

Proposition d'une échelle chronométrique
autour de la limite Crétacé-Paléogène par cyclostratigraphie :
coupe de l'Aïn Settara (Kalaat Senan, Tunisie centrale)

Use of cyclostratigraphy to build a high-resolution time-scale
encompassing the Cretaceous-Palaeogene boundary
in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia)

Michel Hennebert *, Christian Dupuis

Service de géologie fondamentale et appliquée, faculté polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9, 7000 Mons, Belgique

Reçu le 28 octobre 2002 ; accepté le 15 janvier 2003

Résumé

La coupe de l'Aïn Settara (Kalaat Senan, Tunisie centrale) expose, dans de très bonnes conditions et de façon continue, une succession marno-calcaire allant de la partie supérieure du Maastrichtien au Danien. La limite Crétacé-Paléogène, beaucoup mieux exposée que dans la coupe type du Kef, se prête particulièrement bien à une approche cyclostratigraphique. La succession étudiée est formée d'une alternance fondamentale décimétrique à métrique de bancs et d'interbancs, typique d'un ensemble marno-calcaire. A celle-ci, se superpose un second mode d'alternance d'échelle plurimétrique : entre, d'une part, des faisceaux de bancs et interbancs bien nets et épais, et, d'autre part, des zones plus diffuses et plus minces, plus difficiles à résoudre en bancs et interbancs. Cette organisation est interprétée comme découlant du forçage climatique induit par la précession des équinoxes. L'alternance décimétrique à métrique bancs-interbancs correspond ainsi à la précession, de période moyenne 21,3 ka pour l'époque considérée. L'alternance plurimétrique faisceaux nets-faisceaux diffus, résulte, quant à elle, de la modulation en amplitude de la précession par l'excentricité, d'une période d'environ 100 ka. La succession de l'Aïn Settara est utilisée pour construire une échelle chronométrique ancrée sur la limite Crétacé-Paléogène (K-P). En fixant cette limite à –65,0 Ma, on obtient une échelle fine, s'étendant de –65,8 à –64,4 Ma environ, soit une durée de 1,3 Ma. Cette échelle permet de situer avec précision dans le temps les phénomènes sédimentaires et biologiques qui encadrent la limite Crétacé-Paléogène, et plus particulièrement la régression finimaastrichtienne et les événements qui définissent les biozones à foraminifères planctoniques.

© 2003 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

The Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia) exposes in very good conditions a continuous marl-limestone alternation, going from the Upper Maastrichtian to the Danian. The Cretaceous-Palaeogene boundary is particularly better exposed than it is in the El Kef type section. The studied section reveals, at first, a typical bed-interbed decimetric to metric limestone-marl alternation. Upon this one, at a meter scale, a second mode of alternation is superimposed: between, firstly, sharp and thick bed-interbed bundles, and, secondly, more diffuse and thinner bundles, which are more difficult to split into beds and interbeds. This frame deals with the equinoxial-precession climatic-forcing. The bed-interbed alternation corresponds to the precession of 21.3 ka average period. The clear bundle-diffuse bundle alternation, comes from the amplitude modulation of the precession by the circa 100 ka period of the eccentricity. This succession is used to build a time floating-scale, adjusted on the Cretaceous-Palaeogene boundary. Fixing this boundary to the value of –65.0 Ma, we obtain a chronometric time-scale, going,

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : michel.hennebert@fpms.ac.be (M. Hennebert).

for our section, from –65.8 up to –64.4 Ma, that is a total duration of 1.3 m.y. This scale allows to better localize in time the sedimentary and biological phenomena, which encompass the Cretaceous-Palaeogene boundary.

© 2003 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots clés : Limite Crétacé-Paléogène ; Tunisie ; Cyclostratigraphie ; Principes de Milankovitch ; Échelle chronométrique

Keywords: Cretaceous-Palaeogene boundary; Tunisia; Cyclostratigraphy; Milankovitch principles; Time scale

1. Introduction

Améliorer la compréhension des phénomènes sédimentaires ou biologiques qui marquent l'histoire de la Terre, ne peut se concevoir sans une échelle temps de plus en plus précise. La limite Crétacé-Paléogène se situe, dans le temps, au sein d'un faisceau d'événements dont certains sont biologiques (extinction en masse et reconquête progressive des biotopes), d'autres sédimentaires (régression importante suivie d'une transgression), ou encore géophysiques (inversions du champ magnétique terrestre). Jusqu'à maintenant, l'échelle chronométrique englobant le passage Crétacé-Paléogène s'appréhendait au mieux par interpolation linéaire (c'est-à-dire à vitesse de sédimentation supposée constante) entre le début et la fin de l'anomalie magnétique C29r, dont la durée est elle-même interpolée en se basant sur la vitesse d'accrétion des plaques océaniques (Berggren et al., 1985a, 1985b ; Cande et Kent, 1995 ; Berggren et al., 1995 ; Gradstein et Ogg, 1996).

Les alternances marne-calcaire des sédiments étudiés semblent avoir pour origine, comme nous le détaillerons plus loin, le forçage astronomique. Celui-ci induit des variations climatiques qui font alterner le transfert de la fraction détritico-argileuse, provenant du haut de la plate-forme ou des aires continentales adjacentes, et la sédimentation carbonatée, que cette dernière fraction soit benthique, pélagique ou remaniée du haut de la plate-forme. Il a déjà été montré que les variations lithologiques, induites par les variations des paramètres de l'orbite terrestre dans la bande de fréquence de Milankovitch (périodes de 20 à 400 ka), convenaient pour établir une échelle de temps très précise (Gilbert, 1895 ; House et Gale, 1995 ; Shackleton et al., 1999). Une telle approche a déjà été pratiquée sur des carottes océaniques de sédiments du Crétacé supérieur et de la limite Crétacé-Paléogène (Herbert et D'Hondt, 1990 ; Herbert, 1999). C'est d'une manière comparable que nous examinons, dans ce qui suit, les abords de la limite Crétacé-Paléogène du centre de la Tunisie.

Il est apparu très vite que la coupe type du Kef, définie en 1991 comme *Global Standard Stratotype-section and Point* (GSSP) pour la limite K-P, ne convenait pas. Entièrement marneuse, elle occupe un vallon faiblement incisé et affleure dans des conditions déplorablement. Nous nous sommes tournés vers la coupe, nettement plus favorable, de l'Aïn Settara (Dupuis et al., 2001). Cette coupe présente de nombreux avantages, comme sa continuité et sa lithologie marno-calcaire, qui justifient de la choisir pour la construction d'une

échelle chronométrique basée sur la cyclostratigraphie. Elle satisfait à la plupart des recommandations faites pour cet usage (Cotillon, 1995). De plus, pour pallier les nombreux problèmes posés par le GSSP du Kef, la coupe de l'Aïn Settara a été proposée (avec celle de Ellès, située elle aussi en Tunisie centrale) comme *Auxiliary Stratotype Point* de la limite Crétacé-Paléogène (Remane et al., 1999).

2. La coupe étudiée

La région comprise entre Kalaat Senan et Tajerouine, en Tunisie centrale (Fig. 1), expose environ 4500 mètres de marnes et de calcaires, allant du Crétacé inférieur (Aptien) à l'Eocène (Yprésien). Ces dépôts participent, pour leur plus grande part, d'une sédimentation de plate-forme distale, évoluant à l'Yprésien en une sédimentation de plate-forme proximale (Burolet, 1956 ; Ben Ferjani et al., 1990). Dans cette succession, la limite Crétacé-Paléogène se situe au premier tiers de la Formation El Haria, à dominante marneuse, épaisse de 600 mètres environ, encadrée dans le paysage par les deux barres calcaires des Formations Abiod (Campanien-Maastrichtien) et Metlaoui (Yprésien).

