et oriental): bilan stratigraphique, paléogéographies successives et cadre géodynamique

André Charrière⁽¹⁾ and Hamid Haddoumi⁽²⁾

(1) 13, Terrasses de la Figuière, 30140 Anduze, France.
andre.charriere73@orange.fr

(2) Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Mohamed 1^{er} ; BP. 524 ;
60000 Oujda, Maroc.
haddoumihamid@yahoo.fr

RÉSUMÉ

Un bilan structural, sédimentologique et biostratigraphique de l'enregistrement sédimentaire des séries continentales jurassico-crétacées dans les Atlas marocains (Moyen Atlas, Haut Atlas central et oriental) conduit à subdiviser ces « Couches rouges » en trois ensembles distincts. La nature et la répartition spatiale des dépôts au cours des périodes successives fait apparaître : i) la généralisation d'une épaisse sédimentation syntectonique essentiellement bathonienne à travers le domaine atlasique ; ii) la rareté des dépôts durant le Jurassique supérieur et le Néocomien ; iii) l'existence d'une importante sédimentation détritique barrémienne se diversifiant selon les secteurs au cours de l'Aptien. L'histoire jurassico-crétacée du domaine atlasique marocain comporte trois périodes successives : i) suture du rift atlasique à la fin du Jurassique moyen, dans un cadre structural associant la poursuite du rifting avec un uplift d'ensemble doublé d'un basculement en direction téthysienne vers le NE ; ii) longue période de vacuité sédimentaire (35 à 40 Ma) associée à une relative stabilité tectonique de la voussure émergée ; iii) reprise de la fracturation par une « tectonique extensive barrémienne » disloquant l'aire émergée et entraînant la formation de nouveaux bassins continentaux et marins au Barrémo-Aptien. L'ancien rift téthysien suturé vers la fin du Dogger, exondé durant le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé inférieur, se trouve morcelé au Barrémo-Aptien et sa partie occidentale devient intégrée à la marge atlantique.

Mots clef: "Couches rouges" continentales, Bathonien, Barrémien, Paléogéographie, Haut et Moyen Atlas, Maroc

Las 'capas rojas' continentales jurásico-cretácicas del Atlas marroquí (Altas Medio, Alto Atlas central y oriental): balance estratigráfico, secuencia paleogeográfica y cuadro geodinámico

RESUMEN

Un balance estructural, sedimentológico y bioestratigráfico del registro sedimentario de las series continentales jurásico-cretácicas en los Atlas marroquíes (Atlas Medio, Alto Atlas central y oriental) conduce a subdividir estas 'capas rojas' en tres conjuntos distintos. La naturaleza y la repartición espacial de los depósitos a lo largo de los sucesivos períodos se caracteriza por: i) la generalización de una potente sedimentación sintectónica, esencialmente bathoniense, a través del dominio atlásico; ii) la escasez de los depósitos durante el Jurásico superior y Neocomiense; iii) la existencia de una importante sedimentación detrítica barremiense, diversificándose según los sectores a lo largo del Aptiense. La historia jurásico-cretácica del dominio

atlásico marroquí conlleva tres períodos sucesivos : i) la sutura del rift atlásico al final del Jurásico medio, dentro de un cuadro estructural asociando la continuación del rifting con una elevación de conjunto además de un basculamiento en la dirección del Tetis hacia el NE; ii) un largo período de vacuidad sedimentaria (35 a 40 Ma) asociada a una relativa estabilidad tectónica del arco emergido; iii) repetición de la fracturación por una 'tectónica extensiva barremiense' dislocando el área emergida e implicando la formación de nuevas cuencas continentales y marinas en el Barremiense-Aptiense. El antiguo rift del Tetis, suturado hacia finales del Dogger, y emergido durante el Jurásico superior y una parte del Cretácico inferior, se encuentra troceado en el Barremiense-Aptiense y su parte occidental se acaba integrando en el margen atlántico.

Palabras clave: capas rojas continentales, Bathoniense, Barremiense, Paleogeografía, Atlas Alto y Medio, Marruecos

VERSIÓN ABREVIADA EN CASTELLANO

Introducción y metodología

Durante el Jurásico inferior y medio, la mayor parte del dominio atlásico marroquí (Fig. 1A) estaba ocupado por dos surcos marinos del Tetis (Choubert and Faure Muret, 1960-62; Dercourt et al., 2000; Frizon de Lamotte et al., 2008) localizados el primero en el Atlas Medio (MA) y el segundo en el Alto Atlas central (HAC) y oriental (HAO). Estos depósitos marinos fueron seguidos por 'capas rojas' continentales jurásicas y cretácicas (Fig. 1B), cuya estratigrafía y edad fueron sujeto de numerosas controversias (ver Dresnay, 1963 y 1975, así como Monbaron, 1988). El presente trabajo sintetiza, en primer lugar, los estudios que se realizaron desde los años noventa en tres áreas clave del dominio del Atlas. Al mismo tiempo, en cada sitio se realizó una cartografía detallada así como estudios litoestratigráficos y sedimentológicos. Estos trabajos de campo se complementaron con numerosos estudios petrográficos y micropaleontológicos de calizas en secciones delgadas y muestras de sedimentos no consolidados. Los microfósiles más comunes en estas facies continentales son ostrácodos y carofitas, que sirven como base de la estratigrafía. El descubrimiento de niveles de foraminíferos raros permitió identificar incursiones marinas. Después del establecimiento de las correlaciones entre las diferentes áreas, la distribución espacial de los depósitos se especificó para tres períodos clave y se propuso un boceto de las sucesivas paleogeografías para el dominio del Atlas. Por último, estos resultados se insertaron en un marco geodinámico global.

Síntesis de los datos geológicos regionales

A: Atlas Medio (Fig. 2A) y Alto Atlas Oriental (Fig. 2B)

En estas dos áreas, tres unidades litoestratigráficas apiladas están separadas por dos discontinuidades principales (Charrière, 1990, 1992 ; Haddoumi, 1998) : un disconformidad cartográfica D1 y una discordancia angular D2. La secuencia estratigráfica especificada en las columnas de la Fig. 2 muestra que el registro sedimentario esta esencialmente concentrado durante dos períodos, el Bathoniense y el Barremiense-Aptiense.

B: Parte norte del Alto Atlas Central (Fig. 3)

En esta área el apilamiento sedimentario de las "capas rojas" es aparentemente concordante. Se diferenciaron, en base a la litoestratigrafía, tres formaciones apiladas (Jenny et al., 1981): dos unidades de terrígenos gruesos, esencialmente constituida de arenisca, rodeando una unidad arcillosa. Los datos bioestratigráficos (Monbaron et al., 1999, Haddoumi et al., 2002 et 2010 ; Andreu et al., 2003 ; Charrière et al., 2005 ; Mojon et al., 2009) muestran que: i) la unidad inferior de las areniscas (Guettioua Fm) data del Batoniense-Calloviense, ii) la unidad media (Iouaridène Fm) de argilita presenta una edad diacrónica en el muro (Bathoniense-Calloviense, Oxfordiense-Kimmeridgiense o Hauteriviense-Barremiense) y Barremiense en el techo; iii) La unidad superior de arenisca (Jbel Sidal Fm) data del Barremiense.

Descripción de los datos disponibles

Las correlaciones estratigráficas (Fig. 4) a lo largo del dominio atlásico muestran:

- i) un desarrollo general al final del Dogger con una tendencia a la continentalización de diversas áreas, asociado con recurrencias marinas diacrónicas y más o menos persistente dependiendo de las zonas;*

- ii) una amplia laguna estratigráfica desde el final del Dogger al Barremiense con depósitos limitados en el tiempo y localizados en el espacio;
- iii) una historia común en el Barremiense caracterizada por el comienzo de una sedimentación detrítica gruesa, seguido por una evolución diferenciada de acuerdo a las distintas áreas.

Dos episodios volcánicos, B1 y B2, aparecen en el lado norte del HAC, próximo al final del Jurásico-Medio y Barremiense.

El registro sedimentario se interrumpió por discontinuidades de significado y duración variable: i) discontinuidades sedimentarias entre formaciones concordantes (Fig. 5A) correlacionadas con una ruptura más o menos larga en el registro sedimentario en una zona tectónicamente estable; ii) discordancia erosiva (D1, Fig. 5B y 5C) asociada con una erosión superficial (de uno a algunas decenas de metros) del substrato previamente emergido; iii) discordancia angular (D2, Fig. 5C) asociada con una erosión profunda (cientos de metros) de un substrato previamente emergido y regionalmente estructurado.

Secuencia paleogeográfica del dominio atlásico desde el Jurásico medio al Cretácico inferior

A. El Bathoniense-Calloviense y la sutura del rift del Tetis (Fig. 6)

El registro sedimentario asociado con el período Bathoniense crea una diversidad de facies y paleoambientes que se pueden agrupar en cuatro áreas. El eje HAC (AZF) estaba ocupado por amplios ambientes pantanosos, intracontinentales y particularmente con alta subsidencia (Studer, 1987; Fadile, 1987; Ibouh, 1995, 2004); el lado norte del HAC (GF) y del HAO (ANF) eran drenados por sistemas fluviales con flujo hacia el dominio del Tetis (Souhel, 1996; Haddoumi, 1998); el MA (EMG) estaba sometido a ambientes costeros marginales oscilando entre llanura litoral, delta marino y algunas veces lagoon evaporítico subsidente (Choubert et al., 1967; Fedan, 1993).

El período Bathoniense-Calloviense estaba caracterizado por dos rasgos estructurales:

- Incremento de la subsidencia con depósitos sintectónicos asociados con crestas anticlinales y fallas transversas. Esta "fase medio-jurásica" (Monbaron, 1982) denota una continuación, incluso un incremento del rifting del Tetis.
- Levantamiento generalizado del dominio atlásico desde un arco axial localizado hacia el SW, alrededor del Alto Atlas de Marrakech y con un cabeceo de la pendiente paleogeográfica hacia el dominio del Tetis localizado en el NE (Hervouët, 1985; Cattaneo, 1987, 1991; Masrour, 2003; Nassili, 2006).

B. The Jurásico Superior y Neocomiense, un período de emersión generalizada (Fig. 7)

El período del Bathoniense-Calloviense al Barremiense está caracterizado por la rareza del registro sedimentario, la naturaleza exclusivamente continental de la sedimentación y una edad variable de los depósitos preservados. El dominio atlásico marroquí formó un área emergida en una esquina, el sur del Tetis y el este del océano Atlántico. Algunas reactivaciones del relieve detectable en el MA y HAO indujeron depresiones locales que atrapan el tránsito de depósitos fluviales (Andreu et al., 1998, Haddoumi et al., 2008). El borde norte del HAC permanece un área tectónicamente estable durante el Jurásico superior y el comienzo del Cretácico inferior (Charrière et al., 2011).

C. El Barremiense-Aptiense y la reactivación del rift atlántico (Fig. 8)

Un comienzo erosivo importante supone el inicio de un nuevo ciclo tecto-sedimentario. Le sigue un registro con diversidad sedimentaria que denota una evolución distintiva de tres tipos de cuencas durante el Barremiense-Aptiense. Los nuevos datos sedimentológicos, estructurales y volcánicos conducen a evocar una "fase Barremiense extensiva" previamente no sospechada en razón a la ausencia de la identificación de esta fase en el MA, HAO y HAC. Esta tectónica Barremiense determina una división en un dominio previamente emergido en la formación de cuencas evolucionando de diversas maneras de acuerdo a las zonas con: i) el retorno de una sedimentación exclusivamente intracontinental en el HAO (Haddoumi, 1998, Haddoumi et al., 2008); ii) una nueva sedimentación continental, seguidamente de margen costero en el MA, asociado con el golfo del Tetis (Charrière and Vila, 1991); iii) una continuación con sedimentación fluvial, lagoonal a marginal costera durante el Barremiense, a continuación marina durante el Aptiense en el HAC asociada con el golfo atlántico.

Conclusiones

Las capas rojas jurásicas y cretácicas de la cadena atlásica de Marruecos está constituida por la sucesión de tres unidades de depósitos detríticos de naturaleza e importancia desigual, separadas por importantes

lagunas de sedimentación, por erosión y/o no-deposición. Esta trilogía de 'capas rojas' conduce a una división paleogeográfica en tres periodos que van desde el Bathoniense al Barremiense-Aptiense (Figs. 6, 7, 8) y se correlacionan con tres eventos geodinámicos sucesivos (Fig. 4, columna derecha):

- i) Sutura del rift atlásico del Bathoniense-Calloviense. Este evento es concomitante con un levantamiento de todo el dominio atlásico, con una paleopendiente paleogeográfica hacia el dominio del Tetis localizado en el NE. Este levantamiento es el resultado probable de un 'domo térmico' astenosférico (Frizon de Lamotte et al. 2009) centrado en el area de interferencia de la parte oeste del margen sur del Tetis con el borde oriental del océano Atlantico central.
- ii) Período de emersión y erosión durante el Jurásico superior y el Neocomiense (cerca a 35-40 Ma) asociado con una relativa estabilidad tectónica del arco emergido correspondiente a la continuación del 'domo térmico'.
- iii) Dislocación del área emergida durante el Barremiense-Aptiense por una 'tectónica Barremiense extensional' que involucra la formación de nuevas cuencas continentales y marinas durante el Barremiense-Aptiense. El antiguo rift del Tetis suturado al final del Dogger, entonces continental durante el Jurásico superior y una parte del Cretácico inferior, se rompe durante el Barremiense-Aptiense y su parte oeste se integra a la dinámica del margen atlántico.

