

La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental (Takhemaret, Algérie) : données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques

Amine Cherif, Didier Bert, Miloud Benhamou, Madani Benyoucef

▶ **To cite this version:**

Amine Cherif, Didier Bert, Miloud Benhamou, Madani Benyoucef. La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental (Takhemaret, Algérie) : données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. Revue de Paléobiologie, 2015, 34 (2), pp.363-384. 10.5281/zenodo.34344 . insu-01242766

HAL Id: insu-01242766
https://insu.hal.science/insu-01242766

Submitted on 14 Dec 2015

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.

REVUE DE PALÉOBIOLOGIE

VOLUME 34 (2) – 2015

Une institution
Ville de Genève

www.museum-geneve.ch

Revue de Paléobiologie, *Genève* (décembre 2015) 34 (2) : 363-384 ISSN 0253-6730

La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental (Takhemaret, Algérie) : données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques

Amine CHERIF[1,2,*], Didier BERT[3,4], Miloud BENHAMOU[5] & Madani BENYOUCEF[6,*]

[1] *Faculté des sciences de la Terre et de l'Univers, Université d'Oran 2, Ben Ahmed Mohamed, Oran, 3100, Algérie. E-mail : acherif11@gmail.com*
[2] *Faculté des Hydrocarbures, Energies renouvelables, Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Kasdi-Merbah, Ouargla, 30000, Algérie.*
[3] *Réserve Naturelle Géologique de Haute-Provence, service Environnement, Conseil général des Alpes de Haute-Provence, 13 rue du Docteur Romieu, CS 70216, F-04995 Digne-Les-Bains Cedex 9, France. E-mail : paleo-db@orange.fr*
[4] *Laboratoire Géosciences, UMR-CNRS 6118, Université de Rennes-1, campus Beaulieu, bâtiment 15, F-35042 Rennes Cedex, France.*
[5] *Faculté des sciences de la Terre et de l'Univers, Université d'Oran 2, Ben Ahmed Mohamed, Oran, 3100, Algérie. E-mail : milbenhamou@gmail.com*
[6] *Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, Université de Mascara, 29000, Mascara, Algérie. E-mail : benyoucefmada@gmail.com*
[*] *Auteurs correspondants : Amine Cherif : acherif11@gmail.com, Madani Benyoucef : benyoucefmada@gmail.com*

Résumé
La région d'étude se localise aux environs du village de Takhemaret, dans les Monts de Saïda, segment oriental du domaine tlemcenien (nord-ouest algérien). Dans cette région, la Formation des Argiles de Saïda a été subdivisée en trois unités lithostratigraphiques, respectivement argilo-gréseuse inférieure, argilo-carbonatée et argilo-gréseuse supérieure. Ces unités ont été attribuées au Callovo-Oxfordien. Cependant, de nouvelles récoltes d'ammonites permettent à présent de les attribuer à l'Oxfordien moyen (Zone à Transversarium) et supérieur (Zone à Bifurcatus). L'analyse des ichnofaciès et des faciès sédimentaires témoigne d'un milieu de plateforme peu profonde, détritique ou carbonatée, à influence hydrodynamique (marées, houles, vagues fortes) combinée à des courants forts exceptionnels (courants gravitaires, tempêtes).

Mots-clés
Algérie, Takhemaret, Argiles de Saïda, Ammonites, Ichnofaciès, Plateforme.

Abstract
The "Argiles de Saïda" Formation (Late Jurassic) in the tlemcenian domain (Takhemaret, Algeria) : biostratigraphical, ichnological and sedimentological data.- The study area is located in the outskirt to the Takhemaret village, constituting part of the Saïda Mountains, eastern segment of the tlemcenian domain (northwest Algeria). In this area, the "Argiles de Saïda" Formation is subdivided into three lithostratigraphic units : the lower clay-sandstone unit, the clay-carbonate unit and the upper clay-sandstone unit. They were previously assigned to the Callovian-Oxfordian. However, the newly discovered ammonites assign the "Argiles de Saïda" Formation to the Middle (Transversarium Biozone)-Upper (Bifurcatus Biozone) Oxfordian. Ichnofacies and sedimentary facies analyses indicate a shallow detrital or carbonate platform depositional environment, with combined hydrodynamic influence (tides, swells, strong waves) and exceptional strong currents (gravity currents and storms).

Keywords
Algeria, Takhemaret, "Argiles de Saïda", Ammonites, Ichnofacies, Platform.

Soumis janvier 2015, accepté juin 2015
Rédacteur en charge : L. Cavin
DOI: 10.5281/zenodo.34344

1. INTRODUCTION

La Formation des Argiles de Saïda constitue l'une des composantes sédimentaires principales du Jurassique supérieur de l'Algérie nord-occidentale. Elle a été définie pour la première fois par Atger & Verdier (1965) dans la région de Sidi Kadda (ex Kechrou), au sud de la ville de Mascara, et elle a fait l'objet de nombreux travaux dans la partie occidentale du domaine tlemcenien (Lucas, 1942, 1952 ; Augier, 1967 ; Elmi, 1972, 1976 ; Delfaud, 1973 ; Mangold *et al*., 1974 ; Ciszak, 1993 ; Benest *et al*., 1995, 1998 ; Bouterfa, 1999). Dans le secteur d'étude, les résultats obtenus sur cette formation (Sapunov, 1973 ; Elmi & Benest, 1978) se limitent uniquement à des descriptions lithologiques accompagnées d'inventaires paléontologiques sommaires.

Le présent travail complète une précédente contribution (Bendella *et al*., 2011) menée sur l'aspect ichnologique de cette formation dans le Djebel Brame. Il s'appuie sur l'analyse biostratigraphique, ichnologique et sédimentologique de quatre coupes réparties dans la région de Takhemaret (Fig. 1). Cette nouvelle analyse permet d'établir un découpage en unités lithostratigraphiques, de réviser les attributions biostratigraphiques grâce à de nouvelles récoltes d'ammonites, et de préciser le contexte paléoenvironnemental de chaque unité sur la base de la sédimentologie des faciès.

Le cadre biostratigraphique adopté dans le présent travail est celui de Cariou & Hantzpergue (1997), complété par Bert *et al*. (2009).

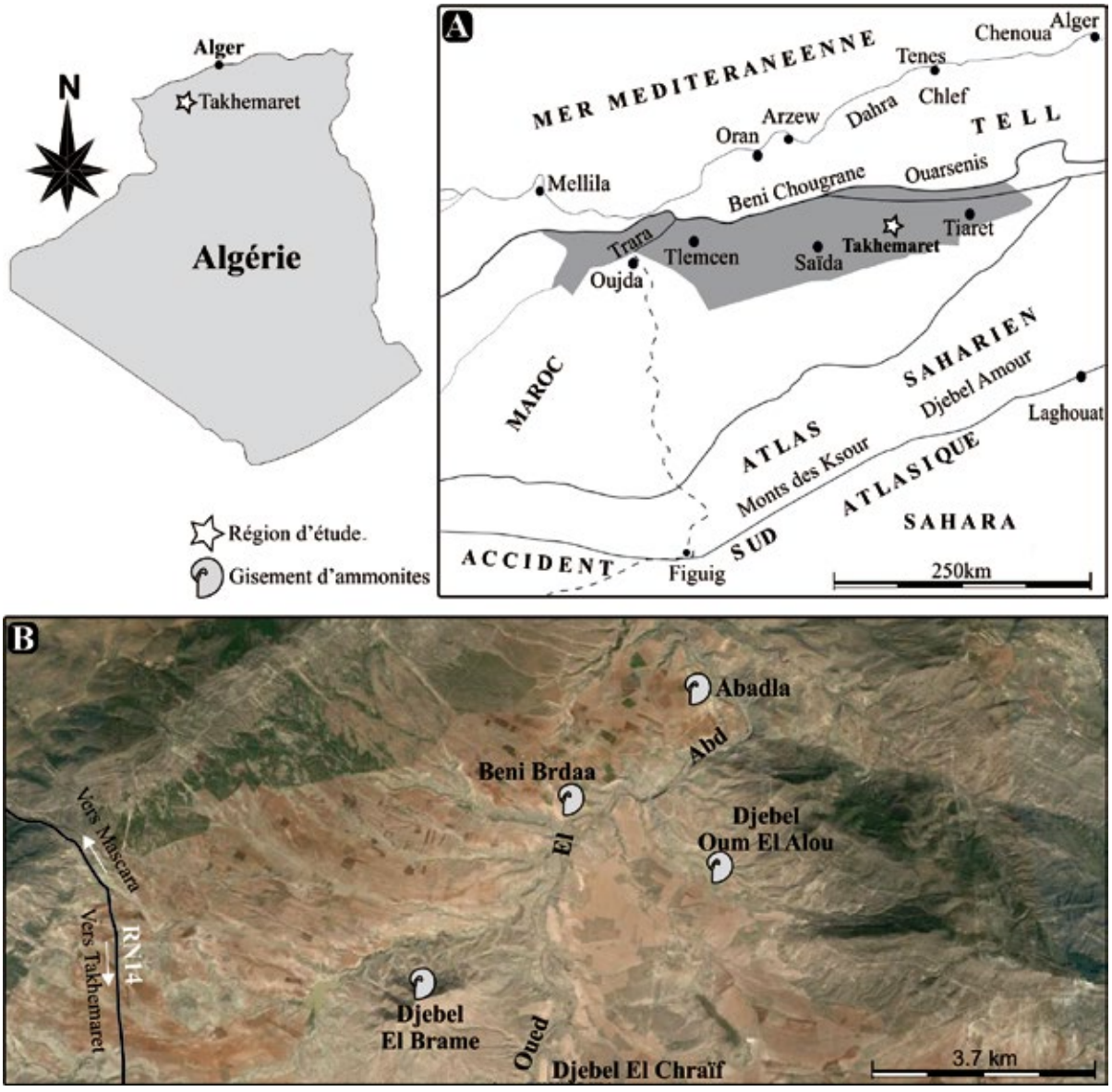


Fig. 1 : Situation géographique de la région d'étude : (A) position de la région d'étude par rapport au domaine tlemcenien et à l'Algérie nord-occidentale, (B) image satellitaire montrant la position des coupes et les principaux gisements d'ammonites.

2. DESCRIPTION DE LA FORMATION DES ARGILES DE SAÏDA (Fig. 2)

Dans la région de Takhemaret, la Formation des Argiles de Saïda se subdivise en trois unités lithostratigraphiques à développement inégal. La coupe type se situe dans le Djebel Brame. Dans les autres secteurs, les affleurements sont réduits et seule l'unité inférieure est partiellement individualisée. La succession type est la suivante :

- Unité argilo-gréseuse inférieure

La base de cette unité est bien marquée par deux chenaux conglomératiques dépourvus de structures internes, à base érosive, d'épaisseur variable de 0,20 à 3,70 m et de faible extension latérale (Fig. 3A). Ces conglomérats sont formés d'une matrice gréseuse remaniant des boules d'argiles, des galets calcaires rouges sub-arrondis et de taille centimétrique, des polypiers solitaires et des débris de bois silicifiés. Ils peuvent marquer, avec les grès, un changement brutal vers le haut (Fig. 3B et C).

Les chenaux conglomératiques se poursuivent par une alternance d'argiles verdâtres avec des niveaux gréseux jaunâtres à marron clair, à grains fins, riches en traces fossiles et d'une épaisseur décimétrique (0,10 à 0,80 m). L'interface des bancs présente des laminations horizontales (Fig. 3D), accompagnées le plus souvent de litages et/ou de rides de courant unidirectionnels (Fig. 3E), de laminations obliques en rides grimpantes (Fig. 3F), de laminations convolutées (Fig. 4A) et de figures d'échappement de fluides (Fig. 4B).

