

## Dynamique et contrôle de la sédimentation détritique de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur (zone à *Acanthicum*) dans le cadre paléostructural de la plate-forme ouest-algérienne.

Michel BENEST\*, T. OUARDAS\*\*, J. PERRIAUX\*\* et J.P. USELLE\*\*

\* UMR 5565 du CNRS, UFR des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon-I, 27-43, Bd du 11 Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex, France.

\*\* L.G.C.A. - UPRESS et /ou Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.

Pour correspondance : E-mail: [touardas@ujf-grenoble.fr](mailto:touardas@ujf-grenoble.fr)

**Résumé** - De nouveaux résultats concernant la série à dominante terrigène de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur *p. p.* dans l'avant-pays tellien ouest-algérien s'appuient sur différentes données sédimentologiques acquises tant sur le terrain qu'au laboratoire.

En tenant compte de la place et de l'importance d'unités carbonatées, stratigraphiquement repérées, dans l'évolution verticale des faciès, la formation des Argiles de Faïdja, dans les Monts de Nador-Chellala, a été divisée en 3 séquences majeures, d'échelle hectométrique (I, II, III), limitées par des discontinuités d'extension régionale. Ce type de séquence détritique se termine par des carbonates caractérisant un milieu, soit ouvert sur la mer franche (ammonites), soit littoral, tidal, récifal ou périrécifal. La rythmicité des dépôts s'exprime également à l'échelle métrique à décamétrique par une succession de séquences fondamentales essentiellement granodécroissantes. L'évolution la plus typique est klüpfelienne.

Les différentes techniques appliquées en particulier aux Grès de Bou Médine mettent l'accent sur les mécanismes de transport, l'origine du matériel et les milieux du dépôt dans le cadre paléogéographique de l'Oranie. Les caractères de la sédimentation indiquent une plate-forme marine littorale et deltaïque (le plus souvent protégée de la mer franche et soumise à l'action des courants côtiers et de marée) généralisée à l'ensemble du domaine étudié à partir du Kimméridgien inférieur (séquence III). Le matériel détritique, bien trié (d'origine très lointaine), transporté dans un système de chenaux à fond plat et probablement en tressés sur des pentes faibles, progradait vers le Nord-Est, en direction du Bassin tellien. La fréquence des remaniements éoliens ainsi que la présence, à plusieurs niveaux, de fragments de bois (provenant notamment de Gymnospermes du genre *Metapodocarpoxylon*), parfois abondants, indiquent la proximité méridionale de zones d'émersion prolongée (levées ou îles basses périodiquement inondées).

Les principales aires nourricières devaient correspondre aux massifs anciens de l'Anti-Atlas et du Sahara constitués en partie de roches plutoniques acides.

L'analyse des constituants argileux, en particulier, plaide en faveur d'un climat à saisons alternantes, de type sec ou soudano-sahélien. Les variations spatio-temporelles des dépôts sont localement spectaculaires et témoignent de l'importance de la subsidence différentielle liée à une tectonique distensive dans l'avant-pays tellien (réactivation de failles profondes d'héritage

hercynien). La dynamique relative à chaque séquence majeure permet d'envisager, d'une façon globale, d'abord un *approfondissement dominant* (dû surtout à la subsidence), puis un *comblement progressif* jusqu'à la production de carbonates dans des conditions de profondeur décroissante, même lorsque le milieu s'ouvre sur la mer franche.

Dans le cadre paléostrucural régional, la zone orientale du Nador-Chellala apparaît très subsidente avec un maximum à l'Oxfordien supérieur lorsque près de 800 m de sédiments prodeltaïques turbiditiques (séquence I) s'accumulent dans le *sillon intracontinental du Nador*. Quant au secteur occidental de Hassi Zerga, il atteint son plus fort taux de subsidence, plus tard, au cours du Kimméridgien inférieur et supérieur (séquence III) avec 600 m environ de sédiments littoraux ou deltaïques déposés entre les zones résistantes (horsts) de Tiffrit et de Rhar Roubane, jusqu'à la cicatrization du sillon tlemcenien.

On peut toutefois admettre que si les séquences majeures I, II, et III sont indubitablement sous *contrôle tectonique*, les séquences fondamentales (paraséquences de 4<sup>e</sup> ou 5<sup>e</sup> ordre au sens de Vail, ou séquences de haute fréquence) seraient davantage sous *contrôle eustatique*, en particulier lorsqu'elles s'achèvent par une phase carbonatée. A ce sujet, il y a lieu d'insister sur l'évolution transgressive de la séquence II encadrée par les deux séquences I et III globalement régressives. Un *maximum d'inondation* est envisagé au Kimméridgien inférieur (sommet de la zone à Hypselocyclum et base de la zone à Divisum).

À l'échelle de la plate-forme ouest-algérienne, l'environnement correspond à la partie distale d'un important complexe fluvio-deltaïque (bien caractérisé dans l'Atlas saharien occidental) dont l'un des principaux bras débouchait dans la zone de Hassi Zerga (Monts de Daïa).

Notons enfin, que, du Callovien au Kimméridgien, les apports silico-clastiques d'origine saharienne, ne parviendront pas à franchir, vers le Nord, le haut-fond pélagique de Bou Hadjar. Ce seuil (paléohorst), à sédimentation très condensée et ennoyé seulement à partir du Callovien, a séparé, au cours du Malm, un domaine septentrional peu subsident, ouvert sur la mer téthysienne (Bassin tellien s. s.), d'un vaste domaine méridional très subsident (plate-forme) jusqu'aux confins sahariens.

**Mots clés** - Ouest Algérien - Malm inférieur - Plate-forme littorale et deltaïque - Dynamique sédimentaire - Tectonique distensive - Eustatisme.

### **Dynamics and control of the detrital sedimentation since upper Oxfordian up to late Kimmeridgian (Acanthicum zone) in the paleostructural environment of the western-algerian platform**

**Abstract** - This note presents new results concerning the environment of the detrital series of Upper Oxfordian-Upper Kimmeridgian age in the western Tellian foreland. The study of the sedimentary organization relative to the «Argiles de Faïdja» Formation in the Nador-Chellala Mountains, makes it possible to distinguish *three depositional major sequences* (I, II, III) limited by large-extended discontinuities (omission or erosive surfaces). Each sequence, first siliciclastic or clayey, is capped by carbonates which indicate sometimes communications with the Tethyan open-sea, sometimes a neritic environment. The rhythmic evolution, on metre-decametre scale, shows the vertical stacking of fining-up sequences (4<sup>th</sup> or 5<sup>th</sup> order parasequences ? in Vail's sense). It may indicate Klüpfel-sequences.

The different techniques applied to the «Grès de Bou Médine» Formation, in the western region, lay emphasis on the *environmental evolution, the transportation-mechanisms and also the origin of terrigenous material in the northwestern-African continent.*

All the sedimentology and faunal data give evidence for the existence of an *extensive shallow and deltaic shelf*, largely exposed to the coastal or tidal currents.

The siliciclastic well-sorted sand which was transported in braided channels, prograded Northeastwards in the direction of the Tellian basin. The frequent eolian reworks and the remains of fossilized trees (as Gymnosperms of *Metapodocarpoxylon* genus), locally abundant, suggest the proximity of durable emerged sand-banks (flat islands) along delta distributies. One of the more important delta-front, with its sand-bars, was localized in the Hassi Zerga zone.

The principal supplying areas should correspond to eroded old massifs partly composed of plutonic acid rocks in the long-distant backland (Sahara and Moroccan Anti-Atlas).

The analysis of clay-minerals allows us to envisage a tropical-dry climate with alternating seasons.

The deposition of the three major sequences was greatly determined by the distensive tectonics (reactivation of deep transversal faults of late hercynian heritage) : the sedimentary dynamics, in each case, implies, first a dominant deepening phase mainly resulting of sinking, then a long and gradual filling up-levelling process, up to a carbonate production in decreasing depth conditions (even with a sea-opening occurrence).

Regarding the paleostructural context, the eastern region of Nador-Chellala was highly subsident during the Upper Oxfordian (sequence I), when massive prodeltaic-turbiditic sediments have been accumulated in the intracratonic trough of Nador. The western area of Hassi Zerga attained a maximum of subsidence, later, during the Lower and Upper Kimmeridgian (sequence III), with thick deltaic series deposited between the paleohorsts of Tiffrit and Rhar Roubane, up to closing of the Tlemcenian trough.

If the major sequences I, II, III (middle-frequency cycles) were indubitably *controlled by tectonics*, the basic sequences (high-frequency cycles) should represent *global eustatic fluctuations* especially when they are ended by carbonate deposits.

Attention is focused on the transgressive evolution of the sequence II between the regressive sequence I and III. *A maximum flooding* is recorded during the Lower Kimmeridgian (top of the Hypselocyclum zone, base of the Divisum zone).

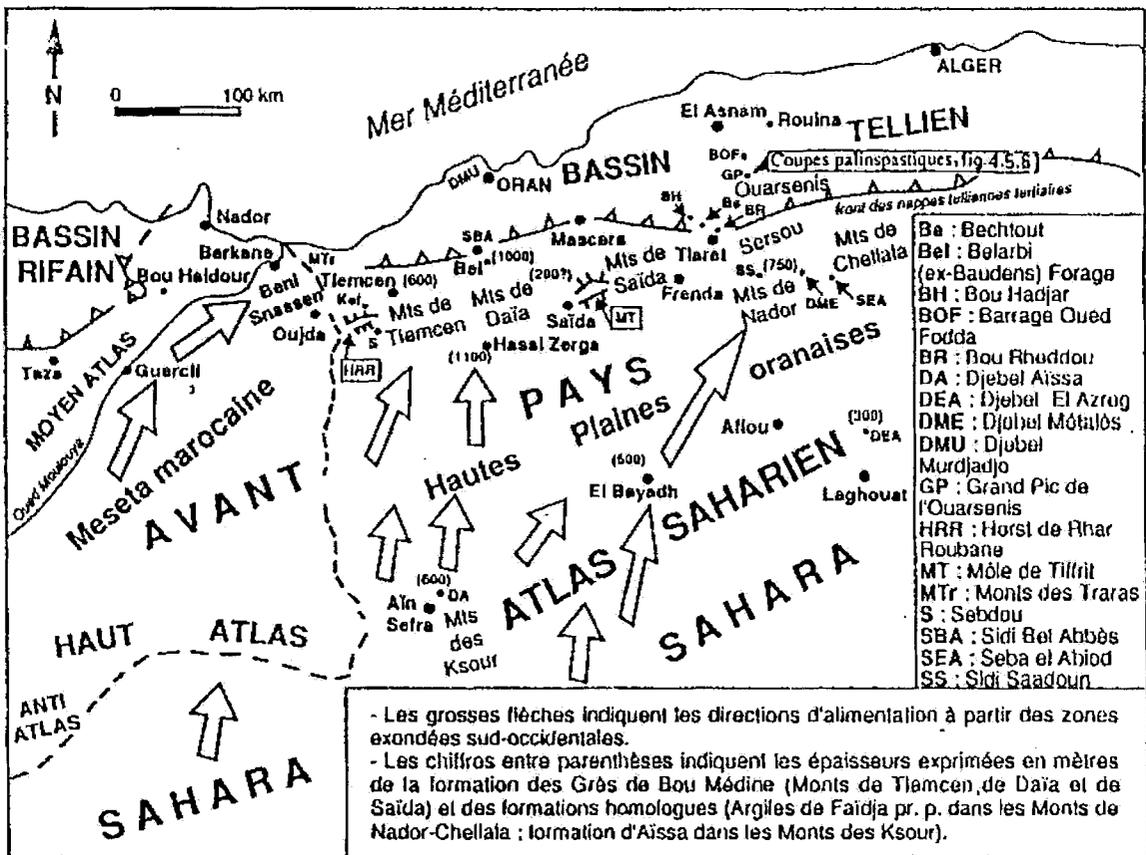
On scale of the western Algerian platform, the environments correspond to the distal part of an *immense fluvio-deltaic complex* well characterized in the western Saharan-Atlas. Finally, it appears that the siliciclastics supplies, from Callovian to Kimmeridgian, were stopped northwards near the *pelagic shoal of Bou Hadjar*, of capital paleogeographic importance. This shoal (paleohorst immersed from the Callovian), overlaid by condensed beds, has separated, during all the Malm, *a septentrional open-sea realm*, slightly subsiding (Tellian basin sensu stricto), and a *meridional vast realm* greatly subsiding (*northern Saharan platform*) including the Atlasic trough.

