

Évolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et paléogéographique du flysch de Ben-Zireg (Viséen inférieur, Algérie)

Madani BENYUCEF

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie,
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers,
Université de Mascara, Mascara (Algérie)
benyoucefmda@gmail.com

Fatima Zohra MALTI

Faculté des Sciences et de la Technologie, Université de Béchar, Béchar (Algérie)

Mohammed ADACI

Laboratoire de Recherche n°25 «PRHPM-LECT»,
Université de Aboubakr Belkaid, Tlemcen (Algérie)

Ahmed Hamza FELLAH

Faculté des Sciences et de la Technologie, Université de Béchar, Béchar (Algérie)

Abdelkader ABBACHE

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie,
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Mascara, Mascara (Algérie)

Amine CHERIF

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Ouargla, Ouargla (Algérie)

Rachid SIDHOUM

Mustapha BENSALAH

Laboratoire de Recherche n° 25 «PRHPM-LECT»,
Université de Aboubakr Belkaid, Tlemcen (Algérie)

Publié le 27 mars 2015

Benyoucef M., Malti F. Z., Adaci M., Fellah A. H., Abbache A., Cherif A., Sidhoum R. & Bensalah M. 2015. — Évolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et paléogéographique du flysch de Ben-Zireg (Viséen inférieur, Algérie). *Geodiversitas* 37 (1): 5-29. <http://dx.doi.org/10.5252/g2015n1a1>

RÉSUMÉ

La structure anticlinale de Ben-Zireg se situe sur la marge nord-occidentale de la plate-forme saharienne. Sur le flanc nord de cette structure affleure une formation silicoclastique attribuée au Viséen inférieur, dénommée «flysch de Ben-Zireg». Sur une épaisseur d'environ 400 m, cette formation peut être divisée en quatre grands ensembles : 1) le «pré-flysch» formé d'une alternance de pélites et de bancs de grès à «HCS», dans laquelle s'intercalent des niveaux calcaires bioclastiques. Ce premier ensemble témoigne d'une sédimentation d'«offshore» à «shoreface» sous dynamique de tempêtes; 2) le «wildflysch» se caractérise par des phénomènes de resédimentation gravitaires. Il correspond à une épaisse couche de pélites vertes, slumpées, comprenant des olistolithes, avec également des intercalations gréseuses, conglomératiques ou à écoulements de débris. Ces dépôts témoignent d'une sédimentation en pied de pente («slope apron») et de remplissage

MOTS CLÉS

Ben-Zireg,
Algérie,
Viséen inférieur,
flysch,
lithostratigraphie,
sédimentologie,
tectonique,
paléogéographie.

des chenaux (« channel-fill deposits ») ; 3) le « flyschöide » est composé d'une alternance régulière de pélites vertes et de bancs gréseux turbiditiques latéralement très étendus. Un niveau à olistolithes hectométriques (récif eifélien et grès cambro-ordoviciens) s'intercale au milieu de cet ensemble qui a été interprété comme la bordure d'un cône sous-marin profond (« fan fringe » ou « lobe fringe ») ; et 4) le « post-flyschöide » est à alternances de pélites et de grès, intercalées de quelques niveaux calcaires à entroques et oolithes, témoignant d'un milieu de plate-forme peu profonde. L'évolution géodynamique du bassin de Ben-Zireg, pendant le Viséen inférieur, s'inscrit dans un contexte régional extensif. Elle se caractérise par l'enchaînement des stades de structuration suivants : 1) installation d'une plate-forme mixte soumise aux influences des tempêtes (pré-extension) ; 2) individualisation d'une fosse tectonique associée à des dépôts chaotiques et installation d'un système turbiditique riche en sable (syn-extension) ; et 3) au toit de ce dernier stade, la série se poursuit par une sédimentation de plate-forme mixte, puis de plate-forme carbonatée (post-extension).

EXTENDED ABSTRACT

Lithostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographic evolution of the Ben-Zireg flysch (Lower Visean, Algeria).

The anticlinal structure of Ben-Zireg is located in the marginal zone of Sahara, near the Algerian-Moroccan border. It represents a key region situated between the Mesetian domain in the North and the Anti-Atlas-Ougarta field in the South. In this area, the sedimentological and geodynamic aspects of the Carboniferous series have been little studied in the previous studies. The present work is mainly field-based and focuses on stratigraphic and facies analysis in order to characterize the depositional environments and palaeogeography of the “flysch de Ben-Zireg” formation assigned to the lower Visean. Based on lithologic and sedimentologic characteristics, we can subdivide the “flysch de Ben-Zireg” formation into four informal units. From the base to the top they are: 1) the “pre-flyschöide” unit is well developed at the Oued “des trois palmiers” section. It is composed of whitish pelites commonly contains small bivalves and fishes, followed by an alternation of green pelites with sandstones and bioclastic limestones containing transported mollusc shells. The sandstone beds show massive bedding, parallel lamination and small-hummocky cross-stratification; 2) the “wildflysch” unit shows differences in characters and thickness from one locality to another. It is dominated by slumped green pelites including metric to plurimetric olistoliths, debris-flows, and turbidite sandstone and conglomerate intercalations. The age of the exotic elements ranges from Ordovician to Lower Carboniferous (Tournaisian); 3) the “flyschöide” unit can be traced from east to west of the northern side of the anticlinal structure of Ben-Zireg. It consists mainly of regular alternation between green pelites and light brown turbidite sandstone beds, showing high sand/pelite ratio. Individual sandstone beds are tabular, laterally continuous and often a sharp planar or smooth irregular erosive base. Syndimentary deformations (slumps), thin pebbly levels, flute-, groove and load-casts occur locally. The main characteristic of the sandstone beds is the occurrence of the Bouma (1962) divisions, with normal graded bedding, parallel lamination, convolute bedding, water-escape structures and current ripples. Trace fossils are rare. Hectometric olistoliths of eifelian reef and cambrian-ordovician sandstones are also intercalated in the middle part of the “flyschöide” unit; and 4) the “post-flyschöide” unit represent the uppermost part of the studied succession. It is composed of an alternation of green pelites with sandstone, conglomerate, bioclastic limestone and calcareous sandstone beds.

Facies analysis is the main tool for interpreting the environmental setting of the lower Visean deposits outcropping in the Ben-Zireg area. Based on field observations such as lithology, texture, grain size, sedimentary structures, fossil content and boundary features of beds, nine facies types have been recognized, described and interpreted in terms of depositional environment. The vertical and lateral distribution of the facies types F_{1-9} revealed four distinct facies associations, AF_A to AF_D , that reflect different environmental settings: The AF_A is restricted to the lowermost (“pre-flyschöide”) and uppermost (“post-flyschöide”) parts of the lower Visean succession.” It is interpreted as a marine offshore to shoreface, storm-wave influenced deposits; The AF_B represents the lower portion of the “wildflysch” unit. It consists of a thick slumped pelites including several debris flows levels and olistoliths from previous formations, conglomeratic channels and turbidite sandstone beds. This disorganized facies association is the result of tectonic instability and mass-transport processes (slumps and debris flows) at the non channelized base of slope apron with sheet turbidite; The AF_C represents the middle part of the “wild-flysch” unit. It includes channelized conglomerate beds and turbidite sandstones in alternation with green pelites containing olistoliths of different sizes. These sedimentary facies form thinning-upward and fining-upward cycles of some meter-thick, interpreted as mid-fan channel-fill and channel-fringe deposits. The AF_D coincides with the deposition of the “flyschöide” unit. It is characterized by monotonous alternations of sharp-based turbidite sandstones and interbedded pelites. These alternations are organized in metric thinning-upward sequences of a great lateral continuity and high sand/pelite ratio. They can be referred to lobe-fan fringe environments. The marker chaotic level (eifelian and cambrian-ordovician olistoliths) is interpreted as the product of destabilization of the inner foredeep slope sediments, probably in relation to the tectonic thrust, or the decreasing sea-level.

KEY WORDS
Ben-Zireg,
Algeria,
Lower Viséan,
flysch,
lithostratigraphy,
sedimentology,
tectonics,
palaeogeography.

The lithostratigraphic correlations with adjacent areas and the recognized facies associations allow us to follow the palaeogeographic evolution of Ben-Zireg area during the lower Viséan, which took place in three principal stages: 1) installation of a carbonate-siliciclastic platform influenced by storms actions ("pre-flysch" unit), following a forced regression period attested by the paleosol level and the lack of Strunian and Tournaisian rocks recognized in large outcrops in the adjacent areas; 2) individualization of tectonic trough delimited by normal faults (graben structure), filled by a chaotic sedimentation (wildflysch unit). This phase is controlled by an active tectonic attested on the field by the lateral changes in thickness of the sedimentary bodies, plastic deformations (slumps) and synsedimentary faults, olistoliths of large size and debris flows deposits; and 3) installation of a sand-rich and low-efficiency turbidite system, depending on active subsidence. The high sand/pelite ratio indicates the proximity of origin of detrital material. The "flyschoid" deposits are capped by mixed platform rocks ("post-flyschoid" unit) and by reefal and subreefal limestones, related to the tectonic quiescence and the eustatic sea level rise.

INTRODUCTION

La structure anticlinale de Ben-Zireg est un massif paléozoïque de l'ouest algérien qui occupe un domaine mobile en situation d'avant-fosse (Kazi-Tani *et al.* 1991), dans une zone tectonique qui sépare le domaine de l'Anti-Atlas-Ougarta du domaine mésétien (Michard *et al.* 2010). Cette structure, à proximité de la zone de faille sud-mésétienne (South Meseta Fault Zone «SMFZ», Hoepffner *et al.* 2005; Michard *et al.* 2008, 2010), marque ainsi la transition entre la marge septentrionale du craton Ouest-Africain et le domaine méséto-atlasique situé au Nord. Elle montre une couverture paléozoïque peu déformée par la tectonique hercynienne (Michard *et al.* 1982; Houari & Hoepffner 2003).

Les travaux de synthèse réalisés dans le domaine hercynien de l'Algérie se sont que peu intéressés à la série détritique viséenne qui affleure dans la structure anticlinale de Ben-Zireg, à son organisation spatio-temporelle, ainsi qu'aux modalités de sédimentation en relation avec le cadre géodynamique. Dans la présente note, à partir d'une nouvelle analyse lithostratigraphique et sédimentologique du «flysch de Ben-Zireg», on complète la reconstitution des environnements de dépôt et on les relie à l'évolution géodynamique de la bordure nord-ouest du craton africain durant le Carbonifère inférieur.

CADRE GÉNÉRAL DE LA RÉGION D'ÉTUDE

La chaîne paléozoïque de la marge nord-occidentale du domaine saharien est formée essentiellement de massifs carbonifères au contact des derniers reliefs atlasiques d'origine alpine (Djebel Grouz). L'anticlinal de Ben-Zireg est l'un des ces massifs qui marquent l'avant-pays de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord. Il est localisé à environ 60 km à l'Est de la ville de Béchar (Ouest algérien). Il est limité au Nord par le Djebel Antar et la route nationale RN6; à l'Est par le Djebel Madjouz et l'Oued Ben-Zireg; au Sud et au Sud-Est par la vallée de la Zousfana. Cette structure

hercynienne sub-cratonique (Houari & Hoepffner 2003), reprise par l'orogénèse alpine, affleure à la faveur d'une boutonnière dans la couverture secondaire, sous forme de 'V' à pointe magnifiquement dégagée et tournée vers l'Ouest (Fig. 1).

Les premiers travaux géologiques effectués sur la région de Ben-Zireg remontent au début du siècle dernier, où Gautier (1905, 1908) élabore une description lithologique sommaire de la série paléozoïque qui affleure dans la région de Béchar. Dans une description géologique des confins algéro-marocains du Sud, Menchikoff (1934, 1936) mentionne une série à cachet flysch dans la région de Ben-Zireg. La seule étude à caractère lithostratigraphique du Carbonifère de Ben-Zireg, a été élaborée par Pareyn (1961: 227-262 [Vol. I], figs 135-163; carte hors-texte «Anticlinal de Ben-Zireg») qui décrit la succession carbonifère suivante (Pareyn 1961: Vol. I, fig. 138): 1) le «flysch de Ben-Zireg», une série détritique à olistolithes; 2) les récifs inférieurs, une alternance de petits récifs à *Lithostrotion* et de brèches récifales pris dans des schistes verts; 3) les schistes verts de Ben-Zireg, représentés par des schistes verts aciculaires, avec intercalations de lits gréseux; 4) les récifs supérieurs, puissants récifs et calcaires à crinoïdes et polypiers; et 5) les schistes à goniatites.

Alberti (1972) et Lemosquet *et al.* (1976, 1980) ont pu reconnaître des fossiles Dévonien inférieur et tournaisiens dans les blocs emballés à la base de la série, ce qui leur a permis de rapporter la mise en place du «flysch de Ben-Zireg» au fonctionnement actif du bourrelet sud-atlasique correspondant à la partie méridionale du Djebel Grouz. Quelques années plus tard, Conrad *et al.* (1986) ont attribué la base du flysch de Ben-Zireg au Viséen inférieur grâce à la découverte de conodontes appartenant à la zone à *Gnathodus homopunctatus*.

Récemment, Malti (2001) et Malti *et al.* (2008) ont appliqué une démarche de stratigraphie séquentielle aux terrains carbonifères (Tournaisien à Viséen supérieur) de la région de Béchar et la vallée de la Saoura. Ces auteurs rapportent le «flysch de Ben-Zireg» à un prisme de bas niveau marin.

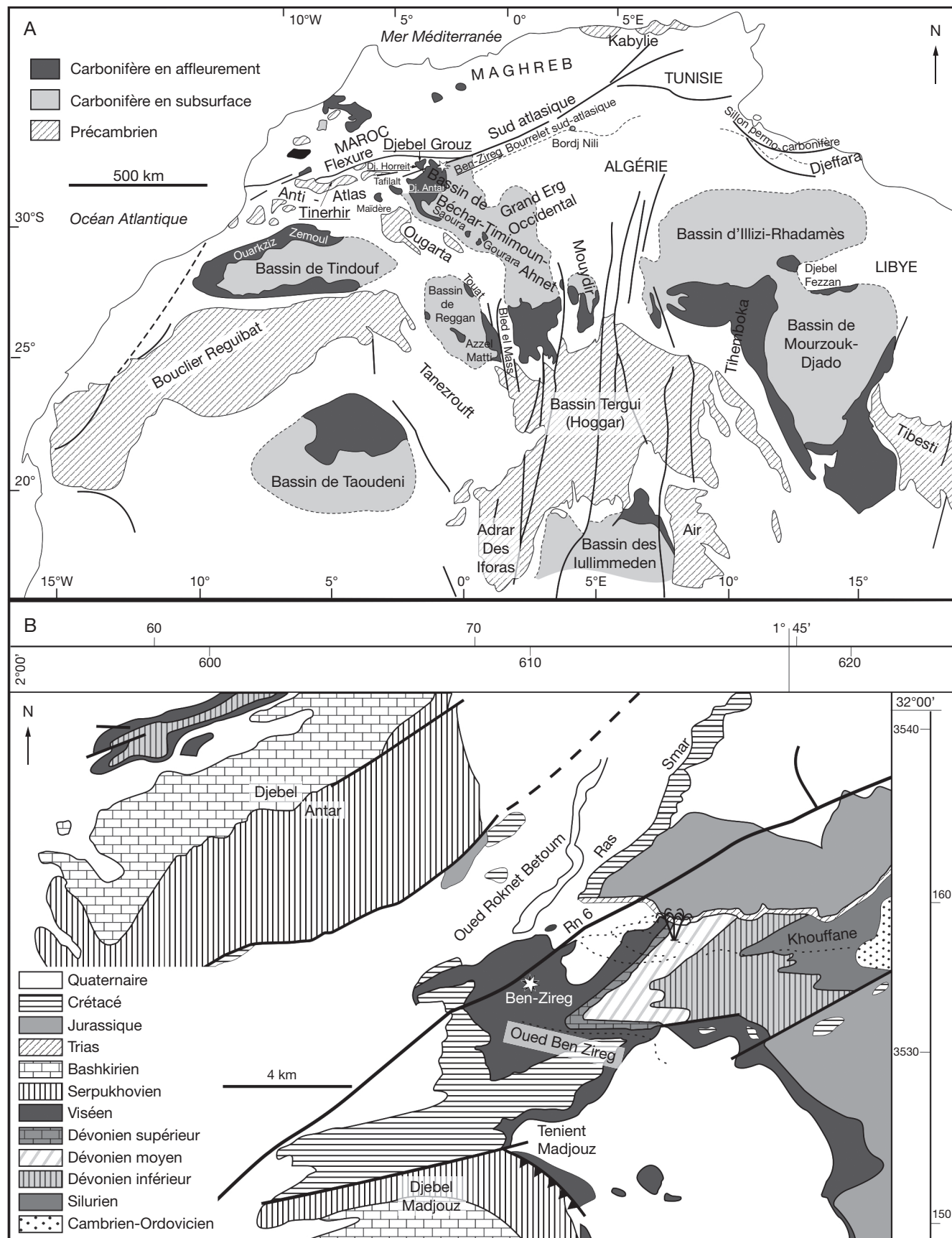


Fig. 1. — Cadre général de la région d'étude : **A**, position de la région de Ben-Zireg par rapport aux bassins carbonifères de la marge septentrionale du bouclier du Hoggar (Conrad *et al.* 1986) ; **B**, contexte géographique et géologique de la région de Ben-Zireg (carte géologique NH-30-XXIII-Ben-Zireg, à l'échelle 1/200 000ème).

