HAL
open science

Les dépôts continentaux du Jurassique moyen au Crétacé inférieur dans le Haut Atlas oriental (Maroc) : paléoenvironnements successifs et signification paléogéographique

Hamid Haddoumi, André Charrière, Bernard Andreu, Pierre-Olivier Mojon

To cite this version:

Hamid Haddoumi, André Charrière, Bernard Andreu, Pierre-Olivier Mojon. 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, 2008, CG2008 (A06), pp.1-29. hal-00308920

HAL Id: hal-00308920

https://hal.science/hal-00308920v1

Submitted on 4 Aug 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Les dépôts continentaux du Jurassique moyen au Crétacé inférieur dans le Haut Atlas oriental (Maroc) : paléoenvironnements successifs et signification paléogéographique

Hamid HADDOUMI [1]

André CHARRIERE [2]

Bernard ANDREU [3]

Pierre-Olivier MOJON [4]

Résumé : Dans le Haut Atlas oriental marocain, les "Couches rouges" continentales succédant aux dernières formations marines jurassiques sont organisées en trois grands ensembles lithostratigraphiques : la Formation d'Anoual, la Formation de Ksar Metlili et le Groupe de Dekkar, séparés par deux importantes ruptures de l'enregistrement sédimentaire. La Formation d'Anoual correspond à des dépôts de plaine deltaïque à dominante fluviatile, suivis d'une ultime incursion marine d'âge Bathonien inférieur. La Formation de Ksar Metlili est uniquement localisée dans certaines aires subsidentes et représente un deuxième cycle fluvio-deltaïque avec des charophytes d'âge Tithonien terminal-Berriasien inférieur. Le Groupe de Dekkar traduit l'installation d'une nouvelle aire de sédimentation recouvrant l'ensemble de la région avec trois environnements successifs : cônes alluviaux associés à une sédimentation lacustre du Barrémien?-Aptien à charophytes et ostracodes, puis dépôts de plaines alluviales, enfin plaines et lagunes côtières au Cénomanien.

Les "Couches rouges" continentales du domaine atlasique oriental correspondent ainsi à l'enregistrement sédimentaire de trois événements géodynamiques distincts :

- une phase de comblement du sillon atlasique, associée à une forte subsidence dénotant une poursuite du *rifting* atlasique au Bathonien inférieur ;
- une période d'émersion généralement marquée par une lacune du Bathonien au Barrémien-Aptien, mais au cours de laquelle subsiste une sédimentation résiduelle dans certaines cuvettes intra-continentales à la limite Jurassique/Crétacé ;
- une phase d'ouverture générant au Barrémien?-Aptien de nouveaux bassins continentaux qui évoluent vers des conditions marines jusqu'à la transgression du Cénomanien-Turonien.

La comparaison de cet enchaînement avec celui enregistré dans d'autres secteurs du domaine atlasique permet de retracer les trois phases de l'évolution paléogéographique de ces segments sud-téthysiens entre le Jurassique moyen et le Crétacé supérieur.

Mots-Clefs : "Couches rouges" continentales ; paléoenvironnements ; charophytes ; ostracodes ; Bathonien ; Tithonien-Berriasien ; Aptien ; Haut Atlas ; Maroc.

Citation : HADDOUMI H., CHARRIERE A., ANDREU B. & 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**)

Abstract: ***Middle Jurassic to Lower Cretaceous continental deposits from eastern High Atlas (Morocco): successive paleoenvironments and paleogeographic significance.-*** In the eastern High Atlas (Morocco), continental "Red Beds" overlying the last marine deposits of Jurassic age consist of three main lithostratigraphic units: the Anoual Formation, the Ksar Metlili Formation and the Dekkar Group, bounded by two sharp sedimentary discontinuities. The Anoual Formation is a fluvial dominated deltaic plain deposit. It is followed by a final marine transgression of Early Bathonian age. The Ksar Metlili Formation found only in some subsident areas represents a renewal of fluvio-deltaic environments with a flora of Late Tithonian-Early Berriasian charophytes. The Dekkar Group occupies a

[1] *Université Mohammed 1er, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Laboratoire des Géosciences appliquées, 60 000 Oujda (Maroc)*
haddoumihamid@yahoo.fr
[2] *Rue Jean-Pierre Chabrol 26, 34740 Vendargues (France)*
andre.charriere@cegetel.net
[3] *LMTG, Université Toulouse III, CNRS, IRD, OMP, 14 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse (France)*
[4] *Rue de l'Industrie 11, 2316 Les Ponts-de-Martel (Suisse)*
Manuscrit en ligne depuis le 1 Août 2008

larger area of sedimentation, its limits overlap the whole domain. From bottom to top, the succession indicates the existence of three paleoenvironments: alluvial fans deposits locally associated with Barremian?-Aptian lacustrine sediments containing charophytes and ostracods, alluvial plains deposits and finally, marine coastal to brackish plains deposits of the Cenomanian.

After the closure of the Jurassic Atlasic marine trough, the eastern Atlasic "Red Beds" were deposited in response to three main geodynamic events :

- the filling of the Atlasic trough with very thick deposits in subsiding areas linked to tectonic rifting during the Early Bathonian;
- the emergence of this area caused a hiatus in sedimentation involving strata ranging in age from Bathonian to Barremian?-Aptian. However, continental sediments are preserved in some onshore geomorphological depressions at the Jurassic/Cretaceous boundary;
- the opening of new basins, continental during the Barremian?-Aptian, that became marine during the Late Cenomanian as the result of Cenomanian-Turonian transgression.

A comparison of the succession of events recorded in different parts of the Atlasic belts allows reconstruction of the three phases of paleogeographic evolution in these southern Tethyan areas during Middle Jurassic to Late Cretaceous times.

Key Words: Continental "Red Beds"; paleoenvironments; charophytes; ostracods; Bathonian; Tithonian-Berriasian; Aptian; High Atlas; Morocco.

Abridged English version:

Middle Jurassic to Lower Cretaceous continental deposits from eastern High Atlas (Morocco): successive paleoenvironments and paleogeographic significance

I. Introduction

In most of the Moroccan Atlas domain the continental "Red Beds" that succeed the basin fill of the Tethyan Jurassic troughs (du DRESNAY, 1979) and precede the Late Cretaceous transgression (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1960-1962) are very rarely fossiliferous and have been subject to contradictory stratigraphic attributions (du DRESNAY, 1969; CHOUBERT, 1973; MONBARON, 1988). In the Anoual and Ksar Jilali areas (du DRESNAY, 1969) of the Eastern High Atlas (Fig. 1A-B), our investigations, enriched by paleontologic information, made feasible a division of these "Red Beds" into three mappable (Fig. 1C-D) and stratigraphic (Fig. 2) superposed units separated by two sedimentary discontinuities (D1) and (D2).

II. Stratigraphy, sedimentology and paleoenvironments

1. Lower Bathonian "Red Beds": the Anoual Formation (Plate 1)

The Anoual Formation (350 to 500m) lies on marly limestones with pholadomyas that have yielded ammonites dated latest Bajocian (du DRESNAY, 1971; ENAY *et alii*, 1987).

Continental Lower Member. This member is made up of a thick series of sequences that are predominantly sands at the base and clays at the top, thus indicating a fluviatile regime of braided, slightly sinuous multilateral channels. Associated laguno-fluviatile limestones have produced fish remains, microfaunas, ostracodes with both European and African affinities and charophytes (det. P.-O. MOJON)

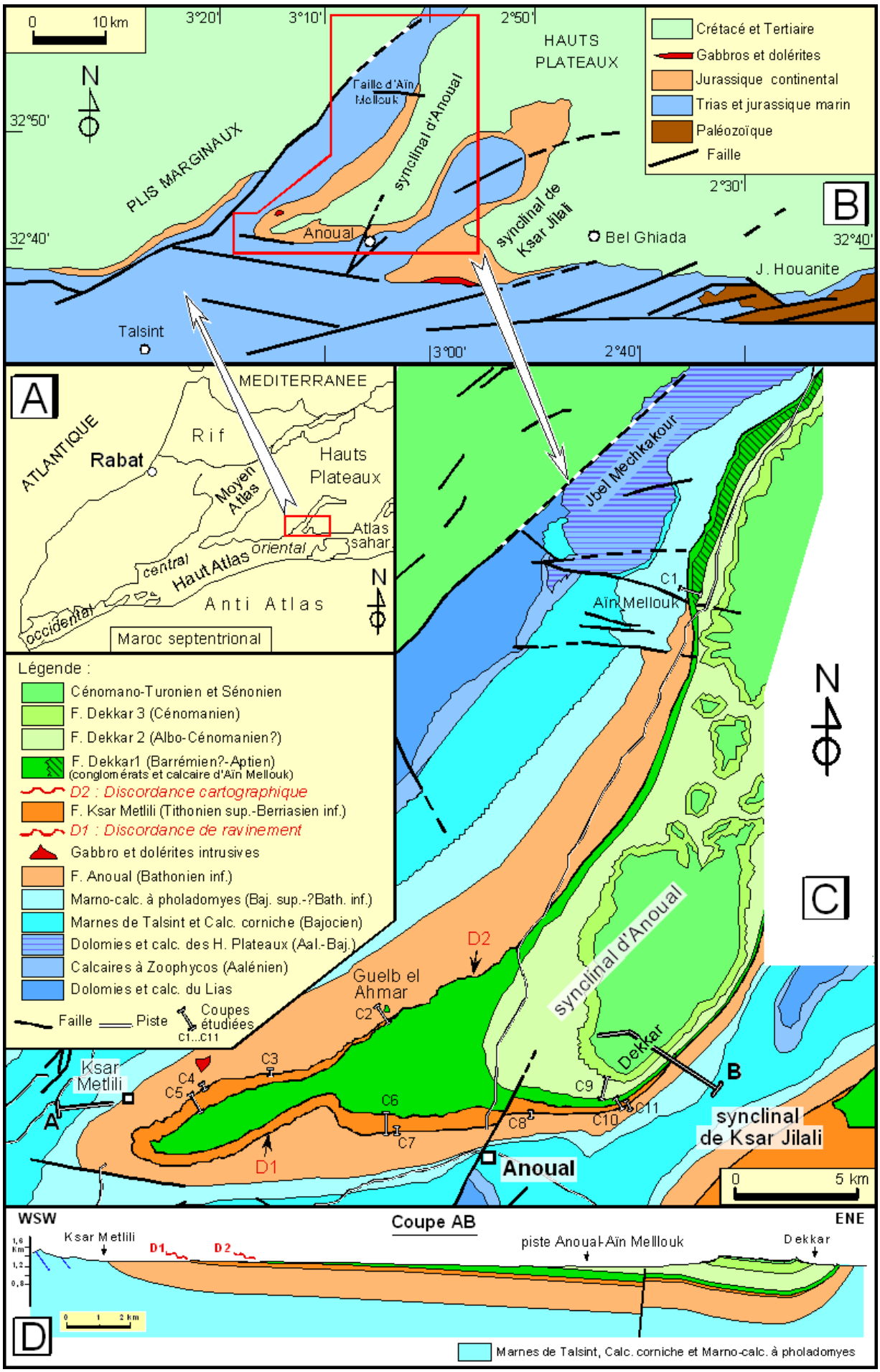
Upper Marine Member (Fig. 3). Limited in thickness to about ten meters this level reflects the last of the marine incursions: first a margino-littoral facies followed by frankly marine conditions, notably with brachiopods of Early Bathonian age (ALMÉRAS *et alii*, 2007): *Burmirhynchia* gr. *termierae-aethiensis* ROUSSELLE and *Kallirhynchia oranensis* (FLAMAND).

2. A continental deposit at the Jurassic/ Cretaceous Boundary: the Ksar Metlili Formation (Plate 2)

The Ksar Metlili Formation (Fig. 4) is a lenticular deposit (maximum thickness 80 m). At its base is an important gullying surface (D1, erosional unconformity). Its lithology is like that of the Anoual Formation and consists predominantly of fluvial deltaic plain deposits associated with episodes of interfluvial lakes. Above a celebrated "lentil with micromammals" SIGOGNEAU-RUSSELL *et alii*, 1990), is a lacustrine

▶ **Figure 1 : A :** Situation d'ensemble du domaine atlasique. **B :** Localisation des synclinaux d'Anoual et de Ksar Jilali. **C :** Carte géologique simplifiée du synclinal d'Anoual, d'après du DRESNAY (1976) et CAÏA (1972), modifié. **D :** Coupe AB montrant l'organisation d'ensemble de la série sédimentaire.

A: Location of the Atlasic Belts. **B:** Location of the Anoual and Ksar Jilali synclines. **C:** Simplified geological map of the Anoual syncline, after du DRESNAY, 1976, and CAÏA, 1972, modified. **D:** Cross-section AB showing organisation of the sedimentary series.


B
0 10 km
3°20'
3°10'
2°50'
HAUTS PLATEAUX
Crétacé et Tertiaire
Gabbros et dolérites
Jurassique continental
Trias et jurassique marin
Paléozoïque
Faille
Faille d'Aïn Mellouk
synclinal d'Anoual
PLIS MARGINAUX
32°50'
32°40'
Anoual
synclinal de Ksar Jilali
Bel Ghiada
2°30'
J. Houanite
Talsint
3°00'
2°40'
A
MEDITERRANEE
ATLANTIQUE
Rabat
Rif
Hauts Plateaux
Moyen Atlas
Atlas saharien
central
Haut Atlas
oriental
occidental
Anti Atlas
Maroc septentrional
Légende :
Cénomano-Turonien et Sénonien
F. Dekkar 3 (Cénomanien)
F. Dekkar 2 (Albo-Cénomanien?)
F. Dekkar1 (Barrémien?-Aptien) (conglomérats et calcaire d'Aïn Mellouk)
D2 : Discordance cartographique
F. Ksar Metlili (Tithonien sup.-Berriasien inf.)
D1 : Discordance de ravinement
Gabbro et dolérites intrusives
F. Anoual (Bathonien inf.)
Marno-calc. à pholadomyes (Baj. sup.-?Bath. inf.)
Marnes de Talsint et Calc. corniche (Bajocien)
Dolomies et calc. des H. Plateaux (Aal.-Baj.)
Calcaires à Zoophycos (Aalénien)
Dolomies et calc. du Lias
Faille
Piste
Coupes étudiées C1...C11
Jbel Mechkakour
C1
Aïn Mellouk
C
D2
Guelb el Ahmar
C2
synclinal d'Anoual
Dekkar
B
Ksar Metlili
A
C3
C4
C5
C6
C7
C8
C9
C10
C11
D1
Anoual
synclinal de Ksar Jilali
0 5 km
WSW
Coupe AB
ENE
Ksar Metlili
D1
D2
piste Anoual-Aïn Mellouk
Dekkar
D
Marnes de Talsint, Calc. corniche et Marno-calc. à pholadomyes

limestone with *Porochara maxima* (dét. P.-O. MOJON), a species characteristic of the uppermost Tithonian-Lower Berriasian (MOJON, 1989b, 2002).

3. The "Red Beds" of Barremo?-Aptian to Cenomanian age: the Dekkar Group (Plate 3)

The Dekkar Group (HADDOUMI, 1998) is made up of three formations with a total thickness of about 500m.

The Dekkar 1 Formation is essentially conglomerates with calcareous elements and calcarenites that lie discordantly (D2, mapping disconformity) on several underlying formations. The polygenic nature of the materials and their discordant relationships (Fig. 1C) denote a morpho-tectonic evolution of the region with erosion of structures ranging up to Liassic in age. Laterally toward the north, these deposits grade to a lacustrine assemblage, the "Ain Mellouk Limestone" (du DRESNAY, 1956; BOUCHTA, 1967; CAÏA, 1972). It contains ostracodes (Pl. 4, figs. 12-21) and charophytes that date it Aptian (FEIST *et alii*, 1999).

The Dekkar 2 Formation (Fig. 5) was laid down in a fluvial-lacustrine environment evolving in the course of time toward an evaporitic coastal plain. Limestone lentils contain bivalves and ostracodes (Pl. 4, figs. 1-11). The several ostracode associations (dét. B. ANDREU) collected from the "Ain Mellouk Limestones" and in the "Dekkar 2 Formation are typical of freshwater environments with a salinity ranging between 0 and 0.5‰, those of the Lower Cretaceous Wealden facies of Europe and Morocco.

The Dekkar 3 Formation was deposited in an evaporitic sabkha environment until replaced by the installation of the carbonate platform of which the initial deposits were marine limestones with *Rhapidioninae* of Late Cenomanian age, but that do not include its terminal strata.

III. Paleogeographic evolution

The paleogeographic evolution of this area, located at the juncture of the High Plateaux to the north and the folded High Atlas in the south, is synthesized on Figs. 6 and 7.

1. Filling of the Tethyan Atlasic gulfs during the Bathonian

In the eastern High Atlas, the megasequence S1 is equivalent in age to the time during which the Jurassic carbonate platform existed and ended with the appearance of a fluvio-deltaic cycle (Anoual Formation). Its spatiotemporal relationships are molded by the structural elements of the preceding Jurassic period that were dominated by two main families of faults (Fig. 6): one of them (F1, F1', F1'') oriented SW-NE to WSW-ENE and the other (F2, F2') oriented WNW-ESE to E-W. The deposits are confined to the Anoual and Ksar Jilali blocks and are contemporaneous with an important play on faults F2 and F2' and secondarily on the F1". The W-E trend of the shoreline (Fig. 6A) indicates the persistence of movement on faults F2 and F2', at the time of the Early Bathonian transgression attributable to the transgressive portion of a 3rd order eustatic cycle Bat1 (HARDENBOL *et alii*, 1998).

In the central High Atlas, the Guettioua Formation (JENNY *et alii*, 1981) is an important continental detrital body, it too ending the middle Jurassic regression.