**Keys-words :** Western Algeria - Lower Malm - Littoral and deltaic platform - Sedimentary dynamics - Distensive tectonics - Eustasy.

**I - INTRODUCTION, SITUATION GÉOLOGIQUE**

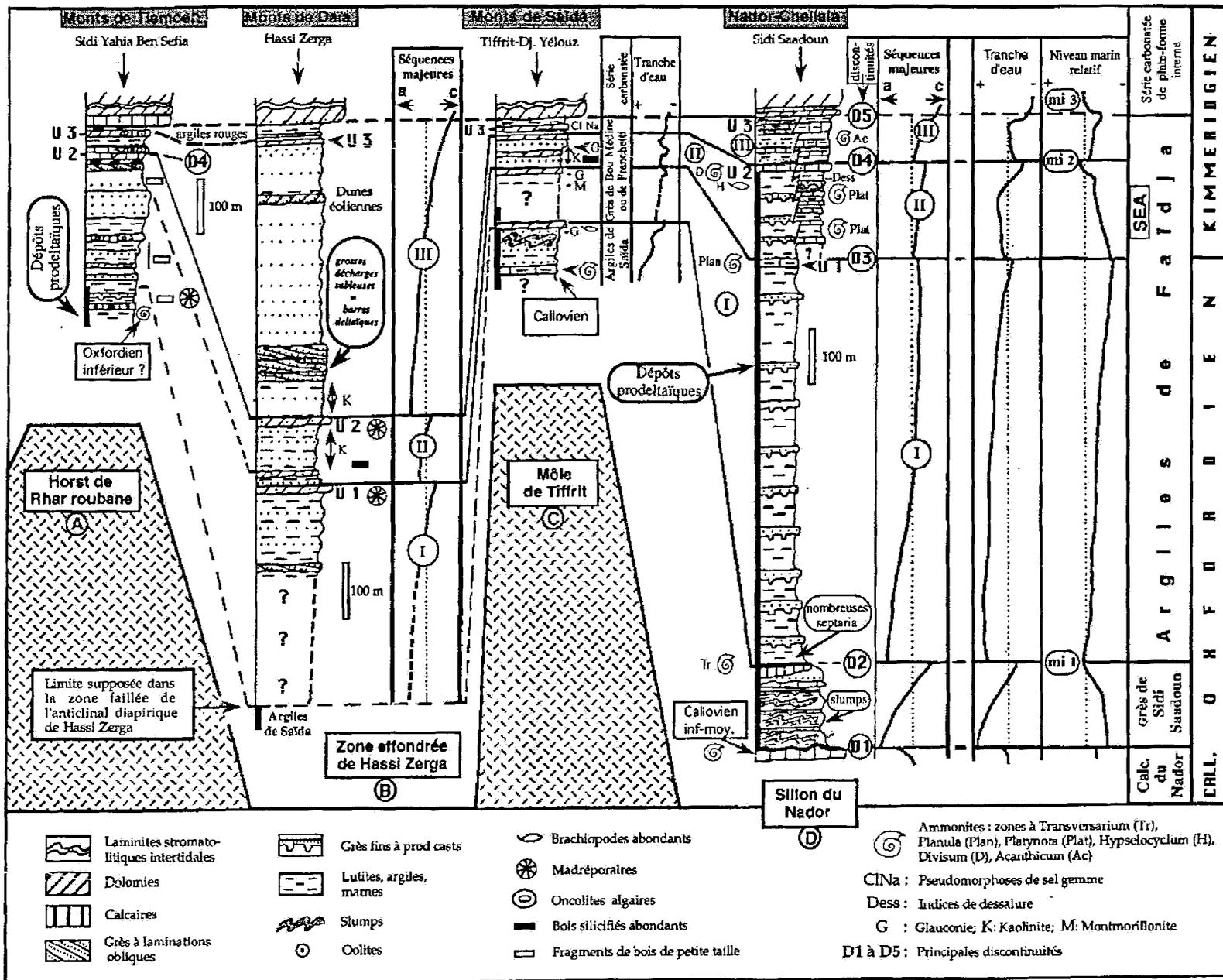
Dans l'avant-pays ouest-algérien (fig. 1 et 2) le Malm inférieur est marqué par une sédimentation marine argilo-gréseuse. Les sédiments sont groupés en deux ensembles distincts par leur mode et leur milieu de dépôt, dans les régions les plus occidentales, des Monts de Tlemcen aux Monts de Saïda (fig. 3, sections A, B et C). *Le premier* (Argiles de Saïda, Auclair et Biehler, 1967), daté par ammonites, débute généralement dans le Callovien inférieur et se termine à la base de l'Oxfordien supérieur dans les Monts de Saïda et de Frenda: il recèle

des dépôts prodeltaïques et turbiditiques caractéristiques des sillons externes d'Afrique du Nord (Elmi et Benest, 1978, Benest *et al.*, 1995). *Le deuxième* (étudié dans cette note) dont le faciès indique un environnement de plaine littorale avec des caractères deltaïques, correspond aux Grès de Bou Médine (Pouyanne, 1877) dans les Monts de Tlemcen et aux Grès de Franchetti (Auclair et Biehler, 1967; Ouardas, 1983) dans les Monts de Saïda. Le toit de ces dernières formations a été daté du Kimméridgien supérieur (Benest, 1985) par comparaison avec la formation équivalente des Argiles de Faïdja (Caratini, 1970) dans les régions orientales (Monts de Nador-Chellala). Au-dessus vient une



**Fig. 1 - Schéma de localisation dans le cadre de la plate-forme ouest-algérienne**  
*Schematic location map on the Western-Algerian platform*





M. BENEST, T. OUARTAS, J. PERRAUX ET J.P. USELLE

**Fig. 3** - Essai de corrélation concernant la série de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur (zone à Acanthicum) dans l'avant-pays oranais.  
**Tentative of stratigraphic correlations between the series of Upper Oxfordian to Upper Kimmeridgian age, in the Oran foreland.**

U1, U2, U3 : unités carbonatées inférieure, médiane et supérieure; SEA: couches du Seba el Abiod. Séquencés majeurs; a : approfondissement; c : comblement. (U1, U2, U3 : lower, median and upper units; SEA : Seba el Abiod beds. Major sequences. a : deepening; c : filling up).

Niveau marin relatif. mi 1, mi 2, mi 3 : maxima d'inondation; voir le texte : «rôle du facteur eustatique». (Relative marine level. mi 1, mi 2, mi 3 : maximum flooding; see explanations in the text : «control of eustatic factors»).

Remarques : la valeur stratigraphique des ammonites attribuées à l'Oxfordien inférieur (colonne A), au Callovien (colonne C) et au Callovien inférieur-moyen (colonne D) n'a pu être précisée au niveau de la zone. (Remarks : The stratigraphic value of Ammonites which indicate the Lower Oxfordian (section A), the Callovian (section C) and the Lower-Middle Callovian (section D) can not be specified concerning the zone).

ment des renseignements précieux sur les milieux de dépôt.

Toutefois, en plus de ces trois unités, des passées calcaires lenticulaires (jusqu'à 10 m d'épaisseur) peuvent apparaître très sporadiquement, depuis l'unité inférieure jusqu'au sommet de la formation, en particulier sur la bordure méridionale des Monts de Nador-Chellala. Ces dépôts de type packstone-grainstone, oolitiques et bioclastiques, à rares *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), indiquent un environnement épisodiquement très néritique et agité, voire périrécifal (débris de madréporaires et de *Cladocoropsis cf. mirabilis* Felix, oursins réguliers, entroques, serpules, bryozoaires encroûtants, algues vertes etc.; Benest, 1985; Benest *et al.*, 1994).

En outre, les intercalations carbonatées sont nettement moins développées vers l'Ouest, des Monts de Saïda-Frenda au Horst de Rhar Roubane (fig. 2), où les faciès dépourvus d'ammonites et parfois très dolomités, peuvent devenir très tidaux avec des possibilités d'émer-sion. Elles se raréfient et disparaissent même presque complètement dans toute la partie inférieure des Grès de Bou Médine.

#### a) L'unité inférieure U1 (Oxfordien terminal)

Dans la combe anticlinale du Djebel Nador (Kef Bel Aoura, à 2 km au Sud de Sidi Saadoun, fig. 1), où elle forme une petite cuesta à regard Nord, elle comprend 6 m environ de calcaires micritiques, légèrement argileux, renfermant des ammonites de la zone à Planula (sous-zone supérieure à Galar; Atrops et Benest, 1981).

Dans la zone très subsidente de Hassi Zerga (partie sud des Monts de Daïa) où la puissance des Grès de Bou Médine est d'environ 1100 m, notre unité inférieure correspond aux *Dolomies inférieures* de J. Chaumeau (1956).

Ce sont en fait des calcaires dolomités (8 m environ), à interlits finement gréseux, dans lesquels des polypiers en gerbes, localement abondants, constituent des biostromes de 1 à 2m d'épaisseur. S'y ajoutent des intercalations entroquitiques, lumachelliques et oncolitiques ferruginisées. La faune de madréporaires comprend notamment : *Cryptocoenia*, *Actinastraea*, *Stylosmilia* et *Thamnastreria* (détermination M. Alloiteau in Chaumeau, 1956).

L'unité inférieure n'a pas été repérée dans les zones de hauts-fonds à sédimentation réduite, notamment à proximité des horsts de Rhar Roubane et de Tiffrit; (fig. 2). Seuls de rares bancs carbonatés, sans valeur stratigraphique, le plus souvent dolomités, parfois lumachelliques (avec divers débris d'organismes littoraux), apparaissent dans tout l'intervalle compris entre la base de la formation et l'unité carbonatée médiane.

b) *L'unité médiane U2*  
(Kimméridgien inférieur)

Il s'agit en général d'une succession de bancs calcaires souvent biodétritiques dans un contexte marneux et argilo-silteux. Au Nador (Kef Bel Aoura) cette unité, de 10m d'épaisseur, renferme notamment des oursins réguliers et des brachiopodes en plus des ammonites (rares) du sommet de la zone à *Hypselocyclum* et de la base de la zone à *Divisum* (Atrops et Benest, 1981). Les marnes sommitales (4 m environ) ont livré (Benest, 1985, p. 280) une riche ostracofaune (*Cytherella* sp., *Schuleridea* sp., *Progonocythere* sp. et *Oligocythere* sp.) indiquant un milieu marin bien marqué mais peu profond.

Au Kef Bou Beker (à 4 km vers le Sud) le faciès, apparemment dépourvu d'ammonites, se compose de pelmicrites à oncolites algaires associées à des débris de polypiers et de crinoïdes ainsi que de rares globigérines.

Sur la bordure méridionale des Monts de Chellala l'unité médiane est précédée par 10 m de marnes bleuâtres dont les ostracodes (*Darwinula* sp. et *Fabanella* sp. en particulier) indiquent un milieu peu profond soumis à des conditions de salinité au-dessous de la normale. La faune de cette unité (3 à 5 m de packstones à particules pelleteïdales micritisées), avec quelques ammonites de la zone à *Hypselocyclum*, s'est avérée riche en échinides au Djebel Keskes (Benest et al., 1994). Le banc sommital très remanié (accumulation de débris de tests brisés et de radioles plus ou moins usés, fragments de sédiments déjà lithifiés) est couronné par une surface durcie et ferrugineuse.

L'unité médiane est bien représentée dans les Monts de Tlemcen jusqu'aux environs du horst de Rhar Roubane. Epaisse de 5 à 20m environ, elle se compose d'une succession de bancs calcaires (parfois dolomités) qui, localement riches en *Alveosepta jaccardi*, terminent de petites séquences marneuses ou argileuses de 1 à 2m d'épaisseur (voir les séquences fondamentales). Ces bancs au sommet desquels peuvent se concentrer des bioturbations dues à des *Thalassinoides* sont souvent limités par des surfaces durcies ferrugineuses (rarement perforées).

On note la relative fréquence des niveaux entroquitiques et lumachelliques à huîtres ainsi que celle des passées de packstones-grainstones oolitiques et bioclastiques (débris divers, micritisés, très roulés), à stratifications obliques. Les lamines faiblement inclinées (à 5-10° vers le Sud), indicateurs de courants unidirectionnels vers le Nord dans le secteur de Tlemcen-Terni (fig. 2), sont vraisemblablement liés à des courants de flots.

