

Environnements sédimentaires de la Saoura-Ougarta (Sahara Nord-Ouest, Algérie) au Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur *pro parte*-Emsien)

Abdelkader OUALI MEHADJI
Khiredine Fayçal Tewfik ATIF
Boumediene BOUTERFA

Laboratoire de Paléontologie stratigraphique et paléo-environnements,
Université d'Oran, boîte postale 1524,
El-M'naouer 31000 Oran (Algérie)
oualimeha@gmail.com

Jean-Pierre NICOLLIN

Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS Techniques, ISA,
UMR 8157 du CNRS, 48 boulevard Vauban, F-59046 Lille cedex (France)

Fatima Zohra BESSEGHIER

Laboratoire de Paléontologie stratigraphique et paléo-environnements,
Université d'Oran, boîte postale 1524,
El-M'naouer 31000 Oran (Algérie)

Ouali Mehadjji A., Atif K. F. T., Bouterfa B., Nicollin J.-P. & Besseghier F. Z. 2011. — Environnements sédimentaires de la Saoura-Ougarta (Sahara Nord-Ouest, Algérie) au Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur *pro parte*-Emsien). *Geodiversitas* 33 (4): 553-580. DOI: 10.5252/g2011n4a2.

RÉSUMÉ

Le Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur *pro parte* à Emsien) de la Saoura-Ougarta offre un exemple de sédimentation mixte de plateforme siliciclastique-carbonatée, dominée par des argiles à intercalations de barres de grès et tempestites calcaires (Formation du Dkhissa) à faune benthique, et d'ensembles argilo-gréseux à épisodes calcaires (Formation du Teferguenite). Les faciès identifiés permettent de reconnaître la séquence-type qui traduit une rétrogradation suivie d'une progradation. Chaque séquence montre une évolution depuis l'offshore jusqu'au shoreface (membre inférieur), puis de l'offshore jusqu'au foreshore vers le haut (membre supérieur) où s'intercalent quelques niveaux calcaires à litages obliques en creux et à empâtements stromatolithiques. Au-dessus, la Formation

MOTS CLÉS
 Dévonien,
 Saoura-Ougarta,
 tempestites,
 Formation du Dkhissa,
 Formation Teferguenite,
 séquences,
 cycles,
 « régression forcée ».

KEY WORDS
 Devonian,
 Saoura-Ougarta,
 tempestites,
 Dkhissa Formation,
 Teferguenite Formation,
 forced regression,
 cycles.

du Teferguenite comporte trois épisodes calcaires (barres A, B et C) qui reflètent des changements brutaux des conditions environnementales avec sédimentation sur une rampe carbonatée, dans sa position médiane, interdigitée de phases siliciclastiques. Ces barres calcaires traduisent, dans la Saoura-Ougarta, trois épisodes transgressifs rapides intercalés de phases siliciclastiques en haut niveau marin. La dynamique sédimentaire est largement dominée par celle des tempêtes ; aucune influence continentale directe (fluviale) n'a été détectée. L'analyse séquentielle montre que chaque épisode calcaire de la Formation du Dkhissa correspond à des tempestites ; en revanche, les barres calcaires de la Formation du Teferguenite reflètent des variations eustatiques. Pour la première fois, les cycles T-R (Ld1, Ld2, Ld3, Ld4 et Md1), tectono-eustatiques, ont été définis et corrélés à des événements régionaux placés dans un cadre paléogéographique de la plate-forme occidentale saharienne. Enfin, en intégrant les données régionales, nous remarquons que les épisodes transgressifs (barres A, B et C), de la Formation de Teferguenite, coïncident avec une phase d'émersion dans l'Ahnet, correspondant à ce qu'Elmi (1990) a qualifié de loi ou « effet Haug » pour une telle évolution. Ces dépôts de la Formation du Teferguenite s'inscrivent dans une dynamique de type « régression forcée » concomitante à une exondation sur la bordure nord du craton ouest africain (Ahnet-Bled el Massaxe Foum Belrem).

ABSTRACT

Lower Devonian (Lochkovian pro parte-Emsian) sedimentary environments of the Saoura-Ougarta (North-Western Sahara, Algeria).

The lower Devonian (Upper Lochkovien to Emsian) rocks of the Saoura-Ougarta offers an example of mud-dominated platform with sandstone and limestone tempestites (Dkhissa Formation) bearing benthic fauna, and shales-sandstones beds with limestone episodes (Teferguenite Formation). The facies successions show retrogradational and progradational trends with an evolution from the offshore transition to shoreface (lower member) and from offshore transition to foreshore (upper member) with some carbonate intercalations with SCS structures and stromatolithic crusts. At the base of the Teferguenite Formation, the limestone episodes (A, B and C bars) reflect brutal change of the environmental conditions with sedimentation on carbonate ramp, in its mid position, interfingering with siliciclastics phases. They represent, in the Saoura-Ougarta, rapid transgressive episodes alternating with siliciclastics phases in high marine level. The sedimentary dynamic is largely dominated by storms without any direct continental influence (fluvial) ruling out previous deltaic environment interpretation in the lower Devonian of the Saoura-Ougarta. Our analysis shows that each limestone episode of the Dkhissa Formation corresponds to the tempestites while the limestone bars of the Teferguenite Formation may reflect eustatic variations. For the first time, we define tectono-eustatic T-R cycles (Ld1, Ld2, Ld3, Ld4 and Md1) which correlate with regional events on of the Saharan Western platform. Finally, when we integrate regional data, we remark that the transgressive episodes (bars A, B and C) of the Teferguenite formation, coincides with regional emersion in the Ahnet. Corresponding to what Elmi (1990) called "Haug effect" ("effet Haug") for a same dynamic when the basin (here the Saoura) is in deepening regime and the platform (north border of the Touarg shield) shows exondation (transect Ahnet-Bed el Mass and foum Belrem ridge).

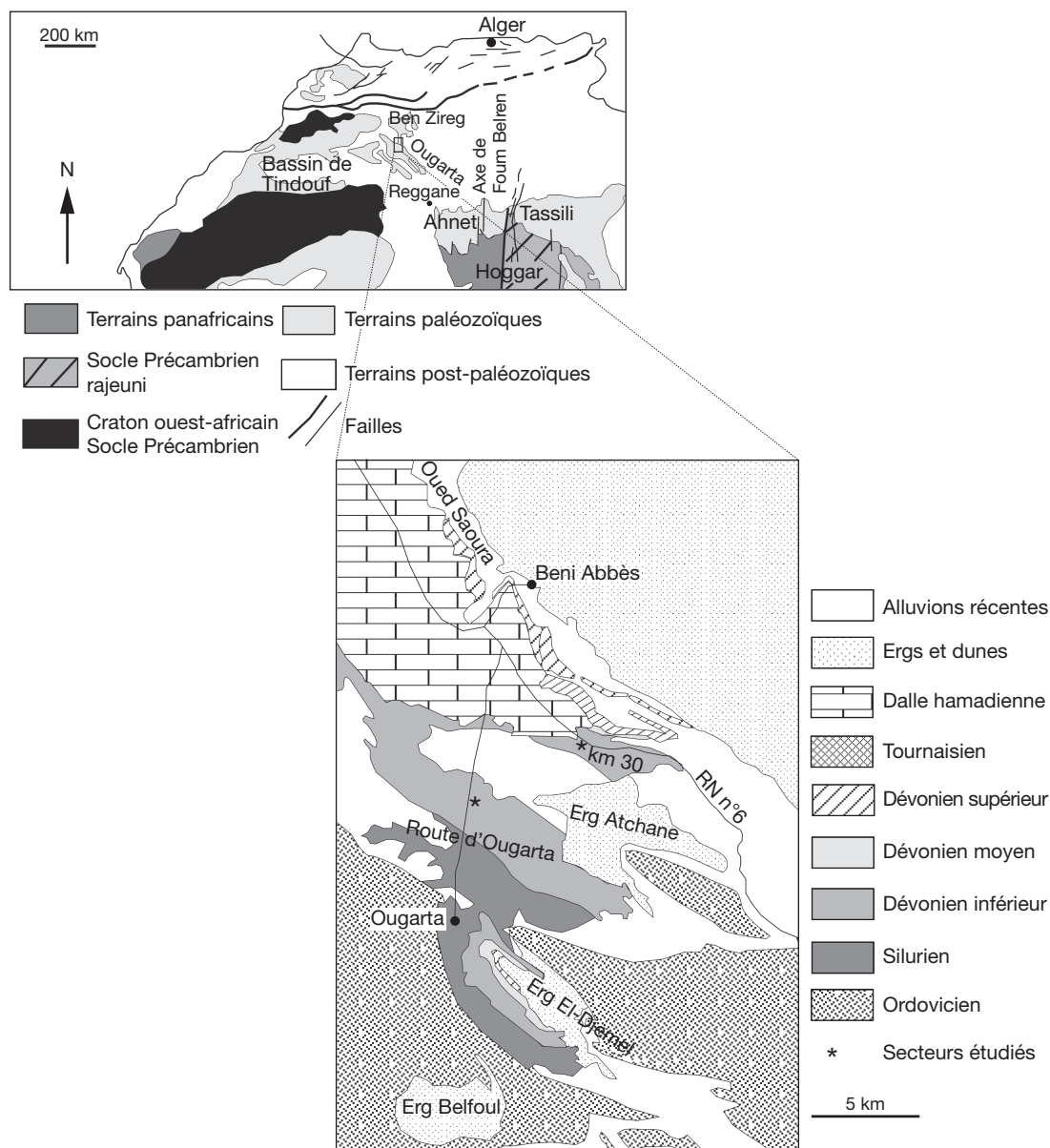


FIG. 1. — Localisation des secteurs étudiés dans la Saoura-Ougarta (extrait de la carte géologique de l'Ougarta au 1/500 000).

INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE

Au sud des derniers reliefs atlasiques d'origine alpine, se dressent les chaînes paléozoïques sahariennes, structurées par la phase stéphano-autunienne de

l'orogénèse hercynienne (Fabre 1976, 2005). Les monts d'Ougarta, scindés en deux faisceaux, offrent dans celui de la Saoura (Fig. 1), des affleurements dévoniens à accès faciles d'où les nombreuses études (Menchikoff 1930, 1932, 1933, 1936; Le Maître

1952; Alimen *et al.* 1952; Petter 1959; Bastien 1967; Legrand 1967, 1968, 1981, 1983; Göddertz 1987; Boumendjel *et al.* 1997; Paris *et al.* 1997; Ouali Mehadjji *et al.* 2004) où les problèmes lithostratigraphiques et biostratigraphiques ont été détaillés.

Actuellement, la succession lithostratigraphique type du Dévonien inférieur de la Saoura comprend quatre formations : Zeimlet, Saheb el Djir, Dkhissa et Teferguenite.

La dynamique sédimentaire et l'évolution verticale des faciès des formations du Dkhissa et de Teferguenite n'ont pas été abordées précédemment, hormis le travail de Bastien (1967), qui a déterminé les conditions hydrodynamiques (actions des vagues et des houles) qui ont prévalu lors de la sédimentation et ceux de Delfaud (1974) et Fabre (1976; 2005) qui ont proposé un environnement prodeltaïque, et un caractère de « pseudoflyshs » pour la Formation du Dkhissa. Aucune autre étude sur les environnements de dépôts des formations du Dévonien inférieur de la Saoura-Ougarta n'a été publiée depuis.

Par ailleurs, le travail de Beuf *et al.* (1971), dont une partie est consacrée aux environnements de dépôt du Dévonien inférieur du Tassili (environ 700 km au sud de la Saoura), a fortement influencé les interprétations en terme de milieux de dépôt. C'est ainsi que certains travaux non publiés (mémoires et thèses de magisters des universités d'Oran et d'Alger comme Maâche [1987]) ont généralisé cet environnement deltaïque à toute la plateforme saharienne sur la base du caractère siliciclastique des dépôts, et la présence d'environnements fluviatiles dans le Tassili. En outre, le caractère mixte de la sédimentation (siliciclastique-calcaire) des formations (Dkhissa et Teferguenite) mérite une analyse pour comprendre la dynamique sédimentaire durant le Dévonien inférieur de cette région saharienne.

À la lumière de nouvelles observations de terrain, notamment dans les coupes du « km 30 » et celle de la « Route d'Ougarta » (RO), nous avons interprété les environnements de dépôt, la dynamique sédimentaire et les séquences de dépôt transgressif-régressif (T-R) de 3^e ordre des formations du Dkhissa et du Teferguenite. Les séquences T-R ont été hiérarchisées en cycles d'ordre inférieur (2^e ordre), couvrant le Lochkovien supérieur (*pro arte*), le Praguien et l'Emsien.

MÉTHODES D'ÉTUDE ET CONCEPTS UTILISÉS

Les descriptions lithostratigraphiques ont été largement traitées par Menchikoff (1930), Alimen *et al.* (1952), Le Maître (1952), Legrand (1967) et Boumendjel *et al.* (1997). Nous présentons ici un bref aperçu sur l'aspect lithostratigraphique des formations étudiées (Dkhissa et Teferguenite) tout en positionnant les brachiopodes récoltés dans leurs niveaux d'occurrences.

L'analyse des faciès rencontrés dans les terrains du Dévonien inférieur de la Saoura-Ougarta est basée sur la nature lithologique, le contenu biologique, la qualité granulométrique (fin, moyen, grossier), la stratonomie (géométrie, extension, épaisseur des bancs) et l'organisation interne des litages. Chaque faciès est ensuite interprété selon les conditions hydrodynamiques responsables de sa mise en place, et leurs associations reflètent l'environnement de leurs dépôts.

La stratigraphie séquentielle est appliquée ici selon le concept des séquences « Transgressive-Regressive » (séquence T-R) (Johnson & Murphy 1984; Johnson *et al.* 1985; Embry & Johannessen 1992; Catuneanu *et al.* 2009). Chaque séquence constitue une unité de dépôt orchestrée entre le début d'une transgression et le début d'une nouvelle autre transgression de même ordre. Cette séquence est encadrée par deux discontinuités correspondant à la surface de maximum régressif (MRS). Ce découpage est très aisé dans un contexte de sédimentation en plateforme peu profonde.