La Formation El Haria est constituée de marnes fissiles, gris foncé à noires, s'altérant en gris bleu ou gris brun. La microfaune est riche et diversifiée, formée principalement de foraminifères planctoniques, benthiques et d'ostracodes. La macrofaune est assez pauvre, pyritisée, souvent complètement oxydée, et toujours de petite taille. Elle est essentiellement constituée de bivalves, de gastéropodes, de coraux solitaires et de nucléi d'ammonites pour la partie crétacée. Ces marnes sont réputées monotones, mais comportent cependant, de place en place, des niveaux de calcaires argileux, à grain fin, gris clair ou beiges, à patine blanche, d'épaisseur décimétrique. Les bioturbations sont fréquentes, sous la forme de terriers. Dans les marnes ils sont aplatis par la compaction. Ces marnes sont riches, à certains niveaux, en concrétions de jarosite provenant de l'altération de la pyrite. L'ensemble de ces dépôts correspond à une plate-forme marine très distale, bordant au Nord l'« Ile de Kasserine » et la plate-forme saharienne (Burolet, 1956 ; Ben Ferjani et al., 1990).

Le ravin exploré est situé 200 mètres à l'est de la source nommée Aïn Settara, à environ 12 kilomètres à l'est de Kalaat Senan, petite ville frontière qui se trouve à 55 km au SSW du Kef, en Tunisie centrale (coordonnées WGS84 : 35° 47.14' N, 8° 27.26' E). L'oued, encaissé dans un vallon très profond, entame les dépôts marneux subhorizontaux de la

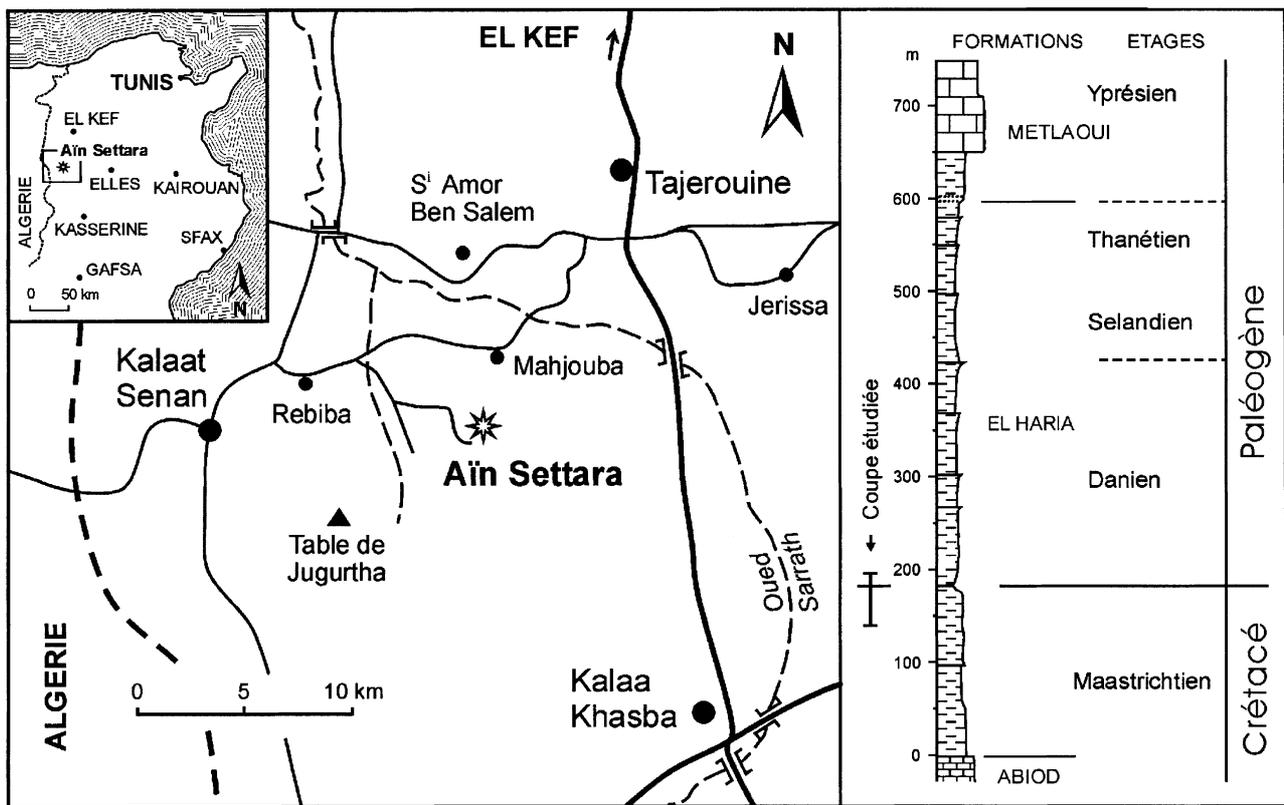


Fig. 1. Localisation de la coupe de l'Aïn Settara et schéma des formations entourant la limite Crétacé-Paléogène dans la région de Kalaat Senan.

Fig. 1. Location of the Aïn Settara section and schematic section of the formations encompassing the Cretaceous-Paleogene boundary in the Kalaat Senan district.

Formation El Haria, plus précisément de la partie terminale du Maastrichtien et de l'extrême base du Danien.

Ces dépôts sont bien visibles et facilement accessibles, en continu, sur une épaisseur d'environ 100 mètres. La limite Crétacé-Paléogène court, le long du versant ouest du vallon, sur une longueur d'environ 200 mètres. La limite Crétacé-Paléogène de cette coupe a déjà fait l'objet de plusieurs publications (Dupuis et al., 1995 ; Molina et al., 1998 ; Arenillas et al., 2000 ; Tribouvillard et al., 2000 ; Robaszynski et al., 2000 ; Dupuis et al., 2001).

A l'Aïn Settara (Fig. 2), comme dans d'autres coupes de la Tunisie centrale, la limite Crétacé-Paléogène est facile à repérer sur le terrain, grâce à la présence de l'« argile limite », un niveau d'argile gris-brun, très sombre, de 55 cm d'épaisseur, marqué vers sa base par la disparition des foraminifères planctoniques de grande taille caractéristiques du Crétacé supérieur. Les marqueurs cosmiques de la limite Crétacé-Paléogène (anomalie en iridium et spinelles nickelifères) y ont été mis en évidence dans un mince niveau de nodules plats à jarosite, gypse et oxydes de fer (Tribouvillard et al., 2000 ; Dupuis et al., 2001). Les ammonites sont présentes dans les marnes sous-jacentes, sous la forme de nucléi pyriteux. La dernière ammonite trouvée se situait à 2,50 mètres sous la limite K-P (Robaszynski et al., 2000).

Le levé et l'échantillonnage effectués pour le présent travail ne couvrent qu'une partie de la coupe accessible le long du versant (Fig. 2). Ce levé s'étend, depuis le fond de

l'Oued Settara jusqu'au sommet de la pente, sur environ 60 mètres d'épaisseur. La limite Crétacé-Paléogène se situe à environ 42 m au-dessus de la base. La biozotation par foraminifères planctoniques est due à Molina et al. (1998) et Arenillas et al. (2000).