Au Col de Zarifet, l'unité médiane renferme un biostrome d'épaisseur métrique à *Cladocoropsis mirabilis* et s'achève, latéralement, à environ 70m du sommet des Grès de Bou Médine, par 2 mètres de marnes renfermant les mêmes

genres d'ostracodes (Benest, 1985, p. 82) que dans les niveaux supposés équivalents du Djebel Nador.

Au Teniet el Beïda, à proximité de Sidi Djilali (Benest, 1985, p. 205), on retrouve la même rythmicité dans les dépôts avec de minces lits de packstones ou grainstones à oolites légèrement ferrugineuses, sur 5 à 6m d'épaisseur, à environ 20m du sommet de la formation. G. Lucas (1942, p. 39) signale, dans des niveaux stratigraphiquement équivalents du même secteur, des moules de brachiopodes indéterminables.

Au Djebel Yélouz (DY, fig. 2), sur la bordure nord-ouest du môle de Tiffrit, à une dizaine de mètres du toit de la formation, l'unité médiane (10m d'épaisseur environ) est représentée par une succession de bancs dolomités, parfois gréseux, à interlits argilo-silteux. Certains bancs correspondent initialement à des calcaires oolitiques ou très bioclastiques (débris encore reconnaissables de crinoïdes, de radioles d'oursins, de polypiers etc...) (Ouardas, 1983).

*c) L'unité supérieure U3  
(Kimméridgien supérieur)*

Les marno-calcaires qui constituent cette unité dans la partie terminale des Argiles de Faïdja au Djebel Metalès (extrémité nord-ouest des Monts de Chellala, fig. 1) ont livré (à 30m du sommet) de rares ammonites de la zone à *Acanthicum* (Atrops et Benest, 1982; Benest, 1985, p. 296).

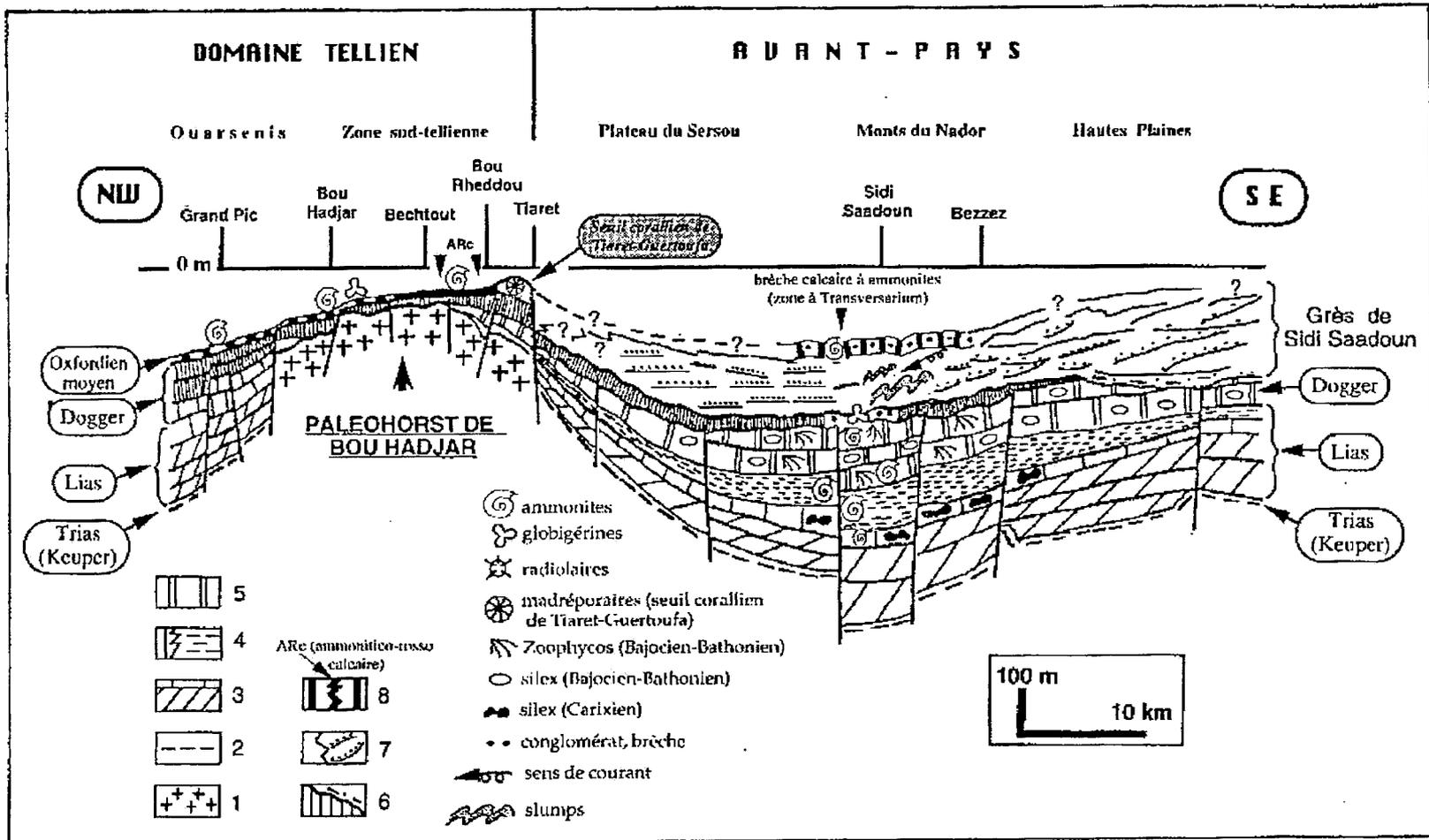
Sur la bordure sud des Monts de Chellala et au Djebel Nador, on ne trouve plus que quelques bancs de calcaires parfois dolomités intercalés dans des argiles localement silteuses. Le faciès devenu plus proximal se caractérise alors par des passées oolitiques, oncolitiques et biodétritiques (débris de polypiers, entroques, rostres de bélemnites, oursins réguliers).

L'unité carbonatée supérieure est représentée par 4 à 5m de dolomie à grains de quartz à Hassi Zerga. Enfin, dans les zones proches des horsts de Rhar Roubane et de Tiffrit, elle atteint moins de 5m d'épaisseur : on observe de minces lits de dolomie cristalline (rarement de calcaire à *A. jaccardi*) intercalés dans des argiles rouges.

*d) Les couches à madréporaires  
du Nord-Ouest tlemcenien et du Maroc  
oriental (fig. 1 et 2)*

Elles correspondent à l'ensemble des unités inférieure U1 et médiane U2 (difficiles à distinguer du fait de leur extension verticale) dont le développement s'accroît de la partie nord des Monts de Tlemcen (secteur du Kef et Djebel Tefasset) aux Monts des Traras (Benest, 1985). Elles affleurent bien au Djebel Fillaoussène (fig. 2) au sein d'une formation détritique, d'environ 450m d'épaisseur, équivalente à celle des Grès de Bou Médine. Les bioconstructions à madréporaires, souvent à l'état de brèches, et à intercalations oolitiques et oncolitiques, forment une succession de bancs épais (de 1 à 4m) au sommet de cinq séquences (de 50 m d'épaisseur en moyenne) débutant chacune par des niveaux argileux et silteux, parfois sableux ou gréseux. A ces calcaires à polypiers s'ajoutent des niveaux riches, soit en spongiaires, soit en échinodermes (crinoïdes et échinides). Les encroûtements cryptalgaires y sont également fréquents. Enfin, les couches sommitales récifales de l'ensemble, rapportées à l'unité médiane U2, renferment une abondante faune d'oursins très semblable à celle qui est connue dans le Kimméridgien inférieur des Monts du Nador-Chellala (Benest, 1985, p. 294; Benest *et al.*, 1994).

Dans l'Est marocain, des faciès carbonatés, similaires aux précédents, indiquent des conditions de dépôt typiquement récifales ou périrécifales. C'est le cas (fig. 1) dans les Monts des



M. BENEST, T. Ouardas, J. Perriaux et J.P. Uselle

**Fig. 4** - Coupe paléontologique schématisée à travers le sillon du Nador et la partie sud du Bassin tellien sur la marge sud-téthysienne, à la base de l'Oxfordien supérieur (voir la localisation sur la figure 1). Noter le découpage du socle hercynien et de sa couverture triasico-liasique en blocs basculés (zone sud-tellienne en particulier).

**Schematic palaeontological section across the Nador trough and the meridional part of the Tellian Basin in the southern Tethyan margin in the early part Oxfordian times (see the location on the figure 1). Note the faulting of the Hercynian basement and of its Triassic-Liasic cover in tilted blocks (southern Tellian zone).**

1: Socle magmatique tardihercynien (*Magmatic Hercynian basement*); 2: Argiles, évaporites, grès (Trias) (*Clays, evaporites, sandstones (Triassic)*); 3: Dolomies (Lias inférieur) et calcaires (Lias moyen) (*Dolomites (Early Liasic) and limestones (Middle Liasic)*); 4: Marnes et calcaires (Lias moyen à Aalénien) (*Marls and limestones (Middle Liasic to Aalenian)*); 5: Calcaires et dolomies (Bajocien-Bathonien) (*Limestones and dolomites (Bajocian-Bathonian)*); 6: Calcaires calloviens (à brachiopodes) du haut-fond pélagique de Bou Hadjar; calcaires pseudonodulaires du Nador (Bathonien supérieur-Callovien inférieur), «Argiles de Saïda»: dépôts argilo-gréseux avec turbidites (Callovien des Hautes Plaines) (*Callovian limestones (with Brachiopods) of the pelagic shoal of Bou Hadjar, pseudonodular limestones of Nador (Upper Bajocian-Lower Callovian), «Argiles de Saïda»: clays and sandstones with turbidites (Callovian of «Hautes Plaines»); 7: «Grès de Sidi Saadoun» avec turbidites et slumps (Callovien ?-Oxfordien moyen) (*«Grès de Sidi Saadoun» with turbidites and slumps (Callovian ?-Middle Oxfordian)*); 8: Ammonitico-rosso très calcaire (ARC) du Bou Rheddou-Bechtout, calcaires à ammonites de Bou Hadjar; brèche à ammonites de Sidi Saadoun (Oxfordien moyen et zone à *Bifurcatus* ?); bioconstruction à madréporaires de Tiaret-Guertoufa (*Calcareous Ammonitico-rosso (ARC) of Bou Rheddou-Bechtout; limestones with ammonites (Bou Hadjar); breccia of Sidi Saadoun with ammonites (Transversarium zone and Bifurcatus ? zone), coral reef of Tiaret-Guertoufa*).*

Beni Snassen (Cattaneo, 1987) jusque dans le massif du Bou Haidour (Benest, 1985, p. 307).

En conclusion, les dépôts grossiers du Fillaoussène et du Maroc oriental, issus du remaniement d'édifices coralliens, caractérisent un environnement temporairement agité et très peu profond sur la bordure externe ou dans la partie la plus distale de la plate-forme nord-saharienne.

## 2) Le découpage séquentiel

En tenant compte de la place et de l'importance des unités carbonatées, stratigraphiquement repérées, dans l'évolution verticale des faciès, la formation des Argiles de Faïdja a été divisée en 3 séquences majeures (I, II, III) limitées par des discontinuités (D, fig. 3) soulignant des hiatus dont l'importance est très variable et difficile à estimer. Ce type de séquences, principalement détritiques, se termine par des carbonates indiquant un milieu soit ouvert sur la mer franche (ammonites), soit littoral, tidal, récifal ou péricéfial, avec des indices d'émergence temporaire. Le caractère rythmique des dépôts s'exprime également à l'échelle métrique à décamétrique par une succession de séquences fondamentales plus ou moins grano-décroissantes.

### a) Les séquences majeures

La séquence I (Oxfordien supérieur) est limitée à sa base par une importante discontinuité d'importance régionale (D2, fig. 3, section D). Dans les Monts du Nador (fig. 4), elle succède à l'importante décharge des Grès de Sidi Saadoun (voir Caratini, 1970) marquée par de nombreuses coulées turbiditiques qui se sont accumulées dans le sillon intracontinental subsident du Nador (Benest *et al.*, 1995). Elle se compose de dépôts alternants (à dominante argileuse), prodeltaïques (avec des turbidites), et s'achève par des calcaires de la zone à *Planula* (fig. 5).

