

Les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritique callovo-oxfordien du Djebel Nador de Tiaret sur la marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale

Michel BENEST *, Serge ELMI *, Tayeb OUARDAS **
Jacques PERRIAUX ** et Miloud BENHAMOU ***

* Centre des Sciences de la Terre, U.M.R 55 65 - C.N.R.S.,
Université de Lyon 1, 27 Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex (France)

** Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier,
15 rue Maurice Gignoux, 38031 - Grenoble Cedex (France)

*** Université d'Oran BP. 16, Es Sénia (Algérie)

Résumé : Dans l'avant-pays alpin d'Oranie, les dépôts alternants, grés-argileux, du Jurassique moyen et supérieur débutent par une formation à caractère *prodeltaïque* (connue sous le nom d'Argiles de Saïda). Cette formation, hétérochrone dans son ensemble, a été datée du Callovo-Oxfordien dans les régions les plus occidentales (Monts de Tlemcen-Rhar Roubane et de Saïda). Sa limite supérieure, plus récente vers l'Est, peut atteindre le Kimméridgien inférieur dans les Monts de Nador-Chellala.

Dans le Djebel Nador, la partie basale de cette série, les Grès de Sidi Saadoun (Callovien moyen ? - Oxfordien moyen), correspond à une *importante décharge gréseuse* caractérisée par de nombreuses coulées turbiditiques chenalisées sur un talus («*slope-fans*»). Un tel matériel s'est accumulé dans le sillon intracontinental subsident pré-atlasique du Nador-Chellala soumis à des mouvements distensifs (rejeu de failles ayant découpé antérieurement le socle hercynien et sa couverture triasico-liasique suite à la différenciation très probable de blocs basculés sur la bordure sud-tellienne). Ce sillon appartient à la marge passive nord-gondwanienne (en cours d'effondrement) «nourrie» par d'importants apports terrigènes, d'origine essentiellement saharienne, qui viennent perturber momentanément la sédimentation argileuse.

Les données cartographiques, sédimentologiques et séquentielles sur les Grès de Sidi Saadoun (dépôts rythmiques, courants tractifs, slumps, courants turbides de faible densité etc.) font envisager un *cône d'épandage sous-marin*, large de quelques kilomètres, sur un talus peu penté, au sein d'une zone *prodeltaïque*. Dans ce contexte, la logique des enchaînements sédimentaires témoigne d'un contrôle tectonique de la subsidence exagéré (Oxfordien) ou contrarié (Callovien moyen - supérieur) par des variations plus globales du niveau relatif de la mer. D'une manière plus précise, dans le sillon du Nador, l'épisode érosif compris dans l'intervalle Callovien moyen-Oxfordien inférieur (?) (= discontinuité d'extension périméditerranéenne), antérieur au dépôt de turbidites massives (et qui précède un intervalle

transgressif), pourrait correspondre à un bas niveau marin relatif marqué par d'importants phénomènes d'incision, à la base d'une séquence de 3ème ordre au sens de Vail. En fait, comme dans le sillon tlemcénien, la profondeur maximale semble atteinte au cours de l'Oxfordien inférieur-moyen (*phase majeure intra-oxfordienne*).

Les sillons de Nador-Chellala (domaine préatlasique) et de Tlemcen ont connu jusqu'à leur comblement ou leur fermeture (au Kimméridgien inférieur pour le premier; dès l'Oxfordien moyen ou supérieur pour le second) une évolution parallèle à celle du domaine externe tello-rifain. A ce sujet, on sait notamment que des sédiments turbiditiques profonds, à caractère flysch, s'accumulaient sensiblement à la même époque (du Callovien à l'Oxfordien supérieur et peut-être au Kimméridgien) sur la bordure subsidente du sillon tello-rifain.

Mots clés : Algérie occidentale - Cône d'épandage sous-marin - Callovo-Oxfordien - Turbidites - Tectonique distensive - Subsidence - Eustatisme.

The controls of the detrital sedimentation in the Callovo-Oxfordian cone of Nador (near Tiaret), along the Western Algerian tethyan margin

Abstract : The detailed study of the lithosequences of the sandy Sidi Saadoun Formation (Middle Callovian ? - Middle Oxfordian) in the «Djebel Nador» basin, shows the vertical stacking of thirteen fining-up cycles (S1 to S13). The deposition of these cycles was strongly influenced by regional distensive tectonics with the reactivation of E-W and ENE-WSW paleofaults which have previously segmented the hercynian basement and its triassic-liassic cover (tilted blocks were probably active along the southern border of the Tellian Basin).

The cartographical, sedimentological and sequential data (slumps, low density turbidity currents, traction currents) indicate the existence of a *detrital-deltaic cone* (large of some kilometers), in a relative deep-water environment with a low slope on the Northern border of a prodeltaic zone (present Oranian «Hautes Plaines»).

These rhythmic sediments have been accumulated during a period of retrogradation of fan shaped structure in a *subsiding intra-cratonic* trough differentiated along the Northern western faulted margin of the Saharian craton. This passive margin received important sandy supplies originating from the Sahara. The subsidence of the basin was more active than its filling-up, as a consequence of the intra-Oxfordian tectonic phase. These episodic dislocation movements were probably accompanied by global eustatic fluctuations which concern the whole tethyan domain. The Middle Callovian - Early Oxfordian erosive phase (= major discontinuity recorded on all the structural shoals and margins around the Western Tethys), evidenced by incisions (and followed by a transgressive interval) may be assimilated to a relative sea lowstand marking the base of a 3rd order stratigraphic sequence.

In comparison with the Tlemcen trough (in the most occidental region of Algeria), the maximal depth (*above the CCD level*) was probably attained during the *Early or Middle Oxfordian period*.

The Nador and Tlemcen troughs show up till their filling up or closing (during the Early

Kimmeridgian for the first ; during the Middle and Upper Oxfordian for the second), a similar evolution to that of the external alpine zones of Algeria and Morocco. Turbiditic deep-sea deposits (with some flysch characters) have been recognized on the subsiding part of the rifan and tellian oranian basins from the Callovian to the Late Oxfordian or Kimmeridgian times.

Key-words : Western Algeria - Detrital - Deltaic cone - Callovo-Oxfordian - Deep-sea-fans - Turbidites - Distensive tectonics - Subsidence - Eustasy.