La surface du maximum d'inondation (MFS) est repérée arbitrairement sous les premières décharges de vagues (permanentes ou de tempêtes) illustrant donc un changement du mécanisme de la rétrogradation (faciès boueux de l'offshore à offshore transition) vers la progradation (faciès granulaire à structures de vagues permanentes et de vagues de tempêtes du shoreface et foreshore). L'empilement des séquences conduit au cycle supérieur (d'ordre inférieur). Le contraste lithologique, dans la Formation du Dkhissa, entre le faciès rétrogradant et les faciès progradant permet de distinguer des combes argileuses du cortège transgressif (CT) et des crêtes sablo-calcaires du cortège régressif (CR). L'application de ce concept, au Dévonien inférieur

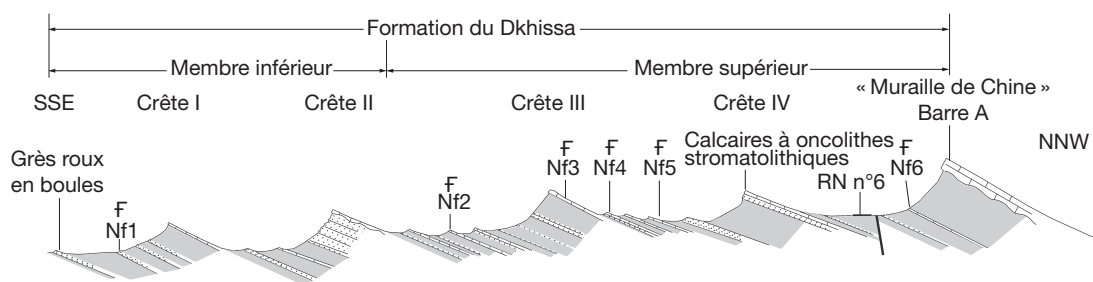


Fig. 2. — Coupe-paysage représentant la Formation du Dkhissa au « km 30 ». F, faune.

de la Saoura-Ougarta, est aisé dans la mesure où le paysage montre souvent un ensemble de crêtes à faibles élévations : 1) l'éloignement des crêtes, dans le paysage, permet de repérer des phases de rétrogradation dominantes et donc les cortèges transgressifs, alors que 2) le rapprochement et le développement en épaisseur des crêtes, grésocalcaires, illustrent une prédominance des phases de progradation dans un cortège régressif.

Nous avons ensuite regroupé les séquences en cycles transgressifs-régressifs (cycles T-R) en fonction des grandes tendances de la dynamique sédimentaire. Les MFS n'étant généralement pas marquées physiquement, nous avons défini les cycles eustatiques par les surfaces de maximum régressif (MRS) qui sont bien marquées puisque souvent confondues avec les sommets des crêtes (et confondues aussi avec les surfaces de première inondation).

Enfin, pour l'interprétation à l'échelle régionale, nous intégrons des données non présentées ici, mais signalées par des travaux antérieurs (Meyendorff, 1938, 1939 ; Legrand 1968 ; Biju-Duval *et al.* 1968) et par des observations personnelles.

La Formation du Teferguénite montre trois épisodes calcaires assimilés donc ici à des épisodes transgressifs (CT) intercalés par des phases siliciclastiques régressives. Ainsi, selon Schlager (1992) et Catuneanu *et al.* (2009), les épisodes calcaires surmontés par les ensembles argilo-gréseux sont séparés par des surfaces d'inondations (Drowning unconformities). Elles séparent des carbonates, en phase de transgression rapide, des dépôts siliciclastiques en haut niveau marin (HST). Ces épisodes calcaires ne se rencontrent que dans la Saoura-Ougarta. De ce fait, leur interprétation à l'échelle

régionale sera réexaminée dans la dernière partie de ce travail (interprétation régionale).

Les environnements sédimentaires correspondent aux subdivisions et caractéristiques établies par Bourgeois & Leithold (1984) et Reading & Collinson (1996). Les alternances argilo-gréseuses à intercalations calcaires (du Dkhissa et du Teferguénite) reflètent une évolution verticale des environnements qui exprime une récurrence de séquences progradantes. Elles traduisent, à notre avis, une simple progradation (de la ligne de rivage) sans système deltaïque (non-deltaic siliciclastic coasts de Reading & Collinson 1996) où les barres sableuses à faune benthique (polypiers, crinoïdes et brachiopodes) et parfois nectobenthique (orthocères) correspondraient à des barres sableuses submergées (« submerged sandbar ») baignant dans les argiles d'offshore.

ABRÉVIATIONS

Environnements

Fsh	estran (foreshore) ;
Offs	large (offshore) ;
Oft	zone de transition (offshore transition) ;
Rdist	rampe distale ;
Rmy	rampe moyenne ;
Rpr	rampe proximale ;
Shf	avant-plage (shoreface).

Cycles T-R 2^e et 3^e ordres

BSFR	basal surface of forced regression (surface basale de regression forcée) ;
Cc	correlative conformity (conformité corrélative) ;
CT	cortège transgressif ;
CR	cortège régressif ;
FSST	falling stage system tract (cortège de chute du niveau marin) ;
HST	high system tract (cortège de haut niveau) ;

Ld	cycle de 3 ^e ordre du Dévonien inférieur;
½Ld	demi-cycle, phase régressive du Dévonien inférieur;
Lst	low system tract (cortège de bas niveau);
MD	cycle de 3 ^e ordre du Dévonien moyen;
MFS	surface de maximum d'inondation de 2 ^e ordre;
mfs	surface de maximum d'inondation de 3 ^e ordre;
MRS	surface de maximum régressif de 2 ^e ordre;
mrs	surface de maximum régressif de 3 ^e ordre;
RS	séquence régressive;
SU	surface d'émersion;
TST	cortège transgressif;
TS	séquence transgressive.

Faciès et structures

Arg.v	argilites vertes;
Arg.oc	argilites ocre;
Cb.h	calcaires bioclastiques grainstone à packstone à litage et stratification horizontales;
Cb.hcs	calcaires bioclastiques à litages obliques en mamelons;
Cb.lh	calcaires bioclastiques à litage et stratification horizontaux;
Cb.los	calcaires bioclastiques à litages obliques sigmoidaux;
Cb.m	calcaire bioclastique en bancs massifs;
Cb.scs	calcaires bioclastiques à litage oblique en creux;
Cp.m-w	calcaires micritiques en plaquettes à texture mudstone à wackestone;
FBV	niveau à faune benthique variée;
Gf	grès en feuillets;
G.fb	grès à stratification madrée;
G.hcs	grès à litages obliques mamelonnés;
G.lh	grès à litage horizontal;
G.lr	grès à litages de rides;
Gp.hcs	grès en plaquettes à litages obliques mamelonnés;
Gp.lr	grès en plaquettes à litages de rides;
Gx	grès à litages entrecroisés;
mi	paillettes de micas;
Sf	silts en feuillets;
Sp	silts en plaquettes;
Sp.fb	silts en plaquettes à flaser bedding;
Sp.lr	silts en plaquettes à litages de rides.

LITHOSTRATIGRAPHIE ET ÂGES

LA FORMATION DU DKHISSA (270 m)

AU SECTEUR DU « KM 30 » (FIG. 2)

Cette formation débute, dans la coupe du « km 30 », par un niveau de 0,40 m de grès roux en boules de taille décimétrique (0,30 à 0,40) (Fig. 3A). Le sommet de cette formation correspond à une sur-

face légèrement ondulée (surface d'érosion) sous la barre A (Fig. 3B).

Ce niveau de grès roux correspondrait aux niveaux Dk 48 et Lk 1 de Boumendjel *et al.* (1997) et Paris *et al.* (1997). Notons que Dk 48 se trouve à une cinquantaine de mètres au-dessus de Dk 35 (base du Dkhissa selon Paris *et al.* [1997]). La base de la Formation du Dkhissa dans la coupe du « km 30 » est du Lochkovien supérieur (Legrand 1967, 1981, 1983; Paris *et al.* 1997).

Legrand (1967) distingue trois membres (inférieur, moyen et supérieur). Boumendjel *et al.* (1997) proposent aussi trois membres mais avec des limites différentes.

Pour notre part, nous ne distinguons que deux membres; un membre inférieur argilo-gréseux (72 m) et un membre supérieur argilo-gréso-calcaire (198 m). Il est possible qu'une petite partie du membre inférieur *sensu* Boumendjel *et al.* (1997) n'affleure pas dans ce secteur, ou qu'elle soit couverte par les alluvions.

Membre inférieur (72 m)

Ce membre s'étend du niveau des grès roux en boules jusqu'au sommet de la crête II (sous la barre de calcaire gris) (Fig. 2).

Il correspond à une alternance argilo-gréseuse à quelques fines intercalations calcaires (0,05 à 0,10 m). Dans les combes argileuses, sont intercalées des passées de silts et ou des plaquettes de grès fin micacés (Fig. 3C). Les argilites chloriteuses dont l'épaisseur varie de 0,50 à 35 m forment de grandes combes.

Les niveaux gréseux se présentent en fines intercalations (0,05 à 0,10 m) ou en bancs assez épais de 0,60 m formant une barre de 8,00 m (crête II). Ces grès montrent souvent des structures de type HCS (Fig. 3D) et/ou des passées lumachelliques. Certains niveaux gréseux développent des litages de rides (Fig. 3E) de courant au sommet.

Un banc de grès calcaire (Fig. 2[Nf1]) situé sous la crête I a livré *Cleistopora geometrica* (Le Maître, 1952).

Membre supérieur (198 m)

Il commence à partir du sommet de la crête II, coiffée par un banc de calcaire à entroques de 0,80 m d'épaisseur, roux en surface et gris à la cassure, à

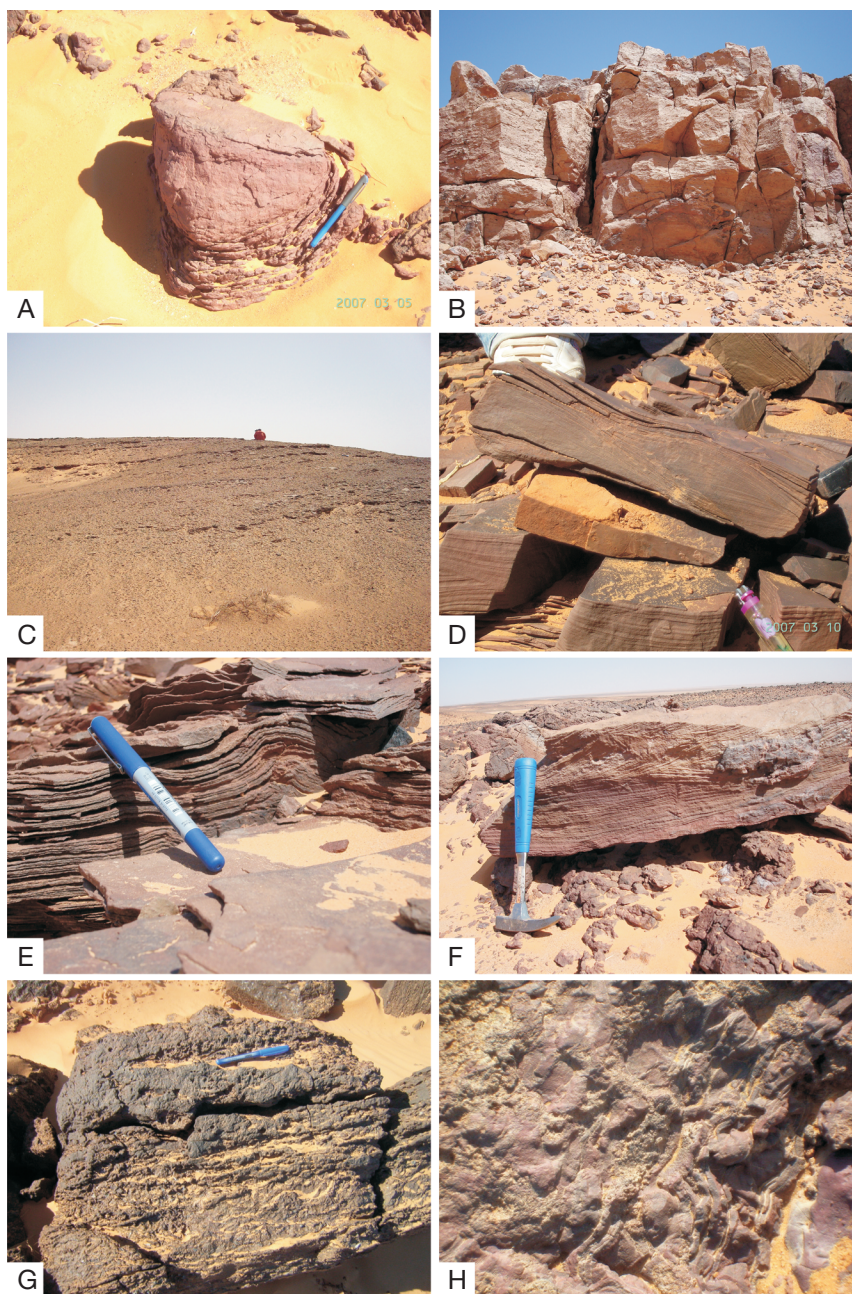


FIG. 3. — **A**, grès roux en boules (Formation du Dkhissa, « km 30 »); **B**, barre A (Fm. du Teferguenite, « km 30 »); **C**, argiles à passées de silts en feuillets ou en plaquettes avec parfois des grès fins en plaquettes à litages de rides; **D**, grès à litages obliques en mamelons (faciès G.hcs) (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **E**, grès à litages de rides (faciès G.lr) (Fm. Dkhissa, Route d'Ougarta); **F**, calcaires bioclastiques à litage oblique en creux (faciès Cb.scs) à la base, et litages obliques sigmoïdaux (faciès Cb.los) au milieu et enfin litages de rides au sommet (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **G**, calcaires à empâtements stromatolithiques (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **H**, laminations stromatolithiques dégradées (dessiccation) (Fm. du Dkhissa, « km 30 »).

litages obliques en creux (SCS), litages obliques sigmoïdaux et litages de rides au sommet (Fig. 3F); certaines surfaces de troncature sont soulignées par des encroûtements stromatolithiques (Fig. 3G). Le sommet de ce membre correspond à une surface d'érosion à micro-ravinements sous la barre A.

Un banc calcaire (Fig. 2[Nf2]) situé entre les crêtes II et III, a livré quelques exemplaires de *Brachyspirifer* (*Torosospirifer*) *rousseaui* (Rouault, 1846). Le banc de calcaire massif de la crête III (Fig. 2[Nf3]) contient *Euryspirifer africanus* Jansen, 2001. Une autre barre de calcaire se développe au revers de cette crête où une lumachelle (Fig. 2[Nf4]) contient *Rhenorensselesia demarathia* Simpson, 1940, *Rensselesia elongata* (Conrad, 1839), *Euryspirifer africanus* et *Hexarthyrus undata* (Defrance, 1828).

