

# Les sédiments du Dévonien de Saïda (Algérie nord occidentale): Nature et genèse

Mohamed BOUGARA<sup>1,3</sup>, Lahcene BELKEBIR<sup>2</sup> & Frédéric BOULVAIN<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centre Universitaire de Khemis Miliana, 44225 W. Ain Defla, Algérie, e-mail: mbougara@hotmail.com

<sup>2</sup>Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnements, Université d'Oran, BP 1524 Oran El Mnaouer, Oran, Algérie

<sup>3</sup>Université de Liège, Pétrologie sédimentaire, B20, Sart-Tilman, B-4000 Liège

**ABSTRACT.** A detailed analysis of sedimentary facies and sequences of the Boukourdène reference section allows linking these to the prevailing palaeoenvironmental conditions within a segment of the Hercynian belt during the Devonian. Main facies may be classified into three groups:

- turbidite facies (channels and levees);
- debris flows facies (poorly developed lobes);
- bottom current facies.

The channel-levee system forms a globally retrograding prism. The influence of subsidence is suggested by N110°E extensional synsedimentary faults. Between the channel-levee units, mass flows initiated on a continental slope are observed. Sediment accumulation resulted from a N130-155°E unidirectional supply, derived from the reworking of clastic rocks. This suggests some contemporaneous erosion of a cordillera which was part of the Panafrikan basement of the Saharian Atlas.

**KEYWORDS:** Debris flows, turbidites, channel fills, levee, overbank deposits, lobes, Devonian, Algeria.

**RESUME.** L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires de la coupe de référence de Boukourdène a permis de lier ces derniers aux conditions paléoenvironnementales régnant au sein d'un tronçon de la future chaîne hercynienne au cours du Dévonien. Les différents faciès recensés peuvent être classés en trois groupes:

- les faciès liés à des écoulements turbiditiques (chenaux et levées);
- les faciès liés à une dynamique de coulées de débris (lobes peu développés);
- les faciès de remaniement ou de courant de fond.

Les systèmes chenaux-levées forment un ensemble globalement rétrogradant. L'influence de la subsidence est étayée par de la fracturation synsédimentaire d'orientation N110°E, en régime distensif. Entre ces systèmes de chenaux-levées, se mettent en place des glissements en masse modérés initiés sur un talus continental. Les apports sont liés à une dynamique gravitaire unidirectionnelle d'orientation moyenne N130-155°E, suggérant que ces sédiments siliciclastiques sont issus de roches de socle. Ils proviennent de la destruction d'une chaîne de type « cordillère » faisant partie du socle panafricain de l'Atlas saharien.

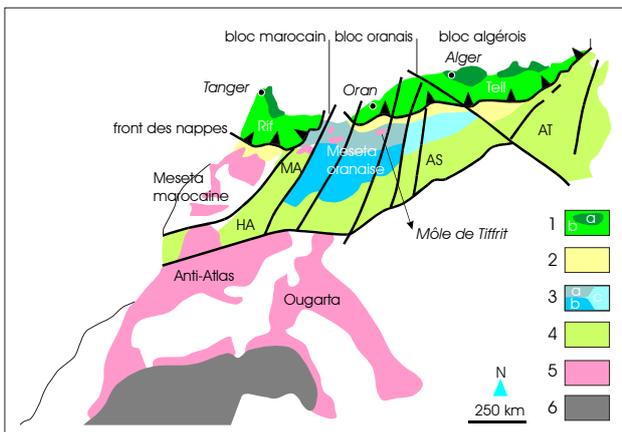
**MOTS-CLES:** Débris flows, turbidites, lobes, chenal-levée, Dévonien, Algérie.

## 1. Introduction

La région étudiée s'inscrit dans l'ensemble des terrains autochtones hercyniens de l'avant-pays de la chaîne d'Algérie. Le socle paléozoïque de Saïda, avec sa couverture tabulaire du Lias, s'étend sur une surface de 300 km<sup>2</sup> et forme le môle de Tiffrit. Il est situé à plus de 160 km au sud-est d'Oran et est bordé

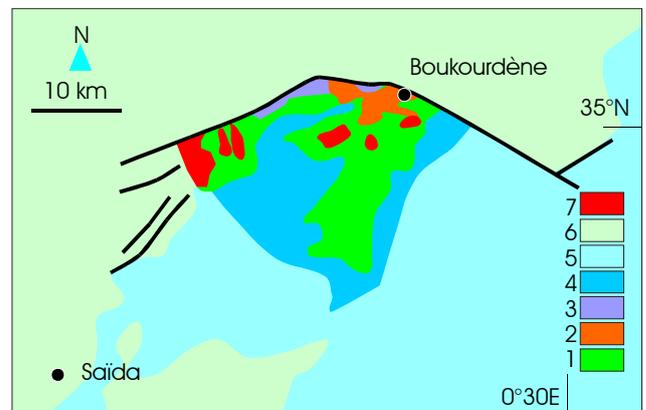
par les formations jurassiques et crétacées des monts de Daïa à l'ouest, de Frenda à l'est et de Saïda au nord (Fig. 1).

Le môle de Tiffritaffleure à la faveur d'une faille bordière et est formé d'une structure antiforme d'orientation est-ouest dont le cœur est occupé par les faciès schisteux et phanérotiques à graptolites du Silurien alors que les faciès du Dévonien montrent successivement une série de schistes et d'arkoses à faciès flysch. Un conglomérat surmonté par des schistes à brachiopodes, suivis par une brèche volcano-sédimentaire achèvent la série sédimentaire du Paléozoïque. Ce conglomérat d'âge Viséen supérieur (Lucas, 1952) est transgressif et discordant sur les faciès du Silurien et du Dévonien (Fig. 2). Le môle est recoupé par une intrusion différenciée mise en place à des niveaux structuraux superficiels atteignant l'épizone, voire



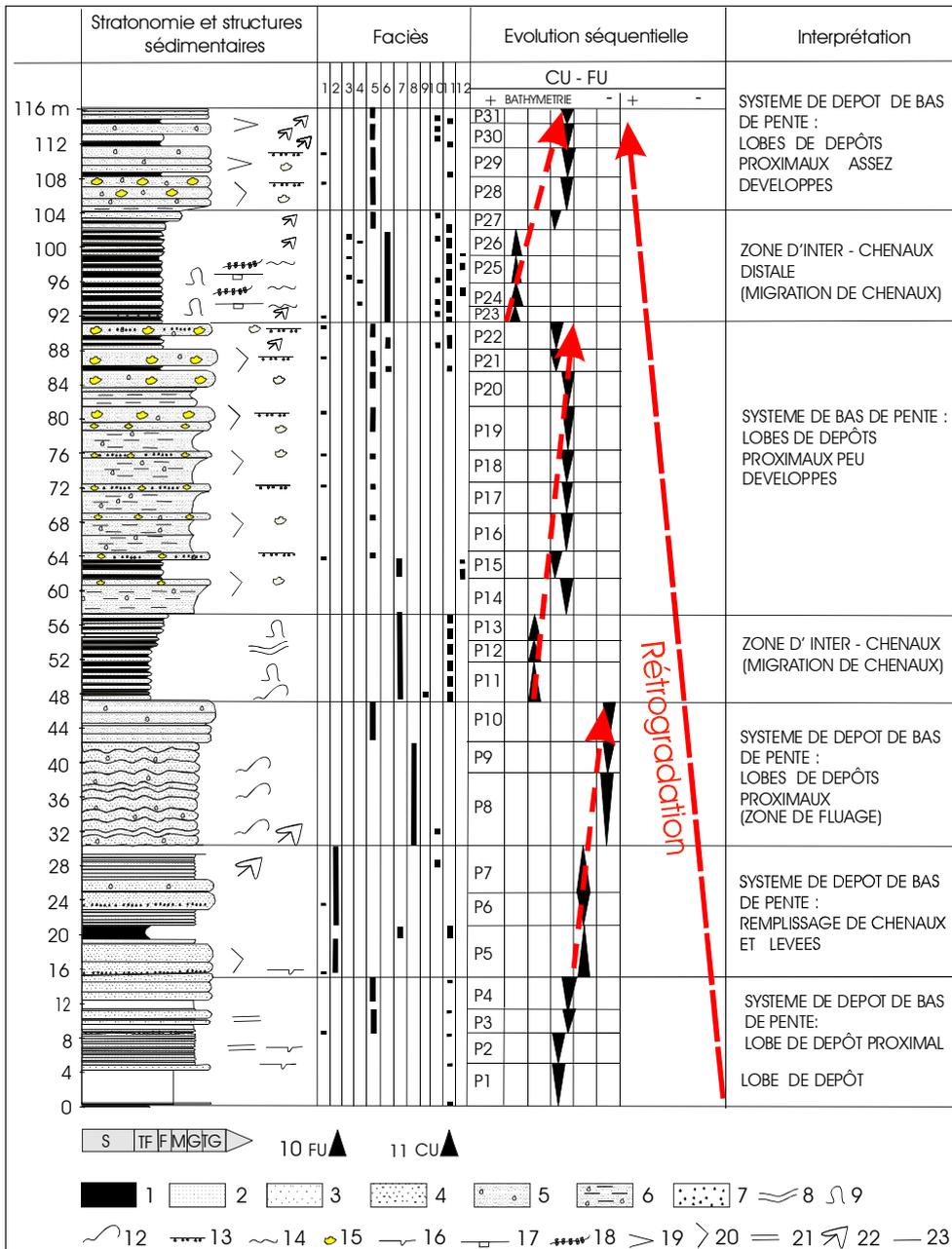
**Figure 1.** Carte structurale schématique de l'Afrique du Nord et localisation du Môle de Tiffrit (modifié d'après Elmi, 1978 ; Hoepffner et al., 2005). 1 : ceinture tello-rifaine ; a : terrains paléozoïques allochtones des zones alpines internes ; b : domaine alpin. 2 : sillons miocènes. 3 : Hauts-Plateaux (A : domaine tlémécien, B : domaine des hautes plaines, C : zone de transition). 4 : ceinture atlasique (HA : Haut Atlas, MA : Moyen Atlas, AS : Atlas saharien, AT : Atlas tunisien). 5 : terrains paléozoïques autochtones. 6 : craton ouest africain (massifs archéens et protérozoïques).