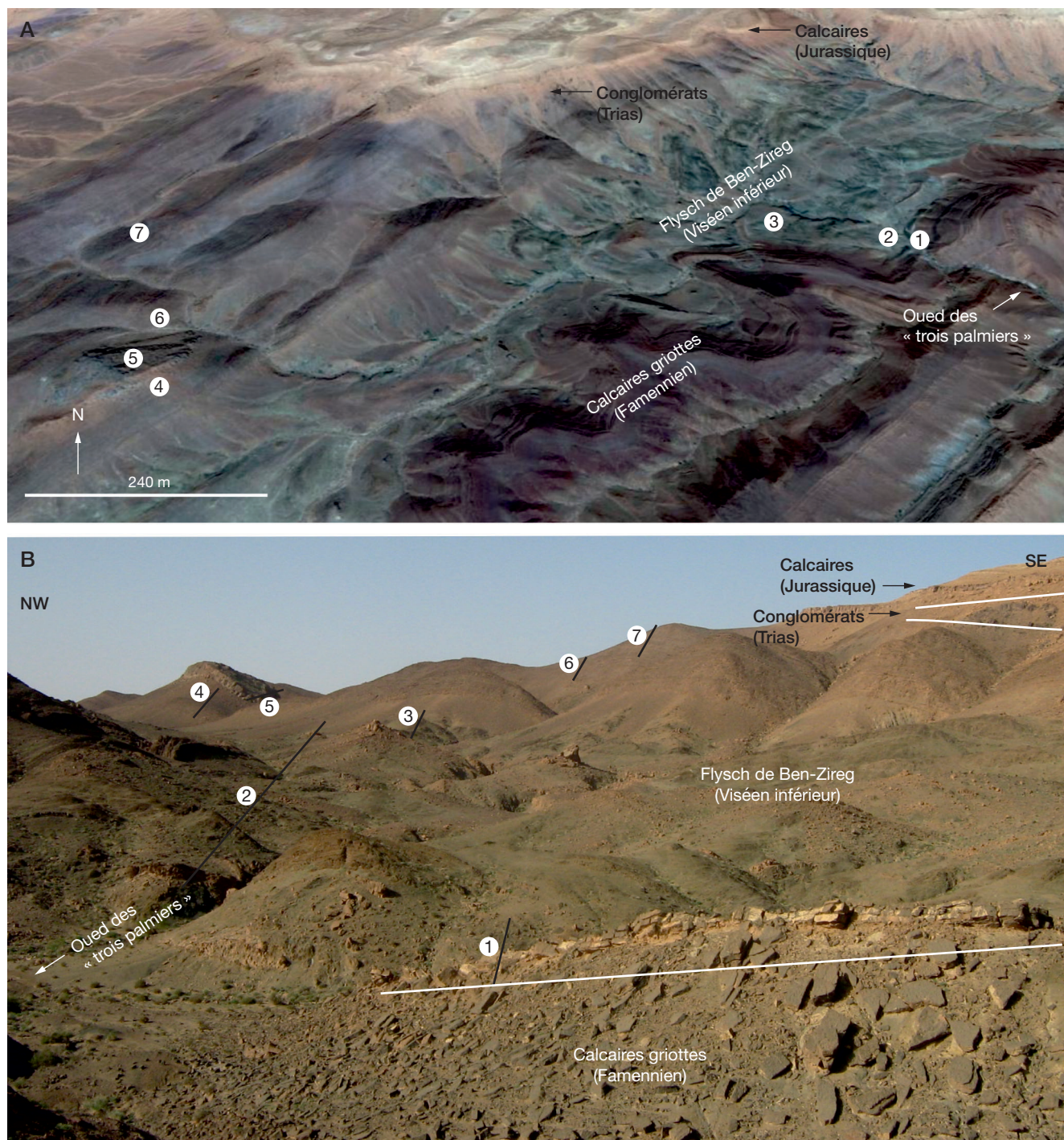


FIG. 2. — Image satellitaire (A) et panorama photographique (B) présentant la coupe de l'Oued des « trois palmiers » et les ensembles lithostratigraphiques décrits : 1, « pré-flysch » ; 2, 3, « wildflysch » ; 4-6, « flysch » ; 7, « post-flysch ». Les coordonnées géographiques de la coupe sont : X1 = 31°56'6.97"N ; Y1 = 1°46'48.95"W ; Z1 = 953 m et X2 = 31°55'58.89"N ; Y2 = 1°47'35.83"W ; Z2 = 1030 m.

DESCRIPTION DE LA SÉRIE

Le « flysch de Ben-Zireg » correspond à une série détritico-sédimentaire comprise entre deux niveaux repères formant deux murailles interrompues de cluses. Ces murailles forment une remarquable topographie dans le paysage. Au mur, les calcaires griottes famenniens affectés d'une tectonique souple se ferment vers

l'Ouest dans la terminaison périnclinale ; au toit, les récifs inférieurs passent latéralement à des brèches et calcaires lités.

Les meilleurs affleurements sont situés dans la partie Nord-Est de l'anticlinal où l'épaisseur totale est estimée à environ 400 m. C'est à proximité de la cluse de l'Oued des « trois palmiers » que la coupe type a été levée banc par banc. Cette coupe est proche de celle décrite par Pareyn (1961: section A, carte h-t. et fig. 163).

Le « flysch de Ben-Zireg » a été subdivisé par Pareyn puis Malti *et al.* (2008) en trois unités successives : Flysch I, II et III. Suivant l'allure et l'agencement des apports détritiques, le présent travail propose une autre succession de quatre ensembles, de bas en haut : Pré-flychoïde, Wildflysch corrélié avec Flysch I, Flyschoïde, et Post-flyschoïde (Figs 2 ; 3).

PRÉ-FLYSCHOÏDE (8 M)

Lorsque le contact avec le Famennien est visible, le Viséen inférieur débute souvent par des couches de pélites vertes slumpées, à intercalations minces de silts. Toutefois, à proximité de la cluse ouverte par l'Oued des « trois palmiers », au toit des calcaires griottes existent des croûtes ferrugineuses surmontées par un niveau d'argiles blanchâtres feuilletées d'environ un mètre d'épaisseur. Ces pélites renferment une riche faune de poissons, de gastéropodes et de bivalves de petite taille. Pareyn (1961: 236) et Fabre (2005: 308) citent dans cette vire pélitique des *Lithodomus carbonarius* (Hind, 1900) et des écailles de poisson du groupe des Rhipidistiens.

Au-dessus du niveau pélitique blanchâtre, dit couches de base (Pareyn 1955, 1961), débute une alternance de pélites vertes à débit aciculaire contenant des miches carbonatées à limites nettes, des calcaires gréseux et des bancs gréseux roux en surface et gris à la cassure. Les bancs de grès montrent une épaisseur décimétrique (20 à 30 cm), des laminations parallèles, des litages obliques en mamelons (HCS). Certains plans de stratification sont constellés de débris de bivalves et de gastéropodes, parfois granoclassés. Leur surface sommitale est le plus souvent sculptée par des rides de courant.

Comme l'a signalé Pareyn (1961), cet ensemble est presque partout masqué sous les éboulis. Il est toutefois discordant sur les calcaires griottes famenniens.

WILDFLYSCH (150 M)

Cet ensemble correspond au niveau « Flysch I » de Pareyn (1955, 1961). Il s'étend du sommet du dernier niveau gréseux roux à HCS jusqu'à la base du « flyschoïde » correspondant au troisième ensemble. Les dépôts forment dans

le paysage un ensemble argilo-gréseux chaotique hérissé de nombreux blocs métriques à plurimétriques. L'âge des blocs exotiques s'échelonne du Cambro-Ordovicien au Carbonifère inférieur (Tournaisien). Cet ensemble chaotique slumpé comprend des niveaux à écoulements de débris et des chenaux décimétriques de conglomérats polygéniques (calcaire micritique noir, calcaire griotte, grès fin) ou rarement monogéniques (calcaire griotte).

La partie basale du « wildflysch » est caractérisée par l'abondance des dalles de calcaire griotte emballées parallèlement les unes aux autres dans les pélites vertes (Fig. 4A, B) qui montrent des passées gréso-silteuses à séquences de Bouma (T_{a-b} , T_{a-b-c} et T_{b-c-d}). Dans les pélites sont également présents des blocs calcaires micritiques, du Dévonien moyen, et des blocs de schistes à passées de grès riches en traces fossiles. Ces paquets schisto-gréseux montrent une grande ressemblance avec ce qui a été décrit par Fellah (2009) dans le talus gréseux d'âge dévonien inférieur.

Dans la partie médiane du « wildflysch » affleurent des éléments de hauteur plurimétrique (1-5 m) formés de calcaires micritiques noirs (Fig. 4C) et de brèches récifales riches en tiges de crinoïdes (Fig. 4D). Ces brèches encriniques s'alignent sur un même horizon et émergent dans la matrice pélitique verte à la manière d'édifices récifaux (Fig. 4E, F). Pareyn (1961: 239) récolte dans ces blocs exotiques des coraux dévoniens du genre *Favosites* Lamarck, 1816.

Vers le sommet, apparaissent des alignements de blocs métriques de calcaires bréchiques du Dévonien inférieur, des paquets de schistes noirs à graptolites du Silurien et des blocs de grès quartzitiques à *Skolithos* Haldeman, 1840. Ce dernier faciès rappelle beaucoup les terrains cambro-ordoviciens de l'Ougarta et des secteurs méridionaux du Grouz. Dans cette partie sommitale, les dalles à calcaires « griottes » sont plus rares.

Vers l'Ouest de l'anticlinal de Ben-Zireg, l'épaisseur de l'équivalent latéral du « wildflysch » est réduite. Cet ensemble devient beaucoup plus pélitique, se trouve dépourvu de grands olistolithes et son caractère chaotique et conglomératique diminue progressivement.

	Conglomerat		Récif éifélien	Ta-b	Termes de Bouma		Granoclassement positif
	Grès			H.G	Surface ferrugineuse		Séquence strato-grano-décroissante
	Pélite bariolée				Laminations entrecroisées		
	Pélite blanchâtre		Goniatite		HCS		
	Pélite verte		Orthocère		Laminations parallèles		
	Calcaire griotte		Bivalve		Laminations convolutées		
	Calcaire gréseux		Coraux		Structures d'échappement de fluides		
	Calcaire à entroques		Gastéropode		Structures d'érosion		
	Calcaire oolithique		Tige de crinoïdes		Slump		
			Bioturbation		Rides de courant		

FIG. 3. — Légende des symboles utilisés.

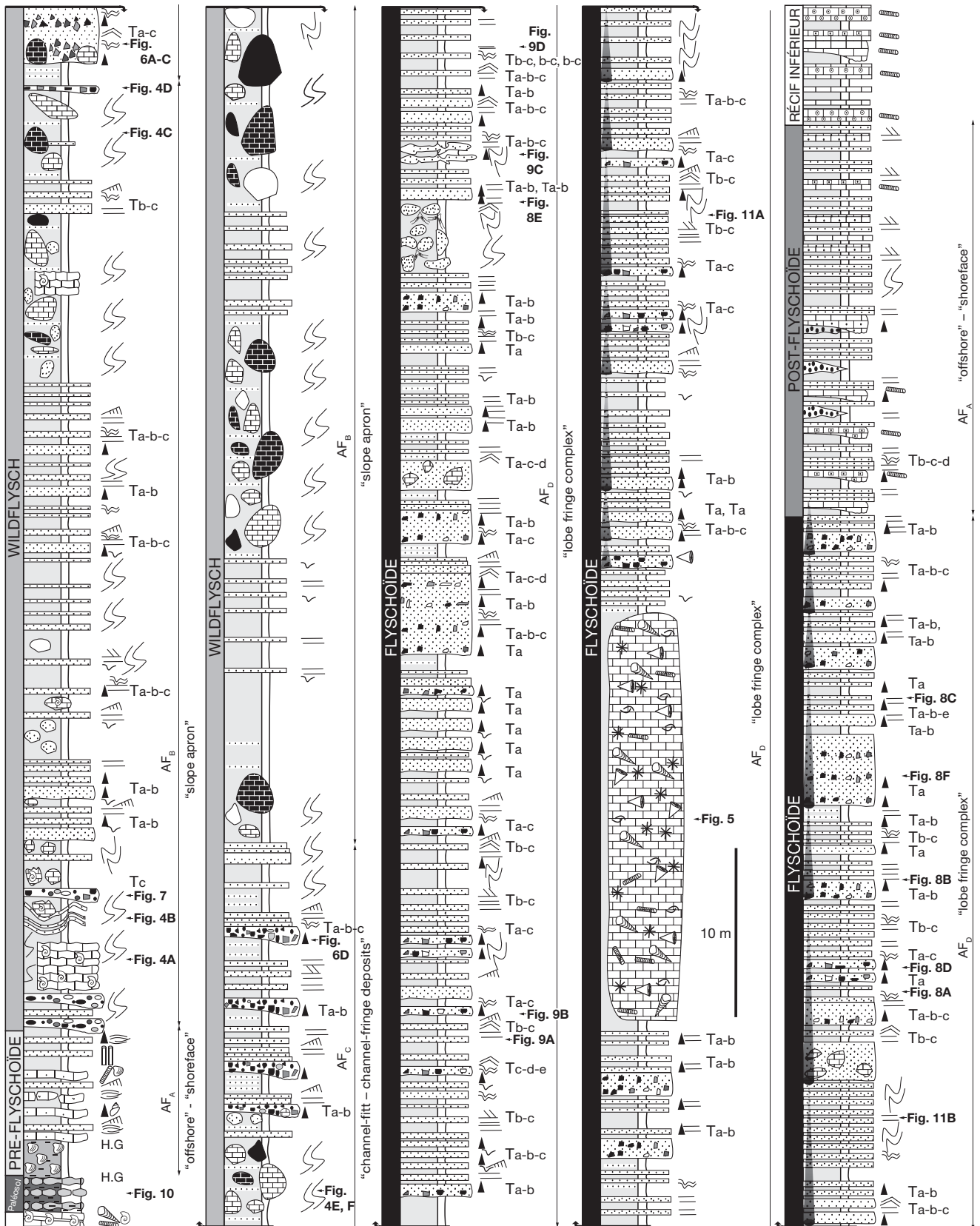


FIG. 3. — Évolution lithostratigraphique et sédimentologique du « flysch de Ben-Zireg » dans la coupe de l'Oued des « trois palmiers ».