3. L'outil astronomique

3.1. Le signal orbito-climatique

Le flux solaire qui pénètre le sommet de l'atmosphère subit des variations cycliques liées aux fluctuations des paramètres de l'orbite de la Terre : excentricité, obliquité et précession (Milankovitch, 1941 ; Berger, 1976, 1978a, 1978b). Les variations de ces paramètres (signal orbital) entraînent des variations climatiques (signal climatique) et donc sédimentaires (signal sédimentaire) (Fig. 3).

Il est important de noter que l'obliquité exerce une forte influence climatique aux latitudes élevées, alors que, dans la zone intertropicale, son influence est négligeable (Berger, 1978a) ; cela est d'autant plus vrai qu'au Crétacé supérieur-Paléocène, la Terre était probablement dépourvue d'importantes couvertures de neige ou de glace (Berger, 1989). Pour le Maastrichtien-Danien, les modèles de tectonique des plaques situent la Tunisie centrale au droit du tropique nord (qui lui-même varie de 22° à 25° N en fonction de l'obliquité).

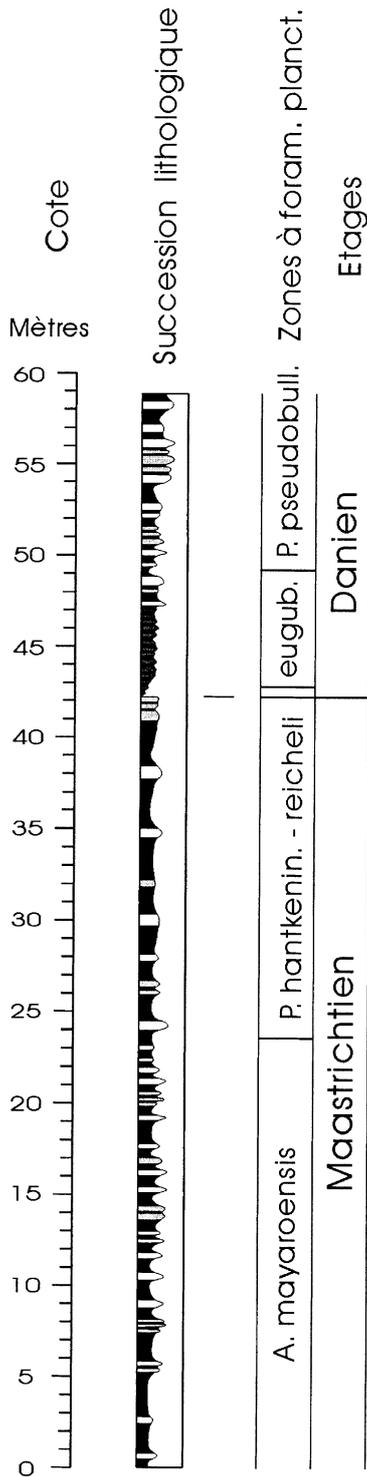


Fig. 2. Succession lithologique et zones à foraminifères planctoniques de la coupe étudiée.
 Fig. 2. Lithological succession and planktonic foraminifera zonal scheme of the studied section.

Les paléolatitudes calculées sont, pour la région de Kalaat Senan : 19-20° N suivant Smith et al. (1994), 18-19° N suivant Camoin et al. (1993), 24° à 24,5° N suivant le Plate Tectonic Reconstruction Service de l’Ocean Drilling Stratigraphic Network (Hay et al., 1999). Il en découle que l’on

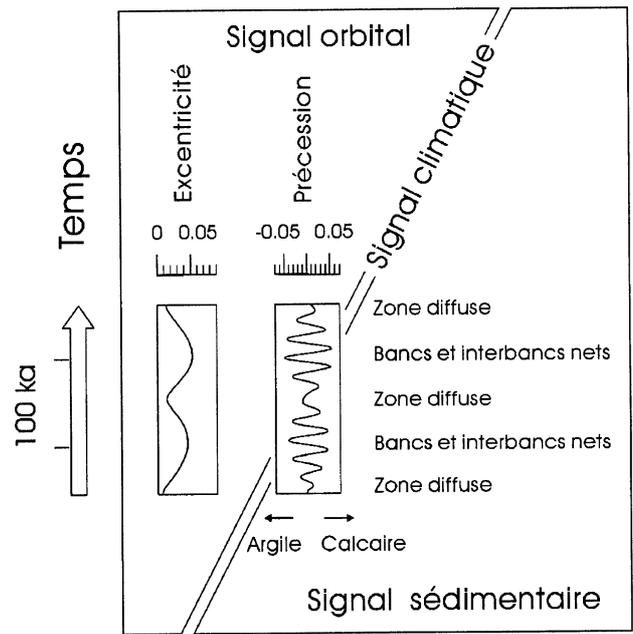


Fig. 3. Exemple de la relation liant la précession à l’excentricité (Berger, 1984), de laquelle nous déduisons notre modèle d’expression sédimentaire.
 Fig. 3. Example of the relation linking precession to eccentricity (Berger, 1984) and the following sedimentary features model.

peut s’attendre, pour le cas qui nous occupe, à une prédominance de la précession sur les variations du climat (Berger, 1978a) et donc sur la sédimentation. Le fait de pouvoir négliger la composante d’obliquité du signal aura pour effet de simplifier grandement l’interprétation des données.

Pour bien voir la correspondance entre les signaux orbital, climatique et sédimentaire (Fig. 3), il faut tout d’abord examiner les caractéristiques du premier signal tel qu’il est calculé par les astronomes (Berger, 1978a, 1978b, 1984 ; Berger et Loutre, 1991 ; Laskar et al., 1993). L’excentricité ne provoque pas, par elle-même, de variations climatiques susceptibles de s’exprimer dans les sédiments. Par contre, elle induit une importante variation en amplitude de la composante de précession du signal (Berger, 1978a, 1984). C’est donc cette dernière qui nous intéressera particulièrement.

3.2. Périodes du signal orbito-climatique

En dépit du comportement chaotique avéré du système solaire, les périodes de l’excentricité sont connues pour être très stables dans le temps et n’ont pas dû varier significativement au cours des 100 derniers Ma, (Berger et al., 1992 ; Laskar, 1989, 1999). La période de « 100 ka » est en fait constituée de plusieurs quasi-périodes, dont la moyenne vaut 95,8 ka (Berger, 1976).

La précession comporte actuellement deux quasi-périodes, d’environ 19 et 23 ka. La période moyenne vaut 21,74 ka (Berger, 1976). On sait que la période de la précession présente des pics de variation. Pour les 5 derniers Ma, par exemple, ces derniers ont dû atteindre un minimum de 13,9 ka et un maximum de 31,3 ka (Berger, 1976).

Tableau 1

Détermination de la période moyenne de la précession à –65,0 Ma, à partir des valeurs de Berger (1976) = (1), et de Berger et Loutre (1994) = (2).

