



Le Dévonien supérieur du Sahara nord-occidental (Algérie) : Faciès, environnements et signification géodynamique des calcaires griottes

Abdelkader ABBACHE ^{1,2}

Abdelkader OUALI MEHADJI ²

Catherine CRÔNIER ^{3,4}

Ahmed Hamza FELLAH ^{2,5}

Ninon ALLAIRE ³

Claude MONNET ³

Résumé : Sur la bordure nord-ouest du Sahara algérien, dans les bassins de Béchar (Ben-Zireg), de l'Ougarta (Marhouma) et du Gourara (Charouine), le Dévonien supérieur est marqué par les calcaires noduleux de type "griotte" qui s'échelonnent depuis le Frasnien jusqu'au Famennien (Dévonien). Il s'agit d'alternances argilo-gréso-calcaires riches en ammonoïdes. Des variations latérales de faciès et d'épaisseur sont observées dans ces trois bassins. Ces variations sont directement liées aux conditions de leur environnement de dépôts (hydrodynamisme, physiographie du bassin, arrêts sédimentaires). Dans les trois régions étudiées, les milieux de dépôt des faciès griottes correspondent à un environnement de type plateforme (hauts fonds) et bassin sous contrôle tectono-eustatique. À Ben-Zireg, les faciès correspondent à une plateforme. À Marhouma, les faciès correspondent d'abord à une rampe distale, puis à un environnement de talus à tablier à faciès allodapiques (Famennien II, VI et V) et de bassin (Famennien II et VI). À la fin du Famennien, on assiste à l'installation d'une sédimentation argilo-sableuse de talus (Membre inférieur des Grès de Ouarourout) rapidement relayée par la mise en place d'une plateforme (Membre supérieur des Grès de Ouarourout) avant émergence. À Charouine, les argiles du bassin (hémipélagites) dominent la sédimentation. La présence d'asphaltites sous forme d'imprégnation dans les faciès griottes, de galettes centimétriques et de blocs métriques dans les faciès postérieurs aux calcaires noduleux, suggère les effets d'une diagenèse précoce qui a dû également jouer un rôle important par la réduction des sulfates et l'oxydation anaérobie du méthane (biogénique et/ou thermique). La ségrégation d'aires sédimentaires à faciès griotte semble être calquée sur un morcellement du socle. En effet, les faciès griottes suivent de près la suture panafricaine. Dans l'Ougarta, l'accident "Sud Ougartien" ne serait que le prolongement du mégalinéament du Tibesti. La réactivation au Dévonien supérieur des fractures du socle précambrien serait responsable de ce contraste des faciès.

¹ Université Mustapha Stambouli de Mascara, Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, BP 305, route de Mamounia, Mascara (Algérie)
kader.abbache@gmail.com

² Laboratoire de Paléontologie stratigraphique et paléoenvironnements, Université Mohamed Ben Ahmed (Oran II), Bir El Djir, Oran (Algérie)

³ Université de Lille, CNRS, UMR 8198 – Evo-Eco-Paleo, F-59000 Lille (France)

⁴ catherine.cronier@univ-lille.fr

⁵ Université Tahri Mohamed, Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, Béchar (Algérie)

Manuscrit en ligne depuis le 31 mai 2019

[Éditeur : Bruno GRANIER ; éditeur pour la langue anglaise : Robert W. SCOTT]

**Mots-clefs :**

- Algérie ;
- faciès griotte ;
- Dévonien supérieur ;
- paléoenvironnements ;
- rythmites ;
- oxydation anaérobie

Citation: ABBACHE A., OUALI MEHADJI A., CRÔNIER C., FELLAH A.H., ALLAIRE N. & MONNET C. (2019).- Le Dévonien supérieur du Sahara nord-occidental (Algérie) : Faciès, environnements et signification géodynamique des calcaires griottes.- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 19, n° 5, p. 71-96.

Abstract: Upper Devonian Griottes Limestone in NW Sahara (Algeria): Facies, environments and geodynamic significance.- On the NW margin of the Algerian Sahara in the Bechar (Ben-Zireg), Ougarta (Marhouma) and Gourara (Charouine) basins, the Upper Devonian "griottes" nodular limestone was deposited during the Frasnian and the Famennian. These alternating clayey-sand-limestone deposits are rich in ammonoids. These facies vary laterally and in thickness in these three areas. These facies variations are directly related to depositional environmental conditions (hydrodynamism, basin physiography, sedimentary gaps). In the three studied areas, the griotte facies were deposited on a deep seabed platform and in basins under tectono-eustatic control. In the Ben-Zireg area platform facies are throughout the studied stratigraphic interval. In the Marhouma area, the facies change through time first as distal ramp sedimentation (Frasnian Ia), then shifting to an apron slope sedimentation with allodapic facies (Famennian II, VI and V), and then in basinal settings (Famennian II and VI). Finally, at the end of the Famennian, the series ended with sandy-clay slope sedimentation (lower member of the Ouarourout sandstone), and next platform sedimentation (upper member of Ouarourout sandstone) topped by an emersion surface. In the Charouine area, basin clays (hemipelagites) dominate the facies. The presence of asphaltene impregnations in the griotte facies and in centimetric slabs to metric blocks of the facies posterior to nodular limestones implies the effects of early diagenesis. This process played an important role in the sulphate reduction and the anaerobic oxidation of methane (biogenic and / or thermal). The segregation of sedimentary areas with griotte facies seems to be influenced by basement fragmentation. Indeed, the griotte facies closely follow the Pan-African flexure. In Ougarta, the "South Ougartian" fault corresponds to the extension of the mega-lineament of Tibesti. The reactivation of Precambrian basement faults during the Late Devonian may have been responsible for the observed contrasting facies.

Key-words:

- Algeria;
- Griotte facies;
- Upper Devonian;
- paleoenvironments;
- rhythmites;
- anaerobic oxidation

1. Introduction

Sur la frange septentrionale de la plateforme saharienne algérienne, le Dévonien supérieur affleure assez bien dans les bassins paléozoïques de Béchar (Ben-Zireg), de l'Ougarta (Marhouma) et du Gourara (Charouine). Ces terrains ont été étudiés par de nombreux auteurs à cause de leur richesse en faune (Ammonoïdes : MENCHIKOFF, 1936 ; PETTER, 1959, 1960 ; GÖDDERTZ, 1987 ; KORN *et al.*, 2010 ; Ostracodes : CASIER, 1982, 1985 ; Conodontes : GÖDDERTZ, 1987 ; MAHBOUBI *et al.*, 2015 ; MAHBOUBI & GATOVSKY, 2015 ; Brachiopodes : MOTTEQUIN *et al.*, 2015 ; Trilobites : CRÔNIER *et al.*, 2013) et de leurs caractéristiques sédimentologiques et environnementales (ELMI & AMEUR, 1984 ; BENHAMOU *et al.*, 2004 ; AÏT-OUALI & NEDJARI, 2006 ; OUALI MEHADJI *et al.*, 2012 ; BENDELLA & OUALI MEHADJI, 2014). Ces affleurements sont représentés par : i) la Formation des Calcaires griottes de Ben-Zireg dans le secteur de Ben-Zireg ; ii) la partie terminale de la Formation du Cheffar El Ahmar, la Formation des Argiles de Marhouma, et la Formation des Grès de Ouarourout dans l'Ougarta (Saoura) ; iii) et

la Formation des Argiles de Kahla dans le Gourara. Ces formations, riches en ammonoïdes, montrent des unités lithologiques échelonnées depuis la zone Ia du Frasnien jusqu'à la zone VI du Famennien, sans lacune sédimentaire majeure (PETTER, 1959, 1960 ; MASSA, 1965 ; FABRE, 1976, 2005 ; MAHBOUBI *et al.*, 2015).

Dans ces régions, le Dévonien supérieur se caractérise par des faciès griottes au sens de AUBOUIN (1964), équivalents du "*rosso-ammonitico*" de JENKINS (1974) dans le Mésozoïque, en intercalations dans des ensembles argilo-siltogréseux. Les travaux de WENDT (1988), et WENDT *et al.* (1984) dans l'Anti-Atlas marocain (Tafilalet et Maïder) furent complétés et actualisés par LUBESSEDER *et al.* (2010). Ces faciès noduleux montrent des variétés lithologiques liées aux environnements de dépôt (plate-forme vs bassin) et à la diagenèse précoce. Ils tradiraient un événement tectonique d'ordre régional ayant modelé la physiographie des bassins en une paléogéographie insulaire avec un alignement de hauts fonds sur des accidents tectoniques régionaux (ELMI & AMEUR, 1984 ; WENDT & AIGNER, 1985).

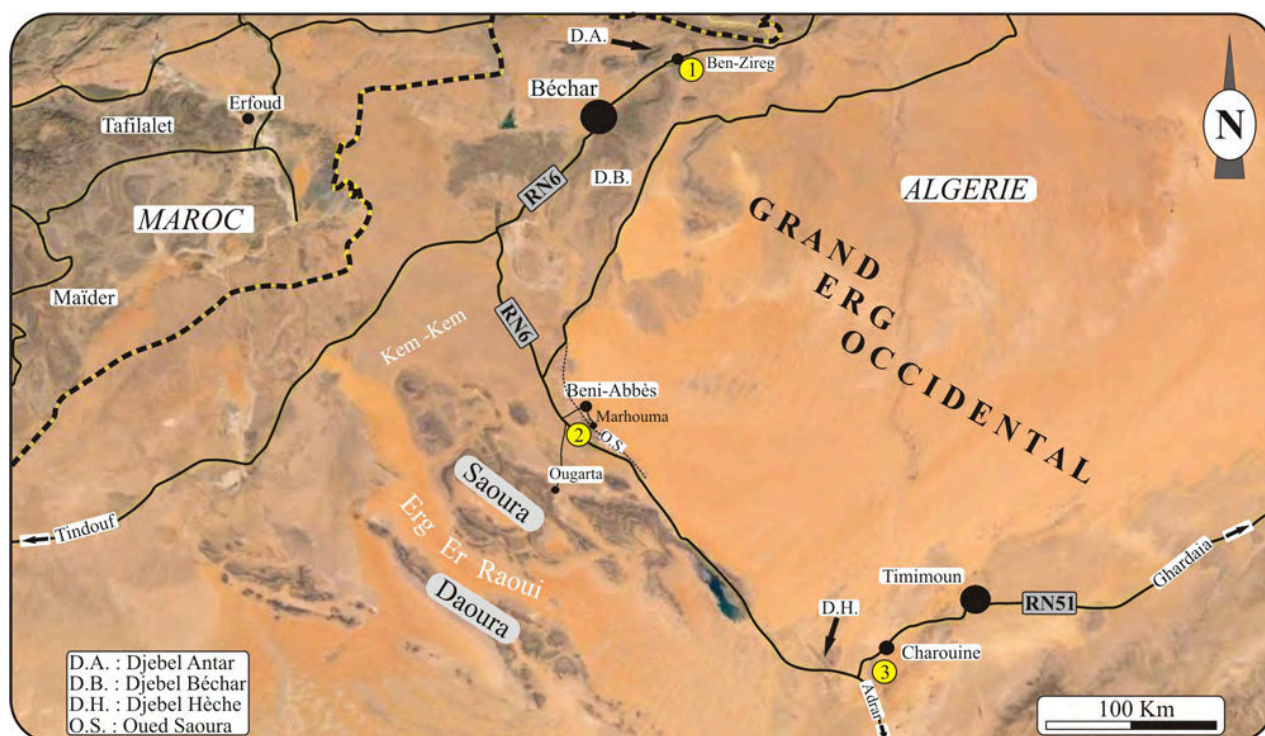


Figure 1 : Image satellitaire (d'après Google Earth) montrant la position géographique des trois régions étudiées : 1) bassin de Béchar (Ben Zireg), 2) bassin de l'Ougarta (Marhouma), et 3) bassin du Gourara (Charouine).

Figure 1: Satellite image (from Google Earth) showing the geographic location of the three studied areas: 1) the Bechar Basin (Ben Zireg), 2) the Ougarta Basin (Marhouma), and 3) the Gourara Basin (Charouine).

Deux polarités se dessinent dans les faciès griottes du Dévonien supérieur saharien : une polarité Ouest-Est avec un ensemble entièrement calcaire à Ben Zireg, un ensemble argilo-gréseux à épisodes de calcaires griottes dans la Saoura, et enfin un ensemble argileux à fines intercalations de calcaires noduleux. La deuxième polarité est orientée Nord-Sud avec : i) un faciès noduleux de type griotte sur la marge nord saharienne (Anti-Atlas, Ben-Zireg, Saoura, Gourara), et ii) un faciès siliciclastique (argilo-gréseux à passées calcaires et épisodes gréseux, grossiers) vers la marge méridionale (Tindouf, Reggane, Ahnet, Mouydir). Nous pensons que ces variations sont induites par des exigences environnementales subordonnées à des causes structurales.

Dans notre étude, nous proposons de visualiser la distribution des faciès noduleux (et leurs variantes) dans un modèle de dépôt (association de faciès et des environnements), et leurs juxtapositions avec les aires paléogéographiques du Dévonien supérieur saharien, complété par un écorché structural régional.

2. Contexte géographique et géologique de l'étude

Le Dévonien supérieur de la frange nord saharienne en Algérie affleure dans trois bassins : le Bassin de Béchar (région de Ben-Zireg), le Bassin d'Ougarta (région de Saoura) et le Bassin de Gourara (région de Charouine).

Le prolongement de ces bassins vers le NO, dans l'Anti-Atlas marocain, est représenté par les bassins du Tafilalet et du Maïder (Fig. 1).

La région de Ben-Zireg (Fig. 2.A) est une structure anticlinale qui affleure à la faveur d'une boutonnière dans la couverture secondaire, à 50 km au NE de la ville de Béchar, entre Djebel Antar au NO et Djebel Béchar au SO. Cette structure hercynienne sub-cratonique (HOuari & HOEPFFNER, 2003), reprise par l'orogénèse alpine, occupe la marge NO de la plateforme saharienne, dans un domaine mobile en position d'avant-fosse (KAZI-TANI *et al.*, 1991) et dans une zone tectonique à la jonction entre le domaine de l'Anti-Atlas/Ougarta au Sud et du domaine mésétien au Nord (MICHARD *et al.*, 2010).

Les travaux effectués dans cette région (PAREYN, 1961 ; MASSA, 1965 ; NEDJARI, 1995) montrent que le Paléozoïque, en discordance angulaire sur le Mésozoïque, est représenté par une série sédimentaire allant du Cambro-Ordovicien au Carbonifère (Fig. 2.A).

Le Dévonien supérieur repose sur des alternances marno-calcaires du Dévonien moyen. Il est représenté par une corniche rougeâtre, d'environ 100 m d'épaisseur, correspondant à la Formation des Calcaires griottes de Ben-Zireg. Cette formation est recouverte par les argiles du Carbonifère inférieur (PAREYN, 1961 ; FABRE, 2005).

