

Sédimentologie et ichnologie des calciturbidites du Crétacé supérieur – Oligocène inférieur de la série maurétanienne (nappe des Béni Ider, Rif septentrional, Maroc) : implications paléogéographiques

Khalil EL KADIRI¹, Kamal-Eddine EL KADIRI² & Asmae RAHOUTI¹

1. Université Abdelmalek Essaadi, Faculté des Sciences, Département de géologie, UFR Géodynamique, B.P. 2121, M'hannech II, 93003 Tétouan. e-mail : khkadiri@fst.ac.ma, rahoutiasmae@yahoo.fr

2. Université Abdelmalek Essaadi, Faculté des Sciences, Département de Mathématiques, B.P. 2121, M'hannech II, 93003 Tétouan. e-mail : elkadiri@fst.ac.ma

Résumé. Les séries d'âge crétacé supérieur – oligocène inférieur de la nappe des Béni Ider sont dominées par des calciturbidites alimentées à partir d'une (de) plate(s)-forme(s) carbonatée(s) adjacente(s). Un découpage lithostratigraphique est proposé sur la base des nouvelles datations effectuées, du faciès dominant, du contenu ichnologique et de la composition texturale des flots turbiditiques nourriciers. Quatre formations principales sont reconnues durant l'intervalle Albien supérieur – Oligocène inférieur (F. I-IV). Elles sont composées de 11 membres (M. 1-11), débutant chacun par une ou plusieurs coulées de brèches grossières. Ces brèches semblent marquer un événement (tectonique et/ou eustatique) qui affecte la nature du matériel produit à la source. Les plus importantes d'entre elles sont reconnues au Campanien inférieur, au Maastrichtien inférieur, au Paléocène moyen-supérieur et à l'Eocène supérieur. Des corrélations régionales avec le Prédorsalien, la Dorsale calcaire et le domaine Ghomaride, permettent de retrouver la plupart des brèches-repère reconnues dans les calciturbidites des Béni Ider, certaines jouant un rôle transgressif (*sensu lato*) sur des surfaces de paléokarst. Elles seraient liées à des effondrements sous régime distensif. L'analyse qualitative et quantitative des clastes remaniés dans les calciturbidites des Béni Ider, montre que seuls des clastes calcaires de type « Dorsale interne » y sont présents. L'interposition de la Dorsale externe et du Prédorsalien entre la Dorsale interne et le bassin des Béni Ider, d'une part, ainsi que le caractère proximal des décharges grossières reconnues, obligent à envisager une plate-forme nourricière en position externe. Il s'agirait là d'un témoin très probable de la « ride Tariquide », telle que définie par Durand-Delga.

Mots-clés : Maroc, Rif, nappe des Béni Ider, Crétacé, Oligocène, calciturbidites, flots parentaux, contenu ichnologique, ride Tariquide.

Sedimentology and Ichnology of late Cretaceous – early Oligocene calciturbidites from the Mauretanian series (Beni Ider area, northern Rif, Morocco) : paleogeographic consequences.

Abstract. Calciturbidite packages sourced from shallow-water shelves make up the late Albian – early Oligocene stratigraphic interval of the Mauretanian series. Dating controls, turbidite facies, ichnological features, as well as the textural composition of the supplier parent flows allow defining within these calciturbidites 11 lithostratigraphic units or members (M. 1-11), which can in turn be grouped into four main sedimentary formations (F. I-IV). Facies changes across two given members is delineated by conspicuous breccia levels, lying at the very base, particularly of the early Campanian, early Maastrichtian, mid-late Paleocene and early Oligocene strata. At the same time, ichnological signatures, a proxy tool to reconstruct paleoenvironments, show that the facies changes may also be paralleled with a certain change in the depositional environment (oxygen availability and substrate consistency, mainly). Thus, these member-bounding breccias are likely to have a causal link with the tectonic and/or eustatic controls, which could be responsible for the change affecting both the source area and the basinal depositional conditions. Qualitative and quantitative clast analyses show that the supplying source area could have an internal *Dorsale*-type substratum. However, the interposition of the external *Dorsale* and the Predorsalian zone between the internal *Dorsale* and the Béni Ider area, on one hand, and the proximal character of the main calciturbidite discharges, on the other, lead to suggest an isolated external platform as the possible source of the clastic material. This result, which is in accordance with Durand Delga's Tariquide ridge hypothesis, might deepen our insight into the whole paleogeographic scheme of the Maghrebian trough.

Key-words: Morocco, Rif, Beni Ider nappe, Cretaceous, Oligocene, calciturbidites, parent flows, ichnological signature, Tariquide ridge.

INTRODUCTION

Les reconstitutions paléogéographiques du sillon des flyschs maghrébins (Didon *et al.* 1973, Raoult 1974, Bourgois 1978, Durand Delga 1980, Chalouan *et al.* 2001, Michard *et al.* 2002), et les discussions sur l'origine de ces derniers par rapport au Domaine interne, étaient basées jusqu'à ce jour, sur les seuls grands corps gréseux qui dominent les principales nappes de flysch. Dans le cas précis de la série maurétanienne (Bouillin *et al.* 1970, Raoult 1974), des séries de calciturbidites sont intercalées entre les deux masses gréseuses qui édifient les grandes nappes du Tisirène (Barrémien – Albien *p.p.*) et des Béni Ider (Oligocène inférieur – Miocène inférieur). Ces calciturbidites sont relativement réduites (200 m environ),

mais couvrent un intervalle de temps large allant de l'Albien terminal à l'Oligocène inférieur. Elles devraient porter l'enregistrement d'une histoire paléogéographique longue, et l'origine, au moins, de leur matériel calciclastique devrait être ajoutée au débat, non encore conclu, sur la (les) source(s) qui avait(ent) alimenté les sables quartzeux des grandes séries de flyschs.

De surcroît, l'intérêt de l'étude des calciturbidites en question apparaît manifeste si l'on prend en compte :

– le fait que les calciturbidites constituent elles-mêmes un outil dans les reconstitutions paléogéographiques des plate-formes carbonatées nourricières, en particulier dans les segments orogéniques où ces dernières étaient morcelées ou complètement disparues ; des exemples à ce propos, sont

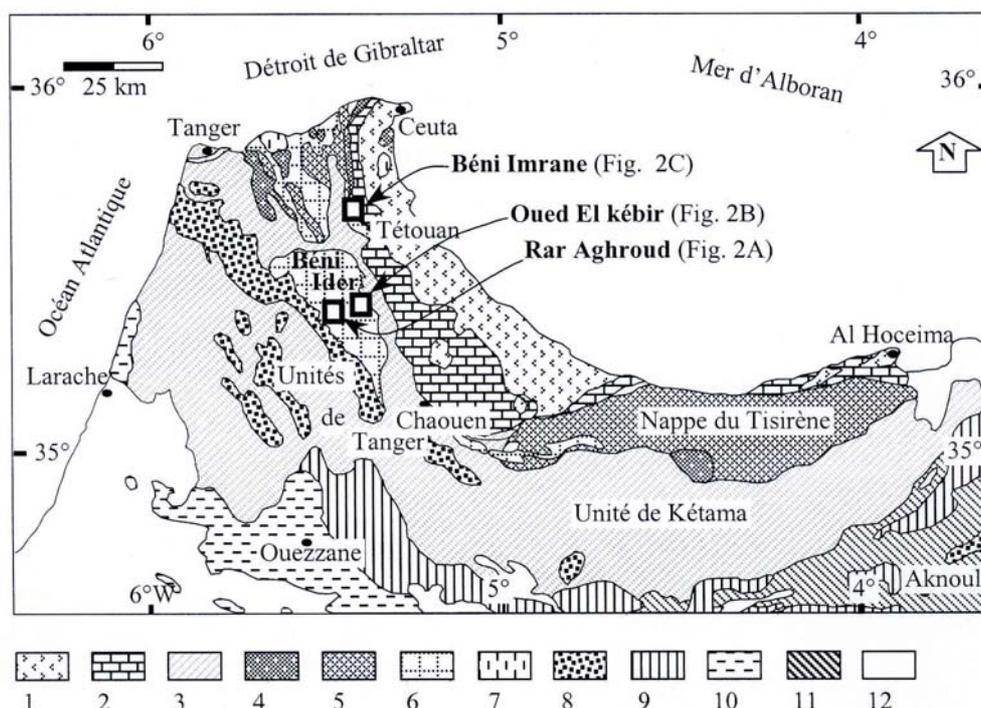


Figure 1. Schéma structural du Rif (d'après Leblanc 1975, modifié). Zones internes : 1, nappes paléozoïques ghomarides et unités métamorphiques sebtides ; 2, Dorsale calcaire et Zone prédorsalienne. Zones externes : 3, unités para-autochtones de Tanger-Kétama ; 4, nappe de Melloussa ; 5, nappe du J. Tisirène ; 6, nappe des Béni Ider ; 7, unité de Talaa Lakra (unité méridienne) ; 8, nappe du Numidien ; 9, zones mésorifaines ; 10, zones pré-rifaines ; 11, nappes d'Aknoul-Senhaja ; 12, Miocène post-nappe et Quaternaire.

déjà fournis pour le Paléozoïque (Cook & Mullins 1983, Yose & Heller 1989, Ineson & Surlyk 2000), le Trias (par ex. Masetti *et al.* 1989, Burchell *et al.* 1990), le Jurassique (Eberli 1987, 1988, 1991, El Hatimi 1991, Ben Yaïch 1991, El Kadiri 1991) et le Crétacé supérieur (Haas 1999) ;

– les progrès importants réalisés dans la compréhension des mécanismes hydrodynamiques qui régissent le transport et le dépôt des flots turbiditiques en général (par ex. récentes synthèses de Mutti 1992, et Shanmugam 2000), ainsi que de la relation de cause à effet qui lie le cas précis des calciturbidites aux facteurs tectono-eustatiques (nombreux auteurs, par ex. Sarg 1988, Glaser & Droxler 1991, Handford & Loucks 1993, Payros *et al.* 1999, Ineson & Surlyk 2000).

Le but de la présente note est de franchir une première étape dans ce sens, en particulier dans la recherche des critères qui permettent de caractériser la (les) plate-forme(s) nourricière(s) des calciturbidites maurétaniennes. Pour ce faire, un essai de découpage lithologique et de description sédimentologique sur la base de la révision proposée par Mutti (1992) est entrepris. Parallèlement, les nouvelles datations obtenues en complément des âges fournis par Thurow (1987), permettent de procéder aux corrélations régionales.

CADRE GEOLOGIQUE

Comme cela est de règle dans les chaînes alpines autour de la Méditerranée, le Rif est subdivisé en deux domaines inégaux à signification double, structurale et

paléogéographique : le Domaine interne et le Domaine externe (Fig. 1).

Le Domaine interne

Structuralement, le Domaine interne résulte de l'empilement à vergence externe, dès l'Oligocène supérieur, de trois ensembles de nappes, bien contrastés sur le terrain et qui sont dans le sens interne – externe : (i) les Sebtides à matériel infracrustal (péridotites), entourées de terrains métamorphiques de haut grade (kinzigites, gneiss) et de terrains sédimentaires affectés de métamorphisme HP/BT (unités de Federico) (Kornprobst 1974, Bouybaouène 1993, Saddiqi *et al.* 1995) ; (ii) les Ghomarides, terrains schisteux épi-métamorphiques hérités de la chaîne varisque (Chalouan 1986), et (iii) la Dorsale calcaire, dominée par les formations carbonatées massives triasico-liasiques et qui l'apparentent au domaine austro-alpin (Nold *et al.* 1981, El Kadiri 1991, El Kadiri *et al.* 1992, Maaté 1996). Paléogéographiquement, le Domaine interne correspondait à une zone haute abritant dans ses bordures une plate-forme carbonatée durant le Mésozoïque-Eocène et fonctionnant en marge continentale subsidente (Ben Yaïch 1981, El Kadiri 1984, 1991, El Hatimi 1991). Il formait avec son équivalent bétique la microplaque d'Alboran, connue également sous le nom d'« *Alboran Terrane* » (Chalouan *et al.* 2001). Ce dernier domaine formait à son tour avec le reste des domaines équivalents de la Méditerranée occidentale un bloc continental intermédiaire entre l'Apulie et l'Afrique, l'AlKaPeCa : Alboran-Kabyle-Peloritain-Calabre (Bouillin *et al.* 1986) ou « *Mesomediterranean Terrane* » (Guerrera *et al.* 1993). L'éclatement de ce bloc à partir de l'Oligocène

supérieur est en rapport avec l'ouverture de la Méditerranée occidentale.