Introduction

Historique sommaire des idées au cours du XXème siècle

Largement répandues dans le domaine atlasique marocain (Fig. 1), des «Couches rouges» continentales, succèdent aux derniers dépôts marins du Jurassique moyen et sont suivies des dépôts marins crétacés

datant de l'Aptien dans le Moyen Atlas (MA) et le Haut Atlas central (HAC) ou du Cénomaniense dans le Haut Atlas oriental (HAO). Durant cet intervalle de temps, la sédimentation marine littorale est demeurée cantonnée à la bordure atlantique (Haut Atlas occidental) et sud téthysienne (Avant-pays rifain au NE du Moyen Atlas) (Choubert and Faure Muret, 1960-62 ; Dercourt et al., 2000). Entre ces deux domaines, se rencontrent dans de nombreuses cuvettes

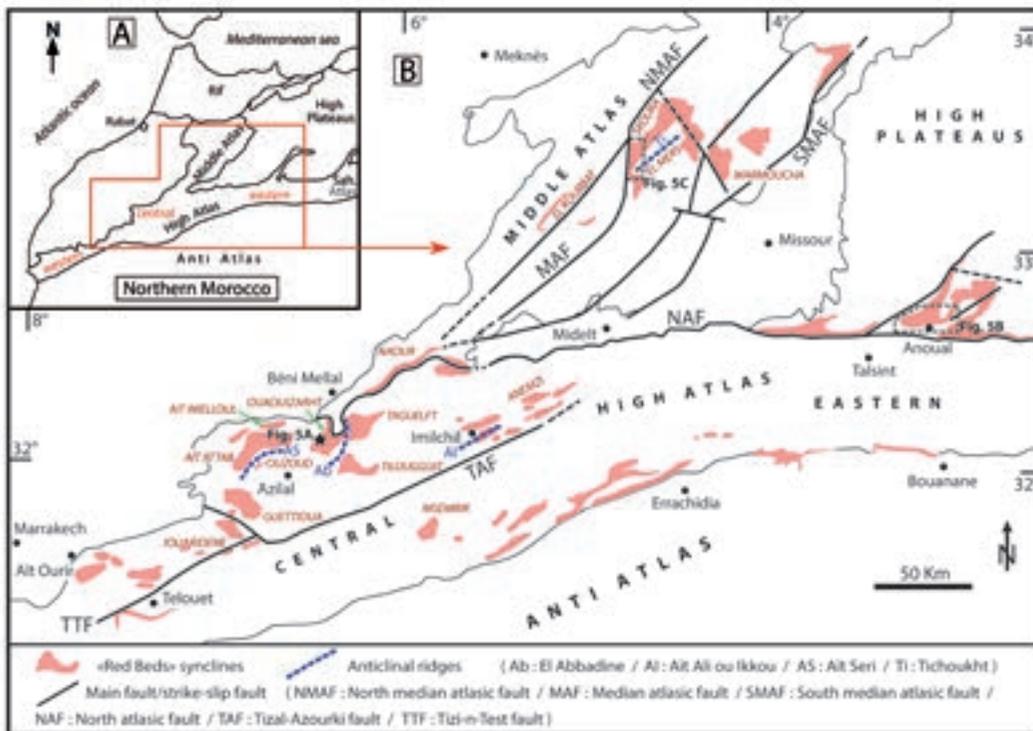


Figure 1. A: Situation du domaine atlasique marocain; B: Répartition des synclinaux à « Couches rouges » jurassico-crétacées dans la chaîne atlasique et position des secteurs étudiés.

Figura 1. A: Situación de las montañas del Atlas en Marruecos. B: Distribución geográfica de los sinclinales jurásicos y cretácicos de capas rojas y localización de las áreas estudiadas.

synclinales (Fig. 1B) des dépôts continentaux résiduels, avec des épaisseurs allant de quelques centaines à environ 2000 mètres. L'âge de ces terrains continentaux, peu ou pas fossilifères, a été fréquemment débattu. Un historique des controverses, synthétisé notamment dans du Dresnay (1963 et 1975) et Monbaron (1988), sera sommairement rappelé. Avec H. Termier (1936) et la découverte des vertébrés d'El Mers dans le Moyen Atlas (de Lapparent, 1955), les « Couches rouges » furent attribuées au Jurassique. Avec l'identification de l'Aptien marin dans le HAC (Choubert and Faure Muret, 1960-62), l'ensemble de la série continentale sous-jacente fut considérée comme Crétacé inférieur et cartographiée comme telle (Choubert, 1956) jusqu'à la fin des années 70 (Rolley, 1977, 1978). Cet âge crétacé fut toutefois contesté dans le MA et le HAO par R. du Dresnay qui considérait qu'une « discordance infracrétacée » (du Dresnay, 1969, 1976), séparait une partie inférieure des « Couches rouges » d'âge jurassique d'une partie supérieure crétacée anté-cénomaniennne. Avec la reprise d'une cartographie plus précise au 1:100000 dans le HAC (Jenny 1985 ; Monbaron 1985; Le Marrec 1985 ; Jossen 1990), trois formations superposées furent distinguées dans les « Couches rouges » de ce secteur. De nouvelles découvertes de restes de dinosauriens (Monbaron and Taquet, 1981) dans la formation inférieure (Fm de Guettoua) conduisirent à l'attribuer au Bathonien, âge transposé aux deux autres formations rouges sus-jacentes (Fm des louaridène et Fm du Jbel Sidal), apparemment concordantes entre elles. La transgressivité et supposée discordance de l'Aptien marin sus-jacent a conduit alors à attribuer l'ensemble des « Couches rouges » sous-jacentes au « Jurassique gréseux rouge du Haut Atlas » sur la carte géologique du Maroc au 1:1000000. On observera d'une part que ces différentes attributions étaient exclusivement basées sur des récoltes de macrofaune ou de bois fossiles (du Dresnay, 1969) et d'autre part que les nouvelles datations locales avaient tendance à être spontanément généralisées et extrapolées à travers le domaine atlasique.

Objectifs et méthodes

La présente publication relate en premier lieu l'évolution du dossier depuis les années 1990 dans trois secteurs distincts du domaine atlasique. La stratigraphie et l'âge des « Couches rouges » ont été abordés d'abord dans le contexte d'une thèse dans le Moyen Atlas (Charrière, 1990), puis dans le cadre d'une thèse dans le Haut Atlas oriental (Haddoumi, 1998) et enfin, depuis 2000, par des études effectuées

en commun dans la plupart des cuvettes synclinales du Haut Atlas central. L'enjeu du départ consistait à savoir si les « Couches rouges » constituaient une série compréhensive plus ou moins continue durant le Jurassique supérieur (Colo, 1961) et le Crétacé inférieur comme cela était évoqué dans le MA (Duée *et al.*, 1977) et dans le HAO (Sigogneau-Russel *et al.*, 1990) ou si l'empilement des dépôts était entrecoupé d'importantes discontinuités. Parallèlement à une cartographie détaillée de terrain, ont été menées des études lithostratigraphiques et sédimentologiques des séries résiduelles exposées sur chaque site. Plusieurs niveaux repères ont été décelés avec notamment quelques incursions marines ou laguno-marines localisées dans certaines séries continentales et qui ont pu être datées.

Les travaux de terrain ont été complétés par de nombreuses études pétrographiques et micropaléontologiques des carbonates en lames minces. Les foraminifères ont été étudiés par B. Peybernès pour le Jurassique, J.-M. Vila pour le Crétacé. Nous avons effectué des centaines de lavages de roches meubles pour rechercher des microfossiles, travail fastidieux dans les terrains continentaux qui, malgré le repérage préalable des paléoenvironnements potentiellement favorables, sont la plupart du temps stériles. Dans les cas exceptionnellement productifs, les microfossiles récoltés ont été confiés à différents spécialistes. Dans les milieux continentaux du Jurassique et du Crétacé, les charophytes (étudiés par M. Feist et P.-O. Mojon) sont les meilleurs marqueurs ayant donné lieu à une échelle stratigraphique assez précise (Grambast-Fessard and Ramalho, 1985 ; Riveline *et al.*, 1996). Les ostracodes (étudiés par F. Depêche, B. Andreu, A.-M. Bodrgat et P.-O. Mojon) donnent également des indications d'âge, assez larges en milieu continental, mais beaucoup plus précises en ce qui concerne les espèces marines.

Ces marqueurs biostratigraphiques ont révélé la présence de plusieurs étages antérieurement méconnus dans l'empilement des « Couches rouges » comme l'Oxfordien, le Kimméridgien et surtout le Barrémien représenté dans la plupart des sites. Ces résultats ont fait l'objet de plusieurs publications (cf. références dans le texte ci-dessous) auxquelles on pourra se reporter pour leur contenu détaillé. Cet article de synthèse résume d'abord les données stratigraphiques régionales, puis établit des corrélations entre elles. Il précise ensuite la répartition spatiale des dépôts lors des trois périodes clefs et donne une ébauche des paléogéographies successives. Dans un dernier temps, il aborde les causalités possibles de l'émersion jurassico-crétacée de la chaîne atlasique marocaine.

Synthèse des données géologiques régionales

L'enregistrement sédimentaire dans différentes parties du domaine atlasique

Moyen Atlas

Les levés cartographiques ont conduit à différencier trois unités lithostratigraphiques superposées, séparées par deux discontinuités (Charrière, 1990, 1992) (Fig. 2A).

Groupe d'El Mers. Cet ensemble qui fut subdivisé en 3 formations sur la feuille de Sefrou (Charrière, 1989) succède à une formation marine littorale (Fm Ich Timellaline-Bou Akrabène, du Dresnay, 1963). La Fm d'El Mers 1 débute avec quelques assises dolomitiques à caractère émerisif (ripples marks, muds cracks, empreintes de dinosauriens) suivies

de marnes lie de vin et versicolores à restes de dinosauriens (de Lapparent, 1955) alternant avec des calcaires d'eau douce à ostracodes et charophytes. Au-dessus se rencontrent des dépôts littoraux diversifiés (grès, calcaires gréseux, calcaires bioclastiques marins, lumachelles) alternant avec des marnes et des calcaires d'eau douce. Dans plusieurs synclinaux se développe une importante sédimentation marno-gréseuse littorale (Fm d'El Mers 2), puis la série se termine par une épaisse série de marnes à évaporites « Gypses de Skoura » (Choubert and Faure-Muret, 1967) (= Fm d'El Mers 3). Le Groupe d'El Mers correspond ainsi à l'apparition et à l'installation de paléoenvironnements continentaux, mais des conditions margino-littorales se manifestent et persistent jusque dans les termes les plus récents.

Conglomérats inférieurs de l'Oued el Atchane. Ce premier ensemble conglomératique est

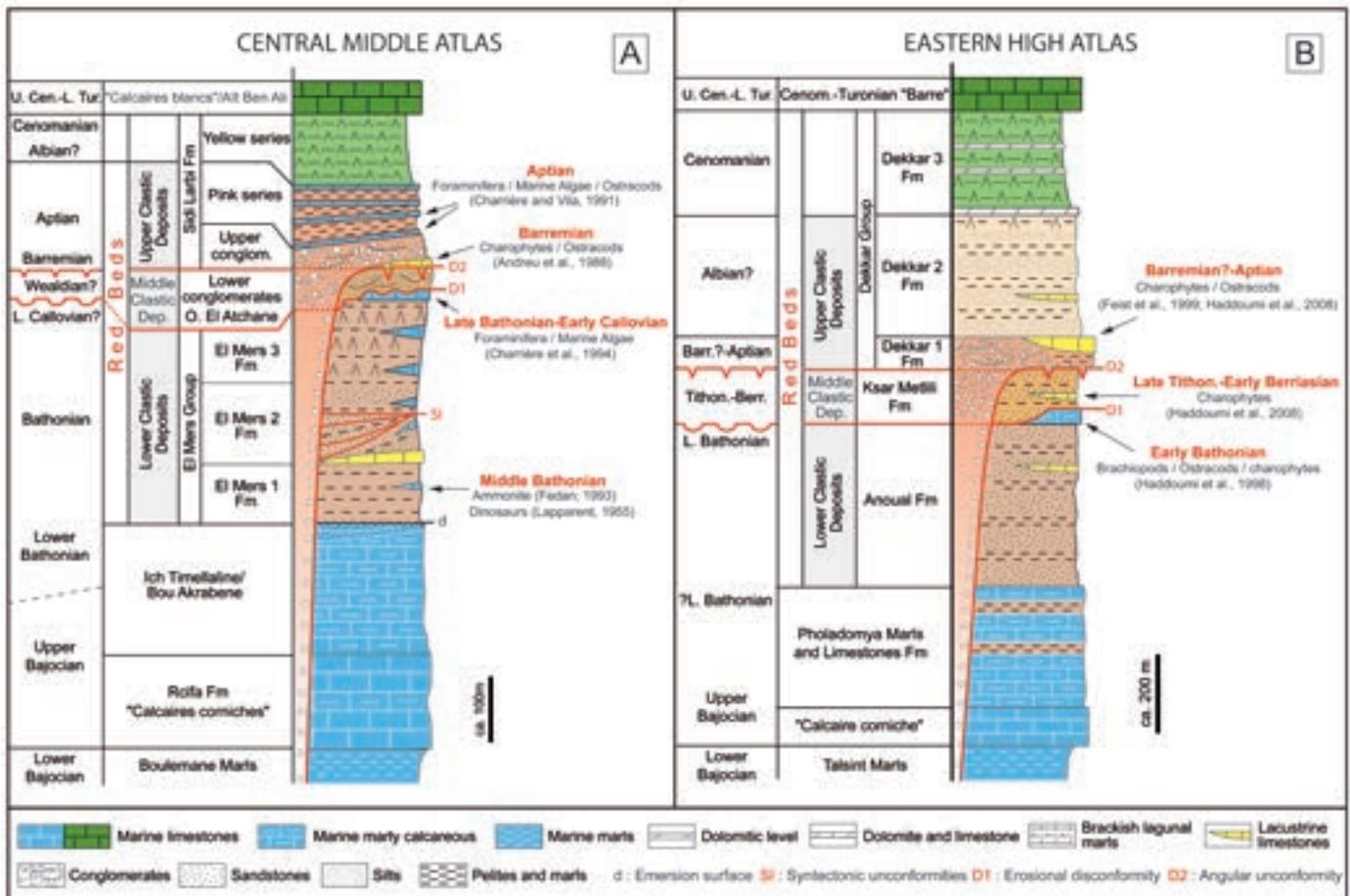


Figure 2. Enregistrement sédimentaire et âge des « Couches rouges » jurassico-crétacées dans les parties orientales du domaine atlasique. A: Moyen Atlas; B: Haut Atlas oriental.

Figura 2. Registro sedimentario y edad de las capas rojas jurásico-cretácicas en las partes orientales de las Montañas del Atlas. A: Atlas Medio. B: Alto Atlas oriental.

géographiquement limité de part et d'autre de la terminaison périclinale de la ride du Tichoukht (Fig.1). Il s'agit d'un dépôt proximal de piedmont (Andreu *et al.*, 1988) jouxtant un paléorelief local. Les éléments sont d'une remarquable homogénéité avec plus de 90% de calcaires micritiques à ostracodes provenant du remaniement des assises sommitales calcaires du Groupe d'El Mers sous-jacent.

Fm de Sidi Larbi. Elle débute localement par un épisode lacustre, puis par un deuxième ensemble conglomératique qui déborde largement le niveau lacustre et devient discordant sur toutes les formations sous-jacentes. Ce « Conglomérat supérieur de Sidi Larbi » est de composition très différente de celle du conglomérat inférieur avec des éléments très diversifiés et originaires de différentes assises du Dogger (calcaires oolitiques et bioclastiques) et du Lias (micrites à spicules de spongiaires, chailles, micrites à gros foraminifères imperforés).