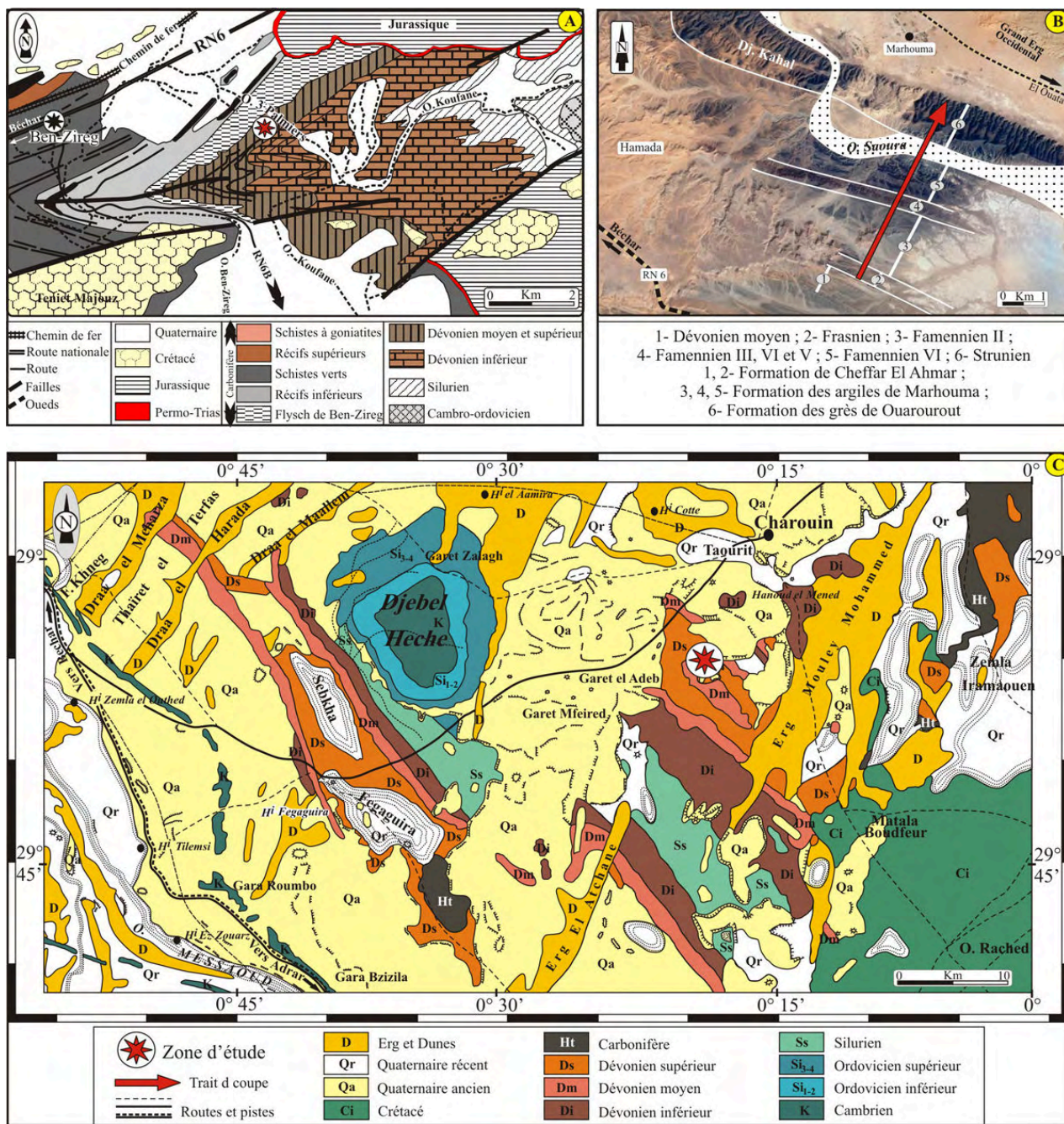
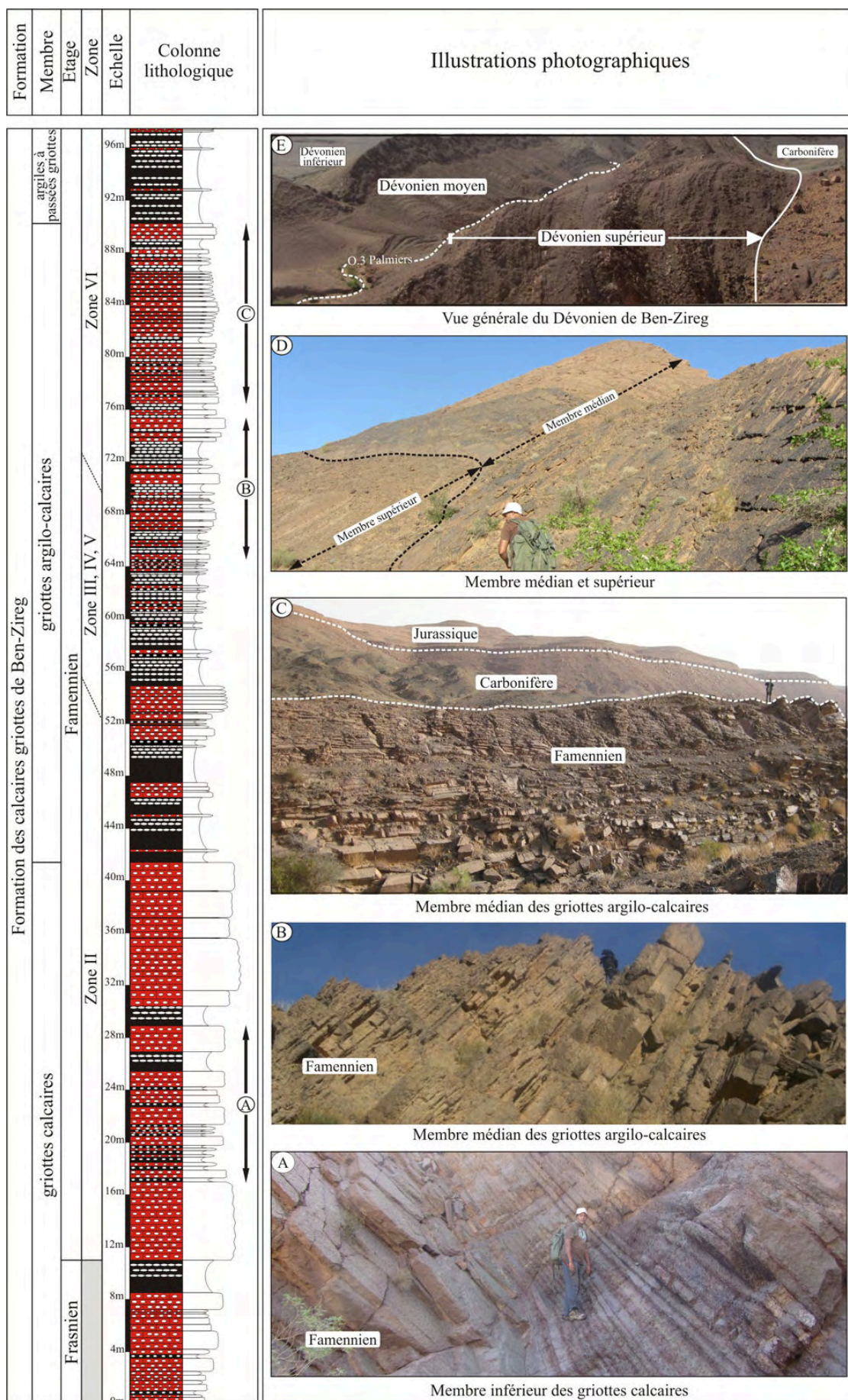


Figure 2 : Cadre géologique des trois régions étudiées : (A) bassin de Béchar (Ben Zireg) (d'après PAREYN, 1961, modifié) ; (B) bassin de l'Ougarta (Marhouma) (image d'arrière-plan d'après Google Earth) ; (C) bassin du Gourara (Charouine) (Carte de Kerzaz, modifiée).

Figure 2: Geological setting of the three studied areas: (A) the Bechar Basin (Ben Zireg) (after PAREYN, 1961, modified); (B) the Ougarta Basin (Marhouma) (background image from Google Earth); (C) the Gourara basin (Charouine) (Map of Kerzaz, modified).

► **Figure 3 :** Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur de Ben-Zireg (bassin de Béchar).

Figure 3: Lithostratigraphic succession of the Upper Devonian of Ben-Zireg (Bechar Basin).





La région de la Saoura s'intègre dans la chaîne de l'Ougarta orientée NO-SE. Elle est située à 30 km au sud de la ville de Béni-Abbès et localisée de part et d'autre de l'Oued Saoura (Fig. 2.B). Cette Chaîne comprend des terrains sédimentaires allant du Cambrien jusqu'au Strunien. Elle est limitée par le tracé de l'anomalie magnétique "Nord Ougarta" qui suit une bonne partie de la limite ouest du Grand Erg Occidental. Cette limite correspondrait à la projection probable de la suture panafricaine (FABRE, 2005). Le Dévonien supérieur de l'Ougarta est représenté par trois formations : la partie supérieure de la Formation du Cheffar El Ahmar (Frasnien), la Formation des Argiles de Marhouma (Famennien), et la Formation des Grès de Ouaraourout (Strunien).

La région de Charouine occupe la partie centrale du Bassin du Gourara qui représente le prolongement SE de la chaîne de l'Ougarta. Elle est localisée à 250 km au SE de la ville de Béni-Abbès et à environ 100 km au SO de la ville de Timimoun à proximité du Djebel Hèche. Elle correspond à une vaste cuvette remplie de terrains sédimentaires, allant du Cambrien au Carbonifère (Fig. 2.C). Le Dévonien supérieur du Gourara est représenté par la Formation des Argiles de Kahla (CONRAD *et al.*, 1986) constituée d'une épaisse série argileuse à passées carbonatées minces, riches en ammonoïdes et en quelques brachiopodes.

3. Données lithostratigraphiques

Dans ce travail, nous présentons la coupe-type du Dévonien supérieur de chaque région étudiée en utilisant la nomenclature lithostratigraphique des travaux antérieurs, sauf pour la région de Ben-Zireg où nous définissons la "Formation des Calcaires griottes de Ben-Zireg".

3.1. Coupe de Ben-Zireg

La coupe qui représente le Dévonien supérieur dans le bassin de Béchar a été levée sur le flanc septentrional de la structure anticlinale de Ben-Zireg. Elle est représentée par la "Formation des Calcaires griottes de Ben-Zireg" (98 m) et est subdivisée en trois membres successifs (Fig. 3) : (a) Membre des griottes calcaires, (b) Membre des griottes argilo-calcaires, et (c) Membre des argiles à passées griottes.

a. Membre des griottes calcaires (41,50 m)

Ce membre inférieur correspond à une alternance rougeâtre et irrégulière, entre des bancs calcaires griottes (0,20 à 2 m) avec des argiles, feuilletées, d'épaisseur centimétrique. Les niveaux calcaires, d'aspect noduleux, sont bioturbés. Les nodules sont stratifiés, agglutinés par des films et liserés grisâtres. Ce membre contient une macrofaune avec céphalopodes (*i.e.*,

goniatites, clyménies et orthocères) et de crinoïdes.

b. Membre des griottes argilo-calcaires (49 m)

Ce membre médian correspond à une alternance rougeâtre de calcaire noduleux (0,10 à 0,80 cm) bioturbés, et de niveaux argileux (0,20 à 1 m) à macrofaune d'ammonoïdes, de brachiopodes, de bivalves et de crinoïdes. Les bancs calcaires montrent une structure noduleuse en puzzle. Les nodules des passées argileuses sont bien stratifiés, sous forme de grumeaux détachables et entourés le plus souvent par des films gris.

c. Membre des argiles à passées griottes (7,50 m)

Ce membre supérieur correspond à une vire argileuse, rouge, à quelques passées de calcaire noduleux en bancs minces (5 à 15 cm), bioturbés et riches en faune d'ammonoïdes déformés. La faune associée est représentée par des moules de gastéropodes, de brachiopodes et de tiges de crinoïdes. Les ammonoïdes et les conodontes attestent de la continuité des biozones du Frasnien (zone à *Manticoceras*) jusqu'au Famennien VI (zone à *Wocklumeria*) (PAREYN, 1961 ; MASSA, 1965 ; MAHBOUBI & GATOVSKY, 2015 ; MAHBOUBI *et al.*, 2015) ; une continuité semblable à celle des séries de l'Anti-Atlas marocain au NO et de l'Ougarta au Sud.

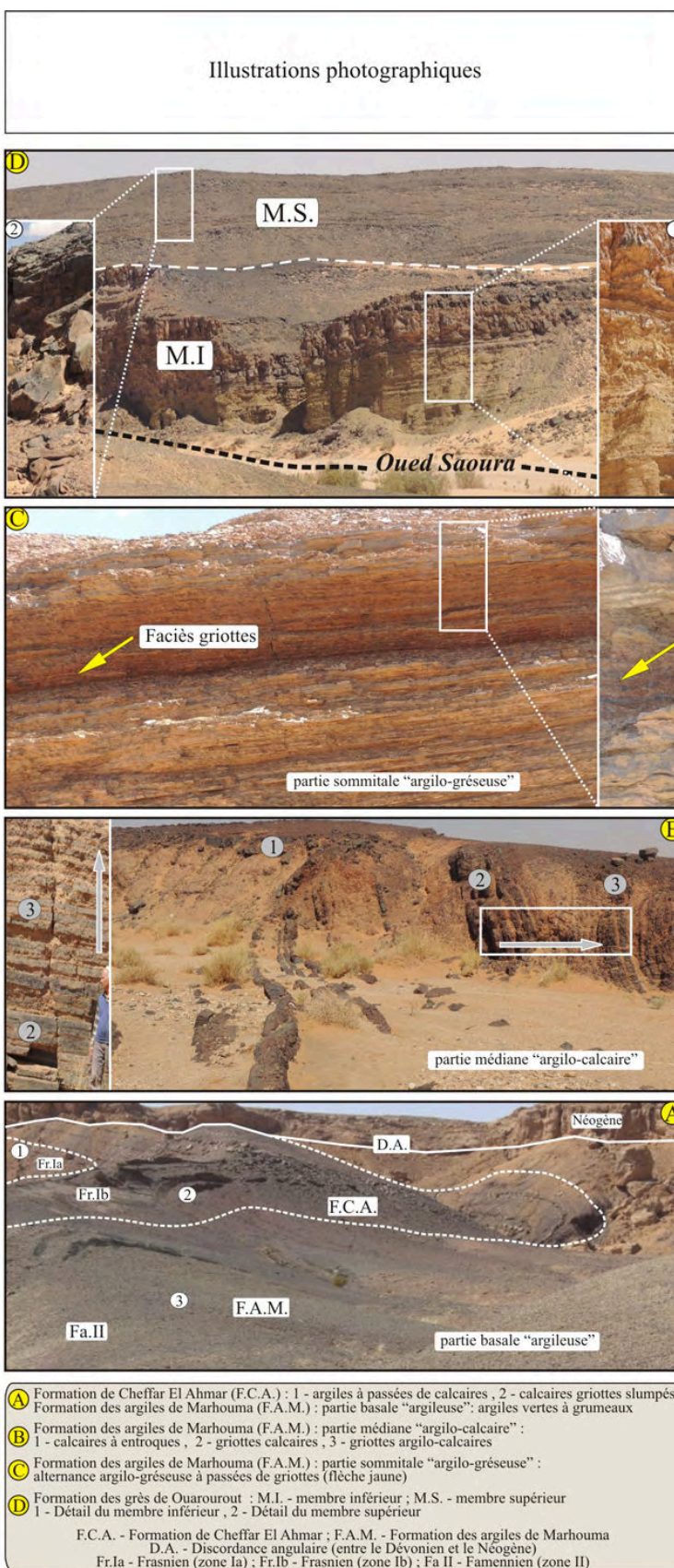
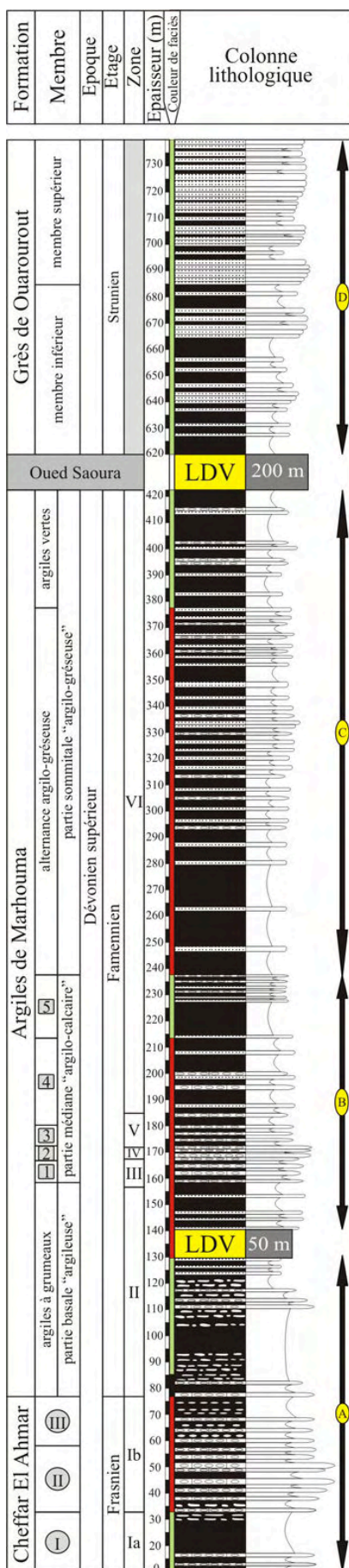
3.2. Coupe de l'Ougarta (Marhouma)

La coupe qui caractérise le Dévonien supérieur des Monts de l'Ougarta se situe à 30 km au sud de la ville de Béni-Abbès. Elle recoupe les trois formations suivantes : (a) Formation de Cheffar El Ahmar, (b) Formation des Argiles de Marhouma, et (c) Formation des Grès de Ouaraourout (Fig. 4).

a. Formation du Cheffar El Ahmar (partie terminale)

La partie terminale de cette formation est constituée d'une combe argileuse verdâtre (77 m d'épaisseur) intercalée de bancs calcaires rougeâtres, d'aspect pseudo-noduleux et d'épaisseur centimétrique. Cette combe se poursuit par une alternance de calcaires griottes et d'argiles rougeâtres, affectée de "*slumps*" (Fig. 4A). La macrofaune d'ammonoïdes représentée par *Koenenites* et *Manticoceras* a permis d'assigner respectivement un âge Frasnien Ia et Ib (PETTER, 1959, 1960). Les ostracodes *Striatostyliolina striata* et *S. menchikoffi* indiquent également un âge Frasnien Ia et Ib (CASIER,

► **Figure 4** : Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur de Marhouma (bassin de l'Ougarta).
Figure 4: Lithostratigraphic succession of the Upper Devonian of Marhouma (Ougarta Basin).