Cette unité s'achève par des plaquettes silto-argileuses à litages déformés (*slumping*) qui renferment des boules gréseuses de taille centimétrique.

- Unité argilo-carbonatée

Cette unité est formée d'une alternance d'argiles verdâtres avec des bancs stratocroissants (de 0,50 à 1,50 m) de calcaires oolithiques ou oncolithiques (Fig. 4C). Leur couleur est brunâtre à l'affleurement, et grisâtre à la cassure. Ils sont riches en gastéropodes calcitisés et en tiges de crinoïdes. Cette succession se poursuit par une alternance d'argiles verdâtres avec des chenaux calcaires à particules oolithiques, disposées en laminations entrecroisées (Fig. 4D et E), ainsi que de calcaires micritiques en bancs centimétriques à décimétriques latéralement continus. Cette deuxième unité est coiffée par un banc calcaire oolithique d'environ 0,40 m d'épaisseur.

- Unité argilo-gréseuse supérieure

Cette unité débute par une combe argileuse verdâtre à passées de grès à grains fins, de couleur marron à jaunâtre, de 0,05 à 0,5 m d'épaisseur et affectés le plus souvent par des déformations de type *slumps*. Les niveaux gréseux révèlent une bioturbation modérée. Leurs murs montrent des figures d'érosion (affouillement et objets traînés) et de charge de petite taille, tandis que leur toit montrent des rides de courant symétriques ou asymétriques. L'interface des bancs présente des litages obliques en mamelons de type « *Humocky cross-stratification* » (*HCS*) (Fig. 4F), des laminations horizontales et des laminations obliques ou entrecroisées.

La partie médiane de cette troisième unité est marquée par l'apparition d'une dalle calcaire fossilifère d'environ 1 m d'épaisseur et de plusieurs kilomètres d'extension latérale. La biophase est composée de polypiers solitaires, d'oursins, de brachiopodes, de gastéropodes, de tiges de crinoïdes, de serpulidés et de bryozoaires, en association avec des ammonites et des bélemnites.

La partie sommitale de l'unité se distingue par l'apparition d'une barre métrique composée de bancs gréseux à figures d'affouillement, à litages de rides grimpantes et litages ondulés, et à surfaces supérieures modelées par des rides de vagues.

3. DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES

La Formation des Argiles de Saïda reste mal connue sur le plan biostratigraphique dans le domaine tlemcenien oriental. Les nouvelles investigations menées dans la région de Takhemaret ont permis de situer plusieurs niveaux à ammonites dans les différentes unités reconnues (Fig. 2), dont les principaux gisements sont bien repérés ; il s'agit en particulier de : Djebel Brame, Beni Berdaa, Oum El Alou et El Abadla (Fig. 1). Malheureusement, la préservation des ammonites est souvent incomplète, et l'attribution systématique n'a pas toujours pu se faire au niveau spécifique. Les niveaux fossilifères permettent d'établir la biozonation suivante (Fig. 2) :

Zone à Transversarium

Sous-Zone à Parandieri (Pl. I, fig. 1-8 et Pl. II, fig. 1-7) : elle est mise en évidence au niveau du gisement d'El Abadla par l'association de *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr, 1871), *Lissoceratoides erato* (d'Orbigny, 1850), *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966), *Perisphinctes (Otosphinctes) siemiradzkii* Enay, 1966, *Phylloceras* gr. *isotypum* (Benecke, 1866), *Euaspidoceras oegir* (Oppel, 1863), *Taramelliceras obumbrans* (Hölder, 1955), *Perisphinctes* sp., *Calliphylloceras cheneriense* (Munier-Chalmas, 1892, *in* Sayn & Roman, 1930), et surtout par la présence de *Gregoryceras* du groupe de *G. ferchaudi* Bert, 2004 (Pl. I, fig. 2 et Pl. 2, fig. 2). Cette dernière espèce représente l'élément le plus significatif de l'ammonitofaune sur le plan biostratigraphique. En effet, même si les spécimens étudiés sont incomplets avec l'absence du stade juvénile lisse, leurs autres caractères morphologiques permettent d'assurer une datation relativement précise, à la fois par la rétroversion des côtes latérales et l'aspect de l'ornementation sur le ventre (cf. Bert, 2004 ; Bert *et al.,* 2009).

Sous-Zone à Luciaeformis : aucun fossile significatif de cette sous-zone n'a été récolté jusqu'à présent. Toutefois,

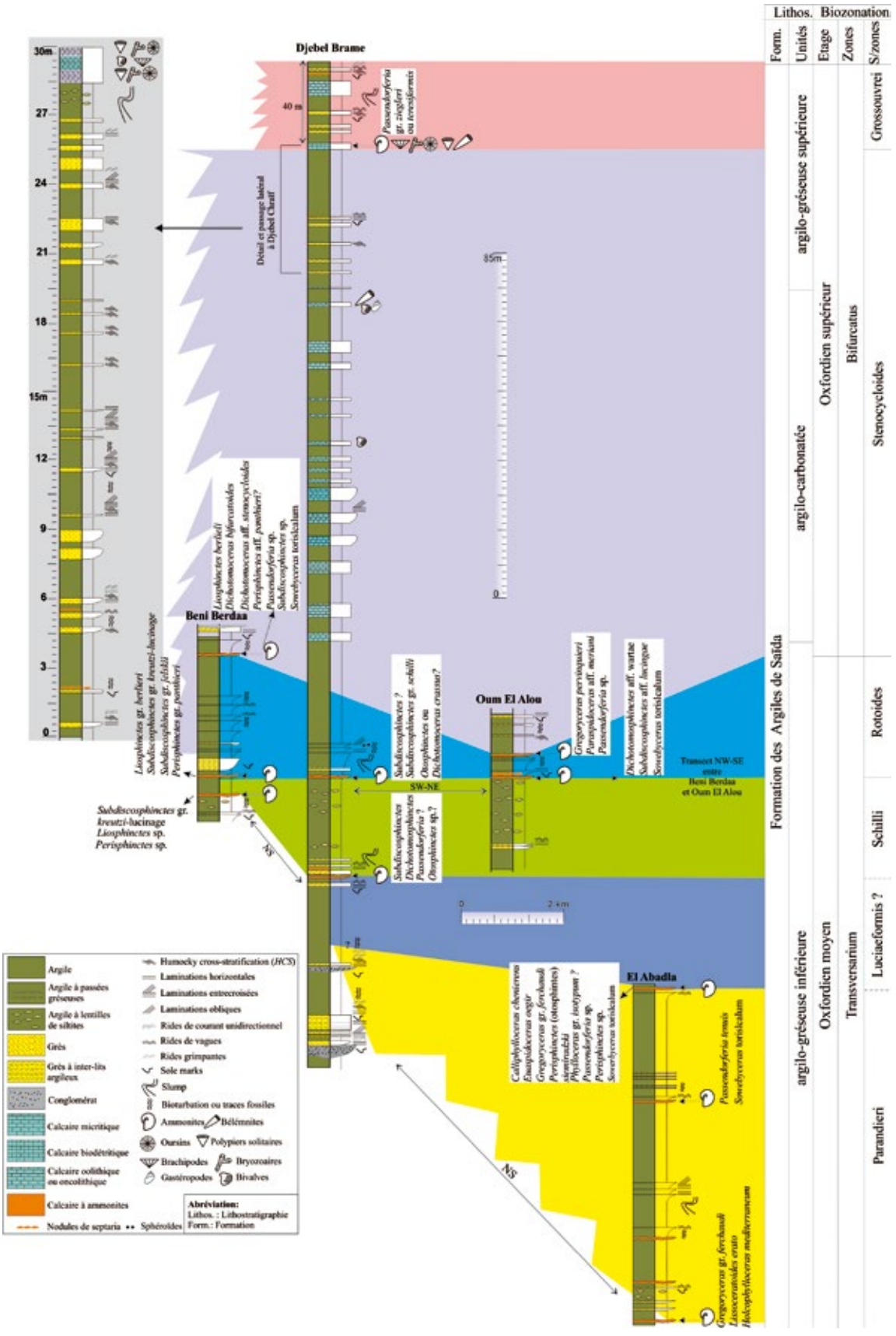


Fig. 2 : Succession lithostratigraphique (faunes d'ammonites et biostratigraphie) de la Formation des Argiles de Saïda dans la région de Takhemaret.

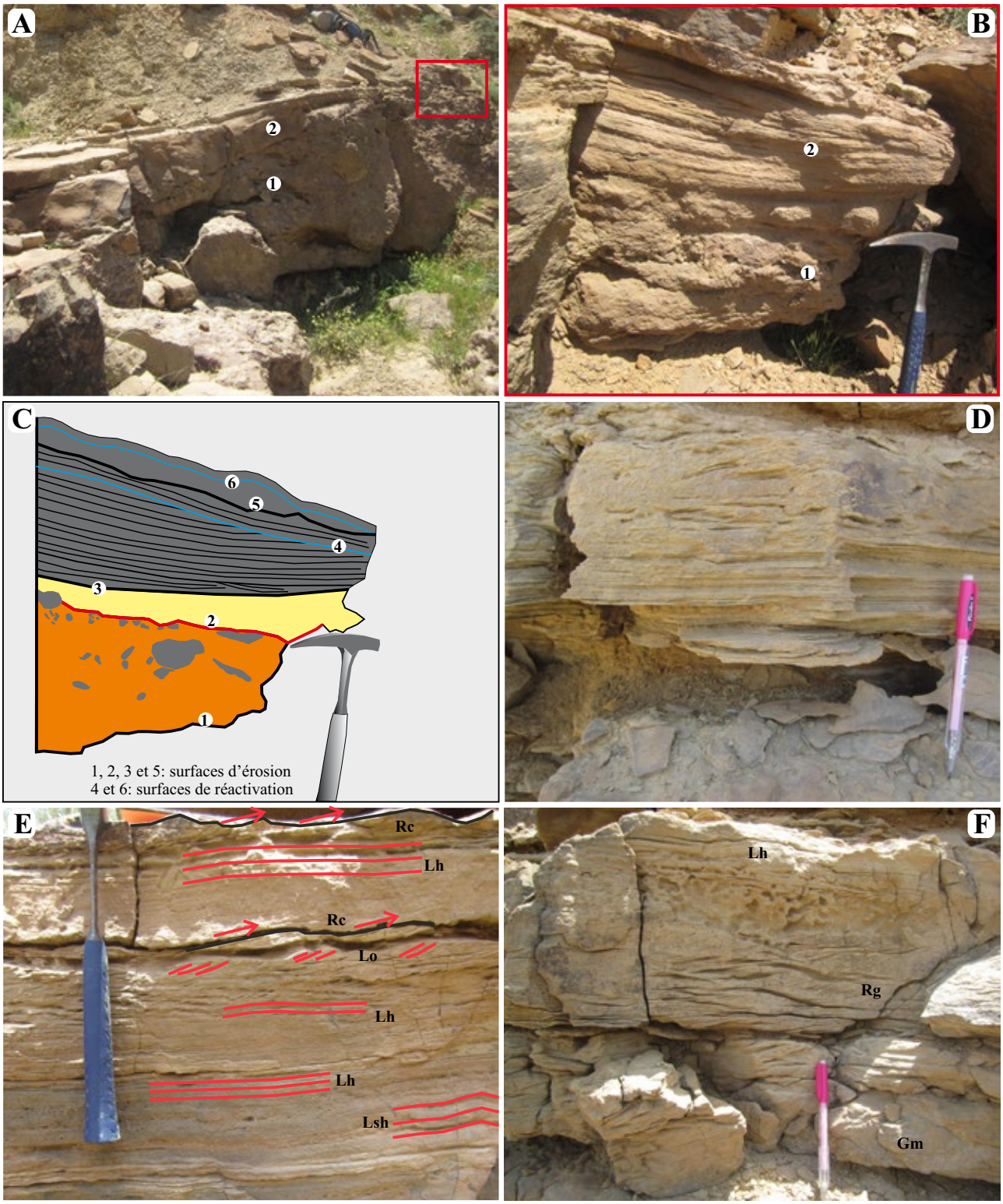


Fig. 3 : Les principales caractéristiques sédimentologiques de l'unité argilo-gréseuse inférieure. (A) Chenal à remplissage conglomératique (1), interrompu par un niveau gréseux à laminations obliques et subhorizontales (2) ; (B) et (C) détail de la figure (A) avec le passage des conglomérats (1) au faciès gréseux sus-jacent (2) ; (D) banc gréseux à lamines horizontales ; (E) banc gréseux à lamines horizontales (Lh) et sub-horizontales (Lsh) surmontées par des litages obliques (Lo) ou des rides de courant (Rc) ; (F) banc gréseux massif (Gm) à la base, présentant des rides grimpantes (Rg) et des lamines horizontales (Lh) au sommet.