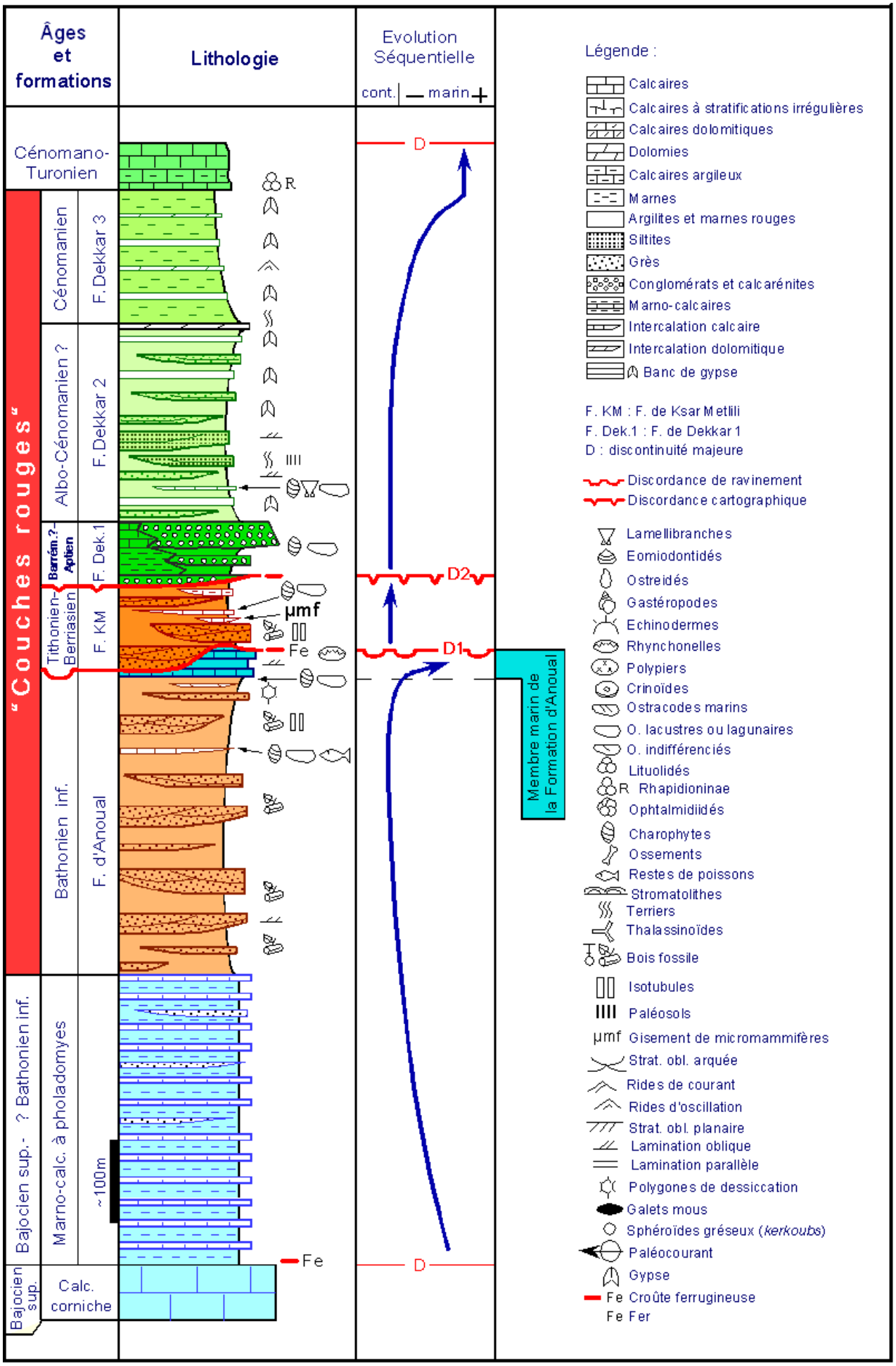
In the Middle Atlas, there is an analogous evolution in the sediments. There, the megasquence S1 ends with the El Mers Formation (du DRESNAY, 1963b) that marks the filling of the Middle Atlas trough. However, the dating Late Bathonian-?Callovian for the last marine recurrence (CHARRIÈRE *et alii*, 1994) indicates that the sea persisted in the Middle Atlas gulf after the High Atlas gulf had closed.

The filling of the Tethyan Atlasic gulfs in the central and eastern portions of the Atlasic domain took place in an active tectono-sedimentary context that ended with an increase in the intensity of subsidence during the Bathonian.

2. The period of emergence (Middle Jurassic *pro parte*, Late Jurassic - Early Cretaceous *pro parte*).

In the eastern High Atlas, a new continental sequence, S2, was laid down during the latest Tithonian-Early Berriasian after a hiatus in sedimentation of about 20Ma. The residual deposits of this second fluvio-deltaic cycle are restricted (Fig. 6B) to blocks subsident during the Bathonian period. This megasequence was probably deposited in a valley incised during a lowering of sea level in a eustatic cycle associated with the end-Jurassic regression (HARDENBOL *et alii*, 1998). This second deltaic cycle was followed by a second interruption in sedimentation (D2) that lasted in the neighborhood of 20 Ma.

▶ **Figure 2 :** Colonne stratigraphique synthétique et évolution séquentielle des "Couches rouges" dans les environs d'Anoual.
Synthetic stratigraphic log and sequential evolution of the "Red Beds" near Anoual.


Âges et formations
Lithologie
Evolution Séquentielle
cont.
marin
Cénomano-Turonien
"Couches rouges"
Cénomanien
F. Dekkar 3
Albo-Cénomanien ?
F. Dekkar 2
Barrém.?-Aptien
F. Dek.1
Tithonien-Berriasien
F. KM
Bathonien inf.
F. d'Anoual
Bajocien sup. - ? Bathonien inf.
Marno-calc. à pholadomyes
~100m
Bajocien sup.
Calc. corniche
R
µmf
Fe
D
D2
D1
Membre marin de la Formation d'Anoual
Légende :
Calcaires
Calcaires à stratifications irrégulières
Calcaires dolomitiques
Dolomies
Calcaires argileux
Marnes
Argilites et marnes rouges
Siltites
Grès
Conglomérats et calcarénites
Marno-calcaires
Intercalation calcaire
Intercalation dolomitique
Banc de gypse
F. KM : F. de Ksar Metlili
F. Dek.1 : F. de Dekkar 1
D : discontinuité majeure
Discordance de ravinement
Discordance cartographique
Lamellibranches
Eomiodontidés
Ostreidés
Gastéropodes
Echinodermes
Rhynchonelles
Polypiers
Crinoïdes
Ostracodes marins
O. lacustres ou lagunaires
O. indifférenciés
Lituolidés
R Rhapidioninae
Ophtalmidiidés
Charophytes
Ossements
Restes de poissons
Stromatolithes
Terriers
Thalassinoïdes
Bois fossile
Isotubules
Paléosols
µmf Gisement de micromammifères
Strat. obl. arquée
Rides de courant
Rides d'oscillation
Strat. obl. planaire
Lamination oblique
Lamination parallèle
Polygones de dessiccation
Galets mous
Sphéroïdes gréseux (kerkoubs)
Paléocourant
Gypse
Fe Croûte ferrugineuse
Fe Fer

In the central Middle Atlas, there exists locally a syntectonic piedmont sedimentation (conglomerates of Wadi el Atchane, CHARRIÈRE, 1992) that are the equivalent of S2.

In the central High Atlas, continental sedimentation of this epoch is present in most synclinal basins in the lower part of the Iouaridene Formation (JENNY *et alii*, 1981). Recent discoveries (HADDOUMI *et alii*, 2004; CHARRIÈRE *et alii*, 2005; MOJON *et alii*, 2005) of Middle Jurassic at the bottom and of Kimmeridgian in its lower part show the existence in this region of important continental deposits of Late Jurassic and Early Cretaceous age.

This widespread period of emergence is to be related to a general uplift of the greater part of the Atlasic domain, the sea remaining thereafter limited to its Atlantic margin.

3. The individualization of the Barremo-Aptian basins and the neo-Cretaceous transgressions on the Atlasic domain

In the eastern High Atlas, the discordance at the base of megasequence S3 provides evidence of the fossilization of the interruptions in sedimentation during the Jurassic epoch (Fig. 7A). The coarse detrital deposits (Dekkar 1 Formation) are associated with a morpho-tectonic event of Barremo-?Aptian age. The later reduction in the size of clastics of the domain (Dekkar 2 formation) indicates by a flattening of relief accompanied by a reorientation of fluviatile channels. The development of plains or coastal evaporitic lagoons (Dekkar 3 Formation) announces the Late Cenomanian transgression. The expansion of this megasequence in several sectors (eastern High Atlas, Marginal folds, High Plateaux) shows that this new Early Cretaceous paleogeography greatly depasses the structural limits of the Jurassic marine trough.

In the High Moulouya and the southern Middle Atlas, the continental Midelt Formation (CISZAK *et alii*, 1999) is also a transgressive megasquence.

In the central Middle Atlas, the lacustrine and terrigenous deposits of the Sidi Larbi Formation, the base of which is dated Barremian (ANDREU *et alii*, 1988) are referred to megasequence S3. But in this region a first marine transgression occurs during the Aptian (CHARRIÈRE & VILA, 1991).

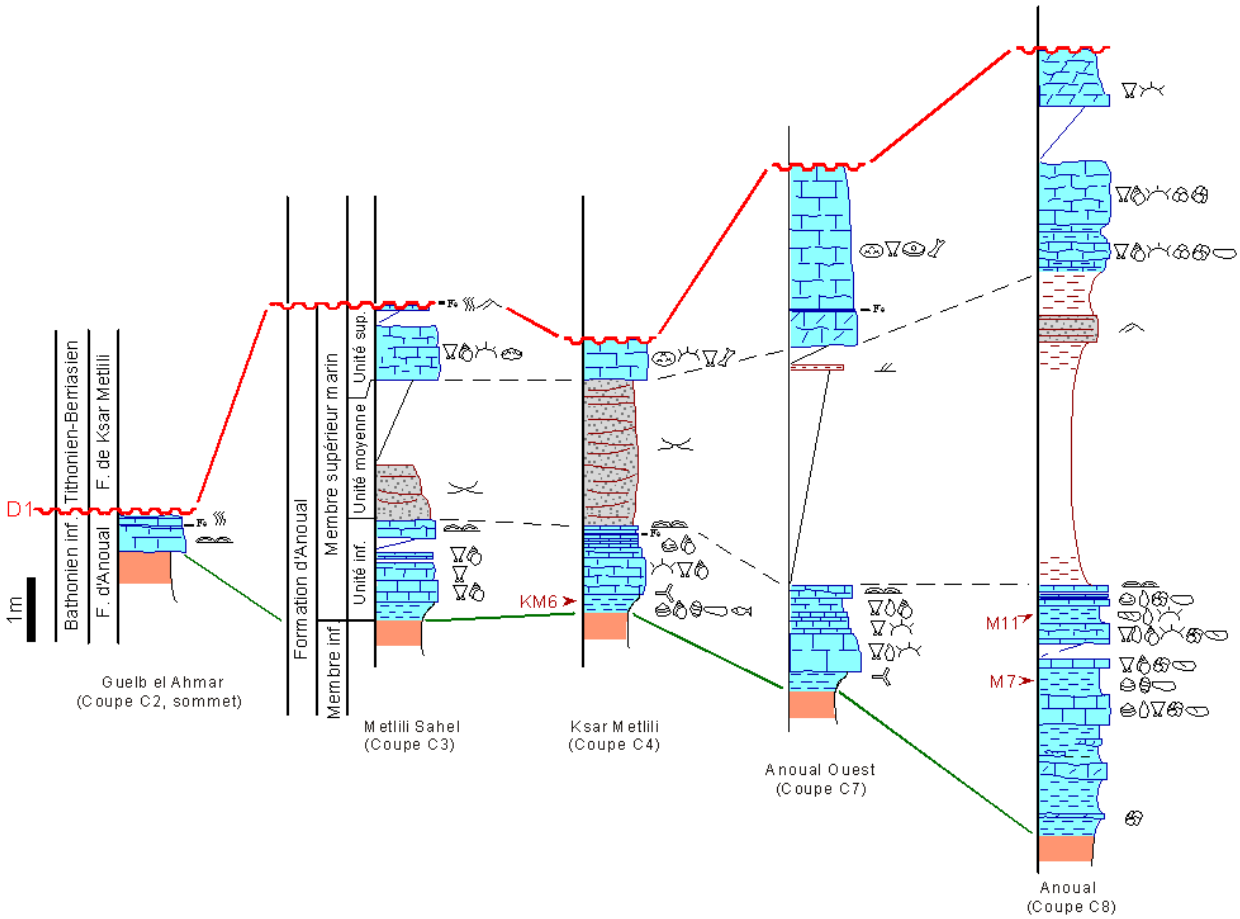


Figure 3 : Variations latérales des faciès et corrélations du membre marin de la Formation d'Anoual.
Lateral variations of facies and correlations of the marine member of the Anoual Formation.

In the Algerian Atlas (BÄR & MAGNÉ, 1955; EMBERGER & MAGNÉ, 1956), Aptian laguno-marine environments are also known.

On the northern border of the central High Atlas, an Aptian gulf forms an offshoot from the central Atlantic (SOUHEL, 1996; CHOUBERT & FAURE-MURET, 1960-1962). Our studies in this region (HADDOUMI, 1988; HADDOUMI *et alii*, 2002; ANDREU *et alii*, 2003) show that these deposits were preceded during the Barremian by an important terrigenous continental sedimentation (Jbel Sidal Formation) and that a first laguno-marine incursion had already appeared during the Barremian (CHARRIÈRE *et alii*, 2005).

This highly differentiated paleogeography denotes a new fragmentation of the Atlasic domain into several segments. These several segments, autonomous during the Barremo-Aptian, were subjected during the Albo-Cenomanian to a common evolution connected with the eustatic regime of the west-European platforms (HARDENBOL *et alii*, 1998).

Conclusions

Analysis of the succession of "Red Beds" in the eastern High Atlas (from stratigraphic, paleontologic sedimentologic and paleoenvironmental points of view) permitted the recognition of three discrete sedimentary units. They are linked to three different geodynamic events (Fig. 7B) that are also present in other segments of the Atlasic chain.

The first episode is an integral part of the "Filling Up" megasequence that during the Bathonian involved the Atlasic south Tethyan troughs which extended throughout the central and eastem Atlasic domains. The thickness of the sediments present in all of these sectors is linked to the continuation, if not the accentuation, of Atlasic "rifting" during the Bathonian.

Then a period of emergence and erosion lasting some 40 Ma took place in connection with a regional uplift of the Atlasic domain. Residual continental deposits are confined to rare basins in the Middle Atlas and the eastern High Atlas, but are more strongly developed in the central High Atlas.

The third episode is an 'Opening' megasequence. It begins with the development of new Barremo-Aptian basins that remain exclusively continental (eastern High Atlas) or are subject to the first marine influences that may come from the Tethyan domain (Algerian Atlas and probably the Middle Atlas) or from the central Atlantic (central and western High Atlas). This new fragmentation of a domain previously emergent begins a new major sedimentary cycle that tends to paleogeographical unification of the Atlasic domain, completed by the general transgression of the Late Cenomanian-Turonian seas.

Version française

I. Introduction

L'histoire jurassique du domaine atlasique marocain (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1960-1962) montre une double dépendance, l'une à l'égard de l'Atlantique central conditionnant la sédimentation du Haut Atlas occidental (Fig. 1A) et l'autre par rapport à la Téthys affectant l'essentiel du domaine atlasique. Ainsi, la paléogéographie jurassique est caractérisée par la prééminence de deux sillons subsidents (du DRESNAY, 1976) à l'emplacement du Moyen Atlas ainsi que des parties centrales et orientales du Haut Atlas, qui constituaient des diverticules du domaine téthysien situé au Nord-Est. Dans ces régions, la sédimentation marine s'achève généralement avec les Calcaires corniches du Bajocien suivis par une série de marno-calcaires à pholadomyes du Bajocien supérieur-?Bathonien inférieur. Au-dessus se développe une série de "Couches rouges" à dominante continentale, classiquement interprétées comme marquant le comblement du sillon atlasique (du DRESNAY, 1979).

Très rarement fossilifères, ces "Couches rouges" ont connu des attributions stratigraphiques contradictoires (du DRESNAY, 1969 ; CHOUBERT, 1973 ; MONBARON, 1988). Dans le Haut Atlas oriental (Figs. 1A-B), elles ont été découpées par certains auteurs (CHOUBERT, 1939) en deux complexes, d'extension cartographique variant au cours du temps (cf. cartes *in* du DRESNAY, 1969), parfois séparés par une discordance "infracrétacée" (du DRESNAY, 1956, 1976 ; CHOUBERT & FAURE-MURET, 1960-1962). Si le "complexe supérieur" a été rapporté unanimement par ces auteurs à l'Infracénomanien, le "complexe inférieur" a connu des attributions diverses : Jurassique supérieur (CHOUBERT, 1938, 1939 ; du DRESNAY, 1956), Bathonien supérieur (du DRESNAY, 1963a), puis Bathonien-?Callovien (du DRESNAY, 1976). À la suite de la découverte dans le complexe inférieur (SIGOGNEAU-RUSSELL *et alii*, 1990) d'un niveau marin attribué au Jurassique supérieur ainsi que d'un gisement de micromammifères et de nannofossiles rapporté au Berriasien (?), ces auteurs ont considéré que les "Couches rouges" d'Anoual constituaient une série continue du Bathonien au Crétacé inférieur.