Determination of the mean precessional period around –65.0 Ma, from the values of Berger (1976) = (1), and Berger and Loutre (1994) = (2)

Âge (Ma)	0	–65	–72
Quasi-période (ka)	23 (2)	22.5	22.47 (2)
Précession moyenne (ka)	21.74 (1)	21.3	
Quasi-période (ka)	19 (2)	18.7	18.63 (2)

Au cours des temps géologiques la durée des périodes de précession n'est pas restée constante. Berger et ses collaborateurs ont montré que l'allongement de la longueur du jour et de la distance Terre-Lune, ainsi que la diminution de l'ellipticité dynamique de la Terre, au cours du temps, induisent un allongement des périodes astronomiques fondamentales pour la précession et pour l'obliquité (Berger et al., 1989a, 1989b ; Berger et Loutre, 1994). Les valeurs des périodes de la précession à –65 Ma, utilisées dans le présent travail, ont été interpolées linéairement d'après celles fournies, pour 0 et –72 Ma, par Berger et Loutre (1994 : p. 20, Table 3). L'interpolation montre (Tableau 1) que la période moyenne de la précession, correspondant à la limite Crétacé-Paléogène, est de 21,3 ka.

4. Stratonomie

La moitié inférieure des dépôts maastrichtiens étudiés montre clairement une alternance sédimentaire marne-calcaire décimétrique à métrique dont les deux pôles sont constitués par : 1/ des bancs, relativement minces, clairs et légèrement en relief, plus carbonatés, et 2/ des interbancs, généralement plus épais, sombres, légèrement déprimés, plus argileux. Si l'épaisseur des bancs calcaires est assez constante (de 0,10 à 0,35 m en moyenne), celle des intervalles marneux varie considérablement (0,10 à 3 m).

La Figure 4 présente l'intervalle allant de 12 à 22 mètres, où l'alternance marne-calcaire est particulièrement claire. Elle fait état d'une *évaluation sur le terrain*, censée représenter la teneur en carbonate. Cette courbe a été obtenue en combinant la couleur (nuances de gris) et la dureté de la roche (relief ou creux, résistance au marteau). La courbe d'évaluation calcimétrique de terrain présente une allure sinusoïdale : les limites banc-interbancs sont progressives, les bancs (et les interbancs) sont symétriques. Il en résulte que les épaisseurs des bancs, et des interbancs, ne peuvent être définies avec précision. Dans la *succession lithologique synthétique* de la figure, nous avons fixé arbitrairement les limites banc-interbancs aux points d'inflexion de la courbe de terrain.

En outre, la même figure révèle que la répartition des bancs et interbancs ne se fait pas au hasard. En effet, on distingue une alternance d'ordre inférieur, encadrant l'alternance marne-calcaire elle-même : avec, d'une part, des ensembles de bancs et interbancs bien nets et épais (en noir et blanc sur la figure), et, d'autre part, des zones plus diffuses et

plus minces, plus difficiles à résoudre en bancs et interbancs (en gris).

Les ensembles de bancs et interbancs bien nets et épais montrent des différences sensibles de teneur en carbonate entre les bancs et les interbancs. Ils se composent généralement de deux (ou trois) bancs (et d'un nombre égal d'interbancs). Les zones diffuses sont plus difficiles à appréhender. Les variations apparentes de la teneur en carbonate y sont plus subtiles. On parvient néanmoins à y distinguer de un à trois bancs calcaires, séparés par des interbancs minces.

La Figure 4 présente aussi les teneurs en carbonate mesurées au calcimètre Bernard. Pour l'ensemble de la coupe (Fig. 5), 215 échantillons ont été analysés, 38 l'ont été en double, pour vérifier que l'erreur de mesure était nettement inférieure aux variations recherchées. Ces variations apparaissent toutefois nettement moins contrastées que ne le laissait supposer l'évaluation calcimétrique de terrain. De plus, les teneurs mesurées sont le plus souvent inférieures à 50 % de CaCO₃.

D'une manière générale, si les calcimétries donnent des valeurs ponctuelles précises, l'évaluation de terrain présente le net avantage de la continuité. C'est pour cette raison que, sur la courbe calcimétrique, les points représentant les mesures n'ont pas été joints par des segments de droite (comme on le fait habituellement). C'est plutôt la « courbe d'évaluation sur le terrain » qui a été ajustée pour passer par les points de mesure. On voit, par contre, sur la Figure 5, que les premiers mètres du Danién, entièrement marneux et monotones sur le terrain, ont pu être décryptés par les calcimétries seules, grâce à un pas d'échantillonnage constant et serré, de 10 centimètres.

Les ensembles de bancs et interbancs nets sont toujours reconnaissables sur la courbe calcimétrique. En revanche, les intervalles diffus peuvent présenter un aspect différent de celui fourni par l'évaluation calcimétrique de terrain, malgré un pas d'échantillonnage resserré dans ces zones.

5. Interprétation cyclostratigraphique des caractéristiques stratonomiques

Les caractéristiques des bancs et interbancs (limites progressives, aspect symétrique, et donc absence de ganuloclassement) plaident en faveur d'un signal générateur sinusoïdal plutôt que discontinu ou saccadé. Elles permettent d'éliminer les phénomènes de resédimentation intermittents (turbidites, tempestites).

L'hypothèse orbito-climatique semble bien convenir. La plupart des études concernant des paléoenvironnements semblables à ceux de la coupe étudiée considèrent que les deux pôles négatif et positif, entre lesquels oscille la valeur de la précession, correspondent à des conditions climatiques, en milieu océanique et continental, qui font alterner le système sédimentaire marin entre un pôle favorable à la sédimentation carbonatée et un autre pôle favorable au transfert des argiles et autres détritiques du continent vers le bassin (Fig. 3) (Gilbert, 1895 ; Einsele et al., 1991 ; Schwarzscher,