INTRODUCTION

Dans l'avant-pays tellien d'Algérie occidentale (fig. 1), les puissants dépôts terrigènes (jusqu'à 1500 m) du Jurassique moyen et supérieur débutent par une formation prodeltaïque appelée Argiles de Saïda (Atger et Verdier, 1965; In Auclair et Biehler, 1967). Cette dernière formation, d'âge callovo-oxfordien, composée d'une alternance rythmique de grès et d'argiles, affleure largement des Monts de Chellala, à l'Est, aux Monts de Tlemcen-Rhar Roubane et d'Oujda (pays des Horsts marocains), à l'Ouest, où elle a fait l'objet de plusieurs études descriptives et synthétiques (Mangold *et al.*, 1974; Elmi et Benest, 1978). G. Lucas (1942) la considère comme un «flysch» gréseux ou argileux déposé à une profondeur pouvant varier entre «20 et 200 m». Pour C. Augier (1967), elle correspond au prolongement septentrional d'une «vaste zone deltaïque *s.s.*» recouvrant au moins une partie du Sahara nord-occidental. Quant à J. Delfaud (1975a), il estime que le faciès prodeltaïque des Argiles de Saïda équivaut à la «partie distale du Continental intercalaire» de la plate-forme nord-saharienne.

L'enchaînement sédimentaire des Argiles de Saïda est tel qu'il s'accompagne d'importantes décharges gréseuses dans certains secteurs de l'avant-pays tello-rifain : Grès de Bou Beker (dès le Callovien inférieur), Grès de Missiouine (Oxfordien inférieur *s.l.*) dans le pays des Horsts marocains (Elmi et Benest, 1978; M. Benhamou *et al.*, 1990), Grès de Sidi Saadoun

(Callovien moyen ? - Oxfordien moyen) dans le Djebel Nador de Tiaret.

Nous présentons ici l'étude de l'épisode *détritique des Grès de Sidi Saadoun* (fig. 2), dans le sillon du Nador, en mettant l'accent sur la *dynamique et l'environnement sédimentaire* dans le cadre paléotectonique. Ces grès surmontent des calcaires pseudonoduleux, bioturbés (sommet des calcaires du Nador; Augier, 1967; Caratini, 1970) dont les couches les plus récentes (fig. 2) ont livré des globigérines et surtout des ammonites du Callovien inférieur (Caratini, 1970; Ouared, 1987), la présence du Callovien moyen n'est pas établie avec certitude. Ils se placent localement au-dessous de l'épaisse formation des Argiles de Faïdja (plus de 1 000 m ?) qui est sensiblement contemporaine des Grès de Franchetti de la région de Saïda (Auclair, Biehler, 1967; Ouardas, 1983; Benest, 1985; Ouardas *et al.*, 1986 b; Benest *et al.*, 1995).

I - SUCCESSION LITHOLOGIQUE : ORGANISATION ET ECHELLE SEQUENTIELLES (fig. 2)

La formation atteint, semble-t-il, son plus grand développement (130 m environ) sur le flanc sud, peu perturbé de l'anticlinal du Nador, dans la cluse de Sidi Saadoun creusée par l'Oued Faïdja. A proximité du marabout (fig. 1), là où les couches plongent de 40 à 50° vers le SE, elle débute par un niveau conglomératique d'épaisseur irrégulière (0,50 m en moyenne), à

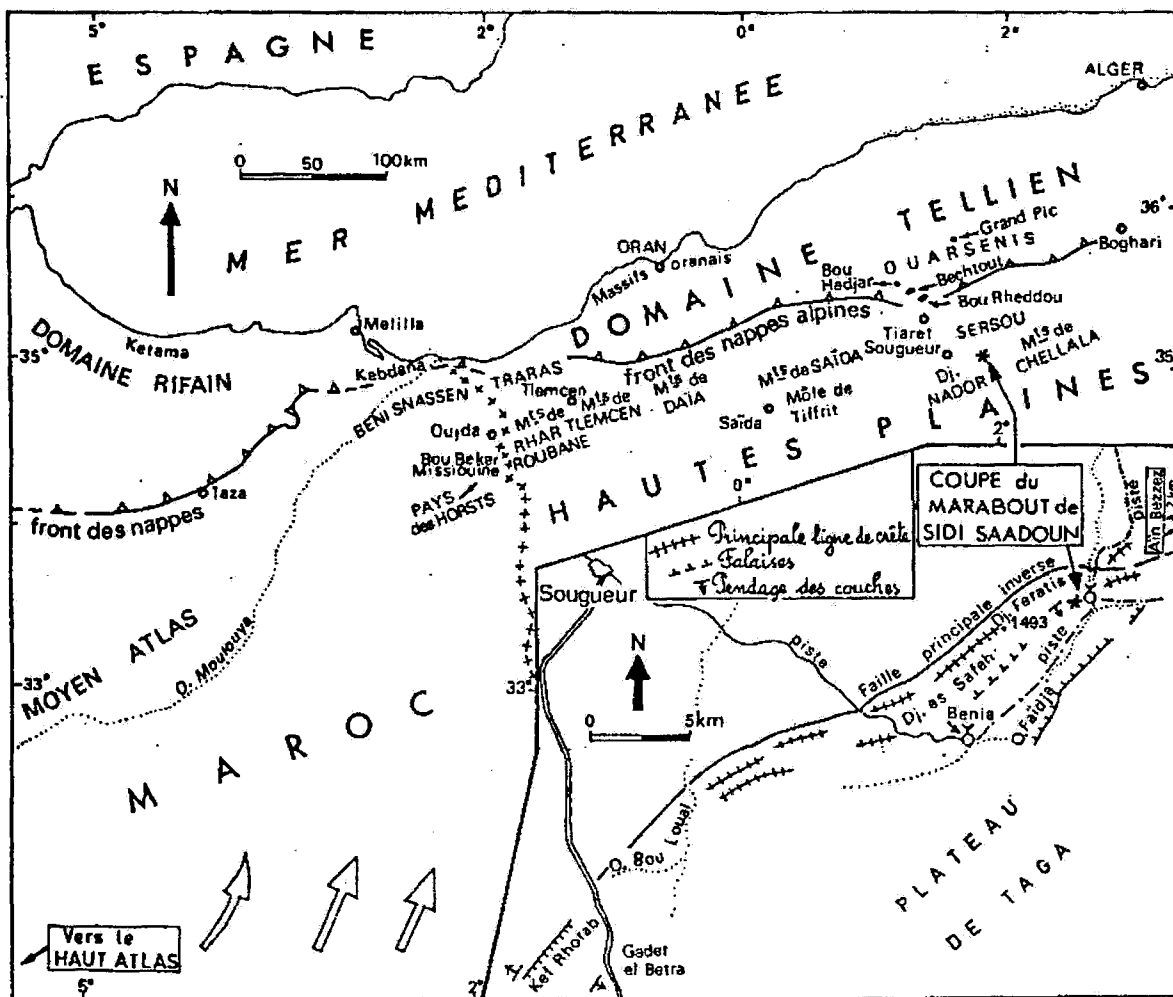


Fig. 1 - Situation de la coupe du Marabout de Sidi Saadoun
 (x = 415,6; y = 209,2 : feuille au 1/50.000e de Sahari, n°248) dans les Monts du Nador de Tiaret (avant-pays tello-rifain). Les trois grosses flèches indiquent les directions supposées d'alimentation à partir des zones émergées sud-occidentales (Sahara, territoire marocain).