Dans les régions d'Anoual et de Ksar Jilali (Fig. 1B) dont l'organisation d'ensemble (Figs. 1C-D) n'est que modérément affectée par la tectonique, nos investigations ont permis d'établir un découpage des "Couches rouges" en trois unités cartographiques et stratigraphiques

(Fig. 2) superposées (HADDOUMI, 1998) : la Formation d'Anoual dont le toit est daté par brachiopodes du Bathonien inférieur (HADDOUMI *et alii*, 1998), la Formation de Ksar Metlili contenant le niveau à micromammifères et le Groupe de Dekkar comprenant près de sa base un calcaire daté de l'Aptien par charophytes (FEIST *et alii*, 1999). Deux importantes discontinuités (Figs. 1C et 2) séparent ces trois unités : une discordance de ravinement (D1) entre la Formation d'Anoual et celle de Ksar Metlili ainsi qu'une discordance cartographique (D2) entre le Groupe de Dekkar et les formations sous-jacentes.

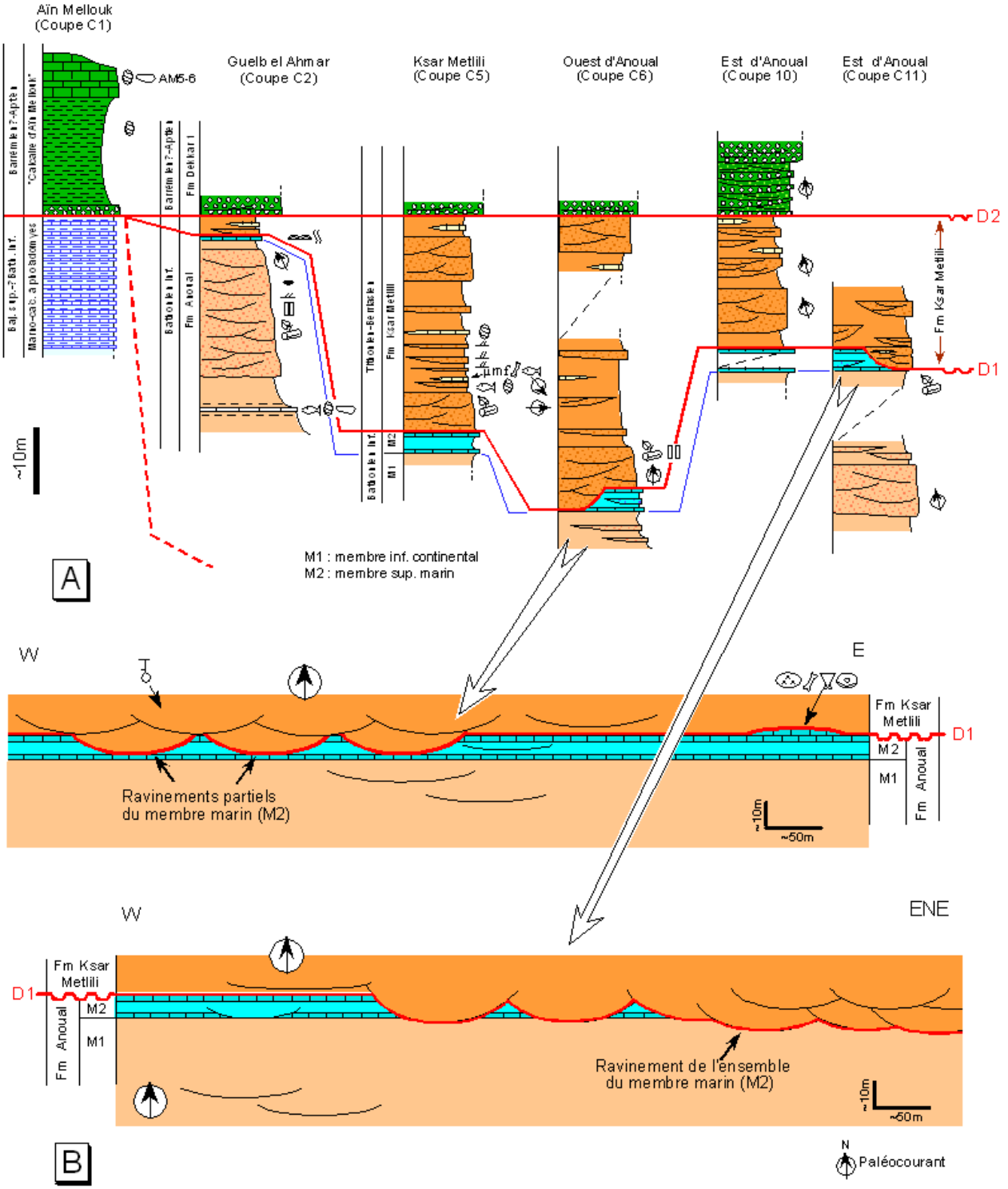
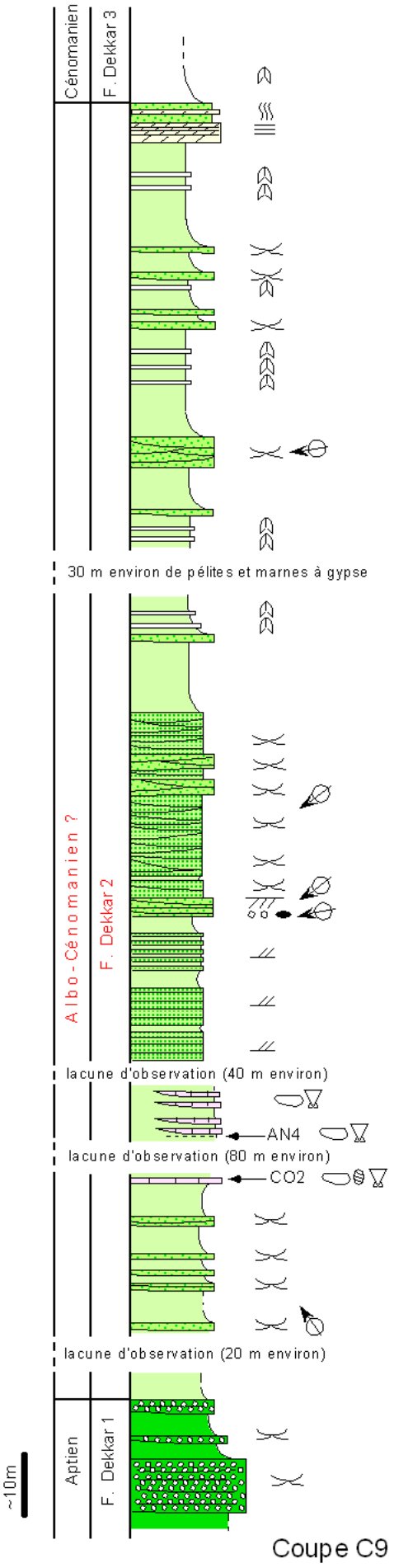


Figure 4 : A : Corrélations et variations latérales des faciès de la Formation de Ksar Metlili. **B :** Schémas illustrant la discordance de ravinement D1 à l'Ouest et à l'Est d'Anoual.
A: Correlations and lateral variations in facies of the Ksar Metlili Formation. **B:** Sketches of the erosional discordance D1 West and East of Anoual.



◀ **Figure 5 :** Colonne stratigraphique de la Formation de Dekkar 2, secteur de Dekkar.
Stratigraphic log of the Dekkar 2 Formation, Dekkar area.

Basé sur les données paléontologiques et sédimentologiques, le présent travail reconstitue les milieux de dépôts successifs des "Couches rouges" de la région étudiée. L'intégration des différentes données permet d'ébaucher l'évolution paléogéographique du Haut Atlas oriental du Jurassique moyen au début du Crétacé supérieur et de la comparer à celle d'autres segments du domaine atlasique.

II - Stratigraphie, sédimentologie et paléoenvironnements

1. Les "Couches rouges" du Bathonien inférieur : la Formation d'Anoual.

La Formation d'Anoual (350 à 500m) recouvre les marno-calcaires à pholadomyes, ayant livré *Thambites planus* de la zone à *Parkinsoni* du Bajocien terminal (du Dresnay, 1971 ; Enay *et alii*, 1987). Elle se subdivise en un membre inférieur essentiellement détritique continental, recoupé par une intrusion gabbroïque (Pl. 1, fig. A) et un membre supérieur carbonaté marin. Sa limite supérieure correspond à une discordance de ravinement D1 (Figs. 1C et 2).

A - Membre inférieur continental.

Constituant la presque totalité de la formation, le membre inférieur (Fig. 2) est composé d'argilites brun-rouge d'épaisseur plurimétrique entrecoupées de barres gréseuses chenalisées et est organisé en séquences grès/argilites. Les barres gréseuses, en bancs d'épaisseur métrique et d'extension hectométrique à kilométrique, se présentent en corps tabulaires à base peu érosive dont le rapport largeur/hauteur est souvent élevé. Les bancs se composent de faisceaux à stratification oblique arquée (Pl. 1, fig. E) générés par des mégarides tridimensionnelles correspondant au comblement de chenaux isolés par des sables fins à moyens. Des rides de courants peuvent apparaître au sommet des barres.

Dans les faciès gréseux apparaissent des traces de racines sous forme de tubules subverticaux de 1 à 4 cm de diamètre. Les bois fossiles sous forme de troncs de grande taille sont fréquents et du Dresnay (1963a) a par ailleurs signalé des ossements de dinosauriens.

Les argilites dont l'abondance par rapport au grès est variable selon les secteurs présentent des intercalations silteuses ou silto-gréseuses de faible épaisseur, à litages obliques de rides centimétriques parfois chevauchantes (Pl. 1, fig. F). Des moulages de fentes de dessiccation sont observés à la base de certains bancs gréseux.

Dans les faciès argileux, des intercalations carbonatées souvent riches en charophytes et ostracodes se présentent en bancs minces d'extension plurihectométrique à kilométrique. L'un de ces bancs, localisé à Guelb el Ahmar au NW d'Anoual (Fig. 1C, coupe C2 et Pl. 1, fig. B), est remarquablement riche en restes de poissons ; sa surface supérieure présente une croûte irrégulière ferrugineuse épaisse de quelques centimètres et pétrie d'ossements et d'écailles de poissons (Pl. 1, fig. C) mêlés à des ostracodes et des gyrogonites de charophytes (Pl. 1, fig. D). Les restes de poissons appartiennent à une faune classique de *Lepidotes* sp. (dét. Y. CAPETTA, Montpellier) de faciès marins à dulçaquicoles, comme ici à Guelb el Ahmar. De part et d'autre du niveau calcaire, affleurent des marnes rougeâtres et des marno-calcaires gris-vert riches en ostracodes et gyrogonites de charophytes.

Les différents faciès du membre inférieur s'organisent en séquences essentiellement gréseuses à la base et argileuses au sommet. Les barres gréseuses traduisent une dynamique fluviatile de chenaux multilatéraux en tresse et peu sinueux (faible dispersion des mesures des feuillets obliques et absence de barres de méandres) divaguant sur une plaine deltaïque dominée par les dépôts pélitiques. La divagation des chenaux est à l'origine de la grande extension latérale de ces barres gréseuses. Les traces de racines témoignent de la présence de paléosols et les bois fossiles de la proximité de zones forestières. Les faciès argileux sont interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation soumise épisodiquement à des épandages de crevasses (*crevasse splay*) lors des crues, par rupture de levées. Les fentes de dessiccation témoignent de l'émersion temporaire de la plaine d'inondation.

La plaine deltaïque à dominante fluviale montre des lacs d'interfluves plus ou moins étendus naissant loin des grands axes d'alluvionnement. Des mécanismes de formation de lacs à partir de lagunes par un cordon littoral ou par progradation de delta, comme pour le delta actuel du Danube (PLAZIAT, 1984), pourraient être envisagés, toutefois à la différence de ce dernier cas, il faut replacer ces lacs épisodiques jurassiques dans leur contexte climatique semi-aride.

B - Membre supérieur marin.

Au sommet de la Formation d'Anoual, apparaissent des niveaux calcaires et marneux fossilifères constituant le membre supérieur (Fig. 2). Épais d'une dizaine de mètres, ce membre correspond aux "niveaux à invertébrés marins" signalés à Ksar Metlili (Fig. 1B) et rapportés au Jurassique supérieur probable (MONBARON, 1988 ; SIGOGNEAU-RUSSELL *et alii*, 1990). Il est subdivisé (HADDOUMI *et alii*, 1998) en trois unités (Fig. 3), la supérieure ayant fourni des brachiopodes (dét. Y. ALMERAS, Lyon) : *Burmirhynchia* gr. *termierae-aethiensis* ROUSSELLE et *Kallirhynchia oranensis* (FLAMAND) du Bathonien inférieur (ALMERAS *et alii*, 2007)

L'unité inférieure est dominée par des niveaux calcaires bioclastiques ou lumachelliques, séparés parfois par des niveaux marneux qui ont fourni des ostracodes marins (niveau M11, Fig. 3) et des ostracodes d'eau douce à saumâtre (niveaux KM6 et M7, Fig. 3). Ces derniers sont associés à des écailles et dents de poissons Pycnodontes et à des gyrogonites de charophytes. Les autres organismes se composent de lamellibranches (Ostreidés, Néomiodontidés), de gastéropodes et d'échinodermes. Les foraminifères sont surtout représentés par des Ophtalmidiidés et par quelques Lituolidés.

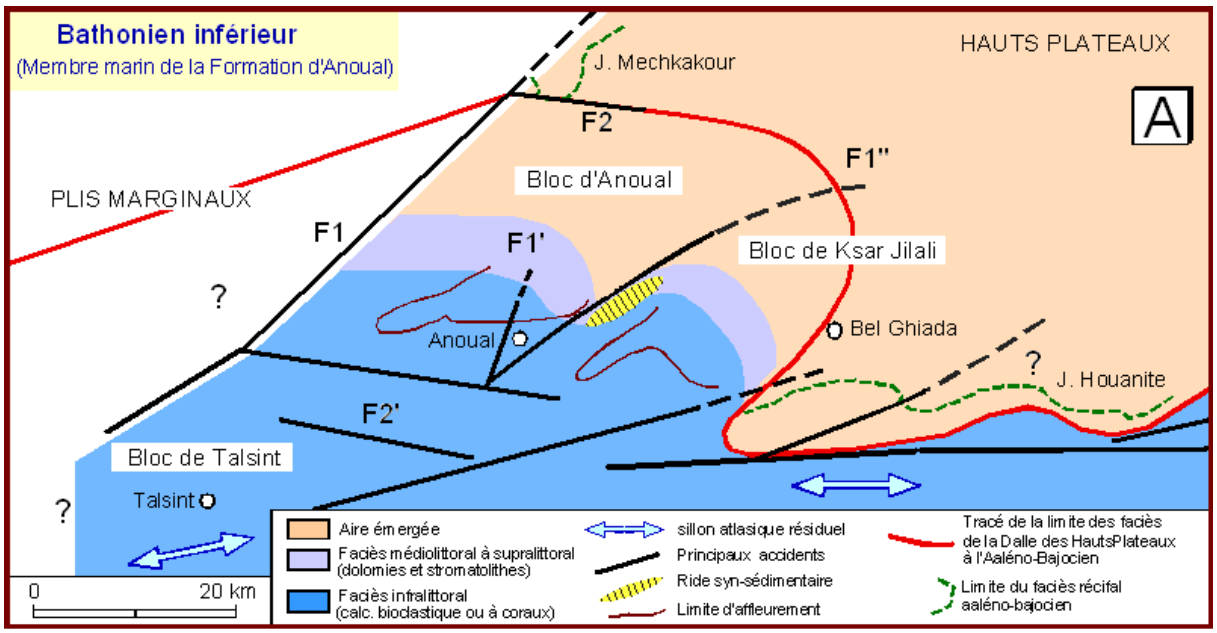
Le milieu, margino-littoral, reçoit des apports d'eau douce parfois très importants et connaît des agitations épisodiques remaniant le plus souvent sur place les assemblages d'organismes. Les variations de salinité et d'énergie du milieu influencent ainsi la composition des peuplements.

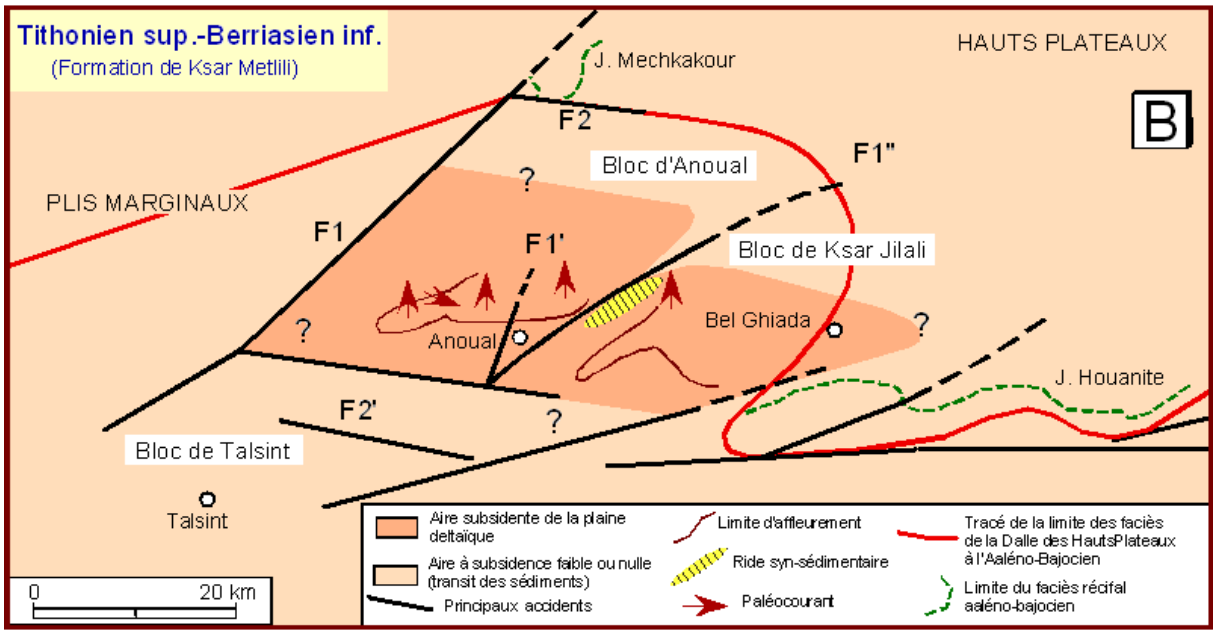
L'unité moyenne, souvent masquée par des éboulis, surmonte un banc stromatolithique. Elle est composée d'argiles et de pélites rouges à intercalations gréseuses parfois très développées (Fig. 3, coupe C4). Comportant des fragments de bois fossile et apparemment dépourvue de faune marine, cette unité évoque une sédimentation supralittorale.