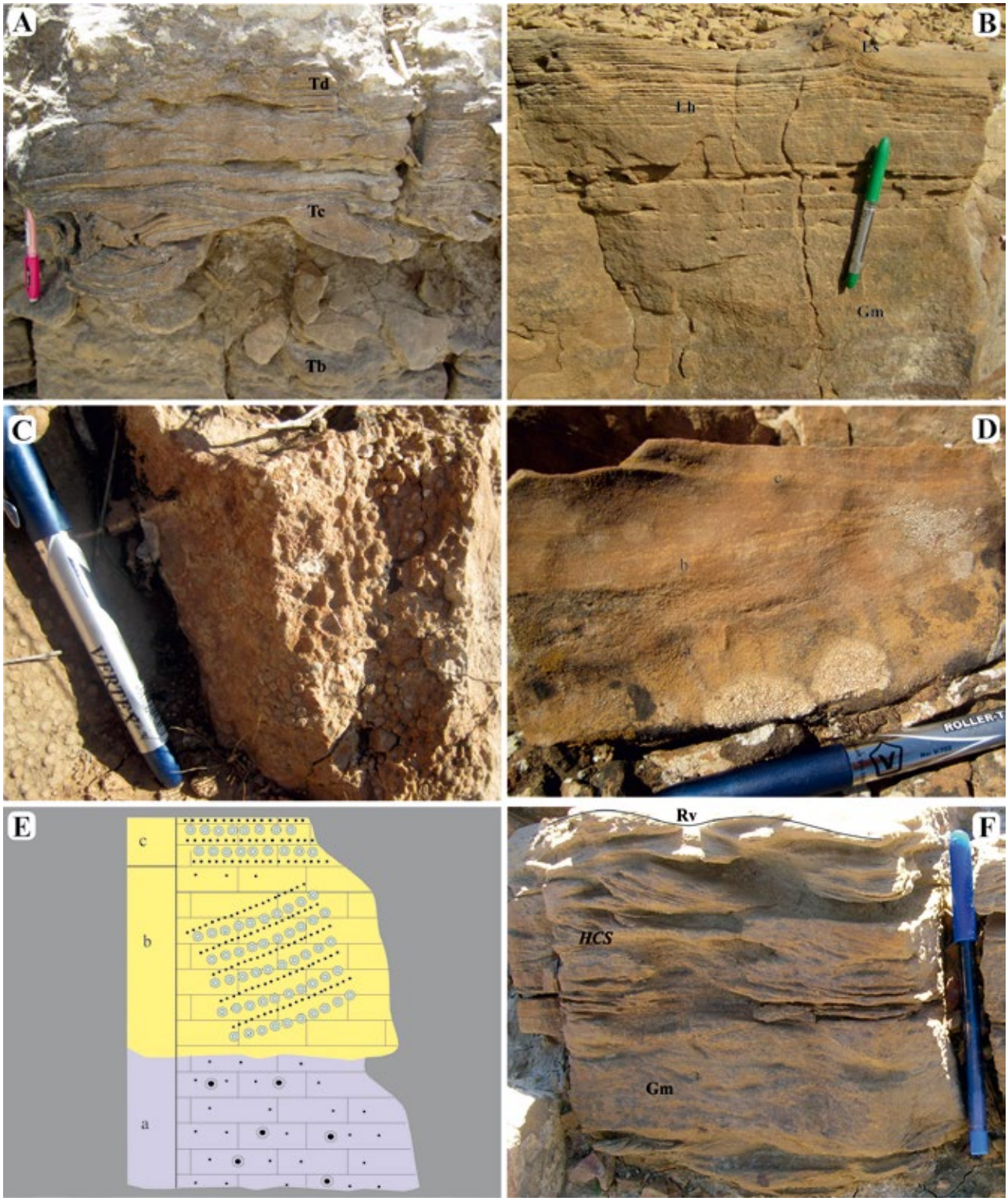


Fig. 4 : (A) banc gréseux à termes de Bouma (1962) : lamines horizontales inférieures (Tb) ; laminations convolutées (Tc) ; lamines horizontales supérieures (Td) ; (B) banc gréseux massif (Gm) à la base et montrant des lamines horizontales (Lh) affectées par le phénomène d'échappement de fluides (« *escape structures* ») (Es) ; (C) niveau calcaire oncolithique ; (D) et (E) banc calcaire oolithique massif à la base (a), à lamines obliques (b) et horizontales (c) au sommet ; (F) banc gréseux massif à la base (Gm) à litages obliques en mamelons (*HCS*) modelés par des rides de vagues (Rv) au sommet.

sa présence est possible dans l'intervalle des bancs entre la limite basale des niveaux datés de la Sous-Zone à Schilli, et ceux datés de la Sous-Zone à Parandieri. Bien entendu, la précision biostratigraphique actuelle ne permet pas de mettre en évidence d'éventuelles lacunes, et de nouvelles recherches sont nécessaires pour confirmer la présence de cette sous-zone.

Sous-Zone à Schilli (Pl. II, fig. 8, Pl. III, fig. 3) : A Beni Berdaa, elle pourrait être représentée par *Subdiscusphinctes* gr. *kreutzi* (Siemiradzki, 1891)/ lucingae (Favre, 1875), *Subdiscosphinctes, Liosphinctes* sp., *Perisphinctes* sp. Elle pourrait également être matérialisée à Djebel Brame par la présence de *Subdiscosphinctes* et *Dichotomosphinctes*. Etant donné leur état très fragmentaire, ces spécimens ne sont pas déterminables sur le plan spécifique. Toutefois, leur morphologie rappelle celle connue habituellement dans la Sous-Zone à Schilli, ce qui permet de supposer la présence de niveaux de cet âge. De nouvelles données seront bien entendu encore nécessaires pour confirmer cette proposition.

Sous-Zone à Rotoides (Pl. III, fig. 1 et 2, fig. 4-9) : elle est bien marquée à Beni Berdaa par la présence de *Subdiscosphinctes* gr. *jelskii* (Siemiradzki, 1891) et de *Subdiscosphinctes* gr. *kreutzi* (Siemiradzki, 1891)*/ lucingae* (Favre, 1875) (qui peut indiquer aussi la Sous-Zone à Schilli), un possible ?*Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966 (Pl. IV, fig. 1) a été récolté dans le même niveau. A Oum El Alou, la Sous-Zone à Rotoides est représentée par *Dichotomosphinctes* aff. *wartae* (Buckowski, 1887) et *Subdiscosphinctes* aff. *luncingae* (Favre, 1875) ; un spécimen attribué à ?*Otosphinctes* sp. a également été récolté dans les mêmes niveaux.

A Djebel Brame*,* la présence d'un possible *Dichotomoceras crassus* (Enay, 1966) et de *Larcheria* gr. *schilli* (Oppel, 1863) dans le même niveau laisse penser qu'il peut exister des condensations fauniques entre les Sous-Zones à Rotoides et à Stenocycloides, voire la Sous-Zone à Grossouvrei.

Zone à Bifurcatus

Sous-Zone à Stenocycloides (Pl. VI, fig. 1-5) : la présence de l'horizon à Bifurcatoides est attestée à Beni Berdaa par l'espèce indice *Dichotomoceras bifurcatoides* (Enay, 1966), associée le plus souvent à *Dichotomoceras* aff. *stenocycloides* (Siemiradzki, 1898)*, Liosphinctes berlieri, Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966 et *Subdiscosphinctes* sp. A Djebel Oum El Alou, la Sous-Zone à Stenocycloides est attestée sans ambiguïté par *Gregoryceras pervinquieri* (Spath, 1913), *Paraspidoceras* aff. *meriani* (Oppel, 1863) et *Subdiscosphinctes lucingae*, qu'on retrouve associés à *Passendorferia* sp.

Sous-Zone à Grossouvrei (Pl. IV, fig. 6) : la présence de cette sous-zone est incertaine à Djebel Brame, où elle pourrait être représentée par un seul exemplaire de *Passendorferia* gr. *ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973 ou *teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973, qui se trouve en association avec une abondante faune de brachiopodes. Les *Passendorferia* de ce groupe ont également été cités dans la Sous-Zone à Grossouvrei des dépôts néritiques de l'Oxfordien supérieur Nord-Aquitain (Hantzpergue & Branger, 1992) et de la Hongrie (Fözy & Meléndez, 1996).

Les données biostratigraphiques obtenues dans le présent travail peuvent être comparées avec celles d'autres travaux effectués dans des provinces à affinités téthysiennes. Elles sont compatibles avec la zonation standard (Cariou & Hantzpergue, 1997), et la présence du genre *Gregoryceras* permet de bonnes corrélations des niveaux dans lesquels les échantillons ont été récoltés par l'utilisation de l'échelle biostratigraphique parallèle basée sur ce groupe (Bert, 2004 ; Bert *et al*., 2009). Ce travail vient donc en complément des nombreuses citations d'espèces indices des Zones à Transverserium et à Bifurcatus connues en Espagne méridionale (Caravaca), en Algérie occidentale (Tiaret) et en Tunisie septentrionale (Dorsale Tunisienne) (voir une revue de la littérature *in* Bert *et al*., 2009).