Location of the section across the «Sidi Saadoun» sandstones - type profile in the Djebel Nador of Tiaret (Rifo-tellian foreland), at the South of the Tellian Tertiary overthrusts. The three arrows indicate an important detrital activity from the emerged morroccan zones of the Saharian craton.

LES FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION DE L'EVENTAIL DETRITIQUE CALLOVO-OXFORDIEN

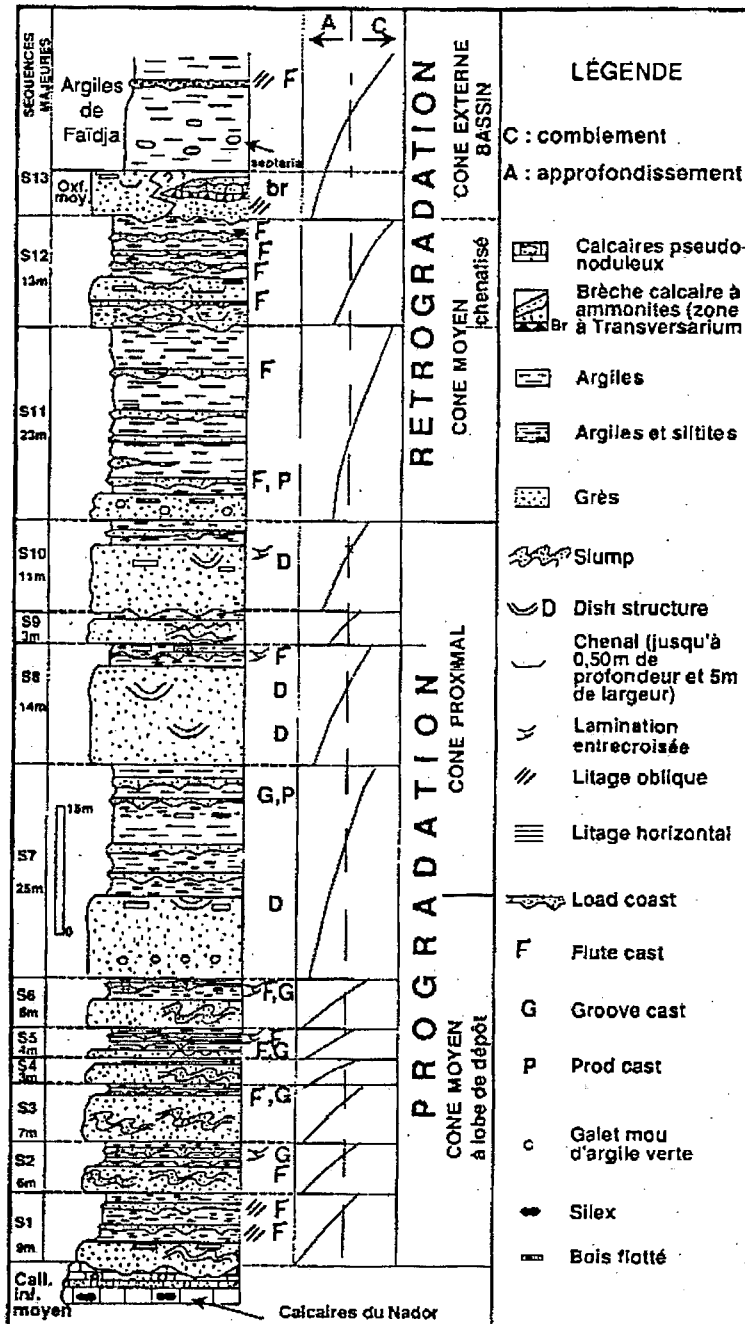


Fig. 2 - Coupe type des Grès de Sidi Saadoun; succession et organisation séquentielle

Lithostratigraphic and sequential evolution (S1 to S13) of the «Sidi Saadoun sandstones» in the type-locality. The curve which concerns each fine-up cycle indicates vertically a polarity from deepening (slope and dominant sandstones) to filling up (flat bottom, abundant clays). Note the increase of the fine deposits in the last three sequences (S11 to S13)

galets centimétriques de calcaires bioclastiques et gréseux (Ouard, 1987). A ce niveau remanié, qui implique une phase d'instabilité et d'érosion importante, succède une alternance de barres (cuestas) très gréseuses et de vires constituées principalement d'argiles et de siltites présentant le faciès des Argiles de Saïda. L'ensemble détritique s'enrichit notablement en niveaux argileux vers le haut. Il comporte schématiquement treize séquences majeures binaires rythmiques qu'on peut considérer comme des paraséquences (4ème et 5ème ordre) au sens de P.R. Vail *et al.* (1991).

A - Séquences majeures (métriques à décimétriques)

La séquence type (Elmi et Benest, 1978, p. 218) principalement gréseuse à la base, débute au-dessus d'une surface de discontinuité (= d'érosion) modelée sur un fond argileux portant des contre-empreintes de figures de courants (current casts); les dépôts argilo-silteux deviennent prédominants à son sommet : l'évolution est alors globalement grano-décroissante.

1) le terme inférieur gréseux

Il est formé par des grès massifs bien classés, légèrement micacés et souvent affectés par des phénomènes de slumping (S1 à S6; S9 à S13; fig. 2) indiquant un déversement vers le Nord. Le diamètre du grain médian du matériel quartzueux (0,10 à 0,15 mm) est plus élevé que celui des dépôts gréseux les plus typiques des Argiles de Saïda (0,09 mm en moyenne; Benest, 1985, fig. 120). Dans certains chenaux, dont la profondeur peut atteindre 50 cm et la largeur 5 m, le litage oblique implique une alimentation à partir du Sud (notamment dans la séquence 9). Des slumps (Benest, 1985, p. 276) sont d'ailleurs associés à ces structures chenalisées dans la barre gréseuse sommitale (S13). Des «dish

structures» correspondant à des figures d'échappement d'eau («water escape features») caractérisent quelques passées des termes gréseux inférieurs dans les séquences 7, 8 et 10.

Des galets mous ont été observés à la base des séquences S7 et S11. Enfin des fragments de bois flottés, longs de 2 à 10 cm, orientés sensiblement N-S, peuvent apparaître dans la partie sommitale des termes gréseux.

2) Le terme supérieur argilo-silteux

Il s'agit d'argiles grises, vertes, parfois rouges (souvent ocres à l'altération) et des siltites dont l'importance varie selon les séquences. S'y intercalent des passées en plaquettes centimétriques ou de minces bancs finement gréseux, à litage horizontal (laminites) ou entrecroisé (notamment à leur sommet), montrant de nombreuses figures de semelles (load, current et tool casts) habituellement rencontrées dans les sédiments déposés par des courants turbides de faible densité.