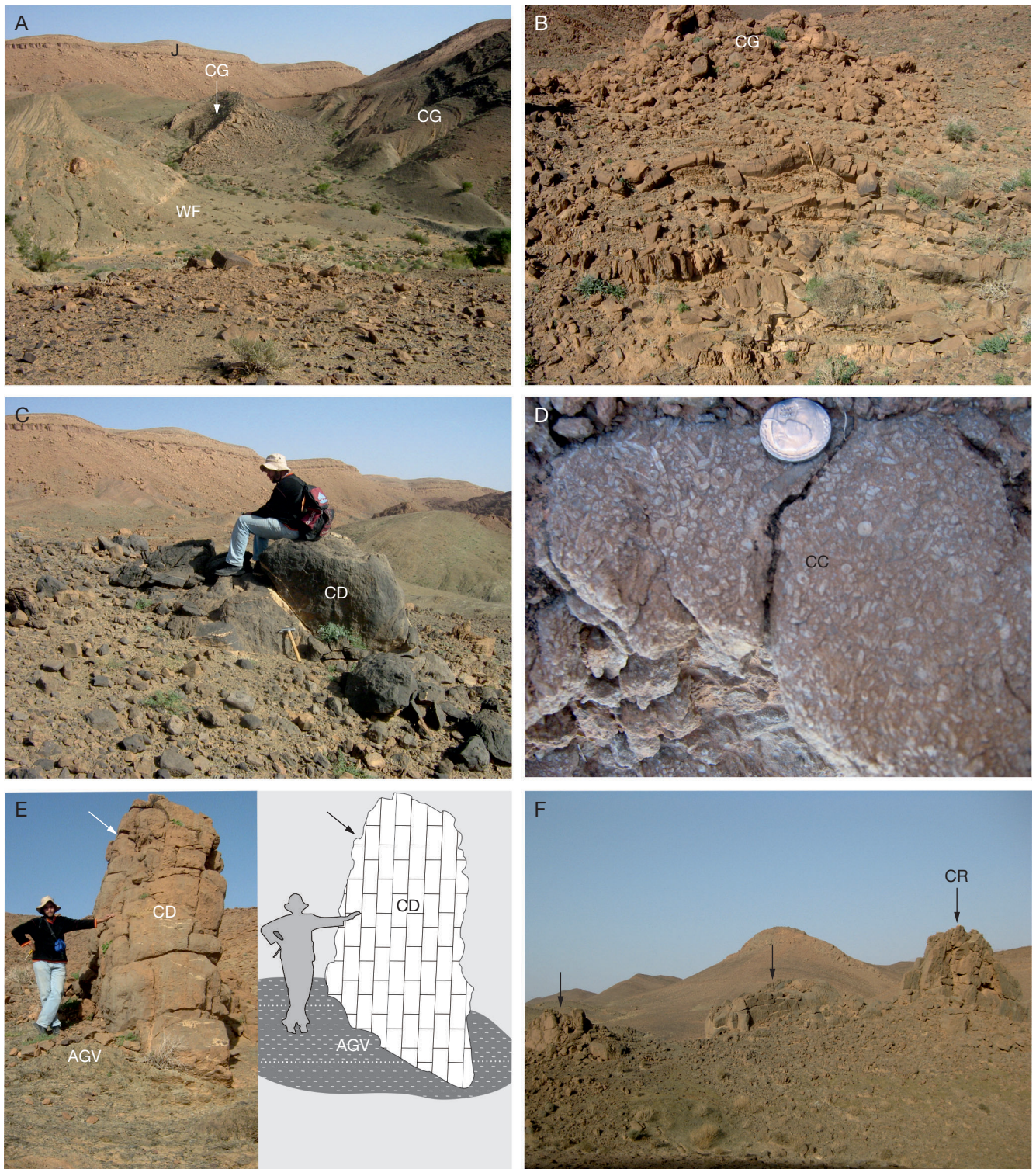


Fig. 4. — Photos de terrain présentant des blocs exotiques remaniés dans l'ensemble « wildflysch » : **A**, dalles calcaires griottes emballées parallèlement, à la base du « wildflysch » (**WF**), dans les pélites vertes ; **B**, bloc de calcaire griotte (**CG**) enrobé dans une alternance gréso-pélique slumpée ; **C**, olistolithe formée de calcaire micritique noir dévonien (**CD**), remanié dans les pélites vertes ; **D**, olistolithe formée de brèches récifales riches en tiges de crinoïdes (**CC**) enracinées dans les pélites vertes ; **E**, **F**, olistolithes composées de brèches encrinétiques d'âge dévonien (**CD**) qui s'alignent sur un même horizon et émergent dans la matrice pélique verte (**AGV**) comme des édifices récifaux. Abréviations : **CG**, calcaire griotte ; **J**, Jurassique discordant.

FLYSCHOÏDE (200 M)

Cet ensemble comprend des faciès sensiblement constants à l'échelle de la structure anticlinale de Ben-Zireg. Il constitue

un niveau repère supérieur permettant de suivre l'évolution latérale de l'ensemble précédent (« wildflysch »). Il est fait d'une alternance régulière et rapprochée de pélites vertes à feuillets



FIG. 5. — Olistolithe formé d'un récif eifélien gigantesque emballé dans une alternance grés-pélitique viséenne.

(1-4 cm) silteux, avec des bancs de grès grossiers à graviers et de grès à grains fin ou moyen, à patine rousse, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Cette alternance présente une stratocroissance et montre un rapport grès/pélite (ou strates/inter-strates) variable. Les bancs gréseux montrent des limites nettes et un granoclassement positif normal ou répétitif, des laminations parallèles, des rides de courants 2D généralement déformées en convolutions (« convolute bedding »), ainsi que des passées de microconglomérats. L'épaisseur de certains bancs gréseux est très variable, donnant l'image d'un boudinage sédimentaire (« pinch-and-swell ») en relation avec les rides de courant. Parfois, des structures de glissements (« slumps ») sont nettement observables dans les paquets grés-pélitiques.

Cet ensemble est généralement dépourvu de blocs exotiques emballés. Toutefois, sa partie médiane présente un ensemble de pélite verte intercalée par des passées silteuses ou gréseuses minces et renfermant un olistolithe de grande taille (25-300 m). Ce dernier est un récif calcaire dolomitique posé à plat sur les termes sous-jacents (Fig. 5). Clariond *et al.* (1933) le considéraient comme une unité récifale en place. Cependant, Pareyn (1961: 240) a pu récolter dans ce niveau

une faune (brachiopodes, gastéropodes, polypiers, bivalves et goniatites) qui marque la zone à *Spirifer cultrijugatus* (base de l'Eifélien). Un autre olistolithe atteignant plusieurs centaines de mètres de longueur, d'âge cambro-ordovicien, disloqué en plusieurs blocs, est observé latéralement dans le même niveau. Ce massif est formé de grès quartzitiques sombres à terriers (*Skolithos*) verticaux par rapport au plan de stratification. Il est basculé, inclus dans la masse pélitiques en fausse discordance.

Les travaux sur le Dévonien de l'Algérie occidentale ont montré l'inexistence de formations récifales d'âge eifélien. Par contre, il en existe de splendides exemples dans la région du Tafilalet au Maroc (formation de Hamar Laghdad d'après Hollard 1967). Pareyn (1961) remarque une grande ressemblance entre le massif récifal pris dans le « flysch de Ben-Zireg » et ses correspondants chronostratigraphiques marocains. L'auteur exclut le transport de blocs depuis le Tafilalet jusqu'à Ben-Zireg. Il suppose l'existence, dans la structure de Ben-Zireg, masqué sous les autres affleurements, d'un paysage récifal dont la corniche eifélienne de l'anticlinal ne serait qu'un passage latéral. Cependant, le Cambro-Ordovicien à *Skolithos* est connu dans la région dite Meksem El Arrid qui se situe au pied méridional du Djebel Grouz.

POST-FLYSCHOÏDE (40 M)

Cet ensemble se caractérise partout dans l'anticlinal de Ben-Zireg par une alternance de pélites vertes à débit aciculaire avec des bancs centimétriques de microconglomérats, de grès, de calcaires gréseux et de calcaires à laminations entrecroisées.

Les microconglomérats ont une épaisseur de quelques centimètres à 30 cm. Ils contiennent des éléments subarrondis et hétérométriques, plus ou moins usés, de calcaire entroquitique, quartz, feldspath potassique et plagioclase, microgalets de phyl-lades et de quartzite. Ces éléments résédimentés sont cimentés par une phase calcitique. Les grès ont une granulométrie fine à moyenne. Ils sont gris ocre à gris verdâtre, parfois finement et abondamment micacés sur les plans de stratification. Au microscope, il s'agit surtout de grains de quartz subarrondis, de plagioclases et d'assez nombreux micas blancs. Ces grains détritiques sont parfois jointifs et souvent séparés par des produits micacés très fins. Les éléments calcaires sont gris sombre à entroques et oolithes, cristallisés, parfois dolomitisés. Le ciment est une sparite à rhomboèdres de dolomie.

DÉPÔTS CONTEMPORAINS DU FLYSCH DE BEN-ZIREG

Il convient de signaler que la série nommée « flysch de Ben-Zireg », objet de la présente note, coïncide avec un événement sédimentaire à apports de matériel terrigène d'extension régionale. Cet événement détritique majeur est représenté par la formation « d'El Hariga » dans la vallée de la Saoura. Les sondages réalisés par la société SN Repal (Tag1, Er1, Mr1 et Ic1) dans la vallée de la Zousfana montrent également la présence d'une série Viséen inférieur argilo-gréseuse à caractère rythmique. Les données palynologiques (Lanzoni & Magloire 1969, données non publiées) des sondages réalisés dans le Grand Erg occidental (Ut1) montrent le soulèvement et le remaniement du Famennien supérieur, du Strunien et du Viséen inférieur.

La bordure septentrionale du bassin de Béchar (Soltane El Betoum et Maïder El Mahadjib) est constituée par une série dévono-carbonifère ultracondensée, dont le Viséen inférieur est matérialisé par une barre calcaire crinoïdique massive de quelques mètres d'épaisseur, généralement discordante sur le substratum composé de terrains du Famennien voire Tournaisien (Weyant & Pareyn 1975; Lemosquet & Pareyn 1985).

Le Viséen de Tinerhir (Sud-Est marocain) comprend également des épandages détritiques, à cachet flyschoides, issus du « Bloc du Sargho » (Michard *et al.* 1982). Dans les régions de Reggane, Ahnet et Mouydir appartenant au pays préatassilien, ce matériel détritique caractérise une sédimentation fluviale ou deltaïque qui correspond au second grand cycle sédimentaire carbonifère du Sahara central. Il est représenté par les « Grès de Kreb Ed Dorou » et les « Argiles de Tirechoumine » (Conrad 1984). Ce même événement est aussi matérialisé par la formation de « Betaïna » du bassin de Tindouf (vallée du Dra); par les « Argiles inférieures de Timimoune » et les « Grès de Rhnet » dans le bassin de Gourara (Conrad 1984); par la formation de « Hassi Issendjel » du bassin d'Illizi (Legrand-Blain 1983, 2001), par la formation détritique de « M'Rar »

du bassin de Rhadamès (Massa *et al.* 1974) et par la formation de Farazekat dans le bassin de Iullimmeden sur la bordure occidentale de l'Aïr (Konaté *et al.* 2007).

Dans le Maroc central, le Viséen inférieur à moyen est représenté aussi par une série détritique à caractère de flysch, composée par une alternance de schistes qui admet de minces lits gréseux. Il est caractérisé par des perturbations synsédimentaires accompagnant la mise en place de nappes gravitaires à matériel essentiellement dévonien, et par l'intrusion de filons doléritiques (Faïk 1988; Nerci 2006). Le remplissage des bassins en « pull-apart » d'Azrou-Khénifra et de Sidi Bettache, situés dans le domaine méséto-atlasique (Massif central), s'effectue au Viséen par des séries turbiditiques troublées par des arrivées chaotiques conglomératiques et olistolithiques (Soualhine *et al.* 2003; Hoepffner *et al.* 2005); sur la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache, les membres supérieurs (post-strunien et anté-viséen moyen) de la formation du Grou sont également turbiditiques, constitués de pélites à olistolithes et conglomérats, déposés dans un contexte tectonique transtensif (Chakiri & Tahiri 2000).

Des flyschs d'âge carbonifère précoce sont également reconnus en Kabylie (Bourrouilh *et al.* 1980) et en Sardaigne (Vai & Cocozza 1986). Ces entités détritiques du Viséen inférieur ont pour équivalent chronostratigraphique la « mégaséquence moliniacienne » d'Europe occidentale.

ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

À l'échelle du flanc septentrional de l'anticlinal de Ben-Zireg, les nouvelles observations de terrain permettent de préciser les mécanismes et la nature des écoulements à l'origine des dépôts. L'étude sédimentologique du faciès repose sur la détermination de la nature lithologique, de la taille des grains, de la stratonomie (géométrie, extension latérale et épaisseur des bancs), des figures à la base et au sommet des bancs et de l'évolution interne des litages et des structures sédimentaires.

Cette étude nous a permis de définir neuf faciès sédimentaires regroupés en quatre associations de faciès montrant des environnements de dépôts bien distincts.

INVENTAIRE ET INTERPRÉTATION DES FACIÈS

FACIÈS F₁ : PÉLITE

Selon la couleur et les caractéristiques sédimentologiques, les pélites peuvent être divisées en deux sous-faciès.

F_{1-a}: pélite blanchâtre

Ce faciès a été identifié à la base de la série (« pré-flyschoides »), où il est représenté sous forme d'une couche d'épaisseur centimétrique, riche en bivalves, gastéropodes et écailles de poissons. Il caractérise un milieu peu profond, à hydrodynamisme faible. Ce faciès pélique blanchâtre pourrait appartenir à un environnement de plate-forme peu profonde, où la décantation constitue le processus majeur de la mise en place d'une sédimentation détritique fine.