4. DONNÉES ICHNOLOGIQUES

L'aspect ichnologique a fait déjà l'objet d'une étude publiée par Bendella *et al*. (2011) sur le Djebel Brame, où les traces suivantes ont été signalées : *Bergaueria* (Prantl, 1946), *Chondrites* (Sternberg & Von Graf, 1833), *Diplichnites* (Dawson, 1873), *Megagrapton* (Ksiazkiewicz, 1958), *Neonereites* (Seilacher, 1960), *Nereites* (McLeay, 1839), *Ophiomorpha* (Lundgren, 1891), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Rhizocorallium* (Zenker, 1836), *Taenidium* (Heer, 1877) et *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944). Par rapport à ce travail, de nouvelles données ichnologiques ont été identifiées ici (Fig. 5) dans le secteur de Takhemaret. Les bancs gréseux de l'unité inférieure ont livré *Bergaueria*, *Chondrites*, *Cochlichnus* (Hitchcock, 1858), *Didymaulichnus* (Young, 1972), *Diplichtines*, *Gordia* ? (Emmons, 1844), *Margaritichnus* (Bandel, 1973), *Megagrapton*, *Neoneirites*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites* (Nicholson, 1873), *Protovirgularia* (M'Coy, 1850), *Rhizocorallium*, *Taenidium* et *Thalassinoides*. Cette bioturbation abondante contraste avec celle des niveaux gréseux de l'unité supérieure où elle est modérée avec la présence des ichnogenres *Conichnus* (Männil, 1966), *Crossopodia* (M'Coy, 1851), *Palaeophycus*, *Planolites*, *Sagittichnus* (Seilacher, 1953) et *Thalassinoides*.

Les ichnofossiles identifiés correspondent généralement à des traces de nourriture, d'habitat et de repos d'organismes endobenthiques et épibenthiques. Ils ont été utilisés comme argument pour qualifier le type «*soft-ground*» du substrat (Bromley, 1996), dans un milieu à énergie hydrodynamique modérée (Mayoral *et*

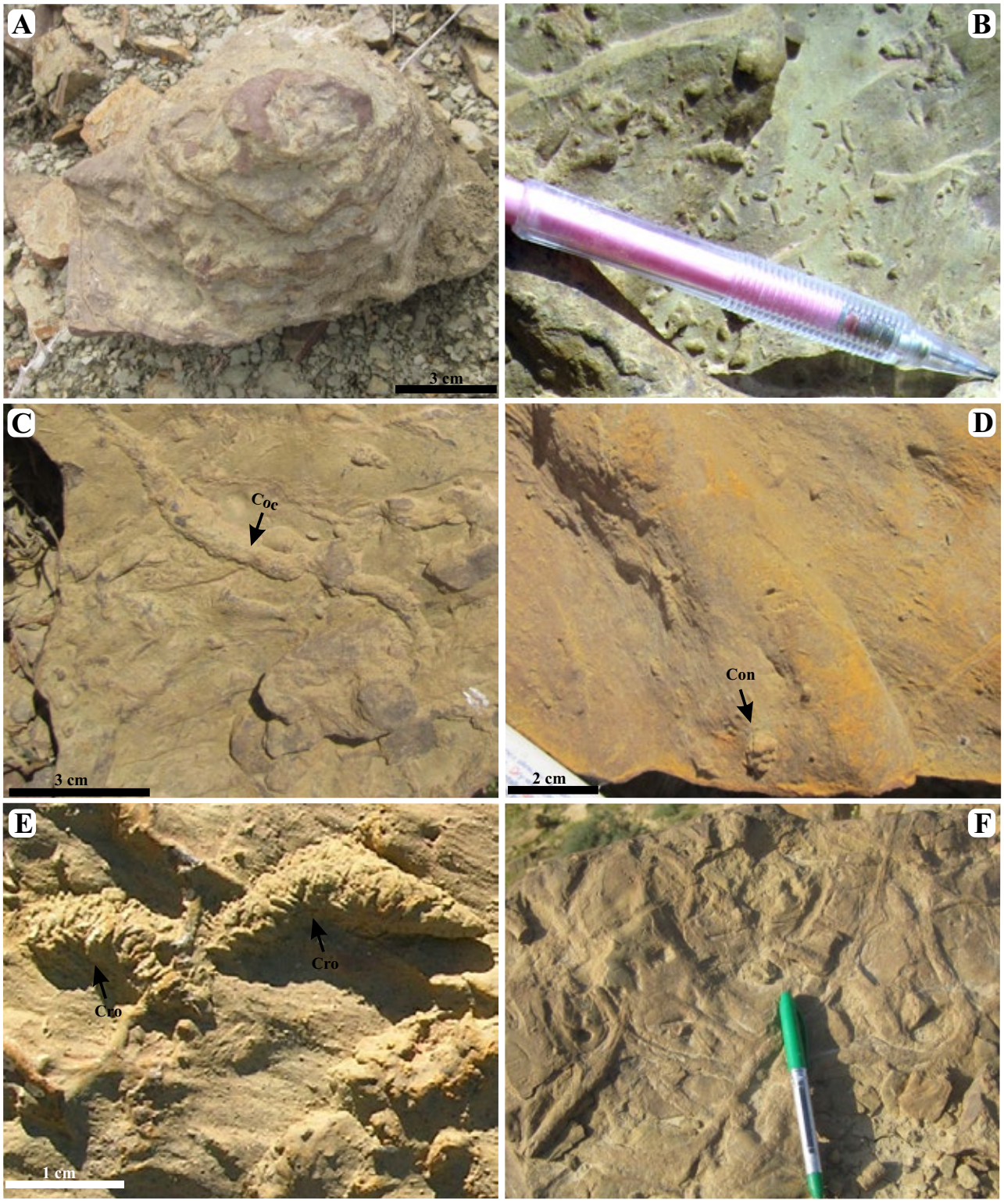


Fig. 5 : Les traces fossiles. (A) *Bergaueria* (unité argilo-gréseuse inférieure, El Abadla) ; (B) *Chondrites* (unité argilo-gréseuse inférieure, Djebel Brame) ; (C) *Cochlichnus* (unité argilo-gréseuse inférieure, Djebel Brame) ; (D) *Conichnus* (unité argilo-gréseuse supérieure, Djebel Chraïf) ; (E) *Crossopodia* (unité argilo-gréseuse supérieure, Djebel Chraïf) ; (F) *Didymaulichnus* (unité argilo-gréseuse inférieure, Djebel Brame).

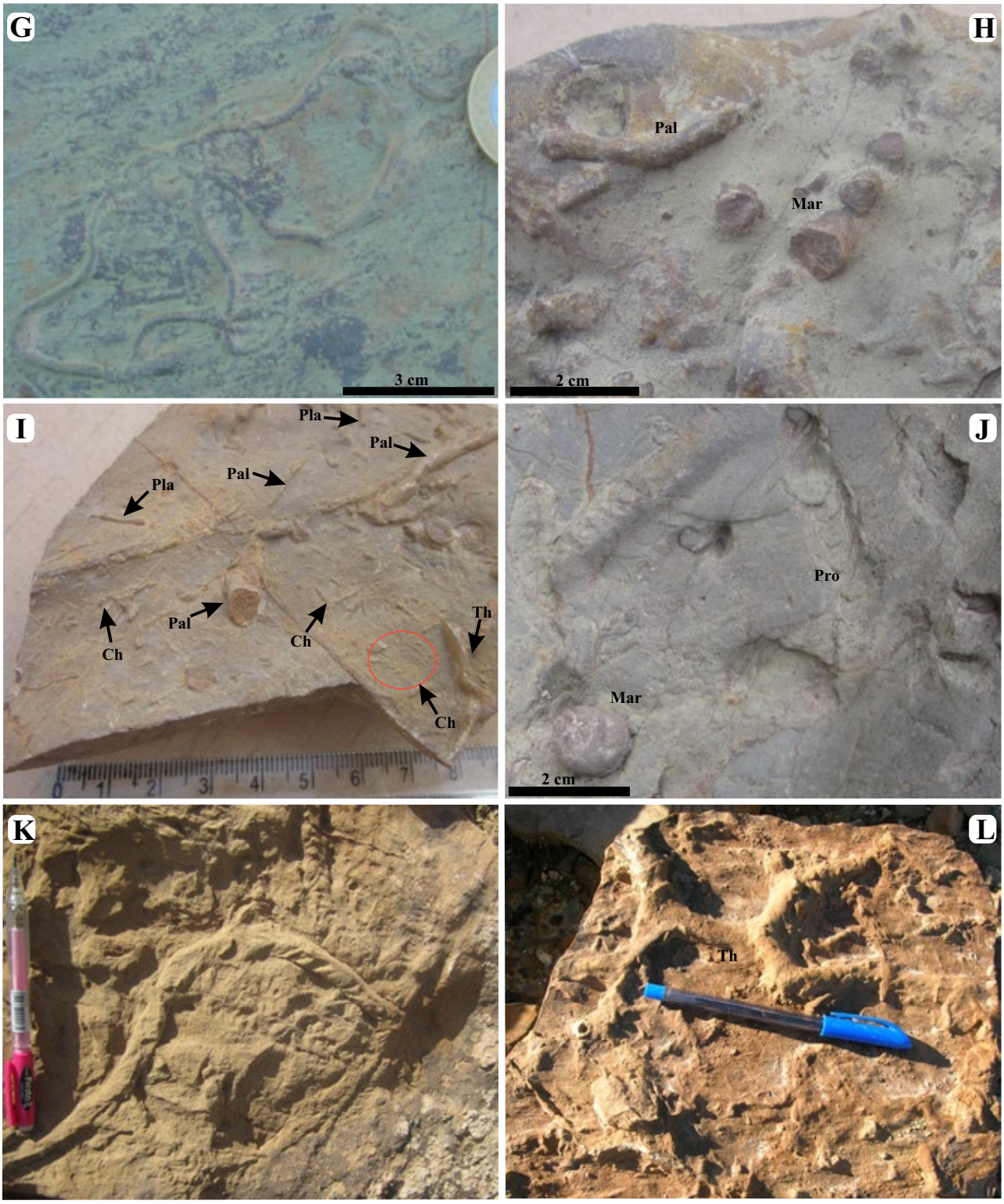


Fig. 5 : (suite) - (G) *Gordia*? (unité argilo-gréseuse inférieure, Beni Berdaa) ; (H) *Margaritichnus* (Mar) (unité argilo-gréseuse inférieure, Beni Berdaa), et *Palaeophycus* (Pal) (unité argilo-gréseuse inférieure, Beni Berdaa) ; (I) association de traces avec *Chondrites* (Ch), *Palaeophycus* (Pal), *Planolites* (Pla) (unité argilo-gréseuse inférieure, Beni Berdaa) ; (J) *Margaritichnus* (Mar) et *Protovirgularia* (Pro) (unité argilo-gréseuse inférieure, Beni Berdaa) ; (K) *Taenidium* (unité argilo-gréseuse inférieure, Djebel Brame) ; (L) *Thalassinoides* (unité argilo-gréseuse supérieure, Djebel Chraïf).

al., 2013) à élevée (Pemberton *et al*., 1992). Ils sont de bons marqueurs de la partie proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana* (MacEachern *et al*., 1999, 2007) qui pourrait correspondre à la zone bathymétrique située entre le shoreface et l'offshore. La majorité de ces traces fossiles est également reconnue dans des dépôts détritiques à influence de tempêtes (Vossler & Pemberton, 1989).

