



Palynologie et environnements des sédiments

du Dévonien de Saïda

(Algérie nord occidentale)

Mohammed BOUGARA¹

Philippe STEEMANS²

Alain LE HÉRISSE³

Frédéric BOULVAIN⁴

Résumé : D'un point de vue paléontologique, les interprétations palynologiques basées sur les miospores et les acritarches du Dévonien de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale) sont similaires. Aucune des espèces qui apparaît dans les couches supérieures de l'unité de référence dite unité de Boukourdène ou (BK1), d'âge plus récent, n'est incompatible avec un âge Praguien-Emsien, comme le dénote la présence de miospores, surtout de *Dibolisporites wetteldorfensis*, *Dictyotriletes emsiensis*, *D. subgranifer* et *Verrucosporites polygonalis*, ainsi que des acritarches tels que *Evittia crucistellata*, *E. spicifera*, *Fimbriaglomerella aulerca*, *Florisphaeridium toyetae*, *Veryhachium* aff. *V. vandenbergheni*.

Au vu des niveaux microconglomératiques à éléments de phtanites siluriens, retrouvés le long des unités sédimentaires de Tiffrit, nous considérons qu'un remaniement a affecté aussi bien le Silurien que le Dévonien inférieur. Nous plaçons les unités sédimentaires de Boukourdène à l'étage Praguien-Emsien.

D'un point de vue sédimentologique, les unités sédimentaires du Dévonien du môle de Tiffrit sont liées à une dynamique gravitaire, dominée par un accroissement du niveau marin et rythmée par une subsidence accrue. Les faciès semblent évoluer selon une polarité Est-Ouest. La taille des particules ainsi que la nature des faciès et leur grande et rapide variabilité permettent d'évoquer un corps sédimentaire de type "slope apron". Les caractères lithologiques, sédimentologiques et environnementaux du dispositif étudié plaident pour une marge tectonique active.

Mots-clefs :

- turbidites ;
- coulées de débris ;
- Praguien ;
- Emsien ;
- miospores ;
- acritarches

Citation: BOUGARA M., STEEMANS P., LE HÉRISSE A. & BOULVAIN F. (2017).- Palynologie et environnements des sédiments du Dévonien de Saïda (Algérie nord occidentale).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 17, n° 10, p. 191-219.

Abstract: Palynology and sedimentary environments of the Devonian from the Saïda area (northwestern Algeria).- Palynological interpretations of both spores and acritarchs from the Devonian Tiffrit Formation located in Saïda (North-Western Algeria) support identical conclusions. Species of spores and acritarchs that appear in the upper layers of the younger reference unit, named Boukourdène (BK1), are compatible with a Pragian-Emsian age, based especially on the presence of the miospores *Dibolisporites wetteldorfensis*, *Dictyotriletes emsiensis*, *D. subgranifer*, *Verrucosporites polygonalis*, and the acritarchs *Evittia crucistellata*, *E. spicifera*, *Fimbriaglomerella aulerca*, *Florisphaeridium toyetae*, and *Veryhachium* aff. *V. vandenbergheni*.

On the basis of occurrences of microconglomeratic levels with elements of Silurian phtanites found along the sedimentary units of Tiffrit, we consider that Silurian sediments as well as Lower Devonian

¹ Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, de la Nature et de la Terre, Université de Khemis Miliana, 44225 W. Ain Defla (Algérie)

mbougara@hotmail.com

² Laboratoire de Paléobiogéologie, Paléobotanique et Paléopalynologie, Université de Liège, B 18, Sart-Tilman, B-4000 Liège (Belgique)

p.steemans@ulg.ac.be

³ UMR 6538/CNRS "Géosciences Océan", IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6 Avenue Le Gorgeu - CS 93837, 29283 Brest Cédex (France)

alain.le.herisse@univ-brest.fr

⁴ Laboratoire de Pétrologie sédimentaire, Université de Liège, B20, Sart-Tilman, B-4000 Liège (Belgique)

FBoulvain@ulg.ac.be



sediments have been reworked. We thus propose a Praguian-Emsian age for the Boukourdène units.

From a sedimentological point of view, the Devonian sedimentary units of the Tiffrit Massif are linked to a gravitational deposition controlled by sea level rise and significant subsidence. Facies seems to change along an East-West axis. The particle size, the nature of the facies, and their extreme variability over short distances indicate a slope apron environment of deposition. The lithological, sedimentological and environmental characteristics of the studied system are consistent with deposition in an active tectonic margin setting.

Key-words:

- turbidites;
- debris flows;
- Praguian;
- Emsian;
- miospores;
- acritarches

1. Introduction et historique

Le Dévonien constitue une des séries les moins connues des régions des hauts plateaux d'Algérie et reste encore à l'heure actuelle pratiquement inexploré que ce soit d'un point de vue biostratigraphique, sédimentologique, tectonique ou minéralogique. Pourtant c'est une période importante de l'évolution du règne animal et du règne végétal, ainsi que de la conquête des continents. Le Dévonien est aussi à la transition entre les deux grands cycles orogéniques calédonien et hercynien.

Dans un souci de continuité des travaux géologiques sur le segment de chaîne hercynienne de la région de Saïda (Algérie), des échantillons ont été prélevés pour une étude palynologique, particulièrement axée sur les miospores et les acritarches. Relativement peu de publications traitent des palynomorphes du Dévonien d'Afrique du Nord à l'exception des travaux indiqués sur le Maroc, la Libye et le Sahara algérien. Des levés lithostratigraphiques, complétés par une analyse des faciès et microfaciès, ont été menés sur ces dépôts dans la région de Saïda (BOUGARA *et al.*, 2012).

Nous nous sommes attachés à étudier les coupes les plus épaisses possibles de manière à pouvoir les interpréter en termes d'environnements. La nature des sédiments exclusivement silico-clastiques en rapport avec leurs caractères intrinsèques permet de les rattacher à un système de dépôt profond constituant un réservoir potentiel d'hydrocarbures à travers le monde. En conséquence, la géométrie du dépôt, le type de faciès et la qualité du réservoir constituent un enjeu majeur d'exploration et d'exploitation des hydrocarbures.

Le domaine atlasique, avant-pays tellien de la chaîne alpine, est formé par des chaînes intra-contininentales à caractère subsident et des môles mesetiens beaucoup plus rigides. Ce secteur de l'Atlas est bordé au Nord par la chaîne des Maghrébides (DURAND-DELGA, 1980) et au Sud par le domaine saharien. La Meseta oranaise est un

édifice losangique, peu subsident, couvert d'évaaporites ou de sédiments carbonatés tidaux, plongeant faiblement vers le Nord. Le socle n'y apparaît qu'en quelques bombements ou horsts dans sa partie occidentale. Vers l'Est, elle se termine en pointe entre l'Atlas saharien et le domaine tellien par la zone modérément tectonisée des monts du Hodna (KAZI TANI, 1984). Les terrains paléozoïques du domaine des hauts plateaux de l'Algérie sont largement couverts par les formations du Mésozoïque et du Cénozoïque. En conséquence, le socle varisque affleure uniquement dans les horsts isolés de Ghar Roubane à l'Ouest et de Tiffrit, objet de l'étude à l'Est (Fig. 1).

Le môle de Tiffrit affleure à la faveur d'une faille bordière et est formé d'une structure antiforme d'orientation est-ouest, dont le cœur est occupé successivement par les faciès schisteux et satinés de l'Ordovicien (BOUGARA, 2013), les faciès schisteux à phtanites et à graptolites du Silurien (LUCAS, 1952) et le faciès flysch du Dévonien. Le Carbonifère montre successivement un conglomérat transgressif et discordant, des schistes à brachiopodes et une brèche volcano-sédimentaire.

Le massif de Tiffrit est recoupé par un complexe plutonique formant des associations felsiques et mafiques dont l'âge est Assélien (REMACI-BENAOUDA, 2005). L'intrusion différenciée est mise en place à des niveaux structuraux superficiels atteignant l'épizone, voire l'anchizone, résultat d'un épaissement crustal peu développé (REMACI-BENAOUDA, 2005). Le caractère clastique à cachet turbiditique de la sédimentation dévonienne de la Meseta orientale marocaine et de la Meseta oranaise (Ghar Roubane, Tiffrit, Algérie), suggèrent le développement d'un bassin turbiditique pendant le Dévonien (HOEPFFNER *et al.*, 2005, 2006 ; MICHARD *et al.*, 2008). Leur âge, déterminé par les palynomorphes, est Praguien à Givétien-Frasnien (MARHOUMI *et al.*, 1983). Dans un précédent article (BOUGARA *et al.*, 2012), il nous a été possible d'évoquer une sédimentation immature de type flysch à *Nereites* et n'ayant pas d'affinité avec des sédiments deltaïques.

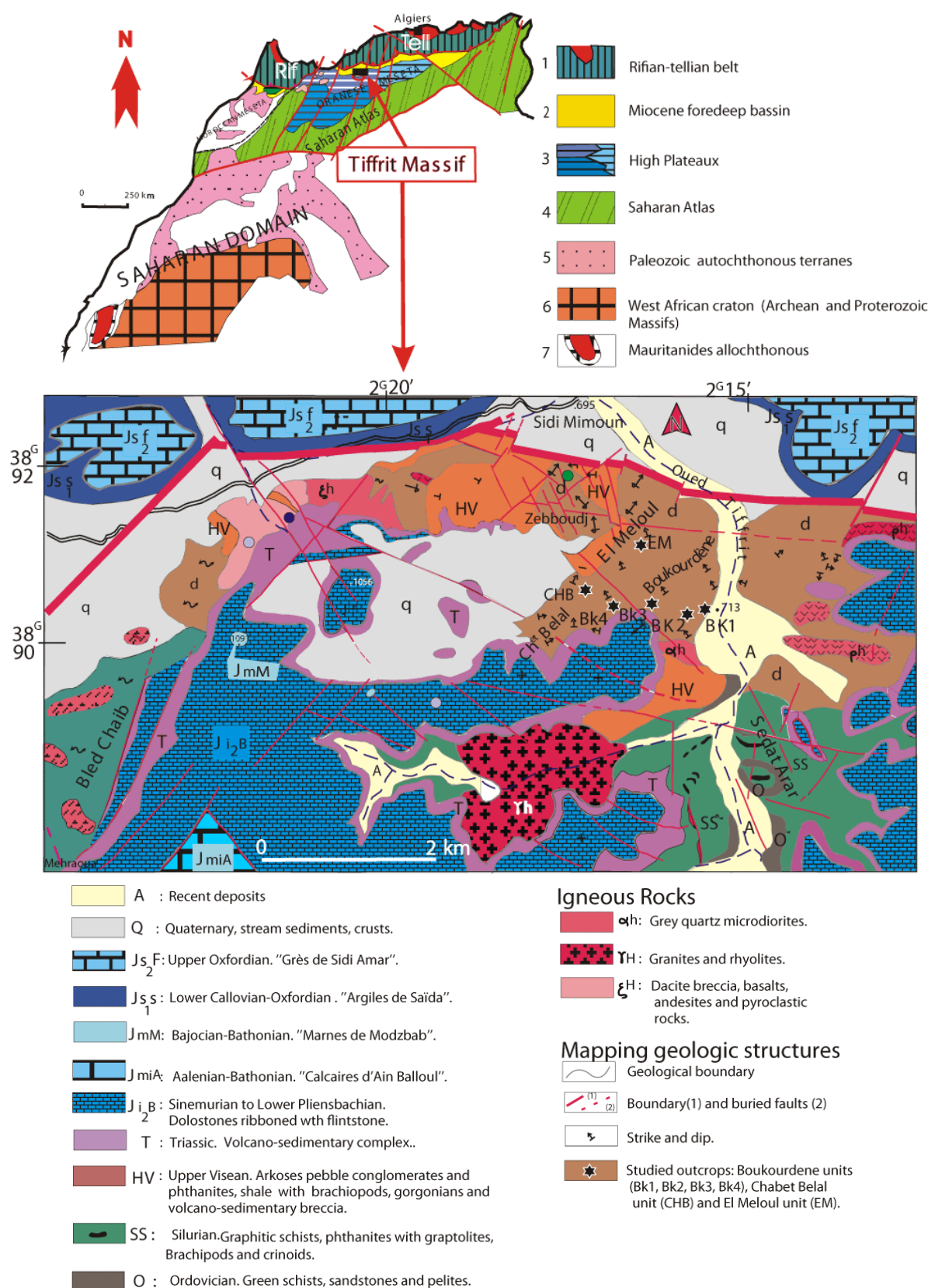


Figure 1: Carte géologique schématique du Nord du horst de Tiffrit (BOUGARA, 2013, modifiée).

Figure 1. Schematic geological map of the northern Tiffrit Massif (BOUGARA, 2013, modified).



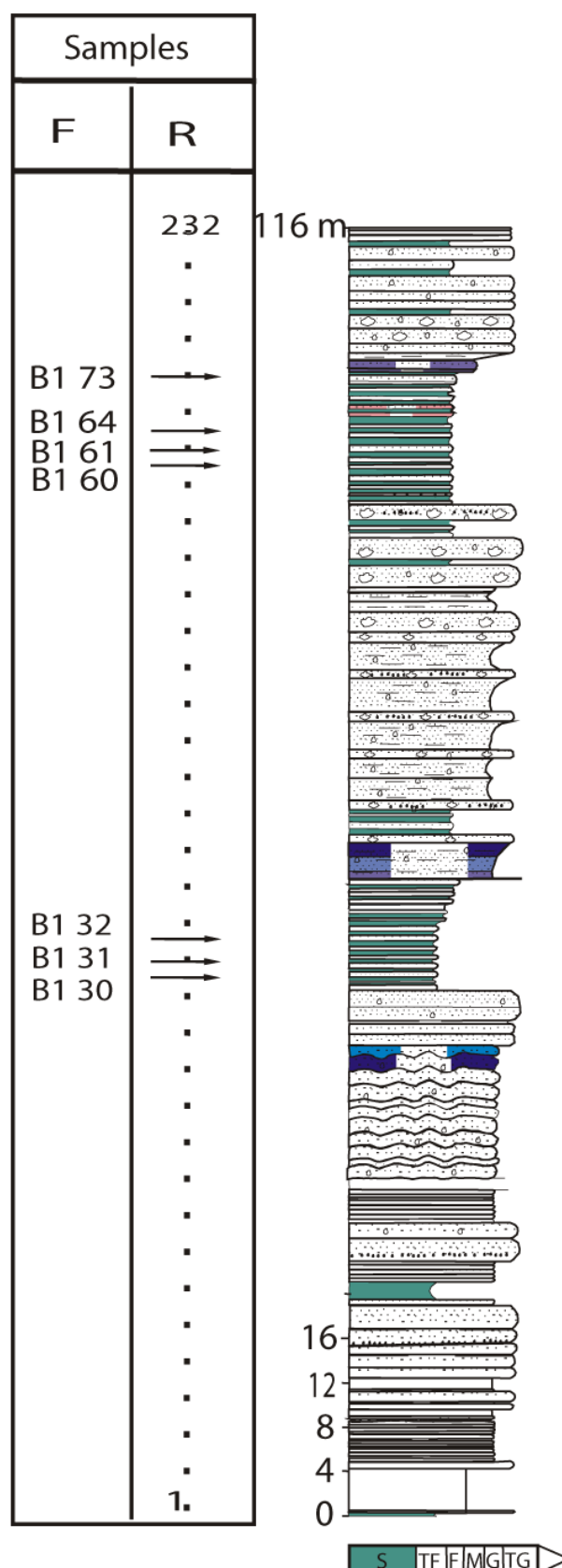
Tous les échantillons ont été préparés au laboratoire de palynologie de l'Université de Liège suivant les méthodes palynologiques standards (STREEL, 1965). Chaque échantillon est broyé et de 10 à 25 g de granulats sont déminéralisés dans de l'HCl à 10% et ensuite dans de l'HF à 40%. Les résidus de macération des échantillons les plus matures thermiquement sont oxydés dans de l'HNO₃ à 65% et du KClO₃ (solution de SCHULTZE), puis filtrés au travers d'un tamis à maille de 15 µm. Ensuite, un bain chaud dans de l'HCl à 25% élimine les fines particules restantes de fluorures néoformés. Les résidus des échantillons sont à nouveau filtrés au travers d'un filtre de 10 µm. Pour terminer, le refus de tamis est déposé sur des lames palynologiques en utilisant des résines comme l'Euparal ou de l'Eukit.

Un échantillonnage étendu a été opéré sur tout le môle de Tiffrit où trente-sept échantillons de roche fraîche (élimination de la partie altérée) ont été récoltés, traités et analysés. Beaucoup d'échantillons se sont révélés improductifs. À cause d'un léger métamorphisme régional, associé à un métamorphisme de contact induit par les granitoides de Tiffrit, les échantillons de shales ont souvent donné des palynomorphes mal préservés et indéterminables.