Le Domaine externe

Le Domaine externe résulte de la structuration de la partie occidentale du sillon des flyschs maghrébins qui bordait par le sud et par le SW l'ancien Domaine interne. Les terrains de flysch (séries allant du Crétacé au Miocène inférieur) sont d'abord expulsés sous la forme de nappes de charriage (nappes du Tisirène, des Béni Ider et du Numidien) sur leur para-autochtone intra-rifain (unités de Tanger-Kétama et du Loukous) à partir du Burdigalien moyen-supérieur (par ex. Didon *et al.* 1973, Durand-Delga 1972, 1980, Hoyez 1989, Belhaddad 1983, Didon, sous presse). En même temps, le domaine mésorifain (série d'Ouezzane-Zoumi, « ferrysch » callovo-oxfordien », Wildi 1983 flysch calcarénitique et à olistostromes de l'Aquitaniens-Burdigalien, Ben Yaïch 1991) est structuré en bassins *piggy-back* recevant des accumulations silico-clastiques souvent épaisses au Miocène inférieur-moyen (Morley 1987, 1992, Ben Yaïch 1991). Durant le restant du Miocène et jusqu'au Messinien, cette disposition s'accroît par l'émergence du socle mésozoïque le long des anticlinaux de propagation qui bordent des synclinaux syn-orogéniques (Tejera de León 1993, Tejera de León *et al.* 1995), en particulier dans le Prérif interne (caractérisé par les « sofs » jurassiques). Corrélativement, le Prérif externe évolue progressivement en avant-fosse abritant des olistostromes.

Compte-tenu de la taille du sillon des flyschs maghrébins et des répercussions des phases alpines successives durant le Méso-Cénozoïque, la reconstitution de l'évolution paléogéographique détaillée dudit sillon ainsi que de ses raccords changeants avec le Domaine interne, restent une tâche délicate.

Didon *et al.* (1973) avaient défini la zone prédorsalienne comme correspondant à la transition paléogéographique possible entre la Dorsale calcaire, zone bordière de l'ancien « Domaine interne », et la partie limitrophe du sillon des flyschs, représentée par la série maurétanienne. Celle-ci couvre l'intervalle large Jurassique supérieur – Miocène inférieur et englobe les deux séries du Tisirène et des Béni Ider (Bouillin *et al.* 1970). Elle est replacée au pied de la marge du bloc AlKaPeCa et devait hériter son matériel détritique à partir des unités du Domaine interne (Didon *et al.* 1973, Raoult 1974, Durand-Delga 1980). En position plus externe, la série massyenne qui englobe les séries massyenne *sensu stricto* et numidienne (Bouillin *et al.* 1970), est replacée du côté de la marge africaine (Didon *et al.* 1973, Raoult 1974, Durand-Delga 1980).

Sur le plan stratigraphique, la série maurétanienne préserve la continuité entre les deux grands corps gréseux qui la caractérisent dans les intervalles Barrémien – Albien (flysch gréseux fin du Tisirène) et Oligocène supérieur – Burdigalien inférieur (flysch grésomiacé des Béni Ider), et ce en plusieurs endroits le long de la rive sud du détroit de Gibraltar (Hoyez 1979) et le long de l'oued El Kébir des Béni Ider (Thurou 1987, et présent travail). Les termes de transition entre ces deux intervalles sont représentés presque exclusivement par des calciturbidites (objet du

présent travail). Par contre, dans la série massyenne qui regroupe selon Bouillin *et al.* (1970) le flysch massyenne *sensu stricto* (« flysch vert-olive » d'âge Albien-Aptien essentiellement) et le flysch numidien (Aquitaniens essentiellement), les termes de transition entre ces deux grandes composantes restent encore difficiles à caractériser.

LOCALISATION DES COUPES

La série la plus représentative et la plus "complète" des calciturbidites du Crétacé supérieur-Oligocène inférieur, affleure dans les entailles de l'oued El Kébir des Béni Ider. Du nord vers le sud, quatre coupes ressortent sur ces rives. Elles exposent des calciturbidites orientées NW-SE sur plusieurs dizaines de mètres et offrent la possibilité de voir la continuité stratigraphique de leur base sur les dernières grosses barres du Tisirène, ainsi que de leur sommet vers le préflysch calcarénitique de la série des Béni Ider. Cette étude présente les coupes suivantes qui sont du sud vers le nord (Figs. 1 et 2) :

- la coupe de Rar Aghroud 1 (160 m environ, Fig. 2A) qui ressort au bord de la route qui mène à Moulay Abdeslam ; elle est redressée et correspond à la continuité latérale de la coupe Rar Aghroud 2, ci-dessous, à travers l'oued El Kébir ;
- la coupe de Rar Aghroud 2 (80 m environ, Fig. 2A), située principalement sur la rive gauche de l'oued El Kébir ; elle est redressée et apparaît également en continuité stratigraphique sur les dernières grosses barres de Tisirène (Albien *p.p.*) ;
- la coupe de l'oued El Kébir 1 (25 m environ, Fig. 2B), située sur la rive droite de l'oued El Kébir, elle est sub-horizontale et correspond à une klippe sédimentaire hectométrique resédimentée dans les argilites noires géosmicacées de l'Aquitaniens-Burdigalien inférieur ;
- la coupe de la carrière des Béni Imrane (30 m environ, Fig. 2C), située au nord immédiat de Tétouan en bordure du chaînon calcaire du Haouz ; elle est horizontale et affleure sur plusieurs centaines de mètres ; de par l'âge et le faciès, elle pourrait correspondre à l'équivalent latéral de la coupe de l'oued El Kébir 1 ; elle offre la possibilité de compléter les coupes précédentes par les termes du Paléocène-Eocène.

METHODOLOGIE ET DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La description sédimentologique des unités lithostratigraphiques reconnues ci-dessous suit deux approches complémentaires :

- La première consiste à décrire la composition texturale des bancs turbiditiques sur la base des notions de *parent flow* (PF) et de *facies tract* (FT), telles que définies par Mutti (1992). Elles impliquent que le nombre et la nature des divisions (ou termes) qui composent un faciès turbiditique sur le terrain, ne répond pas nécessairement à un modèle de séquence préconçu (par ex. séquence de Bouma 1962), mais dépend de la composition texturale (éventail granulométrique, principalement) des flots nourriciers (PFs). La ségrégation granulométrique est

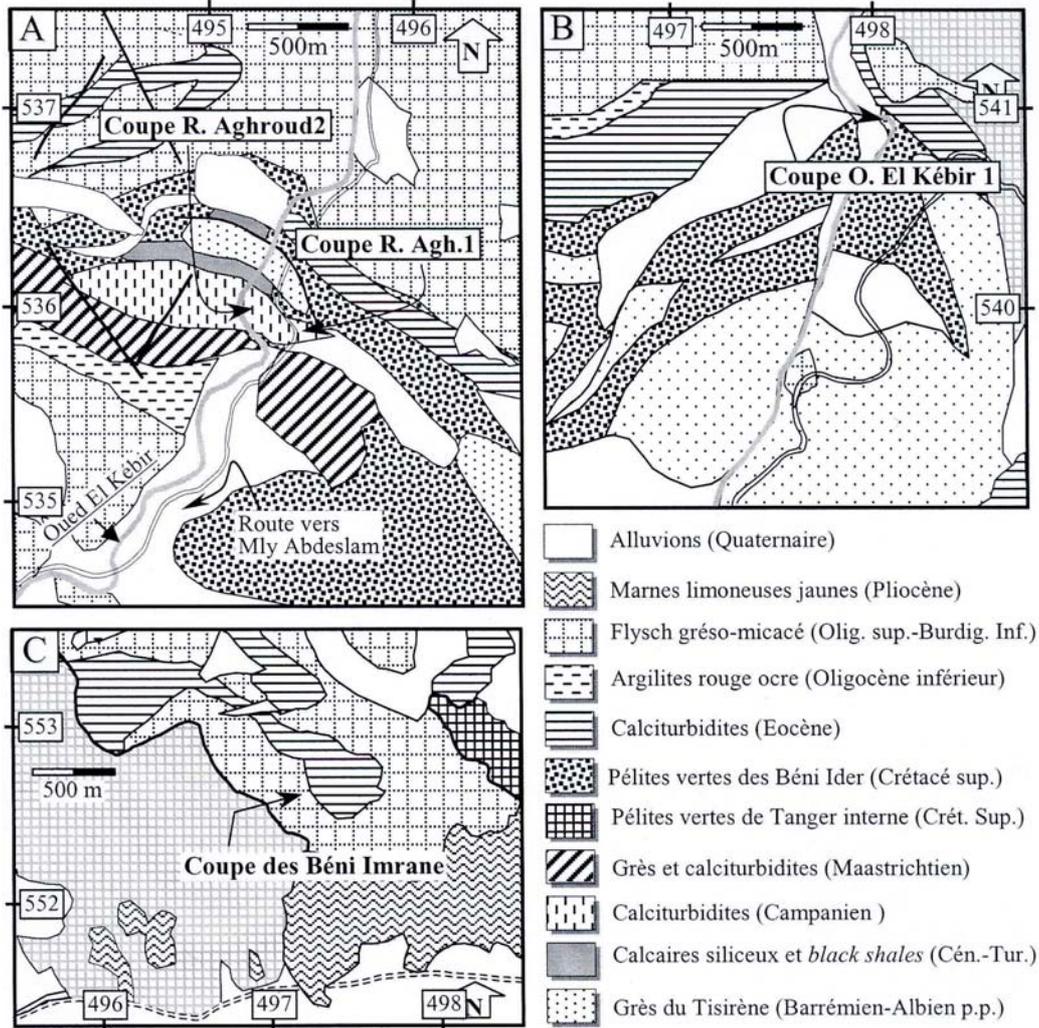


Figure 2. Cartes de détail des secteurs étudiés (localisation dans la figure 1). A et B, d'après Didon (sous presse) ; C, d'après Kornprobst *et al.* 1985).

réalisée au cours du transport de sorte que, lorsque les « étages » granulométriques sont édifîés au sein du flot en mouvement, ils acquièrent des propriétés hydrodynamiques différentes et tendent à se détacher. Au cours de la phase finale du transport leur détachement pourrait être partiel (FTs attachés) ou total (FTs détachés). La *facies sequence* (FS, Mutti 1992) est l'expression verticale des FTs générés par des PFs successifs de même nature (gardant une composition texturale constante) et dont le détachement est ordonné dans le temps et dans l'espace, soit de plus en plus vers l'amont, soit de plus en plus vers l'aval. La différenciation des FSs est plus nette dans le cas des accumulations turbiditiques rapides. Compte tenu du caractère réduit des calciturbidites étudiées, l'approche en question se limitera à l'usage des notions de PF et de FT.

– Dans la mesure où le changement du matériel livré à la source (PFs) pourrait être rapporté à des facteurs (tectoniques et/ou eustatiques) à répercussions paléo-environnementales, la seconde approche consiste à rechercher la marque possible de ces dernières dans le sédiment-même. Les traces fossiles (par opposition à « *body fossils* », les moulages ou les restes squelettiques fossiles ; Bromley 1996) représentent aujourd'hui un outil

important pour une telle démarche (par ex. Pemberton *et al.* 1992, Pemberton & MacEachern 1995, Savrda 1995, 1998a, 1998b, Wetzel & Uchman 1998, 2001). Les traces fossiles les plus marquées dans les séries étudiées (*elite trace fossils* ; Bromley 1996, p. 152) sont reconnues et leur signification paléo-environnementale, est déduite compte tenu des données établies par les auteurs.

Sur la base de ces deux approches, nous proposons dans la présente note un essai de découpage lithostratigraphique des dépôts turbiditiques du Crétacé supérieur – Oligocène inférieur, de la série maurétanienne de la nappe des Béni Ider. Nous avons adopté l'usage des unités lithostratigraphiques formelles – Groupe, Formation, Membre – telles que définies par Hedberg (1979, p. 42-43). Une nomenclature ouverte –plutôt qu'inspirée des localités d'étude– est proposée afin d'éviter d'éventuelles complications dans la terminologie régionale préexistante.

Selon l'âge, le faciès et la taille des décharges turbiditiques qui prédominent, ainsi que la composition du matériel remanié, quatre formations principales sont reconnues. L'inventaire stratonomique détaillé (à l'échelle du banc) montre qu'à la base de chaque formation, définie par son

faciès, se situe en général, une coulée de brèches plus importante que celles qui apparaissent au sein d'elle-même. Ces brèches de base marqueraient probablement l'événement responsable du changement de faciès. Eu égard à ce résultat, il serait convenable d'attribuer chacun des intervalles pélitiques séparateurs à la formation qu'il recouvre (Fig. 3) :

- Formation calciturbiditique I (F. I), représentée par la coupe de Rar Aghroud 2 ; elle couvre l'intervalle Albien terminal – Sénonien inférieur ;
- Formation calciturbiditique II (F. II, Campanien), représentée par l'essentiel des coupes de Rar Aghroud 1 et 2 où elle couvre sensiblement l'intervalle campanien ;
- Formation calciturbiditique III (F. III), correspondant à la partie sommitale de la coupe de Rar Aghroud 1 ; elle se distingue sur le terrain par ses barres gréseuses grossières du Maastrichtien ;
- Formation calciturbiditique IV (F. IV), représentée par les coupes de l'oued El Kébir 1 et des Béni Imrane ; elle couvre l'intervalle Paléocène – Oligocène inférieur.

Formation calciturbiditique I (F. I)

La formation F. I est datée de l'Albien supérieur – Sénonien inférieur par Thurow (1987). Elle est composée de deux membres bien distincts.