5. FACIÈS ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT

L'analyse sédimentologique de la Formation des Argiles de Saïda, dans la région de Takhemaret, a permis de mettre en évidence quinze faciès sédimentaires types, reflétant des processus de dépôts variés (Fig. 6). Ces faciès types ont été groupés dans six associations de faciès attribués à des environnements de dépôt distincts (Fig. 7) :

Association A : plateforme détritique à influence mixte
Les dépôts de cette association de faciès constituent la base de la Formation des Argiles de Saïda qui affleure dans le Djebel Brame. Ils sont représentés par une alternance d'argiles verdâtres (F15) avec des conglomérats (F1), des grès granoclassés (F2), des grès à laminations horizontales (F4), des grès à *HCS* (F5), des grès à litages ou rides de vagues (F6), des grès à laminations obliques en rides grimpantes (F7) et des grès à litages ou ride de courant unidirectionnel (F8).
L'ensemble des caractères stratonomiques des bancs pourrait indiquer un front de delta en contexte de shoreface, où agissent les courants gravitaires et les vagues fortes (*e.g.* Traykovski *et al*., 2000 ; Ogston *et al*., 2000), les courants unidirectionnels de marées, la houle et les vagues de tempêtes (*e.g.* Orton & Reading, 1993 ; Pattison, 2005). Les dépôts argilo-gréseux, associés localement à des *HCS* peuvent suggérer l'activité des tempêtes. Les niveaux à laminations convolutées et les structures d'échappement de fluides peuvent renseigner sur des turbidites sableuses (terme Tc de la séquence de Bouma, 1962) ou une sédimentation rapide de la mousse (Lowe, 1975 ; Allen, 1984). Les traces fossiles reconnues dans les dépôts de cette association de faciès correspondent à la partie proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana* caractérisant la zone de passage shoreface-offshore.

Fig. 6 : Tableau récapitulatif montrant la description et l'interprétation des faciès types (F1 à F15) de la Formation des Argiles de Saïda dans la région de Takhemaret.

Faciès	Description	Traces fossiles	Interprétation et processus du dépôt
Faciès F1 Conglomérats	Couleur grisâtre, jaunâtre à rougeâtre, centimétriques à métriques, représentant des remplissages de chenaux, avec des galets polygéniques et hétéromorphes, des polypiers et bois silicifiés.	*Taenidium* et *Thalassinoides*	Ecoulements gravitaires subaériens (Blair & McPherson, 1994), debris flow non cohésifs (debris avalanching de Prior & Bornhold, 1990) combinés avec des tempêtes (Corcoran, 2008) en zone de shoreface (*e.g.,* Jutras *et al*., 2006; Johnstone *et al*., 2006).
Faciès F2 Grès granoclassés	Couleur marron foncé, centimétriques, chenalisés, à bases érosives, passant verticalement à des laminations horizontales et latéralement à des grès massifs.	*Palaeophycus* et *Thalassinoides*	Granoclassement normal attribué au processus épisodique des turbidités de densité élevée (Pickering *et al*., 1986, 1989; Màngano & Buatois, 1996), granoclassement inverse attribué au flot de débris sableux (Shanmugam, 2000).
Faciès F3 Grès massifs	Couleur marron foncé à jaunâtre, centimétriques, chenalisés, sans structures, suivis par des laminations horizontales, *HCS* ou des laminations convolutées.	*Bergaueria, Cochlichnus, Conichnus, Chondrites, Didymaulichnus, Ophiomorpha, Palaeophycus, Protovirgularia, Scolicia, Thalassinoides*	Courant de turbidité (Lowe, 1982), flots de débris cohésifs (Shanmugam, 1999; Stow & Johansson, 2000), ou dépôt rapide issu des tempêtes (Myrow & Southard, 1996).
Faciès F4 Grès à laminations horizontales	Couleur marron clair à jaunâtre, centimétriques, chenalisés, à base érosive, avec de fines lamines, faible continuité latérale, en bancs individuels, suivis par des *HCS*, ou en termes répétitifs avec les grès massifs, parfois suivis de laminations convolutées.	*Chondrites, Mégagrapton, Neonereites, Nereites, Palaeophycus*	Origine turbiditique (Td de Bouma) (Shanmugam, 2000), action des tempêtes (Brenchley *et al*., 1993; Allen, 1984; Payros *et al*., 2000), écoulement oscillatoire fort (Màngano & Buatois, 1996).
Faciès F5 Grès à *HCS*	Couleur marron clair à jaunâtre, centimétriques, à nombreuses surfaces d'érosion et de réactivation, montrant surtout des accrétions verticales.	*Crossopodia, Palaeophycus, Planolites, Sagittichnus, Thalassinoides*	Terme médian d'une séquence de tempête (Monaco, 1994), plateformes dominées par les tempêtes (Harms, 1975; Brenchley, 1985) représentant l'offshore médian (Lubeseder *et al*., 2009).

Faciès F6 Grès à litages et/ou rides de vagues	Couleur marron clair ou foncé à jaunâtre, centimétriques, souvent chenalisés, à lamines opposées ou ondulées, à surfaces d'érosion et de réactivation.	*Chondrites, Palaeophycus, Protovirgularia, Planolites, Thalassinoides*	Ecoulement oscillatoire de vagues (Boersma, 1970; Rossetti, 1997), action des tempêtes dans le shoreface supérieur (Heward, 1981; McCubbin, 1982) ou l'offshore médian (Leckie & Krystinick, 1989; Yagishita, 1994).
Faciès F7 Grès à laminations obliques en rides grimpantes	Couleur marron clair ou foncé à jaunâtre, épaisseurs centimétriques plus ou moins constantes, à bases nettes et érosives, à rides, associés à des laminations horizontales ou *HCS*.	*Palaeophycus, Planolites, Thalassinoides*	Ecoulement instable (Allen, 1973), écoulement unidirectionnel emportant l'écoulement oscillatoire (Buatois *et al*., 2000), écoulement combiné (Pattison, 2005), effets des tempêtes (Nottvedt & Kreisa, 1987; Arnott, 1992).
Faciès F8 Grès à litages ou rides de courant unidirectionnel	Couleur marron clair ou foncé à jaunâtre, centimétriques, souvent accompagnés de laminations horizontales.		Dépôt lié à des marées descendantes (Cojan & Renard, 1999) ou à un courant unidirectionnel (Bordy, 2011).
Faciès F9 Siltites	Couleur marron à grisâtre, millimétriques à centimétriques, correspondant à des lentilles intercalées dans les argiles.		Des «*mud-tempestits*» reconnues par Aigner & Reineck (1982) liées à l'action des tempêtes distales.
Faciès F10 Sphéroïdes	Corps centimétriques, beige à marron clair, de nature gréseuse, associés aux siltites.		Dynamique de tempête en offshore distal (Guillocheau, 1983; Hammoumi, 1988).
Faciès F11 Calcaires à ooïdes	Calcaires oolithiques ou oncolithiques, de couleur grisâtre à blanchâtre, centimétriques à métriques, chenalisés, dolomitisés, à fossiles benthiques brisés ou entiers, parfois à laminations oolithiques entrecroisées.		Dépôt à la limite d'action des vagues de tempêtes sur des plateformes peu profondes (Gonzalez, 1993, 1996).
Faciès F12 Calcaires pseudo-noduleux à ammonites	Niveaux de calcaires bioturbés sporadiques, ferrugineux, centimétriques, noduleux à pseudo-noduleux, chenalisés, riches en ammonites à dispositions diverses.	Aspect bioturbé	Attribués à la combinaison de l'hydrodynamisme, l'activité biologique et la chute du niveau marin provoquant l'oxydation et la dislocation du banc, ainsi que des fluctuations eustatiques associées à une chute de taux de sédimentation (Elmi *et al*., 1981a et b; Elmi & Ameur, 1984; Cecca *et al*., 1992).
Faciès F13 Calcaires micritiques	De teinte grisâtre, centimétriques, parfois chenalisés, présentant sporadiquement des laminations horizontales et obliques, ou des lits bioclastiques.		Périodes d'eaux calmes et/ou tempêtes, en dessous de la limite des vagues de tempêtes, déposés sur des plateformes protégées (Gonzalez, 1996; Dupraz, 1999), à la suite de tempêtes (Buatois *et al*., 2000).
Faciès F14 Calcaires biodétritiques	De teinte grisâtre, centimétriques à métriques, grumeleux à compacts, chenalisés, à bases irrégulières et extension latérale importante, riches en fossiles benthiques.	*Palaeophycus*	Barrière ou haut-fond benthique en milieu de plateforme sous l'influence des tempêtes (Gonzalez, 1996) qui resédimentent l'accumulation des fossiles (Jank *et al*., 2006; Sharafi *et al*., 2010).
Faciès F15 Argiles	De couleur grisâtre à verdâtre, centimétriques à plurimétriques, friables ou feuilletées, contenant parfois des concrétions argileuses et nodules de septaria.		Sédimentation homogène et continue (Payros *et al*., 2000), décantation (Blatt *et al*., 1980; Allen, 1985), dépôt rapide de particules argileuses en suspension (Vossler & Pemberton, 1989; Màngano & Buatois, 1996). Les septarias sont attribués à un approfondissement maximal du milieu (Elmi & Benest, 1978) ou à un processus de comblement. (Ciszak, 1993).

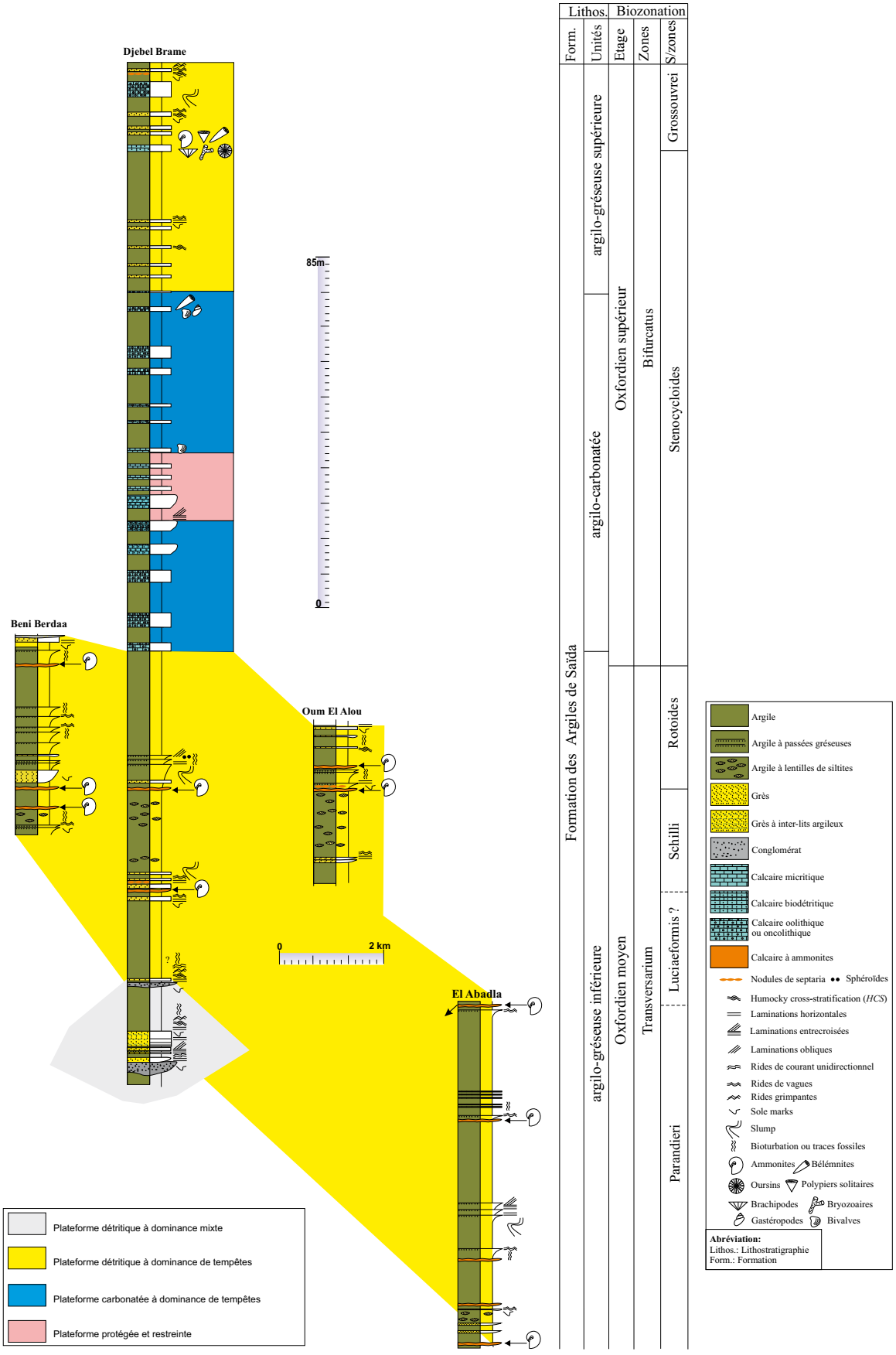


Fig. 7 : Succession des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda dans les secteurs étudiés.