- ① - argiles à passées de calcaires ② - calcaires griottes slumpés ③ - argiles rouges
 ④ - calcaires à entroques ⑤ - griottes calcaires ⑥ - griottes argilo-calcaires
 ⑦ - argiles rouges ⑧ - argiles vertes à passées de grès et de griottes

LDV : Lacune de visibilité



1982). Les chitinozoaires *Ancyrochitina*, *Ramochitina viridarium* et *Angochitinidea* (BOUMENDJEL *et al.*, 1997) indiquent également un âge Frasnien. Cette attribution stratigraphique a été confirmée récemment par MAHBOUBI *et al.* (2015) sur la base des conodontes : *Palmatolepis punctata* (zone MN5 de KLAPPER, 1989), espèce caractéristique du Frasnien moyen (BECKER & HOUSE, 1998) et *P. triangularis* (zone MN11 de KLAPPER, 1989), espèce caractéristique du Frasnien supérieur (BECKER & HOUSE, 1998).

b. Formation des Argiles de Marhouma (370 m)

Cette formation est divisée en trois parties (Fig. 4B). La partie basale "argileuse" (Famennien II) correspond à une combe d'environ 115 m d'épaisseur, à sphéroïdes calcaires décimétriques (septaria au sens de ELMÉ & AMEUR, 1984) et en faune de brachiopodes (MOTTEQUIN *et al.*, 2015) et d'ammonoïdes pyriteuses de petite taille (ALLAIRE *et al.*, 2016, unpublished data). La partie médiane "argilo-calcaire" (Famennien III, IV, V et base de VI), correspond à une corniche d'environ 70 m d'épaisseur, formée essentiellement de calcaires griottes. La partie sommitale "argilo-gréseuse" (Famennien VI, Strunien) correspond à une alternance irrégulière, d'environ 185 m d'épaisseur, d'argiles vertes et de grès fin à moyen, à patine grisâtre, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les bancs gréseux montrent des limites nettes, un grano-classement positif normal, des laminations parallèles, des laminations convolutés ("convolute bedding") et de fréquentes traces fossiles étudiées par BENDELLA et OUALI-MEHADJI (2014).

L'attribution stratigraphique a été réalisée sur la base des ammonoïdes avec la présence d'espèces caractéristiques depuis la zone II à *Cheiloceras* jusqu'à la zone VI à *Wocklumeria*. Pour le Famennien d'Algérie, MENCHIKOFF (1930) et PETTER (1959, 1960) ont caractérisés cinq biozones (nommés II à VI) qui se corrélaient avec les genozones standards de WEDEKIND (1908) en Allemagne. Cette datation a été confirmée récemment par ALLAIRE *et al.* (2016, unpublished data). Ces zones du Famennien sont particulièrement représentées dans les faciès griottes de la partie médiane "argilo-calcaire" et les minces passées bioturbées de la partie sommitale "argilo-gréseuse".

c. Formation des Grès de Ouarourout (120 m)

La Formation des Grès de Ouarourout occupe le relief du Djebel Kahal (Figs. 2B, 4D). Elle est parfois associée, selon les endroits, à des phénomènes de déformations synsédimentaires matérialisées par de nombreux slumps, des failles synsédimentaires et des grabens d'effondrement (*collapse*). Cette formation comprend deux membres : un Membre inférieur et un Membre supérieur.

Le Membre inférieur (65 m) est caractérisé par des niveaux gréseux, quartzitiques, noirâtres à grains fins, centimétriques à la base et devenant décimétriques à métriques vers le haut, en alternance avec des argiles. Les niveaux sont stratocroissants, et clôturés au sommet par des rides de courant symétriques et des rides lingoïdes. L'ensemble est marqué par la présence de blocs métriques d'asphaltites, et d'indices d'instabilité tectonique (failles, slumps et cataclastites).

Le Membre supérieur (55 m) est formé d'une combe d'argiles vertes surmontée d'une alternance de grès massifs avec des argiles sableuses de couleur verte. Les niveaux gréseux sont parfois chenalisés, montrant des laminations parallèles et obliques de faible angle, des litages de rides grimpantes et enfin vers le sommet des rides d'interférences. Sur les trois derniers mètres (*i.e.*, sommet de la formation), on observe des anneaux colorés ferrugineux (anneaux de Lisegang) et des imprégnations de fer.

L'âge de cette formation correspond au Famennien terminal (zone VI). Il est confirmé par la présence de l'ammonoïde *Wocklumeria* dans les passées lenticulaires à la base de la formation (PETTER, 1959, 1960 ; MALTI, 2012).

3.3. Coupe de Gourara (Charouine)

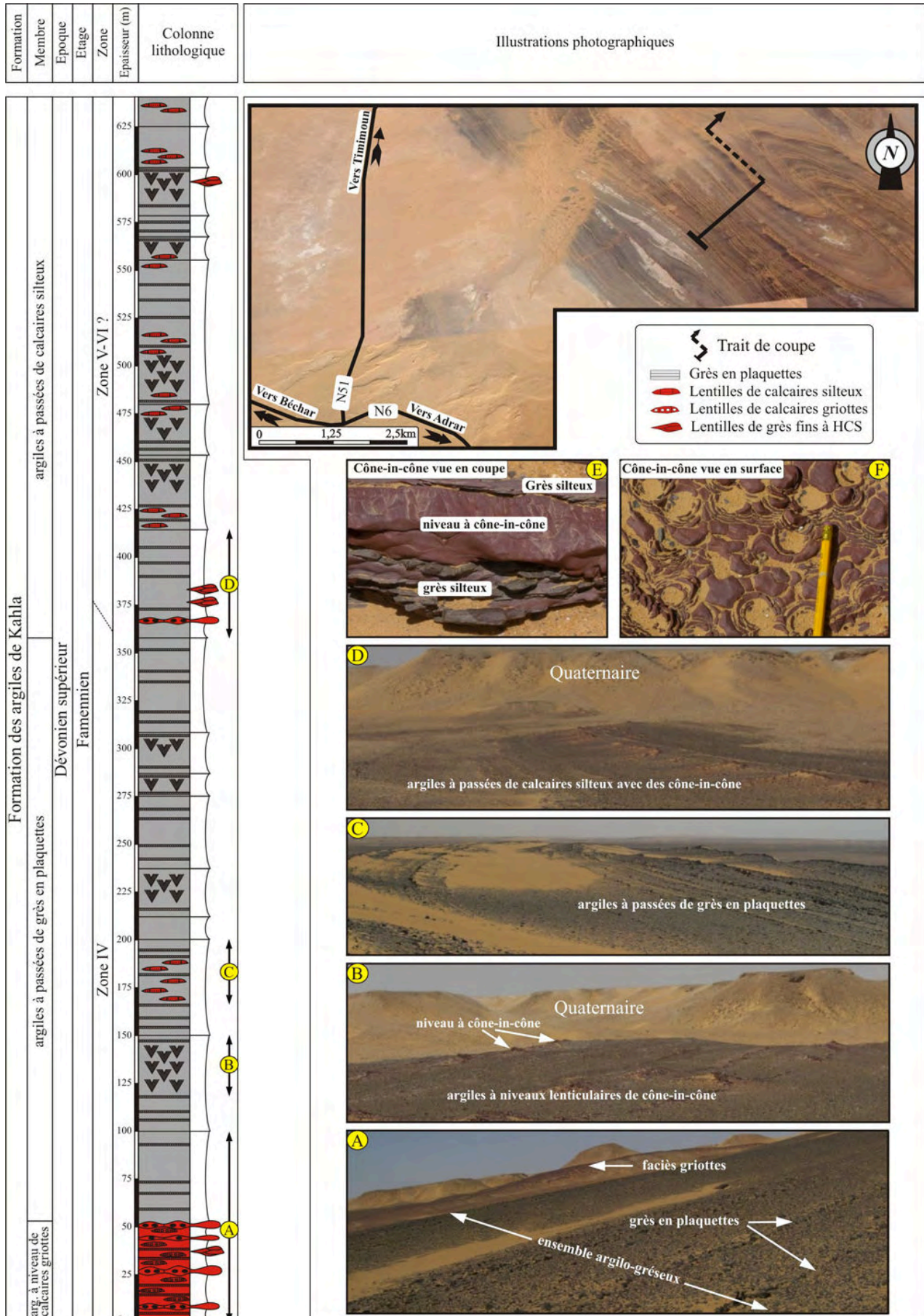
À environ 15 km au sud du village de Charouine, le Dévonien supérieur est représenté par la Formation des Argiles de Kahla (630 m) qui comprend trois membres : (a) Membre des argiles à calcaires griottes, (b) Membre des argiles à grès en plaquettes, et (c) Membre des argiles à calcaires silteux (Fig. 5). La partie basale de la Formation des Argiles de Kahla est attribuée au Frasnien par la présence de l'ammonoïde *Manticoceras* et la partie sommitale au Famennien par la présence de nombreux ammonoïdes dont *Gephyroceras* (HAUG, 1903 ; GAUTIER, 1906). Récemment, ALLAIRE *et al.* (2016, unpublished data) confirme la zone II du Famennien par la présence de *Cheiloceras subpartitum* et de *Paratorleyoceras globulosum*, et la zone IV du Famennien par l'abondance de *Platyclymenia annulata*.

a. Membre des argiles à calcaires griottes (40 m)

Ce membre est représenté par des argiles rouges à fréquents slumps, à passées lenticulaires de calcaires griottes à ammonoïdes. La macrofaune associée se compose de moules internes de bivalves et de débris de crinoïdes, d'orthocères et de brachiopodes.

► **Figure 5** : Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur dans la région de Charouine (basin du Gourara).

Figure 5: Lithostratigraphic succession of the Upper Devonian in the Charouine region (Gourara Basin).





b. Membre des argiles à grès en plaquettes (310 m)

Ce membre est composé d'une combe argileuse à passées de grès fins en plaquettes (0,05 à 0,10 m d'épaisseur), à laminations parallèles et obliques de faible angle. Dans la partie sommitale du membre, des niveaux silteux, décimétriques, à cônes concentriques s'intercalent.

c. Membre des argiles à calcaires silteux (280 m)

Il s'agit d'une alternance d'argiles rougeâtres à slumps avec des bancs calcaires silteux, centimétriques, à laminations parallèles, obliques, entrecroisées et à laminations obliques en mamelons (HCS). Les niveaux carbonatés ont livré des moules internes, souvent brisés, d'ammonoïdes. Les bancs silteux à cônes concentriques deviennent plus fréquents et plus épais.

4. Faciès et environnements de dépôts dans le Sahara du NO de l'Algérie

Les faciès noduleux griottes ont été mis en place dans un système de bassins et de hauts fonds, donnant une physiographie insulaire aussi bien dans la Saoura (ELMI & AMEUR, 1984 ; BENHAMOU *et al.*, 2004 ; OUALI MEHADJI *et al.*, 2012) que pour l'Anti-Atlas marocain (WENDT & AIGNER, 1985 ; WENDT & BELKA, 1991 ; LUBESSEDER *et al.*, 2010).

Le modèle de dépôt retenu dans ce travail distingue : i) les faciès de talus et de bassin dominés par les hémipélagites et des intercalations de séquences de turbidites et de vagues internes (internalites), avec de fréquentes structures d'instabilité liées au talus (Fig. 6). Dans le Tafilalet, des particularités sédimentologiques furent mentionnées pour les faciès noduleux griottes par PRÉAT *et al.* (2008) et LUBESSEDER *et al.* (2010), *i.e.*, des particularités liées aux surfaces d'arrêts de sédimentation et aux calcaires allodapiques ; ii) les faciès de plateforme caractérisés soit 1) par des textures grainstones-packstones à débris de faune benthique dominante (brachiopodes, trilobites et crinoïdes), l'absence de boue dans la partie littorale, et par des intercalations de plus en plus fréquentes et réduites en épaisseur dans la partie médiane de la plateforme ; ces faciès témoignent de l'effet des vagues normales et des tempêtes dans la partie proximale à médiane de la plateforme ; soit 2) par les textures wackestones-mudstones à faune pélagique (ammonoïdes et tentaculites), et par la fréquence et la rythmicité des alternances ; ces faciès constituent les véritables pélagites dans la partie distale de la plateforme. En effet, certaines passées calcaires, rougeâtres, à imprégnations exagérées d'enduits ferrugineux

et de fréquentes surfaces ferrugineuses associées à des tapis stromatolithiques et des oncolithes, montrent des grains (oolithes et/ou bioclastes) enrobés d'oxydes de fer, avec des textures variées (wackestones à packstones), des laminations planes ou entrecroisées, rarement à laminations obliques en mamelons (HCS). Ces paquets métriques traduisent un taux de sédimentation faible ou un fond fréquemment balayé par les courants. Les effets de la diagenèse précoce ont aussi pétris ces faciès.

Enfin les calcaires allodapiques (*sensu* LUBESSEDER *et al.*, 2010) correspondraient à des faciès grainstones à packstones, crinoïdiques, à laminations de tempêtes et de turbidites. Ils constituent des dépôts de tempêtes induisant des décharges turbiditiques, et seraient donc allochtones. Le terme "allodapique" utilisé dans ce travail représente un paquet calcaire de plateforme intercalé dans des hémipélagites et des passées turbiditiques. Une telle association constitue un caractère de tablier de talus. Il s'agit d'un talus en voie de formation (flexuration), c'est-à-dire à une inflexion délimitant "un replat" qui mime une plateforme dans un talus.

Le tableau 1 regroupe les différents faciès et leurs environnements de dépôts.

4.1 Faciès de talus à bassin (Fig. 6)

F1. Argiles

Ce sont des argiles vertes, grises ou noires, souvent finement laminées ou d'aspect schisteux, se présentant en interlits centimétriques (0,05 à 0,10 m) ou en combes métriques (1 à 3 m) à pluri-décamétriques (jusqu'à 20 m d'épaisseur). Présentes dans différents niveaux du Famennien de Ben-Zireg, Marhouma et Charouine, ces argiles contiennent des nodules de calcaire micritique, parfois micro-sparitique, à débris de faunes (pélagiques et benthiques), des nodules de fer centimétriques ou encore des nodules de pyrite framboïdale pouvant atteindre 5 cm de diamètre. Ces argiles montrent des variations en fonction des fines passées centimétriques (1 à 2 cm). Les structures de glissement sont fréquentes dans les trois secteurs étudiés.

F1.1. Argiles noires (black shales) : Ce sont des niveaux d'argiles noires, litées de type "black shales", caractérisant divers niveaux du Frasnien (sommet de la Formation de Cheffar El Ahmar) et du Famennien (Formation des Argiles de Marhouma, Formation des Grès de Ouarrourout), de 0,10 à 0,3 m à Ben-Zireg, et de 0,50 m à plus de 25 m d'épaisseur à Marhouma. À Charouine, les alluvions récentes masquent les combes argileuses souvent de couleur rouge. Ces *black shales*, contemporains de l'événement "Frasnes" de HOUSE (1985), et des événements "Kellwasser" au passage Fras-



Tableau 1 : Principaux faciès et sous-faciès du Dévonien supérieur des trois secteurs étudiés et leurs environnements de dépôt.

Table 1: The main Upper Devonian facies and sub-facies in the three studied areas and their depositional environments.