1. Membre 1 (M. 1)

Le Membre 1 (Fig. 3), épais de 14 m, surmonte en continuité stratigraphique les dernières barres métriques gréseuses du Tisirène (Fig. 2). Il est encore intercalé de coulées gréseuses centimétriques (termes Td-c de Bouma 1962), mais qui restent espacées dans des pélites vertes de même nature que celles qui s'intercalent entre les bancs gréseux massifs sous-jacents. Deux faits importants marquent ce membre : (i) la première apparition de bancs calcaires fins à cachet pélagique après la longue histoire du Crétacé inférieur, dominée par les décharges silico-clastiques. Ils deviennent de plus en plus fréquents vers le sommet stratigraphique du membre et alternent alors avec des *black shales* portant la marque de conditions anoxiques (agrégats et horizons pyriteux) ; (ii) les failles normales synsédimentaires et les slumps qui désorganisent sa partie supérieure.

Les bancs calcaires sont composés de deux divisions principales (Mutti 1992). La division inférieure est constituée presque exclusivement de radiolaires (*radiolarian-rich mudstone*) ou de spicules d'éponges (spiculites des auteurs) ; elle est surmontée d'une division qui en est dépourvue (purs *mudstones*). Certains bancs peuvent être accompagnés d'une division basale microbréchique (*grainstone*, terme Ta de Bouma 1962). La surface supérieure des bancs calcaires fossilise communément des pistes diffuses d'échinoides appartenant à l'ichnogène *Scolicia* (*Scolicia vertebralis* ? Ksiazkiewicz), tel que redécrit par Plaziat & Mahmoudi (1988). Sa présence exclusive en position épichniale dans les niveaux supérieurs clairs des bancs, confirme l'attribution de ce traceur (au sens de *tracemaker*, Bromley

1996) aux moments brefs d'oxygénation dans un environnement général déficitaire en oxygène, et qui lui préserve la richesse en matière organique (Uchman 1995, 1999). Il s'agirait là d'un équivalent de la phase anoxique caractérisée par Pletsch (1997) dans les termes pélagiques de l'Albien supérieur des zones internes bético-rifaines.

Le Membre M.1 est daté de l'Albien supérieur par Thurow (1987) sur la base des foraminifères planctoniques. Sur les premières microbrèches à cachet de calciturbidite, récoltées dans sa partie sommitale, nous y avons reconnu, outre de nombreux fragments d'algues et de lamellibranches, un spécimen de *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) indiquant l'Albien terminal, de fréquents rotalipores ainsi que des fragments d'ovalvéolines (*Ovalveolina crassa* ? De Castro), foraminifères appartenant à l'Albien supérieur-Cénomaniens *p.p.* (Vraconien des auteurs). Ces coulées de microbrèches apparaissent alimentées à partir de plate-forme(s) adjacente(s) peu profonde(s).

2. Membre 2 (M. 2)

Outre la disparition totale des apports gréseux, le Membre 2 (6 m environ) est caractérisé par la prédominance des bancs calcaires à radiolaires aux dépens des intervalles pélitiques verts qui deviennent très réduits. Des décharges microbréchiques lenticulaires riches en bioclastes s'y intercalent séparément ou accompagnent les bancs calcaires à leur base. Le comptage statistique des éléments remaniés (Tabl. I en annexe) montre la prédominance des lithoclastes de type « dolomies bréchiques » et « calcaires massifs blancs ». La présence des éléments de calcaires riches en calpionelles et/ou en *Saccocoma* (faciès de type « tintinnites » et « saccocomites » ; El Kadiri *et al.* 1989) est remarquable. Ces quatre faciès caractérisent la Dorsale interne et le Groupe du J. Moussa au Lias inférieur et au Tithonique-Berriasien, respectivement (Griffon 1966, Nold *et al.* 1981, El Kadiri *et al.* 1989, 1990). Des éléments issus d'un socle métamorphique, schistes, gneïss et quartzites, y sont également présents.

La surface supérieure des bancs montre de rares *Scolicia*, mais plus fréquemment des perforations fines appartenant à un *domichnion* (Bromley 1996) superficiel (*Arenicolites* ?) qui se stabilise dans des substrats en début de consolidation (*firmground* ; Fürsich 1979). Il montre, par ailleurs, que les conditions anoxiques précédentes se sont atténuées durant, au moins, l'histoire d'arrêt de dépôt. Le retour aux conditions poussées d'anoxie, est marqué dans un intervalle médian de ce membre (intervalle variable entre 1 à 2 m) où les bancs sont noirs, tapissés de croûtes ferrugineuses et alternent avec des *black shales*.

Sous cet intervalle repère, les nombreuses litholamelles taillées dans les microbrèches révèlent les mêmes lithoclastes que précédemment. L'abondance des foraminifères planctoniques est remarquable. Parmi les espèces répertoriées par Sartorio & Venturini (1988) et Robaszynski *et al.* (2000) comme déterminables en lame mince (près d'une trentaine au total), nous y avons reconnu de fréquents spécimens de *Rotalipora appenninica* (Renz), de *Praeglobotruncana gibba* Klaus et l'espèce benthique *Nummofallotia apula* Luperto Sinni. Cette

Figure 3. Colonnes stratigraphiques de la coupe de Rar Aghroud. Localisation dans la figure 2A.

association indique le Cénomaniens. Au-dessus de l'intervalle à faciès CTBE, le Turonien est dominé par des micrites en bancs décimétriques, les uns noirs d'aspect homogène, les autres gris sombre, riches en radiolaires. Il a

été caractérisé, dans de rares microbrèches de base de banc, par *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), qui indique précisément le Turonien moyen. Les niveaux du Turonien sont également caractérisables par leur richesse

exceptionnelle en pithonelles, un faciès qui rappelle exactement les calcaires lités noirs de même âge connus dans la coupe de l'oued El Gharraq de la Dorsale interne septentrionale. Ces faciès pélagiques (*sensu* Jenkyns 1978) trouvent également leurs homologues dans les boues riches en calpionelles du Tithonique – Berriasien de la Dorsale interne (« tintinnites » de El Kadiri *et al.* 1989). Dans les deux cas les blooms planctoniques qui alimentaient ces dépôts se situaient en amont de horsts pélagiques durant d'importantes phases de bioproduktivité, favorisées par le régime de haut niveau marin (par ex. El Kadiri 2002a). Du point de vue ichnologique, la surface supérieure des bancs gris clair, est particulièrement riche en pistes post-dépôt de type *Scolicia vertebralis* Ksiazkiewicz ; les bancs totalement noirs montrent dans les deux centimètres supérieurs des colonies de *Chondrites intricatus* (Brongniart), *chemichnion* (Bromley 1996), réputé par son adaptation aux conditions anoxiques proches de l'extrême (par ex. Bromley & Ekdale 1984, Wignall 1991, Savrda 1991, Olóriz & Rodriguez-Tovar 1999).

3. Membre 3 (M. 3)

Le Membre 3, épais de 5 m environ (Fig. 3) est constitué presque exclusivement de pélites vertes peu ou non carbonatées, intercalées de rares bancs centimétriques de grès fins. Certains de ces derniers portent à leur base une division microbréchique. Dans l'ensemble, ce membre scelle un réseau de failles normales synsédimentaires métriques à décimétriques affectant les deux membres sous-jacents. Les pélites de ce membre précèdent immédiatement les grandes décharges de calciturbidites bien datées dans le Campanien-Maastrichtien (Thurrow 1987) et avaient été placées par encadrement dans le Sénonien inférieur. Comme le remarque cet auteur, les termes du Sénonien inférieur restent difficiles à caractériser dans l'ensemble de la nappe des Béni Ider compte tenu de leur caractère réduit ou absent. Nous y avons découvert sur une intercalation de microbrèches dans leur partie médiane quelques spécimens de *Contusotruncana fornicata* (Plummer) et de *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi). En suivant la révision biostratigraphique proposée par Robaszynski *et al.* (2000), ces deux espèces indiquent le Santonien-Maastrichtien et le Coniacien – Campanien inférieur, respectivement. Ainsi découvertes ensemble, elles indiquent le Santonien-Campanien inférieur. Compte tenu de l'âge Campanien (probablement inférieur) de la formation sus-jacente, le Membre 3 pourrait bien être placé dans le Sénonien inférieur.

Formation calciturbiditique II (F. II)

La formation F. II est composée de 3 membres (M. 4 à M. 6) que nous décrivons tous dans la coupe de Rar Aghroud 1.

1. Membre 4 (M. 4)

Le Membre 4 (12 m) est daté du Campanien par Thurrow (1987) ; il est caractérisé par la prédominance soudaine des premières décharges décimétriques à métriques de calciturbidites (*sensu stricto*, Eberli 1987). La fraction grossière montre, outre les éléments issus de « formations

carbonatées massives » de type Dorsale interne, des galets de grès rouges qui rappellent le faciès « Verrucano » triasique du Domaine interne, ainsi que des éléments d'origine incertaine, telles des quartzites rouges, vertes ou noires. Le comptage statistique (Tabl. I en annexe) sur litholamelle montre, à l'inverse du Membre 2, que les éléments de type tintinnites/saccocomite sont devenus rares ou absents.

Les faciès grossiers dominants et la réduction des interbancs argileux rendent ce membre difficile à dater. Pour notre part, des éléments de datation sont obtenus en litholamelles taillées sur les horizons microbréchiques, visés par l'échantillonnage compte de la présence fréquente des foraminifères planctoniques. Nous y avons reconnu : *Globotruncanita lapparenti* (Brotzen), *Globotruncanita* gr. *stuartiformis* (Dalbiez), *Rotalia skourensis* (Pfender), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana* gr. *linneiana* (d'Orbigny), *Marginotruncana* spp.. Cette association est caractéristique du Campanien inférieur (d'après la révision biostratigraphique présentée par Robaszynski *et al.* 2000).

Entre les barres de brèches grossières (0,6-1,5 cm d'épaisseur chacune), la majorité des bancs est décimétrique et montre trois divisions inégales : une division principale microbréchique de type *grainstone* (terme Ta de Bouma 1962) ; une division médiane (termes Tb, Tb-c, Td), souvent réduite à des grès calcareux à grains de type « quartz en écharde » (Meyer 1987, p. 47) ; et enfin une division sommitale d'aspect marneux (Te). Ce membre est caractérisé par une strato-décroissance telle que les apports turbiditiques se trouvent réduits, dans son tiers supérieur, à des plaquettes centimétriques dans une dominante marneuse. Dans cette dernière deux décharges turbiditiques lenticulaires non granoclassées s'y intercalent. Une passée d'argilites rouge ocre non carbonatée marque la limite entre les deux intervalles inégaux qui en résultent (le premier à dominante de calciturbidites, le second à dominante marneuse).

Du point de vue ichnologique, ce membre est caractérisé par la prédominance des *Zoophycos* en position endichniale à épichniale, traces accompagnées souvent de *Chondrites targionii* (Brongniart), en position strictement épichniale. Ces deux ichnogènes définissent ensemble l'*ichnoguild* à *Chondrites-Zoophycos*, tel que défini par Bromley (1996, p. 237) en tant qu'association à signification écologique. Cet *ichnoguild* est bien connu pour son adaptation aux conditions de fond « inhospitalières », pauvres en matières nutritives et/ou en oxygène (par ex. Savrda 1991, Bromley 1996). Sachant que la matière nutritive est surtout d'origine planctonique (Wetzel & Uchman 1998, 2001) et que la profusion du plancton est en général contraire à celle du benthos sur les plates-formes, la richesse des calciturbidites en question en matériel bioclastique et en glauconie, indique qu'il s'agirait plutôt de conditions pauvres en matières nutritives. Les passées rouge ocre, à caractère oligotrophique (cf. discussion plus loin), confirme cette déduction.

2. Membre 5 (M. 5)

Le Membre 5 (25 m, Fig. 3) est caractérisé par son aspect presque uniforme, dû à la fois aux interbancs, argileux noirs

ou gris sombre, qui sont réduits (0,5-2 cm) et à l'épaisseur des bancs de calciturbidite qui est maintenue dans une fourchette de 2-5 cm (moitié inférieure du membre), puis de 5-10 cm (moitié supérieure). Un intervalle argileux noir séparateur ainsi qu'une coulée de brèches métrique entre ces deux ensembles stratonomiques, permettent d'en faire deux sous-membres distincts.

Dans l'ensemble, les coulées turbiditiques de ce membre sont composées de trois divisions :

- une division basale gris clair, microbrèchique et riche en bioclastes issus d'une plate-forme carbonatée peu profonde (débris de récifs, de lamellibranches, de gastéropodes, de foraminifères benthiques, etc.) ; la rareté ou l'absence de la fraction planctonique dans cette division rend ce membre difficile à dater, mais il pourrait être situé toujours dans le Campanien compte tenu de l'âge des membres sus-jacents ;
- une division médiane noire, micritique et riche en grains de quartz fins anguleux de type « quartz en écharde » (Meyer 1987) ;
- une division sommitale beige clair, constituée de marnes riches en quartz plus fin.

Le détachement (Mutti 1992) très fréquent de ces trois divisions est tel qu'elles ne sont observées ensemble que dans un seul banc dans le sous-membre inférieur, dominé par la division médiane (plaquettes de 2-5 cm), et dans trois autres dans le sous-membre supérieur, dominé plutôt, par la division basale, fréquemment recouverte par la division tendre sommitale.