Association B : plateforme détritique à influence des tempêtes
Cette association de faciès coïncide avec la partie sommitale de l'unité inférieure et la quasi-totalité de l'unité supérieure. Elle est représentée par des argiles verdâtres (15) en alternance avec des grès massifs (F3), des grès à laminations horizontales (F4), des grès à *HCS* (F5) et des grès à litages et/ou rides de vagues (F6). Les argiles de cette association de faciès sont intercalées avec des plaquettes de siltites (F9), ainsi qu'avec des niveaux à sphéroïdes (F10). Ces assemblages de faciès peuvent suggérer l'action des tempêtes en milieu d'offshore médian à distal, et les organismes producteurs des traces observées étant actifs pendant les périodes hors tempêtes («*fair-weather*») (Pemberton & Frey, 1984 ; Bjerstedt, 1987). Dans le Jurassique des Cordillères Bétiques, des faciès similaires ont été attribués par Vera & Molina (1998) à des tempêtes distales.

Association C : plateforme carbonatée à influence des tempêtes
Cette association de faciès coïncide avec les dépôts de la partie médiane de la Formation des Argiles de Saïda. Elle correspond à une alternance d'argiles verdâtres (F15) avec des bancs calcaires oolithiques ou oncolithiques de texture packstone-grainstone (F11), pouvant être assimilés à des faciès pélagiques peu profonds (Molina *et al*., 1997), qui témoignent d'un environnement d'offshore médian, où sont générés les tempestites oolitiques près de la limite d'action des vagues de tempêtes (Gonzalez, 1996).

Association D : haut-fond pélagique
Cette association de faciès est constituée par une alternance d'argiles verdâtres (F15) avec des calcaires pseudonoduleux riches en ammonites (F12), associées parfois à une faune benthique (essentiellement des débris de bivalves et d'oursins). Un environnement de type haut-fond pélagique, où s'opèrent une activité biologique accentuée (abondance des ammonites) et un hydrodynamisme élevé, a été envisagé pour des niveaux similaires et de même âge dans la Méditerranée occidentale (Elmi & Ameur, 1984).

Association E : plateforme protégée
Cette association de faciès correspond aux calcaires micritiques (F13) et argiles verdâtres (F15) de la deuxième unité lithostratigraphique. Elle atteste d'un milieu de plateforme protégée au-dessous de la limite d'action des vagues, et reflète l'atténuation d'énergie hydrodynamique : les argiles se décantent et les calcaires micritiques précipitent durant les périodes qui succèdent aux tempêtes (Buatois *et al*., 2000).

Association F : haut-fond benthique
Cette dernière association de faciès est composée d'une alternance régulière d'argiles verdâtres (F15) avec des niveaux calcaires détritiques riches en bivalves, oursins, polypiers et gastéropodes (F14). Elle indique l'installation d'un milieu subrécifal assimilé à un haut-fond sur une plateforme carbonatée. Les séquences calcaires biodétritiques-argiles indiquent également des fluctuations d'énergie hydrodynamique, comme des épisodes de haute énergie (ou tempêtes) qui permettent la resédimentation du benthos accumulé durant l'arrivée d'un flux terrigène. Mais aussi des épisodes d'atténuation des courants (post-tempêtes) responsables du dépôt des particules argileuses fines par décantation, et de la prolifération de la biomasse (Jank *et al*., 2006 ; Sharafi *et al*., 2012). Dans les Monts Jura, des dépôts similaires et de même âge ont également été interprétés comme des barres internes péri-récifales (Dupraz, 1999).

6. CONCLUSION

L'étude de la formation des Argiles de Saïda dans la région de Takhemaret révèle de nouvelles données lithostratigraphiques, biostratigraphiques et sédimentologiques. Sur le plan lithostratigraphique, cette formation est subdivisée en trois unités : (1) argilo-gréseuse inférieure, (2) argilo-carbonatée et (3) argilo-gréseuse supérieure. Les niveaux à ammonites découverts permettent des corrélations biostratigraphiques avec les autres à affinité téthysienne (ouest de la France, sud de l'Espagne, nord de l'Italie et Tunisie septentrionale). Ainsi, la formation étudiée peut-être située dans l'intervalle Oxfordien moyen–Oxfordien supérieur, avec la présence des zones à Transversarium et à Bifurcatus. La limite Oxfordien moyen–Oxfordien supérieur a été mise en évidence au niveau du secteur de Beni Berdaa grâce aux espèces *Dichotomoceras bifurcatoides*, *Dichotomoceras* aff. *stenocycloides, Gregoryceras pervinquieri* et *Paraspidoceras* aff. *meriani*. Mais en absence de formes caractéristiques, la position de cette limite est incertaine dans le Djebel Brame. La comparaison avec les ammonites de la coupe d'El Abadla montre un âge plus ancien, avec la présence de la Sous-Zone à Parandieri bien datée par *Gregoryceras* gr. *ferchaudi*. Cette situation montre une hétérochronie de la base de la Formation des Argiles de Saïda, au moins à l'échelle locale. Elle est plus précoce au nord du secteur étudié.
L'étude des traces fossiles a permis d'enrichir le bilan ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda par de nouvelles découvertes. Les ichnogenres identifiés sont en majeure partie des traces de nourriture et indiquent la partie proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana*, conformément aux approches faciologiques qui révèlent un contexte de plateforme (shoreface à offshore), dont l'évolution bathymétrique est supposée comme suit :
- durant l'Oxfordien, des événements tectono-eustatiques se généralisent et couvrent l'ensemble du domaine tlemcenien oriental. Ils sont liés aux mouvements

généralisés connus dans tout l'ensemble de l'avant-pays tello-rifains (Benest *et al*., 1997). L'Oxfordien moyen est marqué par l'individualisation d'une période de flux détritique, responsable de l'homogénéisation des dépôts argilo-gréseux typiques de l'unité inférieure. Cette étape aboutit à l'instauration d'un front du delta en contexte de shoreface, en tout début d'évolution, soulignée par l'influence combinée des écoulements turbiditiques ou gravitaires, des courants tidaux et des tempêtes (Association de faciès A). Le milieu de sédimentation évolue ultérieurement vers une zone d'offshore distale à rares faunes pélagiques.

- au début de l'Oxfordien supérieur, le domaine tlemcenien acquiert les conditions favorables à la mise en place d'une plateforme carbonatée peu profonde à influence franche des tempêtes, dans la région de Takhemaret. Cette plateforme de haute énergie a été interrompue épisodiquement par des conditions hydrodynamiques à circulation restreinte (plateforme protégée = association de faciès E), responsables des dépôts à intercalations calcaires micritiques.
- cette évolution s'achève par la réinstallation d'un régime détritique enregistrant le comblement en milieu offshore médian, prédominé par les tempêtes.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail, notamment Tom Steph Hasiotis (Université de Kansas-USA) et Ricardo Melchor (CONICET-Université Nacionale de La Pampa-Argentine) qui ont déterminé les traces fossiles. Les autorités de la Wilaya de Tiaret ont facilité et aidé à l'accès des coupes dans les différents secteurs étudiés, nous les en remercions chaleureusement. Nous adressons nos plus sincères remerciements au relecteur, Alain Bonnot, pour toutes ses suggestions très utiles à la bonne mise en forme de ce travail.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aigner T. & Reineck H. E. 1982. Proximality trends in modern storm sands from the Helgland Bight (North Sea) and implications for basin analysis. *Senckenbergiana Maritima,* 14 : 183-185.

Allen J. R. L. 1973. A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of the Geological Society,* London, 129 : 537-541.

Allen J. R. L. 1984. *Sedimentary structures : their character and physical basis*. Developments in sedimentology, Amsterdam, 663 pp.

Allen J. R. L. 1985. *Principe of physical sedimentology*. Allen & Unwin Ltd, London, 272 pp.

Arnott R.W.C. 1992. Ripple cross-stratification in swaley cross stratified sandstones of the Chungo Member Mount Yamnuska, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 : 1802-1805.

Atger M. & Verdier J. 1965. Etude géologique du Plateau jurassique de Cacherou (Permis Mascara-Bedeau), bordure nord des Monts de Saïda. *Géoscience, Société Nationale de Recherche et d'Exploitation de Pétrole en Algérie*.

Augier C. 1967. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publication du Service Géologique de l'Algérie,* 34 : 47-80.

Bandel K. 1973. A new name for the ichnogenus *Cyfindrichnus* Bandel, 1967. *Journal of Paleontology*, 47 : 1002.

Bendella M., Benyoucef M., Cherif A. & Benhamou M. 2011. Ichnology and sedimentology of the Argiles de Saïda formation (Callovo-Oxfordian) of the Djebel Brame (Tiaret, Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5 : 417-425.

Benecke E.W. 1866. Ueber Trias und Jura in den Südalpen. *Geognostisch-Paläontologische Beiträge*, München, 1 : 5-203.

Benest M., Elmi S., Ouardas T., Perriaux J., Ghali M. & Benhamou M. 1995. Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge callovo-oxfordien dans le sillon intra-cratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 321 : 103-110.

Benest M., Elmi S., Ouardas T., Perriaux J. & Benhamou M. 1997. Les facteurs de contrôle de la sédimentation de

---

Planches photographiques

Pour tous les exemplaires : collection et photos A. Cherif.
Sauf mention contraire, la barre d'échelle représente 1 cm pour toutes les planches.

Planche I

Zone à Transversarium, Sous-Zone à Parandieri (région d'El Abadla).
Fig. 1-3, Fig. 5 et 6 : les spécimens sont figurés en grandeur réelle.
Fig. 1 : *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr, 1871).
Fig. 2 : *Gregoryceras* gr. *ferchaudi* Bert, 2004.
Fig. 3 : *Lissoceratoides erato* (d'Orbigny, 1850).
Fig. 4 : *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966), (barre d'échelle = 2 cm).
Fig. 5 : *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966).
Fig. 6 : *Passendorferia* gr. *tenuis* (Enay, 1966).
Fig. 7 : *Perisphinctes* sp., (barre d'échelle = 2 cm).
Fig. 8 : *Perisphinctes (Otosphinctes) siemiradzkii* Enay, 1966, (barre d'échelle = 2 cm).

Planche I



l'éventail détritique callovo-oxfordien du Nador de Tiaret sur la marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 8 : 3-17.

Benest M., Ouardas T. & Boullier A. 1998. Conditions d'installation d'un seuil corallien dans l'intervalle transgressif Oxfordien moyen et supérieur p.p. entre le bassin tellien et son avant-pays (Ouest algérien) ; implications paléographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 326 : 399-405.