Seul deux échantillons de la coupe de référence de Boukourdène BK1, n° 131 et 161 ont livré des palynomorphes étudiables (Fig. 2). Les miospores sont relativement abondantes ainsi que les débris organiques d'origine continentale. En revanche, les acritarches d'origine marine sont nettement moins abondants. Les miospores sont fortement carbonisées demandant un temps relativement long de réoxydation avant leur étude. Beaucoup de miospores sont perforées par la pyrite. Le mauvais état de conservation général des miospores et des acritarches a rendu difficile la détermination au niveau spécifique.

► **Figure 2:** Levé de la coupe de référence de Boukourdène (BK1) et échantillonnage (F: échantillon de microfossile, R: échantillon de roche, 1 : numéro d'échantillon).

Figure 2. Lithostratigraphic column of the Boukourdene section reference (BK1) and sampling (F: microfossil sample, R: sample rock, 1: sample number).





2.1) ÉCHANTILLON N° 131

Les données biostratigraphiques fournies ci-dessous sont basées principalement sur CRAMER (1964), JARDINÉ (1972), JARDINÉ *et al.* (1974), CRAMER et DIEZ (1976), DEUNFF (1976, 1980), RICHARDSON et MCGREGOR (1986), STREEL *et al.* (1987), STEEMANS (1989) et BREUER et STEEMANS (2013).

2.1.a) Les miospores

Les formes les plus abondantes sont des spores simples telles que des *Retusotriletes* spp., *Archaeozonotriletes* spp. et *Ambitisporites* spp. (Pl. 1, figs. 1-2), c'est-à-dire des formes ayant peu de valeur stratigraphique. Parmi les formes les plus nombreuses, on a noté des *Apiculiretusispora* spp. (Pl. 1, fig. 3), un genre qui n'apparaît qu'au Silurien supérieur.

Beaucoup de formes ont une extension stratigraphique principalement limitée au Silurien supérieur-Lochkovien. Certaines peuvent monter plus haut dans la stratigraphie jusqu'à l'Emsien. Mais leur abondance est généralement limitée à des niveaux inférieurs. Parmi ces formes, on a reconnu, entre autres formes, *Amicosporites splendidus* CRAMER, 1966 (Pl. 1, fig. 4), *Knoxisporites riondae* CRAMER & DIEZ, 1976 (Pl. 1, fig. 9), *Scylaspora elegans* RICHARDSON *et al.*, 2001, *Ambitisporites tripapillatus* MOREAU-BENOIT, 1976 (Pl. 1, fig. 2), *Gneudnaspora divellomedia* (CHIBRIKOVA) BALME, 1988, var. *minor* BREUER *et al.*, 2007 (Pl. 1, fig. 7), *Iberoespore* sp. RUBINSTEIN & STEEMANS, 2002, *Stellatispora inframurinata* (RICHARDSON & LISTER, 1969) var. *murinata* BURGESS & RICHARDSON, 1995 (Pl. 1, fig. 11), *Apiculiretusispora spicula* RICHARDSON & LISTER, 1969 (Pl. 1, fig. 3), *Scylaspora scripta* BURGESS & RICHARDSON, 1995 (Pl. 1, fig. 10) et *Iberoespore noninspissatosa* (STEEMANS, 1989) (Pl. 1, fig. 8). Un tel assemblage aurait pu paraître Lochkovien-Praguien. Cependant l'identification de quelques *Verrucosporites polygonalis* LANNINGER, 1968 (Pl. 1, fig. 12), *Dibolisporites wetteldorfensis* LANNINGER, 1968, et surtout *Dictyotriletes subgranifer* MCGREGOR, 1973 (Pl. 1, fig. 6) montre clairement que les couches sont d'un âge proche de la limite Praguien/Emsien. Cet assemblage pourrait donc contenir des formes remaniées depuis le Pridoli et le Lochkovien dans des couches plus jeunes proches de la limite Praguien/Emsien.

2.1.b) Les acritarches

On a observé dans cet échantillon différentes formes d'acritarches à processus simples ou ramifiés. Le groupe des *Multiplicisphaeridium* est représenté par plusieurs espèces, mais aucune n'est vraiment caractéristique ou très utile pour la stratigraphie. La forme la plus intéressante dans ce matériel est un acritarche développant au sommet des processus un fleuron caractéristique.

On peut l'attribuer à *Florisphaeridium toyetae* (CRAMER, 1964 ; CRAMER & DIEZ, 1976) (Pl. 2, fig. 1). Cette espèce est intéressante parce que sa répartition stratigraphique est limitée au Praguien moyen (Siegénien moyen) et à l'Emsien. Elle a été décrite à l'origine dans la Formation de La Vid en Espagne (CRAMER, 1964 ; CRAMER & DIEZ, 1976), retrouvée dans la Formation de St Cénéré du Dévonien inférieur du Massif armoricain dans un intervalle daté du Praguien (DEUNFF, 1976), mais aussi dans le Dévonien inférieur, palynozone DI1 du Praguien supérieur et Emsien inférieur de la plate-forme marocaine (RAHMANI-ANTARI & LACHKAR, 2001). L'espèce est connue également en sondages dans le Dévonien inférieur de Libye et jusqu'en Amérique du Sud, toujours rencontrée au-dessus du Lochkovien et avant l'Eifelien (LE HÉRISSE, données non publiées). Cet assemblage renferme aussi *Palacanthus ledanoisii* (Pl. 2, fig. 2), dont les premiers spécimens sont observés ailleurs dès le Lochkovien supérieur. Relativement peu de publications traitent des acritarches du Dévonien inférieur d'Afrique du Nord, à l'exception des travaux mentionnés sur le Maroc et des synthèses stratigraphiques sur le Sahara algérien (JARDINÉ, 1972 ; JARDINÉ *et al.*, 1974). Dans les travaux sur le Sahara algérien un *Florisphaeridium* (ex *Baltisphaeridium*) cf. *toyetae* est mentionné dans le Lochkovien mais non illustré. En conclusion, les acritarches permettent de dater cet échantillon du Praguien supérieur à Emsien.

2.2) ÉCHANTILLON N° 161

2.2.a) Les miospores

L'assemblage de miospores est très similaire à celui de la lame précédente. Parmi les formes, on notera des *Cymbosporites* ALLEN, 1965, *Dictyotriletes emsiensis* MCGREGOR, 1973 (Pl. 1, fig. 5), *Emphanisporites* MCGREGOR, 1961, *Iberoespore noninspissatosa* (STEEMANS, 1989) (Pl. 1, fig. 8), *Retusotriletes abundo* RODRIGUEZ, 1978, *Stellatispora inframurinata* var. *murinata* (BURGESS & RICHARDSON, 1995) (Pl. 1, fig. 11), *Synorisporites* (RICHARDSON & LISTER, 1969) et *Verrucosporites polygonalis* LANNINGER, 1968 (Pl. 1, fig. 12).

Les deux espèces qui donnent l'âge le plus jeune pour cet assemblage sont *Dictyotriletes emsiensis* et *Verrucosporites polygonalis*. *Dictyotriletes emsiensis* apparaît à la partie supérieure du Lochkovien et *Verrucosporites polygonalis* à la partie inférieure du Praguien. Cette dernière daterait donc ce niveau de la partie inférieure du Praguien. Aucune des espèces qui apparaissent dans des couches d'âge plus ancien ne sont incompatibles avec l'âge Praguien ou Emsien. Il est donc impossible de distinguer ici des spores remaniées, mais c'est une hypothèse qu'on ne peut pas exclure.



2.2.b) Les acritarches

Cet échantillon a livré des acritarches comprenant : *Cepillum puerospinoides* (Pl. 2, fig. 3), *Evittia spicifera* (Pl. 2, fig. 4), *Evittia* sp., *Fimbriaglomerella aulerca* (Pl. 2, fig. 5), *Veryhachium crusistellatum* (Pl. 2, fig. 6), *Veryhachium* cf. *V. vandenbergheni* (Pl. 2, fig. 7) et *Exochoderma triangulata* (Pl. 2, fig. 8). L'espèce *Cepillum puerospinoides* décrite à l'origine dans la Formation San Pedro en Espagne (CRAMER, 1964) est connue depuis le Silurien supérieur (Ludlow) jusque dans le Lochkovien. *Fimbriaglomerella aulerca* (Pl. 2, fig. 5) est connue dans le Massif Armoricaïn dans le Dévonien inférieur, Lochkovien à Praguïen (DEUNFF, 1976, 1980). *Veryhachium* aff. *V. vandenbergheni* est proche d'une forme décrite dans le Dévonien inférieur d'Espagne (CRAMER, 1964). D'autres espèces, dont *Evittia crucistellata* et *E. spicifera* décrites à l'origine dans le Praguïen supérieur à Emsien du Canada (DEUNFF, 1955a, 1955b), ont une répartition plus longue s'étendant aux séries plus récentes du Dévonien moyen, mais elles ne sont pas accompagnées ici d'espèces caractéristiques de l'Elfélien ou du Givétien. Cet échantillon est encore attribué au Dévonien inférieur, sans doute d'âge Praguïen supérieur à Emsien, avec une possibilité de remaniement d'espèces du Silurien supérieur ou Lochkovien. Il n'y a aucun élément permettant de proposer un âge plus jeune.

2.3) SYNTHÈSE

On constate que les interprétations palynologiques concernant les deux échantillons, basées sur l'étude des spores et les acritarches, sont tout à fait compatibles. Dans les deux cas, un âge Praguïen supérieur-Emsien inférieur est privilégié.

3. Sédimentologie

3.1. MÉTHODES D'ÉTUDE

Six coupes ont été levées et échantillonnées banc par banc dont quatre dans la localité de Boukourdène, une dans la vallée de Chabet Belal et une dans les hauts reliefs d'El Meloul (Fig. 1). La coupe 1 de Boukourdène (BK1) rassemble des faciès qu'on peut retrouver dans les autres coupes et elle est considérée comme la coupe de référence. Ces levés de terrain se succèdent verticalement, avec peu de lacunes de visibilité. En absence de marqueurs stratigraphiques, la coupe de Chabet Belal (CHB) est considérée dans ce travail comme le seul équivalent latéral de celle d'El Meloul (EM).

L'analyse sédimentologique de faciès pour déterminer les milieux de dépôt a été effectuée, d'une part, sur le terrain par la reconnaissance des structures et textures sédimentaires et, d'autre part, à partir de l'étude d'échantillons en macroscopie (surfaces polies) et microscopie (lames minces). La description et l'analyse des faciès les

plus caractéristiques ont été présentées dans une précédente publication (BOUGARA *et al.*, 2012). Ces faciès sont interprétés en termes d'environnements de dépôt suivant la zonation hydrodynamique de WALKER (1984), HOMEWOOD *et al.* (1992) et SHANMUGAM (2000), ainsi que les travaux de BOURGET *et al.* (2010), McDONALD *et al.* (2011) et ZHANG *et al.* (2015).

3.2. FACIÈS ET ASSOCIATIONS DE FACIÈS

Les faciès gravitaires ou lithofaciès cités ci-dessous expriment une variation de processus de dépôt dans le temps et l'espace. Ce cadre a été proposé surtout par MUTTI et RICCI LUCCHI (1972, 1975), WALKER (1978, 1992) et MUTTI (1979, 1992), et commenté ensuite par de nombreux sédimentologues (*e.g.*, LOWE, 1982 ; PICKERING *et al.*, 1986, 1989 ; GHI BAUDO, 1992 ; MATTERN, 2005 ; STEEL & MILLIKEN, 2013 ; SPYCHALA, 2017), en tenant compte des critères suivants : l'épaisseur et la géométrie des strates, la taille et le pourcentage des grains, l'organisation interne des couches, le taux des sables par rapport aux argiles, l'extension latérale des couches, les structures et textures, les indicateurs paléocéologiques, et les mécanismes de transport et de dépôt. Cette classification génétique et prédictive favorise les interprétations de processus hydrodynamiques et d'environnements de dépôt par association de faciès. Le développement et l'étude de modèles modernes, analogues (acoustic/sonic faciès type) aux systèmes d'environnements profonds anciens (NITTROUER *et al.*, 2012 ; SHAW *et al.*, 2013) contribuent à l'amélioration et à la compréhension de la variabilité des modèles de faciès.

Les travaux récents de ROMANS *et al.* (2011) ont mis l'accent sur un dépôt particulier, le slurry flow ou slurry bed, mis en évidence pour la première fois par LOWE et GUY (2000). Ce dépôt désigne des écoulements aqueux transitoires entre des courants de turbidité, dans lesquels les particules sont supportées principalement par une turbulence d'écoulement, et par la résistance de la matrice. À Tiffrit, on y reconnaît la division M4 (LOWE & GUY, 2000) constituant les barres de chenaux ou les lobes de dépôt. De même, la division M5 (LOWE & GUY, 2000) est reconnue aisément dans les divisions distales de BOUMA (1962).

Au cours de la dernière décennie, de nouvelles études ont porté sur les courants gravitaires co-génétiques, des sables et des argiles, nommés linked-debrites (HAUGHTON *et al.*, 2003), appelés aussi courants hybrides (HAUGHTON *et al.*, 2009) ou encore courants de transition (KANE & PONTEN, 2012). Dans cette étude, l'accent n'est pas mis sur la transformation des courants gravitaires mais plutôt sur leur stade final de dépôt tel que décrit dans les affleurements des unités sédimentaires de Tiffrit.



Dans notre étude, les lithofaciès ont été regroupés en sept associations de faciès. Celles-ci correspondent à des associations de lithofaciès ou aux éléments architecturaux du 4^e ordre de GHOSH et LOWE (1993). L'association de faciès de glissement (A1) regroupe un faciès proximal composé d'un dépôt flué (faciès F1) ou d'un sédiment à microslumps (faciès F2). L'association de séquences rétrogradantes de chenaux (A2) est composée de bancs arkosiques chenalisés (faciès F4) à lits centimétriques de microconglomérats (faciès F3). En phase d'activité importante et de débordement des chenaux, il se forme des sédiments à crevasse splay (faciès F5) ou des dépôts épisodiques grossiers d'inter-chenal (faciès F6). En phase d'activité normale du chenal, l'association de faciès turbiditique d'inter-chenaux proximaux (A3) va d'abord recouvrir les marges internes du chenal avec les faciès de levées (faciès F7 et F8), puis déborder largement dans ses marges externes sous forme de faciès d'overbank deposits à granulométrie fine (association de faciès A4, faciès F9 et F10). Les écoulements gravitaires évoluent ensuite en masses grossières, granocroissantes et à géométrie de type sheet-like rappelant les faciès d'inter-lobes ou de fringe lobes (association de faciès A6, faciès F12 et F13). L'association des séquences progradantes de lobes de dépôts (A5) est marquée par des arkoses plus ou moins grossières (faciès F11 et F3). Les faciès distaux se composent exclusivement de bancs plurimétriques, non cycliques, de schistes argileux à *Nereites* (SEILACHER, 1977 ; WEST & HASIOTIS, 2007) ou à acritarches (association de faciès A7, faciès F10 et F13).

3.3. LES PRINCIPALES UNITÉS SÉDIMENTAIRES

3.3.a) L'unité sédimentaire 1 de Boukourdène (unité BK1)

1) Sédimentologie : La coupe est épaisse de 116 mètres (Fig. 2). Les faciès reconnus et définis s'agencent en cinq types d'associations élémentaires, évoluant en séquences élémentaires à stratimétrie et granulométrie décroissante ou en séquences stratocroissantes et granocroissantes et à évolution générale rétrogradante. Les discontinuités qui les délimitent sont de simples surfaces planes ou à ravinement peu accusé, suivies d'un placage microconglomératique (BOUGARA *et al.*, 2012).

2) Approche environnementale : Leur géométrie et leur organisation séquentielle mettent en évidence un complexe de chenaux et levées et lobes de dépôt (BOUGARA *et al.*, 2012).

3) Discussion : Les complexes de chenaux et levées ont été étudiés par plusieurs auteurs, no-

tamment par WYNN et STOW (2002), MAYALL *et al.* (2006) et MCHARGUE *et al.* (2011), et les lobes de dépôt par SHANMUGAM et MOIOLA (1991), GERVAIS *et al.* (2006) et SHANMUGAM (2006, 2013). Les lobes sont plus ou moins développés suite à une subsidence synsédimentaire attestée par la distension des fractures N 110° E. Cette orientation ainsi que cette subsidence ont été déjà répertoriées au Dévonien inférieur dans la Meseta nord occidentale (EL HASSANI, 1987, 1991). L'évolution générale, composée de trois phases régressives, de plus en plus distales, traduit une rétrogradation d'un système de dépôt de bas de pente sous-marine (BOUGARA *et al.*, 2012).

