



HAL
open science

Vers une calibration astronomique du Crétacé: le cas du Maastrichtien (Crétacé supérieur) et de la limite Crétacé-Paléogène

Dorothee Husson

► To cite this version:

Dorothee Husson. Vers une calibration astronomique du Crétacé: le cas du Maastrichtien (Crétacé supérieur) et de la limite Crétacé-Paléogène. Planétologie et astrophysique de la terre [astro-ph.EP]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : 2010PA066445 . tel-00815386

HAL Id: tel-00815386

<https://theses.hal.science/tel-00815386>

Submitted on 18 Apr 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie

Mention : Sciences de l'Univers

Vers une calibration astronomique
du Crétacé :
le cas du Maastrichtien
(Crétacé supérieur)
et de la limite Crétacé-Paléogène.

Dorothee HUSSON

2010

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

Mention : Sciences de l'Univers

présentée par

Dorothee HUSSON

Sujet de la thèse

**Vers une calibration astronomique du Crétacé :
le cas du Maastrichtien (Crétacé supérieur)
et de la limite Crétacé-Paléogène.**

Soutenue le 8 décembre 2010 devant le jury composé de :

M. Jean-François DECONINCK (Université de Dijon).....Rapporteur
M. Frederick HILGEN (University of Utrecht, The Netherlands).....Rapporteur
M^{me} Linda HINNOV (Johns Hopkins University, Baltimore, USA)..... Examinatrice
M. Maurice RENARD (Université Pierre et Marie Curie).....Examineur
M. Bruno GALBRUN (Université Pierre et Marie Curie, CNRS) Directeur de Thèse
M. Jacques LASKAR (Observatoire de Paris, CNRS) Directeur de Thèse

Cette thèse a été réalisée dans le cadre de l'Ecole Doctorale 398 *GRN* :
Géologie et Ressources Naturelles.



La thèse a été préparée à
l'UMR 7193 *ISTeP*
« *Institut des Sciences de la Terre-Paris* »
Université Pierre et Marie Curie



et à
l'UMR 8028 *IMCCE*
« *Institut de Mécanique Céleste et de Calcul des Ephémérides* »
Observatoire de Paris



Ce travail a également bénéficié d'un financement par
l'Agence Nationale de la Recherche



Résumé

L'échelle des temps crétacés est la combinaison d'échelles biostratigraphiques et magnétostratigraphiques, de rares datations absolues, et de la séquence des inversions de polarité du champ magnétique basée sur les anomalies magnétiques océaniques. L'approche cyclostratigraphique, qui repose sur l'analyse des cyclicités sédimentaires et l'étude de leurs relations avec les évolutions des paramètres orbitaux de la Terre, a été employée ici dans le but de construire une échelle de temps astronomique pour le Maastrichtien.

Les outils de traitement du signal (analyse spectrale, spectrogrammes d'amplitude) employés lors de l'analyse cyclostratigraphique ont été testés sur les coupes de références de la Contessa et du Bottaccione à Gubbio (Ombrie-Marche, Italie), et les alternances marno-calcaires de Bidart (Pays Basque, France). L'étude cyclostratigraphique visant à la calibration astronomique du Maastrichtien a porté sur des séries sédimentaires présentant un cadre bio- et magnétostratigraphique solide : certains forages des legs ODP (Ocean Drilling Program) 122 (marge Nord ouest australienne), 207 (Atlantique équatorial), et 208 (Atlantique sud) et du leg DSDP (Deep Sea Drilling Program) 74X (Atlantique Sud). Les formations maastrichtiennes de ces sites sont constituées de calcaire marneux pélagiques et de craie à nannofossiles. L'analyse des sites ODP récents a porté sur les variations de la susceptibilité magnétique et de la réflectance des sédiments. Les variations de la couleur des sédiments, extraites à partir des photographies des carottes, ont été utilisées pour les forages anciens.

L'étude cyclostratigraphique a permis de détecter un contrôle orbital de la sédimentation sur l'ensemble des séries étudiées, avec l'enregistrement de cyclicités correspondants aux variations de l'excentricité à 100 et 405 ka, de l'obliquité et de la précession. Les variations du taux de sédimentation ont été identifiées sur chaque site. L'analyse cyclostratigraphique de la coupe de Bidart met en évidence un enregistrement exceptionnel de la précession. L'étude de la coupe de la Contessa et du site 762C, sur un intervalle couvrant le magnétochrone C31r, a permis d'estimer à 2.08 ± 0.03 Ma la durée de ce magnétochrone.

Un calage temporel de l'ensemble des séries provenant des forages DSDP et ODP a ensuite été effectué à l'aide de la solution astronomique La0x, sur la base de l'identification des cycles d'excentricité à 405 ka. L'association des séries sédimentaires présentant le meilleur enregistrement du contrôle orbital a permis de créer un cadre cyclostratigraphique détaillé, où chaque cycle à 100 et 405 ka est numéroté en fonction de sa position par rapport à la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg). Ce cadre constitue une échelle de temps relative couvrant 8 Millions d'années, depuis le Campanien supérieur jusqu'à la limite K-Pg. La durée de chaque magnétochrone, du C32r2r au C29r, a ainsi pu être estimée avec une précision de l'ordre de 0.03 Ma. Cette étude fournit ainsi les premières contraintes de durée sur les taux d'accrétions océaniques Mésozoïques basées sur l'enregistrement des paramètres orbitaux.

La calibration astronomique des séries calées en temps a été effectuée à l'aide de la nouvelle solution astronomique La10. En raison du caractère chaotique des mouvements dans le Système solaire, les variations d'amplitude de l'excentricité à 405 ka ne peuvent être calculées avec précision, et ne peuvent donc être utilisées pour ancrer les séries sédimentaires sur la solution astronomique. Deux échelles astronomiques, décalées d'un cycle d'excentricité à 405 ka ont donc été établies, en accord avec les âges radio isotopiques disponibles pour la limite K-Pg. Deux séries d'âges, estimés avec une grande précision, sont proposées pour les événements géologiques reconnus dans les séries sédimentaires (bio-événements, limites de magnétochrones...). L'âge de la limite Crétacé-Paléogène a été estimé à 65.59 ± 0.01 Ma et 66 ± 0.01 Ma. Ce dernier âge est plus proche des estimations obtenues par la récente recalibration des standards de datations radiogéniques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Cette estimation est la première datation de la limite K-Pg grâce à la calibration astronomique de séries sédimentaires maastrichtiennes.

mots-clés : cyclostratigraphie, calibration astronomique, Maastrichtien, Campanien, limite Crétacé-Paléogène, Crétacé, solution astronomique, datation, cycles de Milankovitch, ODP leg 207, ODP leg 122, ODP leg 208, ODP leg 74, Gubbio, Bidart.

Abstract

Toward an astronomical calibration of the Cretaceous : the case of the Maastrichtian (Upper Cretaceous) and the Cretaceous-Paleogene boundary

The Cretaceous time scale is the combination of biostratigraphic, magnetostratigraphic data, and of geomagnetic polarity timescale based on the magnetic anomaly patterns, and constrained by rare radioisotopic dating. The cyclostratigraphic approach, based on the analyse of the sedimentary cycles and the study of their relationship with the orbital parameter evolution, has been applied here in order to refine the Upper Cretaceous time scale by building an astronomical timescale.

Signal processing tools (spectral analysis, amplitude spectrograms) used during the cyclostratigraphic analysis have been tested on the Contessa and Bottaccione reference sections of Gubbio (Umbria Marche, Italy), and the calcareous marl alternations of Bidart (Basque country, France). The cyclostratigraphic study aiming at the astronomical calibration of the Maastrichtian has been performed on sedimentary series possessing a good recovery of the upper Cretaceous and a good bio and magnetostratigraphic frame : series from ODP leg 122 (Indian Ocean), leg 207 (Equatorial Atlantic) and leg 208 (South Atlantic), and DSDP leg 74 (South Atlantic). The Maastrichtian formations on these sites are constituted by calcareous marl and nannofossils ooze. Analyses of the recent ODP sites have been performed on magnetic susceptibility and lightness variations. Studies of the older ODP and DSDP sites have been performed on variations of the sediments colour, expressed in grey level and obtained from the cores photographs.

Cyclostratigraphic studies allowed the detection of the orbital control of the sedimentation on every sedimentary series, with the record of the precession, obliquity, and 100 and 405 kyr eccentricity variations. Variations of the sedimentation rate have been identified on each site. Cyclostratigraphic analysis of Bidart section has highlighted an exceptional record of the precession. Study of the Contessa section and hole 762C on an interval covering the C31r magnetochron allowed the estimation of this magnetochron duration to 2.08 ± 0.03 Ma.

The orbital tuning of every sedimentary series from ODP and DSDP sites has then been performed using the La0X astronomical solution, and based on the 405 kyr eccentricity cycles. The association of the sedimentary series possessing the best record of the orbital control has allowed the creation of a detailed cyclostratigraphic frame. Each 100 and 405 kyr cycles within this frame has been numbered according to its position relative to the Cretaceous- Paleogene boundary (K-PgB). This cyclostratigraphic frame is thus a relative time scale covering about 8 Myr, from the upper Campanian to the K-PgB. The duration of each magnetochron, from the C32r2r to the C29r has then been estimation with an accuracy of ~ 0.03 Ma. This study provide thus the first constraints on the Mesozoic oceanic accretion rates based on the orbital parameter record in sedimentary series.

The astronomical calibration of the tuned records has been performed using the new astronomical solution La10. Due to the chaotic motions of the planets in the Solar System, accurate estimations of the 405 kyr eccentricity amplitude variations can not be calculated. Therefore, these modulations can not be used to anchor the sedimentary series on the astronomical solution. Two time scales, shifted of a 405 kyr eccentricity cycle, have thus been created, taking into account the radioisotopic dating available for the K-PgB. Two sets of ages, estimated with a good accuracy, are proposed for each geological event identified in the sedimentary series (bio-events, magnetochron boundaries . . .). The age of the Cretaceous-Paleogene boundary has been estimated to 65.59 ± 0.01 Ma and 66 ± 0.01 Ma. This last age is closer to the estimates obtained by the most recent recalibrations of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards. This estimate is the first dating of the K-PgB obtained thanks to the astronomical calibration of maastrichtian sedimentary series.

keywords : cyclostratigraphy, astronomical calibration , Maastrichtian, Campanian, Cretaceous Paleogene boundary, Crétacé, astronomical solution, dating, Milankovitch cycles, ODP leg 207, ODP leg 122, ODP leg 208, ODP leg 74, Gubbio, Bidart.

Avant propos

Je tiens à remercier ici Frederick Hilgen et Jean-François Deconinck, rapporteurs de ce travail, qui ont accepté d'en être juge et d'assister à ma soutenance. Je remercie également Maurice Renard qui malgré ses responsabilités a accepté de consacrer du temps à l'examen de ce manuscrit.

Je remercie particulièrement Linda Hinnov pour mes deux séjours très enrichissants à Baltimore, pour m'avoir donné une chance de participer aux AAPG, et surtout pour son aide et sa gentillesse.

Au terme de la rédaction de ce manuscrit, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers mes directeurs de thèse, Bruno Galbrun et Jacques Laskar, pour leurs enseignements, leurs corrections et leurs conseils, et surtout pour m'avoir accordé leur confiance durant ces trois années.

Ma gratitude va également à Nicolas Thibault, qui a guidé mes premiers pas dans la rédaction d'article, pour son intérêt, sa disponibilité, et son enthousiasme inébranlable.

Emilia Huret m'a initiée à la cyclostratigraphie voici maintenant 5 ans, et notre amitié est née au fil des années. Merci de m'avoir accueillie dans ton chez toi américain, et d'avoir partagé avec moi bien plus que des connaissances scientifiques.

Ce travail a aussi été l'occasion de discussions et d'échanges avec Silvia Gardin, que je remercie chaleureusement pour m'avoir fait bénéficier de ses connaissances, tant géologiques que linguistiques.

Merci à Rodolfo Coccioni qui nous a accompagné et guidé sur les coupes d'Ombrie Marche.

J'ai pris plaisir à travailler au sein de l'équipe bassins sédimentaires, un grand merci à tous pour votre aide et votre soutien : Slah qui m'a supportée vaillamment pendant presque 3 ans, Johann, Pierre-Yves, Alexandre, Christian, François, Yacine, Helene, Françoise, Florence, Jean-Luc, Frédéric...

Merci aussi à Evelyne pour son aide et son efficacité dans le traitement de l'administratif.

Un grand merci à l'équipe Astronomie et Système Dynamique de l'Observatoire de Paris, pour avoir si gentiment accueilli une géologue un peu perdue : Petr dont j'ai partagé le bureau, Hervé, Philippe, Mickaël, Thierry, Alain Chenciner, Alain Albouy, Jacques Fejoz, François, Agnès...

Aux géologues de tous horizons avec qui j'ai partagé rire, difficultés, déjeunés, soirées, et bientôt, pour certains, la célébration de leur thèse, merci d'être là, d'apporter du soleil au gris des murs de Jussieu. Merci aux paléontologues, Marie-Béatrice, Marie-Emilie, Isabella, Delphine, Edwige, Carine, Isabelle, Jérémie.... Merci aux tectoniciens, Manu, Christelle, Louise, Thomas (et Cécile), Clément, Ben, Julia, Céline, Sam, Thomas, William... merci aux géochimistes, Damien, Vincent, Mélanie, Loïc, Fabrice ...

Merci à celles et ceux qui m'accompagnent depuis tant d'années, et dont le soutien et l'amitié indéfectible comptent beaucoup pour moi : Adeline, Gaëlle, Béa, Tiphaine, Eléonore, Avigaëlle, Sébastien, Lisa, Clem, Marie, Cam, Matthieu, Audrey, Pierre-Yves, Gabriel, Nathalie, Julie...

Ma famille fait partie de moi comme je fais partie d'eux, mes grands parents, oncles et tantes, cousins et cousines, mais surtout, mes parents et mes deux sœurs. Je ne sais pas quels mots utiliser pour traduire ce qui va au-delà de merci. J'espère seulement qu'ils savent à quel point ils sont importants pour moi, et combien leur affection m'est précieuse.

Gwenaël, plus que jamais, j'ai conscience que chaque jour passé avec toi est une chance. Sans ta présence à mes côtés, cette thèse n'aurait sans doute jamais été achevée. Mais je te dois tellement, tellement plus. Merci pour tout.

Table des matières

Introduction	7
1 La calibration astronomique des temps géologiques	11
1.1 Fondements de la théorie astronomique des paléoclimats	11
1.1.1 Apports de l'étude des âges glaciaires	11
1.1.2 Apport de l'étude des variations du niveau marin	13
1.1.3 Apport de l'étude des séries sédimentaires cycliques	14
1.1.4 La théorie astronomique des paléoclimats	16
1.2 Le développement des solutions astronomiques	17
1.2.1 Les premières solutions astronomiques.	17
1.2.2 Un système Solaire chaotique	18
1.2.3 Les solutions astronomiques étendues	18
1.3 La calibration astronomique du Cénozoïque.	22
1.3.1 Principe de la calibration astronomique.	22
1.3.2 La renaissance de la théorie de Milankovitch	22
1.3.3 Extension de l'échelle des temps astronomique dans le Cenozoïque	24
2 Le Crétacé, le Maastrichtien et la limite Crétacé-Paléogène.	27
2.1 L'échelle des temps crétacés.	27

2.1.1	Construction de l'échelle des temps crétacés.	27
2.1.2	L'apport de la cyclostratigraphie.	29
2.2	L'étage Maastrichtien.	31
2.2.1	Historique.	31
2.2.2	Etudes cyclostratigraphiques antérieures du Maastrichtien.	33
2.2.3	La limite Campanien-Maastrichtien.	33
2.2.4	La limite Crétacé-Paléogène.	35
2.3	Paléogéographie et Paléoclimat au Maastrichtien.	42
2.3.1	Paléogéographie.	42
2.3.2	Le climat au cours du Maastrichtien.	42
3	Sites et données analysés	49
3.1	Sites ODP	49
3.1.1	Leg 207-Océan Atlantique équatorial	49
3.1.2	Leg 208 - Océan Atlantique Sud	57
3.1.3	Leg 122- Sud-Est de l'Océan Indien.	60
3.1.4	Leg 74- Sud Est de l'Océan Atlantique.	62
3.2	Coupes à terre	66
3.2.1	Gubbio (Ombrie Marche, Italie).	66
3.2.2	Bidart (Sud-Ouest de la France).	67
3.3	Indicateurs paléoclimatiques utilisés.	70
3.3.1	Susceptibilité magnétique (SM).	70
3.3.2	Réflectance	71
3.3.3	Mesure des niveaux de gris	73

4 Méthodes de traitement utilisées en cyclostratigraphie.	77
4.1 Le fondement de l'analyse spectrale : la transformée de Fourier	78
4.1.1 La transformée de Fourier continue	78
4.1.2 La transformée de Fourier Discrète.	80
4.1.3 La fréquence de Nyquist	81
4.1.4 Le produit de convolution	82
4.1.5 Calculer la puissance du spectre	83
4.1.6 Le pré-traitement des données	83
4.2 Techniques d'analyse spectrale	85
4.2.1 Le périodogramme et la transformée de Fourier rapide	85
4.2.2 Techniques d'analyse utilisant des fenêtres de pondérations	86
4.2.3 La méthode multi fenêtre (multi taper method, ou MTM).	87
4.2.4 Techniques de filtrage	88
4.3 Méthodes temps-fréquence	92
4.3.1 Méthode des spectrogrammes d'amplitudes	92
4.3.2 Le traitement en ondelettes	94
4.4 Le traitement du signal et la cyclostratigraphie	97
4.4.1 Méthode des rapports de fréquence	97
4.4.2 Influence des perturbations stratigraphiques sur l'analyse spectrale	98
4.5 Le calage temporel	102
5 Analyses et résultats cyclostratigraphiques des forages océaniques étudiés.	135
5.1 Etapes de l'analyse cyclostratigraphique.	135
5.2 Leg 122 - site 762	136
5.3 Leg 208 - site 1267.	138

5.4	Leg 74 - site 525	141
5.5	Leg 207	144
5.5.1	Le forage 1258A.	144
5.5.2	Le site 1259	148
5.5.3	Le site 1260	154
5.5.4	Synthèse des résultats obtenus par l'étude du leg 207 (Sites 1258, 1259, 1260) . . .	159
5.6	Synthèse des études cyclostratigraphiques.	163
6	Calibration astronomique du Maastrichtien et de la limite Crétacé-Paléogène.	195
6.1	Calage temporel : méthodologie.	195
6.2	Calage temporel du forage 762C (leg122).	196
6.3	Calage temporel du site 1267 (leg 208).	197
6.4	Calage temporel du site 525 (leg 74).	201
6.5	Calage temporel du leg 207.	201
6.5.1	Calage temporel du forage 1258A	201
6.5.2	Calage temporel du site 1259	206
6.5.3	Calage temporel du site 1260	208
6.6	Calage temporel des séries maastrichtiennes analysées : synthèse.	213
6.7	Calibration astronomique des séries maastrichtiennes.	216
6.7.1	Cadre cyclostratigraphique	216
6.7.2	Calibration astronomique du Maastrichtien.	219
	Conclusion et Perspectives.	255

Introduction

Introduction

L'échelle des temps géologiques résulte principalement de l'association de datations absolues (radiochronologie) aux méthodes de datations relatives, essentiellement la biostratigraphie et la magnétostratigraphie. L'échelle des temps mésozoïques, est ainsi essentiellement la combinaison :

- d'une échelle des inversions de polarité du champ magnétique terrestre établie à partir des profils d'anomalies magnétiques océaniques,
- d'échelles biostratigraphiques établies sur de nombreux groupes fossiles,
- de résultats magnétostratigraphiques établies sur des séries sédimentaires et volcaniques corrélées aux séquences d'anomalies magnétiques océaniques,
- de datations absolues obtenues sur des roches et des cendres volcaniques, et de rares roches sédimentaires.

La compréhension des processus et événements géologiques ayant jalonné l'histoire de la Terre nécessite l'établissement d'un cadre temporel toujours plus précis, et la révision constante de l'échelle des temps géologiques est donc indispensable.

Ces vingt dernières années s'est développée une nouvelle discipline, la cyclostratigraphie, qui repose sur l'analyse des cyclicités sédimentaires et l'étude de leur relation éventuelle avec les évolutions des paramètres orbitaux de la Terre (Milankovitch, 1941). Elle permet d'estimer avec une grande précision les durées représentées par des séries sédimentaires, ou de tout événement enregistré dans ces séries. Les paramètres orbitaux, dits de Milankovitch, varient de façon cyclique avec des périodes de durées connues, qui sont pour les temps récents de 95 et 405 ka pour l'excentricité, 40 ka pour l'obliquité, et 19 et 23 ka pour la précession. Le contrôle climatique qu'ils exercent, au travers de la modulation de l'insolation à la surface de la Terre, engendre des variations paléoenvironnementales à haute fréquence, et donc des séries sédimentaires cycliques.

La reconnaissance des cyclicités orbitales au sein des séries sédimentaires plio-pléistocènes a fourni les premières preuves du contrôle astronomique de la sédimentation (Hays *et al.*, 1976). La corrélation des variations du $\delta^{18}O$ enregistrées dans les sédiments marins aux variations de l'insolation calculées à partir des valeurs des paramètres orbitaux a permis d'établir avec certitude le lien entre l'évolution des paramètres orbitaux et l'occurrence des périodes glaciaires/interglaciaires.

Ces études ont ouvert la voie à de nombreuses applications de la cyclostratigraphie, dont l'amélioration sensible de la précision de l'échelle des temps géologiques, grâce à la calibration astronomique des séries sédimentaires. Cette calibration astronomique repose sur la corrélation des variations cycliques d'indicateurs paléoclimatiques mesurés dans les séries sédimentaires aux évolutions des paramètres orbitaux obtenues à l'aide de solutions astronomiques (Laskar *et al.*, 2004). Ces solutions astronomiques sont le résultat d'un modèle des mouvements astronomiques, et sont présentées sous la forme de courbes

d'insolation calculées à une latitude donnée, ou de courbe d'évolution d'un ou des paramètres orbitaux au cours du temps. L'ancrage des séries sédimentaire sur ces solutions astronomique très précises permet de dater finement ces séries.

L'échelle des temps néogènes (0 à 23.03 Ma) présente maintenant, grâce à la calibration astronomique, une résolution de 0.02 Ma jamais atteinte auparavant (Lourens *et al.*, 2004). Un des enjeux actuel des géosciences est d'établir une échelle des temps mésozoïque astronomiquement calibrée avec la même précision que celle du Néogène. Pour cela, deux conditions essentielles seraient requises :

- Étendre la fiabilité des solutions astronomiques aussi loin que possible dans les temps mésozoïques,
- Réaliser des études cyclostratigraphiques à très haute résolution dans des séries sédimentaires mésozoïques couvrant de longs intervalles de temps.

Cependant, en raison du caractère chaotique du mouvement des astres dans le système solaire (Laskar, 1990), la précision des orbites calculées décroît d'un facteur 10 tous les 10 Ma. Ainsi, à partir de -30 Ma environ, l'incertitude concernant les évolutions de la précession est telle que ce paramètre ne peut plus servir de base à une calibration astronomique (Laskar *et al.*, 2004) . Seule l'évolution de l'excentricité à 405 ka, moins influencée par des mouvements chaotiques, possède une précision suffisante sur 200 Ma pour permettre la calibration d'une série sédimentaire mésozoïque.

De même, entreprendre des études cyclostratigraphiques à très haute résolution des variations d'un indicateur paléoclimatique, sur des séries sédimentaires mésozoïques, continues sur plusieurs millions d'années, et possédant un cadre chronostratigraphique suffisamment précis, est difficile et laborieux.

Pouvoir réaliser de telles études sur des séries à l'affleurement est rare. L'idéal est de disposer de données diagraphiques provenant de forages. Ainsi, peu d'études de séries mésozoïques visant à une calibration orbitale ont pu être réalisées jusqu'à présent. Seules des échelles astronomiques "flottantes", permettant d'estimer des durées mais pas de proposer des datations, ont pu être établies sur certains intervalles du Mésozoïque (Hinnov *et al.*, 2004).

L'amélioration des techniques de récupération et d'acquisition de données, notamment sur les forages réalisés dans le cadre de l'Ocean Drilling Program (ODP), ont entraîné la multiplication d'études cyclostratigraphiques sur des séries du Paléogène et du Crétacé (Herbert et d'Hondt, 1990; d'Argenio *et al.*, 2004; Locklair et Sageman, 2008). Des analyses récentes menées sur des séries paléogènes provenant de forages ODP permettent d'étendre l'échelle de temps astronomique jusque dans le Paléogène (Palikë *et al.*, 2001; Westerhold *et al.*, 2008 et 2009).

Augmenter la résolution de l'échelle des temps du Crétacé, et dater précisément la limite Crétacé-Paléogène est un enjeu majeur pour la compréhension des nombreux événements (OAE, optimum climatique, modifications de la circulation océanique, crises biologiques . . .) qui ont lieu au cours de cette période. Les données radiométriques pour le Crétacé sont rares. Des datations radiochronologiques ont été obtenues pour le Crétacé supérieur à partir des séries sédimentaires du Western Interior (USA) (Obradovich, 1993; Hicks *et al.*, 1999), et pour l'Aptien-Albien à partir de l'étude de coupes dans le bassin Vocontien (France) (Fiet *et al.*, 2006). Ces datations présentent cependant des incertitudes importantes (de 0.3 à 0.7 Ma pour le Maastrichtien). L'approche cyclostratigraphique pour contribuer à l'établissement d'une échelle astronomique devient alors cruciale pour estimer des durées et proposer des datations, en particulier pour la limite Crétacé-Paléogène.

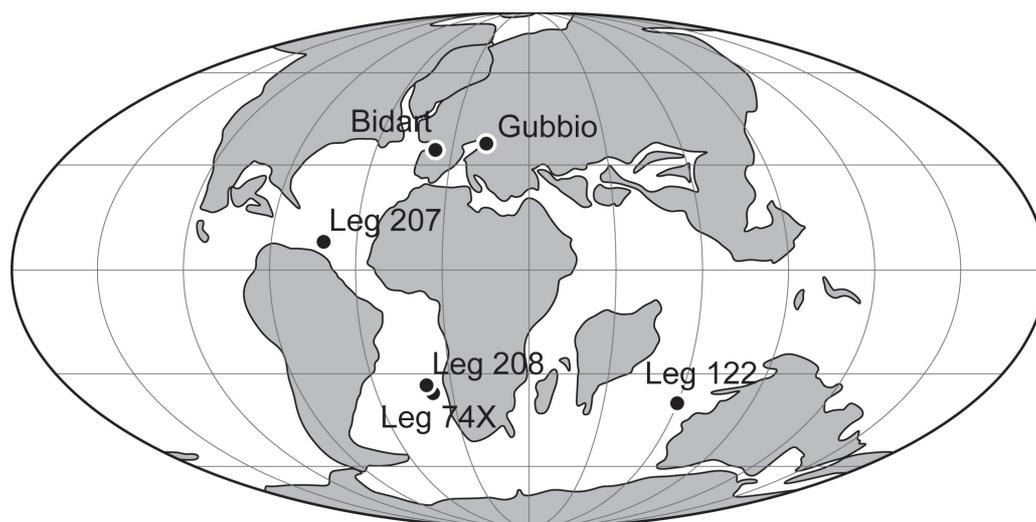


FIGURE 1 – Reconstitution paléogéographique du Maastrichtien et localisation des sites d'étude.

La limite Crétacé-Paléogène est actuellement placée à 65.5 ± 0.4 Ma dans l'échelle des temps géologique de 2004 (Gradstein *et al.*, 2004), à l'aide de datations radiométriques associées aux modèles d'accrétion océaniques. De récents travaux de cyclostratigraphie obtenus sur des séries paléogènes proposent des âges de 65.28 ± 0.01 ou 65.68 ± 0.01 Ma, (Westerhold *et al.*, 2008) et 65.777 Ma (Dinares Turell *et al.*, 2003). Les travaux de Kuiper *et al.* (2008) présentent une estimation à 65.957 ± 0.04 Ma basée sur une ré-évaluation de l'âge des standards de datation Ar-Ar, et une étude cyclostratigraphique du Paléogène. Ces incertitudes doivent absolument être levées afin de comprendre l'enchaînement des événements complexes (volcanisme, changement climatique, impact d'astéroïdes) marquant le passage du Mésozoïque au Cénozoïque.

L'objectif principal de ce travail est donc de tenter la réalisation d'une échelle de temps astronomique du Campanien et du Maastrichtien.

Cette étude a pour buts de :

- Réaliser des études cyclostratigraphiques de séries sédimentaires du Campanien-Maastrichtien, afin de détecter un éventuel contrôle astronomique de la sédimentation.
- Transférer ces séries sédimentaires du domaine spatial au domaine temporel, créer un cadre cyclostratigraphique détaillé, afin de réaliser un échelle de temps flottante couvrant l'intervalle étudié.
- Extraire par filtrage les cyclicités caractéristiques de l'enregistrement de l'excentricité à 100 et 405 ka, et comparer leur évolution aux évolutions obtenues grâce aux solutions astronomiques les plus récentes (La2004 et La2010), et proposer une calibration astronomique de ces séries.
- Estimer la durée des magnétochrones C32n1n à C29r.
- Proposer une échelle des temps géologiques astronomiquement calibrée pour le Campanien et le Maastrichtien et dater les événements géologiques reconnus au Crétacé supérieur.
- Proposer un âge pour la limite Crétacé-Paléogène

La réalisation de ces objectifs nécessite de disposer de séries sédimentaires aussi continues que possible, possédant un cadre bio et magnétostratigraphique solide, et pour lesquelles des mesures à haute résolution d'indicateurs paléoclimatiques sont disponibles. J'ai tout d'abord étudié les coupes de références

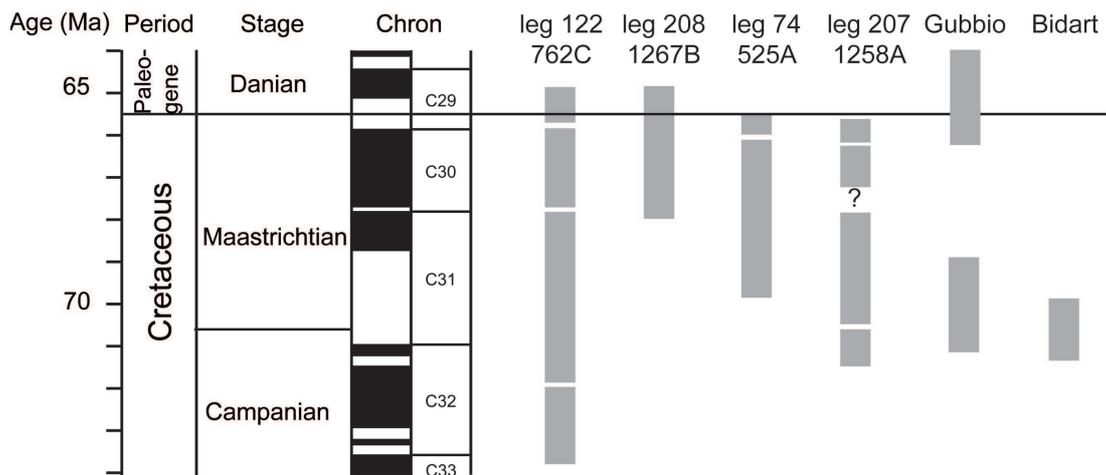


FIGURE 2 – Récupération de chaque site étudié. L'échelle des temps présentée provient de l'échelle des temps géologiques de 2004 (Gradstein *et al.*, 2004)

de Gubbio (Ombrie-Marche, Italie), et de Bidart (Sud-Ouest de la France), où le Maastrichtien est constitué respectivement de calcaires hémipélagiques et d'alternances marno-calcaires. Ces coupes ont notamment permis de tester les outils d'analyse cyclostratigraphique et de traitement du signal.

Les forages des legs ODP 122 (marge nord-ouest australienne), 207 (Atlantique équatorial), et 208 (Atlantique sud) ont permis de récupérer des formations crétacées présentant les qualités requises pour une étude cyclostratigraphique approfondie (Fig.1, Fig.2). Les formations maastrichtiennes de ces sites sont constituées de calcaires marneux pélagiques et de craie. Les analyses cyclostratigraphiques ont porté sur les mesures de la susceptibilité magnétique, marqueur du détritisme, et les mesures de la réflectance, permettant de caractériser les variations de couleur des sédiments. Cette répartition globale des sites d'études apportera également de nouvelles informations concernant l'enregistrement des paramètres orbitaux suivant les latitudes au Crétacé supérieur.

Chapitre 1

La calibration astronomique des temps géologiques

Chapitre 1

La calibration astronomique des temps géologiques

Le fondement essentiel de la calibration l'échelle astronomique des temps géologique est la théorie astronomiques des paléoclimats, développée en 1941 par Milutin Milankovitch, mais dont les prémices se trouvent dans les travaux stratigraphiques et astronomiques du milieu du 19^{me} siècle.

1.1 Fondements de la théorie astronomique des paléoclimats

La théorie astronomique des paléoclimats fut élaborée alors que la théorie uniformitariste de Charles Lyell, qui liait la présence de périodes glaciaires à des contraintes géographiques, était largement répandue (on pourra consulter à ce sujet l'étude historique de Hilgen, 2010). Les racines de la théorie astronomique des paléoclimats se trouvent dans les études du 19^{me} siècle, lorsque certains chercheurs tentèrent de proposer une hypothèse alternative pour expliquer l'apparition de périodes glaciaires, ainsi que les variations en apparence cycliques du niveau marin et de certaines caractéristiques des séries sédimentaires.

1.1.1 Apports de l'étude des âges glaciaires

La notion d'évolutions climatiques contrôlées par les variations de l'orbite terrestre à long terme est assez ancienne. Le géologue suisse Agassiz, dans son "Etude sur les glaciers" publiée en 1840, décrit les premières preuves géologiques d'âges glaciaires passés. Peu après, le mathématicien Adhémard (1842) identifiait le mouvement de précession de l'axe de rotation de la Terre comme cause principale de la récurrence des glaciations. Au cours des décennies qui suivirent, les preuves de glaciations récurrentes se multiplièrent, ce qui incita les scientifiques à se pencher sur la possibilité d'une cause astronomique. C'est ainsi que James Croll proposa en 1875 d'expliquer ces glaciations multiples par une implication des variations de deux paramètres astronomiques : l'excentricité de l'orbite de la Terre et la précession de l'axe de rotation de la Terre. Les paramètres astronomiques contrôlent la position de la Terre par rapport au Soleil, et par conséquent la quantité d'énergie solaire qu'elle reçoit. Les paramètres orbitaux dépendent eux même de l'attraction gravitationnelle exercée sur la Terre par le Soleil, la Lune et les autres corps

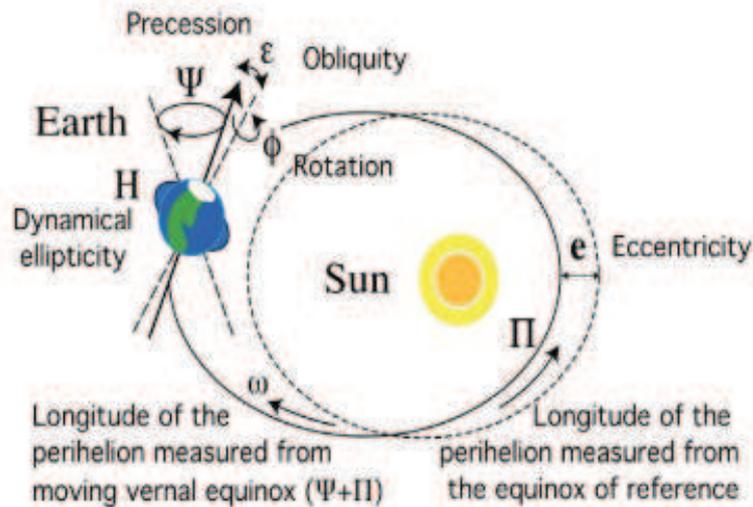


FIGURE 1.1 – Les paramètres orbitaux de la Terre : la précession, l’obliquité et l’excentricité (Hinnov et Ogg, 2007).

célestes du système solaire, et sont au nombre de trois :

- L’excentricité est le degré d’aplatissement de l’ellipse que la Terre décrit dans l’espace, et dont le soleil est l’un des foyers (Fig.1.1). Les variations de l’excentricité sont dues aux perturbations gravitationnelles séculaires exercées sur la Terre par les autres corps du système solaire. L’excentricité actuelle de la Terre est de 0.017, et a varié entre 0 et 0.06 au cours du dernier million d’années. L’orbite de la Terre passe d’un état quasi circulaire à une ellipse légèrement aplatie. Les périodes de ce mouvement incluent des cyclicités à 95, 124 et 405 ka (Laskar *et al.*, 2004). Le Soleil reste toujours l’un des foyers de l’ellipse, une grande excentricité correspondant à la diminution de la distance Terre-Soleil minimale (périhélie) et une augmentation de cette distance maximale (aphélie).
- La précession des équinoxes correspond au changement d’orientation de l’axe de rotation de la Terre au cours du temps (Fig.1.1). En effet, l’axe de rotation de la Terre décrit un cône autour de la perpendiculaire à l’écliptique (plan orbital de la Terre) et ne conserve donc pas une direction fixe dans l’espace. Ce mouvement est du à l’attraction gravitationnelle exercée par le Soleil et la Lune sur le bourrelet équatorial de la Terre. La précession décale lentement la position des équinoxes par rapport au périhélie et module l’effet de l’obliquité sur l’insolation saisonnière avec une double périodicité, 23000 et 19000 ans (Laskar *et al.*, 2004). La quantité d’énergie reçue quotidiennement sur Terre dépend essentiellement de la précession. Quand l’excentricité est très faible, les variations de l’insolation liées à la précession en sont d’autant plus amorties.
- L’obliquité est l’inclinaison de l’axe de la Terre par rapport au plan de l’écliptique. Cette obliquité, qui est de 23.3° actuellement, oscille au cours du temps entre 22° et 24.6° , de façon quasi cyclique et avec deux périodes principales de 40 978 et 39 616 ans (Laskar *et al.*, 1993 ; 2004). Cette oscillation est due aux mouvements de précession et d’oscillation du plan de l’orbite de la Terre créés par les interactions à long terme avec les autres planètes. L’amplitude de cette oscillation est d’autant plus élevée que la précession des équinoxes est proche d’une des fréquences d’oscillation de l’orbite. Les études menées par Laskar *et al.* (1993) ont prouvé que

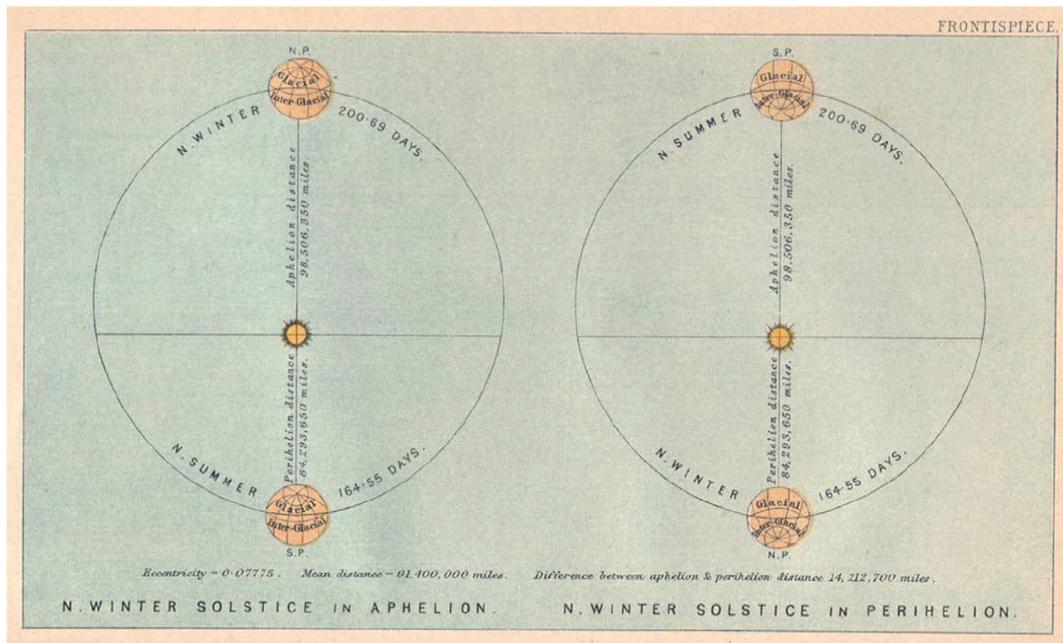


FIGURE 1.2 – Théorie astronomique des glaciations alternées dans l’hémisphère nord et l’hémisphère sud sous l’effet des variations de la précession et de l’excentricité, selon James Croll (Croll, 1875, *in* Hilgen, 2010).

sans l’effet stabilisateur exercé par la Lune, l’obliquité pourrait même atteindre 85° (Fig.1.1).

Selon Croll (1875), l’origine des glaciations s’explique par la quantité d’énergie que les hautes latitudes Nord reçoivent durant leur hiver (Fig.1.2). La précession jouerait un rôle majeur dans l’occurrence d’hivers longs et froids lorsque la Terre est loin du Soleil. Associés à des étés courts et chauds, ces hivers favoriseraient en effet l’augmentation de la calotte polaire. La quantité de rayonnement solaire réfléchi vers l’espace augmenterait alors, contribuant à diminuer la température à la surface de la planète. De plus, Croll suggéra qu’une inclinaison plus faible entraînerait une réception moindre d’énergie dans les latitudes polaires, sièges des inlandsis. De nouvelles données en désaccord avec l’hypothèse hivernale apparurent par la suite, jusqu’à son rejet par Spilater en 1921. Ce dernier opta pour l’hypothèse opposée, qui insistait sur le rôle d’hivers courts et chauds dans les latitudes nord. Cette idée avait déjà été émise par Murphy en 1876, et allait être rapidement reprise par Brückner, Köppen et Wegener en 1925. Elle est actuellement la mieux acceptée des hypothèses.

1.1.2 Apport de l’étude des variations du niveau marin

L’une des questions abordée par les géologues du 19^{me} siècle fut les causes des variations du niveau marin (Hilgen, 2010). Axel Blytt (1889), en particulier, étudia des cycles stratigraphiques de grande longueur d’onde (supérieure aux cycles attribués à la précession), qu’il relia à l’influence de l’excentricité sur le trait de côte (Hilgen, 2010). D’après Blytt (1889), les oscillations du niveau marin seraient dues aux variations des forces gravitationnelles dépendant directement de l’excentricité, sur les eaux et les continents, et donc sur les marées. Selon Hilgen (2010), après avoir calculé l’effet de l’excentricité sur les marées, Blytt estima que les variations du niveau marin associées auraient pu être suffisantes pour déplacer le trait de côte (Blytt, 1889). Blytt avait remarqué, dans les variations de l’excentricité calculées par Croll

(1867), une répétition des schémas de l'excentricité possédant une période de 1.45 Ma (Fig.1.3). Il attribua deux transgressions majeures du milieu de l'Eocene et de l'Oligo-Miocene aux effets des maxima de ces cyclicités à long terme. Ces cycles correspondraient vraisemblablement aux cycles de 2.4 Ma observés dans les solutions astronomiques récentes (Laskar *et al.*, 2004).

1.1.3 Apport de l'étude des séries sédimentaires cycliques

Les séries sédimentaires représentent une large variété de faciès sensibles aux variations climatiques, indiquant un large panel de réponses des environnements sédimentaires au forçage orbital du climat (Hinnov, 2000). Les oscillations forcées du climat sont enregistrées à travers les variations des caractéristiques lithologiques, des propriétés physico-chimiques des sédiments, des assemblages fossiles. . .

Certaines séries sédimentaires présentent des cyclicités qui ont longtemps intriguées les géologues. Les mécanismes contrôlant la formation d'alternance entre marnes et calcaires, notamment, restent mystérieux. Gilbert (1895) attira l'attention sur les alternances marnes/calcaire du Crétacé de Niobrara (Colorado, USA), qu'il attribua à un forçage astronomique par les variations de la précession. Son hypothèse novatrice fut reprise par Bradley (1929), qui compta les varves de cycles lacustres de la formation éocène de Green River (Utah, USA). Chaque banc de marnes de cette formation est en effet constitué de varves argileuses et riches en pétrole, chaque varve représentant un dépôt annuel. Il estima, par comptage de ces varves, une échelle de temps moyenne de 21 630 ans pour le dépôt d'un banc, et indiqua la précession des équinoxes comme cause possible. L'étude des alternances de Niobrara a été récemment reprise par Locklair et Sageman (2008), et les estimations de Gilbert confirmées.

Gerard de Geer (1912) fut le premier à reconnaître une signature orbitale dans les sédiments et à l'exploiter dans le cadre de datation (Fig.1.4). Son étude portait sur des varves déposées durant le retrait de l'inlandsis de Suède. De Geer identifia des alternances de silts et d'argiles plus grossières correspondant respectivement à des dépôts estivaux et hivernaux. Attribuant une valeur d'une année pour chaque alternance, il effectua un important travail de repérage, corrélation et comptage de ces varves, ce qui lui permit de dater le retrait des glaces -13600 ans (De Geer, 1940).

Walter Schwarzacher découvrit plus tard une hiérarchie dans le rythme des dépôts de plate forme marine du Trias supérieur du nord des Alpes (Schwarzacher, 1947). Il montra l'organisation de cycles calcaires massif/calcaire dolomitique lités en groupes de 5, et établit le lien entre ces groupements et un cycle d'excentricité composé de 5 cycles de précession.

La détection des variations orbitales dans les cycles stratigraphiques a été progressivement facilitée par l'amélioration des techniques d'acquisition et d'analyse de données. Les études cyclostratigraphiques portent maintenant sur des formations sédimentaires de nature et d'âge variés, dont le caractère cyclique n'est pas toujours clairement visible dans la lithologie, mais qui peut être détecté à l'aide de mesures haute résolution de paramètres physiques, chimiques ou biologiques.



FIGURE 1.4 – Gerard de Geer échantillonnant des varves dans l'Essex.

1.1.4 La théorie astronomique des paléoclimats

Milutin Milankovitch (1941)(Fig.1.5) fut le premier à présenter une théorie astronomique complète de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires au Pléistocène, en reprenant l'hypothèse estivale de Spilater. Cette théorie s'appuie sur l'hypothèse que les latitudes Nord seraient réagirait plus vite aux changements d'énergie que la Terre reçoit du Soleil (ou insolation), car elles sont largement occupées par les continents. Les continents absorbent moins l'énergie solaire que les océans, et se refroidissent donc plus vite. Milankovitch reprend également la théorie de Croll selon laquelle le contrôle principal de l'insolation serait les variations cycliques de l'excentricité, de l'obliquité et de la précession. Selon Milankovitch (1941), le rôle de l'insolation en été dans les hautes latitudes Nord est fondamental dans l'initiation d'une glaciation. Une insolation faible dans les hautes latitudes Nord entraîne des étés doux, ce qui empêche la fonte de la neige tombée en hiver, et favorise l'apparition de glace. La taille des calottes polaires augmente, causant une augmentation de l'albedo de la Terre, et donc une augmentation de la réflexion du rayonnement solaire vers l'espace. Cette rétroaction positive des calottes polaires qui contribue à diminuer la température à la surface de la Terre. Ces paramètres furent des lors également connus sous le nom de "cycles de Milankovitch", et la théorie de Milankovitch constitue la théorie des paléoclimats. Milankovitch calcula une courbe correspondant aux variations de l'insolation à 65°N et fut le premier à tenter une corrélation entre les minima d'insolation et les dépôts glaciaires du Quaternaire des Alpes. Cependant, les datations au carbone 14 des glaciations nord-américaines réalisées par la suite ne corroborèrent pas clairement les calculs de Milankovitch, et la théorie orbitale resta critiquée jusqu'au début des années 1970.

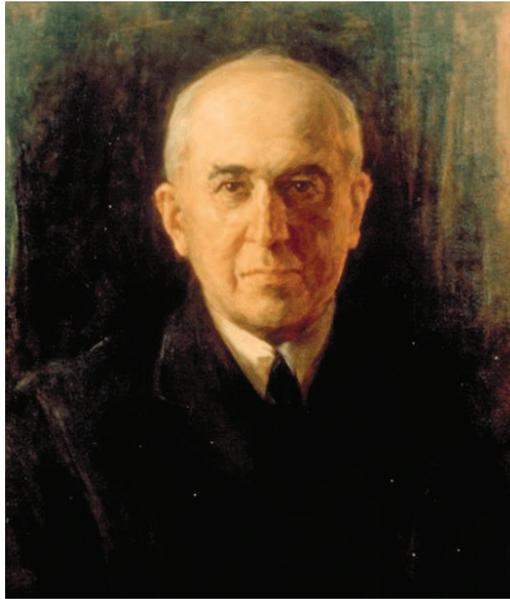


FIGURE 1.5 – Portrait de Milutin Milankovitch (1879-1958)

1.2 Le développement des solutions astronomiques

1.2.1 Les premières solutions astronomiques (repris de l'introduction historique de Laskar *et al.*, 2004)

Les évolutions des paramètres orbitaux, utilisées dans les applications de la théorie astronomique des paléoclimats, sont présentées sous forme de solutions astronomiques. Une solution astronomique est le résultat d'une modélisation du mouvement des planètes du système solaire au cours du temps. L'obtention de ces évolutions a fait très tôt l'objet d'études approfondies. Les premiers calculs des variations séculaires des éléments orbitaux de la Terre furent réalisés par Lagrange (1781,1782) puis Pontécoulant (1834). Une solution plus précise établie par Le Verrier (1856) prit en compte les perturbations séculaires de toutes les planètes principales, à l'exception de Mercure. Plus tard, Stockwell (1873) et Harzer (1895) ajoutèrent l'influence de Neptune aux calculs de Le Verrier. Hill (1897) apporta une amélioration significative grâce à la découverte que la proximité d'une résonance entre les mouvements de Saturne et de Jupiter induisait des compléments importants au second ordre en fonction des masses. Les premiers calculs des variations de l'obliquité dues aux variations séculaires du plan de l'écliptique furent réalisés par Pilgrim (1904), et utilisés plus tard par Milankovitch (1941) pour établir sa théorie des paramètres d'insolation de la Terre. Depuis ces travaux, la compréhension de la réponse climatique au forçage orbital a évolué, mais tous les ingrédients nécessaires aux calculs de l'insolation étaient présents dans les travaux de Milankovitch (Laskar *et al.*, 2004). La solution de Brouwer et Van Woerkom (1950) reprend les précédentes solutions complétées par les calculs de Hill. Elle servit à Vernekar pour calculer les variations de l'insolation (1972), insolation utilisée plus tard par Hays *et al.* (1976). Tous ces travaux étaient basés implicitement sur l'hypothèse que les mouvements sont réguliers dans le système solaire, et que la solution devait être obtenue sous forme de séries quasi-périodiques.

1.2.2 Un système Solaire chaotique

Les études approfondies des variations séculaires du système solaire par Laskar (1984, 1985, 1986) mirent en évidence de fortes divergences dans l'évolution des planètes internes lors de l'utilisation des méthodes traditionnelles de calculs de perturbations. Ces méthodes n'étaient donc pas assez précises pour l'intégration de ces variations (Laskar, 1984). Cette difficulté fut contournée par l'utilisation d'une intégration numérique des équations séculaires, avec un pas de 500 ans. Ces calculs fournirent une solution bien plus précise des mouvements orbitaux dans le système solaire (Laskar, 1986, 1990), et incluaient également des solutions complètes de la précession et l'obliquité terrestre permettant de calculer l'insolation sur 10 Ma.

Les intégrations furent étendues à 200 Ma par Laskar (1989, 1990). Ceci permis de démontrer que les mouvements orbitaux des planètes, et spécialement des planètes telluriques, sont chaotiques, et non réguliers comme il était auparavant supposé. Ce caractère amplifie les incertitudes présentées dans le modèle et les conditions initiales (Laskar, 1989; 1999), augmentant la marge d'erreur des solutions astronomiques d'un facteur 10 chaque 10 Ma (Fig.1.6). Les études menées par Sussman et Wisdom (1992) ont confirmé le comportement chaotique du système solaire. Il devient alors impossible de créer des modèles des mouvements exacts des corps du système solaire sur plus de quelques dizaines de millions d'années (Laskar *et al.*, 2004).

Deux variables complexes sont utilisées pour décrire les mouvements orbitaux : z , la variable d'excentricité, et ζ , la variable d'inclinaison. Chacune contient deux éléments orbitaux fondamentaux :

- l'excentricité (e) et la longitude du périhélie avec $z = e * \exp(i\varpi_k)$
- l'inclinaison de l'orbite (i) et la longitude du nœud ascendant (Ω) avec $\zeta = \sin(i/2)\exp(i\Omega_k)$.

Ces variables permettent d'estimer les fréquences séculaires fondamentales des autres planètes, nommées g_m et s_m . Les valeurs g_m sont liées aux mouvements des périhélies des planètes, tandis que s_m est liée aux fréquences des nœuds ascendants (Laskar, 1990). Les fréquences séculaires fondamentales identifient les contributions de l'excentricité et de l'inclinaison de chaque planète ($m = 1$ pour Mercure, $m = 2$ pour Venus ...).

Le caractère chaotique du mouvement des planètes dans le Système solaire a pour origine essentielle la présence de deux résonances séculaires entre planètes : $\theta = 2(g_4 - g_3) - (s_4 - s_3)$, qui est liée aux mouvements de Mars et de la Terre, et $\sigma = (g_1 - g_5) - (s_1 - s_2)$, liées aux mouvements de Mercure, Venus et Jupiter (Laskar, 1990). Ces deux arguments changent plusieurs fois, passant d'un état de libration (oscillations) à un état de circulation (mouvement régulier soumis à des contraintes gravitationnelles.).

Ces études ont aussi permis de montrer que la durée et l'amplitude des paramètres astronomique ont varié au cours des temps géologiques (Fig.1.7). En effet, le comportement chaotique du Système solaire se traduit également par une évolution des fréquences fondamentales du Système solaire au cours du temps.

1.2.3 Les solutions astronomiques étendues

La première intégration numérique à long terme (sans effectuer de moyennes) d'un modèle réaliste du système solaire incluant les équations de précession et d'obliquité fut réalisée par Quinn *et al.* (1991) sur un intervalle de temps de 3 millions d'années. Cette solution diffère très peu sur cet intervalle de la

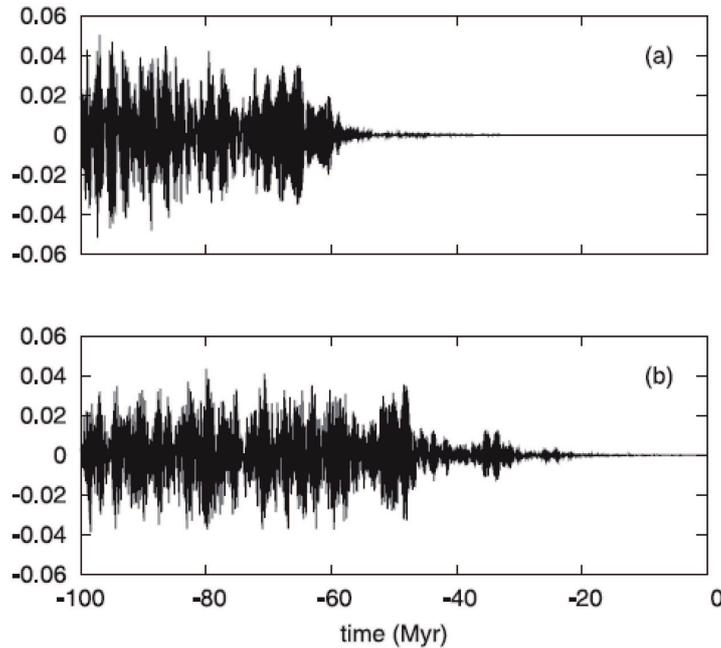


FIGURE 1.6 – Précision de la solution La2004 pour l’excentricité de la Terre. a) Différence entre la solution nominale La2004 avec un pas $\tau = 5. * 10^{-3}$ ans et une solution La2004* obtenue avec $\tau^* = 4.8828125 * 10^{-3}$ ans ; b) différence entre la solution nominale et une solution obtenue en en appliquant $J_2^S = 0$ pour le soleil (au lieu de $2 * 10^{-7}$ dans la solution nominale). J_2^S traduit l’aplatissement de la forme du soleil (Laskar *et al.*, 2004).

solution séculaire publiée par Laskar *et al.* (1993), s’étendant sur 20 Ma. La solution La93 (Laskar *et al.*, 1990 ; 1993) fut obtenue par l’intégration numérique des moyennes des équations du système solaire.

Une nouvelle intégration à long terme prenant en compte la relativité générale et la présence de la Lune fut réalisée par Varadi en 2003, sur plus de 50 Ma, mais la solution La93 fut majoritairement utilisée jusqu’à la réalisation de la solution La2004 par Laskar *et al.* (2004) (Fig.1.7). Cette solution est basée sur une intégration directe des équations du système solaire, sans moyennes, au contraire de La93. Les conditions initiales de cette intégration ont été ajustées à l’éphéméride à cours terme DE406, s’étendant sur 600 ka (Williams *et al.*, 2001). La solution La2004 repose sur un modèle dynamique très complet du mouvement des planètes, comprenant toutes les planètes du système solaire et Pluton, l’utilisation de nouveaux intégrateurs symplectiques (Laskar et Robutel, 2001), et surtout d’un modèle plus complet de la dissipation Terre-Lune inclus dans la solution de précession¹ La solution La2004 est précise sur 40 Ma en ce qui concerne l’excentricité à 100 ka (Fig.1.6), et même au-delà en ce qui concerne la composante à 405 ka dans l’excentricité.

Une solution intermédiaire, La0X, a été distribuée en 2006 par Jacques Laskar. Cette solution prend en compte un modèle amélioré du système Terre-Lune (Fig.1.8). La plus récente amélioration de la solution astronomique réalisée par Laskar *et al.* (in prep) étend la précision des calculs des variations de l’excentricité à 100 ka calculées à -50 Ma. La solution La2010a bénéficie d’un ajustement sur les nouvelles

1. La dissipation est liée au fait que le mouvement de rotation de la Terre sur elle-même est plus rapide que le mouvement de rotation de la Lune autour de la Terre. Ceci entraîne une friction qui maintient le bourrelet créé par l’effet de marée en avant de la Lune. Il y a dissipation de l’énergie du système Terre-Lune sous forme de chaleur. Cet effet ralentit la rotation de la Terre et entraîne l’éloignement de la Lune.

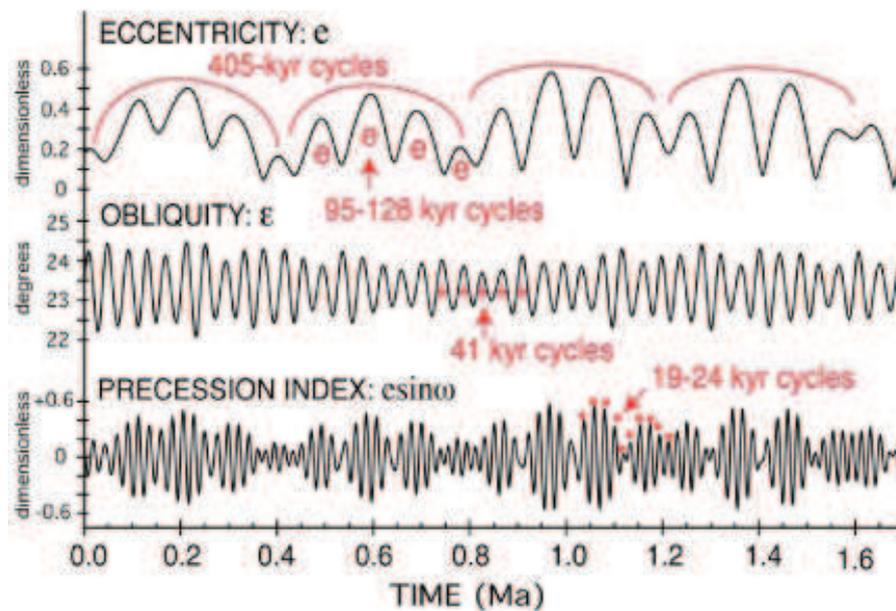


FIGURE 1.7 – Variations des paramètres orbitaux de la Terre au cours des derniers millions d'années (Hinnov et Ogg, 2007).

éphémérides INPOP06 et INPOP08 (Fienga *et al.*, 2008 ; Fienga *et al.*, 2009), calculées avec une très haute précision sur 1 Ma, et ajustées à plus de 55000 observations terrestres et spatiales. L'utilisation d'éphémérides plus longues apporte une meilleure précision à la solution. Un nouveau modèle des mouvements de l'axe de la Terre, prenant en compte la nutation (balancement périodique de l'axe de rotation de la Terre autour de sa position moyenne, qui s'ajoute à la précession), est la seconde amélioration majeure de cette nouvelle solution.

La précision des solutions La2004 et La2010a diminue dans le temps en raison du caractère chaotique des mouvements dans le système solaire. Au delà de 50 Ma, pour la solution La2010a, seul le calcul de l'excentricité à 405 ka reste suffisamment précis pour construire une échelle astronomique des temps géologique fiable. La précision du calcul des modulations d'amplitude de l'excentricité à 405 ka diminue également à partir de 40 Ma, du aux mouvements chaotiques des planètes telluriques (Laskar, 2010, *comment. pers.*).

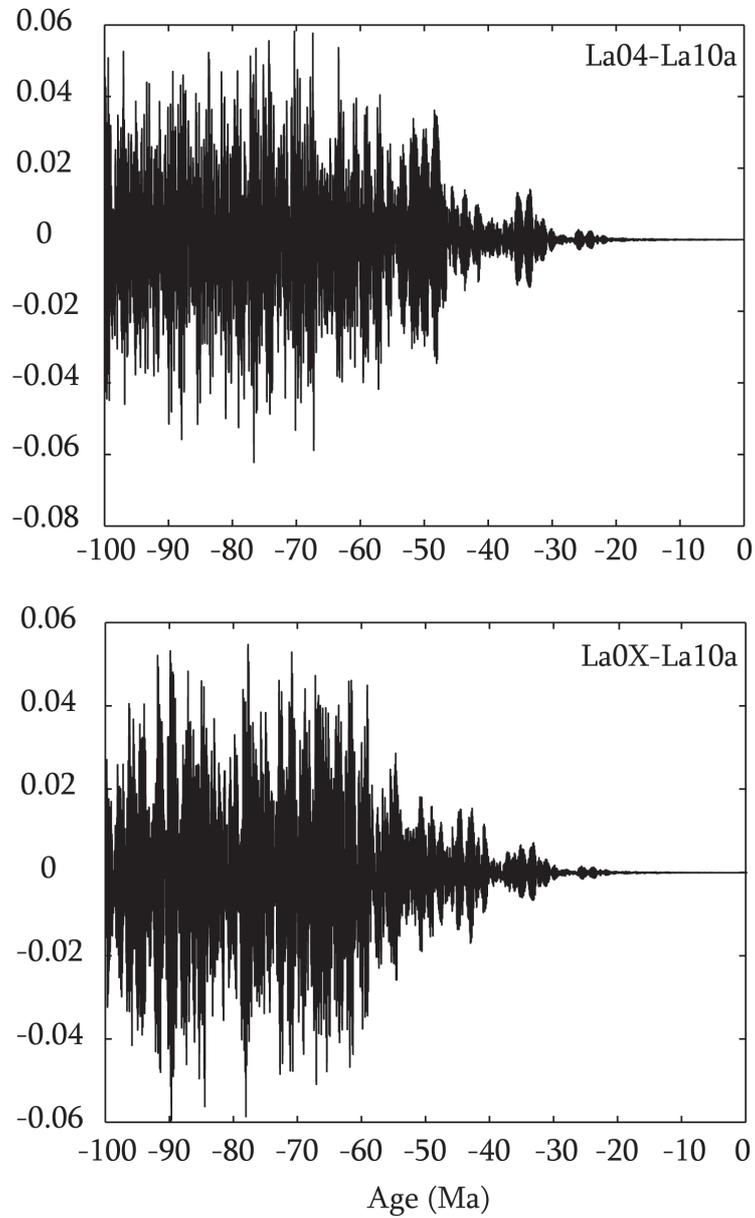


FIGURE 1.8 – Comparaison des plus récentes solutions astronomiques. en haut) différence entre la solution nominale La2004 et la solution La2010a. en bas) différence entre la solution La200X, possédant un modèle Terre-Lune amélioré, et la solution La2010a.

1.3 La calibration astronomique du Cénozoïque.

1.3.1 Principe de la calibration astronomique.

Alors que les géologues peuvent lire les archives sédimentaires pour reconstruire les paléoclimats, les astronomes ont créé des modèles toujours plus précis du système solaire et du système Terre-Lune pour calculer les variations passées de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité de la Terre. L'étape logique suivante est la datation des cycles sédimentaires enregistrés, par comparaison des variations des paléoclimats aux variations de l'insolation calculées par les astronomes. Les échelles de temps obtenues grâce à cette calibration astronomique sont à priori indépendantes des datations radiogéniques.

La calibration astronomique débute avec la reconnaissance dans les variations d'un indicateur paléoclimatique (ou signal sédimentaire) de cyclicités liées à un forçage orbital. Ce travail fut effectué à l'œil nu durant de nombreuses années, puis le développement des techniques d'analyse spectrale et des outils informatiques permis une grande amélioration de la fiabilité et de la résolution de cette détection. Une fois la présence et la nature du forçage orbital mis en évidence, il est possible d'estimer des durées grâce à la reconnaissance et au comptage des cycles. La réalisation de l'échelle des temps astronomique en elle-même est le calage des signaux sédimentaires sur une courbe astronomique calculée sur un intervalle de même âge que la série. Une bonne correspondance entre les deux signaux permet une datation précise de chaque événement enregistré par les sédiments.

1.3.2 La renaissance de la théorie de Milankovitch

Grâce à l'amélioration à la fin des années 1960 des techniques de datations radiométrique, magnétostratigraphique et biostratigraphiques, il fut possible de préciser l'échelle des temps géologiques et de quantifier les variations climatiques à l'aide de données telles que les variations isotopiques de l'oxygène. Ceci entraîna la renaissance de la théorie de Milankovitch. Les études d'Emiliani (1955, 1966) attribuèrent tout d'abord le fractionnement isotopique de l'oxygène mesuré dans les tests de microplancton marin à l'évolution de la température de l'océan et de sa salinité. Dansgaard et Tauber (1969) montrèrent ensuite que la majorité des changements dans le fractionnement isotopique de l'oxygène était lié au volume océanique.

Ce résultat fut suivi par le travail précurseur de Hays, Imbrie et Shackleton (1976) (Fig. 1.9) dans lequel des cyclicités de périodes 100, 41, 23 et 19 ka furent identifiées au sein d'enregistrement des variations isotopiques de l'oxygène par les sédiments. Les périodes de ces cyclicités correspondent aux périodes des cycles de Milankovitch. La datation des enregistrements isotopiques à l'aide des inversions de polarité du champ magnétique terrestre, et l'identification de ces inversions à travers le globe ont permis de vérifier que le même enregistrement était présent dans l'ensemble des océans. Ces enregistrements, représentatifs des variations du niveau marin, établirent donc indirectement la connexion entre les âges glaciaires du Quaternaire et les cycles de Milankovitch. Ce contrôle fut confirmé maintes fois par la suite, notamment grâce à l'étude de carottes de glace provenant des calottes polaires (Petit *et al.*, 1999). Depuis les études fondatrices de Hays *et al.* (1976), les stratigraphes ont recherché des évidences d'un forçage astronomique du climat tout au long des temps géologiques.

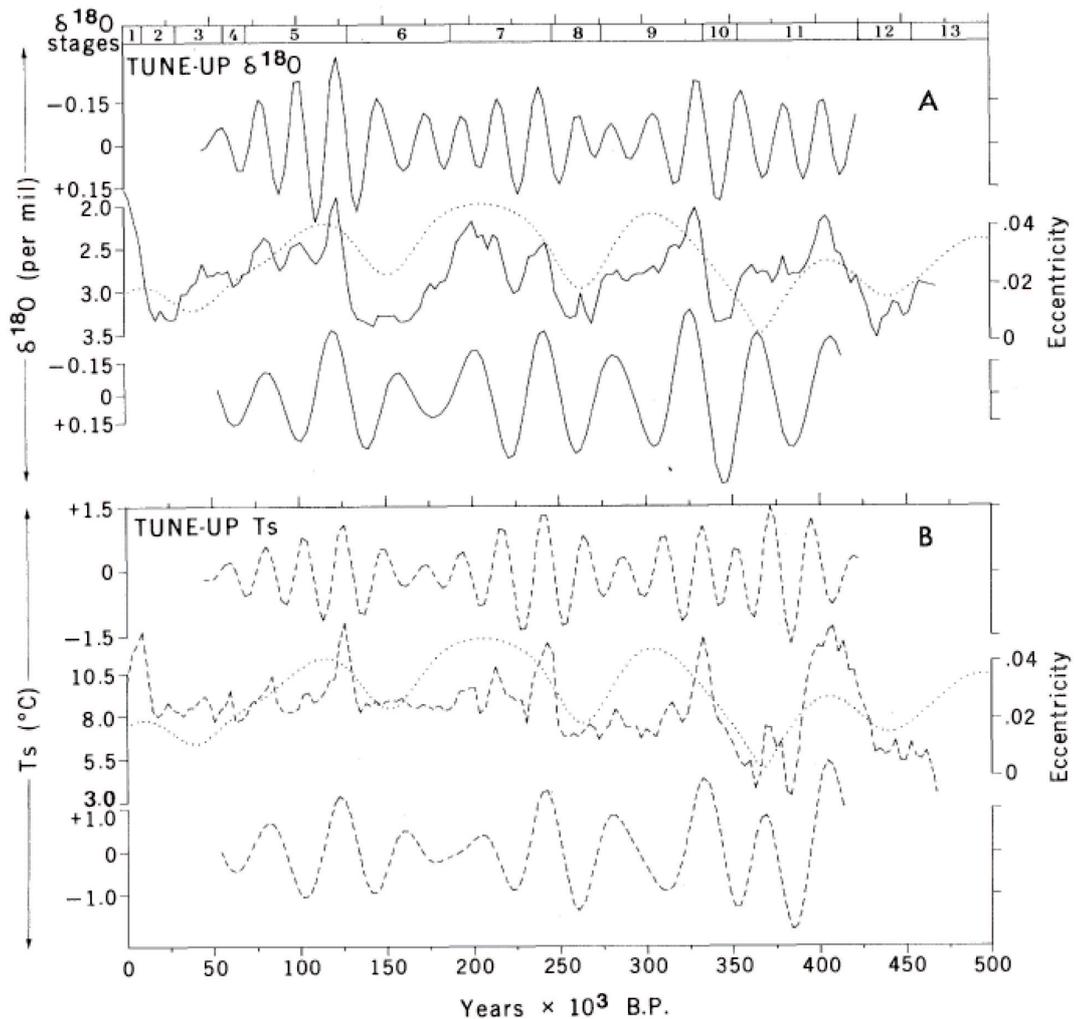


FIGURE 1.9 – Variations du climat et de l'excentricité durant les derniers 500 ka. Les courbes climatiques sont obtenues à partir des enregistrements combinés de deux carottes sub-antarctiques transférées dans le domaine temporel grâce à l'étalonnage orbital. (A) un trait plein indique les variations de $\delta^{18}\text{O}$. Le trait tireté correspond à l'excentricité. La courbe supérieure est la précession extraite de l'enregistrement sédimentaire par filtrage. La courbe inférieure correspond à la précession extraite de l'enregistrement sédimentaire par filtrage. (B) La ligne tireté du centre montre les variations de la température de surface (Ts). La ligne en pointillés correspond aux variations de l'excentricité. La courbe supérieure correspond à la précession extraite de Ts par filtrage. La courbe inférieure correspond à la précession extraite de l'enregistrement sédimentaire par filtrage. (Hays *et al.*, 1976).