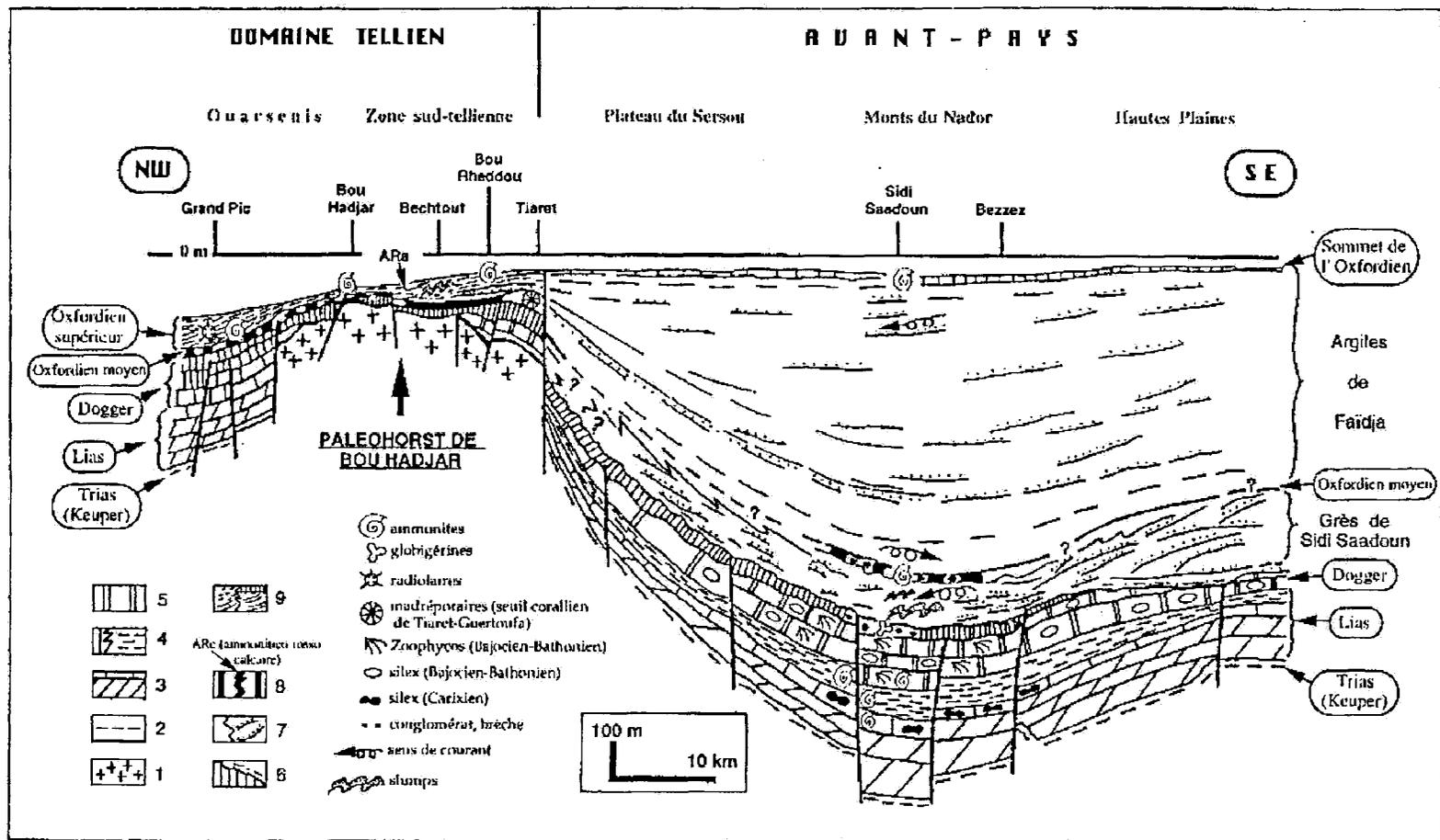


Fig. 5 - Coupe palinspastique schématique à travers le sillon du Nador et la partie sud du Bassin tellien sur la marge sud-téthysienne, à l'Oxfordien terminal

*Schematic palinspastic section across the Nador trough and the meridional part of the Tellian Basin on the southern Tethyan margin during the Late Oxfordian times*

1 à 8: Idem fig. 4 (Idem Fig.4); 9: Argiles de Faïdja: argiles à intercalations de grès fins; ammonitico-rosso à dominante argileuse (ARa) du Bou Rheddou-Bechtout avec une importante intercalation gréseuse vers la base (limite des zones à Bifurcatus-Bimammatum) et quelques passées de grès fins à faciès prodeltaïque, vers le sommet; argiles à radiolaires du Grand Pic de l'Ouarsenis (Oxfordien supérieur) («Argiles de Faïdja»: clays with fine-grained sandstones interbeddings; argillaceous Ammonitico-rosso (ARa) of Bou Rheddou-Bechtout with an important sandstone intercalation in the lower part (limit of Bifurcatus and Bimammatum zones) and some fine-grained sandstones, of prodeltaic origin, in the upper part; clays with Radiolaria (Upper Oxfordian of «Grand Pic de l'Ouarsenis»)).

Dans les régions occidentales où le faciès devient très littoral (Grès de Bou Médine) la séquence peut comporter à son sommet des formations coralliennes d'importance très variable selon les secteurs. En revanche, vers le Nord (fig. 5), elle montre des dépôts de type ammonitico-rosso (ARa) entrecoupés d'argiles et de grès fins prodeltaïques (zone du Bou Rheddou-Bechtout sur la bordure sud du Bassin tellien) passant latéralement à des argiles à radiolaires (Grand Pic de l'Ouarsenis dans la partie centrale de ce bassin; Atrops et Benest, 1994).

*La séquence II* (zone à *Platynota* - zone à *Divisum p. p.*). Dans les Monts de Chellala, la partie inférieure est constituée par les couches du Seba el Abiod (SEA, fig. 1 et 3, section D) qui s'intercalent dans la série prodeltaïque: il s'agit d'argiles vertes ou lie-de-vin (100m d'épaisseur environ) devenant marneuses vers le haut et admettant une dizaine d'intercalations micritiques à ammonites de la zone à *Platynota* (2 sous-zones inférieures à *Orthosphinctes* et à *Desmoides*; Atrops et Benest, 1982).

Puis, au-dessus des marnes à indices de dessalure, la partie sommitale présente une alternance marnes-calcaires (6m au Kef Bel Aoura) contenant des ammonites (zones à *Hypsocyclum* et *Divisum*). Certains bancs se terminent par des phases érosives sous-marines (surfaces ferrugineuses, niveaux remaniés). La faune y est diversifiée, notamment dans les bancs les plus élevés qui s'enrichissent en organismes souvent brisés (brachiopodes, pectinidés, serpules, oursins et leurs radioles; Benest *et al.*, 1994).

A Hassi Zerga (fig. 2), la séquence II, riche en argiles rouges kaoliniques surtout vers la base (voir la pétrographie), comme au Djebel Yélouz (Monts de Saïda), recèle d'abondants fragments silicifiés et ferruginisés de bois de Gymnospermes (probablement de Conifères) du genre *Metapodocarpoxylon*. De tels fragments (longueur: 20 à 30 cm; diamètre: 10cm et

plus) existent également dans un niveau stratigraphiquement proche au Djebel Yélouz.

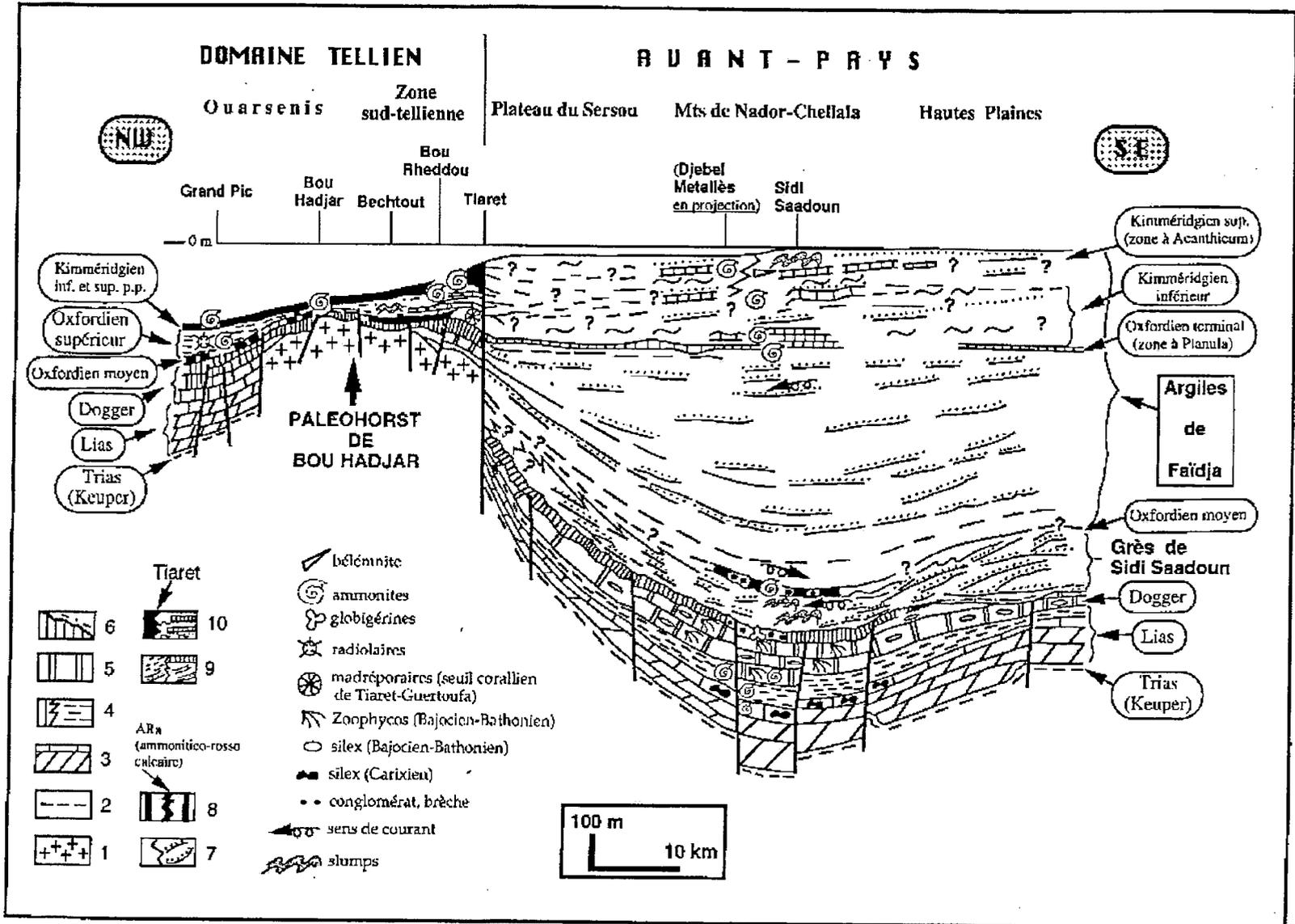
Le faciès des carbonates et leur développement au sommet de cette séquence, dans tout l'avant-pays occidental oranais, indiquent un milieu soit récifal (ou périrécifal), soit franchement tidal.

*La séquence III* (zone à *Divisum p. p.* - zone à *Acanthicum p. p.*). Cette séquence dont la partie sommitale est caractérisée par des marnocalcaires à ammonites au Djebel Métalès (Monts de Chellala, fig. 1 et 6) s'appauvrit en carbonates vers le Sud et l'Ouest.

Dans le secteur de Hassi Zerga elle est marquée à la base par un pourcentage élevé de kaolinite. Au-dessus se présentent d'importantes décharges sableuses sous forme de gros corps lenticulaires, à litage faiblement oblique, d'environ 500m de longueur et 20m d'épaisseur, bien visibles au Djebel Sfah (DES, fig. 2) (voir les deux paragraphes sur les structures directionnelles et les modes de transport). Enfin, dans les couches terminales, on peut reconnaître les témoins de dunes éoliennes arasées (fig. 2 et 3, section B) se présentant en bancs gréseux, métriques, dont le litage oblique atteint au moins 35° (Benest, 1985, p. 425).