3.3.b) L'unité sédimentaire 2 de Boukourdène (unité BK2)

1) Sédimentologie : Elle est épaisse de 32 mètres (Fig. 3). Après une lacune de visibilité estimée à une dizaine de mètres de l'unité sédimentaire précédente, l'unité 2 de Boukourdène est composée de grès ou de quartzites gris à granulométrie moyenne à grossière et de siltites grises à stratimétrie et granulométrie croissantes. Les bancs sont continus latéralement et montrent une absence de chenalisation basale. Les siltites grises (épaisseur de 4 à 10 mètres) à géométrie de type sheet-like s'interstratifient entre les grès ou les quartzites. D'épaisseurs plurimétriques, les séquences évoluent graduellement vers le haut depuis des couches de sédiments fins et minces jusqu'à des bancs de sédiments grossiers et épais. Cette morphologie engendre dans le paysage de petits escarpements qu'on assimile à des lobes de dépôts. Les limites de ces séquences sont des rides de courant. Entre ces escarpements, l'analyse de détail a montré que ces bancs s'organisent en lits minces de grès ou de quartzites avec de très épaisses intercalations d'argile près de la base de la séquence et des intercalations argileuses plus minces au sommet de la séquence.

2) Approche environnementale : Cette organisation séquentielle permet d'évoquer un environnement de type lobe fringe.

3) Discussion : La nature des faciès fait allusion aux caractéristiques lithologiques des lobes et des sédiments d'inter-lobes signalés par MUTTI et NORMARK (1987), dont le faciès (C) de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975) constitue le caractère dominant. Pour SHANMUGAM et MOIOLA (1988, 1995), l'aggradation et la progradation sont responsables de la formation du lobe de dépôt.

Les lobes de dépôts et les dépôts d'inter-lobes sont caractérisés par une géométrie de type sheet-like et sont reconnus par de la progradation dont l'évolution séquentielle est strato- et granocroissante. Ces successions sont caractéri-

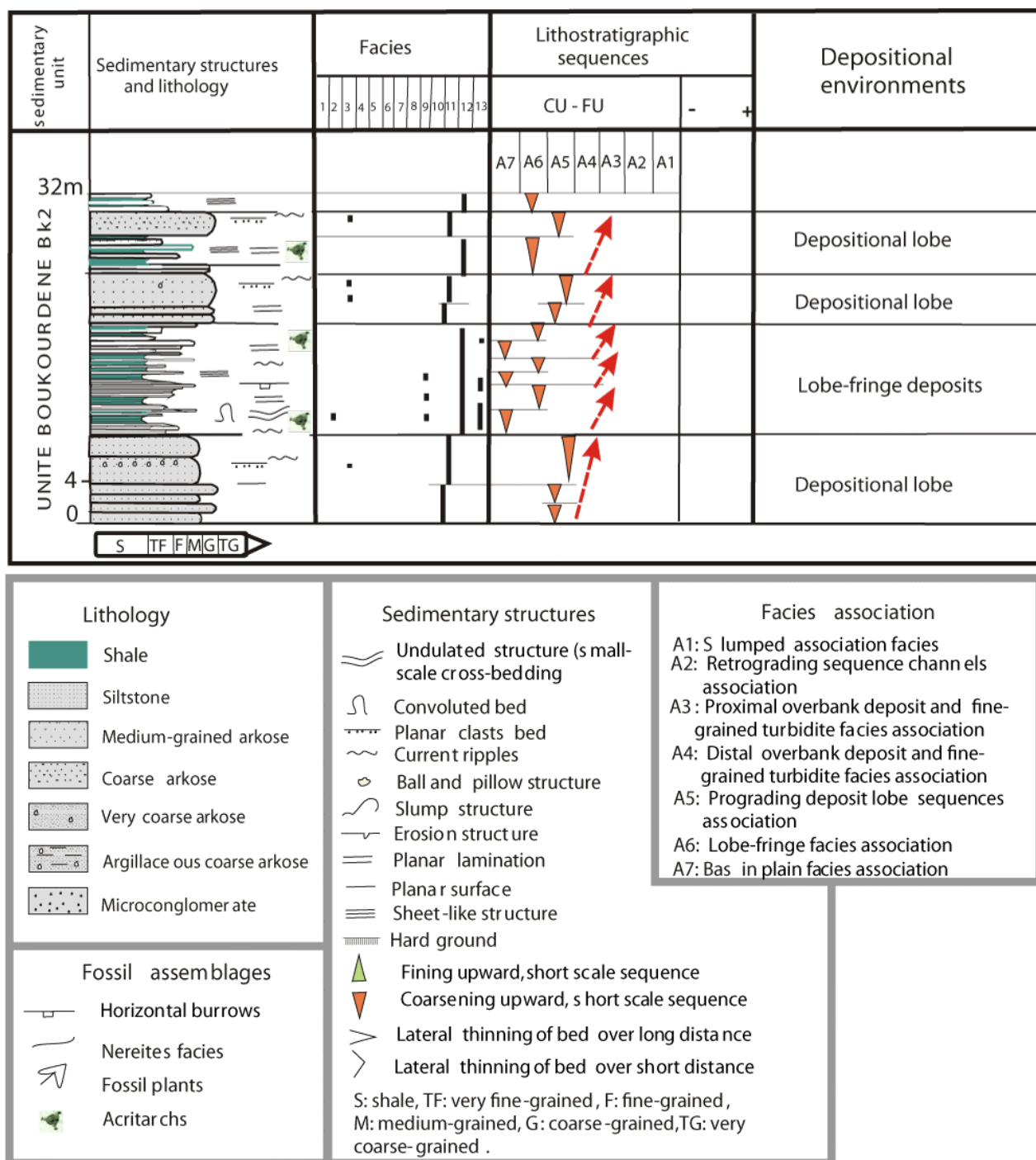


Figure 3: Analyse sédimentologique de l'unité sédimentaire 2 de Boukourdène (BK2).

Figure 3. Sedimentological analyse of the Boukourdene sedimentary unit 2 (BK2).

sées par un épaississement progressif et l'augmentation des faciès proximaux (faciès 4 et 3) et un amincissement graduel des faciès distaux (faciès 10, 11 et 13) (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972 ; MUTTI & NORMARK, 1987, 1991 ; MUTTI, 1992 ; NORMARK *et al.*, 1993 ; POSAMENTIER & KOLLA, 2003 ; MUTTI *et al.*, 2009 ; BOURGET *et al.*, 2010). Certains auteurs, comme HISCOTT (1981) et SPY-

CHALA *et al.* (2017), pensent que les lobes des éventails sous-marins se forment par aggradation plutôt que par une progradation vers le bassin. Mais il est concevable que les deux processus puissent être responsables de la formation du lobe de dépôt ou des dépôts d'inter-lobes (MUTTI & NORMARK, 1987 ; SHANMUGAM & MOIOLA, 1988 ; McDONALD *et al.*, 2011 ; SPYCHALA *et al.*, 2017).

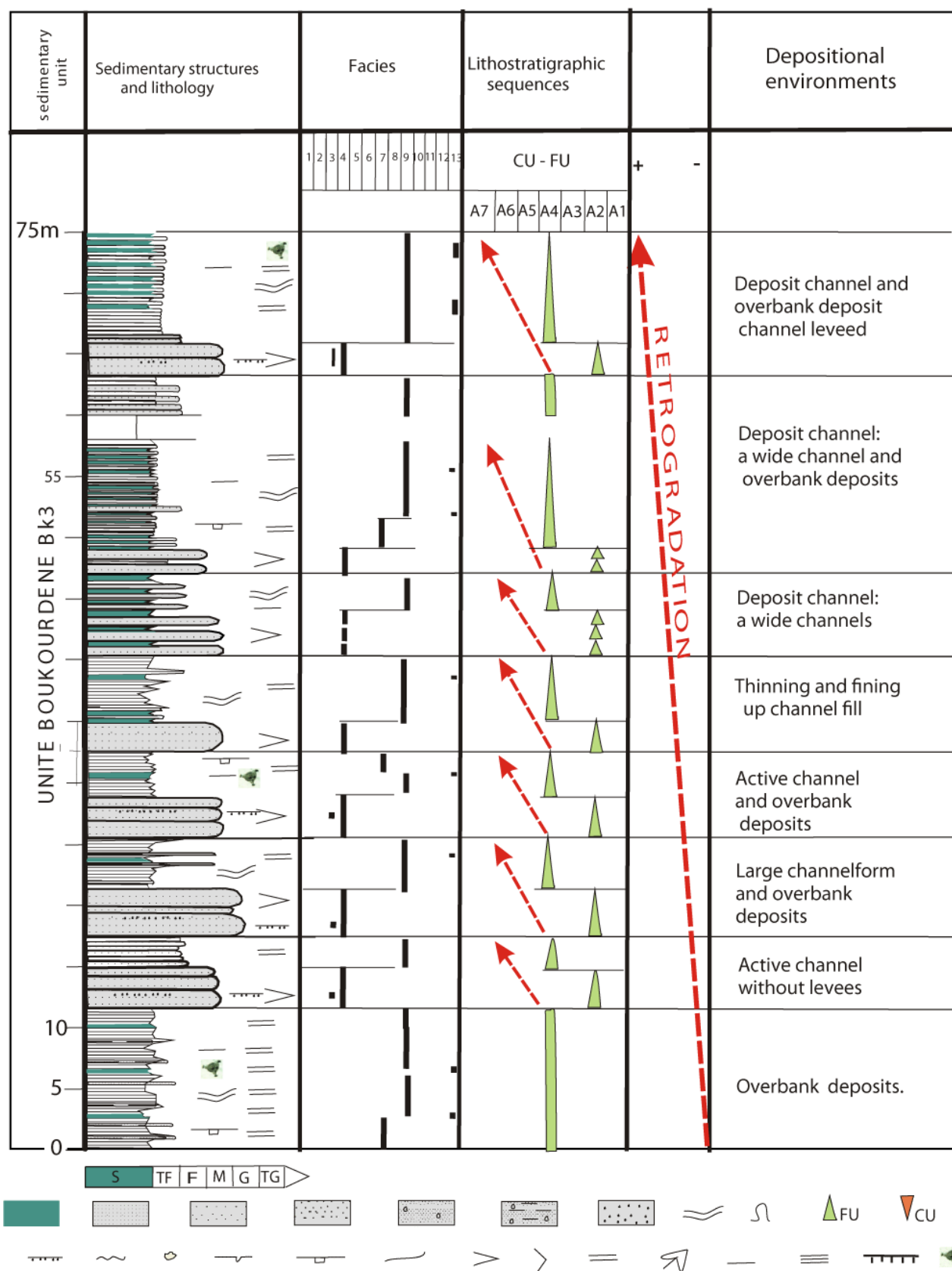


Figure 4: Analyse sédimentologique de l'unité sédimentaire 3 de Boukourdène, BK3 (légende, voir Fig. 3).
Figure 4. Sedimentological analysis of the Boukourdene sedimentary unit 3, BK3 (legend, see Fig. 3).



3.3.c) L'unité sédimentaire 3 de Boukourdène (unité BK3)

1) Sédimentologie : L'unité qui occupe les falaises de Boukourdène est épaisse de 75 m (Fig. 4). Elle succède à l'unité précédente après une lacune de visibilité d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, correspondant à des siltites et shales subaffleurements. Elle est formée d'une répétition de deux sous-unités lithologiques bien distinctes : une première sous-unité formée de quartzites métriques à décimétriques gris verdâtres passant latéralement à des grès, grossièrement chenalisés et à grande extension latérale, et une deuxième sous-unité se composant de siltites schisteuses souvent en plaquettes centimétriques, planes et horizontales. L'analyse de détail permet de distinguer dans cette deuxième sous-unité, des turbidites souvent de type Td ou Tde (BOUMA, 1962) alors que le terme (e) de BOUMA est souvent absent ou réduit à quelques centimètres. Les bancs de quartzites ou de grès sont à stratimétrie et à granulométrie décroissantes vers le haut. La taille des grains oscille entre 1,10 mm (axe des chenaux) et 0,25 mm (bordure des chenaux), ce qui renforce l'argument des chenaux qui opèrent un tri granulométrique, devenant de plus en plus riches en quartz à l'axe du chenal et plus argileux sur les bordures. Les discontinuités sont planes et non érosives.

2) Approche environnementale : Les chenaux sont étalés et évoluent dans un environnement d'inter-chenaux, plus distal. Les chenaux sont peu profonds et de dimensions réduites (décimétriques) mais souvent actifs. Les séquences moyennes sont épaisses de 10 mètres en moyenne ; elles présentent des évolutions transgressives, de plus en plus distales. Ceci implique une rétrogradation du corps sédimentaire.

3) Discussion : Les chenaux des cônes sous-marins peuvent être reconnus à partir de leurs caractéristiques sédimentologiques et séquentielles. De formes lenticulaires et massives, les bancs ont une épaisseur variant entre 0,50 et 2,20 mètres. Ils sont associés à des laminations planes occasionnelles. La taille des grains est grossière à très grossière. L'élargissement du chenal vers le haut est matérialisé par une succession de couches minces. Dans la plupart des cas, une stratimétrie décroissante traduit l'abandon progressif d'un chenal. D'autre part, les chenaux peuvent être brusquement recouverts de turbidites fines ou d'argiles hémipélagiques (GALLOWAY, 1998). Une forme allongée des chenaux est évoquée par MUTTI et NORMARK (1991) dans des systèmes présentant un passage latéral de grès ou de quartzites à des argiles. L'environnement de dépôt s'apparente à un système de barre de chenal ou depositional channel à cause des caractères non érosifs des dépôts. Contrairement aux chenaux érosifs, les depositional channel et

levées se forment dans des pentes assez raides avec des courants gravitaires en décélération (GALLOWAY, 1998). Entre les chenaux se déposent des turbidites minces de type Tde. La prépondérance des siltites au profit des argiles implique un environnement de type "overbank deposit" distal, c'est la classe des turbidites minces de WALKER (1992) ou encore le faciès D2.2 de PICKERING *et al.* (1986, 1989). Les structures à grains moyens à grossiers caractérisent souvent des chenaux larges et à faible relief à base plane à concave. L'existence de chenaux de petites dimensions (longueur, largeur et profondeur) implique principalement une période d'accroissement du niveau marin (SHANMUGAM & MOIOLA, 1988 ; SHANMUGAM *et al.*, 1996). Les chenaux sont considérés de type depositional channel à cause des limites planes qui les délimitent. L'extension latérale de ces chenaux dépasse l'affleurement permettant de les qualifier de chenaux étalés. Ce faciès est qualifié dans la littérature de faciès B2 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) et décrit par WALKER (1978), MUTTI (1979) et MATTERN (2002). Les cycles strato- et granodécroissants permettent de reconnaître les dépôts de chenaux (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975 ; WALKER, 1978 ; STOW, 1985 ; MUTTI & NORMARK, 1987, 1991 ; NORMARK *et al.*, 1993 ; GALLOWAY, 1998 ; POSAMENTIER & KOLLA, 2003 ; MATTERN, 2005 ; MUTTI *et al.*, 2009 ; ZHANG *et al.*, 2015).

La succession est représentée essentiellement par trois ensembles sédimentaires, identifiables dans l'unité Boukourdène BK3, avec de la base vers le haut : un banc ou plusieurs bancs d'arkoses grossières chenalisées, des sédiments d'inter-chenaux distaux ou overbank deposits, et enfin un faciès argileux à acritarches. L'ensemble chenalisé évolue de la base vers le sommet, d'abord d'une manière active et sans levée, puis s'élargit vers le haut et s'associe avec des levées. L'ensemble overbank deposits présente de bas en haut un enrichissement graduel de faciès fin (faciès F9 et F10). Ces ensembles sont marqués par l'évolution des objets qui les composent : contenu lithologique, stratonomique et fossilifère. Cette succession s'agence selon un empiement en translation vers le continent, impliquant un dispositif en rétrogradation.