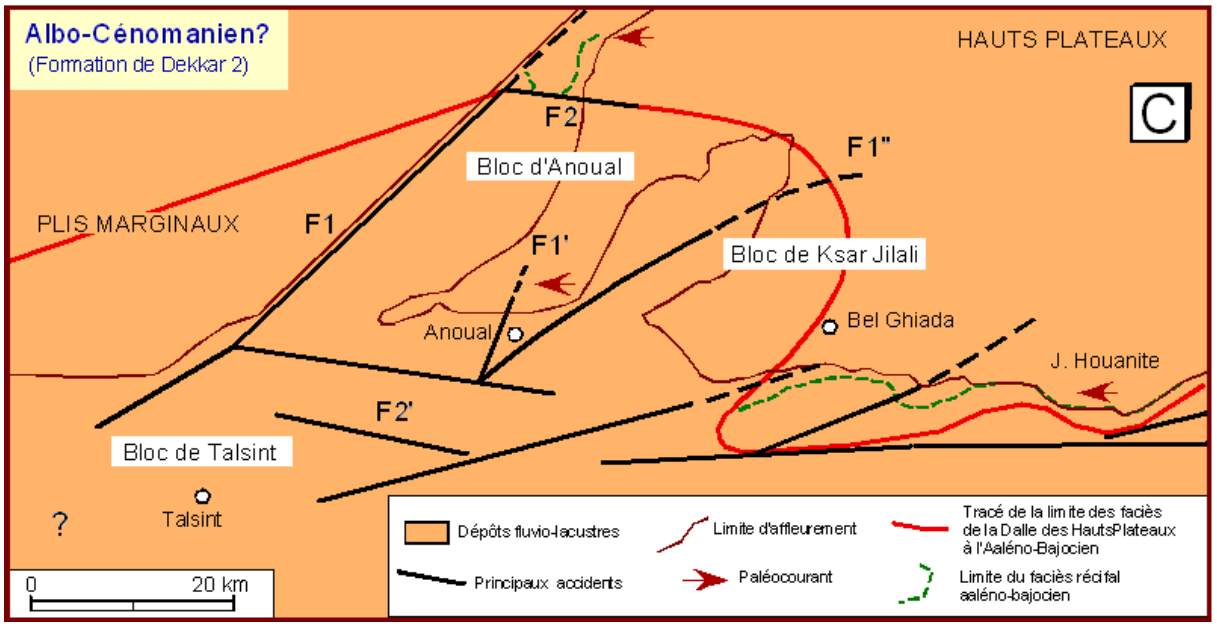
L'unité supérieure est représentée par quelques bancs de calcaire plus ou moins dolomitisé, bioclastique ou à tendance lumachellique, parfois séparés par des intercalations marno-calcaires. La stratification est irrégulière et peu nette. Les bioclastes et les organismes très variés (polypiers, brachiopodes, échinodermes, lamellibranches, gastéropodes) indiquent des conditions franchement marines infralittorales, récifales à périrécifales.

Ces trois unités présentent des variations (Fig. 3) dans le nombre, l'épaisseur et parfois le contenu fossilifère des bancs et interbancs ; le niveau le plus constant demeure l'encroûtement stromatolithique localisé au sommet du terme inférieur.

▶ **Figure 6 :** Reconstitution des successions paléogéographiques au Bathonien inférieur **(A)**, Tithonien supérieur-Berriasien **(B)**, Albo-Cénomanien **(C)**.
Paleogeographic reconstructions: Early Bathonian **(A)**, Late Tithonian-Berriasian **(B)**, Albian-Cenomanian **(C)**.


Bathonien inférieur
(Membre marin de la Formation d'Anoual)
HAUTS PLATEAUX
A
J. Mechkakour
F2
F1"
Bloc d'Anoual
PLIS MARGINAUX
F1
F1'
Bloc de Ksar Jilali
?
Anoual
Bel Ghiada
?
J. Houanite
F2'
Bloc de Talsint
Talsint
?
Aire émergée
Faciès médiolittoral à supralittoral (dolomies et stromatolithes)
Faciès infralittoral (calc. bioclastique ou à coraux)
sillon atlasique résiduel
Principaux accidents
Ride syn-sédimentaire
Limite d'affleurement
Tracé de la limite des faciès de la Dalle des HautsPlateaux à l'Aaléno-Bajocien
Limite du faciès récifal aaléno-bajocien
0
20 km


Tithonien sup.-Berriasien inf.
(Formation de Ksar Metlili)
HAUTS PLATEAUX
B
J. Mechkakour
F2
F1"
Bloc d'Anoual
?
PLIS MARGINAUX
F1
F1'
Bloc de Ksar Jilali
?
Anoual
Bel Ghiada
?
J. Houanite
F2'
?
Bloc de Talsint
Talsint
Aire subsidente de la plaine deltaïque
Aire à subsidence faible ou nulle (transit des sédiments)
Principaux accidents
Limite d'affleurement
Ride syn-sédimentaire
Paléocourant
Tracé de la limite des faciès de la Dalle des HautsPlateaux à l'Aaléno-Bajocien
Limite du faciès récifal aaléno-bajocien
0
20 km


Albo-Cénomanien?
(Formation de Dekkar 2)
HAUTS PLATEAUX
C
F2
F1"
Bloc d'Anoual
PLIS MARGINAUX
F1
F1'
Bloc de Ksar Jilali
Anoual
Bel Ghiada
J. Houanite
F2'
Bloc de Talsint
?
Talsint
Dépôts fluvio-lacustres
Principaux accidents
Limite d'affleurement
Paléocourant
Tracé de la limite des faciès de la Dalle des HautsPlateaux à l'Aaléno-Bajocien
Limite du faciès récifal aaléno-bajocien
0
20 km

Une incursion marine en deux étapes recouvre donc la plaine deltaïque :

- la première étape, représentée dans l'unité inférieure témoigne de conditions margino-littorales ; elle est suivie par une brève régression amorcée avec le développement de tapis stromatolithiques, puis marquée par une récurrence d'un détritisme supra-littoral (unité moyenne) ;

- la deuxième étape générant l'unité supérieure, implique des conditions franchement marines.

Ces deux épisodes marins sont localisés sur les parties sud et sud-ouest du synclinal d'Anoual ainsi que sur la partie ouest du synclinal de Ksar Jilali. Au Nord-Ouest d'Anoual, en direction du secteur du Guelb el Ahmar, seuls des faciès supralittoraux à stromatolithes sont représentés (Fig. 3, coupe C2) et marquent une zone de transition entre des aires émergées situées au Nord et la zone marine dépendante du sillon atlasique au Sud (cf. ch III.1).

C - Les ostracodes et les charophytes du Bathonien de la Formation d'Anoual (P.-O. Mojon).

Les intercalations laguno-lacustres des membres inférieur et supérieur ont livré des charophytes du taxon *Aclistochara africana* (MOJON *et alii*, 2005), une espèce proche d'*Aclistochara bransoni* du Jurassique supérieur et caractérisant souvent aussi des paléomilieux insulaires associés à un complexe récifal (MOJON, 1989a, 2002). Dans le membre marin, ces charophytes sont associés à des serpules, des gastéropodes marins récifaux (petites Nérinées) et laguno-lacustres (*Provalvata* sp.), des oursins irréguliers (radioles), des ostracodes marins (notamment genres *Kinkelinella* et *Procytheridea* ; CHARRIERE *et alii*, 1994) et laguno-lacustres (HADDOUMI *et alii*, 1998 ; P.-O. MOJON, étude en cours) : *Metacypris* sp. (forme dominante), *Cypridea* cf. *postelongata*, *Darwinula* aff. *leguminella*, *Darwinula magna*, *Theriosynoecum* sp., *Mantelliana* sp., *Fabanella bathonica*, *Klieana levis* et *Scabriculocypris* sp.

Par sa diversité, cette microfaune d'ostracodes du Bathonien d'Anoual est tout à fait comparable à celle de la Formation d'El Mers du Moyen Atlas, et présente des affinités aussi bien avec des formes européennes qu'africaines (MOJON *et alii*, 2005). En outre, les charophytes du genre *Aclistochara* sont particulièrement remarquables car inconnues en Europe et en Amérique du Nord avant le Jurassique supérieur, mais par contre bien représentées en Asie dans le Jurassique inférieur-moyen de l'Inde et de la Chine. *Aclistochara africana* du Dogger d'Anoual témoigne donc d'échanges biogéographiques au sein d'une Pangée encore relativement intacte et continue.

2. Un dépôt continental localisé de la limite Jurassique/Crétacé : la Formation de Ksar Metlili.

A - La Formation de Ksar Metlili (Figs. 2 et 4) surmonte la Formation d'Anoual par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement D1 ; elle est limitée au sommet par une importante discordance cartographique D2 marquant la base du Groupe de Dekkar. Corrélativement, elle constitue un dépôt lenticulaire d'épaisseur comprise entre 0 et 80m.

Dans le flanc sud du synclinal d'Anoual, au-dessous de la Formation de Ksar Metlili, s'observe par place une surface durcie, souvent ferrugineuse (Pl. 2, fig. B) qui incise et ravine sur une épaisseur pouvant atteindre une dizaine de mètres tous les termes du membre marin sous-jacent (coupes C6 et C11, détail Fig. 4B). La Formation de Ksar Metlili peut reposer alors directement sur le membre inférieur continental de la Formation d'Anoual. Cette discordance de ravinement (D1) se retrouve également dans le synclinal de Ksar Jilali situé au SE du synclinal d'Anoual.

Les coupes levées dans la Formation de Ksar Metlili (Fig. 4A) rendent compte de la nature et des variations latérales des faciès et des épaisseurs. Les grès fins à moyens se présentent en lentilles d'épaisseur décimétrique à plurimétrique et d'extension latérale pluridécamétrique à hectométrique, à stratifications obliques (Pl. 2, fig. D) parfois déformées (*overturned cross stratification*) (Pl. 2, fig. C). Ces lentilles sont séparées par des argilites à intercalations carbonatées ou silteuses montrant des laminations arquées de rides centimétriques. Dans les grès, d'abondants tubules (manchons racinaires) mis en relief par l'érosion témoignent de paléosols (Pl. 2, fig. E) et des bois fossiles sont également présents (Pl. 2, fig. F). Les différents faciès de cette formation rappellent ceux du membre inférieur continental de la Formation d'Anoual.

Des lentilles calcaires ou dolomitiques d'extension plurimétrique à hectométrique s'observent depuis la base jusqu'au sommet de la formation, où elles présentent une stratification diffuse ou un débit noduleux. Ces lentilles sont souvent non fossilifères, mais à Metlili Sahel a été trouvée (SIGOGNEAU-RUSSELL *et alii*, 1990) une "lentille à micromammifères" avec de rares dents de micromammifères mais remarquablement riche en restes d'autres vertébrés remaniés : poissons, amphibiens, crocodiles, ptérosaures, petits dinosaures et tortues. Au-dessus de ce gisement (Pl. 2, fig. A), un banc de calcaire micritique, d'épaisseur variant de

quelques centimètres à quelques décimètres, nous a livré des charophytes (cf. B).

La Formation de Ksar Metlili s'est déposée dans une plaine deltaïque à prédominance fluviale, présentant un réseau de chenaux parallèles associés à des lacs d'interfluves épisodiques à sédimentation calcaire ou dolomitique. La principale différence avec la formation sous-jacente réside dans l'extension localisée de la Formation de Ksar Metlili, dont les affleurements sont limités aux axes des synclinaux actuels d'Anoual et de Ksar Jilali.

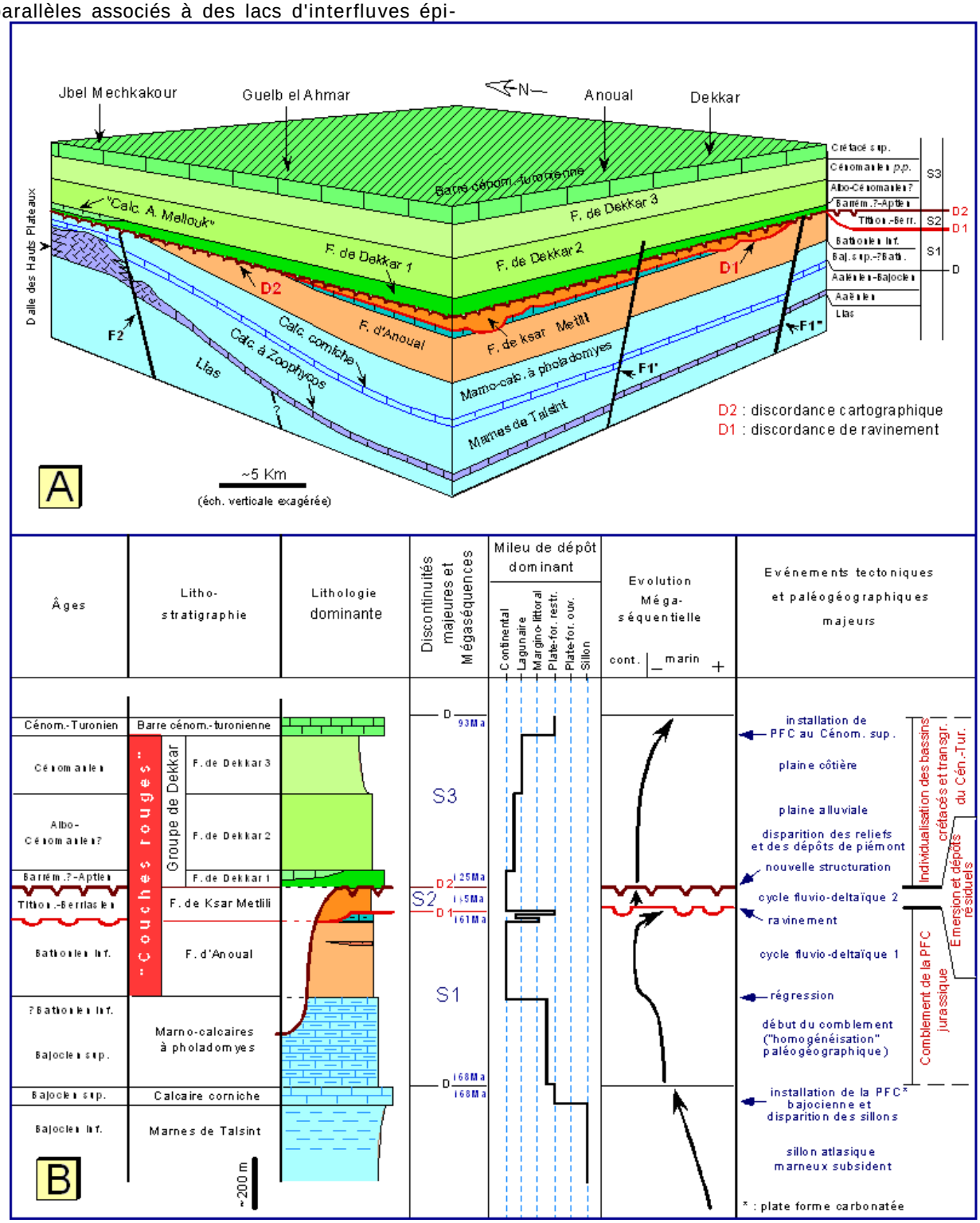


Figure 7 : A : Organisation schématique des dépôts du Jurassique moyen et du Crétacé dans le bloc d'Anoual. **B :** Bilan de l'évolution séquentielle des événements paléogéographiques et paléotectoniques affectant le Haut Atlas oriental.

A: Diagrammatic reconstruction of Middle Jurassic and Cretaceous deposits on the Anoual block. **B:** Sequential evolution and palaeotectonic-palaeogeographic events in the Eastern High Atlas.

B - Les charophytes du Tithonien terminal-Berriasien inférieur de la Formation de Ksar Metlili (P.-O. MOJON).

Des gyrogonites de Porocharacées ont pu être extraites à l'acide acétique anhydre du niveau calcaire lacustre situé à environ 5m au-dessus du gisement à micromammifères (Pl. 2, fig. A). Elles correspondent à *Porochara maxima*, espèce caractéristique du Tithonien terminal des Monts de Chellala en Algérie occidentale (marno-calcaires de Seba Mahjouba datés par calpionelles ; BENEST, 1985) et du Berriasien inférieur du Jura franco-suisse (MOJON, 1989b, 2002).

Le gisement à micromammifères avait été attribué au Berriasien probable grâce à des nannofossiles calcaires (SIGOGNEAU-RUSSELL *et alii*, 1990). La présence de *Porochara maxima* permet de préciser cette attribution stratigraphique en plaçant la Formation de Ksar Metlili dans un intervalle Tithonien terminal-Berriasien inférieur (MOJON *et alii*, 2005).

3. Les "Couches rouges" du Barrémo?-Aptien au Cénomanien : le Groupe de Dekkar.

Au-dessus de la discontinuité D2 marquée par une surface d'érosion, un biseautage des terrains sous-jacents et une discordance cartographique manifeste (Fig. 1C), le Groupe de Dekkar (HADDOUMI, 1998) est constitué par la succession des Formations de Dekkar 1, Dekkar 2 et Dekkar 3, séparées par des ruptures sédimentaires ; la dernière formation est limitée au sommet par les calcaires marins du Cénomanien supérieur.