Faciès	Lithofaciès	Biofaciès	Composition, structures, épaisseurs	Hydrodynamisme	Environnements de dépôts
"F1" Argiles	F1.1 Argiles noires (black-shales)		<ul style="list-style-type: none"> Combes centimétriques à métriques Laminations horizontales millimétriques 	Nul	Bassin à talus
	F1.2 Argiles à passées de silts et calcisiltites	Biomicrorite à tentaculites associés à fragments de bioclastes	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux métriques d'argiles vertes et/ou rouges Silts et calcilites (3 à 5 cm) à laminations horizontales, litages de rides microhummocks, lenticulaires à plusieurs dizaines de mètres d'extension latérales 	Faible	
	F1.3 Argiles à passées turbiditiques	Rares ammonioïdes et bivalves à tests minces	<ul style="list-style-type: none"> Argiles centimétriques (5 à 60 cm) Grès fins (5 à 25) avec les horizons Ta-b-c-e; Tb-c; Td-e de BOUMA (1962) Slumps fréquents 	Elevé	
	F1.4 Argiles à passées de calcaires silteux à cône-in-cône	Rares faunes benthiques, brachiopodes et bivalves	Niveaux centimétriques (2 à 10 cm). Passées brunes à rouges d'extension hectométrique	Faible	
	F1.5 Argiles à passées de galettes d'asphalites	Rares ammonioïdes	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux centimétriques (30 à 80 cm) Alternance d'argiles et nodules stratifiés de 1 à 3 cm 	Faible	
	F1.6 Argiles à nodules calcaires	Faune pyritisée avec de nombreux ammonioïdes, quelques bivalves, brachiopodes, et articles de crinoïdes Microfaune de tentaculites et ostracodes dans les passées calcaires	Combes métriques. Passées centimétriques (5-10 cm) biomicrocritiques à microfilaments de texture mudstone à wackestone, lenticulaires à quelques dizaines de mètres d'extension latérale	Faible à moyen par intermittence	
"F2" Grès	F2.1 Grès turbiditiques	Absent	<ul style="list-style-type: none"> Grès fins à moyen (5 à 25 cm) avec les horizons Ta-b-c-e ; Tb-c ; Td-e de BOUMA (1962) Slumps fréquents 	Elevé, bouffées turbiditiques	
	F2.2 Grès fins à laminations	Absent	<ul style="list-style-type: none"> Niveau centimétriques (2 à 5 cm) Laminations horizontales et obliques de faible angle Litages de rides 	Faible à moyen, contourites ou internalites	
	F2.3 Grès massifs	Absent	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux décimétriques à métriques Fréquence de slumps Présence des rides courants 	Elevé	
	F2.4 Débrites et cataclastites	Absent	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux métriques Fréquence de slumps Faibles synsédimentaires 	Moyen à élevé	
"F3" Calcaires allodapiques	F3.1 Calcaires à encroûtements stromatolithiques	Abondance des articles crinoïdes	Passées centimétriques (5 à 25 cm) Présence des oncolithes ferrugineuses	Moyen à élevé	
	F3.2 Calcaires à oolites	Abondance des articles crinoïdes avec quelques bivalves et rares ammonioïdes	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux ocre moins de 5 cm d'épaisseur Oolites souvent ferrugineuses 		
"F2" Grès	F2.5 Tempestites sableuses	Absent	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux décimétriques à métriques Fréquence de slumps 	Elevé	Plate-forme siliciclastique
"F3" Calcaires	F3.3 Argilo-calcaires	Abondance des ammonioïdes avec rares bivalves et brachiopodes	Niveaux centimétriques à décimétriques (5 cm à 1 m)	Faible	Plate-forme carbonatée distale
	F3.4 Mudstone à crinoïdes	Rares articles de crinoïdes Microfaciès avec de nombreux ostracodes	Niveaux centimétriques (5 à 20 cm)		
	F3.5 Calcaires à filaments	Riches en filaments avec quelques ostracodes à tests fins	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux centimétriques (3 à 10 cm) Bioturbation faible 		
	F3.6 Calcaires noduleux mudstones à wackestones	Nombreux ammonioïdes et quelques bivalves et brachiopodes Microfaune à tentaculites et ostracodes	<ul style="list-style-type: none"> Niveaux centimétriques, décimétriques à métriques Bioturbation intense 		
	F3.7 Passées calcaires à faune pélagique dans les argiles	Nombreux ammonioïdes pyritisés et quelques bivalves, brachiopodes, articles de crinoïdes et coraux solitaires Microfaune d'ostracodes et rares tentaculites à tests fins	Interlits de 5 à 20 cm	Forte	Plate-forme carbonatée à haute énergie (médiane)
	F3.8 Grainstone à crinoïdes	Nombreux articles de crinoïdes Microfaciès à crinoïdes et quelques ostracodes	Niveaux centimétriques à décimétriques (20 à 60 cm)		
	F3.9 Packstone à crinoïdes	Nombreux articles de crinoïdes Microfaciès à crinoïdes et quelques bivalves et ostracodes	Niveaux centimétriques (jusqu'à 80 cm)		



nien/Famennien, et à d'autres événements mineurs dans les niveaux plus récents, furent étudiés par BOOTE *et al.* (1998) et LÜNING *et al.* (2004) dans les régions méridionales (*i.e.*, Ahnet).

F1.2. Argiles à passées de silts et calcisiltites : Ce sont des argiles à passées de silts bruns de moins de 0,05 m d'épaisseur montrant des laminations diffuses de type "*flaser-bedding*" ou de micro-litages de rides de courant. Parfois des micro-litages obliques en mamelons sont observés. Les calcisiltites sont représentées par de minces plaquettes à tentaculites.

F1.3. Argiles à passées turbiditiques : Ce sont des paquets d'argiles (hémipélagites de OUALI MEHADJI *et al.*, 2012), vertes, fissiles, admettant des passées turbiditiques minces (0,05 à 0,25 m), caractérisant surtout la partie sommitale "argilo-gréseuse" de la Formation des Argiles de Marhouma.

F1.4. Argiles à passées de calcaires silteux à structures concentriques ("cone-in-cone", CiC) : Ce sont des niveaux minces (0,02 à 0,10 m) de calcaires micritiques à calcisiltites, souvent rouges, parfois à ammonoïdes souvent pyritisés et de petites tailles, rencontrés dans la Saoura (Marhouma) et fréquemment dans le Gourara (Charouine).

F1.5. Argiles à passées de galettes d'asphaltites : Ce sont des paquets d'argiles, contenant des passées turbiditiques et renfermant des niveaux minces (moins de 0,05 m) de nodules et de galettes, noirs, aplatis et interstratifiés d'asphaltites.

F1.6. Argiles à nodules calcaires : Ce sont des combes métriques (plus de 2 m) à nodules stratifiés et à rares passées de calcaires noduleux centimétriques. Les nodules de calcaire (micritique à micro-sparitique), de diamètre centimétrique à décimétrique, peuvent être : i) épars dans une matrice argileuse, ii) nombreux et baignant dans une matrice argileuse, ou iii) nombreux et jointifs mais facilement détachables. Parfois, ces nodules contiennent des coquilles d'ammonoïdes.

F2. Grès

F2.1. Grès turbiditiques : Ce sont des niveaux de grès bruns, de 0,5 à 0,25 m, constituant des passées turbiditiques (OUALI-MEHADJI *et al.*, 2012 ; BENDELLA & OUALI-MEHADJI, 2014) avec des variantes de type Ta-b-c-d-e, Tb-c-e ou Td-e de la séquence de BOUMA (1962). Ces grès caractérisent surtout la Formation des argiles de Marhouma, au-dessus du membre médian argilo-calcaires (base de la zone VI du Famennien). Ils deviennent de plus en plus épais et dominants dans la partie sommitale de cette formation.

F2.2. Grès fins à laminations : Ce sont des passées fines centimétriques (2 à 5 cm) de grès

fin, brun, siliceux, à laminations horizontales, à litages de micro-rides ou de laminations obliques de faible angle, souvent à paillettes de micas intercalées entre les lamines.

F2.3. Grès massifs : Ce faciès caractérise le Membre inférieur de la Formation des Grès de Ouarourout. Il est représenté par des bancs homogènes à grains fins sans aucune structure sédimentaire hydrodynamique. Les niveaux d'épaisseur décimétrique à métrique sont souvent coiffés par des surfaces de rides de courant.

F2.4. Débrites et cataclastites : Ces faciès caractérisent le Membre inférieur de la Formation des Grès de Ouarourout. Il s'agit d'un ensemble gréso-argileux, à slumps et à blocs d'asphaltites, affectés de failles synsédimentaires (microfailles inverses, failles en dos de tortues donnant des grabens d'effondrement).

F3. Calcaires allodapiques

F3.1. Calcaires à encroûtements stromatolithiques : Ce faciès calcaire est présent uniquement dans la partie médiane "argilo-calcaire" de la Formation des argiles de Marhouma. Il est représenté par des niveaux de calcaires ocre, centimétriques (5 à 25 cm), bioclastiques, compacts, à entroques, tapissés par des encroûtements stromatolithiques (Fig. 7.A) associés à des oncolithes. L'analyse pétrographique montre des biomicrites à texture wackestone/ packstone à oncolithes.

F3.2. Calcaires à oïdes : Ce faciès est représenté par des niveaux calcaires centimétriques (moins de 5 cm), ocre, à oolithes ferrugineuses (Fig. 7.B), souvent bioclastiques à entroques et bivalves. Il est présent dans les calcaires à entroques de la Formation des argiles de Marhouma et dans les griottes lenticulaires de la Formation des argiles de Kahla. Le microfaciès, quant à lui, correspond à une oobiomicrite/oobiomicrosparite, à texture wackestone à oolithes ferrugineuses de taille millimétrique et à cristaux de dolomites. La faune est caractérisée par des ostracodes, des débris de lamellibranches partiellement micritisés et des plaques d'échinodermes.

Interprétations : Le faciès des argiles (sommets de la Formation du Cheffar el Ahmar, Formation des Argiles de Marhouma, et Formation des Argiles de Kahla) caractérise un environnement de type talus à bassin, profond, sur la base des caractères suivants : i) laminations fines dues à la décantation dans un environnement de faible énergie situé sous la limite des vagues et hémipélagites (OUALI MEHADJI *et al.*, 2012), confirmées par la présence des foraminifères d'eaux calmes, de substrats à multiples micro-habitats meubles à induration rapide, d'intraclastes, de substrats durs, de microfaunes de "*hardgrounds*" (DERYCKE *et al.*, 2015), d'assemblages d'ostracodes riches en individus



mais de faible diversité (CASIER, 1985 ; DERYCKE *et al.*, 2015), ii) ichnites de la zone à *Nereites* (BENDELLA & OUALI MEHADJI, 2014), iii) passées turbiditiques et coulées de débris (OUALI MEHADJI *et al.*, 2012 ; BENDELLA & OUALI MEHADJI, 2014), iv) passées silteuses à laminations diffuses ou "*micro-hummocky stratification*" correspondant à des remobilisations sans apports frais pouvant correspondre, à notre avis, aux internalites *sensu* POMAR *et al.* (2012) et aux baroclinites de SHANMUGAM (2013). En effet, leurs positions en milieu de bassin et la stratification des eaux (présence de *black-shales*) impliquent la présence de pycnoclines et donc un potentiel de développement de vagues internes capables de remobiliser les sédiments encore meubles lorsque la pycnocline intersecte le fond. Ces structures, traditionnellement indicatrices d'environnements proximaux tidaux ("*flaser-bedding*") ou de tempêtes (micro-HCS), sont générées par des écoulements oscillatoires ou combinés. En contexte extra-tempestites (environnement profond), de telles structures sont causées par les vagues internes (HE *et al.*, 2011 ; BASILICI *et al.*, 2012 ; OUALI MEHADJI & BOUTERFA, 2015) et correspondent aux internalites de POMAR *et al.* (2012). Les intercalations de grès fins à laminations (horizontales, de faible angle et/ou litages de rides) correspondraient aussi à des remobilisations par des courants de fonds correspondant soit à des internalites ou encore à des contourites. En effet, la proximité d'un talus permettrait le développement de tels courants marins.

Dans les passées calcaires à nodules micritiques (calcaires mudstones-wackestones à ostracodes), la fréquence des trilobites à vision réduite et/ou aveugles de mer ouverte, probablement de milieu relativement profond (CRÔNIER *et al.*, 2013 ; CRÔNIER & FRANÇOIS, 2014 ; DERYCKE *et al.*, 2015), et les brachiopodes, dominés par des formes à coquilles minces, lisses et de petite taille, attestent d'un peuplement de milieu profond dysoxique (MOTTEQUIN *et al.*, 2015).

Les *black shales* sahariens du Frasnien (événements "*Frasnes*" et "*Kellwasser*" traduiraient des moments anoxiques à dysoxiques (LÜNING *et al.*, 2004 ; CRÔNIER *et al.*, 2013 ; BENDELLA & OUALI MEHADJI, 2014 ; DERYCKE *et al.*, 2015 ; MOTTEQUIN *et al.*, 2015), *i.e.*, des moments de développement de la zone à minimum d'oxygène lors des intervalles transgressifs (LÜNING *et al.*, 2004).

La fréquence des figures de glissements est compatible avec un environnement où les instabilités sont fréquentes, et donc avec des glissements le long d'un talus.

Les argiles à nodules calcaires se seraient quant-à-elles développées en deux temps, *i.e.*, lors de la sédimentation argileuse suivie par des

interactions géochimiques de diagenèse précoce (MUNNECKE & SAMTLEBEN, 1996 ; FLÜGEL, 2010). L'intensité de la nodularisation semble être liée à plusieurs paramètres, notamment à la teneur en matière organique des argiles hôtes, à l'intensité de la médiation bactérienne durant la réduction des sulfates et à la précipitation du carbonate de calcium *via* l'oxydation anaérobie du méthane (biogénique et/ou thermogénique). Ce mécanisme est compatible avec l'origine bactérienne de la pigmentation (MAMET & BOULVAIN, 1988 ; BOULVAIN, 1993 ; MAMET *et al.*, 1997 ; PRÉAT *et al.*, 1999 ; MAMET & PRÉAT, 2003). La présence de fossiles à l'intérieur des nodules coïncide avec le développement de concrétions autour des fossiles préalablement déposés et enfouis (quelques cm de profondeur) atteignant la zone de réduction des sulfates où s'effectuent des précipitations authigéniques (BONDIOLI *et al.*, 2015). La présence d'imprégnations et de blocs d'asphaltites suggère également un suintement ou une mobilité des hydrocarbures (migration).

Les calcaires allodapiques du tablier de talus correspondent aux faciès à stromatolithes. Ces stromatolithes sont induits par une activité bactérienne (MAMET & BOULVAIN, 1988 ; BOULVAIN, 1993). Ces tapis algaires sont fréquents lors de l'oxydation anaérobie du méthane biogénique en milieu anoxique à dysoxique. Les faciès de haute énergie (grainstones, HCS) et les oncolithes dans les faciès à texture packstone voire wackestone pourraient traduire des internalites calcaires.

Les calcaires à ooïdes, en paquets métriques, et à enduits de fer, sont rapportés à des conditions d'énergie élevée. Ils peuvent être le résultat d'un dépôt de tablier de talus.

Les grès massifs (Membre inférieur des Grès de Ouarourout) sans structure peuvent aussi enregistrer des dépôts de densité supérieure des courants de turbidité ou des flots cohésifs (LOWE, 1982 ; STOW & JOHANSSON, 2000). Ils font suite aux hémipélagites et turbidites, associées aux ichnites de l'ichnofaciès *Zoophycus*, et sont affectés de déformations synsédimentaires, évoluant en contexte de talus (OUALI MEHADJI *et al.*, 2012 ; BENDELLA & OUALI MEHADJI, 2014).