Après une alternance argilo-grésocalcaire, un autre banc (0,80 m), lumachelique (Fig. 2[Nf5]), contient *Rensselesia elongata* et *Meganteris inornata* (d'Orbigny, 1847). Elle se termine par un encroûtement stromatolithique (dégradé) à traces de dessiccation (Figs 3H; 4A).

Au sommet de la crête IV, le toit du niveau calcaire est tapissé par des oncolithes stromatolithiques (Fig. 4B, C). Enfin, à environ 20 m sous la barre A (= début de la Formation de Teferguénite), un niveau lumachelique ferrugineux (Fig. 2[Nf6]) a livré *Glossinotoechia princeps* (Barrande, 1847) et *Hexarthyrus undata*.

La faune du membre supérieur est typique du Siégénien supérieur du massif rhénan correspondant au Praguien supérieur de Bohême et de la vallée du Draa au Maroc (Jansen 2001; Jansen *et al.* 2004).

Nous admettons la limite Lochkovien-Praguien au niveau des calcaires à *B. (T.) rousseaui* (niveau Nf2) qui se trouve entre les crêtes II et III (Fig. 2). Cette attribution concorde avec les datations à base de chitinozoaires, trilobites, brachiopodes (Le Maître 1952; Legrand 1983; Boumendjel *et al.* 1997; Paris *et al.* 1997).

FORMATION DU DKHISSA (337 M) DANS LE SECTEUR « ROUTE D'OUGARTA » (FIG. 5) *Membre inférieur argilo-gréseux (114 m)*

Ce membre est représenté par une alternance argilo-gréseuse à quelques rares intercalations lenticulaires de calcaires bioclastiques (entroquite). Il s'étend de

la crête I jusqu'au sommet de la crête III, sous le premier banc calcaire (Fig. 5).

Il débute par une barre de grès de 3,50 m d'épaisseur, à légère chenalisement, stratification horizontale dominante puis à HCS, à plaques et tiges de crinoïdes, quelques orthocères et plusieurs exemplaires d'*Eucharitina oehlerti* (Bayle, 1878). Au sommet de la barre, un niveau de 0,05 m montre des litages de rides, et enfin, des rides lingoïdes à la surface supérieure. Cette barre marque la première crête des cuestas dévonienues dans ce secteur (Fig. 6). Les argiles constituent des combes allant de 15 m à 45 m d'épaisseur, admettant des passées de silts en feuillets à muscovite et quelques bancs discontinus de grès fin micacés. La crête II est constituée d'une barre de grès à HCS, plaques et tiges de crinoïdes et fragments de brachiopodes (*Lanceomyonia* sp.). Ce membre prend fin après une combe de 36 m d'épaisseur qui précède la crête III.

Membre supérieur argilo-grésocalcaire (223 m)

Il débute au sommet de la crête III, sous le banc calcaire et prend fin à la base de la barre calcaire rose à bleu constituant l'équivalent de la barre A (= « muraille de chine »).

Ce membre est caractérisé par une alternance irrégulière argilo-grésocalcaire. Les intercalations calcaires deviennent plus fréquentes et plus épaisses (atteignant 0,80 m d'épaisseur). Il s'agit d'entroquite grise parfois ferrugineuse à polypiers, tiges de crinoïdes, orthocères, gastéropodes et quelques bivalves. Les crêtes IV et V montrent des calcaires à empâtements stromatolithiques et oncolithes (Fig. 4C), et à SCS amalgamés.

Dans ce membre, les litages de rides sont plus fréquemment associés aux SCS. La crête VI est constituée d'une barre de grès de 12 m à stratification horizontale et HCS, surmontée par des rides de courants.

LA FORMATION DU TEFERGUENITE (380 M) AU « KM 30 » (FIG. 6)

Elle débute par la barre A (Fig. 4D) et prend fin à la base du niveau à faune benthique variée (FBV de Ouali Mehadjji 2004; Ouali Mehadjji *et al.* 2004) équivalent au « coralligène » (Fig. 4E) de Le Maître (1952).



FIG. 4. — **A**, laminations stromatolithiques dégradées (dessiccation) (Formation du Dkhissa, « km 30 »); **B**, oncolithes stromatolithiques (Formation du Dkhissa, « km 30 »); **C**, oncolithes stromatolithiques (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **D**, barre A (Fm. du Teferguenite, « km 30 »); **E**, sommet du niveau à faune benthique variée (FBV); **F**, barre C à *Mimagoniatis* sp.; **G**, slump dans une dalle de grès (Fm. du Teferguenite, « km 30 »); **H**, tempestite: grès et calcaires à tiges et plaques de crinoïdes (membre supérieur de la Fm. du Teferguenite, « km 30 »).

TABLEAU 1. — Tableau récapitulatif des faciès des formations du Dkhissa et du Teferguenite.

Faciès	Caractéristiques	Symbologie	Environnements
Argiles	argile verte, grise à ocre, formant des combes allant de 2,00 à 60 m.	Arg.v Arg.oc	Offshore inférieur à offshore-transition
Silts	minces plaquettes de 0,01 à 0,05 m, d'extension pluri-décamétriques ou en feuillets millimétriques et discontinus, à paillettes de muscovité et lamination plane ou un litage fruste de rides.	Sp Sf	
Grès en feuillets	grain fin, à muscovites, en feuillets de moins de 1 mm, discontinus latéralement.	Gf	
Grès en plaquettes à litages de rides; Grès en plaquettes à HCS.	grain fin, en plaquettes de 1 à 5 cm d'épaisseur, à litage de rides et HCS.	Gp.lr Gp.hcs	
Calcaires micritique	plaquettes grise à rose, centimétriques de calcaires micritiques (mudstone) parfois à articles épars de crinoïdes et orthocères wackestone).	Cp.m-w	
Grès en bancs de 0,05 à 0,60 m constituant des barres allant de 1,00 à 8,00 m			
Grès à litages horizontaux en bancs de 0,10 à 0,30 m	extension kilométrique à terminaison latérale effilochée graduellement sans surfaces d'érosion marquées, à grain moyen, à litage horizontal.	G. lh	Shoreface
Grès à HCS en bancs de 0,10 à 0,60 m	extension latérale hectométrique à plurikilométrique, litages obliques en mamelons, parfois à sillons d'érosion et galets gréseux ou calcaires et des fragments de coquilles à la base.	G. hcs	
Grès à litages entrecroisés, en bancs de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur	extension plurikilométrique, grains moyen, litages entrecroisés, à litages obliques planes (planar cross bedding), de faible angle.	Gx	
Grès à litages de rides en bancs de 0,05 à 0,10 m	grain fin à moyen, à litages de rides en phase et litages de rides chevauchantes.	G.lr	
Calcaires bioclastiques à entroques de 0,05 à 0,60 m d'épaisseur			
Calcaire bioclastique à HCS, en bancs de 0,05 à 0,60 m	texture grainstone à packstone à HCS et faune benthique (articles et tiges de crinoïdes, brachiopodes, rares trilobites).	Cb. hcs	Rampe interne à moyenne
Calcaire bioclastique à litage et stratification horizontale en bancs de 0,10 à 0,80 m	texture grainstone-packstone, gris-bleu, à articles et tiges de crinoïdes, débris de brachiopodes et litages horizontaux.	Cb.h	
Calcaires bioclastiques à SCS en bancs de 0,20 à 0,60 m	extension plurikilométrique, texture grainstone, à SCS et parfois encroûtements stromatolithiques.	Cb.scs	
Grès à flaser bedding en bancs minces de 0,05 à 0,20 m d'épaisseur	silts et grès fin à moyen, se débitant en feuillets, à stratification madrée, montrant en sections des laminations et rides de courant séparés par des drapages silto-argileux.	G.fb	Foreshore
Calcaires bioclastiques à surfaces de réactivations et encroûtements stromatolithiques en bancs de 0,30 à 0,60 m	extension kilométrique, entroquites à litages obliques sigmoïdaux séparés par des surfaces d'érosion et de réactivations et encroûtements stromatolithiques, piégeant divers débris de faune benthique.	Cb.los	Rampe interne (intertidal)

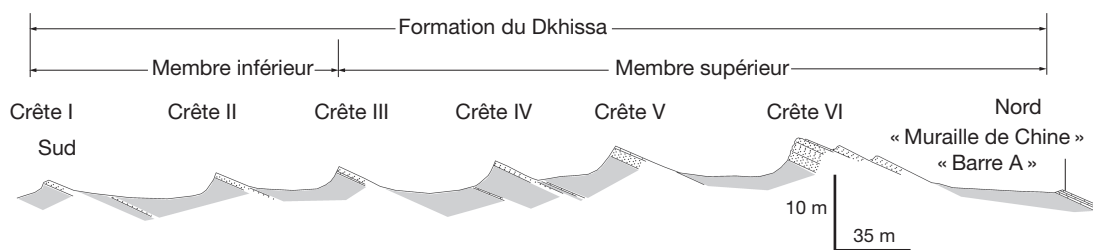


Fig. 5. — Coupe-paysage de la Formation du Dkhissa à la Route d'Ougarta.

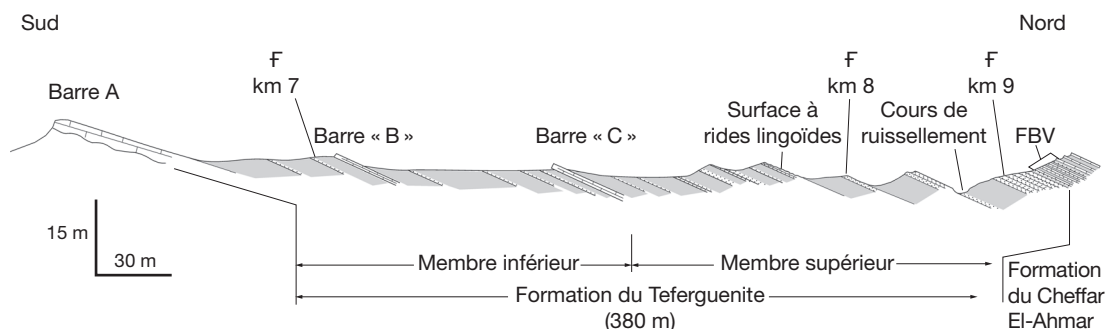


Fig. 6. — Coupe-paysage de la Formation du Teferguenite au « km 30 ».

Cette formation comprend deux membres; un membre inférieur argilo-gréseux intercalé de trois barres calcaires (barres A, B et C), et un membre supérieur pratiquement argilo-gréseux.

Membre inférieur argilo-calcaire (170 m)

La base est caractérisée par la barre de calcaire à entroques (barre A) formant une corniche parallèle à la route nationale n°6. Cette barre montre une structure chenalisée à la base alors que la stratification devient horizontale au sommet, avec une épaisseur variant de 8,00 à 5,00 m. Il s'agit de calcaires bleus à beiges à brachiopodes, orthocères et trilobites souvent recristallisés. Cette barre est affectée d'une karstification (néogène?), et encroûtements stromatolithiques au sommet. Au-dessus, on a des argiles à passées silto-gréseuses à stratification madrée (flaser-bedding), et laminations horizontales. Vers le sommet de cette combe, les grès montrent des HCS. La deuxième barre de calcaire bleu (barre B) est riche en orthocères et quelques rares goniatites. À environ deux mètres sous cette

barre (Fig. 6[Nf7]), on a récolté un exemplaire d'*Acrospirifer primaevus* (Steininger, 1853). Au-dessus, après une combe argileuse à épisodes gréseux, décimétriques, dominés par les HCS, se dresse la troisième barre (barre C) (Fig. 4F) de calcaire gris à entroques, de 0,50 m d'épaisseur, d'aspect noduleux (bioturbé) au sommet, pétri d'orthocères et de goniatites (*Mimagoniatites* sp.).

Le passage Praguien/Emsien se situe dans un intervalle d'incertitude de 10 à 20 m d'épaisseur, dans la combe argileuse surmontant la barre A (Paris *et al.* 1997). La barre B appartient déjà à l'Emsien inférieur (Alberti 1983; Göddertz 1987; Paris *et al.* 1997).

Membre supérieur argilo-gréseux (210 m)

Il s'agit d'une alternance irrégulière d'argiles vertes à feuilletés (0,01-0,05 m) silteux, de grès en plaquettes (0,05 m) et de grès en petits bancs de 0,10 à 0,20 m ou en paquets gréseux de 0,60 à 8,00 m d'épaisseur, à stratification horizontale ou à HCS, traces de terriers horizontaux et articles et tiges de crinoï-

des. Parfois, des structures de glissements (slumps) sont nettement observables dans certains paquets argilo-gréseux (Fig. 5G) déjà signalés par Nedjari (2007). Une des crêtes fournit des brachiopodes (Fig. 6[Nf8]) *Sieberella sieberi rectifrons* (Barrande, 1847), *Schizophoria vulvaria* (Quenstedt, 1867), *Atrypa* (*Planatrypa*) *squamifera* (Schnur, 1853), *Retzia adrieni* (Verneuil, 1845), *Arduspirifer* sp. et *Athyris* (*A.*) *concentrica* (Buch, 1834). Parfois, de minces intercalations (0,05 à 0,10 m) de calcaires à galets gréseux, tiges de crinoïdes et rides de courants et des grès calcaires (tempestites) (Fig. 4H) s'observent dans les combes argileuses.

Enfin, sous le niveau à faune benthique variée (Fig. 6[Nf9]), se développe une dizaine de mètres de grès argileux, d'aspect ruinforme, mal stratifiés, à quelques rares brachiopodes dont *Cyrtina heteroclita* (DeFrance, 1824), *Arduspirifer* sp. et trilobites.

Le membre supérieur de la Formation du Teferguenite débute dans la partie supérieure de l'Emsien inférieur (Göddertz 1987; Paris *et al.* 1997). La majeure partie de ce membre est de l'Emsien supérieur (Le Maître 1952; Göddertz 1987; Paris *et al.* 1997; Ouali Mehadjji *et al.* 2004).

FACIÈS, ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS ET SÉQUENCES

Les faciès identifiés ont été regroupés dans des associations reflétant l'environnement de leur dépôt.