3.3.d) L'unité sédimentaire 4 de Boukourdène (unité BK4)

1) Sédimentologie : La coupe fait suite à l'unité sédimentaire précédente après une lacune de visibilité de vingt mètres environ. Elle est épaisse de 28 mètres (Fig. 5). L'unité est composée de deux sous-unités lithologiques distinctes : une première sous-unité essentiellement schisteuse et une autre sous-unité arkosique. L'ensemble schisteux est formé de siltites argileuses plurimétriques, à la base, et décimétriques, vers le sommet. On y reconnaît des turbidites de type Tc et Td. Les turbidites de type Te sont métriques

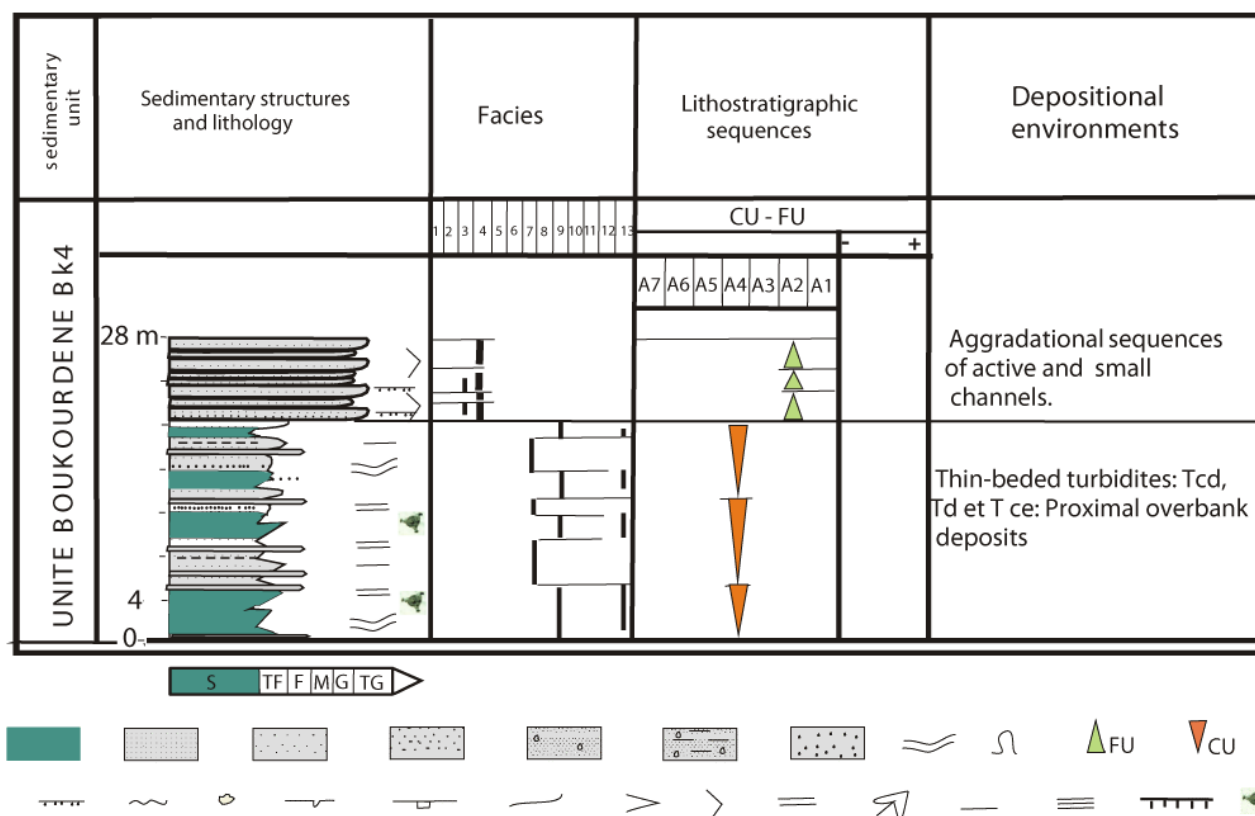


Figure 5: Analyse sédimentologique de l'unité sédimentaire 4 de Boukourdène, BK4 (légende, voir Fig. 3).

Figure 5. Sedimentological analysis of the Boukourdene sedimentary unit 4, BK4 (legend, see Fig. 3).

à plurimétriques. Les horizons de siltites ont une épaisseur moyenne de 10 cm (Fig. 6). L'ensemble arkosique se compose de bancs décimétriques à géométrie lenticulaire et à extension réduite. Ces bancs s'agencent en séquences turbiditiques de type Tab, aggradantes. La granulométrie des niveaux arkosiques est grossière à très grossière. Les discontinuités sont planes et non érosives.

2) Approche environnementale : Les caractères sédimentologiques de cette unité permettent de déduire un environnement de type "channel deposit". Les dépôts sous-jacents traduisent un environnement de levées proximales.

3) Discussion : La taille grossière des arkoses évoque une influence proximale du dépôt rappelant le faciès B1 de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975). Le remplissage de chenal est relativement étroit, lenticulaire à grains grossiers, à surfaces non érosives, encadré de faciès de levées proximales (GALLOWAY, 1998). Dans ce cas, les chenaux sous-marins se forment par aggradation (MCHARGUE & WEBB, 1986 ; DROZ & BELLAICHE, 1991 ; POSAMENTIER & KOLLA, 2003 ; MISHRA *et al.*, 2016).

3.3.e) L'unité sédimentaire de Chabet Belal (unité CHB)

1) Sédimentologie : La coupe fait suite à l'unité sédimentaire précédente et est épaisse de 80 mètres. L'unité de Chabet Belal se compose de la superposition de quatre sous-unités sédimentaires (Fig. 7). La première sous-unité est formée de bancs de shales grisâtres, disposés en dalles, et à acritarches indéterminables. L'épaisseur des bancs est métrique. La stratification et la granulométrie sont homogènes ou sensiblement croissantes vers le haut. La deuxième sous-unité se distingue par la grande fréquence vers le haut de turbidites de type Tc et Tcd ou Td, rarement Te. L'épaisseur de Tc oscille entre 5 cm et 25 cm, celle de Td entre 0,5 m et 1 m. La troisième sous-unité montre des quartzites passant latéralement à des arkoses moyennes à grossières, gris sombres, organisées en bancs décimétriques et rarement métriques de turbidites Tabc ou Tabc. Dans ce dernier ensemble, le terme (e) de BOUMA est pluricentimétrique. La sous-unité sommitale ne montre aucune évolution sédimentaire apparente, ce sont des lits de shales gris sombres prédominants et à acritarches, non cycliques, surmontés en discordance par le comblement conglomératique du Viséen supérieur.

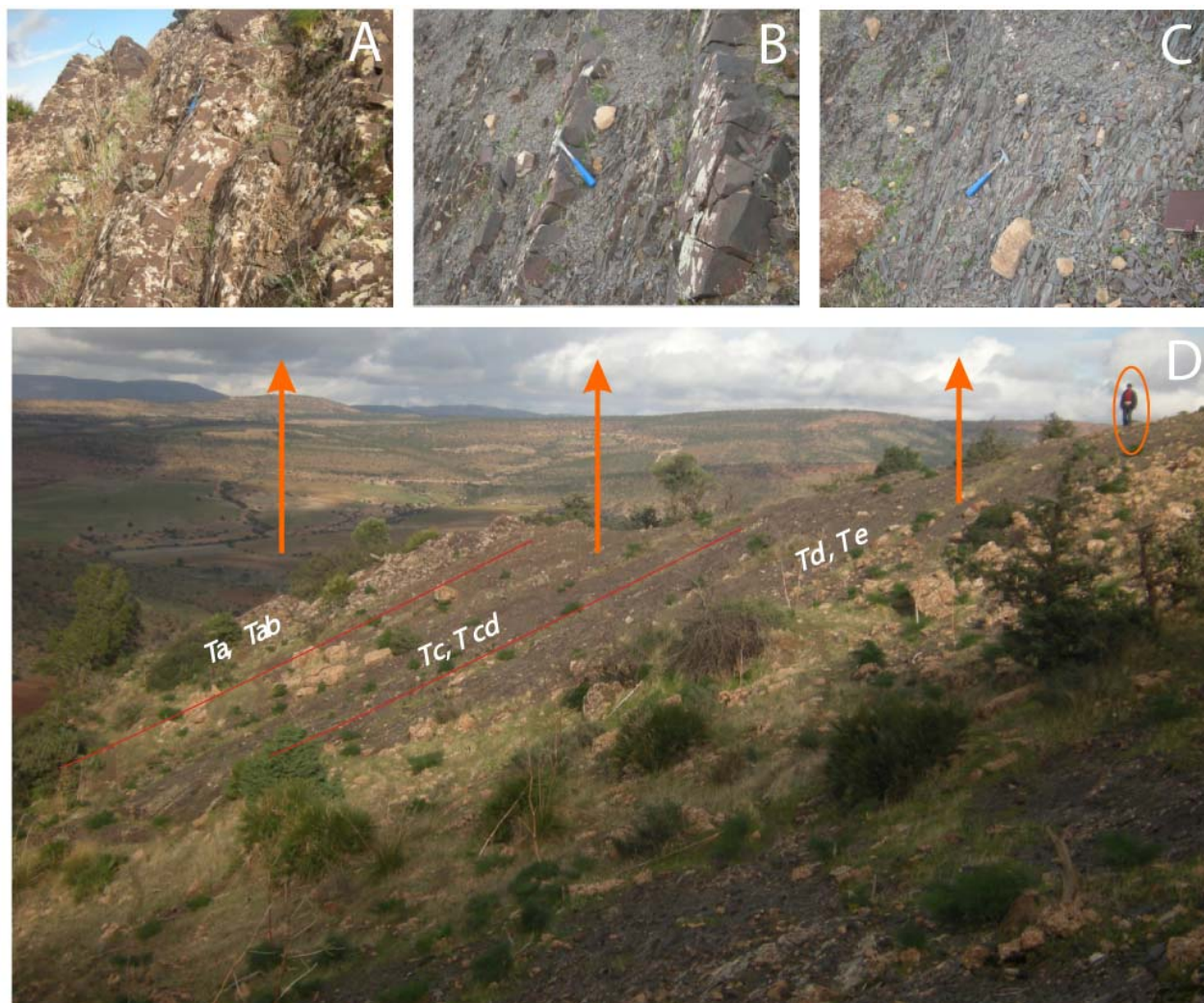


Figure 6: L'unité sédimentaire 4 de Boukourdène avec le détail des turbidites types (1er plan), le deuxième plan montre le dépôt du Jurassique supérieur, tabulaire.

Figure 6. The Boukourdene sedimentary unit 4 with details of the type turbidites, the background as illustrated in D, shows the tabular deposit of the Upper Jurassic. **A.** Alternating Bouma sequences, begins with a graded division a, which is overlain by parallel laminated division b. **B.** Repeated beds of thin, low-density turbidites characteristic of Tc-Tcd Bouma divisions. **C.** Mostly hemipelagic mudstone of Te Bouma divisions.

2) Approche environnementale : Le dépôt étudié traduit successivement un environnement de plaine abyssale, d'inter-lobes auquel se surimpose deux lobes de dépôt. Vers le haut de l'unité lithologique, la quatrième sous-unité ressemble à la première sous-unité et paraît se répéter ; elle est aussitôt érodée à la fin de l'unité. Le faciès de shales gris sombres à acritarches indique un dépôt de plaine abyssale. La répétition des sédiments de la plaine abyssale implique l'accentuation de la subsidence.

3) Discussion : Les faciès du premier ensemble sont homogènes et sont caractéristiques d'un environnement de plaine abyssale. L'épaisseur des lobes relativement restreinte et les intercalations de shales qui y sont dénombrées impliquent

une subsidence accrue. Les environnements décrits sont en accord avec les définitions citées par SHANMUGAM et MOIOLA (1991) et GALLOWAY (1998). À l'échelle du lobe, les séquences traduisent une progradation tandis que, à l'échelle du banc, le dépôt est généré par un processus d'aggradation (SHANMUGAM & MOIOLA, 1988 ; FILDANI *et al.*, 2007 ; PRELAT *et al.*, 2009 ; BERNHARDT *et al.*, 2011).

3.3.f) L'unité sédimentaire d'El Meloul (unité EM)

1) Sédimentologie : Cette unité se situe sur la rive gauche de Chabet Belal (Fig. 8). Elle affleure en un petit horst et correspond à l'équivalent latéral de l'unité de Chabet Belal, dont elle est distante de 600 m environ.

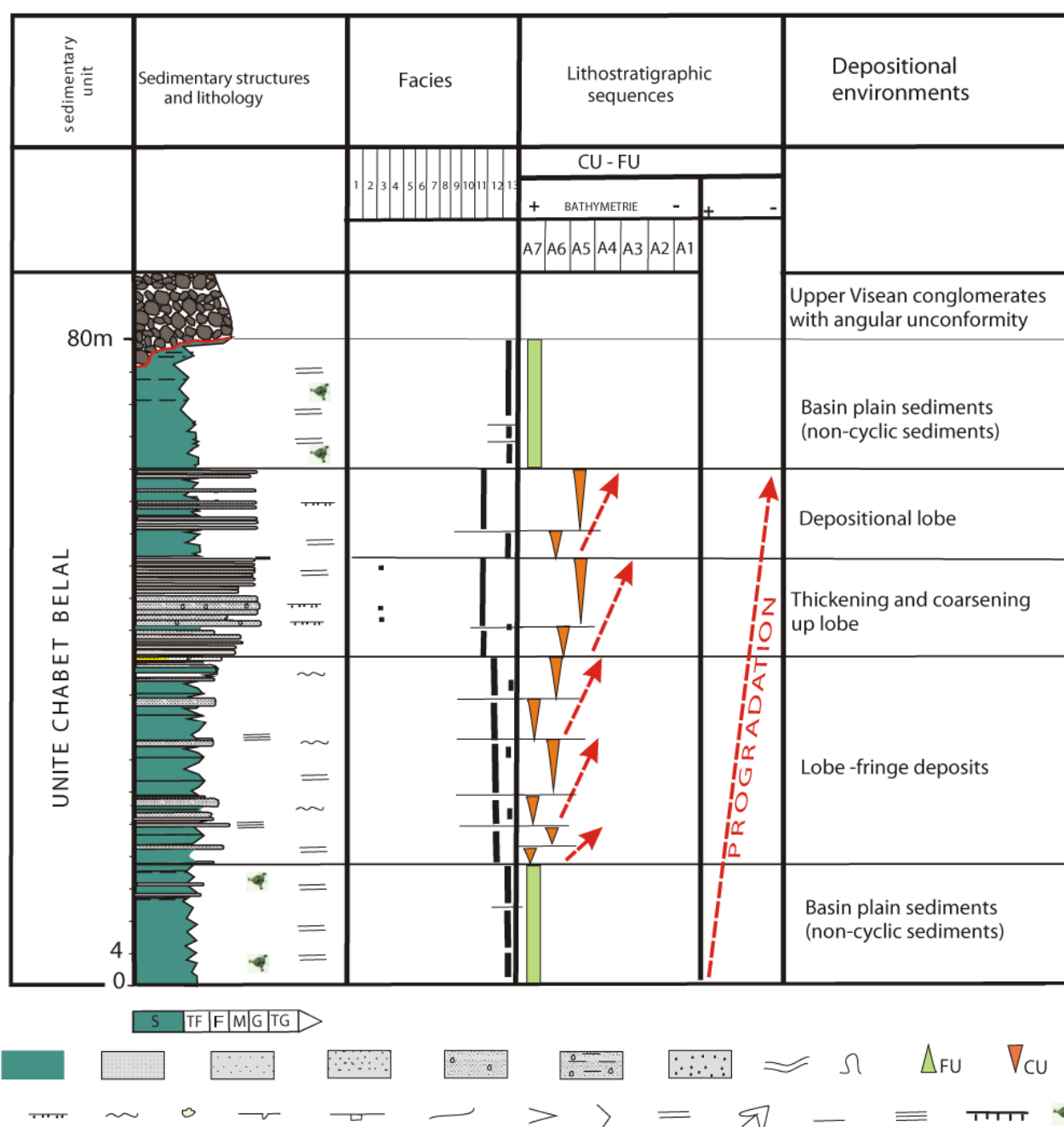


Figure 7: Analyse sédimentologique de l'unité sédimentaire de Chabet Belal, CHB (légende, voir Fig. 3).

Figure 7. Sedimentological analyses of the Chabet Belal sedimentary unit, CHB (legend, see Fig. 3).