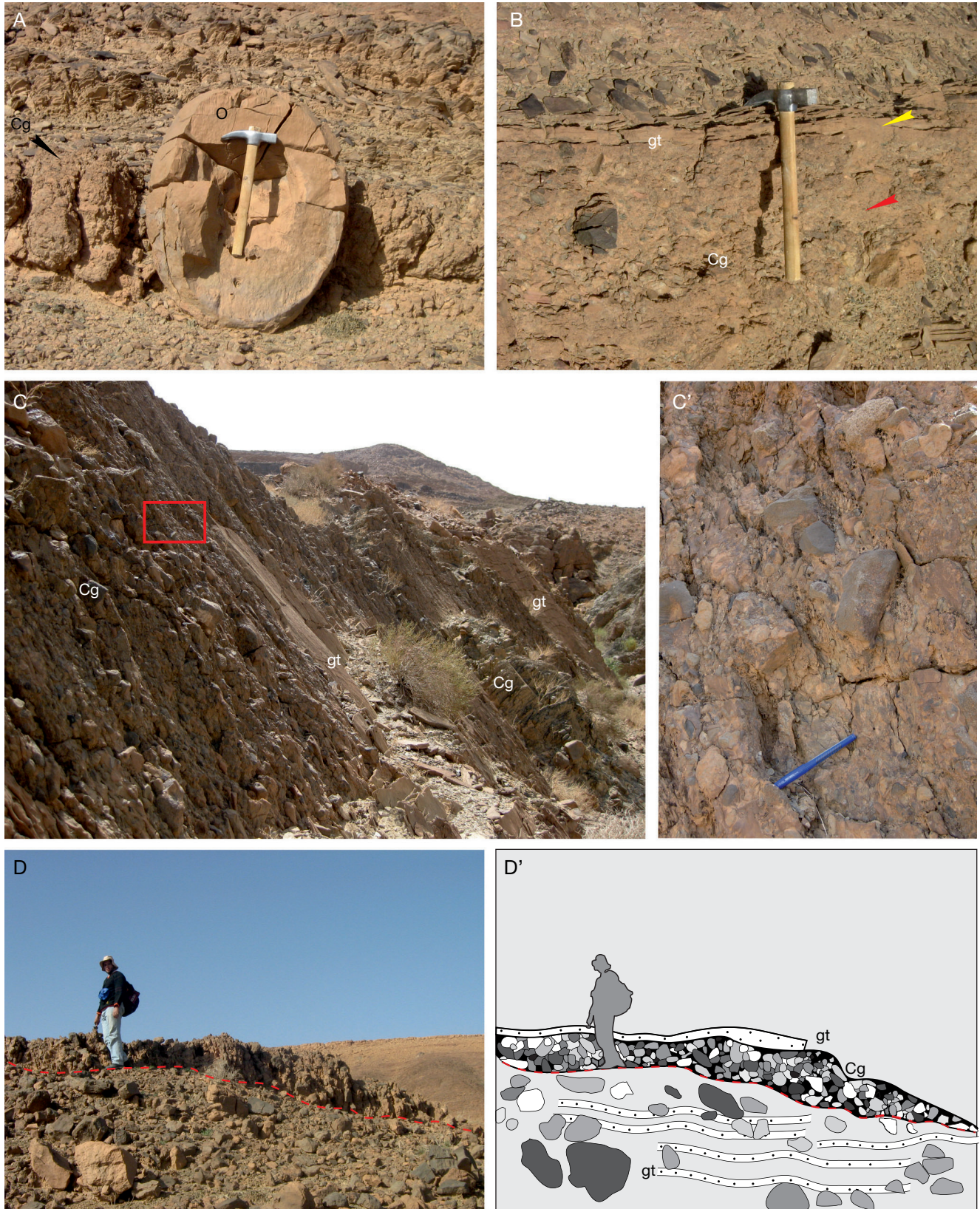


FIG. 6. — Photos de terrain montrant certains caractères des faciès conglomératiques : **A**, olistolithe arrondi formé de calcaire (**O**) emballé dans un chenal conglomératique (**Cg**) ; **B-D**, conglomérat chenalisé (**Cg**) à éléments hétérogènes, surmonté par un niveau gréseux turbiditique (**gt**) à T_{b-c} de Bouma (**D**).

F_{1-b}: pélite verte

Cette pélite est fréquente dans la série étudiée, généralement de couleur verte, d'aspect aciculaire et dépourvue de structures dynamiques. Elle correspond au faciès «G₁» de Mutti & Ricci Lucchi (1975) et au faciès «G₂» de Pickering *et al.* (1989). Elle se présente : soit seule sous forme de couche décimétrique à métrique intercalée dans d'autres faciès soit constituant des intercalations centimétriques assez homogènes au sommet des grès à caractères turbiditiques. Le dépôt des pélites est mis en place par décantation. Il en résulte en un empilement lent et vertical de particules détritiques fines en suspension intervenant au moment ou après l'atténuation du flot hydrodynamique qui provoque le dépôt des particules grossières. Il représente le terme supérieur (T_c-turbiditique) de la séquence de Bouma, ou un drapage argileux purement suspensif et tardif (T_c-hémipélagique).

Ces pélites sont associées, par endroits, à des phénomènes de déformations synsédimentaires («slumps») marquées par un glissement rotationnel de masses sédimentaires sous-aquatiques.

FACIÈS F₂ : SILT

Le silt correspond aux faciès «D₂» de Pickering *et al.* (1989) et «F₉» de Mutti *et al.* (2003). Il apparaît souvent en minces plaquettes de 1 à 4 cm, d'extension latérale décimétrique à pluridécimétrique ou en feuillets millimétriques et discontinus, intercalés dans les couches pélitiques. Ce faciès peut être lié aux débordements de la partie sommitale ou de la fin d'un courant de turbidité chenalisé (Gervais 2002).

Avec les inter-strates pélitiques, les silts constituent des alternances de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. Ces alternances peuvent être assimilés aux cycles T_{d-c} de la séquence de Bouma. Elles peuvent être aussi équivalentes des turbidites fines (ou «fine-grained turbidites») de Bouma (1962) et Piper (1978). La transition entre les termes silteux et argileux est graduelle mais relativement rapide sur 1 à 2 cm. La succession de ces séquences traduit le passage de plusieurs bouffées de turbidites qui, vu l'absence de termes granoclassés et l'abondance des termes supérieurs de la séquence de Bouma, seraient distales.

FACIÈS F₃ : CHAOTIQUE (OLISTOLITHES ET SLUMPS)

Ce faciès constitue la quasi-totalité des dépôts de «wildflysch». Il correspond à la catégorie «F₁» de Pickering *et al.* (1989) et «F₂» de Mutti *et al.* (2003). Il est caractérisé par des olistolithes hétérogènes, de taille variant entre le décimètre cube et plusieurs mètres cube, enracinés dans une masse pélitico-gréseuse déformée plastiquement par «slumping».

La nature chaotique, l'intensité du phénomène de «slumping» de la matrice pélitico-gréseuse, la teneur et la taille des blocs exotiques ou olistolithes, suggèrent un dépôt d'avalanche de débris sous-marins ou charriage synsédimentaire, lié à la déstabilisation de la partie proximale de la pente sédimentaire, en relation avec des poussées tectoniques ou une chute du niveau marin relatif (Cornamusini 2004).

Il est important de noter également que le récif eifélien, intercalé au sein du troisième ensemble («flyschöide»), ne porte pas de stries. Son déplacement n'a pas altéré sa position originelle. Cet olistolithe s'est donc mis en place par glissement

dans un écoulement boueux, après un simple déchaussement et sans fracturation interne.

FACIÈS F₄ : CONGLOMÉRAT

Selon la nature et l'organisation interne des clastes, les corps conglomératiques peuvent être subdivisés en trois sous-faciès :

F_{4-a}: conglomérat désorganisé

C'est un conglomérat qui se présente sous forme de chenaux d'une largeur plurimétrique pour une épaisseur maximale de 1.80 m, à base érosive, à remplissage généralement massif, chaotique, à matrice gréseuse portante, et qui ne montre aucune organisation interne ni granoclassement net. Les éléments sont subanguleux à arrondis, de taille centimétrique et de nature gréseuse à quartzitique parfois carbonatée. Des blocs isolés ou olistolithes de nature calcaire ou gréseuse, à géométrie subarrondie à arrondie, atteignant jusqu'à un mètre de diamètre, peuvent être présents dans ces chenaux conglomératiques (Fig. 6A). Les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer les directions de paléocourant à partir des figures d'érosion. Ces corps sédimentaires, qui se situent exclusivement dans la partie basale et médiane du «wildflysch», sont le plus souvent surmontés par des niveaux gréseux à séquences T_{b-c-e} de Bouma (Fig. 6B-D).

L'absence de granoclassement net, la forte granulométrie des sédiments, le caractère érosif des dépôts, ainsi que la présence de blocs exotiques de taille assez importante et en position variable montrent que ce sous-faciès correspond à des écoulements gravitaires de type coulée de débris.

F_{4-b}: conglomérat polygénique et à galets jointifs

Ce conglomérat montre un début d'organisation. Ses éléments sont jointifs, bien arrondis, de taille centimétrique à décimétrique et de natures diverses (calcaire micritique, calcaire bioclastique, calcaire entroquitique et quartzite). Leur imbrication indique un sens d'apport grossièrement orienté NE-SW. Dans le cas de la présence d'une matrice siliciclastique, ce conglomérat montre par endroit un granoclassement normal et se présente en multiples lentilles amalgamées et juxtaposées. Les bancs, de 20 à 45 cm d'épaisseur, ont des limites inférieures nettes, parfois érosives indiquant un remplissage de petits chenaux. Leur extension dépasse les 30 m. Au moins trois lentilles à base ravinante ont été dénombrées dans la partie sommitale du «wildflysch». Ce sous-faciès conglomératique a été vraisemblablement engendré par des écoulements concentrés et érosifs.

F_{4-c}: conglomérat monogénique

Ce sous-faciès affleure à la base du «wildflysch» où il forme un banc gréseux rougeâtre. Il inclut une grande quantité de clastes isolés, issus des calcaires griottes, dont la taille peut être centimétrique (Fig. 7). La base du banc est fortement érosive, témoignant d'une discontinuité par rapport aux pélites sous-jacentes. Ce conglomérat ne montre aucune évolution granulométrique verticale majeure. Il présente cependant de fortes discontinuités aussi bien latérales que verticales, qui se caractérisent par la présence de surfaces érosives internes associées à de fortes reprises granulométriques.



FIG. 7. — Conglomérat lie-de-vin à rouge, monogénique (**Cg m**) à éléments issus des calcaires griottes. Ce conglomérat passe, par le biais d'une surface d'érosion, vers un grès turbiditique à rides de courant convolutés (**Tc de Bouma**).

La forte granulométrie des dépôts de ce sous-faciès et son caractère érosif suggèrent qu'il est issu d'écoulement concentré. Le passage de ce faciès conglomératique vers des dépôts tractifs tels que rides convolutées et affectées par des processus de liquéfaction (T_c de Bouma ; Fig. 7) est la conséquence d'un changement dans la dynamique des écoulements.

Faciès F_5 : coulée de débris

Ce faciès est observé surtout à la base de la coupe sous la forme de niveaux décimétriques qui diminuent latéralement et de façon abrupte. Il se caractérise par un ensemble chaotique, slumpé et sans granoclassement net, comportant des galets de 1 à 30 cm de diamètre, de géométrie arrondie à ovoïde, de couleur et d'origine diverses (grès, calcaire griotte, calcaire micritique,...). Certains intervalles sont constitués de clastes avec peu de matrice apparente alors que d'autres contiennent des clastes isolés supportés par une matrice silto-argileuse. On y observe parfois des galets mous dispersés (« rip-up clasts »)

indiquant le remaniement et l'incorporation de précédents dépôts pélitiques.

Ce faciès désorganisé pourrait être apparenté à la catégorie « A_{1-4} » de Pickering *et al.* (1989) et « F_1 », « F_2 » ou « F_3 » de Mutti *et al.* (2003). Il se situe exclusivement à proximité de la cluse des « trois palmiers » et il est absent de la partie occidentale de la structure anticlinale de Ben-Zireg.

L'absence de tri granulométrique, la présence de clastes de tailles variables dont les dimensions peuvent atteindre quelques décimètres, la répartition désordonnée de ces clastes dans la matrice, les terminaisons brutales des couches sont caractéristiques d'un dépôt mis en place par un écoulement laminaire de type « debris flows » dont la cohésion de la matrice est le mécanisme principal du support des clastes (Johnson 1970). Ces écoulements à débris ou écoulement gravitaire isolé au sens de Cornamusini *et al.* (2002) caractérisent une sédimentation gravitaire non chenalisée et perturbée par des événements catastrophiques de grande ampleur, tels que des

séismes (Posamentier 2003; Cornamusini 2004) ou crues (Ravenne *et al.* 1987). Leur genèse peut être reliée aussi à une chute du niveau marin relatif (Shanmugam & Moiola 1988).

FACIÈS F₆: GRÈS

Les grès forment l'essentiel des dépôts du troisième ensemble («flyschoïde»). De couleur roux ou brun-noir à la patine, marron-clair à la cassure, ils affleurent en bancs de 5 à 120 cm d'épaisseur, souvent étendus de plusieurs dizaines de mètres latéralement, avec parfois à la base une surface d'érosion. Leurs structures sédimentaires permettent de définir quatre sous-faciès à caractères distincts.

F_{6-a}: grès à turbidites classiques

C'est sans doute le sous-faciès le plus fréquent dans l'ensemble «flyschoïde». Il peut être assimilé à la catégorie «C» de Mutti & Ricci Lucchi (1975) et «F₃» de Mutti *et al.* (2003). Ce sous-faciès est composé de bancs gréseux tabulaires, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à bonne continuité latérale. Ces bancs gréseux sont soit intercalés dans les pélites vertes, soit associés à des chenaux conglomératiques. Leur granulométrie évolue globalement d'un sable grossier vers un sable moyen à fin. La partie basale de certains bancs gréseux inclut des graviers à granoclassement positif («fining-up»). La structure des bancs est constituée à la base par des laminations planes parallèles sur laquelle la linéation est soulignée parfois par la présence de micas. Cette structure peut passer verticalement à un litage de rides de courant, parfois chevauchantes et à des litages déformés («convolute bedding») (Fig. 8A). Des «dish structures» peuvent être aussi observées (Fig. 9). Leur genèse est un échappement de fluides entre les grains à travers le corps sableux. Ces structures sont liées soit à des séismes, au cours de la vibration du sédiment, soit à la compaction des sédiments sous-jacents. Leur présence indique également une sédimentation très rapide (Mulder & Fauget 2001).

Le contact à la base des bancs est net ou érosif et peut parfois contenir des clastes argileux plus ou moins indurés, marqueurs d'une érosion précédant immédiatement le dépôt. Il peut mouler des structures d'érosion: ce sont alors des structures d'affouillement, d'impact et de cannelures, qui montrent une direction d'écoulement dominante N-S, et des directions secondaires à composante E-W. Ces structures dynamiques témoignent d'un milieu d'assez haute énergie. Elles sont souvent associées à des figures de charges telles que les «loaded-marks» qui indiquent une action physique sur un sédiment encore gorgé d'eau. Elles sont mieux développées dans la partie orientale de la structure anticlinale de Ben-Zireg.

Dans de nombreux cas, ce sous-faciès gréseux est affecté par diverses figures de «slumping» et par des structures en balles et coussins («ball and pillow») qui indiquent généralement une sédimentation rapide (Lowe 1975) avec instabilités gravitaires, possiblement due au passage d'une onde sismique. Les contacts supérieurs des bancs sont souvent graduels.

Le sous-faciès F_{6-a} correspond, en général, à une succession des cycles turbiditiques T_a, T_{a-b-c}, T_{a-b-c-d-e}, T_{a-b-c-e} ou T_{b-c-d-e} de la séquence de Bouma (Fig. 8).

Une séquence complète de Bouma témoigne du passage d'un écoulement concentré dans la gamme basse des concentrations ou bien d'un écoulement transitionnel. Elle est significative d'un écoulement turbiditique quasiment déferlant («surge-like turbidity flow» selon Mulder & Alexander 2001) ou d'une turbidite de faible densité («low density turbidity current» selon Surlyk 1984; Mutti *et al.* 2003).

À l'échelle d'un même banc, on peut également observer l'empilement de plusieurs séquences tronquées de type T_a T_{a-b} ou T_{a-c} sous forme d'un granoclassement répétitif, indiquant la succession de plusieurs bouffées turbiditiques incomplètes (Fig. 8E, F). Il est probable que chaque séquence se constitue lors du passage de la tête érosive de l'écoulement qui caractérise sa partie concentrée. L'absence des termes supérieurs de la séquence de Bouma peut s'expliquer en particulier par érosion lors de l'événement turbiditique suivant ou par l'absence d'une fraction suffisamment fine dans l'écoulement.

F_{6-b}: grès massif

C'est un grès moyen, se présentant en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur, de couleur brunâtre à rouille, sans aucune structure interne, à limites nettes, d'extension latérale hectométrique, alternant avec des niveaux pélitiques. La semelle des bancs est ornée par de nombreuses figures hydrodynamiques (d'affouillement, d'impact et d'objets traînés) indiquant l'action érosive du courant. La surface sommitale des bancs montre des rides de courant asymétriques. Le contact entre les grès et les phyllades sous-jacentes est franc et souvent érosif. Ce sous-faciès gréseux massif est localement affecté par des glissements synsédimentaires («slumps») et contient des galets mous et des vestiges de sable semi-consolidé remaniés sans aucune évolution granulométrique verticale. Les traces fossiles sont rares voire absentes.