FACIÈS

Association de faciès d'Offshore-Offshore transition

Les faciès argileux. Il s'agit d'argilites vertes (Arg.v) à grise ou ocre (Arg.oc) formant des combes allant de 2,00 à 60 m d'épaisseur. Leur mise en place s'effectue par décantation après diminution de la vitesse du flot hydrodynamique.

Les faciès silteux (S). Ils apparaissent souvent en minces plaquettes (Sp) de 0,01 à 0,05 m (Fig. 3C) d'extension latérale pluridécamétriques à décamétrique ou en feuillets (Sf) millimétriques et discontinus, intercalés dans les masses argileuses, et associé à des paillettes de muscovite. On distingue soit des laminations planes soit un litage fruste de rides. Ce

faciès traduirait une remobilisation sous-aquatique sans réel apport frais et pourrait correspondre à des échos de tempêtes en position distale, dans la partie inférieure de l'offshore supérieur.

Les faciès gréseux. Ils sont représentés par des feuillets (Gf) (moins de 0,01 m d'épaisseur), de plaquettes de 0,01 à 0,05 m d'épaisseur à grains fins, à litage fruste de rides (Gp.lr) et HCS (Gp.hcs), d'extension infrakilométrique et souvent discontinus. L'apparition de ce faciès, à litages de rides et à HCS intercalés dans les argiles, est compatible avec les conditions de l'offshore supérieur distal à médian (*sensu* Guillocheau & Hoffert 1988; Johnson & Baldwin 1996) ou l'offshore transition au sens de Bourgeois & Leithold (1984). Il s'agit de tempestites distales (diluées) sans sillons d'érosion à la base des bancs.

Les faciès calcaire mudstone à wackestone (Cp.m-w). Il s'agit de plaquettes de 0,01 à 0,05 m, gris à rose, de calcaires micritiques à texture mudstone, parfois à quelques plaques et articles de crinoïdes, de texture wackestone à packstone.

Ces calcaires à orthocères se mettent en place dans des conditions de faible régime hydrodynamique permettant la décantation de micrite en milieu marin ouvert.

L'association de faciès (Arg.v-S-Gp.lr-Gp.hcs-Cp.m-w) traduit de longs moments de calme (décantation), en offshore inférieur, perturbés de remobilisation sous-aquatique sous formes d'échos de tempêtes qui peuvent atteindre la partie inférieure et médiane de l'offshore transition (*sensu* Bourgeois & Leithold 1984).

Association de faciès du Shoreface

Les faciès gréseux. Ils forment l'essentiel des petites crêtes. Ce faciès brun-noir à la patine, marron à la cassure, affleure en bancs de 0,05 à 0,60 m constituant des barres allant de 1,00 à 8,00 m d'épaisseur avec parfois à la base, une surface irrégulière (surface d'érosion) (Fig. 7A). En fonction des structures sédimentaires, on distingue :

– grès à litage horizontal (G.lh) : de 0,10 à 0,30 m d'épaisseur en barres métriques (Fig. 7A), souvent d'extension plurikilométrique. La terminaison laté-

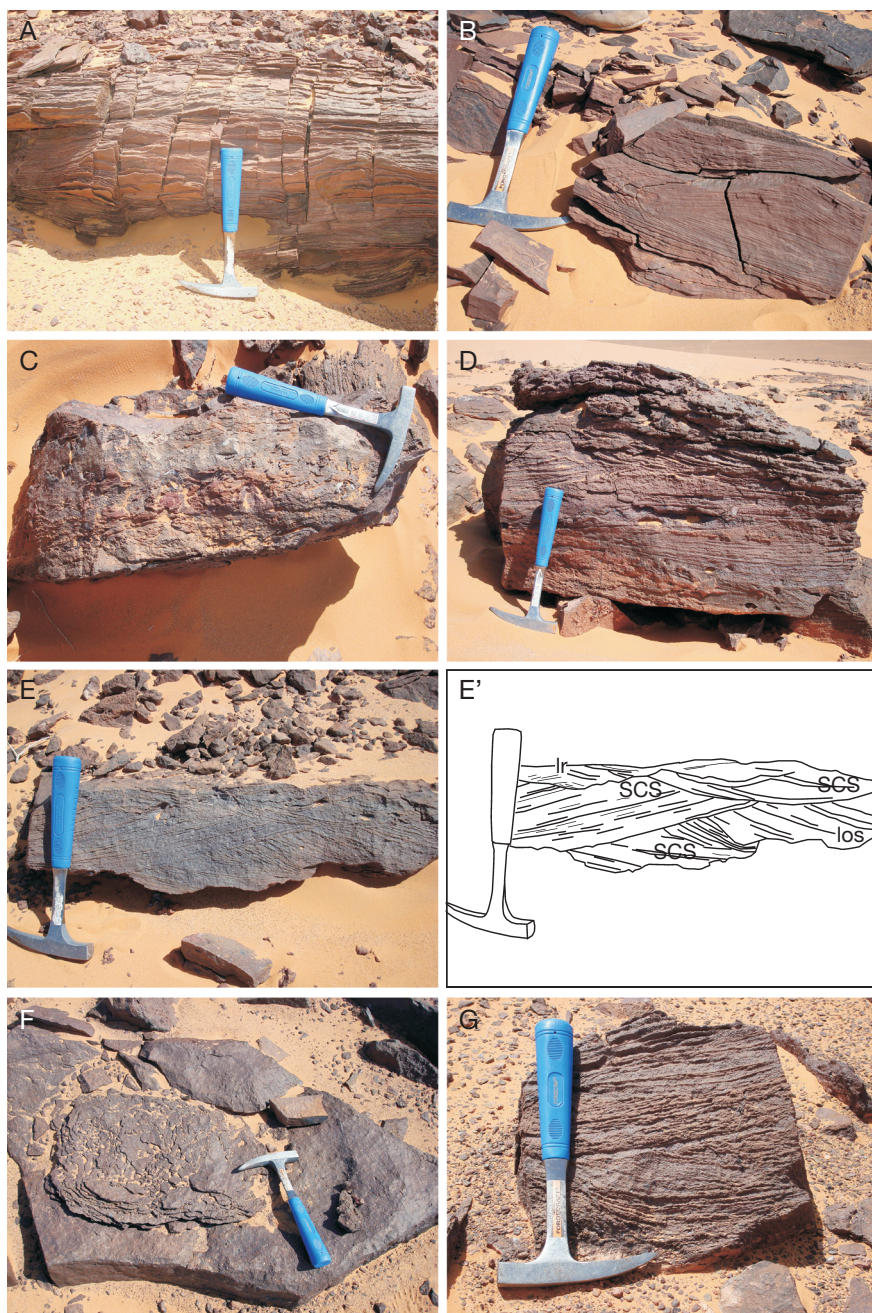


FIG. 7. — **A**, faciès des Grès à litages horizontaux (G.lh) (Formation du Dkhissa, Route d'Ougarta); **B**, faciès des grès à HCS (faciès G. hcs) (Formation du Dkhissa, Route d'Ougarta); **C**, « Tempestites lag » (Formation du Dkhissa, Route d'Ougarta); **D**, calcaire bioclastique à litages obliques en creux (faciès Cb.scs) (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **E**, calcaires bioclastiques à SCS amalgamés (litage obliques sigmoïdaux; litages de rides) (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **F**, calcaires bioclastiques à SCS (vue en plan) (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta); **G**, calcaires bioclastiques à SCS (vue en coupe) (Fm. du Dkhissa, Route d'Ougarta).

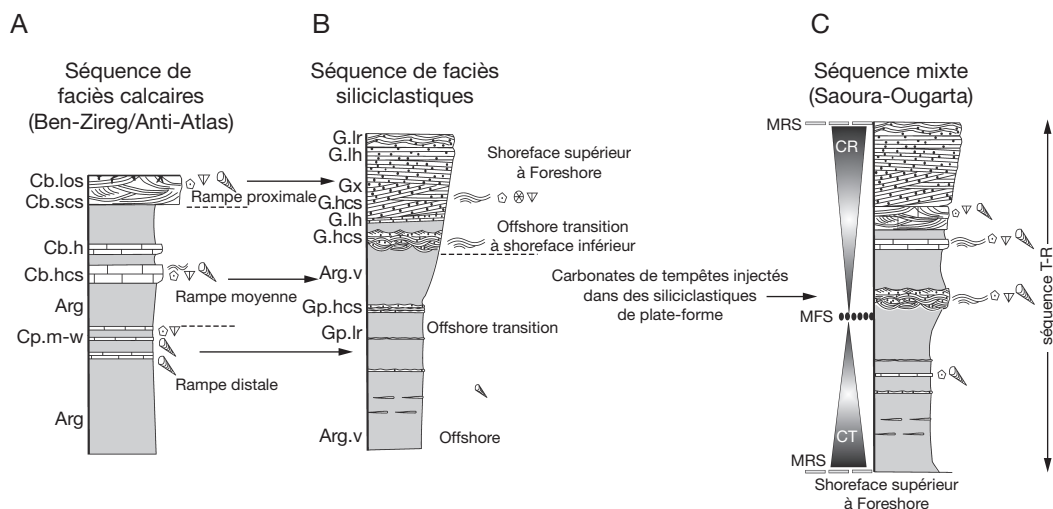


FIG. 8. — Principaux faciès et séquence T-R du Dévonien inférieur de la Saoura-Ougarta: **A**, séquence des faciès carbonatés; **B**, séquence des faciès siliciclastiques; **C**, séquence mixte constituant une séquence de dépôt T-R. Abréviations: voir Matériel et méthodes. Symboles utilisés: voir légende de la Figure 10.

rale s'effiloche graduellement sans surfaces d'érosion marquées. Généralement, ce faciès est produit par un courant unidirectionnel à régime de flot supérieur mais aussi par un courant oscillatoire ou combiné au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes dans l'offshore supérieur (Reineck & Singh 1980) ou à la base du shoreface;

– grès à HCS (G.hcs): bancs de 0,10 à 0,60 m (Fig. 7B) avec des sillons d'érosion, des galets gréseux ou calcaires (Fig. 7C) et des fragments de coquilles à la base. L'extension latérale est hectométrique à plurikilométrique. Souvent, ce faciès livre une faune, benthique (brachiopodes, tétracoralliaires, tabulés, tiges de crinoïdes et gastéropodes) et nectobenthique (orthocères). Les litages obliques mamelonnés (HCS) sont caractéristiques des dépôts de tempêtes; cette structure a fait l'objet de nombreuses études (Brenchley 1985; Chamley 1988; Guillocheau & Hoffert 1988) et se rencontre de l'offshore transition jusqu'au shoreface. La présence des sillons d'érosion constitue un élément permettant de distinguer les tempestites proximales des tempestites distales qui en sont, généralement, dépourvues;

– grès à litages obliques plans entrecroisés (Gx): faciès assez rares dans les secteurs étudiés, se présentant en bancs de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur, à grains

moyen à grossiers, en bancs d'extension plurikilométrique, à stratifications entrecroisées, souvent à litages obliques plans (planar crossbedding), de faible angle. Ce faciès traduit une migration de rides ou de mégarides (Cojan & Renard 1999);

– grès à litages de rides (G.lr): niveau de 0,05 à 0,15 m d'épaisseur (Fig. 3E), à grain fin à moyen, surmontant souvent les grès à HCS. Ce faciès est fréquent dans les deux coupes mais souvent au sommet des bancs, sur une faible épaisseur (0,05 à 0,15 m). On peut en distinguer des litages de rides symétriques en phase et des litages de rides symétriques chevauchantes. Ce type de faciès se développe en régime oscillatoire de tempêtes sur la partie proximale mais est plus fréquent dans la partie médiane de l'offshore supérieur (Guillocheau & Hoffert 1988); la coexistence de ces faciès avec les faciès G.hcs et Gx, nous incite à admettre que ces faciès se développent à la fin d'un dépôt de tempête en milieu shoreface.

Les faciès calcaires bioclastiques. En bancs de 0,10 à 0,80 m, gris-bleu parfois rose ou rougeâtre, à entroques et souvent riches en faune (brachiopodes, tiges de crinoïdes, tabulés, bivalves et gastéropodes) ou nectobenthique (orthocères). On distingue les faciès suivants:

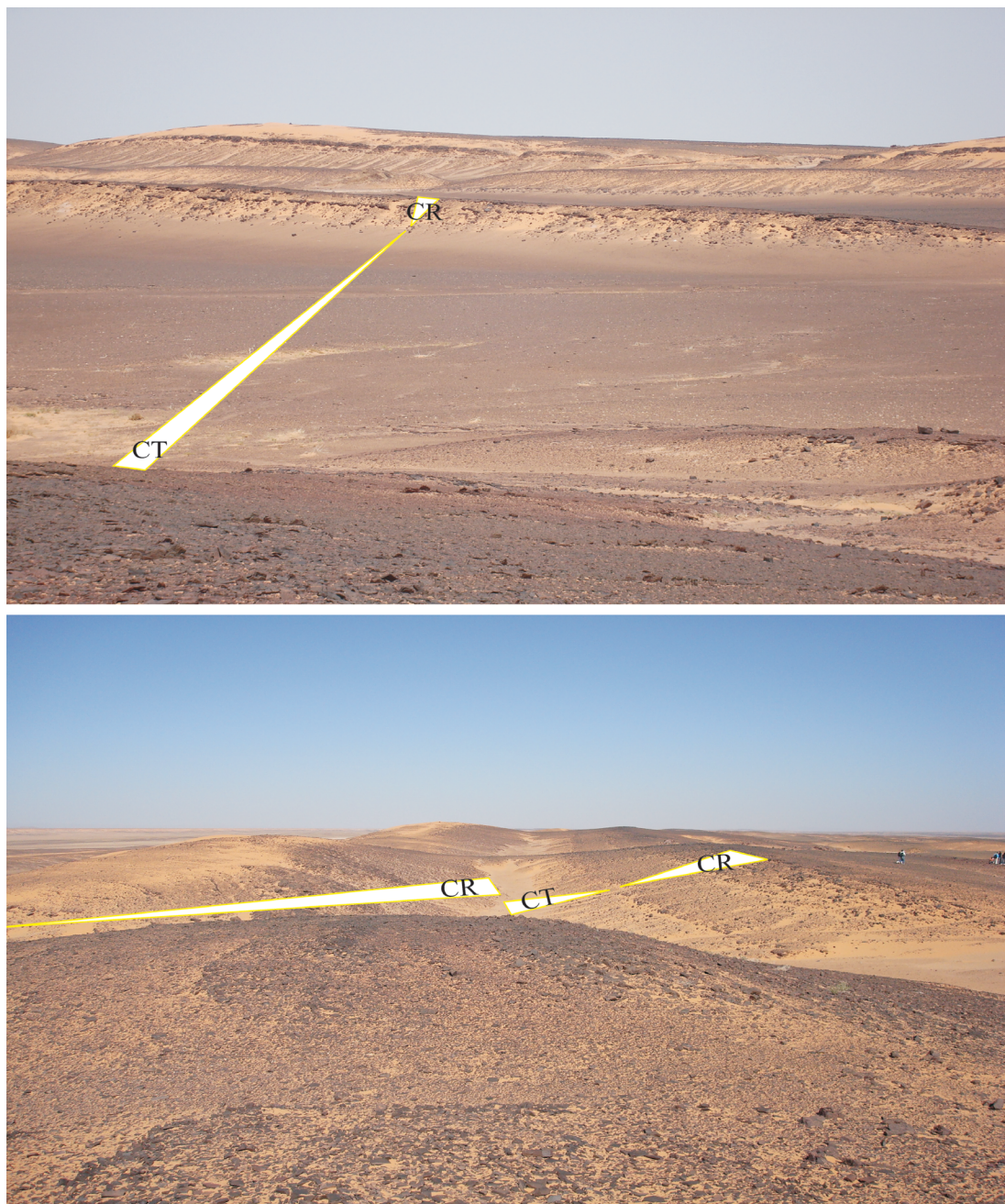


FIG. 9. — Paraséquences T-R de la Formation du Dkhissa: **A**, séquence T-R, noter le développement du terme transgressif par rapport au terme régressif. Ce type de paraséquence se développe en régime transgressif (dans un cycle de 3^e ordre); **B**, séquence T-R, noter le développement du terme régressif par rapport au terme transgressif. Ce type de paraséquence se développe en régime régressif (dans un cycle de 3^e ordre).