Bert D. 2004. Révision, étude systématique et évolution du genre *Gregoryceras* Spath, 1924 (Ammonoidea, Oxfordien). *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Nice*, 19 : 1-183.

Bert D., Enay R. & Atrops F. 2009. Les *Gregoryceras* (Ammonitina) de l'Oxfordien moyen terminal et supérieur téthysien : révision systématique, biostratigraphie et évolution. *Geobios*, 42 : 451-493.

Bjerstedt T. W. 1987. Latest Devonian earliest Mississippian nearshore trace-fossil assemblages from West Virginia, Pennsylvania, and Maryland. *Journal of Paleontology*, 61 : 865-889.

Blair T. C. & McPherson J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64 : 450-589.

Blatt H., Middleton, G. & Murray R. 1980. *Origin of sedimentary rocks.* (2nd Eds.). Prentice, Hall, Englewood cliffs, New Jersey, 782 pp.

Bordy E.-M., Linkermann S. & Prevec R. 2011. Palaeoecological aspects of some invertebrate trace fossils from the mid- to Upper Permian Middleton Formation (Adelaide Subgroup, Beaufort Group, Karoo Supergroup), Eastern Cape, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 61 : 238-244.

Boersma J. R. 1970. Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Unpublished PhD thesis, University of Utrecht, 65 pp.

Bouma A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits : A graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

Bouterfa B. 1999. Enchaînement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les Monts de Ghar Roubane (Algérie occidentale). Mémoire de Magister, Université d'Oran, 188 pp.

Brenchley P. J. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9 : 369-396.

Brenchley P. J., Pickerill R. K. & Strombert S. G. 1993. The role of the reworking on the architecture of storm sandstone faces. Bell Island Group (Lower Ordovician). Eastern Newfound-land. *Sedimentology*, 40 : 359-382.

Brochwicz-Lewinski W. 1973. Some remarks on the origin of the Subfamily Idoceratinae Spath, 1924 (Perisphinctidae, Ammonoidea). *Acta Palaeontologica Polonica*, 18 : 299-320.

Bromley R. G. 1996. *Trace Fossils-Biology, Taphonomy and Applications*. Chapman and Hall, London, 361 pp.

Buatois L. A., Màngano M. G., Fregenal-Martfnez M. A. & de Gibert J. M. 2000. Short-term Colonization Trace-fossil Assemblages in a Carbonate Lacustrine *Konservat-Lagerstiitte* (Las Hoyas Fossil Site, Lower Cretaceous, Cuenca, Central Spain). *Facies*, 43 : 145-156.

Buckowski G. 1887. Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. *Beiträge zur Paläontologie von Oesterreich-Ungarn und des Orients*, Wien, 4 : 75-171.

Cariou E. & Hantzpergue P. 1997. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et Méditerranéen – zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production.* Elf-Aquitaine édition, Pau : 1-440.

Cecca F., Fourcade E. & Azéma J. 1992. The disappearance of the Ammonitico-Rosso. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99 : 55-70.

Ciszak R. 1993. Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Thèse de Doctorat d'Etat, Actes des Laboratoires de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université de Paul Sabatier, Toulouse, 506 pp.

Cojan I. & Renard M. 1999. *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 418 pp.

Corcoran P. L. 2008. Ordovician paleotopography as evidenced from original dips and differential compaction of dolostone and shale uncomfortably overlying Precambrian basement on Manitoulin Island, Canada. *Sedimentary Geology*, 207 : 22-33.

Dawson J. W. 1873. Impressions and footprints of aquatic animals and imitative markings on Carboniferous rocks. *American Journal of Science and Arts*, 5 : 16-24.

Delfaud J. 1973. Sur l'appartenance de certains "pseudo-flyschs" aux faciès prodeltaïques de plateforme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris, 277 : 1125-1128.

Dupraz C. 1999. *Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura*

Planche II

Zone à Transversarium, Sous-Zone à Parandieri (El Abadla), sauf Fig. 8.
Fig. 2-7 : les spécimens sont figurés en grandeur réelle.
Fig. 1 : *Phylloceras* gr. *isotypum* (Benecke, 1866), (barre d'échelle = 2 cm).
Fig. 2 : *Gregoryceras* gr. *ferchaudi* Bert, 2004.
Fig. 3 : *Taramelliceras obumbrans* (Hölder, 1955).
Fig. 4 : *Perisphinctes* sp.
Fig. 5 : *Passendorferia* gr. *tenuis* (Enay, 1966).
Fig. 6 : *Euaspidoceras oegir* (Oppel, 1863).
Fig. 7 : *Calliphylloceras cheneriense* (Munier-Chalmas, 1892, *in* Sayn & Roman, 1930).
Fig. 8 : *Liosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Schilli, Beni Berdaa, (barre d'échelle = 3 cm).

Planche II



suisse et français). Thèse, Université de Fribourg, Fribourg, 200 pp.

Ehrenberg K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschrieben Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift*, 23 : 354-359.

Elmi S. 1972. L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar-Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France.* Paris, 5 : 220-222.

Elmi S. 1976. A propos de la différentiation alpine (tellienne) en Oranie. *4e Réunion Annuelle en Sciences de la Terre, Société Géologique de France.* Paris, 160 pp.

Elmi S. 1981a. Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux : essai de synthèse. *In :* Farinacci A. & Elmi S. (Eds). *Rosso-Ammonitico Symposium Production.* Tecnoscienza (Edition), Roma, 233-249.

Elmi S. 1981b. Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. *In :* Farinacci A. & Elmi S. (Eds). *Rosso-Ammonitico Symposium Production.* Tecnoscienza (Edition), Roma, 251-299.

Elmi S. & Ameur M. 1984. Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Geologica Rom*, 23 : 13-22.

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 Jaques Flandrin. *Documents des Laboratoires de Géologie*, Lyon, 4 : 203-262.

Emmons E. 1844. *The Taconic System Based on Observations in New-York, Massachusetts, Maine, Vermont, and Rhode-Island*. Caroll and Cook, Albany, 63 pp.

Enay R. 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique. *Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle*, Lyon, France, 8(2) : 323 pp.

Favre E. 1875. Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse,* Genève, 79 pp.

Fözy I. & Meléndez G. 1996. Oxfordian ammonites from Hungary. *In :* Riccardi A. (Eds). Advances in Jurassic Research. *GeoResearch Forum*, 1-2 : 187-194.

Gonzalez R. 1996. Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations : Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. *Sedimentary Geology*, 102 : 111-130.

Guillocheau F. 1983. Les dépôts de tempêtes – le modèle de l'Ordovicien moyen ouest armoricain. Thèse 3° Cycle, Université Bretagne Occidentale, Brest, France, 223 pp.

Hall J. 1847. *Palaeontology of New York. State of New York*. Van Benthuysen, Albany, 338 pp.

Hamoumi N. 1988. La plateforme ordovicienne du Maroc : dynamique des ensembles sédimentaires. Thèse ès-Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 192 p.

Hantzpergue P. & Branger P. 1992. L'ichnogenre *Paleodictyon* dans les dépôts néritiques de l'Oxfordien supérieur nord aquitain (France). *Geobios*, 25 : 105-205.

Harms J. C. 1975. Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. *In :* Harms J. C., Southard J. B., Spearing D. R. & Walker R. G. (Eds). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences. *Society of Economic Palaeontologists Mineralogists, short course notes,* 2 : 81-102.

Heer O. 1877. *Flora Fossil's Helvetiae*. Die vorweltliche Flora der Schweiz, 182 pp.

Heward A. P. 1981. A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth-Science Reviews*. Amsterdam, 17 : 223-276.

Hitchcock E. 1858. *Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut Valley, especially its footprints*. W. White (Boston), 220 pp.

Hölder H. 1955. Die Ammoniten-Gattung *Taramelliceras* (Südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm). Morphologische und Taxonomische studien an *Ammonites flexuosus* Buch (Oppeliidae). Thèse de 3e cycle, Université de Dijon, France, 601 pp.

Jank M., Wetzel A. & Meyer C. A. 2006. Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian) : closing the gap between the Boreal and Tethian realm in Western Europe. *Facies*, 52 : 487-519.

Johnstone P. D., Mustard P. S. & MacEachern J. A. 2006. The basal unconformity of the Nanaimo Group, southwestern British Columbia : a Late Cretaceous storm-swept rocky shoreline. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43 : 1165-1181.

Planche III

Fig. 1 et 2 : barre d'échelle = 3 cm ; Fig. 3-9 : barre d'échelle = 2 cm.

Fig. 1 : *Subdiscosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Beni Berdaa.

Fig. 2 : *Subdiscosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Beni Berdaa.

Fig. 3 : *Subdiscosphinctes* gr. *schilli* (Oppel, 1863), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Schilli ou Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Djebel Brame.

Fig. 4 : *Subdiscosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Beni Berdaa.

Fig. 5 : *Subdiscusphinctes* gr. *kreutzi* (Siemiradzki, 1891)/*lucingae* (Favre, 1875), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Schilli ou Sous-Zone à Rotoides, Beni Berdaa.

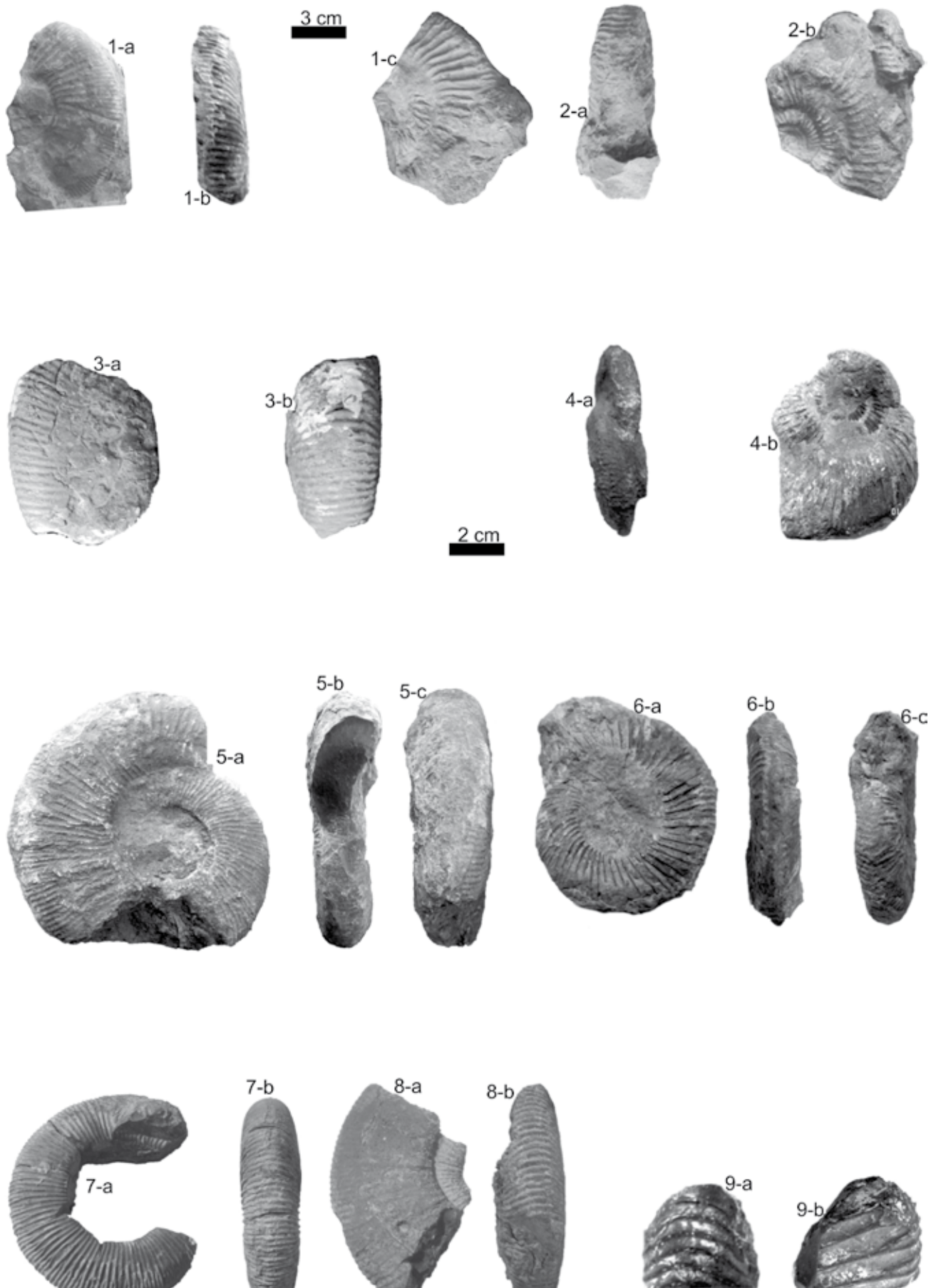
Fig. 6 : *Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966, Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides ou Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Beni Berdaa.