**Figure 1.** Simplified structural map of North Africa with location of the Tiffrit Massif (modified after Elmi, 1978 ; Hoepffner et al., 2005). 1 : Tell-Rif orogenic belt ; a : Palaeozoic allochthonous formations from the internal Alpine zones ; b : Alpine domain. 2 : Miocene. 3 : Highlands (A : Tlemcen zone, B : High plains zone, C : Transition zone). 4 : Atlas (HA : High Atlas, MA : Middle Atlas, AS : Saharian Atlas, AT : Tunisian Atlas). 5 : autochthonous Palaeozoic formations. 6 : West African Craton (Archean and Proterozoic).



**Figure 2.** Le môle de Tiffrit (modifié d'après Cornet et al., 1952). 1 : Silurien, 2 : Dévonien, 3 : Carbonifère, 4 : Jurassique inférieur, 5 : Jurassique moyen, 6 : Jurassique supérieur, 7 : complexes magmatiques tardi-hercyniens.

**Figure 2.** The Tiffrit Massif (modified after Cornet et al., 1952). 1 : Silurian, 2 : Devonian, 3 : Carboniferous, 4 : Lower Jurassic, 5 : Middle Jurassic, 6 : Upper Jurassic, 7 : Late Hercynian magmatic complexes.



**Figure 3.** Analyse sédimentologique de la coupe de Boukourdène. 1. Shale, 2. Siltite, 3. Arkose moyenne, 4. Arkose grossière, 5. Arkose très grossière, 6. Arkose grossière argileuse, 7. Microconglomérat, 8. Structure ondulée ou microstratification entrecroisée, 9. Laminations convolutées, 10. Finning upward, 11. Coarsening upward, 12. Structure de glissement synsédimentaire, 13. Alignement de clastes plans, 14. Rides de courant, 15. Ball and pillow structure, 16. Figures d'affouillement, 17. Terriers horizontaux, 18. Faciès à Nereites, 19. Biseau de la couche sur une grande distance, 20. Biseau de la couche sur une petite distance, 21. Laminations planes, 22. Tiges et fragments de plantes fossiles, 23. Surface plane, non érosive, P1-31. Séquence mineure. S: shale, TF: très fin, F: fin, M: moyen, G: grossier, TG: très grossier.

**Figure 3.** Sedimentological analyze of the Boukourdène section. 1. Shale, 2. Siltite, 3. Medium-grained arkose, 4. Coarse arkose, 5. Very coarse arkose, 6. argillaceous coarse arkose, 7. Microconglomerate, 8. Undulated structure or small-scale cross-bedding, 9. Convoluted bed, 10. Finning upward, 11. Coarsening upward, 12. Slump structure, 13. Planar clasts bed, 14. Current ripples, 15. Ball and pillow structure, 16. Erosion structure, 17. Horizontal burrows, 18. Nereites facies, 19. Lateral thinning of bed over long distance, 20. Lateral thinning of bed over short distance, 21. Planar lamination, 22. Fossil plants, 23. Planar surface, P1-31. Short scale sequence. S : shale, TF : very fine-grained, F : fine-grained, M : medium-grained, G : coarse-grained, TG : very coarse-grained.

l'anchizone, résultat d'un épaissement crustal peu développé (Remaci-Benaouda, 2005).

Les premiers travaux géologiques effectués sur la région remontent au début du siècle dernier où Flammand (1911) élabore une description lithologique sommaire des sédiments des monts de Saïda et évoque des schistes, des grauwackes, des poudingues et des roches éruptives. En 1952, Lucas réalise la première synthèse stratigraphique du Paléozoïque et différencie, dans le môle de Tiffrit, le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère. Guardia (1975) souligne la parfaite similitude du «flysch à microconglomérats» du Dévonien sud oranais des Traras avec les «schistes à microbrèches» de Ghar Rouban et Tiffrit décrits par Lucas (1942, 1952). En 1989, Midoun aborde la relation entre le Trias de l'Oranie et le socle. Enfin, dans une étude pétrographique et géochimique des granitoïdes tardi-hercyniens de Tiffrit, Remaci-Benaouda (2005), retrace l'histoire magmatique et la mise en place de l'association felsique-mafique et attribue un âge Asselien (297±1 Ma) à ces roches.

Dans un souci de continuité avec ces travaux, de nouveaux levés lithostratigraphiques complétés par une analyse des faciès et microfaciès ont été menés sur les dépôts du Dévonien de la région.

Les meilleurs affleurements du Dévonien sont situés dans la vallée de Chabet Belal. Leur épaisseur totale est estimée à plus de 1500 m. Les affleurements sont cependant souvent

morcelés par les tectogenèses hercynienne et alpine. C'est le long d'un ravin menant à l'Oued Tiffrit, dans une localité dénommée Boukourdène que la coupe étudiée a été levée banc par banc (Fig. 3). Ses coordonnées UTM. Sont:  $x_1=0262058$ ,  $y_1=3877468$ ,  $z_1=891m$  &  $x_2=0262037$ ,  $y_2=3877528$ ,  $z_2=916m$ .

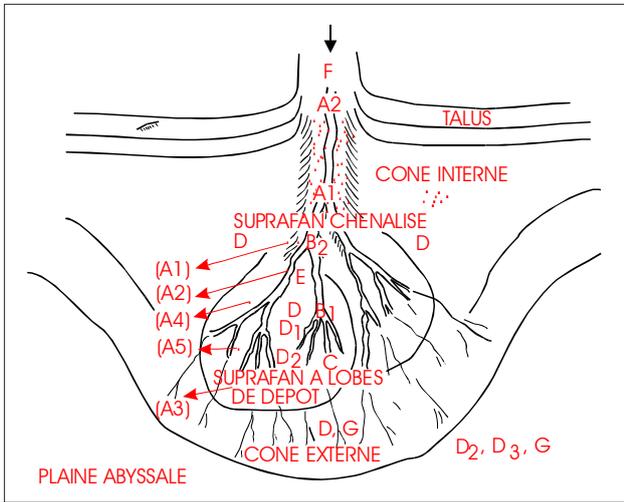
## 2. Stratigraphie

Les faciès flysch observés sont attribués au Dévonien (Lucas, 1950) grâce à la présence d'empreintes de Psilophytales (*Halyserytes sp.*). De nouvelles observations micropaléontologiques et notamment palynologiques ont permis d'affiner la datation (travaux en cours).