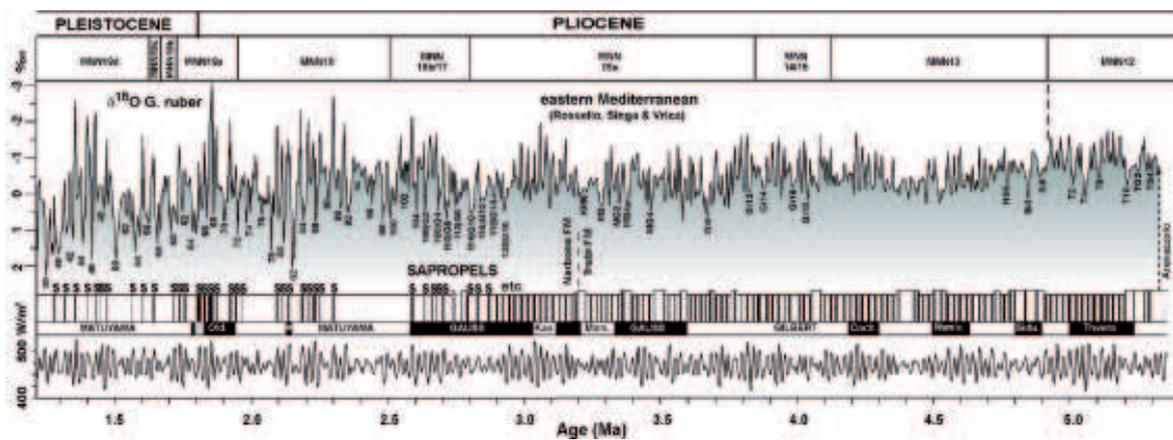


FIGURE 1.10 – Étalonage orbital des variations du $\delta^{18}\text{O}$ provenant de séries sédimentaires méditerranéennes sur les variations de l'insolation à 65°N . Cet étalonage permet de dater les événements enregistrés dans ces séries sédimentaires (saprofels, limite des magnétochrones (Lourens *et al.*, 2004).

1.3.3 Extension de l'échelle des temps astronomique dans le Cénozoïque

Au cours des deux dernières décennies, de nombreuses études cyclostratigraphiques visant à l'étalonnage astronomique de séries géologiques ont été menées avec succès. L'un des principaux résultats de ces études a été la prise de conscience que la cyclostratigraphie pouvait servir à l'établissement d'un "géochronomètre" particulièrement efficace pour tous les temps géologiques.

Les résultats obtenus pour l'étalonnage astronomique du Cénozoïque sont prometteurs. De 1970 à 1994, l'échelle des temps pour le Néogène avait été établie principalement à l'aide de datations radiochronologiques associées à l'étude des anomalies magnétiques océaniques de l'Atlantique sud et aux études biostratigraphiques. L'apparition des méthodes de calibration astronomiques permis de compléter cette méthode "standard" de construction des échelles de temps géologique et d'élever la résolution de l'échelle du Néogène à un niveau jamais atteint auparavant (Hilgen *et al.*, 2006). La clé de voûte de l'échelle astronomique du Néogène fut la corrélation progressive dans le temps entre les cyclicités prédites de l'insolation forcée astronomiquement aux séquences sédimentaires et variations de paléo-indicateurs climatiques (Hilgen *et al.*, 1999). Les données de bonne qualité collectées durant les dernières décades, en particulier, ont prouvée avoir fidèlement enregistré tous les cycles orbitaux prédits par les modèles de mécanique céleste pour le Néogène.

La continuité à long terme des signaux calibrés astronomiquement a été achevée grâce aux corrélations détaillées bio- et magnétostratigraphiques réalisées dans le cadre de la Geological Time Scale publiée en 2004 (GTS 2004) (Gradstein *et al.*, 2004). L'échelle des temps Néogène présentée dans la GTS 2004 comprend une étude portant sur les variations isotopiques de l'oxygène sur les 5 derniers millions d'années en méditerranée, dans l'Ouest de l'Atlantique équatorial et dans l'Est du Pacifique équatorial. Leur calage, sur les variations de l'insolation, a permis d'étalonner astronomiquement l'ensemble du Pliocène avec une résolution de moins de 20 ka (Lourens *et al.*, 2004) (Fig.1.10). Les échelles magnétostratigraphiques et biostratigraphiques de cette période, ainsi que les sapropels de méditerranée, ont tous été datés avec une grande précision grâce à cette calibration astronomique. L'étude de Lourens *et al.* (2004) fait suite aux

nombreux travaux cyclostratigraphiques portant sur le Pliocène réalisés depuis l'avènement de la théorie astronomique des paléoclimats (Hilgen *et al.*, 1991 ; Shackleton *et al.*, 1990, 1995a ; Lourens *et al.*, 1992, 1996). Une lacune dans l'échelle astronomique entre le Pliocène et le Miocène a été comblée grâce à l'analyse cyclostratigraphique et à l'étalonnage des cycles évaporitiques et pré-évaporitiques de Méditerranée, liés à la crise Messinienne (Sierro *et al.*, 1999 ; Krijgsman *et al.*, 2001). L'échelle Miocène est calibrée astronomiquement grâce à une synthèse d'études cyclostratigraphiques réalisées sur des séries marines issues de forages ODP (Shackleton *et al.*, 1999) et des séries lacustres en Espagne (Abdul Aziz *et al.*, 2003). L'utilisation à long terme des cycles astronomiques a notamment permis de compléter l'échelle des temps Néogène grâce à un étalonnage précis des variations isotopiques de l'oxygène jusqu'à l'Oligocène (25 Ma) (Pälike et Shackleton, 2000).

Les âges des étages du Néogène, des séquences eustatiques et des limites de biozones et de magnétozones sont maintenant tous dérivés de la corrélation à cette échelle astronomique. Ces échelles astronomiques ont permis la révision significative des précédentes estimations des âges des limites d'étages.

L'échelle astronomique du Paléogène est encore problématique et requiert une évaluation prudente des incertitudes. L'étalonnage des séries sédimentaires cycliques de cette période, provenant de forage ODP du Pacifique central a engendré la première échelle astronomique couvrant le Paléogène supérieur jusqu'à la limite Eocène-Oligocène (Pälike *et al.*, 2004, 2006). Des séries sédimentaires provenant de l'Atlantique nord (Black Nose plateau) fournissent la base d'une échelle astronomique dans l'Eocène moyen (Norris et Röhl, 1999 ; Pälike *et al.*, 2001). Mais bien qu'une influence orbitale forte ait été identifiée dans le Paléogène inférieur, seule des échelles dites "flottantes" ont été réalisées pour l'Eocène inférieur et le Paléocène (Cramer, 2001 ; Cramer *et al.*, 2003 ; Dinarès-Turell *et al.*, 2003 ; Lourens *et al.*, 2005 ; Westerhold *et al.*, 2008, 2009) (Fig.1.11). Une échelle de temps est dite flottante si elle ne peut être corrélée avec précision sur la solution astronomique, en raison de l'absence de points de calage fiable (limite de magnétochrone, datation absolue) ou de perturbations affectant l'enregistrement sédimentaire des paramètres orbitaux. Ces échelles donnent des estimations précises de la durée des inversions magnétiques et des biozones, mais il reste difficile de corréliser les séries sédimentaires entre elles afin d'obtenir une échelle continue sur l'ensemble du Paléogène. De plus, pour les périodes remontant à plus 35 Ma, l'étalonnage doit être basée sur les variations de l'excentricité à 100 ou encore mieux sur le cycle à 405 ka, seul élément orbital qui peut être calculé avec précision sur cette échelle de temps. En effet, la précision des solutions astronomiques diminue de façon significative à partir du Paléocène.

Cependant, le développement d'une échelle des temps astronomiquement calibrée pour l'ensemble du Cénozoïque semble maintenant envisageable, à terme, grâce aux campagnes IODP dédiées à la récupération de nouvelles données hautes résolutions provenant de séries sédimentaires de bassin océanique, et à l'étude de nouvelles coupes à terre (Hinnov et Ogg, 2007). L'amélioration des solutions astronomiques devrait également jouer un grand rôle dans l'établissement de cette nouvelle échelle.

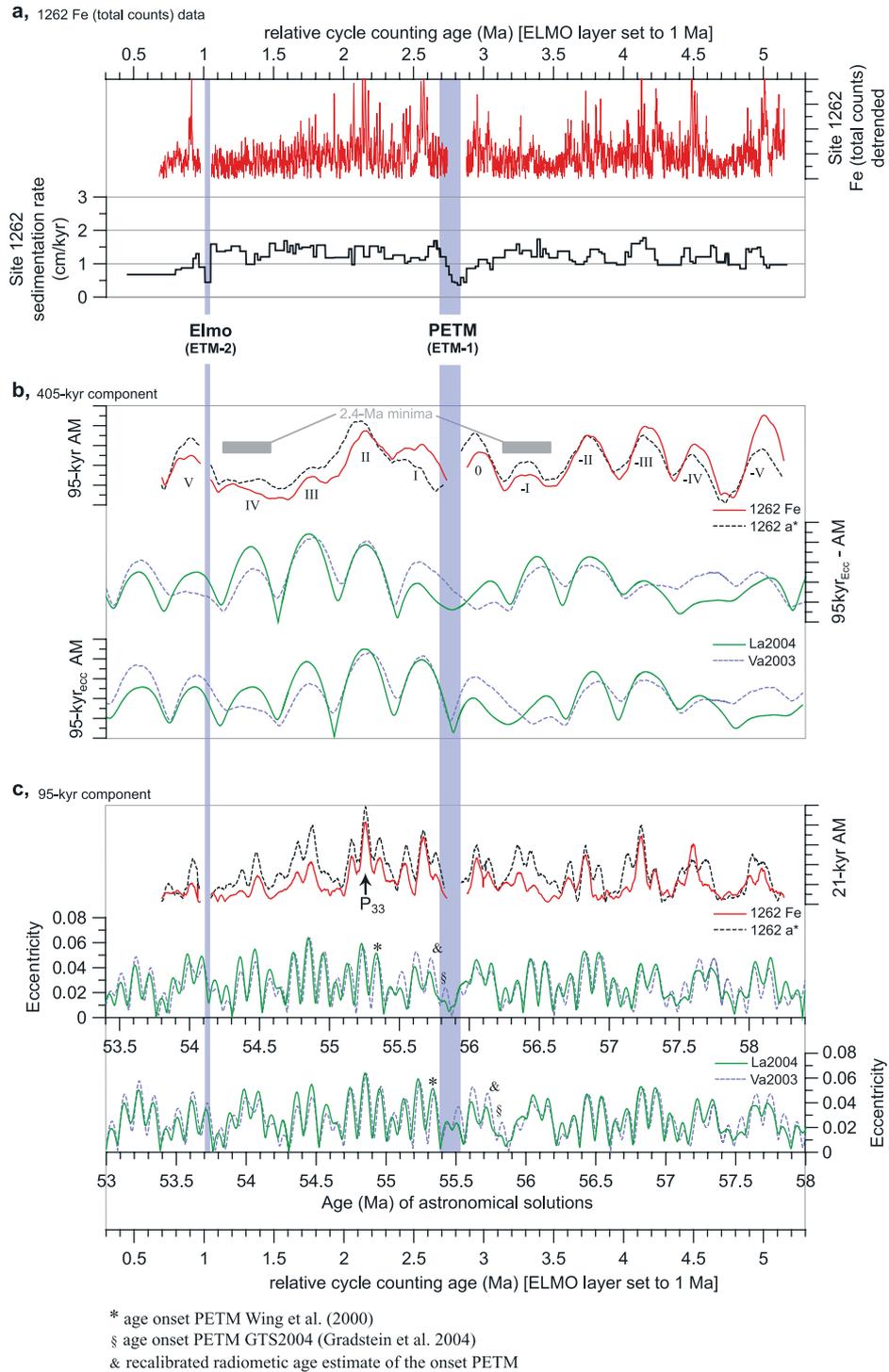


FIGURE 1.11 – Étalonnage astronomique de séries sédimentaires du Paléogène provenant de forages ODP dans le but d’obtenir une échelle flottante. a : variations de la quantité de fer sur le site ODP 1262. b : calage des variations de l’excentricité à 400 ka filtrée à partir du signal sur les variations de l’excentricité à 400 ka issue des solutions astronomiques La04 et Va03. c : calage des variations de l’excentricité à 100 ka filtrée à partir du signal sur les variations de l’excentricité à 100 ka issue des solutions astronomiques La04 et Va03. (Westerhold *et al.*, 2007).

Chapitre 2

Le Crétacé, le Maastrichtien
et la limite Crétacé-Paléogène

Chapitre 2

Le Crétacé, le Maastrichtien et la limite Crétacé-Paléogène.

2.1 L'échelle des temps crétacés.

Le Crétacé est la plus longue période du Phanérozoïque, s'étendant sur plus de 80 Millions d'années. Il est composé de 12 étages, du Berriasien au Maastrichtien, dont la définition originelle était donnée originellement par des biozones d'ammonites identifiées en France et en Hollande (Fig. 2.1). Le second symposium international sur les limites d'étages crétacés (Rawson *et al.*, 1996), a affiné ces définitions en incluant d'autres critères globaux, comme les inversions du champ magnétique terrestre, les excursions isotopiques du carbone, et les données micropaléontologiques.

2.1.1 Construction de l'échelle des temps crétacés.

Les données paléontologiques sont à la base de la création des échelles de temps géologiques. L'échelle biostratigraphique des microfossiles crétacés est basée sur l'étude des calpionelles (Remane *et al.*, 1986), des foraminifères planctoniques (Leckie *et al.*, 2002; Premoli Silva et Sliter, 1999) et des nannofossiles calcaires (Perch Nielsen, 1985, Bralower *et al.*, 1995; Bown, 1998). L'étude des ammonites (Hancock 1991, Cobban 1993), des inocérames (D'Hondt, 1998) et des ostracodes (Colin et Babinot, 1998) a permis de construire l'échelle biostratigraphique crétacée pour les macrofossiles (Fig. 2.1).

L'échelle magnétostratigraphique crétacée, qui est venue par la suite compléter les données biostratigraphiques, est constituée de deux séquences d'anomalies magnétiques océaniques. Le Crétacé inférieur correspond à la fin de la séquence-M, qui s'étend du Jurassique supérieur au début de l'Aptien. Le Crétacé supérieur est couvert par la séquence-C, qui s'étend sur l'ensemble du Cénozoïque, mais qui comprend un long magnétochrone normal couvrant 4 étages du Crétacé supérieur. Cette absence d'inversions de polarité du champ magnétique a empêché l'utilisation de la magnétostratigraphie et constitue un handicap important dans l'établissement d'une chronostratigraphie pour cette partie du Crétacé (Fig. 2.1).

Les séquences d'inversions magnétiques sur lesquelles sont basées l'échelle de polarité magnétique-M pour le Crétacé inférieur proviennent principalement de profils d'anomalies océaniques mesurés dans l'océan Pacifique, notamment près de Hawaï. De nombreuses études bio-magnétostratigraphiques ont permis de corréliser les données paléontologiques du Crétacé inférieur aux séquences de polarité magnétique (Galbrun, 1984; Ogg *et al.*, 1991; Channel *et al.*, 1995).

L'échelle magnétostratigraphique-C (Fig. 2.1) pour le Crétacé supérieur et le Cénozoïque est le fruit d'études magnétostratigraphiques sur des coupes à Terre (Alvarez *et al.*, 1977) corrélées aux profils d'anomalies magnétiques océaniques. L'échelle la plus couramment utilisée actuellement a été établie par Cande et Kent (1992; 1995). L'analyse de profils d'anomalies magnétiques issus de plusieurs océans, l'Atlantique Sud servant de section de référence, a permis la construction d'une séquence composite standard C des inversions de polarité magnétique. Une fois cette séquence composite constituée, il fut possible de générer une échelle de temps, grâce à des modèles d'accrétion ajustés aux datations radiogéniques. L'échelle proposée par Cande et Kent en 1992 fut corrigée en 1995, en accord avec de nouvelles datations absolues publiées après 1992 (Cande et Kent, 1995).

De nombreuses modifications de la définition des étages crétacés eurent lieu jusqu'aux années 1990. Une étape clé dans l'établissement de l'échelle Crétacé fut l'association de méthodes de datation radiogéniques au développement des études paléontologiques et magnétostratigraphiques. L'âge de bentonites du bassin intérieur de l'Ouest américain a été estimé grâce au développement d'une méthode de datation par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur de petites quantités de Sanidine (Obradovich, 1993). Cette étude fut décisive, permettant de proposer de nombreuses datations fiables et une nouvelle échelle des temps crétacés grâce à l'analyse de trente deux échantillons couvrant un intervalle de l'Albien à la limite K-Pg.

L'échelle stratigraphique publiée en 2004 propose des âges et des durées très précises des anomalies magnétiques et des limites d'étages (Gradstein *et al.*, 2004). Cependant, les incertitudes liées aux datations radiométriques et aux modèles d'accrétion utilisés restent importantes (Fig. 2.1).

2.1.2 L'apport de la cyclostratigraphie.

L'emploi de nouvelles méthodes de datations est nécessaire pour améliorer la résolution de l'échelle stratigraphique crétacée. De nombreuses études ont fait état, au cours des années, d'un contrôle orbital de la sédimentation pour certaines séries crétacées (Herbert et D'Hondt, 1990; Fischer, 1993; Ten Kate et Sprenger, 1993), ce qui permet d'envisager l'utilisation de la calibration astronomique.

Le premier pas vers une calibration astronomique de l'ensemble du Crétacé est la réalisation d'échelles flottantes, c'est à dire des échelles basées sur des estimations de durées obtenues grâce à des études cyclostratigraphique, et calées sur l'échelle des temps géologiques au moyen de datations radiogéniques appropriées à l'intervalle étudié (Fiet *et al.*, 2006, Grippo *et al.*, 2004). Près de 80% du Crétacé a fait l'objet d'études cyclostratigraphiques ayant pour objectifs l'estimation de durées et la création d'échelles flottantes. (Hinnov et Ogg 2007) (Fig. 2.2). Si les analyses anciennes portaient surtout sur des variations des critères lithologiques et une majorité de coupes à terre (Ten Kate et Sprenger, 1993; Gale *et al.*, 1999), les études récentes, du moins pour le Crétacé supérieur, disposent de forages pour lesquels ont été mesurées à haute résolution des paramètres physiques ou chimiques, tels que la susceptibilité magnétique, la réflectance, le taux de carbonates, les données FMS. ... L'application de l'approche cyclostratigraphique à ces nouvelles données a ainsi permis d'évaluer la durée de certains étages avec une précision et une fiabilité

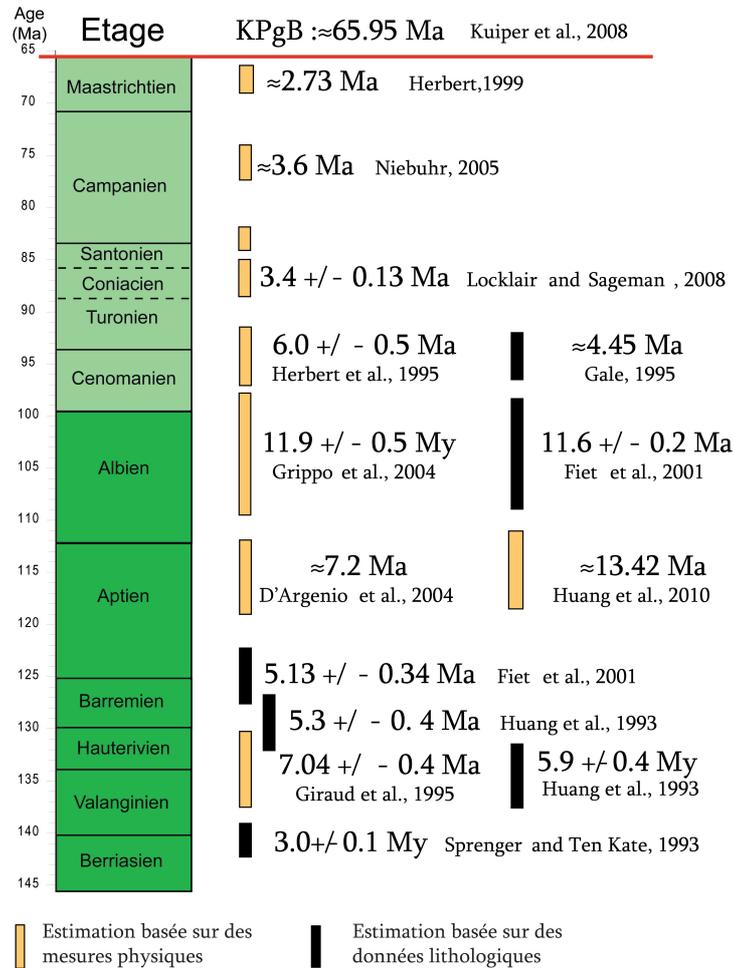


FIGURE 2.2 – Aperçu des travaux cyclostratigraphiques réalisés au Crétacé. Ces travaux, basés sur des données lithologiques ou des mesures physiques, ont permis d'estimer la durée d'une partie ou de la totalité de certains étages. Les échelles de temps restent flottantes, c'est à dire ancrées à l'échelle des temps crétacés grâce aux datations radiogéniques, car il est encore difficile de réellement calibrer astronomiquement des séries sédimentaires anciennes (Husson *et al.*, 2009).

nouvelle. C'est le cas du Santonien et du Coniacien (Locklair et Sageman, 2008) ou de l'Albien (Grippa *et al.*, 2004). Le Cénomano-Turonien en particulier concentre les études cyclostratigraphiques, en raison des nombreux événements globaux d'anoxie océanique qu'il recouvre, et les scientifiques veulent estimer les durées (Gale *et al.*, 1999; Sageman *et al.*, 2006; Mitchell *et al.*, 2008).

Peu d'études cyclostratigraphiques ont été réalisées sur certains étages comme le Valanginien (Huang *et al.*, 1993, Giraud *et al.*, 1995) ou encore une partie du Campanien (Niebhur, 2005). Les études cyclostratigraphiques des différents étages du Crétacé sont encore éparses, ce qui rend encore impossible la mise en place d'une échelle des temps crétacé composite calibrée astronomiquement.

2.2 L'étage Maastrichtien.

2.2.1 Historique.

Le Maastrichtien fut caractérisé pour la première fois par André Dumont (1849), en référence aux calcaires de Maastricht (province de Limbourg, Hollande). L'échelle stratigraphique du Maastrichtien (Fig. 2.3) est basée sur les données biostratigraphiques (telles que les ammonites, microfossiles, inocérames . . .) obtenues sur des coupes à terre : la coupe de Tercis (France) (Odin, 2001a), de Krons Moor (Allemagne) (Birkelund *et al.*, 1984), les coupes de Gubbio (Italie) (Premoli Silva, 1977; Chauris *et al.*, 1998). Ces coupes sont elles-même corrélées à l'échelle des inversions magnétiques C (Cande et Kent, 1992), et associées à des datations radiogéniques provenant du bassin nord ouest américain (Obradovich, 1993; Hicks *et al.*, 1999).

Le Maastrichtien couvre la séquence C des anomalies magnétiques océaniques du magnétochrone C29r au magnétochrone C32 (Fig. 2.3) . Selon Cande et Kent (1992), l' étendue relative des anomalies magnétiques au Maastrichtien la plus grande source d'incertitude de l'échelle de polarité magnétique, car elles ne sont pas basées sur une somme de profils ayant pour base les profils d'anomalies magnétiques de l'Atlantiques, mais sur des profils individuels. Ces profils ont été établis dans le Pacifique Nord, et varient considérablement entre les différents couloirs d'accrétion. Par conséquent, au lieu de prendre la moyenne d'un groupe de profils, des profils courts et individuels ont été sélectionnés par Cande et Kent (1992), ce qui entraîne des incertitudes plus importantes.

Peu de données radiogéniques sont disponibles pour cet étage. Obradovitch (1993) présente deux mesures au sein du Maastrichtien, et plusieurs mesures pour la limite Crétacé-Paléogène, tandis que Hicks *et al.* (1999) proposent 7 datations pour l'ensemble des étages Maastrichtien et Campanien. Les incertitudes de ces datations atteignent 0.7 Ma.

L'échelle stratigraphique du Maastrichtien peut donc encore être affinée. La cyclostratigraphie semble une méthode appropriée à l'étude de cet étage pour en estimer la durée. En effet, les nombreuses inversions magnétiques et biozones, et la très bonne caractérisation de la limite Crétacé-Paléogène à l'échelle globale offrent un cadre chronostratigraphique stable sur lequel s'appuyer.

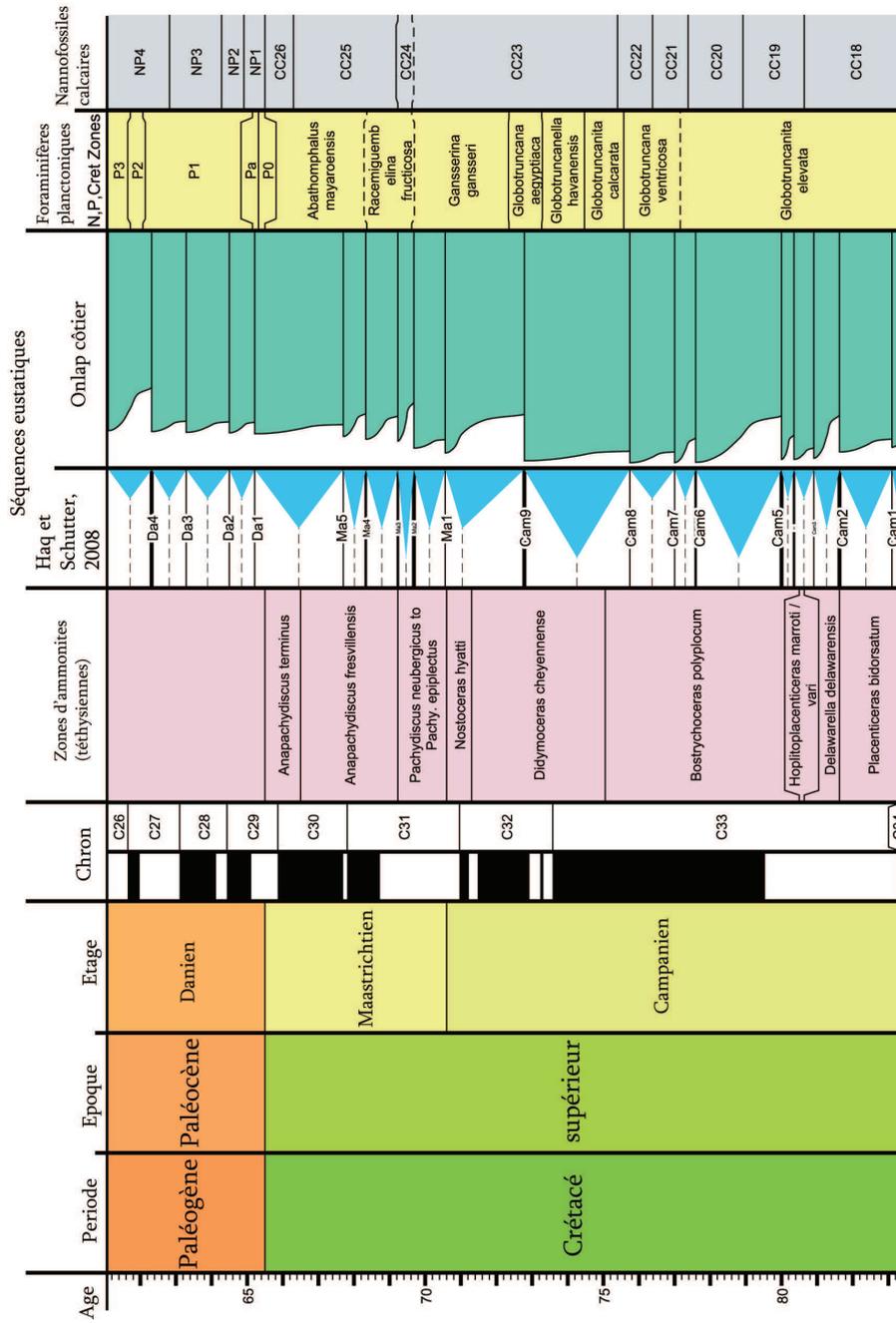


FIGURE 2.3 – Echelle des temps géologiques du Campanien au Danien (d'après Gradstein et al, 2004, établie à l'aide du logiciel TS Creator, disponible sur <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreeator/index.php>). Cette échelle a été établie grâce à l'association de l'échelle des inversions de polarité du champ magnétique terrestre basée sur la séquence-C d'anomalies magnétiques océaniques (établie pour cet intervalle à partir de profils situés dans le Pacifique Nord), d'analyses biostratigraphiques basées sur les ammonites, les nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques, d'analyses magnétostratigraphiques réalisées sur des séries sédimentaires marines et continentales (comme les coupes de Gubbio, en Italie), et de datations absolues obtenues sur des roches et des cendres volcaniques provenant du bassin du Western Interior (USA).

2.2.2 Etudes cyclostratigraphiques antérieures du Maastrichtien.

Le Maastrichtien a déjà fait l'objet de quelques études cyclostratigraphiques, qui n'avaient pas toujours pour but l'estimation de durées. Herbert et D'Hondt publient en 1990 une première étude cyclostratigraphique des sédiments maastrichtiens provenant des legs DSDP 39, 72 et 74 de l'Atlantique Sud. Leur analyse porte sur les variations de couleurs des sédiments, et permet l'identification de cycles correspondant aux variations de la précession. Cette étude permet les premières estimations des variations du taux de sédimentation de part et d'autre de la limite Crétacé-Paléogène. Ces études sont complétées par la suite par Herbert *et al.* (1995) et Herbert (1999), où une attention spéciale est portée aux variations d'excentricité à long terme. Bien qu'un calage temporel sur la précession ait été réalisé, l'étude avait pour but principal d'étudier les variations climatiques et les variations du taux de sédimentation, et leurs réponses au forçage orbital. Herbert publie la même année (Herbert, 1999) une synthèse des études menées sur les sites 516F et 357, et 525 à 529 (Atlantique sud), qui permet de mettre en évidence des cycles correspondant à l'excentricité à 405 ka et à la précession, ainsi que les cycles d'excentricité à très long terme à 2.5 Ma. Les durées respectives estimées dans les travaux d'Herbert (Herbert *et al.*, 1995 ; Herbert, 1999) des magnétochrones C30n, C30r et C31n sont de 1.7, 0.105 et 0.925 Ma. Les analyses cyclostratigraphiques réalisées dans le cadre de ce travail de thèse devraient permettre de tester les durées proposées par Herbert (1999), et de les affiner.

2.2.3 La limite Campanien-Maastrichtien.

La limite inférieure du Maastrichtien, qui sépare cet étage du Campanien, a été longtemps caractérisée par la première occurrence de la belemnite *Belemnella lanceolata*, identifiée notamment sur la coupe de Krons Moor, dans le Nord de l'Allemagne (Birkelund *et al.*, 1984; Schönfeld *et al.*, 1996). Ce marqueur étant limité au domaine boréal, la limite fut ré-assignée à la première occurrence de l'ammonite *Pachydiscus neubergicus*, dont la distribution selon la latitude est plus large (Hancock, 1991 ; Odin, 1996). Elle est actuellement définie sur la coupe de Tercis (Odin *et al.*, 2001) (Fig 2.4) où douze bio-horizons, dont un repère guide, *P. neubergicus*, permettent de l'encadrer. La limite Campanien-Maastrichtien est fixée à 115.2 m. Cette cote correspond à la moyenne arithmétique des niveaux de ces 12 bio-événements à Tercis (Odin *et al.*, 2001) (Fig 2.5). Selon Odin (2001b), la corrélation des bio-événements de Tercis à la coupe de la Bottaccione (Italie), qui possède une échelle magnétostratigraphique bien définie, permet de positionner la limite Campanien-Maastrichtien au milieu du magnétochrone C32n.2n, et de dater cette limite à 72.0 ± 0.5 . Cette définition de la limite Campanien-Maastrichtien à Tercis correspond par corrélation à la base de la zone à *B. lanceolata* dans le domaine boréal (Fig 2.4).

Une seconde estimation de l'âge de la limite Campanien Maastrichtien est présentée dans l'échelle des temps géologiques de 2004 (Ogg *et al.*, 2004). Cette estimation est basée sur la dernière occurrence du nannofossile *Quadrum trifidum*, observé 16 m au dessus de la limite Campanien-Maastrichtien à Tercis. Selon Ogg *et al.* (2004), la dernière occurrence de ce nannofossile au sommet de la zone à *Belemnella obtusa* dans le nord-ouest de l'Allemagne aurait un âge de 69.9 Ma, estimé par corrélation de cette coupe au coupes du Western Interior (USA), pour lesquelles des datations radiosotopiques sont disponibles, et via les variations isotopiques du Strontium (Mc Arthur *et al.*, 1993). Considérant un taux de sédimentation constant entre la position de la dernière occurrence de *Q. trifidum* et la position de la limite Campanien Maastrichtien sur la coupe de Tercis, l'âge de la limite serait de 70.6 Ma (Ogg *et al.*, 2004). Cependant, *Q. trifidum* est caractéristique du domaine boréal, et n'a pas été identifié en Allemagne, et les incertitudes sur les méthodes de corrélation et de datation restent importantes. Par ailleurs, selon Barchi *et al.*, 1997,

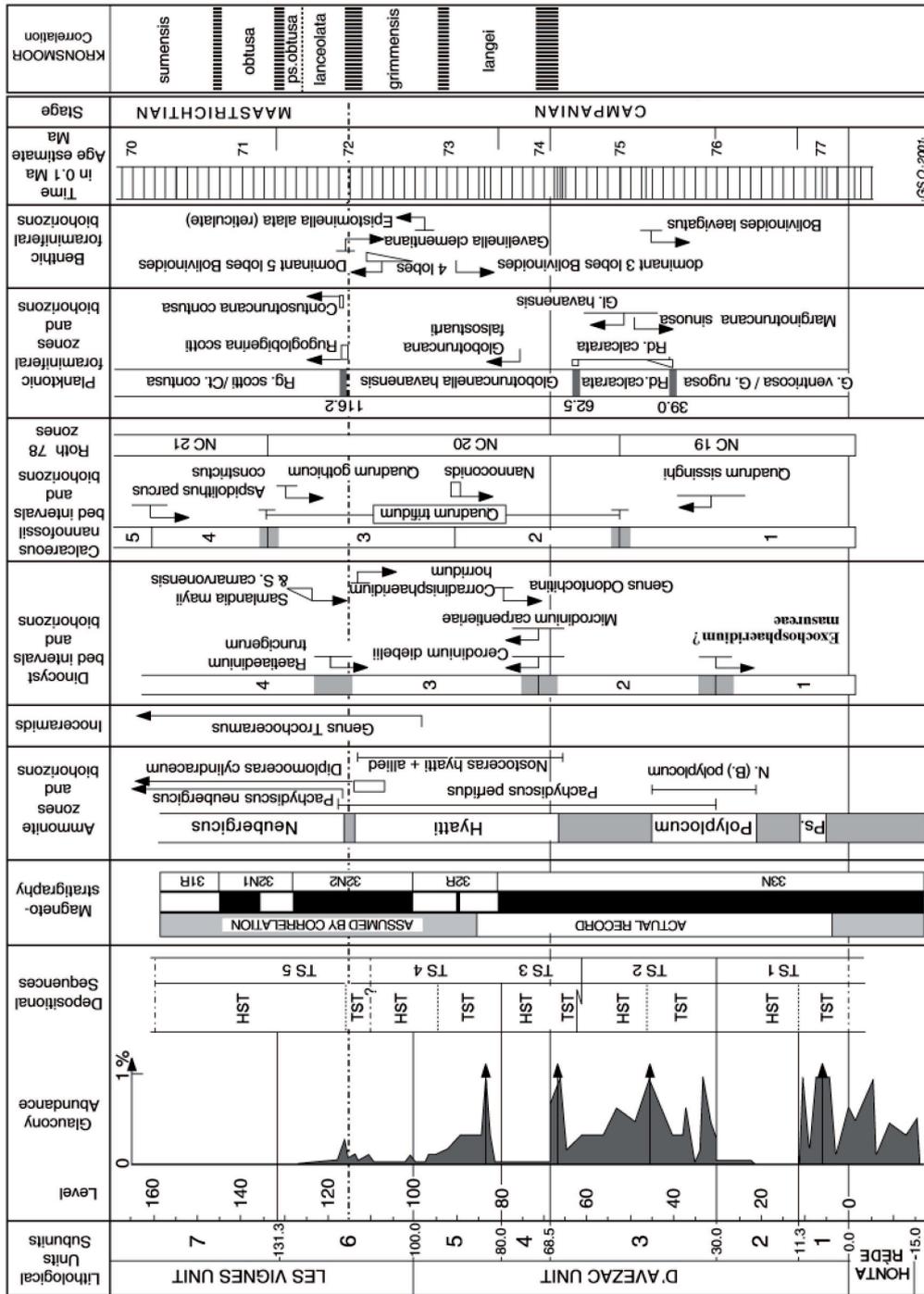


FIGURE 2.4 – Stratigraphie intégrée de la section type de Tercis et corrélations. Les zones biostratigraphiques sont établies sur la coupe, les limites sont tracées suivant les biohorizons observés, la magnétostratigraphie et les biozones boréales (colonne Kronsnoor, dans le nord ouest de l’Allemagne), sont établies d’après des corrélations biostratigraphiques. Les estimations d’âges et de durées sont calibrées d’après des corrélations avec d’autres coupes associées à l’étude des taux de sédimentation à Tercis. N.B : *Nostoceras (Bostrychoceras)*; Ps : *Pseudorybeloceras*; ps. obtusa : *pseudobtusa*; sumensis, obtusa, pseudobtusa et lanceolata sont des zones de belemnite (*Belemnella*); langei : *Belemnella langei*; grimmensis : *Micraster grimmensis*, zone à échinoïde *Cardiaster granulosis*. (Odin et Lamaurrelle, 2001).

Fossil group	Biohorizon	level	≠ (≈m)	≠ ka
Ammonites				
1-	FO <i>Pachydiscus neubergicus</i>	≤ 116.1	+0.9	≈35
2-	LO <i>Nostoceras hyatti</i> and allied forms (N. sp 2)	≥ 114.1	-1.1	≈45
3-	FO <i>Diplomoceras cylindraceum</i>	≤ 111 ±3	-4.2	≈165
Inoceramids				
4-	FO genus <i>Trochoceras</i>	≤ 97.7	-17.5	≈700
Dinoflagellate				
5-	LO <i>Corradinisphaeridium horridum</i>	112.4 ±2.4	-2.8	≈110
6-	LO <i>Raetiaedinium truncigerum</i> (≈ <i>R. evittigratum</i>)	118.6 ±3.8	+3.4	≈135
7-	LOs <i>Samlandia mayii</i> & <i>S. carnarvonensis</i>	> 122.4	+7.3	≈300
Calcareous nannofossils				
8-	LO <i>Quadrum trifidum</i>	134.2 ±2.7	+19	≈750
Planktonic foraminifera				
9-	FO <i>Contusotruncana contusa</i>	116.5 ±0.3	+1.3	≈50
10-	FO <i>Rugoglobigerina scotti</i>	116.2 ±0.5	+1.0	≈40
Benthic foraminifera				
11-	FO <i>Bolivinooides</i> 5 lobes > 4 on last chamber	107.4 ±7.4	-7.8	≈310
12-	LO <i>Gavelinella clementiana</i>	115.5 ±0.7	+0.3	≈12

FIGURE 2.5 – Les 12 bio-horizons sélectionnées pour localiser la limite Campanien-Maastrichtien. Les distances approximatives en mètres et les durées séparant la limite des bio-horizons sont données à gauche (issues de l'estimation des taux de sédimentation) (Odin *et al.*, 2001a).

la corrélation des assemblages microfossiles de la coupe de Tercis à d'autres régions positionnerait la limite Campanien Maastrichtien à la base du magnétochrone C31r, daté à environ 70.5 Ma (Hicks *et al.*, 1999). Un second âge de 71.3 Ma est proposé dans la GTS 2004, par projection de la base de la zone à belemnite *B lanceolata* sur les variations isotopiques du Strontium (Obradovich, 1993; McArthur *et al.*, 1993). L'âge et la position de la limite Campanien-Maastrichtien restent donc controversés.

2.2.4 La limite Crétacé-Paléogène.

Caractérisation.

La limite Crétacé-Paléogène marque la fin de l'ère Mésozoïque, et l'une des plus importantes crises biologiques qui ait marqué l'histoire géologique. Elle s'accompagne d'une extinction massive d'organismes dans tous les océans (ammonites, foraminifères planctoniques, reptiles marins...) et sur les continents (dinosaures). Le stratotype de la limite Crétacé-Paléogène est situé à El Kef, en Tunisie (Molina *et al.*, 2006), dans l'épaisse formation El Haria, qui présente une abondance de microfossiles bien préservés (Fig 2.6). La limite Crétacé-Paléogène est définie à la base du niveau argileux (appelée "Boundary Clay") identifié à El Kef (Molina *et al.*, 2006). Cette limite est associée à une importante anomalie d'Iridium découverte par Alvarez *et al.* en 1980 (Fig 2.8) et est marquée à la base, lorsque le passage Crétacé-Paléogène est complet, par la présence de spinelles nickélicifères, de quartz choqués et de tectites. Tous ces éléments sont caractéristiques d'un impact d'astéroïde. La crise Crétacé-Paléogène est enfin marquée par une excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ de -2 à 3 ‰ dans la Calcite ou la matière organique qui se sont formées dans les masses océaniques supérieures. Cette anomalie a été interprétée comme le reflet du déclin de la production biologique associée à la crise (Zachos et Arthur, 1986).

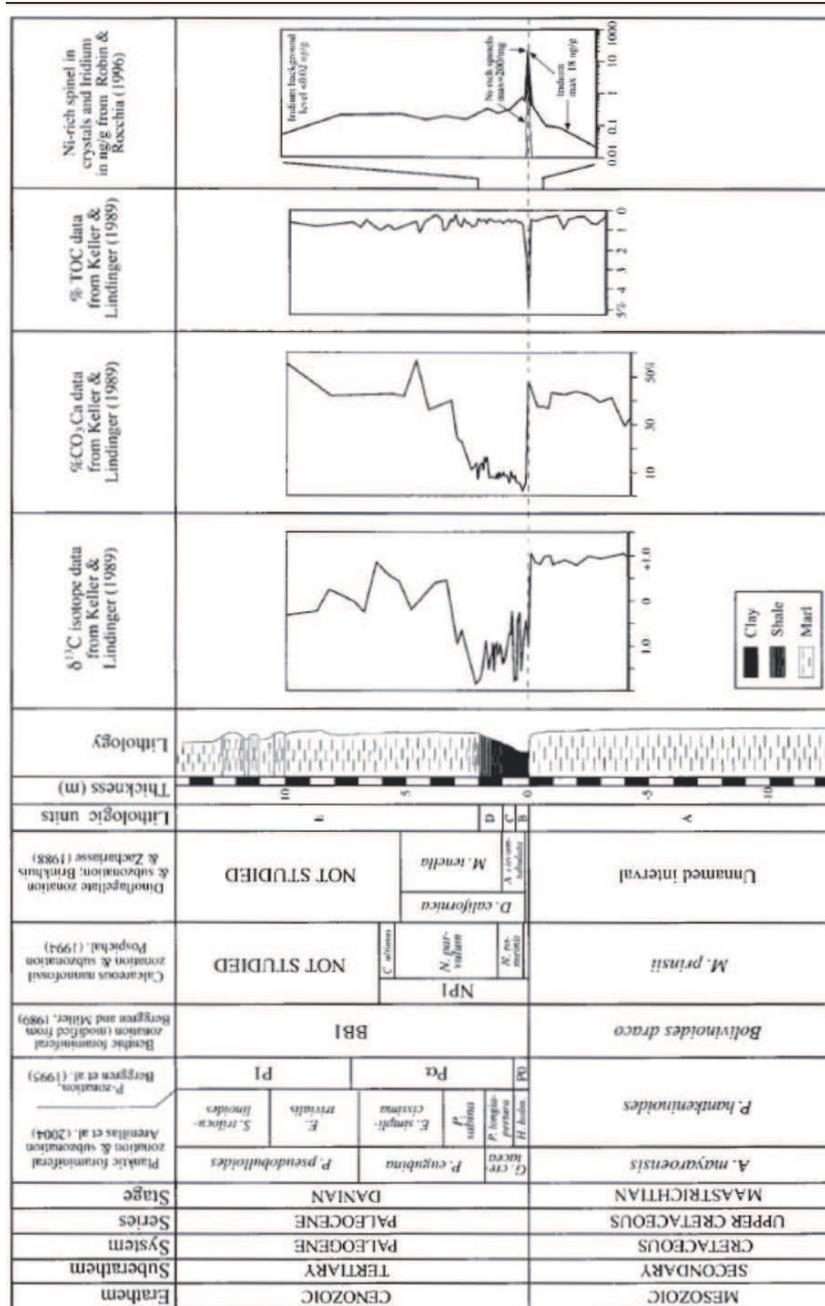


FIGURE 2-6 – Stratigraphie intégrée de la limite Crétacé-Paléogène à El Kef (Tunisie), sa section stratotypique (Molina *et al.*, 2006). La limite Crétacé-Paléogène est définie à la base du niveau argileux (appelée "Boundary Clay") identifié à El Kef (Molina *et al.*, 2006) et est associée à une importante excursion positive d'Iridium ainsi qu'à une excursion négative du $\delta^{13}C$ de -2 à 3 ‰.

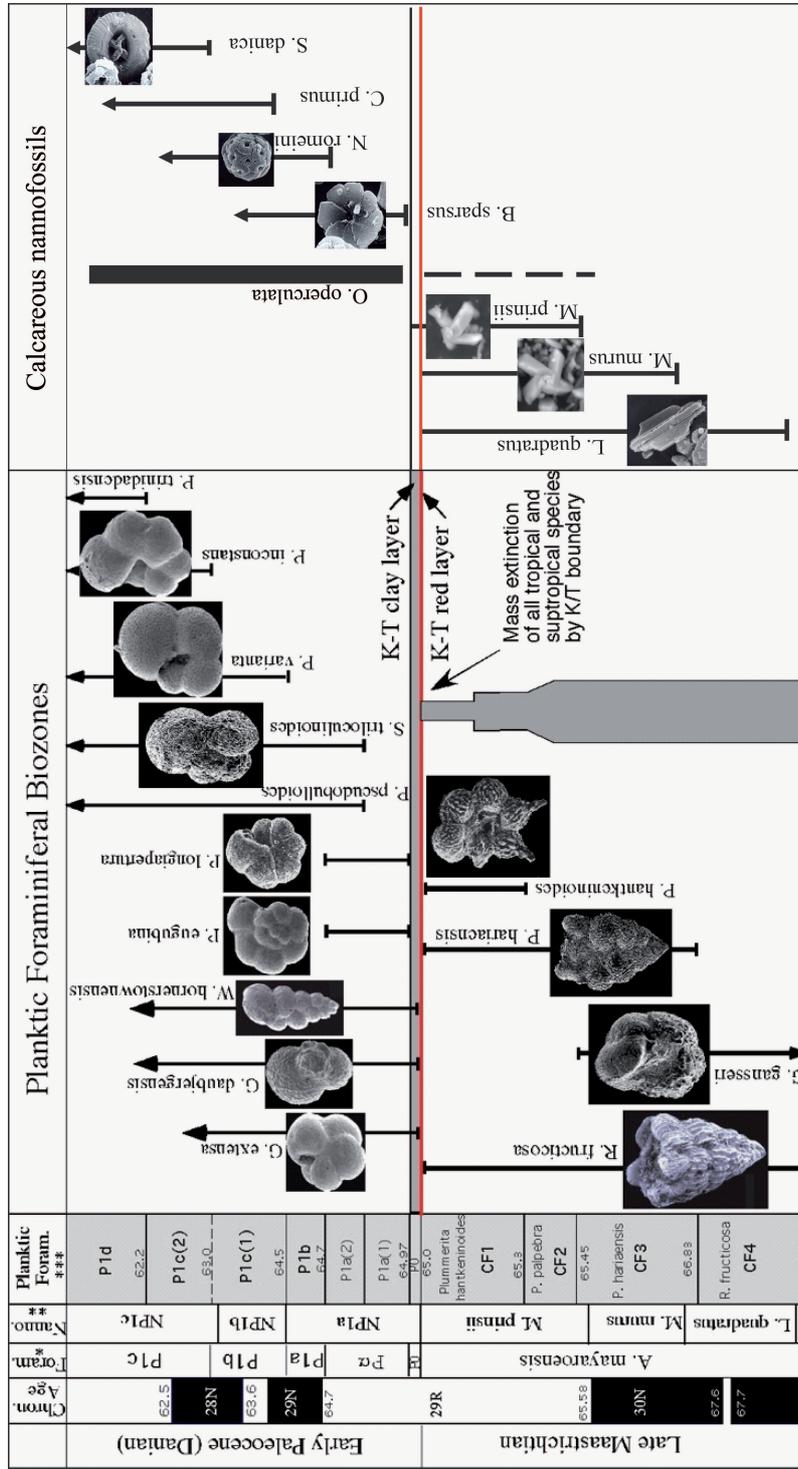


FIGURE 2.7 — Les foraminifères planctoniques et nanofossiles calcaires marqueurs de la limite Crétacé-Paléogène sur le stratotype de El Kef (tunisienne). La limite Crétacé-Paléogène est identifiée facilement grâce à l'extinction massive des foraminifères, la domination soudaine de l'opportuniste *Gembelithra cretacea*, et les premières occurrences des espèces daniennes dans les zones P0 et P1a (d'après Keller *et al.*, 2003, modifié par Silvia Gardin).

Historique des datations de la limite K-Pg.

Les causes de l'extinction massive et très brutale caractérisant la fin du Crétacé ont longtemps été débattues. Deux causes sont particulièrement évoquées : l'impact d'un astéroïde de grande taille (Alvarez *et al.*, 1980), et l'éruption volcanique géante qui causa la formation des trapps du Deccan, en Inde (Courtillot *et al.* 1986 ; Keller *et al.*, 2007). Les scénarios proposés sont parfois conflictuels, ce qui est surtout lié au fait qu'il n'existe pas encore une estimation des durées suffisamment précise pour permettre de définir la succession des différents événements (biotiques et abiotiques) accompagnant la crise. Ces événements ont eu lieu dans un court intervalle de temps, ce qui rend difficile leur distinction les uns des autres. Quel que soit le rôle joué par le volcanisme ou l'impact météoritique, il est très important de contraindre précisément les âges et durées des phénomènes enregistrés autour de la limite Crétacé-Paléogène, afin d'apporter une meilleure compréhension du déroulement de la crise biologique de la fin de l'ère Mésozoïque et des événements associés. L'estimation de l'âge de la limite Crétacé-Paléogène est ainsi une clé dans l'identification des causes de l'extinction.

Connaitre la position de la limite Crétacé-Paléogène au sein du magnétochrone C29r est ainsi une étape importante. La limite est généralement associée à de grandes variations du taux de sédimentation entre le Crétacé et le Paléogène. La durée du magnétochrone C29r est donc également difficile à contraindre d'un point de vue magnétostratigraphique. Herbert et D'Hondt (1990) estiment par une étude cyclostratigraphique la position de la limite Crétacé-Paléogène à 350 ka après la base du C29r. Selon Ogg *et al.* (2004), la limite Crétacé-Paléogène serait située au milieu du magnétochrone C29r, qui durerait 0.743 Ma environ.

La découverte de tectites dans la formation Beloc à Haïti (Sigurdson *et al.*, 1991), au niveau de la limite Crétacé- Paléogène, a ouvert la voie aux premières datations de la limite en elle-même. Auparavant, les études s'étaient surtout concentrées sur des lits de bentonites présentes dans des roches sédimentaires continentales du bassin ouest-intérieur Américain, et situées entre 1 et 21 m au dessus de la limite (Obradovich et Cobban, 1975). Izett (1991) ont réalisé les premières datations de ces tectites, situées exactement au niveau de l'anomalie en Iridium. L'âge estimé est alors de 64.5 ± 0.1 Ma (Fig.2.9). L'âge des roches fondues du cratère de Chicxulub a été estimé pour la première fois par Swisher *et al.* (1992) grâce aux datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Cet âge est très proche de celui des tectites situées au niveau de la limite Crétacé-Paléogène à Haïti et au Mexique. Le cratère est daté à 64.98 Ma.

L'âge estimé par Obradovich en 1993 a été mesuré sur des bentonites situées à 1 m au dessus de la limite Crétacé- Paléogène sur la coupe de Hell Creek, dans le bassin intérieur de l'ouest américain. Ces bentonites avaient été utilisées auparavant par Izett *et al.* (1991), qui obtenaient un age de 64.57 ± 0.23 Ma (Fig.2.9). Celui de l'étude d'Obradovich est de 65.4 ± 0.1 Ma.

Une récente réévaluation des standards $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par Renne *et al.* (2010) fourni une nouvelle estimation de l'âge de la limite Crétacé-Paléogène à $66.236 \pm$ Ma (Fig.2.9).

La limite K-Pg a donc fait l'objet de nombreuses datations radiogéniques, à l'aide de méthodes de plus en plus précises. Cependant, les incertitudes liées à l'âge des éléments standards et à la valeur des constantes radioactives sont toujours importantes, de 2.5% environ pour la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ utilisée pour le Cénozoïque et le Crétacé supérieur (Kuiper *et al.*, 2008).

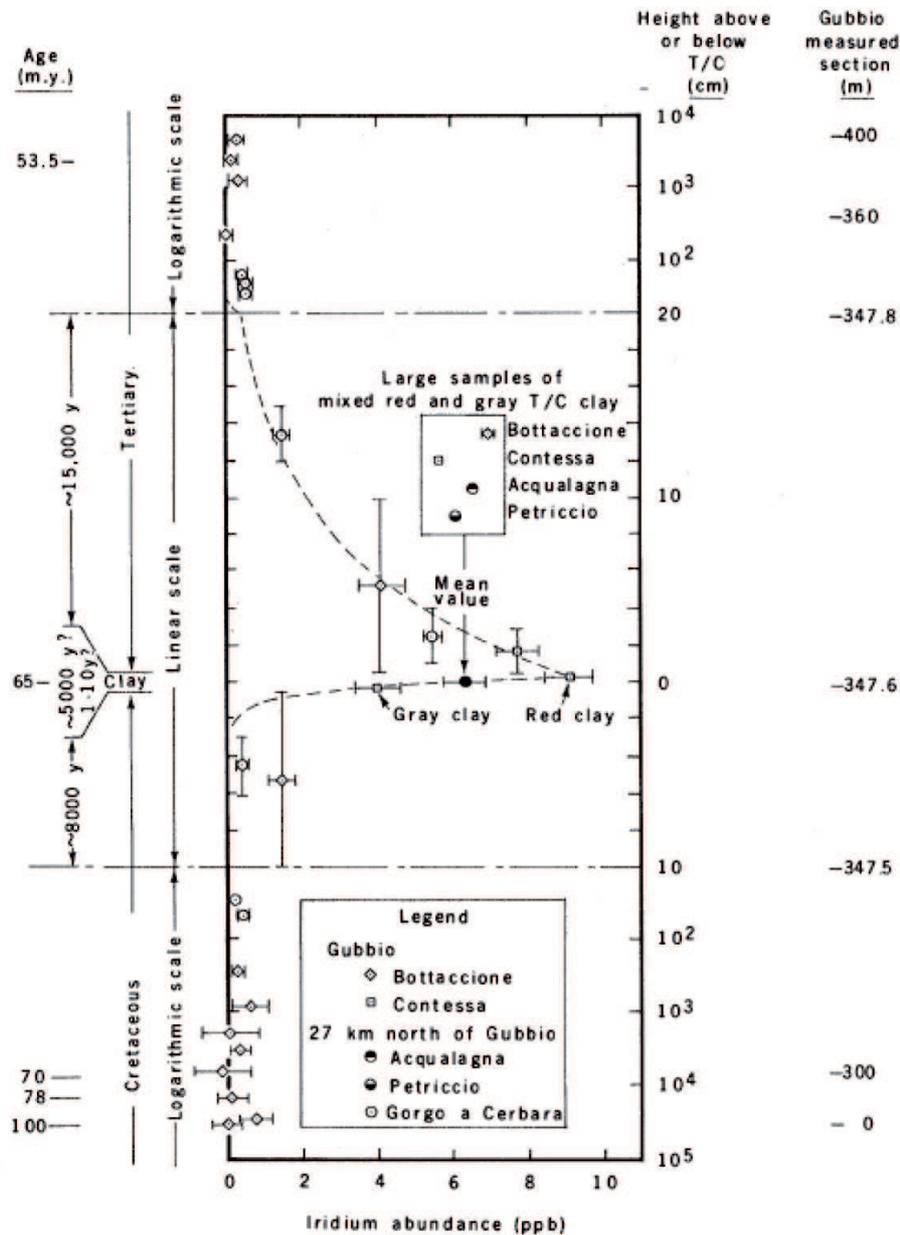


FIGURE 2.8 – Abondance de l'Iridium aux alentours de la limite Crétacé-Paléogène. Mesures effectuées sur les coupes d'Ombrie Marche. Les marges d'erreur sur l'abondance sont liées aux incertitudes des mesures de radioactivité, les marges d'erreurs sur la position stratigraphique correspondent à la largeur de l'échantillon. La ligne tiretée au dessus de la limite K-Pg est une exponentielle estimée à l'œil nu, avec une demie hauteur de 4.6 cm. La ligne tiretée sous la limite KPg est une exponentielle calculée pour présenter la meilleure correspondance aux données. Le point noir représente la moyenne des valeurs mesurées sur 4 échantillons d'argiles prélevés sur la limite KPg (Alvarez *et al.*, 1980).

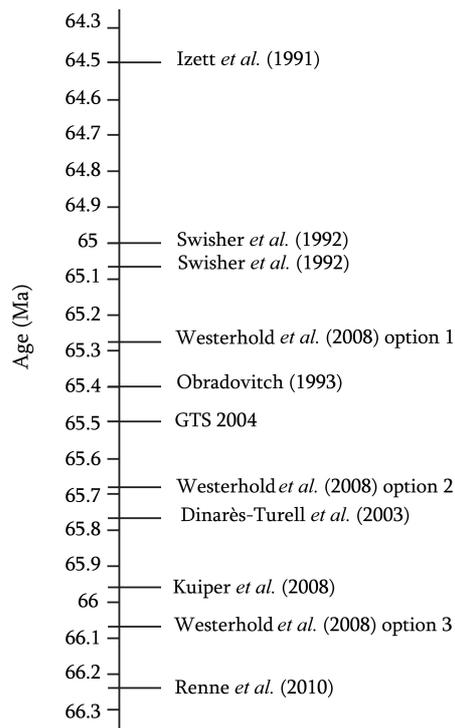


FIGURE 2.9 – Estimations de l'âge de la limite Crétacé-Paléogène.

Application de la cyclostratigraphie et de la calibration astronomique à l'étude de la limite Crétacé-Paléogène.

Les estimations les plus récentes de l'âge de la limite K-Pg sont basées sur la calibration astronomique du Paléogène (Ten Kate et Sprenger, 1993 ; Dinarès-Turell *et al.*, 2003 ; 2007 ; Westerhold *et al.*, 2007), ou l'association d'études cyclostratigraphiques et de datations radiogéniques (Kuiper *et al.*, 2008) (Fig.2.9).

La première étude menée par Ten Kate et Sprenger (1993) porte sur les mesures de carbonates des alternances marno-calcaires des coupes de Zumaia, Agost et Rellou (Espagne) de part et d'autre de la limite Crétacé-Paléogène. Si les résultats cyclostratigraphiques sont fiables, la calibration astronomique est réalisée sur l'extrapolation d'une solution astronomique obsolète.

En 2003, Dinarès-Turell *et al.* publient une nouvelle analyse cyclostratigraphique de la coupe de Zumaia, basée sur des classifications lithologiques. Ils effectuent une calibration astronomique sur les variations de l'excentricité à 100 ka issues des solutions astronomiques La93 (Laskar *et al.*, 1993) et VA03-R7 (Varadi *et al.*, 2003). Les résultats cyclostratigraphiques de cette étude sont repris par la suite en 2007 (Dinarès-Turell *et al.*, 2007), et une nouvelle calibration astronomique est réalisée sur la solution La04. Cette solution est plus fiable dans le Paléocène que les solutions précédentes. Cependant, le calage reste basé sur la solution Va03-R7. L'estimation de l'âge de la limite Crétacé-Paléogène ne varie donc pas entre l'étude de 2003 et celle de 2007, et est toujours évalué à 65.8 Ma environ. De plus, l'identification des cyclicités dans la lithologie de Zumaia est difficile pour le Paléocène supérieur. Le calage est effectué sur les minima de l'excentricité à 100 ka, avec les variations de l'excentricité à très long terme (2.4 Ma) comme point de départ. Or ces deux paramètres ne peuvent pas être calculés avec une précision suffisante sur cet

intervalle. Ce calage présente donc toujours certaines incertitudes.

L'âge déduit par l'étude de la coupe de Zumaia est plus ancien que celui estimé par Westerhold *et al.* (2008) au cours de l'analyse cyclostratigraphique haute résolution des séries Paléocènes issues des legs ODP 208 (NW Océan Pacifique) et 198 (Atlantique Sud). Les variations de la teneur en fer mesurées au XRF sont étudiées en association avec les résultats obtenus auparavant sur la coupe de Zumaia (Dinarès-Turell *et al.*, 2003) et les sites ODP 1001 et 1051 (Rhöl *et al.*, 2001; Cramer *et al.*, 2003). La calibration orbitale de ces séries sédimentaires sur les variations de l'excentricité à 405 ka par Westerhold *et al.* (2008) a permis trois estimations possibles de l'âge de la limite Crétacé-Paléogène. En effet, la signature des variations de l'excentricité à 405 ka (telle qu'elle est présentée après filtrage) n'est pas assez marquée pour permettre de caler les séries sédimentaires avec certitude. Cependant, cette étude confirme le fait que la limite Crétacé-Paléogène est située près d'un minimum de l'excentricité à 405 ka. La limite Crétacé-Paléogène peut donc être placée au niveau de chacun des minima d'excentricité à 405 ka présent dans un intervalle de 65 à 66 Ma.

Une étude associant radiochronologie et cyclostratigraphie par Kuiper *et al.* (2008) contribue à renforcer l'hypothèse d'une limite Crétacé-Paléogène datée d'environ 66 Ma. L'estimation de l'âge de la limite Crétacé-Paléogène est basée sur une réévaluation des standards de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (les Fishs Canyons Sanidines), grâce à la comparaison entre des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et une étude cyclostratigraphique dans le bassin méditerranéen. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenues pour la limite Crétacé-Paléogène lors d'études précédentes par Swisher *et al.* (1992, 1993), et Izett (1991) sont réévaluées en regard de ce standard. Par cette méthode, les âges obtenus pour la limite Crétacé-Paléogène s'étendent de 65.8 à 66 Ma.

Ces résultats sont ensuite utilisés pour réaliser une nouvelle calibration orbitale des données de Dinarès-Turell *et al.* (2003). Le calage a lieu sur l'excentricité à 100 ka issue des solutions astronomiques La04 et Va93. La solution La04 est considérée comme la plus fiable, et le minimum du cycle à 405 ka le plus proche de 66 Ma est située à 65.95 Ma sur la solution La04. Il est alors choisit comme point de calage, et l'âge de la limite Crétacé-Paléogène est donc estimé à 65.95 Ma. Cette estimation est proche de la troisième proposition présentée par Westerhold *et al.* (2008). Ce calage présente toujours des incertitudes, liées à l'imprécision du proxy utilisé (les variations lithologiques), et du calcul des variations de l'excentricité à 100 ka qui augmente avec le temps.

L'âge exact de la limite Crétacé-Paléogène est donc encore en débat, et nécessite de nouvelles investigations. De plus, aux erreurs accompagnant toute étude radiogénique ou cyclostratigraphique, s'ajoutent les perturbations importantes de la sédimentation qui suivent la limite Crétacé-Paléogène, et empêchent sa datation à l'échelle des cycles d'obliquité ou de précession. L'étude du Maastrichtien, qui ne subit pas ces perturbations, apporterait donc de nouvelles informations qui pourraient s'avérer décisives.

2.3 Paléogéographie et Paléoclimat au Maastrichtien.

2.3.1 Paléogéographie.

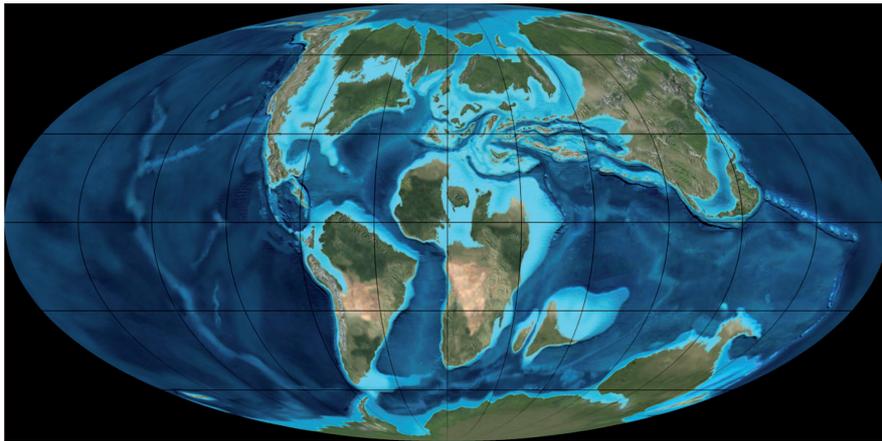
Au cours du Crétacé, le super continent Pangée se fracture, et les continents et océans actuels commencent à prendre forme. Cette activité tectonique importante s'accompagne d'un volcanisme intense. Au début du Crétacé inférieur, un large océan téthysien sépare l'Inde de l'Asie du Sud. La séparation de l'Atlantique Nord et de l'Afrique débute au Crétacé inférieur (environ 120 Ma). L'ouverture de l'Atlantique Sud a lieu plus tardivement, au Valanginien. La séparation de l'Inde de l'Antarctique et de l'Australie aurait également eu lieu au Crétacé inférieur (Scotese *et al.*, 1988). Jusqu'au Crétacé supérieur, l'Océan Atlantique et l'Océan Indien étaient des bassins longs, étroits et sinueux s'étendant en bordure de la Téthys et autour de l'Afrique. Des passages profonds connectaient la partie ouest de la Téthys avec l'Atlantique central, l'Atlantique central avec le Pacifique, et l'Atlantique sud avec l'Océan Indien en développement. Durant les périodes de haut niveau marin, la surface continentale comprenait de nombreuses îles entourées de mers épicontinentales de faible profondeur (Hay *et al.*, 1999) (Fig 2.10). Une explosion de la diversité de nannoplankton et des foraminifères calcaires dans les eaux chaudes et peu profondes de ces mers épicontinentales engendra les dépôts massifs de craie qui donnèrent leur nom à cette période. Au Crétacé supérieur, la mer du Labrador commence à s'ouvrir, et l'Atlantique sud et l'Atlantique central s'élargissent. L'océan Téthys devient plus étroit, alors que l'Inde s'éloigne rapidement de Madagascar. Dans l'Océan Indien et le Sud Ouest du Pacifique, des zones de rifting se mettent en place entre l'Australie et l'Antarctique (Cande et Mutter, 1982), la Nouvelle-Zélande et l'Australie, et la Nouvelle Zélande et l'Antarctique Ouest (Fig 2.10). Au cours du Maastrichtien, l'Atlantique Sud semble séparé en deux bassins distincts par la ride de Wavis (Franck et Arthur, 1999) (Fig 2.11).

2.3.2 Le climat au cours du Maastrichtien.

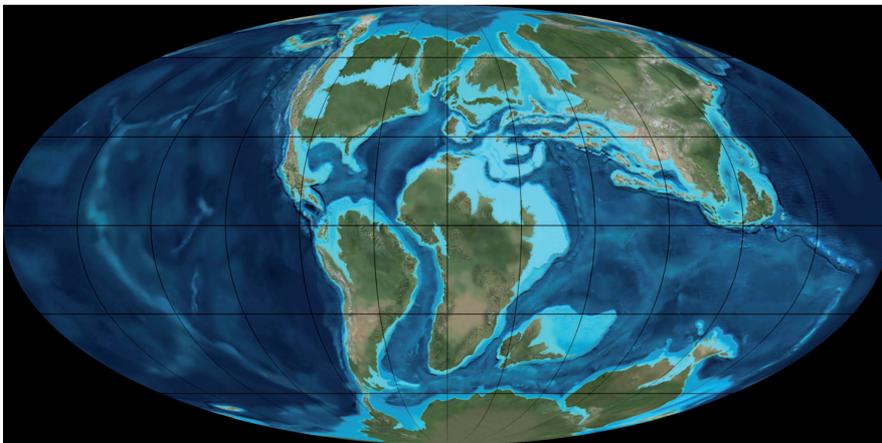
Le contexte climatique du Crétacé.

Durant de nombreuses années, le Crétacé fut considéré comme une période uniformément chaude, avec un effet de serre important, un gradient de température latitudinal faible et un niveau marin relatif élevé. La multiplication des forages dans les sédiments océaniques, en particulier les forages ODP, a permis de récupérer des séries sédimentaires Crétacées assez complètes pour entreprendre des études (Haq *et al.*, 1990 ; Erbacher *et al.*, 2004) paléoclimatiques détaillées.