Fig. 7 : *Dichotomosphinctes* aff. *wartae* (Buckowski, 1887), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Oum El Alou.

Fig. 8 : *Subdiscosphinctes* aff. *luncingae* (Favre, 1875), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Oum El Alou.

Fig. 9 : *Dichotomosphinctes* aff. *wartae* (Buckowski, 1887), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Djebel Brame.

Planche III



Jutras P., Ryan R. J. & Fitzgerald R. 2006. Gradual encroachment of a rocky shoreline by an invasive sea during the Mississippian at the southeastern margin of the Maritimes Basin, Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43 : 1183-1204.

Ksiazkiewicz M. 1958. Stratigrafia serii magurskiej w Beskidzie Oerednim Oerednim. Panstwowy Insti. *Geological Bulletin,* 153 : 43-96.

Lecki D. A. & Krystinik L. F. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59 : 862-870.

Lowe D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22 : 157-204.

Lowe D. R. 1982. Sediment gravity flows : II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 : 279-297.

Lubeseder S., Redfern J. & Boutib L. 2009. Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 215 : 13-32.

Lucas G. 1942. Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Roubane et de Sidi el Abed. *Bulletin du Service Géologique. Carte géologique*. Alger, 16 : 539 pp.

Lucas G. 1952. Bordure nord des Hautes-Plaines dans l'Algérie occidentale – *XIX^e Congrès International de Géologie, Alger (Monographie Régional., série 1)*, 21 : 139 pp.

Lundgren B. 1891. Studier öfver fossilförande lösa blok. *Geologiska Föreningens.* Stockholm Förhandl, 13 : 111-121.

MacEachern J. A., Zaitlin B. A. & Pemberton S. G. 1999. A sharp based sandstone succession of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada : criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 6 : 876-892.

MacEachern J. A., Bann K. L., Pemberton S. G. & Gingras M. K. 2007. The ichnofacies paradigm : high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. *In :* MacEachern J.A., Bann K. L., Gingras M. K. & Pemberton S.G. (Eds). Applied Ichnology : *Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, 52 : 27-64.

Mángano G. M. & Buatois L. 1996. Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting : the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 105 : 63-90.

Mangold C., Elmi S. & Benest M. 1974. Les Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie) : âge et milieu de dépôt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* Paris, 279 : 137-140.

Männil R.M. 1966. Overtikalnykh norkakh zaryvaniya v Ordovikskikh izvestiyakakh Pribaltiki. Organizm i sreda v geologicheskom proshlom. *Akademiya Nauk SSSR*, *Palaeontologicheskiy Institut*, 200-207.

Mayoral E., Ledesma-Vazquez J., Baarli B.G., Santos A., Ramalho R., Cachão M., Da Silva C. M. & Johnson M. E. 2013. Ichnology in oceanic islands ; case studies from the Cape Verde Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 381-382 : 47-66.

M'Coy F. 1850. On some genera and species of Silurian Radiata in the collection of the University of Cambridge. *Annales and Magazine of Natural History*, 6 : 270-290.

M'Coy F. 1851. On some new Silurian Mollusca. *Annals and Magazine of Natural History, including Zoology, Botany and Geology,* 77 : 45-63.

McCubbin D. G. 1982. Barrier-island and strand-plain facies. *In :* Scholle P.A. & Spearing D. (Eds.). Sandstone depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 31 : 247-258.

McLeay W.S. 1839. Note on the Annelida. *In :* Murchinson R. I. *The Silurian system.* Part II. Organic Remains. John Murray, London, 699-701.

Molina J. M., Ruiz-Ortiz P. A. & Vera J. A. 1997. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedimentary Geology,* 109 : 95-109.

Monaco P. 1994. Hummocky cross-stratifications and trace fossils in the Middle Toarcian of some sequences of Umbria-Marche Apennines. 3^e Symposium International de Stratigraphie du Jurassique, Poitiers, 20-29 Sept, 1991. *Geobios*, 17 : 679-688.

Munier-Chalmas C. 1892. Sur la possibilité d'admettre un dimorphisme sexuel chez les Ammonitidés. *Comptes-Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de France*, Paris, (3^e série), 14 : 20-24.

Myrow P. M. & Southard J. B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66 : 875-887.

Neumayr M. 1871. Jurastudien 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen geologischen Reichsanstalt*, 21 : 297-378.

Nicholson H. A. 1873. Contributions of the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock. *Proceeding of the Royal Society of London*, 21 : 288-290.

Nottvedt A. & Kreisa R. D. 1987. Model for the combined flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15 : 257-361.

Ogston A. S., Cacchine D. A., Sternberg R.W. & Kineke G. C. 2000. Observations of storm and river flood-driven sediment transport on the northern California continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20 : 2141-2162.

Planche IV

Fig. 1-3, 5 et 6 : barre d'échelle = 2 cm.

Fig. 1 : *Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966, Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Beni Berdaa.

Fig. 2 : *Dichotomoceras bifurcatoides* (Enay, 1966), Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Beni Berdaa.

Fig. 3 : *Subdiscosphinctes* sp. Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Beni Berdaa.

Fig. 4 : *Passendorferia* sp. ?, Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Djebel Brame (barre d'échelle = 1 cm).

Fig. 5 : *Gregoryceras pervinquieri* (Spath, 1913), Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Oum El Alou.

Fig. 6 : *Passendorferia* gr. *ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973 / *teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973, Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Grossouvrei, Djebel Brame.

Planche IV



Oppel A. 1863. III- Über jurassische Cephalopoden : *Paleontologische Mittheilungen aus dem Museum des Koeniglischen Bayerischen Staates*, Stuttgart, 127-266.

D'Orbigny A. 1850. *Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés*, Ed. Masson, Paris, 432 pp.

Orton G. J. & Reading H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40 : 475- 512.

Pattison S. A. J. 2005. Storm-influenced prodelta turbidite complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, U.S.A : implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research*, 75 : 420-439.

Payros A., Astibia H., Cearreta A., Pereda-Suberbiola X., Murelaga X. & Badiola A. 2000. The Upper Eocene South Pyrenean Coastal Deposits (Liedena Sandstone, Navarre) : Sedimentary Facies, Benthic Foraminifera and Avian Ichnology. *Facies*, 42 : 107-132.

Pemberton S. G. & Frey R. W. 1984. Quantitative methods in ichnology : spatial distribution among populations. *Lethaia*, 17 : 33-49.

Pemberton S. G., MacEarchern J. A. & Ranger M. J. 1992. Ichnology and event stratigraphy : the use of trace fossils in recognizing tempestites. *In :* Pemberton S.G. (Eds.). Applications of Ichnology to Petroleum Exploration : A Core Workshop : SEPM, *Core Workshop*, 17 : 85-118.

Pickering K. T., Hiscott R. N. & Hein F. J. 1989. *Deep marine environments : clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman, London, 416 pp.

Pickering K. T., Stow D. A. V., Watson M. & Hiscott R. N. 1986. Deep-water facies, processes and models : a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 22 : 75-174.

Prantl F. 1946. Two new problematic trails from the Ordovician of Bohemia. *Académie Tchèque des Sciences, Bulletin International, Classe des Sciences Mathématiques, Naturelles et de la Médecine*, 46 : 49-59.

Prior D. B & Bornhold B. D. 1990. The underwater development of Holocene fan deltas. *In* : Colella A., Prior D. B. (Eds). Coarse-Grained Deltas. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 10 : 75-90.

Rossetti D. F. 1997. Internal architecture of mixed tide- and storm- influenced deposits : an example from the Alcantara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 114 : 163-188.

Sapunov L. G. 1973. Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des Hauts-Plateaux (Algérie). *Bulletin du Service de Carte Géologique de l'Algérie*, Alger, 44 : 101-137.

Seilacher A. 1953. Studien zur Palichnologie 2. Die fossilien Ruhespuren (Cubichnia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen, 98 : 87-124.

Seilacher A. 1960. Lebensspuren als Leitfossilien. *Geologische Rundschau* Stuttgart, 49 : 41-50.

Sayn G. & Roman F. 1930. Etudes sur le Callovien de la vallée du Rhône. II Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon,* 14 : 166-256.

Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s) : deep-water processes and facies models- a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17 : 285-342.

Sharafi M., Ashuri M., Mahboubi A. & Moussavi-Harami R. 2012. Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21 : 202-216.

Siemiradzki J. Von. 1891. Fossil fauna of Oxfordian and Kimmeridgian strata of the Cracow region and adjoining parts of the Polish Kingdom. *Pamietnik Wydziatu, matematyczno- przyrodniczego Akademii Umiejetnosci w Krakowie*, 18 : 1-91.

Siemiradzki J. 1898-1899. Monographische Beschreibung der Ammonitengattung *Perisphinctes*. *Palaeontographica*, Stuttgart, 45 : 69-352.

Spath L. F. 1913. On Jurassic Ammonites from Jebel Zaghuan (Tunisia). *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 69 : 540-580.

Sternberg K. & Von Graf M. 1833. Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. *Johann Spurny,* Prague, 5-6 : 1-80.

Stow D. A. V & Johansson M. 2000. Deep-water massive sands : nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, 17 : 145-174.

Traykovski P., Geyer W. R., Irish J. D. & Lynch J. F. 2000. The role of wave-induced density driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. Continental Shelf Research, 20 : 2113-2140.

Vera J. A. & Molina J. M. 1998. Shallowing-upward cycles in pelagic troughs (Upper Jurassic, Subbetic, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 119 : 103-121.

Vossler S. M. & Pemberton S. G. 1989. Ichnology and paleoecology of offshore siliciclastic deposits in the Cardium Formation (Turonian, Alberta, Canada). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74 : 217-239.

Young F. G. 1972. Early Cambrian and older trace fossils from the Southern Cordillera of Canada : *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9 : 1-17.

Yagishita K. 1994. Planar cross-bedding associated with rip currents of upper Cretaceous formation, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 78 : 155-163.

Zenker J. C. 1836. *Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders*. *In :* Zenker J. C. (Ed.). Naturwissen-schaftlicher und medicinischer Beziehung. Wackenhoder, Jena, 338 pp.