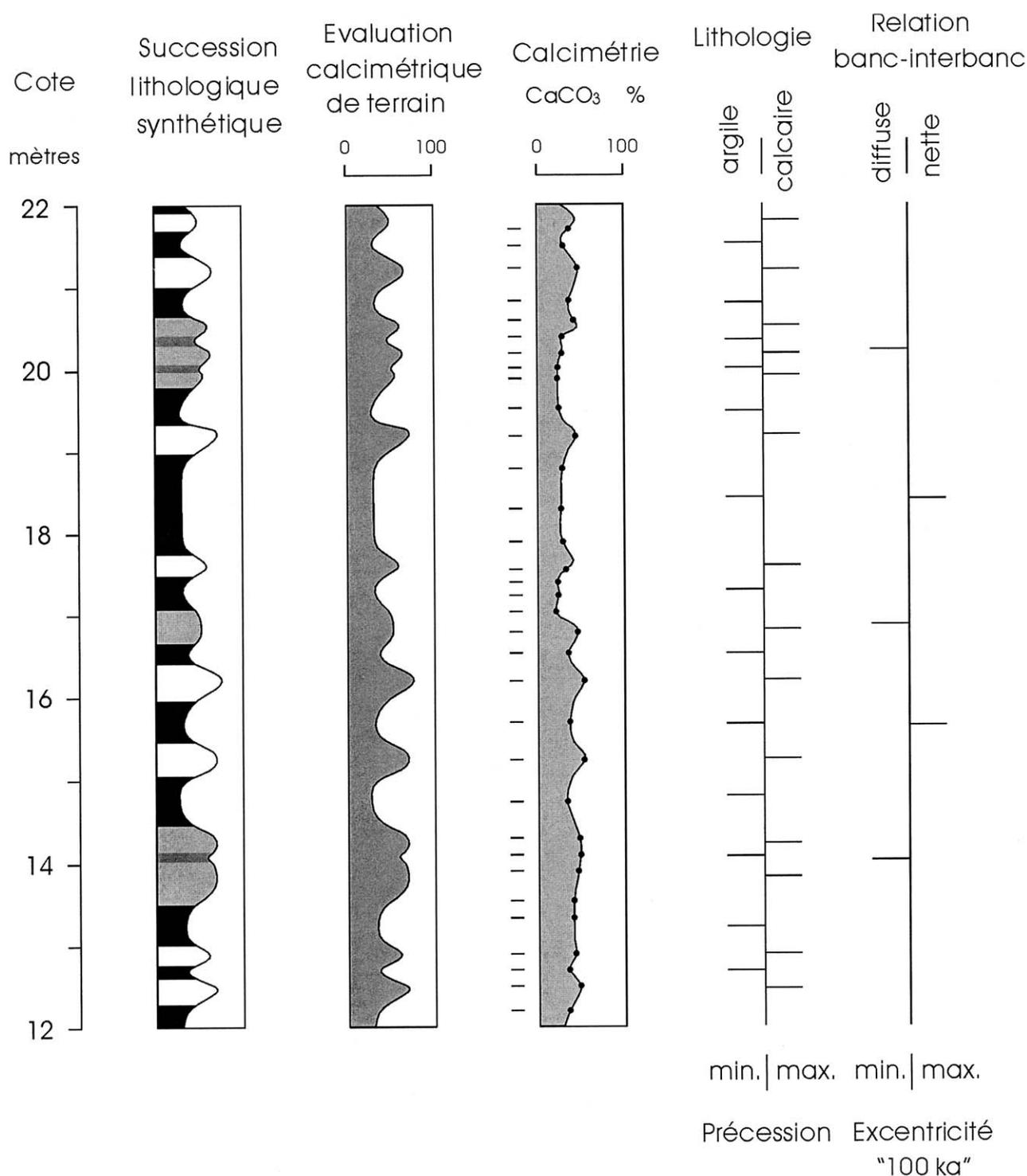


Fig. 4. Interprétation cyclostratigraphique de l'intervalle 12 à 22 mètres de la coupe de l'Aïn Settara.

Fig. 4. Cyclostratigraphic interpretation of the interval 12 up to 22 meters in the Ain Settara section.

1993 ; de Boer et Smith, 1994 ; House et Gale, 1995 ; Caron et al., 1999).

La disposition décrite dans les paragraphes précédents présente des analogies avec le signal climatique induit par la précession (Fig. 3). En effet, si les bancs et interbancs sont supposés correspondre à la variation de la valeur de la pré-

cession (positive ou négative), d'une période d'environ 20 ka, alors, l'alternance ensembles nets-ensembles diffus, correspond, quant à elle, à la modulation en amplitude de la précession par l'excentricité, d'une période de 100 ka environ. Ainsi, les zones à bancs et interbancs bien nets seraient à attribuer aux périodes de forte amplitude du signal orbito-

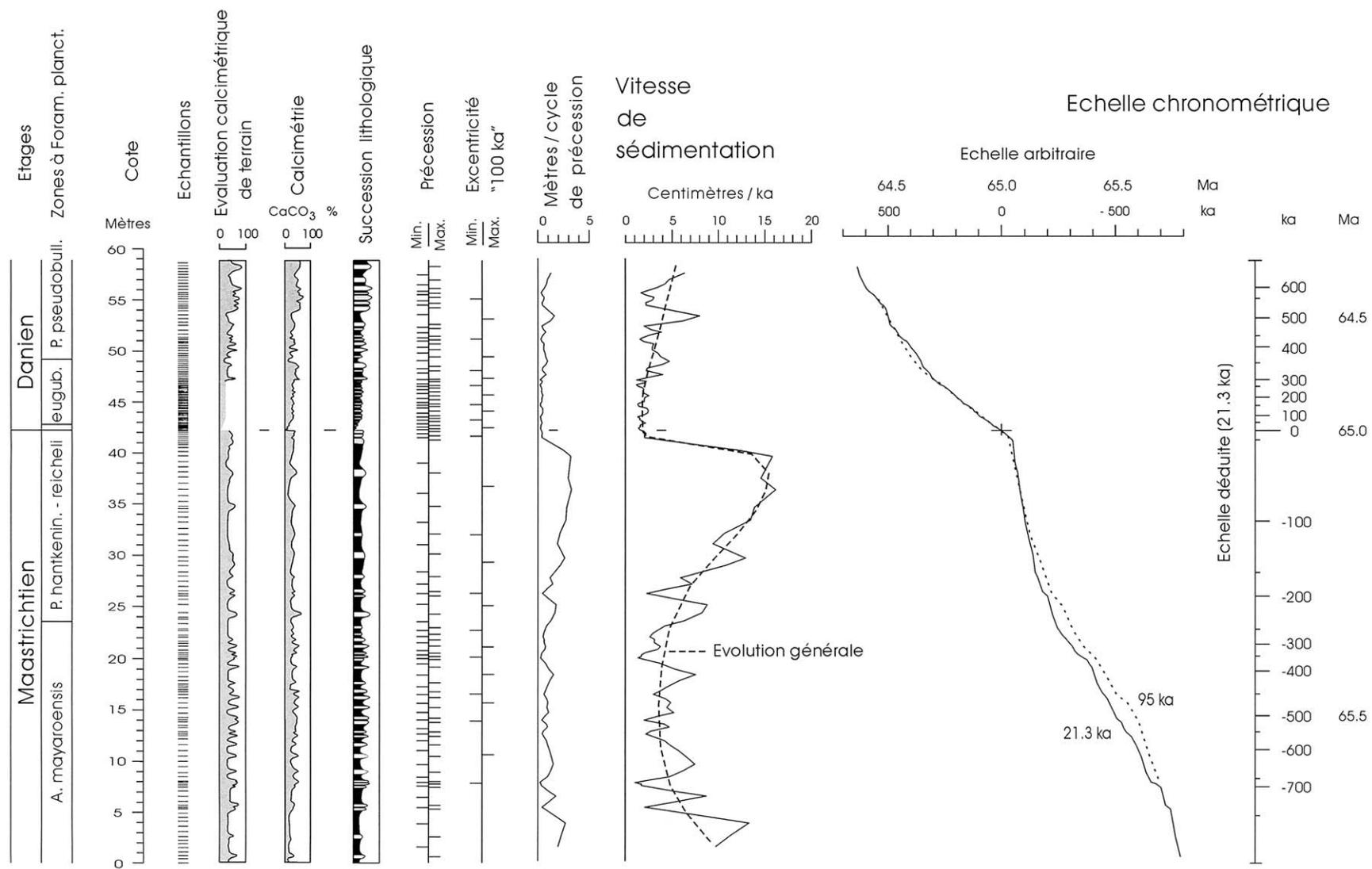


Fig. 5. Interprétation cyclostratigraphique de l'ensemble de la coupe de l'Aïn Settara et construction de l'échelle chronométrique.

Fig. 5. Cyclostratigraphic interpretation of the Aïn Settara section and building of the time-scale.

climatique, c'est-à-dire aux périodes de forte excentricité, et les zones diffuses se rattacheront aux périodes de faible amplitude du signal, c'est-à-dire aux périodes d'excentricité minimale (Fig. 3). *C'est cette caractéristique stratigraphique qui nous permet, dans ce travail, de reconnaître à la fois la précession et l'excentricité de 100 ka. L'obliquité pouvant, comme nous l'avons vu plus haut, être négligée.*

6. Établissement de l'échelle chronométrique

Les Figures 4 et 5 illustrent l'interprétation cyclostratigraphique de la coupe de l'Aïn Settara, menant à la reconnaissance des cycles de précession sur l'ensemble de la coupe et à l'identification des cycles de 100 ka de l'excentricité entre les cotes 8 et 55 m environ (Fig. 5).