– calcaire bioclastique à litages obliques en mamelons (Cb.hcs) : bancs de 0,05 à 0,60 m d'épaisseur, de texture grainstone à packstone à structure de tempêtes (HCS) et faune benthique (articles et tiges de crinoïdes, brachiopodes, rares trilobites). Ce faciès constitue un des termes de la séquence tempestite et est fréquent de l'offshore transition jusqu'au shoreface (Brenchley 1985) ;

– calcaires bioclastiques grainstone à packstone à litage et stratification horizontales (Cb.h), en bancs de 0,10 à 0,20 m, gris-bleu, à articles de crinoïdes, orthocères et rares débris de brachiopodes. Ce faciès traduirait un apport latéral de bioclastes par un flot hydrodynamique de régime supérieur, au-dessus de la zone d'action des houles et des vagues (Boreen & James 1995) mais il peut aussi traduire le terme inférieur des tempestites proximales en shoreface (Brenchley 1985) ;

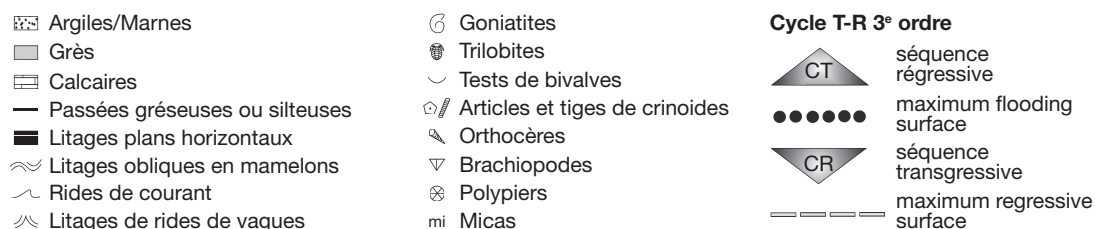
– calcaire bioclastique en bancs massifs (Cb.m) : bancs de 0,20 à 0,80 m formant des barres de 8 m (barre A) à 0,50 m (barre C) d'épaisseur, blanchâtre à bleu-gris, formant les barres de calcaires à entroques du membre inférieur de Teferguenite. Ces calcaires sont riches en orthocônes, trilobites et quelques débris de brachiopodes. Le sommet de la barre A est tapissé par endroits de laminations stromatolithiques ferrugineuses.

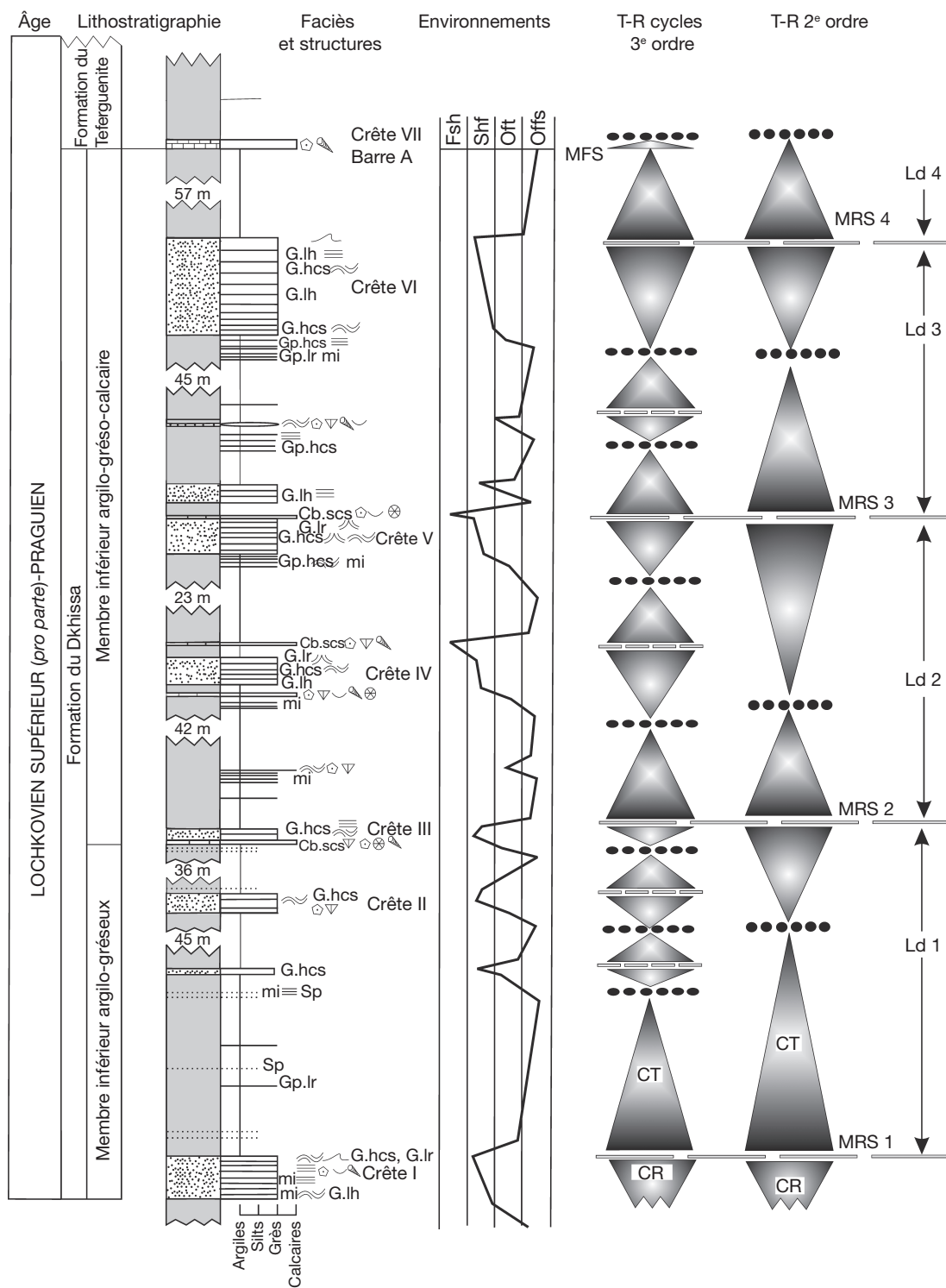
Ce faciès traduit une mise en place en deux temps : d'abord une accumulation assez rapide sur une rampe distale ou dans la partie moyenne d'une rampe à influence de houles et vagues de tempêtes (Boreen & James 1995), puis un arrêt d'apport bioclastiques (hard-ground) associé à un développement de tapis algaire et ferruginisation dans les conditions d'une rampe interne (proximale) ;

– calcaire bioclastique à litages obliques en creux (SCS) (Fig. 7D-G), souvent amalgamés, et parfois à encroûtements stromatolithiques (Cb.scs). L'amalgamation des SCS est soulignée par des surfaces de troncatures donnant une allure de litages entrecroisés. Ce faciès observé uniquement dans le membre supérieur de la Formation du Dkhissa (Route d'Ougarta et « km 30 ») montre des épaisseurs de 0,20 à 0,60 m, d'extension plurikilométrique. Les SCS sont souvent associés à des HCS dont les dômes ont été tronqués. Certains niveaux montrent des empâtements stromatolithiques qui suivent les plans des laminations et accentuent les surfaces d'érosion. Les SCS amalgamés sont associés parfois à des litages de rides au sommet (Fig. 7E). Au sommet de la crête IV (km 30), le sommet du banc montre des stromatolithes à structure de dessiccation (Figs 3H ; 4A) d'extension réduite (quelques mètres). Ce faciès (Cb.scs) montre, en plan, des remplissages de creux en « pelures d'oignons » (Fig. 7F) avec des formes allongées et d'autres presque circulaires. Ces structures surmontent généralement les faciès à HCS et sont fréquentes dans le shoreface (Leckie & Walker 1982 ; Johnson & Baldwin 1996) et dans les barres littorales (Biju-Duval 1999).

Cette association de faciès (G.hcs-G.lr-Gx-Cb.hcs-Cb.h) représente différents termes des tempestites (Harms 1975 *in* Aigner & Reineck 1982 ; Guillocheau & Hoffert 1988 ; Johnson & Baldwin 1996) proximales du shoreface. Les tempestites sont fréquentes de l'offshore supérieur jusqu'au littoral ; l'absence de termes de décantation (argiles ou micrites) traduit un environnement continuellement balayé par les vagues de tempêtes, les houles et les vagues de beaux temps, en milieu shoreface

FIG. 10. — Environnements sédimentaires et séquences de la Formation du Dkhissa dans la coupe de la Route de l'Ougarta. Symboles utilisés, voir légende ci-dessous. Abréviations : voir Matériel et méthodes.





(tempestites amalgamées). Les encroûtements stromatolithiques éparses se développent à l'image des faciès à rhodolites vivants libres adaptés à des courants forts et perturbations par les tempêtes et souvent exigent ces conditions pour se développer (Halfar *et al.* 2001).

L'association des dépôts siliciclastiques et carbonatés est contrôlée par la dynamique des tempêtes sur la partie externe d'une plateforme (Halfar *et al.* 2004).

ASSOCIATION DE FACIÈS DU FORESHORE

Grès à flaser bedding (G.fb). Il s'agit de silts et de grès fin à moyen en bancs minces de 0,05 à 0,20 m d'épaisseur à stratification madrée (flaser-bedding), se débitant en feuillets, montrant en sections des laminations et rides de courant séparées par des drapages silto-argileux. Ce faciès a été rencontré uniquement entre les barres A et B de la Formation du Teferguenite, et est répandu dans les environnements subtidaux à intertidaux (Rubino 1984; Chamley 1988).

Calcaires bioclastiques à litages obliques sigmoïdaux (Cb.los) (Fig. 7D, E). En bancs de 0,30 à 0,60 m d'épaisseur, d'extension kilométrique, à nombreuses surfaces de réactivations et encroûtements stromatolithiques soulignant les litages et piégeant parfois des débris de brachiopodes. Ce faciès est caractéristique des environnements tidaux et particulièrement intertidaux (Rubino 1984; Cojan & Renard 1999). En effet, le caractère bidirectionnel des litages obliques sigmoïdaux et des surfaces de réactivation traduisent l'action des marées. En outre, l'association, parfois, des SCS avec les litages obliques sigmoïdaux caractérise un environnement littoral proximal (foreshore). On pense que l'irrégularité du fond des barres sableuses peut mimer des environnements avec des caractéristiques hydrodynamiques du foreshore avec des dépressions (bache ou baie) canalisant les courants.

SÉQUENCES ET CYCLES EUSTATIQUES

Séquences de dépôt

Les faciès identifiés dans les formations du Dkhissa et du Teferguenite expriment une sédimentation mixte siliciclastique-carbonatée. Ils ont été regroupés en

deux séquences modèles (séquence I siliciclastique et II carbonatée [Fig. 8]) représentant l'évolution verticale à deux pôles.

La séquence I traduit une progradation avec l'arrivée du front sableux à faciès (G.hcs-G.lh-G.lr). Elle est proche et similaire de celle de Ghibaudo *et al.* (1974) définie dans le Crétacé des Pyrénées, et qui traduit la progradation d'une ligne de rivage sans delta, et de celle de Galloway & Hobday (1983, cité par Chamley 1988: 98). La récurrence de cette séquence implique aussi une rétrogradation qui serait représentée par les faciès Arg.v-Sf-Sp-Gp.

Les différents faciès détritiques sont intercalés sans position préférentielle par un des faciès calcaires; Cp.m-w au moment de la rétrogradation (en offshore transition) et Cb.hcs, Cb.los et Cb.scs lors de la progradation (en shoreface). Ces faciès calcaires sont regroupés en une séquence (Fig. 8A) qui n'est complète que dans la région de Ben-Zireg.

Nous considérons ici les faciès calcaires, dans la Formation du Dkhissa, comme des événements sédimentaires épisodiques induits par des événements de tempêtes rapides et brefs tels que proposés par Mount (1984) et Halfar *et al.* (2004). Les différents faciès calcaires (Cp.m-w, Cb.hcs, Cb.scs et Cb.los) peuvent se former simultanément. Ils nécessitent un régime hydrodynamique de tempêtes modulé par la bathymétrie. En revanche, les épisodes calcaires de la Formation du Teferguenite se déposent lors de l'installation d'une rampe carbonatée contrôlée par des variations du niveau marin relatif.