La Formation de Dekkar 1 repose sur plusieurs formations sous-jacentes : Formation de Ksar Metlili, Formation d'Anoual et marno-calcaires à pholadomyes dans la partie nord du synclinal d'Anoual (Fig. 4A, coupe C1). Cette discordance correspond à la "discordance infracrétacée" décrite par du DRESNAY (1956, 1969). Celle-ci se retrouve notamment sur le flanc nord-ouest du synclinal de Ksar Jilali où elle se manifeste d'abord par un biseautage progressif de la Formation de Ksar Metlili, puis par celui du membre supérieur marin de la Formation d'Anoual et enfin par une discordance angulaire de 10° à 15° entre le membre inférieur de la Formation d'Anoual et la Formation de Dekkar 1. Dans la partie axiale de ce synclinal de Ksar Jilali, la Formation de Dekkar 1 est séparée de la Formation de Ksar Metlili sous-jacente par un niveau métrique de paléosol carbonaté (caliche) qui témoigne d'une phase d'émersion prolongée (Pl. 3, fig. B).

A - Formation de Dekkar 1.

Cette formation correspond pour l'essentiel aux "Conglomérats infracénomaniens" (du DRESNAY, 1956, 1976 ; CHOUBERT & FAURE-MURET, 1960-1962) et intègre les "Calcaire d'Aïn Mellouk" (du DRESNAY, 1956 ; BOUCHTA, 1967 ; CAÏA, 1972) affleurant à l'Est du Jbel Mechkakour (Fig. 1C). En effet les dépôts terrigènes grossiers, dont l'épaisseur avoisine parfois 200m, s'amincissent vers le nord d'Anoual et passent latéralement au "Calcaire d'Aïn Mellouk ". Ces derniers s'intègrent à une séquence émersive (Fig. 4A, coupe C1) débutant par quelques mètres de conglomérats et de calcarénites, suivis d'une trentaine de mètres de marnes rouges à intercalations verdâtres et enfin d'une quinzaine de mètres de calcaires lacustres massifs (Pl. 3, fig. C).

A.1 – La sédimentation clastique.

La Formation de Dekkar 1 est essentiellement constituée de conglomérats polygéniques à éléments calcaires et de calcarénites (Pl. 3, fig. A), séparés par des grès fins à moyens et des siltites à stratifications obliques. Les calcarénites et les conglomérats se présentent en barres ou lentilles chenalisées d'épaisseur décimétrique à plurimétrique et d'extension latérale très variable (quelques décamètres à plusieurs kilomètres). Ces lentilles de couleur gris clair présentent des stratifications obliques arquées souvent soulignées par des oxydes ferrugineux. Alternant avec les calcarénites et les conglomérats, des niveaux décimétriques de grès et de siltites montrent fréquemment des stratifications obliques arquées et des rides linguoïdes.

Les éléments remaniés des conglomérats témoignent d'une grande diversité de roches calcaires, avec de fréquents faciès marins parmi lesquels on note des calcaires à texture grainstone provenant des "Calcaires corniches" du Bajocien supérieur et des dolomies vraisemblablement liasiques ; par contre aucun élément du socle paléozoïque n'a été identifié. Ces dépôts clastiques résultent donc de l'abrasion d'un substratum émergé, formé à la fois de "Couches rouges" continentales du Tithonien-Berriasien et du Bathonien, mais également de la série marine du Jurassique inférieur et moyen.

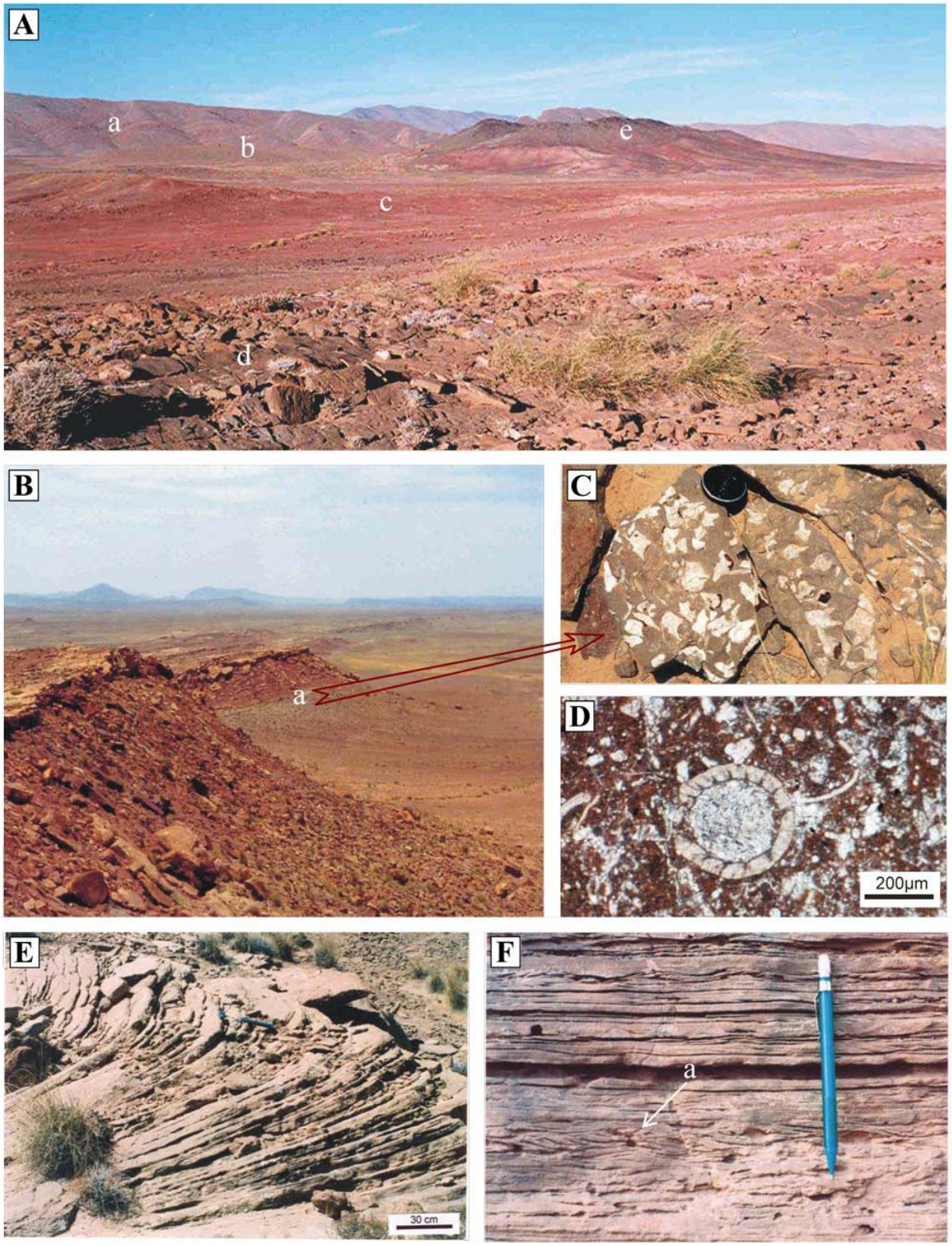


Planche 1 : Faciès et vues panoramiques de la Formation d'Anoual. A : Vue panoramique vers le NW, secteur de Ksar Metlili. a, Calcaire corniche (Bajocien supérieur) ; b, Marno-calcaires à pholadomyes (Bajocien supérieur - ? Bathonien inférieur) ; c et d, membres inférieur et supérieur de la Formation d'Anoual ; e, gabbros intrusifs. B : Vue panoramique vers le SW, secteur de Guelb el Ahmar. a : niveau lacustre à restes de poissons et tiers supérieur de la Formation d'Anoual. C : Détail du calcaire lacustre à écailles ganoïdes et ossements de *Lepidotes*. D : Microfaciès d'un calcaire lacustre à gyrogonites de charophytes et à ostracodes. E : Grès à stratification oblique arquée. F : Grès fin à laminations horizontales et à laminations obliques de rides de courant, localement grimpantes (a).

Plate 1: Facies and panoramas of the Anoual Formation. A: NW panomara, Ksar Metlili area. a, "Calcaire corniche" (Upper Bajocian); b, "Marno-calcaires à pholadomyes" (Upper Bajocian - ? Lower Bathonian); c and d, lower and upper members of the Anoual Formation; e, intrusive gabbros. B: SW panorama, Guelb el Ahmar area. a: lacustrine level with fishes and upper part of the Anoual Formation. C: Lacustrine limestone with ganoid scales and bones of *Lepidotes*. D: Microfacies of a lacustrine limestone with characea and ostracodes. E: Sandstones with trough cross stratification. F: Fine sandstones with horizontal laminations and current ripple laminations ; a: climbing ripple laminations.

La Formation de Dekkar 1 correspond à des cônes de déjection (dépôts de piémont) associés à un système fluviatile en tresse. La région d'Anoual occupait les parties distales de ces cônes. Localisé au front de ces décharges détritiques, le "Calcaire d'Aïn Mellouk" traduit l'implantation d'un lac important, dans une zone éloignée des axes de chenaux, en fin du cycle érosif.

A.2 - Les ostracodes du "Calcaire d'Aïn Mellouk" (B. ANDREU).

Les microfaunes d'ostracodes ont été récoltées (AM5, AM6) dans la partie inférieure de la série calcaire (Fig. 4A, coupe C1). Elles sont de médiocre conservation, généralement pauvres en individus et en espèces. Ainsi, 5 espèces ont été identifiées pour un total d'une trentaine d'individus : *Cypridea* sp. 2, *Cypridea* sp. 3, *Darwinula* sp., *Theriosynoecum* sp. et genus indet. sp. (Pl. 4) :

- *Cypridea* sp. 2 (2 C, L 0,59-0,61 et h 0,35-0,36) a une forme sub-rectangulaire en vue latérale externe, une réticulation constituée de mailles arrondies qui recouvrent les flancs de la carapace, un rostrum et un cyathus peu développés.

- *Cypridea* sp. 3 (11 C, L 0,64-0,69 et h 0,4-0,46) est de forme trapézoïdale en vue latérale externe, à bords légèrement convergents vers l'arrière. Les flancs sont recouverts d'une réticulation constituée de mailles hexagonales à arrondies qui s'alignent en rangées parallèles aux bords. Le rostrum est fortement développé, mais court et aplati latéralement ; le cyathus est peu net sur l'extrémité postérieure. *Cypridea* sp. 3 est probablement une nouvelle espèce. Ses caractères externes rappellent certaines formes du genre *Septacandona* CABRAL et COLIN (2002), ce dernier étant toutefois dépourvu de rostrum (COLIN, comm. pers.).

- *Darwinula* sp. 1 (1 C, L 0,64 et h 0,28) montre, malgré sa déformation, la morphologie latérale externe classique des espèces du genre.

- *Theriosynoecum* sp. (1 C, L 0,59 et h 0,32) est allongée et sub-rectangulaire en vue latérale externe. Elle semble présenter, malgré l'usure, un aplatissement du bord antérieur, un sulcus en position médiane, un tubercule sur les parties postéro-dorsale et postérieure de la carapace.

- genus indet. sp. (1 C, L 0,66 et h 0,47) montre un contour latéral externe triangulaire, des extrémités antérieure et postérieure arrondies mais aiguës, proches du bord ventral, une hauteur maximale importante et située en arrière de la mi-longueur. Ces caractéristiques morphologiques externes ne nous permettent pas de replacer cet individu dans un genre connu.

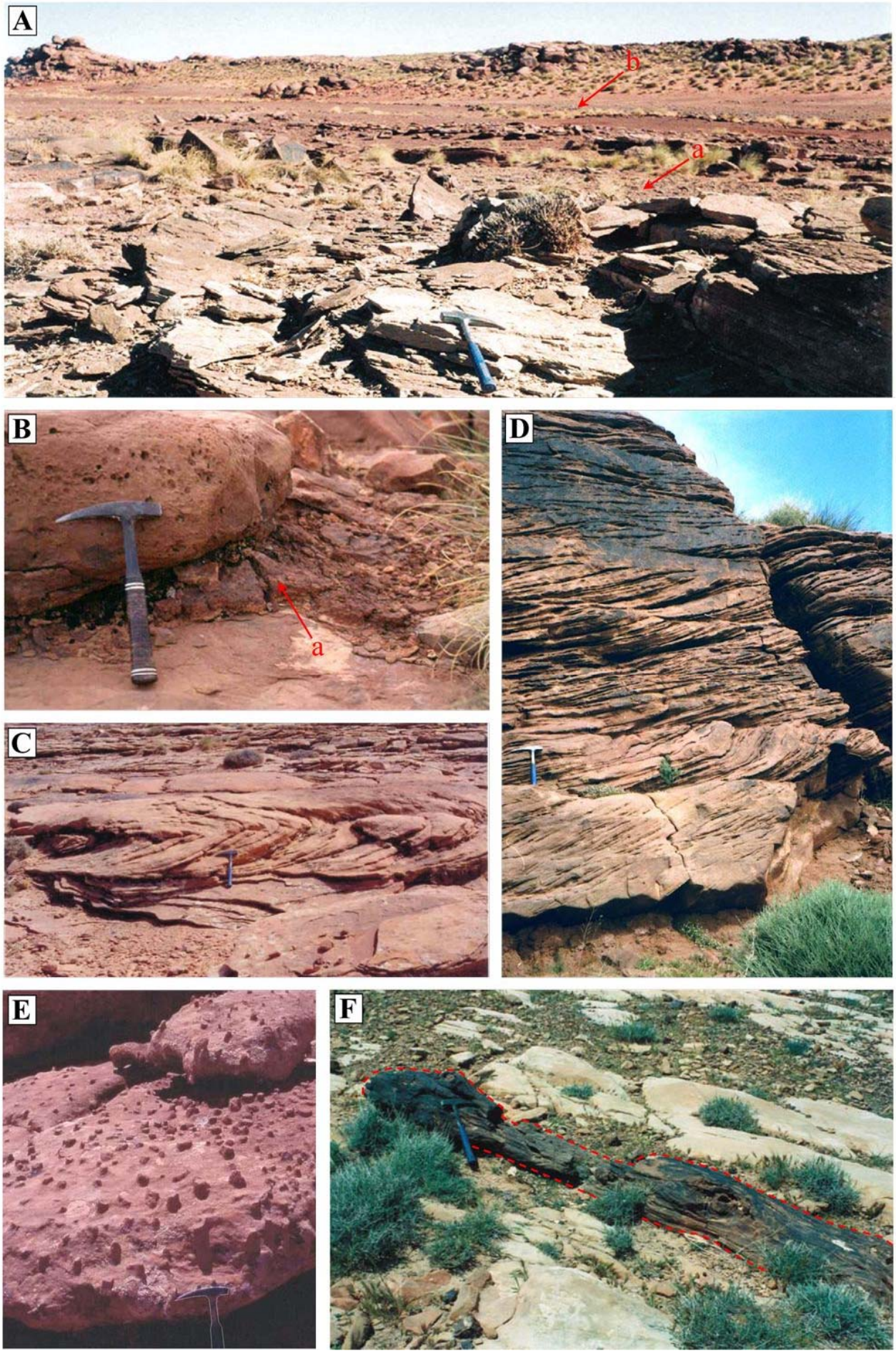
A.3 - Les charophytes du "Calcaire d'Aïn Mellouk".

À Aïn Mellouk, la partie sommitale des marnes rubéfiées (Fig. 4A, coupe C1 et Pl. 3, fig. C) a livré *Atopochara trivolvis triquetra* (dét. P.-O. MOJON) alors que les calcaires sus-jacents sont caractérisés par *Flabellochara harrisi* et *Peckisphaera anoualensis* FEIST (FEIST *et alii*, 1999). Cette microflore de charophytes d'Anoual se singularise par *Peckisphaera anoualensis* qui n'est connue nulle part ailleurs. L'ensemble des niveaux à charophytes est attribué à l'Aptien inférieur (FEIST *et alii*, 1999) ; les marnes rubéfiées pourraient être d'âge Barrémien supérieur (MOJON *et alii*, 2005). Les calcarénites et conglomérats de la Formation de Dekkar 1, situés au-dessous de ces niveaux lacustres et latéralement, sont par voie de conséquence datés de l'Aptien ou du Barrémo?-Aptien.

A.4 – Bilan

Les dépôts clastiques de la Formation de Dekkar 1 témoignent d'une reprise érosive majeure. Le caractère discordant des dépôts implique que leur origine ne peut se limiter à une modification climatique ou à une simple baisse de niveau marin mais nécessite toute une évolution morpho-tectonique préalable de la région.

▶ **Planche 2 :** Faciès et vues panoramiques de la Formation de Ksar Metlili. **A :** Emplacement du gisement à micromammifères (a) et du niveau à charophytes (b) du Tithonien terminal-Berriasien basal. Secteur de Ksar Metlili. **B :** Croûte ferrugineuse (a) correspondant à la discontinuité D1 entre la Formation d'Anoual et la Formation de Ksar Metlili. **C :** Grès à stratification oblique déformée. **D :** Barre gréseuse à stratification oblique. **E :** Grès montrant des tubules verticaux, témoins de paléosols. **F :** Tronc d'arbre métrique dégagé par l'érosion des grès.
Plate 2: Facies and panoramas of the Ksar Metlili Formation. **A:** Location of the micromammal (a) and characea levels (b) in the uppermost Tithonian-lowermost Berriasian in the Ksar Metlili area. **B:** Sedimentary discontinuity (D1) with ferruginous crust (a). **C:** Sandstones with overturned cross stratifications. **D:** Sandstones with planar cross stratifications. **E:** Sandstones with vertical tubules, proof of paleosoils. **F:** Meter-sized tree trunk exposed by erosion of the sandstones.