#### b) *Les séquences fondamentales* (métriques à décamétriques)

*Dépôts prodeltaïques* (partie inférieure des Argiles de Faïdja). Dans les cas les plus typiques (Elmi et Benest, 1978) l'évolution verticale, globalement granodécroissante, est semblable, en plusieurs points, à celle de la séquence turbiditique de Bouma (1962): on observe d'abord un banc de grès fin (diamètre moyen du grain: 100µm), de 5 à 40cm d'épaisseur, à base érosive, avec des «bounce», «groove», «prod» et «flute-casts» (terme a de Bouma). Puis vient du matériel, de plus en plus silteux, en faisceaux de lamines



M. BENESE, T. OUARDAS, J. PERRAUX ET J.P. USELLE

**Fig. 6** - Coupe palinspastique schématique à travers le sillon du Nador et la partie sud du Bassin tellien au Kimméridgien supérieur (zone à Acanthicum : toit des Argiles de Faldja dans l'avant-pays)

**Schematic palinspastic section across the Nador trough and the southern part of the Tellian Basin on the southern Tethyan margin during the upper Kimmeridgian (Acanthicum zone : top of «Argiles de Faldja» in foreland)**

**1 à 9:** Idem Fig. 4 et 5 (Idem Fig. 4 et 5); **10** : partie supérieure des Argiles de Faldja (Kimméridgien inférieur et supérieur p.p. (zone à Acanthicum) : argiles et marnes dominantes avec quelques passées de grès fins et silteux. Niveaux calcaires à ammonites du Kimméridgien inférieur et supérieur (zone à Acanthicum au Dj. Metalès) dans les Monts du Nador. Le faciès prodeltaïque ne semble pas dépasser la zone à Hypselocyclum dans la zone du Nador. La sédimentation devient très pélagique et planctonique dans le domaine tellien. Les ammonites sont abondantes à Bou Hadjar au Kimméridgien inférieur. L'intensification du comblement au sommet de la séquence III conduira à l'installation au cours du Kimméridgien supérieur d'une plate-forme carbonatée interne dans l'avant-pays tellien (*upper part of «Argiles de Faldja» (Lower and Upper Kimmeridgian p.p. (Acanthicum zone) : clays and marls dominant with some fine grained sandstones and silty beds. Limestone levels with ammonites to Lower and Upper Kimmeridgian (Acanthicum zone in Djebel Metaïès) In the Chellala Mountains. The prodeltaic facies not to seem overtake the Hypselocyclum zone in the Nador area. The sedimentation is very planctonic and pelagic in the Tellian domain. Ammonites are plentiful to Bou Hadjar in Lower Kimmeridgian. The increasing filling-up process at the top of sequence III shall lead, during the upper Kimmeridgian times, to the installation of a carbonate shallow platform in the Tellian foreland*).

horizontales (terme b), parfois ondulées, obliques ou entrecroisées (terme c) et, enfin, des argiles dominantes (terme e).

*Dépôts de plaine littorale à deltaïque* (Grès de Bou Médine). Lorsqu'elle est complète, la séquence fondamentale montre de bas en haut :

- 1) des grès moyens (diamètre moyen du grain : 200  $\mu\text{m}$ ) massifs ou à litage subhorizontal et parfois désordonné avec des slumps (contrairement au terme (a) de la séquence turbiditique précédente, la semelle des bancs ne présente que des groove et des bounce casts); à cela s'ajoutent des indices de remaniements (galets mous) et des ripple marks;
- 2) des grès moyens à litage oblique ou entrecroisé;
- 3) des grès fins (à litage horizontal ou faiblement incliné) alternant avec des passées silteuses ou argilo-silteuses;
- 4) des lutites silteuses, silto-argileuses ou argileuses lie-de-vin ou vertes, parfois carbonatées;
- 5) des carbonates (en banc compact ou en plaquettes) auxquels viennent se mêler, en quantité variable, des grains de quartz. La séquence s'achève par des niveaux de bioturbation dus à des *Thalassinoides*.

Les séquences sont souvent tronquées du fait de l'absence d'un ou plusieurs termes (le niveau carbonaté en particulier).

Dans les zones les plus littorales, ou plus ou moins fermées, la production carbonatée varie selon l'importance du flux terrigène. Elle peut se présenter sous divers faciès en fonction de l'hydrodynamisme. L'évolution la plus typique correspond à la séquence klüpfélienne : cas de l'unité carbonatée médiane.

Les diastèmes sont généralement marqués par des surfaces durcies ou ferrugineuses, localement bioturbées, des concentrations de fossiles divers, souvent brisés, des chenaux de ravinement et, très rarement, des traces de dessiccation.

**B - Description du matériel terrigène; analyses pétrographique, granulométrique et sédimentologique**

**1) Les détritiques gréseux**

*a) Pétrographie*

Les grains de quartz sont irisés et secondairement nourris dans l'ensemble de la formation des Grès de Bou Médine. Les autres éléments détritiques, assez peu fréquents, sont constitués par de petits fragments de schistes cristallins gris, des grains de feldspath potassiques ou calco-sodiques (rares et corrodés) et par des paillettes de muscovite.

La matrice des grès est généralement réduite, tantôt argileuse, plus ou moins chargée en produits ferrugineux rouges ou jaunâtres, tantôt argilo-dolomitique ou même franchement dolomitique et recristallisée.

*b) Granulométrie*

(fig. 7, 8 et 9)

La maturité des sédiments indique un tri granulométrique préalable au dépôt : elle est due à une origine lointaine du matériel. Le bon classement (cf. Benest, 1981 et 1985; Ouardas, 1983) témoigne d'un milieu littoral marin avec de fréquentes fluctuations de la zone intertidale à la zone infratidale. Mais les influences deltaïques ainsi que les remaniements éoliens peuvent devenir prépondérants à certains moments (séquence III en particulier dans les secteurs de Hassi Zerga et de Saïda).

Les diagrammes de Passega (fig. 8) soulignent que les sédiments détritiques ont été surtout transportés en suspension gradée, plus rarement par roulement. Les valeurs du Cs et du Cu indiquent globalement une profondeur maximale de dépôt de 50 m, valeur tout à fait compatible avec les données paléogéographiques régionales (Ouardas, 1983; Benest, 1985).

Les résultats obtenus à partir des courbes de Visher (fig. 7) et des diagrammes de Friedman

(fig. 9) confirment, d'une part, une sédimentation littorale dominante, de plage ou d'estran dans la région de Saïda, d'autre part, un environnement deltaïque dans le secteur de Hassi Zerga. On décèle également quelques influences fluviales en particulier à Hassi Zerga.

*c) Morphoscopie et exoscopie des grains de quartz (fig. 10 et 11)*

Le façonnement marin est constant. Le remaniement éolien (ronds mats) de certains grains (séquence III des secteurs de Hassi Zerga et de Saïda), reconnu par morphoscopie, a été confirmé par exoscopie. Le pourcentage de grains éolisés, faible dans la région de Saïda, est un peu plus élevé dans la zone de Hassi Zerga.

*d) Structures directionnelles (fig. 2)*

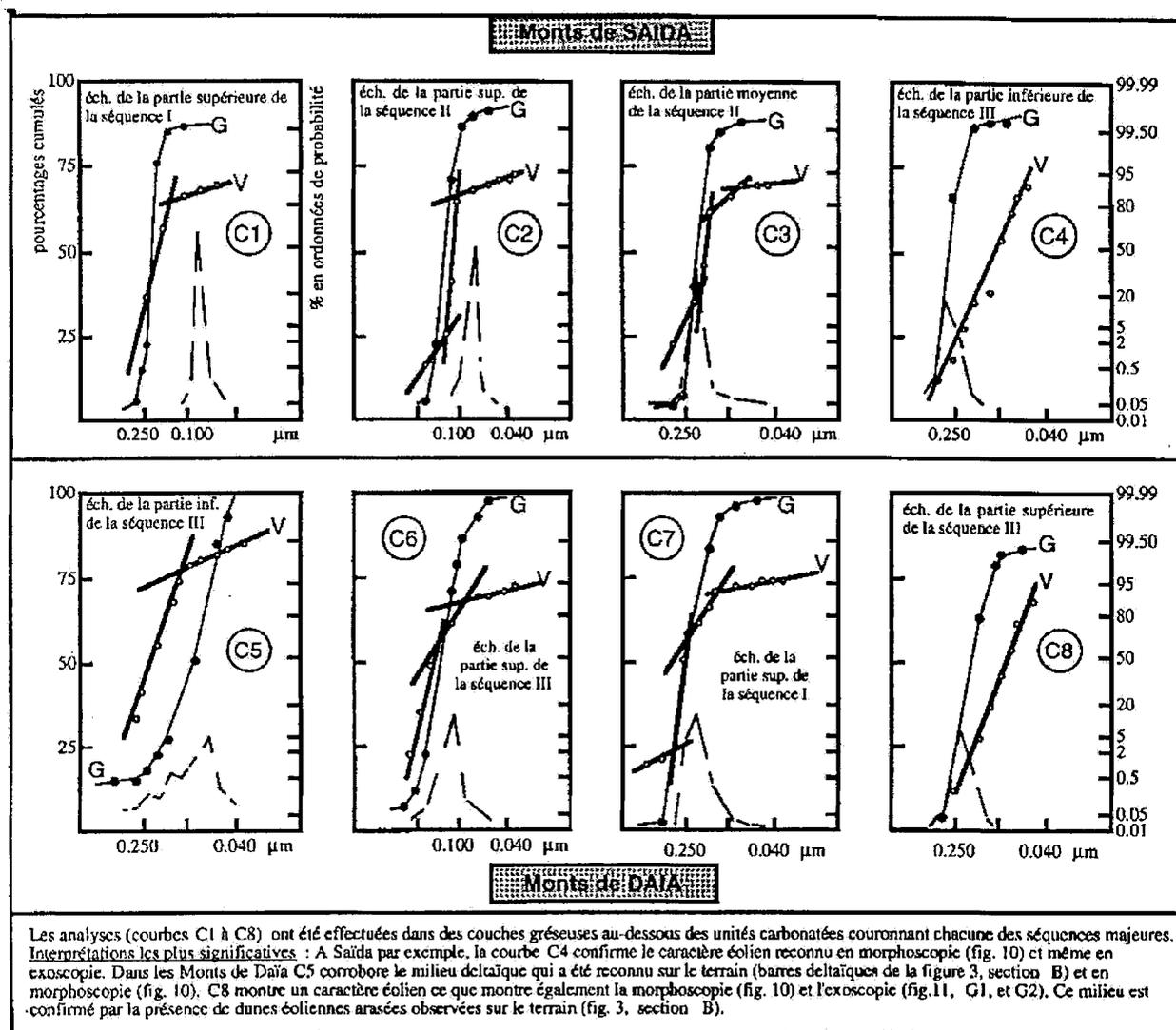
**\* Région de Saïda**

- Les linéations de délits et les groove-casts révèlent la présence de deux catégories de courants : les plus importants présentent une direction N 45-225°; les autres une direction N 135-315°;

- Les litages inclinés et les ripple marks montrent un sens principal des courants vers le Nord et surtout le NE (de 0 à N60° avec une concentration entre N30 et N60°) et un sens secondaire du SE vers le NW (300 à 320°); ils indiquent localement des courants de sens opposés à proximité du môle de Tiffrit.

**\* Région de Hassi Zerga**

Une centaine de mesures environ dans des structures entrecroisées ont été effectuées sur des chenaux reconnus dans les grosses décharges sableuses du Djebel es Sfah (DES, fig. 2), vers la base de la séquence III (fig. 3, section B), elles indiquent un sens des courants dirigé globalement vers le Nord, avec un éventail pouvant varier du NE (N 10-40°) au NW (N 310-320°).