B - Séquences moyennes (sensiblement équivalentes aux séquences de 1er ordre de J. Delfaud, 1974)

Les minces passées gréseuses ou silteuses précédentes constituent en fait la base de séquences moyennes moins épaisses (décimétriques et métriques) binaires (grès-argiles), dont les caractères (Elmi et Benest, 1978, p. 209-217) reproduisent, à plus petite échelle, ceux des séquences majeures. Lorsque ce type de séquence est complet, il montre de bas en haut :

a) un banc gréseux (0,05 à 0,40 m), très légèrement micacé, dont la surface inférieure présente des sole casts, notamment des flute casts qui indiquent des courants principalement

orientés vers le Nord (Benest, 1985, p. 276) avec un *éventail de sens pouvant varier du NW au NE* (terme a de A.H. Bouma, 1962). Puis vient le matériel grano-décroissant, de plus en plus silteux, en faisceaux de lamines horizontales (terme b), parfois ondulées, obliques ou entrecroisées (terme c) dont la surface supérieure montre des pistes ou de terriers; celle-ci peut également porter des traces de rides (symétriques ou dissymétriques), parfois en cuiller (rides d'interférences de courants);

b) des argiles dominantes, entrecoupées de minces lits silteux avec ou sans figures sédimentaires sur les surfaces inférieure ou supérieure (terme e).

C - Séquences mineures

A une échelle encore plus petite, chaque *binôme grès (ou siltite) - argile* constitue une *séquence mineure* (d'un à quelques centimètres d'épaisseur) : *minces lits de grès très fins*, d'épaisseur centimétrique (séparés par des interlits argileux) qui montrent aussi une organisation interne en lamines horizontales ou ondulées; on peut également y trouver des «microstratifications obliques et entrecroisées» au sommet des bancs dont la surface est alors souvent modelée par des rides d'oscillation ou de courant.

D - La brèche calcaire à ammonites oxfordiennes de Sidi Saadoun

Dans la partie sommitale des Grès de Sidi Saadoun (séquence 13) affleure localement une brèche calcaire (épaisseur : 0,10 à 0,20 m), à éléments micritiques subanguleux (0,5 à 2 cm de diamètre) et à ciment ferrugineux. Cette brèche s'enrichit, vers son sommet, en ciment gréseux avant de passer verticalement à un grès fin dont elle est séparée par une surface de discontinuité

irrégulière. Ce grès présente des lamines horizontales, soulignées localement par des minces débris végétaux. La faune d'ammonites recueillie (Atrops et Benest, 1981) permet de dater l'Oxfordien moyen : zone à *Transversarium* avec *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORBIGNY), *Dichotomosphinctes* sp., *Subdiscosphinctes* (*Subdisc.*) cf. *Jelskii* (SIEMIRADZKI). Une faune d'âge comparable a été recueillie dans une passée marno-calcaire développée à Gadet el Betra-Kef Rhorab (fig. 1), dans la partie occidentale des Monts de Nador (Sapunov, 1973; Atrops et Benest, 1981).

E - La partie basale des argiles de Faïdja

Au-dessus des Grès de Sidi Saadoun les dépôts argileux deviennent prédominants avec des niveaux riches en septaria (notamment dans les 10 m d'argiles vertes qui correspondent au terme supérieur de la séquence 13). Les intercalations de grès, généralement minces, ont une épaisseur réduite (0,30 à 2 m environ). Les bancs, à litage souvent oblique ou entrecroisé, présentent encore, à leur base, des figures sédimentaires (flute, groove et prod casts). Les courants indiqués par les flute casts sont d'abord orientés vers le NNW (à 10 m environ de la base des Argiles de Faïdja) avant de s'inverser (cf. Benest, 1985, fig. 133D) une soixantaine de mètres plus haut. Il est à noter que cette inversion ne s'accompagne pas de ruptures stratonomiques et minéralogiques.

Enfin, à une centaine de mètres encore plus haut, un banc gréseux, de 2 m d'épaisseur, montre des slumps métriques, d'axe WSW-ENE, dont le sens de déversement n'a pu être précisé.

II - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

La succession rapprochée de séquences détritiques, majeures, à dominante gréseuse notamment vers la base de la formation, avec de

nombreux phénomènes de slumping témoignent d'une alimentation abondante et répétée dans un *environnement mobile*. Cette rythmicité apparaît sous le contrôle d'une subsidence liée à une *tectonique en distension* (cf. le domaine tlemcenien à l'Ouest) dans l'avant-pays tello-rifain. Elle aboutit à la mise en place d'un *dispositif rétrogradant* malgré quelques fluctuations (fig. 2).

L'importance tectono-sédimentaire des séquences majeures, binaires, est fonction de l'épaisseur respective de leurs termes gréseux et argileux. Mais dans tous les cas, la dynamique relative à chacune d'elle permet d'envisager d'abord un approfondissement dominant, puis un *comblement* progressif et incomplet (voir séquences de comblement in Elmi et Benest, 1978, p. 212) (fig. 2).

A - Approfondissement prépondérant

L'épandage du matériel gréseux le plus grossier est consécutif à un *accroissement de la subsidence* en bordure d'une marge instable. Il en résulte un accroissement progressif de l'espace disponible. L'existence d'une *pente même faible*, probablement accentuée par la subsidence, facilite la mise en mouvement d'importantes nappes sableuses à partir des zones hautes du bord méridional du sillon. Ces surcharges constituées par le matériel gréseux le plus grossier, entraînent des déséquilibres gravitaires générateurs de courants de turbidité, peu denses (de faible vitesse) et de glissements synsédimentaires donnant une stratification désordonnée. C'est au début des fortes décharges gréseuses de base de séquence majeure qu'on observe les flute casts les plus gros même s'ils sont rares. La force érosive des courants provoque également l'arrachement du matériel argileux, plus rarement sableux (non complètement induré), qui se sédimente sous forme de galets mous.

L'alimentation se fait suivant des directions assez constantes; chenaux, sole casts et slumps montrent des sens compris entre NW et NE, dans un milieu marin assez profond. Ces données, ainsi que le tri granulométrique préalable de la fraction quartzreuse, indiquent une *origine lointaine*, essentiellement saharienne, des apports. Au cours de son long transport, le matériel maintes fois resédimenté a progressé à travers les Hautes Plaines, après avoir occupé le domaine atlasique où dominaient des conditions deltaïques (Auclair et Biehler, 1967; Bassoullet, 1973; Delfaud, 1975b).