Séquences argilo-gréseuses (Fig. 8B). Ce type de séquence comprend un CT argileux qui montre des épaisseurs variables (10 à 50 m) et un CR gréseux. Le CT est intercalé généralement vers sa base et son sommet par des passées de silts et de grès fin (Sf, Sp, Gp.lr, Gp.hcs). Ces filets et plaquettes silto-gréseux comportent des structures de type litages de ride et HCS. De ce fait, nous admettons un milieu calme, au-dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes (offshore à offshore transition) pour le terme argileux, perturbé par des arrivées épisodiques de silts et grès en échos de tempêtes (remaniements sous-aquatiques) sans apports frais.

Le CR est constitué de faciès G.lh, G.hcs, G.lr et parfois Gx, avec souvent des horizons à galets

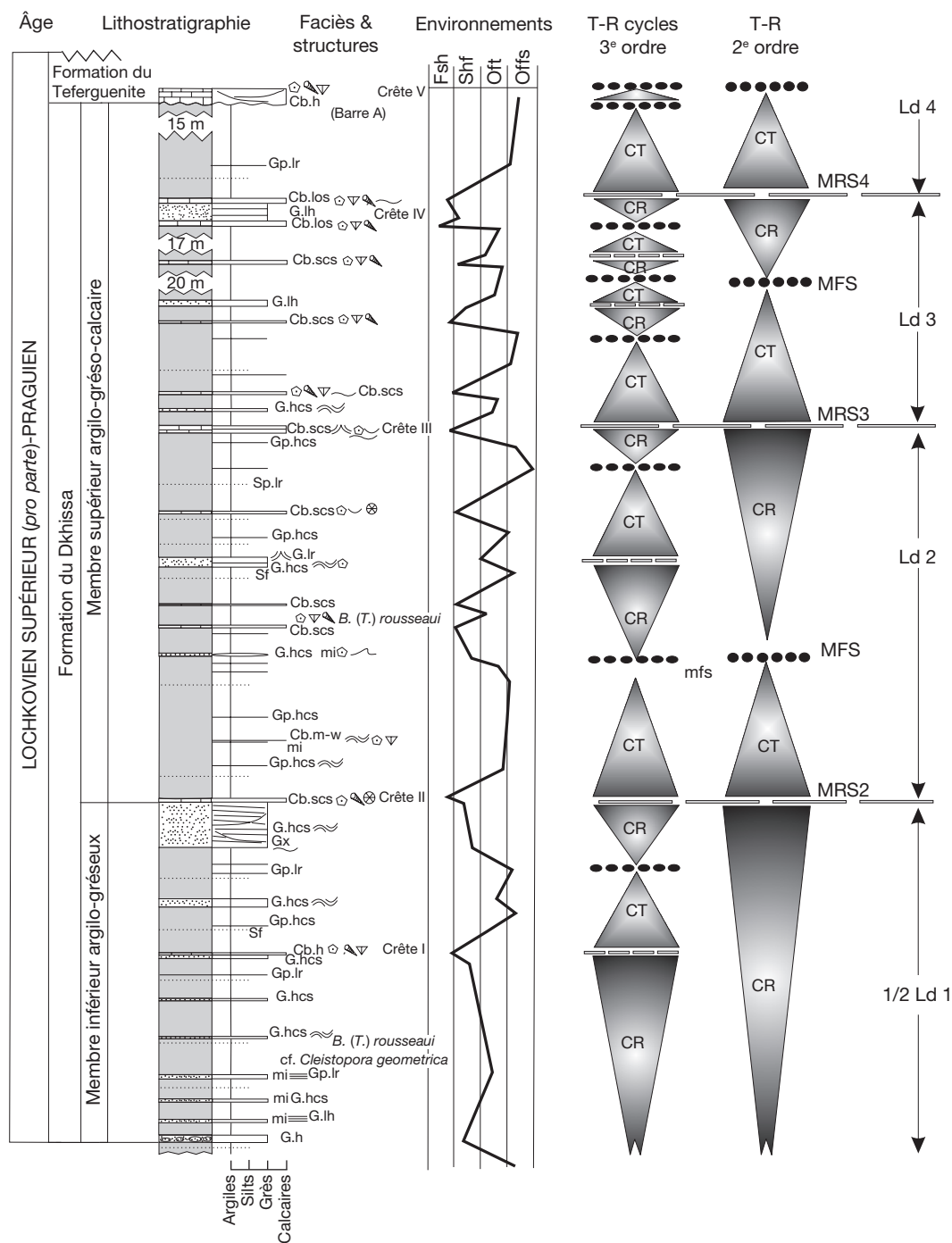


FIG. 11. — Environnements sédimentaires et séquences de la Formation du Dkhissa dans la coupe du « km 30 ». Abréviations et symboles utilisés : voir Figure 10.

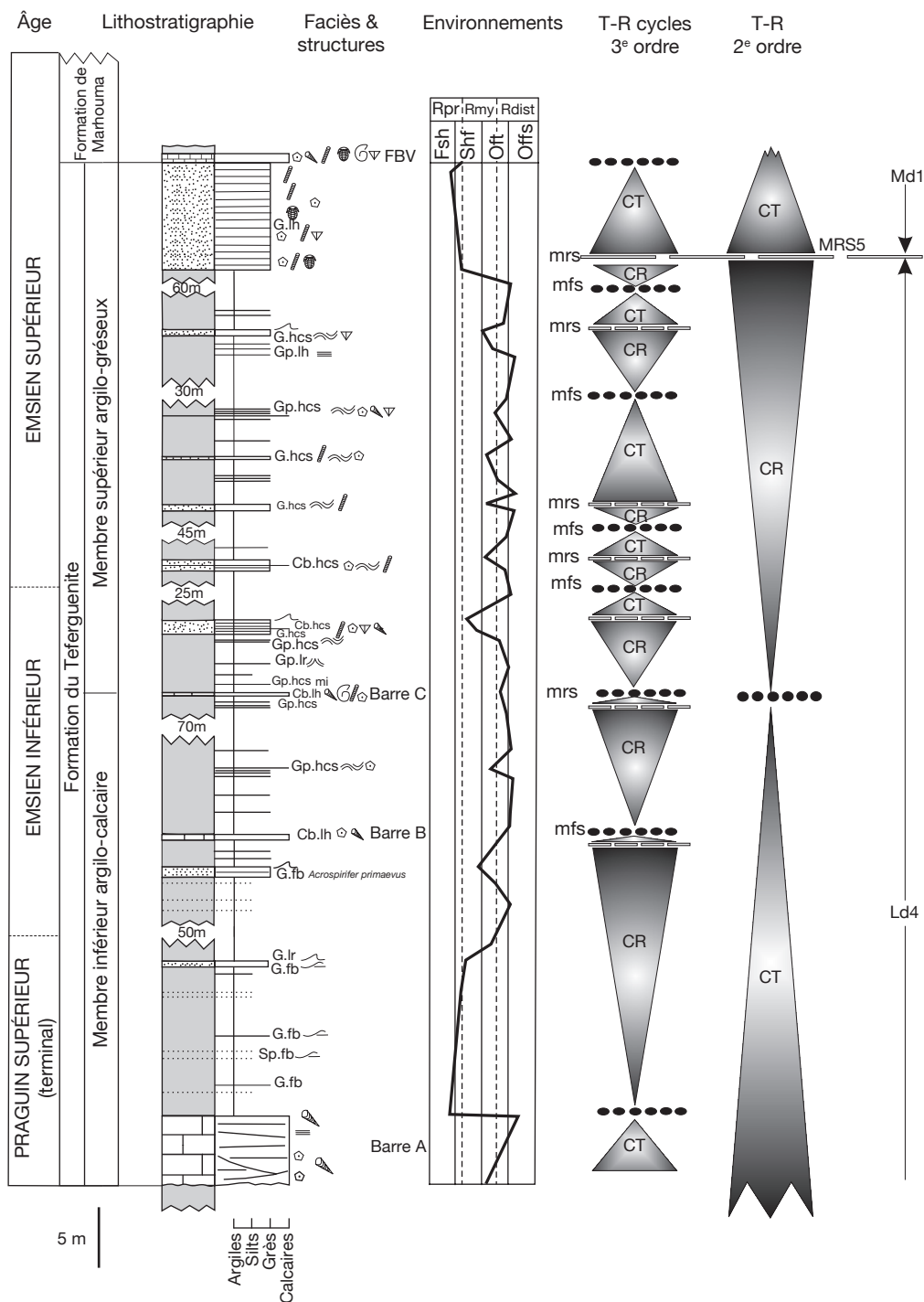


FIG. 12. — Environnements sédimentaires et séquences de la Formation du Teferguénite dans la coupe du « km 30 » Abréviations et symboles utilisés : voir Figure 10.

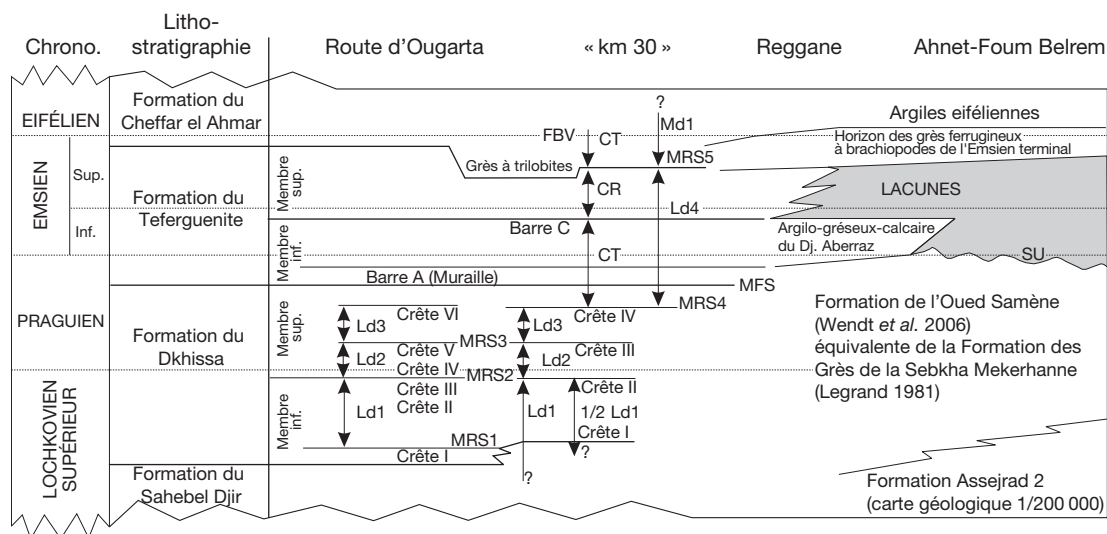


FIG. 13. — Corrélation lithostratigraphique régionale et cycles T-R du Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur *p.p.* à Emsien) de la Saoura-Ougarta par rapport aux secteurs de Reggane et l'axe Ahnet-Foum Belrem. Abréviations: **FBV**, niveau à faune benthique variée. Autres abréviations: voir Figure 10. Les épaisseurs ne sont pas respectées.

et à lumachelles (tempestites). Les HCS sont bien exprimés et leurs amalgamations traduisent la récurrence des tempêtes. Vers la partie médiane du membre supérieur, on peut observer quelques SCS dans des calcaires; les «swales» sont remplies par des sables calcaires à brachiopodes. Le CR traduit l'arrivée progressive du front détritique grossier par progradation, avec d'abord le front sous influence de vagues de tempêtes et enfin l'installation des conditions du shoreface inférieur. La récurrence des SCS marque une diminution bathymétrique; ces structures constituent de bons repères de la proximité du rivage (Datta *et al.* 1999; Tamura & Masud 2005). Toutefois, nous pensons que dans notre cas, il ne s'agit pas d'un rivage mais celui-ci peut être mimé par une topographie sous-marine («offshore bars» ou «submerged sandbar») dont le sommet est proche de la surface de l'eau. Quelques lentilles de grès à stratification horizontale associée à des rides (0,50 à 0,80 m d'épaisseur et d'extension hectométrique) correspondraient aux «sand patches» de Anderton (1976). Certains bancs montrent des micro-ravinements amalgamant les dépôts du shoreface inférieur avec ceux du shoreface supérieur.

Ces séquences caractérisent le membre inférieur de la Formation du Dkhissa.

Séquence argilo-grése-calcaire. Elle correspond à la séquence argilo-gréseuse intercalée par un terme calcaire (Fig. 8C). Ce type de séquence est plus répandu dans le membre supérieur de la Formation du Dkhissa et le membre supérieur de la Formation du Teferguenite.

Sur un CT argileux, se superposent directement des grès et calcaires grainstones bioclastiques à HCS et/ou à SCS. Les épisodes calcaires correspondent à un hydrodynamisme assez fort permettant une accumulation avec fragmentation et calibrage de matériaux biologiques (tiges et articles de crinoïdes, coquilles de brachiopodes, de bivalves...) par des courants de vagues de tempêtes mais aussi au-dessus de la limite d'action des vagues de beaux-temps (Cb.scs). Le faciès calcaire constitue les «tempestites» proximales (= graded shelly bed de Aigner & Reineck 1982). Cette séquence traduit une progradation rapide.

Le sommet de la crête IV montre un calcaire bioclastique à encroûtements stromatolithiques et dessiccation (bref épisode d'émersion). C'est le

seul caractère d'émersion connu dans le Dévonien inférieur de la Saoura. Cette émersion, n'étant peut-être pas généralisée à toute la Saoura, serait due à une morphologie de la barre sableuse (Sandbar) ayant atteint (au sommet de la crête) les conditions hydrodynamiques du foreshore (la crête de cette barre pourrait subir un épisode d'émersion localisée). La ou les dépression(s) qui se développe(nt) généralement entre les barres sableuses, et accentuée(s) par les vagues, pourrai(en)t constituer un (des) piège(s) calcaire(s) (calcaires à SCS et encroûtements stromatolithiques). Cela expliquerait la continuité latérale hectométrique, leurs allures parfois lenticulaires, et la variation des épaisseurs des intercalations calcaires telles qu'illustrées par Bastien (1967).

Cette séquence traduit une variation environnementale allant de l'offshore (Arg-S), passant par l'offshore transition (Arg-S-Gf-Gp.lr et Gp.hcs), puis shoreface (G.hcs-G.lh-G.lr, Cb.hcs) à foreshore (Cb.los à stromatolithes et oncolithes). Le foreshore est ici mimé par la topographie sous-marine irrégulière (sandbars) permettant à la crête d'émerger (momentanément) ce qui explique la faible extension des stromatolithes à dessiccation.