Ces conglomérats sont largement représentés de part et d'autre du Tichoukht, ils s'amincissent vers le Sud et passent latéralement vers le Nord à des calcarénites de milieu marin littoral. Les décharges conglomératiques sont surmontées d'alternances de marnes rosées avec des marno-calcaires, de calcaires dolomitiques ou de calcaires bioclastiques littoraux. Cette « Série rose » est recouverte d'une « Série jaune » formée de marnes à gypse. La succession verticale d'ensemble des dépôts de la Fm de Sidi Larbi traduit ainsi l'évolution globale de milieux continentaux à des environnements marins margino-littoraux.

Haut Atlas oriental

Trois unités lithostratigraphiques, séparées par deux discontinuités sont également différenciées (Haddoumi, 1998, Haddoumi *et al.*, 2008) (Fig. 2B).

Fm d'Anoual. Elle surmonte en concordance une série de transition « Marno-calcaires à Pholadomyes » formée d'alternances de dépôts marins littoraux et continentaux. La Fm d'Anoual débute par un membre inférieur détritique, épais de plusieurs centaines de mètres et vivement coloré en rouge-brique. Il est formé d'une succession de séquences gréseuses à la base et argilo-pélitiques au sommet, avec quelques intercalations lenticulaires de calcaires dans la partie supérieure. Ces dépôts exclusivement continentaux traduisent une dynamique fluviale de chenaux multilatéraux en tresse faiblement sinueux à écoulement dominant vers le nord. La formation se termine par un membre supérieur calcaire et marno-calcaire, épais d'une dizaine de mètres, qui correspond à la

dernière récurrence marine jurassique enregistrée dans la région.

Fm de Ksar Metlili. C'est un deuxième ensemble détritique grossier d'épaisseur maximale 80m et d'extension limitée aux axes des synclinaux d'Anoual et de Ksar Jilali. La lithologie de la formation, analogue au membre inférieur de la Fm d'Anoual, correspond également à des dépôts de plaine deltaïque à prédominance fluviale, associée à des lacs d'interfluves épisodiques à sédimentation carbonatée.

Groupe de Dekkar. Il est constitué par la superposition de 3 formations.

Fm de Dekkar 1. C'est un ensemble détritique grossier essentiellement constitué de conglomérats et de calcarénites à ciment carbonaté qui repose en discordance sur plusieurs formations sous-jacentes. Les éléments constitutifs sont de nature polygénique et dénotent le remaniement de différentes assises calcaires du Dogger et du Lias. L'épaisseur maximale de la formation conglomératique se rencontre au voisinage de la Faille nord-atlasique, au Sud ; elle diminue et s'amenuise considérablement vers le Nord et passe latéralement au « Calcaire lacustre d'Aïn Mellouk » (Caïa, 1972).

Fm Dekkar 2. Elle est formée de dépôts gréseux fluvio-lacustres évoluant vers le haut à des dépôts argileux de plaine évaporitique. Le drainage des matériaux fluviaux est ici orienté vers l'Ouest.

Fm de Dekkar 3. Des marnes à gypse représentent un dépôt de sebka évaporitique précédant les calcaires marins associés à la transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Haut Atlas central (versant nord)

Dans cette région l'empilement sédimentaire des « Couches rouges » est apparemment concordant. Trois formations superposées furent différenciées sur des bases lithostratigraphiques (Jenny *et al.*, 1981) : deux ensembles terrigènes grossiers, essentiellement gréseux, encadrent un ensemble à dominante argilo-pélitique. Ce découpage utilisé dans la cartographie présente de fortes disparités d'une cuvette synclinale à l'autre (Fig. 3).

Formation des Guettioua. Cette formation, caractérisée par d'importantes décharges gréseuses, est particulièrement développée (jusqu'à 600 m d'épaisseur) dans le synclinal éponyme des Guettioua (Fig. 1B). Elle est formée de grès, parfois de conglomérats ou de silts de couleur souvent rouge sombre, en alternances avec des couches pélitiques versicolores présentant parfois des traces de paléosols hydromorphes. Il s'agit de dépôts de plaine alluviale

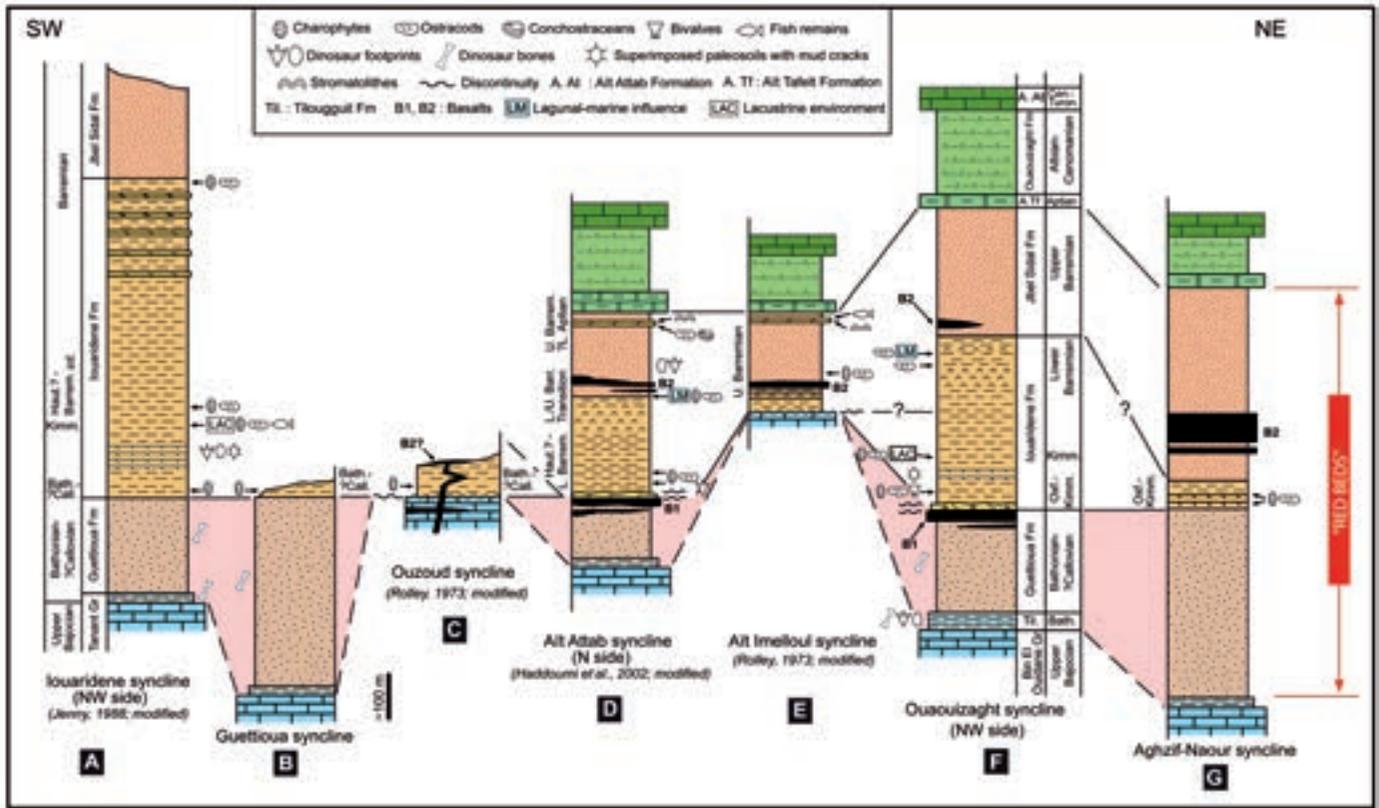


Figure 3. Corrélations des « Couches rouges » jurassico-crétacées dans différents synclinaux du versant nord du Haut Atlas central (d’après Haddoumi *et al.*, 2010, complété).

Figura 3. Correlaciones de las capas rojas jurásico-cretácicas en diferentes sinclinales en la parte norte del Alto Atlas central (a partir de Haddoumi *et al.*, 2010, completado).

à deltaïque à chenaux fluviaux divagants. Le drainage des matériaux se fait préférentiellement vers l’E ou l’ESE (Souhel, 1996). Dans la cuvette de Tilougguit un niveau silto-gréseux a livré un squelette presque complet d’un dinosaure sauropode (Monbaron *et al.*, 1999).

Formation des louaridène. Définie dans le synclinal éponyme situé au Sud-Est de Demnate (Fig. 1B), cette série finement détritico est subdivisée (Jenny, 1988) en deux membres. Le membre inférieur est dominé par des pélites et des marnes rouge-violacé à rouge-orangé. Il comporte des intercalations de grès fins indurés avec des surfaces de bancs à fentes de dessiccation et parfois à traces de dinosaures (Dutuit and Ouazzou, 1980; Ishigaki, 1989; Nouri *et al.*, 2001; Boutakiout *et al.*, 2008; Ishigaki and Matsumoto, 2009). Le membre supérieur est plus argileux et de couleur plus sombre ; il renferme des intercalations dolomitiques dans la partie supérieure. Dans d’autres synclinaux plus septentrionaux (Aït Attab, Ouaouizarht), ce membre supérieur présente d’importantes intercalations gypseuses. La

sédimentologie de la formation traduit des dépôts de playas, avec localement des tendances évaporitiques marquées, originaires de vastes chotts intracontinentaux (Souhel, 1996) ou de lagunes côtières (Haddoumi *et al.*, 2010).

Formation du Jbel Sidal. C’est une formation détritico à dominante gréseuse également définie dans le synclinal des louaridène. Elle est constituée d’une succession de barres gréseuses ou silteuses violacées et de niveaux lenticulaires conglomératiques, alternant avec des dépôts pélitiques. Egalement représentés dans d’autres cuvettes synclinales, ces dépôts fluvio-deltaïques sont associés à un drainage des matériaux en direction de l’W (Souhel, 1996). La limite supérieure de la formation dans le synclinal des louaridène correspond à la surface d’érosion actuelle. Lorsque la partie sommitale est conservée (synclinaux d’Aït Attab, d’Aït Imelloul, Ouaouizarht), on constate un passage progressif vers le haut à la sédimentation marine aptienne avec, d’abord l’apparition de quelques niveaux dolomitiques parfois fossilifères (Haddoumi, 1988), puis par un premier

niveau de marnes vertes à foraminifères (Andreu *et al.*, 2003).

Axe de la chaîne atlasique

Un ensemble détritique rouge et vert défini comme « Fm d'Anemzi » par Studer (1987) surmonte et clôture la sédimentation marine jurassique. C'est une série monotone à dominante marneuse d'épaisseur avoisinant un millier de mètres dans son stratotype. Ibouh (1995) y différencie : i) une partie inférieure (= Fm d'Imilchil) versicolore qui débute avec l'apparition du premier niveau continental rubéfié, comprend plusieurs intercalations de calcaires marins et se clôture avec la dernière assise marine ; ii) une partie supérieure (=Fm d'Isli) exclusivement continentale uniformément rouge, riche en pélites intercalées de grès fins calcaireux, avec des bancs montrant localement des pistes de dinosauriens.

Les repères biostratigraphiques

1. Dans le Moyen Atlas (Fig. 2A).

Dans le synclinal d'El Mers, quelques ammonites avaient permis de dater le Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (*in* du Dresnay, 1963) dans les dépôts marins antérieurs à la Fm d'El Mers 1 et une ammonite du Bathonien moyen fut signalée (Fedan, 1993) à environ 55 m au-dessus de la base de cette dernière. Les études micropaléontologiques réalisées postérieurement au SW du synclinal de Skoura ont permis: i) de dater un calcaire marin du Bathonien supérieur- Callovien inférieur (Charrière *et al.*, 1994) au top de l'unité inférieure (Gr d'El Mers) ; ii) de dater un calcaire lacustre du Barrémien (Andreu *et al.*, 1988) à la base de l'unité supérieure (Fm Sidi Larbi) ; iii) d'identifier l'Aptien marin (Charrière and Vila, 1991) dans les calcaires de cette formation. L'unité médiane (Conglomérats de l'Oued el Atchane) n'ayant livré que des fossiles remaniés du Dogger sous-jacent n'a pu être datée, nous l'attribuons « provisoirement » au Wealdien (Jurassique supérieur à Barrémien ?)

2. Dans le Haut Atlas oriental (Fig. 2B).

Des données biostratigraphiques concernent les trois unités différenciées : i) l'unité inférieure (Fm d'Anoual) se termine par un calcaire marin daté par Brachiopodes du Bathonien inférieur (Haddoumi *et al.*, 1998) ; ii) l'unité médiane (Fm Ksar Metlili) connue pour un gisement de micromammifères parmi les plus anciens d'Afrique (Sigogneau-Russel *et al.*, 1990) nous a livré (5m au-dessus de ce gisement)

des charophytes de la limite Tithonien-Berriasien (Mojon *et al.*, 2009) ; iii) l'unité supérieure débute par un conglomérat (Fm de Dekkar 1) qui passe latéralement vers le nord (Haddoumi, 1998) et verticalement vers le haut à un calcaire lacustre ayant livré des charophytes de l'Aptien inférieur (Feist *et al.*, 1999).

3. Sur le versant nord du Haut Atlas central (Fig. 3).

Des échantillonnages multiples dans différentes cuvettes synclinales ont permis un calage stratigraphique relativement précis (Haddoumi *et al.*, 2010).

i) l'unité inférieure gréseuse (Fm des Guettioua) date du Bathonien- ?Callovien, âge donné par encadrement stratigraphique avec: au-dessous, les derniers niveaux marins inclus dans la série de transition sous-jacente (Fm de Tilougguit), datés par brachiopodes du Bathonien inférieur (Haddoumi, 1988 ; Souhel, 1996) ; au-dessus, les premiers niveaux lacustres à charophytes (situés à la base de la Fm d'Iouaridène) ayant livré des formes d'âge Bathonien- ?Callovien dans le stratotype (synclinal d'Iouaridène) ou Oxfordien (synclinal de Bine el Ouidane). Cet âge Bathonien- ? Callovien de la Fm des Guettioua est compatible avec celui des dinosauriens qu'elle contient (Monbaron *et al.*, 1999) ; il recouvre également celui des coulées basaltiques (épisode B1) intercalées dans la partie sommitale de la formation.

ii) l'unité médiane (Fm Iouaridène) argilo-pélique est d'âge diachronique à sa base. Les premiers dépôts sont d'âge variable d'une cuvette synclinale à l'autre en fonction de la durée des lacunes sous-jacentes (cf III B1.1), mais également au sein d'un même synclinal, en fonction de la transgressivité de la formation sur certaines rides limitrophes (cf. IV C2). L'enregistrement sédimentaire débute ainsi entre la fin du Dogger (dans le stratotype) et l'Hauterivien ?-Barrémien (flanc nord du synclinal d'Aït Attab). Sa partie supérieure évaporitique est barrémienne, âge donné à la fois par des charophytes à Aït Attab (Fig. 3D) (Mojon *et al.*, 2009 ; Haddoumi *et al.*, 2010) et par des ostracodes marins, à Ouaouizarth (Fig. 3F) (Charrière *et al.*, 2005 ; Mojon *et al.*, 2009).

iii) L'unité supérieure gréseuse (Fm du Jbel Sidal) date du Barrémien. Un âge Barrémien supérieur est précisé (Mojon *et al.*, 2009; Haddoumi *et al.*, 2010) dans les synclinaux d'Aït Attab et d'Aït Imelloul (Fig. 3E). Les coulées basaltiques (épisode B2) qui sont souvent associées aux premières décharges gréseuses ont été, au moins localement, émises au voisinage de la limite Barrémien inférieur / Barrémien supérieur.