Enfin, des buttes argileuses, coniques, isolées et alignées (signalées par BENHAMOU *et al.*, 2004), couronnées de calcaires à structures concentriques, sont présentes dans le Famennien du Gourara. Ces buttes pourraient correspondre aux "*Tepee buttes*" de KRAUSE *et al.* (2009), témoins de suintements froids. En outre, les structures concentriques CiC ("*conin-cone*") ont été observées dans différents environnements (lacustres et marins) et se forment lors de la diagenèse précoce. Les structures CiC constitueraient des témoins d'un suintement "froid" de faible intensité avec une

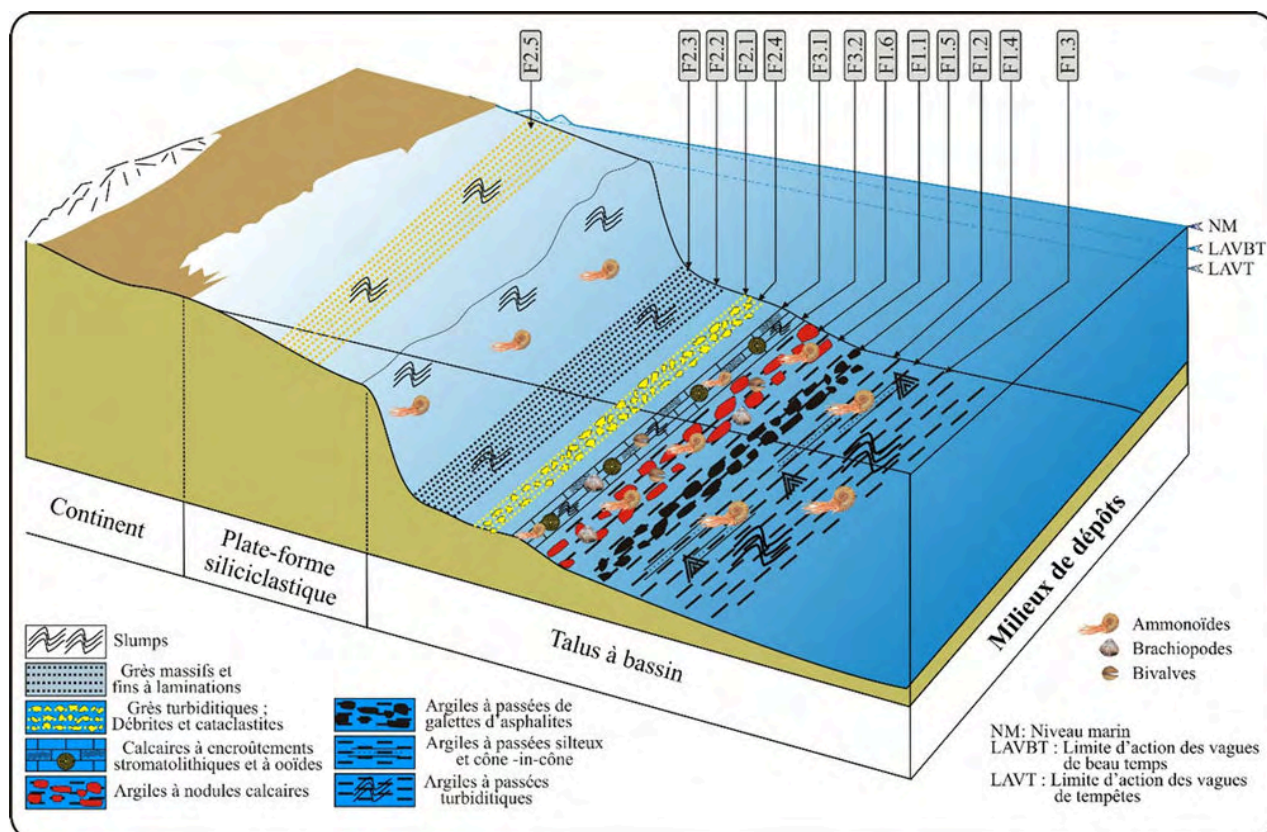


Figure 6 : Bloc diagramme montrant la répartition des faciès et des associations de faciès dans des environnements de plate-forme détritique et de bassin. F1.1 = Argiles noires ("black shales"), F1.2 = Argiles à passées de silts et calcisiltites, F1.3 = Argiles à passées turbiditiques, F1.4 = Argiles à passées de calcaires silteux à "cone-in-cone", F1.5 = Argiles à passées de calcaires à nodules noirs micritiques, F1.6 = Argiles à nodules calcaires, F2.1 = Grès turbiditiques, F2.2 = Grès fins à laminations, F2.3 = Débrites, F2.4 = Grès massifs.

Figure 6: Block diagram showing the distribution of facies and facies associations of detrital platform and basin environments. F1.1 = 'Black shales', F1.2 = 'Argiles à passées de silts et calcisiltites', F1.3 = 'Argiles à passées turbiditiques', F1.4 = 'Argiles à passées de calcaires silteux à "cone-in-cone"', F1.5 = 'Argiles à passées de calcaires à nodules noirs micritiques', F1.6 = 'Argiles à nodules calcaires', F2.1 = 'Grès turbiditiques', F2.2 = 'Grès fins à laminations', F2.3 = 'Débrites', F2.4 = 'Grès massifs'.

interaction entre fluide (méthane), réduction des sulfates et activité des cyanobactérienne (GEPTENR *et al.*, 2013 ; TRIBOVILLARD *et al.*, 2016), sans aucune valeur bathymétrique.

Très rarement, de fines passées centimétriques de sidérites oolithiques (1 à 2 mm d'épaisseur) peuvent être intercalées dans les argiles du bassin (le seul exemple connu est celui du niveau de la combe du Frasnien Ia de la coupe de Marhouma). Ces passées auraient une origine diagénétique et cyanobactérienne (ODIN, 1988).

Plus au Sud, dans le Gourara (Charouine), les calcaires griottes n'affleurent qu'au Famenien IV (partie basale de la série) et sous forme de niveaux lenticulaires dans tout le Famenien.

4.2. Faciès de plate-forme siliciclastique (Fig. 6)

F2.5. Tempestites sableuses : Ce faciès est constitué de grès moyens, à base ravinante, à HCS, à laminations horizontales et rides de

courants. Il caractérise la majeure partie du Membre supérieur des Grès de Ouarrourout.

Interprétations : La mise en place des grès massifs peut être expliquée par une sédimentation rapide lors d'un événement de haute énergie, dans une zone soumise à l'action des vagues de tempêtes et l'action des vagues normales, correspondant à la zone entre le "shore-face" inférieur et le début de l'"offshore" (READING & COLLINSON, 1996 ; LUBESSEDER *et al.*, 2010).

4.3. Faciès de plateforme carbonatée distale (Fig. 8)

F3.3. Argilo-calcaires : Ce faciès est représenté par des argiles, rouge à noire, intercalées par des calcaires de type griottes, riches en faunes d'ammonoïdes associées avec des brachiopodes, des bivalves, des articles de crinoïdes, des ostracodes, des tentaculites. Ces alternances souvent qualifiées de calcaires griottes, couvrent une grande partie du Dévonien supérieur de la région de Ben-Zireg. Dans l'Ougarta



(Marhouma), ce faciès se développe dans la zone Ib du Frasnien et les zones III, IV et V du Famennien.

Il s'agit généralement d'alternances assez rythmiques, ocre, de niveaux centimétriques à métriques de calcaires griottes et d'argiles schisteuses à nodules stratifiés. Les niveaux calcaires, souvent argileux, sont formés par des nodules relativement aplatis et allongés parallèlement à la stratification. Ils sont fortement bioturbés et caractérisés par des surfaces sculptées, en puzzle, avec des enduits de fer indiquant des arrêts ou des ralentissements de la sédimentation. Le microfaciès des niveaux calcaires montre :

F3.4. Mudstone à crinoïdes : Ce faciès est observé localement dans quelques niveaux calcaires griottes. Il s'agit de niveaux calcaires noduleux micritiques, avec des contacts stylolithiques et à texture mudstone (localement wackestone bioclastique) souvent à articles de crinoïdes altérés et ostracodes (à valves fines ou épaisses), accompagnés de débris de brachiopodes, foraminifères, gastéropodes et de rares bivalves.

F3.5. Calcaires à filaments : Il s'agit de passées de calcaires noduleux, ocre, centimétriques (10 à 15 cm), localisées dans les griottes de la partie médiane "argilo-calcaire" de la Formation des argiles de Marhouma. L'analyse pétrographique montre une biomicrite fine à texture wackestone à packstone, riche en bivalves à test mince sous la forme de fins filaments allongés, droits ou arqués, imbriqués et enchevêtrés, enveloppant des éléments sparitiques (Fig. 7.E). Ces éléments associés à des ostracodes sont souvent alignés aux plans de stratification sur certaines lames minces.

F3.6. Calcaires noduleux mudstones à wackestones : Ce faciès est représenté dans les alternances assez régulières entre les calcaires micritiques et les argiles de type griottes. Il s'agit d'intercalations régulières, centimétriques à décimétriques. Dans ces alternances, les niveaux calcaires souvent noduleux correspondent à des biomicrites à texture mudstone à wackestone, riches en faune pélagique. Les nodules calcaires par rapport à la matrice montrent divers contacts et une fréquence variable des nodules depuis un pôle où la matrice domine jusqu'à un pôle où les nodules prédominent.

F3.7. Passées calcaires à faune pélagique dans les argiles : Il s'agit d'argiles à interlits d'épaisseur centimétrique (5 à 20 cm), grises à ocre, souvent riches en faunes pélagiques, pyritisées, de petite taille (ammonoïdes, ostracodes), avec accessoirement des coraux solitaires et quelques brachiopodes, bivalves ou arti-

cles de crinoïdes pyritisés (Fig. 7.F).

Interprétations : Le faciès des alternances entre les argiles (boues) à faune pélagique et les calcaires de type wackestone de faible hydrodynamisme, constitue les pélagites classiques. Ces pélagites sont compatibles avec les conditions qui règnent sous la limite d'action des vagues de tempête dans la rampe distale. La présence des faunes benthiques de bivalves et de brachiopodes avec des ostracodes et des filaments à tests fins suggère une communauté chimiosynthétique. Les plaques d'échinodermes observées au sein du faciès sont peu usées, et probablement exotiques, apportées sous forme d'éléments flottés.

L'effet de la diagenèse précoce dans le développement des alternances rythmiques à partir de sédiments préalablement homogènes a été démontrée par certains auteurs (MUNNECKE, 1997 ; MUNNECKE & SAMTLEBEN, 1996 ; WESTPHAL & MUNNECKE, 2003 ; RIDING & LIANG, 2005 ; WESTPHAL, 2006 ; AMBERG *et al.*, 2016), distinguant un flux des eaux interstitielles soit dirigé vers le bas (cf. JENKINS, 1974), soit entraîné et dirigé vers le haut par compactage (cf. MUNNECKE & SAMTLEBEN, 1996). Ces deux modèles montrent le caractère commun de la dissolution de l'aragonite au cours de la diagenèse précoce (surtout chez les mollusques) donnant des niveaux marneux (ou argileux) et la re-précipitation des carbonates de calcium.

4.4. Faciès de de plateforme carbonatée à haute énergie (partie médiane) (Fig. 8)

Il s'agit de niveaux calcaires centimétriques à décimétriques, riches en articles de crinoïdes, en plaques d'échinodermes et en faune pélagique (mer ouverte). Ces faciès à textures grainstones à packstones sont présents dans la partie médiane argilo-calcaire de la Formation des argiles de Marhouma.

F3.8. Grainstone à crinoïdes : C'est un faciès relativement grossier à éléments souvent granoclassés. Il correspond à une biomicrospélite ou biosparite de texture grainstone à crinoïdes (Fig. 7.C) renfermant de nombreuses poches micritiques et quelques clastes. Le microfaciès présente souvent différents types de texture s'observant parfois au sein d'un même échantillon. La matrice sparitique et/ou microsparitique est caractérisée localement par des concentrations argileuses importantes, sous forme de liserés irréguliers millimétriques. Les bioclastes fortement fragmentés sont essentiellement des crinoïdes, des gastéropodes, des brachiopodes et des bivalves. Ceux-ci sont accompagnés plus rarement d'ostracodes.

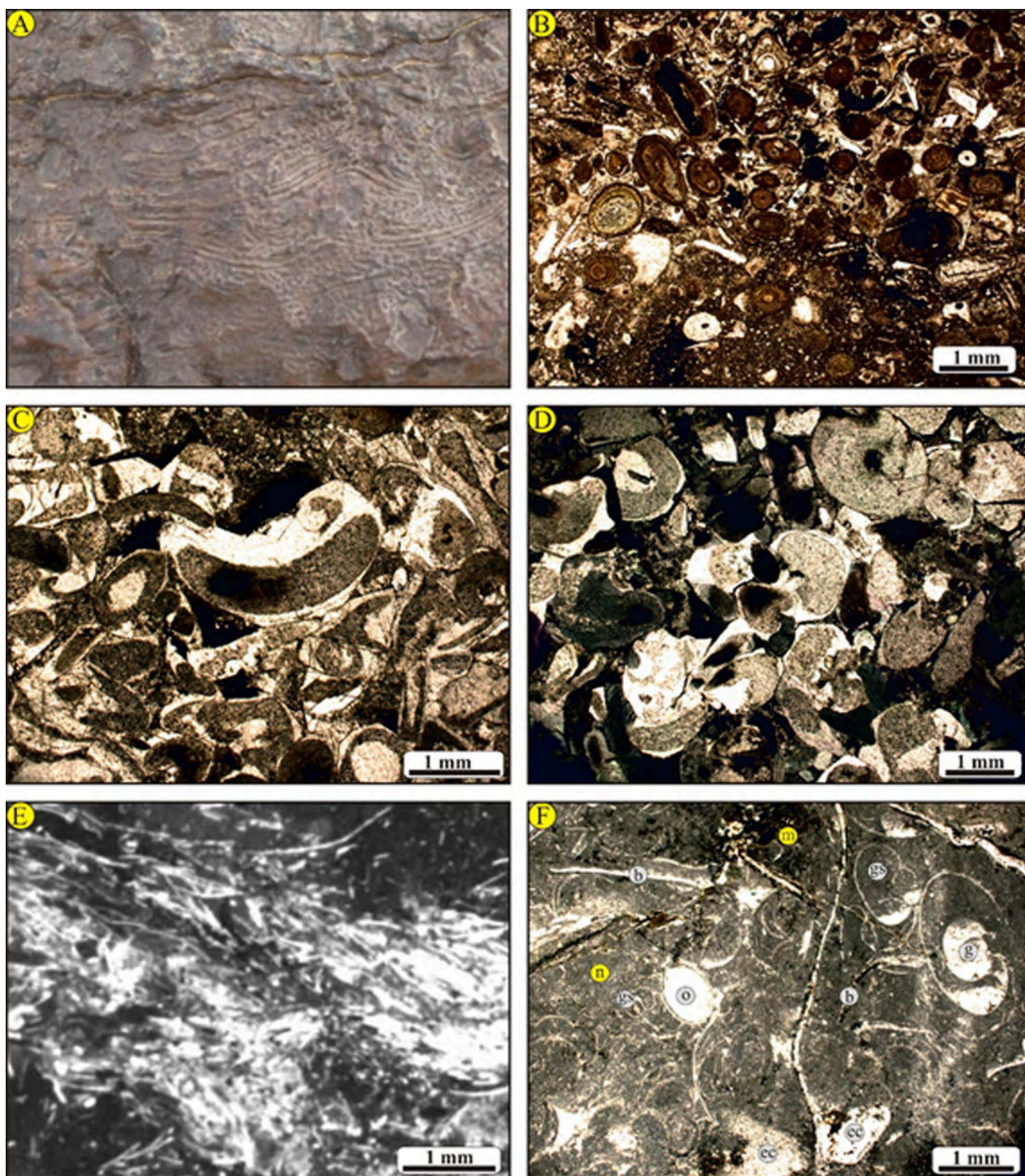


Figure 7 : Planche photographique montrant les sous-faciès dans les calcaires griottes. (A) oobiomicrite à oobiomicrosparite à texture wackestone à articles de crinoïdes ; (B) Affleurement de niveau calcaire à encroûtements stromatolithiques ; (C) biomicrosparite ou biosparite à texture grainstone à crinoïdes ; (D) biomicrite à texture packstone à crinoïdes ; (E) biomicrite à texture wackestone à packstone riche en bivalves à tests minces (filaments) ; (F) Wackestone à faunes pélagiques.

Figure 7: Photographic plate showing sub-facies in the Griottes Limestone. (A) Oobiomicrite to oobiomicrosparite with wackestone texture and crinoid stem segments; (B) Outcrop with limestone beds and stromatolitic encrustations; (C) Biomicrosparite or biosparite with grainstone texture and crinoid bioclasts; (D) Biomicrite with packstone texture with crinoids; (E) Biomicrite with wackestone to packstone texture, rich in thin-walled bivalves (filaments); (F) Wackestone with pelagic fauna.

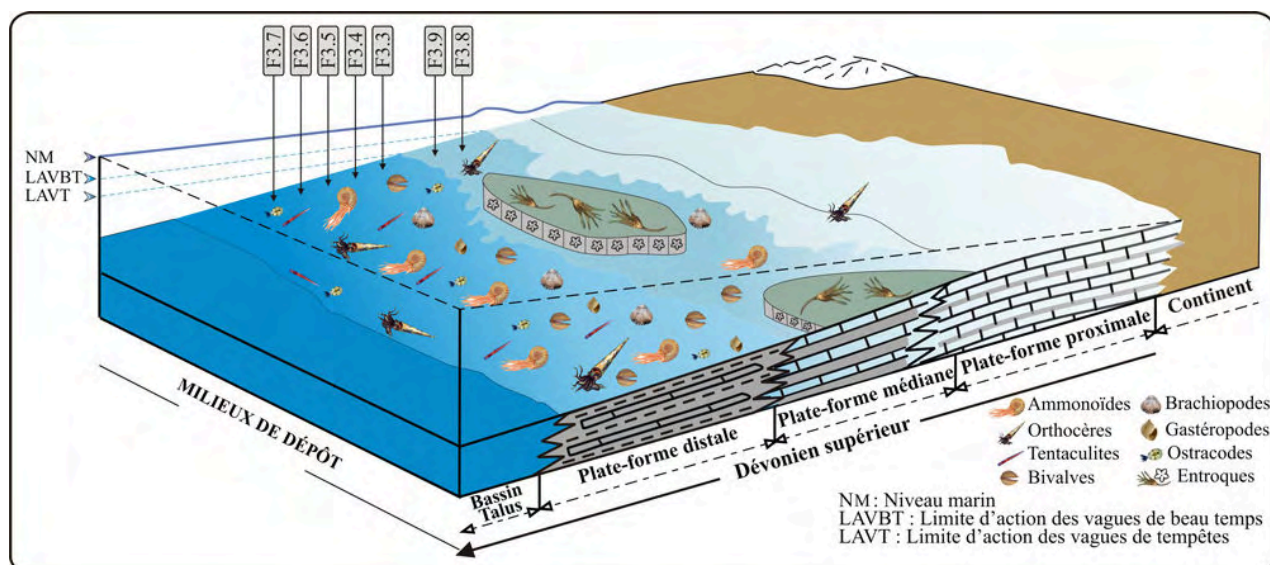


Figure 8 : Modèle schématique de répartition des sous-faciès et des environnements de dépôts des griottes dans une plate-forme carbonatée de type rampe.