## 3. Sédimentologie

### 3.1. Caractéristiques générales et structures sédimentaires

Les dépôts du Dévonien de Tiffrit sont caractérisés par des couches centimétriques ou décimétriques à métriques. En général, leur épaisseur varie latéralement, mais certaines peuvent être aussi d'épaisseur uniforme. Leur lithologie montre des arkoses et des shales, en bancs alternants. Les bancs arkosiques sont jaune verdâtre (5Y 7/6, charte des couleurs Rock-Color Chart Committee, 2009) ou grisâtre (5G 5/2) et montrent souvent des fentes de tension à remplissage quartzique ou des veinules d'oxydes noirâtres.



**Figure 4.** Modèle de cône de turbidites montrant la répartition des faciès de A à G de Mutti & Ricci Lucchi (1975), sans échelle. Description des faciès dans le tableau 1.

**Figure 4.** Turbidite fan model, showing facies (A-G) distribution after Mutti & Ricci Lucchi (1975). No scale. Facies description in Table 1.

L'observation de terrain permet de mettre en évidence les caractères généraux suivants:

- épaisseur de l'ensemble des couches supérieure à 1500 m;
- alternance rythmique de sédiments à granulométrie grossière et fine (Wentworth, 1922);
- alternance, à plus grande échelle (une dizaine de mètres en moyenne), de séquences où dominant soit la fraction fine, soit la fraction grossière;
- classement relativement médiocre des arkoses;
- granoclassement dans certains bancs arkosiques;
- figures de base de banc dans les unités arkosiques telles que « flute casts », « groove marks », « prod marks », « flamme structures » et figures de charge;
- structures directionnelles fournissant une indication sur la direction et sur le sens du transport;
- dépôts particuliers, présentant des strates fluées ou de petites structures convolutées ou en « creep wrinkles »;

FACIES	LITHOLOGIE	BANCS
A	Conglomérat, grès grossier	Épais, irréguliers, amalgamés
B	Grès grossier à moyen	Épais, lenticulaires
C	Grès à grain moyen à fin, proportion de shale faible	Peu épais, continus
D	Grès fin à très fin, siltite, shale	Minces, remarquablement continus, parallèles
E	Grès, siltite	Minces à peu épais, irréguliers, discontinus
F	Slump, mégaslump	Chaotiques
G	Shale, marne	Laminaires, remarquablement continus, parallèles

**Tableau 1.** Faciès de cône de turbidites d'après Mutti & Ricci Lucchi (1975).

**Table 1.** Deep sea fan facies after Mutti & Ricci Lucchi (1975).

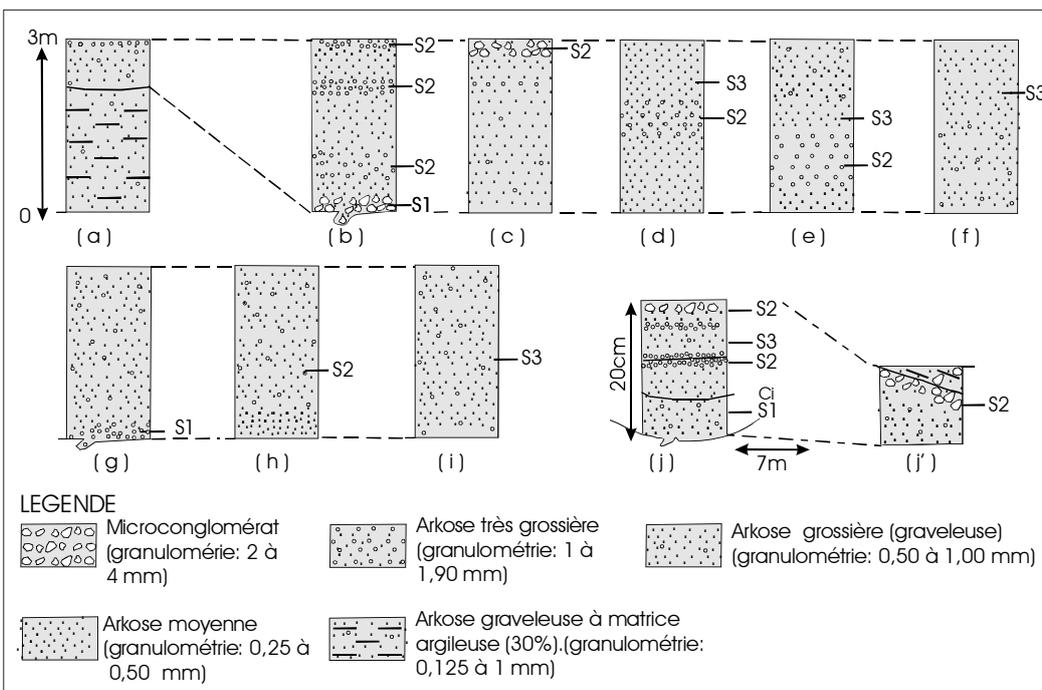
- absence de stratifications entrecroisées de grande ampleur et rareté des rides;
- horizons à Nereites.

L'ensemble de ces caractères ainsi que la lithologie dominante témoignent d'une sédimentation de type flysch, impliquant des sédiments transportés par des écoulements gravitaires.

**3.2. Faciès et environnement de dépôt**

**3.2.1. Les principaux faciès**

Les travaux de sédimentologues tels Mutti & Ricci Lucchi (1975), Walker (1978, 1992), Mutti (1979, 1992), Lowe (1982), Pickering et al. (1986, 1989) et Ghibaudo (1992), visent à caractériser les faciès de type flysch, selon divers critères: extension latérale et épaisseur des couches, organisation interne des couches, taille et pourcentage des grains, rapport sable/argile, structures et textures, indicateurs paléocéologiques, mécanismes de transport et de dépôt.



**Figure 5.** Lithologie des dépôts de lobes, montrant les termes S1, S2 et S3 de la séquence idéale de Lowe (1982) ; a: unité élémentaire, débutant par une arkose graveleuse/argileuse, se poursuivant par un banc massif d'arkose grossière et s'achevant quelquefois par un horizon sommital de « quartz flottants » ou « rafted clasts » ; b à j : granoclassement rythmique dans les couches massives de lobes de dépôt ; b à e: les grains grossiers ont tendance à se concentrer dans des niveaux particuliers, parallèles à la stratification « fabric clast planar » impliquant vitesse croissante vers le haut et caractère laminaire du courant ; f à h: dépôt homogène, partiellement granoclassé ou sans granoclassement ; j-j' : niveau lenticulaire montrant une rythmicité granulométrique verticale et latérale, le terme S2 est séparé quelquefois par une surface de cisaillement (Ci).

**Figure 5.** Lithology of deep sea fan deposits, with facies S1, S2, S3 from the Lowe (1982) sequence ; a: elementary unit, starting with a coarse argillaceous arkose with gravels, passing upward to a massive bed of coarse arkose and ending locally with a rafted clast bed; b-j: rhythmical sorting in the massive beds; b-e: the coarser grains are concentrated in bedding parallel lenses, suggesting a laminar flow; f-h: homogeneous sediment, only locally sorted; j-j': lens bed showing a rhythmic sorting; S2 unit is locally isolated by a shear surface.