4. Dans l'axe de la chaîne atlasique.

La Fm d'Anemzi est le dépôt le plus récent conservé dans les synclinaux de la partie axiale du Haut Atlas. Cette série continentale monotone s'enchaîne progressivement à la sédimentation marine jurassique dont les derniers termes représentés dans la partie inférieure de la formation sont datés par brachiopodes du Bathonien inférieur. La feuille d'Imilchil (Fadile, 2003) rapporte l'ensemble de la formation au Bathonien-Callovien ? La partie inférieure (= Fm d'Imilchil) et la partie supérieure (= Fm d'Isli) seraient respectivement corrélables avec la Fm de Tilougguit et la Fm des Guettioua définies sur le flanc nord du Haut Atlas central.

Par contre les « Couches rouges » discordantes sur les axes anticlinaux et antérieurement considérées soit comme Jurassique moyen-supérieur, soit comme Crétacé inférieur (Laville and Piqué 1992; Piqué *et al.*, 1998) sont en fait d'âge paléocène (Charrière *et al.*, 2009, 2011).

La trilogie des « Couches rouges » jurassico-crétacées et les discontinuités de l'enregistrement sédimentaire

Corrélations stratigraphiques (Fig. 4)

La présence de deux discordances au sein des « Couches rouges » du MA et du HAO permet d'établir un découpage tripartite dans ces deux secteurs qui peut être confronté à celui du HAC sur la base des différentes datations paléontologiques. Ces corrélations exprimées sur le tableau de la Fig. 4 distinguent trois ensembles détritiques superposés.

1. Les « Détritiques inférieurs » du Bathonien-Callovien (Gr d'El Mers dans le MA, Fm Anoual dans le HAO, Fm Guettioua dans le versant N du HAC, Fm Anemzi dans l'axe du HAC) s'enchaînent avec les dépôts carbonatés de la plate-forme marine bajocienne. Ils constituent le dernier terme de la mégaséquence de comblement des sillons marins jurassiques des domaines atlasiques centraux et orientaux
2. Les « Détritiques médians » de la fin du Jurassique moyen au Barrémien *p.p.* sont représentés d'une part par des dépôts continentaux grossiers quantitativement peu importants et géographiquement dispersés dans le MA et le HAO et d'autre part par des dépôts plus conséquents argilo-pélicites dans le HAC. Ils sont associés à la longue période (environ 40 Ma) d'émersion et d'érosion affectant le domaine atlasique.

3. Les « Détritiques supérieurs » du Barrémio-Aptien (Fm Sidi Larbi dans le MA, Fm Jbel Sidal dans le HAC, groupe Dekkar dans le HAO) constituent une deuxième récurrence de dépôts détritiques grossiers. Après cette reprise érosive généralisée, les bassins montrent une évolution distincte, soit vers un environnement lacustre (dans le HAO), soit vers des environnements marins littoraux (MA et HAC) à l'Aptien. Les « Détritiques supérieurs » constituent ainsi une méga-séquence d'ouverture qui marque le début d'un nouveau cycle tectono-sédimentaire responsable d'une nouvelle fragmentation de l'aire antérieurement émergée.

Les corrélations stratigraphiques à travers le domaine atlasique font ainsi apparaître :

- i) une évolution d'ensemble du domaine atlasique en fin du Dogger avec une tendance à la continentalisation des différents domaines, associée à des récurrences marines diachroniques et plus ou moins persistantes selon les secteurs ;
- ii) une grande lacune échelonnée de la fin du Dogger au Barrémien avec des dépôts ponctuels dans le temps et localisés dans l'espace ;
- iii) une histoire commune du domaine au Barrémien avec la reprise d'une sédimentation détritique grossière, suivie d'une évolution différenciée selon les régions.

Les discontinuités dans la sédimentation

Comme dans toutes les formations continentales, l'enregistrement sédimentaire est discontinu. La présence de paléosols à muds cracks et à empreintes de dinosauriens illustre le type de discontinuités élémentaires liées à des émergences temporaires. Des hiatus sédimentaires beaucoup plus importants affectent les séries.

1 Discontinuités sédimentaires entre les formations concordantes du HAC.

Dans le HAC où l'empilement sédimentaire des « Couches rouges » est apparemment concordant, le découpage en trois formations (Jenny *et al.*, 1981) est basé sur des ruptures lithostratigraphiques et paléoenvironnementales majeures que nous évoquons ci-dessous.

1.1 Discontinuité au passage de la Fm Guettioua à la Fm Iouaridène.

Elle traduit globalement le passage vertical d'une série formée par un puissant hydrodynamisme

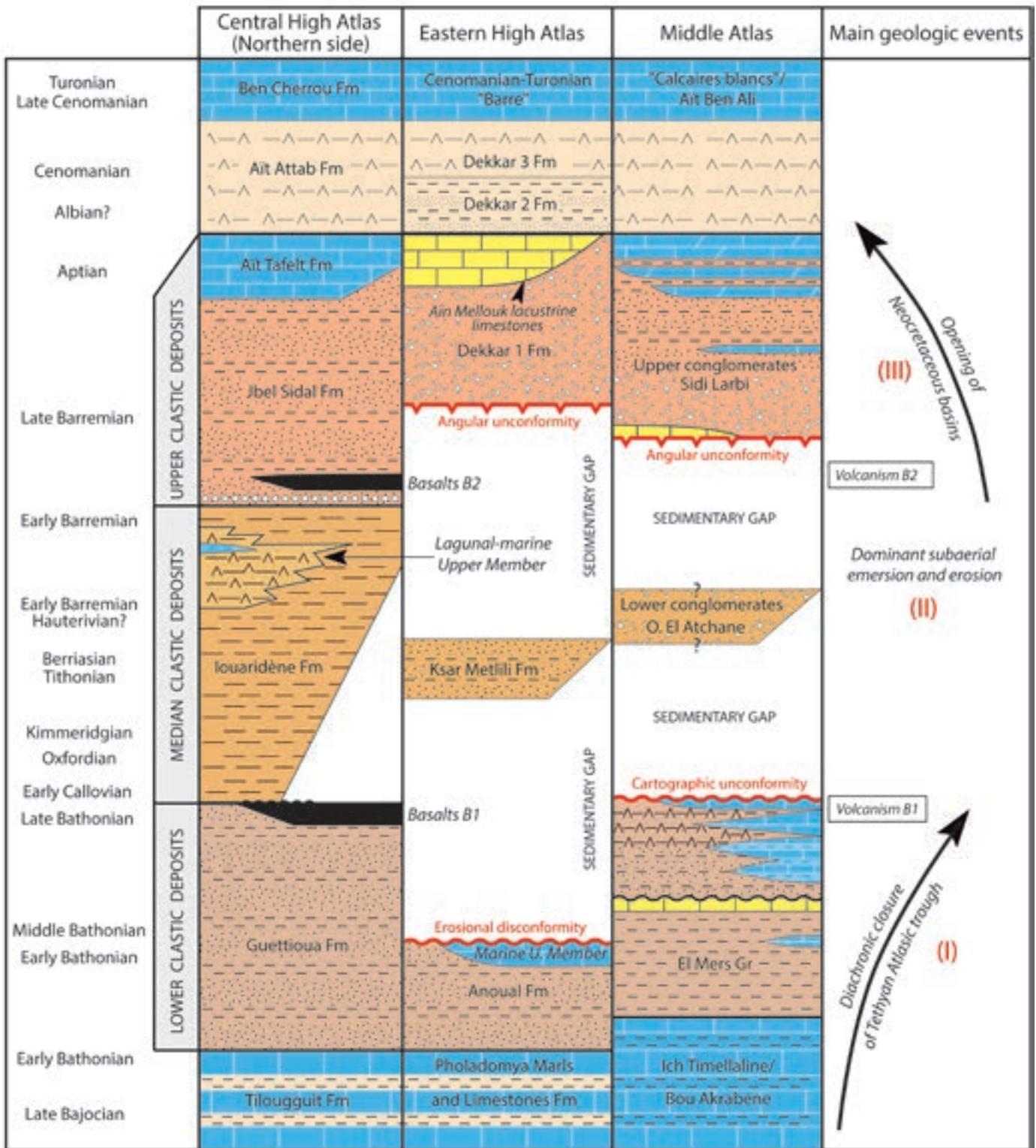


Figure 4. Tableau synoptique des « Couches rouges » dans les différentes zones du domaine atlasique.
 Figura 4. Tabla sinóptica de las capas rojas en las diferentes zonas del dominio del Atlas.

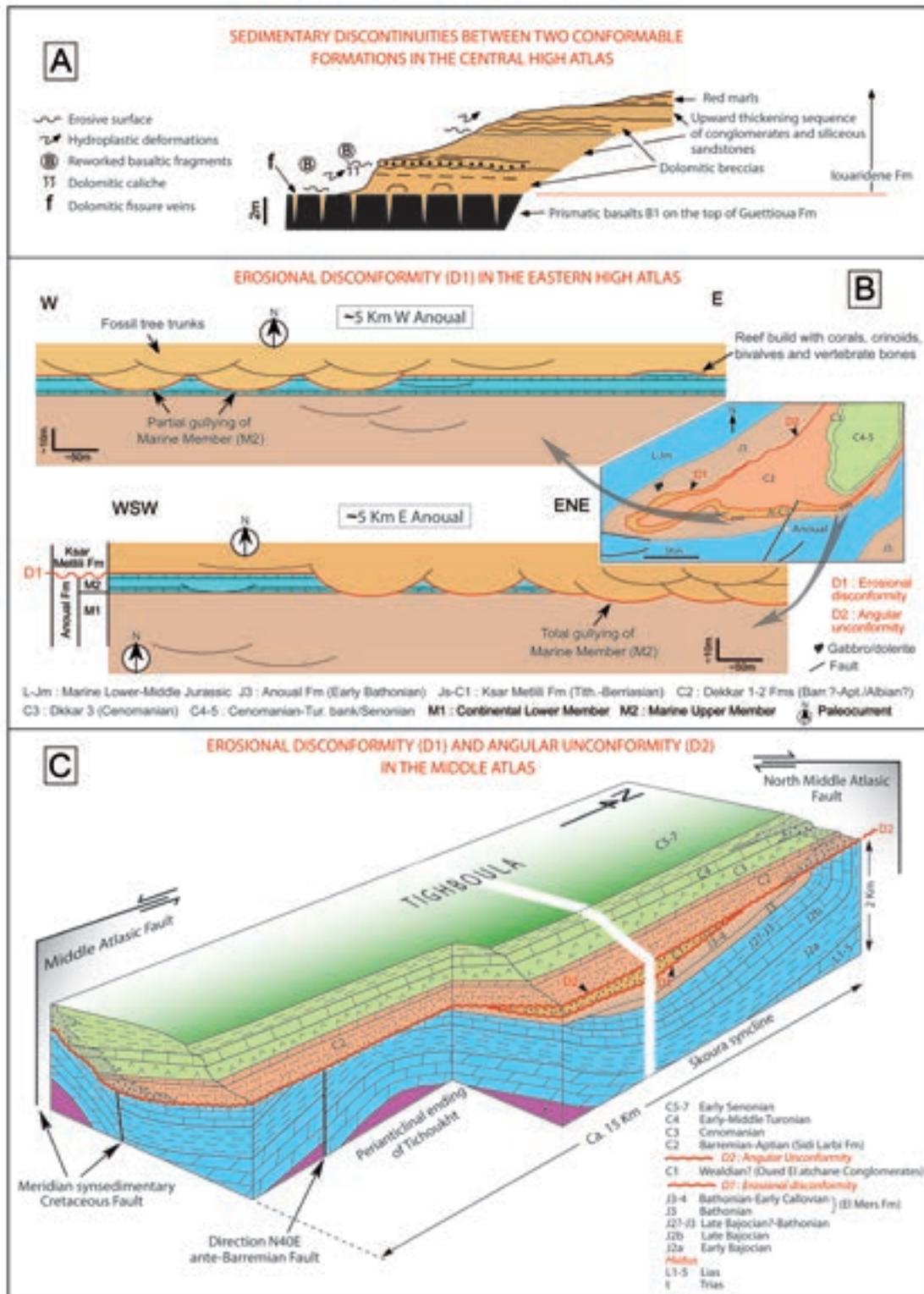


Figure 5. Types de discontinuités et de discordances au sein des « Couches rouges ». A : Discontinuités sédimentaires entre deux formations géométriquement concordantes du Haut Atlas central; B: Discordance de ravinement (D1) et (D2) dans le Moyen Atlas.

Figura 5. Tipos de discontinuidades y discordancias dentro de las capas rojas. A : discontinuidades sedimentarias entre dos formaciones geométricamente concordantes del Alto Atlas central; B: Discordancia (D1) en el Alto Atlas Oriental; C: Discordancias superpuestas (D1) y (D2) en el Atlas Medio.

fluviatile à une sédimentation de type marécageuse. La discontinuité se signale parfois (comme dans le synclinal des louaridène) par un banc silto-gréseux repère avec des figures sédimentaires indiquant une remobilisation de matériaux gorgés d'eau (slumps, seismites) sur un substratum instable. Lorsque la Fm des Guettioua se termine avec des coulées basaltiques B1 (Aït Attab, Ouaouizarth), s'observent plusieurs surfaces d'émergence superposées (Fig. 5A). La paléotopographie au toit de la dernière coulée basaltique est fossilisée par des minces dépôts dolomitiques simples ou récurrents, localement affectés de déformations hydroplastiques. Ce ou ces niveaux dolomitiques coiffés de caliches sont ravinés par des chenaux remplis de matériaux détritiques incluant des galets ou de graviers de basaltes. Au-dessus la granulométrie des matériaux diminue et va demeurer faible durant tout le dépôt argilo-pélimitique de la Fm des louaridène sus-jacente.