La distinction de ces deux sous-membres pourrait être argumentée en plus par leur contenu ichnologique différent :

Dans le sous-membre inférieur deux types de traces sont reconnues :

- les traces post-dépôt fossilisées à l'intérieur et sur la surface supérieure des plaquettes. Elles sont représentées par un réseau dense de perforations de type *domichnia*, attribuables à des *Diplocraterion* et/ou *Arenicolites* (détermination par Charles E. Savrda, Université d'Auburn, États-Unis), traceurs communs dans les substrats en début de durcissement (*firmground*) et qui attestent de fonds à oxygénation normale, recevant un flux de matière nutritive important (flux vertical de matériel planctonique) ;
- les traces pré-dépôt fossilisées en contre-empreinte sur la surface inférieure des plaquettes. Il s'agit pour la plupart de nombreux *Planolites* isp. de petite taille, traceurs marquant des conditions relativement suboxiques (Wignall 1991, p. 268, Savrda 1998a,b). Les *Planolites* sont recoupés par des traces postérieures appartenant au groupe des *Graphoglyptids*, bien connus pour exiger une quiescence courantologique presque totale (Uchman 1998, 1999). Dans le sous-membre inférieur, ces derniers sont représentés essentiellement par des *Paleodictyon* isp. et des *Desmograptum alternum* (Ksiazkiewicz) qui occupent une position superficielle dans le sédiment (Uchman 1998, 1999). Le fait que les plaquettes de calcarénite portent ces traces, en contre-empreinte, sur leur surface inférieure montre que les courants turbiditiques responsables n'étaient pas érosifs et/ou trouvaient un fond argileux déjà durci

après une longue quiescence courantologique. Les *Graphoglyptids* sont connus également pour leur adaptation aux conditions dépourvues ou presque de matière nutritive (Wetzel 1991, Bromley 1996, Uchman 1995, Tunis & Uchman 1996), un fait qui montre que les conditions évoquées dans le Membre 4, se sont rapprochées de l'extrême;

Dans le sous-membre supérieur les interbancs sont sous faciès de marnes compactes vertes. Les surfaces supérieures des bancs portent des traces de *Chondrites targionii* (Brongniart) et de *Chondrites intricatus* (Brongniart) qui s'associent avec des *Zoophycos* isp. Ces deux ichno-genres rappellent l'*ichnoguild* cité dans le Membre 4. Les traces pré-dépôt portées par les surfaces inférieures des bancs de ce sous-membre sont rares, fait dû probablement au caractère ravinant des coulées brèchiques à microbrèchiques qui le dominant. De rares traces pré-dépôt appartenant à *Paleophycus tubularis* Hall y ont été découvertes. Elles sont connues pour occuper une position endichniale à hypichniale (Martinson 1965) et par leur exigence en eaux à oxygénation optimale. Ce fait est en accord avec la couleur beige clair des interbancs marneux, et montre que la condition limite reste toujours en rapport avec la matière nutritive.

Les données ichnologiques ci-dessus montrent que les deux sous-membres en question connaissaient deux évolutions paléo-environnementales contraires. Dans le sous-membre inférieur l'alternance banc/interbanc pourrait être parallélisée avec l'alternance d'épisodes de profusions planctoniques (surfaces de bancs avec les traces de type *domichnion*) et d'épisodes plus calmes où ces profusions sont plutôt rares (*graphoglyptids*). Dans le sous-membre supérieur, où la fraction bioclastique dominante rappelle le Membre 4, la réapparition de l'*ichnoguild* à *Chondrites-Zoophycos* montre que les événements turbiditiques sont suivis plutôt par une oligotrophie.

3. Membre 6 (M. 6)

Le Membre 6, épais de 40 m environ (Fig. 3) est apparenté au sous-membre M.5a sous-jacent par la prédominance des plaquettes centimétriques de calcarénites, mais qui deviennent beige clair. Il en diffère principalement par l'intercalation régulière, à intervalles de 1 à 2 m, de coulées turbiditiques décimétriques, dont la plupart est composée de *facies tracts* attachés (Mutti 1992) avec :

- une division basale brèchique gris clair (10-20 cm) ; les clastes calcaires remaniés sont dominés par les faciès de type « formations carbonatées massives » de type Dorsale interne, avec la réapparition en faibles proportions des clastes de type « tintinnites/saccocomites » ;
- une division médiane microbrèchique, composée presque exclusivement de foraminifères planctoniques (2-10 cm) ;
- une division supérieure vert claire composée de micrite homogène (10-30 cm).

Dans l'ensemble, aucune des trois divisions ci-dessus ne correspond au faciès des plaquettes de calcarénites. La composition texturale (*i.e.* les divisions granulométriques) des coulées décimétriques de calciturbidite (une quinzaine de coulées environ) montre, à l'inverse du membre sous-

jaçant, qu'elles sont indépendantes des calcarénites qu'elles encadrent. Ce fait, qui traduit un changement cyclique du matériel livré à la source, pourrait avoir un rapport avec les changements, en parallèle, des conditions paléoenvironnementales. En atteste le contenu ichnologie différent fossilisé dans ces deux faciès. Ainsi, les plaquettes de calcarénites fossilisent un réseau souvent dense de tunnels entrecroisés de *Paleophycus tubularis* Hall dans les positions endichniale et hypichniale. Cet *ichnofabric* (Bromley 1996) atteste du fait que les conditions d'oxygénation étaient optimales sous l'interface eau/sédiment (par ex. Wetzel & Uchman 1998, 2001). La surface supérieure des bancs de calciturbidites fossilise de nombreuses perforations fines et peu profondes (quelques millimètres), attribuables à des *Arenicolites* (détermination par C.E. Savrda). Le remplissage de ces perforations par un matériel glauconieux verdâtre contrastant avec le sédiment calcaire support, montre que ce dernier était déjà suffisamment durci pendant l'étape de colonisation par ce *domichnion* : il s'agit là d'une marque de l'ichnofaciès à *Glossifungites*. Ce fait indique que la surface supérieure des bancs avaient atteint au moins l'étape *firmground* et que les apports turbiditiques étaient ponctués par des épisodes d'arrêt de dépôt. Une croûte ferrugineuse la recouvre en général. Ces traceurs de type *domichnion* sont entièrement rassemblés près de la surface supérieure et marquent ainsi un manque d'oxygénation (Wetzel & Uchman 1998, 2001) qui prélude aux conditions poussées d'anoxie, lors de l'étape ultérieure de la croûte ferrugineuse.

Outre l'individualisation de la fraction bréchique de base, il est remarquable de constater comment la ségrégation granulométrique avait séparé, au cours du transport, le matériel pélagique à foraminifères planctoniques des boues fines pélagiques, produites en général par le nannoplancton (par ex. Farinacci 1964, 1969, Stow *et al.* 1984). Cette ségrégation offre sur le terrain une orientation précieuse lors de la recherche des horizons riches en foraminifères planctoniques. Ainsi :

– vers la base de ce membre, dans la division médiane de la 4^{ème} coulée nous avons reconnu une association riche avec : *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno) ; abondants *Heterohelicidae*. Cette association indique le Campanien moyen-supérieur ;

– dans la partie médiane du membre, nous avons reconnu : *Globotruncanita calcarata* (Cushman), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana arca* (Cushman), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), association du Campanien supérieur ;

– dans la partie sommitale du membre : *Contusotruncana fornicata* (Plummer) *Globotruncanita conica* (White), *Globotruncana bulloides* (Vogler), *Rugotruncana gansseri* (Bolli), *Globotruncana falsostuarti* Sigal ; association du Campanien sommital – Maastrichtien *p.p.*

Dans les cinq derniers mètres de ce membre les interbancs marneux beiges sont remplacés par des pélites non carbonatées violettes. S'y intercalent deux bancs de micrites rouge cannelle dans lesquelles la présence exclusive des traces de type *Chondrites targionii* (Brongniart) est remarquable. Cet *ichnofabric* correspondrait à l'expression extrême de l'*ichnoguild* à *Chondrites-Zoophycos*, qui dans ce cas résisterait aux conditions oligotrophiques du sédiment (voir plus bas à propos de l'interprétation possible de la couleur rouge du sédiment).

Formation calciturbiditique III (F. III)

La base de la formation F. III (Fig. 3) est définie par une brèche chaotique grossière qui ravine les pélites violettes sous-jacentes. Cette formation est caractérisée par les premiers apports de type turbidites mixtes à matériel calci- et silico-clastique (faciès similaires décrits par Pittet 1996, et Yose & Heller 1989). A l'échelle de la série des Béni Ider, elle marque la première apparition massive du quartz de type filonien (le quartz en écharde dans les formations précédentes était d'origine pédologique). Les grains de quartz sont tous arrondis, blanc laiteux, rouges ou noirs et sont issus probablement de l'érosion du socle hercynien et/ou de sa couverture triasique. C'est de cette dernière source, que sont certainement hérités les galets de grès rouges sous faciès *Verrucano*, et les éléments de gneiss et de quartzite, fréquents dans les divisions bréchiques basales. L'apparition massive du quartz filonien à la base de cette formation va de pair avec le changement de la couleur des interbancs argileux qui devient rouge cannelle dans le membre inférieur de cette formation. Deux principaux membres sont distingués : M. 7 et M. 8.

1. Membre 7 (M. 7)

Le Membre 7, de 20 m environ (Fig. 3), est caractérisé par des pélites rouge cannelle, dépourvues ou presque de carbonates. Dans la moitié inférieure du membre, elles alternent avec des plaquettes centimétriques gréseuses, mais qui, strato-croissantes dans la moitié supérieure, atteignent une épaisseur de 50-60 cm. Entre ces deux intervalles lithologiques une coulée bréchique (50 cm) s'intercale. Elle comporte des éléments calcaires de même nature que précédemment. Les éléments de datation sont absents, mais il est possible d'attribuer ce membre à la transition Campanien – Maastrichtien ou au Maastrichtien inférieur compte tenu de sa position entre le Campanien supérieur (sommet du Membre 6) et le Maastrichtien *p.p.* (âge des membres sus-jacents). Cette attribution d'âge avait été également proposée par Thurow (1987).

La lecture des conditions paléo-environnementales sur la base du contenu ichnologie reste difficile en raison de la rareté des traces fossiles. Quelques rares *Paleophycus tubularis* Hall, fossilisés à la base des plaques gréseuses, ainsi que de rares *Chondrites targionii* (Brongniart) dans les pélites rouges, restent le témoin des conditions oligotrophiques qui ont suivi le Membre 6, nettement eutrophique, comme en attestent les coulées riches en matériel planctonique.

2. Membre 8 (M. 8)

Le Membre 8, épais de 90 m environ (Fig. 3), est dominé par les bancs gréseux décimétriques à métriques, mais qui portent à leur base une division calciturbiditique souvent grossière, comme celle qui apparaît dans les bancs bréchiques séparateurs. Dans le détail, cette division expose elle-même l'une ou plusieurs des divisions des séquences idéales établies par Lowe (1982), pour les courants à haute densité sableux et graveleux (*sandy and gravelly high density currents*), avec essentiellement les termes S2/S3 et R2/R3. Les gros bancs (0,5 – 2,5 m) délimitent des intervalles métriques composés de bancs et plaquettes gréseuses, souvent chenalisés. Les interlits de marnes vertes sont souvent réduits à des remplissages de chenaux (*scours*) creusés sur les surfaces des bancs sous-jacents. Il est alors possible d'attribuer ces interlits marneux au remplissage direct des *mud draped scours* (Mutti & Normark 1987, 1991, Mutti 1992). Ils sont souvent ravinés et amalgamés.

Deux bancs épais (2 m environ), à la base de ce membre et près de son sommet montrent l'étagement de quatre divisions principales, qui sont de bas en haut :

- une division basale bréchique et chaotique (30-70 cm), constituée d'un mélange de clastes calcaires et de dragées millimétriques de quartz filonien ; elle correspond à la division de F3 de Mutti (1992) ; les proportions de clastes de type « tintinnites/saccocomites », ainsi que les éléments issus d'un socle métamorphique, sont les plus élevées observées jusqu'à présent ;
- une division équigranulaire (20-50 cm), constituée de grès massifs sans structures sédimentaires visibles, ou légèrement laminée dans sa partie inférieure ; il s'agit du couple F4/F5 de Mutti (1992) interprété comme résultant de l'arrêt en masse du flot granulaire, ce qui empêche le développement des structures sédimentaires ;
- une division gréseuse (10-30 cm) fine bien laminée (faciès F7 de Mutti 1992) ;
- une division supérieure (20-40 cm) riche en structures sédimentaires avec dans sa moitié inférieure des grès granoclassés (terme Ta de Bouma 1962) et dans sa moitié supérieure des siltites à structures d'échappement d'eau, à stratifications entrecroisées, puis à laminations horizontales (termes Tb-d) ; cette division aux termes de Bouma (1962) correspond au faciès F8-F9a de Mutti (1992).