Faciès	Caractéristiques	Structure	Mécanisme de transport-dépôt	Références
1. Microconglomérat (cf. Fig. 5 j-j')	Niveau massif à grains grossiers à très grossiers	Structure lenticulaire et à ravinement peu accusé; le granoclasement est rythmique, associé quelquefois à une lamination de cisaillement. Les termes S1 à S3 de Lowe (1982) sont observés.	Terme S1 de Lowe (1982): courant tractif, légèrement instable et très turbulent. Terme S2 de Lowe (1982): le tapis de traction implique un transport dominé par la collision entre les grains. Terme S3 de Lowe (1982): le courant est turbulent.	Termes de la séquence idéale (S1, S2 et S3) de Lowe (1982). Tapis de traction: Dzulynski & Sanders (1962) ou faciès F7 de Mutti (1992). Terme S3 de Lowe (1982) ou classe à granoclasement normal de Middleton (1967).
1.1. Variantes de microconglomérat (cf. Fig. 5. a-i)	Grande concentration de grains (taille micro-conglomératique à millimétrique)	Le granoclasement peut être normal, inverse ou sans granoclasement préférentiel	Courant laminaire de grande densité	Shanmugam (1996a)
2. Ensemble turbiditique chenalisé	Turbidites moyennes à grossières lenticulaires de type Ta, Tab et Ta/c/e	Granoclasement normal partiel près de la base, stratifications planes	Courant turbulent de traction de haute densité	Turbidites Tabc de Bouma (1962); Faciès B2 de Mutti & Ricci Lucchi (1975); faciès gbceSM de Ghibaudo (1992)
3. Sédiments de "crevasses splay"	Arkose microchenalisée	Granoclasement	Courant turbiditique de grand volume de débordement	Mutti (1979)
4. Dépôt d'inter-chenaux	Arkoses grossières	Massif, quelquefois granoclasement partiel et inverse près du sommet	Courant laminaire de grand volume	Faciès s <sub>1</sub> SM de Ghibaudo (1992)
5. Ensemble arkosique à "ball and pillow"	Masses arkosiques grossières à très grossières avec des niveaux basaux amalgamés. La matrice est abondante.	Alignements de clastes planaires, rythmicité granulométrique à évolution variable (cf. ci-dessus, les variantes de micronglomérat)	Courant laminaire de traction de haute densité	Ecoulement rapide de débris flows à forte cohésion du matériau transporté (Shanmugam & Moiola, 1997), faciès B2 de Walker & Mutti, 1973)
6. Turbidites minces à rides de courant	Turbidites à nombreuses rides irrégulières (Tc, Tcd)	Granoclasement normal	Courant turbulent de traction faiblement dilué issu de portions distales ou latérales de courants de haute concentration	Turbidites en couches "minces" de Walker (1992), faciès E de Walker & Mutti (1973); "silt turbidite" de Piper & Stow (1991).
7. Turbidite minces ou "overbank deposit"	Turbidites minces de type Tc, Tcd et Tcde, granulométrie moyenne à fine	Granoclasement normal	Courant turbulent de traction faiblement dilué	Turbidites en couches minces de Walker (1992), faciès D sous-faciès D1 de Mutti & Ricci Lucchi, (1975), faciès D2.3 de Pickering et al. (1986, 1989)
8. Sédiment flué	Bancs décimétriques contournés d'arkoses à grains grossiers	Structure désorganisée	Déformation lente du matériau sous une charge constante	Mulder & Cochonat (1996); Faciès F de Mutti & Ricci Lucchi (1975); Faciès 2.1 de Pickering et al. (1986; 1989).
9. Sédiment à "Creep wrinkles"	Niveaux silteux	Structure microplissée synsédimentaire et désorganisée	Glissement par gravité et déformation	Mutti & Normark (1987, 1991)
10. Sédiments à fragments et tiges de plantes fossiles	Sédiments souvent fins parfois silteux ou sableux	Généralement, il n'y a pas d'orientation préférentielle des tiges	Courant faiblement dilué	Sachse (2005)
11. Turbidite argileuse	Shale	Laminations (observables en lames minces)	Courant turbulent de faible densité, le maintien des grains se fait par suspension	Bouma (1962); faciès G2.1 de Pickering et al. (1986; 1989).
12. Horizons à Nereites	Argile jaune verdâtre ou argile silteuse	Laminations planes	Courant faiblement dilué (sédimentation hémipélagique)	Frey & Seilacher, (1980)

**Tableau 2.** Faciès de la coupe de Boukourdène. **Table 2.** Facies from the Boukourdène section.

Les sédiments s'associent en fonction de leur distribution dans des environnements qui s'étagent du talus continental aux plaines à turbidites. Ces sédiments évoluent selon un schéma, plus ou moins flexible, depuis des faciès proximaux (faciès A) jusqu'à des faciès distaux (faciès G) (Fig. 4, Tableau 1). Un schéma similaire a été utilisé pour la présente étude.

Caractérisé par des faciès chaotiques et la présence de conglomérats (Faciès A de Mutti & Ricci Lucchi, 1975), le cône interne ou cône supérieur n'est cependant pas observable dans les affleurements de la coupe de Boukourdène. Les autres environnements par contre y sont représentés. Dans la zone chenalisée du cône moyen (Suprafan), le flux sédimentaire, arkosique et silteux, mieux classé que dans la zone sus-jacente, se répand à la fois dans les chenaux et dans les zones interchenaux sous forme de turbidites (Faciès B, D et E). Cette zone chenalisée est suivie par une zone plus distale, caractérisée par un adoucissement de la pente et une diminution de la hauteur des levées, permettant aux sédiments de se distribuer largement sous forme de lobes (Faciès C). Dans le cône inférieur, l'éloignement de la source d'apport, rend possible le dépôt par décantation des vases hémipélagiques qui vont s'intercaler avec les turbidites (Faciès G). Les caractéristiques de texture, structures sédimentaires et mécanismes de dépôt de chaque faciès sont schématisés dans le Tableau 2, avec des références relatives à leur description et leur classification dans la littérature (Tableau 3).

La coupe de Boukourdène montre sur une épaisseur de 116 m, une grande diversité de sédiments qui sont organisés en douze faciès.

Microconglomérat (1). Ce faciès s'observe dans divers niveaux arkosiques où il renferme souvent des graviers de phtanites à radiolaires du Silurien. Sa granulométrie moyenne est comprise entre 2 et 4mm. Ces microconglomérats sont disposés en unités alternant notamment avec des niveaux lenticulaires d'arkose grossière à très grossière dont la base comporte une surface peu ravinée à petites figures d'affouillement. Ces unités présentent souvent une certaine rythmicité et une granulométrie

croissante (Fig. 5, j-j'). Le niveau basal correspond au terme S1 de la séquence idéale de Lowe (1982). Ce dépôt évolue verticalement vers un mince niveau à granoclassement inverse, limité à sa base par une surface de cisaillement, correspondant au « tapis de traction » de Dzulynski & Sanders (1962) et de Lowe (1982). Ce terme est dénommé faciès F7 par Mutti (1992). Kneller & Branney (1995) réinterprètent ce terme et lui assignent aussi l'appellation de tapis de traction. Après un diastème, ce type d'unité se poursuit avec un granoclassement normal (terme S3 de Lowe, 1982) suivi aussitôt par des termes S2 (Lowe, 1982).

Ensemble turbiditique chenalisé (2). Ce faciès représente des séquences de turbidites classiques de type Ta/c/e, Tab à granoclassement normal et à granulométrie grossière. Ces séquences sont disposées en couches métriques, séparées par des niveaux argileux généralement minces. La surface basale est caractérisée par des « groove marks » à relief peu affirmé alors que la surface supérieure est nette et plane. Les couches ont une forme lenticulaire très marquée, elles présentent des terminaisons en biseau très brutales (Fig. 6 A & B). Ce dépôt peut être apparenté au faciès B2 de Walker & Mutti (1973), Mutti (1979) et Mutti & Ricci Lucchi (1975). Ghibaudo (1992) attribue à ce faciès le code gbceSM.