Les marqueurs biostratigraphiques (charophytes) situés au-dessus de cette zone de discontinuités indiquent des âges variables d'un secteur à l'autre (Fig. 3): Bathonien-?Callovien dans trois synclinaux (louaridène, Guettioua, Ouzoud), Oxfordien-Kimméridgien dans le synclinal de Ouaouizarth et Hauterivien?-Barrémien inférieur dans le synclinal d'Aït Attab. Le diachronisme des termes de base de la Fm louaridène montre ainsi que les discontinuités sous-jacentes correspondent à un hiatus sédimentaire de durée variable selon les secteurs, allant de quelques Ma dans le synclinal d'Ouaouizarth à une durée de l'ordre de 30 Ma dans le synclinal d'Aït Attab.

1.2 Discontinuité au passage Fm louaridène-Fm Jbel Sidal

Ce passage se traduit globalement par la réapparition d'un puissant hydrodynamisme fluviatile. La discontinuité située à la base de la Fm du Jbel Sidal se manifeste sur le terrain par un simple ravinement entaillant des assises argilo-évaporitiques sous-jacentes de la partie supérieure de la Fm des louaridène. Les premiers dépôts sus-jacents sont des grès ou des conglomérats révélant une reprise érosive.

Les marqueurs biostratigraphiques (ostracodes et charophytes) situés au-dessus et au-dessous de la discontinuité indiquent un âge Barrémien dans différents synclinaux (Ouaouizarth, Aït Imelloul, Aït Attab). Sur le versant nord de ce dernier synclinal, des échantillonnages détaillés calent précisément cette rupture sédimentaire dans la transition entre la biozone à charophytes à *Globator mutabilis* du Barrémien inférieur et la biozone à *Globator trochilidis* du Barrémien supérieur (Mojon *et al.*, 2009; Haddoumi *et al.*, 2010). Ainsi cette discontinuité ne

correspond pas à une rupture de temps importante à l'échelle géologique. La reprise érosive pourrait traduire un simple changement climatique, mais la présence de coulées basaltiques (B2) intercalées dans les premières décharges détritiques de la base de la Fm du Jbel Sidal (Haddoumi *et al.*, 2002) indique qu'une géodynamique interne a accompagné le changement de régime sédimentaire en surface.

2 Discordance de ravinement associée à un affouillement superficiel du substratum.

Dans le HAO la Fm de Ksar Metlili surmonte en concordance apparente le membre supérieur marin (Bathonien inférieur) de la Fm d'Anoual épais d'une dizaine de mètres et constitué de 3 niveaux superposés (Fig. 5B). Lorsqu'on suit le contact précis sur plusieurs kilomètres, on constate que la base ravinante de la Fm de Ksar Metlili incise plus ou moins profondément ces différents niveaux (M2) et atteint même localement les terrains continentaux sous-jacents du membre inférieur (M1) de la Fm d'Anoual. La partie supérieure du niveau marin est datée du Bathonien inférieur par Brachiopodes ; les charophytes de la Fm de Ksar Metlili sus-jacente sont des marqueurs du passage Tithonien-Berriasien. Cette discordance de ravinement est ainsi associée à une rupture importante de l'enregistrement sédimentaire qui recouvre la fin du Dogger et l'essentiel du Jurassique supérieur et que l'on peut évaluer à une vingtaine de Ma.

Dans le MA, le « Conglomérat de l'Oued el Atchane » est apparemment concordant sur son substratum, mais repose cartographiquement sur plusieurs couches du Bathonien supérieur-Callovien inférieur dans la partie SW du synclinal de Skoura (Fig.1 et 5C). Ce conglomérat quasiment monogénique, résulte d'un premier cycle érosif limité n'ayant affecté que des assises sommitales calcaires de la série jurassique. La rubéfaction plus ou moins prononcée des clastes (gris, beige, jaune, orangé, rouge) traduit une évolution pédogénétique d'intensité variable des couches calcaires avant leur remaniement. En l'absence de fossiles autochtones rencontrés dans la formation, on ne peut ni la dater directement ni évaluer la durée de la vacuité sédimentaire.

Ce type de discordance (référéncée D1) correspond à une reprise érosive associée à un affouillement modéré (chiffable en dizaines de mètres) d'un substratum préalablement émergé qui est demeuré stable durant un laps de temps prolongé.

3 Discordance angulaire associée à un affouillement profond d'un substratum émergé.

Le cas le plus évident est celui du Moyen Atlas (Fig. 5C) avec le Conglomérat supérieur de Sidi Larbi

(Barrémien) qui remanie les différents calcaires du Dogger et du Lias et repose en discordance angulaire sur la ride anticlinale faillée du Tichoukht, les aires synclinales adjacentes ainsi que sur la zone verticalisée de la North Middle Atlasic Fault (Charrière *et al.*, 2011).

Un cas similaire se rencontre dans le HAO avec la discordance de la Fm de Dekkar 1 (Barrémien?-Aptien inférieur) sur différentes formations du substratum jurassique sous-jacent. Les conglomérats polygéniques associés à la discordance remanient également la pile stratigraphique antérieure jusqu'à l'Aaléno-Bajocien. Des galets de Paléozoïque sont par ailleurs signalés (Choubert and Faure-Muret, 1960-62) dans ces conglomérats, une soixantaine de km à l'ouest d'Anoual. La durée minimale de la lacune s'étend grossièrement de la limite Jurassique-Crétacé (identifiée dans la Fm sous-jacente de Ksar Metlili) à une période Barrémien?-Aptien inférieur, soit environ 20 Ma.

Cette discontinuité (référéncée D2) correspond à une reprise érosive, datant du Barrémo-Aptien d'un substratum profondément affouillé (plusieurs centaines de mètres) et préalablement structuré à l'échelle régionale.

Paléogéographies successives du domaine atlasique du Jurassique moyen au Crétacé inférieur

A partir de l'enregistrement résiduel des « Couches rouges » dans les différents domaines étudiés (Fig. 6, 7, 8), on peut élaborer une approche du cadre paléogéographique et structural de ces dépôts continentaux.

Le Bathonien-Callovien et la suture du rift téthysien (Fig. 6)

Les derniers dépôts marins jurassiques du rift téthysien (Laville and Piqué, 1991; Frizon de Lamotte *et al.*, 2008) datent du Bathonien inférieur. Ils sont de façon progressive surmontés par un premier ensemble de couches rouges d'âge essentiellement bathonien. L'enregistrement sédimentaire associé à cette période fait apparaître une certaine diversité des faciès et des paléoenvironnements qui peuvent être regroupés en 4 ensembles (Fig. 6).

- Dans l'axe du HAC, la lithologie argilo-silteuse et l'épaisseur considérable de la Fm d'Anemzi (AZF) évoque de vastes paléoenvironnements marécageux margino-littoraux, puis intracontinentaux particulièrement subsidents.

- Sur le versant Nord du HAC, l'organisation sédimentaire des dépôts gréseux et pélitiques de la Fm de Guettioua (GF) dénote une dynamique fluviale méandriforme ou en tresse associée à des écoulements vers le SE ou l'E, c'est-à-dire en direction du domaine téthysien (Souhel, 1996). Cette formation étant représentée, au moins localement (Milhi, 1997) sur le versant Sud du HAC, un système fluviale équivalent devait exister dans cette zone.
- Dans le HAO, on retrouve avec la Fm d'Anoual (FM) une dynamique fluviale ou fluvio-deltaïque de chenaux en tresse faiblement sinueux (Haddoumi, 1998) à écoulement vers le domaine téthysien.
- Dans le MA, la lithologie diversifiée du Gr d'El Mers (EMG) avec des alternances de faciès continentaux et margino-littoraux (Charrière, 1990, Fedan, 1993) correspond à des environnements oscillants de plaine littorale, de delta marin et localement de lagune évaporitique subsidente.

Plusieurs traits communs à ces différents bassins méritent d'être soulignés.

1 Intensification de la subsidence

La sédimentation au cours de ce laps de temps relativement court apparaît d'emblée considérable, dénotant une importante subsidence dans toutes les régions du domaine atlasique. C'est dans la partie centrale de la chaîne atlasique que l'épaisseur des dépôt-centres semble maximale avec notamment, au Sud d'Imilchil, un synclinal dont l'épaisseur de la Fm d'Anemzi va de 800 m sur le flanc N à 2000 m sur le flanc S (Fadile, 1987). Dans plusieurs ombilics subsidents du Moyen Atlas, le Bathonien avoisine ou dépasse le millier de mètres. Sur le versant nord du Haut Atlas central, les dépôts bathoniens-?calloviens de la Fm des Guettioua atteignent 600m dans le stratotype ; ils présentant d'importantes variations d'épaisseurs au sein de chaque synclinal ainsi que d'un synclinal à l'autre (Fig. 3).

2 Des dépôts syntectoniques

Dans le Haut Atlas, la plupart des bassins synclinaux sont associés à des rides anticlinales longitudinales WSW-ENE à W-E (Figs 1 et 6), alors que certains sont liés à des failles transverses tel le bassin stratotype d'Iouaridène, associé au décrochement N120E de Demnate (Jenny, 1984). Il en est de même des dépôt-centres du Moyen Atlas, associés aux rides directionnelles SW-NE et à des failles transverses N140-150 E.

Les bassins élémentaires sont généralement dissymétriques, géométrie essentiellement liée à leur

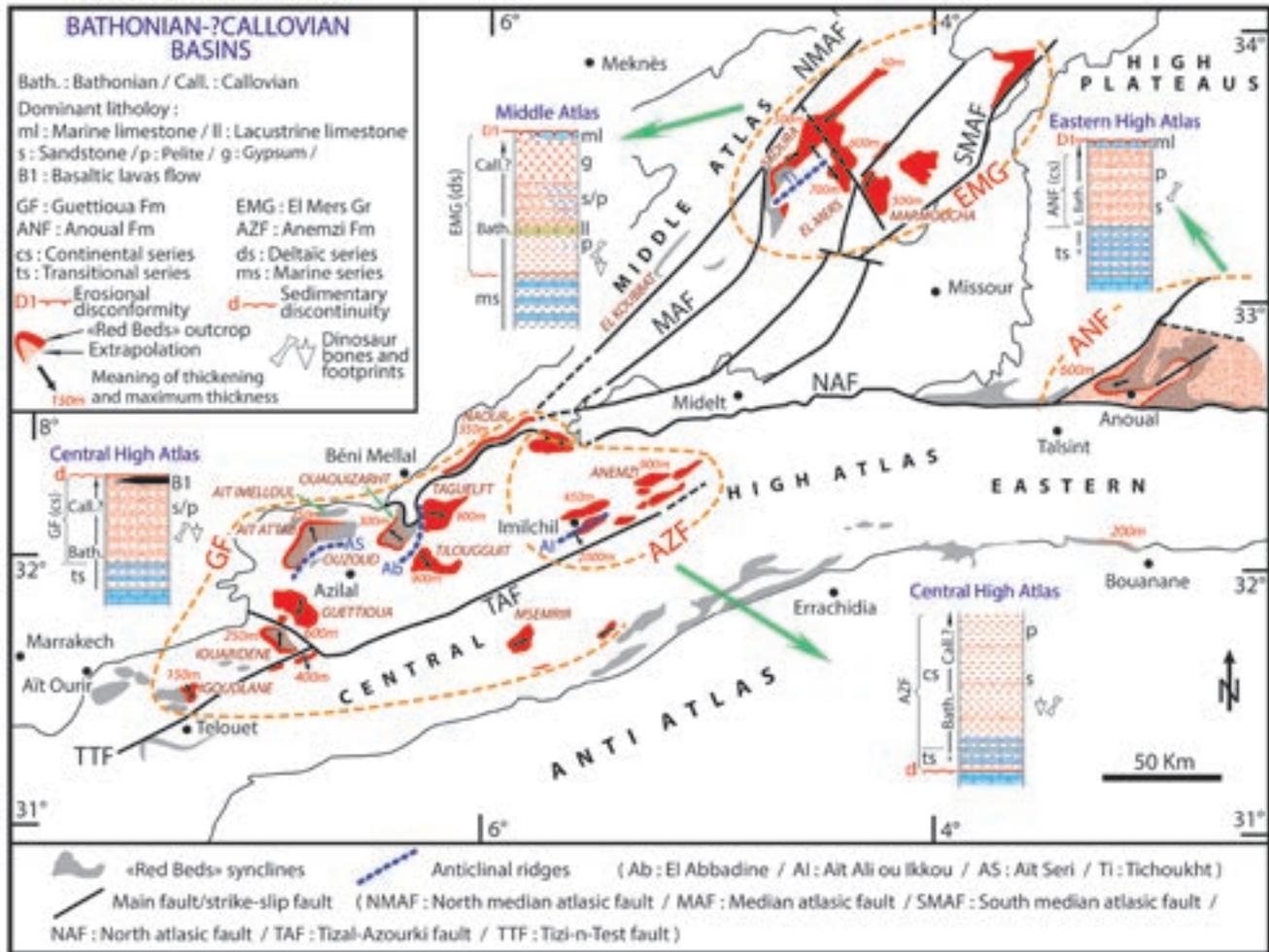


Figure 6. Carte des dépôts associés à la suture du rift téthysien au Jurassique moyen.
Figura 6. Mapa de los depósitos asociados a la sutura de rifting Tetisiano durante el Jurásico medio.

remplissage initial en bordure d'axes émerifs. Les biseaux et les discordances progressives rencontrés à l'approche des rides anticlinales limitrophes, comme celles situées au Sud d'Aït Attab et de Ououzarh illustrent le caractère syntectonique de la sédimentation, souligné par de nombreux auteurs (Jenny *et al.*, 1981 ; Monbaron, 1982 ; Jenny, 1984 ; Laville, 1985 ; Souhel, 1996). La présence locale de ravinelements sous le Bathonien en bordure de certaines rides comme celle d'El Abbadine (Monbaron, 1982) indique que ces rides ont fonctionné antérieurement aux dépôts des couches rouges bathoniennes. Dans l'axe de la chaîne, à la bordure de la ride d'Aït Ali ou Ikkou, la partie supérieure de la Fm d'Anemzi biseaute les strates sous-jacentes et repose en discordance angulaire sur la série jurassique marine du flanc sud de la ride (Fadile, 1987; Ibouh, 2004; Charrière *et al.*, 2011a).