Compte tenu de la fréquence des bancs aux faciès F4 et F5 (par détachement des divisions encadrantes), il nous semble que le Membre 8 correspond à un dépôt de cône proximal ou bien de la transition cône interne/cône externe. Le contenu ichnologique confirme cette déduction et indique que la récurrence des gros bancs pourrait avoir un rapport avec une cyclicité d'ordre paléoenvironnemental. Ainsi, les gros bancs, totalisant les faciès F4-F8, portent à leur sommet des traces souvent denses et exclusives de *Zoophycos* dessinant des surfaces remarquables sur le terrain. Ce *fodinichnion* suggère l'ichnofaciès à *Zoophycos* (Seilacher 1967), répandu dans la pente et le bas de pente et adapté à un taux sédimentaire variable. Dans les eaux à oxygénation normale, il occupe une position endichniale,

mais sa position strictement en surface indique des conditions déficitaires en oxygène. Les bancs moins épais et les plaquettes fossilisent fréquemment des perforations simples ou en paires de type *Arenicolites* ou *Diplocraterion*, bien répandus dans les substrats semi-consolidés. Ces deux *domichnia* appartiennent à l'ichnofaciès à *Glossifungites* (Bromley 1996, MacEachern & Burton 2000). Les traces de type *Nereites irregularis* (Schafhäutl) et le reste des traces appartenant à l'ichnofaciès à *Nereites*, typiques de la plaine abyssale, sont absents.

Sur le plan biostratigraphique, deux coulées planctoniques similaires à celles qui composent le Membre 6 sous-jacent, offrent la possibilité de datation.

L'une est située dans la partie médiane du membre, juste au-dessous d'un intervalle de *black shales*, a livré (selon les possibilités de détermination en litholamelles) : *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncanita conica* (White), *Globotruncana bulloides* (Vogler), *Rugotruncana gansseri* (Bolli), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, association du Campanien sommital-Maastrichtien *p.p.*

L'autre est située dans la partie sommitale du membre, ayant livré *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Contusotruncana fornicata* (Plummer) et *Abatomphalus mayaroensis* (Bolli), association du Maastrichtien supérieur. La limite Crétacé-Tertiaire n'a pu être caractérisée, pour l'instant, mais elle pourrait se situer dans la partie supérieure de ce membre (10 m environ). Celle-ci est composée de pélites rouge et vert dans lesquelles s'intercalent quelques coulées centimétriques à décimétriques de brèches calcaires. Trois bancs métriques de brèches grossières (faciès R2/R3 de Lowe 1982), à rares nummulites, coiffent la série de Rar Aghroud et annoncent le départ du premier membre dans le Paléogène.

Formation calciturbiditique F. IV

La F. IV (Fig. 4) est définie dans la série normale des Béni Imrane, dégagée sur plusieurs fronts de carrière, taillés au nord-ouest immédiat de Tétouan. Elle apparaît aussi dans la coupe de l'oued El Kébir 1 (Fig. 2 B), par rapport à laquelle une comparaison sera fournie parallèlement à la description des membres qui la composent. Dans les deux cas, cette formation montre dans sa moitié inférieure des calciturbidites bioclastiques du Paléocène supérieur – Oligocène inférieur, matériel à caractère proximal qui témoigne d'une plate-forme carbonatée adjacente. Dans sa moitié supérieure, elle est recouverte en discordance de ravinement par le flysch grés-micacé d'âge oligocène supérieur – burdigalien inférieur. L'absence de coulées de calciturbidite dans ce matériel silico-clastique presque pur, pourrait indiquer que la plate-forme nourricière précédente était complètement enterrée. La discordance serait alors de type discontinuité d'« enterrement » au sens de Schlager (1981, 1989). Les calciturbidites s'organisent selon trois intervalles lithologiques bien contrastés sur le terrain. A la manière des membres de la coupe de Rar Aghroud, chacun débute par des brèches grossières qui annoncent l'arrivée d'un nouveau faciès.

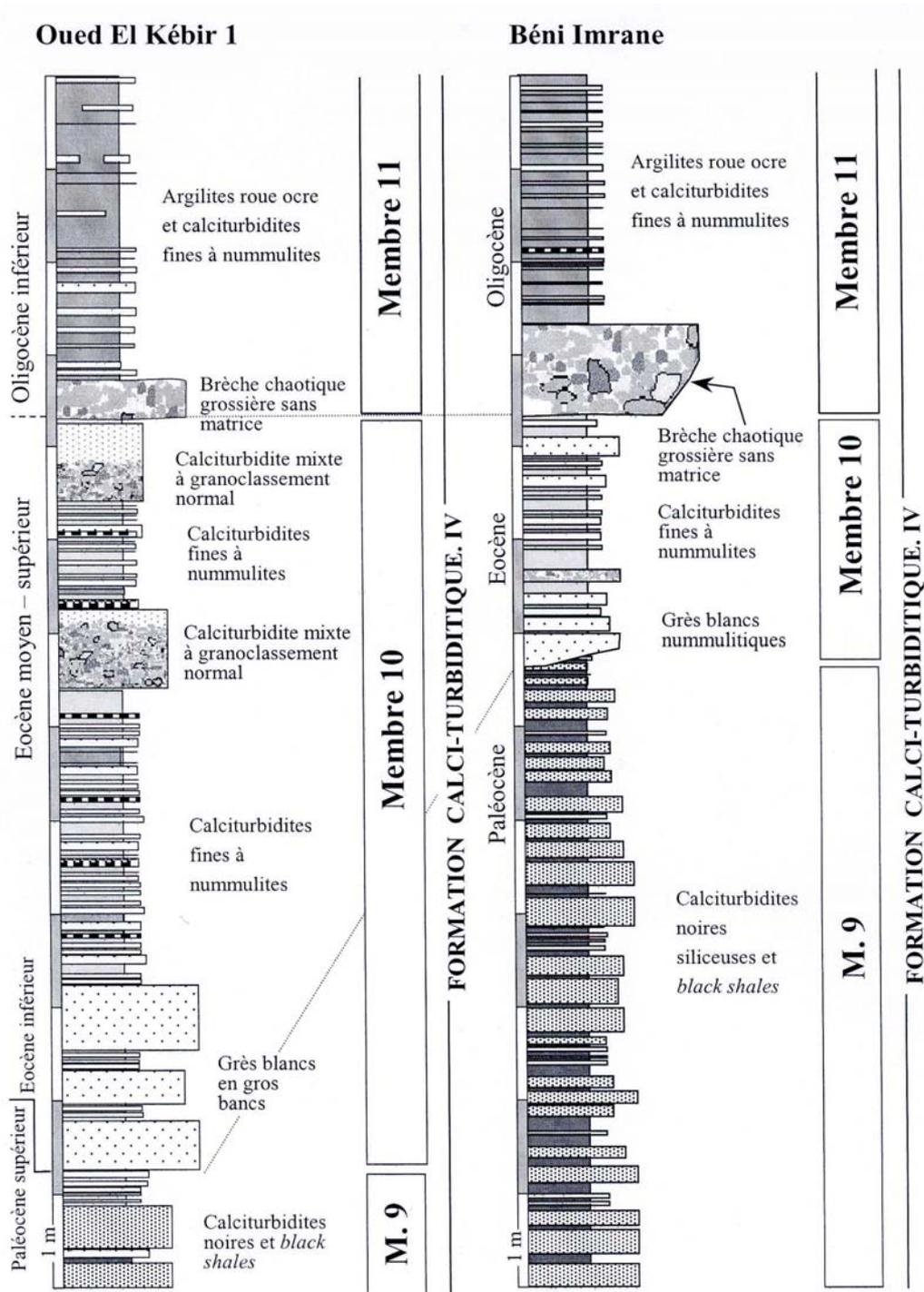


Figure 4. Colonnes stratigraphiques des coupes de l’oued El Kébir 2 et de Béni Imrane. Localisation dans la figure 2, B et C.

1. Membre 9 (M. 9)

Le Membre 9 (Fig. 4), épais de 20-30 m, débute par des bancs métriques de brèches grossières (une dizaine environ) qui ravinent des pélites vertes peu carbonatées et à intercalations gréseuses. Dans le détail, ces brèches montrent quatre divisions principales qui sont de bas en haut :

– des brèches chaotiques grossières (0,5-1 m) aux divisions R1/R2 de Lowe (1982) ; les galets calcaires qu’elles remanient rappellent les faciès communs dans la Dorsale

interne, en particulier les dolomies bréchiques du Trias et les calcaires massifs blancs du Lias inférieur ; des éléments de calcaires à silex, communs dans le Lias moyen-supérieur de la Dorsale calcaire en général, y sont présents ; l’absence d’éléments de radiolarite rouge (Dorsale externe) est remarquable ;

– des microbrèches bioclastiques (20-50 cm) riches en foraminifères benthiques (nummulites), en débris d’algues, mais aussi en grains de glauconie ; elles sont mal ou non granoclassées et passent brusquement à la division suivante ;

– des micrites noires (30-60 cm), souvent riches en grains de quartz fin, mais aussi en foraminifères planctoniques et en débris de *Microcodium* ; de nombreux spécimens de *Subbotina* spp. et de *Morozovella* spp. indiquent le Paléocène supérieur ;

– des silexites souvent homogènes (5-20 cm), mais qui gardent les traces de fragments d'éponges d'aspect « osseux » ; elles dériveraient probablement de la destruction d'éponges siliceuses récifales.

Le reste des bancs de ce membre est composé essentiellement des deux divisions médianes, rarement détachées l'une de l'autre. Elles correspondent au couple de faciès F4/F5 de Mutti (1992). De fréquentes intercalations décimétriques de brèches grossières détachées des divisions sus-jacentes (comme en atteste leur sommet plat et la présence d'une division fine sommitale), sont également présentes. Dans la majorité des cas la surface supérieure des bancs et de type *simple omission surface* (Clari *et al.* 1995) fossilisant un réseau de traces relativement dense appartenant à des traceurs de type : (i) *pascichnion* dont des *Planolites* ispp. et des *Scolicia strozzi* (Savi & Meneghini) ; (ii) *domichnion* dont des *Thalassinoides suevicus* (Rieth), et des *Rhizocorallium* isp. ; et (iii) *fodinichnion-chemichnion* dont des *Zoophycos* ispp. et des *Chondrites targionii* (Brongniart). Les relations de recoupement (*cross-cutting relationship* ; Bromley 1996) entre ces traces montrent qu'il s'agit d'un étagement serré (*tiering* ; Bromley 1996, p. 129) dans la partie superficielle du sédiment plutôt que plusieurs stades différents de colonisation. Cet intervalle fortement bioturbé (*mixed layer* ; Ekdale *et al.* 1984) traduit manifestement un déficit relatif en oxygène, condition défavorable tamponnée par la disponibilité de la matière nutritive (voir discussion plus en détail à ce sujet par Wetzel & Uchman 1998, 2001).

Dans la coupe de l'oued El Kébir, seule la partie supérieure de ce membre est visible. Elle montre, en plus, des dalles de calcaire lithographique noir en alternance avec les bancs décimétriques composés de la division 3 ci-dessus.

2. Membre 10 (M. 10)

A l'inverse des membres précédents, le Membre 10, de 5-10 m d'épaisseur (Fig. 4), débute par des grès à matrice blanche calcaireuse et à nummulites. C'est un faciès repère connu à la base de l'Eocène dans plusieurs coupes des Béni Ider (oued Béni Laït, J. Imam Rîth), mais aussi dans le domaine Ghomaride du Rif interne (voir plus bas). Dans tous ces secteurs, ce niveau repère est daté de la base de l'Eocène (Raoult 1966, Hoyez 1989). Les calciturbidites qui le surmontent alternent avec des argilites vertes et rouges, et s'organisent en bancs décimétriques strato-décroissants. Elles sont composées de trois divisions principales qui, considérées ensemble, correspondent au couple F8/F9a de Mutti (1992) :

- une division bréchique à granoclassement normal ;
- après un passage progressif, une division bioclastique, souvent riche en nummulites ;
- une division plus fine à lamines entrecroisées ou parallèles.

Dans la coupe de l'oued El Kébir 1, les grès blancs de base sont nettement plus développés. Ils s'organisent en bancs décimétriques à métriques et séparés par des plaquettes de calcaires bioclastiques. Ces dernières sont particulièrement riches en « *biodeformational structures* » de grande taille, traces fossiles de nature indéterminée, mais connues pour coloniser des substrats meubles (*looseground*) riches en oxygène. La présence fréquente dans certains bancs de *Thalassinoides suevicus* (Rieth), traceur le plus exigeant en oxygène (par ex. Savrda *et al.* 1991), confirme cette déduction et montre que durant la sédimentation du Membre 10 les conditions paléo-environnementales ont changé par rapport au Membre 9 sous-jacent.

3. Membre 11 (M. 11)

Le Membre 11, épais de 15-30 m (Fig. 4) débute par un banc conglomératique grossier d'aspect chaotique (1,5 m dans la coupe des Béni Imrane ; 0,3 m dans la coupe de l'oued El Kébir 1). Il s'agirait là des divisions R1 de Lowe (1982) et F3 de Mutti (1992). Une croûte ferrugineuse le recouvre dans les deux cas. Des argiles rouge ocre peu ou non carbonatées le surmontent. Elles sont intercalées de bancs et plaquettes centimétriques composées de sables bioclastiques riches en nummulites et à glauconie. Elles sont à leur tour recouvertes de films ferrugineux fins (croûtes de type I de Nieto Albert 1996, El Kadiri 2002b). Le contenu ichnologique du tiers inférieur de ce membre est identique à celui du membre sous-jacent, mais ici, les bonnes conditions d'oxygénation vont de pair avec les conditions oligotrophiques responsables de la couleur rouge des argilites en question. Celles-ci dominent les deux tiers supérieurs de ce membre et semblent dépourvues de marques de bioturbation, à l'exception de rares *graphoglyptids* (dont des *Paleodictyon* ispp. et des *Cosmographie* ispp.) bien connus par leur résistance aux conditions d'oligotrophie.