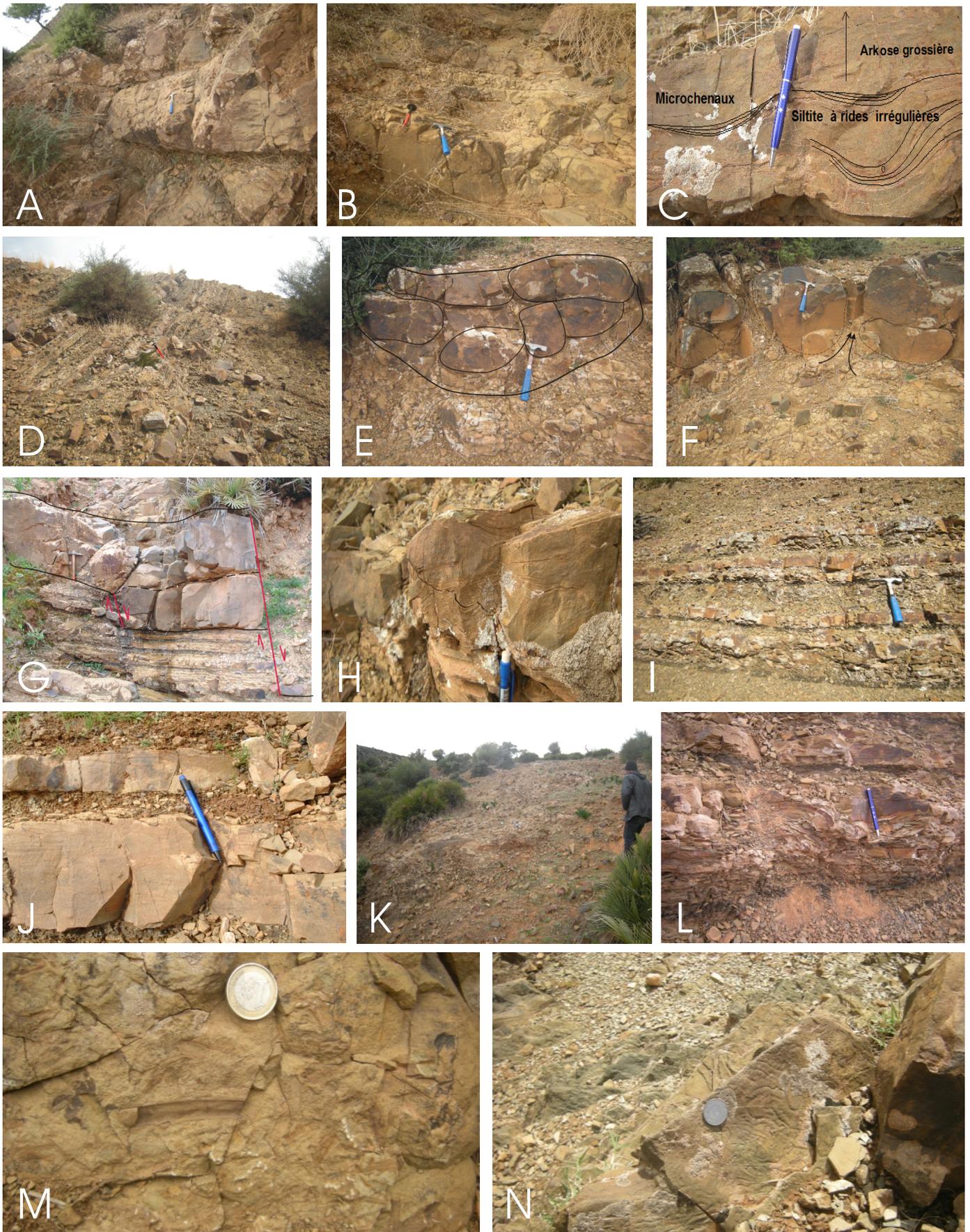
Sédiments de « crevasses splay » (3). Le débordement de sédiment s'accompagne parfois de phénomènes de chenalisation (Mutti, 1979). Les levées naturelles sont creusées de chenaux mineurs appelés « crevasse channels » (Fig. 6 C).

Dépôt d'inter-chenaux (4). Ce faciès composé d'alternances de lits arkosiques assez minces et de shale se retrouve dans le faciès « overbank deposits » (Fig. 6 D) dont les structures de dépôt sont typiques du faciès D (Mutti, 1979) et du faciès s1SM de Ghibaudo (1992).

Ensemble arkosique à « ball and pillow » (5). Ce faciès débute par des niveaux décimétriques arkosiques amalgamés jaune verdâtre à matrice argilo-silteuse et à stratifications planes (Faciès SyM de Ghibaudo, 1992). Ces niveaux s'appauvrissent progressivement vers le haut de leur fraction argileuse. Ils forment une masse métrique lenticulaire dont la limite avec

Classification				
Cette étude	Mutti & Ricci Lucci (1972)	Mutti & Ricci Lucci (1975)	Pickering et al. (1986, 1989)	Ghibaudo (1992)
	A	A <sub>1</sub>	A <sub>1-1</sub> A <sub>2-1</sub> A <sub>2-2</sub> A <sub>2-3</sub> A <sub>2-4</sub>	G
	A	A <sub>1</sub>	A <sub>2-2</sub> A <sub>2-3</sub> A <sub>2-4</sub>	GS
	A	A	A <sub>1-4</sub> A <sub>2-5</sub> A <sub>2-6</sub> A <sub>2-7</sub> A <sub>2-8</sub>	GyS
(1) (5)	A, B	A <sub>1</sub> B <sub>1</sub> C <sub>1</sub>	B <sub>1-1</sub> B <sub>2-1</sub> B <sub>2-2</sub> C <sub>2-1</sub>	S
(2) (3) (4)	C, D, E	B <sub>2</sub> C <sub>2</sub> D <sub>1</sub> E	B <sub>1-2</sub> C <sub>2-2</sub> C <sub>2-3</sub>	SM
(4)	C, D	C <sub>2</sub> D <sub>2</sub>	C <sub>2-2</sub> C <sub>2-3</sub> C <sub>2-4</sub>	MS
(6) (7)			D <sub>2-1</sub> D <sub>2-2</sub> D <sub>2-3</sub> D <sub>1-1</sub> D <sub>1-2</sub>	TM
			D <sub>2-1</sub> D <sub>2-2</sub> D <sub>2-3</sub> D <sub>1-1</sub> D <sub>1-2</sub>	MT
		D <sub>3</sub>	E <sub>2-1</sub>	M
			C <sub>1-1</sub>	MyS
(8) (9)	F	A <sub>2</sub>	A <sub>1-2</sub>	MyG
	F	A <sub>2</sub>	A <sub>1-3</sub>	GyM
(10) (11) (12)	G	G	G <sub>2-1</sub>	

**Tableau 3.** Classification des faciès de sédiments de courants gravitaires.  
*Table 3. Classification of gravity flow sediments.*



**Figure 6.** A. Faciès turbiditique chenalisé. B. Turbidites proximales de type Tab. C. Sédiments de «crevasse splays». D. Dépôt d'inter-chenaux (le burin fait 25 cm). E. Faciès arkosique à «ball and pillow». F. Faciès amalgamé, plus clair. G. Fracturation syndédimentaire entre les faciès de levées et de lobes de dépôts. H. Turbidites minces à rides de courant et à convolutés. I. Turbidites minces ou «overbank deposits». J. Turbidites de type Tce, terme c à microstratifications obliques peu prononcées (le terme e est caché par des éboulis). K. Dépôt flué associé à des bancs désorganisés. L. Turbidite à «creep wrinkles». M. Siltite à traces et tiges de plantes fossiles. N. Faciès à Nereites.

**Figure 6.** A. Chanel turbidite facies. B. Tab proximal turbidites. C. crevasse splay sediments. D. inter-chanel sediments. E. Ball and pillow arkosic facies. F. amalgamated facies topped by a ball and pillow bed. G. Syndimentary fracturing. H. Thin turbidites with current ripples and convoluted beds. I. Thin turbiditic overbank deposits. J. Tce turbidites. K. Slump deposits. L. turbidite with creep wrinkles. M. Siltite with plant remains. N. Nereites facies.

le sédiment sous-jacent est diffuse (Faciès  $g_1S$  de Ghibaudo, 1992). Les niveaux amalgamés ne comportent pas d'horizons argileux. La masse arkosique sus-jacente est caractérisée par une morphologie en boules et coussins «ball, pillow and pillow bed» sphériques ou ellipsoïdaux et souvent alignés le long de plans de stratification. Ces structures sont plus foncées et plus dures que les arkoses environnantes. Elles sont parfois injectées par les arkoses plus claires sous-jacentes dont l'allure rappelle des structures de pincement de type «pinch out» (Fig. 6 E & F). Les grains sont grossiers à très grossiers (jusqu'à 3mm) et présentent des alignements plans.

L'extension latérale de ce faciès dépasse largement l'affleurement, elle est de quelques dizaines de mètres. Ce dépôt est aussi caractérisé par des horizons à rythmicité granulométrique bien marquée. Quelques clastes, argileux ou quartzeux millimétriques, s'observent au sommet des bancs. Ce faciès se rapproche du faciès B1 de Walker & Mutti (1973), Mutti (1979), Mutti & Ricci Lucchi (1975). La discontinuité inférieure de cette unité est jalonnée par une série de failles synsédimentaires normales métriques, avec un pendage vertical à subvertical (Fig. 6 G).