Cette unité est composée essentiellement de quatre sous-unités sédimentaires. La première renferme des shales plurimétriques, gris sombres associés à un débit en aiguilles dont le détail montre des turbidites de type Te et Tcde. L'épaisseur moyenne des termes (c), (d) et (e) est égale respectivement à 5 cm, 20 cm et 2 m. De nombreux acritarches en mauvais état de conservation ont été découverts au sein de la fraction argileuse. La deuxième sous-unité renferme des shales beaucoup plus silteux en géométrie de sheet-like, légèrement strato- et granocroissants. Les turbidites sont de type Tc, Tcd et Tcde. Le

terme (c) de BOUMA varie entre 5 cm et 20 cm, le terme (d) entre 5 cm et 10 cm, le terme (e) mesure 50 cm environ. La troisième sous-unité peut être subdivisée en quatre ensembles sédimentaires, généralement strato- et granocroissants. Chacun de ces ensembles s'achève par une masse arkosique, ayant une épaisseur totale des bancs variant entre 3 et 4 mètres environ. Les bancs d'arkoses sont décimétriques, rarement métriques. La granulométrie est moyenne à grossière. Les surfaces de base de bancs présentent des structures de sillons d'érosion ou tabular scours. Les bancs s'organisent en turbidites de

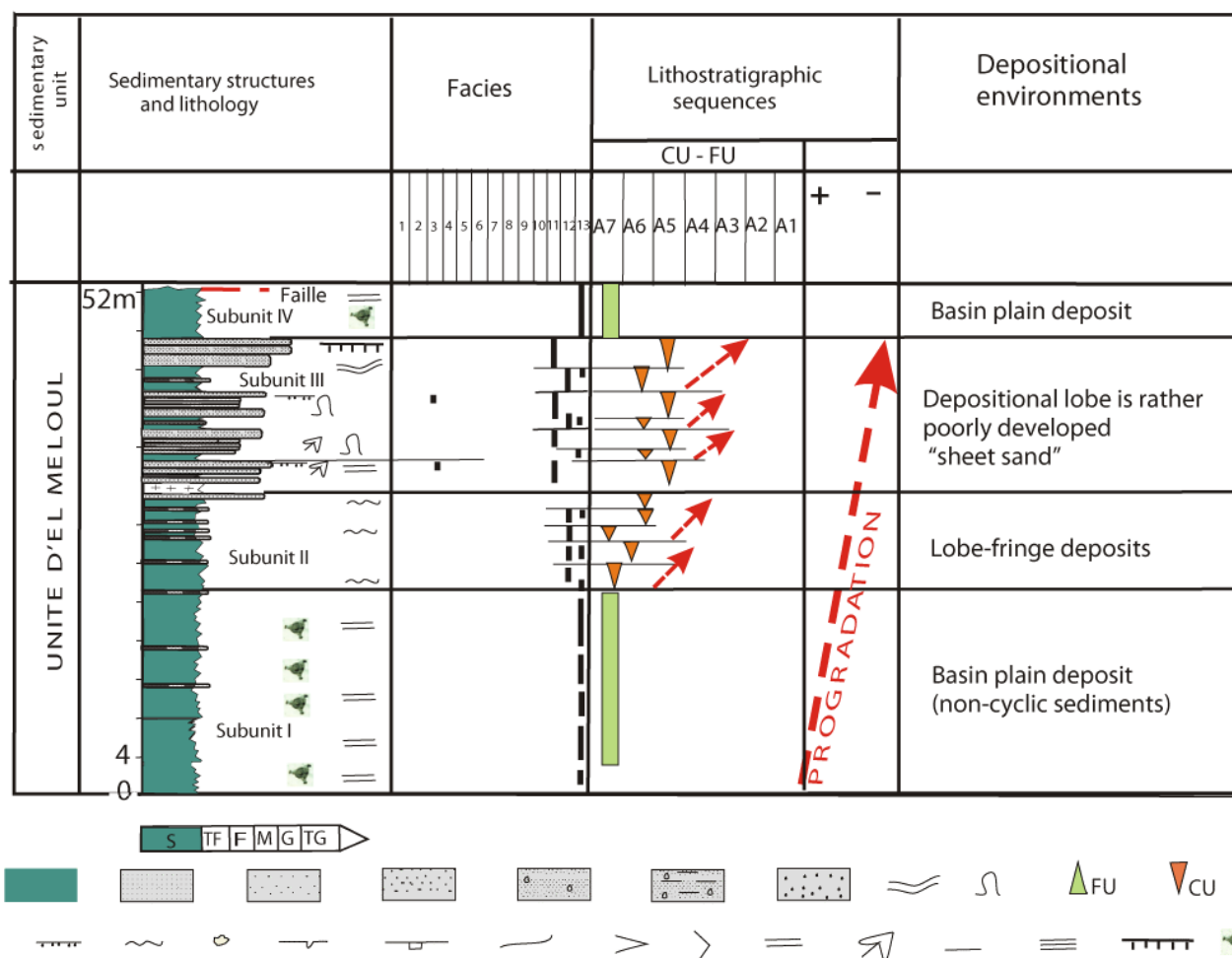


Figure 8: Analyse sédimentologique de l'unité sédimentaire d'El Meloul (légende, voir Fig. 3).

Figure 8. Sedimentological analysis of the El Meloul sedimentary unit (legend, see Fig. 3).

BOUMA de type Tab et Tabc. La dernière couche d'arkose s'achève par une surface ferrugineuse. Toutefois, l'évolution de ce troisième ensemble n'est pas nette ou est difficile à mettre en évidence, évoquant ainsi un dépôt de type sheet sand. L'évolution générale de cette troisième sous-unité est strato- et granocroissante. Tout à fait au sommet de l'unité sédimentaire d'El Meloul, une nouvelle sous-unité démarre avec des shales non cycliques passant localement à des niveaux silteux à kaolinite et riches en matière organique. Mais elle est malencontreusement tronquée par une faille d'orientation est-ouest.

2) Approche environnementale : La première sous-unité caractérise un milieu de bassin abyssal. La seconde désigne remarquablement un milieu d'inter-lobes ou de lobe fringe. La troisième indique un environnement de lobes de dépôt. L'évolution sédimentaire des ensembles de ce dernier n'est pas bien polarisée, permettant de suggérer un environnement presque synonyme de sheet sand au sens de O'CONNELL *et al.* (1991).

Le dernier ensemble arrive à son stade ultime d'évolution marquant une phase de comblement manifeste. Le niveau silteux à kaolinite, riche en matière organique, marque sans doute l'influence de la proximité de la source des apports.

3) Discussion : Le faciès de lobes de dépôts ainsi décrit a montré les caractéristiques suivantes : l'absence de chenalisation basale et la présence de tabular scours ; l'existence de cycles stratocroissants ; la composition d'un faciès dominant (C) ; la présence d'une granulométrie grossière à fine ; la continuité latérale des faciès ; la structure en sheet-like ; l'épaisseur variant entre 3 et 4 m ; la régularité de minces niveaux turbiditiques fins ou faciès (D), servant de base à la définition de ces environnements (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975 ; RICCI LUCCHI, 1975 ; MUTTI, 1979, 1985 ; MUTTI & NORMARK, 1987 ; SHANMUGAM & MOIOLA, 1988 ; GALLOWAY, 1998 ; FILDANI *et al.*, 2004, 2007 ; BURGREN & GRAHAM, 2014).

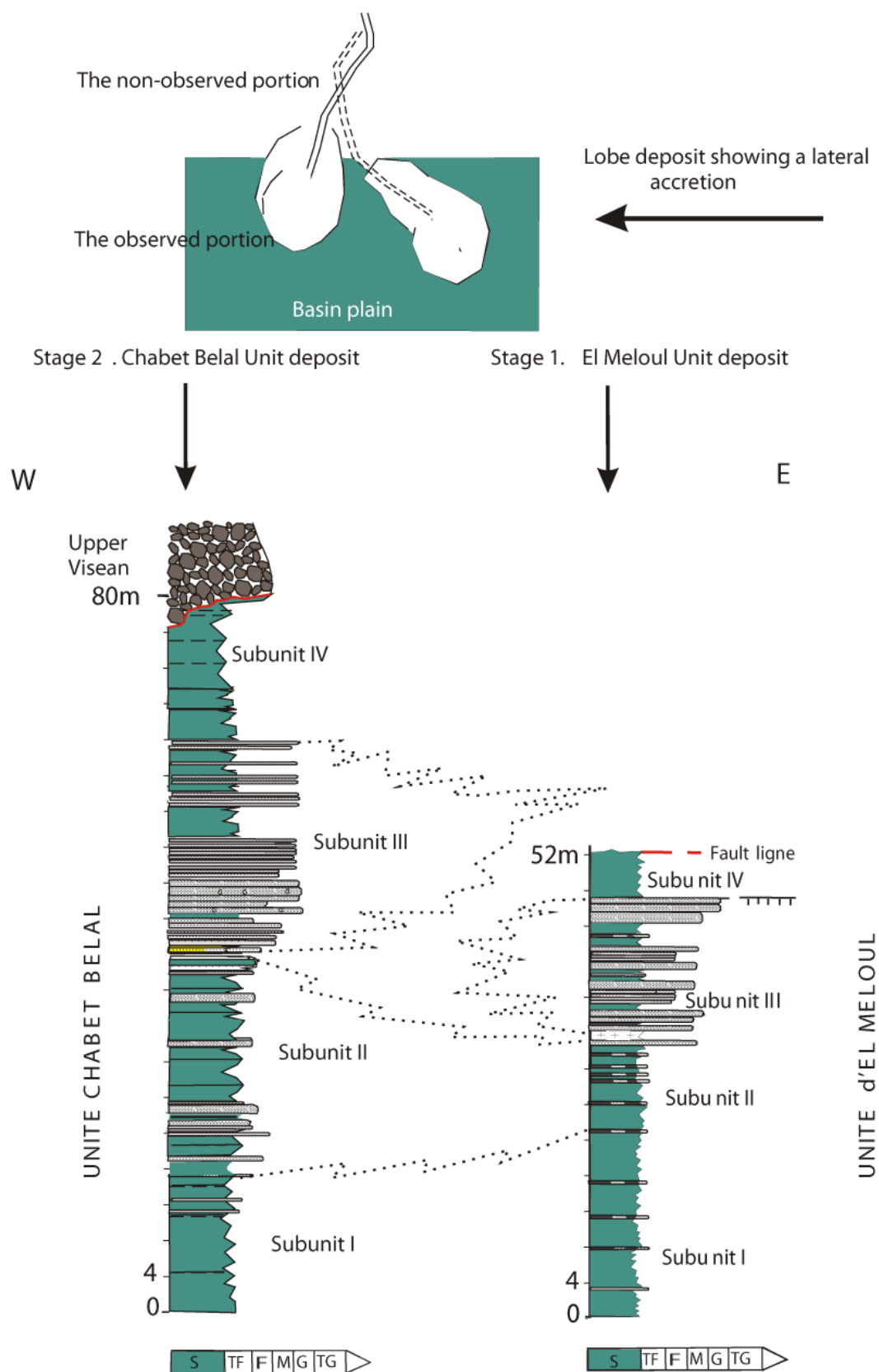


Figure 9: Modèle environnemental : Comparaison entre les unités sédimentaires de Chabet Belal-El Meloul, les épaisseurs évoluent selon une polarité Est-Ouest.

Figure 9. Environmental model: Comparison between the Chabet El Belal sedimentary unit and the Meloul sedimentary unit, the thicknesses are increasing according an east-west polarity.



3.3.g) Corrélation entre l'unité sédimentaire d'El Meloul (unité EM) et l'unité sédimentaire de Chabet Belal (unité CHB)

La comparaison faciologique entre les deux unités sédimentaires (Fig. 9) montre qu'elles sont formées des mêmes sous-unités sédimentaires. Dans le paysage, la troisième sous-unité de Chabet Belal est postérieure à celle d'El Meloul. Le taux de sédimentation des quatre sous-unités sédimentaires s'accroît vers l'ouest. Les lobes de dépôt semblent migrer de l'est vers l'ouest. Les faciès de plaine abyssale d'El Meloul sont plus argileux et plus riches en acritarches que ceux de Chabet Belal. Les lobes d'El Meloul semblent donc se situer dans une zone plus distale que ceux de Chabet Belal.

3.4) DISCUSSION

3.4.a) Environnements sédimentaires

Les unités sédimentaires du Dévonien du môle de Tiffrit sont formées de séquences d'éventail sous-marin profond de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Les sédiments évoluent depuis des faciès proximaux, association de faciès A1 de sliding (BOUGARA *et al.*, 2012) jusqu'à des faciès de bassin plain, A7 (Fig. 10). Ils constituent un bon exemple d'une séquence majeure presque complète et rétrogradante. Les faciès sont strato- et granodécroissants à la base, typiques des chenaux, d'abord à extension restreinte puis devenant de plus en plus larges vers le haut. La rétrogradation s'accroît avec la présence de levées assez développées. Les faciès strato- et granocroissants de lobes de dépôts semblent évoluer et se déplacer latéralement selon une polarité Est-Ouest. Les faciès non cycliques de bassin clôturent cette mégaséquence.

3.4.b) Caractéristiques et mécanisme des écoulements gravitaires des sédiments

Les écoulements gravitaires des sédiments du Dévonien du môle de Tiffrit peuvent se subdiviser, selon la taille du grain, et peuvent être classés essentiellement en trois types. Pour chaque population, on aura un écoulement sédimentaire spécifique pouvant se transformer au cours du transport :

1) Une taille $< 4 \mu\text{m}$ (classification de WENTWORTH, 1922)

C'est la classe des argiles. Ce dépôt est à relier au bruit de fond de LOMBARD (1972). Les sédiments comportent 3% de restes de particules biogènes, notamment des acritarches et sont maintenus exclusivement par la turbulence du fluide interstitiel. Une fois que l'écoulement décélère, le dépôt se fera essentiellement par décan- tation grain par grain. L'écoulement sédimentaire

responsable de tels dépôts est un courant de turbidité tel que défini par BOUMA (1962) et MIDDLETON (1993). Il s'agit du terme *Tc* de BOUMA (1962). Les sédiments de levées, les argiles d'inter-lobes ou de plaines abyssales du Dévonien de Tiffrit appartiennent à ce mécanisme de sédimentation.

2) Une taille moyenne comprise entre $4 \mu\text{m}$ et $500 \mu\text{m}$

C'est la classe de grains moyens à très fins où on identifie une population de sables et de siltites allant d'une taille moyenne à une taille très fine. De nombreux auteurs (*e.g.*, MIDDLETON, 1967 ; WALKER, 1978 ; MUTTI, 1977 ; LOWE, 1982) s'accordent à considérer que cette population de sédiments implique un mécanisme de sédimentation exclusivement par turbidité. Les différents termes de BOUMA qui en résultent sont *Ta*, *Tab*, *Tabc*, *Tcd* et *Tcde*. L'écoulement est turbulent ; toutefois, certains auteurs (*e.g.*, LOWE, 1982) admettent un écoulement fluidal caractérisé par une haute densité pour les termes proximaux tels que la turbidite *Ta* et un écoulement de faible densité pour les termes distaux, *Tc*, *Tcd* ou *Tcde* (KANE *et al.*, 2007). À Tiffrit, on reconnaît les couches d'arkoses ou de siltites ayant une granulométrie moyenne à très fine dans les dépôts d'inter-chenaux ou ceux de l'inter-lobes définis dans les unités sédimentaires de Boukourdène, de Chabet Belal ou d'El Meloul. Si le granoclassement n'a pas été observé, HSU (1989) et SHANMUGAM (2000) ont proposé que les sables ondulés de la division *Tc* puissent être déposés par les courants marins de fond, indépendants des courants de turbidité.

L'analyse de détail des bancs arkosiques de Tiffrit a permis de déceler un granoclassement positif et graduel uniquement dans plusieurs niveaux sédimentaires à granulométrie fine des ensembles sédimentaires de Boukourdène, de Chabet Belal et d'El Meloul. Par conséquent, l'expression de courants de turbidité est restreinte uniquement aux dépôts d'inter-lobes de Chabet Belal, d'El Meloul et d'inter-chenaux de Boukourdène. La concentration des sédiments est faible dans les courants de turbidité (1 à 23 % par volume, MIDDLETON, 1967 ; MIDDLETON & HAMPTON, 1973). Les courants de turbidité transportent essentiellement des sédiments à grain fin parce que la turbulence est le seul mécanisme de soutien des sédiments et que le contact grain-grain est rare. De surcroît, les sédiments sont arrangés et déposés graduellement, grain par grain, par la suspension (MIDDLETON & HAMPTON, 1973 ; SHANMUGAM, 2006, 2016).