Une décharge chaotique grossière près du sommet de ce membre annonce l'arrivée des grandes décharges silico-clastiques de la série des Béni Ider, qui « enterrent » de façon irréversible le régime carbonaté précédent.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les calciturbidites du Crétacé supérieur – Oligocène inférieur de la série maurétanienne, portent l'enregistrement d'une histoire paléogéographique longue qu'il conviendrait de retracer par rapport à leur contexte régional, voire même paléocéanographique. Soulignons en particulier (Fig. 5A) :

1. L'extinction des apports holoquartzeux de type Tisirène dans la partie médiane du Membre 1 (Vraconien) pourrait être mise en rapport avec un événement tectonique distensif, comme en attestent les structures distensives présentes. Ce serait un écho probable de la phase « intra-albienne » décrite par Raoult (1974) comme étant responsable de l'extinction soudaine des flyschs gréseux fins qui dominaient le sillon maghrébin durant l'Hauterivien-Albien *p.p.*

2. Le développement des *black shales* dans le Membre 2 (Cénomarien Turonien), en particulier dans la limite

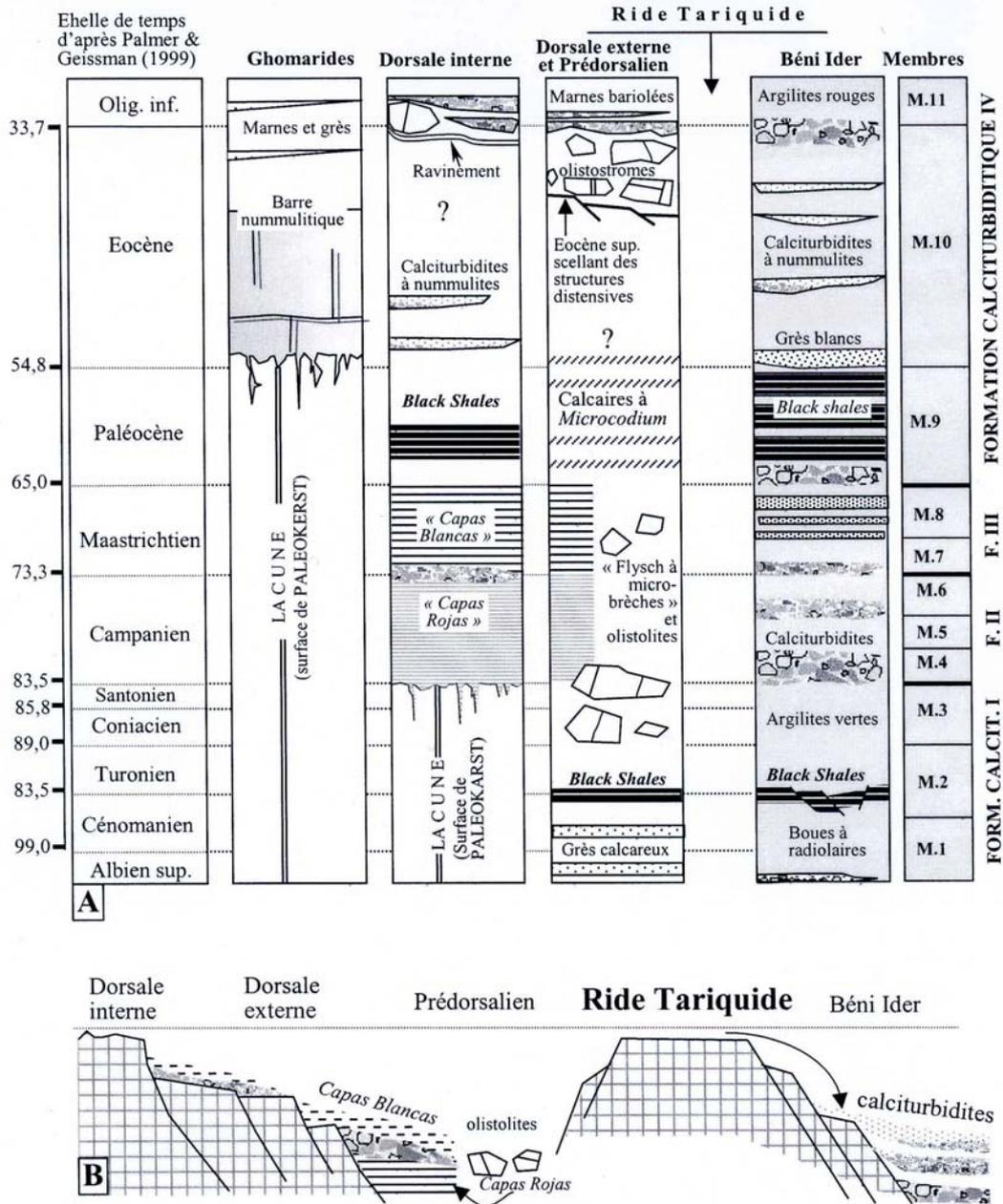


Figure 5. Synthèse régionale et paléogéographique. A : Comparaison des calciturbidites de la série des Béni Ider avec les séries de même âge connues en couverture sur les Ghomarides, dans la Dorsale calcaire et le Prédorsalien. B : Schéma paléogéographique possible, à un moment du Crétacé supérieur, montrant une plate-forme-externe de type « Ride Tariquide » (Durand Delga 1972), source probable des calciturbidites des Béni Ider.

Cénomarien-Turonien, rappelle le faciès repère décrit par Kuhnt *et al.* (1986) en termes de « *Cenomanian-Turonian Boundary Event (CTBE)* », et qui s'explique par une phase de « super-anoxie » reconnue à l'échelle globale (voir aussi la synthèse des phases anoxiques océaniques par Jenkyns 1988, Hallam 1996, et Hallam & Wignall 1999). Cet événement coïncide avec la hausse eustatique la plus ample connue (par ex. Haq *et al.* 1987, 1988) et rapportée de façon unanime à l'intumescence maximale des rides médio-océaniques à cette époque (par ex. Pitman & Golovchenko 1983, Heller & Angévine 1985, Gafin 1987). Les failles normales synsédimentaires à faible rejet, fossilisées dans les niveaux turoniens sus-jacents, puis les failles métriques

scellées par les pélites vertes du Membre 3 (Sénonien inférieur), s'insèrent dans ce scénario. Elles marqueraient la première phase des effondrements distensifs induits à l'échelle globale par la détumescence thermique qui devrait suivre naturellement. Dans l'ensemble, ce scénario géodynamique rappelle le schéma d'évolution tectono-eustatique proposé par El Kadiri (2002a).

3. Le changement de la composition texturale des flots nourriciers traduisent un changement affectant le matériel produit à la source. Il serait tentant de remonter au(x) facteur(s) à répercussion paléo-environnementale : le contrôle tectonique et/ou eustatique (travail en cours). Cette démarche présente une voie directe qui passe par la lecture

des *ichnofabrics* (Tunis & Uchman 1996, Savrda 1998a, 1998b, Wetzel & Uchman 1998, 2001). Les traces fossiles reconnues dans ce travail montrent comment certaines conditions de dépôt changent d'un membre à l'autre. L'exemple précis de l'ichnofaciès à *Glossifungites* dans le Membre 6 (Campanien supérieur) indique précieusement des pulsations transgressives (nombreux auteurs dont Bromley 1996, MacEachern & Burton, 2000, MacEachern *et al.* 1992, 1999, Pemberton & MacEachern 1995, Savrda 1995, Savrda *et al.* 2001a, 2001b).

4. Les décharges chaotiques grossières de calciturbidites dans le Membre 4 (Campanien inférieur), ainsi que les pulsations transgressives dans le Membre 6 (Campanien supérieur), sont concomitantes des grands effondrements distensifs connus aux échelles téthysienne (Baumgartner 1985) et atlantique (Medina 1994). Ces événements pourraient s'inscrire dans la suite des à-coups d'effondrements induits par la détumescence thermique amorcée au Turonien. Dans la Dorsale calcaire avoisinante, cet événement est tracé de façon nette par l'immersion du paléokarst 3 au Campanien inférieur, scellé alors par les « couches rouges » à *Globotruncana* (El Kadiri *et al.* 1989, 1992).

5. Dès le Campanien terminal (niveaux à *G. calcarata* au sommet du Membre 6), et après un régime sédimentaire caractérisé par l'abondance des coulées planctoniques, le Membre 7, de couleur rouge ocre et peu carbonaté, marque un changement important de faciès. La lecture de la teinte rouge des pélites pourrait apporter une information très utile à ce propos. Selon Leszczyński (1993) et Kuhnt *et al.* (1996), l'état oxydé ou réduit des pigments ferrugineux dans les sédiments est responsable de leur couleur rouge ou verte, respectivement. Sarmiento *et al.* (1988), Uchman (1995) et Kuhnt *et al.* (1996) démontrent indépendamment que les intervalles rouges (état oxydé du Fer) coïncident en général avec les périodes oligotrophiques défavorables au plancton. En résulte l'enrichissement relatif en oxygène dans le cycle de la biosphère. Inversement, la teinte verte des sédiments (état réduit du fer) coïncide avec les périodes eutrophiques favorables aux profusions planctoniques, grandes consommatrices de l'oxygène, et dont la matière organique en cours de sédimentation répercute son effet réducteur sur la colonne d'eau inférieure (De Boer 1991, Diester-Haass 1991). En complément de ce fait, les fluctuations des conditions trophiques dans les océans sont mises en parallèle avec le changement du régime de circulation océanique, en réponse au contrôle exercé par les phases tectoniques majeures qui modifient les passages entre les plaques continentales (par ex. Pomerol 1985, De Wever *et al.* 1986, Diester-Haass & Zahn 1996, Wilson *et al.* 1998). Ce scénario de la limite Campanien – Maastrichtien nous semble presque identique à son équivalent de la transition Kimméridgien – Tithonique, durant laquelle les radiolarites rouge ocre sont soudainement relayées par les calcaires pélagiques vert clair (El Kadiri 1984, De Wever *et al.* 1986).

Sur la base de ce raisonnement, il nous semble possible d'inscrire dans un même scénario, l'écroulement de la brèche à la base de ce membre, l'arrivée massive du quartz filonien (qui domine le Membre 8, Maastrichtien) et du

matériel d'un socle métamorphique, ainsi que la teinte rouge des pélites non carbonatées en question. Dans la Dorsale avoisinante, la limite Campanien-Maastrichtien est caractérisée par un changement brusque de faciès : le faciès de type « *Capas Rojas* » campaniennes est brusquement relayé par les « *Capas blancas* » du Maastrichtien.

6. Au Paléocène, les calciturbidites noires de la série des Béni Ider (Membre 9) et les *black shales* de la Dorsale interne, marqueraient probablement une phase anoxique similaire à celle de la limite Cénomaniens – Turonien (Membre 2). Ces faciès coïncideraient avec le régime d'inondation du Paléocène moyen-supérieur, intervalle comportant l'un des trois pics transgressifs du Paléogène (Michelsen *et al.* 1998).

7. A la base du Membre 10 (Eocène), les grès blancs à l'Eocène inférieur, pourraient être comparés avec leurs homologues du domaine Ghomaride : dans ce dernier domaine, ils sont transgressifs sur une surface de paléokarst (El Kadiri *et al.* 1992) et marquent le premier retour du régime marin après la longue histoire des émergences mésozoïques. Le fait que cet événement, responsable de l'installation des plates-formes nummulitiques à une grande échelle, se situe bien avant le pic transgressif du Lutétien supérieur, implique de l'attribuer à un effondrement général du domaine Ghomaride. Il pourrait être en rapport avec la détumescence thermique des rides médio-océaniques, juste après l'inondation tectono-eustatique du Paléocène supérieur.

Sur le plan paléogéographique, les reconstitutions admises jusqu'à ce jour, placent la série maurétanienne au pied de la marge des « Terres d'Alboran », soit à proximité immédiate de la Dorsale externe qui surplombe la partie nord du sillon des flyschs maghrébins. Auparavant, cette hypothèse avait été formulée par Durand-Delga (1961, 1980) et Didon *et al.* (1973) sur la base des similitudes stratigraphiques entre les termes du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la Dorsale externe et de la série maurétanienne : la présence commune des radiolarites rouges du Malm supérieur et du « complexe à *Aptychus* » d'âge Tithonique-Berriasien, tel que défini par Didon *et al.* (1973).

Dans la Dorsale interne avoisinante, El Kadiri *et al.* (1989) ont montré que les niveaux équivalents sont représentés par des faciès fins particuliers, pétris de *Saccocoma* (« *Saccocomites* » de ces auteurs) ou de calpionelles (« *Tintinnites* »). Ces faciès purement pélagiques sont rapportés à des zones hautes loin de l'influence continentale. Ils représentent un critère distinctif de la Dorsale interne qui s'ajoute au critère prédéfini par Nold *et al.* (1981) : la présence des calcaires massifs blancs au Lias inférieur.