Figure 8: Schematic model for the distribution of sub-facies and environments of the griotte deposits on a carbonate ramp.

F3.9. Packstone à crinoïdes : Il s'agit d'une biomicrite de texture packstone (Fig. 7.D), riche en articles de crinoïdes, accompagnée de quelques bivalves et ostracodes. Les organismes sont mal classés, de taille millimétrique (1 à 2 mm). Les crinoïdes présentent différents aspects (brisés ou bien conservés) et les ostracodes montrent des valves dissociées et rarement accolées avec une structure géopétale.

Interprétations : Les bioclastes proviennent majoritairement d'un environnement marin ouvert. Le caractère grainstone et l'aspect fortement brisé des grains sont liés à un dépôt en milieu agité dans la zone d'action des vagues ou encore dans la zone d'action des vagues de tempêtes, attestés par le granoclassement des éléments. La texture packstone à crinoïdes avec l'abondance des organismes tels que bivalves, brachiopodes et ostracodes témoigne d'un milieu ouvert. Les bioclastes mal classées et l'abondance des organismes brisés témoignent d'un environnement à agitation intermittente (base de la zone d'action des vagues).

Les calcaires à entroques et les calcarénites à HCS traduisent des faciès à hydrodynamisme élevé sous influence des vagues de tempêtes et des vagues de beaux-temps. Ce faciès de par l'abondance des fragments de bioclastes et des structures à litages obliques représente différents termes des tempestites proximales compatibles avec les conditions de la partie moyenne à proximale d'une plateforme (équivalente de *shoreface* voire de l'*offshore* supérieur).

5. Particularités des faciès griottes dans le Sahara du NO de l'Algérie

Dans cette région de l'Algérie, le Dévonien supérieur est marqué par des périodes d'instabilités tectoniques (orogénèse éovarisque) contribuant à la physiographie des bassins sédimentaires, ainsi qu'au développement des différents faciès lithologiques, en particulier aux faciès de type griotte présentant des particularités au niveau : (a) de la couleur du faciès, (b) des structures noduleuses, (c) et de la faune. Les faciès de type griotte caractérisent la géologie de cette bordure saharienne.

5.1. Couleur du faciès

La couleur rougeâtre ou lie-de-vin du faciès griotte (Fig. 9.A) est révélatrice du taux élevé du fer ferrique provoqué par l'hématite (AUBOUIN, 1964), tandis que la couleur verte correspondrait à une richesse en fer ferreux. Cette variation pourrait expliquer le rôle primordial de l'oxydo-réduction du milieu. L'activité bactérienne est responsable de cette pigmentation (MAMET & BOULVAIN, 1988 ; BOULVAIN, 1993 ; MAMET *et al.*, 1997 ; PRÉAT *et al.*, 1999 ; DELLA PORTA *et al.*, 2003 ; MAMET & PRÉAT, 2003). Il est à noter que les bactéries ferro-oxydantes prolifèrent dans des environnements marins ou non, induisant la pigmentation rouge liée à leur activité (GHIOSE, 1984). En outre, cette pigmentation traduit parfois un hydrothermalisme de faible ampleur.

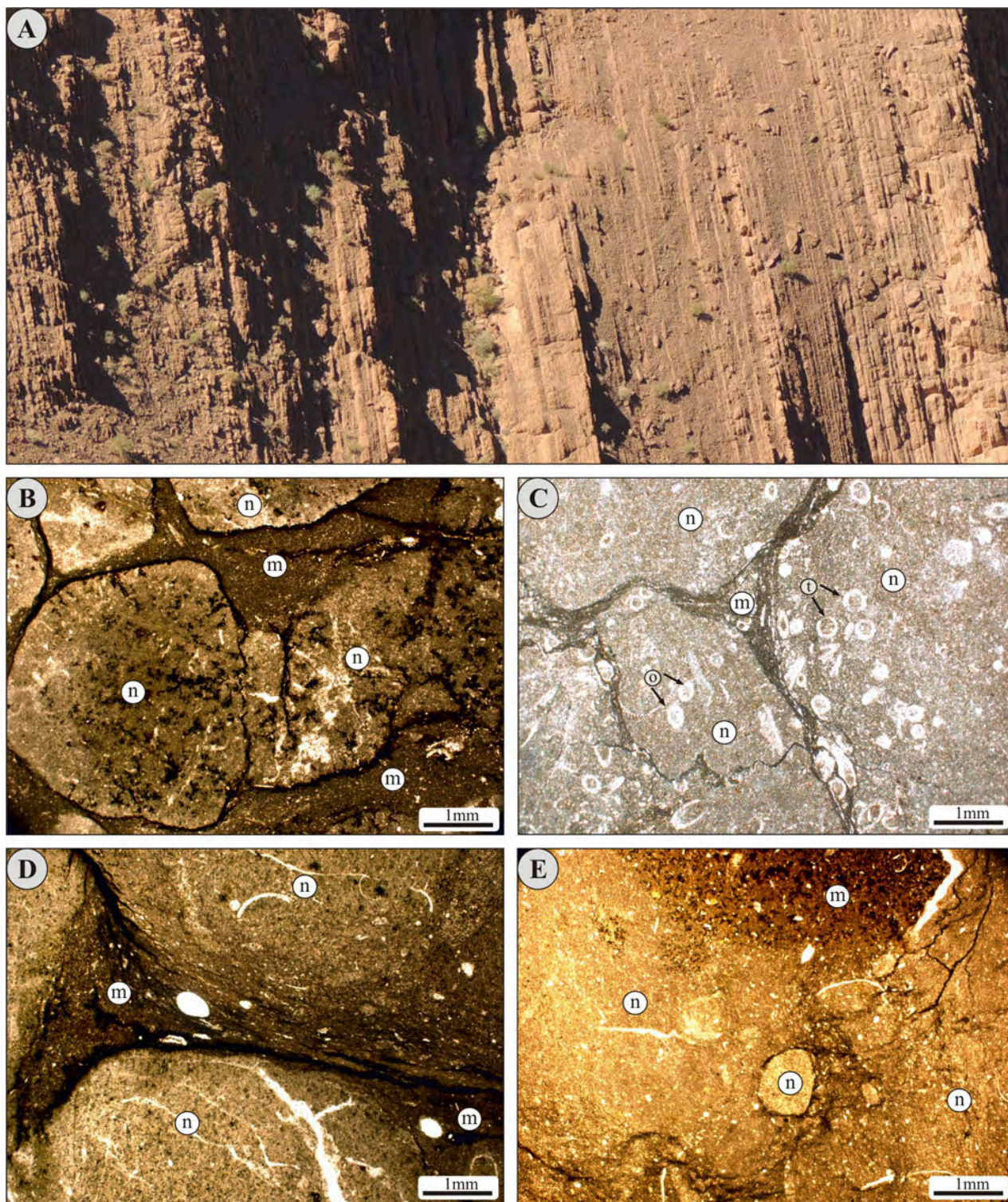


Figure 9 : (A) Vue panoramique montrant l'alternance rythmique argilo-calcaire dans les faciès griottes ; (B-E) Microfaciès dans les calcaires griottes montrant les différents types de contacts (francs, filamenteux, progressifs) entre les nodules (n) clairs et la matrice (m) sombre ; (B) Nodules à contour hématitisé en contact franc avec la matrice ; (C) Nodules micritiques bioclastiques à tentaculites (t) et ostracodes (o) en contact franc avec la matrice ; (D) Contacts filamenteux et matrice fluidale entre les nodules indiqués par l'orientation des bioclastes ; (E) Contact progressif flou entre les nodules bioclastiques et la matrice.

Figure 9: (A) Panoramic view showing the clay-limestone rhythmic alternation in griottes facies; (B-E) Microfacies in limestones griottes showing different types of contacts (francs, filamentous, progressive) between nodules (n) and dark matrix (m); (B) Nodules with hematitized outline in net contacts with matrix; (C) Bioclastic micritic nodules with tentaculite (t) and ostracodes (o) in net contacts with matrix; (D) Filamentous contacts and fluidal matrix between the nodules indicated by the orientation of the bioclasts; (E) Progressive contact between bioclastic nodules and matrix.

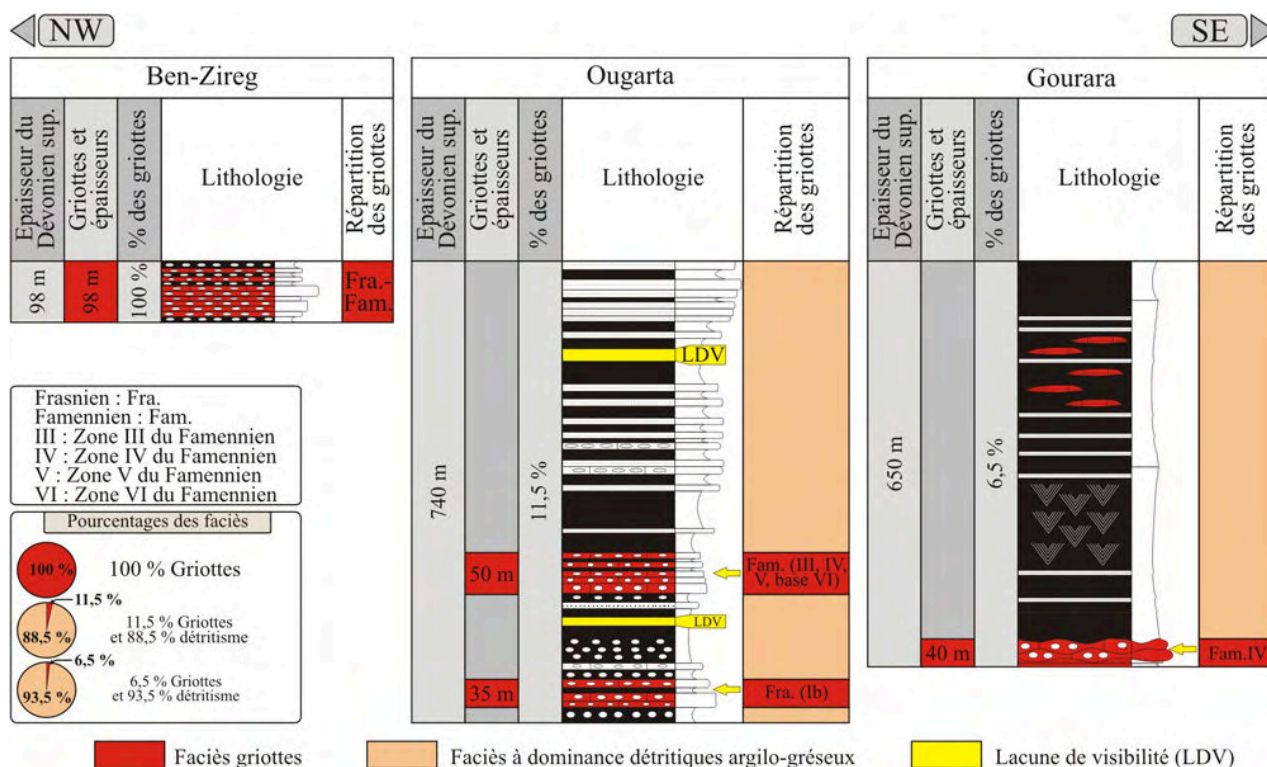


Figure 10 : Développement et répartition spatio-temporelle des calcaires griottes par rapport aux faciès silico-clastiques dans le Sahara nord-ouest de l'Algérie.

Figure 10: Development and spatio-temporal distribution of griotte limestones in comparison to silico-clastic facies in northwestern Sahara, Algeria.

5.2. Structures noduleuses

Les structures noduleuses sont représentées principalement dans les alternances argilo-calcaires (Fig. 9.A). L'origine des alternances mar-no-calcaires en général est sujette à de nombreuses controverses (EINSELE, 1982), notamment en ce qui concerne la diagenèse précoce conduisant à la nature rythmique des alternances (MUNNECKE & SAMTLEBEN, 1996 ; WESTPHAL *et al.*, 2000). Pour certaines successions, l'origine sédimentaire de la cyclicité est liée à la différence du contenu en fossiles des calcaires et des marnes (WEEDON & JENKYN, 1999).

L'origine de la structure nodulaire dans le faciès griotte a été donnée selon trois principaux processus : un processus diagénétique (dissolution, cimentation et croissance des nodules dans les sédiments), un processus sédimentaire (rôle du transport et de la re-sédimentation) et un processus microtectonique ("micro"-cisaillement et boudinage) (FLÜGEL, 2010).

L'étude microscopique des nodules dans le faciès griotte saharien montre différents contacts entre les nodules. Ils sont représentés soit par des contacts francs (Fig. 9.B-C) avec une nette limite entre la matrice et les différents éléments figurés, soit par des contacts nuageux ou filamenteux (Fig. 9.D) indiqués par l'écoulement de la matrice et l'emboîtement des nodules encore plastiques (avant lithification),

ou soit par des contacts progressifs flous (Fig. 9.E) qui caractérisent les sédiments affectés de bioturbation. Les nodules sont emballés dans une sorte de "gélatine" qui joue le rôle d'une gangue agglomérant les nodules.

De nombreux travaux ont été consacrés à l'origine des boues calcaires (micrites) et des alternances marno-calcaires (MUNNECKE & SAMTLEBEN, 1996 ; BERKYOVA & MUNNECKE, 2010 ; et travaux cités) accordant un rôle diagénétique (diagenèse précoce) en relation avec la médiation bactérienne durant la phase de réduction des sulfates (RITGER *et al.*, 1987 ; BOETIUS *et al.*, 2000) et l'oxydation anaérobique du méthane (HOVLAND & JUDD, 1988 ; FLOODGATE & JUDD, 1992 ; HOVLAND *et al.*, 1993 ; CHADUTEAU, 2008). La présence de niveaux riches en matière organique (marnes et argiles grises à noires), la fréquence de la pyrite (dans les microfaciès calcaires) et des nodules framboïdaux, n'excluent pas des phénomènes de médiation bactérienne et l'implication du méthane biogénique (ou thermogénique) dans la cimentation précoce à l'interface ou enfouie à quelques centimètres du fond-marin. Cependant, en absence d'analyses géochimiques appropriées, nous ne ferons que citer les mécanismes attestés dans divers travaux et confrontés aux aspects génétiques des faciès griottes sahariens.