La Figure 5 utilise, en outre, les épaisseurs des cycles de précession pour mesurer la vitesse de sédimentation en mètres par cycle de précession. Ceci en supposant la période constante. Pour connaître cette vitesse en centimètres par ka ainsi que pour établir une échelle de temps, il convient de connaître les valeurs des périodes moyennes de l'excentricité et de la précession à –65 Ma. Nous avons vu, plus haut, que ces périodes pouvaient être évaluées respectivement à 95,8 et 21,3 ka.

La Figure 5 montre que 57,2 cycles de précession correspondent à 13 cycles d'excentricité, soit 4,4 précessions par excentricité. Avec la durée de la précession à 21,3 ka, l'excentricité vaut 93,7 ka. Cette valeur, proche des 95,8 ka calculés par Berger (1976), comme moyenne du cycle de « 100 ka », nous conforte dans la justesse de nos hypothèses.

Sur la Figure 5, la vitesse de sédimentation a été recalculée de cette façon en centimètres par ka, sur la base d'une précession moyenne de 21,3 ka. Cette courbe révèle la superposition de deux phénomènes distincts. Tout d'abord, le taux de sédimentation augmente fortement à partir de 28 mètres pour diminuer très brusquement vers 40-41 m, soit à plus d'un mètre sous la limite Crétacé-Paléogène. Ensuite, la vitesse de sédimentation est modulée au rythme des 100 ka de l'excentricité : les maxima correspondent aux maxima de l'excentricité, les minima, aux minima de l'excentricité (voir plus haut).

La valeur de 21,3 ka de la précession moyenne a aussi été utilisée pour construire, sur la Figure 5, la courbe cumulative de la vitesse de sédimentation. Pour cela on a utilisé une échelle arbitraire (échelle horizontale) qui nous a permis d'incrémenter, à partir de la limite K-P prise comme zéro, vers le haut et vers le bas, les cycles de précession obtenus précédemment. Le principal intérêt de la courbe cumulative est de fournir l'échelle temps qui permet de donner un âge précis à chaque point de la coupe. C'est elle qui nous a permis de construire l'échelle verticale de droite, calée sur les cycles de 21,3 ka.

La même construction a été utilisée pour les périodes de l'excentricité en prenant pour valeur moyenne 95 ka. La coïncidence des deux courbes est satisfaisante. Notons que

cette deuxième courbe cumulative n'a pas été utilisée pour construire l'échelle de droite de la figure.

L'échelle chronométrique, basée sur la précession climatique modulée en amplitude par l'excentricité, donne une échelle précise, mais « flottante ». Cette échelle peut être ancrée sur la limite Crétacé-Paléogène dont l'âge, par rapport au présent, est connu avec une assez grande précision. Il existe, pour l'instant, un consensus sur la valeur de –65,0 Ma (Swisher et al., 1992, 1993 ; Dalrymple et al., 1993 ; Gradstein et al., 1994 ; Cande et Kent, 1995 ; Berggren et al., 1995 ; Gradstein et Ogg, 1996). Dans ces conditions, la base de la coupe daterait de –65,8 Ma et son sommet, de –64,4 Ma.

7. Utilisations de l'échelle chronométrique

La possibilité de datation précise que procure l'échelle chronométrique établie plus haut autorise un certain nombre d'approches intéressantes. Dans cet article, nous soulignerons seulement quelques points à titre préliminaire.

7.1. Biostratigraphie

Les foraminifères planctoniques de la coupe de l'Aïn Settara ont été étudiés en détail (Molina et al., 1998 ; Arenillas et al., 2000 ; Dupuis et al., 2001). Les biozonations réalisées par ces auteurs ont été replacées face aux colonnes lithologiques des Figures 2 et 5.

D'après notre échelle chronométrique, *Plummerita hantkeninoides* (= *P. reicheli*) apparaît 230 ka avant la limite Crétacé-Paléogène (cette dernière valeur étant portée à 295 ka, si l'on se réfère à la courbe de l'excentricité de 95 ka en valeur moyenne). La biozone à *P. hantkeninoides-reicheli*, qui s'achève à la limite Crétacé-Paléogène, a été introduite par Pardo et al. (1996). Les mêmes auteurs ont évalué la durée de la biozone à 170-200 ka, en comptant une vitesse de sédimentation moyenne de 2 cm/ka, pour la partie de la magnétozone C29r située sous la limite Crétacé-Paléogène dans la coupe de Agost. Plus récemment, Li et al. (2000) ont porté cette durée à 300 ka (Tableau 2).

Suivant notre échelle, *P. eugubina* débute 40 ka après l'impact météoritique marquant le passage du Crétacé au Paléogène. Les valeurs publiées dans la littérature sont du même ordre de grandeur : environ 50 ka pour Berggren et al. (1985a) et 30 ka pour Berggren et al. (1995).

Pour nous, *P. eugubina* disparaît 445 ka après la limite Crétacé-Paléogène et *P. pseudobulloides* débute 360 ka après l'impact (390 ka, si l'on se réfère à la courbe calculée pour une excentricité moyenne de 95 ka). Berggren et al. (1995) admettent un léger recouvrement entre ces deux espèces, mais fixent la disparition de *P. eugubina* à seulement 100 ka après l'impact !

Selon le présent travail, *S. triloculinoides* démarre à 565 ka, alors que la valeur de 500 ka a été retenue par Berggren et al. (1995).

Ces quelques exemples (Tableau 2) montrent que l'échelle chronométrique établie ici cadre assez bien avec les valeurs

Tableau 2

Première apparition (FAD) et dernière apparition (LAD) de quelques foraminifères planctoniques guides. Les valeurs sont données en ka à partir de la limite Crétacé-Paléogène.

First apparition datum (FAD) and last apparition datum (LAD) of some important planctonic foraminifera. Figures are given in ka from the Cretaceous-Palaeogene boundary

Foraminifères planctoniques		Ce travail		Littérature	
		21,3 ka	95 ka		
<i>P. hantkenin.-reicheli</i>	FAD	-230	-295	-200 à -170	Pardo et al., 1996
				-300	Li et al., 2000
<i>P. eugubina</i>	FAD	40	40	50	Berggren et al., 1985a
				30	Berggren et al., 1995
	LAD	445	450	100	Berggren et al., 1995
<i>P. pseudobulloides</i>	FAD	360	390		
<i>S. triloculinoïdes</i>	FAD	565	(550)	500	Berggren et al., 1995

déjà publiées. Nous inclinons à considérer que ces similitudes plaident en faveur de la validité de notre approche, en éliminant tout doute concernant l'identification des cycles de précession et d'excentricité de 100 ka.

7.2. Stratigraphie séquentielle

Si on lisse la courbe donnant la vitesse de sédimentation, calculée en centimètres par ka (Fig. 5), de manière à faire disparaître les oscillations liées au cycle de 100 ka, on obtient une évolution plus générale reflétant les variations à plus long terme de la sédimentation. La vitesse de sédimentation diminue d'abord jusqu'à un minimum situé environ à la cote 15 m de la colonne lithologique (-500 ka), elle augmente ensuite, particulièrement vers 25-30 m (-200 à -130 ka), passe par un maximum vers 36-38 m (-80 à -60 ka), pour chuter ensuite vers 40-41 m (-50 ka), soit plus d'un mètre sous la limite Crétacé-Paléogène (42,22 m). Plus haut, la vitesse de sédimentation reste assez faible de 41 à 47 m (-50 à +280 ka), puis remonte progressivement.