Par ailleurs, des faciès pélagiques équivalents à ceux de la Dorsale interne sont connus également dans le Groupe du J. Moussa (Ben Yaïch 1981, El Kadiri *et al.* 1990, El Hatimi 1991) dont les formations carbonatées massives sont dominées également par les calcaires massifs blancs du Lias inférieur. Ce Groupe est interprété à son tour comme se rapportant à une zone haute pélagique située en

plein domaine externe : la ride Tariquide (Durand-Delga 1972).

La présence de lithoclastes de type « calcaires massifs blancs » et de type « tintinnites/saccocomites » dans les calciturbidites du Crétacé supérieur de la série des Béni Ider apporte une nouvelle contrainte au schéma paléogéographique général admis par les auteurs. L'absence des clastes de type « radiolarites » et « microbrèches à *Aptychus* » typiques de la Dorsale externe d'une part, et l'interposition de la zone prédorsalienne (Didon *et al.* 1973) et de la Dorsale externe entre la Dorsale interne et le bassin des Béni Ider, d'autre part, impliquent d'exclure la Dorsale interne comme source possible du matériel clastique des calciturbidites maurétaniennes étudiées.

Seule reste l'autre source représentée par les séries jurassiques de type Groupe du J. Moussa, témoins de la Ride Tariquide (Durand-Delga 1972). Compte tenu de sa position externe et sous réserve de pouvoir prolonger l'aire

paléogéographique de son extension à une grande échelle, la Ride Tariquide nous semble ici, la plus probable (Fig. 5B).

Le grand « sillon maghrébin » séparant l'Afrique de l'Europe ne serait probablement pas un vaste réceptacle homogène, mais un domaine accidenté par des zones hautes, à l'image de son homologue bétique.

Remerciements

Nous tenons à remercier vivement Dr. Julian Tejera de León (Fac. Sci., Rabat) et Dr. Carlos Sanz de Galdeano et Dr. Angel Lopez Garrido (Fac. C. Granada, Espagne) pour les commentaires et les discussions fructueuses qui ont permis l'amélioration de ce travail.

Ce travail a bénéficié du support du programme PARS SDU-72, financé par le CNR et le Ministère de l'enseignement supérieur, de la formation des cadres et de la recherche scientifique. Il est préparé dans le cadre de l'UFR « Géodynamique », soutenue par le Ministère et l'Université Abdelmalek Essaïdi.

Références

- Baumgartner P.O. 1985. Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.*, 99, 1-111.
- Belhaddad F. 1983. *Etude géologique des zones internes du Rif septentrional (Maroc) au cours de l'Oligocène et du Miocène inférieur. Le Jbel Zem Zem*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 120 p.
- Ben Yaich A. 1981. *Etude géologique de la dorsale calcaire entre Tleta Taghrant et Ben Younés (Haouz, Rif, Maroc)*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 202 p.
- Ben Yaich A. 1991. *Evolution tectono-sédimentaire du Rif externe centro-occidental (régions de M'sila et Ouezzane, Maroc) ; la marge africaine du Jurassique au Crétacé inférieur : Les bassins néogènes d'avant-fosse*. Thèse d'Etat, Univ. Pau (France), 308 p.
- Bouillin J.P., Durand-Delga M. & Olivier Ph. 1986. Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : distinctive features, genesis and development stages. In: Wetzel F.C. (éd.): *The origin of Arcs*. Elsevier, 281-304.
- Bouillin J.P., Durand-Delga M., Gelard J.P., Leikine M., Raoult J.F., Raymond D., Tefiani M. & Vila J.M. 1970. Définition d'un flysch Massylien et d'un flysch Maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 270, 2249-2252.
- Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, 68 p.
- Bourgeois J. 1978. *La transversale de Ronda, Cordillères bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Thèse d'Etat, Univ. Besançon, France, 445 p.
- Bouybaouène M.L. 1993. *Etude pétrographique des métapélites des Sebides supérieures, Rif interne, Maroc*. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 160 p.
- Bromley R.G. 1996. *Trace fossils. Biology, taphonomy and applications*. Chapman & Hall, 361 p.
- Bromley R.G. & Ekdale A.A. 1984. *Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments*. *Science*, 224, 872-874.
- Burchell M.T., Stefani M. & Masetti D. 1990. Cyclic sedimentation in the southern alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. *Sedimentology*, 37, 795-815.
- Chalouan A. 1986. *Les nappes Ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine*. Thèse d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, n° 1636, 317 p.
- Chalouan A., Michard A., Feinberg H., Montigny R. & Saddiqi O. 2001. The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 603-616.
- Clari P.A., De La Pierre F. & Martire L. 1995. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedim. Geol.*, 100, 97-121.
- Cook H. & Mullins H.T. 1983. Basin margin environment. In: Scholle P.A., Bebout D.G. & Moore C.H. (éds): *Carbonate depositional environments*. *Am. Assoc. Petr. Geol. Memoir*, 33, 539-617.
- De Wever P., Ricou L.E. & Fourcade E. 1986. La fin brutale de l'optimum radiolaritique au Jurassique terminal : l'effet de la circulation océanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 9, 665-670.
- Didon J. (sous presse). Carte géologique du Rif, feuille de Khémis Béni-Arouss. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*.
- Didon J., Durand-Delga M. & Kornprobst J. 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XV, 77-105.
- Diester-Haass L. 1991. Rhythmic carbonate content variations in Neogene sediments above the ocean lysocline. In: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (éds): *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, 94-109.
- Diester-Haass L. & Zahn R. 1996. Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: history of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, 24, 163-166.
- Durand-Delga M. 1961. Au sujet du sillon méso-méditerranéen du flysch au Crétacé et au Nummulitique. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 45.
- Durand-Delga M. 1972. La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Eclogae geol. Helv.*, 65, 267-278.
- Durand-Delga M. 1980. Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXII, 15-30.
- Eberli G. 1987. Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, 34, 363-388.
- Eberli G. 1988. The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu

- Formation of the austroalpine nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 81, 175-214.
- Eberli G.P. 1991. Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. In: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (éds.): *Cycles and events in stratigraphy*, Springer Verlag, pp. 340-359.
- El Hatimi N. 1991. *Rifting mésozoïque sur la bordure occidentale du Rif interne (Maroc). Evolution géodynamique d'un secteur de la marge ouest-téthysienne (exemples du Haouz et du groupe du Moussa)*. Thèse d'Etat, Univ Pau (France), 317 p.
- El Kadiri Kh. 1984. *Les radiolarites jurassiques des klippe de Chrafate (Rif septentrional, Maroc): stratigraphie, taxonomie*. Thèse Univ. Pau (France), I: 1-112, II: 1-347.
- El Kadiri Kh. 1991. *La Dorsale rifaine (Maroc septentrional) : évolution stratigraphique et géodynamique durant le Jurassique – Crétacé*. Thèse d'Etat, Univ. Abdelmalek Essaadi, Fac Sci. Tétouan, 359 p.
- El Kadiri Kh. 2002a. "Tectono-eustatic sequences" of the Jurassic successions from the *Dorsale calcaire* (Internal Rif, Morocco) : evidence from an eustatic and tectonic scenario. *Geol. Romana*, 36, 71-103.
- El Kadiri Kh. 2002b. Jurassic ferruginous hardgrounds of the "Dorsale calcaire" and the Jbel Moussa Group (Internal Rif, Morocco): stratigraphical context and paleoceanographic consequences of mineralization processes. *Geol. Romana*, 36, 33-69.
- El Kadiri Kh., Linares A. & Oloriz F. 1989. La Dorsale calcaire interne entre les accidents de l'Oued Martil et de l'Oued Laou (Rif septentrional, Maroc): évolutions stratigraphique et géodynamique au cours du Jurassique-Crétacé. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 75, 39-65.
- El Kadiri Kh., Linares A. & Oloriz F. 1990. Les éléments du Groupe du Jbel Moussa (Chaîne Calcaire, Rif, Maroc): évolutions stratigraphique et géodynamique au cours du Jurassique-Crétacé. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 76, 141-161.
- El Kadiri Kh., Linares A. & Oloriz F. 1992. La Dorsale calcaire rifaine (Maroc septentrional): évolution stratigraphique et géodynamique durant le Jurassique Crétacé. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 336, 217-265.
- Ekdale A.A., Müller L.N. & Novack M.T. 1984. Quantitative ichnology of modern pelagic deposits in the bathyal Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 45, 189-243.
- Farinacci A. 1964. Microrganismi dei calcari « Maiolica » e « Scaglia » osservati al microscopio elettronico (nannoconi e coccolithophoridi). *Boll. Soc. pal. ital.* 3, 2-11.
- Farinacci A. 1969. Characteristics of micrite grains in the Apennines. *Geol. Romana*, 8, 47-69.
- Fürsich F.T. 1979. Genesis, environments, and ecology of Jurassic hard-grounds. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 158, 1-63.
- Gaffin S. 1987. Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long term sea-level changes. *Am. J. Sci.*, 287, 596-611.
- Glaser K.S. & Droxler A.W. 1991. High production and highstand shedding from deeply submerged carbonate banks, Northern Nicaragua Rise. *J. Sedim. Petrol.*, 61, 128-142.
- Griffon J.C. 1966. La Dorsale calcaire au sud de Tétouan. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 184, 149-223.
- Guerrera F., Martín-Algarra A. & Perrone V. 1993. Late Oligocene-Miocene syn-/late orogenic successions in western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines. *Terra Nova*, 5, 525-544.
- Haas J. 1999. Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts, Hungary. *Sedim. Geol.*, 182, 51-66.
- Hallam A. 1996. Major bio-events in the Triassic and Jurassic. In: Walliser O.H. (éd.): *Global events and event stratigraphy*. Springer Verlag, 265-283.
- Hallam A. & Wignall P.B. 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth Sci. Rev.*, 48, 217-250.
- Handford C.R. & Loucks R.G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative Sea-level changes. In: Louks R.G. & Sarg J.F. (éds): *Carbonate sequence stratigraphy; recent developments and applications*. *Am. Assoc. Petr. Geol. Memoir*, 57, 3-41.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.S.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (éds.): *Sea level changes - an integrated approach*. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. (SEPM)*, sp. pub., 42, 71-108.
- Hedberg H. 1979. *Guide stratigraphique internationale. Classification, terminologie et règles de procédure*. Doin, 233 p.
- Heller P.L. & Angevine Ch.L. 1985. Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 417-426.
- Hoyez B. 1989. *Le Numidien et les flyschs oligo-miocènes de la bordure sud de la Méditerranée occidentale*. Thèse d'Etat, Univ. Lille (France), 464 p.
- Ineson J.R. & Surlyk F. 2000. Carbonate megabreccias in a sequence stratigraphic context ; evidence from the Cambrian of the Greenland. In: Hunt D. & Gawthorpe R.L. (éds.), *Sedimentary responses to forced regressions*, *Geol. Soc.*, 172, 47-68
- Jenkyns H.C. 1978. Pelagic environments. In: Reading G. (éd.): *Sedimentary environment and facies*. Elsevier, pp. 314-371.
- Jenkyns H.C. 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidences. *Am. J. Sci.*, 288, 101-151.
- Kornprobst J. 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc.*, 251, 256 p.
- Kuhnt W., Thurow J., Wiedmann J. & Herbin J.P. 1986. Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian – Turonian boundary and the response of the biota. *Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ.*, 60, 205-246.
- Kuhnt W., Moulade M., Kaminski M.A. 1996. Ecological structuring and evolution of deep sea agglutinated foraminifera – a review. *Rev. Micropal.*, 39, 171-281.
- Leszczyński S. 1993. Ichnocoenosis versus sediment colour in Upper Albian to Lower Eocene turbidites, Guipúzcoa province, northern Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 100, 251-265.
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows: depositional models with special reference to the deposit of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, 52, 279-297.
- Maaté A. 1996. *Estratigrafía y evolución paleogeográfica alpina del dominio Ghomaride (Rif interno, Marruecos)*. Thèse doctorat, Fac Sci. Granada (Espagne), 397 p.
- Masetti D., Stefani M. & Burchell M. 1989. Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of the Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations. *Rev. It. Paleont. Strati.*, 94, 401-423.
- Martinsson A. 1965. Aspects of a Middle Cambrian thanatotope on Öland. *Geol. För. in Stockholm Förhand.*, 87, 181-230.
- MacEachern J.A. & Burton J.A. 2000. Firmground *Zoophycos* in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: a distal expression of the *Glossifungites* Ichnofacies. *Palaios*, 15, 387-398.
- Medina F. 1994. *Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'Actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique-*