La fin de la séquence se traduit par le développement d'une surface d'arrêt de sédimentation («bypass») ou une surface de maximum régressif (MRS) correspondant ici au pic du minimum bathymétrique qui sera amalgamée par la surface de transgression de la nouvelle séquence. Le développement du faciès calcaire n'a aucune position préférentielle dans ce cycle. Il est intercalé aussi bien dans le CT (généralement vers le haut) que dans le CR, au gré des tempêtes.

Ces deux types de séquence (argilo-gréseuse et argilo-gréso-calcaire) se superposent et/ou s'alternent dans la Formation du Dkhissa.

Séquence calcaire de Rampe moyenne et argilo-gréseux de plateforme. La séquence est constituée de calcaires bioclastiques massifs surmontés d'un ensemble argilo-gréseux.

La barre A (Muraille de Chine) correspond à un CT rapide, suivi par des dépôts siliciclastiques en CR. La surface qui sépare ces deux ensembles constitue une surface de type 3 *sensu* Schlager (1992) et Catuneanu *et al.* (2009). Cette barre a pu consti-

tuer une barrière littorale, d'où l'installation d'un système de vasière tidale (épisodes d'argiles ocre à silts et Grès à flaser bedding) à forte empreinte de marées (barre A et argilo-gréseux).

Le deuxième épisode calcaire de rampe moyenne (Cb.m) (barre B) est surmonté par des faciès du shoreface (G.hcs-G.lr) puis d'offshore transition (Arg.v.-Sp.lr-Gp.hcs). Le troisième épisode est identique au deuxième et prend fin avec une barre de grès à HCS clôturée par une surface à rides et des structures de glissement (slump de Nedjari 2007).

Lubeseder *et al.* (2009) soulignent que certains épisodes calcaires dans le Praguien de la vallée du Draa ne traduisent pas des intervalles transgressifs bien que l'approfondissement soit attesté. Ces carbonates caractériseraient les prismes de bas niveau de Catuneanu (2002). Pour notre part, nous pensons qu'il n'y a aucun enregistrement des prismes de bas niveaux dans la Formation du Dkhissa mais les épisodes calcaires de la Formation de Teferguenite pourraient y correspondre (voir conclusion).

Cycles eustatiques

Les séquences sont empilées en séquences d'ordre inférieur. Le groupement de séquences est réalisé ici en fonction de la tendance des séquences, en rétrogradation (Fig. 9A) à récurrence des termes argileux, en aggradation (alternance régulière à cycle symétrique argilo-silto-gréseux) ou en progradation (Fig. 9B) avec récurrence des termes gréso-calcaires. Chaque groupement de séquences (cycle d'ordre inférieur) est repéré par la surface de maximum régressif (MRS) qui se situe au sommet des décharges de grès à litages de rides ou à HCS et calcaires à SCS.

Les cycles T-R (3^e et 2^e ordres) des formations du Dkhissa et du Teferguenite

Ordre des séquences. Catuneanu (2006) propose de s'affranchir du critère de la durée d'un cycle (ou unité) stratigraphique et propose une hiérarchie indépendante et propre à chaque bassin sédimentaire. La séquence T-R constituant le motif de base identifiable constitue une séquence de 5^e ordre (et donc de haute fréquence et de bas rang = low rank). Les cycles de haut rang (basse fréquence) immédia-

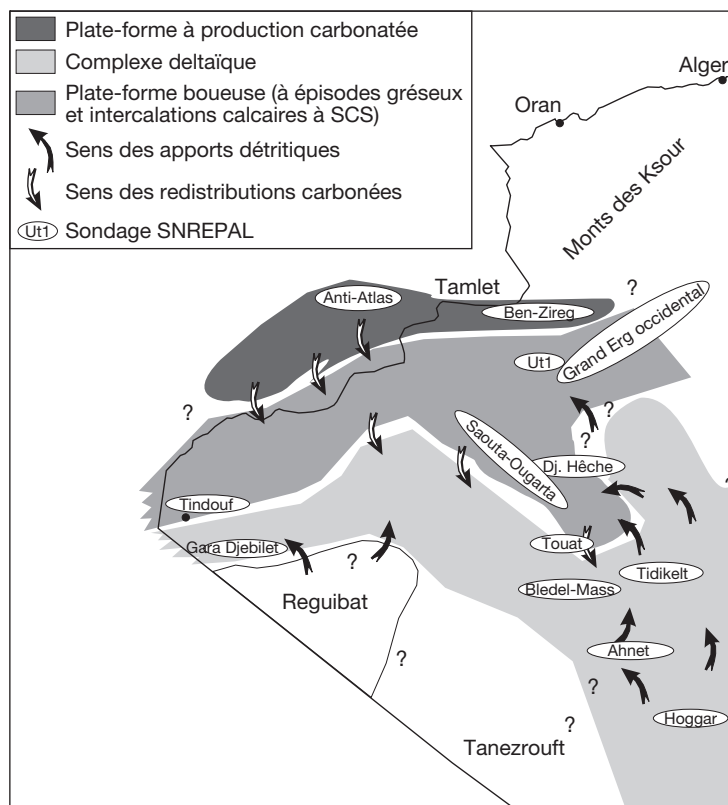


Fig. 14. — Paléogéographie de la plateforme saharienne occidentale au Praguien (Ouali Mehadjji *et al.* 2009).

tement au-dessus seraient donc du 4^e et ensuite du 3^e ordre. La durée de chaque ordre séquentiel serait propre au bassin sédimentaire considéré par l'étude. Cette démarche nous paraît plus réaliste et actualiste et rend compte des impératifs des observations de terrain. Toutefois, son application dépasse le contexte de ce travail car impliquant une investigation à l'échelle du bassin et tout le paléozoïque, d'où le recours ici à l'ordre séquentiel classique.

Dans la hiérarchie de l'école d'Exxon, notre séquence de dépôt (Fig. 8C) serait du 4^e ordre selon la hiérarchie de Catuneanu (2002: 40; 2006: 328) et de Reading & Levelle (1996), et les cycles sont respectivement de 3^e ordre (durée de 0,5 à 3 Ma) puis du 2^e ordre (durée de 3 à 50 Ma). En se basant sur la charte internationale de la commission de stratigraphie (ICS 2008), les calculs des durées moyennes des cycles de 3^e ordre montrent une

fourchette de 0,825 Ma (cycles du Lochkovien supérieur-Praguien de la coupe RO) et de 0,942 Ma (cycles du Lochkovien supérieur-Praguien de la coupe du km 30) alors que chaque cycle du 2^e ordre est de 4,025 Ma (Lochkovien à Emsien de la coupe du « km 30 »). De ce fait, ces cycles identifiés (aussi bien du 2^e que ceux du 3^e ordre) s'intègrent assez bien dans la hiérarchie classique.

Les cycles T-R. Les séquences T-R identifiées ont été regroupées en cycles T-R (Figs 10-12) en intégrant les observations de terrain et les données biostratigraphiques locales et régionales.

Le cycle Ld1 est représenté dans la Formation du Dkhissa au dessus de la crête I à la coupe RO (Fig. 10), et seul le demi-cycle régressif serait présent (grès roux à sphéroïdes et boules) au « km 30 » (Fig. 11) où le cycle semble débiter au sommet de

la Formation du Saheb el Djir. À notre avis, une légère diachronie serait responsable de cette configuration ou encore, une partie de la Formation du Dkhissa aurait été érodée lors de la rétrogradation du shoreface. Toutefois, pour le moment, nous n'avons aucune preuve d'une lacune à ce moment. Ce cycle est encadré par MRS1 (à la coupe RO) et qui pourrait être l'équivalente du mur du niveau des grès roux en boules dans la coupe du « km 30 » et MRS2 (Fig. 13).

Le cycle Ld2 couvre les sédiments encadrés par le revers de la crête III et le sommet de la crête V dans RO, et entre le revers de la crête II et le sommet de la crête III au « km 30 ». C'est pendant le demi-cycle régressif du Ld2 que débutent les calcaires à empâtements stromatolithiques et à stratification oblique sigmoïdale constituant ce demi-cycle régressif, clôturé par la surface MRS3.

Le cycle Ld3 est encadré par le revers de la crête V et la base de la combe sous la barre A au RO, et entre le revers de la crête III et le sommet de la crête IV au « km 30 ». Au Maroc présaharien (vallée du Draa), Lubeseder *et al.* (2009) définissent un épisode de régression forcée dans la Formation d'Assa entre ED1 et ED2. Cet épisode serait contemporain au cycle Ld3 défini ici mais avec un retard puisque Ld3 s'inscrit au milieu ou au sommet du Praguien alors que dans la vallée du Draa, cet épisode à FSST et bas niveau (LST) semble se positionner à la base du Praguien. La surface MRS3 est située au sommet de la crête IV au « km 30 » et au sommet de la crête VI au RO.

Le cycle Ld4 comprend plusieurs séquences T-R de 3^e ordre. Ce cycle débute à la base de la combe argileuse sous la barre A et se termine sous le FBV (Ouali Mehadji 2004). La surface d'érosion (microravinements), sous la barre A, est assimilée ici à une surface de ravinement transgressif qui coïncide aussi avec le maximum flooding d'un cycle de 3^e ordre. En effet, ces deux surfaces peuvent se télescoper et rejoindraient la surface du maximum régressif vers l'aval (vers le bassin) (Catuneanu *et al.* 2009).

Ce cycle comporte vers sa partie inférieure les trois épisodes calcaires (barres A, B et C) constituant ici un CT suivi par un CR représenté par les siliciclastiques à HCS.

Ce cycle Ld4 est limité au sommet par MRS5 située juste au mur des grès à trilobites au « km 30 ».

Le cycle Ld4 débute au sommet du Praguien et se termine à l'Emsien supérieur (sous le FBV de Ouali Mehadji *et al.* (2004), sous le banc 19 à *Agoniatites lateseptatus* (Beyrich, 1837), *Sellanaercestes certus* Chlupac & Turek, 1983 et *S. tenuior* Wallister, 1965 de Göddertz (1987) de la zone à *Patulus*. Au-dessus, un nouveau cycle Md1 débute (Formation du Cheffar el Ahmar) à l'Emsien terminal, avec des faciès littoraux, puis le niveau majeur à brachiopodes marque le début de l'installation d'une plate-forme carbonatée qui va durer jusqu'au Dévonien supérieur (Frasnien).

CONCLUSION ET CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Les faciès identifiés (Tableau 1), leurs enchaînements (Figs 10-12) ainsi que la faune marine aussi bien dans les argiles que dans les barres grésocalcaires, montrent bien le contrôle de la sédimentation par les conditions hydrodynamiques exclusivement marines dans toute la Saoura-Ougarta. Chaque séquence est constituée d'un terme argileux à passées silto-gréseuses inscrit dans l'offshore à offshore transition, ensuite les barres gréseuses ou grésocalcaires se développent dans les tranches du shoreface sous une forte dynamique de tempêtes. Les barres sableuses immergées, par leurs morphologies, développent les conditions du foreshore (crêtes des barres) avec possibilité d'émersions restreintes et localisées. À aucun moment, l'influence continentale fluviale ne se manifeste dans la Saoura-Ougarta au Dévonien inférieur.

Les faciès calcaires de la Formation du Dkhissa correspondent au « bruit sédimentologique » de Guillocheau (1997). Ils reflètent des moments d'abandon du système détritique littoral en « bypass » lors de brèves périodes de tempêtes et ouragans (faciès Cbx, Cb.hcs et Cb.scs). Par contre, les barres calcaires de la Formation du Teferguenite enregistrent des variations allocycliques, sous contrôle tectono-eustatique.

Durant le Lochkovien supérieur-Praguien, la Saoura-Ougarta est occupée par une plateforme

marine boueuse (Mud-dominated platform *sensu* Boreen & James 1995) dominée par les tempêtes et les houles avec une dérive littorale active, momentanément bloquée lors des tempêtes (épisodes calcaires du Dkhissa). Cette plateforme évolue ensuite à l'Emsien en accréation sous contrôle tectono-eustatique.

Les intercalations calcaires de la Formation du Dkhissa ne traduisent pas un état du niveau marin (qualité du niveau marin relatif) mais c'est le continuum argilo-gréseux qui l'enregistre. Par contre, dans la Formation du Teferguenite, les barres calcaires A, B et C traduisent réellement des variations eustatiques. Ces variations qui apparaissent positives dans la Saoura-Ougarta (dans les séquences de haute fréquence) ne reflètent pas la réalité à l'échelle de la plate-forme occidentale saharienne. En effet, le travail de Wendt *et al.* (2006) met en évidence l'absence de dépôts de la majeure partie de l'Emsien dans l'Ahnet-Bled el Mass et l'axe de Foum Belrem-Dj. Azzaz. Cette lacune (hétérochrone) est induite par une exondation sur Ahnet-Bled el Mass (Fig. 13) et même vers la partie orientale des Tassilis (Wendt *et al.* 2009). En un seul endroit, à Dj. Aberraz (bordure orientale du bassin de Reggane), une formation argilo-gréso-calcaire à brachiopodes, signalée aussi par Biju-Duval *et al.* (1968), montre le passage Praguien à Emsien inférieur surmonté directement par l'Emsien terminal. Nous pensons que la partie supérieure de l'Emsien inférieur et la partie inférieure de l'Emsien supérieur seraient absentes.

Le mécanisme par « effet Haug » serait responsable de ce découplage tectono-eustatique (émersion à la bordure nord du craton et approfondissement du/des sillon(s)). Une telle dynamique a été qualifiée d'« effet Haug » par Lucas (1942: 445, 446), puis par Elmi (1990: 195; 1996: 19, 22), dans les terrains jurassiques du nord-ouest algérien. Le cycle Ld4 s'inscrit donc dans ce contexte où les barres calcaires (A, B et C) s'inscrivent donc dans un contexte d'approfondissement (deepening).

Nous pensons que la surface supérieure de la barre A constitue la surface « Cc » (correlative conformity *sensu* Posamentier *et al.* 1988) intra-Ld4, et serait corrélable au « mid-cycle » ED3 de Lubeseder *et al.* (2009).