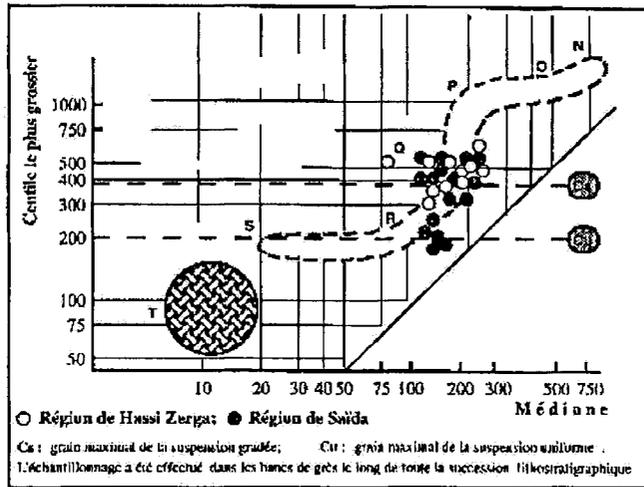
**Fig. 7 - Courbes granulométriques types, cumulatives en ordonnées arithmétiques (G) et de probabilité (V : Visher) des Grès de Bou Médine dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (voir figure 3).**

**Granulometric cumulative curves types in arhythmic ordonnées (G) and probability (V: Visher) about the « Grès de Bou Médine » in Saïda Mountains and Daïa Mountains (see figure 3).**

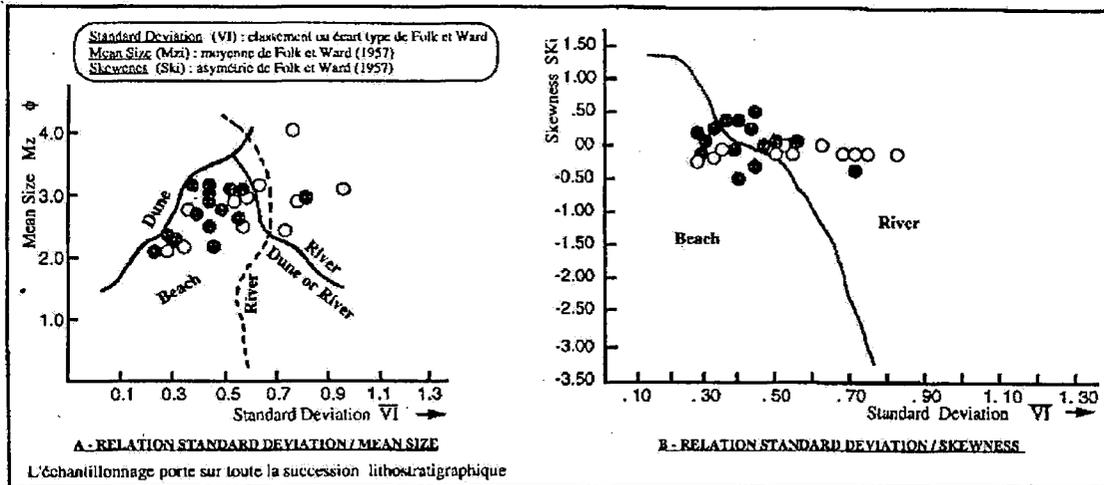
## 2) Les minéraux argileux (fig. 12)

La kaolinite est bien représentée (surtout dans la séquence II, à Hassi Zerga et au Djebel Yélouz; fig. 3, sections B et C) par rapport à l'illite et surtout la montmorillonite. Celle-ci n'est vraiment abondante que dans un niveau d'argile verte de 50 cm d'épaisseur, situé (M, fig. 3, section C) vers le sommet de la séquence I. Quant à la chlorite, elle n'est présente que

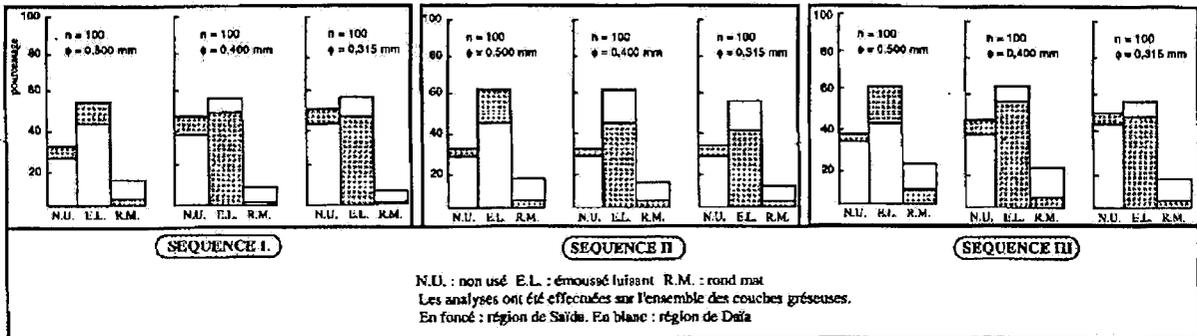
sous forme d'interstratifiés. La kaolinite apparaît généralement néoformée ce qui n'exclut pas un héritage sédimentaire. Elle peut aussi provenir de la transformation diagenétique de l'illite détritique originelle. Enfin, la glauconie apparaît de façon discrète dans plusieurs niveaux, notamment au Djebel Yélouz (G, fig. 3, section C): c'est le cas au sommet de la séquence I et surtout dans les trois quarts supérieurs de la séquence II.



**Fig. 8 - Diagramme CM de Passega dans les Grès de Bou Médine. N, O, P, Q, R, S et T : points permettant de déterminer des secteurs au niveau de la chaussette de Passega (1960)**  
**Passega CM Diagram in the « Grès de Bou Médine ». N, O, P, Q, R, S and T : points which indicate sectors (see Passega, 1960).**



**Fig. 9 - Diagrammes de Friedman dans les Grès de Bou Médine (voir la Fig. 8 pour la signification des petits ronds) (1957)**  
**Friedman Diagram in the « Grès de Bou Médine » (see Fig. 8 for the meaning of little circles) (1957)**



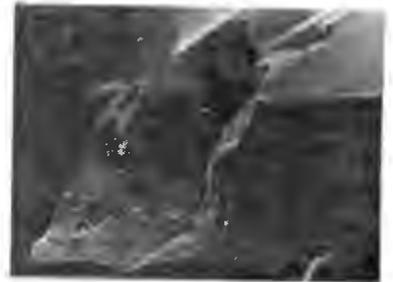
**Fig. 10 - Morphoscopie des grains de quartz dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa**  
**Morphoscopy of quartz grains in Saïda Mountains and Daïa Mountains**



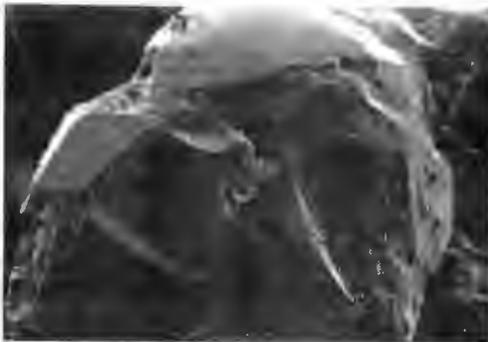
G1 : grain émoussé très évolué; grande cupules de choc; dépôts de globules siliceux. Ce quartz provient des niveaux des dunes éoliennes à la partie supérieure de la séquences III à Hassi Zerga



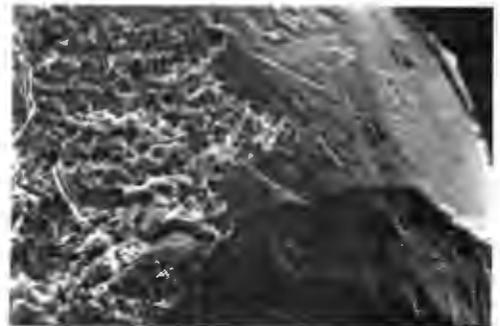
G2 : détails de G1. - Grandes et petites traces de chocs; dépôts de globules siliceux



G3 : cristal de quartz non usé à arêtes nettes; grande et petites traces de choc; pellicules d'amorphisation; figures de dissolution en surface; globules siliceux. Ce grain provient de la partie médiane de la séquence à Hassi Zerga



G4 Grain non usé; cupules de choc, dissolution en surface de grain, léger dépôt de globules siliceux. Ce grain provient de la partie inférieure de la séquence II des Monts de Saïda



G5 : traces de choc en V; dissolution et globules siliceux dans les creux de cupules de choc. Ce quartz provient de la partie supérieure de la séquence II des Monts de Saïda

**Fig. 11 - Exoscopie des grains de quartz dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa.**

***Exoscopy of quartz grains in Saïda Mountains and Daïa Mountains.***

**G1** : provient des niveaux des dunes éoliennes à la partie supérieure de la séquence III à Hassi Zerga (voir fig. 3, section B) (*come from levels about eolian dunes of upper part of sequence III at Hassi Zerga (see fig. 3, section B)*); **G2** : détail de G1 (*detail of G1*); **G3** : provient de la partie médiane de la séquence I à Hassi Zerga (voir fig. 3, section B) (*come from median part of sequence I at Hassi Zerga (see fig. 3, section B)*); **G4 et G5**: proviennent de la partie inférieure de la séquence II des Monts de Saïda (voir fig. 3, section C) (*come from lower part of sequence II at Saïda Mountains (see fig. 3, section C)*).

		Séquences	échan.	Kaolinite	Illite	Montmor.	Interstratiff.	Goethite	Zéolite	Chlorite	Quartz	Fd K	
MONTS DE SAIDA	DJEHEL	III	YZ 11	*	**		I-M tr.	traces					
			YZ 10	**	**		I-M tr.	*			traces		
		II	YZ 9	**	**		I-M tr.	*	traces				
			YZ 8	***	**		I-M tr.			traces	traces	traces	traces
			YZ 7	***	**		I-M, C-M, tr.	*		traces	traces	traces	traces
			YZ 6	***	**		I-M, C-M, tr.		traces	traces	traces	traces	traces
	YZ 5		**	*		I-M tr.		traces	traces	traces			
	YZ 4		****	*		I-M tr.				traces			
	I	YZ 3	**	*	***	I-M, C-M, tr.		traces					
		YZ 1	***	*	*	I-M, C-M, tr.				traces	traces		
		YZ 0	*	traces		I-M, C-M, tr.		traces	traces	traces			
	MONTS DE DAIA	DJEHEL	III	GS 8	**	**		IM	traces				
GS 6				**	**		I-M tr.						
GS 4				***	**		I-M, C-M, tr.		traces				
GS 2				***	**		I-M tr.		traces		traces		
GS 1				***	**		I-M, C-M, tr.						
ES SFAH		II	GM 5	***	*		I-M, C-M, tr.						
			GM 4	***	*		I-M tr.						
			GM 2	***	*		I-M, C-M, tr.		traces		traces		
			GM 1	**	*		I-M tr.		traces		traces		
			GI 2	**	*		I-M tr.						
I		GI 1	**	*		I-M, C-M, tr.		traces					
		GI 0	*	*		I-M, C-M, tr.		traces					

\* = présent, \*\* = abondant, \*\*\* = très abondant

Fig. 12 - Résultats de l'analyse aux rayons X de la fraction fine argileuse des Grès de Bou Médine  
Results of the X rays analysis concerning the fine argillaceous fraction of the «Grès de Bou Médine»

### 3) Les minéraux lourds

L'ensemble de la série étudiée se caractérise par un cortège unique de minéraux lourds résistants, très usés. Les plus fréquents sont dans l'ordre, le zircon (jusqu'à 40 ou 45 pour cent), la tourmaline (40 pour cent environ), le rutile (5 pour cent), le grenat (4 pour cent). Parmi les autres minéraux il convient de citer la magnétite (7 pour cent environ) ainsi que la muscovite, la staurotide, l'anatase et la goethite, dont la fréquence n'excède pas 2 pour cent. Il s'y ajoute de minuscules cristaux de monazite. Ceci dénote une origine lointaine du matériel détritique à partir de roches plutoniques acides (des pegmatites en particulier) et métamorphiques (Ouardas, 1983).

## III - DISCUSSIONS ET INTERPRÉTATIONS

Les différentes techniques sédimentologiques appliquées en particulier aux Grès de Bou Médine visent à mettre l'accent sur les *mécanismes de*

*transport, l'origine du matériel et les milieux de dépôts* dans le cadre paléogéographique de l'Ouest algérien.

### A. Modes de transport, milieux de dépôts et provinces d'origine du matériel terrigène

On peut admettre, d'une manière générale, que les dépôts résultent :

- soit d'un écoulement tourbillonnaire de haute énergie (structures entrecroisées) dans des chenaux à fond plat, et probablement en tresses;
- soit d'un écoulement laminaire de basse ou de moyenne énergie (litage faiblement incliné).

Lorsque la structure entrecroisée fait défaut, la mise en place du sédiment est due uniquement à des courants à écoulement laminaire. La variabilité des types d'écoulement, qui se traduit par la diversité séquentielle, à l'échelle métrique ou

décamétrique, est bien marquée dans le domaine littoral des régions occidentales (zones de Saïda et de Hassi Zerga en particulier).