- Europe. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 279 p.
- Meyer R. 1987. *Paléolatérites et paléosols, l'empreinte du continent dans les séries sédimentaires*. Ed. B.R.G.M., sér. manuels & méthodes, n° 13, 163 p.
- Michard A., Chalouan A., Feinberg H., Goffé B. & Montigny R. 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173, 3-15.
- Michelsen O., Thomsen E., Danielsen M., Heilmann-Clausen C., Jordt H. & Laursen G.V. 1998. Cenozoic sequence stratigraphy in the eastern North Sea. In : de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (éds) : *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Soc. Econ. Palaeont. Mineral., sp. pub. 60, 91-118.
- Morley C.K. 1987. Origin of a major cross-element zone: Moroccan Rif. *Geology*, 15, 761-764.
- Morley C.K. 1992. Notes on Neogene basin history of the western Alboran Sea and its implications for the tectonic evolution of the Rif-Betic orogenic belt. *J. Afr. Earth Sci.*, 14, 57-65.
- Mutti E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa G.G. (ed): *Provenance of arenites*. NATO-ASI Series, Reidel., Dordrecht, 65-93.
- Mutti E. 1992. *Turbidites sandstones*. AGIP, Spec. Pub. Milano-Istituto di Geologia, 275 p.
- Mutti E. & Normark W.R. 1987. Comparing examples of modern and ancien turbidite systems: problems and concept. In: Leggett J.K. & Zuffa G.G. (eds.): *Marine clastic sedimentology: concepts and case studies*. Graham & Trotman, London, pp. 1-38.
- Mutti E. & Normark W.R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. In: *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, pp. 75-106.
- Nieto Albert L.M. 1996. *La cuenca subbetica mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Thèse Doctorat, Fac. Sci. Granada (Espagne), 556 p.
- Nold M., Uttinger J. & Wildi W. 1981. Géologie de la Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 300, 1-233.
- Olóriz F. & Rodriguez-Tovar F.J. 1999. Análisis paleoicnológico del perfil de Puerto Lorente (Kimmeridgiense, Sierra de Cazorla, Prebetico externo). *Rev. Esp. Paleont.*, n° extraord. en hommage au Prof. J. Truyols, 15-28.
- Palmer A.R. & Geissman J. 1999. Geologic time scale. *Geol. Soc. Am.*
- Payros A., Pujalte V. & Orue-Etxebarria X. 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedim. Geol.*, 125, 165-194.
- Pemberton S.G., MacEachern J.A. & Frey W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker R.G. & James N.P. (éds): *Facies models, response to sea-level changes*. *Geol. Assoc. Canada*, pp. 47-72.
- Pemberton S.G. & MacEachern, J.A. 1995. The sequence stratigraphy significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland Basin of Alberta, Canada. *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 64, 429-475.
- Pitman W.C. III. & Golovchenko X. 1983. The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. (SEPM)*, 33, 41-58.
- Pittet B. 1996. *Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonatées et siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne)*. Thèse Univ. Fribourg, Suisse, n° 1124, 246 p.
- Plaziat J.C. & Mahmoudi M. (1988). Trace fossils attributed to burrowing echinoids : a revision including new ichnogenus and ichnospecies. *Geobios*, 21, 209-233.
- Pletsch T. 1997. Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (northern Morocco and southern Spain). *Soc. géol. Nord*, 26, 106 p.
- Pomerol Ch. 1985. La transition Eocène – Oligocène est-elle un phénomène progressif ou brutal ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 2, 263-367.
- Raoult J.F. 1966. la chaîne du Haouz du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 184, 61-164.
- Raoult J.F. 1974. *Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du constantinois, Algérie)*. Thèse, Univ. Paris, publiée dans *Mém. Soc. géol. Fr.*, 121, 1-163.
- Robaszynski F., González Donozo J.M., Linares D., Amédéo F., Caron M., Dupuis C., Dhondt A.V. & Gartner S. 2000. Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée : zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 22, 359-490.
- Saddiqi O., Feinberg H., Elazzab D. & Michard A. 1995. Paléomagnétisme des péridotites des Béni Bousera (Rif interne, Maroc) : conséquences pour l'évolution miocène de l'arc de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321, 361-368.
- Sarg J.F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.S.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (éds) : *Sea level changes - an integrated approach*. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. (SEPM)*, sp. pub., 42, 155-181.
- Sarmiento J.L., Herbert T.D. & Toggweiler J.R. 1988. Causes of anoxia in the world ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 2, 115-128.
- Sartorio D. & Venturini S. 1988. *Southern Tethys biofacies*. AGIP (éd), 235 p.
- Savrda C.E. 1991. Trace fossils and benthic oxygenation. In: Maples C.G. & West R.R. (éds): *Trace fossils*. *Paleont. Soc.*, 5, 172-196.
- Savrda C.E. 1995. Ichnologic applications in paleoceanographic, paleoclimatic, and sea-level studies. *Palaaios*, 10, 565-577.
- Savrda C.E. 1998a. Ichnology of the Bridge Creek limestone: evidence for temporal and spatial variations in paleo-oxygenation in the Western Interior Seaway. In: Dean W.E. & Arthur M.A. (éds): *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Western Interior Seaway, USA*. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. SEPM*, 6, pp. 127-136.
- Savrda C.E. 1998b. Ichnocoenoses in the Niobrara Formation: implications for benthic oxygenation histories. In: Dean W.E. & Arthur M.A. (éds): *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Western Interior Seaway, USA*. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. SEPM*, 6, pp. 137-151.
- Savrda C.E., Bottjer, D.J. & Seilacher, A. 1991. Redox-related benthic events. In: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (éds): *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, pp. 524-541.
- Savrda C.E., Browning J.V., Krawinkel H. & Hesselbo S.P. 2001a. Firmground ichnofabrics in deep-water sequence stratigraphy, Tertiary Cliniform-toe deposits, New Jersey Slope. *Palaaios*, 16, 294-305.
- Savrda C.E., Krawinkel H., McCarthy M.G., McHugh C.M.G., Olson H.C. & Mountain G. 2001a. Ichnofabrics of a Pleistocene slope succession, New Jersey margin: relations to climate and sea-level dynamics. *Palaeogeogr., Palaeocl., Palaeoecol.* 171, 41-61.
- Schlager W. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 92, 197-211.
- Schlager W. 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. In : Crevello P.D., Wilson J.L., Sarg J.F. & Read J.F. (éds): *Controls on carbonate platform and basin development*. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. (SEPM)*, 44, pp. 15-25.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5, 413-428.

- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s) : deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 285-342.
- Stow D.A.V., Wezel F.C., Savelli D., Rainey S.C.R. & Angell, G. 1984. Depositional model for calciturbidites : Scaglia Rossa limestones, Umbro-Marchean Apennines. In: Stow D.A.V. & Piper D.J.W. (éds): *Fine-grained sediments: deep water processes and facies*. *Geol. Soc. London* 15, pp. 223-241.
- Tejera de León J. 1993. *Les bassins néogènes d'avant-pays du Rif externe occidental liés à la transformante Jebha-Arbaoua (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ. Pau, France, 323 p.
- Tejera de León J., Boutakiout M., Ammar A., Ait Brahim L. & El Hatimi N. 1995. Les bassins du Rif central (Maroc): marqueurs de chevauchements hors séquence d'âge miocène terminal au cœur de la chaîne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 166, 6, 751-761.
- Thurrow J. 1987. *Die kretazischen Turbiditserien im Gibraltarbogen: Bindeglied zwischen atlantischer und tethyalen Entwicklung*. Thèse, Univ. Tübingen (Allemagne), 495 p.
- Tunis G. & Uchman A. 1996. Trace fossils and facies changes in Cretaceous-Eocene flysch deposits in the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and world-wide changes. *Ichnos*, 4, 169-190.
- Uchman A. 1995. Taxonomy and palaeocology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15, 3-315.
- Uchman A. 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. *Ann. Soc. Geologorum Poloniae*, 68, 105-218.
- Uchman A. 1999. Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany, *Beringeria*, 25, 67-173.
- Wetzel A. 1991. Ecologic interpretation of deep-sea trace fossil communities. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 85, 47-69.
- Wetzel A. & Uchman A. 1998. Deep-sea benthic food content recorded by ichnofabrics: a conceptual model based on observation from Paleogene flysch, Carpathians, Poland. *Palaios*, 13, 533-546.
- Wetzel A. & Uchman A. 2001. Sequential colonization of muddy turbidites in the Eocene Beloveža Formation, Carpathians, Poland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 168, 171-186.
- Wignall P.B. 1991. Dysaerobic trace fossils and ichnofabrics in the Upper Jurassic Kimmeridge Clay of southern England. *Palaios*, 6, 264-270.
- Wilson G.S., Roberts A.P., Verosub K.L., Florindo F. & Sagnotti L. 1998. Magnetostratigraphic chronology of the Eocene-Oligocene transition in the CIROS-1 core, Victoria Land margin, Antarctica: implications for Antarctic glacial history. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 35-47.
- Yose L.A. & Heller P.L. 1989. Sea-level control of mixed-carbonate-siliciclastic, gravity-flow deposition: Lower part of the Keeler Canyon Formation (Pennsylvanian), southeastern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 427-439.

Manuscrit reçu le 28 mai 2003

Version définitive acceptée le 19 décembre 2003

Tableau I. Composition globale des échantillons en clastes de dolomie (DOL), de calcaires massifs blancs (graveleux, oolithiques ou algaires, CMB), de calcaires à filaments (CF), de calcaires à *Saccocoma* et/ou calpionelles (SAC/CALP), du soubassement ancien (quartzites, schistes, silexite sédimentaire, SOUB), en bioclastes d'algues et de lamellibranches (BIOC), de foraminifères benthiques (FB), de foraminifères planctoniques (FP), de fragments d'éponges siliceuses (SP) et en grains de quartz en échardes (QE) et filonien (QF). M : Matrice.

Système	Age	Stade et sous-stade	Variables→	DOL	CMB	CF	SAC/ CALP	SOUB	BIOC	FB	FP	SP	QE	QF	%M	
			Echantillons↓													
ST3	B1	E.Sup	D3	R71	0	19	0	0	0	106	1057	5	0	8	0	20
				DR62	0	30	0	0	0	101	1195	17	0	33	0	15
	O. El Kehir 3	E.inf -Moy	C2	R18c	0	63	0	0	0	111	202	59	0	245	0	50
				R18a	0	96	0	0	0	165	225	89	0	250	0	50
				R17	0	86	0	0	0	402	571	75	0	226	0	60
				R16	0	270	0	0	2	250	190	109	0	22	133	50
				R15	0	150	0	0	10	299	395	109	0	151	14	50
				R14	0	74	0	0	0	183	300	325	0	76	0	60
				R10	0	0	0	0	0	20	403	525	0	175	0	70

Système	Age	Stade et sous-stade	Variables→	DOL	CMB	CF	SAC/ CALP	SOUB	BIOC	FB	FP	SP	QE	QF	%M		
			Echantillons↓														
ST2	Gar. Aghroud.2	Maa	B5	r1	73	259	12	3	3	16	18	9	0	0	194	50	
				r3	22	502	5	1	0	22	4	7	0	0	0	40	
				r5	119	331	9	30	0	7	0	0	0	0	0	50	
				r7a	62	87	1	0	1	2	1	0	0	0	0	64	45
				r7b	81	93	1	0	0	0	0	1	0	0	0	74	60
		B4	KSH6	2	23	0	0	3	49	9	6	0	0	0	805	20	
			KSH5	4	44	0	0	3	25	2	4	0	0	0	274	15	
			HH3	18	198	0	0	2	5	10	7	0	0	0	328	60	
			HY16	0	0	0	0	0	0	144	18	0	18	720	50		
			B3	B4.X	0	135	0	0	0	135	54	1080	0	108	0	44	
	Gar. Aghroud.1	Campanien	B2b	KH 45a	0	709	0	0	0	30	10	14	0	17	0	40	
				KH45b	0	595	0	0	0	41	20	8	0	78	0	45	
				KH45c	0	642	0	0	0	43	28	10	0	56	0	40	
				KH45d	0	805	0	0	0	33	21	10	0	25	0	40	
				KH45e	0	869	0	0	0	42	32	8	0	48	0	40	
				R109	5	574	0	0	0	29	21	6	0	16	0	60	
				B3.b	4	520	0	0	4	21	12	8	0	12	0	50	
				R107	0	1312	0	2	0	51	30	150	0	125	0	60	
			R106	4	529	0	0	7	36	22	120	0	18	0	60		
			B2a	R99	36	349	0	0	5	14	5	6	0	0	0	30	
R110	15	302		1	1	0	8	120	75	0	9	0	40				
B1	R111	6	196	1	0	3	17	2	4	0	5	0	60				
	M2	15	559	3	2	0	49	23	49	0	0	0	55				
	KH25	5	266	0	6	4	6	3	8	0	7	0	60				
Sén. Inf	A2	R97	31	557	0	2	3	63	14	68	0	15	0	50			
		R113	23	747	2	4	11	66	3	2	0	0	0	60			
		KH4	1	220	0	19	7	0	1	2	0	0	0	30			
		R96	0	1027	4	38	14	6	4	4	0	0	0	60			
Alb. Sup	A1	R115	19	663	0	39	13	4	30	5	0	0	0	60			
		R118	13	218	3	9	12	11	9	3	0	0	0	50			
		MR.3	42	481	5	17	2	24	1	0	0	0	2	50			
		KH18	9	302	1	16	13	7	0	0	0	0	1	60			
		KH21	17	206	5	12	4	3	0	0	0	0	2	60			
O.EK.2	Alb. Sup.	A1	C4	85	969	7	2	0	84	6	13	0	0	6	40		
			C2	70	545	11	27	7	24	5	5	0	0	11	50		

ST1	Sén. Inf.	A2	MO.2	11	279	0	0	4	4	0	12	0	0	13	60
			MO.1	10	348	0	0	6	4	1	18	0	0	76	50
	Alb. Sup.	A1	Vrac3	18	117	0	0	0	0	0	0	189	0	0	40
			Vrac2	10	110	0	0	0	10	0	0	1408	0	30	45
			Vrac1	0	78	0	6	0	6	0	0	570	0	12	40