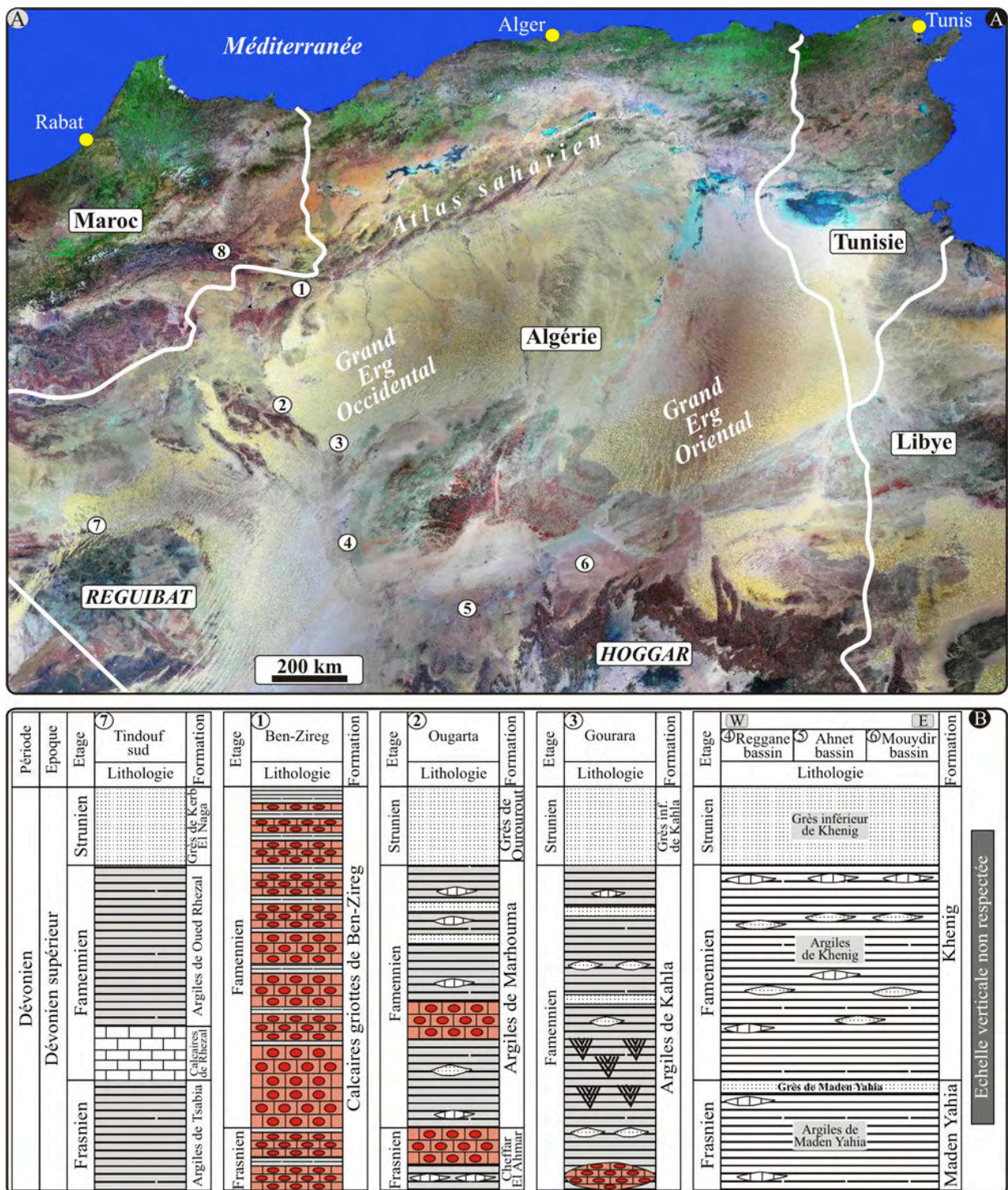


Figure 11 : (A) Image satellitaire (Google Earth) montrant la localisation des affleurements du Dévonien supérieur dans les bassins sahariens : 1) Béchar (Ben-Zireg), 2) Ougarta (Marhouma), 3) Gourara (Charouine), 4) Reggane, 5) Ahnet, 6) Mouydir, 7) Tindouf (Sud), 8) Anti-Atlas ; (B) Corrélation entre formations et faciès du Dévonien supérieur dans les bassins sahariens occidentaux.

Figure 11: (A) Satellite image (Google Earth) showing the location of Upper Devonian outcrops in the Saharan basins. 1) Bechar (Ben-Zireg), 2) Ougarta (Marhouma), 3) Gourara- Charouine), 4) Reggane, 5) Ahnet, 6) Mouydir, 7) Tindouf (South), 8) Anti-Atlas; (B) Correlation between Upper Devonian formations and facies in western Saharan basins.

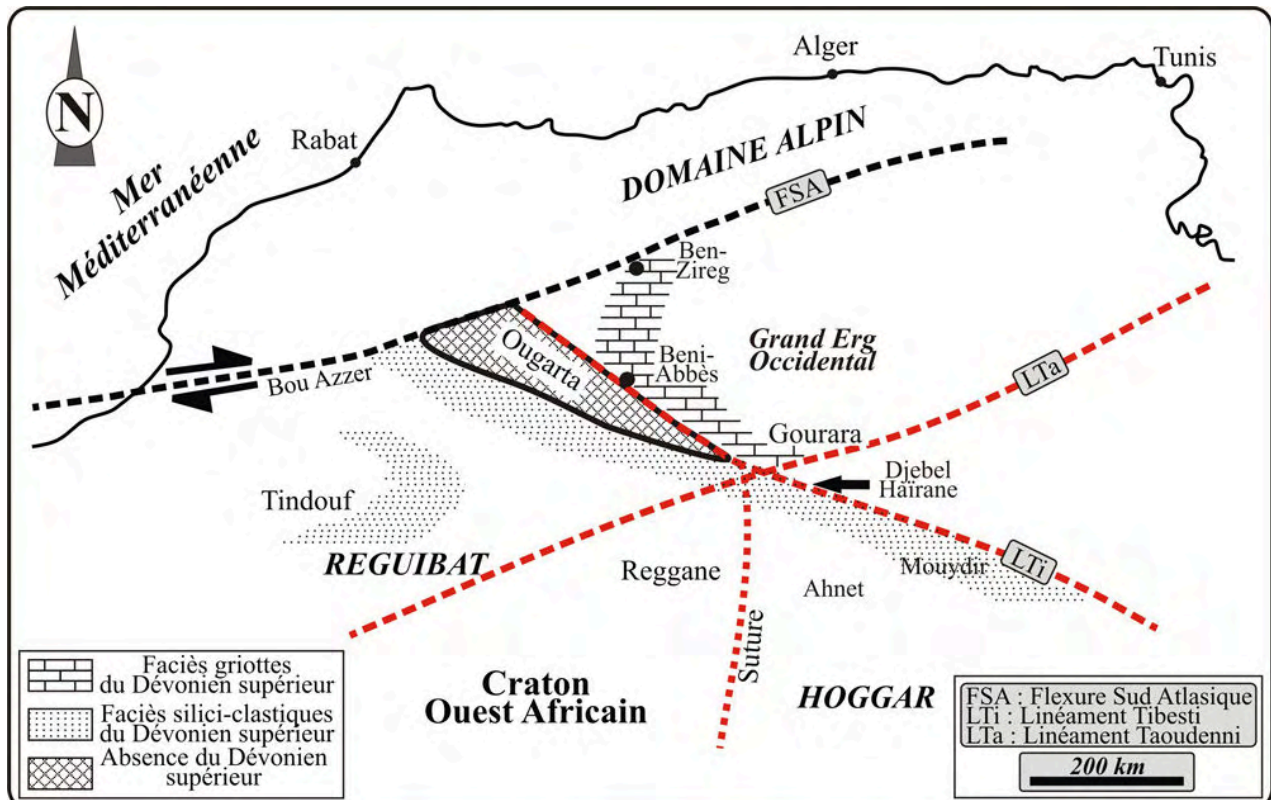


Figure 12 : Relation entre la distribution de faciès du Dévonien supérieur saharien et l'écorché structural de l'héritage panafricain.

Figure 12: Relationship between the distribution of Saharan Upper Devonian facies and the structural schematic illustration of the Pan-African history.

Enfin, de fréquentes imprégnations noire ou en films gris agglomérant les nodules sont à signaler dans les faciès griottes par des asphaltites (hydrocarbures minéralisés) encore appelées Grahamite ou épi-impsonite (*sensu* CARDOTT, 1991). La présence de telles huiles lourdes lors de la sédimentation et de la diagenèse précoce a certainement été accompagnée de suintements de gaz (de type méthane). Ce gaz libéré dans un environnement profond (talus ou bassin) serait encapsulé par des molécules d'eau (clathrates) et induirait, après enfouissement, des réactions géochimiques qui participeraient aux ciments précoces et à la formation des nodules calcaires (FLÜGEL, 2010) alors que la dissociation des clathrates permettrait la venue d'eau changeant le chimisme de l'eau environnante et provoquant les hécatombes chez les ammonoïdes.

5.3. Faune

La macrofaune est dominée par les ammonoïdes (formes pélagiques) avec une biodiversité faible mais une abondance élevée (travail en cours). Sporadiquement, sont récoltés des trilobites, des brachiopodes, des tiges et articles de crinoïdes. Cette concentration nous semble fortement contrôlée par les paramètres intra-habitat (chimisme de l'eau changeant en fonction de la dissolution ou de la formation des clathrates).

6. Conclusion : Signification géodynamique des griottes sur la bordure nord saharienne

Les faciès griottes du Dévonien supérieur de la frange saharienne septentrionale montrent une extension particulière et des variations latérales dans les épaisseurs (Fig. 10). Dans ce travail, nous proposons quelques éléments de réflexions sur l'évolution géodynamique régionale.

À Ben-Zireg (bassin de Béchar), le Frasnien et le Famennien sont représentés par 98 m de faciès griottes avec de fréquentes surfaces d'arrêts sédimentaires et une lacune au sommet. Les caractéristiques sédimentologiques traduisent des dépôts de plateforme médiane à distale. Les intercalations d'argiles sont très réduites et de faible épaisseur.

Vers le Sud, à Marhouma, le faciès griotte se trouve à la base d'un ensemble argilo-gréseux. L'épaisseur cumulée des griottes est de 85 m, constituant environ 11,5% de l'épaisseur totale estimée à 740 m (360 m pour OUALI MEHADJI *et al.*, 2012). Les différents faciès permettent de suivre un approfondissement depuis une plateforme distale (Frasnien Ia) jusqu'au talus (Famennien III, IV et V) avec un replat slope apron) ou tablier, et enfin de milieu bassin (hé-



mipélagites et passées turbiditiques) Dans la même région et à environ 60 km au Sud de Marhouma, le Dévonien supérieur de la localité de l'Erg El Djamel est caractérisé par 9 m d'argiles noires représentant le Frasnien et le Famennien II à V.

Plus au Sud, dans le Gourara, les faciès griottes (40 m) ne constituent que 06,5% de l'épaisseur totale (630 m). Les faciès identifiés sont compatibles avec un environnement de bassin.

Partout, dans les paquets calcaires noduleux, griottes, on remarque une fréquence de surfaces d'arrêts sédimentaires, et donc faible taux de sédimentation.

Au Maroc, dans le Haut-Atlas (Maïder-Tafilt), WENDT *et al.* (1984) et LUBESSEDER *et al.* (2010) ont mis en évidence la configuration en bassins et hauts-fonds. Les indices d'émersion (Birds-eyes), signalés en quelques endroits, appuient, à l'échelle de la marge gondwanienne, une configuration insulaire (WENDT, 1988 ; LUBESSEDER *et al.*, 2010).

Sur un écorché structural, on observe, sur une distribution horizontale, une aire à sédimentation silici-clastique (argilo-gréseuse) vers le Sud (bassins de Tindouf, Reggane, Ahnet et Mouydir) et une autre Argilo-calcaire vers le Nord (Ben-Zireg, Saoura et Gourara). Cette ségrégation est calquée sur une configuration paléogéographique avec une rampe carbonatée sur la frange nord et une plate-forme siliciclastique vers le Sud (Fig. 11).

Nous pensons que cette morphologie des faciès griottes traduit un réceptacle sous contrôle de fractures (failles) de l'héritage panafricain. Les effets de cet héritage ont été soulignés vers le Sud (Dévonien inférieur du Tassili) (BEUF *et al.*, 1971 ; WENDT *et al.*, 2006). Au Nord, les faciès griottes suivent de très près les aires traversées par la suture panafricaine (Fig. 12). Cette suture croise le linéament du Tibesti de GUIRAUD *et al.* (2005) aux environs de Dj. Hairane. L'accident sud ougartien serait l'extension du Linéament du Tibesti. Les faciès griottes sont délimités par l'accident nord ougartien (qui correspond aussi à l'anomalie magnétique nord-ougartienne) et correspondrait à l'héritage panafricain (ENNIH & LIÉGEOIS, 2001 ; FABRE, 2005). Ces accidents majeurs sont hachés par des fractures secondaires, transverses, assurant un morcellement en zones isopiques induisant des variations latérales des épaisseurs (Fig. 10) et accessoirement de lithologies. À l'échelle de la marge nord gondwanienne, le Dévonien moyen constitue une phase d'homogénéisation des faciès (mar-no-calcaires sur la totalité de la plateforme saharienne). Cependant, au Dévonien supérieur, la frange septentrionale saharienne semble délimiter un talus gondwanien lors de la

phase de flexuration. En effet, les turbidites apparaissent pour la première fois au Famennien V, et Plus au Nord, les bassins dévoniens "telliens" (Saïda, Traras) évoluent dans un contexte turbiditique de zones bathyales (BOUGARA *et al.*, 2012).

Remerciements

Nous adressons nos remerciements aux rapporteurs anonymes qui ont aidé à améliorer le texte, et aux éditeurs de *Carnets Geol.*, Bruno GRANIER et Robert W. SCOTT.

Références bibliographiques

- AÏT-OUALI R. & NEDJARI A. (2006).- Le bassin d'Ougarta : Une mobilité permanente au Paléozoïque.- *Mémoire du Service géologique national*, Alger, vol. 13, p. 23-40.
- ALLAIRE N., MONNET C., ABBACHE A. & CRÔNIER C. (2016).- Upper Famennian ammonoids from the Ougarta Basin (Saoura Valley, Algeria).- The 60th Palaeontological Association Annual Meeting, Lyon, France, p. 55.
- AMBERG C.E.A., COLLART T., SALENBIEN W., EGGER L.M., MUNNECKE A., NIELSEN A.T., MONNET C., HAMMER Ø. & VANDENBROUCKE T.R.A. (2016).- The nature of Ordovician limestone-marl alternations in the Oslo-Asker district (Norway): Witnesses of primary glacio-eustasy or diagenetic rhythms?- *Scientific Reports*, vol. 6, p. 1-13.
- AUBOUIN J. (1964).- Réflexions sur les faciès 'ammonitico rosso'.- *Bulletin de la Société géologique de France* (7^e Série), Paris, t. VI, n° 4, p. 475-501.
- BASILICI G., HENRIQUE P., DE LUCA V. & POIRÉ D.G. (2012).- Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system?- *Sedimentary Geology*, vol. 267, p. 73-92.
- BECKER R.T. & HOUSE M.R. (1998).- Proposals for an international substage subdivision of the Frasnian.- *SDS Newsletter*, vol. 15, p. 17-22.
- BENDELLA M. & OUALI-MEHADJI A. (2014).- Depositional environment and Ichnology (*Nereites* ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW Algeria).- *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 8, p. 5303-5316.
- BENHAMOU M., ABBACHE A., ELMI S., MEKAHLI L., OUALI-MEHADJI A., RACHEBOEUF P. & BOUMENDJEL K. (2004).- Les "calcaires griottes" et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Beni-Abbès et Djebel Hèche (Saoura, Algérie).- *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, Alger, vol. 15, p. 27-49.
- BERKYOVA S. & MUNNECKE A. (2010).- Calcispheres as a source of lime mud and peloids - evidence from the early Middle Devonian of