Le type d'écoulement, tourbillonnaire ou laminaire, ne semble pas en rapport avec la pente des chenaux, laquelle demeure assez constante dans toute la série. Les variations granulométriques observées dans les différentes successions séquentielles des Grès de Bou Médine sont dues à des fluctuations dans la compétence des courants, probablement en liaison avec des variations climatiques.

L'étude des directions et sens de courants sur la bordure ouest du môle de Tiffrit (fig. 2) a permis de définir des courants dominants orientés principalement vers le NE : il s'agit de courants côtiers (sensiblement parallèles au littoral) ayant joué un rôle dans la redistribution du matériel. Quant aux courants mineurs et de sens opposés SE-NW et NW-SE, probablement dus à l'action des marées (flot et jusant), ils auraient largement contribué à l'étalement et au vannage du matériel dans un environnement de plage ou d'estran.

Ajoutons que l'autre système de courants qui, à Hassi Zerga, implique un transport du matériel, principalement vers le Nord (décharges sableuses du Djebel Sfah), paraît lié à la mise en place de barres au front d'un delta, ou du bras d'un delta, débouchant sur une plaine littorale.

D'une manière générale, les caractéristiques pétrographiques, faciologiques et d'environnement sédimentaires des dépôts terrigènes se répètent de façon semblable sur toute l'épaisseur de la formation des Grès de Bou Médine (voir le découpage séquentiel).

Leur granulométrie, la morphoscopie et l'exoscopie de leur fraction quartzeuse témoignent d'une influence marine prépondérante dans un environnement littoral où la profondeur était généralement inférieure à 50 m. La

fréquence des remaniements d'origine éolienne (cf. la morphoscopie et l'exoscopie des grains de quartz, fig. 10 et 11) ainsi que la présence, à plusieurs niveaux, de fragments de bois localement abondants (provenant notamment de Gymnospermes), indiquent la proximité de zones temporairement émergées, nécessairement méridionales en raison des directions d'apport connues.

Le glacis d'épandage, très peu accidenté, était parsemé de levées sableuses bordant les chenaux. Des dunes éoliennes ainsi qu'une végétation de Gymnospermes pouvaient s'installer sur ces levées ou îles basses périodiquement inondées (Benest, 1981, 1985). Toutefois, la profondeur dépassait épisodiquement et localement la cinquantaine de mètres dans le cas des barres gréseuses à la tête de l'édifice deltaïque de Hassi Zerga. La zone prédeltaïque qui s'étendait au Nord, jusqu'au Bassin tellien est caractérisée par des dépôts beaucoup plus fins, à dominante argileuse (cf. les données de forage de Belarbi, fig. 2; Augier, 1967).

La mise en place des nappes sableuses, en provenance du SW, résulte d'un processus de progradation sur une plate-forme, à caractère deltaïque, où la pente sédimentaire est faible. On évoque un système de chenaux divagants, à fond plat, en tresses, où l'écoulement, le plus souvent laminaire, devenait momentanément tourbillonnaire.

La constance de la nature pétrographique des lithofaciès implique une permanence dans le temps du continent pourvoyeur. En outre, l'excellent tri granulométrique du matériel quartzeux prouve que les sources étaient très lointaines, surtout si on tient compte du vaste cadre paléogéographique dans la partie nord du Gondwana. Ce classement témoigne d'un long transport au cours duquel ont dû se produire de nombreux phénomènes de resédimentation (Benest, 1985). Les minéraux lourds permettent d'envisager une alimentation principale à partir du SW,

conforme au sens d'épandage général. Les aires nourricières correspondaient aux massifs anciens de l'Anti-Atlas et du Sahara connus par leurs séries sédimentaires paléozoïques et magmatiques antécambriennes (roches plutoniques acides: cf. les minéraux lourds).

Enfin l'analyse des constituants argileux (fig. 12) plaide nettement en faveur d'un climat à saisons alternantes de type tropical sec ou soudano-sahélien (Ouardas, 1983).

## B. Dynamique sédimentaire, contrôle de la sédimentation

### 1) Rôle de la tectonique distensive : le mécanisme subsidence-comblement

Les variations spatio-temporelles localement spectaculaires des dépôts apparaissent nettement sous le contrôle de la subsidence liée à une tectonique en distension dans l'avant-pays tello-rifain. La dynamique relative à chaque séquence majeure permet d'envisager, d'une façon globale, d'abord un *approfondissement* dominant, puis un *comblement progressif*, plus ou moins complet, jusqu'à la production de carbonates dans des conditions de profondeur décroissante (fig. 3).

#### a) Approfondissement

L'épandage du matériel silico-clastique en début de séquence est consécutif à un *accroissement de la subsidence* et donc de l'espace disponible (augmentation de la profondeur). La pente, même faible (d'environ un degré ?), en direction du NE, facilite alors la mise en mouvement par courants tractifs d'importantes nappes sableuses (exemple des barres deltaïques frontales vers la base de la séquence III, à Hassi Zerga). Le rapprochement ou (et) le rajeunissement des sources d'apports terrigènes impliqué dans ce processus permettent d'expliquer le brusque accroissement du pourcentage de kao-

linite en début de séquence II à Saïda, II et III à Hassi Zerga et également l'arrivée massive de bois de Gymnospermes de grande taille (base de la séquence II à Hassi Zerga et dans les Monts de Saïda), consécutivement à une reprise de l'érosion.

Le mouvement de bascule, probablement à l'origine de ce mécanisme, du fait du jeu de blocs faillés dans la zone de transition entre les Hautes Plaines oranaises et le domaine tellien, témoigne d'un contrôle tectonique local.

#### b) Comblement progressif

Le taux de subsidence devient inférieur au taux de sédimentation. Il s'ensuit une atténuation de la pente qui ne favorise plus l'avancée des grandes nappes sableuses. Ces conditions s'accompagnent d'un ralentissement du flux terrigène, par atténuation du relief des sources d'apport, et par diminution des facteurs d'érosion en liaison avec l'installation épisodique d'une végétation, de Gymnospermes en particulier, dans des zones facilement et durablement exondables de l'arrière-pays.

En fait, dans un premier temps, il y a une tendance à l'équilibre marquée par l'alternance de grès fins ou de siltites et d'argiles (séquences fondamentales tronquées). Puis il y a diminution de l'espace disponible dans une zone où se dépose par décantation un matériel détritique de plus en plus fin (lutites). Cette évolution s'accroît au sommet de la séquence III où se déposent les argiles rouges (Monts de Tlemcen et de Saïda) dans des conditions (locales ?) de sursalure (pseudomorphoses de sel gemme au Dj. Yélouz).

La réduction de la profondeur (fig. 3) ainsi que l'interruption des apports silico-clastiques, en fin de comblement (lorsque se produit un nivellement des irrégularités du fond), facilitent la production carbonatée. On peut alors évoquer l'effet des variations bathymétriques (même peu accentuées) imputables à des phénomènes

globaux (voir le facteur eustatique) pour expliquer l'évolution des milieux de dépôts, dans l'espace et le temps, sur une plate-forme, tantôt ouverte sur la mer franche (avec l'arrivée d'ammonites), tantôt isolée dans des conditions infra à intertidales.

Il y a lieu d'insister sur l'action déterminante de la subsidence différentielle induite par la tectonique distensive locale. Les variations d'épaisseurs des dépôts relevées d'Est en Ouest (fig. 2), entre les horsts de Tiffrit et de Rhar Roubane, sont très significatives à cet égard. C'est le cas dans la zone charnière entre les Monts de Daïa et de Saïda : l'épaisseur totale estimée à 1100 m dans la zone effondrée de Hassi Zerga se trouve réduite à 200 m environ à Sidi Amar (ex. Franchetti), sur la bordure ouest du môle de Tiffrit.

Dans le cadre paléostrucural régional, on est conduit à prendre en compte les rejeux importants d'accidents profonds d'héritage hercynien avec, en particulier, des paléofailles de direction SW-NE à SSW-NNE. Il s'agit principalement des accidents de Hassi Zerga et de Hammam Rabbi, à l'Est, et du relai de fractures, à l'Ouest, constitué par les failles d'Aïn Tellout, d'Oued Chouly et de Tafna-Magoura (fig. 2). Le rejeu synsédimentaire de ce système de failles transversales a pu largement faciliter l'écoulement du matériel vers le Nord.

Le secteur de Hassi Zerga, au coeur du sillon tlemcenien (voir Elmi, 1978), a été fortement subsident de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur, et surtout à partir du Kimméridgien inférieur, zone à *Divisum* (600 m de dépôts de la séquence majeure III); il apparaît donc comme un remarquable *piège à sédiments* entre deux zones résistantes à l'enfoncement (horsts de Tiffrit et de Rhar Roubane).

Quant au sillon intracontinental de Nador-Chellala, il a connu un très fort taux de subsidence durant tout l'Oxfordien supérieur (avec 800 m

de dépôts prodeltaïques, turbiditiques : séquence I) après l'édification (du Callovien supérieur ? à l'Oxfordien moyen) d'un éventail détritique en eau relativement profonde (Benest *et al.*, 1995). On note que la sédimentation prodeltaïque y a été continue jusqu'au Kimméridgien inférieur (zone à *Hypselocyclum*, sommet de la séquence II), comme dans le sillon atlasique (Benest *et al.*, 1993), alors qu'elle atteint à peine l'Oxfordien supérieur dans le sillon tlemcenien à l'Ouest.

Il convient également de mettre l'accent sur le rôle de seuil joué par le paléohorst ou haut-fond pélagique de Bou Hadjar au cours du dépôt des Grès de Sidi Saadoun et des Argiles de Faïdja (fig. 1, 4 et 5). Durant tout cet intervalle jusqu'à l'Oxfordien moyen et la base de l'Oxfordien supérieur (Benest *et al.*, 1998), les apports silico-clastiques, d'origine méridionale, n'ont pu le franchir vers le Nord (Benest, 1985; Atrops et Benest, 1986). La seule et brève décharge gréseuse (jusqu'à 30 m d'épaisseur) présente dans la zone de Bou Rheddou-Bechtout, au cours de l'Oxfordien supérieur (limite des zones à *Bifurcatus* et *Bimammatum*; Atrops et Benest, 1984), ne l'atteindra pas (fig. 5).

Enfin, à l'échelle de l'Oranie, c'est sur la plate-forme nord-saharienne où les taux de subsidence et de sédimentation sont élevés que les effets du mécanisme rythmique subsidence-comblement sont les mieux ressentis. C'est le cas dans le sillon du Nador où l'épaisseur cumulée des séquences I, II et III (intervalle Oxfordien supérieur Kimméridgien supérieur *p. p.*) dépasse 1000 m. En revanche, l'espace disponible n'est jamais totalement comblé dans le Bassin tellien *s. s.* marqué par une forte réduction de la production sédimentaire. En effet l'épaisseur totale des séquences I, II et III atteint seulement 20 m sur le haut-fond pélagique de Bou Hadjar, (Atrops et Benest, 1993) seuil résistant à sédimentation condensée, érigé sur la bordure sud-tellienne et ennoyé seulement à partir du Callovien (Benest *et al.*, 1991). Il faut ajouter qu'au Nord de ce seuil, dans la zone du Grand Pic de l'Ouarsenis

l'épaisseur totale des dépôts durant cet intervalle reste inférieur à 100m.

D'une manière générale, au cours de la période de l'Oxfordien-Kimméridgien s.l., la partie centrale du Bassin tellien connaîtra un faible taux de subsidence avec des dépôts argilo-silteux lie-de-vin dominants («combe oxfordienne» des anciens auteurs). Ces sédiments qui correspondent généralement à des schistes rouges et à des grès très fins ont été décrits dans le massif du Murdjadjo, près d'Oran, à Santa Cruz (Benest, 1985, p. 332). Au coeur du Bassin tellien, leur épaisseur peut être réduite à moins de 20 m pour l'épisode de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur ?, soit sous un faciès analogue d'argiles rouges schisteuses (près de Rouina), soit sous un faciès ammonitico-rosso calcaire (barrage de l'Oued Fodda sur la bordure nord de l'Ouarsenis; Benest *et al.*, 1993a).