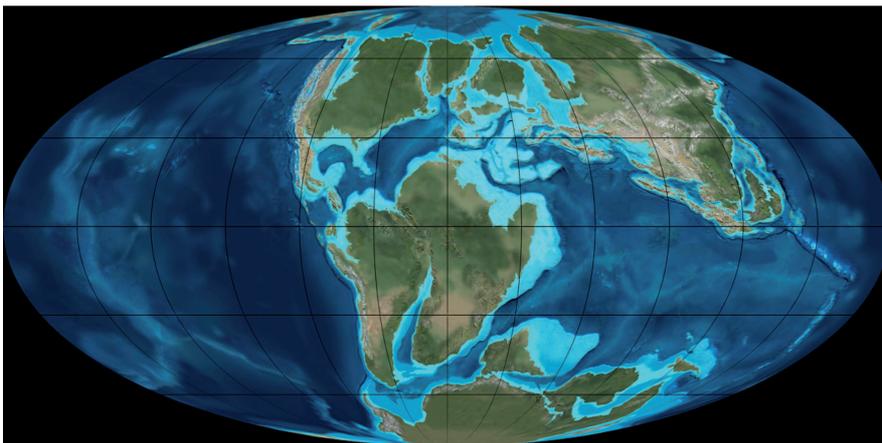
Il a ainsi été découvert que le climat Crétacé présentait des variations importantes au cours du temps, subissant l'influence d'une succession d'épisodes de forte activité volcanique dus à la dislocation du super continent Pangée, qui se traduisent par un dégazage important de gaz à effet de serre et la création de très grands épanchements de lave (LIP) (Coffin et Eldholm, 1994 ; Courtillot et Renne, 2003). Ces événements provoqueraient des distorsions majeures du budget de carbone global et se reflètent dans les variations isotopiques du Carbone, la sédimentation de marnes riches en matière organique lors d'épisodes d'anoxie océaniques (OAE) et d'autres variations climatiques et de la chimie des océans (Larson et Erba, 1999 ; Jones et Jenkyns, 2001).



Turonien (90 Ma)



Albien (105 Ma)



Aptien (120 Ma)

FIGURE 2.10 – Reconstitution en Mollweide de l'évolution de la paléogéographie au cours du Crétacé. L'ouverture de l'Océan Atlantique accompagne la fermeture de la Téthys, et la séparation de l'Inde, de l'Australie et de l'Afrique. (Blakey, 2008, disponible sur <http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/globaltext2.html>).

La stratigraphie séquentielle met paradoxalement en lumière des variations rapides du niveau marin. Les courbes eustatiques du Crétacé montrent en effet de nombreux épisodes d'élévation et de chute du niveau marin d'une amplitude de 50 à 100 m en moins de 1 Ma (Haq *et al.*, 1987). Or à l'heure actuelle, un seul mécanisme est connu pouvant entraîner des changements importants et globaux du niveau marin sur d'aussi courts intervalles de temps : le développement de calottes polaires et glaciers continentaux. Selon de certains auteurs, la température était suffisamment élevée pour avoir empêché leurs formation (Barrera et Washington, 1984). Cependant, les oscillations importantes du niveau marin et du climat ont suscitées de nombreuses recherches axées sur la formation de calottes polaires au Crétacé (Weissert et Lini, 1991 ; Price, 1999 ; Miller *et al.*, 2005 ; Steuber *et al.*, 2005). L'idée d'une période crétacée entièrement libre de glaces fait ainsi l'objet d'une discussion (Barrera et Savin, 1999 ; Stoll et Schrag, 2000 ; Miller *et al.*, 2003).

Une hypothèse alternative à la présence de glace existe pour expliquer ces variations importantes du niveau marin. Selon Jacobs et Sahagian (1993), lors des périodes où le volume de glace est limité, comme le Crétacé, les variations périodiques induites par le climat de la quantité d'eau stockée dans les lacs et dans les nappes phréatiques pourraient produire de petites fluctuations du niveau marin. Ce mécanisme contribuerait aux fluctuations observées dans les temps récents, et dominerait le signal eustatique contrôlé par les paramètres orbitaux durant les périodes à fort effet de serre.

Paléoclimat du Maastrichtien.

Le climat du Maastrichtien présente une grande variabilité avec une succession d'événements chauds et froids surimposés à une tendance vers un refroidissement global (Li et Keller 1998 ; Barrera et Savin., 1999). Il est très marqué par les importants changements paléogéographiques qui affectent la circulation océaniques, notamment par l'ouverture de la circulation entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud, et la mise en place d'une circulation telle qu'on la connaît à l'heure actuelle.

Le Maastrichtien s'inscrit dans une régression eustatique du premier ordre ayant débuté au Turonien (Hardenbol *et al.*, 1998). Haq *et al.* (1987) avaient identifié deux régressions marines du second ordre situées approximativement à la base du Maastrichtien et à la base du magnétochrone C29r. Hardenbol et al (1998) identifient au moins 6 cycles transgression-régression de la fin du Campanien à la limite Crétacé-Paléogène.

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ sur des foraminifères benthiques et planctoniques, dont une synthèse globale a été publiée par Barrera et Savin (1999), indiquent un refroidissement des eaux de surface et profondes au Maastrichtien, surtout dans les hautes latitudes. Superposés à cette tendance à long terme, deux épisodes de refroidissement accru ont lieu respectivement au Maastrichtien inférieur et au Maastrichtien supérieur (Fig. 2.12) (Barrera, 1994 ; Barrera et Savin, 1999).

Un réchauffement final a également été mis en évidence, notamment par une diminution de valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, une augmentation de l'abondance des nannofossiles d'eaux chaudes et une diminution de l'abondance des nannofossiles caractéristiques des eaux froides (Li et Keller, 1998 ; Barrera et Savin, 1999 ; Thibault et Gardin, 2007). Il débute aux alentours de la limite C29r/C30n (Abramovich et Keller, 2003) et correspond à un réchauffement global des eaux de surface et intermédiaires de l'ordre de 3 à 4°. Cet épisode est suivi par un nouvel épisode de refroidissement global de 2 à 3°C environ dans les derniers 100 ka avant la limite Crétacé-Paléogène. L'étude des nannofossiles calcaires et des foraminifères planctoniques indique une faible productivité et des conditions environnementales stressantes durant ce dernier épisode chaud du Crétacé (Li et Keller, 1998 ; Abramovich et Keller, 2003 ; Thibault et Gardin,

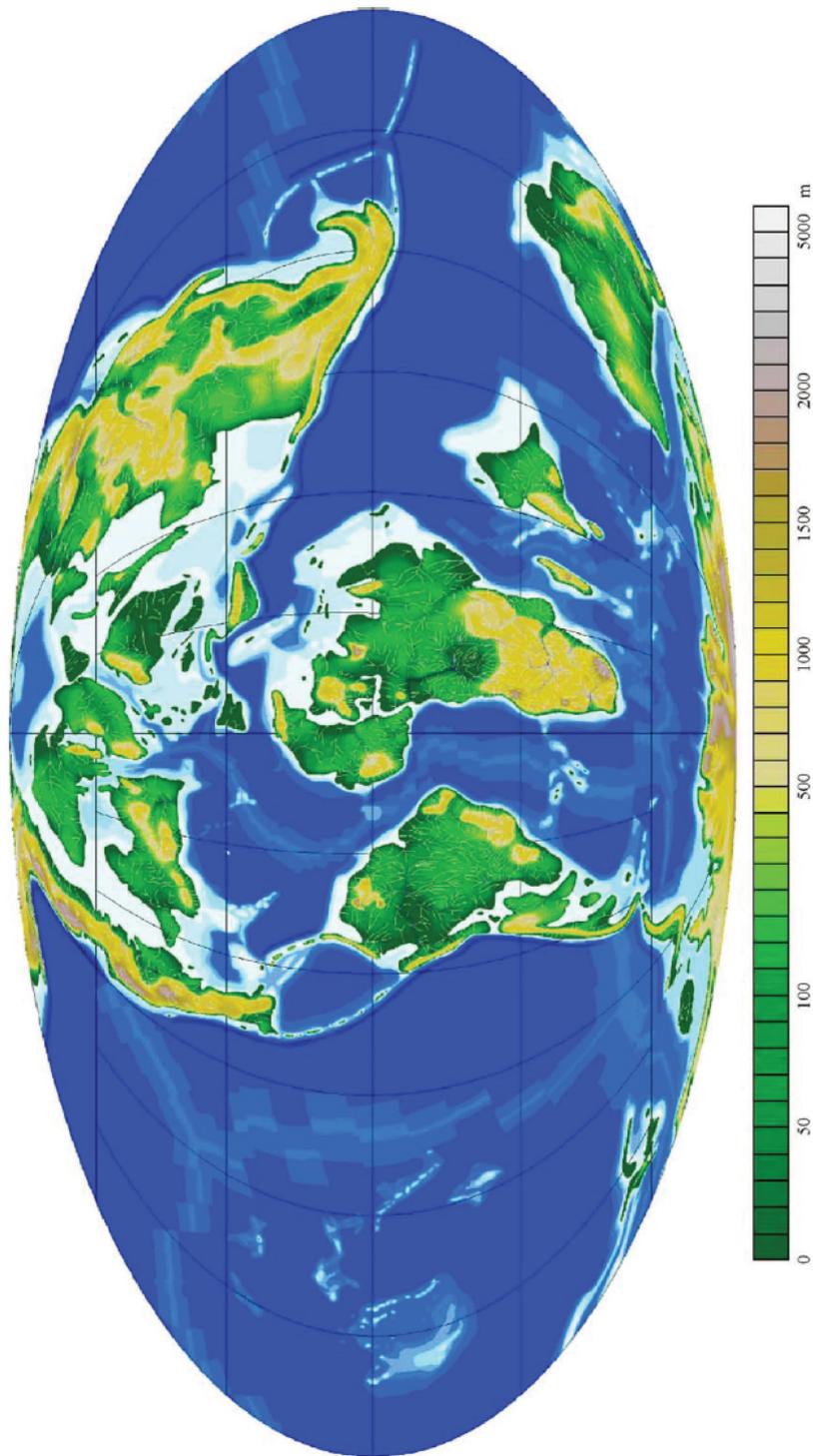


FIGURE 2.11 – Reconstitution paléogéographique en Mollewide du Maastrichtien par le modèle palaeo-DEM. L'altitude a également été modélisée et est représentée par une échelle en dégradé de couleur (Markwick et Valdes, 2004).

2006, 2007). Barrera et Savin (1999) suggèrent que la cause du réchauffement du Maastrichtien terminal serait une augmentation globale du taux de CO₂ dans l'atmosphère, sous l'effet de l'épisode principal de volcanisme des trapps du Deccan, qui aurait renforcé l'effet de serre. Cependant, cette hypothèse est mise en cause par les résultats de modélisations de l'impact environnemental des trapps du Deccan, et les datations et estimations de durée des épanchements volcaniques (Courtilot *et al.*, 1986 ; Keller *et al.*, 2007). La corrélation des différents épisodes volcaniques avec les événements enregistrés par les séries sédimentaires, qui permettrait de mieux comprendre l'impact des trapps du Deccan sur le climat global, nécessitera l'établissement d'une chronologie relative et absolue extrêmement précise et bien contrainte.

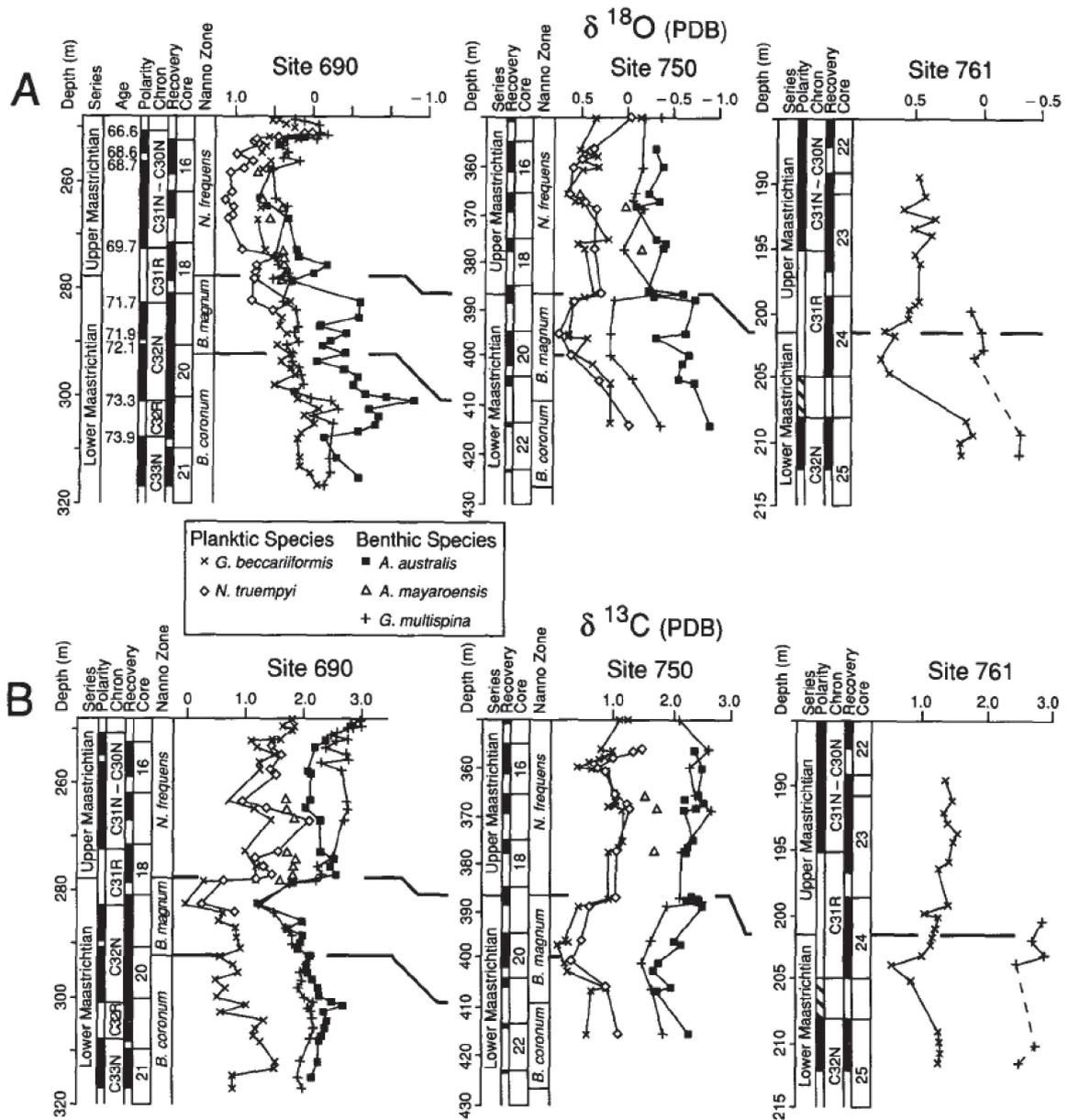


FIGURE 2.12 – Corrélation des enregistrements en Oxygène (A) et Carbone (B) entre les sites ODP 690 (plateau de Maud, Antarctique), 750 (plateau des Kerguelen, Océan Pacifique nord) et 761 (plateau d'Exmouth, Océan Indien) (Barrera, 1994). Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ indiquent un refroidissement des eaux au Maastrichtien. Superposés à cette tendance à long terme, deux épisodes de refroidissement accru ont lieu respectivement au Maastrichtien inférieur et au Maastrichtien supérieur.

Chapitre 3

Sites et données analysés

Chapitre 3

Sites et données analysés

3.1 Sites ODP

3.1.1 Leg 207-Océan Atlantique équatorial

La campagne ODP 207 avait pour but de caractériser les perturbations du climat et du cycle global du carbone durant le Crétacé et le Paléogène grâce à un transect de forages sur le plateau de Demerara Rise, dans l'Océan Atlantique équatorial (Erbacher *et al.*, 2004). Demerara Rise est un plateau sous marin qui fait partie d'une extension de la marge continentale au nord du Suriname et de la Guyane, à 380 km des côtes sud-américaines (Fig.3.1). L'étude des séries sédimentaires récupérées a également permis de préciser l'histoire du début de la circulation océanique entre l'Atlantique Nord et Sud. Celle-ci semble avoir été initiée à l'Albien (Erbacher *et al.*, 2004). Les sédiments marins albiens sont surmontés par des dépôts de marnes noires (black shales) qui coïncident avec la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. Ils caractérisent un milieu pauvre en oxygène dans un bassin isolé (Erbacher *et al.*, 2004). Le Crétacé supérieur voit l'arrivée de conditions marines plus prononcées, avec un refroidissement graduel de la température de l'eau et une meilleure oxygénation. Elles correspondraient à une intensification des échanges entre les océans Atlantique Nord et Sud. Les sites du leg 207 étaient situés à une paléolatitudes de 4° N durant le Maastrichtien (Suganuma et Ogg, 2007).

La limite K-Pg a été reconnue dans plusieurs forages du leg 207, et une épaisse série sédimentaire crétacée récupérée. Le Maastrichtien de Demerara Rise est constitué principalement de craie à nannofossiles et foraminifères. Les bioturbations et l'abondance de pyrite peuvent indiquer des eaux de fond relativement dysoxiques au Campanien supérieur et Maastrichtien inférieur (Erbacher *et al.*, 2004). Les variations dans la sédimentation et les composants mineurs des sédiments suggèrent que les conditions à l'interface eau/sédiment ou dans la colonne d'eau sus-jacente fluctuaient rapidement.

L'étude menée par Thibault et Gardin (2006) sur le forage 1258A fournit un cadre biostratigraphique détaillé basé sur l'étude des nannofossiles calcaires et des foraminifères, ainsi qu'une analyse de l'évolution paléoclimatique de ce site au Maastrichtien. Dans le cas des sites 1259 et 1260, l'analyse

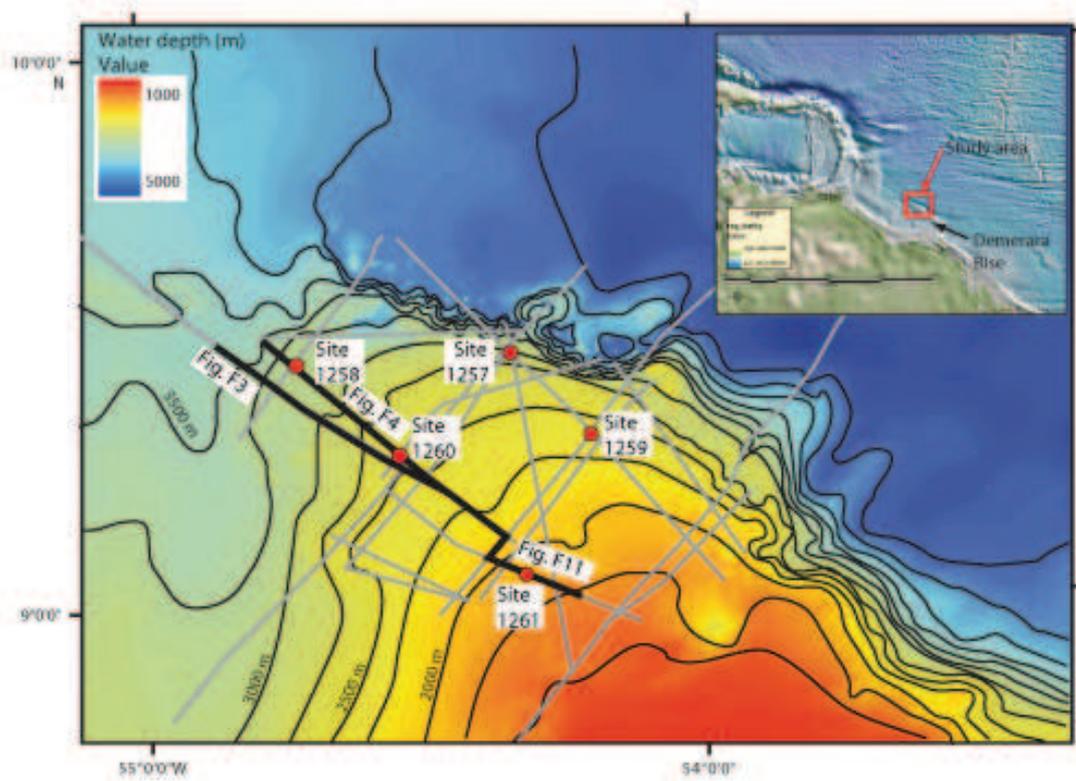


FIGURE 3.1 – Localisation des sites du leg ODP 207 sur le plateau de Demerara, au large de la Guyane et du Suriname (d'après Erbacher *et al.*, 2004).

biostratigraphique pratiquée en routine à bord du bateau fournit une échelle des temps préliminaire. Elle concerne les assemblages de nannofossiles calcaires, des foraminifères planctoniques et des radiolaires. Plusieurs forages ayant été réalisés par site, les efforts se sont concentrés sur le forage A, permettant un échantillonnage plus dense et le développement d'une échelle biostratigraphique à bord du bateau. Les contraintes d'âge des nannofossiles calcaires ont été déterminées par l'observation de 1 à 6 échantillons par section de carottes (pas d'échantillonnage : 0,25 à 1,5 m). Les foraminifères planctoniques ont été examinés à raison d'un échantillon par section de carotte pour le forage A (densité d'échantillonnage = 1,5m), en plus des échantillons provenant du core catcher de toutes les carottes (Erbacher *et al.* 2004). Les nannofossiles sont communs à abondants, et modérément préservés. Les foraminifères planctoniques ont une préservation modérée à pauvre. Les événements biostratigraphique caractéristiques de la limite Campanien-Maastrichtien n'ont été reconnus sur aucun site, la position de la limite reste donc imprécise et contrainte uniquement par la magnétostratigraphie (Fig. 3.2).

Une première étude magnétostratigraphique est effectuée en routine à bord. Pour le leg 207, l'analyse a ensuite été précisée par Suganuma et Ogg (2007), et leurs résultats ont été utilisés pour tous les sites. Les sédiments d'âge Maastrichtien sont ici constitués de craie et de calcaires à nannofossiles présentant une très faible intensité d'aimantation rémanente (Erbacher et al, 2004). Il est donc assez difficile sur certains sites d'obtenir une bonne échelle magnétostratigraphique. Les magnétochrones C29r et C31r ont cependant été bien identifiés. En revanche, un seul intervalle de polarité normale est présent au Crétacé supérieur. Il a été attribué à la succession indifférenciée des magnétochrones C31n, C30r et C30n. La limite des magnétochrones C31r-C32n.2n est assez bien définie, et permet de proposer une estimation de la position de la limite Campanien-Maastrichtien (sommet du C32n.2n). L'étude magnétostratigraphique du Campanien n'a pas été réalisée pour tous les sites, et les inversions ne sont pas très bien exprimées.

L'étude cyclostratigraphique s'est concentrée sur le forage 1258A et les sites 1259 et 1260. Les sites 1258 et 1259 présentent le taux de sédimentation apparent le plus élevé au Crétacé supérieur, et la meilleure magnétostratigraphie (Fig. 3.2). Les sites 1259 et 1260 présentant peu de lacunes de récupération, des signaux composites ont été créés grâce aux corrélations réalisées par l'équipe ODP, basées sur les variations de susceptibilité magnétique. Ces corrélations sont plutôt bien contraintes au Crétacé supérieur, grâce à la présence de la limite K-Pg et de tendances à long terme visibles dans les variations de susceptibilité magnétique.

Le site 1258.

Le site 1258 est situé à 3192.2 mbsl (mètres sous la surface de la mer), sur la pente Est de Demerara Rise, et présente la plus importante paléoprofondeur des sites du leg 207. Trois forages (A, B, C) ont été réalisés. Les forages 1258B et C présentent une mauvaise récupération du Maastrichtien. Les lacunes de récupérations étant trop importantes, il n'a pas été possible de créer une section composite à partir de ces forages. L'étude s'est focalisée uniquement sur le forage 1258A. Les sédiments maastrichtiens y représentent une épaisseur de 95 m (Fig. 3.3).

Le Maastrichtien inférieur du forage 1258A appartient à la sous-unité lithologique IIC, caractérisée par une craie à nannofossiles gris vert avec de l'argile et des foraminifères, et modérément bioturbée (Erbacher *et al.*, 2006). Des concrétions de barite et de pyrite de plusieurs centimètres de diamètre sont communes dans les premiers mètres. Des alternances de couleurs prononcées (de l'ordre du décimètre) dans différentes teintes de gris vert clair et de gris vert sont observées tout au long de cette unité.

La sous-unité lithologique IIB couvre le Maastrichtien supérieur et est constituée de craie à

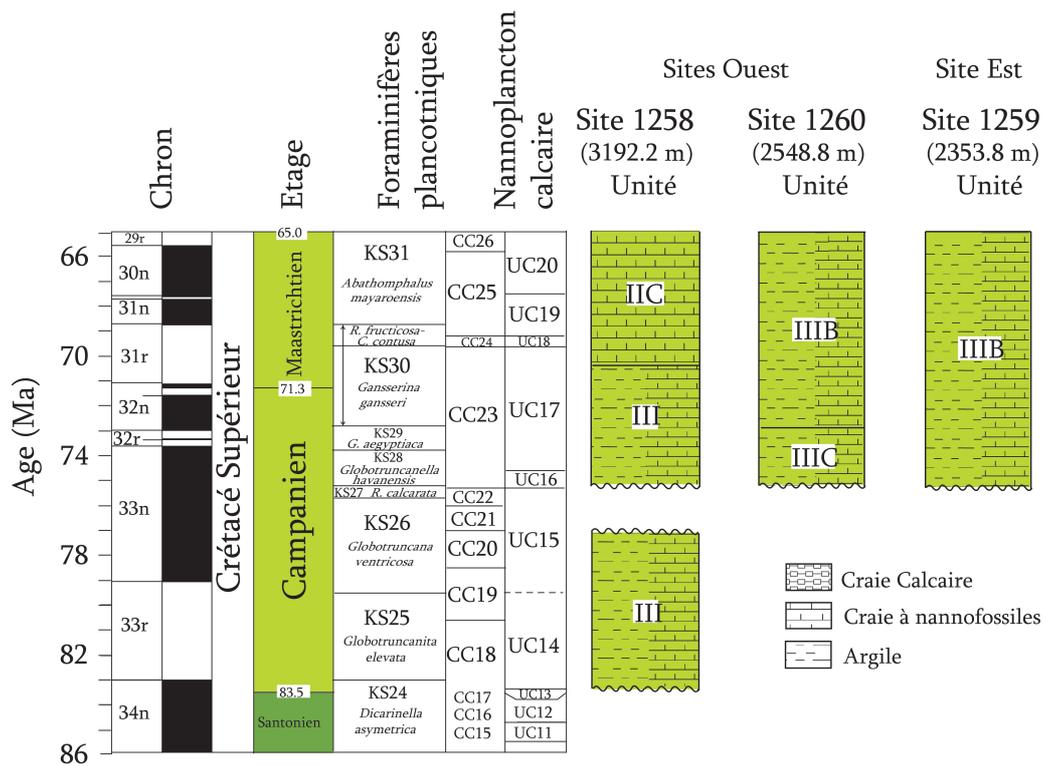


FIGURE 3.2 – Synthèse des données stratigraphiques et lithologiques crétacées des sites 1258, 1260 et 1259 du leg 207 (Demerara rise, Atlantique équatorial). La profondeur actuelle des sites est indiquée (d'après Erbacher *et al.*, 2004).

foraminifères (20 à 40%), présentant une bioturbation modérée et des couleurs variant du rouge jaune au jaune brun (Fig. 3.3). La coloration est plus intense en profondeur. Cette sous-unité est caractérisée par une augmentation de l'abondance de calcite diagenétique et de débris de carbonate par rapport à la sous-unité IIC, et une diminution de la teneur en argile (Fig. 3.3). Les nannofossiles sont rares et faiblement préservés tandis que les foraminifères sont abondants. La teneur en carbonate varie entre 50 et 80 %. La limite K-Pg est représentée uniquement dans le forage 1258B par une couche bien préservée de 1,5 cm d'épaisseur d'ejecta d'impact, constituée de microsphérules vertes.

Le site 1259.

Le site 1259 est situé à une profondeur de 2354 mbsl sur le versant Nord de Demerara Rise, où la pente est faible ($\sim 1^\circ$). Sa paléoprosfondeur était la deuxième plus faible du transect établi lors du leg 207. Trois forages ont été réalisés sur le site 1259, les forages A et B présentant une récupération plutôt bonne du Crétacé supérieur. Sur ce site, le Maastrichtien a une épaisseur de 40 m environ. Une section composite a été créée en utilisant le forage A comme forage principal. Une échelle de profondeur composite a été réalisée (Fig. 3.4). La corrélation entre les forages est basée sur les variations de la susceptibilité magnétique.

Le Maastrichtien fait partie de la sous-unité lithologique IIIB, constituée de craie à nannofossiles modérément bioturbée, avec des apports variés en débris calcaires et argile (Fig. 3.4). Cette sous-unité présente des alternances régulières bien distinctes entre gris vert clair et gris vert sur des intervalles de 5 à 20 cm d'épaisseur. Les intervalles clairs ont un pourcentage plus élevé de nannofossiles et de foraminifères, tandis que les intervalles sombres ont une teneur en argile plus importante. La pyrite, la barite et la marcassite augmentent en abondance avec la profondeur. Le sommet d'un intervalle riche en glauconie, présent dans la partie inférieure de la sous-unité IIIB, peut être corrélé dans les trois forages. Un intervalle condensé riche en glauconie (80 cm d'épaisseur) a été recouvert dans la section 207-1259A-52R-4. Elle sépare le Maastrichtien et la craie du Campanien supérieur, des " blacks shales " du Turonien (Fig. 3.4).

La limite entre les sous-unités IIIB et IIIA est placée à la base de la couche d'ejecta de la limite K-Pg, mais la transition en réalité est graduelle. En revanche, un changement distinct de couleur et de lithologie définit la limite entre la sous-unité IIIB (vert gris à une craie argileuse olive) et la sous-unité IV (des calcaires noirs laminés et argileux, contenant de la matière organique) (Erbacher *et al.*, 2006). La récupération de l'intervalle contenant la limite K/Pg est considérée comme complète ou presque complète dans ce site, car toutes les biozones du Danien inférieur et du Maastrichtien supérieur sont représentées dans les 3 forages (Fig. 3.4).

Les limites des magnétochrones sont relativement bien définies sur ce site. Cependant, la magnétostratigraphie a été établie uniquement pour le forage B. L'incertitude sur la position des limites augmente donc quand on considère les autres forages (Suganuma et Ogg, 2007).

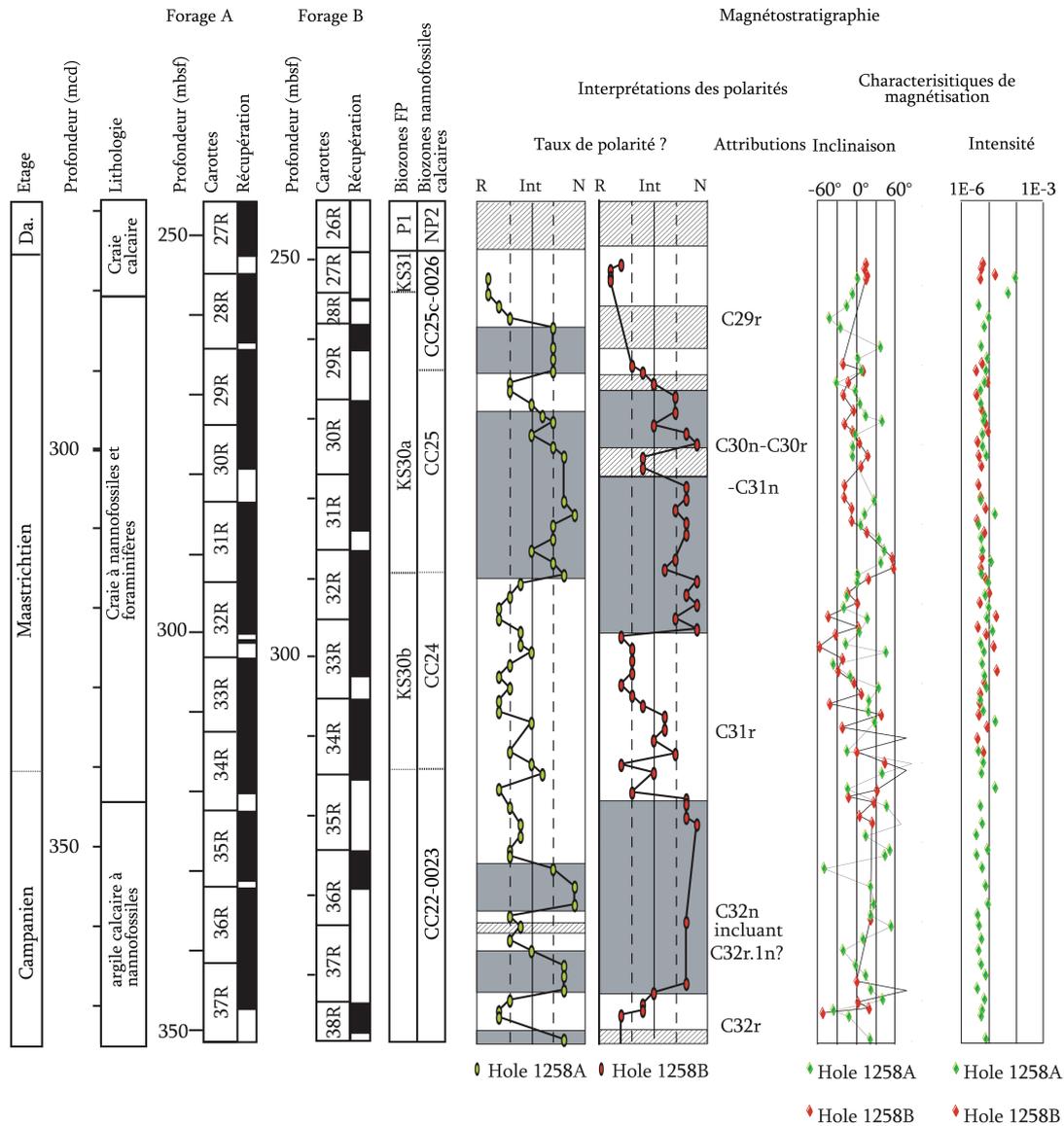


FIGURE 3.3 — Série sédimentaire maastrichtienne du site 1258 (d'après Erbacher *et al.*, 2004). Les sédiments sont constitués principalement de craie à nannofossiles et foraminifères. La magnétostratigraphie et les directions caractéristiques sont basées sur des analyses de minicarottes pratiquées à terre. Les données des deux forages ont été associées, à l'aide de l'échelle de profondeur composite réalisée pour chaque forage, et ces ajustements sont indiqués par le décalage entre les échelles en mbsf (mètre sous la surface du fond marin) de chaque forage. Les taux de polarité sont présentés en fonction de la fiabilité du nombre de vecteurs utilisés pour les directions caractéristiques. (R= polarité inverse fiable, INT= indéterminée, N= polarité normale fiable) La position des points dans cette échelle indique le degré de précision ou d'incertitude. Les zones de polarité sont définies par le groupement des interprétations effectuées sur les échantillons successifs. Zones de polarité normales = gris foncé; zones de polarité inverse = blanc; zones de polarité incertaine, ou lacune de récupération : croisillons. L'attribution des chrons de polarité est basée sur le schéma de polarité et les contraintes de la biostratigraphie des microfossiles. F= foraminifères, N= nannofossiles (d'après Erbacher *et al.*, 2004).

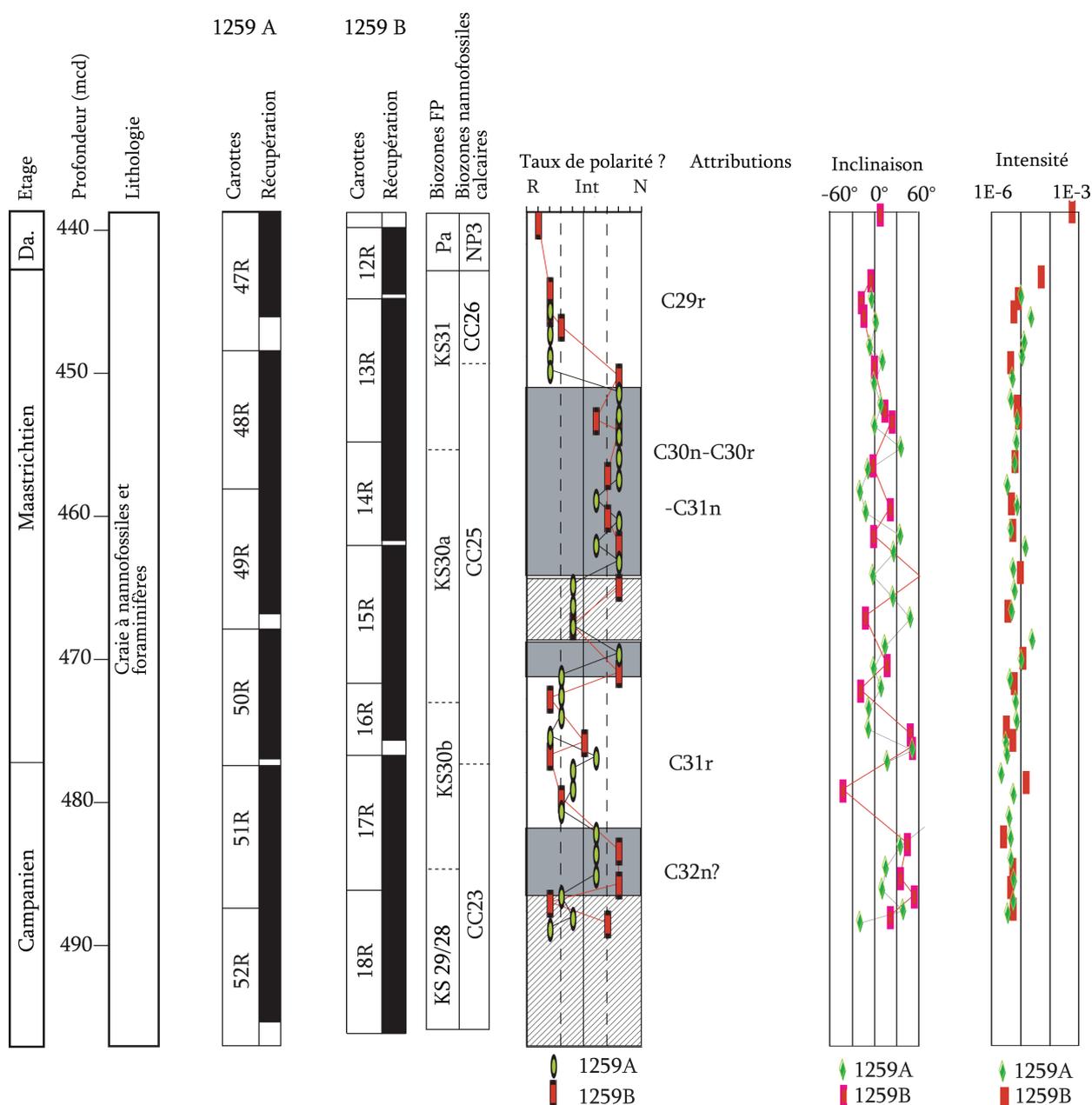


FIGURE 3.4 – Série sédimentaire maastrichtienne du site 1259 (d'après Erbacher *et al.*, 2004). Les sédiments sont constitués principalement de craie à nannofossiles et foraminifères. La magnétostratigraphie et les directions caractéristiques sont basées sur des analyses de minicarottes pratiquées à terre. Les données des deux forages ont été associées, à l'aide de l'échelle de profondeur composite réalisée pour chaque forage, et ces ajustements sont indiqués par le décalage entre les échelles en mbsf (mètre sous la surface du fond marin) de chaque forage. Les taux de polarité sont présentés en fonction de la fiabilité du nombre de vecteurs utilisés pour les directions caractéristiques. (R= polarité inverse fiable, INT= indéterminée, N= polarité normale fiable) La position des points dans cette échelle indique le degré de précision ou d'incertitude. Les zones de polarité sont définies par le groupement des interprétations effectuées sur les échantillons successifs. Zones de polarité normales = gris foncé; zones de polarité inverse = blanc; zones de polarité incertaine, ou lacune de récupération : croisillons. L'attribution des chrons de polarité est basée sur le schéma de polarité et les contraintes de la biostratigraphie des microfossiles. F= foraminifères, N= nannofossiles (d'après Erbacher *et al.*, 2004).

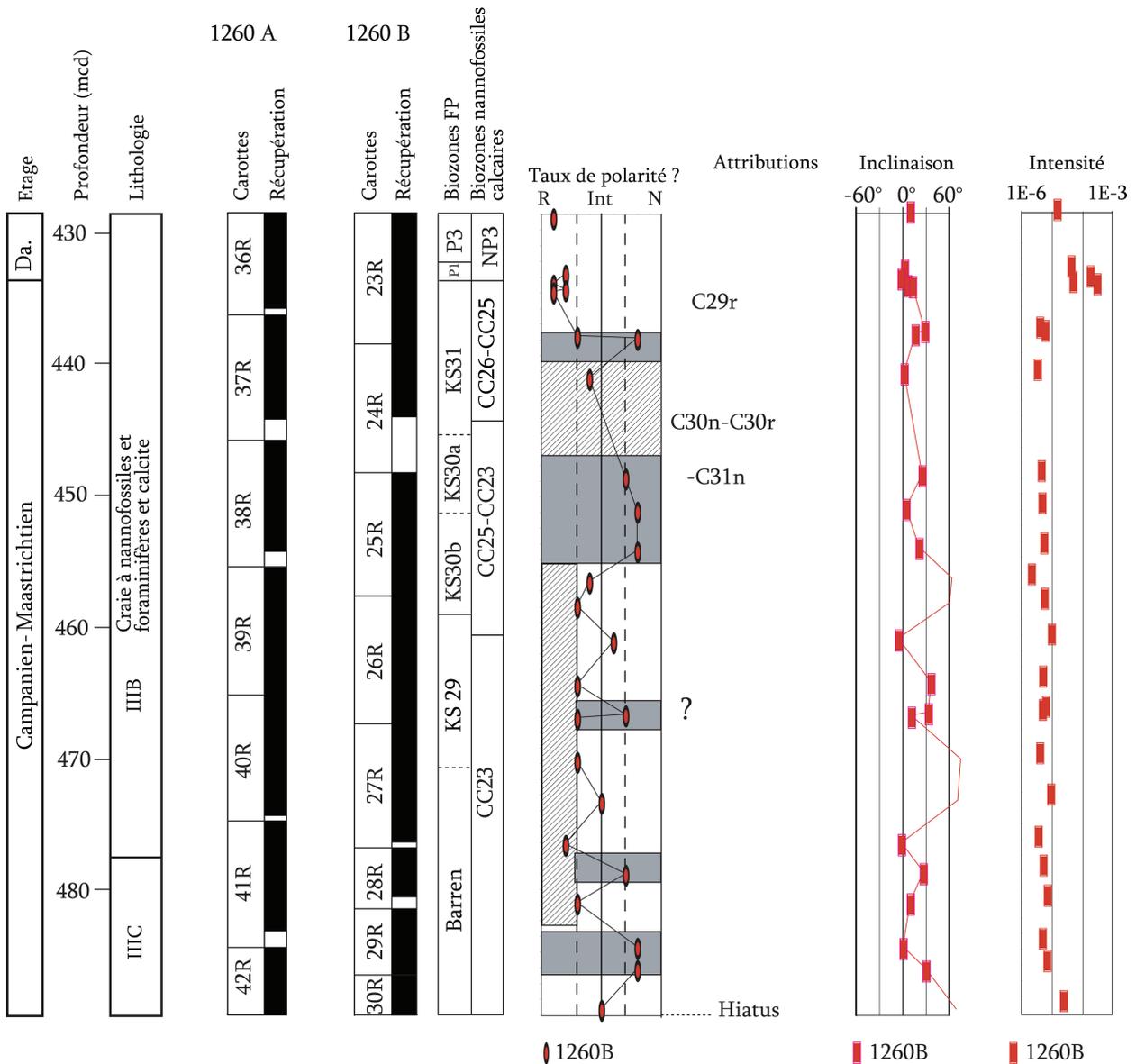


FIGURE 3.5 – Série sédimentaire maastrichtienne du site 1260 (d'après Erbacher *et al.*, 2004). Les sédiments sont constitués principalement de craie à nannofossiles et foraminifères. La magnétostratigraphie et les directions caractéristiques sont basées sur des analyses de minicarottes pratiquées à terre. Les données des deux forages ont été associées, à l'aide de l'échelle de profondeur composite réalisée pour chaque forage, et ces ajustements sont indiqués par le décalage entre les échelles en mbsf (mètre sous la surface du fond marin) de chaque forage. Les taux de polarité sont présentés en fonction de la fiabilité du nombre de vecteurs utilisés pour les directions caractéristiques. (R= polarité inverse fiable, INT= indéterminée, N= polarité normale fiable) La position des points dans cette échelle indique le degré de précision ou d'incertitude. Les zones de polarité sont définies par le groupement des interprétations effectuées sur les échantillons successifs. Zones de polarité normales = gris foncé; zones de polarité inverse = blanc; zones de polarité incertaine, ou lacune de récupération : croisillons. L'attribution des chrons de polarité est basée sur le schéma de polarité et les contraintes de la biostratigraphie des microfossiles. F= foraminifères, N= nannofossiles (d'après Erbacher *et al.*, 2004).

Le site 1260.

Le site 1260 est situé à 2549 mbsl sur la face nord-ouest du plateau de Demerara Rise, à une paléoprofondeur intermédiaire dans le transect réalisé le long du plateau. Deux forages ont été réalisés, présentant une bonne récupération du Maastrichtien. Un composite a été réalisé, utilisant comme base le forage A, qui a permis d'obtenir une section quasi continue couvrant cet étage (Fig. 3.5).

Le Maastrichtien de ce site appartient à la sous-unité lithologique IIIB, composée de craie argileuse gris-vert claire, comprenant des teintes olive ou rouge dans l'intervalle proche de la limite K-Pg. La teneur en carbonate varie de 40 à 80 %, et ses variations semblent suivre les alternances de couleurs claires (riche en carbonates), et sombres (pauvres en carbonates). La fraction carbonatée inclut des portions égales de nanfossiles, foraminifères et débris calcaires. La bioturbation est importante. Les quantités de pyrite et d'argile augmentent en abondance avec la profondeur. Quelques rares nodules de barite de quelques millimètres à un centimètre de diamètre sont observés au Maastrichtien inférieur (Fig. 3.5). La limite K-Pg est très bien récupérée sur le forage 1260B. Environ 3.5 m sous la limite, la couleur des craies maastrichtiennes passe du gris-vert au brun-jaune foncé, puis retourne au gris vert environ 50 cm avant la limite. Cette variation de couleur semble accompagner un changement environnemental important et correspond également à la transition entre le magnétochrone indifférencié C30n-C31n et C29r.

3.1.2 Leg 208 - Océan Atlantique Sud

Le leg ODP 208 avait pour but la réalisation d'un transect le long de la dorsale Walvis, afin notamment de fournir une histoire détaillée des variations paléocéanographiques associées aux variations climatiques au cours du Cénozoïque, incluant le maximum thermal du Paléocène-Eocène (PETM). Walvis Ridge est une ride aismique de direction NE-SW qui divise l'Est de l'Atlantique Sud en deux bassins, le bassin de l'Angola au Nord, et le bassin du Cap au Sud (Fig. 3.6). Des anomalies magnétiques et gravitaires indiquent que la ride a été formée par des points chauds proches de la ride d'accrétion Atlantique, alors que l'océan s'ouvrait (Rabinowitz et Simpson, 1984). Seule la subsidence thermique l'a affectée depuis sa formation au Maastrichtien (Moore *et al.*, 1984).

Deux sites du leg 208 atteignent le Crétacé. Le site 1267 est situé dans le bassin de l'Angola, près de la base du flanc nord-ouest de Walvis ridge. Ce site possède le plus fort taux de sédimentation au Maastrichtien, et le forage 1267B, en particulier, présentait la meilleure récupération. Avec une profondeur sous le niveau de la mer de 4356 m, ce site est 100 m moins profond que le site DSDP 527, foré 10 km plus à l'Est. Le forage 1267B atteint les sédiments du Maastrichtien supérieur.

La série sédimentaire étudiée ici couvre la base du Paléocène et la limite K-Pg, jusqu'au sommet du C30r. Le Paléocène et l'Eocène de ce forage ont déjà fait l'objet d'une étude cyclostratigraphique (Westerhold *et al.*, 2007; 2008). Une étude des nanfossiles calcaires ainsi que des foraminifères benthiques et planctoniques, réalisée à bord, a permis l'établissement d'une échelle biostratigraphique (Zachos *et al.*, 2004). L'étude des assemblages de nanfossiles a mis en évidence les zones CC25 à CC26, malgré la présence de dissolution et fragmentation. L'analyse des foraminifères benthiques indique une paléoprofondeur inférieure à 3000 m (milieu abyssal supérieur) au Maastrichtien. Les magnétochrones de cet intervalle ont été identifiés avec précision, la conservation de l'aimantation rémanente primaire est très bonne sur ce site. La détermination des limites des inversions est très claire pour les chrons C26n à C31n.

Le Maastrichtien du forage 1267B appartient à la sous-unité lithologique IIIB composée de craie

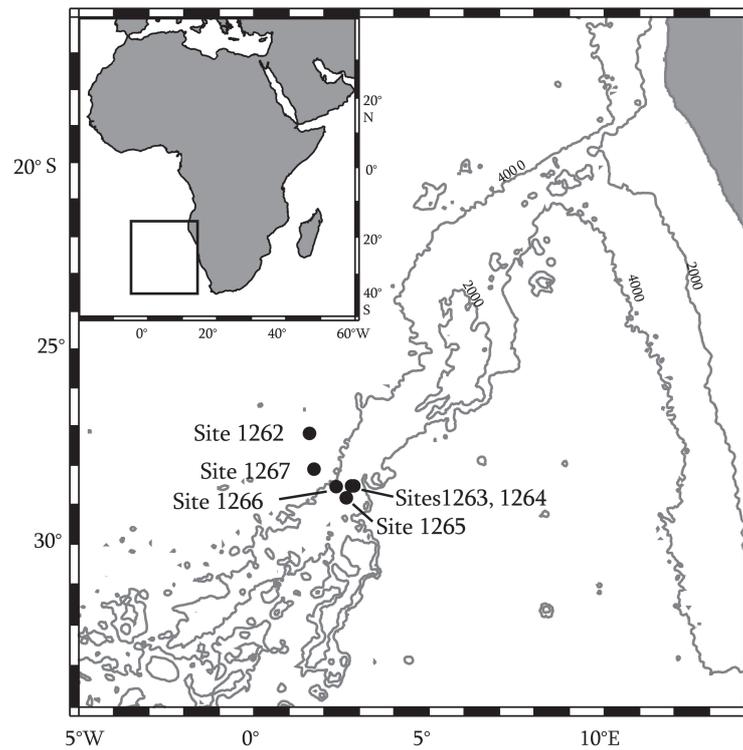


FIGURE 3.6 – Localisation des forages du leg 208, sur la ride de Walvis, dans l’Atlantique Sud au large de l’Afrique (d’après Bowles, 2006).

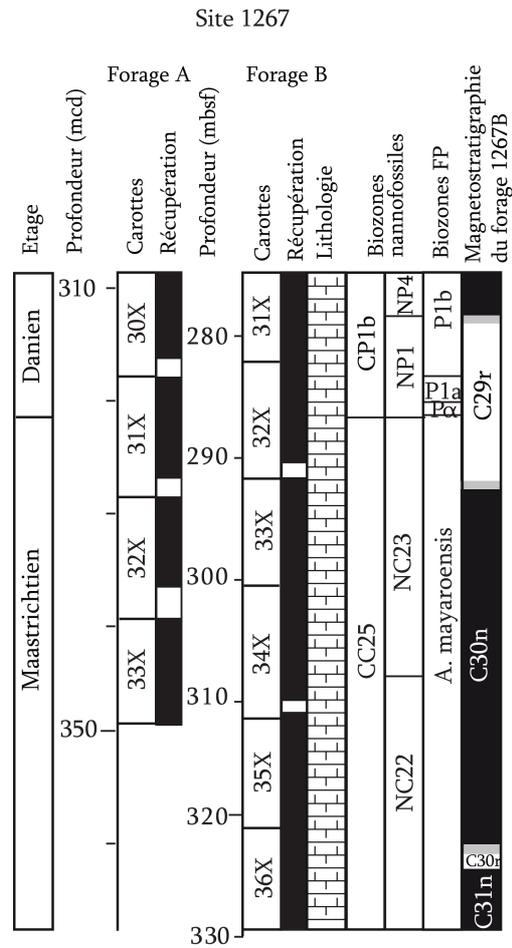


FIGURE 3.7 – Magnétostratigraphie et biostratigraphie établie pour le Maastrichtien du forage 1267B. Les zones de polarité sont définies par le groupement des interprétations effectuées sur les échantillons successifs. FP=foraminifères planctoniques (d'après Zachos *et al.*, 2004).

à nannofossiles avec des quantités variables de nannofossiles, de foraminifères, d'argile et de cendre (Fig. 3.7). Cette sous-unité présente des alternances de 0.5 m de couches brun rouge clair et de couches brune argileuses à nannofossiles, une cyclicité qui est enregistrée par la réflectance des sédiments (Zachos *et al.*, 2004). La limite K-Pg est bien représentée à la fois dans les mesures physiques et dans les caractéristiques lithologiques, et est marquée par l'extinction massive des taxons crétacés de nannofossiles.

3.1.3 Leg 122- Sud-Est de l'Océan Indien.

La campagne du Leg ODP 122 a eu lieu en 1988 au large de la marge nord-ouest australienne, suivant un transect NE-SW à travers le plateau d'Exmouth. Le site 762 (19°53.24'S, 112°15.24'E) est localisé dans la partie ouest de ce transect (Fig. 3.8). La profondeur d'eau y est de 1360 m. Les sédiments se sont déposés dans un environnement pélagique, entre 500 et 1000 m de profondeur en milieu de plateforme bathyale (Zepeda, 1998).

L'épaisseur totale de sédiment au forage 762C est de 940 m et recouvre un intervalle allant du Berriasien au Quaternaire, avec un taux de récupération moyen de 75%. Ce taux est encore plus élevé au Maastrichtien, atteignant les 100% pour certaines carottes. Le Crétacé supérieur et le Cénozoïque sont constitués de carbonates pélagiques présentant des alternances de lits clairs et sombres. Ces alternances ont des épaisseurs variant de 10 à 120 cm. La série a été subdivisée en sous-unités lithologiques définies à partir de l'abondance des foraminifères et des variations de la teneur en argiles. Les carottes 38X à 64X, couvrant l'intervalle du Campanien au Paléocène, appartiennent à 4 sous-unités distinctes présentant toutes des cyclicités de couleur de sédiments bien visibles sur les photos digitalisées des carottes (fig 3.9)(Haq *et al.*, 1990).

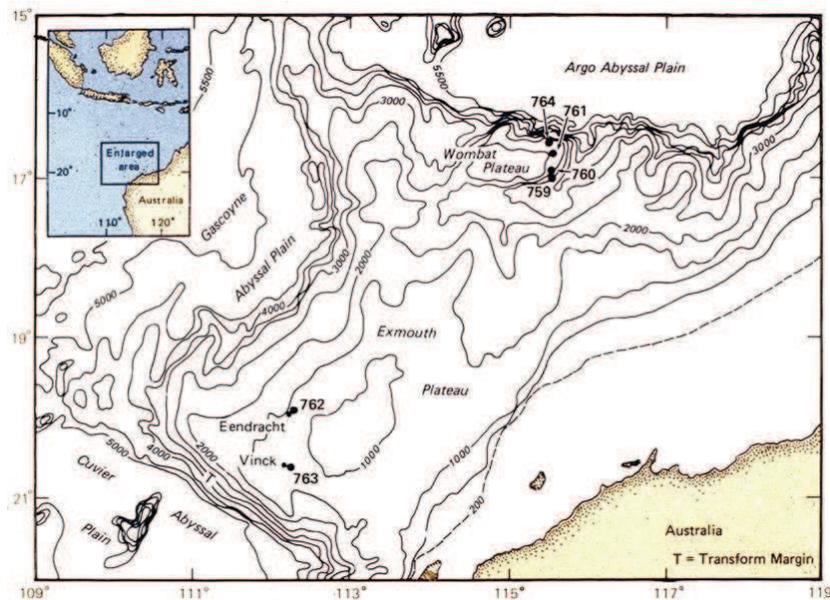


FIGURE 3.8 – Localisation du leg 122 sur le plateau d'Exmouth (marge Nord-Ouest de l'Australie, Océan Indien) (d'après Haq *et al.*, 1990).

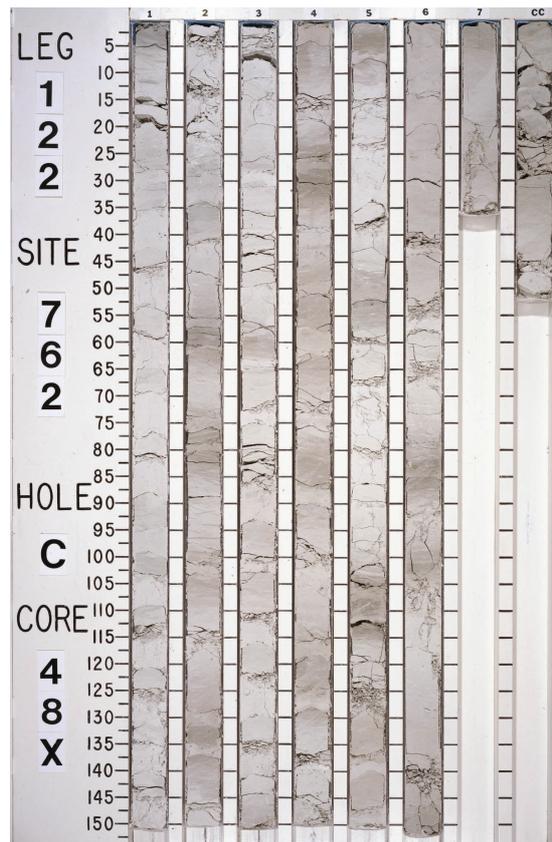


FIGURE 3.9 – Photographie de la carotte 48X du forage 762C (Exmouth plateau, Australie) (disponible sur <http://iodp.tamu.edu/janusweb/imaging/photo.cgi>). Les sédiments présentent des alternances de couleur liées aux variations en apports terrigènes (Huang *et al.*, 1992).

Selon Huang *et al.* (1992), la diagenèse n'est pas responsable des cyclicités observées. Les bancs clairs sont caractérisés par des apports biogéniques plus importants que les apports terrigènes, Les variations climatiques ont donc peut-être joué un rôle important dans la cyclicité des sédiments. Les changements de couleur observés tout au long de la série seraient donc d'origine primaire et sûrement liés aux variations en apports terrigènes argileux. Une étude cyclostratigraphique préliminaire sur un intervalle restreint du Crétacé supérieur, à partir des valeurs en niveaux de gris, avec une basse résolution avait déjà été réalisée (Huang *et al.*, 1992). Elle avait cependant permis de démontrer le contrôle astronomique sur la sédimentation par l'excentricité à 100 ka, la précession, et l'obliquité.

Le forage 762C a fait l'objet d'une étude magnétostratigraphique, où tous les magnétochrones depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Paléocène (C34 à C27) ont été reconnus (Galbrun, 1992) (Fig. 3.10). Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes concentrés sur les magnétochrones C33n à C27r qui s'étendent entre les carottes 63X et 38X, soit 250 m de forage présentant une très bonne récupération, et des variations de couleurs d'apparence cyclique.

La biostratigraphie des foraminifères planctoniques a été établie par Wonders (1992) et revue par Zepeda (1998) (Fig. 3.10). Le Maastrichtien est caractérisé par la succession de trois zones à foraminifères : *Gansserina gansseri*, *Racemi fructicosa*, *Abathomphalus mayaroensis*. La biostratigraphie des nannofossiles calcaires a été établie par Bralower et Siesser (1992) et revue par Thibault (2005).

La limite Crétacé-Paléogène se situe à 554,6 mbsf, au sommet de la carotte 43X. La limite Campanien-Maastrichtien suivant la définition établie à Tercis (Odin *et al.*, 2001) a été placée à partir de la dernière occurrence de *U. triffidus* qui caractérise la limite entre les zones de nannofossiles calcaires CC23 et CC24.

3.1.4 Leg 74- Sud Est de l'Océan Atlantique.

La ride de Walvis (Sud Est de l'Atlantique), au large de la côte Africaine, fut l'objet en 1980 d'une campagne de forage menée par le Deep Sea Drilling Program (DSDP) (Fig. 3.11). Cette campagne du leg 74 avait pour objectif d'étudier l'histoire de la circulation des eaux profondes dans l'Atlantique Sud, ainsi que la biostratigraphie et la magnétostratigraphie dans cette région, et d'analyser la nature et l'évolution de la ride de Walvis (Moore *et al.*, 1984). Le site 525, situé sur le versant sud est de la ride, possède la plus faible profondeur d'eau (2467m sous la surface de la mer) du transect de forages s'étendant du bassin de l'Angola au bassin du Cap (Fig. 3.11). Il contient néanmoins la plus épaisse série sédimentaire récupérée au cours du leg 74. Les sédiments se sont déposés dans un environnement pélagique, dominé par l'apport en carbonate biogénique, avec des taux d'accumulation contrôlés par la productivité de surface et la dissolution, ainsi que par les apports détritiques (Moore *et al.*, 1984).

Le forage 525A (leg 74, Walvis Ridge, Atlantique Sud) a permis la récupération de 447.6 m de sédiment, du Campanien à l'actuel, avec un taux de récupération de 74% en moyenne, atteignant 90% au Maastrichtien (Moore *et al.*, 1984; Chave, 1984) (Fig. 3.12). Le Maastrichtien et le Campanien sont constitués de craie à nannofossiles et foraminifères, avec une portion variable de matériel non carbonaté (principalement d'origine volcanique). Ces sédiments présentent des cyclicités de couleur variant du rouille au blanc, avec des teintes grises au Maastrichtien inférieur, correspondants aux variations de la teneur en carbonates (Herbert et D'Hondt, 1990). La bioturbation est abondante au niveau de la partie supérieure de la carotte 42.

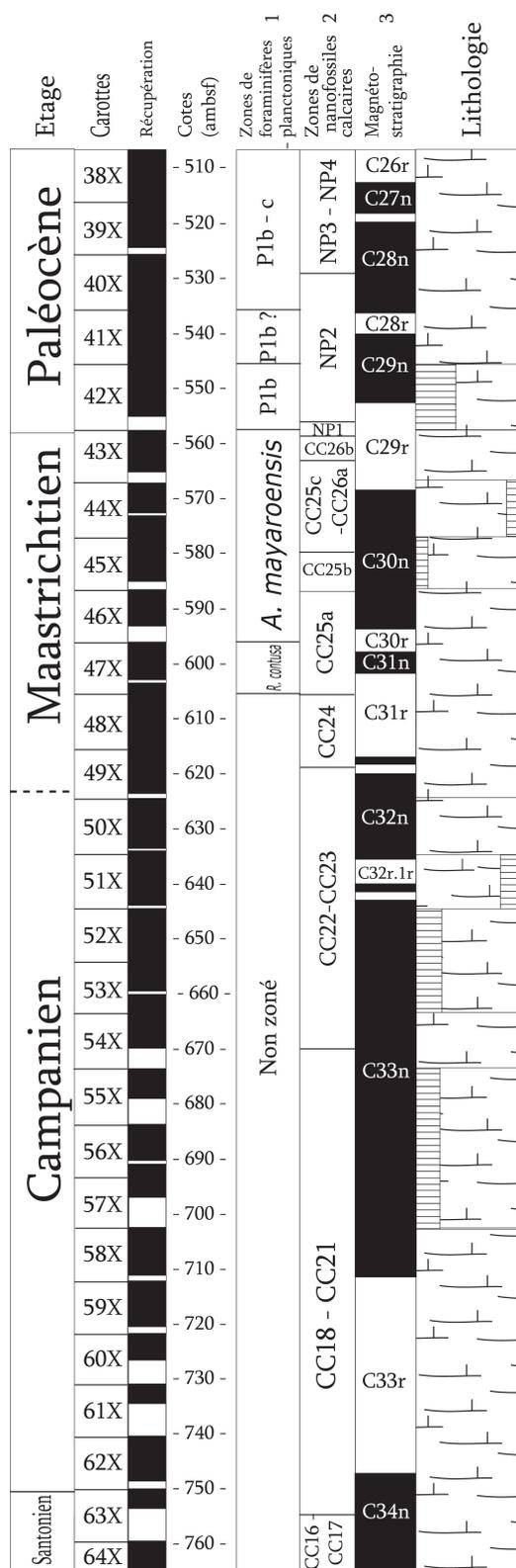


FIGURE 3.10 – Log du forage 762C couvrant l'intervalle du Campanien au Paléocène (d'après : ¹Zepeda (1998), ²Bralower et Siesser (1992) et Thibault (2005), ³Galbrun (1992))

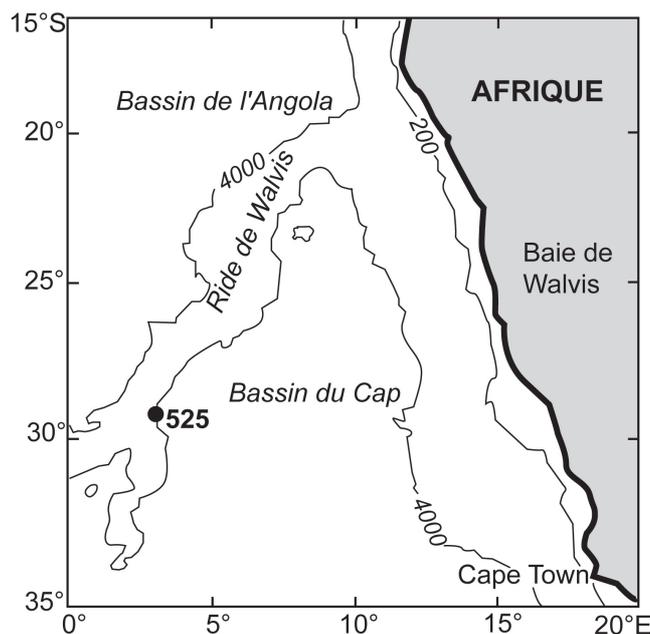


FIGURE 3.11 – Localisation du site 525 sur la ride de Walvis, dans l’Atlantique Sud au large de l’Afrique (d’après Moore *et al.*, 1984).

Le cadre magnétostratigraphique a été établi par Chave (1984). Les sédiments présentent de bonnes caractéristiques magnétiques, et tous les magnétochrones du C32n1r au C29r ont été identifiés (Chave, 1984). Sous cet intervalle, une épaisse séquence de polarité normale est interrompue par plusieurs intervalles de sédiments faiblement aimantés. Il n’est donc pas certain que la séquence de polarité normale corresponde uniquement au chron C32n2n, ou que les sédiments aient été récupérés jusqu’au niveau du magnétochrone C33n (Fig. 3.12).

Le cadre biostratigraphique pour les foraminifères planctoniques et les nannofossiles calcaires (Fig. 3.12) a été déterminé par des études approfondies des sédiments maastrichtiens (Manivit, 1984; Widmark, 1997; Li et Keller, 1998; Thibault et Gardin, 2007). La dissolution est faible, et les foraminifères planctoniques sont bien préservés (Li et Keller, 1998). Ces études ont permis de préciser les conditions paléoclimatiques et paléoocéanographiques au Maastrichtien sur ce site.

Le Maastrichtien supérieur du forage 525A est inclus dans les sites ayant fourni les premières estimations cyclostratigraphiques des durées des magnétochrones C31n à C28r, de part et d’autre de la limite Crétacé-Paléogène (Herbert *et al.*, 1995; Herbert, 1999). L’étude cyclostratigraphique du site 525 par Herbert *et al.* (1995) porte sur les variations de réflectance des sédiments.

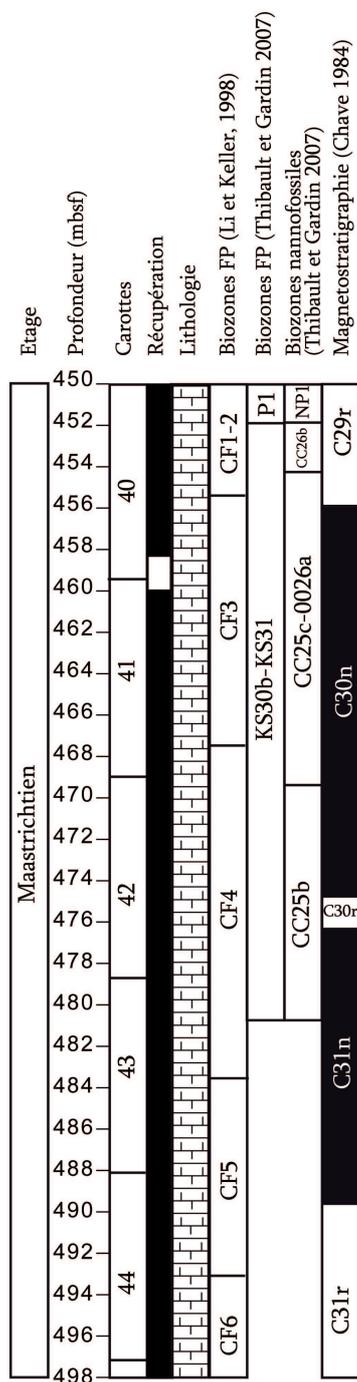


FIGURE 3.12 – Magnetostratigraphie et biostratigraphie établie pour le Maastrichtien du forage 525A. Les zones de polarité sont définies par le groupement des interprétations effectuées sur les échantillons successifs. FP=foraminifères planctoniques (d’après Moore *et al.*, 1984).

3.2 Coupes à terre

3.2.1 Gubbio (Ombrie Marche, Italie).

Des affleurements crétacés d'intérêt majeur sont connus depuis de nombreuses années en Ombrie-Marche (Italie). Ces coupes sont très accessibles et ont fait l'objet de nombreuses études magnétostratigraphiques, biostratigraphiques et chimiostratigraphiques (Chan *et al.*, 1985 ; Premoli Silva et Sliter, 1999). Les sédiments ont été déposés dans un bassin formé par rifting au cours du Trias supérieur sur la marge Sud de l'Europe. Ce rift est également responsable de la création de l'océan ligure (Alvarez et Montanari, 1988). A partir du Crétacé supérieur, le rôle des failles extensives et de la subsidence des blocs basculés fut grandement réduit. A travers la plus grande partie du bassin pélagique d'Ombrie-Marche, les faciès du Crétacé supérieur et du Cénozoïque ne montrent pas de matériel remanié.

Les affleurements de Gubbio, dans le Nord-Est des Apennins (Fig. 3.13), couvrent un intervalle du Crétacé inférieur au début du Miocène, représenté par une formation nommée Scaglia. Scaglia signifie écaïlle en italien, et fait référence aux stratifications fines et tabulaires visibles dans cette formation, qui présentent parfois des systèmes de fractures conchoïdales dense. Le Crétacé supérieur de ces coupes est constitué de calcaire pélagique biomicritique lité, nommé formation de la Scaglia Rossa. Les sédiments sont en effet rose-rouge, traduisant les conditions oxydantes dominant dans le bassin durant le dépôt.

Ces calcaires pélagiques ont livré, en 1977, un enregistrement exceptionnel des inversions de polarité du champ magnétique (Alvarez *et al.*, 1977). La renommée de cette formation est aussi due aux études qui ont permis d'y identifier pour la première fois l'anomalie en Iridium caractérisant la limite K-Pg (Alvarez *et al.*, 1980). La disparition des foraminifères planctoniques et nannofossiles crétacés caractérise le passage au Paléocène. Des bancs blancs d'une épaisseur de 30 cm environ sont présents juste au dessous de la limite (Lowrie *et al.*, 1990).