A
b
a
B
a
C
D
E
F

L'âge aptien ou barrémo?-aptien de l'ensemble lacustre d'Aïn Mellouk et des conglomérats associés dans les cuvettes d'Anoual et de Ksar Jilali peut, selon toute vraisemblance, être étendu aux différents "Conglomérats infracénomaniens" des bordures sud et nord du Haut Atlas oriental (du DRESNAY, 1976), des Hauts Plateaux méridionaux (MEDIONI, 1960) et des Plis marginaux (CAÏA, 1969, 1972).

B - Formation de Dekkar 2.

D'âge imprécis, albien ou albo-cénomanien (?) établi par encadrement stratigraphique, la Formation de Dekkar 2 (Figs. 2 et 5) est épaisse d'une à quelques centaines de mètres. Sa base repose soit sur les conglomérats et calcarénites, soit sur les calcaires lacustres de la Formation de Dekkar 1. Sa partie sommitale est située conventionnellement au niveau de grès bioturbés associés à des dolomies qui constituent une barre repérable dans la topographie.

B.1 – La sédimentation.

Une coupe de référence (C9, Fig. 5), levée dans la région de Dekkar au SE du synclinal d'Anoual, montre que la formation se caractérise par une prédominance de faciès terrigènes fins.

La partie inférieure de la Formation de Dekkar 2 est constituée par des faciès argileux à intercalations de niveaux gréseux de faible épaisseur. Des niveaux calcaires fossilifères (Pl. 3, fig. D) s'observent localement et ont fourni de rares charophytes indéterminables, des ostracodes et des lamellibranches appartenant à la famille des *Corbiculidae* GRAY, 1847 (dét. S. FRENEIX). Ces lamellibranches constituent une paléocommunauté monospécifique, d'environnement fluvio-lacustre peu profond et agité par des courants. Latéralement, s'observent des bancs de gypse décimétriques superposés et des grès bioturbés à terriers essentiellement verticaux, ainsi que des siltites marmorisées à traces de racines (paléosols hydromorphes) (Pl. 3, fig. E).

La partie moyenne de la formation est formée par des barres silteuses et gréseuses, séparées parfois par des argilites rouges (Fig. 5). Ces barres se présentent en lentilles d'extension décamétrique à hectométrique, plus ou moins tendres et de couleur rose, rouge brique, verdâtre ou ocre ; leur épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres et dépasse souvent 5m au niveau des barres silteuses. Certaines barres gréseuses contiennent des sphérules (*kerkoubs*). Des chenalisations et des stratifications obliques arquées ou tabulaires sont fréquentes. Lorsque les bancs gréseux et silteux ne sont pas chenalisés, ils présentent une lamination arquée de rides centimétriques.

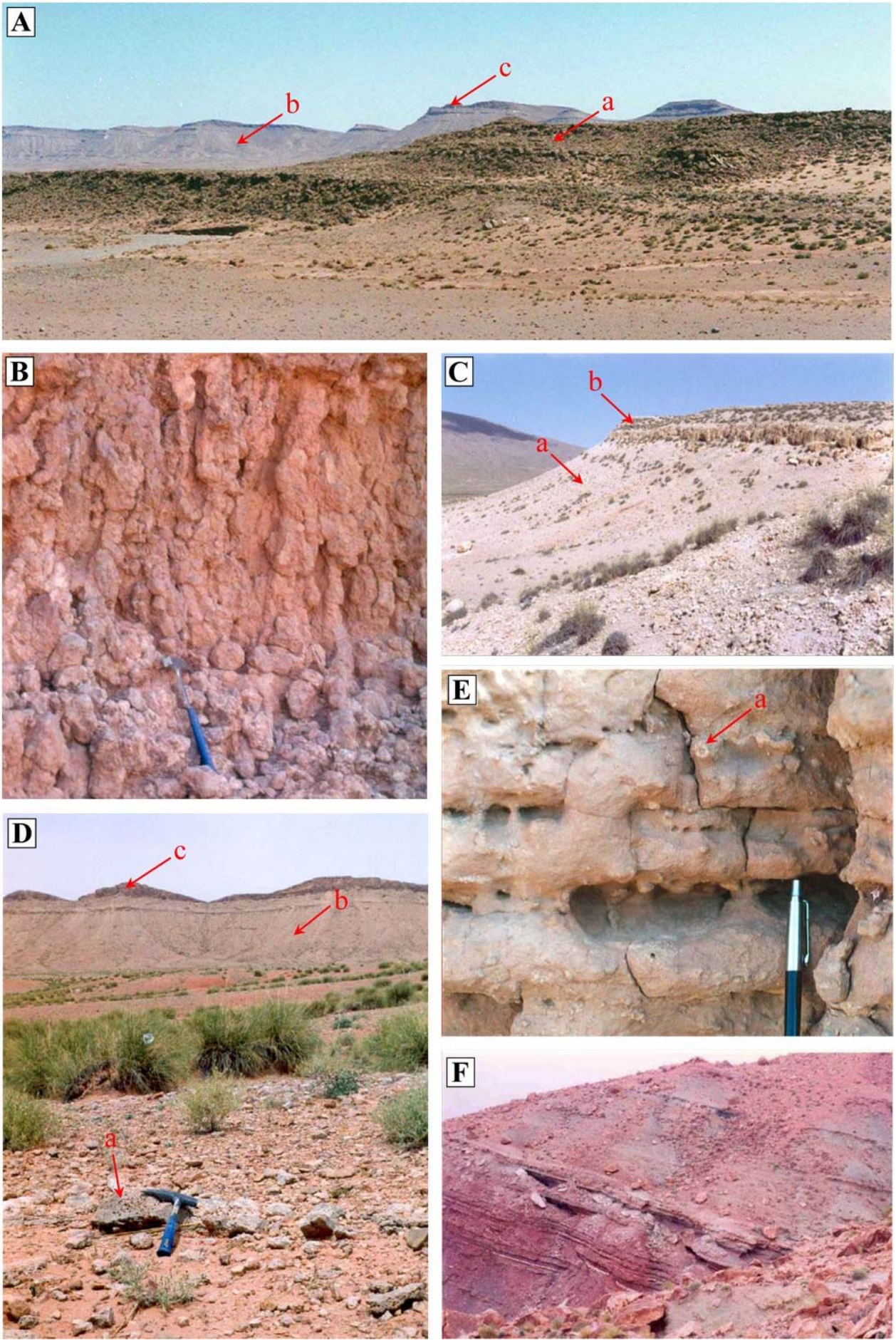
La partie supérieure de la formation (Fig. 5) est dominée par des marnes rouges à passées gris-vert avec des intercalations de gypse et de niveaux dolomitiques centimétriques. Les niveaux gréseux et silteux y sont relativement rares. Une barre dolomitique (dolomicrite) de couleur crème, à débit en plaquettes, surmontée parfois par un banc de grès tendre ferrugineux intensément bioturbé, constitue le toit de la Formation de Dekkar 2.

Cette évolution verticale se conjugue avec d'importantes variations latérales de faciès. Ainsi, les coupes relevées sur le flanc nord, dans la région d'Aïn Mellouk et au voisinage du Jbel Mechkakour, montrent une série plus réduite ainsi qu'une prédominance des faciès silto-gréseux de la base au sommet de la formation.

La Formation de Dekkar 2 s'est déposée dans un milieu fluvio-lacustre (partie inférieure et moyenne) évoluant vers un milieu de plaine d'inondation côtière évaporitique (partie supérieure).

▶ **Planche 3 :** Faciès et vues panoramiques du Groupe de Dekkar. **A :** Barres conglomératiques de la Formation de Dekkar 1 (a) ; Formation de Dekkar 3 (b) et barre cénomano-turonienne (c). **B :** Paléosol carbonaté (caliche) séparant la Formation de Ksar Metlili et la Formation de Dekkar 1, synclinal de Ksar Jilali. **C :** Marnes (a) et calcaires (b) lacustres à charophytes et ostracodes d'Aïn Mellouk, Nord d'Anoual. **D :** Formations de Dekkar 2 (a) et de Dekkar 3 (b), et barre cénomano-turonienne (c). En premier plan sous le marteau, calcaire lacustre à lamellibranches et ostracodes. **E :** Siltites à traces de racines (a), Formation de Dekkar 2. **F :** Marnes à gypses et niveaux dolomitiques, Formation de Dekkar 3.

Plate 3: Facies and panorama of the Dekkar Group. **A:** Conglomerate bars of the Dekkar 1 Formation (a); Dekkar 3 Formation (b) and Cenomanian-Turonian bar (c). **B:** Calcium-impregnated paleosol between the Ksar Metlili Formation and the Dekkar 1 Formation, Ksar Jilali syncline. **C:** Marls (a) and lacustrine limestones (b) with characea and ostracodes from Aïn Mellouk, Northern Anoual. **D:** Dekkar formations 2 (a) and 3 (b), and Cenomanian-Turonian bar. Under the hammer in the foreground: lacustrine limestone with bivalvia and ostracodes. **E:** Siltstone with traces of roots, Dekkar 2 Formation. **F:** Marls with gypsum and dolomitic levels, Dekkar 3 Formation.


A
c
b
a
B
C
b
a
E
a
D
c
b
a
F

B.2 - Les ostracodes de la Formation de Dekkar 2 (B. ANDREU).

Les récoltes (CO2, AN4b) provenant de lentilles situées dans la partie inférieure de la Formation de Dekkar 2 (Fig. 5) sont de médiocre conservation, généralement peu diversifiées. Elles ont fourni 5 espèces d'ostracodes comportant près de 200 individus : *Brasacypris* sp., *Bisulcocypridea* ? sp., *Eucypris* ? sp., *Darwinula* sp. 2 et *Cypridea* sp. 1 (Pl. 4) :

- *Brasacypris* sp. (2 C, Fig. 1 : L 0,6 et h 0,4, fig. 2 : L 0,9 et h 0,65) montre une forme ovale, bombée latéralement, et appartient au genre décrit par KRÖMMELBEIN (1965) dans le Crétacé inférieur du Brésil.

- *Bisulcocypridea* ? sp. (2 C, L 0,66 et h 0,39) est un moule interne qui présente la forme générale des espèces du genre. Cependant, en raison de sa fossilisation, l'appartenance au genre reste douteuse.

- *Eucypris* ? sp. (170 C, L 0,45-0,65 avec mâles et femelles, h 0,25-0,35) est proche, en vue latérale externe, de *Eucypris debilis* (LYUBIMOVA, 1956), décrite dans le Crétacé inférieur de Mongolie et retrouvée en Chine (HOU *et alii*, 2002). La mauvaise conservation des individus ne permet pas de les rattacher à cette espèce.

- *Darwinula* sp. 2 (1 C, L 0,47 et h 0,21) se différencie de *Darwinula* sp. 1 par une extrémité antérieure plus régulièrement arrondie et plus haute.

- *Cypridea* sp. 1 (10 moules internes [?] de C, L 0,52-0,62 et h 0,30-0,38) se caractérise essentiellement par une forme ellipsoïdale en vue latérale externe, des bords dorsal et ventral convergents vers l'arrière, et par un rostrum relativement fort qui atteint le bord ventral. Le cyathus n'apparaît pas.

Les différentes associations d'ostracodes récoltées dans les "Calcaires d'Aïn Mellouk" et dans la "Formation de Dekkar 2" sont typiques des milieux dulçaquicoles, salinité comprise entre 0 et 0,5 ‰, des faciès wealdiens du Crétacé inférieur européen et marocain.

C - Formation de Dekkar 3.

La Formation de Dekkar 3, d'épaisseur assez constante, avoisinant 150m, correspond aux "marnes versicolores" des auteurs. Elle est limitée au sommet par la barre calcaire cénomano-turonienne (Fig. 1C ; Pl. 3, figs. A et D). Son âge cénomanien (CHOUBERT, 1939 ; du DRESNAY, 1976) est déduit de sa position au-dessous des calcaires marins du Cénomano-Turonien. La base de ces derniers nous a fourni une microfaune à *Rhapidioninae* (dét. J.M. VILA) du Cénomanien supérieur non terminal, analogue à celles rencontrées dans la partie occidentale de la Haute Moulouya et dans le Moyen Atlas méridional (CHARRIERE *et alii*, 1998 ; CISZAK *et alii*, 1999).

La Formation de Dekkar 3 s'organise en séquences plurimétriques dominées à la base par des marnes non fossilifères brun-rouge ou gris-vert à rares intercalations de gypse et, au sommet, par des bancs décimétriques de gypse et parfois de dolomie (Pl. 3, fig. F). Les niveaux dolomitiques à texture dolomicritique sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et montrent des laminites stromatolithiques ondulées ainsi que des rides ou des encroûtements ferrugineux. Le confinement s'accentue de la base vers le sommet des séquences.

La Formation de Dekkar 3 s'est déposée dans un milieu supratidal de sebkha qui annonce l'installation de la plate-forme carbonatée du Cénomanien supérieur non terminal.

III. Évolution paléogéographique régionale

L'histoire tectono-sédimentaire mésozoïque du domaine atlasique a été conditionnée par des failles héritées des phases tectoniques tardi-hercyniennes (du DRESNAY, 1975). À l'échelle régionale, certains accidents contrôlent la sédimentation marine jurassique. Ainsi, la limite paléogéographique (du DRESNAY, 1971) séparant, durant l'Aaléno-Bajocien, les faciès de plate-forme stable des Haut Plateaux au N des faciès du sillon atlasique subsident au S (Fig. 6A), relève d'accidents normaux de direction W-E comme l'accident (F2) d'Aïn Mellouk/Jbel Mechkakour et d'accidents de direction SW-NE. Le jeu de ce réseau détermine une importante subsidence du sillon marin atlasique (plus de 2000m d'épaisseur de marnes à Talsint durant la seule période du Bajocien inférieur) alors que les Hauts Plateaux demeurent un haut-fond à sédimentation dolomitique.

Le comblement du sillon débute avec l'installation de la plate-forme carbonatée au Bajocien supérieur et se poursuit avec une mégaséquence régressive (S1) (Fig. 7B).

1. Le cycle fluvio-deltaïque 1 du Bathonien inférieur et la fermeture du sillon atlasique (Fig. 6A).

La mégaséquence S1 (Fig. 7B) correspond au comblement de la plate-forme carbonatée, avec les marno-calcaires à pholadomyes marquant encore une uniformisation paléogéographique, puis la Formation d'Anoual correspondant à un premier cycle fluvio-deltaïque formé par la superposition d'une épaisse séquence de progradation (membre inférieur

terrigène) et d'une séquence transgressive (membre supérieur marin).

L'organisation paléogéographique régionale des dépôts (Fig. 7A) dénote un découpage de l'aire de sédimentation en blocs losangiques kilométriques affectés d'effondrements différentiels. Ces blocs dénommés bloc d'Anoual, bloc de Ksar Jilali et bloc de Talsint (Fig. 6) sont limités par deux principales familles de failles : une famille orientée SW-NE à WSW-ENE (F1, F1', F1'') et une famille orientée WNW-ESE à E-W (F2, F2'). La Formation d'Anoual est bien développée dans les blocs d'Anoual et de Ksar Jilali, ce qui dénote un jeu important des accidents F2 et F2'. L'épaisseur relativement faible du membre inférieur de la Formation d'Anoual dans le bloc de Ksar Jilali indique une subsidence différentielle entre ce bloc et celui d'Anoual ; la réduction des séries (Fig. 1D) au niveau de la ride anticlinale SW-NE qui sépare ces deux synclinaux est par ailleurs un indicateur de la mobilité synsédimentaire de l'accident F1''.

La limite paléogéographique du littoral, sensiblement W-E dans son ensemble, lors de l'ultime transgression bathonienne (Fig. 6A), est calquée sur l'ancienne flexure aaléno-bajocienne ; ce qui traduit vraisemblablement une remobilisation en jeu normal de la famille de failles F2 et F2' à l'articulation des Hauts Plateaux et du Haut Atlas plissé.

La transgression du delta par les sédiments marins peut être causée par une réactivation de ce réseau tectonique régional provoquant une accélération de la subsidence. On peut également évoquer une élévation rapide du niveau marin mettant fin à l'édification de deltas progradants. Selon cette hypothèse, le membre inférieur continental de la Formation d'Anoual pourrait correspondre au prisme de haut niveau et le membre supérieur marin à l'intervalle transgressif du cycle Bat1 caractérisé par une *maximum flooding surface* majeur, représenté dans les bassins ouest-européens (HARDENBOL *et alii*, 1998).

2. La période émersive (Jurassique moyen pro parte*, Jurassique supérieur et Crétacé inférieur* pro parte*, Fig. 6B).*

En fonction des datations réalisées, il apparaît que le Dogger *pro parte* (Callovien au moins) et l'essentiel du Jurassique supérieur correspondent à un hiatus de l'enregistrement sédimentaire (D1) pouvant traduire une période d'émersion et d'érosion d'une durée avoisinant 20 Ma.

Après cette interruption de l'enregistrement sédimentaire, on assiste au Tithonien terminal-Berriasien inférieur à un retour des dépôts terrigènes avec la Formation de Ksar Metlili. Cette séquence continentale S2 (Fig. 7) correspond à un deuxième cycle deltaïque à prédominance fluviale que l'on peut estimer de durée brève, par analogie avec la sédimentation de même nature du Bathonien inférieur. La particularité de cette séquence S2 est d'être spécifiquement localisée dans les parties axiales des synclinaux actuels d'Anoual et de Ksar Jilali, qui devaient correspondre à des cuvettes continentales.