B - Comblement progressif et incomplet

Avec le terme supérieur argilo-silteux, le taux de subsidence devient inférieur au taux de sédimentation. Il s'ensuit une diminution de la pente qui ne favorise plus l'avancée des grandes nappes sableuses. Ces conditions peuvent également s'accompagner d'un ralentissement des apports terrigènes, soit par éloignement des sources, soit par atténuation de la morphologie du fond. Il y a en fait *prépondérance du comblement de l'espace disponible* dans une zone où se dépose par décantation un matériel détritique de plus en plus fin (lutites) dans des conditions prodeltaïques. L'augmentation du pourcentage des argiles vers le haut de la formation, dans les séquences supérieures (S11 à 13), traduit bien une *diminution générale* des apports turbiditiques malgré certaines oscillations.

Ce processus de décantation argileuse est perturbé par des passées très finement gréseuses dans un environnement où peut encore se manifester, par intermittence, un léger hydrodynamisme, comme l'attestent certaines figures de semelles de bancs (petits flute casts; groove, prod et bounce casts). De minces plaquettes gréseuses à silteuses, intercalées dans les dépôts à prédominance argileuse, traduisent

quelques fluctuations dans les conditions de sédimentation. L'existence dans certains niveaux finement gréseux ou silteux (plaquettes) de fines laminations obliques et entrecroisées, ainsi que les sole casts habituels, de petite taille, indiquent périodiquement une légère remontée de la compétence des courants.

Il y a en somme une *tendance à l'équilibre* marquée par l'alternance de grès très fins ou de siltites et d'argiles (séquences mineures). Ce dernier type de sédiment, où prédominent des lutites à structure laminaire (contourites), correspond soit à la fin d'un épandage latéralement plus fort, soit à la remobilisation d'un matériel quartzueux fin à l'intérieur de l'aire de dépôt.

Quant à la brèche calcaire à ammonites développée au sommet de la formation, sa mise en place résulte du remaniement sur place de bancs calcaires (Lucas, 1942) qui sont ici les seuls témoins, en régime carbonaté, d'un intervalle transgressif. Ce dernier indique un court répit des apports terrigènes après une période de remblaiement actif. L'égalisation momentanée du fond, par absence ou presque de pente, permet alors une *ouverture plus grande* sur le domaine océanique.

III - MILIEUX DE DEPOT : CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET PALEOTECTONIQUE : CONCLUSION

L'importante décharge terrigène des Grès de Sidi Saadoun survient après le dépôt de calcaires pélagiques (fig. 3A) dans un milieu marin ouvert et à fond quelque peu aplani, situé dans une zone qui fut tectoniquement active au cours du Jurassique inférieur-moyen (Atrops et Benest, 1981; Ouared, 1987). Elle marque une période d'instabilité majeure qui débute par une phase d'érosion (fig. 3B et 4) avec de très fortes incisions (Djebel Feratis, fig. 1 et 4).

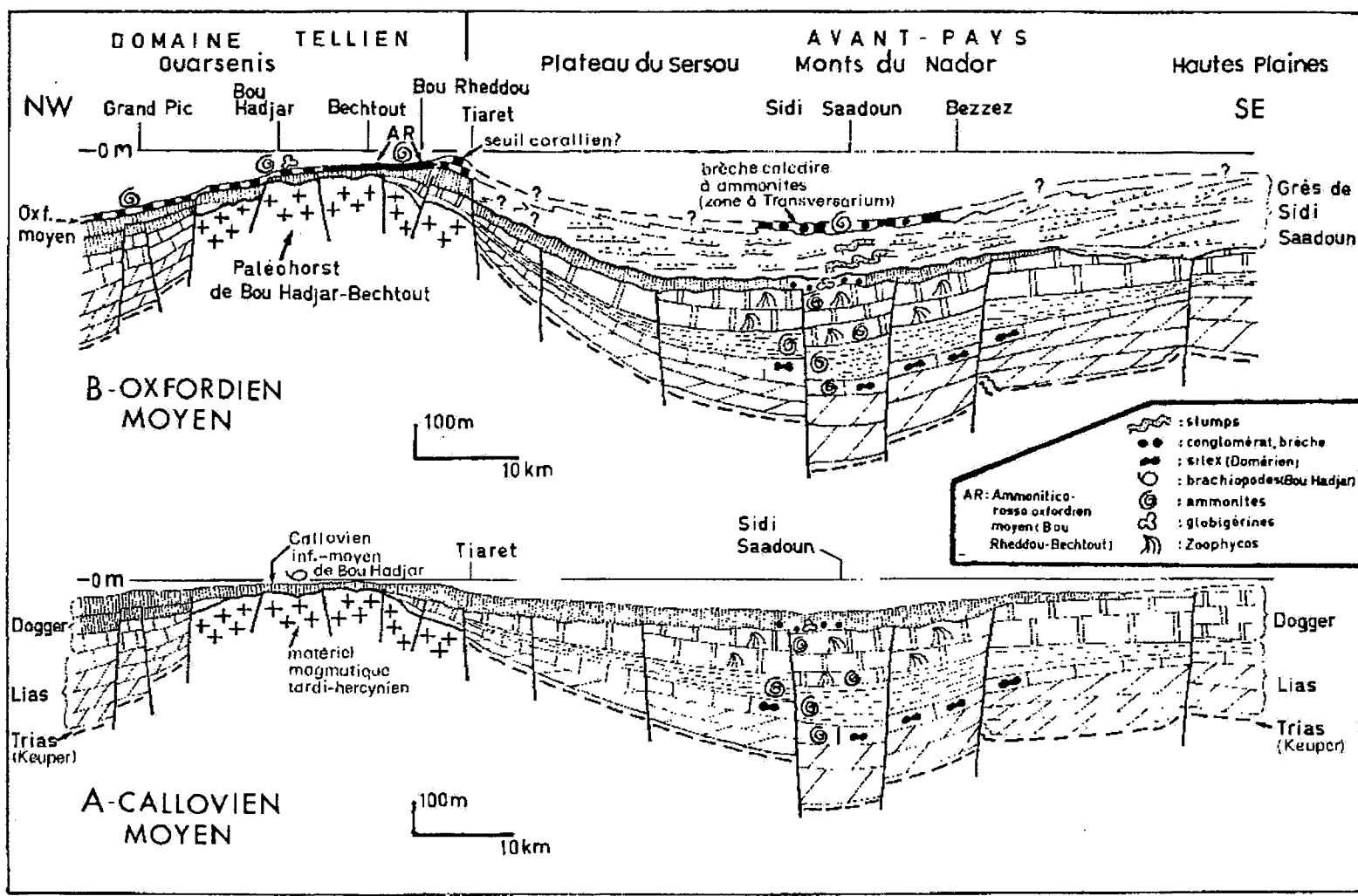
Celles-ci plaident en faveur d'un *abaissement du niveau relatif de la mer* qui intervient durant l'intervalle Callovien moyen-Oxfordien inférieur sans qu'il soit localement possible de préciser son âge. Puis une brusque reprise de la *subsidence* contrarie le *comblement* (cf. évolution séquentielle, fig. 2). Le déséquilibre par mouvement de bascule provoque la différenciation d'une pente favorable à une série de glissements (slumps).