Turbidites minces à rides de courants (6). Il s'agit de turbidites d'épaisseur centimétrique à décimétrique, de type Tce, Tde ou Te et comportant souvent des rides irrégulières ou à nombreuses structures convolutées (Fig. 6 H) : c'est le type des «turbidites en couches minces» de Walker (1992). Ce faciès est aussi caractérisé par des passées minces d'arkoses à terriers horizontaux. Leurs structures de dépôt sont typiques du faciès D, sous-faciès D1 de Mutti & Ricci Lucchi (1975) ou du faciès  $sc_0TM$  de Ghibaudo (1992); c'est aussi le faciès D2.2 de Pickering et al. (1986, 1989).

Turbidites minces ou «overbank deposits» (7). Elles correspondent à des turbidites centimétriques, de type Tcde, Tcd ou Te (Bouma, 1962), caractérisées par une très grande régularité et un net parallélisme des surfaces de stratification. Ces turbidites présentent des structures à petite échelle. Le terme (c) est matérialisé par une siltite vert clair, parfois grisâtre, à microstratification irrégulière variant d'un simple litage subhorizontal ou ondulé à une structure légèrement entrecroisée (Fig. 6 I & J). Cette structure engendre un débit en plaquettes centimétriques ondulées. Il s'agit du faciès D, sous-faciès D1 de Walker & Mutti (1973), Mutti (1979), Mutti & Ricci Lucchi (1975); du faciès  $sc_0TM$  de Ghibaudo (1992) ou du faciès D2.3 de Pickering et al. (1986, 1989).

Dépôt flué (8). Epais de 10 m, il est limité par des surfaces planes. C'est une arkose à granulométrie grossière, jaune verdâtre et à stratifications décimétriques perturbées, difficilement reconnaissables. Elle est interrompue, localement, par des niveaux argileux centimétriques discontinus et perturbés (Fig. 6 K). Ce dépôt peut être attribué au faciès F de Mutti & Ricci Lucchi (1975) ou au sous-faciès F2.1 de Pickering et al. (1986, 1989).

Sédiment à «creep wrinkles» ou microslumps (9). Il n'excède pas une trentaine de centimètres et est formé d'une turbidite silteuse remobilisée, présentant une structure microplissée à ligne de crête subcouchée. Notons que la masse fluée est confinée à un niveau bien déterminé, les inter-lits hémipélagiques supérieur et inférieur étant indemnes (Fig. 6 L). Il s'agit du faciès F de Mutti & Ricci Lucchi (1975), Mutti &

Normark (1987) ou du sous-faciès F2.1 de Pickering et al. (1986, 1989), Mutti & Normark (1991).

Sédiment fin à fragments et tiges de plantes fossiles (10). Ce faciès est représenté le plus souvent par une argilite claire ou blanchâtre, parfois par une siltite, rarement une arkose. Il renferme des fragments et des tiges de plante fossile indéterminés, quelquefois orientés parallèlement. Ce faciès est observable à tous les niveaux d'une manière sporadique et abonde dans le faciès à turbidites minces et à rides de courant (Fig. 6 M).

Turbidite argileuse (11). C'est une argilite ou un shale gris sombre à nombreuses acritarches, sans structure particulière. Les surfaces inférieures et supérieures sont bien tranchées. C'est le «bruit de fond» de Lombard (1972), le terme Te de Bouma (1962), le faciès  $e_1M$  de Ghibaudo (1992) ou le faciès G2.1 de Pickering et al. (1986, 1989).

Horizons à Nereites (12). Ils sont localisés dans le faciès de turbidites minces et à rides de courant et montrent des traces et empreintes symétriques méandriques en relief positif: ce sont des traces de terriers bien distinctes (Fig. 6 N).

### 3.2.2. Interprétation des faciès

Microconglomérat (1). Le transport est tractif, il est engendré par un écoulement puissant, turbulent ou laminaire, effectué sur une longue distance par des courants de turbidité de haute densité (Lowe, 1982).

Ensemble turbiditique chenalisé (2). Ces sédiments sont transportés dans des chenaux sous-marins. La turbulence de l'écoulement maintient une phase active de transport au sein d'une suspension dégradée. Ces dépôts sont recouverts par des unités plus fines, de débordement, soit directement dans le cas d'un brusque abandon d'un chenal, soit progressivement par l'intermédiaire d'unités d'épaisseur variable et de lithologie de moins en moins arkosique (Mutti, 1979 ; Mutti & Normark, 1991 ; Galloway, 1998).

Sédiments à «crevasses splays» (3). Les chenaux mineurs remplis de sédiments moyens et grossiers forment de véritables éventails de crevasses. Ces structures se forment souvent dans les zones d'inter-chenal (Mutti, 1979 ; Mutti & Normark, 1991).

Dépôts d'inter-chenaux (4). Ce faciès traduit des phases d'activité importante des chenaux. Ces derniers sont parcourus par des courants de grand volume, chargés de sédiments qui, lors de débordements, entraînent le sable en suspension dans les zones interdistributaires. Ces alternances sont désignées par le terme «interchannel deposits».

Ensemble arkosique à «ball and pillow» (5). Ces dépôts sont mis en place par des écoulements très concentrés de type debris flows. Ils sont caractérisés par une forte cohésion du matériau transporté (Shanmugam, 1997). Ces écoulements sont générés lorsque la concentration en particules est supérieure à 9% du volume total (limite de Bagnold). Le transport des particules est assuré, en plus de la gravité, par la présence d'une matrice argilo-silteuse qui engendre des forces de friction et de flottabilité dirigées vers le haut. Les particules peuvent se déplacer avec des vitesses pouvant atteindre plusieurs dizaines de  $ms^{-1}$  (Mulder et al., 1997 ; Migeon et al., 2001). Le granoclassement est souvent inversé car le gradient de vitesse croît vers le haut et le tri est dynamique au cours du transport: les particules les plus fines tombent entre les particules grossières et les poussent vers le

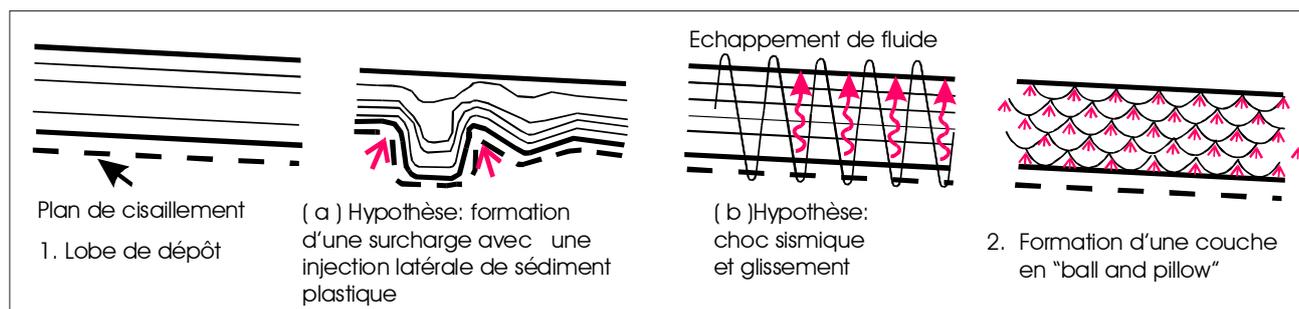


Figure 7. Deux hypothèses de formation des structures en «ball and pillow».   
 Figure 7. Two hypotheses for the genesis of ball and pillow structures.

haut (Middleton, 1967). De nombreux graviers sont dispersés au sein du dépôt. Leur alignement traduit le caractère laminaire de l'écoulement.

Turbidites minces à rides de courants (6). Ces sédiments se retrouvent sur les marges internes des chenaux «channel-margin facies». Dans ce sous-environnement, les dépôts se caractérisent par rapport à ceux de «l'inter-chenal», par une proportion d'arkose/shale plus élevée et par une allure plus ondulée des bancs arkosiques ou silteux (Mutti, 1979 ; Mutti & Nørmark, 1991).