La coupe de la Contessa a fait l'objet d'un échantillonnage tout au long d'un intervalle correspondant au magnétochrone C31r. Les plus robustes bio-événements repérés sur cette coupe de la Contessa sont les dernières occurrences de *Uniplanarius trifidus* et de *Reinhardtites levis*. L'échelle magnétostratigraphique couvrant le magnétochrone C31r à la Contessa sont définies à partir de travaux de Chauris *et al.* (1998) et de Husson *et al.* (soumis à Geological magazine). L'échelle magnétostratigraphique pour la partie Crétacée du magnétochrone C29r est établies pour la coupe de la Bottaccione (Roggenthen et Napoleone, 1977). Deux échelles magnétostratigraphiques sont proposées pour la partie Paléogène, issues de l'étude de la coupe de la Contessa par Lowrie *et al.* (1982) et de la coupe de la Bottaccione (Roggenthen et Napoleone, 1977).

Le cadre bio-et magnétostratigraphique étant bien établi, les coupes de Gubbio sont un terrain privilégié pour tenter une étude cyclostratigraphique. Cette étude est basée sur les variations de la susceptibilité magnétique mesurée sur des échantillons prélevés avec un pas d'échantillonnage de 5 cm au minimum.

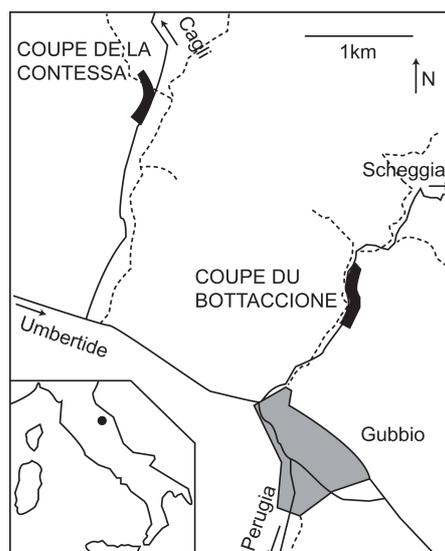


FIGURE 3.13 – Localisation des coupes de la Contessa et du Bottaccione, près de Gubbio (Ombrie-Marche, Italie). Le Maastrichtien de ces coupes appartient à la formation de la Scaglia Rossa constituée de calcaire hemipélagiques (d'après Monechi *et al.*, 1985).

3.2.2 Bidart (Sud-Ouest de la France).

La coupe de Bidart appartient à l'ensemble tectonique des nappes de l'avant-pays Basque. Au cours du Campanien, une sédimentation marno-calcaire remplace progressivement la sédimentation détritico-gravitaire caractéristique des flysch de Saint-Jean de Luz. Au Maastrichtien, la sédimentation marno-calcaire, entrecoupée de petites turbidites, est caractéristique d'un milieu hémipélagique, à proximité d'un cône sous-marin (Seyve, 1984).

Cette coupe classique du Crétacé supérieur a fait l'objet de nombreuses études. L'ensemble de la coupe affleurant sur la plage de Bidart (Fig. 3.14) a été étudiée pour la magnétostratigraphie (Delacotte, 1982; Clauser, 1994, Galbrun et Gardin, 2004), la biostratigraphie des foraminifères planctoniques (Premoli-Silva, in Clauser, 1994) et des nannofossiles calcaires (Manivit, in Clauser, 1994), la géochimie des isotopes stables du carbone et de l'oxygène (Clauser, 1994). Le passage K-Pg de la coupe de Bidart a également fait l'objet de nombreuses études détaillées sur l'assemblage du nannoplancton calcaire (Gorostidi et Lamolda, 1995; Galbrun et Gardin, 2004), les teneurs en iridium (Rocchia *et al.*, 1987) et les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène sur carbonate total ou sur fractions (Delacotte, 1982; Minoletti, 2002). La partie de la coupe étudiée correspond à l'intervalle des alternances marno-calcaire pluri-décimétriques à métriques du Maastrichtien inférieur décrit par Clauser (1994) et allant des échantillons Bi 500 à Bi 560 selon la notation de cet auteur. Elle a fait l'objet d'une étude géochimique sur la genèse de ces alternances marno-calcaires (Beltran, 2006). La série étudiée recouvre 31,15 m de ces alternances avec une bonne continuité (Fig. 3.15). Elle est parcourue de petites failles qui prennent naissance le plus souvent dans les niveaux argileux, se poursuivent parfois au sein du banc carbonaté supérieur, entraînant un léger glissement banc sur banc. Les décalages induits par ces failles sont relativement faibles. Lors de la levée du log, ces failles ont pu être évitées le plus souvent. Celles qui sont notées sur le log correspondent à de petites failles situées dans les niveaux argileux qui n'ont pu être évitées mais sur lesquelles aucun sens de glissement n'a pu être observé à l'œil nu. Il est donc vraisemblable que la série que

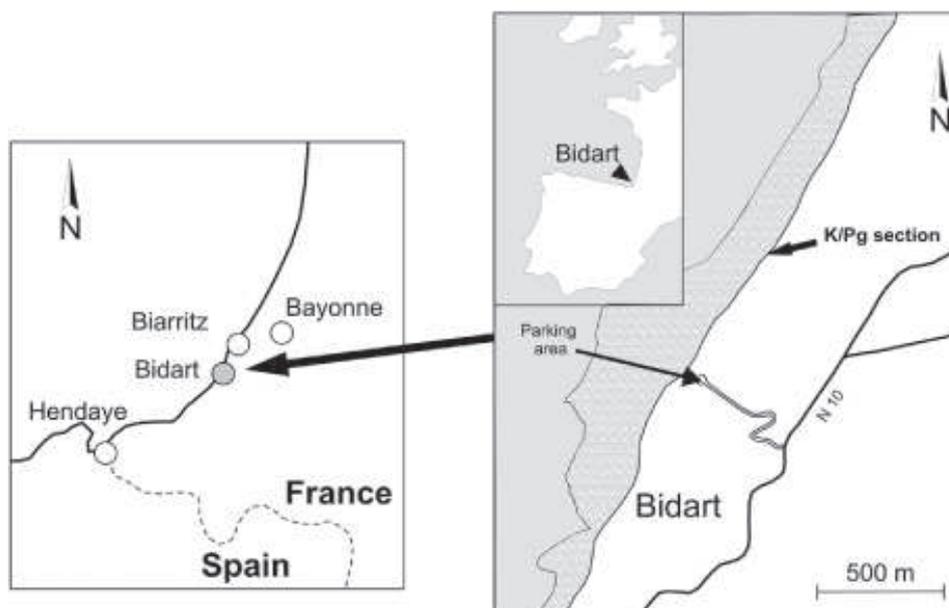


FIGURE 3.14 – Localisation de la coupe de Bidart au pays Basque (France) (modifié d'après Minoletti *et al.*, 2005).

nous avons prélevée présente une bonne continuité sédimentaire. Néanmoins, une possible influence de ces failles sur le signal cyclostratigraphique ne doit pas être négligée.

Cette série peut être divisée en deux sous-ensembles : le premier sous-ensemble correspond à des bancs de calcaires marneux blanc à gris clair pluri-décimétriques à métriques alternant avec des lits décimétriques de marnes argileuses gris sombre (Fig. 3.15). L'épaisseur des bancs carbonatés tend à diminuer vers le haut de ce premier sous-ensemble tandis que celle des lits marneux augmente (Fig. 3.15). Une ammonite a été trouvée au sommet du banc calcaire 18. Deux échinides fossiles ont également pu être trouvés au sommet des bancs calcaires 28 et 31. Ces oursins irréguliers cordiformes pourraient appartenir au genre *Micraster* très répandu au Crétacé supérieur. La présence de ces oursins qui vivaient dans la zone de balancement des marées atteste certainement d'un remaniement.

Le deuxième sous-ensemble comprend des bancs de calcaires marneux rougeâtres décimétriques à pluri-décimétriques alternant avec des lits de marnes argileuses bleu-vertes, ou parfois de couleur lie-de-vin, décimétriques à pluri-décimétriques. L'épaisseur des bancs calcaires tend à augmenter vers le haut de la coupe et la surface supérieure de ces bancs présente le plus souvent de très nombreux inocérames. Une ammonite a été trouvée au sein du banc 50. La transition entre ces deux sous-ensembles est bien visible sur le terrain, caractérisée par un intervalle argileux bleu-vert à lie-de-vin situé entre le banc calcaire 31 de couleur blanche et le banc 32 de couleur rougeâtre.

Les résultats magnétostratigraphiques acquis par Clauser (1994) sur cette série alternante sont difficilement exploitables. Les études biostratigraphiques préliminaires (in Clauser, 1994) ont permis de dater cette série du Campanien supérieur. Une étude biostratigraphique des nannofossiles calcaires déjà réalisée par Del Panta (1995) sur cette série a été affinée dans le cadre de ce mémoire. Plusieurs bio-événements de nannofossiles calcaires ont pu être mis en évidence, confirmant l'âge Maastrichtien inférieur

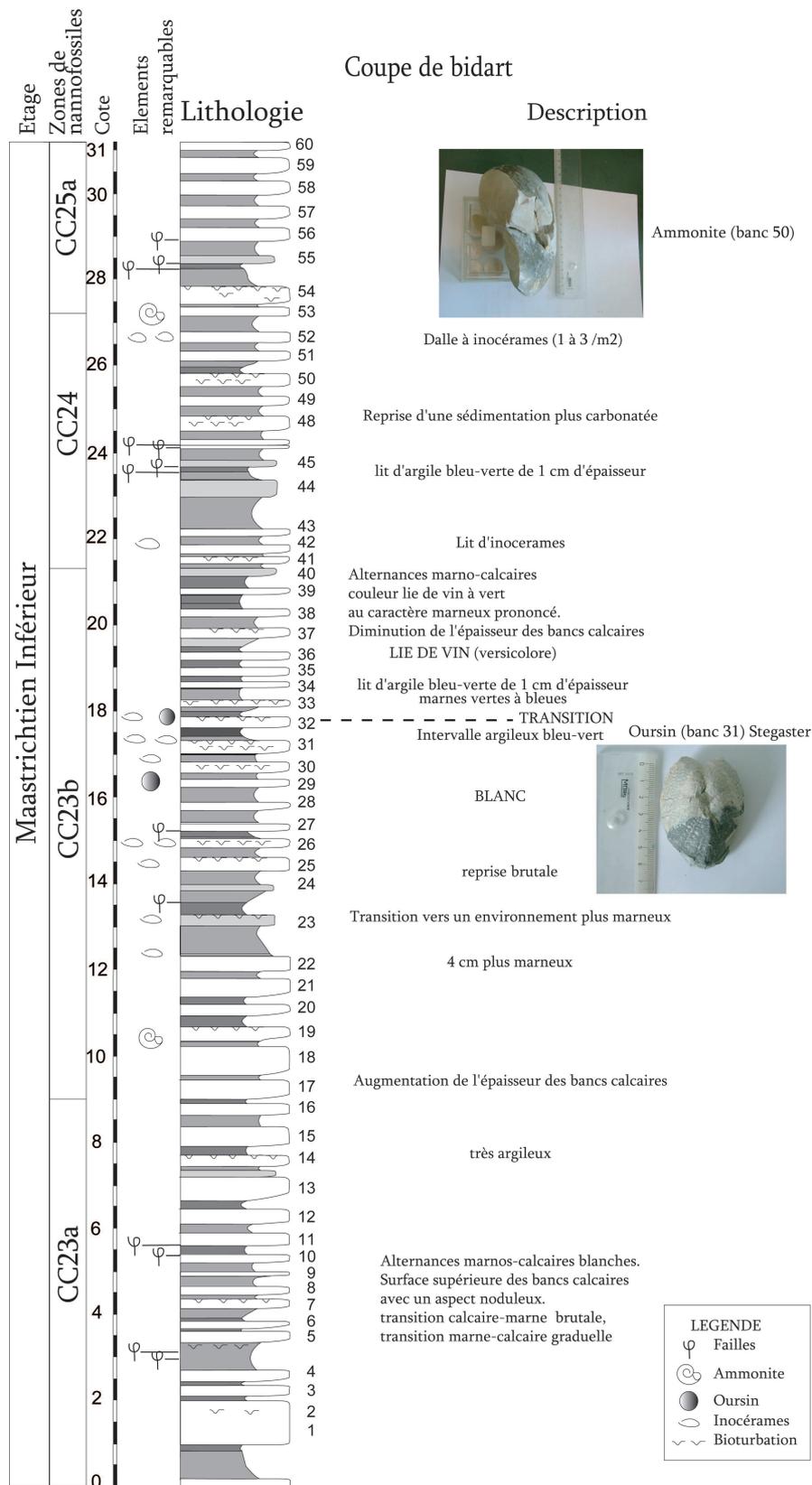


FIGURE 3.15 – Log levé sur la coupe de Bidart. Cette série du Maastrichtien inférieur est constituée d’alternances marno calcaires d’épaisseurs centimétrique à décimétrique. Des traces d’inocérames et des fossiles d’oursins et d’ammonites ont été trouvés.

de cette série et nous permettant de la corrélérer aux coupes de la Bottacione et de la Contessa pour lesquelles un solide découpage magnétostratigraphique est disponible. La série de Bidart étudiée ici couvrirait une grande partie du magnétochrone C31r.

3.3 Indicateurs paléoclimatiques utilisés.

La réalisation d'une analyse cyclostratigraphique, ayant pour objectif la mise en évidence du contrôle astroclimatique sur une série sédimentaire et la reconnaissance des paramètres orbitaux, nécessite l'analyse des variations haute résolution d'un indicateur paléoclimatique direct ou indirect. Ainsi les paramètres utilisés pour cette étude, suivant les sites, sont la susceptibilité magnétique, la réflectance et les niveaux de gris.

3.3.1 Susceptibilité magnétique (SM).

Un champ magnétique externe H appliqué à un corps induit un moment magnétique M (aimantation) dont l'intensité et le sens sont caractéristiques de divers comportements magnétiques (diamagnétique, paramagnétique, ferro-, ferri-magnétique et antiferromagnétique). La SM représente le rapport de l'aimantation induite M ($A.m^{-1}$) par le champ magnétique appliqué H ($A.m^{-1}$). C'est donc une grandeur sans dimension exprimée en U SI (Unités du Système International). Soit :

$$\chi = M/H \quad (3.1)$$

L'aimantation induite disparaît dès que le champ appliqué s'annule. La susceptibilité magnétique est ainsi un indicateur de la capacité d'une substance à acquérir une aimantation induite lorsqu'elle est placée dans un champ magnétique (Ellwood *et al.*, 2001). Cette caractéristique est différente du magnétisme rémanent, qui est l'aimantation intrinsèque permanente qui enregistre la polarité magnétique des matériaux.

Dans les matériaux naturels, elle est largement fonction de la concentration en minéraux pouvant acquérir une aimantation, ainsi que leur composition (minéralogie, taille et forme des grains). Les matériaux susceptibles d'acquérir une aimantation incluent non seulement les minéraux ferrimagnétiques qui peuvent acquérir une aimantation rémanente, mais également tout les autres composants moins magnétiques ou paramagnétiques, ce qui comprend les silicates ferromagnésiens, comme la biotite ou la tourmaline, les minéraux argileux, et d'autres minéraux relativement stables durant la diagénèse. La calcite, les feldspaths, le quartz et d'autres minéraux diamagnétiques (c'est-à-dire qui présentent une aimantation induite négative dans un champ magnétique) peuvent également être abondants. Cependant, la susceptibilité magnétique des minéraux détritiques ferrimagnétiques et paramagnétiques est bien supérieure que la susceptibilité magnétique des minéraux diamagnétiques. Une petite quantité de minéraux même faiblement paramagnétiques peut donc significativement surpasser la susceptibilité magnétique de minéraux diamagnétiques occupant plus de volume (Ellwood *et al.*, 2001).

La mesure de la SM présente les avantages d'être rapide, non destructive, et praticable facilement sur échantillons ou en diagraphies. Elle a été utilisée ici pour l'étude cyclostratigraphique des forages ainsi que des coupes à terre. Sur les forages ODP récents, la SM est couramment mesurée tout les 2.5 cm à

l'aide d'une sonde Bartington MS2C incluse dans un banc Multi-Senseur (MST) (Erbacher *et al.*, 2004). En règle générale, une seule mesure est effectuée.

Les variations de la SM sur les coupes de la Contessa et du Bottaccione ont été acquises sur des échantillons prélevés tout les 5 à 10 cm à l'affleurement grâce à l'appareil de laboratoire kappabridge KLY-2. Le KLY-2 est caractérisé par une grande précision et une sensibilité remarquable qui lui permet de mesurer des échantillons de très faible SM.

Presque tous les matériaux naturels, en particulier les sédiments et les roches sédimentaires, contiennent des minéraux magnétiques dont la concentration, la nature, la taille, la forme, sont régies par les processus d'érosion, transport, sédimentation ou encore par la diagénèse. Les paramètres permettant de caractériser les minéraux magnétiques, comme la susceptibilité magnétique (SM), sont donc de très bons marqueurs paléoenvironnementaux (Crick *et al.*, 1997). Il a été montré que les variations de SM résultent de l'apport de grains détritiques provenant de l'érosion des continents et déposé dans les océans, se mêlant donc aux sédiments marins (Crick *et al.*, 1997, Ellwood *et al.*, 2000). Par conséquent, plus grand est l'apport terrigène, plus grande est la SM. Cet outil est largement utilisé pour les corrélations, depuis que Crick *et al.* (1997) ont prouvé qu'il permettait des corrélations intercontinentales et indépendantes du faciès. Les variations de SM pourraient dépendre de la dilution par les carbonates, cependant ce serait en contradiction avec les variations de SM observées dans les marnes et corrélables à l'échelle du globe avec des séquences riches en carbonates (Crick *et al.*, 1997).

Ainsi, les fluctuations de la SM dans une série sédimentaire, si elles peuvent être rapportées aux variations paléoclimatiques induites par les variations de l'orbite terrestre sont un outil privilégié pour les analyses cyclostratigraphiques (Shackleton *et al.*, 1995a; 1999; Weedon *et al.*, 1999; Boulila *et al.*, 2008a, b).

3.3.2 Réflectance

La résolution des analyses de carottes sédimentaires a grandement augmenté ces dernières années, grâce au développement de nouveaux outils de mesure, notamment sur les forages ODP et IODP. L'analyse quantitative haute résolution des propriétés des sédiments nécessite des méthodes rapides à mettre en œuvre et relativement peu coûteuses. Une mesure est devenue un outil analytique de plus en plus commun dans l'étude stratigraphique des carottes de bassin profond : la réflectance optique des sédiments (Herbert et Fischer, 1986; Bodén et Backman, 1996; Cramer 2001; Raffi *et al.*, 2005).

La réflectance décrit la quantité de lumière dans la partie visible (VIS) du spectre électromagnétique (400-7000 nm) réfléchi par une surface. La couleur vient des variations de l'énergie électromagnétique dans l'orbite des électrons, causée par l'absorption des photons par les matériaux. Il a été admis que les caractéristiques chromatiques des sédiments sont généralement dues à son contenu en minéraux riches en fer (oxydes, hydroxydes, sulfides, minéraux argileux) et en matière organique, tandis que la réflectance est liée à la quantité de carbonates et d'opale dans les sédiments (Blasam *et al.*, 1999; Giosan *et al.*, 2002). Cependant, la relation entre le pourcentage de carbonate et réflectance n'est pas encore bien définie. La réflectance est en effet très influencée par la composition de la fraction non-carbonatée des sédiments. Si celle-ci est dominée par des matériaux clairs, comme la kaolinite, la luminescence ne montrera pas beaucoup de variations si le taux de carbonates diminue. D'un autre côté, l'ajout de matériel sombre comme l'illite peut diminuer substantiellement la réflectance des sédiments. L'utilisation de la réflectance comme

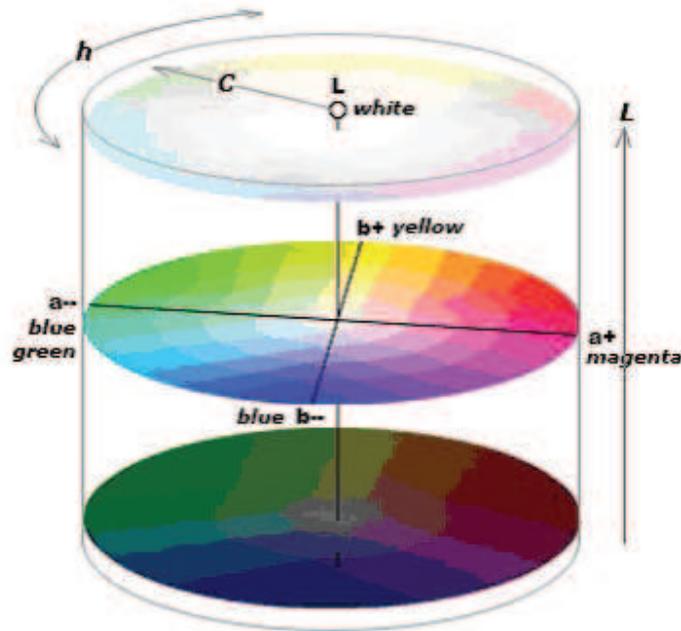


FIGURE 3.16 – Schema du modèle de coordonnées cylindrique utilisé pour coder la réflectance selon le CIELab system (d'après le site internet www.pocketspec.com/whatiscielab.html).

proxy reflétant le contenu en carbonate doit donc être prudente pour des durées plus longue que la centaine de millier d'années (Balsam *et al.*, 1999).

La réflectance peut être déterminée à l'aide de 3 techniques :

- Un examen visuel avec comparaison éventuelle à une charte de couleur
- Une mesure du niveau de gris à partir de photographies ou directement à la surface de la carotte grâce à une caméra digitale
- Une analyse par spectrophotomètre, sur une carotte ou un échantillon.

L'analyse visuelle est rapide, mais qualitative. L'analyse du niveau de gris est moins directe que l'analyse par spectromètre, puisqu'elle est effectuée sur une image. Le système dit " $L^*a^*b^*$ " (Nagao et Nakashima, 1992) surmonte beaucoup des désavantages des deux premières méthodes. La méthode a été établie par la Commission Internationale de l'Eclairage, est aussi appelé CIELAB système. Elle peut être imaginée comme un système de coordonnées cylindriques dans lequel l'axe du cylindre est la variable de réflectance L^* , variant entre 0% et 100%, et les rayons sont les variables de chromacité a^* et b^* (Fig. 3.16). La variable a^* correspond à la coordonnée sur l'axe vert (négatif) à rouge (positif), et la variable b^* à la coordonnée sur l'axe bleu (négatif) à jaune (positif).

Sur les campagnes ODP, en plus d'une estimation visuelle des variations de couleur, la réflectance de la lumière visible par les sédiments est mesurée en routine par un spectrophotomètre Minolta (modèle CM-2002). Les mesures sont effectuées tout les 2.5 cm sur une surface d'un peu plus de 8 mm.

Des cyclicités de couleur hautes fréquence sont clairement visibles sur les carottes du Crétacé supérieur des legs 207 et 208. Elles reflètent, selon les premières études, les variations des proportions relatives de carbonates et d'argile dans les sédiments (Erbacher *et al.*, 2004; Zachos *et al.*, 2004), et sont

donc très liées aux variations du climat.

3.3.3 Mesure des niveaux de gris

Sur les leg ODP relativement anciens, peu de mesures physiques à haute résolution sont disponibles. Ainsi, aucun indicateur paléoclimatique susceptible de permettre une étude cyclostratigraphique, n'a été acquis sur le forage 762C avec une résolution suffisante. Cependant, les carottes d'âge Maastrichtien supérieur à Paléocène présentent des variations de couleurs à haute fréquence et en apparence cycliques. Bond *et al.* (1992) ont montré l'existence d'une bonne corrélation inverse entre les niveaux de gris et le contenu en carbonates : lorsque le contenu en carbonate augmente, le niveau de gris diminue, indiquant des sédiments plus clairs. Or les photographies à haute résolution numérisées des carottes sont disponibles sur le site internet de l'ODP (<http://www.iodp-usio.org/default.html>). Il a été possible d'extraire de ces photographies les variations de couleur des carottes exprimées sous forme de variation en niveau de gris, qui traduisent le mieux les variations d'intensité des couleurs. Il n'est ainsi pas nécessaire de disposer directement des carottes, et la méthode est non destructive.

Le Crétacé supérieur du forage 762C a déjà fait l'objet d'une analyse cyclostratigraphique menée par Huang *et al.* (1992) à partir des variations de couleurs. Leur approche était cependant plus subjective, avec une évaluation à l'œil nu de l'échelle de gris selon un mode binaire (-1 pour les bancs foncés, 1 pour les bancs clairs). Bien qu'elle ait permis de distinguer les cycles de précession, d'obliquité et d'excentricité dans leurs analyses spectrales, cette méthode n'était pas suffisamment précise pour notre objectif de calibration astronomique. Grâce aux récents développements des outils informatiques, il a été possible d'estimer les niveaux de gris avec une meilleure résolution. Le logiciel libre Image-J (Rasband, 1997, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>) a permis d'extraire les variations d'intensité de la couleur des photographies sur une échelle de 0 (noir) à 250 (blanc). Une valeur en niveau de gris est obtenue pour chaque pixel le long d'une ligne tracée par l'utilisateur. Une photo d'une section de carotte de 1,5 m correspond à ~ 2100 pixel, soit un pas d'échantillonnage de 0,7 mm environ. Cette méthode a déjà été utilisée avec succès pour l'intervalle Paléocène-Eocène des sites 1051 et 1215 (Cramer, 2001 ; Raffi *et al.*, 2005). Le travail sur ce forage est donc réalisé à très haute résolution.

Comme l'a remarqué Cramer (2001), les bords des photos sont plus sombres que le centre (Fig. 3.17). Cet effet est dû au flash de l'appareil photo. Ce phénomène de vignettage induit des cyclicités artificielles possédant une puissance importante, qui atténuent l'expression des cycles naturels. Leurs périodes sont de 1.5 m (longueur d'une section), et 6.5, 8.5 et 9 m (longueur des carottes). Deux méthodes sont utilisées pour supprimer cet effet. Les photos peuvent être importées sous photoshop, qui permet d'augmenter la luminosité sur le pourtour de la photographie. Le portant étant blanc, la correction de la différence de luminosité peut ensuite être vérifiée en mesurant les valeurs en niveaux de gris le long d'un trait tracé sur le portant, sous image-J. Le vignettage peut également être supprimé par filtrage des fréquences correspondantes aux cyclicités artificielles après acquisition du signal en niveau de gris.

Toutes les carottes présentent des fractures, source principale de bruit dans le signal, et dont l'influence doit être limitée. Les fractures apparaissent noires sur les photos, et sont donc codées par une valeur en niveau de gris très faible. Un programme créé sous Matlab a permis d'en éliminer une partie en supprimant les données possédant une valeur en niveau de gris inférieure à un seuil choisit par l'utilisateur. Ce seuil ne peut être défini arbitrairement. Si la valeur choisie est trop haute, le signal issu de certaines carottes très sombres, dont les mesures en niveau de gris présentent de valeurs faibles, pourraient être

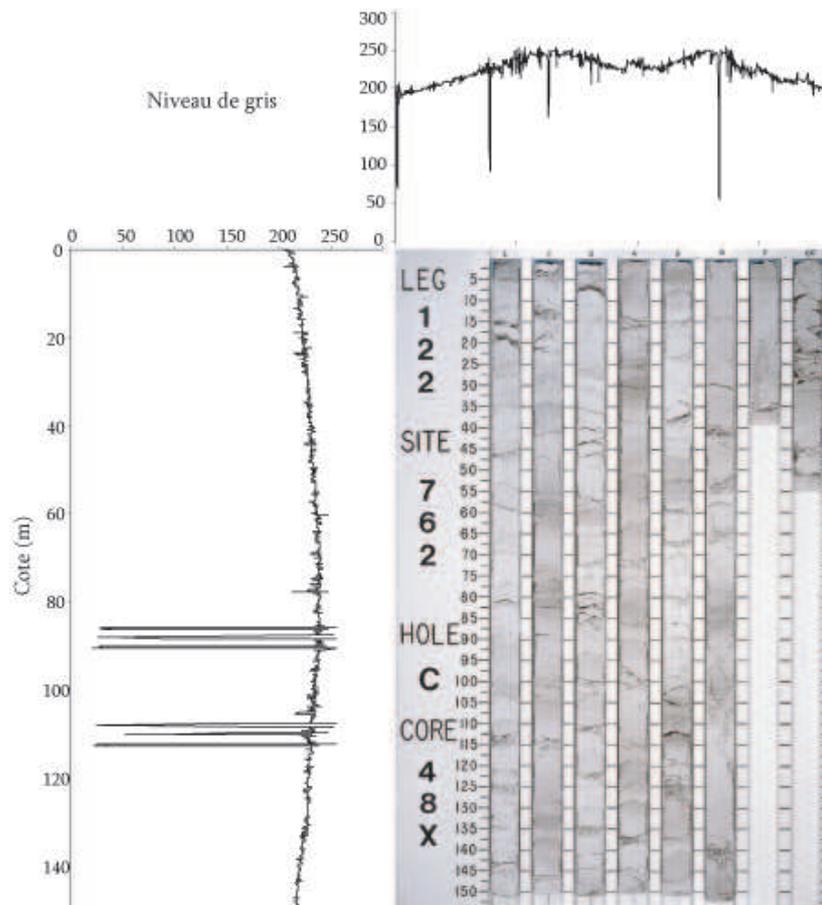


FIGURE 3.17 – Exemple des variations d'intensité de luminescence du au vignetage. Photo de la carotte 48X, forage ODP 762C.

amputé.

Bien que le taux de récupération sur le site 762C soit très bon, certaines carottes ne sont pas complètes. D'autres on subit une décompression et un dégazage durant la remontée, ce qui produit des carottes plus longues que les 9.5 m forés. Pour compenser cet effet, une nouvelle échelle des profondeurs a été réalisée. Cramer (2001) avait choisi de supprimer les lacunes et de compresser les carottes les plus longues, afin d'atteindre 9.5 m. Cependant, la non récupération représente une lacune dans l'échantillonnages qui doit être pris en compte dans les analyse, surtout pour le comptage des cycles. De plus, contracter les carottes induit des variations dans l'épaisseur des cycles et donc des difficultés à comparer le signal aux photos et aux autres données (lithologie, magnétostratigraphie ...). Nous avons choisit de conserver les lacunes et l'épaisseur de sédiments récupérés. Les profondeurs ajustées calculées sont données en unités (ambsf). Elles permettent de passer directement de l'analyse du signal à la photographie. L'épaisseur obtenue pour les cycles ne nécessite pas d'être ajustée pour chaque carotte étudiée.

Chapitre 4

Méthodes de traitement utilisées en cyclostratigraphie

Chapitre 4

Méthodes de traitement utilisées en cyclostratigraphie.

Préambule.

Les enregistrements géologiques étudiés en cyclostratigraphie correspondent aux variations de certains indicateurs paléoclimatiques (paramètres lithologiques, physico-chimiques, paléontologiques) mesurés le long d'une série sédimentaire. Ces enregistrements résultent de processus géologiques qui peuvent être contrôlés par les variations périodiques des paramètres orbitaux et d'orientation de la Terre. La détection et l'étude des cyclicités orbitales susceptibles d'être enregistrées dans les séries sédimentaire est possible grâce aux méthodes de traitement du signal.

Les techniques de traitement du signal sont souvent appliquées en domaine temporel (acoustique, sismique) mais peuvent également être utilisées dans le domaine spatial auquel appartiennent les enregistrements ou signaux sédimentaires. Leur application nécessite la vérification de deux conditions :

- Les valeurs ne doivent pas être indépendantes les unes des autres mais correspondre à des événements successifs, ce qui est généralement le cas pour les enregistrements sédimentaires.
- L'enregistrement sédimentaire doit présenter des variations cycliques.

Les études cyclostratigraphiques visent à étudier et représenter la composante quasi périodique des enregistrements sédimentaires, en supprimant les tendances à long terme qui ne peuvent pas être représentées par des signaux périodiques de période bien définie (Fig. 4.1).

Une oscillation simple peut être décrite par son amplitude et sa longueur d'onde, ainsi que par sa phase. Cette phase, allant de 0 à 2π , correspond à la position de l'oscillation par rapport à l'origine du signal. Les variations d'amplitude des sinusoïdes sont appelées modulations d'amplitude. Il n'est pas possible d'extraire les oscillations enregistrées par les séries sédimentaires de façon continue, on ne peut que prélever des valeurs h à un temps t donné (Fig. 4.1). Réaliser des mesures sur une série sédimentaire équivaut donc à échantillonner une fonction $h(t)$ qui traduit les oscillations du signal sédimentaire. Souvent, en cyclostratigraphie, la fonction $h(t)$ est échantillonnée à un intervalle constant, le pas d'échantillonnage, qu'on notera Δ . L'inverse de l'intervalle Δ est le taux d'échantillonnage.

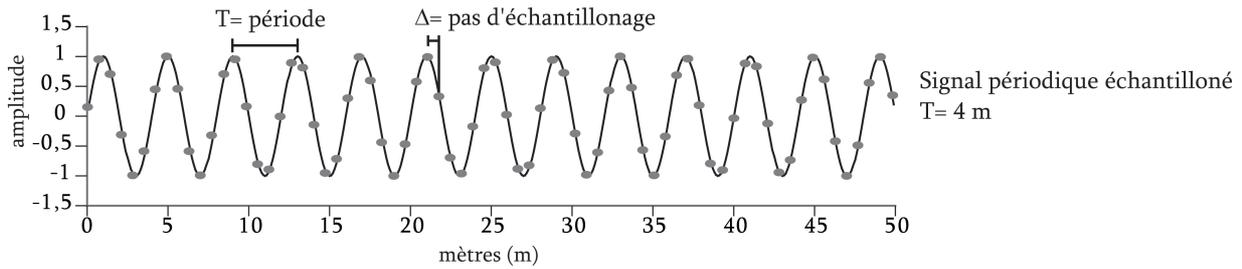


FIGURE 4.1 – Exemple de fonction périodique : une fonction sinus de période $T=4$ m, échantillonnée (points verts) avec un pas d'échantillonnage de 1 m

Dans la suite de ce chapitre, on considérera tout d'abord le cas général d'une application du traitement du signal à des signaux temporels. Ces applications peuvent être transposées dans le domaine spatial en remplaçant la variable de temps t par une variable spatiale.

4.1 Le fondement de l'analyse spectrale : la transformée de Fourier

La réalisation d'un spectre est souvent la première étape d'une analyse cyclostratigraphique. Le spectre décrit la puissance des cyclicités (ou densité spectrale, fonction du carré de l'amplitude) en fonction de la fréquence. Une cyclicité de forte amplitude et bien visible dans le signal aura une forte puissance sur le spectre. Le spectre est donc avant tout un moyen de détecter les composantes périodiques ou quasi périodiques présentes dans les séries temporelles, qui sont indiquées par des pics spectraux significatifs, distincts de la composante aléatoire du signal. Cette somme constitue la composante périodique du signal, à laquelle s'ajoute souvent, dans le cas d'enregistrements géologiques, une composante aléatoire. Cette composante aléatoire est constituée de valeurs indépendantes, sans aucune cyclicité et constitue le bruit de fond. Elle est également appelée bruit blanc, car le blanc représente la somme à parts égales de toutes les longueurs d'onde du spectre visible. Le bruit, lorsqu'il est important, peut masquer l'expression des cyclicités de très hautes fréquences (Fig. 4.2).

Un même processus physique peut être décrit soit dans le domaine temporel, par les valeurs d'une certaine quantité h en fonction du temps, e.g. $h(t)$, soit dans le domaine des fréquences, où le processus est décrit par son amplitude H en fonction de la fréquence (généralement un nombre complexe qui inclue la valeur de la phase). $h(t)$ ou $H(f)$ sont ainsi deux représentations différentes du même processus. On passe de l'une à l'autre de ces deux représentations au moyen des équations de la transformée de Fourier (fig 4.3).

4.1.1 La transformée de Fourier continue

La transformée de Fourier ne dépend pas de la nature des données, et ne constitue pas une modélisation physique. Les techniques d'estimation spectrales basées sur la transformée de Fourier sont ainsi parfois appelées non-paramétriques. La transformée de Fourier peut être considérée comme une réorganisation de la série temporelle de données dans un arrangement différent basé sur la fréquence.

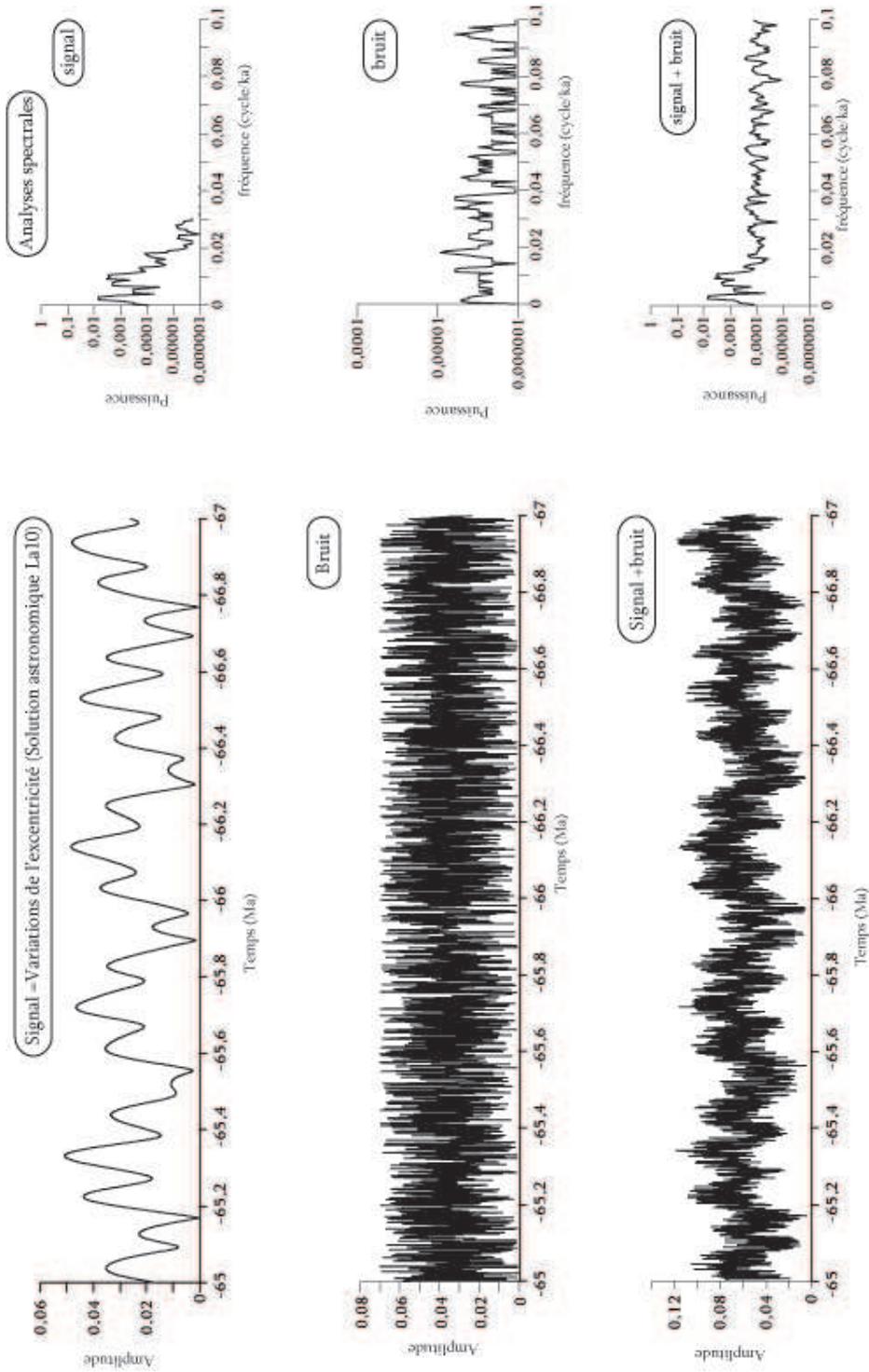


FIGURE 4.2 – Les signaux étudiés en traitement du signal peuvent présenter une composante continue, constituée de variations périodiques ou quasi périodiques, à laquelle s'ajoute une composante aléatoire, formée de valeurs indépendantes, appelée le bruit blanc. Ici, un bruit blanc a été ajouté aux variations quasi périodiques de l'excentricité issue de la solution astronomique La10. Une analyse spectrale pratiquée sur chacune des composantes permet d'observer leur expression dans le domaine des fréquences. La puissance est présentée sur une échelle logarithmique.

La transformée de Fourier d'une fonction $h(t)$, notée $\text{TF}[h(t)]$, s'écrit (Papoulis, 1962 ; Laskar, *comment. pers.*) :

$$\text{TF}[h(t)] = H(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t)e^{-i2\pi ft} dt ,$$

avec pour transformée inverse :

$$\text{TF}^{-1}[h(t)] = h(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} H(f)e^{i2\pi ft} df ,$$

avec $e^{ix} = \cos(x) + i \sin(x)$

t est la variable temps, f est la variable fréquence, et i est l'imaginaire pur.

Si t est mesurée en secondes, alors f est en cycles par secondes, ou Hertz (l'unité de la fréquence). Cependant, ces équations peuvent être utilisées avec d'autres unités. Si h est une fonction de la position x (en mètres), H sera une fonction de l'inverse de la longueur d'onde (cycles par mètres).

L'importance de chaque fréquence dans la série de données est obtenue grâce à l'utilisation d'une paire d'ondes sinus et cosinus. Durant la transformée de Fourier, le signal sédimentaire représenté par la fonction $h(t)$ est multipliée point par point par les onde $\cos(2\pi ft)$ et $i \sin(2\pi ft)$ calculées pour chaque fréquence $-\infty < f < +\infty$. La transformation de Fourier revient donc à comparer la fonction $h(t)$ avec ces fonctions trigonométriques (Mari *et al.*, 2001), ce qui correspond également à une représentation de $h(t)$ dans une base formée d'exponentielles (puisque $e^{i2\pi ft} = \cos(2\pi ft) + i \sin(2\pi ft)$). Quand, à une fréquence donnée, $h(t)$ « ressemble » à un cosinus ou à un sinus, les produits de $h(t)$ par ces fonctions trigonométriques ont une amplitude conséquente. L'effet est intégré dans le temps (symbole intégrale). Ceci fourni l'amplitude moyenne de ce composant. Une bonne ressemblance entre le signal $h(t)$ et les signaux trigonométriques à une certaine fréquence sera traduite par un pic spectral important (Fig. 4.3).

La transformée de Fourier est une opération linéaire : la transformée de la somme de deux fonctions est égale à la somme des transformées, et la transformée d'une constante multipliant une fonction est la même constante multipliant la transformée de cette fonction. La transformée de Fourier inverse permet de re-créeer complètement la fonction temporelle à partir du spectre, il n'y a pas de perte d'information

4.1.2 La transformée de Fourier Discrète.

En géologie, le traitement du signal est appliqué à des données, considérée comme résultant de l'échantillonnage discret d'une fonction inconnue sur un intervalle fini $[0, T]$. La transformée de Fourier considère que cette fonction est de période T , ce qui permet de la décomposer grâce à la transformée de Fourier. Ceci a des conséquences sur les propriétés et l'écriture de la transformée de Fourier (Fig. 4.1).

Supposons un échantillonnage de N valeurs consécutives, avec un pas d'échantillonnage Δ constant, alors :

$$h_k = h(t_k) \text{ et } t_k = k\Delta \text{ avec } k = 0, 1, 2, \dots, N - 1.$$

Au lieu d'estimer les transformées de Fourier $H(f)$ pour toutes les fréquences f de l'intervalle $(-f, f)$, le calcul s'effectue uniquement pour les valeurs discrètes $f_n = n/(N\Delta)$, avec $n = -N/2, \dots, N/2$.

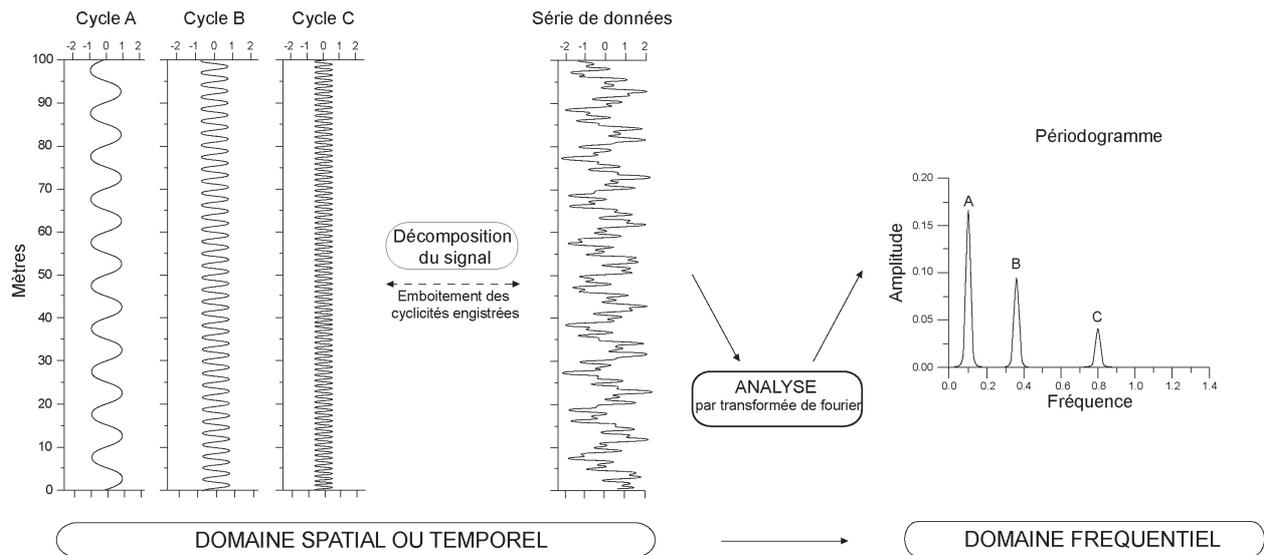


FIGURE 4.3 – Principe de l'analyse spectrale : le signal étudié est considéré comme la somme de sinusoïdes. La transformée de Fourier permet de représenter ce signal dans le domaine fréquentiel, sous forme d'un graphique appelé périodogramme. Chaque pic de ce périodogramme correspond à une cyclicité bien exprimée dans le signal. (d'après Weedon, 2003)

L'étape suivante est d'approcher l'intégrale utilisée pour une fonction continue par une somme discrète :

$$H(f_n) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t)e^{-i2\pi f_n t} dt \simeq \sum_{k=0}^{N-1} h_k e^{-i2\pi f_n t_k} d = \sum_{k=0}^{N-1} h_k e^{-i2\pi k n / N}$$

$$H(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} h_k e^{-i2\pi k n / N} = H_n$$

La somme finale de l'équation est appelée la transformée de Fourier discrète des N points h_k . Elle sera notée H_n . Dans tout les cas, le nombre d'échantillons en fréquence obtenu est égal au nombre d'échantillons en temps : $N_f = N_t$. La transformée de Fourier discrète ne dépend d'aucun paramètre de dimension (comme Δ) et possède les mêmes propriétés que la transformée de Fourier continue. Toutefois, si la fonction ne possède pas réellement une période T , des discontinuités apparaîtront entre chacune de ses répétitions. Ces discontinuités entraînent l'apparition de perturbations nommées "effet de bord".

4.1.3 La fréquence de Nyquist

Il y a une limite aux informations sur les cyclicités de haute fréquence qui peuvent être obtenues à partir de données réelles. Cette limite est appelée la fréquence critique de Nyquist, et est définie par : $f_c = 1/(2\Delta)$. Cette définition considère un pas d'échantillonnage constant. Plus le pas d'échantillonnage est grand, plus la fréquence de Nyquist est petite. Cette fréquence limite est un repère important, qui permet d'évaluer le pas d'échantillonnage minimal nécessaire à l'identification de toutes les cyclicités exprimées dans un signal (Fig. 4.4) . Par exemple, si une onde caractérisée par un sinus est échantillonnée à un

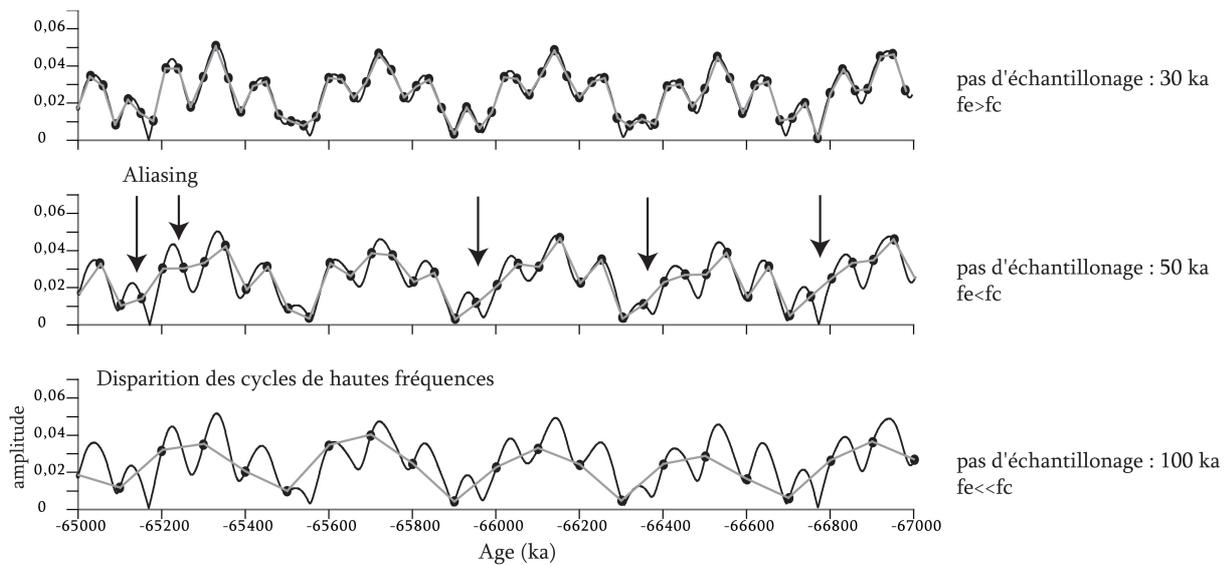


FIGURE 4.4 – Exemple de l'influence du choix du pas d'échantillonnage sur la récupération du signal, appliqué aux variations de l'excentricité issues de la solution La10. La fréquence de Nyquist, ou fréquence critique f_c , correspond à la fréquence d'échantillonnage minimale requise pour conserver les variations de hautes fréquences du signal. Lorsque la fréquence d'échantillonnage f_e est supérieure à f_c , il se produit un phénomène d'aliasing : de fausses cyclicités de basse fréquence apparaissent à la place des cycles de hautes fréquences, qui finissent par ne plus être récupéré quand f_e est très grand.

maximum, alors l'échantillon suivant doit être situé avant le minimum suivant. L'échantillonnage minimal d'une onde sinus est ainsi de deux points d'échantillonnage par cycle (Press *et al.*, 1992).

Ainsi, si une fonction continue $h(t)$ ne présente pas de cyclicités de fréquence inférieure à la fréquence de Nyquist, alors même les oscillations de hautes fréquences peuvent être échantillonnées. On dit alors que $h(t)$ est complètement représentée par ses échantillons $h_n = h(n\Delta)$, n étant le nombre d'échantillons (Press *et al.*, 1992). En revanche, quand les composantes de hautes fréquences ne sont pas échantillonnées correctement, il peut se produire un phénomène d'« aliasing » (Priestley, 1981). L'aliasing a lieu lorsque certaines caractéristiques du signal ont des fréquences plus élevées que la fréquence de Nyquist. Toutes les oscillations fines qui n'ont pas été échantillonnées entraînent l'apparition de cycles artificiels de basses fréquences dans le signal échantillonné (Fig. 4.4). Pour éviter l'aliasing, il faut donc échantillonner avec une résolution aussi élevée que possible, suivant les fréquences recherchées. Herbert (1994) suggère un minimum de 8 échantillons pour la plus petite oscillation.

4.1.4 Le produit de convolution

Le produit de convolution est une propriété de la transformée de Fourier utilisée dans de nombreuses applications du traitement du signal (méthodes d'analyse spectrale, filtrage...)

Si l'on dispose de deux fonctions $h(t)$ et $g(t)$, et de leurs transformées de Fourier $H(f)$ et $G(f)$, il est possible de former une combinaison nommée convolution.

La convolution des deux fonctions, notées $g * h$, est définie par :

$$g * h(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(\tau)h(t - \tau)d\tau.$$

$g * h$ est une fonction du domaine temporel, et $g * h = h * g$.

Le produit de convolution est commutatif et distributif. Il possède aussi une propriété importante :

- la transformée de Fourier d'un produit de convolution est le produit des transformées de Fourier de chaque fonction, ce qui se traduit par une multiplication dans le domaine fréquentiel : $\text{TF}[g * h] = \text{TF}[g] \cdot \text{TF}[h]$
- Inversement, la transformée de Fourier d'un produit de deux fonctions est le produit de convolution des transformées de Fourier de chaque fonction : $\text{TF}[g \cdot h] = \text{TF}[g] * \text{TF}[h]$.

Dans la plupart des cas rencontrés en géologie, l'une des fonctions, h par exemple, est un signal ou une série de données. La fonction $g(t)$ est une fenêtre, typiquement une courbe en cloche qui tombe à 0 dans les deux directions à partir de son maximum. La convolution agit comme une moyenne mobile et a pour effet de lisser (étaler) $h(t)$ dans le temps selon la « recette » fournie par la fonction réponse $g(t)$.

4.1.5 Calculer la puissance du spectre

Lors d'études cyclostratigraphiques, il est important de connaître la « forme » du spectre de puissance, c'est-à-dire de savoir quelle fréquence domine le signal. La valeur absolue de la puissance n'est pas toujours nécessaire (Weedon, 2003). Cependant, la puissance absolue peut beaucoup varier suivant les séries analysées, et suivant la nature des données analysées. Lorsque deux indicateurs paléoclimatiques sont employés pour étudier une même série, il peut être intéressant de comparer les puissances des cycles enregistrés selon ces deux variables. Il faut donc normaliser les spectres. Le spectre de puissance peut être normalisé de plusieurs façons, généralement basées sur la division des valeurs de puissance par la somme des puissances, ou bien par la puissance moyenne. On obtient alors des puissances relatives.

La puissance totale d'une fonction continue est identique dans le domaine des fréquences et dans le domaine temporel (théorème de Parseval) :

$$Ph = \int_{-\infty}^{+\infty} |h(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{+\infty} |H(f)|^2 df$$

Les fréquences positives et négatives ne sont pas distinguées lors de la recherche de la puissance contenue dans l'intervalle de fréquence de f à $f + df$. On considère plutôt f variant de 0 à $+\infty$. Dans ce cas, la puissance de la fonction h s'écrit :

$$Ph(f) = |H(f)|^2 + |H(-f)|^2 \quad \text{avec} \quad 0 \leq f < +\infty$$

La puissance totale est ainsi l'intégrale de $Ph(f)$ de $f = 0$ à $f = +\infty$. Quand la fonction $h(t)$ est réelle, alors les deux termes de l'équation sont égaux, et $Ph(f) = 2|H(f)|^2$.

4.1.6 Le pré-traitement des données

Les signaux géologiques sont rarement stationnaires, c'est dire d'une valeur moyenne égale à 0. Au contraire une croissance ou une décroissance progressive de la valeur moyenne des mesures peuvent souvent

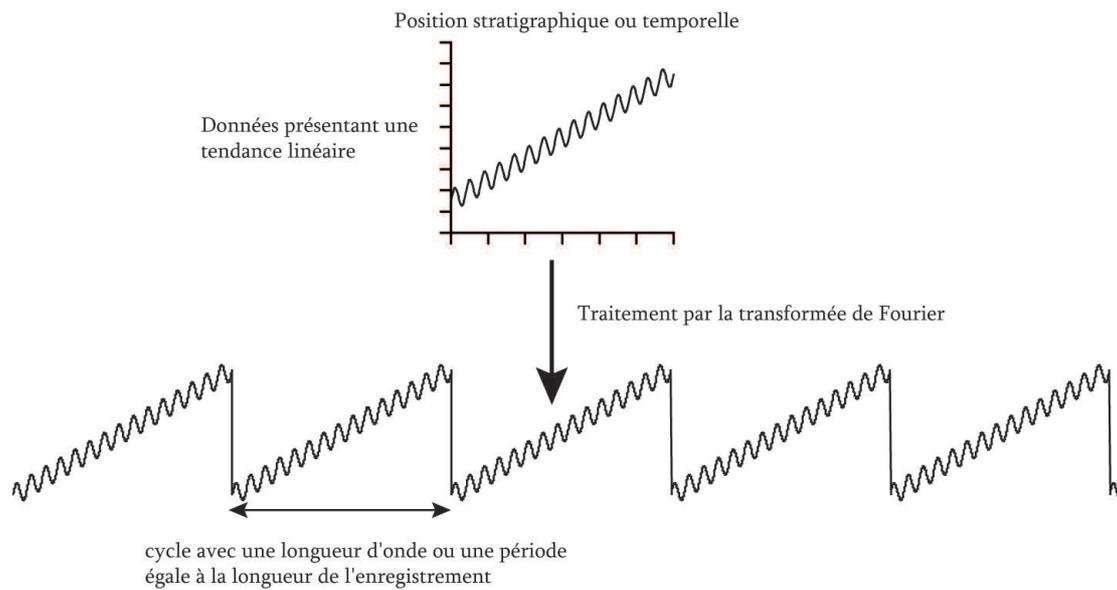


FIGURE 4.5 – Lors de l'analyse spectrale, le signal est considéré de longueur infinie, comme si les données se répétaient à l'infini. La présence d'un tendance linéaire entraîne l'apparition d'une cyclicité de forte puissance et de période égale à la longueur des données, qui gêne l'identification des autres cyclicités. (Weedon, 2003)

être observée. Ces tendances linéaires s'expliquent par des variations à long terme de l'environnement ou être inhérentes à la méthode de mesure utilisée (dérive de l'appareil) (Fig. 4.5). Or La transformée de Fourier considère toujours que le signal observé sur l'intervalle $[0, T]$ est de période T . Lorsque le signal présente une tendance linéaire à long terme, les données répétées à l'infini semblent posséder une cyclicité de longueur d'onde égale à la longueur de la série. L'analyse met alors en évidence des cycles de forte puissance dans les basses fréquences. Les tendances à long terme doivent donc être éliminées avant les analyses spectrales (Fig. 4.5).

Une régression linéaire est un pré-traitement permettant de supprimer une tendance linéaire ("*linear detrending*"). Si la tendance n'est pas linéaire, mais correspond à une cyclicité d'une longueur d'onde plus élevée que la taille de la série, une régression polynomiale est appliquée pour supprimer cette cyclicité.

4.2 Techniques d'analyse spectrale

Il est impossible d'utiliser les enregistrements sédimentaires pour obtenir le spectre théorique, ou spectre « vrai ». Celui-ci ne peut être obtenu qu'à partir de la fonction continue dont est issue la série échantillonnée. Différentes techniques d'analyse spectrale peuvent cependant être employées pour obtenir la meilleure approximation possible de ce spectre vrai.

4.2.1 Le périodogramme et la transformée de Fourier rapide

Le périodogramme est la première des nombreuses techniques utilisées en analyse spectrale. Le périodogramme est une représentation graphique du spectre de puissance obtenu grâce à la transformée de Fourier discrète.

Un signal très irrégulier possédera un spectre continu, indiquant que chaque fréquence dans la bande de fréquence étudiée est exprimée dans le signal. Un signal périodique est décrit par un seul pic (ou un nombre fini de pics) dans le domaine des fréquences. Entre ces deux extrêmes, les signaux peuvent avoir des pics spectraux superposés à un arrière plan bruité (Ghil *et al.*, 2002) (fig 4.2 et 4.6).

La transformée de Fourier discrète (TFD) est assez lente à calculer, aussi les algorithmes de la transformée de Fourier rapide (Fast Fourier Transform, ou FFT) ont-ils été créés. Les FFT nécessitent généralement un nombre de données correspondant à une puissance de 2 (ex : 256, 512, 1024). Si nécessaire, des zéros sont ajoutés aux données pour remplir cette contrainte, mais les effets de ce "tamponnage par des zéros" (zeros padding) doivent être compensés avant de tracer le périodogramme. Cet ajout modifie en effet les intervalles de confiance. Augmenter la longueur de la série par zéro padding permet d'augmenter la résolution en fréquence. La résolution fréquentielle correspond au nombre de fréquences étudiées, et est proportionnelle à la longueur du signal. Elle est limitée lors de l'étude d'un signal discret. La résolution fréquentielle de la TFD d'un signal est définie par le nombre de points d'analyse n et la fréquence d'échantillonnage du signal f_e par la formule : résolution fréquentielle = f_e/n

En effet, la TFD d'un signal ne présente que des valeurs de fréquences discrètes. Si N est le nombre de données et Δ le pas d'échantillonnage, alors ces fréquences sont : $0, 1/(N\Delta), 2/(N\Delta), 3/(N\Delta), \dots, (N/2)/(N\Delta)$ (et les valeurs opposées).

La dernière valeur peut aussi être représentée comme $1/(2\Delta)$ et correspond à la fréquence de Nyquist. Si un cycle régulier présent dans les données ne correspond pas à un diviseur entier de la longueur du signal, le pic correspondant apparaît légèrement réduit en taille par rapport à ce qui était attendu, et à la fréquence adjacente, où la puissance du périodogramme a été calculée. Ceci signifie que la puissance spectrale n'est pas estimée correctement, et les résultats sont biaisés. Une partie de la puissance attendue à certaines fréquences est légèrement sous estimée et cette fuite de puissance élève la puissance du spectre ailleurs, c'est le biais (Percival et Walden, 1993). Le biais est du à la fois au caractère discret de l'échantillonnage, et surtout au caractère fini du signal étudié. En effet, les données échantillonnées s'arrêtent abruptement au début et à la fin de l'enregistrement, ce qui lors de l'analyse spectrale produit des rebonds du spectre, ou lobes secondaires, se traduisant par une fuite de puissance (fig 4.6).

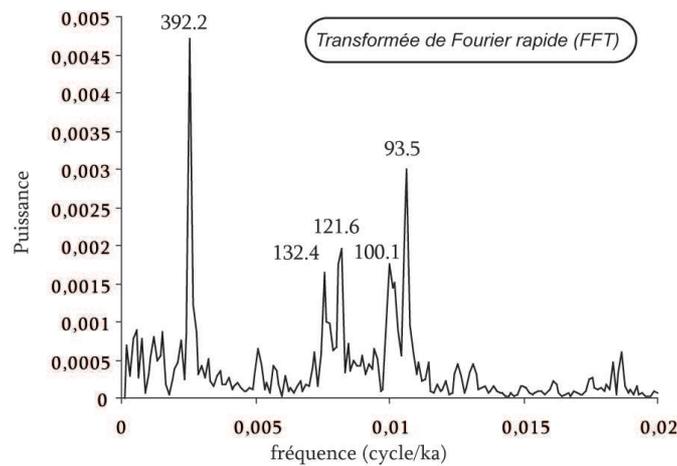


FIGURE 4.6 – Analyse spectrale des variations de l'excentricité issue de la solution astronomique LA10 sur une période couvrant le Maastrichtien (-65 à -73 Ma), par la méthode de la transformée de Fourier rapide (FFT). Cette approche est la plus simple technique d'analyse spectrale permettant d'obtenir un périodogramme.

Augmenter la résolution fréquentielle par zero padding peut être utilisé pour distinguer deux pics caractéristiques de fréquences proches. En effet, si la résolution fréquentielle est faible, ces deux pics apparaîtront confondus. Lors de l'élévation de la résolution fréquentielle, les deux pics deviennent distincts. Bien que le zero padding permette d'augmenter la résolution fréquentielle, le périodogramme obtenu par FFT reste une approximation assez éloignée du spectre, et très bruitée. Chaque valeur du périodogramme est basée sur deux valeurs ou degrés de liberté (la moyenne de l'amplitude des cosinus plus celle des sinus), et la plupart des méthodes améliorant la fiabilité du périodogramme sont basées sur l'augmentation du degré de liberté. Ceci est possible grâce à l'utilisation des informations provenant des fréquences adjacentes. Ainsi, le résultat est plus proche du spectre attendu car le nombre de données utilisées dans les calculs des composantes est important. Cette méthode lisse le périodogramme, supprimant du bruit, mais diminue également la résolution fréquentielle (augmentation de la largeur des pics, aussi appelée bande de fréquence). Les diverses techniques d'analyse spectrales sont donc caractérisées par le compromis effectué entre la conservation de la puissance (diminution du biais) et la résolution fréquentielle.

4.2.2 Techniques d'analyse utilisant des fenêtres de pondérations

De nombreuses méthodes utilisent une fonction de lissage appliquée aux valeurs du périodogramme pour diminuer le biais. Cette fonction est appelée fenêtre de pondération, et les coefficients qui la composent sont les coefficients de pondération (Fig. 4.7).

Lors du calcul de la transformée de Fourier continue, une intégrale de $-\infty$ à $+\infty$ est utilisée. Dans la pratique, les données ne sont obtenues que sur un intervalle de temps donnée $[0, T]$. On peut donc considérer que les données disponibles sont le produit $l[0, T].h(t)$, c'est à dire une partie d'une fonction continue à laquelle une fenêtre carrée a été appliquée (Fig. 4.7). Cette fenêtre aurait des coefficients de pondération valant 1 sur l'ensemble du signal, et 0 en dehors de l'intervalle étudié. Or la fenêtre carrée, qui est caractérisée par une augmentation et une chute de puissance très rapide, entraîne un biais important et l'apparition de nombreux lobes secondaires pour chaque fréquence détectée lors de l'analyse spectrale. Pour

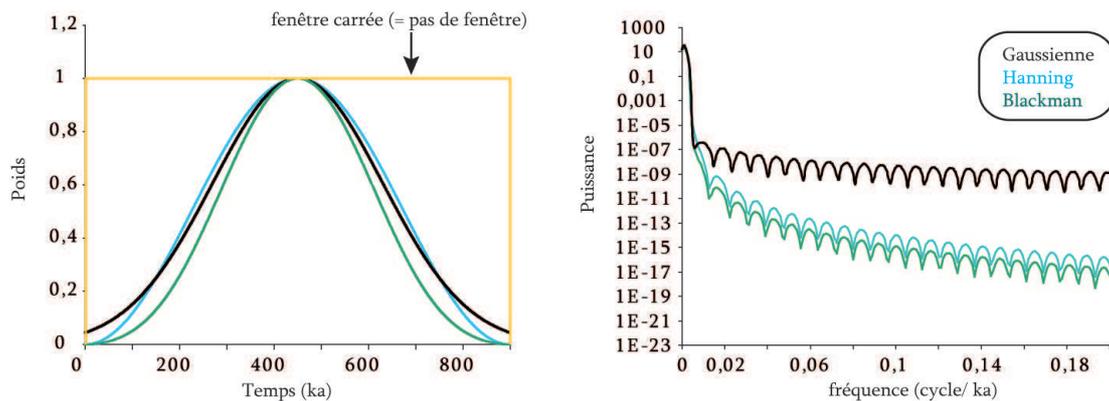


FIGURE 4.7 – Les fenêtres de pondération permettent de diminuer la fuite de puissance liée à la longueur finie du signal, afin de mieux détecter les hautes fréquences. Leur principale différence est liée au compromis réalisé entre l'obtention d'un pic de fréquence le plus étroit possible et la diminution du biais. La fenêtre carrée correspond aux données brutes.

y remédier, on effectue le produit des données par une fenêtre de pondération qui présente des variations de puissance plus graduelles.

Il existe de nombreuses fenêtres de pondérations nommées suivant leurs auteurs, parmi lesquelles les fenêtres de Parzen, de Hanning, de Welch . . . Leur principale différence est liée au compromis réalisé entre l'obtention d'un pic de fréquence le plus étroit possible et la diminution du biais (Fig. 4.7) . L'utilisation de fenêtres de pondérations peut supprimer suffisamment la fuite de puissance pour permettre la détection de cycles de faible amplitude et de haute fréquence.

Il est aussi possible de faire la moyenne de périodogrammes réalisés pour des sections de longueur égales, detrendées et pondérées. Si les sections sont consécutives, il s'agit de la méthode de Bartlett, si elles présentent un recouvrement, de la méthode de Welch.

4.2.3 La méthode multi fenêtre (multi taper method, ou MTM).

Thomson (1982), propose une approche alternative à l'estimation du spectre basé sur le périodogramme, la méthode multi fenêtre (multi taper method, MTM). La MTM est non paramétrique, elle n'utilise pas de modèle dépendant à priori des paramètres du processus qui a généré la série temporelle analysée, comme c'est le cas par exemple pour une autre méthode, la Méthode des maximum d'entropie (MEM) (Fig. 4.8) (Ghil *et al.*, 2002).

La MTM réduit le biais en utilisant un petit groupe de fenêtres de pondération plutôt qu'une unique fenêtre. Ces fenêtres optimales ou fenêtres propres ("*eigentapers*") appartiennent à une famille de fonctions appelées séries sphériques discrètes oblongues ("*discrete spheroidals prolate sequences*"). Elles sont orthogonales (indépendantes) et sont adaptées à la longueur du signal (Fig. 4.9).

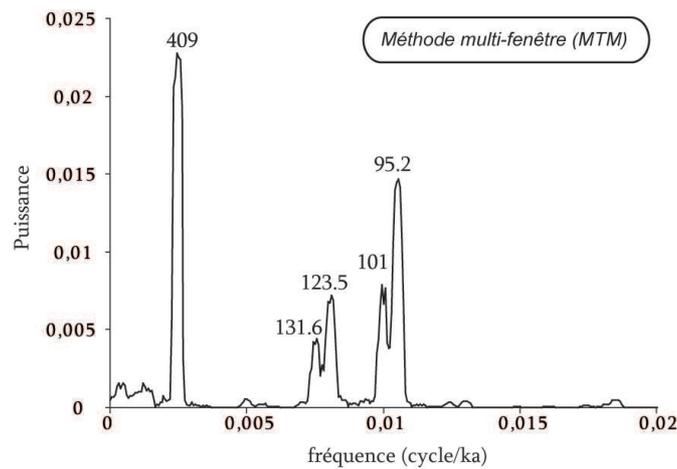


FIGURE 4.8 – Analyse spectrale des variations de l'excentricité issue de la solution astronomique LA10 sur une période couvrant le Maastrichtien (-65 à -73 Ma), par la méthode des fenêtres multiples (MTM). Cette approche est non-paramétrique, et utilise une pondération des données par des fenêtres propres afin de limiter le biais de puissance.

Les données sont multipliées par ces fenêtres et une série d'estimations du spectre de puissance est calculée. Chaque périodogramme est indépendant, car basé sur différentes pondérations pour différentes parties des données. La moyenne de l'ensemble de spectres obtenus par cette procédure permet une estimation plus fiable du spectre vrai que les méthodes à une seule fenêtre de pondération (Thomson, 1982). Le spectre produit présente des lobes secondaires bien atténués, un biais faible et cependant une résolution fréquentielle élevée (Weedon, 2003) (Fig. 4.8).