Ces mouvements impliquent une dynamique différente entre les point hauts et les zones basses. Ce découplage peut être comparé à ce que E. Haug (1900, p. 683) a modélisé dans une «loi» selon laquelle «les transgressions sur les aires continentales sont compensées par les régressions dans les géosynclinaux et vice-versa» (Lucas, 1942). L'effet de basculement qui est en cause dans ce processus est maintenant souvent évoqué pour expliquer comment les contrôles tectoniques locaux rendent difficiles l'appréhension des effets eustatiques (Benest, 1985, p. 387; Elmi, 1990 et 1996).

Il en résulte un approfondissement qui paraît maximal à l'Oxfordien inférieur-moyen. Toutefois, l'aire de dépôt se situait nettement au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates (CCD).

A l'échelle des Monts du Nador, les corps gréseux de la formation de Sidi Saadoun perdent de l'importance vers l'W-SW (fig. 4) sur la bordure nord de ce relief; il doivent être interprétés comme des unités progradantes subissant des redistributions horizontales au sein d'un ensemble essentiellement argileux et marneux et dont le faciès annonce celui des Argiles de Faïdja. La progradation du matériel est oblique par rapport à l'allongement de la structure actuelle.

La dynamique de mise en place de chaque séquence majeure (fig.2) peut s'expliquer par



M. BENEST, S. ELMI ET T. OUARDAS

Fig. 3 - Coupes palinspastiques schématiques (A et B) à travers le sillon du Nador et la partie sud du Bassin tellien sur la marge nord-gondwaniennne, du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen (cf. Benest, 1985, fig. 132 B, modifié).

Noter le découpage (rifting) du socle hercynien et de sa couverture triasico-liasique en blocs basculés (zone sud-tellienne) ou en demi-grabens. (Voir la situation sur la figure 1).

Palinspastic sections (A and B) across the Nador trough and the southern border of the Tellian Basin, on the northern gondwanian margin from the Callovian to the Middle Oxfordian times (See Benest, 1985, fig. 132 B, modified). Note the faulting (rifting) of the hercynian basement and of its triassic-liassic cover in tilted blocks or half grabens.

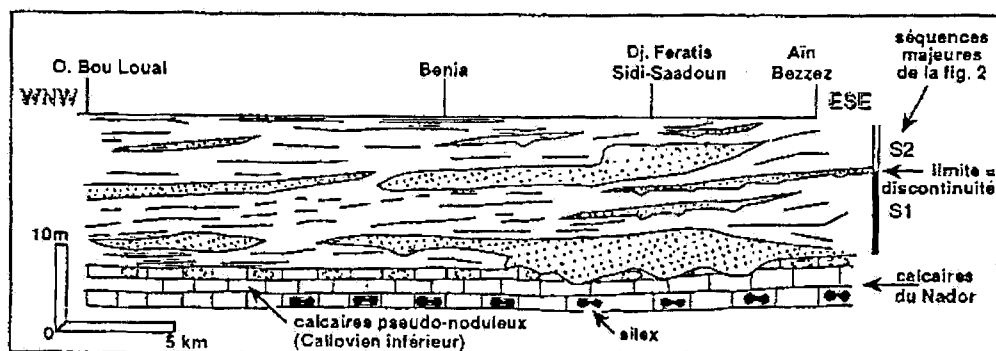


Fig. 4 - Relations entre les Grès de Sidi Saadoun et leur substratum localement fortement érodé dans l'ensemble des Monts du Nador
Relations between the Sidi Saadoun Sandstones and in harshly eroded substratum in the Nador Mountains

l'arrivée de petites décharges gréseuses qui conduisent à la formation de lobes caractéristiques d'un *cône détritique dans un bassin relativement profond* (Ouardas *et al.* 1986a, Benest *et al.* 1995). Ces décharges subissent des déplacements latéraux au cours du temps. On peut admettre que l'édification de ce cône sous-marin résulte à la fois d'une accentuation du contrôle tectonique et d'une remontée du niveau de la mer dans les incisions causées lors d'une période antérieure de bas niveau relatif (fig. 4). Globalement, son développement commence par une phase de *progradation* strato-croissante (de S1 à S8, fig. 2) qui voit s'amorcer des séquences de cône proximal et des séquences de cône moyen (Walker et Mutti, 1973). A partir de la séquence S9 la tendance se renverse, le dispositif devient *rétrogradant* et strato-décroissant : le cône recule alors en direction des zones méridionales nourricières (S9 à S13).

L'ensemble des *données sédimentologiques et paléogéographiques*, à l'échelle régionale, indiquent bien que la mise en place des Grès de Sidi Saadoun s'est effectuée *par progradation* dans un *sillon intracontinental*, relativement profond (prolongement oriental du domaine tlemcenien?), bordant au Nord une zone d'épandage prodeltaïque, moins accidentée (domaine actuel des Hautes Plaines oranaises).

On peut considérer que le matériel a initialement progressé, en régime fluvial, sur la plus grande partie de la bordure du continent saharien après le remplissage au Jurassique moyen du sillon du Haut Atlas (Wildi, 1981) et de l'Atlas saharien occidental (Benhamou *et al.*, 1990). Des observations dans le Haut-Atlas oriental de Figuig (Elmi, Naciri, 1995, *inédit*) indiquent qu'au début de la progradation (Bajocien supérieur) les apports sahariens se distribuaient selon un éventail variant du NW au NE.

Le *cône d'épandage* qui devait être morphologiquement semblable à certains éventails de «deep-sea fans», s'est développé sur un talus peu incliné (Walker et Mutti, 1973). La faible pente devait être entretenue ou périodiquement réactivée par une tectonique distensive responsable aussi de variations locales du niveau marin. Cette tectonique s'est traduite par le rejeu d'anciens accidents profonds, E-W à ENE-WSW, ayant préalablement découpé le bâti hercynien ainsi que sa couverture triasico-liasique (individualisation très probable de blocs basculés sur la bordure sud-tellienne, fig. 3). A ces failles majeures longitudinales doit s'ajouter un système d'accidents transversaux ou subméridiens, conjugués, dont le rejeu synsédimentaire a pu faciliter l'écoulement du matériel vers le Nord.