Turbidites minces ou «overbank deposits» (7). C'est la partie supérieure du courant de turbidité, plus diluée, chargée en argile et silt qui déborde du chenal. Elle décélère pour former ces dépôts finement lités et se dépose dans la zone d'inter-chenaux. Le débordement continu de silt et d'argile conduit à un dépôt accru de chaque côté du chenal sous forme de cordons, ces derniers étant connus sous le terme de levées naturelles.

Dépôt flué (8). Il atteste un glissement synsédimentaire de couches en voie de lithification, probablement initié par un choc sismique (Fig. 6 K). On peut également évoquer un phénomène de fluage correspondant à une déformation lente du matériau sous une charge constante sans apparition systématique de fractures (Mulder & Cochonat, 1996).

Sédiment à «creep wrinkles» ou microslumps (9). Ces structures contournées témoignent d'une sédimentation, peu consolidée, déformée par gravité suite à la présence d'une pente sédimentaire. Cette déformation peut être déclenchée par un séisme.

Sédiment fin à fragments et tiges de plantes fossiles (10). C'est la partie flottante au sein du nuage turbide d'un écoulement de «mass flow», érosif le long du front de l'écoulement (Sachse, 2005). Ce faciès est à relier à des courants de remaniement.

Turbidite argileuse (11). Le terme (e) de Bouma se met en place par des courants turbiditiques de faible densité (Middleton & Hampton, 1973 ; Krenmayr, 1996). Les sédiments qui en découlent sont hémipélagiques (Shanmugam, 1997).

Horizons à Nereites (12). Ces traces de foussement horizontales sont caractéristiques d'un faciès profond (Frey & Seilacher, 1980). Thomas & Kevin (2008) soulignent l'abondance des Nereites dans les environnements de chenaux et de levées des cônes de turbidites.

### 3.3. Pétrographie et sens des courants – apports

Les roches identifiées comme «arkoses» au sens large sur le terrain, montrent au microscope une lithologie variée: grès, arkoses, arénites lithiques, grauwackes voire quartzites. Les grains sont essentiellement à contours anguleux et mal roulés, exception faite des granules schisteux, plus ou moins arrondis étant donnée leur faible dureté. Ces grains sont surtout constitués de quartz mono ou polycristallins et de feldspaths (plagioclase et orthose) un peu moins abondants. On y observe aussi des fragments de schiste plus ou moins éritisés, des clastes de grès, de phtanite, d'andésite, de basalte ainsi que des minéraux détritiques tels que la biotite en voie de chloritisation, la phlogopite, la muscovite, l'épidote, le zircon et le sphène. La taille des grains oscille entre 20 µm et 4 mm. Le sédiment est mal trié (coefficient de Ward et Folk=1.49 à 1.70). La matrice est argileuse, chargée en séricite ou en chlorite et son pourcentage peut atteindre 20%. La forme des grains et la proportion assez importante de la matrice ainsi que la présence de minéraux instables tels que la biotite font de ces dépôts des sédiments immatures.

Les mesures effectuées dans les localités de Chabet Belal-Zebboudj (67 mesures) sur plusieurs figures sédimentaires telles que des «flute casts» et des «groove marks», ou même sur des tiges de plantes fossiles, indiquent une disposition unipolaire, d'orientation N130-155°E. Le sens général des courants est vers le nord-ouest; cela suggère que ces dépôts sont issus de roches de socle provenant de la destruction d'une chaîne de type cordillère faisant partie du socle panafricain de l'Atlas saharien, localisé plus au sud.

### 4. Association de faciès et modèle de dépôt

Les douze faciès reconnus et interprétés sont issus d'écoulements en masse (fluage), d'écoulements laminaires (coulées de débris),

d'écoulements turbulents (turbidites) et de courants de fond (microconglomérats à éléments remaniés ou argiles à débris de plantes). Ils s'agencent en cinq types d'associations élémentaires, évoluant en séquences à stratonomie et granulométrie décroissantes ou en séquences strato et granocroissantes dont l'évolution générale est rétrogradante (Fig. 3). Les discontinuités qui les délimitent sont de simples surfaces planes ou à ravinement peu accusé, suivies d'un placage microconglomératique. Ces types d'associations traduisent le mode d'organisation sédimentaire et l'environnement de dépôt correspondant.

#### 4.1. Association de faciès de glissement

Cette association est composée de lits flués, de microslumps et de sédiments en boules ou en «pillow bed», (Faciès 8 et 9) résultant d'un glissement modéré sur une pente sédimentaire.

#### 4.2. Association de séquences rétrogradantes de chenaux

Elles sont représentées par des couches métriques, lenticulaires et stratodécroissantes, formant des séquences Ta, Tab ou Tabc (Faciès 2) typiques de turbidites de forte densité (Bouma, 1962). Ces séquences sont limitées par une surface basale nette et plus ou moins plane et une surface supérieure également nette. Quelquefois, la séquence démarre par un placage centimétrique de microconglomérat (Faciès 1). Il s'agit d'une association de chenal sous-marin. Ces séquences évoluent verticalement vers des dépôts fins argileux et silteux, formant des séquences Tc, Tcd ou Tcde, caractéristiques de faciès de débordement ou de levée. Parfois, ces séquences sont recouvertes d'argile à fragments de plantes fossiles indiquant un maximum d'inondation (Faciès 10).

#### 4.3. Association de séquences progradantes de lobes de dépôts

Elles sont surtout composées de bancs d'arkose décimétriques amalgamés, à grains grossiers et à matrice plus ou moins argilo-silteuse. Elles évoluent vers le haut en une masse arkosique grossière à très grossière, en «ball, pillow and pillow bed», caractéristique de la partie proximale d'un lobe de dépôt (Faciès 5). Le faciès amalgamé traduit un dépôt rapide suite à un échappement brusque de fluide. La déformation du sédiment peut faire suite à la surcharge ou à un glissement modéré du sédiment en voie de lithification (Fig. 7) (Roep & Everts, 1992; Bouma et al., 2000). L'alignement de clastes très grossiers, au sein du dépôt, indique le caractère laminaire du transport (Faciès 1).

#### 4.4. Association de faciès fins turbiditiques d'inter-chenaux

Ils correspondent à des sédiments fins, siltite et shale, typiques des séquences de turbidite Tc, Tcd et Te de Bouma (1962), (Faciès 6 et 7). Ces sédiments indiquent un faciès de débordement ou de bordure latérale de chenaux. L'ensemble caractérise des faciès inter-chenaux ou encore une migration de chenaux.

#### 4.5. Association de faciès de type «overbank deposit» distaux, à passées épisodiques de sédiments grossiers

On y rencontre successivement le faciès à fragments de plantes fossiles (Faciès 10), le shale à acritarches (Faciès 11) et le sédiment à Nereites (Faciès 12). Cette association témoigne d'un dépôt relativement stable d'inter-chenaux. En période d'activité importante du chenal principal, une fraction arkosique transgresse les limites du chenal et se dépose sur les sédiments de levées (Faciès 4). Ces levées peuvent être creusées de microchenaux (Faciès 3).

### 5. Discussion et interprétation

Les dépôts de type flysch observés correspondent à un milieu de sédimentation marin et profond, de base de talus continental. L'étude de ces sédiments et de leur organisation en associations de faciès, rend compte de l'agencement des environnements sédimentaires au cours du temps.

D'un point de vue sédimentaire, l'association de faciès turbiditiques a été restreinte uniquement aux sédiments fins d'inter-chenaux (turbidites Tc, Td et Te) ou aux faciès chenalisés (turbidites Ta, Tab ou Tabc) où la concentration des sédiments est considérée comme faible selon Bouma (1962), Middleton (1967), Middleton & Hampton (1973) et Shanmugam (1996a, 2001).

L'association de faciès progradants montre la séquence typique de Lowe (1982) et possède également les propriétés rhéologiques et dynamiques d'un débris flow (concentration des grains, teneur en argile, tapis de traction, clastes alignés ou flottants, taille des clastes): c'est le résultat d'un mécanisme de transport hybride entre un grain flow et un débris flow au sens de Hampton (1975), Lowe (1982) et Shanmugam (1996, 1997, 2001). Le mécanisme de soutien des clastes est fourni par l'effet combiné de la pression de dispersion, de la flottabilité accrue et de «la décantation freinée» en raison d'une concentration élevée des grains. Le dépôt est donc le résultat d'un phénomène de gélification ou «freezing» (Lowe, 1982; Pickering et al., 1986; Postma et al., 1988). Un autre type de mécanisme d'écoulement dit de fond ou de «bottom current» au sens de Sachse (2005), est responsable du dépôt des lits remaniés de siltite ou argilite à débris de plantes fossiles et d'un microconglomérat à clastes de phanites dont les caractères érosifs sont nets.