Une structuration bathonienne analogue se rencontre dans le Moyen Atlas où les assises gréseuses de la Fm d'El Mers 2 sont affectées de discordances progressives interne (du Dresnay, 1963; Charrière, 1990 ; Fedan, 1993) sur les flancs de la ride du Tichoukht, les termes supérieurs reposant en discordance angulaire jusque sur le Lias verticalisé de la ride (discordance du Tizi Issoulitène, décrite par Termier en 1936).

L'importance des déformations synsédimentaires a conduit ainsi plusieurs auteurs (Jenny *et al.*, 1981; Monbaron, 1982; Jenny, 1984) à évoquer une « phase médio-jurassique », concept repris dans le Moyen Atlas (Charrière, 1990). Le contexte extensif ou transtensif des déformations médio-jurassiques est souligné par les événements volcaniques B1 qui se sont manifestés sur le versant nord du HAC ainsi que sur la marge atlantique (Ferrandini *et al.*, 1991).

La période bathonienne-callovienne correspond ainsi à la poursuite et à l'accélération des découpages antérieurs, cette « phase médio-jurassique » dénote une poursuite et une intensification du rifting téthysien.

3 Uplift généralisé du domaine atlasique avec basculement en direction téthysienne

Dans les différents secteurs du Haut Atlas, les dépôts de la plateforme marine bajocienne sont suivis d'une série de transition dans laquelle les influences continentales apparaissent et se développent au détriment des dépôts marins.

Dans le Haut Atlas les dernières ingresses marines se manifestent au Bathonien inférieur. La sédimentation continentale est diversifiée selon les zones. Les épais dépôts pélitiques (Fm Anemzi) traduisent l'installation de vastes aires marécageuses intracontinentales particulièrement subsidentes à l'emplacement de l'ancien sillon marin téthysien qui occupait l'axe de la chaîne atlasique. Les bordures du Haut Atlas central ainsi que le Haut Atlas oriental sont le siège d'intenses épandages fluviaux ou fluviodeltaïques grossiers. Le drainage des matériaux (Fm Guettioua et Fm Anoual) s'effectue en direction du domaine téthysien.

Dans le Moyen Atlas la sédimentation (Gr d'El Mers) présente un cachet marin nettement plus affirmé que dans le Haut Atlas. Elle dénote des interférences d'influences continentales et marines échelonnées durant le Bathonien. Des dépôts marins littoraux vont perdurer jusqu'au Bathonien supérieur-Callovien inférieur.

Dans les régions septentrionales qui constituaient la marge sud de la Téthys : avant-pays rifain oriental (Hervouët, 1985 ; Cattaneo, 1987, 1991 ; Masrour, 2003 ; Nassili, 2006) et sillon tlemcenien (Elmi and Benest, 1978 ; Benest, 1985), la sédimentation se poursuit au Callovien et au début du Jurassique supérieur avec d'épais dépôts deltaïques argilo-gréseux.

On peut ainsi envisager les grandes lignes de la paléogéographie bathonienne du domaine atlasique marocain avec : i) une voûture axiale localisée préférentiellement vers le SW, autour du Haut Atlas de Marrakech ; ii) un drainage par un réseau fluvial s'écoulant le long du versant nord du Haut Atlas en direction du domaine téthysien ; iii) un système deltaïque margino-littoral fluctuant durant le Bathonien-Callovien inférieur dans le Moyen Atlas, puis persistant jusqu'au Jurassique supérieur dans l'avant-pays atlasique septentrional qui constituait la marge sud-téthysienne.

En dehors de la zone bordière de l'Atlantique central (Haut Atlas occidental), la pente paléogéographique

d'ensemble du domaine atlasique, au Bathonien et au Callovien était orientée en direction téthysienne.

Le Jurassique supérieur et le Néocomien, période d'émersion prolongée (Fig. 7)

Au Jurassique supérieur et au Néocomien, les archives sédimentaires sont très limitées, vraisemblablement en raison d'une période prolongée d'érosion subaérienne. Deux types de paléoenvironnements peuvent être distingués sur le domaine en permanence émergé.

Dans le MA et le HAO, il s'agit de rares dépôts détritiques grossiers, épais de quelques dizaines de mètres. Dans le MA, les « Conglomérats inférieurs de l'Oued el Atchane » constituent des dépôts grossiers syntectoniques associés à la réactivation d'un paléorelief local (ride du Tickhoukt) et limités au panneau oriental d'une paléofaille méridienne (Fig. 5C). Dans le HAO, la Fm Ksar Metlili, constitue des dépôts de plaine fluviodeltaïque originaires des reliefs du Haut Atlas au Sud, et conservés dans une position structurale analogue, en coin entre deux paléostructures.

Dans le Haut Atlas central, la sédimentation est plus conséquente avec des dépôts continentaux marécageux et lacustres d'âge oxfordien-kimméridgien identifiés (Charrière *et al.*, 2005 ; Mojon *et al.*, 2009 ; Haddoumi *et al.*, 2010) dans certains synclinaux à la base de la Fm Iouaridène (Fig. 3). Dans le stratotype de la formation (Fig. 3A), ils succèdent en continuité apparente à la sédimentation médio-jurassique et sont suivis d'une sédimentation hauterivienne ?-barrémienne. Dans d'autres cas (Fig. 3F), ils succèdent à des lacunes postérieures aux émissions basaltiques B1. A la limite NW de l'Atlas (Fig. 3D, E), ces dépôts n'existent pas (limite paléogéographique ou érosion anté-barrémienne ?). Par leur lithologie à dominante argileuse ou argilo-pélitique, ces dépôts témoignent d'un régime biostasique associé à des environnements morphologiquement atténués ainsi que d'un calme tectonique prolongé sur ce secteur du HAC.

La période allant du Bathonien-Callovien au Barrémien est ainsi caractérisée par la rareté de l'enregistrement sédimentaire, la nature exclusivement continentale de la sédimentation et un âge variable des dépôts conservés. Le domaine atlasique marocain formait une zone émergée en coin, au Sud-Ouest de la Téthys et à l'Est de l'Atlantique central. Quelques réactivations de reliefs décelables dans le MA et le HAO induisaient des dépressions locales qui pouvaient piéger le transit des matériaux fluviaux. La bordure nord du HAC paraît demeurer une région

tectoniquement stable durant le Jurassique supérieur et le début du Crétacé inférieur.

L'épaisseur très limitée des dépôts (au regard de la sédimentation médio-jurassique et barrémienne) au cours d'une période étalée sur environ 35-40 Ma résulte de non-dépôts et de tronctures érosives sur une aire émergée, mais également d'une certaine stabilité tectonique de la voussure émergée.

Le Barrémo-Aptien et la réactivation du rift atlantique (Fig. 8) (130-125 Ma)

Un enregistrement sédimentaire conséquent (localement chiffrable en plusieurs centaines de m) et diversifié s'est produit durant cette période. Une reprise érosive importante initie un nouveau cycle tecto-sédimentaire sur l'ensemble du domaine émergé. La nature de la sédimentation permet de différencier

trois types de bassins associés à une évolution paléogéographique barrémo-aptienne distincte selon les secteurs.

1 Reprise générale de l'enregistrement sédimentaire dans le domaine atlasique

Dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas oriental, l'enregistrement sédimentaire reprend avec des dépôts conglomératiques continentaux discordants sur un substratum profondément affouilli et préalablement structuré. La reprise érosive s'atténue ensuite et passe progressivement au cours du temps à des environnements fluviaux, puis fluvio-lacustres (dans le HAO) ou fluvio-marins (dans le MA).

Sur le versant nord du Haut Atlas central, les dépôts de cette période sont quantitativement plus importants. Ils recouvrent (Haddoumi *et al.*, 2010) l'essentiel (3/4 supérieurs dans son stratotype) (Fig. 3A) ou la totalité (Fig. 3B) de la Fm des louaridène et la Fm du Jbel Sidal. Une sédimentation de milieu calme

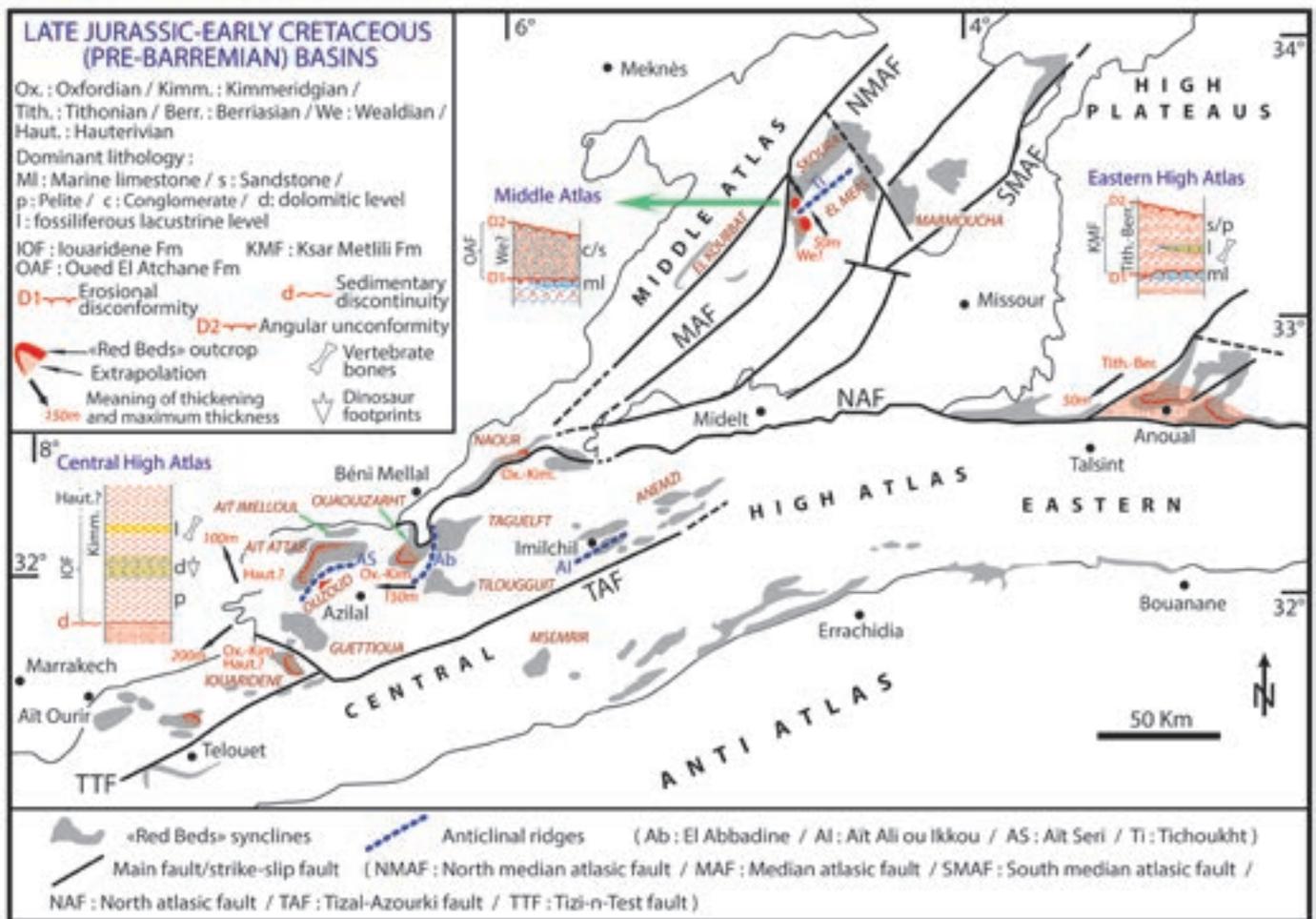


Figure 7. Carte des rares dépôts associés à l'émersion prolongée du Jurassique supérieur et du Néocomien.

Figura 7. Mapas de los raros depósitos asociados a la emersion prolongada durante el Jurásico superior y el Neocomiense.

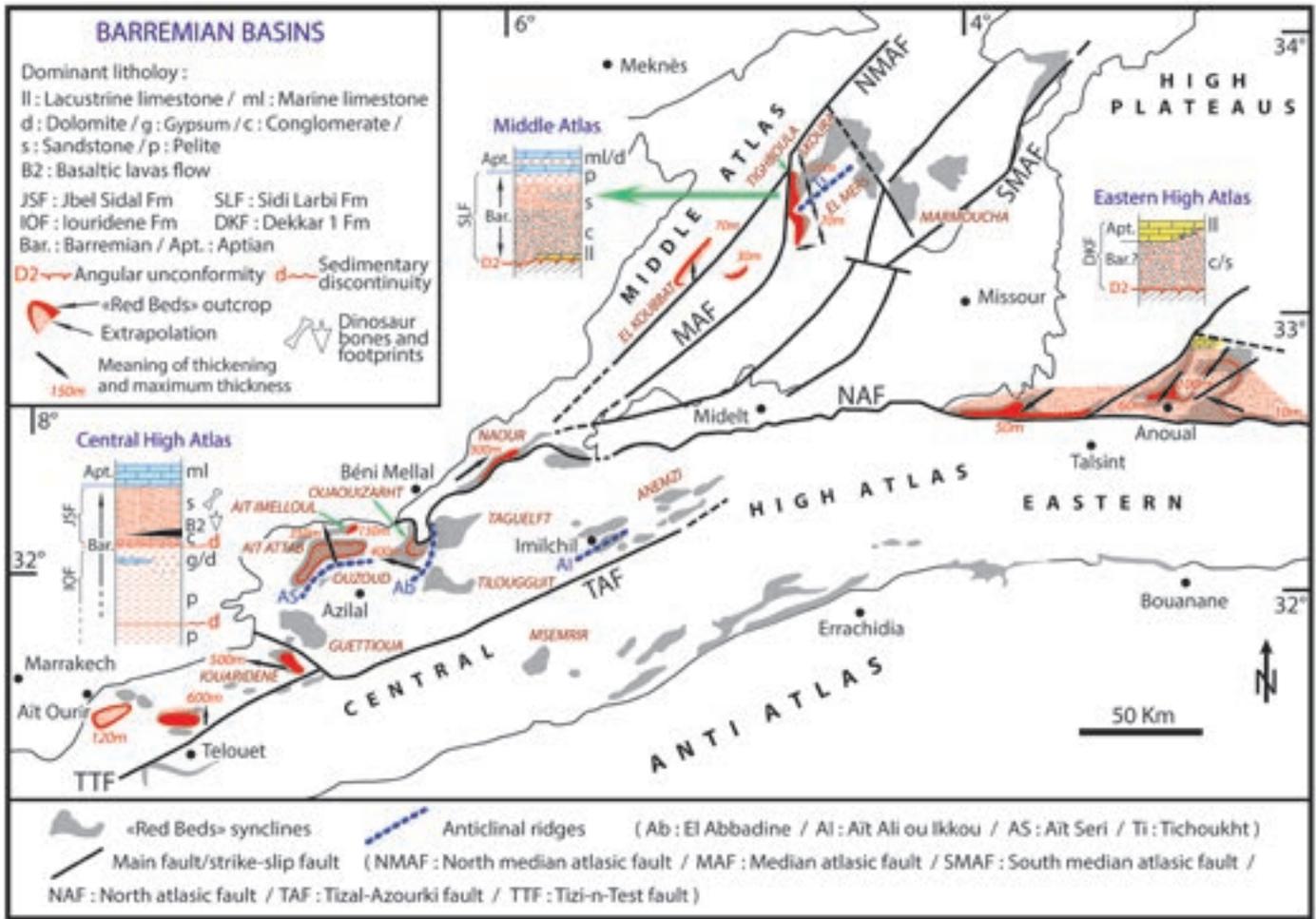


Figure 8. Carte des dépôts associés à la dislocation du domaine atlasique au Barrémo-Aptien.
Figura 8. Mapa de depósitos asociados con la dislocación del dominio del Atlas durante el Barremiense-Aptiense.