Le choix de la largeur de bande des fenêtres et du nombre de fenêtre représente un compromis entre la résolution fréquentielle et la fiabilité de l'estimation. Des séries de données longues permettent l'utilisation d'un plus grand nombre de fenêtres, tout en maintenant la résolution désirée.

Les inconvénients de cette méthode sont sa tendance à produire des pics spectraux aux sommets plats et son efficacité plus faible que la MEM en ce qui concerne les spectres présentant des pics spectraux de forte puissance et très peu de bruit. Cependant, la méthode MTM représente une bonne manière de produire des estimateurs spectraux avec une bonne résolution fréquentielle et un biais faible lorsque le bruit est important, et une distribution permettant la localisation de niveaux de confiance. En effet, il est possible de tester statistiquement grâce au F-test la présence et la fiabilité de la détection des pics spectraux liés à des composants cycliques réguliers et présentant une phase constante (Williams, 1984). Pour ces raisons, la méthode utilisée préférentiellement dans le cadre de ce mémoire de thèse est la MTM (voir Chapitres 5 et 6), notamment lors des analyses des coupes de Bidart (Appendice 1) et de la Contessa (Appendice 2).

4.2.4 Techniques de filtrage

Le filtrage a pour but de sélectionner une certaine catégorie de fréquence portée par un signal, afin d'obtenir les modulations d'amplitude de ces fréquences le long du signal. Il permet d'éliminer les

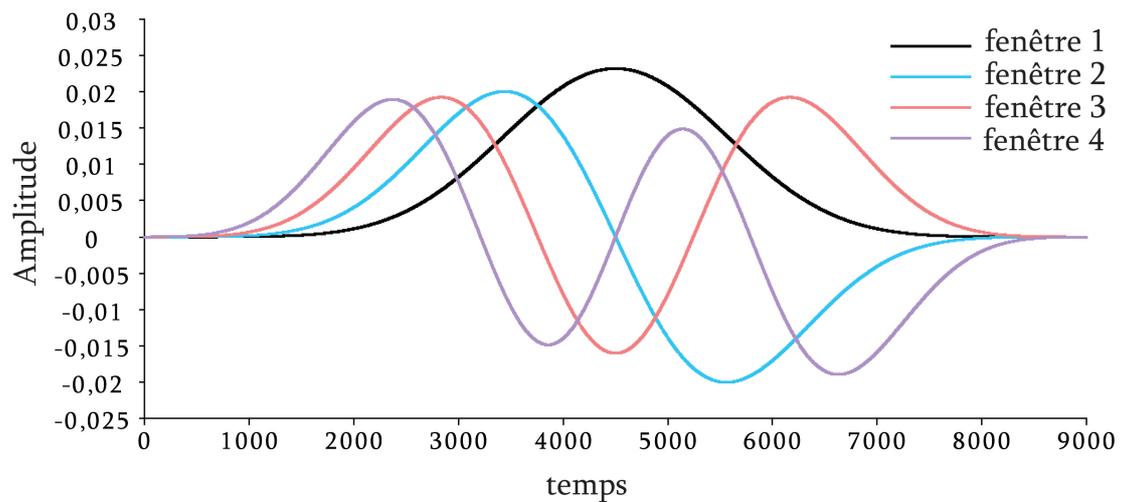


FIGURE 4.9 – Exemple des fenêtres propres d'ordre 1 à 4 établies pour un signal composé de 9000 points. Les fenêtres propres sont des fenêtres de pondération aux propriétés particulières utilisées lors de l'analyse spectrale par MTM.

composants qui n'intéressent pas l'utilisateur, que ce soit en fréquence (par exemple pour ne conserver que la précession) ou en puissance (élimination du bruit) (Fig. 4.10). La bande de fréquences conservée par le filtre est appelée bande passante. Un filtre idéal conserverait la puissance des fréquences au sein de la bande passante, tandis que la puissance en dehors de la bande passante serait égale à zéro. Cependant, de nombreuses procédures de filtrage produisent des lobes secondaires qui doivent être minimisés. Un filtrage correspond à une multiplication du signal par le filtre dans le domaine fréquentiel.

Les méthodes de filtrage les plus couramment utilisées sont les filtrages passe-bande, sélectionnant une bande de fréquence, passe bas sélectionnant les cyclicités de basse fréquence, ou passe haut, sélectionnant les cyclicités de hautes fréquences (Fig. 4.11). Lors de l'utilisation de filtres sélectionnant les fréquences, plusieurs aspects sont à prendre en compte :

- Toutes les séries temporelles, même de nombres choisis aléatoirement, peuvent être filtrées. Le filtrage produit un signal cyclique même si la fréquence choisie ne correspond à aucune cyclicité réellement observée. Le choix des fréquences doit donc être justifié, et le filtrage ne devrait être utilisé que lorsqu'il concerne des séries présentant des pics spectraux significatifs. Autrement, le filtrage servirait simplement à isoler une gamme de fréquence, entraînant une fausse impression de cyclicité régulière.
- Certains filtres changent la phase du signal sans en changer l'amplitude, entraînant un décalage des minima et maxima par rapport au signal initial (Weedon 2003). Ceci s'observe particulièrement sur les signaux géologiques qui présentent beaucoup de bruit.
- des filtres aux bandes passantes trop étroites produisent des signaux aux amplitudes variant faiblement et de façon erronée. Les bandes passantes trop étroites ne peuvent donc pas rendre compte des vraies modulations d'amplitudes de la bande de fréquence ciblée. Il est donc important de comparer les données filtrées aux données originelles (Weedon 2003).

Les techniques de filtrage, utilisant un filtre de Taner (Taner, 2000), ont été testées au cours des analyses des coupes de Bidart et de la Contessa (Appendices 1 et 2), et employées lors de la calibration du Maastrichtien (cf. Chapitre 6).

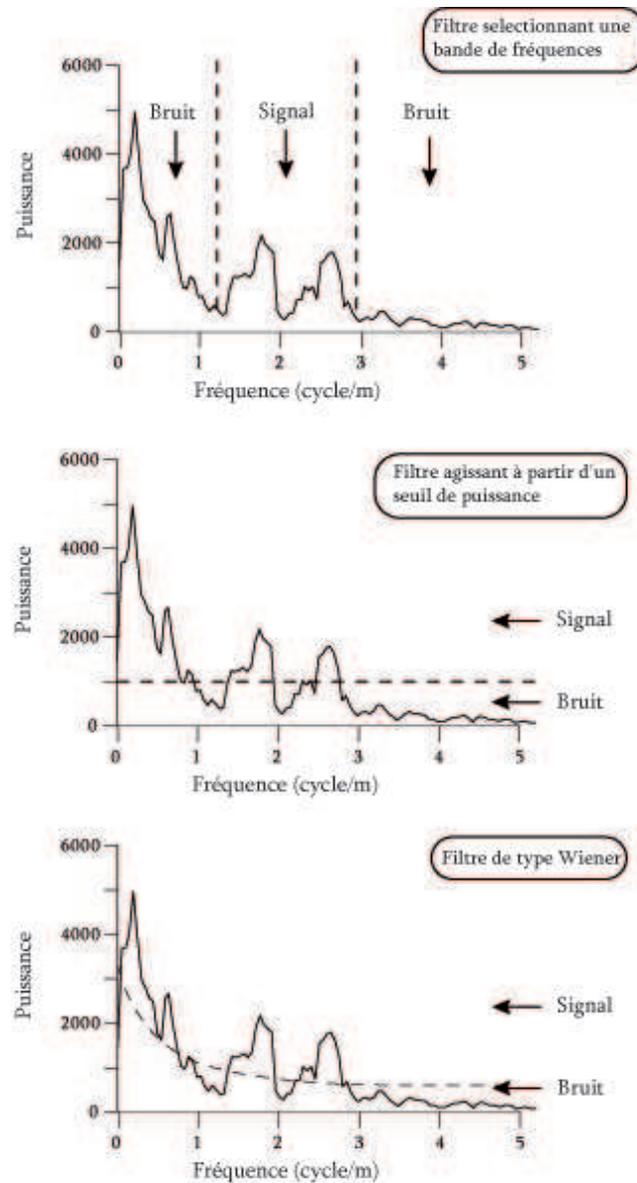


FIGURE 4.10 – Le filtrage permet de ne conserver qu’une partie du signal jugée intéressante. Un filtre peut ne conserver 1) que les cyclicités d’une certaine bande de fréquence, 2) que les cyclicités d’une puissance supérieure à un certain seuil, 3) que les cyclicités de forte puissance relative (filtre de type Wiener) (d’après Weedon, 2003).

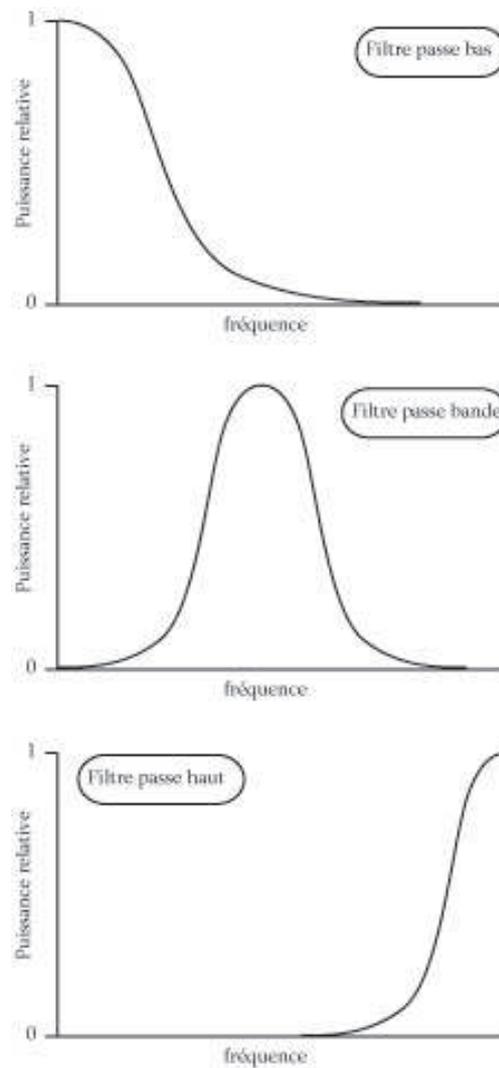


FIGURE 4.11 – Il existe de nombreux types de filtre en puissance. Les filtres passe-bas permettent de sélectionner les cycles de basses fréquences, les passe-bande les cycles présent dans une bande de fréquence choisie, et les passe-haut les cycles de haute fréquence

4.3 Méthodes temps-fréquence

De part leur nature complexe, la plupart des signaux géophysiques peuvent être considérés comme non stationnaires, c'est-à-dire que leurs propriétés dépendent du temps. Théoriquement, les outils de Fourier classiques ne sont pas adaptés à de tels signaux. Cependant ils sont très largement utilisés et donnent des résultats souvent exploitables dans leur globalité. Pour décrire des signaux non stationnaires, on doit faire appel à des représentations temps-fréquence. Une représentation temps-fréquence rend compte de l'évolution du contenu fréquentiel au cours du temps par l'utilisation de deux opérateurs de translation : l'un en temps permettant de sélectionner l'intervalle analysé, l'autre en fréquence permettant de sélectionner la fréquence analysée. Une analyse spectrale seule d'une série sédimentaire ne permet pas de tenir compte de l'évolution dans le temps de l'enregistrement des cyclicités. Pour cette raison, deux méthodes temps-fréquences ont été testées au cours de cette étude : la méthode des spectrogrammes d'amplitudes et le traitement en ondelettes (Appendice 1).

4.3.1 Méthode des spectrogrammes d'amplitudes

La méthode des spectrogrammes d'amplitude consiste à réaliser une succession d'analyses spectrales sur une fenêtre d'étude déplacée tout au long du signal. Elle a été décrite originellement par Koenig *et al.* en 1946 et présentée de façon complète par Allen et Rabiner en 1977. Le signal est considéré stationnaire sur une courte durée, appelée aussi fenêtre d'analyse, de telle sorte qu'une analyse spectrale soit localement valable. Généralement, les segments présentent un recouvrement, car on suppose que les variations dans la distribution des fréquences sont graduelles. Ce calcul fournit une image appelée spectrogramme (Fig. 4.12). Après avoir choisi la méthode d'analyse spectrale à appliquer, trois autres paramètres doivent être fixés. Le degré de lissage spectral (ou degré de liberté) influence l'amplitude du bruit spectral ainsi que la résolution en fréquence. La taille de la fenêtre d'étude influence la résolution en fréquence, et le pas entre chaque fenêtre affecte la résolution temporelle du graphique (Fig. 4.12).

Il y a un compromis inévitable à trouver entre la résolution fréquentielle, et la résolution temporelle ou stratigraphique. Quand une série temporelle est longue en comparaison des périodes des cycles étudiés, il est possible de calculer de nombreux spectres à partir de sous-sections du signal, en ayant toujours la possibilité de détecter les cycles. Plus la fenêtre d'analyse est longue, plus la précision en fréquence sera élevée et la précision temporelle ou stratigraphique sera faible. Une fois la dimension de la fenêtre d'analyse fixée, les précisions temporelles et fréquentielles sont définitivement liées et seront identiques dans tout le plan temps- fréquence. Cette méthode implique une perte de l'information contenue dans la phase.

Les spectrogrammes d'amplitude sont des images en 3 dimensions (temps/profondeur-fréquence-puissance) observées « de haut ». Chaque spectre calculé est tracé en fonction de la position stratigraphique du centre de chaque segment étudié, et les contours des valeurs de puissance sont ajoutés. Ces puissances sont généralement codées par une échelle de couleur.

Deux types d'échelles ont été utilisés lors des analyses présentées ici (Fig. 4.12). La première échelle est établie pour l'ensemble des analyses spectrales. La valeur de puissance maximale rencontrée lors des analyses est codée par la couleur rouge. La valeur minimale, par la couleur bleue. Ainsi, si l'amplitude des cyclicités est très faible sur une partie de l'enregistrement, cette section apparaîtra dans les

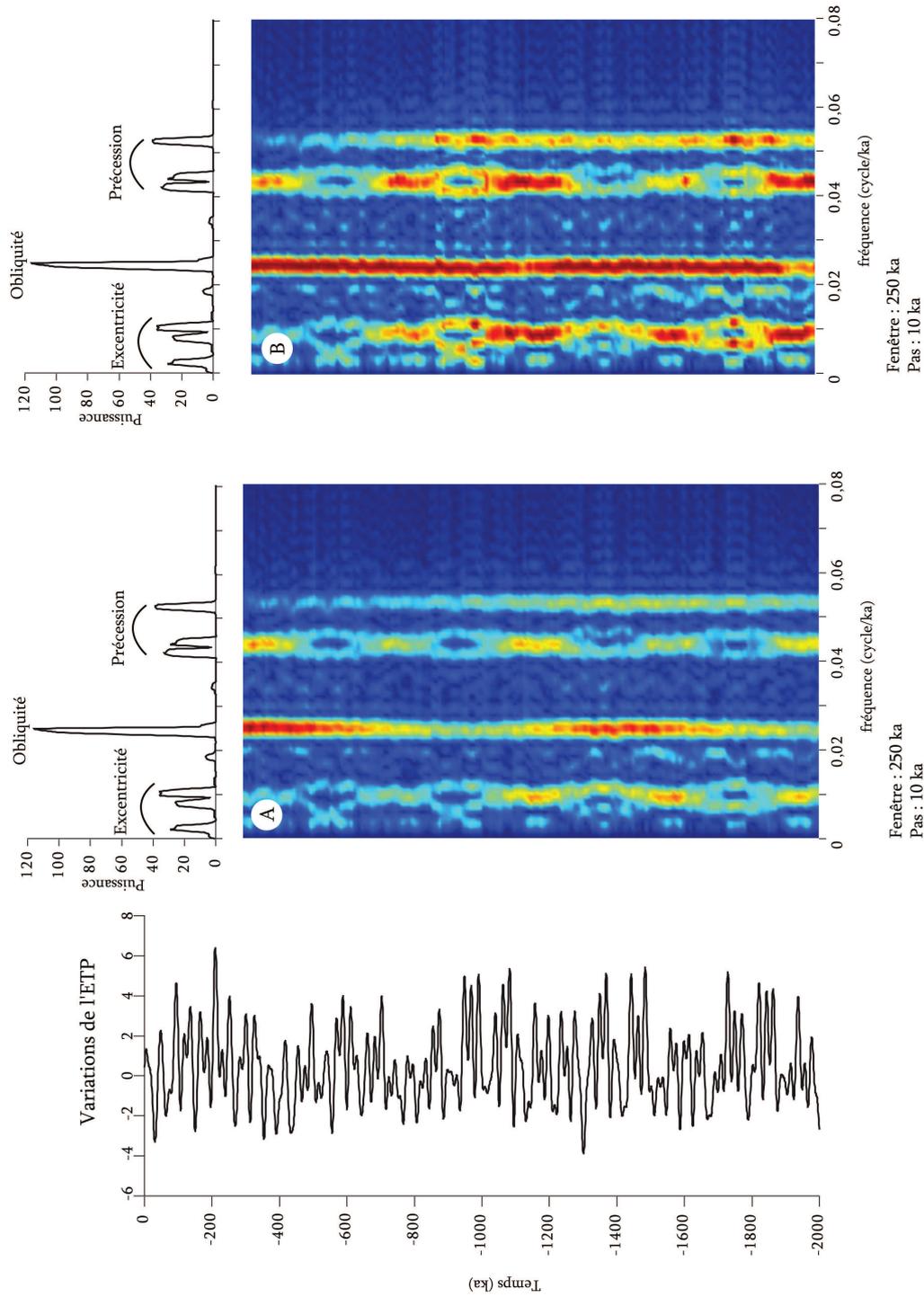


FIGURE 4.12 – Application de la méthode des spectrogrammes d’amplitude aux variations théoriques de l’insolation calculées pour les 2 derniers million d’années à l’aide de la solution astronomique La2004. Un spectrogramme d’amplitude est une image en trois dimension d’une succession d’analyses spectrales réalisées le long du signal à l’aide d’une fenêtre glissante. La puissance est codée en couleur, les couleurs chaudes correspondant à de fortes puissances. Deux types de spectrogrammes ont été réalisés : A) la puissance maximale de l’ensemble des analyses est utilisée pour établir un code couleur sur l’ensemble du spectrogramme. B) la puissance maximale de chaque analyse est utilisée pour établir un code couleur propre à celle-ci, avant le dessin du spectrogramme.

tons bleus à jaunes sur le périodogramme. La seconde échelle est établie pour chaque analyse spectrale séparément. La puissance maximale $P_{\max,1}$ détectée lors d'une première analyse est codée en rouge. Lors de la deuxième analyse, sur une deuxième fenêtre, la puissance maximale $P_{\max,2}$ est codée en rouge, même si elle est nettement inférieure à la puissance $P_{\max,1}$ détectée précédemment. Ainsi, il est possible d'observer l'évolution des cyclicités même dans les sections où leur amplitude est faible. Il est également intéressant de combiner les deux approches, afin de caractériser l'évolution des amplitudes des cyclicités le long du signal.

L'analyse des signaux non stationnaires par la méthode du spectrogramme fournit des informations essentielles sur le comportement fréquentiel et temporel des signaux. Cette technique donne des résultats très précis concernant les perturbations et variations du taux de sédimentation, et a été appliquée de façon systématique au cours des analyses cyclostratigraphiques réalisées pour notre étude (Appendices 1 et 2, et Chapitres 5 et 6).

4.3.2 Le traitement en ondelettes

Une approche alternative aux spectrogrammes d'amplitude est l'utilisation de l'analyse en ondelettes (Hubbard, 1996 ; Torrence et Compo, 1998) (Fig. 4.13), en dynamique climatique (Meyers *et al.*, 1993) et en géophysique (Kumar et Foufoula-Georgiou, 1994) les ondelettes ont surtout été utilisées pour étudier les variations en fréquence dans un signal. Les ondelettes sont des fonctions orthogonales (indépendantes), dont les oscillations atteignent 0 après un court intervalle. Le signal originel peut être reconstruit à partir d'une famille d'ondelettes de la même façon que les ondes sinus et cosinus sont utilisées par la transformée de Fourier (Ghil *et al.*, 2002). On a alors une transformée en ondelettes.

Les différentes ondelettes présentent des variations de forme importantes. Pour chaque application, une forme particulière, ou onde mère est choisie (Fig. 4.14). Lors de la transformée en ondelettes, l'onde mère est déclinée en différentes longueurs d'onde (étirée ou compressée, c'est la dilatation), et est aussi utilisée dans différentes positions stratigraphiques ou périodes de temps (translation).

Dans le cas de l'utilisation d'une transformée en ondelettes rapide, la série est tout d'abord divisée par filtrage entre les composants de haute fréquence et les composants de basse fréquence. L'allure générale constituée par les basses fréquences est appelée approximation, les hautes fréquences représentant les détails du signal. Les composants de haute fréquence sont ensuite multipliés par la plus petite version de l'onde mère, avec des décalages successifs de la position de l'onde le long des données. Les basses fréquences restantes sont une nouvelle fois divisées en hautes et basses fréquences, et la transformée en ondelette est réappliquée aux composants de haute fréquence, mais en utilisant une ondelette du double de l'échelle précédente. Cette opération est répétée jusqu'à ce que les composants de très basses fréquences soient transformés (Hubbard, 1996). A chaque itération, le nombre de points est divisé par deux. La fréquence moyenne est fixée par l'ondelette mère choisie. Dans les hautes fréquences, les cellules ont une meilleure résolution temporelle que fréquentielle, tandis que dans les basses fréquences, la résolution fréquentielle est meilleure que la résolution temporelle (Fig. 4.15). On appelle cette procédure, ou seuls les signaux issus de filtres passe bas sont utilisés, analyse multi résolution. Le niveau de décomposition est généralement laissé à l'appréciation de l'utilisateur.

Le pavage temps-fréquence est donc différent de celui obtenu par la méthode des spectrogrammes,

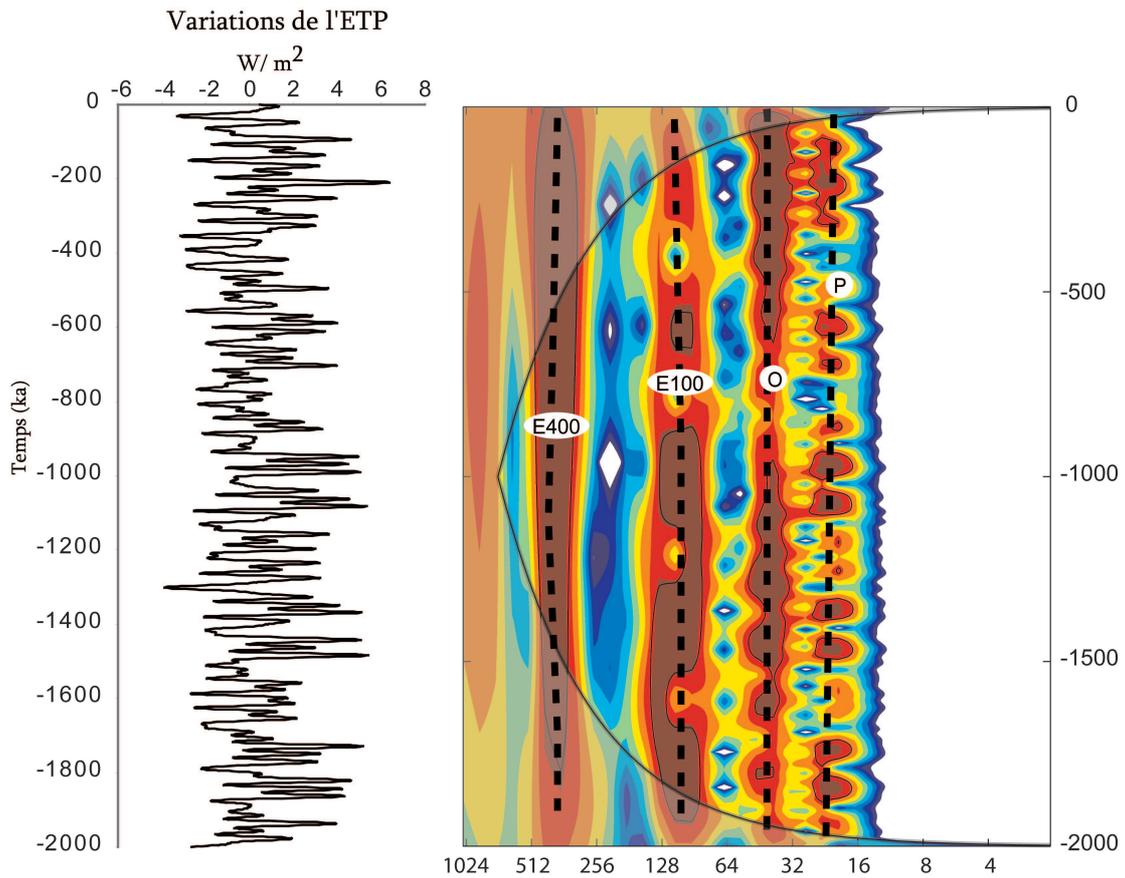


FIGURE 4.13 – Application de la méthode du traitement en ondelettes aux variations théoriques de l'insolation calculées pour les 2 derniers million d'années à l'aide de la solution astronomique La2004. Les ondelettes sont des fonctions orthogonales (indépendantes), dont les oscillations atteignent 0 après un court intervalle. Le signal originel peut être reconstruit à partir d'une famille d'ondelettes de la même façon que les ondes sinus et cosinus sont utilisées par la transformée de Fourier (Ghil *et al.*, 2002). On obtient alors une image qui est la transformée en ondelettes.

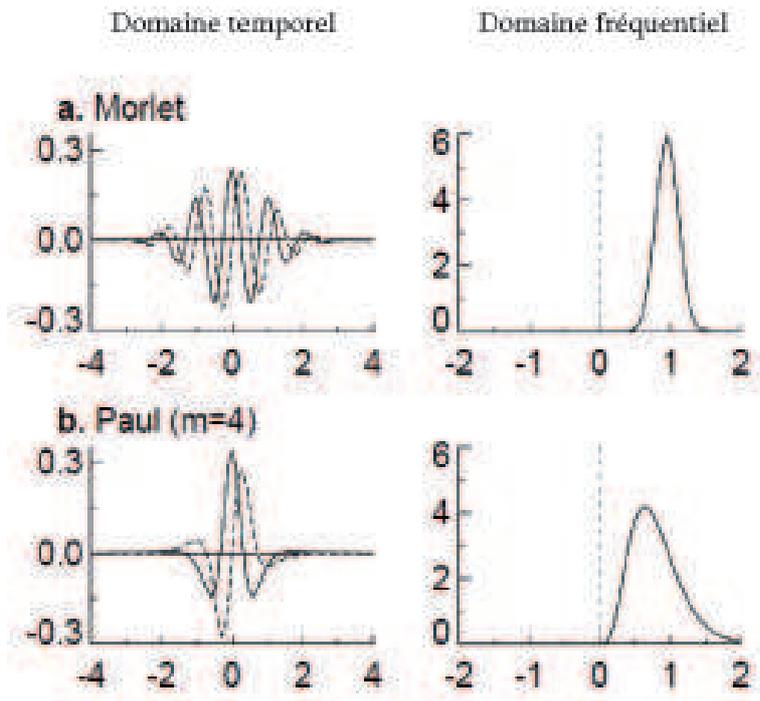


FIGURE 4.14 – Exemples de familles d'ondelettes. A gauche) représentation de la partie réelle (trait plein) et imaginaire (tirets) dans le domaine temporel. A droite) représentation dans le domaine des fréquences (Torrence et Compo, 1998).

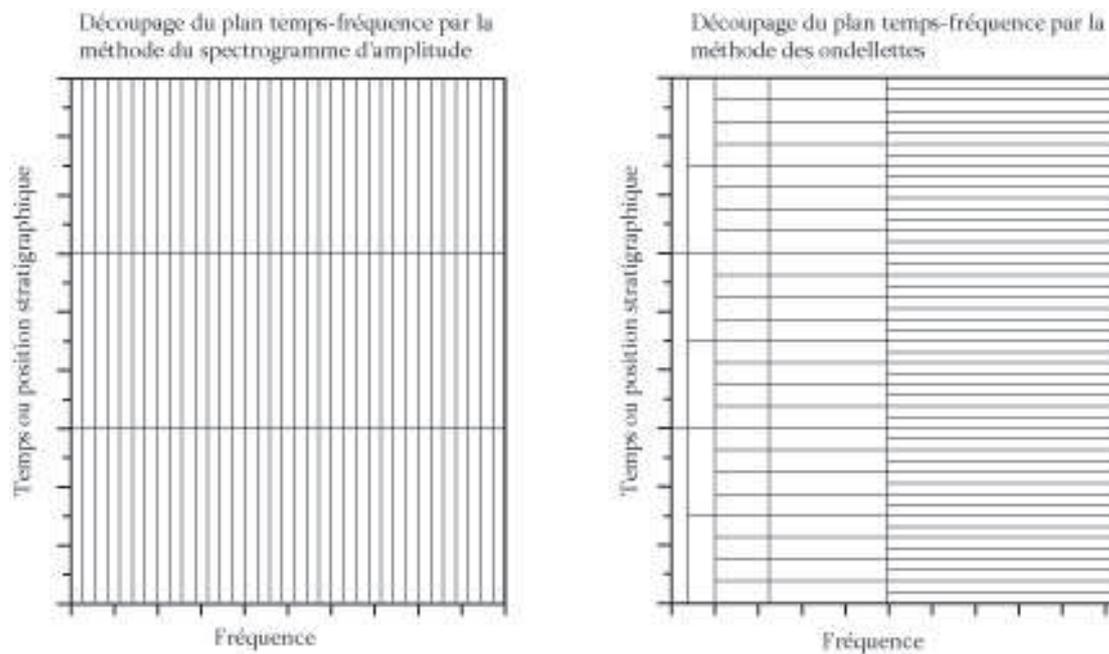


FIGURE 4.15 – Illustration du découpage du plan temps/fréquence ou position stratigraphique/fréquence selon la méthode du spectrogramme d'amplitude et la méthode des ondelettes. (d'après Weedon, 2003)

où la forme de la cellule est imposée. Pour la transformée en ondelette, la surface de la cellule et la fréquence moyenne sont imposées, mais on choisit la localisation temporelle et la forme de la cellule (Mars *et al.*, 2004) (Fig. 4.15).

Dans le cas des spectrogrammes d'amplitude, une même longueur de données est étudiée quelque soit la fréquence, et la résolution en fréquence est constante le long du spectre. Avec la technique des ondelettes, les ondelettes de grande longueur d'onde couvrent une large part des données. En conséquence, la résolution en fréquence est bonne, mais la résolution en temps ou stratigraphique est faible. D'autre part, les ondelettes courtes requièrent moins de données, donc la résolution temporelle ou stratigraphique est bonne, mais la résolution en fréquence est faible. La méthode du traitement en ondelettes a été testée ici et comparée à la méthode des spectrogrammes d'amplitude lors de l'analyse des alternances marno calcaires de la coupe de Bidart (Appendice 1).

4.4 Le traitement du signal et la cyclostratigraphie

4.4.1 Méthode des rapports de fréquence

L'amplitude et les durées des paramètres astronomiques évoluent au cours du temps, contrôlant l'insolation, la quantité d'énergie reçue à la surface de la Terre, et donc les évolutions climatiques à différentes échelles de temps, en fonction de la latitude. Elles influencent par conséquent la sédimentation, de façon différente suivant les domaines paléogéographiques, la latitude, la période de l'année et même la période de la journée. Ces paramètres varient de façon quasi périodique, et leur évolution est susceptible d'être enregistrée dans les séries sédimentaires par différents paramètres sédimentologiques, géochimiques, minéralogiques et paléontologiques.

L'évolution des paramètres orbitaux de la Terre est bien connue pour les périodes récentes, et des solutions astronomiques précises ont pu être établies jusqu'à -50 Ma (Laskar *et al.*, *en préparation*). Au-delà de 50 Ma, il est plus difficile de déterminer avec fiabilité les évolutions des paramètres orbitaux au cours du temps. Le caractère chaotique des mouvements des astres dans le Système solaire augmente l'incertitude des estimations (Laskar *et al.*, 2004). Seule l'excentricité à 405 ka reste suffisamment stable pour être utilisée dans le cadre d'une étude cyclostratigraphique de séries anciennes. Il est néanmoins possible de connaître avec une bonne approximation la valeur des périodes des paramètres orbitaux au cours du temps (Tab. 4.1)¹. Il a ainsi été possible de montrer que les périodes de la précession et de l'obliquité avaient augmenté au cours des temps géologiques (Berger et Loutre, 1994). Ceci est dû aux effets de marées, qui diminuent la vitesse de rotation de la Terre et augmentent la distance Terre-Lune.

La cyclostratigraphie a ainsi pour but de détecter et d'identifier les cyclicités enregistrées par les séries sédimentaires, grâce aux méthodes de traitement du signal, et d'étudier leurs relations avec les cyclicités orbitales de la Terre, dont les périodes sont connues. L'identification de ces cyclicités et leur reconnaissance permettent notamment d'estimer (par comptage de cycles) la durée de la série. Les diverses

1. Le mouvement chaotique se manifeste d'abord par une divergence exponentielle des orbites initialement proches qui se traduit aussi par une perte de détermination des angles de précession des orbites. Du coup, il n'est pas non plus possible de déterminer les dates des minima et maxima des excentricités. En revanche, l'incertitude sur les périodes de précession des orbites planétaires augmente beaucoup plus lentement.

Temps	Précession 1	Précession 2	Moyenne de p.1 et p.2	Obliquité	Excentricité à 100 ka	Excentricité à 400 ka
Présent	19	23	21	41	95	405
100 Ma	18.5	22.3	20.4	38.8	95	405

TABLE 4.1 – Durées (en ka) estimées des périodes des cyclicités orbitales au cours des temps géologiques (modifié d’après Berger, 1994).

Nature du rapport	Valeurs actuelles	Valeurs à -100 Ma
Précession (moyenne) /obliquité	0.512	0.526
Précession (moyenne) /excentricité	0.221	0.2115
Obliquité/excentricité	0.432	0.408
Excentricité à 100 ka / excentricité à 405 ka	0.23	0.23

TABLE 4.2 – Rapports de durée des périodicités orbitales proposées pour l’Actuel et 100 Ma (d’après Berger et Loutre, 1994).

analyses spectrales, la technique des spectrogramme d’amplitude, ou encore les traitements en ondelettes font partie des outils utilisés pour mettre en évidence et caractériser les différentes cyclicités enregistrées par les sédiments et leur évolution.

L’établissement de la relation entre les cyclicités détectées grâce aux techniques de traitement du signal et l’évolution des paramètres orbitaux est réalisée en appliquant la méthode des rapports de fréquence (e.g. Mayer et Appel, 1999). Cette méthode consiste à calculer les rapports de périodes dominantes dans un enregistrement sédimentaire (Tab.4.2) puis à les comparer aux rapports des périodicités orbitales de l’époque considérée. Lorsque les rapports sont proches, on peut supposer que les cyclicités observées correspondent à la réponse de la sédimentation à un forçage orbital. Les rapports de fréquence pour le Crétacé seront comparés ici aux rapports des cycles détectés dans les séries sédimentaires.

4.4.2 Influence des perturbations stratigraphiques sur l’analyse spectrale

Les séries sédimentaires étudiées en cyclostratigraphie ne sont pas des enregistrements idéaux. Les fluctuations climatiques laissent parfois une empreinte sur les enregistrements sédimentaires, par exemple en changeant les proportions relatives des composants majeurs de la sédimentation. Elles produisent invariablement des enregistrements perturbés des variations paléoclimatiques, avec des modifications de l’amplitude et des fréquences des cyclicités. Ces distorsions peuvent créer des artefacts qui doivent être identifiés afin d’interpréter correctement les résultats des analyses (Fig. 4.16).

Les variations progressives du taux de sédimentation peuvent refléter des variations environnementales de périodes plus longues que l’intervalle stratigraphique : variations du niveau marin, de la circulation océanique globale, du climat, ou processus liés à la tectonique (Herbert, 1994). Une augmen-

tation du taux de sédimentation entraîne un allongement des sinusoïdes dans le domaine spatial, alors qu'une diminution du taux de sédimentation comprime les sinusoïdes (fig 4.16).

Ces variations progressives se traduisent lors de l'analyse spectrale par un pic large et de plus faible puissance, décalé vers les hautes fréquences dans le cas d'une diminution du taux de sédimentation, et vers les basses fréquences lors d'une augmentation (Fig. 4.16). Plus le changement de taux de sédimentation est rapide, plus le pic spectral est large et petit. Si le taux de sédimentation varie très vite, plusieurs pics se distinguent. Ce phénomène affecte plus vite les hautes fréquences, du à la plus grande résolution du spectre dans ce domaine. Ceci signifie qu'une même variation du taux de sédimentation, produisant un même changement dans les proportions des longueurs d'ondes, disperse la puissance dans les hautes fréquences sur une bande de fréquence plus large que pour les variations basse fréquences (Weedon, 2003).

Les variations abruptes du taux de sédimentation moyen sont assez rares dans la sédimentation pélagique, mais peuvent s'observer dans certaines circonstances. Ainsi, un changement catastrophique réel, causé par exemple par une rapide réorganisation climatique, peut affecter brutalement la sédimentation dans un lieu précis. Une variation brusque apparente pourrait aussi résulter d'une lacune d'érosion, qui ôterait l'enregistrement d'un régime de transition (Herbert, 1994). Une variation abrupte de la sédimentation générera deux fois le nombre de pics qui serait présent dans un enregistrement sans variations, avec un décalage dans les fréquences. Lorsqu'il y a plusieurs changements abrupts, le nombre de pics spectraux augmente (Figs. 4.16, et 4.17).

Toutes les sections stratigraphiques sont affectées par des hiatus, que ce soit à l'échelle d'une journée, d'un cycle de précession, de l'excentricité ou de 1 million d'années. Il est nécessaire de connaître leur emplacement et leur durée, afin d'établir un cadre temporel précis de la série sédimentaire étudiée. Les hiatus stratigraphiques majeurs sont habituellement identifiés par les méthodes classique de la stratigraphie, et pris en compte lors de l'analyse de séries sédimentaires. Ils sont indiqués par des changements majeurs de la nature de l'enregistrement (par exemple au niveau des limites de séquence) ou des observations sédimentologiques ou paléontologiques, indiquant de l'érosion ou du non dépôt. La présence d'un hiatus se traduit lors de l'analyse spectrale par un dédoublement des cyclicités originelles en 2 nouvelles fréquences, à équidistance de la fréquence originelle (Maurer *et al.*, 2004). L'amplitude de la bifurcation en deux fréquence crée par la présence d'un hiatus est proportionnelle à la durée de ce hiatus (Meyers et Sageman, 2004). De plus, un changement de la fréquence des pics associés à des cyclicités régulières est possible, lorsque les hiatus sont abondants. Il y a alors une dilatation ou une compression des cyclicités (Figs. 4.16, et 4.17).

Les spectrogrammes d'amplitude peuvent également être utilisés dans la détection des hiatus. La présence de hiatus ajoute du bruit, reflétant l'addition de puissance liée à des oscillations produites par l'interruption des cycles réguliers. Les pics de hautes fréquences deviennent difficilement identifiables. La gamme de fréquence importante couverte par les cyclicités orbitales (de 20 à 405 ka) permet une détection des lacunes stratigraphiques sur une large échelle de temps.

Lorsque l'enregistrement ne présente pas des variations d'une forme parfaitement sinusoïdale, mais, par exemple, des cyclicités avec des « sommets » très larges et des « vallées » très étroites, le spectre résultant de leur analyse peut présenter des harmoniques (Fig. 4.16). Ces harmoniques sont des pics de forte puissance qui ont pour fréquence des multiples entiers de la fréquence principale, appelée alors fondamentale. L'amplitude des harmoniques croît au dépend de la fréquence fondamentale, il y a

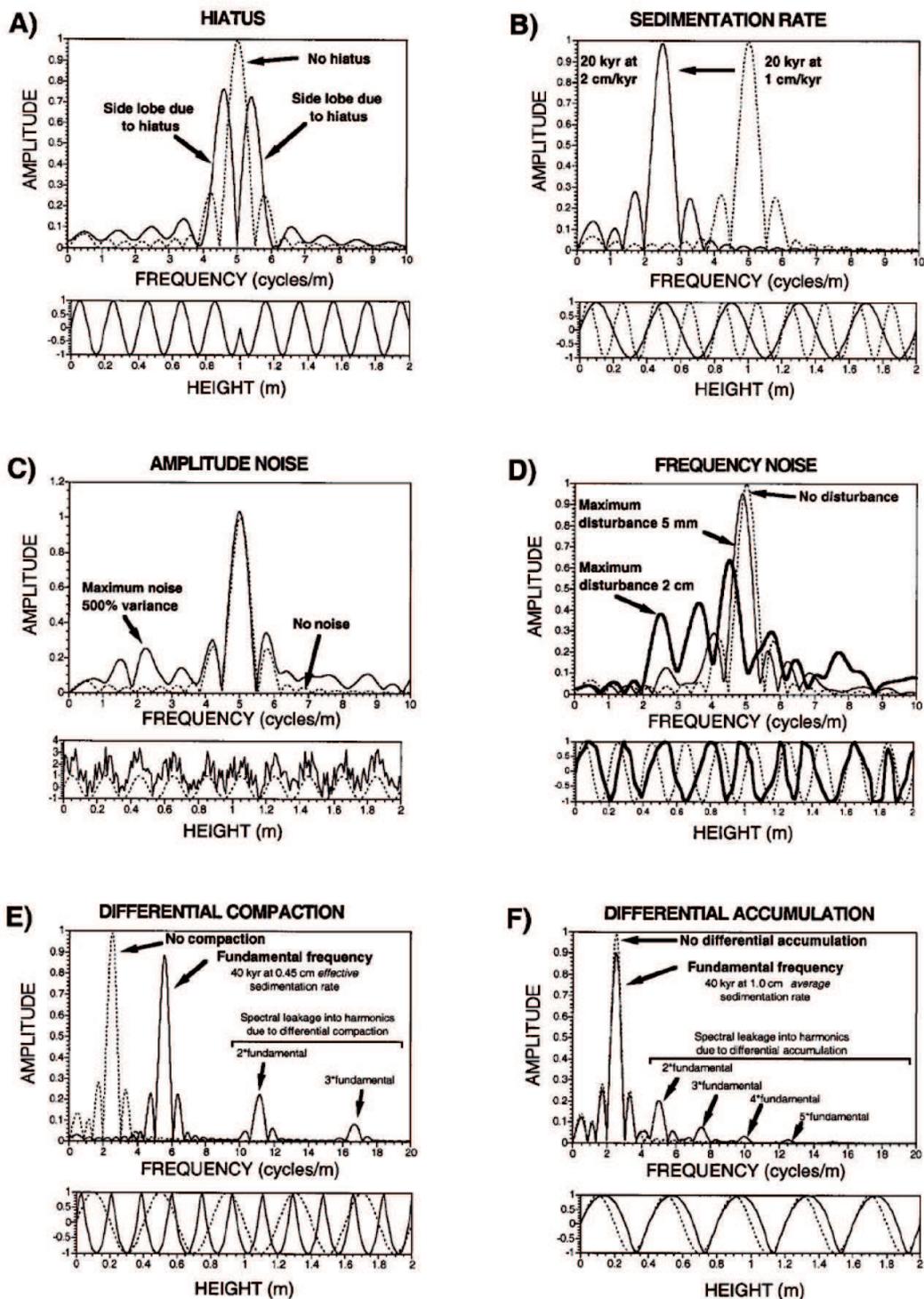


FIGURE 4.16 – Modèle de l'expression de perturbations stratigraphiques dans le domaine fréquentiel et spatial. A) un hiatus de 10 ka a été appliqué à un signal de période 20 ka. B) Augmentation du taux de sédimentation pour un signal de période 20 ka. C) Signal additionné de bruit blanc D) signal subissant des variations rapide du taux de sédimentation E) Compaction différentielle d'un signal de période 40 ka (maximum 80 % pour les demi-cycles représentant les bancs riches en argiles, 30% minimum pour les demi-cycles représentant les bancs riches en carbonates. F) Variations cycliques du taux de sédimentation pour un signal de période 40 ka. (Meyers et Sageman, 2004).

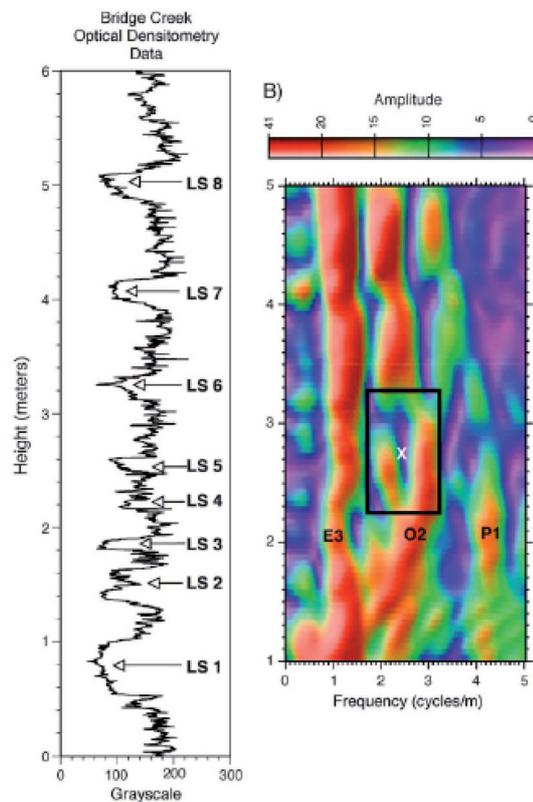
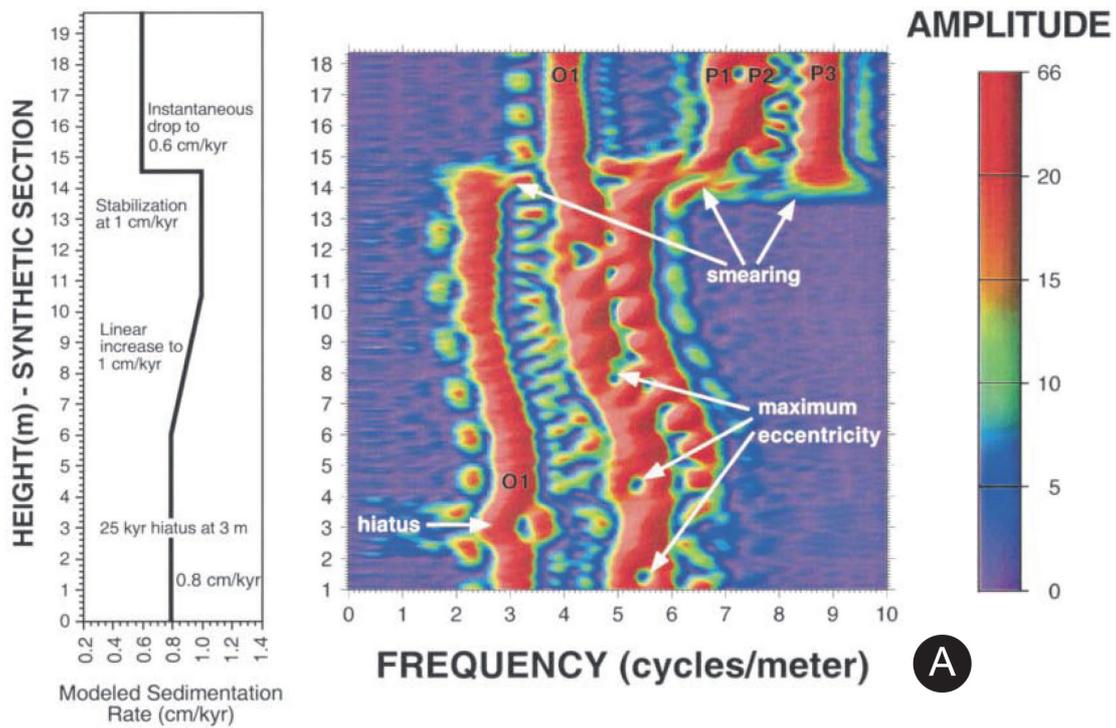


FIGURE 4.17 – Expression des variations du taux de sédimentation sur un spectrogramme d’amplitude. A) Spectrogramme d’amplitude d’un modèle théorique (Meyers *et al.*, 2001). L’évolution des cyclicités marque à l’identique les variations du taux de sédimentation et les zones condensées/ discontinuités sont traduites par des ruptures brutales de l’expression des cyclicités. B) Expression d’un hiatus sédimentaire sur le spectrogramme d’amplitude obtenu à partir des données de densitométrie de la série de Bridge Creek Limestone (Meyers et Sageman, 2004). Le hiatus se traduit par un dédoublement des cyclicités.

une fuite de puissance lorsque l'enregistrement perd son caractère sinusoïdal. Ce type de problème peut être rencontré lorsqu'il y a une compaction différentielle ou une accumulation différentielle des sédiments. L'intervention de la diagenèse lors de la compaction peut ainsi redistribuer les carbonates par pression dissolution, ce qui altère les cyclicités potentiellement enregistrées par les variations du taux de carbonate.

La bioturbation mélange les sédiments de différents niveaux stratigraphiques, et agit donc comme moyenne mobile : l'amplitude des variations de hautes fréquences diminue, la série est lissée. La bioturbation agit comme un filtre, qui a pour effet de déphaser légèrement le signal.

4.5 Le calage temporel

La calibration temporelle permet de s'assurer de la fiabilité de l'attribution à un forçage orbital des cyclicités observées dans un enregistrement sédimentaire, et de mettre en valeur l'expression de ces cycles dans le signal.

Ceci est possible grâce au transfert du signal du domaine spatial au domaine temporel. Le principe est de choisir le cycle climatique le mieux exprimé dans le signal, et d'attribuer à ses limites une valeur en temps à chacune des limites de cycles en fonction de la durée (connue) de la période orbitale à laquelle il correspond. L'âge de chacun des points de la série est ensuite interpolé à partir de ces valeurs. Le passage du domaine spatial au domaine temporel entraîne une condensation ou un étirement du signal, ce qui permet de corriger les variations du taux de sédimentation à l'échelle du cycle choisit. Au sein de ces cycles, les variations du taux de sédimentation ne sont pas corrigées. Cette méthode nécessite l'emploi d'une cyclicité stable pour l'époque considérée (Fig. 4.18).

Ici, la calibration a généralement été réalisée en utilisant la composante à 405 ka de l'excentricité, la plus stable composante orbitale à l'échelle des temps géologiques.

Il existe plusieurs méthodes de calibration, utilisables selon l'âge et la netteté du signal :

- S'il existe une incertitude concernant l'âge de la série ou si les cycles sont mal définis, on peut faire débiter le signal à 0 ka et créer une échelle temporelle en fonction du nombre de cyclicités reconnues. Dans ce cas, la calibration permet de corriger une partie des variations du taux de sédimentation au sein de la série, mais est moins réaliste qu'une calibration effectuée à l'aide d'une solution astronomique (Pälike *et al.*, 2001) (Fig. ??).
- Une calibration astronomique peut être réalisée lorsqu'on connaît approximativement l'âge de la série. On peut alors calibrer directement les limites des cycles observés sur les limites de cyclicités orbitales théoriques extraites de la solution astronomique. Cette méthode est également appelée orbital tuning, et permet de dater les événements enregistrés par les séries sédimentaires avec une grande précision (Fig. 4.18).

Les limites des cycles peuvent être identifiées de manière informatique à partir du filtrage des cyclicités choisie comme base du cadre cyclostratigraphique, mais ceci n'est possible que si les cycles sont très visibles et les variations du taux de sédimentation faibles. Plus généralement, les limites sont choisies en fonction des résultats des analyses cyclostratigraphiques.

La fiabilité de la calibration astronomique, et donc de la reconnaissance des cyclicités, est confirmée si (Shackleton *et al.*, 1995) :

- elle n'entre pas en conflit avec d'autres données géologiques,
- la calibration de l'une des cyclicités orbitale permet d'obtenir sur les périodogrammes issus de l'analyse spectrale, un éparpillement ou, au contraire, un regroupement des autres cyclicités en pics isolés et bien définies, dans la même gamme de fréquences que les paramètres orbitaux,
- les alignements de pics qui en résultent correspondent aux prédictions astronomiques,
- les cyclicités observées sur le spectrogramme d'amplitude réalisé sur la série calibrée sont proches des prédictions théoriques, et les plus constantes et continues possible. Ceci indique que les effets des variations du taux de sédimentation ont été pris en compte dans le calibrage. Toutefois, la calibration ne corrigera pas les distorsions causées par les variations du taux de sédimentation sur les cyclicités de fréquence inférieure à celle utilisée.

Dans le cas contraire, il faudra remettre en question l'identification des cycles et l'analyse stratigraphique. Les techniques de calibration astronomiques ont été testées au cours de l'étude cyclostratigraphique de la coupe de la Contessa et du site 762 (Appendice 2), puis appliquée aux séries maastrichtiennes analysées dans le cadre de ce mémoire (Chapitre 6).

Transfert des données du domaine spatial au domaine temporel

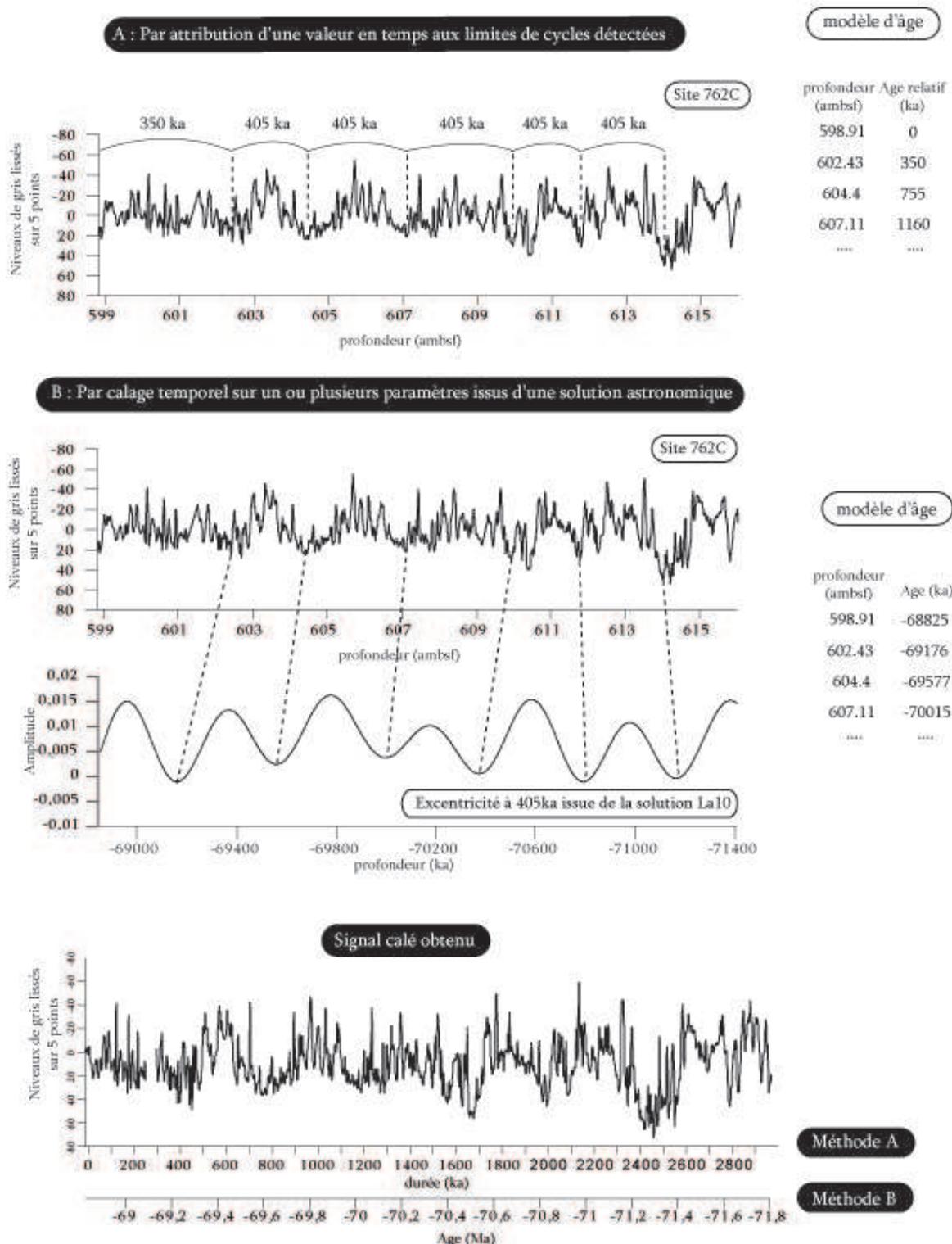


FIGURE 4.18 – Le calage temporel permet de passer du domaine spatial au domaine temporel. Il existe deux techniques de calage temporel. La méthode A nécessite d'utiliser une cyclicité stable pour la période considérée, et permet d'obtenir une échelle de temps relative. La méthode B permet d'obtenir un cadre cyclostratigraphique daté avec précision.

Appendice 1

The lower Maastrichtian of Bidart (SW France):
an exceptional record of the precession

Dorothee Husson *et al.* *

* *Par ordre alphabétique:*
Bruno Galbrun, Silvia Gardin,
Emilia Huret et Nicolas Thibault

En préparation à la date du 29 octobre 2010

The lower Maastrichtian of Bidart (SW France): an exceptional record of the precession

Dorothee Husson *et al**

**in alphabetical order:* Bruno Galbrun, Silvia Gardin, Emilia Huret and Nicolas Thibault

Abstract

Cyclostratigraphy, which allows high resolution estimation of durations, needs, to be employed, a very good record of the orbital forcing of the sedimentation, which is not often the case in the Cretaceous. The Maastrichtian limestone-marl alternations of Bidart (SW France) provide the occasion to assess the orbital control on this particular lithology and to test various cyclostratigraphic tools. A high resolution cyclostratigraphic analysis has been performed on magnetic susceptibility (MS) variations measured on samples, every 5 cm on a section of 31.15 m length. A strong orbital control has been detected, with an exceptional record of the precession. The limestone-marl doublets are thus related to a precession forcing of the sedimentation on Bidart section. An orbital tuning performed on the 100 kyr eccentricity cycles enhanced the expression of the 405 kyr cycles in the record. The total duration of the section is estimated to 1.3 kyr, spanning more than two 405 kyr eccentricity cycles.

keywords: Maastrichtian, Bidart, cyclostratigraphy, precession.

1 Introduction

One of the major issues in Earth sciences is the achievement of a high resolution time scale reliable throughout the geological times. The recent development of the cyclostratigraphic approach, which allows duration estimations with an unprecedented accuracy, have led to significant refinements of the Cenozoic time scale (Pälike and Hilgen, 2008). Nevertheless, preservation of the orbital parameters records grew poorer in Mesozoic sedimentary series, and the difficulties in the identification of the orbital parameter increases. In particular, the variations of precession, which possess the highest frequencies of the orbital parameters (~ 20 ka), are rarely detected with certainty. Limestone-marl alternations, which are often related to an astronomical control by the precession (Dinares Turell *et al.*, 2003 ; Locklair and Sageman, 2008, Boulila *et al.*, 2008), should be the most suitable lithology to highlight the precession evolution in the Mesozoic. However, diagenesis has been shown to play a major role in the creation of rhythmic carbonate successions, by distorting and mimicking primary signals (Böhm *et al.*, 2003 ; Westphal *et al.*, 2010). In the frame of a discussion on the primary or secondary origin of the limestone-marl alternation, the assessment of a strong orbital control of the sedimentation can provide information on the primary or secondary origin of the limestone-marl alternations.

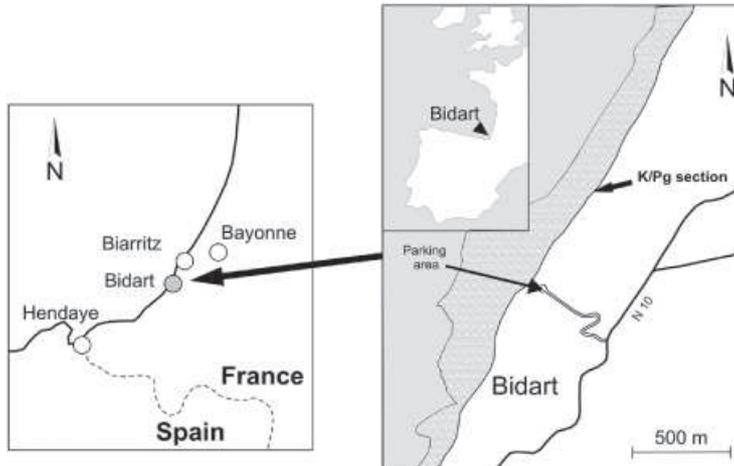


Figure 1: Map of the location of Bidart section (modified from Minoletti *et al.*, 2005).

We present here the exceptional record of the precession evolution highlighted by a high resolution cyclostratigraphic analysis performed on MS record obtained from the Maastrichtian limestone-marl section of Bidart (France).

2 Geological setting and data.

Bidart section belongs to the Basque-Cantabric basin (South west France) (Fig. 1), where a thick formation of marly limestone with some turbidites events has been accumulated from the Albian to the Eocene, encompassing a well-defined Cretaceous-Paleogene boundary (Rocchia *et al.*, 1987 ; Galbrun and Gardin, 2004; Gallala *et al.*, 2009). During the Maastrichtian, the section was situated in an hemipelagic environment, near a submarine fan (Seyve, 1984), and in an active tectonic setting linked to the Pyrenees orogene. According to Elorza and Garcia-Garmilla (1998), the limestone-marl alternations of Bidart section possess a lower diagenetic overprint than the close sections of Zumaia and Sopelana (Spain). A geochemical study of the of the calcareous marls alternations on this section has been performed by Beltran (2006).

Small faults are running through this section (Fig. 2), initiated in the marl layers and sometimes running through the calcareous layers, triggering small slidings. The small lags induced by these faults have been taken into account during the sampling, but an imprint of the faulting can .

The sedimentary sequence studied here can be divided in two sub-units. The first subunit corresponds to pluri-decimetric to metric beds of grey-white marly limestone, in alternation with decimetric layers of dark grey argileous marl. The thickness of the calcareous layers decreases towards the top of this first sub-unit, while the marl layers thickness increases. Two echinids have been discovered at the top of calcareous layers 29 and 32 (Fig. 2), which could belong to the genus *Micraster*, widespread during the upper Cretaceous. The presence of these sea-urchin, living in the intertidal domain, could indicate a reworking of the sediments.

The second subunit is characterised by decimetric to pluridecimetric layers of reddish calcareous-

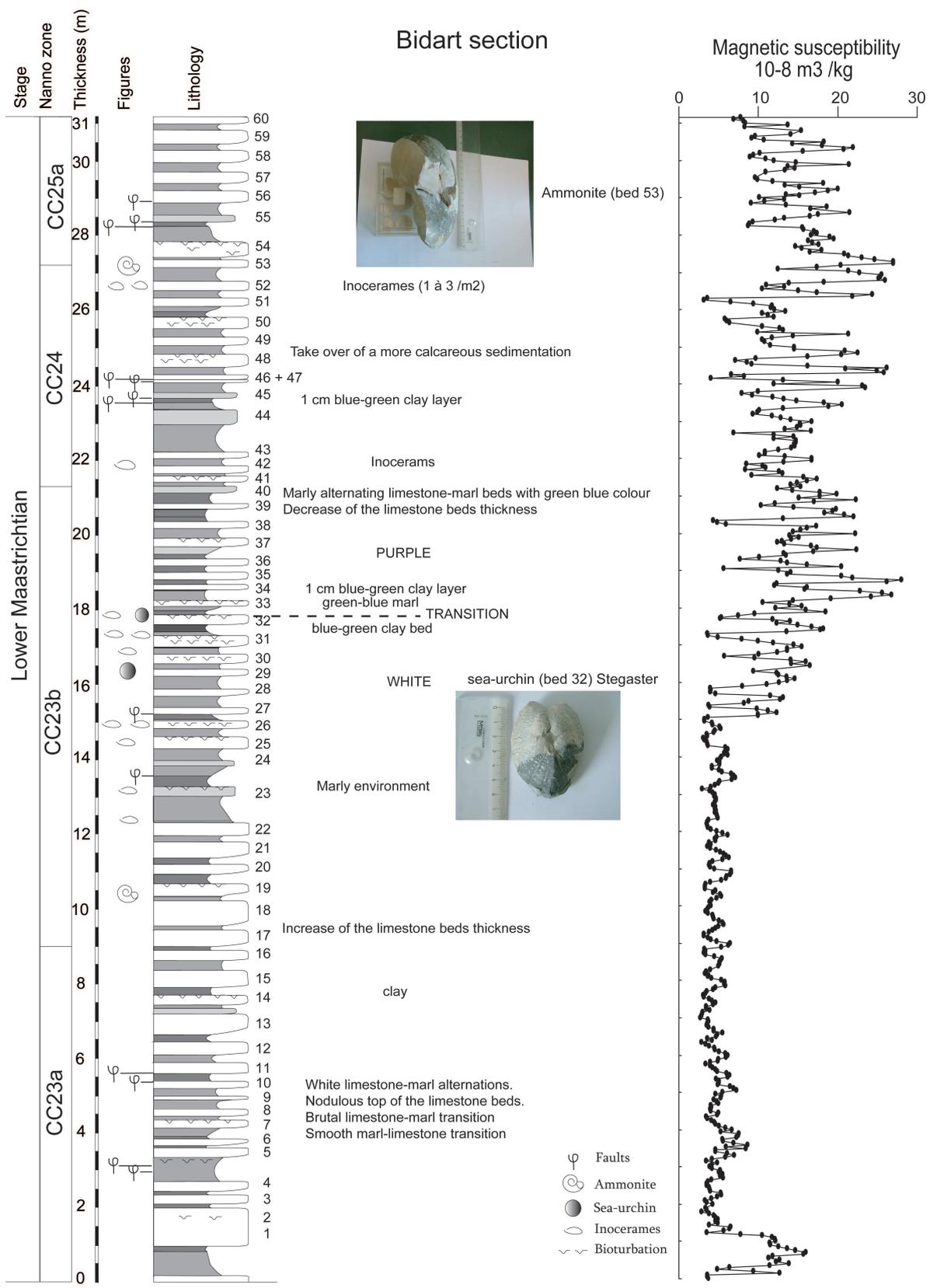


Figure 2: Detailed log of the lower Maastrichtian of Bidart section, and magnetic susceptibility variations measured.

marl, in alternation with decimetric to pluridecimetric layers of green to purple argileous marl. The thickness of the alternation tends to increase toward the top of the section, and the top of the calcareous layers often shows inoceramids.

The transition between these subunits is characterised by a blue-green to purple argileous layer situated at 17.9 m, between the white calcareous layer 32, and the reddish calcareous layer 33 (Fig. 2).

The magnetostratigraphic study of this section by Clauser (1994) is difficult to use due to numerous faulting. Preliminary biostratigraphic studies (in Clauser, 1994), have allowed the dating of this sedimentary series to the upper Campanian. The biostratigraphic study of this section by del Panta (1995), which dated the section to the lower Maastrichtian, has been refined here, confirming its estimation. Several biostratigraphic events have been identified, allowing the correlation to the sections of the Bottaccione and the Contessa (Umbria March, Italy), which possess a solid magnetostratigraphic frame (Appendix A). The last occurrences of *Uniplanarius Trifidus* and *Rheinardites Levis* are situated respectively in the magnetochron C32r. 1n and in the middle of magnetochron C31r on Gubbio sections (Appendix A), and at 0.80 and 27 m, on Bidart section. The sedimentary series studied here would thus not cover the entire C31r magnetochron.

Magnetic susceptibility has been measured on samples, using a Kappa bridge KLY-2, with a sampling step of 5 cm Bidart section every 5 cm. Magnetic susceptibility (MS) measures the capacity of a substance to acquire magnetization when submitted to an external magnetic field. Usually, in sedimentary marine records, the high frequency MS variations are directly related to the terrigenous supply in oceanic basins, and are therefore a good palaeoclimatic proxy (Ellwood et al., 2000).

A brutal change in the MS record takes place about 3 m before the transition between the two subunits. The record obtained can thus be divided in two parts. (1) From 0 to 15 m, MS values are low, with low frequency and low amplitude variations. (2) From 15 to 31.15 m, MS values are higher and show higher amplitude and frequency variations. This could be due to a change in the clay mineralogy, possibly related to a change in the source area of eroded material.

3 Method.

The MS variations have been investigated using various signal processing tools. First, spectral analyses were performed using the multi taper method (MTM, Thomson, 1982). This method allows the reduction of the power leakage by applying a small number of particular tapers (eigentapers) to the data, and performing a spectral analysis after each tapering. The mean of all the spectra obtained provides a periodogram with a good frequency resolution. The frequency resolution is the ability of a method to detect with accuracy the exact frequency of a cycle, and to differentiate cycles with very close frequencies. A linear and a third-order polynomial detrending of the data has been applied prior to the analyses to suppress long term variations which could be related to long term paleoclimatic variations.

The method of frequency ratios (Mayer and Appel, 1999) was applied to test the link between the cycles highlighted by the spectral analysis, and the orbital parameters variations, using the orbital frequencies estimated for the Cretaceous (Berger and Loutre, 1994). When the ratios of the frequency of the cycles detected are close to the ratios of the orbital parameter frequency, the astronomical

control of the sedimentation can be inferred.

Spectral analyses have been completed by two time-frequency tool: the amplitude spectrogram method, and the wavelet analysis. These two methods allow the visualisation of the evolution of the cycles recorded along the sedimentary series. They possess different properties in the frequency and stratigraphic resolution. The stratigraphic resolution is proportionnal to the length of the interval studied : a large interval offers a lower stratigraphic resolution than several short intervals.

The amplitude spectrogram method corresponds to a succession of spectral analysis, performed within a window sliding with a constant step along the record (Maurer *et al.*, 2004). Each spectral analysis performed is plotted according to the position of the center of the window studied, and the power values are coded by a colour scale (red for a high power, blue for a low power). This technique illustrates timewise shifts in frequencies that result from variations of the sedimentation rates (Maurer *et al.*, 2004; Meyers *et al.*, 2001). The choice of the window size is very important, as it influence the frequency resolution. A large window allows an accurate detection of the high frequency cycles, and the detection of the low frequency cycles, of but has a low stratigraphic resolution. The step between each window affect the spatial resolution of the spectrogram. A compromise must thus be found between frequency resolution and stratigraphic resolution. The software used in this study is a MatlabTM script by Maurer *et al.*(2004).

The wavelet analysis (Hubbard, 1996 ; Torrence and Compo, 1998) is an alternative approach based on the use of orthogonal functions, which oscillations reach 0 after a short interval, called wavelets. The original record can be analysed using a family of wavelet, in the same way the sine and cosine waves are used in spectral analysis and amplitude spectrograms. For each application, a single shape of wavelet, or mother wavelet, is chosen. During the wavelet transform, the mother wavelet is stretched or compressed, allowing a good detection of low and high frequency cycles, and shifted along the record. As for the amplitude spectrogram, the power of the cycles is traduced in a colour scale. The software used here is the MatlabTM wavelet toolboxes from Torrence and Compo (1998).