Plusieurs écoulements peuvent être à l'origine des grès massifs sans granoclassement: écoulements laminaires de type courants granulaires pour Middleton & Hampton (1973) et écoulements gravitaires hyperconcentrés pour Mulder & Alexander (2001). Sanders (1965) montre la possibilité d'interpréter ce faciès gréseux massif comme le dépôt de la partie basale non turbulente («flowing grain layer») d'un courant de turbidité concentré et de haute densité. Si l'on suit la logique de Nardin *et al.* (1979) et Shanmugam (1996), ce faciès gréseux massif serait lié à un écoulement de débris sableux. Selon Simpson (1987) et Simpson & Eriksson (1990), la présence de contacts supérieurs et inférieurs nets, l'absence de granoclassement, la présence de galets d'argile indiquent que les niveaux gréseux massifs et homogènes peuvent résulter d'un dépôt très rapide des particules en suspension.

F_{6-c}: grès à figures d'échappement d'eau

Ce sous-faciès est constitué de grès fin à très fin en bancs de 15 à 70 cm d'épaisseur, à laminations affectées par de nombreuses déformations correspondant à des figures d'échappement d'eau (Fig. 9A-D). Certains niveaux prennent un aspect totalement chaotique et remanient des clastes argileux isolés et disséminés au sein de ce sous-faciès gréseux. Le sommet des bancs est le plus souvent à rides de courant. D'autres niveaux présentent à la base une lamination plane parallèle initiale, passant vers le

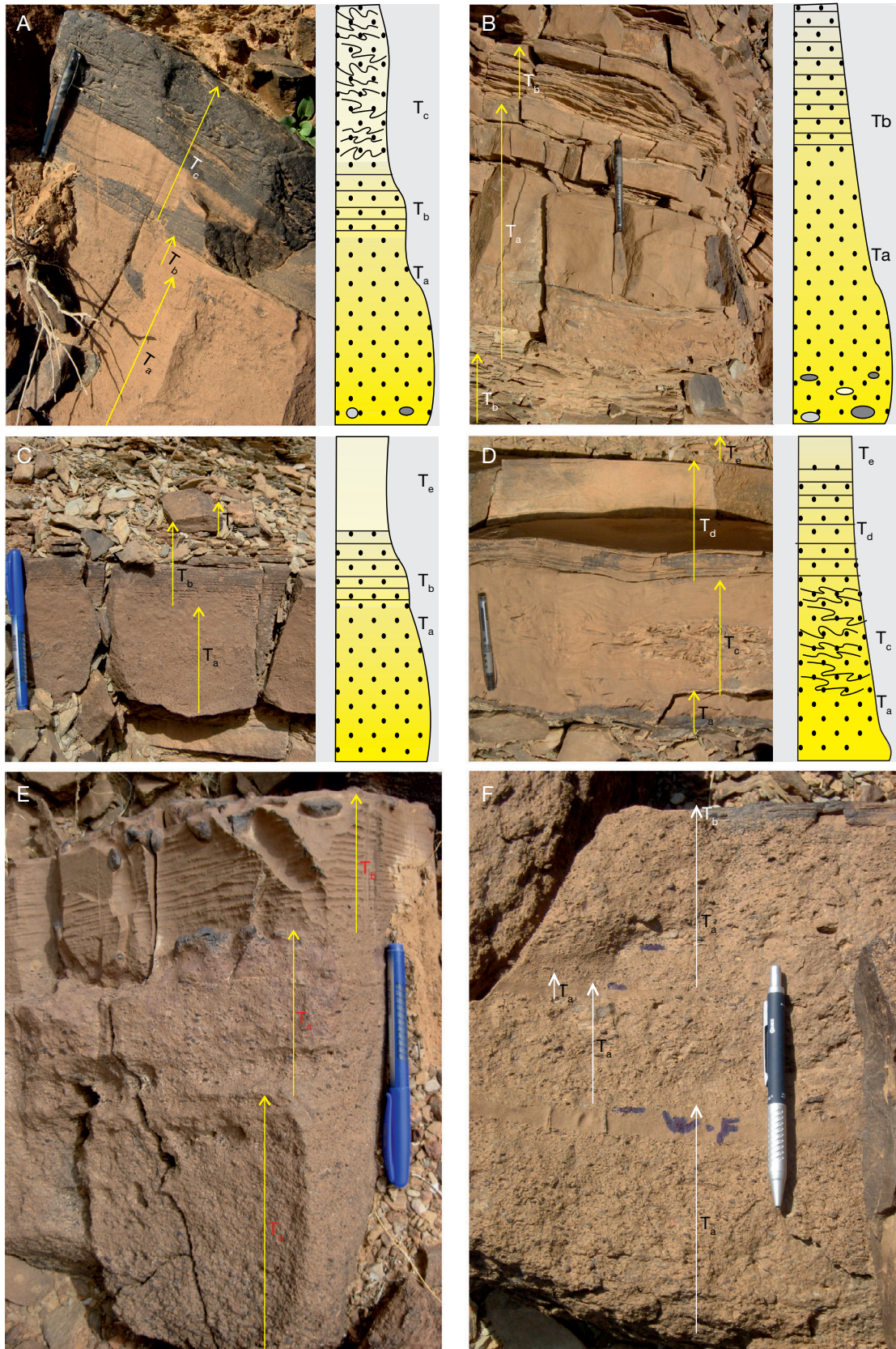


FIG. 8. — Photos de terrain montrent certains caractères des grès à turbidites classiques : **A-D**, bancs gréseux à séquence de Bouma tronquée (faciès F_{6-a}) ; **E, F**, bancs gréseux à granoclassement normal (T_a) répétitif.

haut à une lamination de rides chevauchantes, ce qui indique l'enchaînement d'une séquence T_{b-c} de Bouma.

Les figures d'échappement de fluides qui caractérisent ce sous-faciès indiquent une sédimentation rapide pendant sa mise en place. Elles peuvent être engendrées par plusieurs facteurs : échappement d'eau au cours de la compaction ; tectonique synsédimentaire ou activité sismique produite dans le bassin de dépôt (Postma 1983).

F_{6-d} : grès calcaire à litages en mamelons (HCS)

Ce faciès affleure à la base de la série (« pré-flyschöide »), en bancs de 10 à 15 cm, avec des sillons d'érosion, des galets gréseux ou calcaires et des fragments de coquilles granoclassés à la base. L'extension latérale est métrique. Souvent, ce sous-faciès livre une faune benthique formée de bivalves et de gastéropodes. Le litage est de type oblique en mamelons de petite taille (HCS « Hummocky Cross Stratification »). La surface des bancs montre des rides de courant asymétriques, impliquant une action de courant de traction sur le fond.

La présence du litage oblique mamelonné (HCS) suggère un environnement de dépôt soumis aux influences des tempêtes allant de l'« offshore » supérieur jusqu'au « shoreface » (Brenchley 1985 ; Guillocheau & Hoffert 1988).

FACIÈS F₇ : MICROCONGLOMÉRAT (« PEBBLY SANDSTONE »)

Ce faciès se présente en bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur, de couleur rousse, à base érosive, d'une extension latérale dépassant 100 m, mais sans structures internes. Aux éléments formant les grès s'adjoignent des fragments de roches diverses : quartzites, grès ferrugineux, rares phyllades, calcaires divers (oolithiques, entroquitiques, gréseux, dolomitiques, etc.). Ces éléments sont emballés dans une matrice gréseuse. La taille des clastes varie généralement entre quelques millimètres et quelques centimètres. Ce faciès microconglomératique correspond au faciès « A₁₋₂ » de Pickering *et al.* (1989) et « F₅ » de Mutti *et al.* (2003). Il se présente en niveaux chenalisés intrastratifiés avec le sous-faciès gréseux massif (F_{6-b}).

La pauvreté en matrice pélitique, la base érosive des bancs, le mauvais classement des éléments et l'absence de structures sédimentaires sont compatibles avec un écoulement de type concentré (Mulder & Alexander 2001).

FACIÈS F₈ : CALCAIRE

Selon ses caractéristiques géométriques et texturales, ce faciès peut être scindé en deux sous-faciès :

F_{8-a} : calcaire bioclastique

Ce sous-faciès, observé uniquement dans le « pré-flyschöide » et le « post-flyschöide », se présente en bancs de 10 à 60 cm d'épaisseur, gris-bleu parfois rose ou rougeâtre à la patine comme à la cassure avec dolomitisation différentielle, riche en entroques et en débris de bivalves et de gastéropodes. Il est intercalé dans une alternance de pélites avec des grès et des calcaires gréseux. L'interface de certains niveaux calcaires bioclastiques montre une texture grainstone à packstone et des litages obliques. Ce sous-faciès peut traduire un dépôt mis en place sur une plate-forme carbonatée peu profonde,

soumise à l'influence des vagues. L'association des dépôts siliciclastiques et carbonatés est contrôlée par la dynamique des tempêtes (Brenchley 1985 ; Halfar *et al.* 2004).

F_{8-b} : calcaire gréseux à oolithique

Au sein du dernier ensemble lithostratigraphique (« post-flyschöide »), les grès carbonatés passent à des calcaires gréseux, localement oolithiques, en bancs décimétriques, à patine brune et d'extension latérale hectométrique. Aux grains de quartz se mêlent généralement des fragments carbonatés : débris de coquilles ou entroques, qui forment souvent le noyau autour duquel croissent les oolithes. Ce sous-faciès indique une sédimentation de plate-forme peu profonde.

FACIÈS F₉ : PALÉOSOL

Ce faciès assure le passage entre les carbonates du Dévonien supérieur et les strates détritiques du Viséen inférieur. Il affleure principalement dans la cluse de l'Oued des « trois palmiers » au toit des calcaires griottes. Il est constitué par une succession de niveaux calcaires centimétriques, brunâtres, rubéfiés et affectés par des micro-karsts sur les surfaces sommitales de bancs. Ces niveaux calcaires passent, sur quelques centimètres, à une vire argileuse bariolée, à nodules brunâtres (griotte remanié) et passées charbonneuses minces et discontinues. L'ensemble est coiffé par un enduit ferrugineux d'épaisseur millimétrique (Fig. 10). Cette succession est interprétée comme un paléosol. Sa genèse peut être le résultat d'une phase d'émersion et d'altération subaérienne. L'horizon ferrugineux terminal pourrait représenter un niveau condensé transgressif.

ASSOCIATIONS DE FACIÈS ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS

La distribution verticale des faciès permet de distinguer quatre associations de faciès, notées de AF_A à AF_D, indiquant des environnements à conditions de dépôt différenciées.

ASSOCIATION DE FACIÈS AF_A : « OFFSHORE » À « SHOREFACE »

Cette association de faciès a été identifiée à la base (« pré-flyschöide ») et au sommet (« post-flyschöide ») de la coupe de l'Oued des « trois palmiers ». Elle se présente sous forme de bancs centimétriques de grès (faciès F_{6-d}), de calcaires bioclastiques (faciès F_{8-a}) ou de calcaires gréseux bioclastiques (faciès F_{8-b}), alternant avec des pélites verdâtres (faciès F_{1-b}). Elle est interprétée comme les dépôts de milieux d'« offshore » à « shoreface », dont le matériel est continuellement remanié par l'action des vagues de tempêtes. À la base de la série viséenne, les dépôts de cette association de faciès disparaissent latéralement en direction de la partie occidentale de la structure anticlinale de Ben-Zireg : soit ils n'ont pas été déposés, les zones considérées étant encore émergées, soit ils ont été érodés pendant ou immédiatement après leur dépôt.

ASSOCIATION DE FACIÈS AF_B : « SLOPE APRON »

Cette association de faciès a été mise en évidence à la base de la série (« wildflysch »). Son aspect général montre des sédiments



FIG. 9. — Photos de terrain présentant certains niveaux gréseux à figures d'échappement d'eau : **A-C**, bancs gréseux à figures de liquéfaction (lamination convolutive). Noter les auges de liquéfaction (vue sur la tranche) ; **D**, structures en flammes (SF) dans un niveau gréseux turbiditique à lamination plane parallèle.

pélitiques contenant les concentrations les plus importantes de sédiments grossiers. Elle est formée d'une épaisse masse pélitique slumpée (faciès F_{1-b}) à blocs lithifiés issus des formations antérieures, centimétriques à décimétriques, désordonnés, correspondant à des olistolithes (faciès F_3) et incluant des coulées de débris (faciès F_5). Au sein de cet assemblage chaotique spectaculaire (« gravitational mélange » au sens de Einsele 1992) s'intercalent aussi des chenaux conglomératiques (faciès F_4) et des bancs gréseux régulièrement stratifiés qui présentent les termes T_a , T_b et T_c de Bouma (faciès F_{6-a}).

Les dépôts de cette association de faciès désorganisée résultent probablement d'une instabilité tectonique synsédimentaire et d'un transport gravitaire en masse (« slumps » et « debris flow »). Ils reflètent la présence de fortes pentes et sont communs dans les canyons, dans les axes et limites de chenaux où les processus d'érosion sont importants avec sédiments terrigènes résiduels

grossiers (Biscara 2011). Les écoulements de type coulées de débris permettent également la mise en place de corps sédimentaires non chenalisés, localisés préférentiellement en pied de pente (« slope apron »). Les niveaux à séquence de Bouma correspondent à la sédimentation turbiditique normale entre des événements catastrophiques successifs.