D'un point de vue séquentiel, la coupe de Boukourdène regroupe 31 séquences mineures, d'approfondissement (P5 à P7, P11 à P13 et P23 à P26) ou de comblement (P1 à 4, P8 à P10, P14 à P22 et de P27 à P31). Leur géométrie et leur organisation séquentielle met en évidence un complexe de chenaux-levées (Wynn & Stow, 2002) et lobes de dépôt (Shanmugam & Muiola, 1997). Les lobes sont peu ou assez développés suite à une subsidence synsédimentaire attestée par des fractures de distension N110°E. Cette orientation et ces phénomènes de subsidence ont été déjà répertoriés au Dévonien inférieur dans la Meseta nord occidentale (El Hassani, 1987, 1991). Finalement, l'évolution générale, composée de trois phases régressives de plus en plus distales, traduit la rétrogradation d'un système de dépôt de bas de talus continental.

## 6. Conclusion

L'analyse sédimentologique des dépôts de la coupe type de Boukourdène montre un système terrigène siliciclastique (débris flows, turbidites et microconglomérats ou sédiments à tiges de plantes fossiles), régi par la gravité et la resédimentation. Le dépôt est contrôlé par une morphologie de talus continental dont la zone nourricière semble localisée au niveau de la marge panafricaine de l'Atlas saharien, située plus au sud. L'intensité des arrivées de sédiments évolue en contexte transgressif selon deux domaines environnementaux:

- des milieux de lobes de dépôts;
- des chenaux et levées rétrogradants, témoins d'une augmentation progressive de la bathymétrie au cours du temps.

La rétrogradation est associée à une migration graduelle des chenaux actifs qui se manifeste par un taux d'argile sans cesse croissant. Il est probable que la fracturation synsédimentaire N110°E, ayant fonctionné en régime de distension, est responsable d'une subsidence modérée atténuant ainsi le développement de lobes.

## 7. Remerciements

M. Bougara adresse ses vifs remerciements à N. Kazi Tani (en retraite) de l'Université de Pau, pour son soutien actif. Il tient aussi à exprimer sa gratitude à E. Poty, P. Steemans et à P. Gerrienne (Université de Liège). A. Herbosch est vivement remercié pour sa relecture. Ce travail a été mené au sein du laboratoire de Pétrologie sédimentaire, Département de Géologie de l'Université de Liège.

## 8. Références

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

Bouma, A.H., Stelling, C.E. & Stone, C.G., 2000. Fine-grained turbidite systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir 72/SEPM Special publication, 68, 342 pp.

Cornet, A., Dalloni, M., Deleau, P., Flandrin, J., Gautier, M., Gourinard, Y. & Lafitte, R., 1952. Carte géologique de l'Algérie, 1/500 000, feuille n°4, Service de la carte géologique de l'Algérie, 2ème édition, Paris.

Dzulynski, S. & Sanders, J.E., 1962. Current marks on firm mud bottoms. Connecticut Academy of Arts and Science, Transactions, 42, 57-96.

El Hassani, A., 1987. Les structures calédonno-hercyniennes dans la zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale). Bulletin de l'Institut des Sciences de Rabat, 11, 47-58.

El Hassani, A., 1991. La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne «calédonienne» des Sehoul et plate-forme nord mésétienne. Doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 208pp.

Elmi, S., 1978. Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effrètement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). Annales de la Société Géologique du Nord, XCVII, 315-323.

Flammand, G.B.M., 1911. Recherches géologiques et géographiques sur les hauts pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). Thèse ès Sciences, Université de Lyon, 1003 pp.

Frey, R.W. & Seilacher, A., 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. Lethaia 13, 183-207.

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. 4, 569-595.

Ghibaud, G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. Sedimentology, 39, 423-454.

Guardia, P., 1975. Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. Thèse d'état, Université de Nice, 286 pp.

Hampton, M.A., 1975. Competence of fine-grained debris flows. Journal of Sedimentary Petrology, 45, 834-844.

Hoepffner, C., Soulaimani, A. & Pique, A., 2005. The Moroccan Hercynides. Journal of African Earth Sciences, 43, 144-165.

Kneller, B.C. & Branney, M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. Sedimentology, 42, 607-616.

Krenmayr, H.G., 1996. Hemipelagic and turbiditic mudstone facies associations in the Upper Cretaceous Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Austria). Sedimentary Geology, 101, 149-172.

Lombard A., 1972. Séries sédimentaires-génèse-évolution. Masson, Paris, 425 pp.

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

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<sup>o</sup> série, 16, 540pp.

Lucas, G., 1950. Présence de Psilophytales dans les schistes et microbrèches de la région de Saïda. Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France, 94.

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<sup>o</sup> série, 21, 139 pp.

Middleton, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents, deposition of sediment. Canadian Journal of Earth Sciences, 4, 475-505.

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, 1-38.

Midoun, M., 1989. Etude du Trias d'Oranie (Algérie) et des relations avec le socle polymétamorphique. Implications géodynamiques régionales. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 242 pp.

Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugeres, J.C. & Weber, O., 2001. Detailed seismic and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var sedimentary ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanism of sediment wave construction. Marine and Petroleum Geology, 18, 179-208.

Mulder, T. & Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research, 66, 43-57.

Mulder, T., Savoye B. & Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). Sedimentology, 44, 305-326.

Mutti, E., 1979. Turbidites et cônes sous-marins profonds. In Homewood, P. (ed.), Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine). Institut de Géologie, Université de Fribourg, 353-419.

Mutti, E., 1992. Turbidite Sandstones. American Geological Institute of Petroleum, Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp.

- Mutti, E. & Normark, W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In Leggett, J.K. & Zuffa, G.G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology*. Graham & Trotman, London, 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, 75-106.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F., 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 161-199.
- Mutti, E., & Ricci Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies association. Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of Northern Apennines. *International Sedimentological Congress, Nice, Excursion Guidebook, A-11*, 21-36.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. & Hein, F.J., 1989. *Deep-Marine Environments*. Unwin Hyman, London, 416 pp.
- 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 Review*, 23, 75-174.
- Piper, D.J.W. & Stow, D.A.V., 1991. Fine-grained turbidites. In Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 360-376.
- Postma, G., Nemeç, W. & Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, 47-61.
- Remaci-Benaouda, N., 2005. *Pétrologie et géochimie des granitoïdes tardi-hercyniens oranais (Algérie Nord occidentale). Implications pétrogénétiques et géodynamiques*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran, 331 pp.
- Rock-Color Chart Committee, 2009. *Geological Rock Color Chart*. Munsell color.
- Roep, T.B. & Everts, A.J., 1992. Pillow-beds: a new type of seismites? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. *Sedimentology*, 39, 711-724.
- Sachse, M., 2005. A remarkable fossiliferous mass flow deposit in the Eocene Eckfeld Maar (Germany), sedimentological, taphonomical and palaeoecological considerations. *Facies*, 51, 173-184.
- Shanmugam, G., 1996a. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of sedimentary research*, 66, 2-10.
- Shanmugam, G., 1996b. Perception vs. reality in deep-water exploration. *World Oil*, 217, 37-41.
- Shanmugam, G., 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42, 201-229.
- Shanmugam, G., 2001. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in submarine canyons: implications for sand distribution. *American Association of Petroleum Geologists, annual convention abstracts, Denver, Colorado*, a184.
- Shanmugam, G. & Moiola, R.J., 1997. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group). Ouachita Mountains. Arkansas and Oklahoma: Reply. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 8 I, 476-491.
- Thomas, G.H. & Kevin, T.P., 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments. *Sedimentology*, 55, 809-844.
- Walker, R.G., 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 932-966.
- 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, 239-263.
- Walker, R.G. & Mutti, E., 1973. Turbidite facies and facies association. In Middleton G.W. & Bouma A.H. (eds) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Short Course, 119-157.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Wynn, R.B. & Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192, 7-22.