Orbital tuning allows the transfer of the sedimentary record from the spatial to the time domain. A temporal value is attributed to the boundaries of the best-expressed orbital cycle identified in the record, which durations is known. The age of each point between the boundaries is then interpolated. Sedimentation rate variations are thus corrected at the scale of the chosen parameter.

4 Cyclostratigraphic analysis results

4.1 Orbital forcing

The large step in the magnetic susceptibility values affects the cyclostratigraphic analyses. It has been minimized by converting the data in a log scale (Fig. 3).

In order to detect a potential astronomical forcing of the sedimentation, a first spectral analysis has been performed on the entire record (Fig. 3.A). Cycles with wavelengths from 0.44 to 8.55 m have been detected. The study of the frequency ratios allows the attribution of cycles with wavelengths from 0.44 to 0.55 m to a precession forcing, and cycles with a wavelength of 2.44 m to a forcing by the 100 kyr eccentricity. A powerful spectral peak is visible at a wavelength of 8.55 m, which may be attributed to the 405 kyr eccentricity, but could also be an artefact related to the step in MS values.

Two spectral analyses has been performed on the first and the second half of the MS variations (Fig. 3.B). These analyses confirms the orbital control of the sedimentation by the precession and the 100 kyr eccentricity. Moreover, the spectral peak attributed to the precession is divided in two peaks of smaller frequency band, which could correspond to the two modes of the precession. These analyses highlight thus a very good record of the astronomical control of the sedimentation by the precession.

The evolution of the cycles recorded has been characterised by two amplitude spectrograms and wavelet analysis performed on similar intervals (Fig. 3.C). The size of the window for amplitude spectrogram (3 m) has been chosen to provide the best illustration of the precession evolution. The spectrograms and wavelet analysis detect cycles attributed to the precession and 100 kyr eccentricity according to the spectral analyses. Precession cycles present a bundling on the wavelet analysis, and an eye-shaped evolution on the amplitude spectrogram very similar to the theoretical evolution of the second mode of the precession extracted from astronomical solutions (Fig. 4). Nevertheless, one "eye" in the theoretical evolution corresponds to a 405 kyr eccentricity cycle (see also Meyers and Sageman, 2004), whereas one "eye" on Bidart section has a length equal to the length of cycles attributed to the 100 kyr eccentricity. This feature may not traduce the modulations of the precession, but could triggered by sedimentation rate variations. However, the high power of the precession cycles confirms the very good record of this parameter on this site.

A slight shift of the cycles toward the higher frequency between the base and the top of the record is observed in the spectral analyses, amplitude spectrogram and wavelet analyses (Fig. 3). This shift indicates a decrease of the sedimentation rate, from 13 m to the top of the section, traduced by a decrease of the limestone and marl layers thickness. This decrease have been brutal, as indicated by the discontinuity of the cycles at 13 m on the amplitude spectrogram (Fig. 3.C). A slow shift of the precession toward the lower frequencies is visible between 23 and 31 m on the amplitude spectrogram and wavelet analysis, corresponding to a slight increase of the sedimentation rate.

An orbital tuning based on the 100 kyr eccentricity cycles has been performed in order to test the reliability of the identifications (Fig. 5). A spectral analysis performed on the tuned record highlights a powerful spectral peak with a period close to the 405 kyr eccentricity, indicating a enhancement of the expression of this parameter in the record by the tuning, and confirming its detection during the cyclostratigraphic analysis (Fig. 5.A). Cycles with period of 23 and 20 kyr detected by the analysis are

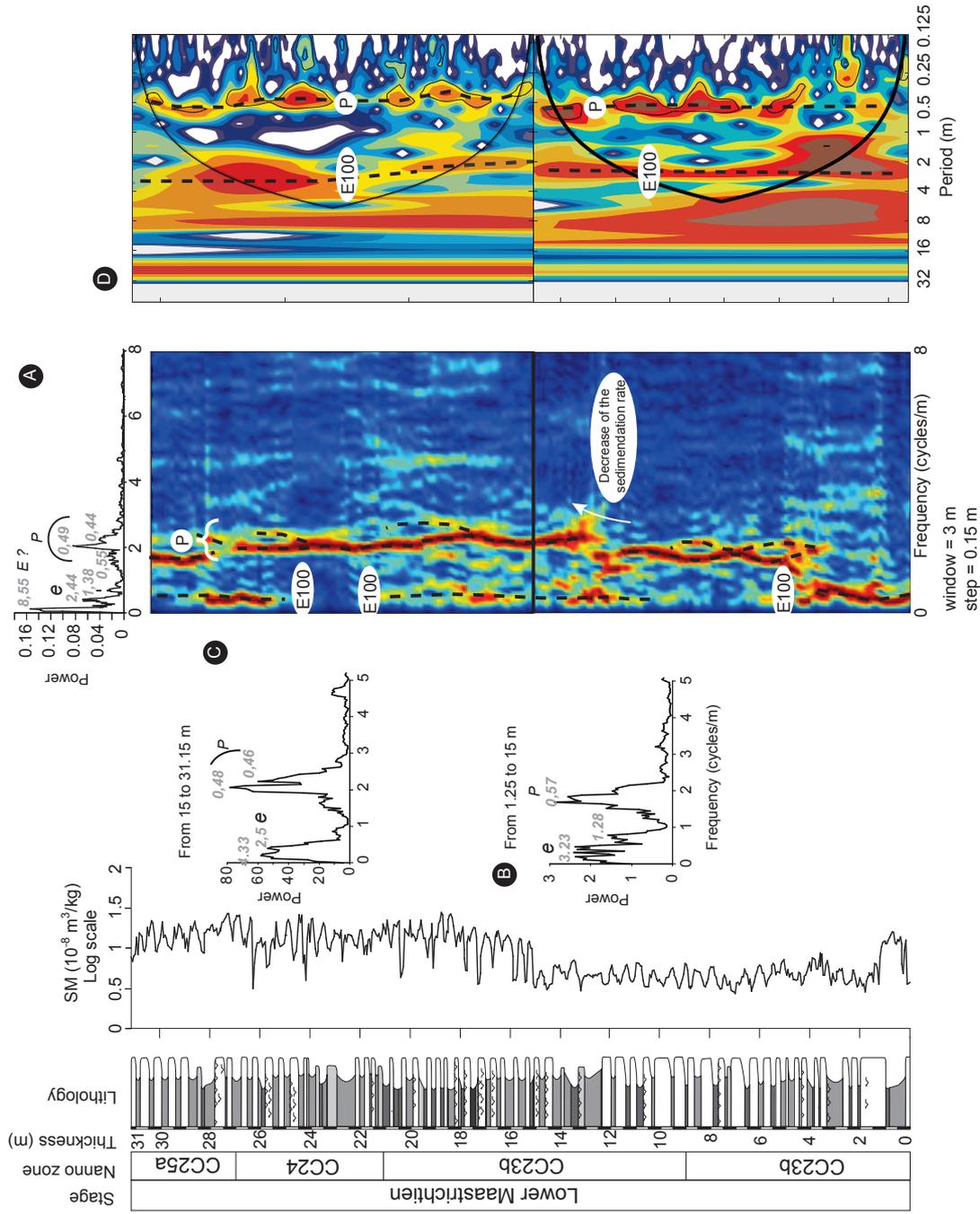


Figure 3: Cyclostratigraphic analysis of the lower Maastrichtian of Bidart section. A) Spectral analysis of the log data with MTM method, highlighting a control of the sedimentation by the precession and the 100 kyr eccentricity. The two amplitude spectrograms (B) and Wavelet analysis (C) show an evolution of the precession very similar to the theoretical evolution of this parameter, thus indicating the high quality of the precession record on Bidart section. These plots also traduce a decrease of the sedimentation rate at 12.25 m, before the colour transition observed on field.

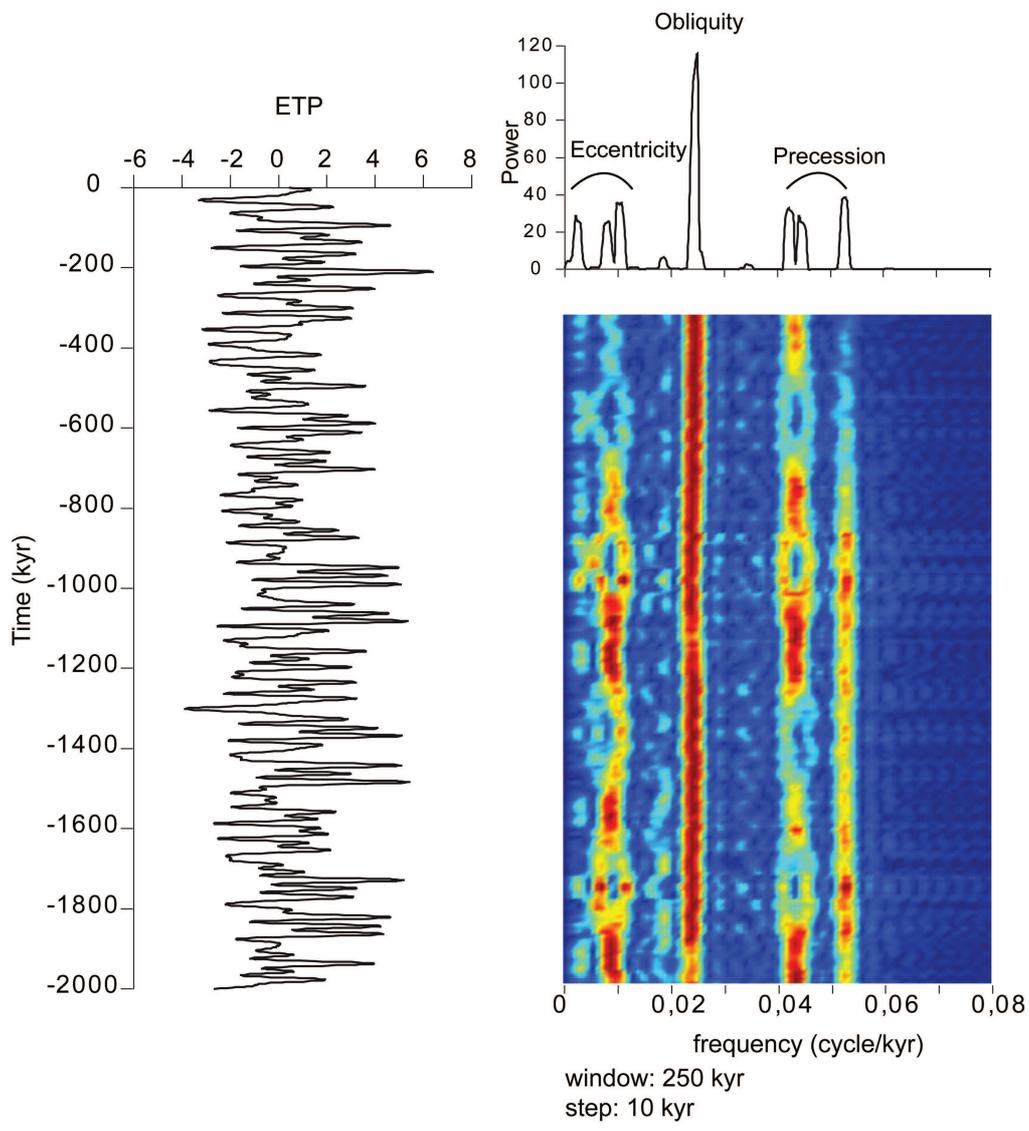


Figure 4: Analysis of the variations of the ETP for the last 2 Myr. Modulations of the precession by the 405 kyr eccentricity induces a eye-shaped evolution of the second mode of the precession.

matching very well with the frequencies of the two modes of the precession, thus confirming the exceptional record of this parameter on Bidart section. An amplitude spectrogram performed on the tuned data indicates that the sedimentation rate variations have been successfully corrected, as the evolution of the precession is now nearly continuous and without changes of the frequency (Fig. 5.B).

5 Discussion.

5.1 Comparison between wavelet analysis and amplitude spectrograms method.

The very good record of the precession and the 100 kyr eccentricity on Bidart section allowed the testing of two time-frequency methods: wavelet analysis and amplitude spectrogram. On one side, the wavelet analysis presents the best detection of the 100 kyr eccentricity along the record, compared to the discontinuous evolution of this cycle on the amplitude spectrogram (Fig. 3). This difference is due to the windows of analysis, which length varies accordingly to the range of frequencies studied during the wavelet analysis, but stay fixed with the amplitude spectrogram method. In our case, the amplitude spectrogram window is slightly too short to allow a good visualization of the 100 kyr eccentricity.

On the other side, the length of the amplitude spectrogram window is longer than the wavelet window in the high frequency domain, which provides a higher frequency resolution. The sedimentation rate variations and discontinuities in the cycles recorded seems to be better expressed on the amplitude spectrogram, even if they can often be identified in the wavelet analysis (Fig. 3). For example, the predominance of 100 kyr eccentricity at the base of the record, well defined on the spectrogram, is traduced by a high amplitude of the 100 kyr eccentricity on the wavelet analysis (Fig. 3)

Amplitude spectrogram and wavelet analysis place the onset of the sedimentation rate drop between the base and the top of the record at a different location. According to the amplitude spectrogram, this decrease would occur at 12.3 m, at the beginning of a marly interval at 12.3 m. The evidence for a change in the sedimentation rate appears after comparison of the two wavelet analyses, thus locating it at the changes of the MS variations amplitude at 15 m. Considering the lithology of the interval between 12.3 and 14.4 m, with thicker marls and thin calcareous beds, the onset of the sedimentation rate decrease would likely take place at 12.3 m (Fig. 3), closer to estimation based on the amplitude spectrogram. Amplitude spectrogram and wavelet analysis thus provide useful complementary information. Wavelet analysis may be a better tool for ascertaining the orbital control of the sedimentation in both the high and low frequency domains, whereas amplitude spectrograms seems to provide better overviews of the sedimentation rate variations and perturbations.

5.2 Cyclostratigraphic frame.

The precession cycles identified during the cyclostratigraphic analysis of the MS variations corresponds to the marl limestone doublets. Two large bundles of doublet are visible, covering the intervals of 1m to 12.25 m and 14.3 m to 22.2 m, containing respectively 21 and 19 marl-limestone doublets. These bundles are separated by thick beds of marls and clay (Fig. 6). The number of doublets within the bundles fits well with the number of precession cycles within a 405 kyr eccentricity cycles.

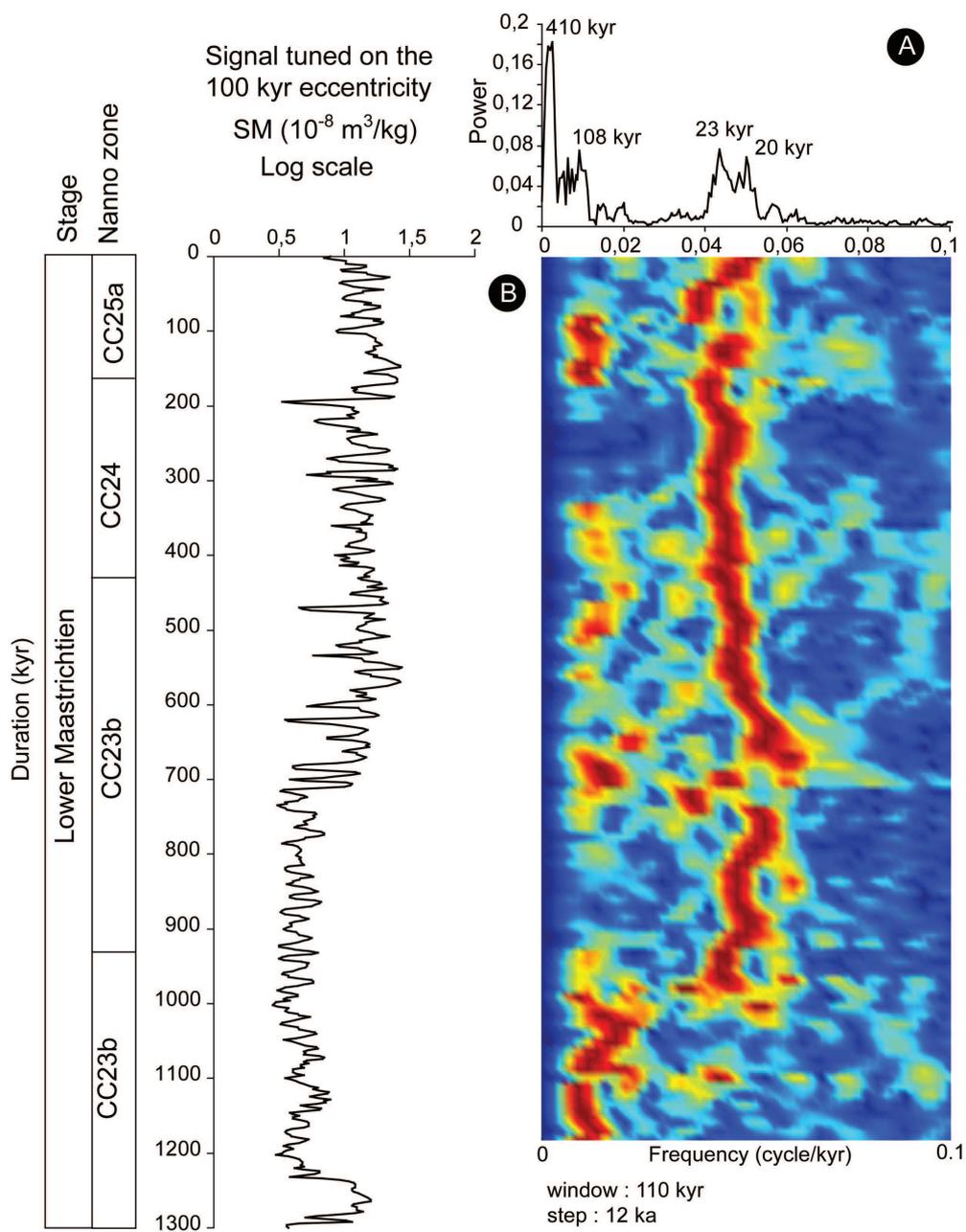


Figure 5: Analysis of variations of the MS tuned on the 100 kyr eccentricity. A) Spectral analysis highlight the reliability of the tuning, as cycles corresponding to the precession and the 100 and 405 kyr eccentricity are detected. B) Amplitude spectrogram confirms the good correction of the sedimentation rate variations, with the appearance of a continuous precession.

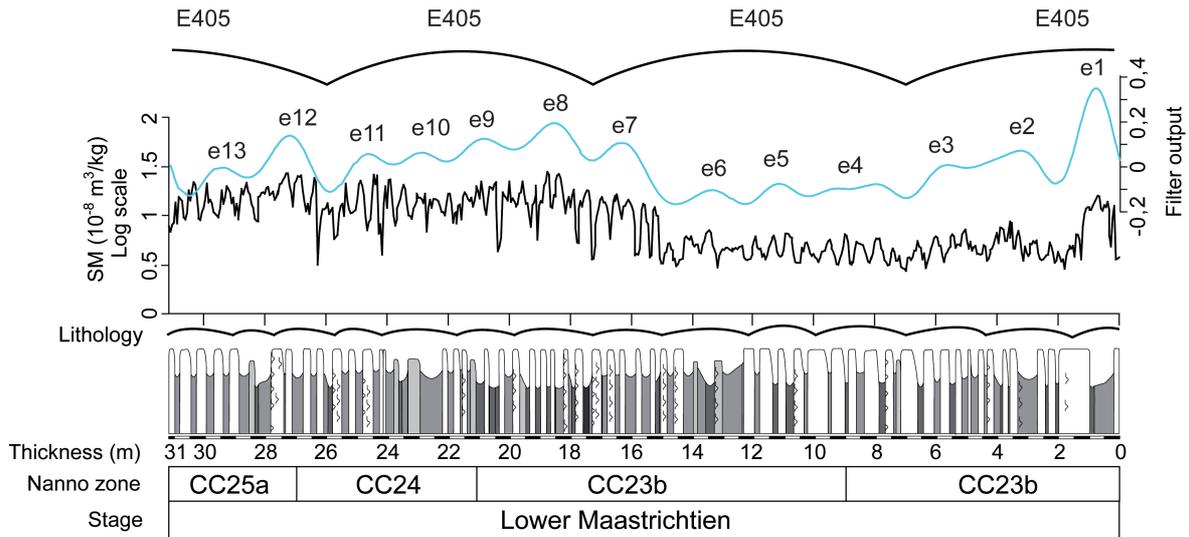


Figure 6: Cyclostratigraphic frame of the lower Maastrichtian of Bidart section. The 100 kyr eccentricity cycles have been filtered, and their correspondence in the log are illustrated by bows along with the 405 kyr eccentricity cycles.

The MS variations present a better record of the 100 kyr eccentricity cycles than the lithology, underlying the interest of performing physical measurements on alternating series. Considering the thick marl beds as the expression of an excentricity maxima, as it is often the case in the Cenozoic neighbouring sections (Dinares-Turell *et al.*, 2003), two complete 405 kyr eccentricity cycles are recovered. A first 405 kyr eccentricity maxima may be located at the base of the record, between 0.1 and 1 m (Fig. 6).

The duration represented by the section has been estimated to 1.3 Myr by counting the precession and 100 kyr eccentricity cycles. This duration is lower than the estimate of 2.09 ± 0.03 for the entire C31r magnetochron (Husson *et al.*, submitted), which is coherent with the biostratigraphic data. The duration of the interval between two robust bio events, the last occurrences of *U. trifidus* and *R. levis*, has been estimated to 1.1 Myr (Fig. 6), which is very similar to the estimation on the Contessa section (Husson *et al.*, submitted, Gardin *et al.*, in prep)

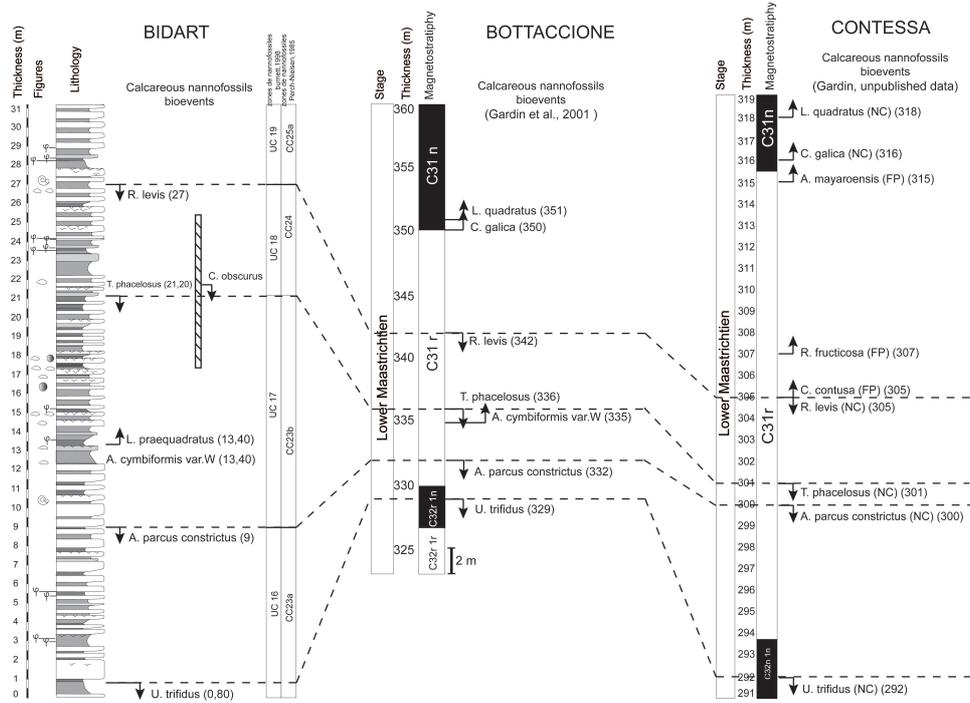
6 Conclusion.

The cyclostratigraphic study of Bidart section has allowed :

- The comparison of two time-frequency approach, the wavelet analysis and amplitude spectrogram method, on a sedimentary series with a very good record of the orbital forcing, and a clear variation of the sedimentation rate, which could be considered as a case study.
- The detection of a strong orbital control of the sedimentation by the precession and 100 kyr eccentricity cycles. Orbital tuning on the 100 kyr eccentricity has enhanced the record of the 405 kyr eccentricity cycles. Detection of these parameters is in favor of a primary origin of the limestone-marl doublet, mainly driven by the precession variations.

- The estimation, by cycle counting, of the duration represented by the sedimentary record to 1.3 Myr. The duration separating the LOs of *U. trifidus* and *R. levis*, identified on this series, has been evaluated to 1.1 Myr, which is consistent with previous estimations on the reference sections of Umbria March (Italy)

Appendix A



The correlation of the nannofossils bio events between Bidart and the Contessa and Bottaccione section allow the dating of the sedimentary record to the lower Maastrichtian. The record does not cover the entire C31r magnetochron.

References

- BELTRAN C., 2006. Variations des paramètres de l'environnement océanique au cours de la sédimentation d'un doublet marne-calcaire. Approches géochimiques, minéralogiques et micropaléontologique. Phd Thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- BERGER A. and LOUTRE M.-F., 1994. Astronomical forcing through geological time. In *Orbital forcing and cyclic sequences, International Association of Sedimentologists Special Publication*, (Eds. P.L. de Boer et D.G. Smith) 19, 15-24.
- BÖHM F., WESTPHAL H. and BORNHOLDT S. 2003. Required but disguised : environmental signals in limestone-marl alternations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 189, 161-178.
- BOULILA S., GALBRUN B., HINNOV L.A. and COLLIN P.-Y. 2008. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (la Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology* 203, 54-63.
- CLAUSER S. 1994. Etudes stratigraphiques du Campanien et du Maastrichtien de l'Europe occidentale (cote Basque, Charentes (France), Limbourg (Pays-Bas)). Phd Thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- DEL PANTA M. 1995. Biostratigrafia e Paleocologia a Nannofossili calcarei dell'intervallo Santoniano-Maastrichtiano nel dominio tetideo (Paesi Baschi, Spagna-Umbria, Italia). Correlazione con eventi a Foraminiferi. Thèse de doctorat, Università degli studi di Firenze.
- DINARES-TURELL J., BACETA J.I., PUJALTE V., ORUE-ETXEBARRIA X., BERNAOLA G. and LORITO S. 2003. Untangling the Palaeocene climatic rhythm : an astronomically calibrated early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 216(4), 483-500.
- ELLWOOD B.B., CHRZANOWSKI T.H., HROUDA F., LONG G.J. and BUHL M.L. 2000. Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: A synergetic bacteria controlled process with important implications in paleomagnetism. *Geology* 28(12), 1135-1138.
- GALBRUN B. and GARDIN S. 2004. New chronostratigraphy of the Cretaceous-Paleogene boundary interval at Bidart (France). *Earth and Planetary Science Letters*. 224, 19-32.
- GALLALA N., ZAGHBIB-TURKI D., ARENILLAS I., ARZ J.A. and MOLINA E. 2009. Catastrophic mass extinction and assemblage evolution in planktic foraminifera across the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary at Bidart (SW France). *Marine Micropaleontology* 72, 196-209.
- HUBBARD B.B. 1996. The world according to wavelets. The story of a mathematical technique in the making.
- LOCKLAIR R.E. and SAGEMAN B.B. 2008. Cyclostratigraphy of the upper cretaceous Niobrara formation, western interior, USA: A Coniacian-Santonian orbital timescale. *Earth and Planetary Science Letters* 269(3-4), 540-553.
- MAURER F., HINNOV L.A. and SCHLAGER W. 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy) In *Cyclostratigraphy : Approaches and Case Histories, SEPM special publication* 81, 83-99. SEPM, Tulsa.
- MAYER H. and APPEL E. 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the early Cretaceous Biancone formation of the southern alps, Italy. *Cretaceous Research* 20(2), 189-214.
- MEYERS, S. R., SAGEMAN, B. B. and HINNOV, L. A. 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian bridge creek limestone member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research* 71, 628-44.
- MINOLETTI F., DE RAFELIS M., RENARD M., GARDIN S. and YOUNG J. 2005 .Changes in the pelagic fine fraction carbonate sedimentation during the Cretaceous-Paleocene transition: contribution of the separation technique to the study of Bidart section. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 216, 119-137.
- PÄLIKE H. and HILGEN F. 2008. Rock clock synchronization. *Nature Geosciences* 1, 282.
- ROCCHIA R., BOCLET D., BONTÉ PH., DEVINEAU J., JÉHANNO C. and RENARD M. 1987. Comparaison des distributions de l'Iridium observées à la limite Crétacé-Tertiaire dans divers sites européens. *Memoires de la Société géologique de France* 150, 95-103.
- SEYVE C. 1984. Le passage Crétacé-Tertiaire à Pont-Labau (Pyrénées-Atlantiques, France). *Bulletin du centre de recherche exploration et production Elf-Aquitaine* 8(2), 385-423.
- THOMSON D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *IEEE Proc.*, 70:10551096.
- TORRENCE C. and COMPO G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61-78.
- WESTPHAL H., HILGEN F. and MUNNECKE A. 2010. An assessment of the suitability of individual rhythmic carbonate successions for astrochronological application. *Earth-Science Reviews* 99, 19-30.

Appendice 2

Astronomical duration of polarity Chron C31r
(Lower Maastrichtian):
cyclostratigraphy of the ODP Site 762 (Indian Ocean)
and the Contessa Highway section (Gubbio, Italy)

Dorothee Husson, Bruno Galbrun, Nicolas Thibault,
Silvia Gardin, Emilia Huret & Rodolfo Coccioni

Soumis à Geological Magazine le 21 avril 2010
Version corrigée soumise le 5 octobre 2010

Astronomical duration of polarity Chron C31r (Lower Maastrichtian): cyclostratigraphy of the ODP Site 762 (Indian Ocean) and the Contessa Highway section (Gubbio, Italy).

Dorothee Husson¹, Bruno Galbrun^{*1}, Nicolas Thibault²,
Silvia Gardin³, Emilia Huret¹ and Rodolfo Coccioni⁴

¹*Université Pierre et Marie Curie Paris 06, UMR 7193, IStEP, F-75005, Paris, France*

²*Department for Geography and Geology, University of Copenhagen, Denmark*

³*Université Pierre et Marie Curie Paris 06, UMR 7207, CRPP, F-75005, Paris, France*

⁴*Dipartimento di Scienze dell'Uomo, dell'Ambiente e della Natura dell'Università, Urbino, Italy*

Author for correspondence: bruno.galbrun@upmc.fr

Abstract

The duration of polarity Chron C31r is estimated with a cyclostratigraphic approach. Two sites are investigated: ODP Site 762 (Indian Ocean) and the Contessa Highway section (Gubbio, Italy). Cyclostratigraphic analysis is performed on greyscale variations (Site 762), and magnetic susceptibility variations (Contessa section). Both sites reveal an astronomical control of the sedimentation, highlighted by the identification of all the orbital periodicities. Cyclostratigraphic signals are tuned on 405 ka eccentricity cycles extracted from the La04 astronomical solution. In both sites, cycle counting gives an estimate of the duration of polarity Chron C31r of about 2.09 ± 0.03 Ma.

keywords: Maastrichtian, Chron C31r, ODP Site 762, Contessa Highway section, cyclostratigraphy.

1 Introduction

The Mesozoic-Cenozoic geologic time scale (GTS) has been established using bio and magneto-stratigraphic data from land sections and DSDP/ODP sites tied to the geomagnetic polarity time scale. It has been recently refined thanks to the development of cyclostratigraphy, e.g. the identification within the sedimentary record of climate cycles forced by the evolution of Earth orbital parameters (eccentricity, obliquity, precession). The latest improvements of the theoretical astronomical solutions (Laskar et al., 2004) allowed the establishment of an Astronomical Time Scale (ATS) for the Neogene Period (Lourens et al., 2004) in the latest issue of GTS, e.g. GTS2004 (Gradstein, Ogg and Smith, 2004, p 430); recent attempts tried to extend the ATS to the Paleogene (Westerhold et al., 2008). A direct astronomical calibration of Mesozoic times at the precession scale is difficult to perform due to the chaotic behaviour of the solar system (Laskar

et al., 2004), and only the variations of the 405 ka eccentricity are stable enough to allow an ATS back to the Cretaceous (Hinnov and Ogg, 2007).

Although the establishment of an ATS for the Mesozoic Era is still not possible, cyclostratigraphic analysis coupled with both relative (magnetostratigraphy, biostratigraphy) and radiogenic dating methods, lead to the establishment of "floating time scales" that allow estimation of temporal durations with an unprecedented accuracy. Determining the duration of biotic and abiotic events that extend from the Campanian-Maastrichtian boundary till to the Cretaceous-Paleogene (K-Pg) boundary is crucial to understand the end of the Mesozoic Era (Thibault and Gardin, 2010; Thibault, Gardin and Galbrun, 2010, cum biblio).

The Campanian-Maastrichtian time interval covers the lowest part of the magnetic polarity C-sequence (Ogg and Smith, 2004; Ogg, Agterberg and Gradstein, 2004). It results from a sea floor spreading rate model applied to a composite oceanic magnetic anomaly pattern (Cande and Kent, 1992; 1995) and scaled to few radiogenic datings (Obradovitch, 1993; Hicks, Obradovitch and Tauxe, 1995; 1999).

Apart from the K-Pg boundary (Ten Kate and Sprenger, 1993; Herbert and D'Hondt, 1990; Herbert et al., 1995), few cyclostratigraphic studies have been performed on Maastrichtian and Campanian sedimentary series. Analysis of South Atlantic DSDP sites provided astronomical durations of polarity chrons C29n to C31n (Herbert, 1999) and a recent study on the Campanian-Maastrichtian chalk section of Lägerdorf-Kronsmoor (Germany) gives a first estimate of upper Campanian biozones duration (Voigt and Schönfeld, 2010). This work presents the first estimate of polarity Chron C31r duration, based on the cyclostratigraphic analysis of sediments from two sites: ODP Site 762 from Leg 122 (Indian Ocean, NW Australia), and the Contessa Highway section (Gubbio, Italy). The cyclostratigraphic approach is tested using two different proxies: greyscale variations (ODP Hole 762C), and high-resolution magnetic susceptibility variations (Contessa Highway section). The results obtained from both sites are almost identical, thus confirming the potential of a cyclostratigraphic approach to pre-Cenozoic sediments.

2 ODP Site 762.

2.1 Geological and stratigraphic setting.

ODP Site 762 (19°53'24"S, 112°15'24"E) was drilled at a water depth of 1360 m in the western part of the central Exmouth Plateau, off NW Australia in the eastern Indian Ocean (Fig. 1) (Haq et al., 1990). Sediments were deposited in an upper bathyal setting and consist of Cenozoic and upper Cretaceous nannofossil oozes and chalk, with varying amounts of foraminifers and clay. Biostratigraphic analysis of calcareous nannofossils and planktonic foraminifera suggest a mostly complete Coniacian-Paleocene sequence (Bralower and Siesser, 1992; Wonders, 1992). Magnetostratigraphic analysis of the recovered succession from Hole 762C allowed recognition of all polarity Chrons from upper Santonian Chron C34n to upper Eocene Chron C13r (Galbrun, 1992; Corbin et al., 1995). These previous magnetostratigraphic studies were based on a sampling resolution of 2 samples for each 1.5 m core section. Therefore, polarity chron boundaries were not very precisely defined. In addition, the natural remanent magnetization (NRM) intensities of these chinks are very weak and a few samples (about 15%) could not be assigned to normal or reversed polarity. In order to better constrain the lower and upper limits of Chron C31r, additional magnetic analysis were performed on 7 samples across the C31r/C31n boundary and 13 samples across

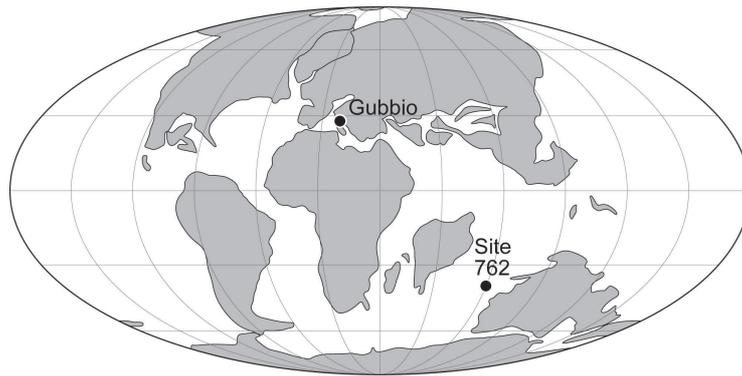


Figure 1: Mollweide palaeogeographic reconstruction for the early Maastrichtian (70 Ma) modified from Global Tectonics Home Page (<http://www.serg.unicam.it/Reconstructions.htm>) showing location of ODP Site 762 (Indian Ocean) and Contessa Highway section near Gubbio (Italy).

the C32n/C31r boundary with a resolution of 0.15 m. Magnetic measurements were carried out with a cryogenic CTF 3-axis magnetometer. All samples were demagnetized by alternating field (AF) up to 30 or 35 mT. This treatment was adequate to isolate the primary magnetization component of normal or reversed polarity (online Appendix A1 at <http://journals.cambridge.geo>). These new data allow the location of the Chron C31r boundaries with an accuracy of a few centimeters (Fig. 2). At this site, polarity Chron C31r is therefore exactly 13.3 m thick.

Polarity Chron C31r is characterised by key nannofossil events which are well identified at Site 762 : the last occurrence (LO) of *Reinhardtites levis* followed by the closely spaced LOs of *Tranolithus orionatus* and *Broinsonia parca* group (Fig. 2).

2.2 Cyclostratigraphic data: colour variations.

On this rather old ODP Leg 122, none of the usual palaeoclimatic proxies were measured with a sample density high enough for a cyclostratigraphic purpose. Maastrichtian pelagic carbonates show regular, decimeter-scale alternations of dark and light coloured layers (online Appendix A2 at <http://journals.cambridge.geo>). According to Huang, Boyd and O’Connell (1992), diagenesis is not responsible for the colour cycles observed, and light layers are characterised by a biogenic input higher than the terrigenous supply. A previous low resolution cyclostratigraphic analysis of these alternations highlighted an orbital control of the sedimentation (Huang, Boyd and O’Connell, 1992). More recent informatic tools allow the measurement of colour variations on core photographs at a very high resolution. In this study, an encoding of the sediment colour in a grey scale has been performed using a free software of image analysis, Image-J (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>). A grey level value was attributed to each pixel along a line traced across the length of each core section, ranging from 0 (black) to 250 (white). The grey-level signal obtained along a 1.5 m core has a length of ca. 2100 pixels, which corresponds to a sampling resolution of ca. 0.7 mm.

As noticed in Cramer (2001), the edges of core photographs are darker than the centre, due to the flash of the camera. This may induces artificial cycles with a high power, and weakens the expression of natural cyclicities. Their periods are of 1.5 m (length of the section), and 8.5 to 9 m (length of the cores). This lighting effect was suppressed by filtering the corresponding frequencies. In addition, every

core present cracks which are coded by very low grey-level values and represent a major source of noise. A function created with MATLAB[®] allowed the suppression of data with grey values lower than a threshold chosen by the user.

3 Contessa Highway section

3.1 Geological and stratigraphic setting

The Cretaceous-Paleogene pelagic successions of the Umbria-Marche Apennines (Italy) played a major role in the development of the geologic time scale. The upper part of the Cretaceous-Paleogene Scaglia Rossa Formation in the Bottaccione section, near Gubbio (Fig.1), has been the subject of multiple bio- and magnetostratigraphic studies allowing dating of the C-sequence marine magnetic anomalies (Alvarez et al., 1977; Lowrie and Alvarez, 1977; Premoli Silva, Paggi and Monechi, 1977; Monechi and Thierstein, 1985). The Contessa section (lat. 43°22'47"N; long. 13°33'49"E) outcrops in a valley parallel to the Bottaccione Gorge, about 3 km NW from Gubbio. The magnetostratigraphy of this section from the Cretaceous-Paleogene boundary to the top of Chron C31r was established by Chauris et al. (1998), who located the C31n/C31r boundary at 315.5 m, and recognized the extinction of Inoceramids at meter level 312. In this study, the magnetostratigraphic analysis of the section was extended downward, considering a potential thickness of at least 20 m for Chron C31r, as established in the Bottaccione section (Lowrie and Alvarez, 1977).

Twenty-five samples between 314.9 and 292.6 m were measured with a LETI/CEA 3-axis RS-01 cryogenic magnetometer and subjected to progressive thermal demagnetization up to 580-600°C. The demagnetizing behaviour is quite similar to the well known magnetic properties of the Scaglia Rossa limestones (Channell et al., 1982; Lowrie et al., 1982; Chauris et al., 1998; Galeotti et al., 2000): an initial viscous remanent magnetization was removed by 150°C, a secondary reversed polarity component was removed over the range 150-350°C, and finally the Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) was clearly defined above 400°C (online Appendix A1 at <http://journals.cambridge.geo>). Directions of the ChRM were determined with a routine PCA technique. Most of the samples are of reversed polarity and correspond to Chron C31r, except the three last samples at the base of the studied interval which yield a normal polarity (top of Subchron C32n.1n) (Fig. 3). The total thickness of C31r at Contessa is of 21.4 m, thus similar to the thickness of this magnetozone in the Bottaccione section. Polarity Chron C31r at Contessa Highway section is also characterised by last occurrences of nannofossil taxa : *Broinsonia parca* group, *Tranolithus orionatus* and *Reinhardtites levis* (Fig. 3)¹.

3.2 Cyclostratigraphic data: magnetic susceptibility variations

Magnetic susceptibility (MS) measures the capacity of a substance to acquire magnetization when submitted to an external magnetic field. Usually, in sedimentary marine records, the high frequencies MS variations are directly related to the terrigenous supply in oceanic basins, and are therefore a good

¹The reversed order of nannofossil last occurrences that exists between the two sites is primarily due to different biogeographic settings (Site 762 lies in a "boundary zone" between subtropical and austral provinces while the Contessa section is a tethyan site), and to preservational control (poor preservation in the indurated limestones of the Contessa section).

palaeoclimatic proxy (Ellwood et al., 2000). MS is easily and quickly measurable on samples or directly on sedimentary cores, and is a non destructive tool. MS is thus commonly used in cyclostratigraphic studies (Weedon et al., 1999; Boulila et al, 2008a,b).

MS was measured on samples from the Contessa section at a sample step from 5 to 10 cm from 293.8 to 314.9 m using a Kappabridge KLY-2. The amplitude of the cycles expressed in the MS signal increases upward, reaching $10^{-8}m^3/kg$ (Fig. 3). This could indicate an increase of the terrigenous supply.

4 Cyclostratigraphic analysis.

4.1 Spectral methods.

Two methods have been used to detect and identify the cycles present in the signal, and characterize their evolution: spectral analysis by multitaper method (MTM) (Thomson, 1982), and amplitude spectrograms (Maurer, Hinnov and Schlager, 2004).

The MTM analysis has been applied using the freeware Analyserie (Paillard, Labeyrie and Yiou, 1996), along with a harmonic F-test allowing evaluation of the significance of spectral peaks detected, and the levels of confidence of the spectral analysis. Prior to the analysis, a linear de-trending was performed. Remaining long-term cycles were removed by a polynomial de-trending of the data. The method of frequency ratios (Mayer and Appel, 1999) was then applied to test the link between the cycles detected in the signals and variations of the orbital parameters, using the orbital frequencies estimated for the Cretaceous (Laskar et al., 2004). The amplitude spectrogram method is based on a succession of spectral analysis, performed along the signal within a sliding window. The power of the detected frequencies is highlighted in colour (red for high values, blue for low values) (figs 2, 3). This technique illustrates timewise shifts in frequencies that result from variations of the sedimentation rate (Maurer, Hinnov and Schlager 2004; Meyers, Sageman and Hinnov, 2001). A transfer from the spatial to the temporal scale has been performed by orbital tuning. This tuning allows the correction of the variations of the sedimentation rate, and an easier comparison between the two studied sites. The tuning method consists in an attempt to tie a recorded sedimentary cycle to the corresponding orbital parameter extracted from the theoretical astronomical solution of the same epoch (Hinnov, 2000). For stages prior to the Eocene, such as the Maastrichtian, the chaotic character of the motions in the solar system increases the uncertainties of the astronomical solution. The long eccentricity is the only parameter which can be calculated with accuracy throughout the Cretaceous (Laskar et al., 2004). Therefore the orbital tuning of each record is based on the identification of 405 ka eccentricity cycles.

4.2 ODP Hole 762C.

The grey level signal shows clear cyclic variations of various frequencies (Fig. 2). The amplitude of the low frequency cycles is higher in the lower half of the record. A first spectral analysis covering the entire C31r allowed detection of cycles with periods ranging from 0.26 to 3.70 m, with low-frequency cycles displaying the highest power (Fig. 2). Using the method of frequency ratios, cycles with a wavelength of 0.26 m are

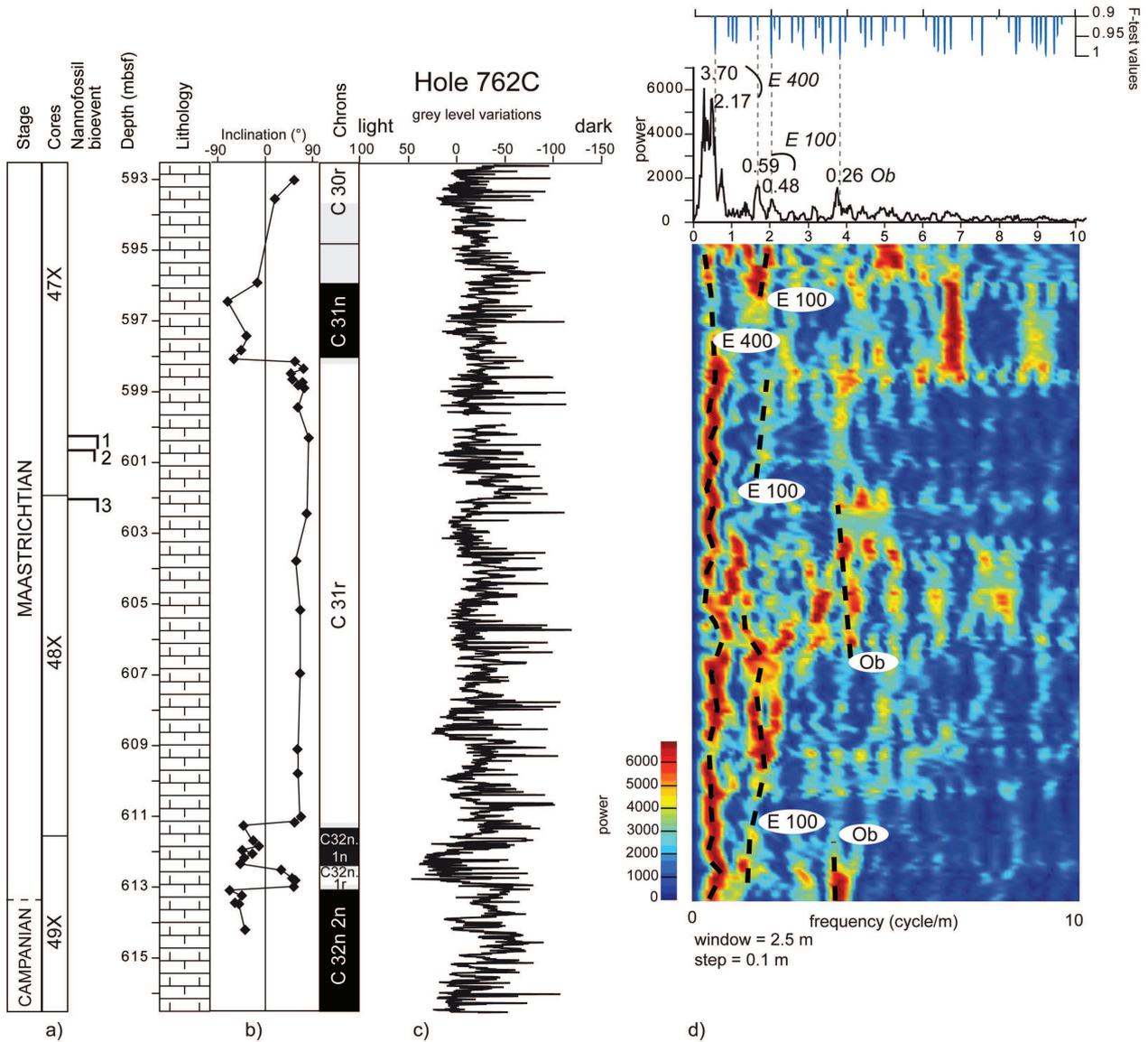


Figure 2: ODP Hole 762C, Exmouth Plateau, NW Australia, Indian Ocean. (A) Interval analyzed and nannofossil events (this study): last occurrences (LO) of *Broinsonia parca* group (1), *Tranolithus orionatus* (2) and *Reinhardtites levis* (3). (B) Lithology, palaeoinclinations (this study and previous data from Galbrun, 1992) and identification of magnetic polarity Chron C31r. (C) Grey level signal after suppression of lightness artificial cycles and cracks. (D) Cyclostratigraphic analysis of grey level variations: spectral analysis of the entire signal using multi taper method (top), significance test of the spectrum by the F-test method, and amplitude spectrogram (bottom).

attributed to an obliquity forcing, 0.48 to 0.59 m cycles are attributed to the 100 ka eccentricity, and 2.17 to 3.70 m cycles are attributed to the 405 ka eccentricity. Precession and obliquity cycles are detected with difficulty, due to the high amplitude of low-frequency cycles, and to the low sedimentation rate. Variability observed in the high frequencies peaks and the presence of a broad peak covering the low frequencies (Fig. 2) suggests possible variations of the sedimentation rate. Indeed, when the sedimentation rate varies, the wavelengths of the cycles recording an orbital forcing vary accordingly. Thus, a single parameter can be recorded by a cycle with a small wavelength when the sedimentation rate is low and a cycle with a higher wavelength when the sedimentation rate increases (Meyers et al., 2001).

In conjunction with spectral analyses, an amplitude spectrogram was performed on the whole signal, with a 2.5 m window and 10 cm steps. Three frequencies are well expressed in the spectrogram (Fig. 2). Comparison of the spectrogram and spectral analysis allows assignment of these frequencies to the obliquity, 100 and 405 ka eccentricity. The 405 ka eccentricity variations are well expressed throughout the record, whereas 100 ka eccentricity and obliquity present discontinuities. In addition, a slight shift toward high frequencies of the 405 and 100 ka from 613 to 607 mbsf indicates a decrease of the sedimentation rate (Fig. 2). The short appearance of several powerful peaks, observed on the spectrogram at 599.10 mbsf, is an artefact due to a gap in core recovery around 600 mbsf perturbing the spectral analyses. The disappearance of the 100 ky cycles and the attenuation of the expression of the 405 ky cycles characterise the initiation of a perturbation in the sedimentation rate. A cycle with a 0.15 m period appears in the high frequency domain from 599 to 596.3 mbsf which could correspond to a record of the precession evolution.

4.3 Contessa Highway section.

High and low frequency cycles are clearly recognized throughout the signal. The periodogram performed on the entire section shows cycles with wavelength ranging from 0.25 to 8.3 m (Fig. 3). Cycles with periods of 1.06 to 1.28 and 2.83 m are well expressed, whereas high frequency cycles are scattered and have low power. This is probably due to the small fluctuation of a relatively low sedimentation rate on this section, which hamper an accurate detection of high frequency variations.

The method of frequency ratios has been applied to identify cycles resulting from an orbital forcing. Cycles with wavelengths of 0.25 m to 0.27 m could be attributed to the precession, and cycle with wavelengths of 0.44 m to the obliquity, though their power is low. The 100 and 405 ka eccentricity cycles are well expressed (Fig 3). The 8.3 m cycles probably characterize long-term palaeoenvironmental changes affecting the section, and may be related to the increase of the amplitude of the cycles in the upper part of the section. Sea-level variations and/or climate changes might be responsible for these long-term cycles, but an analysis of a much larger interval would be required to ascertain their nature.

The amplitude spectrogram shows defined 405 ka eccentricity cycles in the upper part of the section, whereas only the 100 ka cycles can be identified lower third of the record (Fig. 3). A progressive shift of the 100 ka eccentricity towards higher frequencies between the lower and upper half of the Chron C31r indicates a decrease of the sedimentation rate throughout the studied interval. Precession and obliquity cycles are better expressed at the base of the record, where the sedimentation rate is higher.

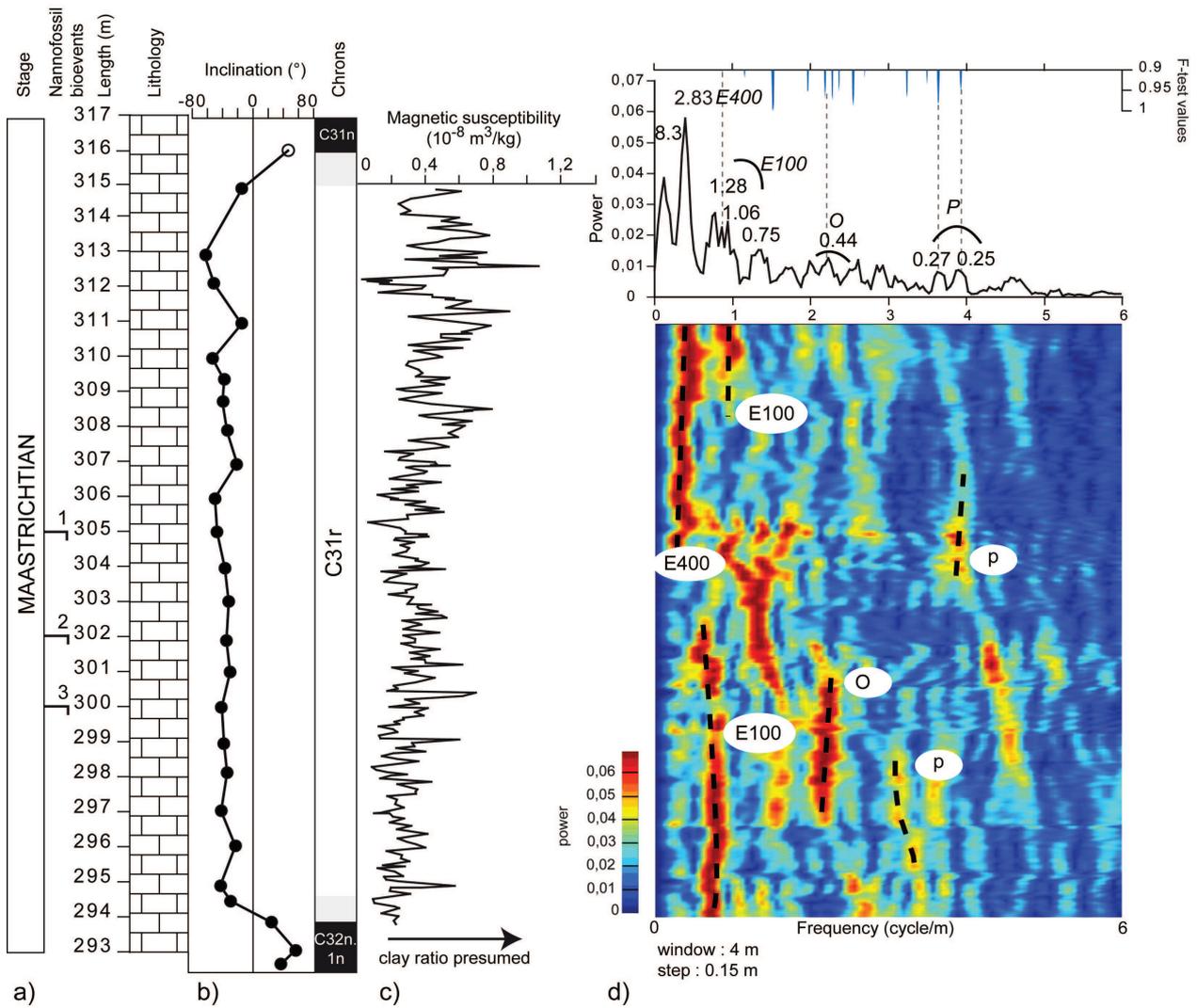


Figure 3: The Contessa Highway section, Gubbio, Umbria-Marche Apennines (Italy). (A) Interval studied and nanofossils events (this study): last occurrences of *Reinhardtites levis* (1), *Tranolithus orionatus* (2) and *Broinsonia parca* group (3). (B) Lithology, palaeoinclinations (the white circle at the top of the studied interval is from Chauris et al., 1998) and identification of magnetic polarity Chron C31r. (C) Magnetic susceptibility (MS) variations. (D) Cyclostratigraphic analysis of MS variations : Spectral analysis using multi taper method (top), significance test of the spectrum by the F-test method, and amplitude spectrogram (bottom).

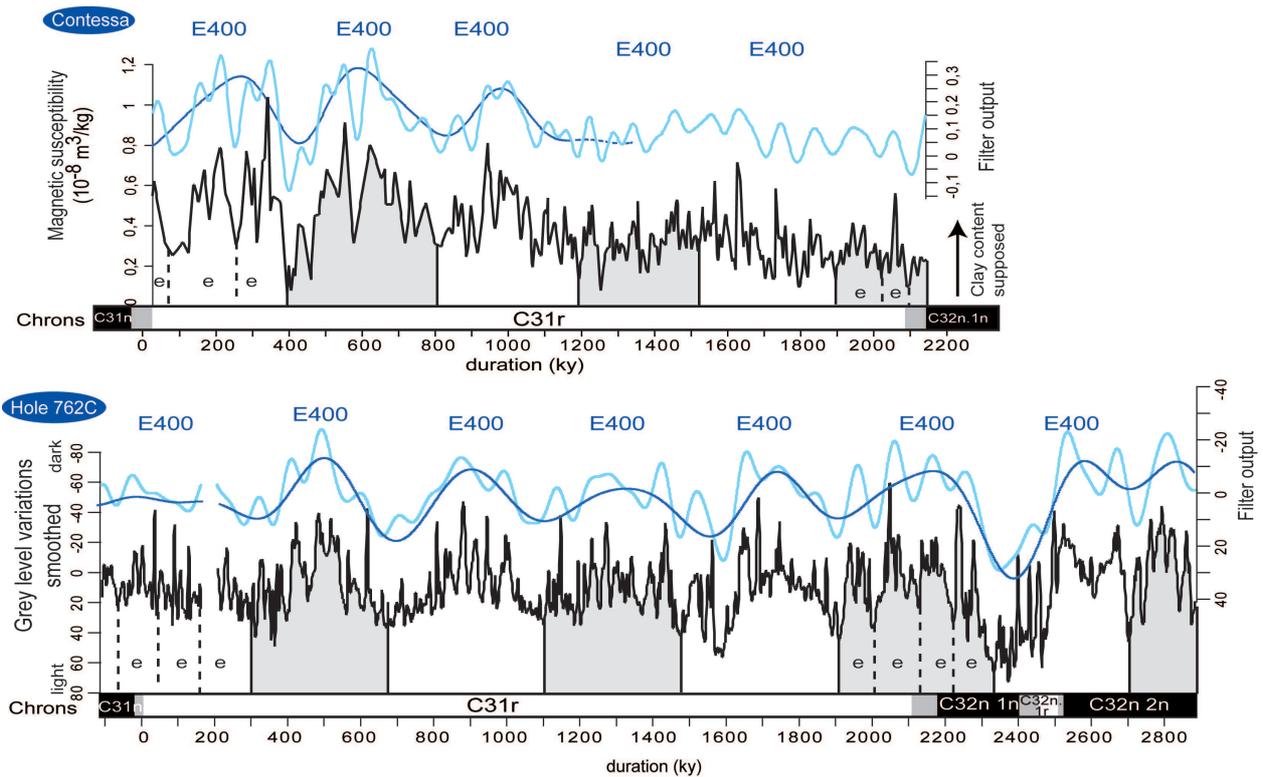


Figure 4: Comparison of the cyclostratigraphic signals of the Contessa Highway section and ODP Hole 762C. Magnetic Susceptibility (MS) variations on the Contessa section and grey level variations at Hole 762C (black curves) are tuned to the La04 astronomical solution (Laskar et al., 2004) using the identified 405 ka eccentricity cycles. The 405 ka (dark blue) and 100 ka (light blue) eccentricity variations are filtered to illustrate the cycle counting. The new time scale thus created highlights a very similar duration of the polarity Chron C31r for both sites (e= 100 eccentricity).

5 Duration of polarity Chron C31r and concluding remarks.

The tuned records of the Contessa Highway section and ODP Hole 762C have been filtered in the bandscale of 405 and 100 ka eccentricity using a Taner filter (Taner, 2000). The characteristics of each signal are preserved using a large bandwidth (Fig. 4). At both sites, the duration of the polarity Chron C31r is estimated by counting 100 and 405 ka eccentricity cycles. For both records, the C31n/C31r and C31r/C32n1n boundaries are situated near the middle of a 405 ka eccentricity cycle. The high resolution of the signal at Site 762 allows very accurate estimates, down to the precession scale, of a 2.08 ± 0.03 Ma duration (Fig.4). A similar duration of 2.1 ± 0.04 Ma can be estimated for the Contessa Highway section. The error margin on both sites is mainly linked to small uncertainties in the position of magnetochron boundaries. The dark layers of hole 762C have been correlated to the highest values in magnetic susceptibility of the Contessa record, both presumably reflecting a high clay content. Consistency between these two sites, situated in distinct palaeoceans and hemispheres, attests the reliability of the cyclostratigraphic interpretation.

These estimates are ca 0.15 Ma shorter than the estimate of 2.229 Ma given in the GTS 2004

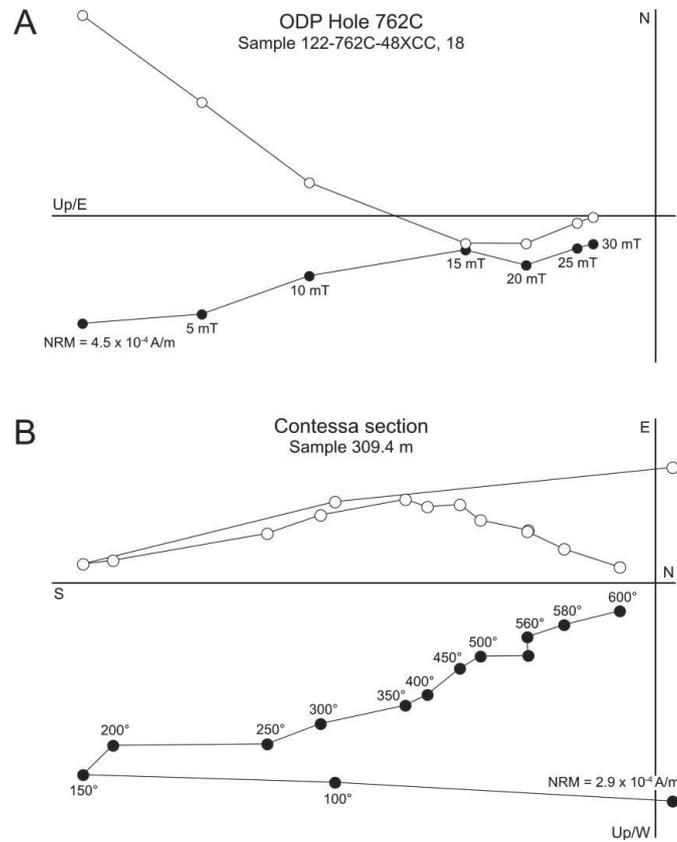
(Ogg and Smith, 2004). This study shows the importance of the cyclostratigraphic approach to estimate duration in ancient times. The results obtained on ODP Site 762 and on the Contessa Highway section have a higher resolution and a better reliability than previous estimates and open perspectives for the refinement of the Upper Cretaceous time scale.

In addition, this cyclostratigraphic study (1) illustrates the opportunity of using core photographs of ancient ODP/DSPD sites for cyclostratigraphic purposes, when no other high resolution data is available, (2) demonstrates that cyclostratigraphic analysis can be performed on indurated limestones and (3) shows that future studies of the Gubbio reference section (Scaglia Rossa Formation) could contribute to the establishment of an astronomical calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Upper Cretaceous-Paleogene interval.

Acknowledgements

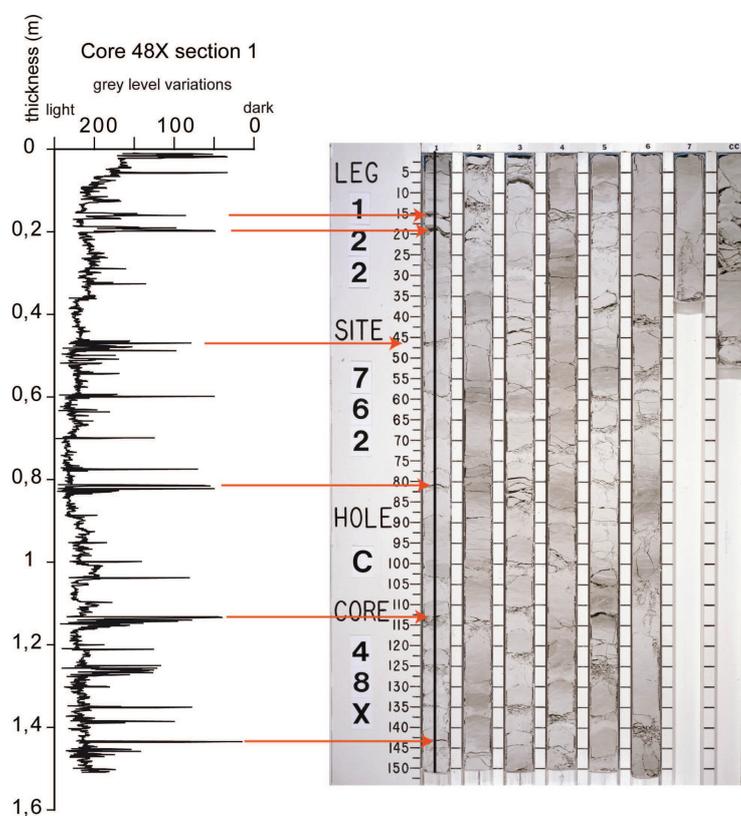
DH, BG and SG were supported by French ANR Grant ASTS-CM. We thank the Ocean Drilling Program for providing new samples from the Hole 762C. We thank the reviewers J.Ogg and A. Montanari for their useful comments. We also wish to thank Jacques Laskar and Slah Boulila for helpful discussions, Wanda Stratford for revision of the English.

Appendix A1



Vector demagnetization plots of one sample from ODP Hole 762C (A) and one sample from the Contessa Highway section (B). The Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) of sample 122-762C-48X-CC,18 is clearly defined above 20-25 mT. The declination is arbitrary because control on core orientation is lacking, the inclination is negative and this sample is of normal polarity (Southern hemisphere). For the Contessa Highway sample, a first soft remanent magnetization is removed at 150°C, a secondary component is removed over the range 150-350°C, and the ChRM is defined above 400°C. (Black circles: projection in the vertical plane; open circles: projection in the horizontal plane).

Appendix A2



Photograph of Core 48X from ODP Hole 762C, showing decimeter scale colour alternations of the sediments, corresponding to precession cycles (available at <http://iodp.tamu.edu/janusweb/imaging/photo.cgi>). The grey level variations obtained by scanning the first section of the core, and before the suppression of lighting effect, are shown on the left. The very low values corresponds to cracks in the core, and are illustrated by red arrows.

References

- ALVAREZ, W., ARTHUR, M. A., FISCHER, A. G., LOWRIE, W., NAPOLEONE, G., PREMOLI SILVA, I. & ROGGENTHEN, W. M. 1977. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy: V. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. *Geological Society of America Bulletin* **88**, 383–89.
- BOULILA, S., GALBRUN, B., HINNOV, L. A. & COLLIN, P-Y. 2008a. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (la Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology* **203**, 54-63.
- BOULILA, S., HINNOV, L. A., HURET, E., COLLIN, P-Y., GALBRUN, B., FORTWENGLER, D., MARCHAND, D. & THIERRY, J. 2008b. Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequences of revising the late Jurassic time scale. *Earth and Planetary Science Letters* **276**, 40-51.
- BRALOWER, T. J. & SIESSER, W. G. 1992. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of Sites 761, 762, and 763, Exmouth and Wombat Plateaus, northwest Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds U. von Rad, B. U. Haq *et al.*), no. **122** pp. 529–56. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- CANDE, S. C. & KENT, D. V. 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* **97**, 13917-51.
- 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**, 6093-95.
- CHANNELL, J. E. T., FREEMAN, R., HELLER, F. & LOWRIE, W. 1982. Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). *Earth and Planetary Science Letters* **58**, 189–201.
- CHAURIS, H., LEROUSSEAU, J., BEAUDOIN, B., PROPSON, S. & MONTANARI, A. 1998. Inoceramid extinction in the Gubbio basin (northeastern Apennines of Italy) and relations with mid-Maastrichtian environmental changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **139**, 177-93.
- CORBIN, J-C., GALBRUN, B., RENARD, M. & EMMANUEL, L. 1995. La limite Campanien-Maastrichtien sur la marge Nord-Ouest australienne (Leg ODP 122) : apports de la géochimie et de la magnétostratigraphie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **321**, 1017-23.
- CRAMER, B. S. 2001. Latest Palaeocene-earliest Eocene cyclostratigraphy: using core photographs for reconnaissance geophysical logging. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**, 231-44
- ELLWOOD, B. B., CRICK, R. E., HASSANI, A. E., BENOIST, S. L. & YOUNG, R. H. 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: Detrital input versus carbonate productivity. *Geology* **28**, 1135-38.
- GALBRUN, B. 1992. Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous and lower Tertiary sediments, Sites 761 and 762, Exmouth Plateau, northwest Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds U. von Rad, B. U. Haq *et al.*), no. **122** pp. 699-716. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- GALEOTTI, S., ANGORI, E., COCCIONI, R., FERRARI, G., GALBRUN, B., MONECHI, S., PREMOLI SILVA, I., SPEIJER R. & TURI B. 2000. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene Boundary in the Contessa Road section, Gubbio (central Italy). *Bulletin de la Société Géologique de France* **171**(3), 355-65.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. G. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge : Cambridge University Press. 589 pp.
- HAQ, B. U., VON RAD, U., O'CONNELL, S., *et al.* 1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* **122**. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- HERBERT, T. D. 1999. Toward a composite orbital chronology for the late Cretaceous and Early Paleocene GPTS. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* **357**, 1891-905.