L'explication de ces variations du taux de sédimentation semble trouver son origine dans les variations eustatiques. Rappelons que nombre d'auteurs ont vu une importante régression au Crétacé terminal, le cycle transgressif suivant débutant à la base du Paléogène (Haq et al., 1987 ; Hallam, 1987, 1992). Récemment, Stinnesbeck et Keller (1996) ont apporté des précisions à ces vues en faisant débiter la régression assez haut dans la biozone à *A. mayaroensis* et atteindre son maximum à la base de la biozone à *P. hantkeninoides-reicheli*, de telle sorte que la moitié supérieure de cette dernière soit déjà nettement transgressive. Li et al. (2000) ont placé le plus bas niveau juste sous la biozone à *P. hantkeninoides-reicheli*, faisant ainsi débiter la transgression suivante à la base de cette dernière biozone.

En l'absence de données concernant l'évolution tectonique régionale, à l'échelle de temps à laquelle nous travaillons, nous supposons un parallélisme entre les variations du taux de sédimentation et les variations eustatiques. L'augmentation importante de la vitesse de sédimentation trouverait ainsi son origine dans l'intervention d'une régression forcée (Posamentier et al., 1992 ; Plint et Nummedal, 2000 ; Posamentier et Morris, 2000). Celle-ci débiterait pratique-

ment à la base de la biozone à *P. hantkeninoides-reicheli* (Fig. 5). Elle répondrait à une chute du niveau de base induisant une reprise de l'érosion des sols sur les zones continentales adjacentes, ainsi qu'une remise en mouvement des sédiments antérieurement déposés sur le haut de la plate-forme (ou de la rampe). Comme la coupe étudiée appartient à un milieu de sédimentation assez profond (plate-forme distale), on n'y observe pas de surface d'érosion, mais au contraire un accroissement important de la vitesse de sédimentation. La régression forcée débiterait vers -400 à -300 ka avant la limite K-P et atteindrait son maximum vers -100 à -80 ka.

Inversement, la diminution importante du taux de sédimentation 1 à 2 mètres sous la limite K-P pourrait correspondre à la transgression suivante, qui, débutant vers -50 ka, freinerait brusquement le transfert des sédiments vers les parties profondes du bassin.

Si l'interprétation donnée ci-dessus est correcte, l'attribution de l'extinction en masse de la limite Crétacé-Paléogène à la régression « fini »-maastrichtienne peut être définitivement abandonnée. Sauf éventuellement pour les taxa qui disparaîtraient 50 à 100 ka avant l'impact ! Ces constatations devraient bien sûr être corroborées par l'étude d'autres coupes situées ailleurs dans le monde. Mais il semble que nombre d'entre elles présentent des taux de sédimentation bien moindres que ceux observés en Tunisie centrale. De plus, par manque d'une biozonation fine, il est très difficile de savoir si le Maastrichtien terminal y est complet.

8. Conclusions

La coupe de l'Aïn Settara, quoique étant un peu difficile d'accès, est très bien exposée. Elle constitue une cible de choix pour de nombreux travaux futurs concernant le Maastrichtien supérieur et le Danien basal de la Tunisie centrale.

La coupe est constituée d'une série marno-calcaire, déposée en milieu marin relativement profond. Ces dépôts ne sont ni trop calcaires (plate-forme), ni trop argileux (comme c'est le cas pour la coupe classique du Kef). Ils autorisent ainsi une analyse cyclostratigraphique détaillée, correspondant, apparemment, à une sédimentation continue à grande échelle. La

coupe satisfait à la plupart des recommandations formulées pour cet usage (Cotillon, 1995).

Les bancs calcaires (et les interbancs marneux) apparaissent symétriques, les limites entre bancs et interbancs sont généralement progressives, de telle sorte que le signal résultant apparaît continu aussi à petite échelle. Nous ne pouvons toutefois pas exclure l'intervention de la bioturbation dans l'apparence progressive des limites banc-interbanc. La diagenèse, qui, dans d'autres régions, a induit par dissolution-reprécipitation une modification de l'allure des contacts marne-calcaire paraît très faible ici. Il en résulte que l'allure sinusoïdale du signal observé suggère que les facteurs responsables de l'alternance marne-calcaire varient eux aussi d'une manière sinusoïdale. Une cause orbito-climatique paraît, déjà à ce stade, plausible.

De plus, à l'alternance marne-calcaire (classique) se superpose un second mode d'alternance d'ordre inférieur : entre, d'une part, des ensembles de bancs et interbancs bien nets et épais, et, d'autre part, des zones plus diffuses et plus minces, plus difficiles à résoudre en bancs et interbancs. Cette organisation, ainsi que le nombre de bancs qui entrent en compte, semble tout naturellement correspondre au signal, fourni par les astronomes, de la modulation en amplitude de la précession climatique par l'excentricité. Il en découle que l'alternance marne-calcaire est induite par la précession, d'une période d'environ 20 ka, et que le second mode d'alternance (à plus grande échelle) correspond à l'excentricité de « 100 ka ».

Ces conclusions ont permis l'élaboration d'une échelle chronométrique « flottante », exprimée en milliers d'années, valable pour l'ensemble de la coupe. Pour ce faire, nous avons « fixé » l'alternance marne-calcaire à 21,3 ka. L'alternance d'ordre inférieur, fixée quant à elle, à 95 ka, donne une échelle chronométrique comparable. En fixant la limite Crétacé-Paléogène à –65,0 millions d'années, on obtient, pour la coupe, une échelle « ancrée » s'étendant d'environ –65,8 à –64,4 Ma, soit une durée de 1,3 Ma.

Une fois établie, l'échelle chronométrique permet de situer avec précision dans le temps les phénomènes sédimentaires et biologiques qui encadrent la limite K-P. Les durées des biozones à foraminifères planctoniques correspondant à l'intervalle de la coupe ont pu être recalibrées. Ces durées sont dans l'ensemble compatibles avec les valeurs précédemment publiées, ce qui, d'une manière indépendante, plaide en faveur de la validité de notre approche, c'est-à-dire de la reconnaissance et du comptage des cycles astronomiques de précession et d'excentricité.

En ce qui concerne la régression fini-maastrichtienne (dont le maximum de régression est classiquement placé sur la limite K-P), nous constatons que — si le parallélisme entre taux de sédimentation et eustatisme est correct — l'épisode de transition régression/transgression a lieu avant la limite. La régression en question ne peut donc être tenue pour responsable des disparitions survenues précisément à la limite Crétacé-Paléogène.

Remerciements

L'un d'entre nous (M.H.) remercie le Fonds National de la Recherche Scientifique belge pour sa participation aux frais de séjour en Tunisie. Nous remercions Etienne Steurbaut (Institut royal des Sciences naturelles de Belgique) et Moheidine Ben Yaya (Kalaat Senan) pour leur aide sur le terrain, ainsi que Faouzi Zagrarni (Service Géologique – Office National des Mines de Tunisie, maintenant Faculté des Sciences de Bizerte) pour son soutien logistique. Nous sommes aussi redevables à Francis Robaszynski, Michèle Caron, Eric Robin, Pierre Cotillon, et à deux rapporteurs anonymes, pour les nombreux commentaires constructifs sur le manuscrit.