- the Prague Basin, the Czech Republic.- *Bulletin of Geosciences*, Plzen, vol. 85, p. 585-602.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., ROGNON O., GARIEL O. & BENNACEF A. (1971).- Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara.- *Sciences et Techniques du Pétrole*, Rueil-Malmaison, vol. 18, 464 p.
- BOETIUS A., RAVENSCHLAG K., SCHUBERT C.J., RICKERT D., WIDDEL F., GIESEKE A., AMANN R.J., ORGENSEN B.B., WITTE U. & PFANNKUCHE O. (2000).- A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane.- *Nature*, vol. 407, p. 623-626.
- BONDIOLI J.G., MATOS S.A., WARREN L.V., ASSINE M.L., RICCOMINI C. & SIMÕES M.G. (2015).- The interplay between event and background sedimentation and the origin of fossil-rich carbonate concretions: A case study in Permian rocks of the Paraná Basin, Brazil.- *Lethaia*, Oslo, vol. 48, p. 522-539.
- BOOTE D.R., CLARK-LOWES D.D. & TRAUT M.W. (1998).- Palaeozoic petroleum systems of North Africa.- *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 132, p. 7-68.
- BOUGARA M., BELKEBIR L. & BOULVAIN F. (2012).- Les sédiments du Dévonien de Saïda.- *Geologica Belgica*, Bruxelles, vol. 15, p. 137-146.
- BOULVAIN F. (1993).- Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne.- *Professional Paper Belgian Geological Survey*, vol. 260, 427 p.
- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation.- Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMENDJEL K., MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN J., MELOU M. & RACHEBOEUF P. (1997).- Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie).- *Annales de la Société géologique du Nord* (série 2), vol. 5, p. 89-116.
- BULTYNCK P. & WALLISER O.H. (2000).- Emsian to Middle Frasnian sections in the northern Tafilalt.- *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, Rabat, vol. 399, p. 11-20.
- BURCHETTE T.P. & WRIGHT V.P. (1992).- Carbonate ramp depositional systems.- *Sedimentary Geology*, vol. 79, p. 3-57.
- CARDOTT B.J. (1991).- Organic petrology of epimpsonite at Page, Oklahoma, U.S.A.- *Organic Geochemical*, vol. 17, p. 185-191.
- CASIER J.G. (1982).- Les ostracodes du Frasnien et de la base du Famennien de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara algérien).- *Bulletin de la Société belge de Géologie*, vol. 91, p. 195-207.
- CASIER J.G. (1985).- Les ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Teferguenite (Givétien) et de la Formation de Marhouma (Givétien-Famennien) de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara algérien).- *Geobios*, Villeurbanne, vol. 18, p. 833-846.
- CATUNEANU O. (2002).- Sequence stratigraphy of clastic systems: Concepts, merits, and pitfalls.- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 35, p. 1-43.
- 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.S.C., MACURDA B., MARTINSEN O.J., MIALI A.D., NEAL J.E., NUMMEDAL D., POWER L., POSAMENTIER H.W., PRATT B.R., SARG J.F., SHANLEY K.W., STEEL R.J., STRASSER A., TUCKER M.E., WINKER C. & GILES K.A. (2009).- Towards the standardization of sequence stratigraphy.- *Earth-Science Reviews*, vol. 92, p. 1-33.
- CHADUTEAU C. (2008).- Origine et circulation des fluides dans les sédiments des marges. Contribution de l'hélium et du méthane dans la compréhension des processus. Étude de 2 zones actives.- Thèse Doctorat, Université Bretagne Occidentale, 151 p.
- CONRAD J. (1984).- Les séries carbonifères du Sahara central algérien : Stratigraphie, sédimentation, évolution structurale.- Thèse Doctorat ès Sciences, Université Aix-Marseille III, 359 p.
- CONRAD J., MASSA D. & WEYANT M. (1986).- Late Devonian regression and early Carboniferous transgression on the northern African platform.- *Annales de la Société géologique de Belgique*, vol. 109, p. 113-122.
- CRÔNIER C. & FRANÇOIS A. (2014).- Distribution patterns of Upper Devonian phacopid trilobites: Paleobiogeographical and paleoenvironmental significance.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 404, p. 12-23.
- CRÔNIER C., MALI F.Z., FRANÇOIS A., BENYOUCEF M. & BRICE D. (2013).- First occurrence of a phacopid trilobite faunule from the Upper Devonian of Saoura Valley, Algeria and biodiversity fluctuations.- *Geological Magazine*, vol. 150, p. 1002-1021.
- DELLA PORTA G., KENTER J.A. & BAHAMONDE J.R. (2003).- An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$.- *Sedimentology*, vol. 50, p. 953-959.
- DERYCKE C., MAILLET S., VACHARD D., RANDON C., NICOLLIN J.P., DU CHATELET A., CRÔNIER C., HUBERT B., RECOURT Ph. & ABBACHE A. (2015).- Palaeoenvironment input of new faunas from Upper Famennian levels of Ouarourout (Ougarta, Algeria).- *Strata* (Série 1), Symposium Brussels, vol. 16, p. 44-45.
- EINSELE G. (1982).- Limestone-marl cycles (periodites): Diagnosis, significance, causes - a review. In : EINSELE G. & SEILACHER A. (eds.), *Cyclic and Event Stratification*.- Springer, Berlin, p. 8-53.



- ELMI S. & AMEUR M. (1984).- Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens.- *Geologica Romana*, vol. XXIII, p. 13-22.
- ENNIH N. & LIÉGEOIS J.P. (2001).- The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton.- *Precambrian Research*, vol. 112, p. 289-302.
- ENNIH N. & LIÉGEOIS J.P. (2008).- The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt.- *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 297, p. 1-17.
- FABRE J. (1976).- Introduction à la géologie du Sahara Algérien.- Société Nationale d'Édition et de Diffusion, SNED, Alger, 422 p.
- FABRE J. (2005).- Géologie du Sahara occidental et central.- *Tervuren African Geoscience Collection*, Musée Royal de l'Afrique Centrale, vol. 108, p. 1-572.
- FLOODGATE G.D. & JUDD A.G. (1992).- The origins of shallow gas.- *Continental Shelf Research*, vol. 12, p. 1145-1156.
- FLÜGEL E. (2010).- Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application.- Springer-Verlag, Berlin, 984 p.
- GAUTIER E.F. (1906).- Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, Touat).- *Bulletin de la Société géologique de France* (4^e Série), Paris, t. VI, p. 729-767.
- GEPTNER A.R., DONG PHA P., PETROVA V.V., HUYENB N.X., NGINH L.T. & QUANG N.M. (2013).- Freshwater stromatolites with the cone-in-cone structure from the Neogene lacustrine sediments of Vietnam.- *Lithology and Mineral Resources*, vol. 48, p. 55-64.
- GHIORSE W.C. (1984).- Biology of iron-and manganese-depositing bacteria.- *Annual Reviews in Microbiology*, vol. 38, p. 515-550.
- GÖDDERTZ B. (1987).- Devonische Goniatiten aus SW-Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge.- *Palaeontographica Abteilung* (Abteilung A), Stuttgart, Band 197, p. 127-220.
- GUIRAUD R., BOSWORTH W., THIERRY J. & DELPLANQUE A. (2005).- Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview.- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 43, p. 83-143.
- HAUG E. (1903).- Deux horizons à Céphalopodes du Dévonien supérieur du Sud-Oranais.- *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 133, p. 85-87.
- HE Y., LUO J., LI X., GAO Z. & WEN Z. (2011).- Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China.- *Geo-Marine Letters*, vol. 31, p. 509-523.
- HOLLARD H. (1974).- Recherches sur la stratigraphie des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien supérieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalt et dans le Maïder (Anti-Atlas oriental).- *Notes du Service géologique du Maroc*, Rabat, vol. 36, p. 7-68.
- HOUARI M.R. & HOEPFFNER C. (2003).- Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco).- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 37, p. 11-24.
- HOUSE M.R. (1985).- Correlation of mid-Paleozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations.- *Nature*, vol. 313, p. 17-22.
- HOVLAND M. & JUDD A.G. (1988).- Seabed pockmarks and seepages: Impact on geology, biology and the marine environment.- Graham & Trotman, London, 293 p.
- HOVLAND M., JUDD A.G. & BURKE R.A. Jr (1993).- The global flux of methane from shallow submarine sediments.- *Chemosphere*, vol. 26, p. 559-578.
- JENKINS H.C. (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic: A diagenetic model.- *International Association of Sedimentologists, Special publication*, vol. 1, p. 249-271.
- KAZI-TANI N., NEDJARI A. & DELFAUD J. (1991).- Modalités de fonctionnement d'un bassin d'avant-fosse : L'exemple du Carbonifère de Béchar (Sud-Oranais, Algérie).- *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* (Série 2), vol. 313, p. 579-586.
- KLAPPER G. (1989).- The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. In : McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. (eds.), Devonian of the World.- *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 14, vol. 3, p. 449-468.
- KORN D., EBBIGHAUSEN V. & BOCKWINKEL J. (2010).- The ammonoids from the Grès du Kahla supérieur of Timimoun (Middle-early Late Tournaisian; Gourara, Algeria).- *Fossil Record*, vol. 13, p. 13-34.
- KRAUSE F.F., CLARK J., SAYEGH S.G. & PEREZ R.J. (2009).- Tube worm fossils or relic methane expelling conduits?- *Palaio*, Lawrence, vol. 24, p. 41-50.
- LEGRAND-BLAIN M. (2002).- Le Strunien et le Tournaisien au Sahara algérien : Limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales.- *Mémoires du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, Alger, vol. 11, p. 61-85.
- LOWE D.R. (1982).- Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 52, p. 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*, vol. 215, p. 13-32.
- LUBESEDER S., RATH J., RÜCKLIN M. & MESSBACHER R. (2010).- Controls on Devonian hemi-pelagic limestone deposition analyzed on cephalopod ridge to slope sections, Eastern Anti-Atlas, Morocco.- *Facies*, Erlangen, vol. 56, p. 295-315.
- LÜNING S., KOLONIC S., BELHADJ E. M., BELHADJ Z., COTA L., BARIĆ G. & WAGNER T. (2004).- Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa.- *Earth-Science Reviews*, vol. 64, p. 51-117.
- MAHBOUBI A. & GATOVSKY Y. (2015).- Late Devonian conodonts and event stratigraphy in northwestern Algerian Sahara.- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 101, p. 322-332.
- MAHBOUBI A., FEIST R., CORNÉE J.J., OUALI MEHADJI A. & GIRARD C. (2015).- Frasnian (Late Devonian) conodonts and environment at the northern margin of the Algerian Sahara platform: The Ben-Zireg section.- *Geological Magazine*, vol. 152, p. 844-857.
- MALTI F.Z. (2012).- Passage Dévonien-Carbonifère dans l'Ougarta ; Sahara occidental, Algérie.- Thèse de Doctorat ès Sciences, Université d'Oran, 224 p.
- MAMET B. & BOULVAIN F. (1988).- Remplissage bactériens de cavités biohermales frasnien.- *Bulletin de la Société géologique de Belgique*, vol. 97, p. 63-76.
- MAMET B. & PRÉAT A. (2003).- Sur l'origine bactérienne et fongique de la pigmentation de l'Ammonitico Rosso (Jurassique, région de Vérone, Italie du nord).- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 46, p. 35-46.
- MAMET B., PRÉAT A. & DE RIDDER C. (1997).- Bacterial origin of the red pigmentation in the Devonian Slivenec Limestone, Czech Republic.- *Facies*, vol. 36, p. 173-187.
- MASSA D. (1965).- Observations sur les séries siluro-dévonien des confins algéro-marocains du Sud.- *Notes et Mémoires, Compagnie française des Pétroles*, Paris, vol. 8, p. 1-187.
- MCCUBHIN D.G. (1982).- Barrier-island and strand-plain facies. In : SCHOLLE P.A. & SPEARING D. (eds.), *Sandstone depositional environments*.- *AAPG Memoir*, vol. 31, p. 247-279.
- MENCHIKOFF N. (1930).- Recherches géologiques et morphologiques dans le nord du Sahara occidental.- *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, vol. 3, p. 103-247.
- MENCHIKOFF N. (1936).- Étude géologique sur les confins algéro-marocains du Sud.- *Bulletin de la Société géologique de France*, (5^e Série), t. VI, p. 131-148.
- MIALL A.D. (1996).- The geology of fluvial deposits.- *Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 582 p.
- MICHARD A., SOULAIMANI A., HOEPFFNER C., OUA-NAIMI H., BAIDDER L., RIJMATI E.C. & SADDIQI O. (2010).- The south-western branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco.- *Tectonophysics*, vol. 492, p. 1-24.
- MOTTEQUIN B., MALTI F.Z., BENYUCEF M., CRÔNIER C., SAMAR L., RANDON C. & BRICE D. (2015).- Famennian rhynchonellides (Brachiopoda) from deep-water facies of the Ougarta Basin (Saoura Valley, Algeria).- *Geological Magazine*, vol. 152, p. 1009-1024.
- MUNNECKE A. (1997).- Bildung mikritischer Kalke im Silur auf Gotland.- *Courier Forschungs-institut Senckenberg*, vol. 198, p. 1-71.
- MUNNECKE A. & SAMTLEBEN C. (1996).- The formation of micritic limestones and the development of limestone-marl alternations in the Silurian of Gotland, Sweden.- *Facies*, Erlangen, vol. 34, p. 159-176.
- NEDJARI A. (1995).- Le dernier grand épandage détritique hercynien du Sahara algérien. Exemple du bassin de Béchar-Abadla.- *Bulletin du Service géologique d'Algérie*, Alger, vol. 6, p. 195-209.
- NEDJARI A., AÏT-OUALI R.A., CHIKHI F. & AOUIMEUR L.B. (2007).- Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque : Une mobilité permanente (Livret guide du field trip).- Éditions du Service Géologie National, Alger, 96 p.
- ODIN G.S. (1988).- Green marine clays. Oolitic ironstone facies, Verdine facies, Glaucony facies and Celadonite bearing facies - Comparative study.- *Development in Sedimentology*, vol. 45, p. 1-444.
- OUALI MEHADJI A. & BOUTERFA B. (2015).- Les internalites du Siluro-Dévonien de la Saoura-Ougarta (Sahara, Algérie).- *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, Alger, vol. 26, p. 3-21.
- OUALI MEHADJI A., BENDELLA M., ATIF K., BELKACEMI K. & ABBACHE A. (2012).- Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord-Ouest, Algérie).- *Bulletin du Service géologique national*, Alger, vol. 23, p. 3-27.
- PAREYN C. (1961).- Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais.- *Stratigraphie et tectonique*, vol. 1, p. 1-326.
- PETTER G. (1959).- Goniatites dévoniennes du Sahara.- *Publications du Service de la Carte géologique d'Algérie* (Nouvelle Série, Paléontologie), Alger, vol. 2, p. 1-313.
- PETTER G. (1960).- Clymenies du Sahara.- *Publications du Service de la Carte géologique d'Algérie* (Nouvelle Série, Paléontologie),



- Alger, vol. 6, p. 53-56.
- POMAR L., MORSILLI M., HALLOCK P. & BÁDENAS B. (2012).- Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record.- *Earth-Science Reviews*, vol. 111, p. 56-81.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988).- Eustatics control on clastic deposition II: Sequence and system tracts models. In : WILLGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.St.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (eds.), *Sea level changes – An integrated approach.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication*, vol. 42, p. 125-154.
- PRÉAT A., MAMET B., BERNARD A. & GILLAN D. (1999).- Bacterial mediation, red matrices diagenesis, Devonian, Montagne Noire (southern France).- *Sedimentary Geology*, vol. 126, p. 223-242.
- PRÉAT A., EL HASSANI A. & MAMET B. (2008).- Iron bacteria in Devonian carbonates (Tafilalt, Anti-Atlas, Morocco).- *Facies*, vol. 454, no. 1, p. 107-120.
- READ J.F. (1982).- Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution.- *Tectonophysics*, vol. 81, p. 195-212.
- READING H.G. & COLLINSON J.D. (1996).- Clastic coasts, 154-23. In : READING H.G. (ed.), *Sedimentary environments: Processus, Facies and Stratigraphy.- Blackwell Science*, 688 p.
- RIDING R. & LIANG L. (2005).- Geobiology of microbial carbonates: Metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic.- *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, vol. 219, p. 101-115.
- RITGER S.D., CARSON B. & SUESS E. (1987).- Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore water expulsion along the Oregon/Washington margin.- *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 98, p. 147-156.
- SHANMUGAM G. (2013).- Comment on "Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record" by L. POMAR, M. MORSILLI, P. HALLOCK, and B. BÁDENAS [Earth-Science Reviews, 111 (2012), 56-81].- *Earth-Science Reviews*, vol. 116, p. 195-205.
- SIMPSON E.L. (1987).- Sedimentology and tectonic implications of the Late Proterozoic to Early Cambrian Chilhowee Group in southern and central Virginia.- PhD, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia, USA, 298 p.
- STOW D.A. & JOHANSSON M. (2000).- Deep-water massive sands: Nature, origin and hydrocarbon implications.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 17, p. 145-174.
- TRIBOVILLARD N., PETIT A., QUIJADA M., RIBOULLEAU A., SANS-JOFRE P., THOMAZO C. & BIRGEL D.N. (2016).- Early-diagenesis carbonate precipitation: From nodules to cone-in-cone structures.- 14th Swiss Geoscience Meeting, Geneva, 2 p. (abstract).
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990).- Carbonate sedimentology.- Blackwell, Oxford, 482 p.
- WEDEKIND R. (1908).- Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkenberg. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, vol. 26, p. 565-633.
- WEEDON G.P. & JENKYN H.C. (1999).- Cyclostratigraphy and the Early Jurassic timescale: Data from the Belemnite Marls, Dorset, southern England.- *Geological Society of America Bulletin*, vol. 111, p. 1823-1840.
- WENDT J. (1988).- Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco).- *Eclogae Geologicae Helveticae*, Basel, vol. 81, p. 155-173.
- WENDT J. & AIGNER T. (1985).- Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones.- *Sedimentary Geology*, vol. 44, p. 263-300.
- WENDT J. & BELKA Z. (1991).- Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the eastern Anti-Atlas, Morocco.- *Facies*, vol. 25, p. 51-89.
- WENDT J., AIGNER T. & NEUGEBAUER J. (1984).- Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: The Tafilalt Platform (upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco).- *Sedimentology*, vol. 31, p. 601-625.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C. & LUBESSEDER S. (2006).- Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: The Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara).- *Geological Magazine*, vol. 143, p. 269-299.
- WESTPHAL H. (2006).- Limestone-marl alternations as environmental archives and the role of early diagenesis: A critical review.- *International Journal of Earth Sciences*, vol. 95, p. 947-961.
- WESTPHAL H. & MUNNECKE A. (2003).- Limestone-marl alternations - a warm water phenomenon?- *Geology*, vol. 31, p. 263-266.
- WESTPHAL H., HEAD M.J. & MUNNECKE A. (2000).- Diagenesis of rhythmic limestone-alternations from the Pliocene of the Bahamas.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 70, p. 715-725.