(membre supérieur gypseux de la Fm Iouaridène) perdue dans un premier temps, puis la Fm du Jbel Sidal sus-jacente marque l'apparition d'un nouvel épandage détritifique, grossier et généralisé, durant le Barrémien supérieur. Une autre particularité de ce secteur est la présence localisée (N Aït Attab, N Ouauouzarth) d'influences laguno-marines dès le Barrémien (Charrière *et al.*, 2005). Ceci conduit à interpréter les dépôts évaporitiques de la partie supérieure de la Fm des Iouaridène comme originaires de lagunes littorales et à considérer la bordure NW du HAC comme paléogéographiquement liée à la marge atlantique au Barrémien.

2 Tectonique extensive barrémienne et individualisation de bassins paléogéographiquement distincts

Dans le Moyen Atlas, les dépôts barrémiens et aptiens sont contrôlés par le rejeu de la voissure de la ride N40°E du Tichoukht, mais surtout par une

paléobordure de faille méridienne à regard est (Middle Atlasic Fault) ainsi que par la North Middle Atlasic Fault (Fig. 5C). Les déformations de nature extensive et transpressive se poursuivront en bordure de ces failles durant le Crétacé supérieur (Charrière, 1990).

Dans le Haut Atlas oriental, le bassin barrémo ?-aptien constitue une gouttière dissymétrique (Caia, 1976) de direction E-W, alignée au front septentrional de la North Atlasic Fault et alimentée par le démantèlement des reliefs atlasiques situés au Sud.

Dans le Haut Atlas central, l'échelonnement des différents bassins barrémiens est également sous contrôle tectonique. A l'intérieur d'un bassin on constate souvent une dissymétrie du remplissage sédimentaire barrémien. Ainsi sur les flancs Sud des synclinaux de Ouauouzarth (Monbaron, 1982) et d'Aït Attab (Haddoumi *et al.*, 2002) les dépôts lagunaires de la partie supérieure de la Fm des Iouaridène transgressent directement sur le jurassique inférieur de la

ride adjacente qui constituait un paléorelief. Ce dispositif pourrait être partiellement associé à la montée eustatique du Crétacé inférieur (Hardenbold *et al.*, 1998) et/ou à une subsidence d'ensemble du domaine atlasique central. Toutefois, la genèse de la Fm du Jbel Sidal, constituée de conglomérats, de litharénites et de grès calcaires alimentés pour partie par les reliefs locaux, témoigne directement de reprises érosives associées à des jeux synsédimentaires de rides limitrophes ou de failles transverses. Au cours de cette période, le drainage des matériaux fluviaux s'effectue vers l'W, le NW ou le SW, c'est-à-dire vers un exutoire atlantique (Souhel, 1996), ce qui prouve une inversion totale de la pente paléogéographique, dirigée vers le secteur téthysien au Dogger, puis vers le domaine atlantique au Barrémien.

La réapparition de l'activité volcanique (basaltes B2) et son synchronisme avec la reprise érosive sont, à notre sens, révélateurs d'une réactivation de la tectonique extensive au cours du Barrémien.

Ces différentes données sédimentologiques, structurales et volcaniques, conduisent à évoquer une « phase extensive barrémienne » auparavant insoupçonnée en raison de l'absence d'identification de cet étage dans le MA, HAO et HAC. Cette tectonique barrémienne détermine un découpage dans ce domaine précédemment émergé en entraînant la formation de bassins évoluant de façon différente selon les secteurs avec : i) une reprise d'une sédimentation exclusivement intracontinentale dans le HAO ; ii) une nouvelle sédimentation continentale puis margino-littorale dans le MA, liée à un golfe téthysien (Charrière and Vila, 1991) ; iii) une poursuite d'une sédimentation fluviale, lagunaire à margino-littorale au Barrémien, puis franchement marine à l'Aptien dans le HAC, en liaison avec un golfe atlantique.

L'aire atlasique issue de la suture du rift téthysien au Dogger, qui fut émergée durant le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé inférieur, se trouve disloquée au Barrémien et sa partie occidentale devient intégrée à la marge atlantique.

Discussion sur les causalités de l'émergence jurassico-crétacée

La problématique de l'histoire bathonienne réside dans l'apparente contradiction entre la poursuite et même l'activation des découpages associés au rifting téthysien et le soulèvement causant la régression et l'émergence du domaine. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées.

Accélération du drifting atlantique entraînant la suture du rift atlasique

Une première réponse se trouve dans le fait que les découpages synsédimentaires bathoniens et la subsidence associée sont des phénomènes locaux, focalisés sur des bordures de rides en cours d'émergence ou dans des panneaux affaissés par des failles transverses. Par contre, la tendance régressive est un phénomène général, associé à un soulèvement d'ensemble du domaine atlasique. Plus précisément, on constate que la pente paléotopographique d'ensemble s'effectue vers le Nord ou le Nord-Est en direction du domaine téthysien, ce qui corrélativement indique l'existence d'une voûture localisée dans une partie sud-occidentale des Atlas émergés. Celle-ci paraît correspondre à la zone du Haut Atlas au sud de Marrakech, alors intégré à la West Moroccan Arch (Sadiqqi *et al.*, 2009) qui formait l'épaulement oriental de l'Atlantique central (Frizon de Lamotte *et al.*, 2009).

Une première hypothèse pourrait expliquer le soulèvement du domaine atlasique par la réactivation de la marge atlantique en fin de Jurassique moyen, en raison de l'accélération du taux d'accrétion océanique qui passe à des vitesses de plusieurs cm par an, événement qui s'est produit « à partir du Callovien, à coup sûr, mais peut-être plus tôt » (Sahabi *et al.*, 2004). Le drifting atlantique devenant ainsi prédominant entraînerait le blocage de la partie la plus occidentale du système de rifts sud-téthysiens, puis l'uplift de l'ancienne zone du rift atlasique.

Intervention d'un dôme thermique asthénosphérique
La partie Nord-Ouest du craton africain bordant l'Atlantique est actuellement le siège d'événements thermiques importants, d'autres se sont manifestés à plusieurs périodes de l'histoire géologique méso-cénozoïque.

2.1 La topographie actuelle exceptionnellement élevée de la partie marocaine de la chaîne atlasique par rapport aux segments algérien et tunisien est interprétée comme résultant d'une anomalie thermique « la ligne chaude du Maroc » associée à un amincissement lithosphérique et asthénosphérique (Missenard *et al.*, 2006; Frizon de Lamotte *et al.*, 2008, 2009). Cette « ligne chaude » se manifeste notamment par le volcanisme alcalin miocène supérieur et plio-quadernaire qui recoupe en oblique selon une direction SW-NE les différents domaines structuraux marocains. Cette « ligne chaude » pouvait être fonctionnelle depuis l'Oligocène (25Ma) en constituant le prolongement le plus méridional du rift ouest européen (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008, 2009) L'émergence jurassico-crétacée pourrait-elle représenter une amorce ou une « paléo-ligne chaude du Maroc » ?

2.2 La périphérie de l'Atlantique a connu une autre manifestation thermique importante plus ancienne, au Crétacé, dans l'intervalle 125–80 Ma : la "Peri-Atlantic Alkaline Province Pulse" (PAAP) définie par Matton and Jébrak (2009). Cet événement a été récemment évoqué (Bensalah *et al.*, 2013) pour expliquer le magmatisme associé à l'émersion jurassico-crétacée de l'Atlas marocain, mais contesté (Michard *et al.*, 2013), notamment pour des raisons pétrographiques et chronologiques. S'il n'explique pas le soulèvement du domaine atlasique à partir du Dogger, le début de cet événement thermique, marqué par un pic de l'intensité magmatique à -125 Ma sur la périphérie atlantique, demeure toutefois corrélé avec le second épisode volcanique B2 associé à la reprise du découpage, au Barrémien, du domaine atlasique.

2.3 En partant du constat que l'aire de répartition du magmatisme jurassico-crétacé du domaine atlasique se trouve superposée à la zone d'amincissement crustal maximal du rift atlasique durant le Jurassique inférieur – moyen, Frizon de Lamotte *et al.* (2009) interprètent l'uplift jurassico-crétacé comme causé par un « doming thermique » sans extension crustale notable. L'émersion généralisée du domaine atlasique, dans un contexte paléogéographique (Fig. 6B) et tectonique relativement stable, entre le Callovien et le Barrémien, s'étend sur environ 40 Ma. Cette durée est compatible avec l'ordre de grandeur de ce type d'évènement d'origine asthénosphérique. Celui-ci serait survenu au cours de la rotation latérale relative de la plaque africaine par rapport à la plaque européenne (Dewey *et al.*, 1989 ; Rosebaum *et al.*, 2002). Ce « doming thermique » transitoire aurait précédé la réorganisation majeure des plaques qui se traduira ensuite par l'ouverture de l'Atlantique sud, la réactivation du rifting atlantique et enfin l'amorce de la convergence Afrique-Europe.

Conclusions

Cette synthèse d'études stratigraphiques, paléontologiques, sédimentologiques et paléoenvironnementales menées dans les «Couches rouges» jurassico-crétacées de la chaîne atlasique du Maroc conduit d'abord à l'établissement d'un premier cadre stratigraphique qui pourra être enrichi au fur et à mesure des repérages stratigraphiques nouveaux, à acquérir notamment sur les versants sud du Moyen Atlas et du Haut Atlas. Dans les segments du domaine atlasique actuellement étudiés, l'enregistrement sédimentaire est formé par la succession de trois ensembles de dépôts détritiques de nature et d'importance inégale,

séparés par d'importantes lacunes de sédimentation par érosion et/ou non-dépôt.

Cette trilogie des « Couches rouges » conduit à un découpage paléogéographique en trois périodes échelonnées du Bathonien au Barrémo-Aptien (Figs. 6, 7, 8) qui sont mises en relation avec trois événements géodynamiques successifs (Fig. 4, colonne de droite).

1. *Suture du rift atlasique.* Cette structure née au Trias, puis occupée au Jurassique inférieur par deux sillons marins téthysiens axés d'une part sur le Moyen Atlas et d'autre part sur le Haut Atlas oriental et central demeure fonctionnelle durant le Jurassique moyen. Les dernières récurrences marines sont sensiblement diachroniques, avec un âge Bathonien inférieur dans le Haut Atlas central et oriental et sensiblement plus récent (Bathonien supérieur-Callovien inférieur) dans le Moyen Atlas. Dans tous ces domaines, l'importance de la subsidence syntectonique attribuée à une « phase médio-jurassique » traduit la poursuite, voire l'accentuation, au Bathonien-Callovien du rifting atlasique. Celui-ci se termine dans le Haut Atlas avec un premier épisode volcanique B1. Ces différents événements sont concomitants d'un soulèvement d'ensemble du domaine atlasique, avec une paléopente paléogéographique dirigée en direction du domaine téthysien situé au Nord-Est. Cet uplift provient probablement d'un « doming thermique » centré dans la zone d'interférence de la partie occidentale de la marge sud-téthysienne avec la bordure orientale de l'Atlantique central.
2. *Période d'émersion et d'érosion (environ 40 Ma).* Elle est liée à la persistance de la mise en relief généralisée du domaine atlasique. Au cours de cette longue période de vacuité sédimentaire, quelques dépôts détritiques grossiers demeurent piégés dans certaines cuvettes intra-montagneuses du Haut Atlas oriental et du Moyen Atlas. A la bordure septentrionale du Haut Atlas central se manifeste toutefois une sédimentation continentale plus conséquente qui témoigne d'environnements morphologiquement atténués et d'un calme tectonique relatif durant le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé inférieur.
3. *Dislocation de l'aire émergée au Barrémo-Aptien.* Une reprise érosive importante, initiant un nouveau cycle tectono-sédimentaire, dénote une histoire commune du domaine atlasique, mais l'évolution distincte des bassins formés au cours du Barrémo-Aptien traduit l'émiettement de l'ancien domaine atlasique téthysien. Certains bassins restent exclusivement continentaux comme dans le Haut Atlas oriental. Ils redeviennent liés

au domaine téthysien dans le cas du Moyen Atlas où les premières influences marines apparaissent à l'Aptien. Par contre, la bordure septentrionale du Haut Atlas central est incorporée à la marge atlantique et affectée des premières ingressions laguno-marines dès le Barrémien, puis d'une incursion marine à l'Aptien. L'individualisation des nouveaux bassins continentaux et marins au Barrémo-Aptien marque ainsi le morcèlement de l'ancien rift téthysien qui fut exondé durant le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé inférieur. Cette fragmentation conduit à l'individualisation des différents bassins néocrétacés du domaine atlasique et se marque par un second épisode volcanique effusif B2 dans le Haut Atlas central. Ces événements paraissent liés à la réactivation du rift atlantique qui se manifeste notamment par l'ouverture de l'Atlantique sud et la réorganisation des plaques associées.

Remerciements

Elaboré sur deux décennies, le cadre stratigraphique de cet article est basé sur le travail méthodique et minutieux de nombreux paléontologistes et micropaléontologistes avec lesquels nous avons antérieurement publié des résultats régionaux et que nous tenons à remercier une nouvelle fois à l'occasion de cette synthèse. A l'autre bout de la chaîne, nous remercions les professeurs M. El Wartiti (Université de Rabat) et D. Ouarhache (Université de Fès) ainsi qu'un collègue espagnol anonyme pour leurs relectures et leurs apports à la mise en forme définitive de l'article. Nous remercions notre collègue A. Iztart (Université de Metz) pour la réalisation de l'abridged english version. La traducción al castellano del resumen y la versión resumida ha sido realizada por Alberto Jiménez Madrid.