ASSOCIATION DE FACIÈS AF_C : « CHANNEL-FILL AND CHANNEL-FRIDGE »

Cette association est présente dans la partie médiane du deuxième ensemble (« wildflysch ») qui se distingue par des contrastes lithologique et granulométrique importants. Elle regroupe des corps conglomératiques chenalisés (faciès F_{4-a} et F_{4-b}) et des grès à séquences tronquées (« top cut out sequence ») de Bouma (faciès F_{6-a}), alternant avec des phyllades à olistolithes (faciès F_3). Ces faciès sédimentaires constituent

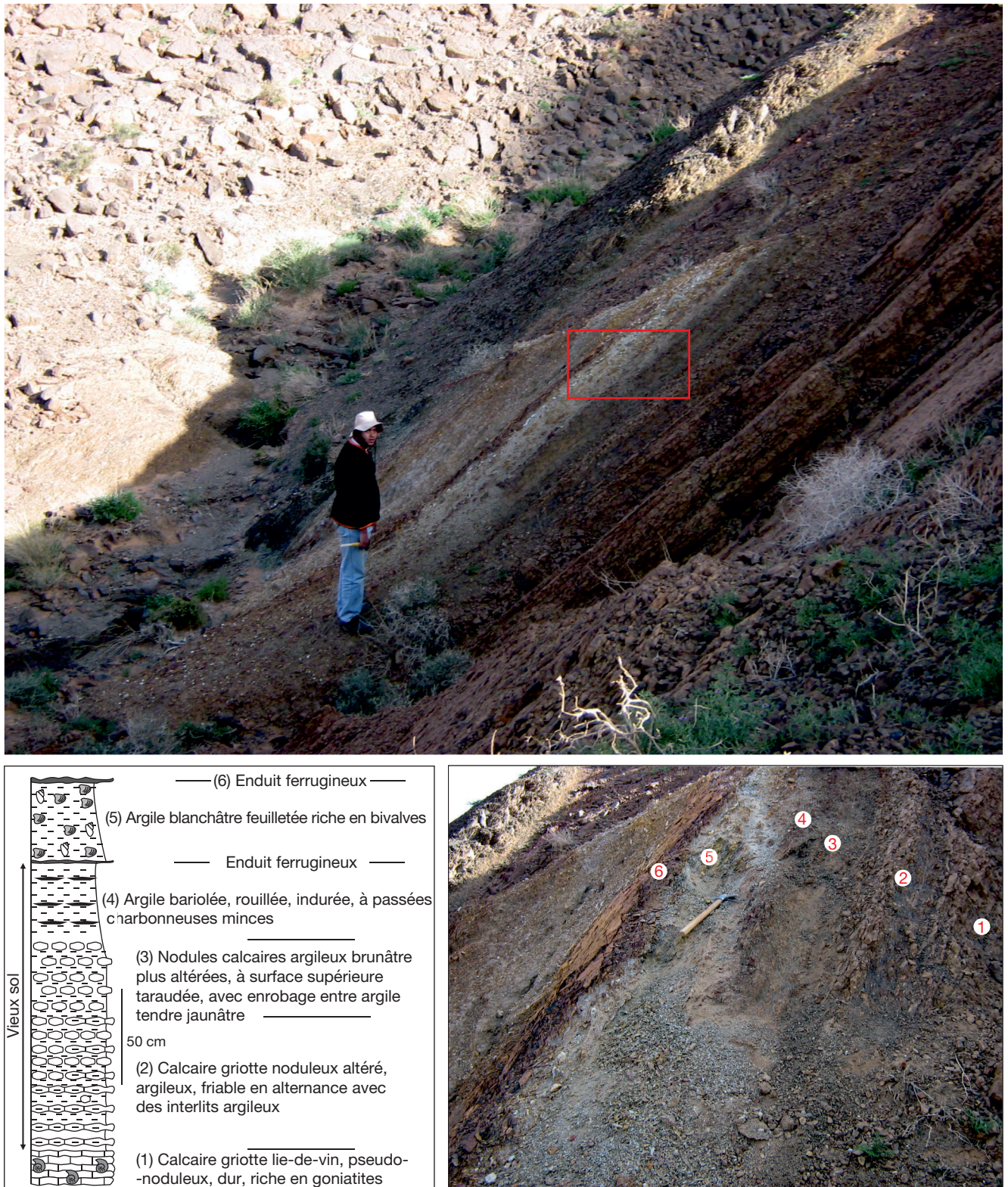


FIG. 10. — Vue panoramique et en coupe montrant la succession assignée à un paléosol qui surmonte les calcaires griottes du Famennien.

des cycles strato- et grano-décroissants de quelques mètres d'épaisseur. Les niveaux conglomératiques correspondent à des dépôts de remplissage des chenaux (« channel-fill deposits ») dans la partie médiane d'un cône détritique sous-marin

(« middle/mid-fan ») (Mutti & Ricci Lucchi 1975; Normark 1978; Mutti 1985; Mutti & Normark 1987, 1991; Bouma *et al.* 1995; Bouma 2000). Les faciès turbiditiques et les phyllades se trouvant entre les chenaux congloméra-

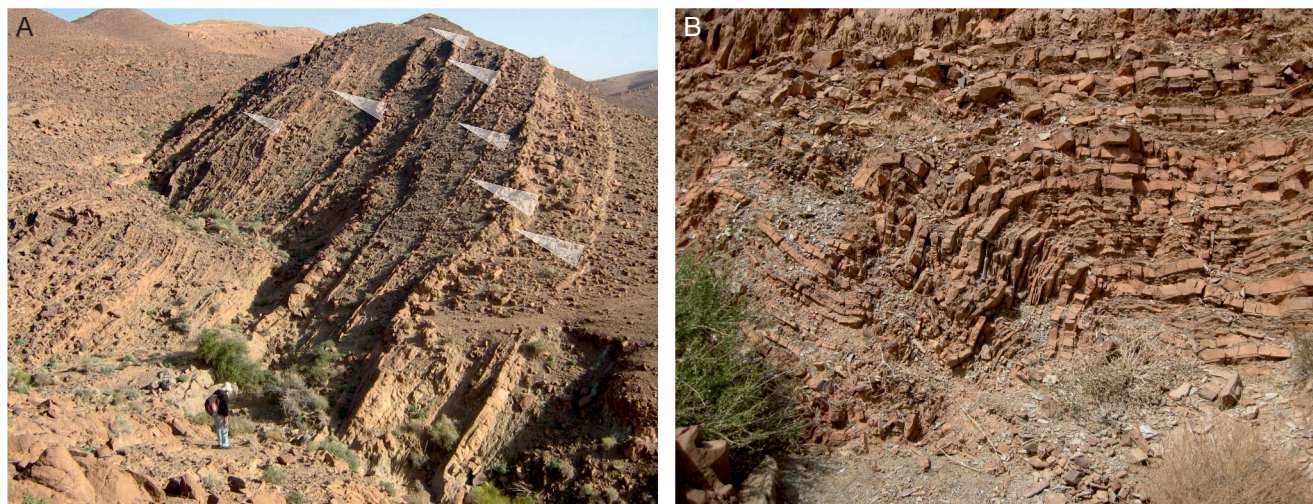


FIG. 11. — Caractérisation majeure de l'association de faciès AF_D : **A**, alternance grés-pélitique à évolution granulométrique et stratonomique positive (« thinning and fining-upward sequence »); **B**, « slump » dans une alternance à rapport grès/pélite élevé. Les couches déformées sont encadrées par des bancs non déformés, ce qui atteste le caractère synsédimentaire du glissement.

tiques (F_{6-a} , F_3) résultent d'un hydrodynamisme de basse énergie. Ils sont typiques des environnements de bord de chenal : « channel-fringe » ou « overbank element » (Piper *et al.* 1999; Piper & Normark 2001). Par conséquent, il est possible d'interpréter les olistolithes associés comme des fluxoturbidites qui indiquent une pente forte et un contexte avec instabilité tectonique.

On peut également associer en une séquence-unité un chenal conglomératique (dépôts du fond de chenal ou « lag deposits ») et les niveaux grés-argileux (inter-chenal) superposés. Cette séquence constitue une suite de tendance positive strato-granodécroissante (« thinning and fining-upward sequence »). Elle exprime une succession de cycles constitués chacun de plusieurs phases : creusement indiqué par une base érosive ; remplissage par des chenaux conglomératiques ; et dérive de chenaux attestée par les strates gréseuses et pélitiques qui coiffent les conglomérats.

ASSOCIATION DE FACIÈS AF_D : « LOBE-FAN FRINGE COMPLEX »
 Cette association de faciès a été mise en évidence dans la partie sommitale de la série (« flyschioïde »). Elle est composée d'une alternance monotone de pélites (faciès F_{1-b}) avec des grès à séquences de Bouma (faciès F_{6-a}). Des lits microconglomératiques (faciès F_7) sont signalés à la base de certains niveaux gréseux. Les rythmes grés-pélitiques de cette association de faciès, à la différence de la base de la série, montrent une prépondérance des niveaux gréseux sur les couches pélitiques. Ces grès ne présentent d'ailleurs pas toujours la même épaisseur relative et l'ensemble s'ordonne en rythmes métriques à évolution stratonomique positive (Fig. 11A), passant sur 4 à 6 m d'une dominante gréseuse (rapport grès/pélite ≈ 1) à une dominante argileuse (grès/pélite $\approx 0,5$), reflétant la diminution de l'épaisseur des bancs de grès. Ces derniers présentent une géométrie tabulaire, une bonne continuité latérale, et sont affectés par des déformations synsédimentaires de type « slumps » (Fig. 11B).

La tendance strato-granodécroissante, le taux élevé de proportion arénacée par rapport aux dépôts hémipélagiques, la géométrie stratiforme et la bonne continuité latérale des bancs gréseux suggèrent un dépôt distal (Walker 1967, 1992) aux bordures d'un cône détritique (« fan fringe ou lobe fringe ») (Mutti & Ricci Lucchi 1975; Mutti & Normark 1987; Shanmugam & Moiola 1988; Cornamusini 2004). Dans la formation des « Grès d'Annot », des faciès similaires ont été interprétés soit comme dépôts de débordements latéraux de chenaux (levées), soit comme faciès d'abandon de lobes turbiditiques (Maréchal 2000).

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE LOCALE

Durant la mise en place du « flysch de Ben-Zireg », le paysage est une fosse tectonique ou graben, dont la genèse puis le remplissage sont contemporains de mouvements tectoniques hercyniens. Les corrélations lithostratigraphiques avec les régions avoisinantes et les associations de faciès reconnues ont permis de suivre l'évolution des paléomilieus et de retracer la paléogéographie de Ben-Zireg durant le Viséen inférieur. À l'échelle locale, l'évolution paléogéographique de Ben-Zireg s'est déroulée en trois étapes.

PHASE D'INSTALLATION D'UNE PLATE-FORME PEU PROFONDE
 Après le Dévonien moyen-supérieur qui se caractérise par ses faciès d'environnement marin relativement calme, le contexte varisque se manifeste par une grande instabilité matérialisée par des fluctuations eustatiques, des érosions, des variations brusques d'épaisseur et une différenciation plus marquées des aires de sédimentation (Fabre 2005).

Dans la région de Ben-Zireg, la transgression de la mer au Viséen inférieur fait suite à une période de régression forcée attestée par l'installation d'un paléosol et par l'absence du Strunien et du Tournaisien, reconnus par ailleurs en larges affleurements dans

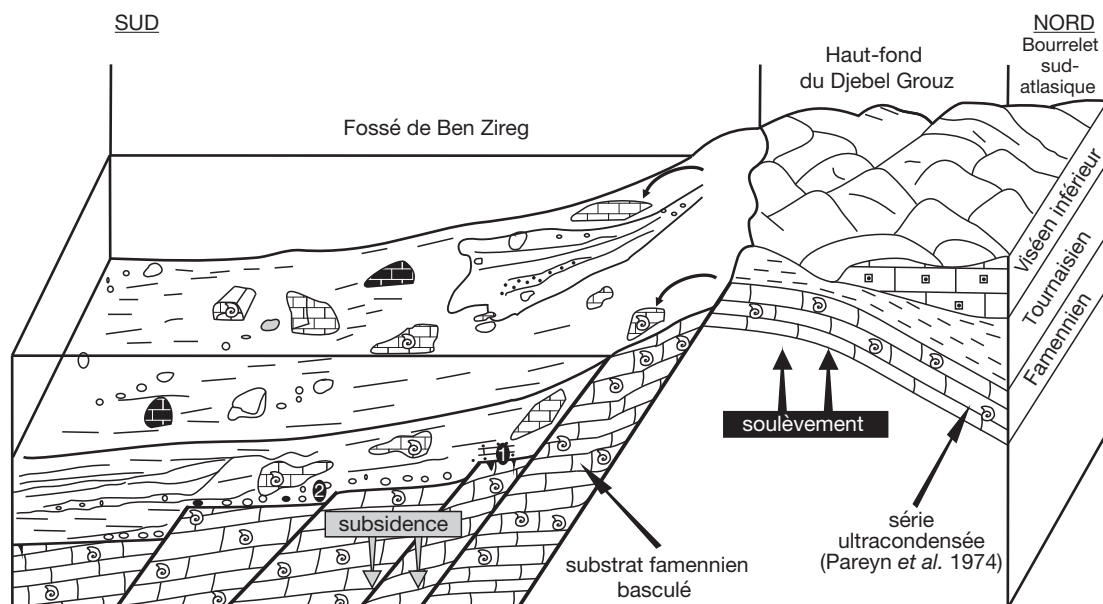


FIG. 12. — Bloc diagramme (sans échelle) illustrant la phase de comblement du sillon de Ben-Zireg en relation avec le fonctionnement actif du bourrelet sud-atlasique : 1) au cours du Viséen précoce, les abrupts de failles sont progressivement recouverts ; des dépôts de tempêtes succèdent à un paléosol et se déposent sur une plate-forme peu profonde ; 2) la base riche en olistolithes et à niveaux de flots de débris, indique l'instabilité du milieu de dépôt. Elle témoigne, aussi, du soulèvement et de l'érosion rapide des bords du bassin.

les régions avoisinantes comme le Grouz, la Soltane El Betoum et la Zousfana, au Nord, et l'Ougarta au Sud. Cette absence serait imputable à une érosion locale ultérieure (Alberti 1972), mais pas à une lacune sédimentaire généralisée, puisque des blocs remaniés d'âge tournaisien ont été retrouvés à la base de la série.

Les données sédimentologiques montrent que la transgression du Viséen inférieur débute par l'édification d'une plate-forme mixte carbonatée/siliciclastique – association de faciès AF_A – influencée par l'action des vagues de tempêtes, moins subsidente, et dont il ne subsiste que quelques lambeaux, celle-ci s'est ensuite fragmentée lors de l'ouverture de la fosse (ou graben) viséenne de Ben-Zireg. Les premiers dépôts surmontant la plate-forme correspondent à une série chaotique, granodécroissante, d'épaisseur variable. Cette étape correspond à l'initiation du « wildflysch ».

PHASE D'INDIVIDUALISATION D'UNE FOSSE TECTONIQUE ET ÉVÈNEMENT CHAOTIQUE

Durant cette phase, la sédimentation a été contrôlée par une tectonique active qui s'est traduite sur le terrain par des variations latérales et verticales dans l'épaisseur des corps sédimentaires, par des déformations contemporaines de la sédimentation tels que les slumps et les failles synsédimentaires qui montrent la mobilité du fond, et par la mise en place de coulées de débris sous-marines et de blocs exotiques isolés correspondant à des olistolithes issus de différentes formations. Les épaisseurs maximales seront localisées dans la partie septentrionale de la fosse tectonique de Ben-Zireg (= partie orientale de l'anticlinal, à la cluse de l'Oued des « trois palmiers ») où la subsidence a joué. Dans la partie orientale de l'anticlinal de Ben-Zireg (paléogéographiquement en direction du Grouz), l'épaisseur de l'ensemble chaotique peut atteindre 150 m. Elle s'amenuise

progressivement vers l'Ouest en direction de la Zousfana concomitamment à une réduction de la granulométrie, où la sédimentation désorganisée (pélites à blocs) est remplacée par des pélites à passées silteuses et gréseuses (turbidites) avec de rares chenaux microconglomératiques.

Les dépôts chaotiques ou « wildflysch » de cette phase de comblement constituent un matériel qui a été détaché de sa patrie, suite à un démantèlement puis à un glissement qui s'est effectué à partir des reliefs qui dominent la fosse tectonique de Ben-Zireg. L'édification de ces reliefs à couverture dévonienne, ne peut être que d'origine tectonique. C'est cette tectonique qui induit le morcellement et la dislocation des terrains avoisinant en blocs qui ont rejoint par gravité le bassin en voie de comblement (Fig. 12).

L'instabilité tectonique qui caractérise cette phase de comblement peut être attribuée à des mouvements verticaux à la limite entre le Tournaisien et le Viséen. Cette instabilité est soulignée, dans la région d'étude, par le fonctionnement actif du bourrelet sud-atlasique (partie méridionale du Djebel Grouz) (Lemosquet *et al.* 1976); par la mise en place de l'ensemble chaotique et par une discordance qui implique un basculement des séries sous-jacentes (Fig. 12). Cette phase d'instabilité est également très sensible au Maroc: flysch du Tinerhir associé au bourrelet sud-atlasique (Michard *et al.* 1982); niveaux chaotiques de Tsili (localité de Ouled Khalifa) dans la Meseta (Michard 1976; Jeannette & Piqué 1981); le flysch de Fouizir (Oued Cherrat) et le flysch du Korifla (Choubert & Faure-Muret 1962; Piqué 1979).