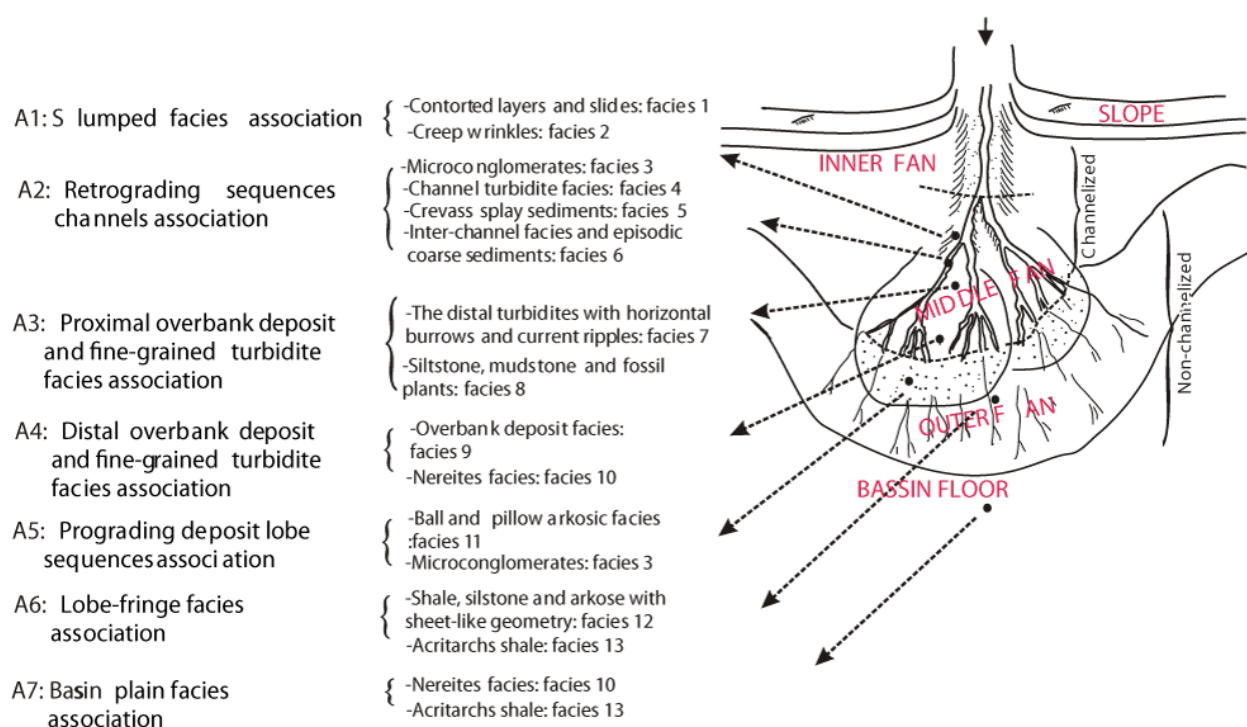


Figure 10: Les environnements sédimentaires de Tiffrit (A : association de faciès).

Figure 10. The sedimentary environments of Tiffrit (A: facies association).

2. Une taille grossière à très grossière comprise entre 0,5 et 4 mm

C'est la fraction des sables grossiers à micro-conglomératiques. Cette population se rencontre dans les environnements chenalisés et de lobes de dépôts du Dévonien de Tiffrit où une origine turbiditique a été exclue (BOUGARA *et al.*, 2012). Toutefois, dans la majorité des bancs, aussi bien ceux de l'environnement de lobes que de chenaux, un granoclassement répétitif a été observé au sein des bancs, associé quelquefois à leur sommet à des grains de quartz flottants ou rafted clasts, attestant ainsi une origine laminaire (ARNOTT & HAND, 1989). De tels sédiments sont donc issus d'un mécanisme de debris flows. Ces derniers ont un comportement de rhéologie plastique (JOHNSON, 1970) et ils représentent des fluides non newtoniens (COUSSOT & MEUNIER, 1996). Un courant de turbidité est considéré comme un courant se subdivisant en deux phases (eau et solide), tandis que les coulées de débris sont formées d'un courant à une seule phase dans laquelle l'ensemble de la masse subit une déformation importante et continue (COUSSOT & MEUNIER, 1996). Les sédiments des coulées de débris sont soutenus par la résistance de la matrice, la pression de dispersion et la flottabilité (MIDDLETON, 1993). Les coulées de débris sont capables de transporter des sédiments de toutes tailles en raison de plusieurs mécanismes de soutien des sédiments, la densité de la matrice, la pression de dispersion, la flottabilité, et la densité du fluide (PHILLIPS & DAVIES, 1991 ; MIDDLETON, 1993). Le

contact grain-grain est fréquent dans les coulées de débris et la concentration des sédiments est élevée (50 à 90 %) en général (COUSSOT & MEUNIER, 1996). Selon JOHNSON (1970), les sédiments des coulées de débris sont déposés suite à un phénomène de gélification.

Pour KNELLER et BRANNEY (1995), une décantation brusque des particules, causée par une décélération rapide du courant, entraînerait un dépôt sans structure et sans classement de grains à la base. Le mauvais triage des particules peut être expliqué par une variation de la vitesse du courant (SUMNER *et al.*, 2008).

3.4.c) Nature et modèle du dispositif sédimentaire étudié

La variété des faciès et le style de dépôt des éventails sous-marins changent largement d'un système à l'autre et reflètent les caractéristiques du bassin, la topographie du fond marin, l'apport en sédiments et les fluctuations du niveau marin. La nature et le modèle du dispositif sédimentaire dépendent des caractéristiques de l'éventail étudié :

1) Éventail à lobes détachés ou attachés : Le dispositif étudié semble appartenir à un éventail dont les lobes sont attachés aux chenaux. En effet, les éventails à lobes détachés des conduits distributaires ou chenaux sont souvent caractérisés par une zone de by-pass (ROMANS *et al.*, 2011) ou zone de réajustement hydrodynamique des sédiments (zone de passage de flux de sédiments ou zone d'érosion). Cette zone est alors



formée le plus souvent par une épaisse couche hémipélagique d'argile séparant les sédiments de lobes de dépôts et ceux des chenaux (VAN DER MERWE *et al.*, 2014). La taille des grains, la nature et la concentration des sédiments exercent des contrôles majeurs sur les écoulements de by-pass (SUMNER *et al.*, 2012 ; STEVENSON *et al.*, 2015).

2) Éventail de grande efficacité ou de basse efficacité de transport : Les dépôts étudiés peuvent s'apparenter à un système de grande efficacité de transport, eu égard à l'étendue du système de dépôt (quelques centaines de kilomètres) et à la richesse en argiles (environ 40 %), siltites (20 %) et arkoses (40 %). À titre de comparaison, dans les cônes de basse efficacité de transport, les dépôts d'inter-lobes ou de plaines abyssales sont mal représentés ou absents (SHANMUGAM & MOIOLA, 1988 ; KNELLER *et al.*, 2009).

3) L'environnement chenalisé du dépôt étudié : On l'assimile à un système de type depositional channel à cause des caractères non érosifs des dépôts. Contrairement aux chenaux érosifs, les depositional channel et levées se forment dans des pentes assez raides avec des courants gravitaires en décélération (GALLOWAY, 1998, KANE *et al.*, 2007).

4) Éventail à pente élevée : Le sens et la direction monopolaire impliquent une absence de sinuosité ou une faible sinuosité. Les levées sont assez développées et les chenaux migrent rapidement et se déplacent formant des ceintures multilatérales. Cet état de fait atteste selon GALLOWAY (1998) d'un gradient de pente élevé.

5) Éventail de type fanlobe, ponded lobe, mounded lobe et sheet lobe : Le terme fanlobe (BOUMA, 1985) peut être utilisé seulement sur la majorité des éventails associés à des chenaux sinueux. Le ponded lobe (NELSON *et al.*, 1985) n'est pas un éventail type, il a été identifié comme étant un lobe chenalisé ou non chenalisé (SHANMUGAM & MOIOLA, 1991). Le mounded lobe est constitué de matériaux graveleux à sableux, peu ou pas chenalisés, et il est relativement bien marqué topographiquement. Au contraire, le sheet lobe est constitué de matériel plus fin (sables, silts et vases) et il est généralement parcouru par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Le sheet lobe est relativement étendu et très peu marqué topographiquement (GALLOWAY, 1998). Les couches dévoniennes de Saïda peuvent s'apparenter à un système de dépôt intermédiaire entre un mounded lobe, à pôle exclusivement gréseux et graveleux, et un système de bas de pente de type sheet lobe, matérialisé par des dépôts sableux, silteux et argileux.

6) Les éléments composants l'édifice sédimentaire de Tiffrit : L'unité sédimentaire 1 de Boukourdène atteste sans doute de la superposition entre une progradation de lobes et la persistance

de chenaux sous-marins, dans un contexte impliquant une hausse du niveau marin. Avec ses structures chenalisées, le cône moyen est bien individualisé dans les unités sédimentaires 3 et 4 de Boukourdène. L'unité sédimentaire de Chabet Belal ou de son équivalent latéral d'El Meloul, montrent incontestablement le cône externe de l'édifice avec d'abord les sédiments de lobes, puis ceux de la plaine abyssale. Normalement représenté par des faciès chaotiques et des sédiments de type conglomérats, le cône interne ou cône supérieur n'est pas observable dans les affleurements du Dévonien du môle de Tiffrit.

7) Modèle de dépôt, type de marge et intérêt économique : Au cours du Dévonien, se développent à Tiffrit des faciès silico-clastiques hémipélagiques à cachet turbiditique. Les sédiments du socle panafricain de l'Atlas saharien s'écoulent de façon linéaire le long d'un talus continental formant un édifice ou un cône sédimentaire peu organisé. Cet édifice sédimentaire est discordant sur les schistes et phanites siluriens (LUCAS, 1952 ; GUARDIA, 1975). Contrairement aux dépôts frontaliers marocains, notamment à Ghar Roubane (LUCAS, 1942, 1952), où le système turbiditique repose sur une dalle carbonatée récifale, les dépôts de Tiffrit ne montrent pas de faciès de plate-forme continentale. Les sédiments, par leurs caractères lithologiques et sédimentologiques, rentrent dans la catégorie des particules grossières, immatures et assez riches en quartz. La source des apports est proximale et le gradient de pente est fort. Pour GALLOWAY (1998), la déclivité de la pente de ces dépôts varie généralement de 2 à 5°, mais varie globalement de 1° à plus de 10°. En comparant le système étudié avec ceux reconnus et définis par RICHARDS et BOWMAN (1998), le segment varisque étudié correspond à un domaine de bassin. En sus, la distribution des faciès montre une grande variabilité, passant rapidement d'un environnement de cône moyen (environnement chenalisé), au cône externe (environnement de lobes de dépôt ou de plaine abyssale) ; ceux-ci nous permettent d'évoquer un corps sédimentaire de type slope apron (Fig. 11).

En ce qui concerne le type de marge étudié, les chenaux sous-marins dévoniens de Tiffrit sont courts. Leur orientation ainsi que les structures de base de bancs qui y sont associés indiquent une faible sinuosité. Pour SHANMUGAM & MOIOLA (1988), les chenaux des cônes de marge passive ont tendance à être relativement longs, avec un faible gradient de pente et avec une grande sinuosité. NORMARK et PIPER (1991) et NICHOLS (1995) suggèrent que les éléments tectoniques de marges actives ont tendance à favoriser la préservation des turbidites et les dépôts associés.

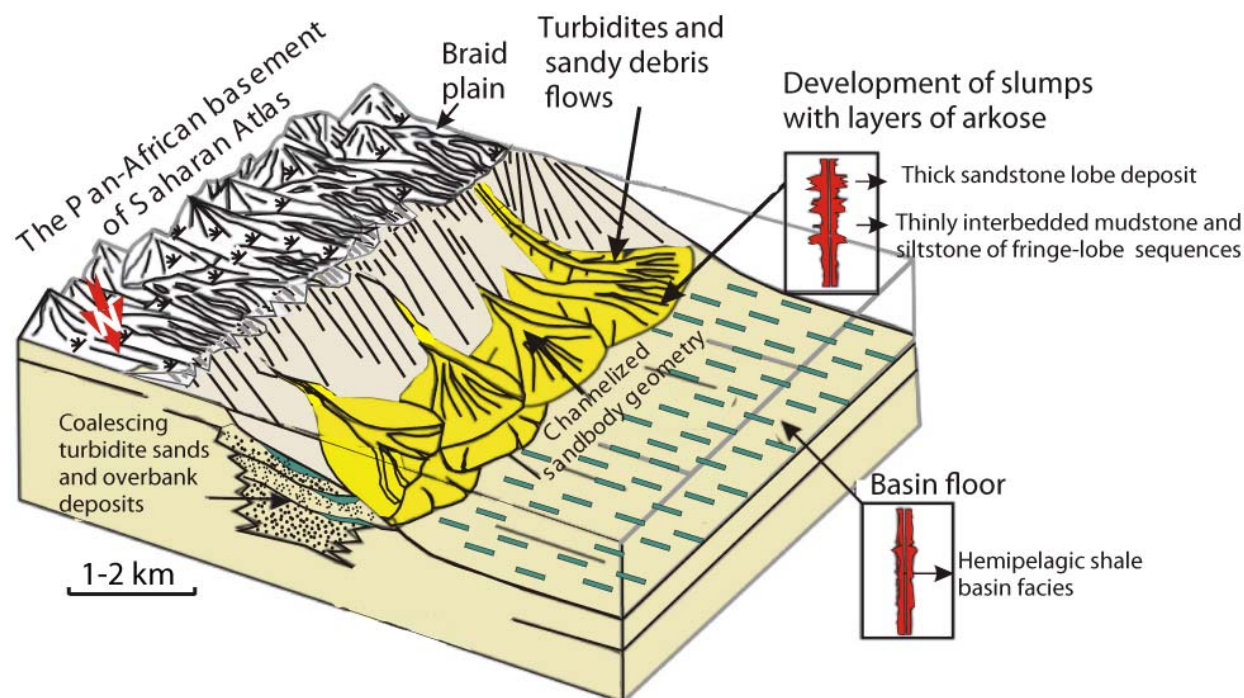


Figure 11: Le modèle Slope apron de Tiffrit. Noter qu'il est dépourvu de plateau continental carbonaté ou gréseux, et que les paléocourants sont orientés du sud-est vers le nord-ouest.

Figure 11. The Tiffrit model Slope apron. Note the non-existence of carbonate or sand shelf and the paleoflow is oriented from south-east to north-west.

De plus, les marges passives ne développent pas de lobes de dépôt alors que les cônes de marge active le font souvent (SHANMUGAM *et al.*, 1995). En conséquence, il semblerait qu'un stade de marge active ait favorisé le cône sédimentaire de Tiffrit parce que la source est proximale et que le gradient de pente est élevé alors que dans une marge passive (type Atlantique) se développent des cônes riches en argiles à cause d'une source distale (éloignée) et d'un gradient de pente doux. La tectonique contrôle les types de cônes sous-marins. Les caractères lithologiques, sédimentologiques et environnementaux du dispositif étudié plaident en faveur d'une marge tectonique active.

Les données de la littérature montrent que les séquences contenant des hydrocarbures dans les éventails sont généralement associées à un bas niveau marin global. Les hydrocarbures sont souvent trouvés dans des corps sédimentaires de grande dimension et présentent une progradation (SHANMUGAM, 2000, 2016). Les grès riches en quartz d'éventails de marge passive mature sont les plus susceptibles de préserver la porosité du dépôt et donc d'être pétroligènes, tandis que les grès d'éventails de marge active ne peuvent pas l'être (SHANMUGAM & MOIOLA, 1988). Le slope apron de Tiffrit ne peut pas être considéré comme un modèle de dépôt pétroligène car il évolue en contexte transgressif.

4. Conclusion

D'un point de vue paléontologique, quinze espèces de miospores et neuf espèces d'acritarches ont été identifiées. Elles permettent de dater les unités sédimentaires de Boukourdène, de Chabet Belal et d'El Meloul du Dévonien inférieur, à proximité de la limite Praguien/Emsien, ce qui rejoint les observations effectuées dans des bassins marocains limitrophes. On constate que les interprétations palynologiques concernant les échantillons, basées sur les miospores et les acritarches, sont tout à fait compatibles. Dans les deux cas, un âge Praguien-Emsien leur a été attribué.

D'un point de vue sédimentologique, l'étude a permis d'évaluer les principaux processus sédimentaires responsables du transport et du dépôt des sédiments et de proposer un modèle ou un système de deep water. Cinq types de transport de sédiments ont été alors déterminés :

- les debris flows, qui peuvent être initiés en haut de pente ou sur les flancs du canyon et qui, en phase de décélération, remplissent souvent des chenaux sous-marins. Ces sédiments sont associés à des courants laminaires de traction de grand volume ;
- la décantation hémipélagique, qui comprend l'apport des particules biogènes, notamment à acritarches, présentes dans la colonne d'eau marine, et l'apport des particules détri-



tiques en provenance du continent. Les particules sont transportées par des courants de turbidité de basse densité ;

- les remises en suspension et le transport par les courants de fond. Ces derniers sont généralement rapides, brutaux et à caractère fortement érosif (BOUGARA *et al.*, 2012) ;
- les courants de turbidité de haute densité ;
- les glissements par gravité et déformation ou fluage (BOUGARA *et al.*, 2012).

La sédimentation est contrôlée par plusieurs facteurs qui peuvent interagir entre eux avec :

- les conditions climatiques humides du bassin sédimentaire, comme le dénotent les nombreux restes et tiges de plantes fossiles ;
- l'action des séismes qui engendre souvent une déstabilisation de la pente ;
- la gravité ;
- la source et la nature des apports.