Références

- 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 des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, série II, 2069-2075.
- Andreu, B., Colin, J.P., Haddoumi, H. and Charrière, A. 2003. Les Ostracodes des «Couches rouges» du synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas Central, Maroc: systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie. *Revue de Micropaléontologie*, 46 (4), 193-216.
- Benest, M. 1985. Evolution de la plate-forme de l'ouest algérien et du nord-est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé: stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, 95 (1-2), 581 p.
- Bensalah, M.K., Youbi, N., Mata, J., Madeira, J., Martins, L., El Hachimi, H., Bertrand, H., Marzoli, A., Bellieni, G., Doblas, M., Font, E., Medina, F., Mahmoudi, A., Berraâouz, E.H., Miranda, R., Verati, C., De Min, A., Ben Abbou, M. and Zayane, R. 2013. The Jurassic Cretaceous basaltic magmatism of the Oued El-Abid syncline (High Atlas, Morocco): physical volcanology, geochemistry and geodynamic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 81, 60-81.
- Boutakiout, M., Nouri, J., Diaz-Martinez, I. and Pérez-Lorente F. 2008. Prospecciones paleoicnológicas en el sinclinal de Iouaridene (Alto Atlas, Marruecos). Cuantificación de yacimientos y de icnitas. *Geogaceta*, 45, 51-54.
- Carte géologique du Maroc au 1/1 000 000. 1985. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 260.
- Caïa, J. 1972. Carte géologique et minéralisations des régions situées au Sud et à l'Est de la moyenne Moulouya (Haut Atlas oriental, régions des Plis marginaux, Rekkame). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 233.
- Caïa, J. 1976. Paleogeographical and Sedimentological Controls of Copper, Lead, and Zinc Mineralizations in the Lower Cretaceous Sandstones of Africa. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 71, 409-422.
- Cattaneo, G. 1987. *Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc)*. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Bourgogne, Dijon, 337 p. (inédate).
- Cattaneo, G. 1991. Évolution sédimentaire et paléogéographie du Jurassique supérieur et du Crétacé basal de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France de Paris*, 1, t. 162, 69-77.
- Charrière, A. 1989. Carte géologique à 1/100 000 : Feuille de Sefrou. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 354.
- Charrière, A. 1990. *Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Toulouse III, 589 p.
- 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 des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, 13, série II, 313, 1579-1586.
- Charrière, A. 1992. Discontinuités entre les «Couches rouges» du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen-Atlas (Maroc). *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, série II, 315, 1389-1396.
- Charrière, A., Ibouh, H. and Haddoumi, H. 2011a. Le Haut Atlas central de Beni Mellal à Imilchil. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Rjimati, E.C., Mouttaqi, A. (Eds.). *Nouveaux Guides géologiques et miniers du Maroc, volume 4*. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 559, 109-164.

- Charrière, A., Ouarhache, D. and El Arabi, H. 2011b. Le Moyen Atlas. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Rjimati, E.C., Mouttaqi, A. (Eds.), *Nouveaux Guides géologiques et miniers du Maroc, volume 4*. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 559, 11-108.
- 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). *Geobios*, 27 (2), 157-174.
- Charrière, A., Haddoumi, H. and Mojon, P.O. 2005. Découverte du Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les «couches rouges» continentales du Haut Atlas central marocain: implications paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus Palevol*, 4 (5), 385-394.
- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.-O., Ferrière, J., Cuhe, D. and Zili L. 2009. Mise en évidence par ostracodes et charophytes de l'âge paléocène des dépôts discordants sur les rides anticlinales de la région d'Imilchil (Haut Atlas, Maroc) ; conséquences paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus Palevol*, 8, 9-19.
- Choubert, G. 1956. Carte géologique du Maroc, feuille de Rabat au 1/500 000. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 70.
- Choubert, G. and Faure-Muret, A. 1960-1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In: Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, 1, 447-527.
- Choubert, G. and Faure-Muret A. 1967. Le Jurassique de la région d'E Mers-Skoura. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 200, 1-32.
- Colo, G. 1961. Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 139, 226 p.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M., eds. 2000. *Atlas Peri-Tethys, paleogeographical maps*, CCGM/CGMW, Paris: 24 maps and explanatory notes.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 265-283.
- Dresnay, R. du 1963. Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 7ème série, t. V, 883-900.
- Dresnay, R. du 1969. Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiés par Milles Y. Attims, F. Crémier et F. Gazeau. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 210, 121-179.
- 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. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 17 (6), 1144-1146.
- Dresnay, R. du 1976. Carte géologique du Haut Atlas d'Anoual - Bou Anane (Haut Atlas oriental). Échelle 1/200 000. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 246.
- Duée, G., Hervouët, Y., Laville, E., Luca, P. and Robillard, D. 1977. L'accident nord moyen atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire. *Annales de la Société Géologique du Nord, Lille*, XCVIII, 145-162.
- Dutuit, J.M. and Ouazzou, A. 1980. Découverte d'une piste de Dinosaur sauropode sur le site d'empreintes de Demnat (Haut Atlas marocain). *Mémoire de la Société géologique de France*, numéro spécial, 139, 95-102.
- Elmi, S. and Benest M. 1978. Les «argiles de Saïda» : faciès flyschöïde du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) ; stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. In : Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, Villeurbanne*, hors-série 4, p. 203-261
- Fadile, A. 1987. *Structure et évolution alpine du Haut Atlas central sur la transversale Aghbala-Imilchil (Maroc)*. Thèse Doctorat d'Ingénieur. Université Toulouse, 185 p.
- Fadile, A. 2003. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Imilchil. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 397.
- Fedan, B. 1993. Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : Le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Travaux de l'Institut Scientifique de Rabat* (1989), série Géologie - Géographie physique, 18, 142 p.
- Feist, M., Charrière, A. and Haddoumi, H. 1999. Découverte de charophytes aptiennes dans les couches rouges continentales du Haut Atlas oriental (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, 170 (5), 611-618.
- Ferrandini, J., Amrhar, M., Bonhomme, M. G., Cornée J.J. and Vivier G. 1991. Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K/Ar). *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, série II, 1351-1357.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M. and Michard, A. 2008. The Atlas system. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.) *The Geology of Morocco. Structure, stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Lecture Notes in Earth Sciences, 116, 133-202.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, 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.

- Grambast-Fessard, N. and Ramalho, M. 1985. Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. *Revue de Micropaléontologie*, 28 (1), 58-66.
- Haddoumi, H. 1988. *Les Couches rouges (Bathonien à Barrémien) du synclinal des Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc); étude sédimentologique et stratigraphique*. Thèse 3^e cycle Univ. Nancy I, 133 p. (inédite).
- Haddoumi, H. 1998. *Les formations détritiques «couches rouges» (Bathonien et Crétacé inférieur) de la région d'Anoual (Haut Atlas oriental, Maroc): sédimentologie, stratigraphie et paléogéographie*. Thèse d'Etat Université Mohammed 1^{er}, Oujda, 229 p., 25 pl., (inédite). on deposit Soc. géol. France.
- Haddoumi, H., Alméras, Y., Bodergat, A.M., Charrière, A., Mangold, Ch. and Benschili, K. 1998. Âges et environnements des Couches rouges d'Anoual (Jurassique moyen et Crétacé inférieur, Haut-Atlas oriental, Maroc). *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, 2, série IIA, vol. 327, 127-133.
- Haddoumi, H., Charrière, A., Feist, M. and Andreu, B. 2002. Nouvelles datations (Hauteriviens supérieur - Barrémien inférieur) dans les «Couches rouges» continentales du Haut Atlas central marocain; conséquences sur l'âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. *Comptes Rendus Palevol*, 1 (5), 259-266.
- 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 / Notebooks on Geology*, Brest, Article 2008/06 (CG2008_A06), 1-29.
- Haddoumi, H., Charrière, A., and Mojon, P.O. 2010. Stratigraphie et sédimentologie des «Couches rouges» continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc) : implications paléogéographiques et géodynamiques. *Geobios*, 43, 433-451.
- Hardenbold, Y. (Coord.). 1998. Mesozoic and Cenozoic cycle charts. In : P.C. Graciansky, J. Hardenbold, T. Jacquin, A. Farley & P.R. Vail (Eds), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy and European basins, SEPM, special publication, 60, 583-622.
- Hervouët, Y. 1985. *Géodynamique alpine (Trias-Actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique, au Nord du Bassin de Guercif (Maroc oriental)*. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Pau et Pays de l'Adour, 367 p. (inédite).
- Ibrouh, H., 1995. *Tectonique en décrochement et intrusions magmatiques au Jurassique; tectogenèse polyphasée des rides jurassiques d'Imilchil (Haut Atlas central, Maroc)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Marrakech, Maroc, 225 p. (on deposit Soc. géol. France).
- Ibrouh, H. 2004. *Du rift avorté au bassin sur décrochement, contrôles tectonique et sédimentaire pendant le Jurassique (Haut Atlas central, Maroc)*. Thèse Doctorat Etat Université Cadi Ayyad Marrakech, 224 p. (inédite).
- Ishigaki, S. 1989. Footprints of swimming sauropods from Morocco. In : *Dinosaurs tracks and traces* (Eds. D Gilette & M.G. Lockey). *Cambridge University Press, New York*, 83-86.
- Ishigaki, S. and Matsumoto, Y. 2009. "Off-tracking"- like phenomenon observed in the turning sauropod trackway from the upper Jurassic of Morocco. *Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum*, 8, 1-10.
- Jenny, J. 1984. Dynamique de la phase tectonique synsédimentaire du Jurassique moyen dans le Haut Atlas central (Maroc). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 77 (1), 143-152.
- Jenny, J. 1985. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Azilal. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 339.
- Jenny, J. 1988. Livret-guide de la carte d'Azilal., *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 339bis, 104 p.
- Jenny, J., Le Marrec, A. and Monbaron, M. 1981. 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, 23 (6), 627-639.
- Jossen, J. A. 1990. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Zawyat Ahançal. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 355.
- Lapparent, A. F. de 1955. Etude paléontologique des vertébrés du Jurassique d'El Mers (Moyen Atlas). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 124, 1-36.
- Laville, E. 1985. *Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements*. Thèse Université du Languedoc, Montpellier, 165 p., 2 cartes, (inédite).
- Laville, E. and Piqué A. 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 162, 6, 1161-1171.
- Laville, E. and Piqué, 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.
- Le Marrec, A. 1985. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Demnat. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 338.
- Matton, G. and Jébrak, M. 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): Deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? *Tectonophysics*, 469, 1-12.
- Masrouf, A. 2003. *Les dépôts terrigènes du Jurassique moyen à supérieur dans le Rif externe et son avant-pays oriental (Maroc): stratigraphie, sédimentologie et modélisations paléogéographiques*. Doctorat Université Moulay Ismail-Meknès, 328 p. (inédite).
- Milhi, A. 1997. Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille de Tinerhir, *Notes et Mémoire du Service géologique du Maroc*, 377.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sebbier, M., Saddiqi O. 2006. Crustal versus asthenospheric origin of the relief of the Atlas Mountains of Morocco, *Journal of Geophysical Research*, 111, (B03401) doi :10.1029/2005JB003708.

- Michard, A., Frizon de Lamotte, D., Hafid, M., Charrière, A., Haddoumi, H. and Ibouh, H. 2013. Comment on "The Jurassic-Cretaceous basaltic magmatism of the Oued El-Abid syncline (High Atlas, Morocco): Physical volcanology, geochemistry and geodynamic implications" by Bensalah et al., *Journal of African Earth Sciences*, 88, 101-105.
- Mojon, P.O., Haddoumi, H. and Charrière, A. 2009. Nouvelles données sur les Charophytes et Ostracodes du Jurassique moyen-supérieur-Crétacé inférieur de l'Atlas marocain. *Carnets de Géologie /Notebooks on Geology, Brest*, Mém. 2009/03 (CG2009_M03 1-39).
- Monbaron, M. 1982. Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique, exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, série II, 294, 883-886.
- Monbaron, M. 1985. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Béni Mellal., *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 341.
- Monbaron, M. 1988. Un serpent de mer: le problème de la datation des «Couches rouges» du Haut Atlas marocain. Le point de la situation. *Actes de la Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy*, 73-92.
- Monbaron, M. and Taquet, Ph. 1981. Découverte du squelette complet d'un grand Cétiosaure (Dinosaure sauropode) dans le bassin jurassique moyen de Tilougguit (Haut Atlas central, Maroc). *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, série II, 292, 243-246.
- Monbaron, M. Russell, DA. and Taquet, Ph. 1999. *Atlasaurus imelakei* n.g., n.sp., a brachiosaurid-like sauropod from the Middle Jurassic of Morocco. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, série II, 329, 519-526.
- Nassili, M. 2006. *Evolution géodynamique comparée des séries jurassiques (Lias-Dogger) du pourtour du bassin de Guercif (Moyen Atlas, Hauts Plateaux et zone de Taourirt)*. Thèse d'Etat, Université Mohamed V, Rabat, 309 p. (inédite).
- Nouri, J., Pérez-Lorente, Y. and Boutakiout, M. 2001. Descubrimiento de una pista semiplantigrada de dinosaurio en el yacimiento de Tirika (Demnat. Alto Atlas central marroquí). *Geogaceta*, 29, 83-86.
- Piqué, A., Aït Brahim, L., Aït Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F. and Tricart, P. 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169 (6), 797-810.
- Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M. and Soulié-Märsche, I., 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167 (3), 453-468.
- Rolley, J.P. 1977-1978. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Afouzer, avec notice explicative. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 247 (1977) et 247bis (1978), 103 p.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2), 117-129.
- Saddiqi, O., El Haïmer, F.Z., Michard, A., Barbarand, J., Ruiz, G.M.H., Mansour, E.M., Leturmy, P. and Frizon de Lamotte, D. 2009. Apatite fission-track analyses on basement granites from south-western Meseta, Morocco: Paleogeographic implications and interpretation of AFT age discrepancies. *Tectonophysics*, 475, 29-37.
- Sahabi, M. D. Aslanian, and J.-L. Olivet. 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central, *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 1041-1052,
- Sigogneau-Russell, D. Monbaron, M. and De Kaenel, E. 1990. Nouvelles données sur le gisement à Mammifères mésozoïques du Haut-Atlas marocain. *Geobios*, 23, 4, 461-483.
- Souhel, A. 1996. Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Béni Mellal (Maroc). *Strata*, série 2, 27, 235 p.
- Studer, M.A. 1987. Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist. (Haut Atlas central, Mésozoïque, Maroc). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 43 (321), 65-197.
- Termier, H. 1936. Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 33, II, 890-982.

Recibido: abril 2014

Revisado: septiembre 2014

Aceptado: junio 2015

Publicado: julio 2016