De tels mouvements, dus notamment à la phase majeure intra-oxfordienne (Mattaucr, 1958; Elmi, 1972; Elmi et Benest, 1978; Ouardas *et al.*, 1986a), ont été également ressentis dans les régions plus occidentales de l'avant-pays tello-rifain où ils sont marqués par des discordances intraformationnelles et des slumps. Ils affectent en particulier les grès du graben de Missiouine, dans le pays des Horts marocains (Claveau, 1952; Voirin, 1965), ou les assises gréseuses équivalentes et également développées des Monts de Rhar Roubane (Lucas, 1942; Elmi et Benest, 1978, fig. 12).

Plus au Nord, la région des Traras *s.l.* se comporte également comme une zone tectoniquement mobile, séparant le domaine tlemcenien, au Sud, du futur sillon tellien, au Nord. Les réajustements provoqués par le jeu de failles NS et NE-SW s'accompagnent de remaniements, de ravinements et de slumps.

Le maximum de profondeur dans le domaine préatlasique du Nador (comme dans le domaine tlemcenien à l'Ouest) est atteint à l'Oxfordien inférieur-moyen (fig. 3B). Il est largement imputable à la subsidence dont le taux élevé ne parvient pas à compenser celui de la sédimentation malgré l'arrivée massive, à certains moments, de matériel sableux dans une zone qui correspondait à un talus (*cf.* nombreux slumps des séquences S1 à S6). Parallèlement, on peut envisager une montée progressive du niveau marin qui paraît justifiée par la mise en place d'un dispositif en «onlap» (fig. 3B). La fin du dépôt de la formation des Grès de Sidi Saadoun est marquée par une accentuation du comblement et une tendance au nivellement des irrégularités du fond. Elle coïncide avec la genèse d'une brèche à ammonites (S13, fig. 2; fig. 3B) qui remanie des calcaires à ammonites déposés en régime *transgressif*. Enfin les premiers dépôts surtout argileux des Argiles de Faïdja traduiraient un nouvel approfondissement (septaria) du fait de l'augmentation de la

subsidence et malgré l'importance du comblement. L'instabilité du fond est encore attestée par quelques glissements synsédimentaires. En outre, l'inversion, à certains moments, des courants tractifs qui continuent de tarauder temporairement le substratum, plaide en faveur d'un remblaiement important (Benest, 1985). On constate même que les apports détritiques quartzeux ne parviennent pas à franchir vers le Nord le haut-fond pélagique de Bou Hadjar-Bechtout (Benest, 1985; Benest *et al.*, 1991; Atrops et Benest, 1993). Ce seuil (fig. 3B) érigé sur la bordure sud-tellienne et ennoyé seulement à partir du Callovien, a connu une sédimentation condensée, de type ammonitico-rosso (à dominante calcaire et grumeleuse) durant l'Oxfordien moyen et supérieur, jusqu'à la zone à *Bifurcatus* (Atrops et Benest, 1984). La seule et brève décharge gréseuse (jusqu'à 30 m d'épaisseur) reconnue dans la zone du Bou Rheddou-Bechtout au cours de l'Oxfordien supérieur (limite des zones à *Bifurcatus* et à *Bimammatum*; Atrops et Benest, 1984) et dirigée vers le NW (d'après les sens de courants indiqués par de rares et petits flute casts) n'atteindra pas la crête du haut-fond de Bou-Hadjar.

En conclusion, d'un point de vue général, au cours de l'Oxfordien s.l., d'importants apports détritiques, d'origine saharienne, sont venus nourrir la marge nord-africaine, passive et affaissée, du continent gondwanien. L'instabilité accrue durant cette période a été ressentie avec la même ampleur jusque dans le domaine caraïbe (Cuba : Haczewski, 1976; Elmi et Benest, 1978).

Le(s) sillon(s) intracratonique(s) où se sont accumulés les Grès de Sidi Saadoun et les Argiles de Saïda (dès le Callovien inférieur dans les Monts de Rhar Roubane a(ont) connu une évolution parallèle à celle du sillon externe tello-rifain au Nord. On en a pour preuves la présence,

à la même époque, de dépôts laminaires, argileux et argilo-silteux (ou finement gréseux), dans les massifs littoraux oranais et les Kibdana (Fenet, 1975; Benest, 1985) ainsi que le développement de «flyschs» dans le domaine tello-rifain («flysch» des Ketama, J. Andrieux, 1971; «flysch» du Bassin oranais, P. Guardia, 1975, p. 246). Il apparaît notamment que les conditions tectono-sédimentaires de la bordure sud du Bassin rifain à l'Oxfordien *s.l.* sont tout à fait semblables à celles qui ont conduit au dépôt des Grès de Sidi Saadoun. W. Wildi (1981) admet d'ailleurs que les sédiments turbiditiques rifains du début du Malm correspondent à une accumulation détritique «en eau profonde sur la marge téthysienne subsidente du craton africain».

A l'effet des mouvements tectoniques distensifs qui ont largement contribué à l'approfondissement des sillons de Nador et de Tlemcen durant le Callovo-Oxfordien, s'ajoute celui des variations globales eustatiques du domaine téthysien. L'épisode érosif compris dans l'intervalle Callovien moyen-Oxfordien inférieur ? (fig. 3A et 4) et qui précède le dépôt de turbidites massives au Nador marque en fait une *discontinuité majeure* mise en évidence récemment dans le Bassin tellien (Atrops *et al.*, 1991; Atrops et Benest, 1993) et bien connue sur les bordures de bassins du Sud-Est de la France (chaînes subalpines). Il doit correspondre à un bas niveau marin relatif, à la base d'une séquence de 3ème ordre, au sens de P.R. Vail *et al.*, (1991). Aucune preuve n'a pu être établie ici pour reconnaître la phase d'inondation maximale du Callovien moyen qu'envisage R. Ciszak (1993, p. 189) dans le sillon tlemcénien.

Le comblement de longue durée, postérieur au dépôt des Grès de Sidi Saadoun, se traduira par la fermeture du sillon du Nador au Kimméridgien inférieur (la cicatrization du sillon tlemcénien étant plus précoce : Oxfordien moyen

à supérieur selon les secteurs) suivie par le dépôt jusqu'au Kimméridgien supérieur d'une série détritique littorale (sommet des Argiles de Faïdja). Il conduira finalement à l'installation d'une plate-forme carbonatée interne, à indices d'émersion intertidale, sur une grande partie de l'avant-pays tello-rifain (Benest, 1981, 1985).