- 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 Science Letters* **99**, 263-75.
- HERBERT, T. D., PREMOLI SILVA, I., ERBA, E. & FISCHER, A. 1995. Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments. In *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication (eds D.V. Kent & W.A. Berggren), **54** pp. 81-93.
- HICKS, J. F., OBRADOVICH, J. D. & TAUXE, L. 1995. A new calibration point for the Late Cretaceous time scale: The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic age of the $\text{C}33\text{r}/\text{C}33\text{n}$ geomagnetic reversal from the Judith River Formation (Upper Cretaceous), Elk Basin, Wyoming, USA. *Journal of Geology* **103**, 243-256.
- HICKS, J. F., OBRADOVICH, J. D. & TAUXE, L. 1999. Magnetostratigraphy, isotopic age calibration and intercontinental correlation of the Red Bird section of the Pierre Shale, Niobrara County, Wyoming, USA. *Cretaceous Research* **20**, 1-27.
- HINNOV, L. A. 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Science* **28**, 419-75.
- HINNOV, L. A. & OGG, J. 2007. Cyclostratigraphy and the astronomical time scale. *Stratigraphy* **4**, 239-51.
- HUANG, Z., BOYD, R. & O'CONNELL, S. 1992. Upper Cretaceous cyclic sediments from Hole 762C, Exmouth Plateau, northwest Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds U. von Rad, B.U. Haq *et al.*), no. **122** pp. 259-77. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, F., GASTINEAU, M., CORREIA, A. & LEVRARD, B. 2004. A long term numerical solution for the insolation quantities of the earth. *Astronomy & Astrophysics* **428**, 261-85.
- LOURENS, L., HILGEN, F., SHACKLETON, N. J., LASKAR, J. & WILSON, D. 2004. The Neogene Period. In *A Geologic Time Scale 2004* (eds F. Gradstein, Ogg, J.G. & Smith, A.G.), pp. 409-40. Cambridge : Cambridge University Press.
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W. 1977. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy: III. Upper Cretaceous magnetic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* **88**, 374-77.
- LOWRIE, W., ALVAREZ, W., NAPOLEONE, G., PERCH-NIELSEN, K., PREMOLI-SILVA, I. & TOUMARKINE, M. 1982. Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: The Contessa section, Gubbio. *Geological Society of America Bulletin* **93**, 414-32.
- MAURER, F., HINNOV, L. A. & SCHLAGER, W. 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy). In *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories* (eds B. D'Argenio, A. G. Fischer, I. Premoli Silva, H. Weissert & V. Ferreri), pp. 83-99, SEPM Special Publication no. **81**. Tulsa, USA
- MAYER, H. & APPEL, E. 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the early cretaceous Biancone formation of the Southern Alps, Italy. *Cretaceous Research* **20**, 189-214.
- MEYERS, S. R., SAGEMAN, B. B. & HINNOV, L. A. 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian bridge creek limestone member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research* **71**, 628-44.
- MONTECHI, S. & THIERSTEIN, H. R. 1985. Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio, Italy. *Marine Micropalaeontology* **9**, 419-40.
- OBRADOVICH, J. 1993. A Cretaceous time scale. In *Evolution of the Western Interior Basin*. (eds W. G. E. Caldwell & E. G. Kauffman) pp. 379-96, Geological Association of Canada Special Paper no. **39**.
- OGG, J. G. & SMITH, A. G. 2004. The geomagnetic polarity time scale. In *A Geologic Time Scale 2004* (eds F. Gradstein, J. G. Ogg & A. G. Smith), pp. 63-86. Cambridge : Cambridge University Press.
- OGG, J. G., AGTERBERG, F. & GRADSTEIN, F. M. 2004. The Cretaceous Period. In *A Geologic Time Scale 2004* (eds F. Gradstein, J. G. Ogg & A.G. Smith), pp. 344-83. Cambridge : Cambridge University Press.

- PAILLARD, D., LABEYRIE, L., & YIOU, P., 1996. Macintosh program performs timeseries analysis. *Eos* **77**, 379.
- PREMOLI SILVA, I., PAGGI, L. & MONECHI, S. 1977. Cretaceous through Paleocene biostratigraphy of the pelagic sequence at Gubbio, Italy. *Memori Societa Geologica Italiana* **15**, 21–32.
- TANER, M. T. 2000. *Attributes Revisited*, eds. Houston, Texas : Rock Solid Images, Inc. http://www.rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.htm.
- TEN KATE, W. G. & SPRENGER, A. 1993. Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellou (SE Spain). *Sedimentary Geology* **87**, 69-101.
- THIBAULT, N. & GARDIN, S. 2010. The calcareous nannofossil response to the end-Cretaceous warm event in the Tropical Pacific. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **291** 239-52.
- THIBAULT, N., GARDIN, S. & GALBRUN, B. 2010. Latitudinal migration of calcareous nannofossil *Micula murus* in the Maastrichtian: implications for global climate change. *Geology* **38**, 203-6.
- THOMSON, D. J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Institute of Electrical and Electronics Engineers proceedings* **70**, 1055-96.
- VOIGT, S. & SCHÖNFELD, J. 2010. Cyclostratigraphy of the reference section for the Cretaceous white chalk of northern Germany, Lägerdorf-Kronsmoor: A late Campanianearly Maastrichtian orbital time scale. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **287**, 67-80.
- WEEDON, G., JENKYNS, H., COE, A.L. & HESSELBO, S. 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in british mudrock formations. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* **357**, 1787-813
- WESTERHOLD, T., RÖHL, U., RAFFI, I., FORNACIARI, E., MONECHI, S., REALE, V., BOWLES, J. & EVANS, H. F. 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **257**, 377-403.
- WONDERS, A. A. H. 1992. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy, Leg 122, Exmouth Plateau, Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds U. von Rad, B.U. Haq *et al.*), **122** pp. 587-99. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Chapitre 5

Analyses et résultats
cyclostratigraphiques
Des forages océaniques
étudiés

Chapitre 5

Analyses et résultats cyclostratigraphiques des forages océaniques étudiés.

5.1 Etapes de l'analyse cyclostratigraphique.

L'étude cyclostratigraphique menée sur les sites 762, 1258, 1259, 1260, 525 et 1267 a pour but d'identifier et de caractériser un possible contrôle orbital de la sédimentation sur ces séries maastrichtiennes. Si le contrôle astronomique est avéré, il sera possible d'utiliser ces séries dans la réalisation d'une échelle des temps astronomiques du Maastrichtien.

Différentes techniques d'analyses spectrales ont été employées pour détecter les cyclicités présentes dans les séries sédimentaires. Ces outils ont été associés au calcul des rapports des longueur d'onde des cycles détectés, qui, comparés aux rapports des périodes des paramètres orbitaux, permettent de savoir si les cyclicités détectées reflètent l'enregistrement des variations des paramètres orbitaux.

L'analyse cyclostratigraphique menée sur tous les sites se compose de plusieurs étapes :

- Une première analyse spectrale par MTM (Multi-Taper Method) est appliquée à l'ensemble de la série, permettant un premier aperçu des cyclicité éventuellement enregistrées dans le signal, et la détection des cyclicités basses fréquences. Les rapports des périodes sont calculés, afin d'identifier les cyclicités correspondant éventuellement à un forçage orbital de la sédimentation.
- Une série d'analyse spectrales est ensuite réalisée sur des intervalles plus courts, ce qui permet de mieux mettre en évidence les cyclicités haute fréquence et les éventuelles variations du taux de sédimentation. Les rapports de fréquence sont également analysés. Ainsi, l'évolution de l'enregistrement des paramètres orbitaux tout au long de la série sédimentaire peut être caractérisée.
- Une analyse par la méthode des spectrogrammes d'amplitude complète les analyses spectrales. Cette méthode permet de visualiser de façon très précise l'évolution des cyclicités, les variations fines du taux de sédimentation, et surtout de détecter les hiatus éventuels.

Les analyses cyclostratigraphiques ont porté sur :

- les variations de la susceptibilité magnétique (SM) et de la réflectance totale L^* mesurées à haute résolution pour le site 1267 et les sites du leg 207,
- les variations de la couleur des sédiments, mesurés en niveaux de gris à haute résolution mesurés sur les photos numérisées des carottes sur les forages 525A et 762C.

5.2 Leg 122 - site 762

L'étude du forage 762C a porté sur les mesures du niveau de gris des sédiments obtenus à partir des photos numérisées des carottes, sur un intervalle s'étendant du début du magnétochrone C32n.2n (Campanien) à la limite Crétacé-Paléogène (Fig. 5.1). L'analyse cyclostratigraphique est intégrée dans un manuscrit de synthèse sur le site 762 (Appendice 3).

L'analyse cyclostratigraphique des variations de niveau de gris a permis de mettre en évidence le contrôle orbital de la sédimentation sur l'ensemble de la série sédimentaire. Les analyses spectrales et le spectrogramme présentent des cycles de forte puissance et bien isolés, qui correspondent à l'excentricité à 100 ka (Fig. 5.1). L'influence de ce paramètre sur la sédimentation est donc fort. L'excentricité à 405 ka est également mise en évidence au Campanien et à la base du Maastrichtien, mais n'est plus visible au Maastrichtien supérieur. Les variations de couleur, sur cet intervalle sont très faibles, et les cycles à 405 ka peuvent être moins marqués.

La présence résiduelle de fractures reste problématique dans le cadre de l'étude des cyclicités de hautes fréquences, et le domaine des hautes fréquences reste un peu bruité. Des cyclicités attribuables à l'obliquité et à la précession ont cependant été détectées par les analyses spectrales. Ces cycles présentent une puissance plus élevée et sont bien individualisés visibles sur les périodogrammes. Ces cycles sont plus difficiles à identifier sur les spectrogrammes d'amplitude. La présence d'une lacune de récupération, au niveau de la transition entre les magnétochrones C30r et C30n, empêche de suivre l'évolution en continu des cyclicités dominantes.

Un décalage progressif des cyclicités vers les basses fréquences est visible sur les périodogrammes ainsi que sur les spectrogrammes d'amplitudes (Fig. 5.1). Ce décalage indique une diminution progressive du taux de sédimentation depuis la base de la série (Campanien) jusqu'au Maastrichtien inférieur, suivit par une augmentation du taux de sédimentation entre le Maastrichtien inférieur et le Maastrichtien supérieur.

L'étude du forage 762C a ainsi permis de tester l'analyse cyclostratigraphique sur des photos de carottes numérisées. Les résultats obtenus sont tout à fait exploitables sur de longs intervalles de temps, et pourront permettre des estimations de durées, avec une résolution élevée, à partir de forages ODP et DSDP. Le forage 762C présentant une très bonne récupération depuis la base du Campanien jusqu'à la limite Crétacé-Paléogène, ainsi qu'un très bon cadre magnétostratigraphique, il constitue une base à la calibration astronomique du Maastrichtien. Cependant, les cycles d'excentricité à 405 ka sont difficilement identifiables au Maastrichtien supérieur, où les sédiments, très blancs, présentent des variations de couleurs très faibles. Il est donc nécessaire d'étudier un autre site, couvrant cet intervalle.

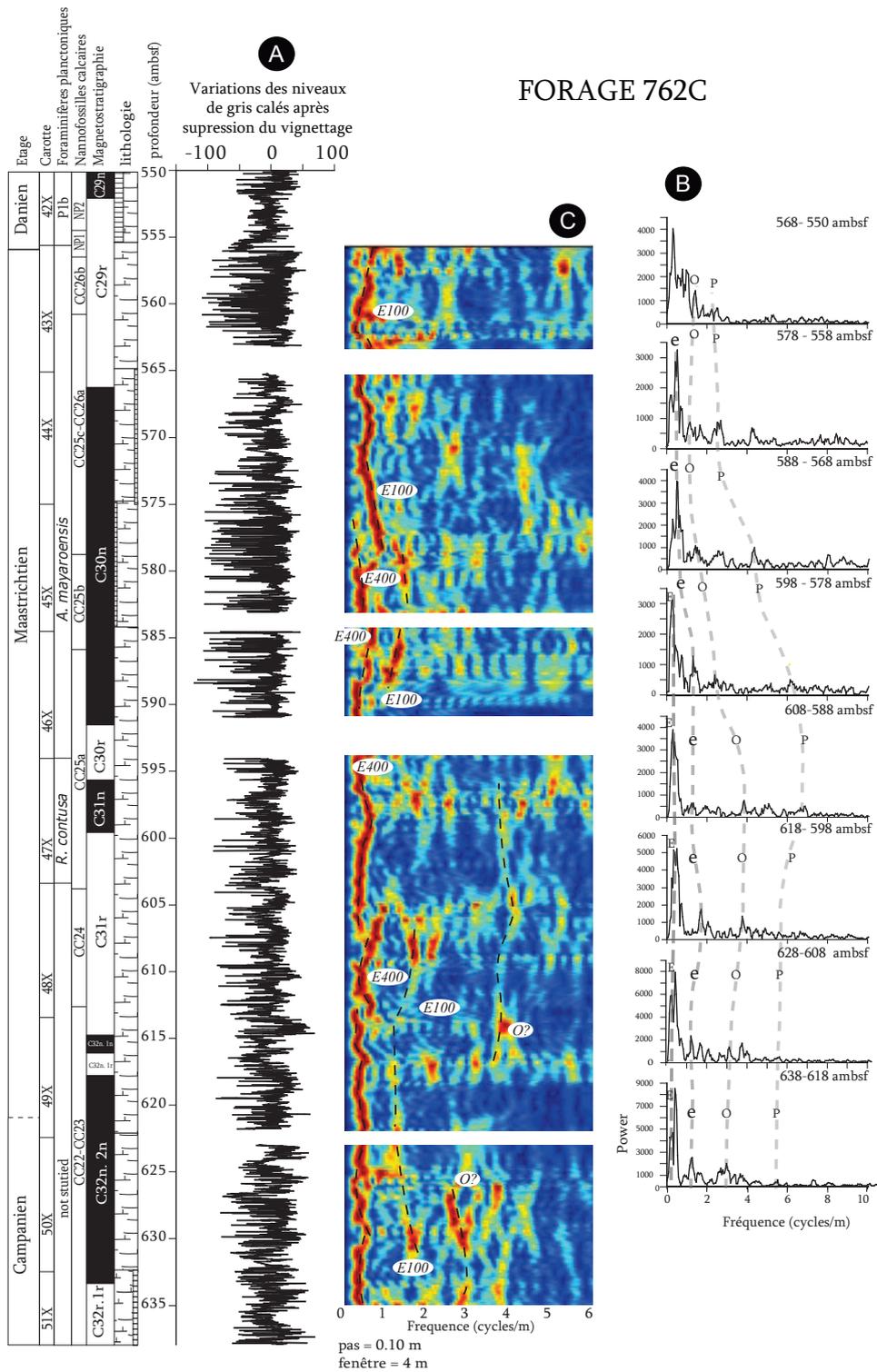


FIGURE 5.1 – Analyse des variations de niveau de gris sur le forage 762C. A) Signal en niveaux de gris. B) Huit analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. C) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 4 m et un pas de 0.01 m.

5.3 Leg 208 - site 1267.

Le site 1267 du leg 208 présente une récupération complète d'un intervalle couvrant le magnétochrone C30n et la partie crétacée du magnétochrone C29r jusqu'à la limite Crétacé-Paléogène. Les variations de la teneur en fer des sédiments paléocène du forage 1267B ont été déjà fait l'objet d'une étude cyclostratigraphique (Westerhold *et al.* 2008), au cours de laquelle un contrôle orbital de la sédimentation a été mis en évidence.

L'étude de ce site pourrait permettre de compléter les informations obtenues par l'analyse du site 762, dans l'objectif de réaliser une échelle astronomique du Maastrichtien.

Susceptibilité Magnétique

Les mesures d'intensité de la susceptibilité magnétique au Maastrichtien supérieur sur ce site présentent des cyclicités bien exprimées à la fois dans les hautes fréquences et les basses fréquences, mais pas de tendance à très long terme (Fig. 5.2.A). Afin de déterminer l'existence d'un contrôle astronomique de la sédimentation, trois analyses spectrales ont été réalisées, sur des fenêtres glissantes de 20 m avec un recouvrement de 10 m entre chaque fenêtres (Fig. 5.2.C). L'étude des rapports de fréquences des cycles détectés lors des analyses a permis d'attribuer :

- aux variations de l'excentricité à 405 ka les cycles de longueur d'onde de 5.26 à 7.14 m
- aux variations de la précession les cycles de longueur d'onde de 0.30 à 0.4 m.

L'excentricité à 100 ka, en revanche, n'est pas très bien définie sur les périodogrammes et spectrogrammes d'amplitudes. Le spectrogramme d'amplitude montre une cyclicité de forte puissance qui correspondrait, selon l'analyse spectrale, à l'excentricité à 405 ka (Fig. 5.2.D). L'excentricité à 405 ka et l'obliquité semblent apparaître seulement dans les derniers 15 m avant la limite Crétacé-Paléogène. La précession est très bien exprimée, avec une structure en œil caractéristique de l'évolution des deux modes de ce paramètre, et visible également sur les solutions astronomiques (Laskar *et al.*, 2004). Le fait de pouvoir observer ces structures alors que les sédiments ne présentent pas d'alternance bien définies de type marne-calcaire est exceptionnel, et indique une influence forte de la précession sur la sédimentation.

Réflectance

Les mesures de réflectance montrent, tout comme la SM, des cyclicités bien exprimées dans le domaine des hautes et des basses fréquences (Fig. 5.3.A).

Trois analyses spectrales ont été réalisées, sur des fenêtres glissantes de 20 m avec un recouvrement de 10 m entre chaque fenêtres (Fig. 5.3.C). L'analyse spectrale de l'ensemble de la série a permis de mettre en évidence des cyclicités de périodes de 0.25 à 8.33 m. L'étude des rapports de fréquences des cycles détectés lors des analyses a permis d'attribuer :

- aux variations de l'excentricité à 405 ka les cycles de longueur d'onde de 6.66 à 8.33 m.
- aux variations de la précession les cycles de longueur d'onde 0.25, 0.39 et 0.42 m

L'excentricité à 405ka et la précession ont une amplitude assez forte, qui se reflète dans l'analyse spectrale, mais, comme pour la SM, l'excentricité à 100 ka n'est pas marquée (Fig. 5.3.A).

Le spectrogramme d'amplitude réalisé sur les variations de la réflectance présente les mêmes structures en œil caractéristiques de la précession visibles lors de l'analyse de la susceptibilité magnétique (Fig.

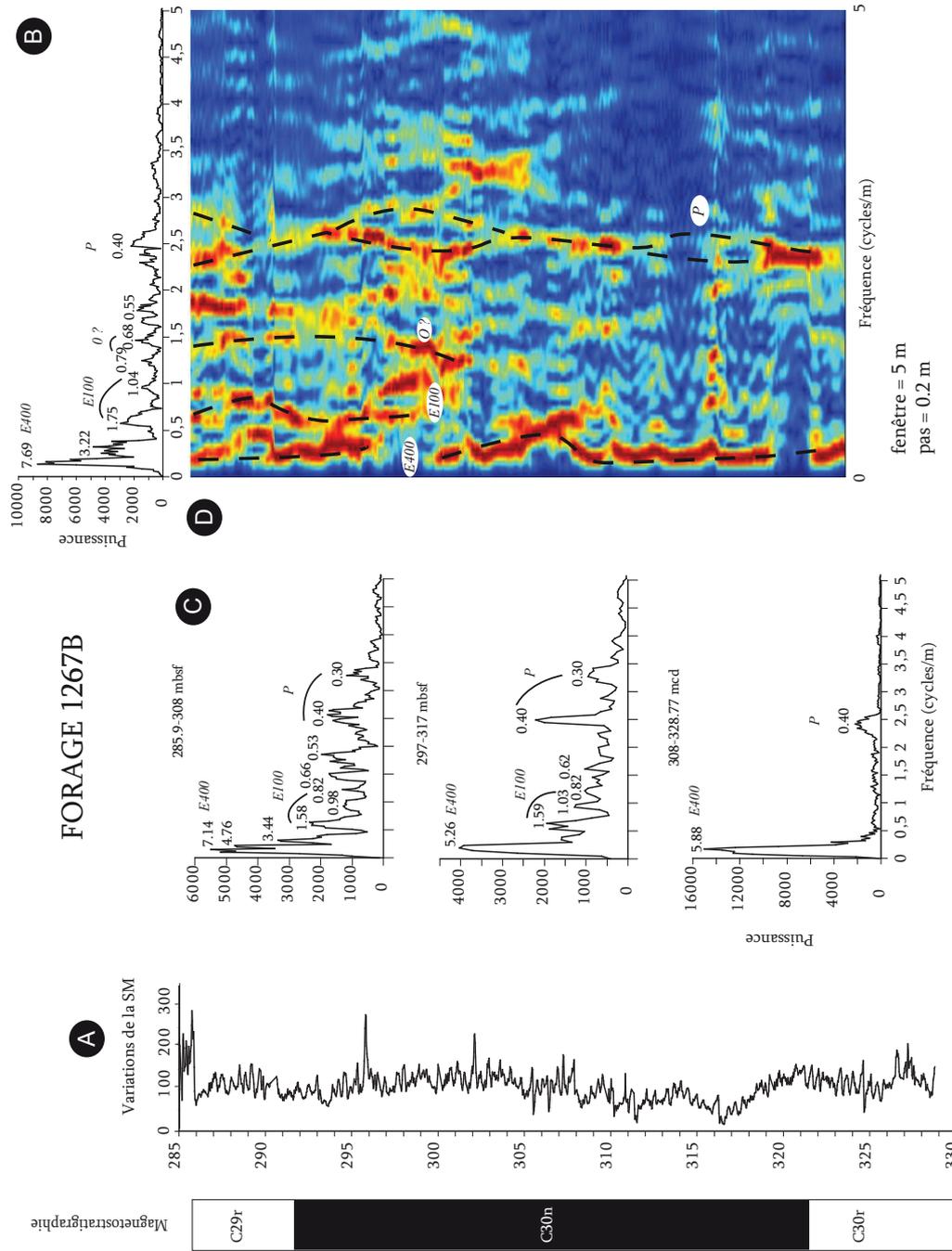


FIGURE 5.2 – Analyse des variations de susceptibilité magnétique sur le site 1267B. A) Signal de SM. B) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. C) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 5 m et un pas de 0.02 m. Magnétostratigraphie : Zachos *et al.*, 2004.

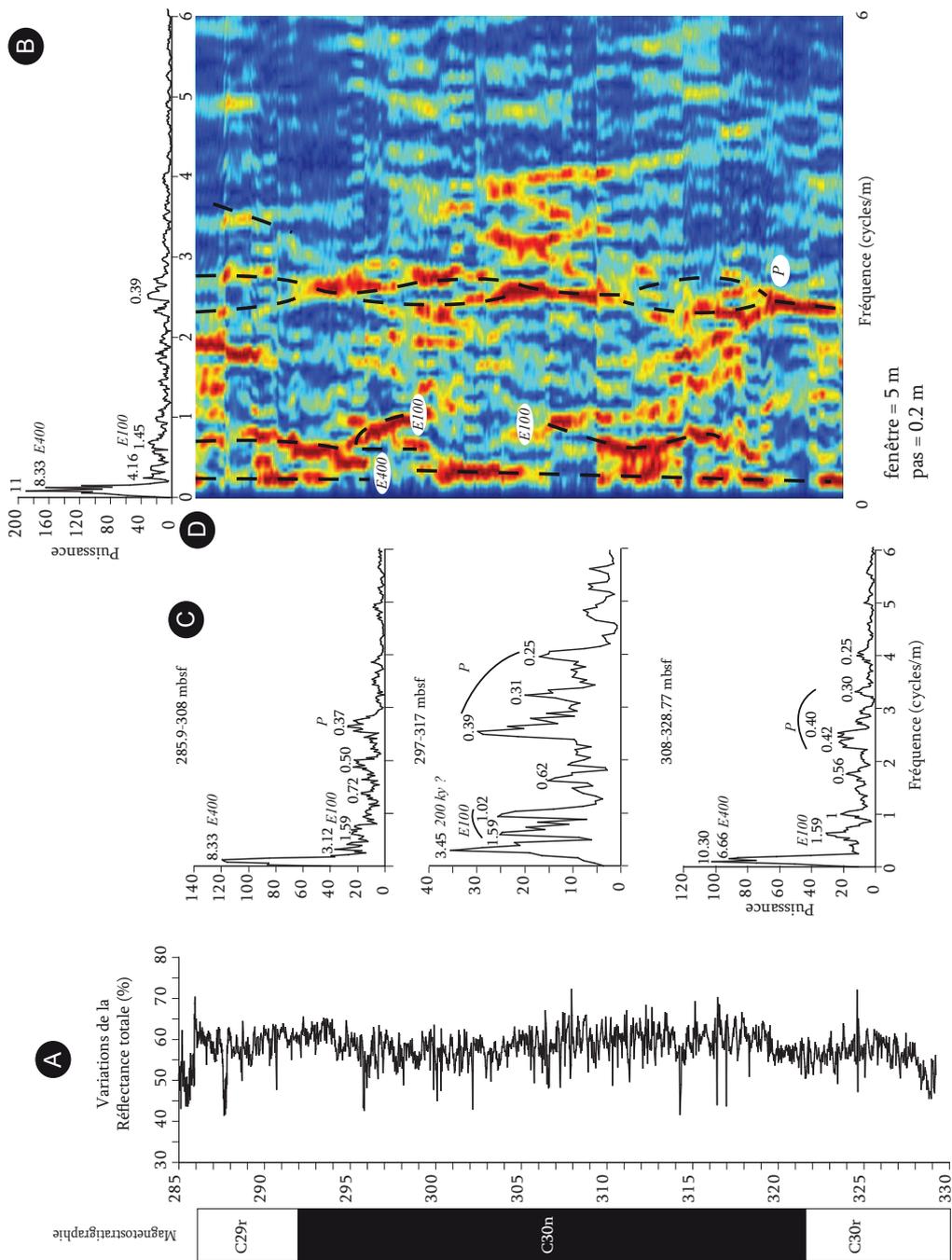


FIGURE 5.3 – Analyse des variations de réflectance sur le site 1207B. A) Signal de réflectance. B) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. C) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettant de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 5 m et un pas de 0.02 m. Magnétostratigraphie : Zachos *et al.*, 2004.

5.3.D). Les nœuds entre ces structures sont situés aux mêmes profondeurs, ce qui confirme l'identification de la précession, et la réalité de l'enregistrement des différents modes de la précession.

Conclusion de l'étude du forage 1267B.

- Un décalage des cyclicités vers les hautes fréquences est visible entre 317 et 297 mbsf lors de l'analyse de la réflectance et de la SM. Ce décalage indique une diminution du taux de sédimentation commençant à la base du magnétochrone C30n. L'évolution des cycles indique ensuite une augmentation du taux de sédimentation jusqu'à la limite Crétacé-Paléogène (Figs. 5.3.A et B).
- L'étude des variations de la SM et de la réflectance sur le site 1267B du leg 208 a permis de mettre en évidence un contrôle astronomique de la sédimentation sur tout l'intervalle d'étude (magnétochrones C30n et C29r). L'étude des spectrogrammes d'amplitude montre un enregistrement exceptionnel des variations de la précession, avec une structure en œil caractéristique de l'évolution des deux modes de ce paramètre.
- Le contrôle astronomique sur le forage 1267B est bien enregistré, et les cycles correspondant à l'excentricité à 405 ka ont une forte amplitude. Le forage 1267B peut donc être employé à la création d'une échelle de temps astronomique de la partie supérieure du Maastrichtien.

5.4 Leg 74 - site 525

Le forage 525A du leg DSDP 74 a permis de récupérer une série sédimentaire couvrant le Maastrichtien, avec une très bonne identification des magnétochrones C31r à C29r. Il permet donc de compléter les informations déjà obtenues sur les forages des legs 122 et 208. La partie inférieure du Maastrichtien présente des lacunes de récupération importantes, et les carottes ont une couleur grise homogène, présentant très peu de variations. L'étude portant sur les variations en niveaux de gris de la couleur des sédiments, elle a été concentrée sur un intervalle débutant au milieu du magnétochrone C31r et s'achevant à la limite Crétacé-Paléogène, où les cyclicités de couleur sont plus prononcées. Les alternances de couleur visibles sur le forage 525A sont liées aux variations de la teneur en carbonate (Moore *et al.*, 1984). Ces alternances ont déjà fait l'objet d'études cyclostratigraphiques (Herbert et d'Hondt, 1990 ; Herbert *et al.*, 1995) ayant permis de mettre en évidence un contrôle orbital de la sédimentation, avec un enregistrement des variations de la précession et de l'excentricité à 100 ka.

Le signal obtenu présente des variations de hautes fréquences dont l'amplitude forte augmente vers le sommet de la série (Fig. 5.4.A). Les cyclicités de basses fréquences ont une amplitude plus faible, mais restent visibles de la base de la série à la lacune de récupération à 460 mbsf. Une légère augmentation des niveaux de gris a lieu de la base du signal à 474 mbsf, suivit par une légère diminution se poursuivant jusqu'à la limite Crétacé-Paléogène.

Une première analyse spectrale, réalisée sur l'ensemble du signal (Fig. 5.4.B), a permis de mettre en évidence des cyclicités de longueur d'onde variant de 0.30 à 13.07 m. L'étude de leur rapport de fréquence a permis d'attribuer :

- aux variations de l'excentricité à 100 ka les cycles de longueur d'onde 1.51 m
- aux variations de la précession les cycles de longueur d'onde 0.30 à 0.4 m.

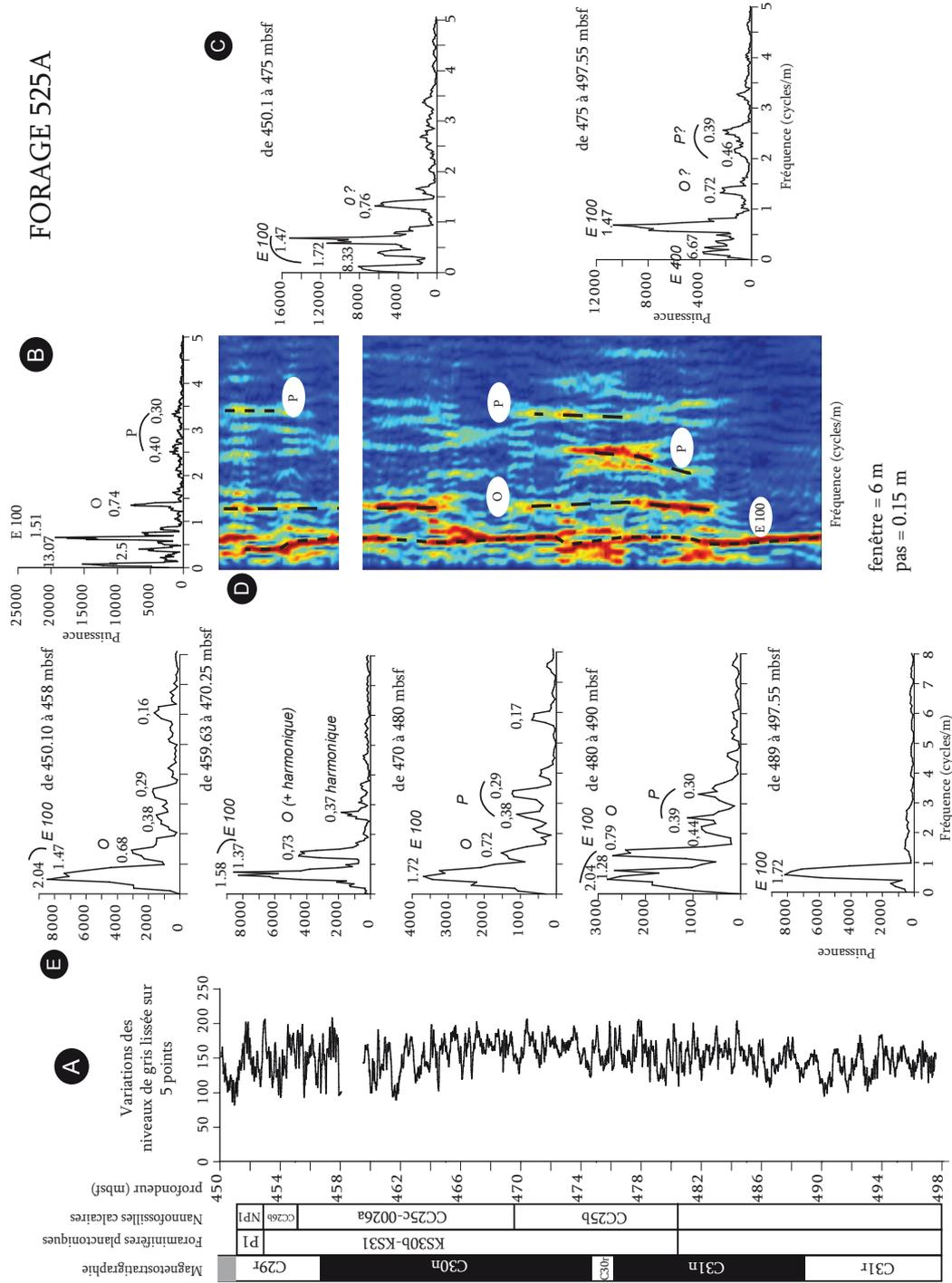


FIGURE 5.4 – Analyse des variations de niveau de gris sur le site 525. A) Signal en niveaux de gris. B) Deux et C) Cinq analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d’amplitude appliqué avec une fenêtre de 3 m et un pas de 0.015 m. Magnétostratigraphie : Chave, 1984 ; Foraminifères planctoniques : Li et Keller, 1998 ; Nannofossiles calcaires : Thibault et Gardin, 2007.

L'enregistrement de l'excentricité à 405 ka est masquée par une cyclicité de forte puissance et de période 13.07 m, qui pourrait être liée à la présence d'une lacune de récupération à 460 mbsf (Fig. 5.4.A et B). Une cyclicité de période 0.74 m et de forte puissance pourrait être attribuée à l'obliquité, si on considère le rapport de la période de cette cyclicité avec les cycles attribués à la précession. Cependant, elle correspond également à la moitié du cycle de 1.51 m attribué à l'excentricité à 100 ka, et pourrait donc être liée à un effet d'harmonique.

Le spectrogramme d'amplitude a été réalisé sur l'ensemble de la série, et deux analyses spectrales couvrant des intervalles de 25 et 22 m soulignent, en plus des cycles déjà identifiés, la présence d'une cyclicité de 6.67 m à la base de la série (Fig. 5.4.C et D). Selon l'étude des rapports de fréquence, ce cycle pourrait être attribué à l'excentricité à 405 ka. La puissance des cycles d'excentricité à 100 ka est très importante à la base du signal, ce qui masque les cyclicités de haute fréquence sur les périodogramme établis entre 489 et 497.55 m, ainsi que sur le spectrogramme (Fig. 5.4.C et D).

L'interruption des cycles d'obliquité et de précession à 470 mbsf pourrait correspondre à un hiatus marquant le début de perturbations de la sédimentation, qui se poursuivraient jusqu'à 465 mbsf.

Un intervalle bioturbé, situé entre 478.6 et 476 mbsf, ne semble pas perturber l'enregistrement des cycles. Une cyclicité de période 8.33 m est également observée sur le périodogramme réalisé pour la partie supérieure de la série sédimentaire (Fig. 5.4.C). Cette valeur correspond à l'épaisseur de sédiment forée au dessus de la lacune de récupération, et ce cycle pourrait donc correspondre à un artefact (Fig. 5.4.A). Un léger décalage des cyclicités vers les basses fréquences, visible sur le spectrogramme entre la fin du magnétochrone C30n et la limite Crétacé-Paléogène, indiquerait une faible augmentation du taux de sédimentation à la fin du Maastrichtien (Fig. 5.4.D).

Afin de mieux comprendre l'enregistrement des cyclicités, d'éviter la présence d'harmoniques et de s'assurer du contrôle orbital de la sédimentation sur ce site, une série de cinq analyses spectrales a été effectuée sur des fenêtres de 10 mètres. Ces analyses spectrales ont permis de détecter des cycles de périodes de 0.16 à 2.04 m. L'étude de leurs rapports de fréquence a conduit l'attribution :

- des cycles de périodes variants 0.29 à 0.39 m à l'enregistrement de la précession
- des cycles de périodes variants 0.68 à 0.79 m à l'enregistrement de l'obliquité
- des cycles de périodes variants 1.37 à 2.04 m à l'enregistrement de l'excentricité à 100 ka.

Conclusion de l'étude du forage 525A.

- L'étude des variations des niveaux de gris sur le forage 525A du leg 74 a permis de mettre en évidence un contrôle astronomique de la sédimentation, avec un enregistrement de l'excentricité à 100 et 405 ka, de l'obliquité et peut-être de la précession.
- L'excentricité à 100 ka présente une forte amplitude tout au long du signal. Or, la longueur d'onde des cycles attribués à ce paramètre a une valeur proche de 1.5 m, qui correspond à la longueur des sections des carottes. Les variations en niveaux de gris sont extraites des photos des carottes, qui présentent des effets de lumière pouvant entraîner l'apparition de cyclicités artificielles de longueur d'onde 1.5 m. Les photos ont cependant été préalablement traitées afin de supprimer ces effets de lumière au maximum. On peut noter que cette valeur, attribuée à l'excentricité, est en accord avec les résultats des précédentes analyses cyclostratigraphiques menées sur ce site (Herbert et d'Hondt, 1990 ; Herbert *et al.*, 1995).
- L'amplitude de l'excentricité à 405 ka est plus importante à la base du signal. Des perturbations de la sédimentation ont été mises en évidence à la base du magnétochrone C30n, ainsi que la

possible présence de hiatus. La base de la série, couvrant les magnétochrones C31n et C30r semble donc plus appropriée pour tenter d'inclure le forage 525A dans la réalisation d'une échelle de temps astronomique.

5.5 Leg 207

L'étude du leg 207 a porté sur trois séries sédimentaires provenant du forage 1258A et des sites 1260 et 1259 pour lesquels des séries composites ont été établies grâce à la corrélation des variations de SM. Ces sites possèdent une bonne récupération du Maastrichtien, et l'épaisseur des séries sédimentaires est suffisante pour permettre une étude cyclostratigraphique contribuant à la création d'une échelle des temps astronomique. Les données magnétostratigraphiques ne sont pas très bonnes (Suganuma et Ogg, 2006), et les données biostratigraphiques sont disponibles avec une haute résolution uniquement pour le forage 1258A (Thibault et Gardin, 2006).

5.5.1 Le forage 1258A.

L'épaisseur de la série maastrichtienne du site 1258A est la plus importante des trois sites étudiées. La série couvre un intervalle de la base du Maastrichtien au magnétochrone C29r. La limite Crétacé-Paléogène n'a pas été récupérée sur ce site.

Susceptibilité magnétique.

Les variations de susceptibilité magnétique mesurées sur le forage 1258A présentent des cyclicités de basses fréquences bien exprimées, en particulier au niveau de l'intervalle du C31r (Fig. 5.5.A). La susceptibilité magnétique est plutôt élevée durant les quelques mètres précédant la limite Crétacé-Paléogène. Cet intervalle est d'ailleurs traduit par la présence de sédiments de couleur rouge contrastant avec la couleur gris vert du reste de la série.

Une série d'analyses spectrales établies en fonction des lacunes de récupération a permis de détecter des cycles de longueur d'onde 0.40 à 10.3 m (Fig. 5.5. B). Les pics correspondant aux cycles de haute fréquence ont une puissance faible et sont larges. Ceci peut être lié à une caractéristique particulière des mesures fournies par ODP pour le forage 1258A : bien que celles-ci aient été réalisées tout les 2.5 cm, les valeurs ont été arrondies à l'entier, ce qui diminue la résolution du signal. Ceci lisse le signal, masquant l'expression des très fines variations de la SM.

Les comparaisons entre les rapports des fréquences détectées et les rapports des fréquences des paramètres orbitaux on permis d'attribuer :

- les cycles d'une longueur d'onde de 8.33 aux variations de l'excentricité à 405 ka
- les cycles d'une longueur d'onde de 1.06 à 1.81 m aux variations de l'excentricité à 100 ka
- les cycles d'une longueur d'onde de 0.53 à 0.76 m aux variations de l'obliquité
- les cycles d'une longueur d'onde de 0.4 m aux variations de la précession

L'attribution d'un paramètre à un groupe de cyclicités plutôt qu'à une cyclicité de période distincte (Fig. 5.5. B). traduit, au sein de chaque intervalle, des variations de l'épaisseur des cycles caractéristiques d'un forçage orbital, et indique donc des variations du taux de sédimentation. Les cycles attribués à l'excentricité

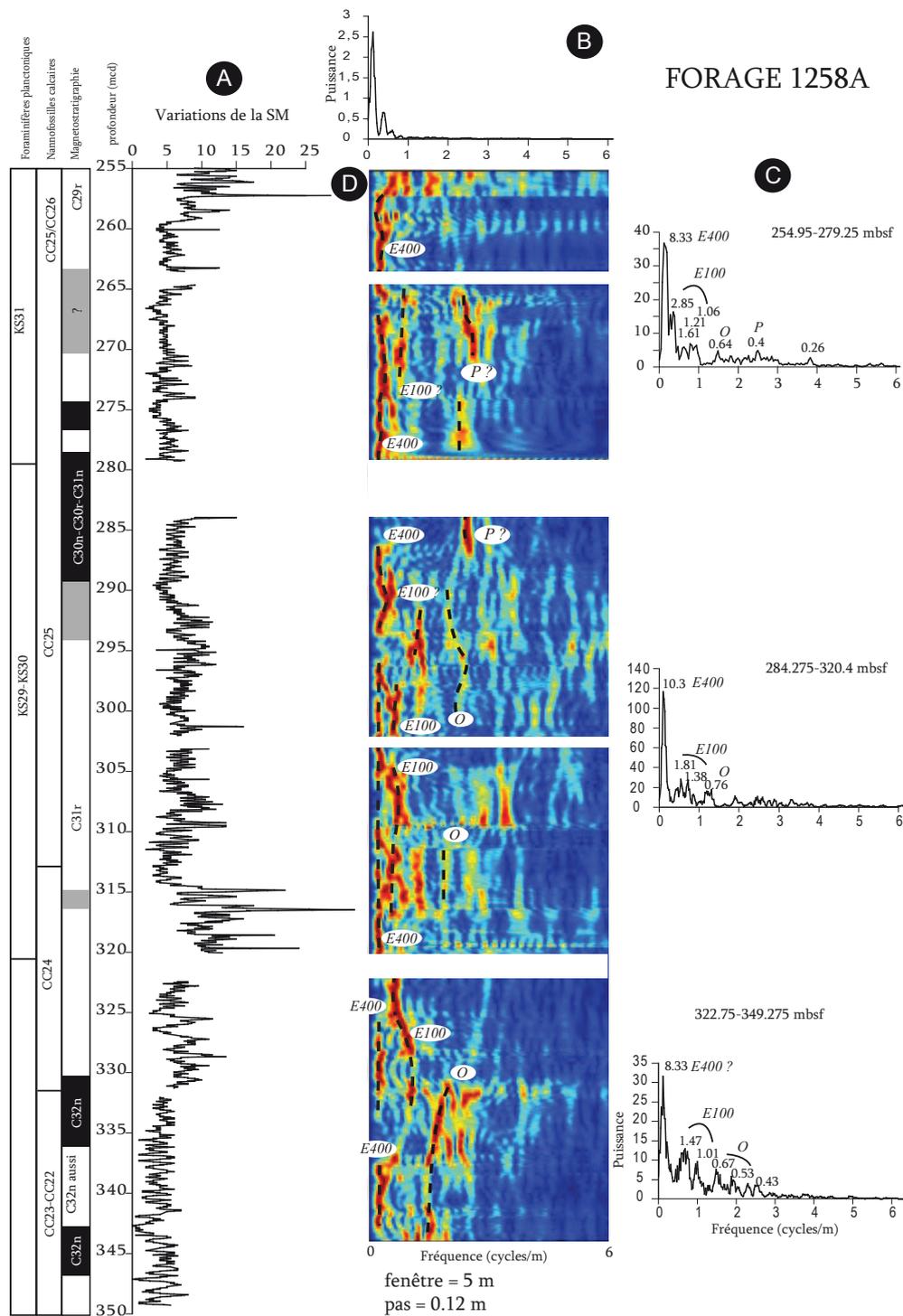


FIGURE 5.5 – Analyse des variations de susceptibilité magnétique (SM) du forage 1258A. A) Signal de SM. B) Analyse spectrale de l'ensemble du signal calé sur l'excentricité à 405 ka par la méthode MTM. C) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 5 m et un pas de 0.12 m. Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Thibault et Gardin, 2006. Magnétostratigraphie : Suganuma et Ogg, 2006.

à 100 et 405 ka possèdent une forte puissance, et sont également visibles sur le spectrogramme d'amplitude réalisé sur l'ensemble de la série (Figs. 5.5.B et C). Alors que l'excentricité à 405 ka est très bien exprimée tout au long du signal, l'excentricité à 100 ka est mieux visible entre 284 et 320 mbsf. Le pic spectral caractéristique d'une cyclicité de 10.3 m de longueur d'onde, observé sur le deuxième périodogramme (Fig. 5.5.B) est probablement lié à l'amplitude importante des cycles à la base du magnétochrone C31r. Il représente donc une tendance à long terme qui n'est pas liée au contrôle orbital et n'est donc pas significatif. La disparition du spectrogramme, des cycles basses fréquences dans les premiers mètres du magnétochrone C30n, à 286 mbsf, pourrait indiquer une perturbation de la sédimentation.

Les cyclicités de haute fréquence, attribuées à la précession et à l'obliquité, possèdent une puissance beaucoup plus faible, la bande de fréquences qu'ils couvrent sur les périodogrammes est large, et ils sont peu visibles sur les spectrogrammes. La puissance de l'obliquité est plus forte à la base de la série sédimentaire (Fig. 5.5. B et C), dans un intervalle où l'excentricité à 100 ka disparaît du spectrogramme d'amplitude (Fig. 5.5.C).

Réfectance.

Les variations de la réfectance sur le forage 1258A présentent des amplitudes moins fortes que celles de la susceptibilité magnétique (Fig. 5.6. A), l'amplitude des cycles de basse fréquence diminuant beaucoup au Maastrichtien supérieur.

Trois analyses spectrales, portant sur des intervalles délimités par la présence de lacunes ont été réalisées. Les valeurs des mesures de réfectance n'ayant pas été arrondies, la détection des cyclicités de hautes fréquences est améliorée. par rapport à l'analyse de la SM. Ce phénomène s'accompagne cependant d'une augmentation du bruit visible dans les hautes fréquences sur les périodogrammes et le spectrogramme d'amplitude réalisé sur l'ensemble de la série (Fig. 5.6.B et C).

Ces analyses ont permis de détecter des cycles de période 0.20 à 7.14 m. La comparaison de leurs rapports de fréquence aux rapports de fréquences des paramètres orbitaux a permis d'attribuer :

- Les cycles de 6.25 à 7.14 m aux variations de l'excentricité à 405 ka
- Les cycles de 1.11 à 1.51 m aux variations de l'excentricité à 100 ka
- Les cycles de 0.40 à 0.52 m aux variations de l'obliquité.
- Les cycles de 0.20 à 0.30 m aux variations de la précession.

L'excentricité à 100 et 405 ka est identifiée sur l'ensemble du signal par les analyses spectrales et le spectrogramme d'amplitude (Fig. 5.6.B et C). L'obliquité et la précession possèdent une forte puissance dans le Maastrichtien supérieur, mais sont peu visible au début du Maastrichtien. Le contrôle orbital dans les hautes fréquences serait alors mieux marqué sur ce site au cours du Maastrichtien supérieur. Une faible diminution du taux de sédimentation est visible entre 302 et 288 mbsf, en concordance avec la diminution déduite de l'étude de la SM. L'intervalle de 280 à 255 mbsf ne présente pas de cyclicités continues sur le périodogramme, mais au contraire montre plusieurs interruptions, dédoublement et décalage des cycles (Fig. 5.6.C). Ceci peut indiquer d'importantes variations du taux de sédimentation ou des hiatus. La présence de nombreux pics sur le périodogramme établi pour le sommet du Campanien confirme cette perturbation (Fig. 5.6.B).

Évolution du taux de sédimentation.

Un décalage léger des cyclicités vers les basses fréquences peut être observé entre 320 et 284 mbsf sur les périodogrammes et spectrogrammes établis pour la SM et la réfectance (Figs. 5.5.B et C

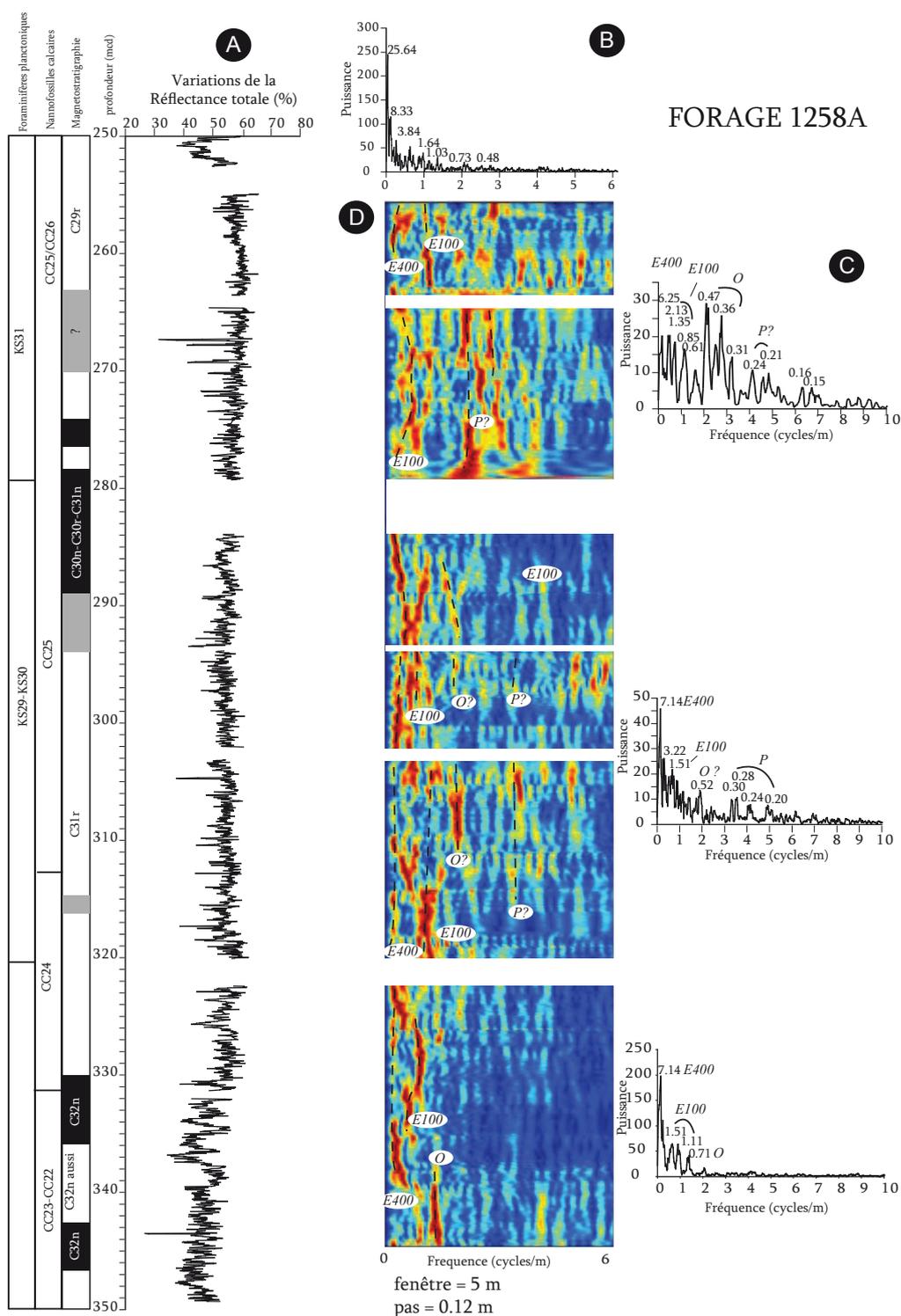


FIGURE 5.6 – Analyse des variations de réflectance sur le site 1258A. A) Signal de réflectance. B) Analyse spectrale de l'ensemble du signal calé sur l'excentricité à 405 ka par la méthode MTM. C) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 5 m et un pas de 0.12 m. Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Thibault et Gardin, 2006. Magnétostratigraphie : Suganuma et Ogg, 2006.

et 5.6.B et C). Ce décalage reflète une augmentation faible du taux de sédimentation entre 349 et 284 msbf. Entre 320 et 254 mbsf, un décalage progressif des cycles d'obliquité et d'excentricité vers les hautes fréquences indique une diminution du taux de sédimentation sur cet intervalle. L'épaisseur relative des sédiments couverts par le magnétochrone C31r et le magnétochrone indifférencié C30n-C31n confirme la diminution du taux de sédimentation entre le Maastrichtien inférieur et le Maastrichtien supérieur. Cette augmentation semble bien enregistrée par les variations de la SM, mais est beaucoup moins marquée sur les variations de réflectance. Les cycles d'excentricité à 100 et 405 ka, visibles sur les spectrogrammes (Figs. 5.5.C et 5.6.C) sont discontinus à la base des magnétochrones C31r et C29r, ce qui peut traduire des perturbations de la sédimentation.

Conclusions de l'étude du forage 1258A.

- Les cyclicités de basses fréquences sont mieux exprimées par les variations de la susceptibilité magnétique que dans celles de la réflectance. Les cycles de hautes fréquences, au contraire, sont mieux exprimés et légèrement plus faciles à distinguer que dans les études de SM, ce qui peut être un artefact lié à la plus grande précision des mesures de réflectance sur ce site.
- L'analyse cyclostratigraphique du forage 1258A a permis de prouver le contrôle astronomique de la sédimentation au cours du Maastrichtien par les variations de l'excentricité à 100 et 405 ka, la précession et l'obliquité. L'obliquité semble mieux enregistrée au Maastrichtien inférieur, sur l'intervalle couvrant la base du magnétochrone C31r.
- L'étude cyclostratigraphique met en évidence des perturbations de la sédimentation au Maastrichtien supérieur, ainsi qu'une diminution du taux de sédimentation entre le magnétochrone C31r et le magnétochrone indifférencié C31r-C30n. Les données magnétostratigraphiques ne sont pas très bonnes au Maastrichtien supérieur, et cet intervalle est affecté par une lacune de récupération. La partie inférieure du Maastrichtien, où les cycles ont une amplitude plus forte, semble donc plus propice pour contribuer à l'établissement d'une échelle de temps astronomique.

5.5.2 Le site 1259

L'association des forages 1259A et 1259B a permis de contourner le problème des lacunes de récupération, et la réalisation d'une série composite continue couvrant l'ensemble du Maastrichtien.

Susceptibilité magnétique.

Les variations d'intensité de la SM sur le site 1259 présentent une amplitude élevée au Maastrichtien inférieur (entre 495 et 465 mcd) dans les hautes et les basses fréquences (Fig. 5.7.A). Le Maastrichtien supérieur est caractérisé par des cycles de haute fréquence bien exprimés et des cycles de basses fréquences de faible amplitude. Des valeurs élevées de SM marquent la limite Crétacé-Paléogène et le Danien inférieur.

Le périodogramme obtenu sur l'ensemble de la série présente deux pics spectraux de forte puissance dans les basses fréquences, tandis que les hautes fréquences sont très bruitées. Le premier pic correspond à une période de 16.95 m qui pourrait être liée à des variations eustatiques à long terme (Fig. 5.7.B).

Quatre analyses spectrales réalisées sur des fenêtres de 20 m ont permis de détecter des cycles de longueur d'onde variant de 0.19 à 6.25 m. La comparaison des rapports des périodes de ces cycles aux rapports des périodes orbitales a entraîné l'attribution :

- Des cycles de 5.26 à 6.25 m aux variations de l'excentricité à 405 ka
- Des cycles de 0.80 à 1.03 m aux variations de l'excentricité 100 ka
- Des cycles de 0.30 à 0.41 m aux variations de l'obliquité.
- Des cycles de 0.16 à 0.19 m aux variations de la précession.

La précession et l'excentricité à 405 ka ont une puissance plutôt élevée sur les périodogrammes. Le spectrogramme d'amplitude réalisé sur l'ensemble de la série permet de détecter les évolutions de l'obliquité et de l'excentricité à 100 et 405 ka, mais reste bruité dans les hautes fréquences (Fig. 5.7.B et C). Des cycles attribués à l'obliquité par comparaison avec les périodogrammes sont visibles de 475 à 465 mcd, au milieu du C31r. L'intervalle compris entre 475 et 470 mcd est caractérisé par la présence d'une cyclicité qui pourrait être liée à l'excentricité à 100 ka, cependant les rapports de fréquences ne sont pas très bons et sa puissance est faible (Fig. 5.7.B et C). Une cyclicité de forte puissance, attribuée à la précession, est visible sur cet intervalle. Cette quasi disparition des cycles de basse fréquence, accompagnée par une augmentation de la puissance des hautes fréquences, traduit un changement important dans la sédimentation.

Réfectance

Le signal de réflectance est très plat, avec les sédiments devenant plus clairs à l'approche de la limite Crétacé-Paléogène (Fig. 5.8.A). Des cycles de hautes fréquences sont très visibles, les cycles de basses fréquences présentant une amplitude plus faible, en particulier dans l'intervalle couvrant les magnétochrone C30n-C31n.

Une première analyse spectrale réalisée sur l'ensemble de la série met en évidence des cycles de longueur d'onde de 0.46 à 25.64 m (Fig. 5.8.B). Le cycle de 25 m correspond à une tendance à long terme, peut-être liée à des variations eustatiques. Elle ne se distingue cependant pas sur l'enregistrement.

Les cycles détectés par les analyses menées sur des intervalles de 20 m ont une longueur d'onde de 0.09 à 4.35 m (Fig. 5.8.C). Le périodogramme réalisé pour l'intervalle 450-470 mcd présente un pic spectral à 8.33 m. Aucun cycle de cette longueur d'onde n'est visible sur le signal. Cependant, un petit intervalle de 30 cm d'épaisseur caractérisé par une réflectance très faible est observable 464 mcd (Fig. 5.8.A). Sa présence lors de l'analyse peut avoir engendré un artefact, un pic caractéristique d'une cyclicité de basse fréquence qui n'a pas de réalité dans le signal. Le calcul des rapports de fréquences a permis d'attribuer :

- les cycles de longueur d'onde variant entre 2.56 et 3.70 m aux variations de l'excentricité à 405 ka.
- les cycles de longueur d'onde variant entre 0.64 et 1.28 m aux variations de l'excentricité à 100 ka
- les cycles de longueur d'onde variant entre 0.25 et 0.51 m aux variations de l'obliquité.
- les cycles de longueur d'onde variant entre 0.16 et 0.19 m aux variations de la précession.

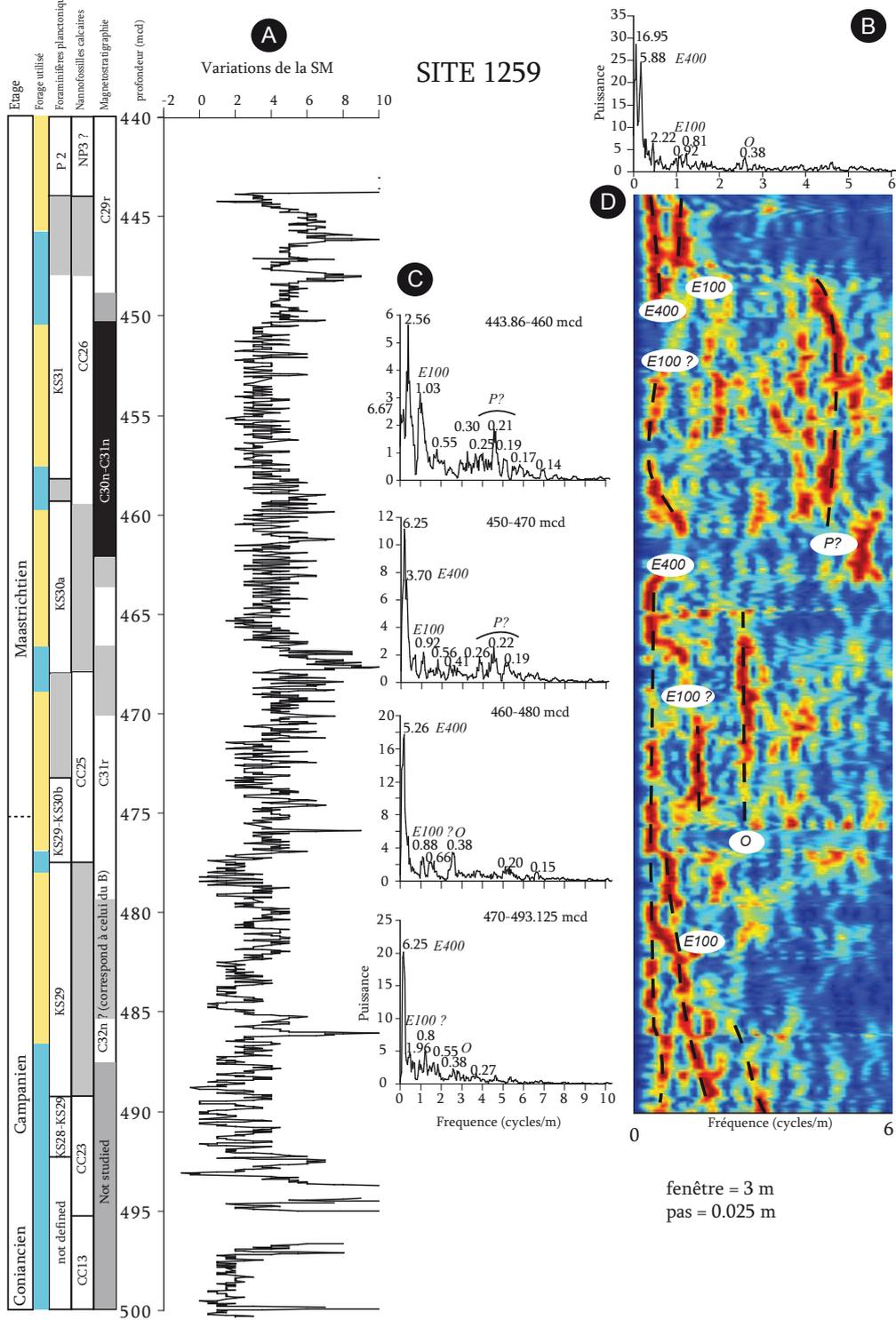


FIGURE 5.7 – Analyse des variations de susceptibilité magnétique sur le site 1259. A) Signal de SM. B) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. C) Quatre analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 3 m et un pas de 0.025 m. Forage utilisé : jaune 1259A, bleu 1259B; Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Ebacher *et al.*, 2004; Magnétostratigraphie : Suganuma et Ogg, 2006.

Les pics spectraux correspondant à l'excentricité à 405 ka ont une forte puissance et sont bien isolés sur les périodogrammes réalisés entre 495 et 460 mcd. Sur le spectrogramme d'amplitude, les cycles d'excentricité à 100 et 405 ka, et d'obliquité, ont également une plus forte puissance et une meilleure continuité au Maastrichtien inférieur (Fig. 5.8.D). Les tendances correspondant à l'obliquité, et l'excentricité à 100 et 405 ka disparaissent à 463 mcd, profondeur correspondant à un court intervalle de couleur plus sombre (environ 20 cm d'épaisseur) et à un pic de susceptibilité magnétique (Fig. 5.8.A). Il marque le début du magnétochrone indifférencié C30n-C31n. Le spectrogramme devient alors très bruité au Maastrichtien supérieur.

La puissance des cycles de haute fréquence au Maastrichtien supérieur est importante, comparée à celle des basses fréquences (Fig. 5.8.C et D). Le périodogramme réalisé pour l'intervalle de 460 à 443 mcd présente de nombreuses cyclicités dans les hautes fréquences, qui pourraient être attribuées à la précession. Cependant, aucun cycle ne présente une évolution continue sur le spectrogramme, les cycles sont détectés sur quelques mètres et disparaissent (Fig. 5.8.D), indiquant des perturbations importantes de la sédimentation, et la présence probable de hiatus.

Évolution du taux de sédimentation.

L'étude de l'évolution des cycles au cours du temps indique une légère augmentation du taux de sédimentation de 495 à 480 mcd, traduit par un décalage des pics vers les basses fréquences, suivit par une diminution du taux de sédimentation jusqu'à 470 mcd (Figs. 5.8 et 5.7). La diminution du taux de sédimentation observée est plus marquée sur le signal de réflectance, où l'obliquité ainsi que l'excentricité à 100 ka montrent un décalage vers les hautes fréquences (Fig. 5.8.C et D). Une chute plus importante du taux de sédimentation entre 470 et 450 mcd, qui reflète la faible épaisseur de l'intervalle C30n-C31n, comparée celle du C31r. Les quelques mètres précédant la limite Crétacé-Paléogène semblent caractérisés par une augmentation du taux de sédimentation.

Etude de l'intervalle C31n-C30n du site 1259.

La sédimentation au Maastrichtien supérieur du leg 207 semble avoir subi des perturbations importantes. Une analyse approfondie des variations de la SM et de la réflectance a été réalisée sur cet intervalle afin de mieux contraindre ces perturbations. Les périodogrammes réalisés sur les variations de SM et de réflectance entre 450 et 465 mcd montrent des pics de forte puissance dans les hautes fréquences, les basses fréquences étant moins bien exprimées (Fig. 5.9). Les rapports de fréquence des cycles détectés sont assez proche des rapports de fréquence des paramètres orbitaux et ont permis d'attribuer :

- les cycles de longueur d'onde 0.85 à 0.91 m aux variations de l'excentricité à 100 ka
- les cycles de longueur d'onde variant entre 0.19 et 0,26 m aux variations de la précession.

Un pic spectral de longueur d'onde 3.70 détecté lors de l'analyse de la SM pourrait correspondre à l'excentricité à 405 ka. Les pics très bien définis à 0.22 m pourraient alors correspondre aux cycles de précession.

Une seconde interprétation des rapports de fréquence est possible. En effet, les rapports des paramètres orbitaux E100/E405 et Précession/E100 sont suffisamment proches (0,25 et 0,22 respectivement) pour induire une incertitude. Si le taux de sédimentation est vraiment faible, les pics à 0.22 m correspondraient alors à l'excentricité à 100 ka, et les pics à 0,91 m à l'excentricité à 405 ka dans la partie la plus condensée de cette section.

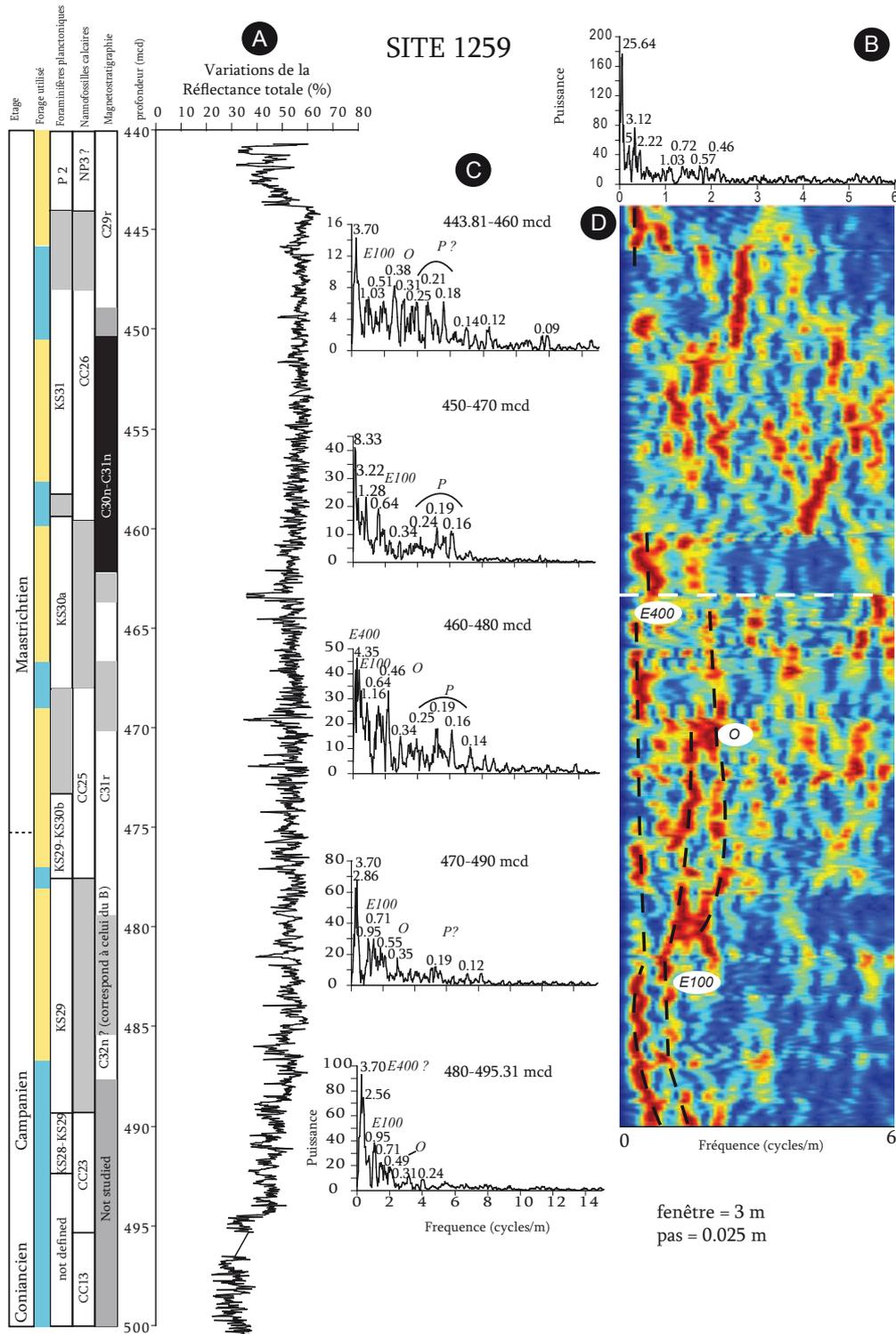


FIGURE 5.8 – Analyse des variations de réflectance sur le site 1259. A) Signal de réflectance. B) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. C) Cinq analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 3 m et un pas de 0.025 m. Forage utilisé : jaune 1259A, bleu 1259B; Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Erbacher *et al.*, 2004; Magnétostratigraphie : Suganuma et Ogg, 2006.

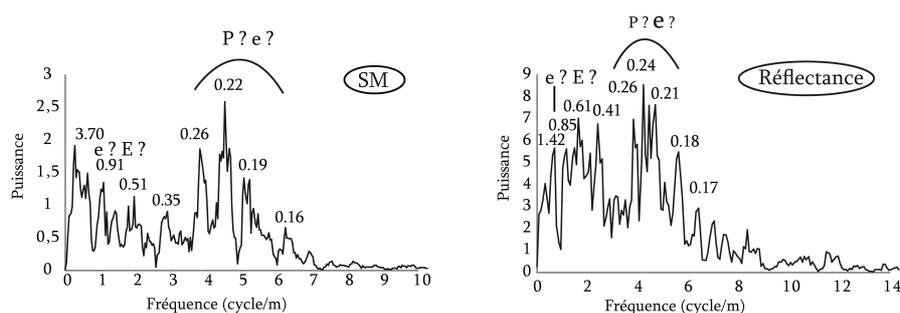


FIGURE 5.9 – Analyse spectrale par la méthode MTM des variations de réflectance et de susceptibilité magnétique obtenues sur le site 1259, pour l’intervalle couvrant le magnétochrone indifférencié C31n-C30n.