Références

- Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E., Dupuis, C., 2000. The Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at Aïn Settara, Tunisia: Sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 30, 202–218.
- Ben Ferjani, A., Burolet, P.F., Mejri, F., 1990. *Petroleum Geology of Tunisia*. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, Tunis.
- Berger, A.L., 1976. Obliquity and precession for the last 5 000 000 years. *Astronomy and Astrophysics* 51, 127–135.
- Berger, A.L., 1978a. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139–167.
- Berger, A.L., 1978b. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences* 35 (12), 2362–2367.
- Berger, A.L., 1984. Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part 1*. Reidel Publ. Co., Dordrecht, pp. 3–39.
- Berger, A.L., 1989. The spectral characteristics of pre-Quaternary climatic records, an example of the relationship between the astronomical theory and geosciences. In: Berger, A., Schneider, S., Duplessy, J.C. (Eds.), *Climate and Geo-Sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holland, pp. 47–76.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1994. Astronomical forcing through geological time. In: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), *Orbital forcing and cyclic sequences*. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, 19, 15–24.
- Berger, A., Loutre, M.F., Dehant, V., 1989a. Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies of Pre-Quaternary insolation patterns. *Paleoceanography* 4 (5), 555–564.
- Berger, A., Loutre, M.F., Dehant, V., 1989b. Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature* 342 (6246), 133.
- Berger, A., Loutre, M.F., Laskar, J., 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science* 255, 560–566.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., 1985a. Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N.J. (Ed.), *The Chronology of the Geological Record*. Geological Society of London, Memoir, 10, pp. 141–195.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., Van Couvering, J.A., 1985b. Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bulletin* 96, 1407–1418.

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 54, 129–212.
- Burrollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie* 18, 1–350.
- Camoin, G., Bellion, Y., Dercourt, J., Guiraud, R., Lucas, J., Poisson, A., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. Late Maastrichtian (69.5–65 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes*. Gauthier-Villars, Paris, pp. 179–196.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 6093–6095.
- Caron, M., Robaszynski, F., Amedro, F., Baudin, F., Deconinck, J.-F., Hochuli, P., Von Salis-Perch Nielsen, K., Tribovillard, N., 1999. Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomani/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société géologique de France* 170, 145–160.
- Cotillon, P., 1995. Constraints for using high-frequency sedimentary cycles in cyclostratigraphy. In: House, M.R., Gale, A.S. (Eds.), *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy*. Geological Society Special Publications, 85, 133–141.
- Dalrymple, G.B., Izett, G.A., Snee, L.W., Obradovich, J.D., 1993. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and total-fusion ages of tektites from Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary rocks in the Beloc Formation, Haiti. *United States Geological Survey Bulletin* 2065, 1–20.
- de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), 1994. *Orbital forcing and cyclic sequences*. Special Publications of the International Association of Sedimentologists (19). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 559 p.
- Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Schuler, M., Tribovillard, N.P., Robaszynski, F., Caron, M., 1995. Preliminary results from an almost continuous and well-exposed Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary section in the Kalaat-senan area (Central Tunisia). Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries. Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Brussels 8–16 September 1995 Abstract volume p. 37.
- Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribovillard, N.P., Arenillas, I., Arz, J.A., Robaszynski, F., Caron, M., Robin, E., Rocchia, R., Lefebvre, I., 2001. The Cretaceous-Palaeogene (K/P) boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropalaeontological and geochemical evidence. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* 71, 169–190.
- Einsle, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 955 p.
- Gilbert, G.K., 1895. Sedimentary measurement of geologic time. *Journal of Geology* 3, 121–127.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J., Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research* 99, 24051–24074.
- Gradstein, F.M., Ogg, J., 1996. A Phanerozoic timescale. *Episodes* 19 (1–2).
- Hallam, A., 1987. End-Cretaceous mass extinction event: argument for terrestrial causation. *Science* 238, 1237–1242.
- Hallam, A., 1992. *Phanerozoic sea-level changes*. Columbia University Press, New York.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 71–108, Tulsa.
- Hay, W.W., DeConto, R., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rosby, A., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., Soeding, E., 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera, E., Johnson, C. (Eds.), *The evolution of Cretaceous ocean/climate systems*. Geological Society of America Special Paper, 332, 1–47.
- Herbert, T.D., 1999. Toward a composite orbital chronology for the Late Cretaceous and Early Palaeocene GPTS. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 357, 1735–1759.
- Herbert, T.D., D'Hondt, S.L., 1990. Precessional climate cyclicity in Late Cretaceous-Early Tertiary marine sediments: a high resolution chronometer of Cretaceous-Tertiary boundary events. *Earth and Planetary Sciences Letters* 99, 263–275.
- House, M.R., Gale, A.S. (Eds.), 1995. *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy*. Geological Society Special Publications (85), 210 p.
- Laskar, J., 1989. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the Solar System. *Nature* 338, 237–238.
- Laskar, J., 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 357, 1735–1759.
- Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993. Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astronomy and Astrophysics* 270, 522–533.
- Li, L., Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., 2000. Late Cretaceous sea-level changes in Tunisia: a multi-disciplinary approach. *Journal of the Geological Society of London* 157, 447–458.
- Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Sciences, Special publication 132, section of Mathematical Sciences 33, 1–633.
- Molina, E., Arenillas, I., Arz, J.A., 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France* 169, 351–363.
- Pardo, A., Ortiz, N., Keller, G., 1996. Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain. In: MacLeod, N., Keller, G. (Eds.), *The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction: biotic and environmental changes*. W.W. Norton and Company, New York, pp. 139–172.
- Plint, A.G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society of London Special Publication, 172, 1–17.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 76, 1687–1709.
- Posamentier, H.W., Morris, W.R., 2000. Aspect of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society of London Special Publication, 172, 19–46.
- Remane, J., Keller, G., Hardenbol, J., ben Haj Ali, M., 1999. International workshop on Cretaceous-Paleogene transitions in Tunisia: The El Kef stratotype for the Cretaceous-Paleogene boundary reconfirmed. *Tunis, Tunisia, May 12–16, 1998. Episodes* 22 (1), 47–48.
- Robaszynski, F., Gonzales Donoso, J.M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhondt, A.V., Gartner, S., 2000. Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie Centrale. Lithostratigraphie intégrée : zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nanofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf-Aquitaine* 22 (2), 359–490.
- Schwarzacher, W., 1993. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, 52.

- Shackelton, N.J., McCave, I.N., Weedon, G.P. (Eds.), 1999. Astronomical (Milankovitch) calibration of the geological time-scale. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A357, 1731–2007.
- Smith, A.G., Smith, D.G., Funnel, B.M., 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Stinnesbeck, W., Keller, G., 1996. K/T boundary coarse-grained siliciclastic deposits in northeastern Mexico and northeastern Brazil: Evidence for mega-tsunami or sea-level changes? In: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S. (Eds.), *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*. Geological Society of America Special Paper, 307, 197–209.
- Swisher, C.C., Nishimura, J.M.G., Montanari, A., Pardo, E.C., Margolis, S.V., Claeys, P., Alvarez, W., Smit, J., Renne, P., Maurasse, F.J.-M.R., Curtis, G.H., 1992. Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt-rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. *Science* 257, 954–958.
- Swisher, C.C., Dingus, L., Butler, R.F., 1993. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and magnetostratigraphic correlation of the terrestrial Cretaceous-Paleogene boundary and Puercan Mammal age, Hell Creek-Tullock formations, eastern Montana. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 1981–1996.
- Tribouillard, N., Dupuis, C., Robin, E., 2000. Sedimentological and diagenetic conditions of the impact level of the Cretaceous/Tertiary boundary in Tunisia: no anoxia required. *Bulletin de la Société géologique de France* 171, 629–636.