PHASE D'INSTALLATION D'UN CÔNE DÉTRITIQUE

Durant cette phase, le bassin est soumis à l'effet d'une importante subsidence. Il s'agit d'une fosse tectonique profonde alimentée par

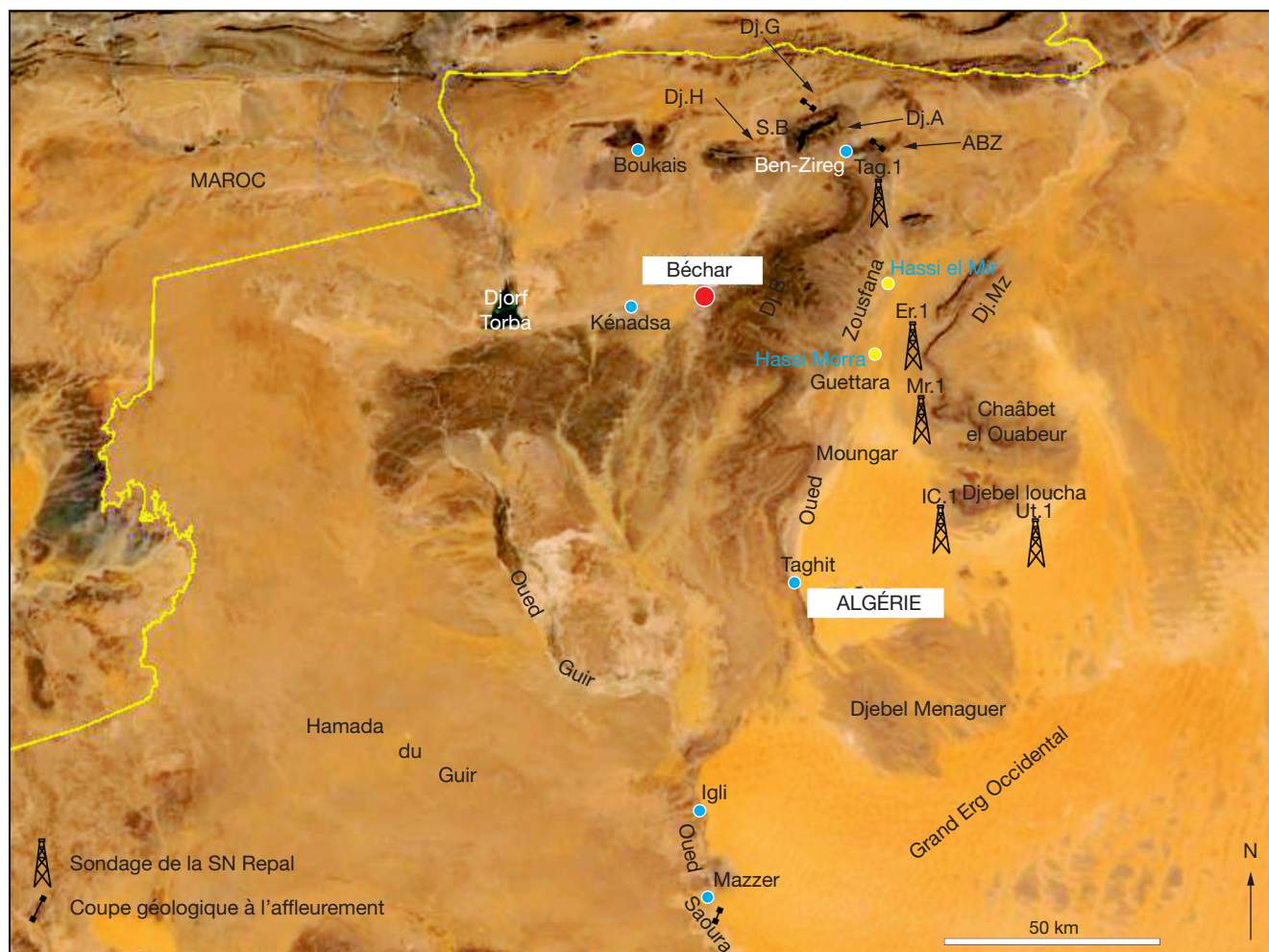


FIG. 13. — Image satellitaire montre la position des coupes et des sondages corrélés selon un transect Nord-Sud. Abréviations : **Dj.G**, Djebel Grouz; **Dj.H**, Djebel Horreit; **Dj.A**, Djebel Antar; **S.B**, Soltane El Betoum; **ABZ**, Anticlinal de Ben-Zireg; **Dj.B**, Djebel Béchchar; **Dj.Mz**, Djebel Mezarif.

un matériel détritique, provenant du démantèlement des reliefs exhaussés des régions avoisinantes, notamment celles situées au Nord. Ceci permet l'installation d'un système turbiditique riche en sable (ou « sand-rich » selon le modèle de Bouma 2000) et de basse efficacité de transport (ou « low efficiency turbidite » selon le modèle de Mutti & Ricci Lucchi 1981 ; Mutti 1979, 1985). Le rapport grès/pélite élevé et la fréquence de dépôts grossiers indiquent la proximité de la source des apports détritiques.

Au toit des dépôts détritiques à caractères flysch (ou « fly-schoïde »), la série se poursuit par une sédimentation de plate-forme mixte (« post-fly-schoïde »), puis de plate-forme carbonatée représentée par une formation calcaire récifale et subrécifale (récifs inférieurs de Pareyn 1961, Viséen inférieur) : les bathymétries de dépôt ont alors largement diminuées.

INTEGRATION AU CADRE RÉGIONAL

Nous nous proposons de présenter l'évolution paléogéographique de Ben-Zireg par rapport aux autres bassins carbonifères de la région de Béchchar. Pour cela, nous avons

choisi un transect de corrélation Nord-Sud, depuis le Djebel Grouz jusqu'à la vallée de la Saoura (Fig. 13). Ce profil montre les corrélations stratigraphiques entre la coupe de Ben-Zireg, la bordure méridionale de Grouz (Pareyn *et al.* 1974), la vallée de la Zousfana avec les sondages Tag1 et Er1, la région dite Chaâbet El Ouabeur avec le sondage Mr1, le Djebel Ioucha avec les Sondages Ic1 et Ut1, et enfin la vallée de la Saoura (Malti 2001 ; Malti *et al.* 2008).

Au Tournaisien (Fig. 14A), du Djebel Grouz au bord septentrional de Ben-Zireg, se dépose une série condensée de plate-forme distale formée d'argiles à passées de calcaires. A Ben-Zireg, il y a absence de dépôts tournaisiens et les calcaires griottes du Dévonien terminal forment un haut-fond émergé (paléosol à proximité de la cluse de l'Oued des « trois palmiers »). Il s'agit, soit d'une barrière morphologique mise en place par un soulèvement tectonique associé à des failles synsédimentaires, soit d'un héritage de la paléogéographie antécédente. Vers le Sud, la vallée de la Zousfana, entre Hassi el Mir et Hassi Morra, représente un domaine d'ombilic rempli d'une sédimentation argilo-gréseuse rythmique (sondages Tag1 et Er1). Vers le Sud-Est, dans la région des « massifs récifaux du Grand Erg occidental »

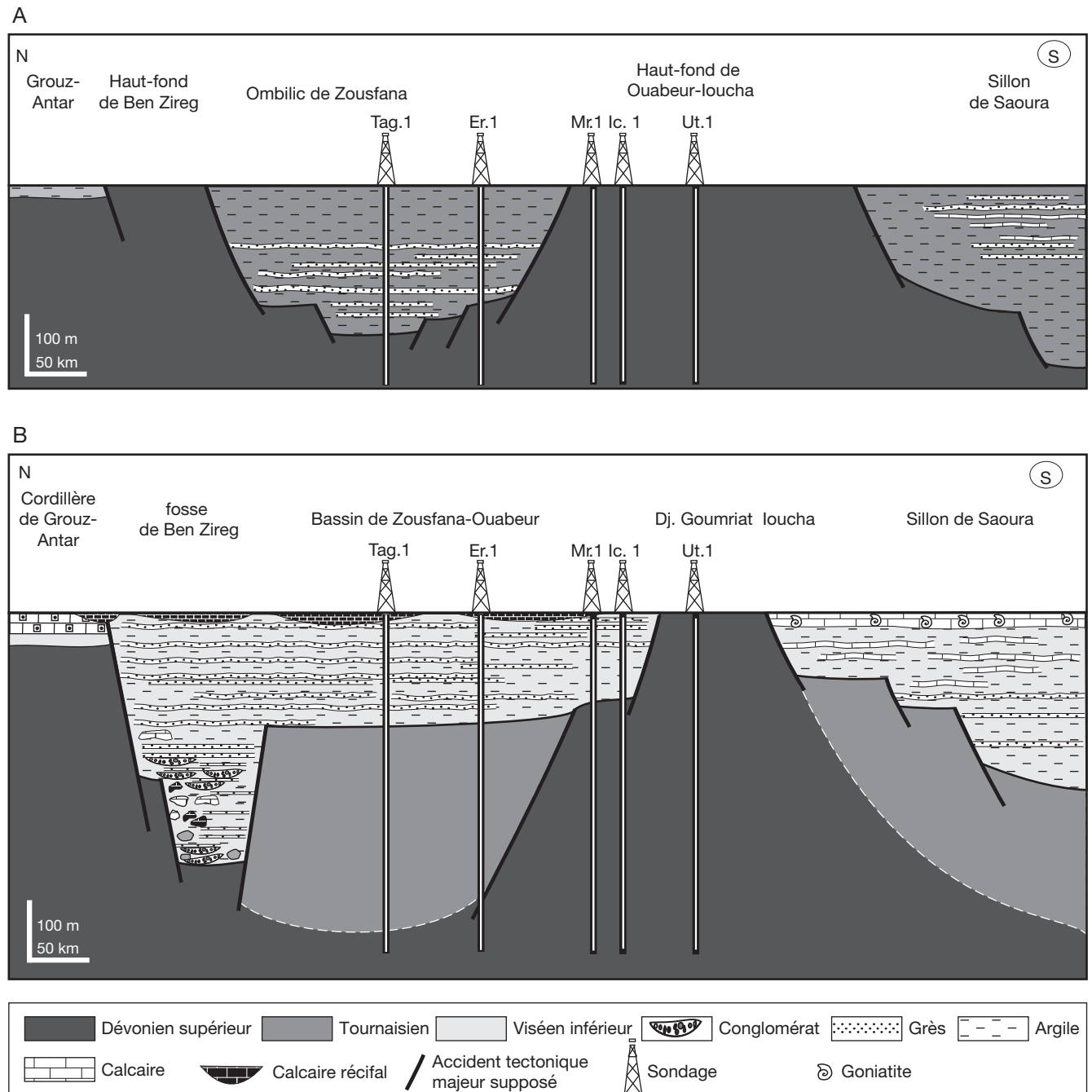


FIG. 14. — Evolution paléogéographique de Ben-Zireg par rapport aux autres bassins carbonifères de la région de Béchar : **A**, schéma de l'évolution tectono-sédimentaire de la région de Ben-Zireg durant le Tournaisien selon une coupe Nord-Sud entre le Djebel Grouz et la vallée de la Saoura ; **B**, schéma de l'évolution tectono-sédimentaire de la région de Ben-Zireg durant le Viséen inférieur selon une coupe Nord-Sud entre le Djebel Grouz et la vallée de la Saoura.

on observe directement sous les récifs du Djebel Ioucha d'âge Viséen supérieur les calcaires (Pareyn 1961, niveaux Ioucha 2 et 3) du Tournaisien supérieur à Viséen inférieur datés par goniatites (Korn *et al.* 2007, p. 133). Coquel & Abdesselam-Rouighi (2000) identifient par la palynologie le Tournaisien supérieur dans le forage Ut2 alors que dans les forages voisins (Ut1, Mr2) le Viséen supérieur repose directement sur le Strunien ou sur des niveaux dévoniens plus anciens.

Dans la vallée de la Saoura, complètement effondrée, s'entassent les puissants sédiments des formations d'Oulad

Bou Hadid et Hassi Sguilma (Pareyn 1961). Ce sont des argiles vertes à rouges interrompues par des épisodes gréseux, auxquelles succède une dalle de calcaire marneux rouge à brachiopodes et crinoïdes. Les conodontes *Siphonodella* permettent de dater l'ensemble du Tournaisien (Conrad *et al.* 1986). Ces formations forment des « onlaps » contre le haut-fond d'El Oubeur-Ioucha (Malti 2001).

Au cours du Viséen inférieur (Fig. 14B), les dépôts du Grouz sont des faciès de mer ouverte, représentés par des calcaires à crinoïdes qui passent latéralement à des faciès de barrières (ou

formations récifales) dans le Djebel Antar. Le domaine ombilical de la Zousfana s'élargit du Nord au Sud. Le secteur de Ben-Zireg, qui fonctionnait comme un haut fond, subit une inversion de relief. Il devient une fosse tectonique profonde, subsidente, étroite, limitée par des failles (fractures du socle réactivées) et bordée par des zones hautes alignées grossièrement Est-Ouest. Dans cette fosse s'accumule une sédimentation détritique de type flysch. Ce comblement s'achève par des barres récifales (récifs inférieurs de Pareyn 1961) qui se prolongent jusqu'au Sud de Antar.

Au Sud-Est, avant le haut-fond de la région d'Ioucha, dans le forage Mr1, des dépôts flyschoides interrompus par de fines intercalations calcaires sont attribués, sans preuve paléontologique, au Viséen inférieur. Le haut-fond formé de dépôts dévoniens se rétrécit par effondrement de part et d'autre. Il s'agit d'une barrière morphologique située au Nord d'Ioucha (Ut1). Au Sud, dans la Saoura, l'espace est toujours disponible pour le comblement par les faciès de la formation d'El Hariga. Ce sont des couches argileuses à intercalations de barres gréseuses à la base et de minces niveaux calcaires au sommet. Il s'agit de faciès de mer ouverte, qui s'accumulent depuis Ioucha jusqu'au sillon de la Saoura. Ce dernier garde toujours sa structure en graben.

CONCLUSION

La transgression du Carbonifère inférieur s'est largement étendue sur le domaine saharien. Elle y a déposé des formations détritiques et carbonatées de plate-forme dont les variations de faciès et d'épaisseur dénotent des taux de subsidence différentiels (Fabre 1983, 2005; Legrand-Blain 1983; Malti *et al.* 2008). Au Nord, en bordure de l'Atlas saharien dans la région de Ben-Zireg, une fosse tectonique grossièrement orientée Est-Ouest naît par le jeu d'accidents préexistants du substrat. Le remplissage de cette région septentrionale, généralement considérée comme l'avant-pays de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord (Fabre 1983, Kazi-Tani *et al.* 1991), s'effectue par des matériaux détritiques en provenance des zones en voie de tectonisation situées au Nord, à la faveur du fonctionnement actif du bourrelet sud-atlasique, tandis que des sédiments carbonatés ou détritiques se déposent sur les plate-formes adjacentes aux bordures de la fosse. Des glissements, des transports en masse (olistolithes et coulées de débris) et des courants de turbidites se déclenchent. Ils sont marqueurs d'une importante activité tectonique syn-sédimentaire.

Les corrélations lithostratigraphiques avec les régions avoisinant et les associations de faciès reconnues dans le cadre du présent travail, montrent que l'évolution paléogéographique de Ben-Zireg, durant le Viséen inférieur, s'est déroulée en trois étapes principales: Phase d'installation d'une plate-forme mixte carbonatée/siliciclastique influencée par l'action des vagues de tempêtes, après une période de régression forcée attestée par le niveau à paléosol et par l'absence du Strunien et du Tournaisien; Phase d'individualisation d'une fosse tectonique (ou graben) suivie d'une sédimentation chaotique qui coïncide avec le dépôt «wildflysch». Cette phase a été contrôlée par une tectonique active qui s'est traduite sur le terrain par des variations

latérales et verticales dans l'épaisseur des corps sédimentaires, des failles synsédimentaires, des slumps, de nombreux olistolithes métriques à plurimétriques et par des niveaux à flots de débris; Phase d'installation d'un système turbiditique riche en sable et de basse efficacité de transport, suite à une subsidence active par des failles normales. Le rapport grès/pélite élevé et la fréquence de dépôts grossiers indiquent la proximité de la source origine des apports détritiques. Au toit de cette dernière phase, la série se poursuit par une sédimentation de plate-forme mixte, puis de plate-forme carbonatée récifale ou subrécifale (récifs inférieurs de Ben-Zireg), témoignant d'une période de relative quiescence tectonique et de remontée eustatique.