L'intensité des arrivées des sédiments évolue en contexte transgressif en définissant trois domaines environnementaux :

- des milieux de lobes de dépôts ;
- des chenaux et levées rétrogradants, impliquant une augmentation progressive de la bathymétrie dans le temps ;
- des milieux de plaine de bassin.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des unités sédimentaires, localisées au sein de la marge, comme un corps sédimentaire de type slope apron.

L'existence des sédiments et de structures synsédimentaires le long de l'Unité 1 de Boukourdène impliquent une instabilité importante du talus continental. Ce mécanisme d'apport s'estompe vers le haut, puis disparaît. Cet effacement doit être mis au compte d'un éloignement du talus dû à un approfondissement du bassin.

La rétrogradation est ressentie surtout par une migration graduelle de chenaux actifs qui se manifeste par un taux d'argile hémipélagique croissant. La fracturation synsédimentaire N 110° E, ayant fonctionné en régime de distension, est responsable d'une subsidence modérée atténuant ainsi le développement de lobes. Les séquences régressives de plus en plus distales enregistrent une surrection des reliefs et l'exhumation progressive du matériel de la chaîne panafricaine de l'Atlas saharien en période de hausse du niveau marin.

Les caractères lithologiques, sédimentologiques et environnementaux du dispositif étudié témoignent d'une marge tectonique active, correspondant à un stade précocé de la formation de l'orogène hercynien, et résultant de la convergence entre deux plaques majeures, Laurussia et Gondwana.

Références bibliographiques

- ARNOTT R.W.C. & HAND B.M. (1989).- Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain.- *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 59, n° 6, p. 1062-1069.
- BERNHARDT A., JOBE Z.R. & LOWE D.R. (2011).- Stratigraphic evolution of a submarine channel-lobe complex system in a narrow fairway within the Magallanes foreland basin, Cerro Toro Formation, southern Chile.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 28, n° 3, p. 785-806.
- BOUGARA M. (2013).- Sédimentologie, paléontologie et environnements sédimentaires des dépôts silico-clastiques du Dévonien du môle de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale).- Thèse de doctorat, Université d'Oran, 181 p. (4 Pls.).
- BOUGARA M., BELKEBIR L. & BOULVAIN F. (2012).- Les sédiments du Dévonien de Saïda (Algérie nord occidentale) : Nature et genèse.- *Geologica Belgica*, vol. 15, n° 3, p. 137-146.
- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA A.H. (1985).- Introduction of submarine fans and related Turbidite facies. In : BOUMA A.H., BARNES N.E. & NORMARK W.R. (eds.), Submarine fans and related turbidite sequences.- Springer Verlag, New York, p. 3-5.
- BOURGET J., ZARAGOSI S., MULDER T., SCHNEIDER J.L., GARLAN T., VAN TOER A., MAS V. & ZIMMERMANN E.N. (2010).- Hyperpynal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin.- *Sedimentary Geology*, vol. 229, n° 3, p. 144-159.
- BREUER P. & STEEMANS P. (2013).- Devonian miospores from Saudia Arabia and North Africa.- *Special Papers in Palaeontology*, vol. 89, p. 1-63.
- BURGEE B. & GRAHAM S. (2014).- Evolution of a deep-water lobe system in the Neogene trench-slope setting of the East Coast Basin, New Zealand: Lobe stratigraphy and architecture in a weakly confined basin configuration.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 54, p. 1-22.
- COUSSOT P. & MEUNIER M. (1996).- Recognition, classification and mechanical description of debris flows.- *Earth - Science Reviews*, vol. 40, n° 3, p. 209-227.
- CRAMER F.H. (1964).- Microplankton from three Palaeozoic formations in the province of León, NW Spain.- *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 30, n° 1, p. 253-361.
- CRAMER F.H. & DíEZ M.D.C.R. (1976).- Acritarchs from the La Vid Shales (Emsian to Lower Couvinian) at Colle, León, Spain.- *Palaeontographica B*, Stuttgart, vol. 158, n° 1-4, p. 72-103.



- DEUNFF J. (1955a).- Un microplancton fossile Dévonien à hystrichosphères du continent Nord-Américain.- *Bulletin de Microscopie appliquée* (2), t. 5, vol. 11-12, p. 138-149.
- DEUNFF J. (1955b).- Sur un microplancton du Dévonien du Canada recélant des types nouveaux d'Hystrichosphaéridés.- *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, vol. 239, n° 17, p. 1064-1066.
- DEUNFF J. (1976).- Les acritarches. In : BABIN C. et al. (eds.), Les schistes et calcaires éodévonien de Saint-Cénére (Massif Armoricaire, France).- *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, Rennes, vol. 7, n° 14, p. 94-109.
- DEUNFF J. (1980).- Le paléoplancton des grès de Landevennec (Gedinnien de la Rade de Brest - Finistère). Étude biostratigraphique.- *Géobios*, vol. 13, n° 4, p. 483-539.
- DROZ L. & BELLAICHE G. (1991).- Seismic facies and geologic evolution of the central portion of the Indus Fan. In : LINK M.H. & WEIMER P. (eds.), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and related systems.- *Springer*, New York, p. 383-402.
- DURAND-DELGA M. (1980).- La méditerranée occidentale : Étapes de genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci.- *Mémoire Hors Série de la Société Géologique de France*, vol. 10, p. 203-226.
- EL HASSANI A. (1987).- Les structures calédonohercyniennes dans la zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale).- *Bulletin de l'Institut des Sciences de Rabat*, vol. 11, p. 47-58.
- EL HASSANI A. (1991).- La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehoul et plate-forme nord mésésienne.- Thèse de Doctorat ès Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 208 p.
- FILDANI A. & NORMARK W.R. (2004).- Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan.- *Marine Geology*, vol. 206, n° 1-4, p. 199-223.
- FILDANI A., SHULTZ M.R., GRAHAM S.A. & LEIER A. (2007).- A deep-water amalgamated sheet system, Punta Barrosa Formation, Marina's Cliff, Chile. In : NILSEN T., SHEW R., STEFFENS G. & STUDLICK J. (eds.), Atlas of deep-water outcrops.- *AAPG Studies in Geology*, vol. 56, p. 125-127.
- GALLOWAY W.E. (1998).- Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture and classification.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 82, n° 4, p. 569-595.
- GERVAIS A., SAVOYE B., MULDER T. & GONTHIER E. (2006).- Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 23, n° 4, p. 485-502.
- GHIBAUDO G. (1992).- Subaqueous sediment gravity flow deposits: Practical criteria for their field description and classification.- *Sedimentology*, vol. 39, n° 3, p. 423-454.
- GHOSH B. & LOWE D.R. (1993).- The architecture of deep-water channel complexes, Cretaceous Venado Sandstone Member, Sacramento Valley, California. In : GRAHAM S.A. & LOWE D.R. (eds.), Advances in the sedimentary geology of the Great Valley Group, Sacramento Valley, California.- *Pacific Section SEPM, Guidebook*, vol. 73, p. 51-65.
- GUARDIA P. (1975).- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale.- Thèse de Doctorat d'état, Université de Nice, 286 p. (5 Pls.)
- HAUGHTON P.D.W., BARKER S.P. & MCCAFFREY W.D. (2003).- 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems-origin and significance.- *Sedimentology*, vol. 50, n° 3, p. 459-482.
- HAUGHTON P., DAVIS C., MCCAFFREY W. & BARKER S. (2009).- Hybrid sediment gravity flow deposits - Classification, origin and significance.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 26, n° 10, p. 1900-1918.
- HOEPFFNER C., HOUARI M.R., BOUABDELLI M. (2006).- Tectonics of the North African Variscides (Morocco, Western Algeria), an outline. In : FRIZON DE LAMOTTE D., SADDIQI O. & MICHARD A. (eds.), Recent developments on the Maghreb geodynamics.- *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338, n° 1, p. 25-40.
- HOEPFFNER C., SOULAIMANI A. & PIQUE A. (2005).- The Moroccan hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 43, n° 1, p. 144-165.
- HISCOTT R.N. (1981).- Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy: Discussion.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 51, n° 3, p. 1015-1021.
- HOMWOOD P., GUILLOCHAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992).- Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 1992, vol. 16, n° 2, p. 357-381.
- Hsu K.J. (1989).- Physical principles of sedimentology.- Springer-Verlag, New York, 233 p.
- JARDINÉ S. (1972).- Microplancton (Acritarches) et limites stratigraphiques du Silurien terminal au Dévonien supérieur.- *Comptes Rendus, 7ème Congrès International de stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Krefeld, vol. 1, p. 313-323.
- JARDINÉ S., COMBAZ A., MAGLOIRE L., PENIGUEL G. & VACHEY G. (1974).- Distribution stratigraphique des Acritarches dans le Paléozoïque du Sahara algérien.- *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 18, n° 1-2, p. 99-129.
- JOHNSON A.M. (1970).- Physical processes in geo-



- logy.- Freeman, Cooper and Company, San Francisco, 577 p.
- KANE I.A., KNELLER B.C., DYKSTRA M., KASSEM A. & McCAFFREY W.D. (2007).- Anatomy of a submarine channel-levee: An example from Upper Cretaceous slope sediments, Rosario Formation, Baja California, Mexico. *In* : WYNN R.B. & CRONIN B.T. (eds.), Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 24, n° 6, p. 540-563.
- KANE I.A. & PONTÉN A.S.M. (2012).- Submarine transitional flow deposits in the Paleogene Gulf of Mexico. *Geology*, vol. 40, n° 12, p. 1119-1122.
- KAZI TANI N. (1984, inédit).- Évolution géodynamique de la bordure nord-africaine : Le domaine intraplaque nord algérien. Approche séquentielle.- Thèse de Doctorat d'État, Université de Pau, t. 1-2, 871 p.
- KNELLER B.C. & BRANNEY M.J. (1995).- Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands.- *Sedimentology*, vol. 42, n° 4, p. 607-616.
- LOMBARD A. (1972).- Séries sédimentaires-génèse-évolution.- Masson, Paris, 425 p.
- LOWE D.R. (1982).- Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents.- *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, n° 1, p. 279-297.
- LOWE D.R. & GUY G. (2000).- Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: A new perspective on the turbidity current and debris flow problem.- *Sedimentology*, vol. 47, n° 1, p. 31-70.
- LUCAS G. (1942).- Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Rouban et de Sidi El Abed (Frontière algéro-marocaine).- *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, (2^e série), vol. 16, 540 p.
- LUCAS G. (1952).- Bordure Nord des hautes plaines dans l'Algérie occidentale : Primaire, Jurassique, analyse structurale.- XIX. *Congrès géologique International d'Alger, Monographie régionale*, (1^{ère} série), n° 21, 139 p.
- MARHOUMI M.R., HOEPFFNER C., DOUBINGER J. (1983).- Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale au Maroc: l'âge dévonien des schistes de Debdou et du Mekam.- *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences*, Paris, (Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre), vol. 297, n° 1, p. 69-72.
- MATTERN F. (2002).- Amalgamation surfaces, bed thicknesses, and dish structures in sand-rich submarine fans: Numeric differences in channelized and unchannelized deposits and their diagnostic value.- *Sedimentary Geology*, vol. 150, n° 3, p. 203-228.
- MATTERN F. (2005).- Ancient sand-rich submarine fans: Depositional systems, models, identification, and analysis.- *Earth-Science Reviews*, vol. 70, n° 3, p. 167-202.
- MAYALL M., JONES E. & CASEY M. (2006).- Turbidite channel reservoirs-Key elements in facies prediction and effective development.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 23, n° 8, p. 821-841.
- MCDONALD H.A., WYNN R.B., HUENNE V.A.I., PEAKALL J., MASSON D.G., WEAVER P.P.E. & MCPHAIL S.D. (2011).- New insights into the morphology, fill, and remarkable longevity (>0.2 m.y.) of deep-water erosional scours along the northeast Atlantic margin.- *Geosphere*, vol. 7, n° 4, p. 845-867.
- MCHARGUE T.R. & WEBB J.E. (1986).- Internal geometry, seismic facies and petroleum potential of canyon and inner fan channels of the Indus submarine fan.- *American Association of Petroleum Geologists*, vol. 70, n° 2, p. 161-180.
- MCHARGUE T., PYRCZ M.J., SULLIVAN M.D., CLARK J.D., FILDANI A., ROMANS B.W., COVAULT J.A., Levy M., POSAMENTIER H.W. & DRINKWATER N.J. (2011).- Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 28, n° 3, p. 728-743.
- MICHARD A., HOEPFFNER C., SOULAIMANI A., BAIDDER L. (2008).- The Variscan Belt. *In* : MICHARD A., SADDIQI O., CHALOUAN A. & FRIZON DE LAMOTTE D. (eds.), Continental evolution: The geology of Morocco.- Springer Verlag, p. 65-131.
- MIDDLETON G.V. (1967).- Experiments on density and turbidity currents, deposition of sediment.- *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 4, n° 3, p. 475-505.
- MIDDLETON G.V. (1993).- Sediment deposition from turbidity currents.- *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 21, n° 1, p. 89-114.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1973).- Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. *In* : MIDDLETON G.V. & BOUMA A.H. (eds.), Turbidites and deep-water sedimentation.- *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, p. 1-38.
- MISHRA R., PANDEY D.K. & CLIFT P.D. (2016).- Identification of new deep sea sinuous channels in the eastern Arabian Sea.- *SpringerPlus*, vol. 5, n° 1, p. 844-862.
- MUTTI E. (1977).- Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south central Pyrenees, Spain).- *Sedimentology*, vol. 24, n° 1, p. 107-131.
- MUTTI E. (1979).- Turbidites et cônes sous-marins profonds. *In* : HOMEWOOD P. (ed.), Sédimentation détritique (fluviatile, littorale et marine).- Institut de Géologie, Université de Fribourg, vol. 1, p. 353-419.



- MUTTI E. (1985).- Turbidite systems and their relations to depositional sequences. *In* : ZUFFA G.G. (ed.), Provenance of arenites.- NATO-ASI (Series C, Mathematical and Physical Sciences), Dordrecht, vol. 148, p. 65-93.
- MUTTI E. (1992).- Turbidite sandstones.- AGIP Azienda Generale Italiana Petroli -Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese, 275 p.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987).- Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. *In* : LEGGETT J.K. (ed.), Marine clastic sedimentology. Concepts and case studies.- Springer Netherlands, Dordrecht, p. 1-38.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1991).- An integrated approach to the study of turbidite systems. *In* : WEIMER P. & LINK H. (eds.), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems.- Springer-Verlag, Berlin, p. 75-106.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972).- Le torbiditidell 'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies.- *Memorie Della Società Geologica Italiana*, vol.11, p. 161-199.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975).- Turbidite facies and facies association. *In* : MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & LACCARINO S. (eds.), Turbidite facies and facies associations in some selected formations of northern Apennines.- *IAS International Congress, Excursion Guidebook*, A-11, p. 21-36.
- MUTTI E., BERNOULLI D., RICCI LUCCHI F. & TINTERRI R. (2009).- Turbidites and turbidity currents from Alpine "Flysch" to the exploration of continental margins. *In* : MCKENZIE J.A., BERNOULLI D. & CITA M.B. (eds.), Symposium on major discoveries in sedimentary geology in the Mediterranean realm from a historical perspective to new development.- *Sedimentology*, vol. 56, n° 1, p. 267-318.
- NELSON C.H., MALDONADO A., COUMES, F., GOT H. & MONACO A. (1985).- Ebro fan, Mediterranean. *In* : BOUMA A.H., BARNES N.E. & NORMARK W.R. (eds.), Submarine fans and related turbidite sequences.- Springer-Verlag, New York, p. 121-127.
- NICHOLS R.J. (1995).- The liquefaction and remobilization of sandy sediments.- *Geological Society, Special Publications*, London, vol. 94, n° 1, p. 63-76.
- NITTROUER J.A., SHAW J., LAMB M.P. & MOHRIG D. (2012).- Spatial and temporal trends for water-flow velocity and bed-material sediment transport in the lower Mississippi River.- *Geological Society of America Bulletin*, vol. 124, n° 3-4, p. 400-414.
- NORMARK W.R. & PIPER D.J.W. (1991).- Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. *In* : OSBORNE R.H. (ed.), From shoreline to abyss.- *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, vol. 46, p. 207-230.
- NORMARK W.R., MOORE J.G. & TORRESAN M.E. (1993).- Giant volcano-related landslides and the development of the Hawaiian Islands. *In* : SCHWAB W.C., LEE H.J. & TWICHELL D.C. (eds.), Submarine landslides: Selected studies in the US Exclusive Economic Zone.- *US Geological Survey Bulletin*, vol. 2002, p. 184-196.
- O'CONNELL S., NORMARK W.R., RYAN W.B.F. & KENYON N.H. (1991).- An entrenched thalweg channel on the Rhone Fan: Interpretation from a SEABEAM and SEAMARC 1 survey. *In* : OSBORNE R.H. (ed.), From shoreline to abyss: Contributions in marine geology in honor of Francis PARKER SHEPARD.- *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication*, vol. 46, p. 259-270.
- PHILLIPS C.J. & DAVIES T.R.H. (1991).- Determining rheological parameters of debris flow material.- *Geomorphology*, vol. 4, n° 2, p. 101-110.
- PICKERING K.T., HISCOTT R.N. & HEIN F.J. (1989).- Deep-Marine Environments.- Unwin Hyman, London, 416 p.
- PICKERING K.T., STOW D., WATSON M. & HISCOTT R. (1986).- Deep water facies, process and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments.- *Earth-Science Reviews*, vol. 3, n° 2, p. 75-174.
- POSAMENTIER H.W. & KOLLA V. (2003).- Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 73, n° 3, p. 367-388.
- PRELAT A., HODGSON D.M. & FLINT S.S. (2009).- Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: A high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa.- *Sedimentology*, vol. 56, n° 7, p. 2132-2154.
- RAHMANI-ANTARI K. & LACHKAR G. (2001).- Contribution à l'étude biostratigraphique du Dévonien et du Carbonifère de la plate-forme marocaine. Datation et corrélations.- *Revue de Micropaléontologie*, vol. 44, n° 2, p. 159-183.
- REMACHI-BENAOUDA N. (2005, inédit).- Pétrologie et géochimie des granitoïdes tardi-hercyniens oranais (Algérie Nord occidentale). Implications pétrogénétiques et géodynamiques.- Thèse de Doctorat d'État, Université d'Oran, 331 p.
- RICCI-LUCCHI F. (1975).- Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 45, n° 1, p. 3-43.
- RICHARDS M. & BOWMAN M. (1998).- Submarine fans and related depositional systems II: Variability in reservoir architecture and wire-