D'une façon plus générale, on observe que les dépôts de ce deuxième cycle deltaïque sont situés au sud de la flexure aaléno-bajocienne. Le canevas structural local ayant contrôlé la sédimentation jurassique antérieure semble ainsi déterminer à nouveau le positionnement de la sédimentation au voisinage de la limite Jurassique/Crétacé. Les paléocourants révèlent un drainage préférentiel des sédiments vers le Nord, peut-être en direction de la Téthys occupant durant le Berriasien l'avant-pays rifain (HERVOUËT, 1985 ; CATTANEO, 1991).

En l'absence de discordance angulaire avec les terrains sous-jacents, ces dépôts paraissent correspondre à une reprise érosive associée à des modifications climatiques ou plus vraisemblablement à une baisse eustatique importante. En fonction des datations réalisées, il semble logique de considérer cette sédimentation comme un dépôt de vallée incisée dans le contexte d'un bas niveau marin d'un cycle eustatique associé à la régression fini-jurassique (HARDENBOL *et alii*, 1998).

Une deuxième rupture de l'enregistrement sédimentaire (D2) fait suite à ce second cycle deltaïque et correspond à une lacune d'environ 20 Ma.

3. L'individualisation des bassins du Barrémo?-Aptien au Cénomanien supérieur (Fig. 6C).

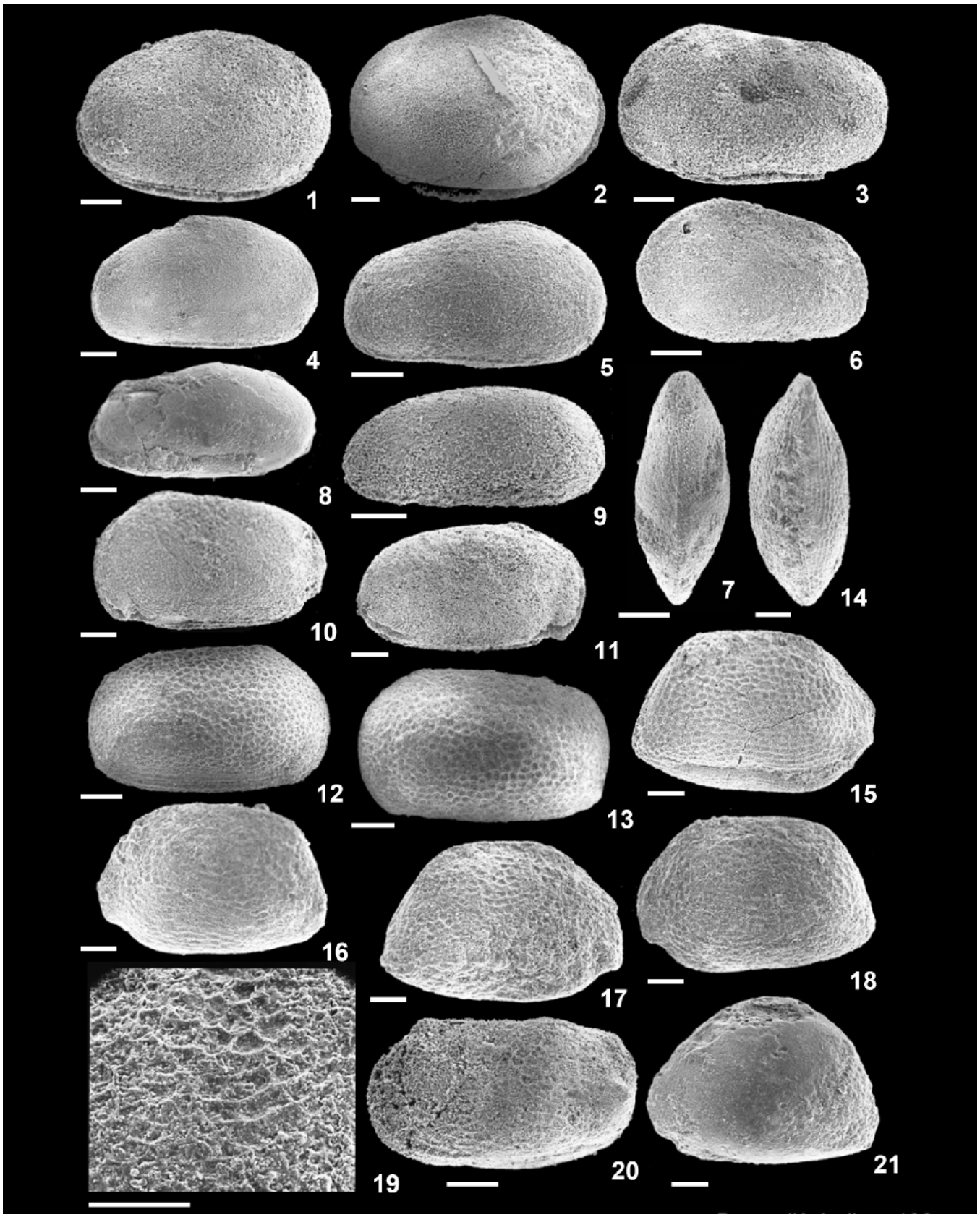
La mégaséquence S3 (Fig. 7) correspond à l'individualisation de nouveaux bassins continentaux et à leur évolution vers des conditions marines. Les dépôts continentaux terrigènes de la Formation de Dekkar 1 résultent de l'affouillement d'un substratum émergé formé à la fois des "Couches rouges" continentales antérieures, mais également de la série marine du Jurassique inférieur et moyen. L'établissement de l'âge aptien (FEIST *et alii*, 1999) des "Calcaires lacustres d'Aïn Mellouk" associés à ces décharges détritiques, permet de dater du Barrémo?-Aptien le nouvel événement morphotectonique à l'origine de la reprise de la sédimentation. À la suite de l'aplanissement des reliefs en voie d'érosion, les apports terrigènes diminuent (Formation de Dekkar 2), mais l'environnement fluvio-lacustre persistant révèle une paléotopographie encore fortement contrastée. Progressivement se développe une

sédimentation évaporitique (Formation de Dekkar 3) dont l'homogénéité des faciès et des épaisseurs traduit la disparition des reliefs locaux. Ceux-ci font place à des plaines et des lagunes côtières qui seront ultérieurement envahies par la mer du Cénomanien supérieur. Cette évolution régionale du groupe de Dekkar s'inscrit ainsi dans la tendance eustatique d'ensemble (HARDENBOL *et alii*, 1998), mais à défaut de datations plus précises dans ces terrains continentaux, il serait illusoire de vouloir y reconnaître les différents cycles eustatiques identifiés dans les plate-formes ouest-européennes.

L'organisation des dépôts, telle la localisation du lac d'Aïn Mellouk à proximité de la faille F2, dénote encore une influence de certaines failles héritées du Jurassique. Toutefois, la discordance de la base transgressive des terrains crétacés sur des formations jurassiques préalablement structurées et érodées témoigne de la fossilisation des découpages de l'époque jurassique (Fig. 7A). L'homogénéïsation d'ensemble du domaine au Crétacé inférieur (Fig. 6C) s'accompagne d'une orientation de la chenalisation avec des écoulements vers l'W et le SW qui apparaît distincte, voire opposée à celle des périodes antérieures. Enfin, il faut souligner que les dépôts détritiques discordants de ce cycle barrémo?-aptien ne se limitent pas au secteur étudié mais ont une extension généralisée sur différentes terres antérieurement émergées (Haut Atlas oriental, Plis marginaux, Hauts Plateaux) (Fig. 1B) et dépassent ainsi largement le canevas structural du sillon marin jurassique. Ces différents faits dénotent l'apparition d'une paléogéographie crétacée distincte de celle des périodes antérieures. L'individualisation des bassins barrémo-aptiens et leur évolution durant l'Albo-Cénomanien paraissent ainsi contrôlées par un nouveau contexte structural, qui pourrait être mis en relation avec une tectonique distensive (ou transtensive) crétacée dont les manifestations sont par ailleurs connues dans le Moyen Atlas (HERBIG, 1988 ; ENSSLIN, 1992 ; CHARRIERE, 1996) et son prolongement méridional dans la Haute Moulouya (CISZAK *et alii*, 1999).

▶ **Planche 4 :** Ostracodes des formations de Dekkar 1 (Figs. 12-21) et Dekkar 2 (Figs. 1-11).
Figs. 1-2. *Brasacypris* sp. : 1 C vue latérale droite (éch. CO2a1) ; 2 C vue latérale droite (éch. AN4b).
Fig. 3. *Bisulcocypridea* ? sp. : 3 C vue latérale gauche (éch. AN4b).
Figs. 4-7. *Eucypris* ? sp. : 4 C vue latérale droite (éch. CO2) ; 5 C vue latérale droite (éch. CO2) ; 6 C vue latérale gauche (éch. CO2a1) ; 7 C vue dorsale (éch. CO2a1).
Fig. 8. *Darwinula* sp. 1 : 8 C vue latérale droite (éch. AM6).
Fig. 9. *Darwinula* sp. 2 : 9 C vue latérale droite (éch. CO2a1).
Figs. 10-11. *Cypridea* sp. 1 : 10 C vue latérale gauche (éch. AN4b) ; 11 C vue latérale droite (éch. AN4b).
Figs. 12-13. *Cypridea* sp. 2 : 12 C vue latérale droite (éch. AM5-6) ; 13 C vue latérale gauche (éch. AM5-6).
Figs. 14-19. *Cypridea* sp. 3 : 14 C vue dorsale (éch. AM6) ; 15 C vue latérale droite (éch. AM5) ; 16 C vue latérale gauche (éch. AM6) ; 17 C vue latérale droite (éch. AM5) ; 18 C vue latérale gauche (éch. AM6) ; 19 détail de la réticulation de la fig. 17 (éch. AM6).
Fig. 20. *Theriosynoecum* sp. : 20 C vue latérale gauche (éch. AM6).
Fig. 21. Genus indet. sp. : 21 C vue latérale gauche (éch. AM6).
Légendes : L : longueur, h : hauteur (en mm), C : carapace. Échelle graphique = 100 µm.

Plate 4: Ostracodes of Dekkar formations 1 (Figs. 12-21) and 2 (Figs. 1-11).
Figs. 1-2. *Brasacypris* sp.: 1 C right lateral view (sample CO2a1); 2 C right lateral view (sample AN4b).
Fig. 3. *Bisulcocypridea* ? sp.: 3 C left lateral view (sample AN4b).
Figs. 4-7. *Eucypris* ? sp.: 4 C right lateral view (sample CO2); 5 C right lateral view (sample CO2); 6 C left lateral view (sample CO2a1); 7 C dorsal view (sample CO2a1).
Fig. 8. *Darwinula* sp. 1: 8 C right lateral view (sample AM6).
Fig. 9. *Darwinula* sp. 2: 9 C right lateral view (sample CO2a1).
Figs. 10-11. *Cypridea* sp. 1: 10 C left lateral view (sample AN4b); 11 C right lateral view (sample AN4b).
Figs. 12-13. *Cypridea* sp. 2: 12 C right lateral view (sample AM5-6); 13 C left lateral view (sample AM5-6).
Figs. 14-19. *Cypridea* sp. 3: 14 C dorsal view (sample AM6); 15 C right lateral view (sample AM5); 16 C left lateral view (sample AM6); 17 C right lateral view (sample AM5); 18 C left lateral view (sample AM6); 19 detail of the reticulation of fig. 17 (sample AM6).
Fig. 20. *Theriosynoecum* sp.: 20 C left lateral view (sample AM6).
Fig. 21. Genus indet. sp.: 21 C left lateral view (sample AM6).
Legend: L = length; H = height (in mm), C = carapace. Scale bar = 100 µm.



Les photographies ont été prises par B.A. à l'aide du microscope électronique à balayage Hitachi-S-450 de l'Université Paul SABATIER-Toulouse III. Les grossissements sont donnés à 5-10% près. Les films ont été développés et tirés par D. GRENOUILLET (Service de la Communication Multimédia de l'Université).

The photographs were taken by B.A. using the scanning electron microscope Hitachi-S-450 of the University Paul SABATIER-Toulouse III. The enlargements range around 5 to 10 %. The films were developed and printed by D. GRENOUILLET (Multimedia Communication Service of the University).

IV. Évolution du domaine atlasique de la régression bathonienne aux transgressions crétacées

La comparaison de l'enregistrement sédimentaire du Haut Atlas oriental, synthétisé sur la Fig. 7B par les séquences S1, S2 et S3, avec les différentes successions lithostratigraphiques représentées dans d'autres secteurs du domaine atlasique (Fig. 1A), permet une approche paléogéographique de l'évolution de ce segment sud-téthysien du Jurassique moyen au début du Crétacé supérieur.

1. Le comblement des golfes atlasiques téthysiens au Bathonien.

Dans le Haut Atlas central, les derniers sédiments marins jurassiques sont localisés dans la Formation de Tilougguit équivalent des marno-calcaires à pholadomyes du Haut Atlas oriental et datés par brachiopodes du Bathonien inférieur. Les premières "Couches rouges" sus-jacentes sont représentées dans le Haut Atlas central par la Formation des Guettioua (JENNY *et alii*, 1981), qui constituent un important ensemble détritique parfaitement corrélable au cycle deltaïque régressif de la mégaséquence S1 d'Anoual.

Dans le Moyen Atlas, se manifeste une évolution analogue à celle du Haut Atlas oriental : au sillon marin subsident du Bajocien moyen succède au Bajocien supérieur une plate-forme carbonatée, puis l'équivalent de la mégaséquence S1 qui se termine avec la Formation d'El Mers (du DRESNAY, 1963b), épaisse série deltaïque marquant le comblement du sillon moyen-atlasique. Il faut noter que, tout comme dans la région d'Anoual, une incursion marine est connue au sommet de la Formation d'El Mers, mais cette dernière est plus récente, car datée par algues et foraminifères du Bathonien supérieur - ? Callovien (CHARRIERE *et alii*, 1994). La mer paraît donc avoir perduré dans le golfe du Moyen Atlas après la fermeture du golfe du Haut Atlas.

Ainsi, dans un contexte tectono-sédimentaire marqué par une intensification de la subsidence (JENNY *et alii*, 1981) au cours du Bathonien, s'effectue, de façon diachronique, le comblement des golfes atlasiques téthysiens sur les parties centrales et orientales du domaine atlasique. Par opposition, le domaine atlasique occidental demeure tributaire d'une sédimentation marine littorale dépendant de l'Atlantique central.

2. L'émersion durant la fin du Jurassique moyen, le Jurassique supérieur et le début du Crétacé inférieur.

Du Bathonien au Crétacé inférieur *pro parte* et sur une durée de l'ordre de 40 Ma, le Haut Atlas oriental et les Hauts Plateaux constituant leur prolongement vers le Nord forment une zone émergée au SW de la Téthys, parcourue par des rivières transportant probablement des matériaux détritiques d'origine saharienne. Au voisinage de la limite Jurassique-Crétacé, une sédimentation fluvio-deltaïque matérialisée par la mégaséquence S2 demeure localisée dans quelques cuvettes du Haut Atlas oriental.

Dans l'Atlas saharien (delta des Ksour ; DELFAUD, 1974, 1986) et dans les régions septentrionales : avant-pays rifain oriental (HERVOUËT, 1985 ; CATTANEO, 1987, 1991) et sillon tlemcenien (ELMI & BENEST, 1978 ; BENEST, 1985), le Callovo-Oxfordien et le Kimméridgien inférieur sont marqués par des dépôts deltaïques argilo-gréseux. Le Callovo-Oxfordien correspondrait à une période de bas niveau marin, un cône de sédimentation détritique en eau profonde se déposant dans le bassin rifain (WILDI, 1981). Une sédimentation à dominante carbonatée et à tendance générale régressive est présente sur la marge rifaine, en bordure sud de ce domaine téthysien du Kimméridgien supérieur au Berriasien inférieur (CATTANEO, 1987, 1991).

Dans le Moyen Atlas, une organisation tectono-sédimentaire analogue à celle du Haut Atlas oriental se retrouve avec, entre le Bathonien-?Callovien et le Barrémo-Aptien, deux périodes de lacunes et/ou non-dépôt encadrant une sédimentation de piémont (conglomérats de l'Oued el Atchane ; CHARRIERE, 1992), qui constitue un dépôt syntectonique associé à la ride du Jbel Tichoukht dans la région de Boulemane.

Dans le Haut Atlas central, la sédimentation continentale de cette époque est représentée dans la plupart des cuvettes synclinales dans la partie inférieure de la Formation des Iouaridène (JENNY *et alii*, 1981) qui est fréquemment épaisse de plusieurs centaines de mètres. L'identification de l'Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur à la partie supérieure de cette formation (HADDOUMI *et alii*, 2002) ainsi que les découvertes récentes (HADDOUMI *et alii*, 2004 ; CHARRIERE *et alii*, 2005 ; MOJON *et alii*, 2005) du Jurassique moyen à sa base et du Kimméridgien dans sa partie inférieure révèlent dans cette région l'existence d'importants dépôts continentaux d'âge Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. Ainsi, le Haut Atlas central se différencie des segments orientaux du domaine atlasique précédemment évoqués, par l'extension géographique et par l'importance quantitative de la sédimentation continentale au

cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

3. L'individualisation des bassins barrémo-aptiens et les premières transgressions crétacées sur le domaine atlasique.

La mégaséquence S3 définie dans le Haut Atlas oriental est équivalente, dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional (CISZAK *et alii*, 1999), à la Formation continentale de Midelt. Les termes détritiques de base sont ici discordants jusque sur le substratum paléozoïque. La partie supérieure argilo-évaporitique présente des intercalations laguno-marines qui annoncent la transgression du Cénomanien supérieur.

Cette mégaséquence S3 est également corrélable avec les dépôts lacustres et terrigènes du Moyen Atlas central, représentés par la Formation de Sidi Larbi, dont la base datée du Barrémien (ANDREU *et alii*, 1988) pourrait être sensiblement de même âge qu'à Anoual. La principale différence entre les séries du Haut Atlas oriental et du Moyen Atlas central consiste en la présence dans cette dernière région d'une première ingression marine d'âge aptien (CHARRIERE & VILA, 1991), suivie par les dépôts de plaine côtière évaporitique puis les calcaires marins du Cénomanien supérieur-Turonien.