Remerciements

Nous remercions vivement messieurs Jean-François Ghienne et Jean-Yves Reynaud, pour leurs remarques et critiques constructives sur ce manuscrit. Nous remercions également le rédacteur en chef, Didier Merle, qui a accepté la publication de ce travail dans la revue *Geodiversitas*.

RÉFÉRENCES

- ALBERTI H. 1972. — Zur geologischen Entwicklung der Sahara Occidental and der Wende Devon-Karbon. *Newsletter Stratigraphy* 2 (3): 149-152.
- BISCARA L. 2011. — *Le Système turbiditique de l'Ogooué (Gabon, marge ouest africaine): évolution fini-Holocène de la morphologie et de la dynamique sédimentaire*. Thèse Doctorat, Université de Bordeaux I, 316 p.
- BOUMA A. H. 1962. — *Sedimentology of some flysch deposits "A graphic approach to facies interpretation"*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA A. H. 2000. — Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology* 17: 137-143.
- BOUMA A. H., WICKENS H. DE V. & COLEMAN J. M. 1995. — Architectural characteristics of fine-grained submarine fans: a model applicable to the Gulf of Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 45: 71-75.
- BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND-DELGA M., GUEIRARD S., GUITARD G., JULIVERT M., MARTINEZ F. J. F. D., MIROUSE R. & ORSINI J. B. 1980. — Essai sur l'image paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 108: 159-171.
- BRENCHLEY P. J. 1985. — Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology* 9: 369-396.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE BEN-ZIREG. — FEUILLE N°NH-30-XXIII à l'échelle 1/200 000ème, Carte publiée en 2000 par l'Office national de la Recherche géologique et minière. Notice explicative par A. Zerrouki. Service géologique de l'Algérie, 48 p.
- CHAKIRI S & TAHIRI A. 2000. — La formation chaotique famennotournaisienne du Grou: témoin de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache (Meseta marocaine). *Bulletin de l'Institut Scientifique* 22: 9-15.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. 1962. — Évolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, in *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot*. Société Géologique de France, Paris, Mémoire hors-série: 447-527.
- CLARIOND L., LEGA F. & TERMIER H. 1933. — Observations géologiques sur les terrains primaires de la bordure méridionale du Djebel Grouz (confins algéro-marocains du Sud). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France* 5, 148 p.

- CONRAD J. 1984. — *Les séries carbonifères du Sahara central algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale*. Thèse de Doctorat Es-Sciences, Université Aix-Marseille III, France, 359 p.
- CONRAD J., MASSA D. & WEYANT M. 1986. — Late Devonian regression and early Carboniferous transgression on the northern African platform. *Annales de la Société géologique de Belgique* 109: 113-122.
- COQUEL R. & ABDESSELAM-ROUGHI F. 2000. — Révision palynostratigraphique du Dévonien terminal-Carbonifère inférieur dans le Grand Erg occidental (Bassin de Béchar, Sahara algérien). *Revue de Micropaléontologie* 43 (3): 353-364.
- CORNAMUSINI G. 2004. — Sand-rich turbidite system of the Late Oligocene Northern Apennines foredeep: physical stratigraphy and architecture of the 'Macigno costiero' (coastal Tuscany, Italy). *Geological Society, London, Special Publication* 222: 261-283.
- CORNAMUSINI G., ELTER F. M. & SANDRELLI F. 2002. — The Corsica-Sardinia Massif as source area for the early northern Apennines foredeep system: evidence from debris flows in the 'Macigno costiero' (Late Oligocene, Italy). *International Journal of Earth Science* 91: 280-290.
- INSELE G. 1992. — *Sedimentary Basins*. Springer Verlag, Berlin, 628 p.
- FABRE J. 1983. — *Afrique de l'Ouest. Lexique stratigraphique international*. Pergamon Press, Oxford: 236-259.
- FABRE J. 2005. — *Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren African Geosciences Collection*. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique 108: 572 p.
- FAÏK F. 1988. — *Le Paléozoïque de la région de Mrirt (Est du Maroc Central) : évolution stratigraphique et structurale*. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle. Université de Paul Sabatier, Toulouse, 233p.
- FELLAH A. H. 2009. — *L'anticlinal de Ben-Zireg : lithostratigraphie, évolution séquentielle et environnements de dépôt au Dévonien inférieur-moyen (Béchar, Sahara algérien nord-occidental)*. Mémoire de magister, Université d'Oran, 135 p.
- GAUTIER E. F. 1905. — Rapport sur une mission géologique et géographique dans la région de Figuig. *Annales de Géographie* 14: 144-146.
- GAUTIER E. F. 1908. — *Le Sahara algérien*. Armand Colin, Paris, 371 p.
- GERVAIS A. 2002. — *Analyses multi-échelles de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture d'un système turbiditique sableux profond (Système du Golo, Marge est-Corse, Mer Méditerranée)*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux 1, 285 p.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. 1988. — Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II*, 307: 1909-1916.
- HALFAR J., JAMES C., INGLE J. C. JR. & GODINEZ-ORTA L. 2004. — Modern non-tropical mixed carbonate-siliciclastic sediments and environments of the Southwestern Gulf of California, Mexico. *Sedimentary Geology* 165: 93-115.
- HOEPFFNER C., SOULAIMANI A. & PIQUÉ A. 2005. — The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences* 43: 144-165.
- HOLLARD H. 1967. — Le Dévonien du Maroc et du Sahara occidental, in OSWALD D. H. (éd.), *Devonian System* 1. Alberta Society Petroleum Geology, Calgary: 203-244.
- HOUARI R. & HOEPFFNER C. 2003 — Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 37: 11-24.
- JEANNETTE D. & PIQUÉ A. 1981. — Le Maroc hercynien : plate-forme disloquée du craton ouest-africain. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 293: 79-82.
- JOHNSON A. M. 1970. — *Physical Processes in Geology*. Freeman & Cooper, San Francisco, 577 p.
- KAZI-TANI N., NEDJARI A. & DELFAUD J. 1991. — Modalités de fonctionnement d'un bassin d'avant-fosse : l'exemple du Carbonifère de Béchar, Sud-Oranais, Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II*, 313: 579-586.
- KONATÉ M., DENIS M., YAHAYA M. & GUIRAUD M. — 2007. Structuration extensive et transpressive au Dévonien-Dinantien du bassin de Tim Mersoï (bordure occidentale de l'Aïr, Nord Niger). *Annales de l'Université de Ouagadougou, Série C*, 5: 1-32.
- KORN D., BOCKWINKEL J. & EBBIGHAUSEN V. 2007. — Tournaisian and Viséan ammonoid stratigraphy in North Africa. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 243 (2): 127-148.
- LANZONI E. & MAGLOIRE L. 1969. — Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 24 (4): 441-468.
- LEGRAND-BLAIN M. 1983. — Le Carbonifère marin du Sahara algérien, in FABRE J. (ed.), *Lexique de Stratigraphie Internationale*. Pergamon Press, Oxford, 1: 109-117.
- LEGRAND-BLAIN M. 2001. — Le Strunien et le Tournaisien au Sahara algérien : limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie* 11: 61-85.
- LEMOQUET Y. & PAREYN C. 1985. — Bechar Basin, in WAGNER R. H., WINKLER PRINS C. F. & GRANADOS L. F. (eds), *The Carboniferous of the World*, vol. 2. IUGS Publication 20. Instituto Geologico y Minero de Espana, Madrid: 306-315.
- LEMOQUET Y., PAREYN C. & WEYANT M. 1976. — Schéma de l'évolution tectono-sédimentaire du Carbonifère inférieur et moyen dans le Bassin de Béchar (Sahara sud-oranais). 4^{ème} Réunion Annuelle en Sciences de la Terre, Paris, 13 au 16 Avril 1976. Livre des résumés: 126.
- LEMOQUET Y., PAREYN C. & WEYANT M. 1980. — Transgressions dinantiennes et mouvements hercyniens précoces sur la bordure septentrionale du craton africain (Bassin de Béchar, Sahara Sud-oranais, Algérie). Huitième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie Carbonifère, Moscou, 8-13 Septembre 1975. *Compte Rendu* 6: 199-209.
- LOWE D. R. 1975. — Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22: 157-204.
- MALTI F. Z. 2001. — *Sédimentologie et paléogéographie des assises viséennes à moscoviennes du Bassin de Béchar (Sahara algérien occidental)*. Mémoire de magister, Université d'Oran, Algérie, 359 p.
- MALTI F. Z., BENHAMOU M., MEKAHLI L. & BENYOUCEF M. 2008. — The development of the Carboniferous Ben-Zireg-Zousfana Trough in the northern part of the Béchar basin, Western Algeria: Implications for its structural evolution, sequence stratigraphy and palaeogeography. *Geological Journal* 43: 337-360.
- MARÉCHAL B. 2000. — *Caractérisation et interprétation de la variabilité chimique et minéralogique des grès réservoirs : implication pour la modélisation numérique de la diagenèse minérale des grès de Ravenscar Group (Yorkshire, Royaume-Uni)*. Thèse de Doctorat, École nationale supérieure des Mines de Saint Étienne, 321 p.
- MASSA D., TERMIER G. & TERMIER H. 1974. — Le Carbonifère de Libye occidentale, stratigraphie, paléontologie. Notes et Mémoires, *Compagnie Française des Pétroles* 11: 139-206.
- MENCHIKOFF N. 1934. — Sur le rivage méridional de la Mésogée jurassique dans les confins algéro-marocains. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 198: 1617-1619.
- MENCHIKOFF N. 1936. — Études géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société géologique de France* 5 (VI): 131-148.
- MICHARD A. 1976. — Éléments de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 252: 1-420.
- MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. & WILLEFERT S. 1982. — Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology* 10: 253-256.
- 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, Berlin Heidelberg: 65-131.
- MICHARD A., OUANAÏMI H., HOEPFFNER C., SOULAIMANI S., BAIDDER L. 2010. — Comment on Tectonic relationships of South-

- west Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides by J. F. Simancas *et al.* [C. R. Geoscience 341 (2009) 103-113]. *Comptes Rendus Geoscience* 342: 170-174.
- MIDDLETON G. V. & HAMPTON M. A. 1973. — Mechanics of flow and deposition. *Society Economic Paleontologists Mineralogists, Short course* 3: 287-315.
- MULDER T. & ALEXANDER J. 2001. — The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- MULDER T. & FAUGÈRES J.C. 2001. — *Excursion sédimentologique dans le Pays Basque. Livre guide. D. G. Océanographie*. Université de Bordeaux1, 30 p.
- MUTTI E. 1979. — Turbidites et cônes sous-marins profonds, in HOMEWOOD P. (éds), *Sédimentation détritique fluviale, littorale et marine*. Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse 1: 353-419.
- MUTTI E. 1985. — Turbidite systems and their relations to deposition sequences, in Zuffa G. G. (éd.), *Provenance of Arenite*. D. Riedel Publishing Company, Dordrecht, Amsterdam: 65-93.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. 1975. — Turbidite facies and facies associations, 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 "Nice 75", Excursion Guidebook*, A-11: 21-36.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. 1981. — *Introduction to the Excursions on Siliciclastic Turbidites*. 2nd International Assembly of Sedimentology, European Regional Meeting. Excursion Guidebook, Bologna: 1-3.
- MUTTI E. & NORMARK W. R. 1987. — *In Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman, London, 38 p.
- 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*. New York, Springer: 75-106.
- MUTTI E., TINTERRI R., BENEVELLI G., DI BIASE D. & CAVANNA G. 2003. — Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20: 733-755.
- NARDIN T. R., HEIN F. J., GORSLINE D. S. & EDWARDS B. D. 1979. — A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *SEPM, Society for Sedimentary Geology, Special Publication* 27: 61-73.
- NERCI K. 2006. — *Les minéralisations aurifères du district polymétallique de Tighza (Maroc central): un exemple de mise en place perigranitique tardi-hercynienne*. Thèse en cotutelle internationale, Université d'Orléans, 302 p.
- NORMARK W. R. 1978. — Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *The American Association of Petroleum Geologists* 62: 912-931.
- PARÉYN C. 1955. — Le flysch viséen de Ben-Zireg (confins algéro-marocains du Sud). *Actes de la 74e session de la Société Géologique de la France*: 278-296.
- PARÉYN C. 1961. — Les massifs carbonifères du Sahara Sud-oranais. *Publication du Centre de Recherche sur les Zones arides, Géologie, Paris* 1, 325 p.
- PARÉYN C., LEMOSQUET Y. & WEYANT M. 1974. — Zones de conodontes dans le Carbonifère du Sahara Nord-Occidental. Deuxième Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 Avril. Livre des résumés: 304.
- PICKERING K. T., HISCOTT R. N. & HEIN F. J. 1989. — *Deep-Marine Environments*. Unwin Hyman, London, 416 p.
- PIPER D. J. W. 1978. — Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains, in STANLEY D. J. & KELLING G. (eds), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross: 163-176.
- PIPER D. J. W. & NORMARK W. R. 2001. — Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. *The American Association of Petroleum Geologists* 85: 1407-1438.
- PIPER D. J. W., HISCOTT R. N. & NORMARK W. R. 1999. — Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology* 46: 47-78.
- PIQUÉ A. 1979. — *Évolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord-occidentale*. Thèse Es-Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg, Sciences Géologiques, Mémoire 56, 203 p.
- POSAMENTIER H. W. 2003. — Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20: 677-690.
- POSTMA G. 1983. — Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrija Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology* 30: 91-103.
- RAVENNE C., VIALLG R., RICHE P. & TREMOIÈRES P. 1987. — Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Éocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'Institut français du Pétrole* 42: 529-553.
- SANDERS J. E. 1965. — Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms, in Middleton G. V. (éd.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Society Economic Palaeontologists Mineralogists, Special Publication* 12: 192-219.
- SHANMUGAM G. 1996. — High-density turbidity currents: are they sand debris flows? *Journal of Sedimentary Research* 66: 2-10.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R. J. 1988. — Submarine fans: characteristics, models, classification and reservoir potential. *Earth Science Reviews* 24: 383-428.
- SIMPSON E. L. 1987. — *Sedimentology and Tectonic Implications of the Late Proterozoic and Early Cambrian Chilhowee Group in Southern and Central Virginia*. Ph. D. Disert, Blacksburg, V. A., Virginia Polytechnic, Institute and State University, 298 p.
- SIMPSON E. L. & ERIKSON K. A. 1990. — Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: An example of the early history of passive margin. *Journal of Sedimentary Petrology* 60 (1): 84-100.
- SOUALHINE S., DE LEÓN J. T. & HOEPFFNER C. 2003. — Les faciès sédimentaires carbonifères de Tisdafine (Anti-Atlas oriental): remplissage deltaïque d'un bassin en «pull-apart» sur la bordure méridionale de l'Accident sud-atlasique. *Bulletin de l'Institut scientifique de Rabat* 25: 31-41.
- SURLYK F. 1984. — Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland, in KOSTER E. H. & STEEL R. J. (eds), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists 10: 359-382.
- VAI G. B. & COCOZZA T. 1986. — Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bulletin de la Société géologique de France* 8 (2): 95-114.
- WALKER R. G. 1967. — Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 25-43.
- WALKER R. G. 1992. — Facies, facies models, and modern stratigraphic concepts, in WALKER R. G. & JAMES N. P. (éds), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association, Canada, 14 p.
- WEYANT M. & PARÉYN C. 1975. — Mise en évidence du caractère condensé de la série dinantienne de la bordure méridionale du Djebel Grouz (Sahara sud-oranais). *Bulletin de la Société géologique de France* 17 (7): 52-55.

Soumis le 31 octobre 2013;
 accepté le 5 novembre 2014;
 publié le 27 mars 2015.