Travail réalisé dans le cadre des accords-programmes 87 MES 57 et 90 MDU 157.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIEUX J., 1971. La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de chaîne alpine. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, n°235, 155 p., 152 fig., 2 pl.
- 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, n°14, fasc. 1, p. 115-122, 3 fig.
- ATROPS F. ET BENEST M., 1984. Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie) : Age et milieux de dépôt. *Geobios*, Lyon, n°1, fasc. 2, p. 207-216, 2 fig., 1 pl.
- 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. Sci. Paris*, t. 316, sér. II, p. 107-114, 4 fig.
- ATROPS F., BENEST M. ET BENOSMAN B., 1991. Nouvelles données stratigraphiques sur le Malm-Berriasien du Grand Pic de l'Ouarsenis (Bassin du Tell, Algérie), série de référence du domaine méditerranéen occidental. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, sér. II, p. 617-623.
- AUCLAIR D. ET BIELHER J., 1967. Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda, *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, N.S., n°34, p. 3-45, 4 fig., 6 pl., 1 carte géol., h.t. 1/200 000.

- AUGIER C., 1967.** Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux, *Publ. Serv. géol. Algérie*, Alger, N.S., n°34, p. 47-80, 8 fig.
- BASSOULLET J.P., 1973.** Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse Sci. Paris*, 2 t., 497 p., 50 fig., 32 pl.
- BENEST M., 1981.** La marge gondwanienne 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, sér. 7, t. 23, n°6, p. 663-672, 2 fig.
- 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 Crétaçé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Thèse Sci. Lyon* (1984). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n°95, 2 fasc., 581 p., 145 fig., 3 pl.
- 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. Sci. Paris*, t. 313, sér. II; p. 1555-1562.
- BENHAMOU M., ELM S. ET KABACHI B., 1990.** Les turbidites dans le Dogger des domaines atlasique et tlemcenien. *Journées géol. Maroc oriental, Univ. Oujda*. Résumé p. 17.
- BENEST M., ELM 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. Sci. Paris*, t. 321, sér. IIa, p. 103-110.
- BOUMA A.H., 1962.** Sedimentology of some flysch deposits. *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- CARATINI C., 1970.** Etude géologique de la région Chellala-Reibell (Algérie). *Publ. Serv. géol. Algérie*, Alger, N.S., n°40, 2 t., 311 p., 106 fig., 18 tabl., 9 pl.
- CISZAK R., 1993.** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse Sci. Toulouse* (1992). *Strata, Toulouse*, sér. 2 : mém., vol. 20, 199, 513 p., 107 fig., 6 pl.
- CLAVEAU J., 1952.** Existence, dans les environs d'Oujda (Maroc oriental), d'une discordance dans le Jurassique supérieur, établie grâce à des niveaux repères récemment reconnus. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 234, p. 1796-1798.
- DELFAUD J., 1974.** Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, sér. 7, t. 16, p. 643-650, 4 fig.
- DELFAUD J., 1975a.** Sur l'appartenance de certains «pseudo-flyschs» aux faciès prodeltaïques de plate-forme, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, sér. D, t. 277, p. 1125-1128, pl. 1.
- DELFAUD J., 1975b.** Les Grès des Ksour (Algérie). Un delta de plate-forme stable. *IXème Congr. Inter. Sédim. Nice*, thème 5, t. 1, p. 159-162, 6 fig.
- ELM S., 1972.** L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, n°5, p. 220-222.
- ELM 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, t. XCVII, p. 315-323, 3 fig.
- ELM S., 1990.** Les applications géodynamiques de la stratigraphie : l'histoire triasico-jurassique de la marge vivaro-cévenole (France, Sud-Est). *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 9, p. 93-122, 10 fig., 2 pl.
- ELM S., 1996.** L'histoire jurassique des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) ou l'oeuvre de Gabriel Lucas à l'épreuve du temps. *Mém. Soc. géol. France*, N.S. 169, 8 p., 3 fig.
- ELM S. ET BENEST M., 1978.** Les «Argiles de Saïda», faciès flyschöïde 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, 14 fig., 9 pl.
- FENET B., 1975.** Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse Sci. Nice*, 301 p., 101 fig., pl. A-D.

LES FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION DE L'EVENTAIL DETRITIQUE CALLOVO-OXFORDIEN

- GUARDIA P., 1975.** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse Sci. Nice*, 289 p., 141 fig., 5 pl.
- HACZEWSKI G., 1976.** Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation : an accumulative continental margin in the Jurassic of Western Cuba. *Acta Geologica Polonica*, Warszawa, vol. 26, n°2, p. 331-352, 15 fig.
- HAUG E., 1900.** Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, sér. 3^e, t. 28, p. 617-711.
- LUCAS G., 1942.** Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Roubane et du Sidi el Abed. *Thèse Sci. Paris, n°1986 Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, sér. 2, n°16, 539 p., 131 fig., 34 pl.
- MANGOLD C., BENEST M. ET ELMIS S., 1974.** Les Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie) : âge et milieu de dépôt. *C.R. Acad. Sc. Paris, sér. D*, t. 279, p. 137-140.
- MATTAUER M., 1958.** Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Alger, N.S., n°17, 534 p., 214 fig., 8 pl., 1 carte et coupe h.t.
- OUARDAS T., 1983.** Sédimentologie des grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). *Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Grenoble*, 206 p., 90 fig., 10 tabl., 5 pl.
- OUARDAS T., BENEST M., GHALI M. ET PERRIAUX J., 1986a.** Mise en évidence d'un cône de sédimentation terrigène d'âge callovo-oxfordien au Djebel Nador de Tiaret sur la marge téthysienne subsidence de l'Ouest algérien. *6^{ème} Sémin. Nat. Sci. Terre Alger*. Résumé p. 19.
- OUARDAS T., BENEST M., PERRIAUX J. ET USELLE J.P., 1986b.** Le caractère deltaïque des Grès de Franchetti ou de Bou Médine (Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur p.p.) dans l'avant pays ouest-algérien. *6^{ème} Sémin. Nat. Sci. Terre Alger*. Résumé p. 20.
- OUARED O., 1987.** La transition plate-forme carbonatée - bassin dans le Jurassique inférieur et moyen des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale) : stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques. *Dipl. Doct., Univ. Lyon*, 206 p., 58 fig., 11 pl.
- SAPUNOV I.G., 1973.** Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des Hauts-Plateaux (Algérie). *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, NS, n°44, p. 101-137, pl. I-VII.
- VAIL P.R., ANDEMARD F., BOWMAN B.A., EISNER P.N. ET PEREZ-CRUZ C., 1991.** Cycles and events in Stratigraphy. *Springer Verlag*, Berlin, p. 617-665.
- VOIRIN J., 1965.** Géologie du gisement plombo-zincifère de Bou Beker. Coll. gîtes stratiformes. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, n°181, p. 21-68, 30 fig., 4 pl.
- WALKER R.G. ET MUTTI E., 1973.** Turbidite facies and facies associations. In : *Middleton G.V. et Bouma A.H.* (ed) : Turbidites and deep-water sedimentation, p. 119-157. *Soc. Econ. Pal. Miner.*, Los Angeles.
- 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, vol. 74/2, p. 481-527, 12 fig., 1 tabl.