Dans l'Atlas algérien (BÄR & MAGNE, 1955 ; EMBERGER & MAGNE, 1956), des environnements laguno-marins sont également connus à l'Aptien.

Sur la bordure nord du Haut Atlas central marocain, des marno-calcaires marins (Formation d'Aït Tafelt ; SOUHEL, 1996) se déposent à l'Aptien, le long d'un golfe constituant un diverticule issu de l'Atlantique central (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1960-1962). Nos travaux dans cette région (HADDOUMI, 1988 ; HADDOUMI *et alii*, 2002 ; ANDREU *et alii*, 2003) ont montré que ces dépôts sont précédés d'une importante sédimentation continentale (Formation du Jbel Sidal) durant le Barrémien. Plus récemment, a été décelée la présence locale (synclinal d'Ouaouizaght) d'une première incursion marine d'âge barrémien (CHARRIERE *et alii*, 2005) et d'obédience atlantique.

Ainsi, le Barrémo-Aptien marque dans plusieurs régions le début d'un nouveau cycle de sédimentation (mégaséquence S3). Sur le plan paléogéographique, apparaissent localement des cuvettes lacustres associées à des cônes alluviaux dans les parties orientales du domaine atlasique marocain (Moyen Atlas et Haut Atlas oriental), mais aussi des environnements marins ou laguno-marins d'obédience téthysienne (domaine atlasique algérien et probablement Moyen Atlas central) et atlantique (Haut Atlas central).

Cette paléogéographie hautement différenciée dénote une nouvelle fragmentation de cette partie de marge sud-téthysienne en plusieurs segments. Ces différents segments autonomes au Barrémo-Aptien subiront ensuite une évolution parallèle en relation avec l'élévation eustatique d'ensemble (HARDENBOL *et alii*, 1998) de l'Albien et du Cénomanien jusqu'à la transgression du Cénomanien supérieur qui uniformisera alors la paléogéographie du domaine atlasique.

V. Conclusions

L'analyse de la succession des "Couches rouges" du Haut Atlas oriental au point de vue stratigraphique, paléontologique, sédimentologique et paléoenvironnemental montre que celles-ci ne peuvent pas être considérées comme une série compréhensive étagée du Jurassique moyen au Cénomanien et liée à un comblement prolongé du sillon atlasique. L'établissement d'un cadre stratigraphique assez précis permet d'identifier trois ensembles que séparent deux importantes lacunes de l'enregistrement sédimentaire par érosion et/ou non-dépôt entre le Bathonien inférieur, le Tithonien supérieur-Berriasien inférieur et le Barrémo?-Aptien.

La sédimentation de ces trois ensembles est liée à trois événements géodynamiques différents (Fig. 7B), également enregistrés dans plusieurs segments de la chaîne atlasique.

Le premier ensemble représente le dernier terme de la mégaséquence de comblement des sillons marins jurassiques des domaines atlasiques centraux et orientaux. Les dernières récurrences marines sont sensiblement diachroniques, avec un âge Bathonien inférieur dans le Haut Atlas central et oriental et sensiblement plus récente (Bathonien supérieur - ? Callovien) dans le Moyen Atlas. Dans tous ces domaines, les épais dépôts, sédimentés en un laps de temps relativement court, sont liés à la poursuite, voire à l'accentuation au Bathonien du *rifting* atlasique affectant cette partie occidentale de la marge sud-téthysienne.

Une période d'émersion et d'érosion d'une durée de l'ordre de 40 Ma correspond ensuite à un soulèvement du domaine atlasique. Au cours de cette longue période de vacuité sur l'essentiel du domaine, de rares dépôts continentaux témoignent d'une sédimentation localisée dans certaines cuvettes intracontinentales du Haut Atlas oriental et du Moyen Atlas. Par opposition, le segment du Haut Atlas central demeure le siège d'une sédimentation continentale conséquente au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

Le troisième ensemble constitue une méga-séquence d'ouverture. Celle-ci est associée à l'individualisation des nouveaux bassins barrémo-aptiens, puis à leur évolution jusqu'à la transgression cénomanienne. Les bassins néoformés au Barrémo-Aptien restent parfois exclusivement continentaux comme dans le Haut Atlas oriental. Dans d'autres segments du domaine atlasique, ils subissent des premières influences marines pouvant provenir du domaine téthysien (Atlas algérien et probablement Moyen Atlas) ou de l'Atlantique central (Haut Atlas central et occidental). L'individualisation de nouveaux bassins continentaux et marins au Barrémo-Aptien correspond à une nouvelle fragmentation du domaine atlasique antérieurement exondé. Cette dislocation initie un nouveau cycle sédimentaire majeur qui tendra à homogénéïser progressivement la paléogéographie du domaine atlasique jusqu'à la transgression généralisée des mers du Cénomanien supérieur-Turonien.

Remerciements

A travers ce travail, nous voulons rendre hommage à la mémoire du géologue R. du DRESNAY (†) pour sa contribution fondamentale à la connaissance du Jurassique marocain, notamment dans le Haut Atlas oriental ainsi qu'à celle du Professeur S. ELMI (†) qui avait révisé, avant sa disparition, une première version de cet article. Nous exprimons notre gratitude aux paléontologues consultés : Y. ALMERAS pour les brachiopodes jurassiques, A.-M. BODERGAT pour les premières récoltes d'ostracodes jurassiques, Y. CAPETTA pour les dents et écailles de poissons, M. FEIST pour les charophytes du Crétacé, S. FRENEIX (†) pour les bivalves et J.-M. VILA pour les foraminifères cénomaniens. Enfin, nous adressons également nos remerciements à J.-P. COLIN qui a revu les parties relatives aux ostracodes, à J. SCHNYDER pour ses observations constructives sur l'ensemble du document et enfin à N. SANDER pour son support linguistique dans la production de la version anglaise courte de cet article.

Références bibliographiques

ALMERAS Y., FAURE P., ELMI S., ENAY R. & MANGOLD C. (2007).- Zonation des brachiopodes du Jurassique moyen sur la marge sud de la Téthys occidentale (Maroc, Algérie occidentale) : Comparaison avec la marge nord-téthysienne française.- *Geobios*, Villeurbanne, vol. 40, n° 1, p. 1-19.

ANDREU B., CANEROT J., CHARRIERE A. & FEIST M. (1988).- Mise en évidence du Wealdien (Barrémien) dans le Moyen-Atlas (région de Boulmane, Maroc).- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 307, (série II), p. 2069-2075.

ANDREU B., COLIN J.-P., HADDOUMI H. & CHARRIERE A. (2003).- Les Ostracodes des "Couches rouges" du synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas Central, Maroc : systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 46, n° 4, p. 193-216.

BÄR C. & MAGNE J. (1955).- Découvertes de niveaux à Charophytes dans le Crétacé inférieur du Dj. Meimel (Constantine, Algérie). Étude de la série stratigraphique.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (6ème série), t. V, fasc. 1-3, p. 249-256.

BENEST M. (1985).- Évolution 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*, Villeurbanne, n° 95, 2 fasc., 581 p.

BOUCHTA R. (1967).- Étude géologique et micropaléontologique au Jbel Mechkakour (Haut Atlas oriental).- Thèse 3e cycle Faculté des Sciences de Paris, 99 p. (inédit).

CABRAL C. & COLIN J.-P. (2002).- Taxonomie et paléoécologie de nouveaux ostracodes limniques Candoninae dans l'Oxfordien (Jurassique supérieur) du Portugal.- *Geodiversitas*, Paris, t. 24, fasc. 1, p. 61-76.

CAÏA J. (1969).- Les minéralisations plombo-cupro-zincifères stratiformes de la région des plis marginaux du Haut Atlas oriental : un exemple de relations entre des minéralisations et une sédimentation détritique continentale.- *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, n° 213, *Notes du Service géologique du Maroc*, t. 29, Rabat, p. 107-120.

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*, Rabat, n° 233.

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. (inédit).

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*, Paris, t. 162, n° 1, p. 69-77.

CHARRIERE A. (1992).- Discontinuités entre les "Couches rouges" du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen-Atlas (Maroc).- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 315, (série II), n° 11, p. 1389-1396.

CHARRIERE A. (1996).- Contexte paléogéographique et paléotectonique de la formation des bassins crétacés du Moyen-Atlas (Maroc) à la lumière des données stratigraphiques récentes.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, t. 167, n° 5, p. 617-626.

CHARRIERE A. & VILA J.M. (1991).- Découverte d'Aptien marin à foraminifères dans le Moyen-Atlas (Maroc) : un golfe mésogéen à travers la "Terre des Idrissides" ?- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 313, (série II), n° 13, p. 1579-1586.

CHARRIERE A., DEPECHE F., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., JAFFREZO M., PEYBERNES B. & RAMALHO M. (1994).- Microfaunes, microflores et paléoenvironnements successifs dans la formation d'El Mers (Bathonien-?Callovien) du synclinal de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc).- *Geobios*, Villeurbanne, n° 27, fasc. 2, p. 157-174.

CHARRIERE A., ANDREU B., CISZAK R., KENNEDY W.J., ROSSI A. & VILA J.-M. (1998).- La transgression du Cénomanien supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc.- *Geobios*, Villeurbanne, n° 31, fasc. 5, p. 551-569.

CHARRIÈRE A., HADDOUMI H. & 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*, Paris, t. 4, fasc. 5, p. 385-394.

CHOUBERT G. (1938).- Sur le Dogger du Haut Atlas oriental.- *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 206, n° 3, p. 197-199.

CHOUBERT G. (1939).- Sur le Crétacé du Maroc oriental.- *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 208, n° 3, p. 209-211.

CHOUBERT G. (1973).- Au sujet des problèmes stratigraphiques soulevés par l'étude des bois fossiles du Maroc.- *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, n° 249, *Notes du Service géologique du Maroc*, t. 33, Rabat, p. 15-24.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-1962).- Évolution 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*, Paris, n° 1, p. 447-527.

CISZAK R., ANDREU B., CHARRIERE A., ETTACHFINI E.M. & ROSSI A. (1999).- Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc : stratigraphie séquentielle et paléoenvironnement.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, t. 170, n° 4, p. 451-464.

DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne - Exemples nord-sahariens.- *Bulletin du Centre de Recherches de Pau-SNPA*, Pau, vol. 8, n° 1, p. 241-262.

DELFAUD J. (1986).- Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. *In* : Modifications biologiques - Événements géologiques.- *Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 10, n° 2, p. 509-535.

DRESNAY R. du (1956).- Contribution à l'étude de la série détritique jurassico-crétacée dans le Haut Atlas oriental.- *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, n° 133, *Notes du Service géologique du Maroc*, t. 14, Rabat, p. 9-32.

DRESNAY R. du (1963a).- La stratigraphie du jbel Mechkakour (Hauts-Plateaux du Maroc oriental).- *Compte rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France*, Paris, fasc. 7, p. 238-240.

DRESNAY R. du (1963b).- 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*, Paris, (7ème série), t. V, n° 6, p. 883-900.

DRESNAY R. du (1969).- Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiés par Mlles Y. ATTIMS, F. CREMIER et F. GAZEAU.- *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, n° 210, p. 121-179.

DRESNAY R. du (1971).- Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen-Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien. *In* : 2ème Colloque international du Jurassique, Luxembourg 1967.- *Mémoire du Bureau de Recherches géologiques et Minières*, Paris, n° 75, p. 147-161.

DRESNAY R. du (1975).- Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine de la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc.- *Actes du IXème Congrès International de Sédimentologie*, Nice, thème 4, p. 103-111.

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*, Rabat, n° 246.

DRESNAY R. du (1979).- Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *In* : Symposium "Sédimentation du Jurassique W européen", Paris (1977).- *Association des Sédimentologistes français*, *Publication spéciale* 1, p. 345-365.

ELMI S. & BENEST M. (1978).- Les "argiles de Saïda" : faciès flyschoïde 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.

EMBERGER J. & MAGNE J. (1956).- Observations sur les niveaux à Charophytes de l'Aptien des monts des Oulad-Naïl (Atlas saharien, Algérie).- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (6ème série), t. VI, fasc. 7-

9, p. 1029-1039.

ENAY R., MANGOLD C., DRESNAY R. du & RAKUS M. (1987).- Arrivals of Arabian origin among the Ammonite faunas of Morocco during the Bajocian-Bathonian.- *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Amsterdam, vol. 61, n° 1-2, p. 107-120.

ENSSLIN R. (1992).- Cretaceous synsedimentary tectonics in the Atlas system of Central Morocco.- *Geologische Rundschau*, Berlin, Band 81, Heft 1, p. 91-104.

FEIST M., CHARRIÈRE A. & HADDOUMI H. (1999).- Découverte de charophytes aptiennes dans les couches rouges continentales du Haut-Atlas oriental (Maroc).- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, t. 170, n° 5, p. 611-618.

HADDOUMI H. (1988).- Les Couches rouges (Bathonien à Barrémien) du synclinal des Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc) ; étude sédimentologique et stratigraphique.- Thèse 3e Cycle Université Nancy I, 133 p. (inédit).

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'État Université Mohammed 1er, Oujda, 229 p., 25 pl. (inédit).

HADDOUMI H., ALMERAS Y., BODERGAT A.M., CHARRIERE A., MANGOLD C. & BENSHILI K. (1998).- Âges et environnements des Couches rouges d'Anoual (Jurassique moyen et Crétacé inférieur, Haut Atlas oriental, Maroc).- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 327, (série IIa), n° 2, p. 127-133.

HADDOUMI H., CHARRIERE A., FEIST M. & ANDREU B. (2002).- Nouvelles datations (Hauterivien 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*, Paris, t. 1, fasc. 5, p. 259-266.

HADDOUMI H., CHARRIÈRE A. & MOJON P.-O. (2004).- Premières datations du Jurassique supérieur dans les "couches rouges" continentales du Haut Atlas marocain.- *Résumés du 2ème Colloque sur le Jurassique marocain (CJM2)*, Marrakech, 21-22 Avril 2004, p. 65.

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., GRACIANSKY P.C. de & VAIL P.R. (1998).- Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. *In* : GRACIANSKY P.C. de, HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P.R. (eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.- *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication*, Tulsa, n° 60, p. 3-13.

HERBIG H.G. (1988).- Synsedimentary tectonics in the northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary. *In* : JACOBSHAGEN V.H. (ed.), The Atlas system of Morocco. Studies on its geodynamic evolution.- *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin, vol. 15, p. 321-337.

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. (inédit).

HOU Y., GOU Y. & CHEN D. (2002).- Fossil Ostracoda of China (Vol. 1) - Superfamilies Cypridacea and Darwinulidacea.- China Scientific Book Services, Beijing, 1090 p., 317 pls. (en chinois).

JENNY J., LE MARREC A. & 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*, Paris, (7ème série), t. XXIII, n° 6, p. 627-639.

KRÖMMELBEIN K. (1965).- Neue, für Vergleiche mit West-Afrika wichtige Ostracoden-Arten der brasilianischen Bahia-Serie (Ober-Jura?/Unter-Kreide in Wealden-Fazies).- *Senckenbergiana Lethaea*, Frankfurt am Main, Band 46a, p. 177-213.

LYUBIMOVA P.S. (1956).- Ostracoda of the Cretaceous deposits of the eastern part of the Mongolian People's Republic and their significance for stratigraphy.- *Trudy-Vsesouznyy Naucno-Issledovatelskiy Geologorazvedocnyy Neftanoy Institut, Geohimiceskiy Sbornik*, Moscou, p. 107-108 (en russe).

MEDIONI R. (1960).- Contribution à l'étude géologique des Hauts Plateaux méridionaux marocains.- *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, n° 149, *Notes du Service géologique du Maroc*, t. 19, Rabat, p. 7-53.

MOJON P.-O. (1989a).- Charophytes et Ostracodes laguno-lacustres du Jurassique de la Bourgogne (Bathonien) et du Jura septentrional franco-suisse (Oxfordien). Remarques sur les discontinuités émersives du Kimméridgien du Jura.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, volume spécial n° 3, p. 1-18.

MOJON P.-O. (1989b).- Polymorphisme écophénotypique et paléoécologie des Porocharacées (Charophytes) du Crétacé basal (Berriasien) du Jura franco-suisse.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 8, n° 2, p. 505-524.

MOJON P.-O. (2002).- Les Formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen-Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne). Sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie.- *Géologie Alpine*, Grenoble, (Mémoire H.S.), n° 41, 386 p.

MOJON P.-O., HADDOUMI H. & CHARRIÈRE A. (2005).- Nouvelles données sur les Charophytes et Ostracodes du Jurassique-Crétacé

de l'Atlas marocain. *In* : MOJON P.-O. (éd.), Recherches sur la Pangée mésozoïque.- *Neocomiana.com*, Neuchâtel, n° 1, p. 4-47.

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'Émulation*, Porrentruy, p. 73-92.

PLAZIAT J.C. (1984).- Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique.- Thèse d'État, Université Paris-Sud - Orsay, 3 vol., 1362 p.

SIGOGNEAU-RUSSELL D., MONBARON M. & KAENEL E. de (1990).- Nouvelles données sur le gisement à Mammifères mésozoïques du Haut-Atlas marocain.- *Geobios*, Villeurbanne, n° 23, fasc. 4, p. 461-483.

SOUHEL A. (1996).- Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Beni Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie, évolution géodynamique.- *Strata*, Toulouse, (série 2 : mémoires), vol. 27, p. 235 p.

WILDI W. (1981).- Le Ferrysch : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc).- *Eclogae geologicae Helvetiae*, Basel, vol. 74, n° 2, p. 481-527.