Enfin, il convient d'ajouter que, dans l'avant-pays oranais, l'instabilité impliquée dans la réactivation de failles anciennes, durant la longue période distensive du Jurassique - Crétacé basal, a été également bien ressentie au cours du Lias et du Dogger (Monts de Rhar Roubane : Elmi, 1982; paléohorst de Bou Hadjar : Benest *et al.*, 1991), mais aussi à l'Oxfordien inférieur-moyen (sillon du Nador : Benest *et al.*, 1995), au début du Tithonien (Monts de Tlemcen : Benest, 1990; bordure nord du môle de Tiffrit : Benest et Ghali, 1985) et pendant le Berriasien moyen à supérieur (Monts de Tlemcen et de Daïa : Benest, 1982; Benest *et al.*, 1996).

## 2) Rôle du facteur eustatique (fig. 3, section D).

Si l'évolution sédimentaire est, de toute évidence, largement dépendante de la subsidence, il est plus difficile d'appréhender et surtout de quantifier le paramètre eustatique. Toutefois, on peut admettre que si les séquences majeures I, II et III (séquences de moyenne fréquence ou

de 3<sup>ème</sup> ordre ?) sont sous contrôle tectonique, les séquences fondamentales ou de haute fréquence (paraséquences de 4<sup>ème</sup> ou 5<sup>ème</sup> ordre au sens de Vail : Haq *et al.*, 1987) seraient davantage sous contrôle eustatique, notamment lorsqu'elles s'achèvent par une phase carbonatée. On retrouve ici le problème de la hiérarchie des cycles et de leur origine. En fait, la série présentée ici ne permet pas de retrouver les cycles définis dans la charte de Haq *et al.*, (1987). Il semble de toute façon illusoire de vouloir à tout prix se raccrocher à un modèle général, aussi attractif soit-il.

Le fait le plus marquant est l'évolution transgressive de la séquence II conduisant à un maximum d'inondation (mi 2) à son sommet. Celui-ci se caractérise par :

- sa constance ou sa grande extension horizontale (unité carbonatée médiane) sur la plate-forme oranaise;
- la richesse de sa faune avec des ammonites et également des organismes épibiontes libres ou fixés colonisant le fond durant les périodes d'arrêt sédimentaire prolongé;
- l'abondance des éléments remaniés colorés d'oxydes de fer et le développement de surfaces durcies ferrugineuses au toit de certaines séquences élémentaires peu épaisses, de haute fréquence; ces données soulignent le rôle joué par les courants littoraux notamment à la fin des épisodes calcaires.

Les séquences de haute fréquence, rétrogradantes, qui ont été différenciées dans cet intervalle transgressif condensé, seraient la traduction de fluctuations mineures du niveau marin s'intégrant dans un mouvement plus général de hausse eustatique.

Un tel maximum d'inondation, au Kimméridgien inférieur, et plus précisément au sommet de la zone à Hypselocyclum et à la base de la

zone à Divisum, a été également reconnu dans plusieurs régions périméditerranéennes, jusque dans le Sud-Est de la France. Il convient de préciser que la faible bathymétrie envisagée lors de cette phase maximale tend à prouver que la réduction de l'espace disponible est due :

- au processus de comblement qui, par son intensité, contrarie la remontée eustatique;

- à une répartition du volume des masses d'eau marine sur une plus grande superficie (cf. Weller, 1964; Benest, 1985, p. 386).

A la lumière des faits précédents, on peut alors considérer, qu'après l'épisode régressif de l'Oxfordien supérieur (séquence I), le régime devient transgressif au Kimméridgien inférieur avec un maximum (mi 2) au sommet de la séquence II. Puis survient une baisse (brutale ?) du niveau marin relatif marquée par la discontinuité D4; l'évolution est alors globalement régressive (séquence III). Enfin, une nouvelle phase d'inondation maximale (mi 3), au Kimméridgien supérieur, est marquée par un grand développement des carbonates tidaux sur toute l'étendue de la plate-forme ouest-algérienne : le caractère transgressif est souligné par une explosion de la microfaune à *Alveosepta jaccardi* (Schrodt) et à *A. powersi* (Redmond) dans tout l'avant-pays d'Oranie jusque dans l'Atlas saharien (région de Laghouat; Benest *et al.*, 1993b).

#### IV - CONCLUSIONS

Dans le cadre de l'avant-pays d'Oranie, l'environnement correspond à la partie distale d'un appareil deltaïque dont l'un des principaux bras débouchait dans le secteur de Hassi Zerga, sur la bordure méridionale des Monts de Daïa. La plaine prédeltaïque proprement dite qui s'étendait jusqu'au Bassin tellien, couvrait la partie nord des Monts de Daïa et elle occupait également la zone orientale de Nador-Chellala, la plus externe, à influence marine croissante. En fait, à l'échelle

de la plate-forme ouest-algérienne, sur la marge nord-occidentale du Gondwana, cet édifice appartient au domaine septentrional d'un vaste complexe fluvio-deltaïque particulièrement puissant et actif dans l'Atlas saharien occidental (formation d'Aïssa) et le Haut-Atlas marocain oriental.

Un autre appareil deltaïque, reconnu dans la Meseta marocaine (Cattaneo, 1984), se prolonge par un cône détritique relativement profond, en bordure du bassin rifain (Wildi, 1981), sur la marge sud-téthysienne.

Enfin, le comblement qui s'intensifie au sommet des formations oranaises (Grès de Bou Médine et Argiles de Faïdja, fig. 6) conduira à la cicatrization complète des sillons de Tlemcen et du Nador avant l'installation, à partir du Kimméridgien supérieur, de la vaste plate-forme carbonatée interne d'extension nord-saharienne (Benest, 1985).

**Remerciements :** Nous remercions vivement Marc Philippe du Laboratoire de Paléobotanique (Université de Lyon-I, UMR 5565 du CNRS), qui a étudié et déterminé les fragments de bois de Gymnospermes du Kimméridgien basal des Monts de Daïa (éch. MP651) et de Saïda (éch. MP844).

Nous remercions également L. Thévenod, Université Cl. Bernard Lyon 1, pour l'aide apportée à la mise en forme du manuscrit.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1981.** Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (avant-pays tellien, Algérie); conséquences paléogéographiques. *Geobios, Lyon*, 14, p. 115-122.
- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1982.** Découverte de faunes d'ammonites de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (avant-pays tellien, Algérie). *Geobios, Lyon*, 15, p. 951-957.

- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1984.** Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie); Age et milieu de dépôt. *Geobios, Lyon*, 17, fasc. 2, p. 207-216, 2 fig., 1 pl.
- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1986.** Stratigraphie du Jurassique supérieur du Djebel Bechtout au Nord-Ouest de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie); comparaison avec le Bou Rheddou. *Geobios, Lyon*, 19, p. 855-862.
- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1993.** Mise en évidence d'une série réduite de haut-fond pélagique, de l'Oxfordien au Berriasien, dans les «blocs» calcaires sud-telliens de l'Ouest algérien : implications paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 316, p. 107-114.
- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1994.** Les formations à ammonites du Malm dans le Bassin tellien, au Nord de Tiaret; leur importance pour les corrélations avec les séries de l'avant-pays de l'Ouest algérien. *Geobios, Lyon, M.S.*, 17, p. 79-91.
- AUCLAIR, D. ET BIEHLER, J., 1967.** Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N-S.*, 34, p. 3-45.
- AUGIER, C., 1967.** Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N-S.*, 34, p. 47-80.
- BASSOULLET, J.P., 1973.** Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse d'Etat, Paris*, 497 p.
- BENEST, M., 1981.** La marge gondwaniennne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétaçé: les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, 23, p. 663-672.
- BENEST, M., 1982.** Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Paris*, 23, p. 17-35.
- BENEST, M., 1985.** Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Thèse d'Etat, Lyon*, (1984). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 95, 581 p.
- BENEST, M., 1986.** Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal de la plate-forme ouest-algérienne: âge des formations et corrélations stratigraphiques. *Vème Conf. scient. intern. PIGC-UNESCO n° 183, Marrakech, Maroc* (1985). *Rev. Fac. Sc. Marrakech*, n° sp. 2, p. 47-74.
- BENEST, M., 1990.** Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonien inférieur dans l'avant-pays oranais (Algérie). *Ann. Soc. géol. Nord, Villeneuve d'Ascq, CVIII*, p. 155-163.
- BENEST, M., ATROPS, F., ALMERAS, Y. ET BENOSMAN, B., 1991.** Découverte et dynamique d'une transgression au Callovien sur le socle tardi-hercynien, dans le domaine sud-tellien (Ouarsenis, Algérie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 313, p. 1555-1562.
- BENEST, M., ATROPS, F. ET CLAVEL, B., 1994.** Les échinides du Kimméridgien inférieur des Monts de Chellala (Ouest algérien); révision, paléoenvironnement et eustatisme. *Geobios, Lyon*, 27, p. 61-71.
- BENEST, M., ATROPS, F. ET GHALI, M., 1993a.** Une série de référence à calpionelles (Tithonien supérieur Valanginien inférieur) dans le bassin tellien (Ouarsenis, Algérie); son importance pour les corrélations avec l'avant-pays. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 316, p. 629-635.
- BENEST, M., GHALI, M., OUARDAS, T. ET PERRIAUX, J., 1993b.** Découverte de repères biochronologiques d'âge kimméridgien, tithonien, berriasien dans l'Atlas saharien central : corrélations avec l'avant-pays et le domaine tellien (Algérie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 317, p. 1089-1096.
- BENEST, M., ELMI, S., OUARDAS, T., PERRIAUX, J., GHALI, M. ET BENHAMOU, M., 1995.** Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge callovo-oxfordien dans le sillon intracratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 321, p. 103-110.

- BENEST, M. ET GHALI, M., 1985.** Caractérisation du Tithonique et du Berriasien dans la série de plate-forme des Monts de Saïda (avant-pays de l'Ouest algérien) : précisions paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300, p. 693-698.
- BENEST, M., MALARTRE, F. ET OUARDAS, T., 1996.** La séquence tectono-eustatique du Berriasien moyen et supérieur sur la plate-forme téthysienne de l'Ouest algérien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 322, p. 951-958.
- BENEST, M., OUARDAS, T. ET BOULLIER, A., 1998.** Conditions d'installation d'un seuil corallien dans l'intervalle transgressif oxfordien moyen et supérieur p.p. entre le Bassin tellien et son avant-pays (Ouest algérien); implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 326, p. 399-405.
- BOUMA, A.H., 1962.** Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation : Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- CARATINI, C., 1970.** Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, N.S., 40, 311 p.
- CATTANEO, G., 1984.** La marge téthysienne de la bordure nord-occidentale du Maghreb au Jurassique supérieur : un modèle de plate-forme à sédimentation carbonatée et terrigène deltaïque (massif des Beni Snassen, Maroc nord oriental). *Rev. Géol. dyn., Géogr. phys., Paris*, 25, p. 45-57.
- CATTANEO, G., 1987.** Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). *Thèse d'Etat, Dijon*, 337 p.
- CHAUMEAU, J., 1956.** Etude géologique de l'anticlinal du Hassi Zerga des Beni Mathar (Oran, Algérie). *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, N.S., 8, p. 99-116.
- DELFAUD, J., 1975.** Les Grès des Ksour (Algérie). Un delta de plate-forme stable. *IX<sup>ème</sup> congr. intern. Sédiment. Nice*, thème 5, 1, p. 159-162.
- ELMI, S., 1978.** Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. géol. Nord, Villeneuve d'Ascq*, XCII, 315-323.
- ELMI, S., 1982.** L'évolution des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. Livre jubilaire Gabriel Lucas. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 7, p. 402-412.
- ELMI, S. ET BENEST, M., 1978.** Les «Argiles de Saïda» faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, H. S. 4, p. 203-261.
- HAQ, B.U, HARDENBOL, J. ET VAIL, P.R., 1987.** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science, Washington*, 235, p. 1156-1167.
- LUCAS, G., 1942.** Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Thèse d'Etat, Paris, Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, 2, 16, 538 p.
- OUARDAS, T., 1983.** Sédimentologie des Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). *Doctorat de spécialité, Université de Grenoble*, 206 p.
- POUYANNE, J., 1877.** Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Carte au 400.000<sup>ème</sup> de la région de Tlemcen. *Ann. Mines, Alger*, 7, XII, p. 81.
- WELLER, J.M., 1964.** Development of the concept and interpretation of cyclic sedimentation. *Bull. Kansas Geol. Survey*, 169, p. 605-621.
- WILDI, W., 1981.** Le Ferrysch : cône de sédimentation en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen et supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclogae geol. Helv., Bâle*, 74/2, p. 481-527.