- line log character.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 15, n° 8, p. 821-839.
- RICHARDSON J.B. & MCGREGOR D.C. (1986).- Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone continent and adjacent regions.- *Geological Survey of Canada*, vol. 364, p. 1-79.
- ROMANS B.W., FILDANI A., HUBBARD S.M., COVAULT J.A., FOSDICK J.C. & GRAHAM S.A. (2011).- Evolution of deepwater stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 28, n° 3, p. 612-628.
- RUBINSTEIN C. & STEEMANS P. (2002).- Miospore assemblages from the Silurian Devonian boundary, in borehole A1-61, Ghadames Basin, Libya.- *Review of Palaeobotany and Palynology* vol. 118, n° 1, p. 397-421.
- SEILACHER A. (1977).- Evolution of trace fossil communities. In : HALLAM A. (ed.), Patterns of evolution as illustrated by the fossil record.- *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, vol. 5, p. 359-376.
- SHANMUGAM G. (1996).- Perception vs. reality in deep-water exploration.- *World Oil*, vol. 217, p. 37-41.
- SHANMUGAM G. (2000).- 50 years of the turbidite paradigm (1950-1990), deep-water processes and facies models - A critical perspective.- *Marine and Petroleum Geology*, vol. 17, n° 2, p. 285-342.
- SHANMUGAM G. (2006).- Deep-water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs.- Elsevier, Amsterdam, 476 p.
- SHANMUGAM G. (2013).- New perspectives on deep-water sandstones: Implications.- *Petroleum Exploration and Development*, vol. 40, n° 3, p. 316-324.
- SHANMUGAM G. (2016).- Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015).- *Journal of Palaeogeography*, vol. 5, n° 2, p. 110-184.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1988).- Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential.- *Earth-Science Reviews*, vol. 24, n° 6, p. 383-428.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1991).- Types of submarine fan lobes: Models and implications.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 75, n° 1, p. 156-179.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1995).- Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma.- *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 79, n° 5, p. 672-695.
- SHANMUGAM G., BLOCH R.B., MITCHELL S.M., BEAMISH G.W., HODGKINSON R.J., DAMUTH J.E. & SHIELDS K.E. (1995).- Basin-floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies.- *American Association of Petroleum Geologists*, vol. 79, n° 4, p. 477-511.
- SHAW J.B., MOHRIG D. & WHITMAN S.K. (2013).- The morphology and evolution of channels on the Wax Lake Delta, Louisiana, USA.- *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 118, n° 3, p. 1562-1584.
- SPYCHALA Y.T., HODGSON D.M., PRELAT A., KANE I.A., FLINT S.S. & MOUNTNEY N.P. (2017).- Frontal and lateral submarine lobe fringes: Comparing sedimentary facies, architecture and flow processes.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 87, n° 1, p. 75-96.
- STEEMANS P. (1989).- Étude palynostratigraphique de l'Éodévien dans l'Ouest de l'Europe.- Service Géologique de Belgique, Bruxelles, vol. 27, 453 p.
- STEEL R.J. & MILLIKEN K. (2013).- Major advances in siliciclastic sedimentary geology, 1960-2012.- *Geological Society of America, Special Paper*, vol. 500, p. 121-167.
- STEVENSON C.J., JACKSON C.A.L. & HUBBARD S. M. (2015).- Deep-water sediment bypass.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 85, n° 9, p. 1058-1081.
- STOW D.A.V. (1985).- Deep-sea clastics: Where are we and where are we going ?. In : BRECHLY P.J. & WILLIAMS P.J. (eds.), Sedimentology: Recent developments and applied aspects.- *Geological Society, Special Publications*, London, vol. 18, n° 1, p. 67-93.
- STREEL M. (1965).- Techniques de préparation des roches détritiques en vue de l'analyse palynologique quantitative.- *Annales de la Société Géologique de Belgique*, vol. 88, n° 4, p. 107-117.
- STREEL M., HIGGS K.T., LOBOZIAK S. & STEEMANS P. (1987).- Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenno-Rhenish regions.- *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 50, n° 3, p. 211-229.
- SUMNER E.J., AMY L.A. & TALLING P.J. (2008).- Deposit structure and processes of sand deposition from a decelerating sediment suspension.- *Journal of Sedimentary Research*, vol. 78, n° 8, p. 529-547.
- SUMNER E.J., TALLING P.J., AMY L.A., WYNN R.B., STEVENSON C.J. & FRENZ M. (2012).- Facies architecture of individual basin-plain turbidites: Comparison with existing models and implications for flow processes.- *Sedimentology*, vol. 59, n° 6, p. 1850-1887.
- VAN DER MERWE W.C., HODGSON D.M. & BRUNT R.L. (2014).- Depositional architecture of sand-attached and sand-detached channel-lobe transition zones on an exhumed stepped slope mapped over a 2500 km² area.- *Geosphere*, vol. 10, n° 6, p. 1076-1093.
- WALKER R.G. (1978).- Deep water sandstone fa-



- cies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps.- *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, vol. 62, n° 6, p. 932-966.
- WALKER R.G. (1984).- Shelf and Shallow marine sands. In : WALKER R.G. (ed.), *Facies models: Geosciences Canada.- Geological association of Canada*, vol. 1, p. 75-89.
- WALKER R.G. (1992).- Turbidites and submarine fans. In : WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.), *Facies models: Response to sea level change.- Geological Association of Canada, St John's*, p. 239-263.
- WENTWORTH C.K. (1922).- A scale of grade and class terms for clastic sediments.- *Journal of Geology*, vol. 30, n° 5, p. 377-392.
- WEST D.L. & HASIOTIS S.T. (2007).- Trace fossils in an archaeological context: Examples from bison skeletons, Texas, USA. In : MILLER W. III (ed.), *Trace fossil concepts, problems, prospects.- Elsevier, Amsterdam*, p. 545-561.
- WICANDER R. & WOOD G.D. (1981).- Systematics and biostratigraphy of the organic-walled microphytoplankton from the Middle Devonian (Givetian) Silica Formation, Ohio, U.S.A.- *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series*, n° 8, p. 1-137.
- WYNN R.B. & STOW D.A.V. (2002).- Classification and characterisation of deep-water sediment waves.- *Marine Geology*, vol. 192, n° 1, p. 7-22.
- ZHANG C., XIANGHUI L., MATTERN F., MAO G., ZENG Q. & XU W. (2015).- Deposystem architectures and lithofacies of a submarine fan-dominated deep sea succession in an orogen: A case study from the Upper Triassic Langjiexue Group of southern Tibet.- *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 111, p. 222-243.



Planche 1 : Les spécimens de spores photographiés sont préservés dans la lame palynologique (échantillon n° 131), excepté les spécimens des figures 5 et 8 provenant de la lame (échantillon n° 161). Localisation des spécimens sur les lames.

Plate 1: Specimens of photographed spores are preserved in the palynological thin section (Sample 131), except for the specimens of figures 5 and 8 from the thin section (Sample 161). Location of specimens on the thin section.

Figure 1. *Retusotriletes* sp.

Figure 2. *Ambitisporites tripapillatus* MOREAU-BENOIT, 1976, M35/2.

Figure 3. *Apiculiretusispora spicula* RICHARDSON & LISTER, 1969, T41-T42.

Figure 4. *Amicosporites splendidus* CRAMER, 1966, E32/1.

Figure 5. *Knoxisporites riondae* CRAMER & DIEZ, 1976, P32/4.

Figure 6. *Gneudnaspora divellomedia* (CHIBRIKOVA) BALME, 1988, var. *minor* BREUER *et al.*, 2007, R30/4

Figure 7. *Stellatispora inframurinata* var. *murinata* BURGESS & RICHARDSON, 1995, G42/3.

Figure 8. *Scylaspora scripta* BURGESS & RICHARDSON, 1995, M26/4.

Figure 9. *Verrucosisporites polygonalis* LANNINGER, 1968, H37/4.

Figure 10. *Dictyotriletes subgranifer* MCGREGOR, 1973, S41/0.

Figure 11. *Dictyotriletes emsiensis* MCGREGOR, 1973, G37/0.

Figure 12. *Iberoespora noninspissatosa* STEEMANS, 1989, L44/0.

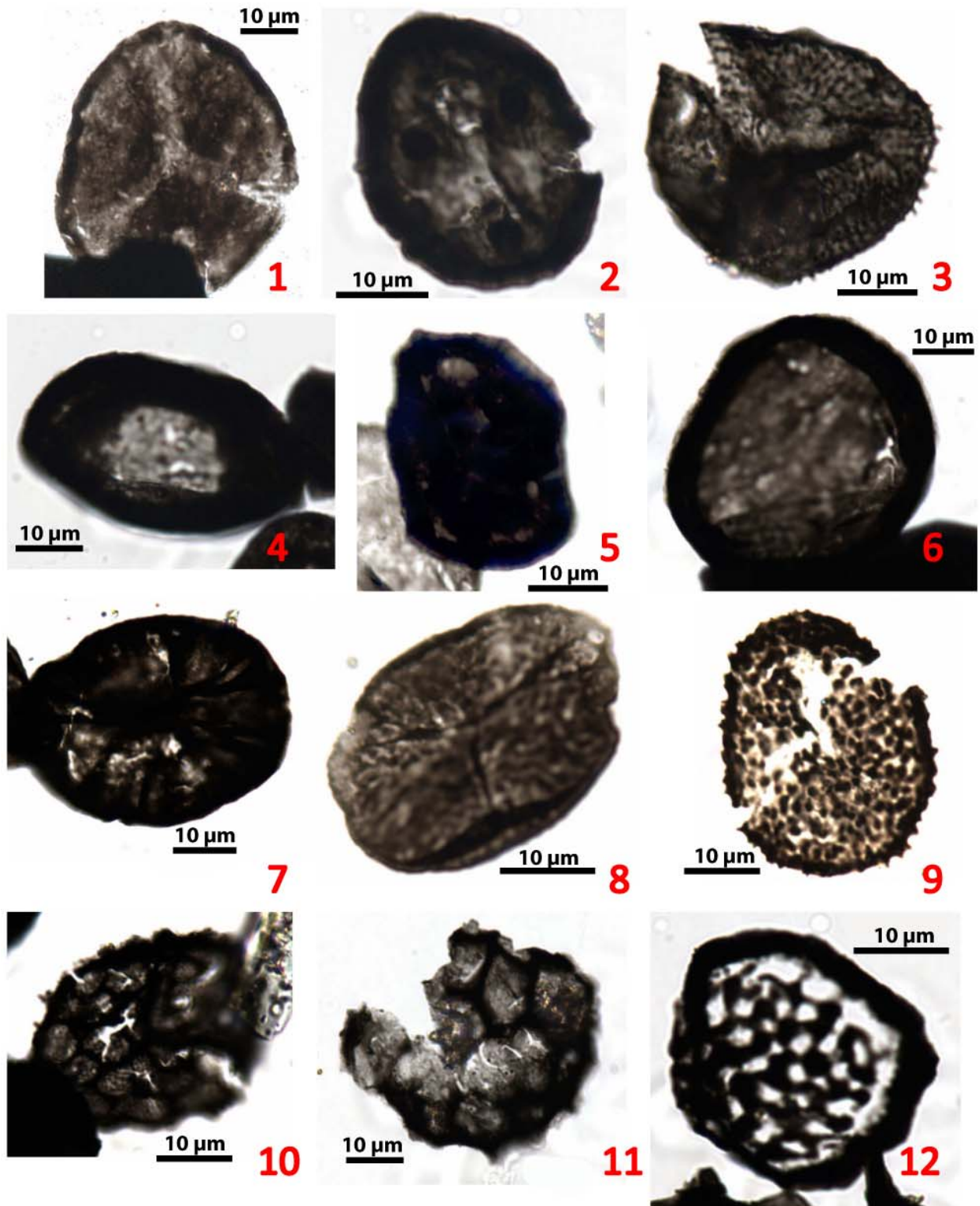




Planche 2 :

Plate 2:

Figure 1. *Florisphaeridium toyetae* (CRAMER, 1964) CRAMER & DIEZ, 1976 ; échantillon n° 131, lame 67372, D28/3, diamètre du corps central 35 µm, longueur 20 µm.

Figure 1. *Florisphaeridium toyetae* (CRAMER, 1964) CRAMER & DIEZ, 1976; Sample 131, slide 67372 , D28/3, central body diameter 35 µm, process length 20 µm.

Figure 2. *Palacanthus ledanoisii* (DEUNFF, 1957) PLAYFORD, 1977 ; échantillon 131, lame 67372 , K32.3, processus à base élargie de 28 µm de longueur.

Figure 2. *Palacanthus ledanoisii* (DEUNFF, 1957) PLAYFORD, 1977; Sample 131, slide 67372 , K32.3, processes with broad base 28 µm in length.

Figure 3. *Cepillum puerospinoides* CRAMER, 1964 ; échantillon 161, lame 68191, V33, I, diamètre total 35 µm.

Figure 3. *Cepillum puerospinoides* CRAMER, 1964; Sample 161, slide 68191, V33, total diameter 35 µm.

Figure 4. *Evittia spicifera* (DEUNFF, 1955) nov. comb. ; échantillon 131, lame 67372 , P32, diamètre du corps central 35 µm, longueur 30 µm.

Figure 4. *Evittia spicifera* (DEUNFF, 1955) nov. comb.; Sample 131, slide 67372 , P32, central body diameter 35 µm, process length 30 µm.

Figure 5. *Fimbriaglomerella aulerca* DEUNFF, 1976 ; échantillon 161, lame 68191, F29, diamètre du corps central 30 µm, membranes 6 µm.

Figure 5. *Fimbriaglomerella aulerca* DEUNFF, 1976; Sample 161, slide 68191, F29, central body 30 µm, membranes 6 µm.

Figure 6. *Veryhachium crucistellatum* DEUNFF, 1955 ; échantillon 161, corps central 44 µm, longueur 32 µm.

Figure 6. *Veryhachium crucistellatum* DEUNFF, 1955; Sample 161, central body 44 µm, process length 32 µm.

Figure 7. *Veryhachium* cf. *V. vandenbergheni* STOCKMANS & WILLIERE, 1962 ; échantillon 161, corps central 30 µm, longueur 21 µm.

Figure 7. *Veryhachium* cf. *V. vandenbergheni* STOCKMANS & WILLIERE, 1962; Sample 161, central body 30 µm, process length 21 µm.

Figure 8. *Exochoderma triangulata* WICANDER & WOOD, 1981 ; échantillon 161, slide 68191, P49, corps central 40 µm, longueur 28 µm.

Figure 8. *Exochoderma triangulata* WICANDER & WOOD, 1981; Sample 161, slide 68191, P49, central body 40 µm, process length 28 µm.