Les travaux de Beuf *et al.* (1971) combinés à nos données de terrain nous permettent d'entrevoir, au Lochkovien supérieur-Praguien (Fig. 14) (Ouali Mehadjji *et al.* 2009), un système deltaïque en position méridionale (Ahnet, Azzel-Matti, Bled el Mass et Tidikelt), un système siliciclastique-carbonaté (Gourara-Saoura-Ougarta-Grand Erg occidental) et une plateforme carbonatée (Ben Zireg-Anti-Atlas) (Fig. 14). Ce n'est qu'à partir de l'Emsien (inférieur) que les détritiques envahissent Ben-Zireg (talus argilo-gréseux de Massa *et al.* 1965; Hollard 1967) mais cette fois-ci par l'Ouest à partir des reliefs du Tamlelt et de la partie centrale du Draa (paleohighs de Lubeseder *et al.* 2009). À ce moment (fin Praguien à Emsien inférieur), le sillon de la Saoura-Ougarta se creuse encore plus par une subsidence tectonique. La Saoura est épargnée d'un système deltaïque durant tout le Dévonien inférieur.

Aucune séquence à influence fluviale (plaine deltaïque, marais, etc.) ni structure pouvant être rapportée à cet environnement continental n'a été rencontrée dans la Saoura-Ougarta. L'environnement deltaïque est à écarter. La sédimentation deltaïque, selon nos données de terrain, disparaît entre Adrar et Reggane au Praguien supérieur. À partir de l'Emsien supérieur (cycle Md1, sommet de la Formation du Teferguenite et la base de la Formation du Cheffar el Ahmar), la transgression dévonienne sera généralisée à la plateforme saharienne occidentale du Tassili à Tindouf et du Taoudenni à Ben Zireg vers le Nord.

Remerciements

Les auteurs remercient vivement Jean-Yves Reynaud et Annemarie Ohler, ainsi qu'un relecteur anonyme, pour leurs remarques constructives sur ce manuscrit.

RÉFÉRENCES

- AIGNER T. & REINECK H. E. 1982. — Proximity trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima* 14: 183-215.
- ALBERTI G. K. 1993. — Dacryconaride und homoctenide Tentaculiten des Unter-und-Mittel Devon. *Courrier*

- Forschungsinstitut Senckenberg* 158: 1-229.
- ALIMEN H., LE MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G. & POUETO A. 1952. — *Les chaînes d'Ougarta et la Saoura*. 19^e Congrès géologique international, Alger, 1^{re} série, 15, 1-114.
- ANDERTON R. 1976. — Tidal-shelf sedimentation an example from Scottish Dalradian. *Sedimentology* 23: 429-458.
- BASTIEN C. 1967. — Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (Région d'Ougarta-Dévonien inférieur). *Publications du Service géologique d'Algérie* 35: 81-88.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., GABRIEL O., BENACEF A., ROGNON P. B. & GRAVELLE M. 1971. — *Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Évolution structurale d'un craton*. Technip, Paris, 464 p.
- BIJU-DUVAL B. 1999. — *Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole*. Technip, Paris, 735 p.
- BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., BEUF S. & BENACEF A. 1968. — Lithostratigraphie du Dévonien inférieur dans l'Ahnnet et le Mouydir (Sahara central). *Publications du Service géologique de l'Algérie*, Nouvelle Série, Bulletin 38: 83-104.
- BOREEN T. D. & JAMES N. P. 1995. — Stratigraphic sedimentology of Tertiary cool-water limestones, SE Australia. *Journal of Sedimentary Research* B65: 142-159.
- BOUMENDJEL K., MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNK H., LARDEUX H., LE MENNE J., MELOU M., RACHEBOEUF P. R. 1997. — Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Annales de la Société géologique du Nord* (2^e série) 5: 89-116.
- BOURGEOIS J. & LEITHOLD E. L. 1984. — Wave-worked conglomerates depositional processes and criteria for recognition, in KOSTER E. H. & STEEL R. J. (eds), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir* 10: 331-343.
- BRENCHLEY P. J. 1985. — Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology* 9: 369-396.
- CATUNEANU O. 2002. — Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Science* 35: 1-43.
- CATUNEANU O. 2006. — *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, Boston, 375 p.
- CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARYA J. P., BLUM M. D., DALRYMPLE R. W., ERIKSSON P. G., FIELDING C. R., FISHER W. L., GALLOWAY W. E., GIBLING M. R., HOLBROOK J. M., JORDAN R., KENDALL C. G. ST C., MACURDA B., MARTINSEN O. J., MIAL A. D., NEAL J. E., NUMMEDAL D., POMAR L., POSAMENTIER H. W., PRATT B. R., SARG J. F., SHANLEY K. W., STEEL R. J., STRASSER A., TUCKER M. E. & WINKER C. 2009. — Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews* 92: 1-33.
- CHAMLEY H. 1988. — Les milieux de sédimentation. BRGM Éditions, Paris; 173 p.
- COJAN I. & RENARD M. 1999. — *Sédimentologie*. Masson, Paris, 418 p.
- COURREL L., REY J., COTILLON P., DUMAY P., MARIAUD P., RABILLER R. & RAYNAUD J. F. 1997. — Lithostratigraphie: des unités lithologiques aux stratigraphies génétiques, in REY J. (éd.), *Stratigraphie, terminologie française*. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, Mémoire 19: 7-36.
- DATTA B., SARKER S. & CHAUDHURI A. K. 1999. — Swaley cross-stratification in medium to coarse sandstone produced by oscillatory and combined flows: examples from Proterozoic Kansapathar Formation, Chhattisgarh Basin, M.P. India. *Sedimentary Geology* 129: 51-70.
- DELFAUD J. 1974. — La sédimentation deltaïque ancienne – Exemples nord-sahariens. *Bulletin du Centre de Recherche de Pau-SNPA*, 8 (1): 241-262.
- ELMI S. 1990. — Les applications géodynamiques de la stratigraphie: l'histoire triasico-jurassique de la marge vivaro-cévenole (France Sud-Est). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, hors-série 9, *Journée Louis David*: 93-123.
- ELMI S. 1996. — L'histoire jurassique des monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) ou l'œuvre de Gabriel Lucas à l'épreuve du temps. *Mémoires de la Société géologique de France* 169: 17-24.
- EMBRY A. F. & JOHANNESSEN F. P. 1992. — T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada, in VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES O. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. & LUND T. B. (eds), *Arctic geology and petroleum potential*. *Norwegian Petroleum Society*, Special Publication 2: 121-146.
- FABRE J. 1976. — *Introduction à la géologie du Sahara algérien*. Société nationale d'édition et diffusion, Alger, 422 p.
- FABRE J. 2005. — *Géologie du Sahara occidental et central*. Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, 572 p.
- GHIBAUDO G., MUTTI E. & ROSELL J. 1974. — Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretacico superior) nella valle Noguera-Riba-gor zana (Pirenei centro-meridionali, Province di Lerida e Huesca, Spagna). *Mémoire de la Société géologique d'Italie* 13: 497-537.
- GÖDDERTZ B. 1987. — Devonische Goniatiten aus SW-Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge. *Palaeontographica* 197 (4-6): 127-220.
- GUILLOCHEAU F. 1997. — Échelles de temps des différents contrôles: implications sur la préservation des sédiments. *Geobios*, mémoire spécial 21: 179-180.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. 1988. — Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme:

- le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, série II, 307: 1909-1916.
- HALFAR J., GODINEZ-ORTA L., GOODFRIEND G. A., MUCCIARONE D. A., INGLE J. C., HOLDEN P. 2001. — Holocene-Pleistocene carbonate sedimentation and tectonic history of the La Paz area, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 144 (1-2): 149-177.
- HALFAR J., JAMES C., INGLE J. C. JR., GODINEZ-ORTA L. 2004. — Modern non-tropical mixed carbonate-siliciclastic sediments and environments of the southwestern Gulf of California, Mexico. *Sedimentary Geology* 165: 93-115.
- HOLLARD H. 1967. — Le Dévonien du Maroc et du Sahara occidental, in OSWALD D. H. (éd.), *Devonian System 1*. Alberta Society Petroleum Geology, Calgary: 203-244.
- INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY 2008. — <http://www.stratigraphy.org>.
- JANSEN U. 2001. — Morphologie, Taxonomie und Phylogenie unter-devonischer Brachiopoden aus der Dra-Ebene (Maorkko, Prä-Sahara) und dem Rheinischen Schiefergebirge (Deutschland). *Abhandlungen der Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft* 554: 1-389.
- JANSEN U., PLODOWSKI G., SCHINDLER A. & WEDDIGE K. 2004. — The Pragian at Assa (SW Dra Valley, Morocco), in EL HASSANI A. (éd.), *Devonian neritic-pelagic correlation and events in the Dra Valley (Western Anti-Atlas, Morocco)*. International Meeting on Stratigraphy: 64-68.
- JOHNSON H. D. & BALDWIN C. T. 1996. — Shallow clastic seas, in READING H. G. (éd.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science: 232-280.
- JOHNSON J. G. & MURPHY M. A. 1984. — Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 95: 1349-1359.
- JOHNSON J. G., KLAPPER G. & SANDBERG C. A. 1985. — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin* 96: 567-587.
- LECKIE D. A. & WALKER R. G. 1982. — Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *Bulletin of American Association Petroleum Geologists* 66: 138-157.
- LE MAÎTRE D. 1952. — La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg el Djemel (Sud oranais). *Matériaux pour la Carte géologique de l'Algérie: Paléontologie* 12: 1-170.
- LEGRAND P. 1967. — Nouvelles connaissances acquises sur la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien. *Bulletin du Bureau de Recherches géologiques et minières* 33: 119-137.
- LEGRAND P. 1968. — Le Dévonien du Sahara algérien, in OSWALD D. H. (éd.), *International Symposium on the Devonian System 1*. Alberta Society Petroleum Geology, Calgary: 245-284.
- LEGRAND P. 1981. — Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Compagnie française des Pétroles, Notes et Mémoires* 16: 9-24, 3 tables, 9 pls.
- LEGRAND P. 1983. — Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque: le Paléozoïque inférieur et le Dévonien, in FABRE J. (éd.), *Afrique de l'Ouest. Introduction géologique et termes stratigraphiques. Lexique stratigraphique international*. Nouvelle série, volume 1, IUGS. Pergamon Press, Oxford: 96-104.
- LUBESEDER S., REDFERN J. & BOUTIB L. 2009. — Mixed silici-clastic-carbonate shelf sedimentation – Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology* 215: 1-4, 13-32.
- LUCAS G. 1942. — Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie* (2) 16: 1-530.
- MAACHE N. 1987. — *Étude sédimentologique: lithostratigraphie, diagenèse et paléogéographie des séries du Dévonien de la Saoura, Monts de l'Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie)*. Thèse Doctorat 3^e cycle, Université Paris-Sud (Orsay), 176 p.
- MASSA D., COMBAZ A. & MANDERSHEID G. 1965. — Observations sur les séries siluro-dévonniennes des confins algéro-marocains du Sud (1954-1955). *Compagnie française des Pétroles, Notes et Mémoires* 8: 1-187.
- MENCHIKOFF N. 1930. — Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* 3 (2): 103-242.
- MENCHIKOFF N. 1932. — Sur le Dévonien à Céphalopodes de l'Oued Saoura et les chaînes d'Ougarta (Sahara oranais). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris* 194: 1966-1968.
- MENCHIKOFF N. 1933. — La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Algérie*, 2^e série, 2: 108-124.
- MENCHIKOFF N. 1936. — Études géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société géologique de France* 5 (4): 132.
- MOUNT J. F. 1984. — Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology* 112: 432-435.
- NEDJARI A. 2007. — Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque: une mobilité permanente (Livret guide du field trip). *Mémoire du Service géologique de l'Algérie* 14: 87-113.
- OUALI MEHADJI A. 2004. — *Les brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur-Eifélien inférieur de la Saoura (Sahara Nord-occidental, Algérie), Marqueur événementiel de la transgression fini-emsienne. (paléontologie, biostratigraphie, taphonomie et environnements sédimentaires)*. Thèse Doctorat d'État, Université d'Oran, 229 p.

- OUALI MEHADJJI A., ELMI S., RACHEBOEUF P. & MEKAHLI L. 2004. — Caractéristiques et signification d'un niveau majeur à brachiopodes. Marqueur événementiel dans l'évolution dévonienne de la Saoura (Sahara du nord-ouest, Algérie). *Compte Rendu Geosciences* 336: 1283-1292.
- OUALI MEHADJJI A., ATIF K. & BOUTERFA B. 2009. — *Cartes paléogéographiques du Dévonien inférieur de la partie occidentale de la plateforme saharienne*. Colloque «Demain, les bassins sahariens», Jubilé en hommage au Professeur Jean Fabre, avril 2009, résumé: 30, 31.
- PARIS F., BOUMENDJEL K., MORZADEC P. & PLUSQUELLEC Y. 1997. — Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Annales de la Société géologique du Nord* (2^e série) 5: 117-121.
- PETTER G. 1959. — Goniates dévoniennes du Sahara. *Publications du Service de la Carte géologique d'Algérie, nouvelle série, Paléontologie* 2: 1-369.
- POSAMENTIER H. W. & VAIL P. R. 1988. — Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and system tract models, in Wilgus B. S., Hastings C. Gt. St. C., Kendal H. W., Posamentier H. W., Ross C. A. & Van Wagoner J. C. (eds), Sea-level changes: an integrated approach. *Special Publication of Society Economists Paleontologists Mineralogists* 42: 125-154.
- READING H. G. & COLLINSON J. D. 1996. — Clastic coasts, in READING H. G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science: 154-231.
- READING H. G. & LEVELL B. K. 1996. — Controls on the sedimentary rock record, in READING H. G. (éd.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science: 5-36.
- REINECK H. E. & SINGH I. B. 1980. — *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin, 549 p.
- RUBINO J. L. 1984. — Synthèse bibliographique des connaissances sur les sables de plate-forme. *TOTAL - Compagnie Française des Pétroles, Direction de l'Exploration, I, Département Laboratoire & Exploration, inédit*: 1-61.
- TAMURA T. & MASUD F. 2005. — Bed thickness characteristics of inner-shelf storm deposits associated with a transgressive to regressive Holocene wave-dominated shelf, Sendai coastal plain, Japan. *Sedimentology* 52: 1375-1395.
- SCHLAGER W. 1992. — *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma: 1-77.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C. & LUBESSEDER S. 2006. — Sedimentary evolution of a Paleozoic basin and ridge system: the middle and upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geology Magazine* 143 (3): 269-299.
- WENDT J., KAUFFMAN B. & BELKA Z. 2009. — Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Bassin (Algerian Sahara). *Journal of African Earth Sciences* 54: 85-96.

*Soumis le 10 août 2009;
accepté le 5 janvier 2011.*