Le spectrogramme montre sur cet intervalle des perturbations de la sédimentation de 450 à 465 mcd. De nombreuses tendances apparaissent dans les basses fréquences de façon sporadique, avec des disparations et des dédoublements (Fig. 5.7. D et 5.8. D). Les cycles semblent décalés vers les hautes fréquences. Deux hypothèses sont donc envisageables : une chute très importante du taux de sédimentation, ou bien une chute moyenne mais accompagnée d’interruption de la sédimentation, et de la présence de hiatus. La plus importante chute du taux de sédimentation serait située autour de 457 mcd, environ 800 ka après le début de l’intervalle C30n-C31n.

Cependant rien dans la lithologie ou la biostratigraphie n’indique une période au taux sédimentation exceptionnellement faible. L’évolution des cycles au cours du temps suggère plutôt une baisse moyenne du taux de sédimentation, accompagnée de hiatus. En effet, une forte baisse du taux de sédimentation n’empêcherait pas une expression assez claire de l’excentricité à 100 et 405 ka. L’épaisseur du magnétochrone indifférencié C30n-C31n est trop grande pour qu’il y ait à la fois une chute forte du taux de sédimentation et des hiatus. La diminution est donc plus probablement modérée. Les discontinuités observées à 450, 453 et 456 mcd correspondraient à des hiatus.

Conclusions de l’étude du site 1259.

- Sur ce site, la SM semble mieux enregistrer le contrôle astronomique que la réflectance, les variations de SM présentant des cyclicités de forte, au contraire de la réflectance.
- L’analyse cyclostratigraphique du site 1259 a permis de démontrer le contrôle astronomique des variations haute fréquence de la sédimentation sur l’ensemble du Maastrichtien. Des cyclicités liées à un forçage orbital par la précession, l’obliquité, et l’excentricité à 100 et 405 ka sont présentes de façon plus ou moins marquée suivant la profondeur.
- Tout comme pour le forage 1258A, le magnétochrone C31r est caractérisé par l’expression d’une cyclicité correspondant à l’obliquité.
- Les épaisseurs relatives des magnétochrones C31r et C30n-C31n étaient déjà un indicateur d’une diminution importante du taux de sédimentation entre le Maastrichtien inférieur et supérieur. L’analyse cyclostratigraphique met en évidence une perturbation de la sédimentation entre 463 et 447 mcd. L’étude des spectrogrammes d’amplitudes réalisés sur les variations de la SM et de la réflectance indiquerait une diminution moins importante que ce que laisse supposer l’échelle magnétostratigraphique, mais associée à la présence de hiatus. Le taux de sédimentation augmente dans les derniers mètres précédant la limite Crétacé-Paléogène.

- Les perturbations importantes de la sédimentation empêchent l'utilisation des variations de SM et de réflectance au Maastrichtien supérieur pour une calibration astronomique. L'intervalle couvert par le magnétochrone C31r présente des cyclicités bien exprimées et soumises à un fort contrôle orbital. La mauvaise définition des limites du magnétochrone C31r est un handicap, mais cet intervalle peut être employé à la réalisation d'une échelle de temps astronomique.

5.5.3 Le site 1260

Le site 1260 présente une très bonne récupération du Maastrichtien, et un taux de sédimentation relativement élevé. Cependant, les incertitudes concernant son cadre chronostratigraphique, en particulier pour les données magnétostratigraphiques, ont rendu difficiles l'analyse cyclostratigraphique et l'interprétation des variations de la SM et de la réflectance.

Le problème des données magnétostratigraphiques.

Les tentatives de corrélation des variations de SM de ce site avec les signaux des sites 1259 et 1258 semblent indiquer une contradiction entre les âges estimés en utilisant cette corrélation, et l'échelle magnétostratigraphique établie. Si l'échelle est juste, le taux de sédimentation est deux fois plus faible sur ce site que sur le site 1259, qui est situé à une la même paléoprosfondeur. L'intensité d'aimantation rémanente des sédiments sur ce site est très faible, il y a donc une grande incertitude dans les données magnétostratigraphiques. De plus, ce site étant situé près de l'équateur au Maastrichtien, il est encore plus difficile d'identifier les inversions magnétiques. Selon Suganuma et Ogg (2006), qui ont réalisé l'étude magnétostratigraphique du leg 207, peu de mini-carottes portaient des directions caractéristiques fiables, et l'identification des polarités a été difficile, spécialement dans le Campanien. Seules les strates de calcaire brun-rouge au dessous de la limite Crétacé-Paléogène présentent une aimantation suffisante pour identifier avec certitude le magnétochrone de polarité inverse C29r. Les auteurs ajoutent que les contraintes biostratigraphiques sont trop vagues pour effectuer des attributions de magnétochrones fiables aux strates plus anciennes que le C31n (Fig. 3.5).

Une étude préliminaire avait été effectuée à bord lors du forage, par les mêmes auteurs. La séquence d'inversion obtenue alors est en contradiction avec l'étude de Suganuma et Ogg (2006) sur l'ensemble du Maastrichtien supérieur. En effet, lorsque l'étude réalisée à bord indique la présence d'un magnétochrone indifférencié C30n-C31n, de polarité normale, l'étude de Suganuma et Ogg (2006) place celle d'un magnétochrone de polarité inverse correspondant peut-être au C31r. L'utilisation de l'étude de 2006 revient à diviser par deux l'épaisseur des sédiments maastrichtiens. La corrélation avec les différents sites du leg 207, lorsque l'échelle établie pendant la campagne est utilisée, se révèle beaucoup plus satisfaisante : les tendances à long terme et à court terme des variations de la SM de la réflectance, (et du GR) sont alors identiques. La présence de nodules de Barite et de Pyrite est alors concomitante sur l'ensemble des sites.

Susceptibilité magnétique.

Les variations de la susceptibilité magnétique sont de forte amplitude sur l'ensemble du Maastrichtien. Les valeurs de SM, bien qu'assez faible, restent supérieures à celles du site 1259 (Fig. 5.10.A). Les variations haute fréquences semblent moins bien exprimées au Maastrichtien inférieur qu'au Maastrichtien supérieur.

Une première analyse spectrale permet de détecter la présence d'une tendance de forte puissance de longueur d'onde 20.40 m (Fig. 5.10.B). Cette cyclicité est visible sur l'enregistrement, et pourrait correspondre à des variations paléoclimatiques ou eustatiques à long terme (Fig. 5.10.A) qui semblent avoir affecté l'ensemble des sites du leg 207 au Maastrichtien.

Une série d'analyses spectrales effectuées sur des fenêtres réduites de 20 m d'épaisseur met en évidence l'enregistrement de cyclicités de longueur d'onde variant de 0.23 à 6.25 m (Fig. 5.10.C). L'étude de leurs rapports de fréquence a permis d'attribuer :

- Les cycles de 5.26 à 6.25 m de longueur d'onde aux variations de l'excentricité à 405 ka
- Les cycles de 1.17 à 2.32 m de longueur d'onde aux variations de l'excentricité à 100 ka
- Les cycles de 0.52 à 0.75 m de longueur d'onde aux variations de l'obliquité
- Les cycles de 0.29 à 0.32 m de longueur d'onde aux variations de la précession.

Les cycles de basses fréquences sont très bien exprimés à la base du Maastrichtien, tandis que les hautes fréquences restent indétectées. Seul des cycles de très faible puissance pouvant caractériser l'obliquité sont visibles sur les périodogrammes. Le spectrogramme d'amplitude réalisé sur le Maastrichtien inférieur montre l'évolution nette d'un cycle attribuable à l'excentricité à 100 ka qui disparaît à 363 mcd (Fig. 5.10.D). Entre 363 et 356 mcd, le spectrogramme est assez bruité dans les basses fréquences, une cyclicité de faible puissance, attribuable à la précession, est visible dans les hautes fréquences.

Le spectrogramme d'amplitude réalisé au Maastrichtien supérieur, entre 355 et 333 mcd, montre des cyclicités de forte puissance, qui pourraient correspondre à l'évolution de la précession (Fig. 5.10.D). Une cyclicité de longueur d'onde 0.29 m apparaît d'ailleurs sur le périodogramme de l'intervalle 341-361 mcd (Fig. 5.10.C). Cette cyclicité est attribuée à l'évolution de la précession, qui semble donc bien marquée sur cet intervalle. L'excentricité s'interrompt à 346 mcd, pour reprendre à 336 mcd. Cet intervalle voit l'apparition d'une cyclicité qui pourrait être attribuée à l'excentricité à 405 ka, mais qui disparaît lors de la réapparition de l'excentricité à 100 ka (Fig. 5.10.D).

Réflectance.

Les variations de la réflectance n'ont pas une très forte amplitude, mais sont cependant mieux exprimées que sur le site 1259. Les variations basses fréquences au Maastrichtien inférieur présentent en particulier une amplitude plus élevée (Fig. 5.11.A).

L'analyse spectrale de l'ensemble du signal a permis de mettre en évidence des cyclicités de longueur d'onde variant de 0,31 à 12,82 m (Fig. 5.11.B). Les cycles de basses fréquences sont assez bien individualisés. Les rapports de fréquences indiqueraient un enregistrement de variations liées à un forçage par l'excentricité à 100 et 405 ka, et à l'obliquité. Le domaine des hautes fréquences est bruité et il est difficile d'identifier la précession. Un cycle à 12,82 m est détecté. Ce cycle est sans doute lié à des variations à plus long terme, mais n'a pas d'équivalent dans l'analyse de la SM, et son interprétation en terme de contrôle orbital est donc difficile.

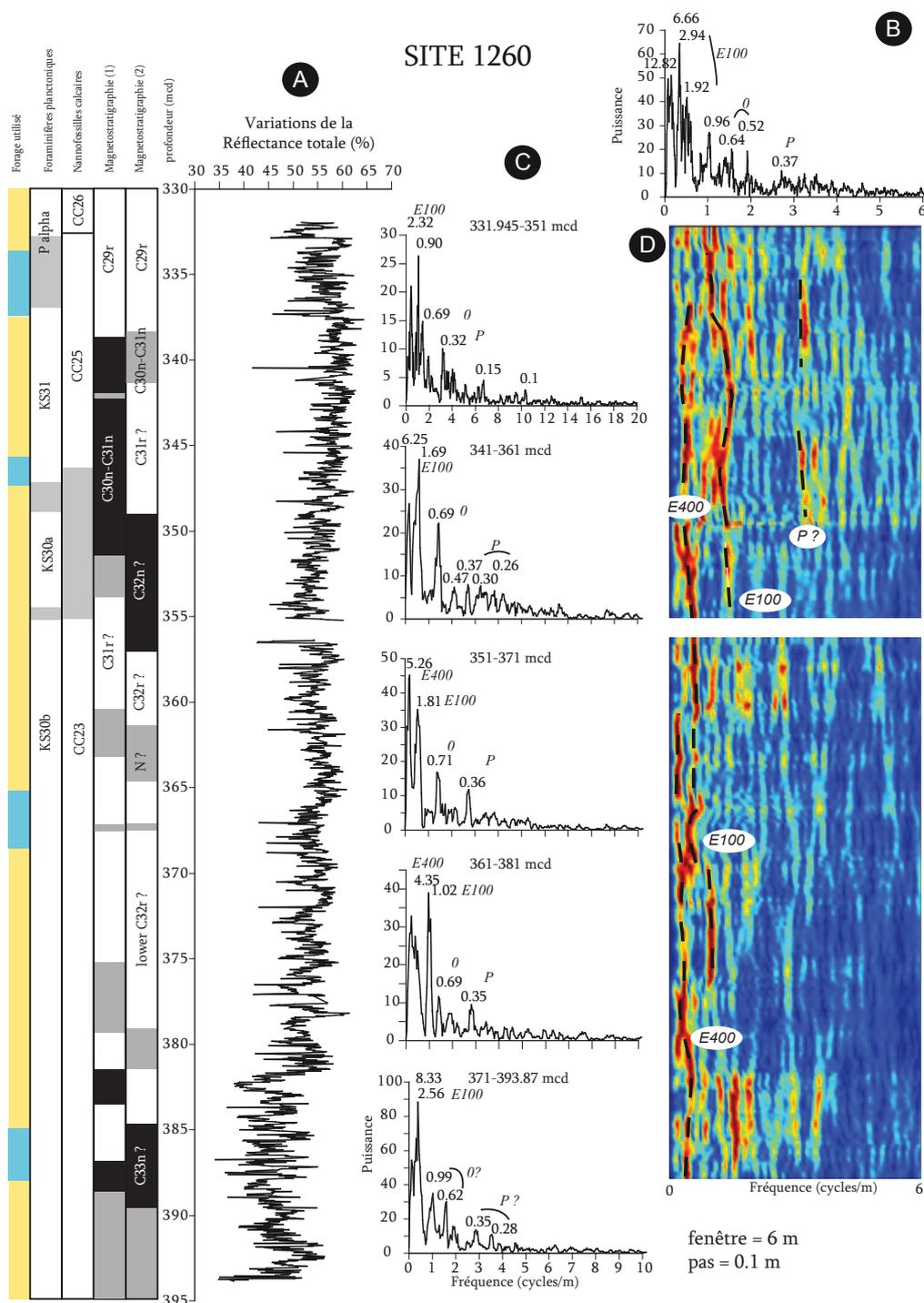


FIGURE 5.11 – Analyse des variations de réflectance sur le site 1260. A) Signal de réflectance. B) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. C) Cinq analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 6 m et un pas de 0.01 m. Forage utilisé : jaune 1259A, bleu 1259B; Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Erbacher *et al.*, 2004. Magnétostratigraphie (1) : Ebarcher *et al.*, 2004; Magnétostratigraphie (1) Suganuma et Ogg, 2006.

L'étude des périodogrammes établis sur des intervalles de 20 m (Fig. 5.11.C) a permis d'attribuer :

- aux variations de l'excentricité à 405 ka les cycles de longueur d'onde 4,35 à 8.33 m
- aux variations de l'excentricité à 100 ka les cycles de longueur d'onde 1.02 à 2.56 m
- aux variations de l'obliquité les cycles de longueur d'onde 0.69 à 0.99 m
- aux variations de la précession les cycles de longueur d'onde 0.30 à 0.35 m.

Le spectrogramme d'amplitude (Fig. 5.11.D) est bruité, en particulier au Maastrichtien supérieur. Des cyclicités de forte puissance correspondant à l'excentricité à 100 et à 405 ka sont tout de même visibles. Les analyses effectuées entre 393 et 351 mcd mettent en évidence des cycles de forte puissance et bien isolés, que ce soit dans les hautes ou les basses fréquences, particulièrement entre 371 et 351 mcd (Fig. 5.11.C et D). Entre 341 et 361 mcd, les basses fréquences restent assez bien exprimées, tandis que le signal des hautes fréquences est plus bruité. L'obliquité reste cependant bien définie. Les rapports de fréquences des cycles détectés au Maastrichtien supérieur ne sont pas très proches des rapport théoriques des paramètres orbitaux, les attributions sont donc assez incertaines. Le périodogramme réalisé sur l'intervalle 331 à 351 mcd précédant la limite Crétacé-Paléogène est très bruité (Fig. 5.11.C). A 350 mcd, une cyclicité correspondant à la précession apparait dans les hautes fréquences. L'excentricité présente des dédoublements et des interruptions. Leur présence en assez grand nombre suggère, tout comme pour les précédents sites du leg 207, une perturbation de la sédimentation, et la présence de hiatus.

Évolution du taux de sédimentation.

L'évolution de l'enregistrement des cyclicités par les variations de la SM et de la réflectance indique une diminution, puis augmentation du taux de sédimentation au cours de l'intervalle couvert par le C31r (Figs. 5.11 et 5.10). La précession et l'excentricité à 100 ka montrent en effet un léger déplacement vers les basses fréquences au cours du temps. Le taux de sédimentation diminue une nouvelle fois entre 351 et 341 mcd, avant une reprise dans les derniers mètres précédant la limite Crétacé-Paléogène.

Conclusions de l'étude du site 1260.

- La réflectance parait, sur ce site, présenter un meilleur enregistrement des variations hautes fréquences que la SM, mais un moins bon enregistrement des basses fréquences.
- Les corrélations entre les variations de la SM et de la réflectance obtenues sur le site 1260, et celles mesurées pour les sites 1259 et 1258A sont en contradiction avec le cadre temporel fourni par l'échelle magnétostratigraphique établie après la campagne ODP (Suganuma et Ogg, 2006). L'utilisation de cette étude magnétostratigraphique comme cadre temporel n'apparait donc pas fiable. Afin de réduire les incertitudes, nous l'avons complétée de l'étude magnétostratigraphique effectuée au cours de la campagne de forage.
- L'analyse cyclostratigraphique du site 1260 a permis de prouver le contrôle astronomique de la sédimentation sur l'ensemble du Maastrichtien. Des cyclicités liées à un forçage orbital par la précession, l'obliquité, et l'excentricité à 100 ka et 405 ka sont présentes de façon plus ou moins marquée.
- Les variations du taux de sédimentation, bien que moins marquées qu'aux sites 1259 et 1258, semblent suivre la même évolution. Le Maastrichtien inférieur correspondrait à une augmentation graduelle du taux de sédimentation jusqu'à 370 mcd, suivie par une diminution légère s'accroissant à 350 mcd, au début d'un intervalle correspondant au C30n-C31n sur la première échelle magnétostratigraphique. La sédimentation du Maastrichtien supérieur est également perturbée, même si elle semble moins affectée par d'éventuels hiatus que sur le site 1259.

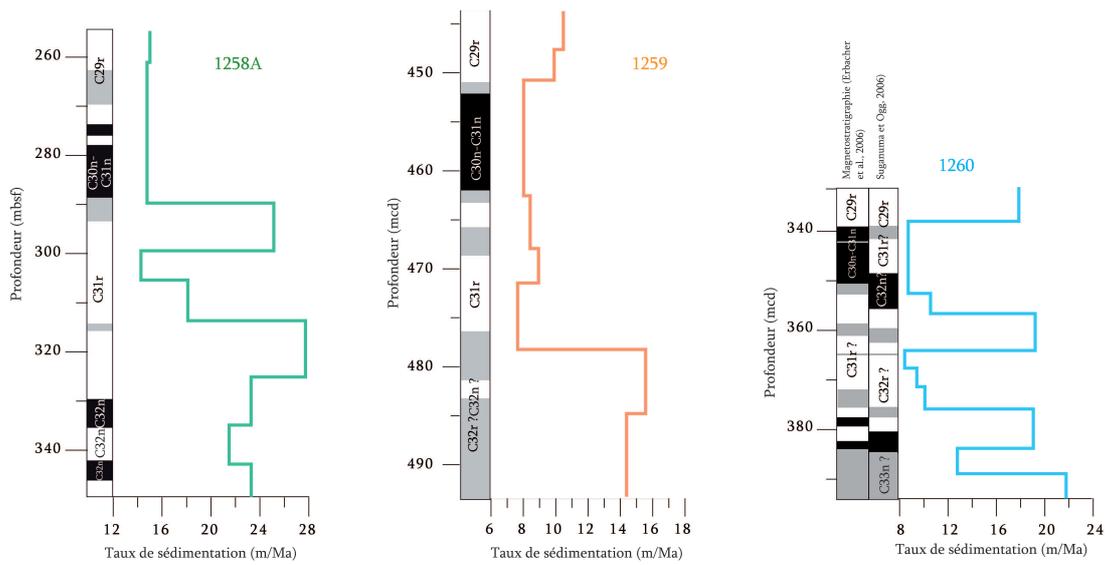


FIGURE 5.12 – Évolution des taux de sédimentation sur les sites 1258, 1259 et 1260 (Demerara rise) en fonction de la profondeur, estimée en fonction des cycles à 405 ka identifiés lors de l’analyse cyclostratigraphique.

- Compte tenu des perturbations de la sédimentation au Maastrichtien supérieur, seul le Maastrichtien inférieur de ce site pourrait être utilisé dans la construction d’une échelle astronomique. Cependant, l’incertitude concernant l’échelle magnétostratigraphique tendrait à l’écartier de l’étalonnage astronomique du Maastrichtien.

5.5.4 Synthèse des résultats obtenus par l’étude du leg 207 (Sites 1258, 1259, 1260)

Les analyses cyclostratigraphiques réalisées sur les variations de SM et de réflectance mettent en évidence un contrôle astronomique de la sédimentation au Maastrichtien sur les sites 1260, 1259 et 1258 du leg 207. Ces analyses ont également permis de caractériser des variations importantes du taux de sédimentation entre le Maastrichtien inférieur et le Maastrichtien supérieur, ce qui affecte l’utilisation de ces enregistrements sédimentaires pour la création d’une échelle des temps astronomiques.

La figure 5.12 présente l’évolution du taux de sédimentation en fonction de la profondeur déduite de l’identification des cycles d’excentricité à 405 ka enregistrés par les sites du leg 207. Le taux de sédimentation est relativement stable à la base du Maastrichtien sur les sites 1258 et 1259. Une diminution est observée à 385 mcd sur le site 1260, qui peut être liée au mauvais enregistrement des cyclicités et aux difficultés d’interprétation dans cet intervalle. Une forte chute du taux de sédimentation a lieu entre le milieu du magnétochrone C31r et sa partie supérieure, visible sur tous les sites. Cette chute est suivie par un court intervalle au taux de sédimentation plus élevé, visible uniquement sur les sites 1260 et 1258 (situés à une profondeur plus importante). Une période de faible taux de sédimentation qui s’étend de la base du magnétochrone C31r à la fin du magnétochrone indifférencié C30n-C31n. Les difficultés d’identification des cyclicités au niveau du magnétochrone C30n-C31n, la présence de lacunes de récupérations et de possible hiatus empêchent cependant d’estimer avec fiabilité le taux de sédimentation sur cet intervalle. Une augmentation du taux de sédimentation prend place durant au début du magnétochrone C29r sur les

sites 1260 et 1259.

Des changements climatiques à long terme et/ou paléogéographiques dans cette région pourraient expliquer la diminution importante du taux de sédimentation entre les magnétochrones C31r et C31n-C30n.

Contexte paléoclimatique.

Du Campanien à l'Oligocène, le plateau de Demerara fut sans doute à l'abri des influences terrigènes, les sédiments étant principalement constitués de plancton calcaire (Danelian *et al.*, 2005). L'étude des nannofossiles calcaires menée par Thibault et Gardin (2006) sur le forage 1258A (Fig. 5.13), et les données lithologiques disponibles pour ce leg, permettent d'éclairer l'histoire paléoclimatique de ce site. Thibault et Gardin (2006) identifient ainsi deux événements froids au cours du Maastrichtien, s'inscrivant dans le refroidissement général observé à la fin du Crétacé (Frakes, 1999), séparé par un épisode chaud de courte durée. Les événements froids observés ne seraient pas liés à la mise en place d'up-wellings, et l'évolution climatique observée sur ce site refléterait celle de l'Atlantique Sud.

Le second événement froid prend place à la base du magnétochrone indifférencié C31n-C30n, et s'étend jusqu'au magnétochrone C29r, couvrant donc l'intervalle présentant des perturbations de la sédimentation identifiées auparavant. Ce second événement ne s'accompagne pas d'une hausse de la fertilité, et pourrait donc entraîner une baisse du taux de sédimentation. Cet intervalle est caractérisé par une chute apparente du taux de sédimentation, et le début de perturbations importantes de la sédimentation. Selon Thibault et Gardin (2006), il pourrait être responsable de la chute du taux de sédimentation observée. Cependant, la baisse de la productivité n'est pas suffisante pour expliquer une telle diminution, et la présence de nombreux hiatus reste inexplicée.

Un réchauffement majeur a lieu au début du magnétochrone C29r, marqué sur le forage 1258A par une abondance de taxons d'eau chaude et une faible productivité. L'étude micropaléontologique suggère de plus le début de conditions environnementales contraignantes. Selon l'analyse cyclostratigraphique, l'enregistrement des variations des paramètres orbitaux est moins perturbée sur les quelques mètres précédant la limite Crétacé-Paléogène, et s'accompagne d'une augmentation du taux de sédimentation, liée peut-être à la prolifération de taxons marqueurs de stress environnemental.

Le lien entre la forte diminution apparente du taux de sédimentation au Maastrichtien supérieur et l'événement froid identifié sur le site 1258A reste complexe. L'influence du contexte paléogéographique aurait également joué un rôle dans les variations du taux de sédimentation observées.

Influence du contexte paléogéographique.

Le plateau de Demerara est situé à l'ouest de l'Atlantique central. L'évolution géologique de ce domaine est assez mal connue pour plusieurs raisons : le manque d'affleurements, le manque d'intérêt pétrolier, et un cadre géodynamique assez mal contraint, l'accrétion océanique débutant dans ce bassin au cours du long magnétochrone normal du Crétacé (Basile *et al.*, 2005). Cette région est proche de l'aire de séparation finale de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. La sédimentation sur le plateau de Demerara est marquée par l'influence de l'ouverture du seuil de l'Atlantique équatorial (Equatorial Atlantic Gateway) (Erbacher *et al.*, 2004), dont l'approfondissement et l'élargissement du seuil ont eu un impact significatif sur le système de courants marins (Pletsch *et al.*, 2001).

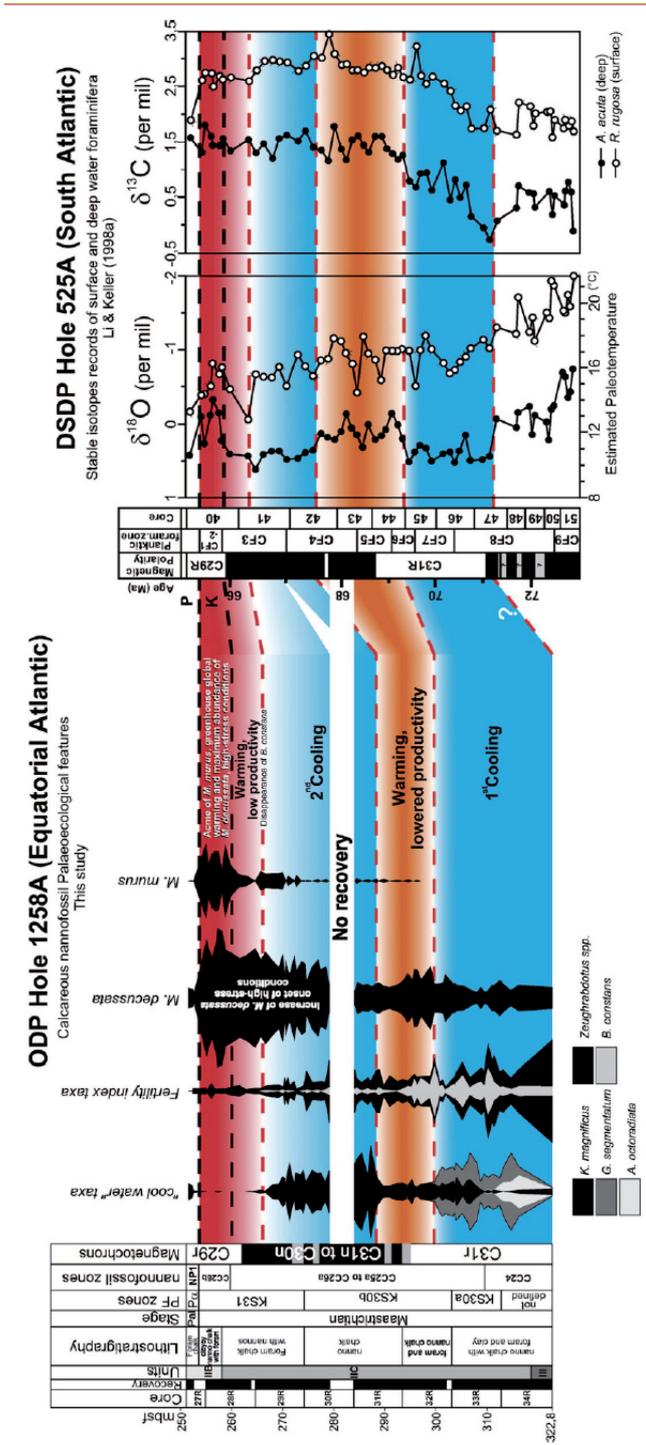


FIGURE 5.13 – Résumé des principaux événements paléocologiques des nanofossiles calcaires sur le Site 1258A et tentative de corrélation avec les enregistrements des isotopes stables des foraminifères planctoniques et benthiques de Li et Keller (1988a) sur le Site DSDP 525A (Atlantique Sud) (Thibault et Gardin, 2006).

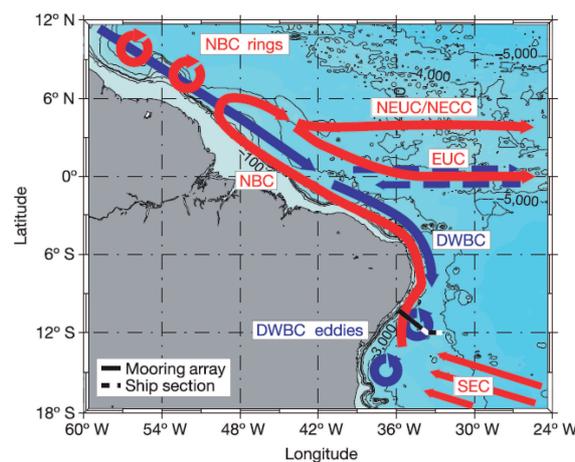


FIGURE 5.14 – Circulation dans l’océan Atlantique tropical ouest. Une représentation schématique des courants moyens et la génération de tourbillons à la frontière ouest de l’atlantique tropical avec les chemins de circulation des eaux chaudes en rouge, et le courant d’eau profonde Nord atlantique en bleu (NADW). Les courants indiqués sont le courant sud équatorial (SEC), le courant Nord Brésilien (NBC), le courant profond équatorial (EUC), le courant profond nord équatorial (NEUC) mélangé au contre courant nord équatorial (NECC) et le courant brésilien profond (DWBC) avec des zones de flux alternants indiqués à l’équateur (d’après Dengler *et al.*, 2004).

Ainsi, Friedrich et Erbacher (2006) ont montré que les foraminifères benthiques apparaissaient plus tôt au site 1259 (au Santonien), peu profond, qu’au site 1257 (au Campanien inférieur), ce qui suggère que les sites moins profonds étaient caractérisés par des fluctuations de la zone à minimum d’oxygène, et que la ré-oxygénation du fond marin commença beaucoup plus tôt dans les sites moins profonds. Cette ré-oxygénation est reliée à l’ouverture du couloir Atlantique Équatorial. Selon Friedrich et Erbacher (2006), durant le dépôt de la craie à nannofossiles caractérisant le Campanien supérieur, l’Atlantique central et l’Atlantique sud auraient été connectés en permanence par des courants d’eau profonde, fournissant des eaux de fond ventilées et bien oxygénées. Cet état aurait été atteint à partir de la biozone de nannofossiles CC22.

La ré-oxygénation des eaux au Campanien supérieur, observée par Friedrich et Erbacher (2006) pourrait avoir été suivie par la mise en place de courant de fond, à la suite de la connexion entre l’Atlantique Nord et l’Atlantique sud. Ces courants pourraient être responsable du vannage des sédiments, et de la présence de hiatus dans les enregistrements sédimentaires du Maastrichtien supérieur. Des études menées sur des sédiments paléogènes (Thomas *et al.*, 2003 ; Via et Thomas, 2006), indiquent que les eaux de fond au Paléogène se formaient principalement dans l’Atlantique Sud. La situation passe à une formation des eaux de fond dans l’Atlantique nord et sud au début de l’Oligocène, lié à la subsidence du seuil Norvège-Groenland (Via et Thomas, 2006), puis à la mise en place du courant circum-antarctique (Livermore *et al.*, 2004 ; Lagabrielle *et al.*, 2009). Actuellement, Les eaux de fond sont formées dans l’Atlantique nord, et le courant de fond nord Atlantique (North Atlantic deep water current) longe les côtes du Surinam et le plateau de Demerara (Dengler *et al.*, 2004) (Fig. 5.14).

Le contexte paleoclimatique et géodynamique complexe du plateau de Demerara au Maastrichtien supérieur pourrait donc avoir beaucoup influencé la sédimentation, notamment par la mise en place de courants de fond depuis l’Atlantique sud vers l’Atlantique nord lors de l’ouverture du seuil Atlantique Équatorial.

5.6 Synthèse des études cyclostratigraphiques.

Les analyses cyclostratigraphiques ont permis de mettre en évidence un contrôle orbital de la sédimentation sur l'ensemble des sites étudiés, répartis dans trois océans et de lithologie différente (des marnes à la craie à nannofossiles). Des cycles correspondant à un enregistrement de l'excentricité à 100 et 405 ka, de l'obliquité et de la précession ont été identifiés. Ces études ont de plus fourni des indications concernant les variations du taux de sédimentation sur chaque site, et ce qui permet de mieux définir les intervalles susceptibles d'être employés pour une calibration astronomique.

Comparaison des données cyclostratigraphiques utilisées.

Trois types de données ont été employés lors de cette étude : la susceptibilité magnétique, la réflectance et les variations de couleur des sédiments mesurées en niveaux de gris à partir des photographies des carottes. Dans le cas du site 1267, où l'enregistrement du contrôle orbital de la sédimentation est très bon, l'analyse de la SM et de la réflectance fournissent les mêmes informations. Dans le cas des sites du leg 207, où l'expression du forçage orbital est plus faible, la SM présente des variations de plus forte amplitude que la réflectance, à la fois dans les hautes et les basses fréquences. De plus, les périodogrammes et spectrogrammes d'amplitudes obtenus à partir des variations de la réflectance sont plus bruités. La susceptibilité magnétique présente donc le meilleur enregistrement du forçage orbital de la sédimentation, avec des cycles mieux exprimés et moins de bruit. Ceci peut être lié au fait que la SM est un indicateur paléoclimatique plus direct, qui est contrôlé par un nombre limité de facteurs, au contraire des variations de couleur dépendent de la minéralogie, de la teneur en matière organique, de l'altération . . . La réflectance fournit des informations qui complètent l'étude de la SM, mais ne peut être utilisée seule que dans le cas de variations de couleurs très bien exprimées, et d'un forçage orbital fort.

De même, les niveaux de gris sont adaptés à des séries sédimentaires présentant des cyclicités de couleur très marquées, comme dans le cas du site 762. Cette méthode présente alors l'avantage d'être non destructive, rapide à mettre en œuvre, et de ne pas nécessiter de disposer des carottes. Cependant, la qualité de l'enregistrement obtenu ne dépend pas uniquement de l'expression des cycles de couleurs dans les sédiments, mais également de la qualité des photographies. Lorsque l'effet de vignettage est fort, comme dans le cas du site 525, sa correction est plus difficile, et il peut ne pas être totalement éliminé. Il est alors important d'employer des données complémentaires.

Variations dans les paramètres orbitaux enregistrés.

Les techniques de traitement du signal, en particulier la méthode des spectrogrammes d'amplitude, ont permis de caractériser l'évolution des cyclicités enregistrées par les séries sédimentaires. Ainsi, il est possible d'identifier les intervalles de prédominance de certains paramètres orbitaux. L'étude des sites 762, 1258 et 1259 montre un meilleur enregistrement de l'obliquité au sommet du Campanien et à la base du Maastrichtien, en particulier au long du magnétochrone C31r (Figs. 5.5, 5.7 et 5.1). La précession, en revanche, domine le domaine des hautes fréquences au Maastrichtien supérieur, sur les sites 1267, 1258, 1259 et 762 (Figs. 5.2, 5.5, 5.7 et 5.1). Au Maastrichtien, ces sites étaient répartis entre les moyennes latitudes de l'hémisphère Sud, et les très basses latitudes de l'hémisphère nord. Cette transition entre l'enregistrement de l'obliquité et l'enregistrement de la précession semble donc globale.

Une prédominance de l'obliquité a déjà été identifiée sur certains intervalles du Cénozoïque (Lourens *et al.*, 1992; Shackleton *et al.*, 1999; Pälike *et al.*, 2006). Pour le Plio-Pleistocène, elle serait liée aux

maximum d'amplitudes des variations à long terme de ce paramètres (cycles à 1.2 Ma) (Lourens *et al.*, 1992). Selon Raymo et al (2006), la transition observée au Pléistocène entre un forçage orbital dominé par l'obliquité et un forçage orbital dominé par la précession serait la conséquence d'une longue période de refroidissement ayant entraîné l'augmentation de la taille de la calotte polaire antarctique. Bien que le climat du Maastrichtien soit également marqué par un refroidissement à long terme, la présence de calottes polaires au Crétacé reste incertaine. La place de la précession et de l'obliquité dans ce système climatique complexe, comprenant un fort effet de serre et une paléogéographie différente, est encore peu connue. Il est donc difficile, pour l'instant, de proposer une explication solide à la transition entre un forçage orbital de la sédimentation dominé par l'obliquité à un forçage dominé par la précession.

Vers la calibration astronomique du Maastrichtien.

La mise en évidence, grâce aux analyses cyclostratigraphique, du contrôle astronomique de la sédimentation sur tous les sites étudiés ouvre la voie au calage temporel de ces séries, seconde étape avant la calibration orbitale. La corrélation des séries sédimentaire aux solutions astronomiques nécessite en effet de transposer les enregistrements sédimentaires du domaine spatial au domaine temporel. L'excentricité à 405 ka possédant la plus grande stabilité parmi les paramètres orbitaux, le calage temporel sera basé sur son identification au sein des séries sédimentaires.

Appendice 3

Chronostratigraphic framework for the upper
Campanian-Maastrichtian
of the Indian Ocean (Hole 762C) :
implications for ages of magnetic reversals,
calcareous microfossil bio-events,
C-isotope events and the
Campanian/Maastrichtian boundary

Nicolas Thibault, Dorothée Husson, Rikke Harlou,
Silvia Gardin, Bruno Galbrun,
Emilia Huret & Fabrice Minoletti

En préparation à la date du 29 octobre 2010

Chronostratigraphic framework for the upper Campanian-Maastrichtian of the Indian Ocean (Hole 762C) : implications for ages of magnetic reversals, calcareous microfossil bio-events, C-isotope events and the Campanian/Maastrichtian boundary

Nicolas Thibault¹, Dorothée Husson², Rikke Harlou¹, Silvia Gardin³,
Bruno Galbrun², Emilia Huret⁴, Fabrice Minoletti²

¹ *Department of Geography and Geology, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, 1350 Copenhagen C., Denmark.*

² *Institut des Sciences de la Terre de Paris, UMR CNRS 7193, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France*

³ *« Paléobiodiversité et Paléoenvironnements », UMR CNRS 5143, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.*

⁴ *ANDRA DS/Milieu Géologique, 1/7, rue Jean Monnet, F-92290 Châtenay-Malabry Cedex, France*

Abstract

An integrated framework of magnetostratigraphy, calcareous microfossil bio-events, cyclostratigraphy and d13C stratigraphy is established for the upper Campanian-Maastrichtian of ODP Hole 762C (Exmouth Plateau, Northwestern Australian margin). Bulk-carbonate d13C events and nannofossil bio-events have been recorded and plotted against magnetostratigraphy, and given estimated absolute ages using the results of the cyclostratigraphic study. Mean durations of polarity reversals are estimated and compared to the Geologic Time Scale (GTS2004, Gradstein et al., 2004). 14 carbon-isotope events and 44 nannofossil bio-events are recognized and calibrated with cyclostratigraphy, as well as 14 previously published foraminifera events, thus constituting a solid basis for large-scale correlations and for the testing of synchronism/diachronism of calcareous microfossil events between the Transitional Province which comprises the northwestern Australian margin and Boreal, Tethyan and Austral Provinces. Results show that no disconformity is present in the Maastrichtian of Hole 762C. This site shows a nearly continuous sedimentation from the upper Campanian to the K-Pg boundary, thus making this site an excellent reference for the Transitional Province of the Southern hemisphere in the upper Campanian-Maastrichtian. The correlation of the age-calibrated d13C profile of Hole 762C to the d13C profile of the Tercis section, Global Stratotype Section and Point of the Campanian/Maastrichtian boundary, allowed a precise recognition and dating of the boundary.

keywords: Campanian; Maastrichtian; calcareous nannofossils; planktic foraminifera; biostratigraphy; d13C stratigraphy, cyclostratigraphy; Indian Ocean

1 Introduction

The Maastrichtian stage has been intensively studied the past 15 years after the identification of several distinct climatic episodes (Barrera and Savin, 1999; Li and Keller, 1999) that impacted several biotic groups in the marine realm : Inoceramid bivalves (MacLeod *et al.*, 1996), rudist bivalves (Johnson *et al.*, 1996), planktic foraminifera (Li and Keller, 1998a, 1998b; Olsson *et al.*, 2001; Abramovich and Keller, 2002, 2003) and calcareous nannofossils (Friedrich *et al.*, 2005, Thibault and Gardin, 2006, 2007, 2010). In the pelagic realm, the correlation of these climatic episodes and associated biotic events mainly rely on the confidence in planktic foraminifera and calcareous nannofossil biozonations, along with magnetostratigraphy. Because polarity reversals are geologically rapid events that are potentially recorded simultaneously in rocks all over the world, the use of magnetostratigraphic divisions is the most reliable correlation tool, contrary to lithostratigraphic and biostratigraphic divisions which are often time-transgressive. In Late Cretaceous carbonates, magnetic properties are poorly recorded and good magnetostratigraphic records along with calcareous microfossil events are only available for a limited number of sections (Bralower *et al.*, 1995 and references herein).

In terms of climate change, a long-term global cooling trend that started in the late Campanian led to increased bioprovinciality of calcareous microfossil assemblages into distinct Tethyan, Intermediate (or Transitional), Boreal and Austral Provinces that persisted to the end of the Maastrichtian (Shafik, 1990; Huber, 1992a; Huber and Watkins, 1992; Burnett, 1998; Lees, 2002). This seriously complicates the application of standard biostratigraphical zonation schemes. Two distinct late Cretaceous Austral and Tethyan biozonal schemes exist for Planktic foraminiferal assemblages (Premoli-Silva and Sliter, 1994; Huber, 1992b) whereas 3 distinct biozonal schemes (TP for Intermediate and Tethyan provinces, BP for the Boreal Province and AP for the Austral Province) were proposed by Burnett (1998) for late Cretaceous calcareous nannofossils. The Austral biozonation scheme has a poor resolution due to low-diversity assemblages, but the BP and TP schemes only differ in the definition of nannofossil subzones whereas zones are based on the same supposedly synchronous bio-events. Throughout the Campanian-Maastrichtian interval, Northwestern Australia was part of the Transitional Province (Huber, 1992a, Huber and Watkins, 1992). Microfossil assemblages from this region show affinities to both the warm Tethyan Province and the cool Austral Province (Shafik, 1990; Howe *et al.*, 2003, Campbell *et al.*, 2004). Several authors noted the difficulties in applying standard planktic foraminiferal and nannofossil Tethyan biostratigraphical zonal schemes to the Campanian-Maastrichtian interval of northwestern Australia due to the absence of key markers or to variations in the ranges of these species (Apthorpe, 1979; Wonders, 1992; Bralower and Siesser, 1992; Shafik, 1998; Petrizzo, 2000; Howe *et al.*, 2003). Petroleum companies that operate in northwestern Australia use the regional KCCM (Cretaceous Composite Calcareous Microfossil) zonation which integrates nannofossil, planktonic foraminiferal and benthonic foraminiferal bio-events. This zonation was presented and successfully applied to numerous sites of Western Australian Phanerozoic basins (Howe *et al.*, 2003; Campbell *et al.*, 2004). The example of the North Australian margin shows that possible diachronism of key calcareous microfossil bio-events across latitudes needs to be properly tested and eventually quantified.

In addition, numerous stable oxygen and carbon isotopes were run on either separated planktic and benthic foraminifera or macrofossil shells in the upper Campanian-Maastrichtian interval of numerous sections in the Tethys, Atlantic, Pacific, Indian and Austral Oceans (Barrera and Savin, 1999; Zakharov *et al.*, 2006 and references herein). But the purpose of these studies was mainly on climate evolution and the resolution of these signals is often low. So far, no bulk carbonate $\delta^{13}C$ reference curve currently exists for the Maastrichtian stage. Because $\delta^{13}C$ is not thermo-dependent and more robust than $\delta^{18}O$

to diagenesis, the use of carbon stable-isotope profiles calibrated with detailed biostratigraphies (Gale *et al.*, 1993; Jenkyns *et al.*, 1994; Voigt, 2000; Jarvis *et al.*, 2002; Föllmi *et al.*, 2006) have proved to be a powerful tool for correlating and dating Cretaceous strata on a global scale. Recently, Jarvis *et al.* (2002, 2006) used the consistent stratigraphic trends of high-resolution $\delta^{13}C$ profiles to correlate numerous outcrops from the Tethyan and the Boreal realms through the Cenomanian to the uppermost Campanian and attempted to provide a reference curve for these stages. As long as bulk carbonate stable isotopes are quite easy-to-run analysis and much less time-consuming than analysis on separated foraminifera, the extension of this reference curve to the Maastrichtian stage is greatly needed and requires to document new, well-calibrated profiles across continuous Maastrichtian sections.

This paper presents new results on calcareous nannofossil biostratigraphy, oxygen and carbon stable isotopes and cyclostratigraphy performed on the color variations of the sediments throughout the Maastrichtian section of Hole 762C (Northwestern Australian margin) for which magnetostratigraphy was well established (Galbrun, 1992). Using the results obtained with the cyclostratigraphic study, we attempt to give estimations of the duration of polarity chrons, provide a well-calibrated bulk-carbonate $\delta^{13}C$ curve for the Indian Ocean and propose numerical ages for all nannofossil and foraminifera events recorded in this Transitional province. These ages constitute a solid basis to test and quantify possible diachronism of calcareous microfossil events across latitudes in future studies. In addition, the age of the Campanian-Maastrichtian boundary is discussed.

2 Exmouth Plateau : setting and previous work.

ODP Hole 762C (19°53.24'S, 112°15.24'E) was drilled at a water depth of 1360 m in the western part of the central Exmouth Plateau, off NW Australia in the eastern Indian Ocean (Fig. 1). Sediments were deposited in an upper bathyal setting (Zepeda *et al.*, 1998). The estimated palaeolatitude of this site is 43°S using Ocean Drilling Stratigraphic Network (ODSN) plate tectonics reconstruction (Based on Hay *et al.*, 1999). The studied interval almost spans the whole Maastrichtian stage from the K-Pg boundary to magnetochron C33n downhole (Fig. 2). This interval recovers Subunit IVA and the upper part of Subunit IVB which correspond to nannofossil chalks with varying amounts of clays and foraminifers (Haq *et al.*, 1992). Sediments consist of white to very light green-gray nannofossil chalk (light beds) alternating with intervals of light green-gray clayey nannofossil chalk (dark beds). These cyclic color changes of light and dark beds without distinct limits reflect the relative abundance of clay and calcium carbonate (Haq *et al.*, 1992). These cycles were deposited under a Milankovitch control (Golovchenko *et al.*, 1992; Huang *et al.*, 1992). The biostratigraphy of planktonic foraminifera was first established by Wonders (1992) and revised by Zepeda *et al.* (1998). The biostratigraphy of calcareous nannofossils was established by Bralower and Siesser (1992) and refined in this study with a higher resolution. Howe *et al.* (2003) and Campbell *et al.* (2004) provided a detailed regional, composite biostratigraphic zonation of this site using numerous calcareous nannofossil, planktic and benthic foraminiferal bio-events. The magnetostratigraphy was first established by Galbrun (1992) and refined in Husson *et al.* (2010, accepted).

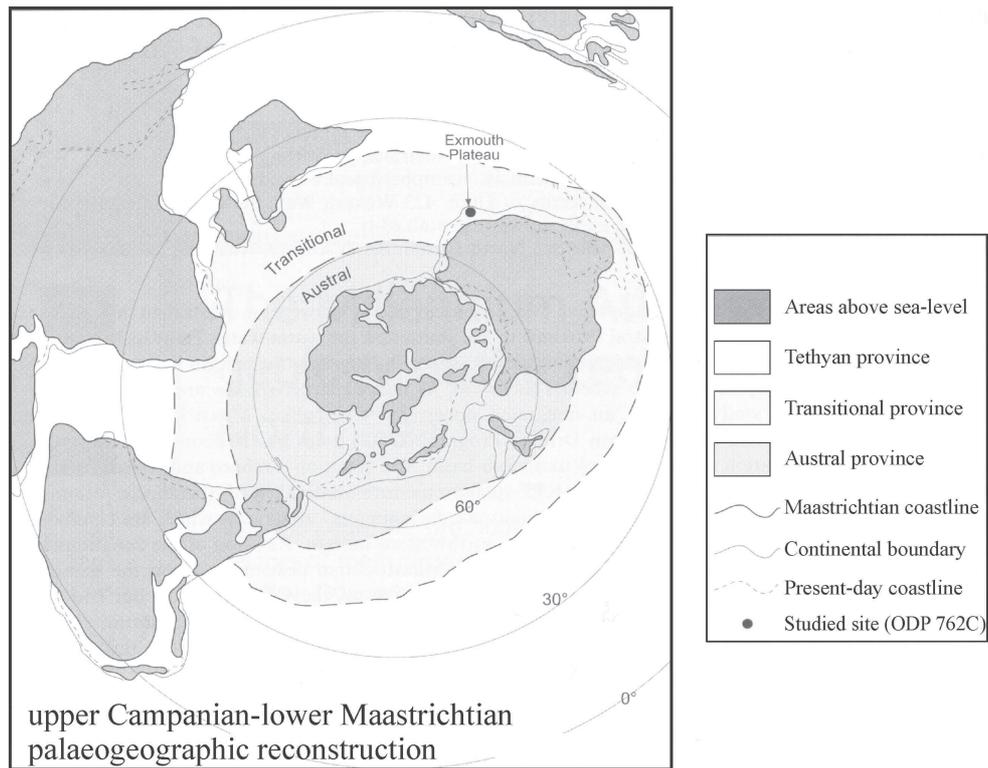


Fig. 1

Figure 1: Palaeogeographic reconstruction of the Southern Hemisphere for the upper Campanian-lower Maastrichtian showing the location of Hole 762C and the inferred palaeobiogeographical boundaries between the Austral, Transitional and Tethyan provinces (from Huber, 1992a). (1) Galbrun (1992) and Husson et al. (2010a). See Appendix 2. (2) Foraminifera bio-events from Howe et al. (2003) and Campbell et al. (2004). (3) This study.

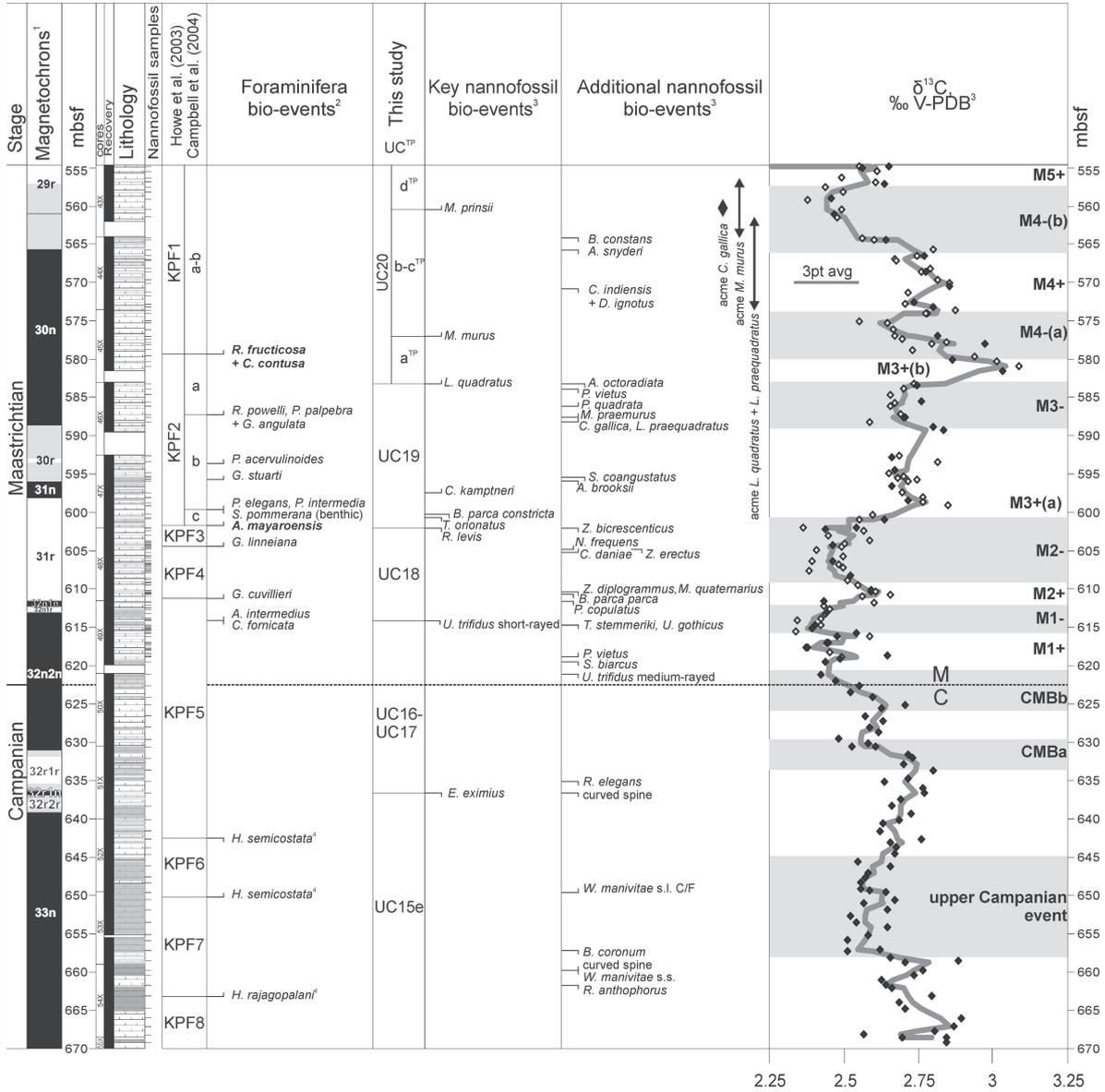


Fig. 2

Figure 2: Magnetostratigraphy, bulk-carbonate $\delta^{13}C$ profile, planktic foraminifera and nanofossil bio-events with inferred biozonations of Howe et al. (2003) and Campbell et al. (2004) for planktic foraminifera and Burnett (1998) for calcareous nanofossils. (1) Revised in this study from data published by Galbrun (1992). (2) Data from Howe et al. (2003). (3) This study. (4) Data from Campbell et al. (2004).

3 Materials and methods.

3.1 Micropaleontological analysis.

167 samples were processed as follows : sediments were gently disaggregated in a mortar and 50 mg of dried sediment were weighed and dispersed in 50 ml of distilled water. The suspension was ultrasonicated for 15 sec and homogenized with a magnetic stirrer. Then 1mL of this suspension was extracted with a finnpipette and homogeneously dropped on a microscopic slide. Particles are therefore evenly distributed on the slide.

Semi-quantitative counts were performed on key and other potential additional stratigraphic markers (Appendix 1) at a magnification of x1600 (x100 oil objective with a x1.6 additionnal lense). Counts were determined in the following fashion: a species was determined as abundant (A) if, on average, more than 10 specimens could be observed in a field of view; common (C) if one to 10 specimens could be observed in each field; few (F) if one specimen or more could be observed in every 10 fields of view, rare (R) if, on average, only one specimen could be observed in 11 to 100 fields, single (S) if only one specimen was observed during the investigation. Preservation of nannofossils ranges from moderate (M) to poor (P) in the investigated section.

The biozonation of Burnett (1998) was applied. Calcareous nannofossil species considered in this paper followed taxonomic concepts of Perch-Nielsen (1985) and Young and Bown (1997). Bibliographic references for the determined taxa are given in Perch-Nielsen (1985), Bown (1998) and Howe *et al.* (2003).

3.2 Stable isotope analysis.

Oxygen and carbon isotopic composition of bulk carbonates were measured on 87 samples at the Laboratoire Biominéralisations et Paléoenvironnements (Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, France) in 2007. The extraction of CO₂ was done by reaction with anhydrous orthophosphoric acid at 50°C. Analysis were performed with a mass spectrometer Finnigan Delta E. Additional analysis were performed on 113 bulk carbonates at the Department of Geography and Geology, University of Copenhagen in 2009. The extraction of CO₂ was done by reaction with anhydrous orthophosphoric acid at 70°C. Analysis were performed with a micromass isoprime spectrometer. The oxygen and carbon isotope values are expressed in per mil relative to the V-PDB standard reference. The analytical precision is estimated at 0.1‰ for oxygen and 0.05‰ for carbon for both laboratories. Common samples and samples from the same stratigraphic intervals show a constant offset of -0.25‰ for $\delta^{18}O$ values and -0.2‰ for $\delta^{13}C$ values between measurements from 2009 and those from 2007 likely due to the different methods and apparatus. Values of 2007 were thus adequately corrected for standardization.

3.3 Cyclostratigraphic analysis.

As many of Deep Sea Drilling Project (DSDP) and Ocean Drilling Program (ODP) sections, Hole 762C lacks a high-resolution geophysical log that could be used for a cyclostratigraphic analysis. However, it has been shown that high-resolution core photographs can be used for such a purpose on sections that

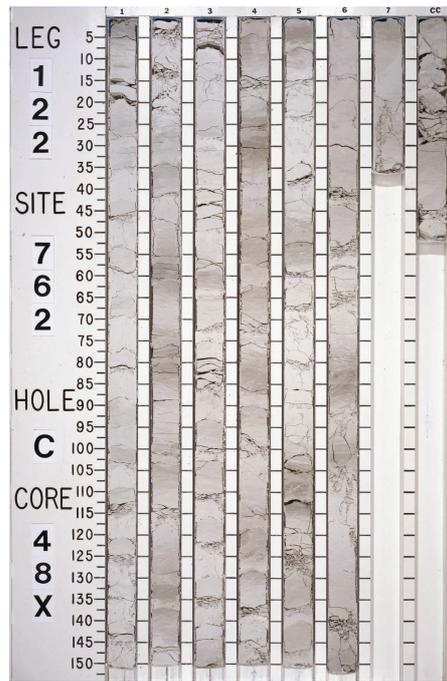


Figure 3: Illustration of the ODP core 48X photograph from the early Maastrichtian of Hole 762C.

exhibit neat cyclic color variations such as Hole 762C (Cramer, 2001). A Gray-scale reflectance log was generated on core photographs from the Maastrichtian interval of this hole, available on the IODP website (<http://www.iodp-usio.org/default.html>). Each photograph displays one ODP core, with sections of the core arranged parallel to one another (Fig. 3). For each section, gray-scales logs were processed using the free open-source software Image-J (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>) with a scaling of 2100 pixels for each 1.5 m long section (Fig. 3). Gray-scale logs reflect the mean value for each row of pixels in the centre of each section with a corresponding sampling interval of about 0.7 mm.

Contrary to Cramer (2001) who adjusted core depths by removing all voids and contracting cores for which the measured length was longer than the drilled length, we chose to keep the voids which can represent a loss of recovered material, and to keep additional lengths, in order not to contract sedimentary cycles. Adjusted depths were generated and are given in "ambsf" units.

Fractures present on the core photographs, characterized by very low gray-level values, close to 0, were removed from the original signal. The effects of lighting on the photographs were treated by the recognition and filtering of very-low frequencies corresponding to cycles of 1.5 m (length of a section), 6.5 and 8.5 to 9.5 m (lengths of distinct cores). The resulting data were then analyzed via spectral analysis using the multitaper method (MTM, Thomson, 1982).

4 Results.

4.1 Calcareous microfossil biochronology.

Foraminifera bio-events recorded in Howe *et al.* (2003) and Campbell *et al.* (2004) are reported here along with magnetostratigraphy, carbon-isotope stratigraphy and nannofossil biostratigraphy refined in this study (Fig. 2). The resolution of the nannofossil analysis is ca. 1m across the studied interval and below 0.5 m in the interval between 620 and 595 mbsf where a large number of bio-events were recorded (Fig. 2). In Addition to the record of typical first (FO) and last occurrences (LO) of taxa, few particular features are proposed here as bio-events. A transition in the abundance of *Watznaueria manivitae* sensu lato was observed with abundances shifting from common to frequent at 649.63 mbsf (Chron C33n, upper Campanian) (Fig. 2). As in Lees and Bown (2005), two different forms of *Uniplanarius trifidus* with distinct stratigraphic levels of extinction were observed, a medium-rayed and a short-rayed form (Fig. 2). Three species also exhibit intervals of acmes: *Cribracorona gallica* (561.4 to 559.08 mbsf), *Micula murus* (564.14 to 556.33 mbsf) and *Lithraphidites* spp. (573.6 to 561.4 mbsf) (Fig. 2). This provides a total record of 18 foraminifera bio-events and 44 nannofossil bio-events correlated to carbon-isotope stratigraphy (Fig. 2, Table 1).

4.2 Carbon stable isotopes.

A cross-plot of carbon- and oxygen-isotope values (Fig. 4) shows no significant trends and lacks the pronounced covariance seen in many mixing lines produced by the addition of variable quantities of isotopically homogeneous diagenetic cement to isotopically homogeneous skeletal calcite (Jenkyns *et al.*, 1995; Mitchell *et al.*, 1997). Moreover, the pattern of $\delta^{13}C$ values generally conforms to trends observed in planktic and benthic foraminifera in Holes 525A (South Atlantic Ocean, Li and Keller, 1998a) and 761 (Indian Ocean, Barrera and Savin, 1999). Given that chalk sediments of Hole 762C are mainly composed of calcareous nannofossils, the characteristic form of this curve likely reflects primary sea-surface water values with any diagenetic effects affecting the section in generally consistent manner. Due to the higher ratio of oxygen in interstitial fluids with respect to oxygen in carbonate as compared to similar ratio of carbon, and due to their thermo-dependence, oxygen isotopes are far more sensitive to post-depositional processes which increase with the porosity of the sediment (Schrag *et al.*, 1995). In chalks of Hole 762C, oxygen isotope values are highly variable which likely reflects the Milankovitch control on the sedimentation. Moreover, no clear long-term trends or trends conformed to previously published planktic foraminifera $\delta^{18}O$ profiles worldwide (Barrera and Savin, 1999) were observed in our analysis. Diagenetic overprint may have altered primary $\delta^{18}O$ values which are therefore not presented here.

Carbon isotope values range between 2.35 and 3.1‰ and do not display any significant difference with respect to colour alternations (Fig. 2). The carbon isotope profile exhibits several positive and negative excursions and inflection points that are used to define 14 isotope events. A first 0.25‰ negative excursion is recorded in the upper Campanian between 658 and 643 mbsf and is named here Indian Ocean upper Campanian event (IOUC). This event lies within the upper part of chron C33n and below the LO of *Eiffelithus eximius* (Fig. 2). The two-step 0.4‰ negative shift between 634 and 621 mbsf is referred to two distinct events CMBa and CMBb because they occur close to the Campanian/Maastrichtian boundary (CMB) as justified further in the discussion (Chapter 5.3). Additional events above 621 mbsf are named

Events	Top depth (mbsf)	Bottom depth (mbsf)	Top depth (ambsf)	Bottom depth (ambsf)	Age (Ma) with K/Pg at 65.5 Ma	Age (Ma) with K/Pg at 66 Ma	Uncertainty (Ma)
K-Pg boundary	554.80	554.80	556.03	556.03	65.500	66.000	-
Top Acme <i>M. murus</i> ^a	555.51	556.33	556.74	557.56	65.573	66.073	0.053
Top Acme <i>C. gallica</i> ^a	558.16	559.08	559.39	560.31	65.748	66.248	0.060
FO <i>M. prinsii</i> ^a	560.46	561.40	561.69	562.63	65.897	66.397	0.061
Base Acme <i>C. gallica</i> ^a	560.46	561.40	561.69	562.63	65.898	66.398	0.047
Top Acme <i>L. quadratus</i> ^a & <i>L. praequadratus</i> ^a	560.46	561.40	561.69	562.63	65.898	66.398	0.047
Base Acme <i>M. murus</i> ^a	564.14	564.42	565.37	565.65	66.066	66.566	0.014
LO <i>B. constans</i> ^a	561.40	564.14	562.63	565.37	65.990	66.490	0.137
LO <i>A. snyderi</i> ^a	564.42	565.75	565.65	566.98	66.106	66.606	0.067
LO <i>C. indiensis</i> ^a , <i>D. ignotus</i> ^a	569.60	570.80	570.83	572.03	66.369	66.869	0.068
Base Acme <i>L. quadratus</i> ^a & <i>L. praequadratus</i> ^a	573.60	573.97	574.83	575.20	66.571	67.071	0.021
FO <i>M. murus</i> ^a	576.99	577.83	579.38	579.38	66.829	67.329	0.065
FO <i>R. fructicosa</i> ^b , <i>C. contusa</i> ^b	579.30	584.00	580.85	585.55	67.158	67.658	0.365
FO <i>L. quadratus</i> ^a , LO <i>A. octoradiata</i> ^a	583.20	583.89	584.75	585.44	67.294	67.794	0.051
LO <i>P. vietus</i> ^a	583.20	583.89	584.75	585.44	67.294	67.794	0.051
FO <i>P. quadrata</i> ^a	586.10	587.21	587.65	588.76	67.522	68.022	0.081
FO <i>P. palpebra</i> ^b , <i>G. angulata</i> ^b , <i>R. powelli</i> ^b	587.20	593.60	588.75	595.15	67.738	68.238	0.376
FO <i>M. praemurus</i> ^a	587.55	588.15	589.10	589.70	67.588	68.088	0.035
FO <i>L. praequadratus</i> ^a , <i>C. gallica</i> ^a	588.15	592.59	589.70	594.14	67.736	68.236	0.261
FO <i>P. acervulinoides</i> ^b	593.60	595.70	595.15	597.25	68.046	68.546	0.205
FO <i>G. stuarti</i> ^b	595.70	599.60	597.25	601.15	68.339	68.839	0.380
LO <i>S. coangustatus</i> ^a	595.28	595.40	596.83	596.95	68.114	68.614	0.012
LO <i>A. brooksii</i> ^a	595.65	595.90	597.20	597.45	68.156	68.656	0.024
FO <i>C. kamptneri</i> ^a	597.40	598.06	598.95	599.61	68.356	68.856	0.078
FO <i>P. elegans</i> ^b , <i>P. intermedia</i> ^b , LO <i>S. pommerana</i> ^c	599.60	600.60	601.15	602.15	68.635	69.135	0.118
LO <i>B. parca constricta</i> ^a	599.09	600.23	600.64	601.78	68.584	69.084	0.134
LO <i>T. orionatus</i> ^a	600.23	600.66	601.78	602.21	68.663	69.163	0.078
FO <i>A. mayaroensis</i> ^b	601.70	603.00	603.31	604.61	69.020	69.520	0.236
LO <i>R. levis</i> ^a , <i>Z. bicrescenticus</i> ^a	600.83	602.04	602.44	603.65	68.854	69.354	0.220
FO <i>G. linneiana</i> ^b	603.00	604.40	604.61	606.01	69.230	69.730	0.200
FO <i>N. frequens</i> ^a	604.82	605.20	606.43	606.81	69.417	69.917	0.054
LO <i>Z. erectus</i> ^a	604.64	604.82	606.25	606.43	69.377	69.877	0.026
FO <i>C. daniae</i> ^a	605.20	605.57	606.81	607.18	69.471	69.971	0.053
LO <i>M. quaternarius</i> ^a , <i>Z. diplogrammus</i> ^a	610.18	610.37	611.79	611.98	70.315	70.815	0.035
LO <i>B. parca parca</i> ^a	610.54	610.67	612.15	612.28	70.375	70.875	0.024
FO <i>G. cuvillieri</i> ^d , LO <i>C. fornicata</i> ^d	611.20	614.10	613.17	616.07	70.813	71.313	0.527
LO <i>P. copulatus</i> ^a	610.97	611.59	612.94	613.56	70.564	71.064	0.113
FO <i>A. intermedius</i> ^d	614.10	624.00	616.07	625.97	72.037	72.537	1.886
LO <i>U. trifidus</i> short-rayed ^a	614.00	614.12	615.97	616.09	71.087	71.587	0.023
LO <i>T. stemmeriki</i> ^a , <i>U. gothicus</i> ^a	614.12	614.70	616.09	616.67	71.130	71.630	0.062
FO <i>P. vietus</i> ^a	618.82	618.85	620.79	620.82	71.569	72.069	0.002
LO <i>S. biarcus</i> ^a	618.85	619.50	620.82	621.47	71.593	72.093	0.047
LO <i>R. elegans</i> ^a	633.61	635.12	635.96	637.47	72.896	73.396	0.105
LO <i>E. eximius</i> ^a , curved spine ^a	635.12	636.60	637.47	638.95	73.000	73.500	0.103
LO <i>H. semicostata</i> ^d	637.10	642.50	639.45	645.12	73.400	73.900	0.394
<i>W. manivitae</i> ^a s.l. C/F	648.35	649.63	650.97	652.25	not dated	-	-
LO <i>B. coronum</i> ^a	655.91	657.19	658.53	659.81	not dated	-	-
FO curved spine ^a	659.77	660.39	662.39	663.01	not dated	-	-
LO <i>W. manivitae</i> ^a s.s.	658.52	659.77	661.14	662.39	not dated	-	-
LO <i>R. anthophorus</i> ^a	660.39	661.72	663.01	664.34	not dated	-	-

Table1: Top depths, sub-bottom depths and estimated absolute ages and error margins of calcareous nannofossil, planktic and benthic foraminifera bio-events, $\delta^{13}C$ events and polarity reversals transitions in Hole 762C. (a) calcareous nannofossil bio-events, this study. (b) planktic foraminifera bio-events, Howe et al. (2003). (c) benthic foraminifera bio-events, Howe et al. (2003). (d) planktic foraminifera bio-events, Campbell et al. (2004). (e) calcareous nannofossil bio-events, Campbell et al. (2004). Polarity reversals transitions are based on a revised interpretation of the results obtained by Galbrun (1992).

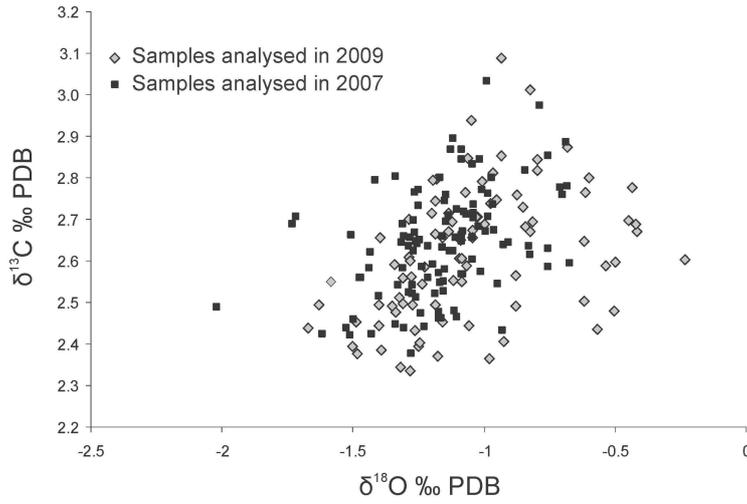


Fig. 4

Figure 4: Cross-plot of carbon- and oxygen-isotope ratios for bulk samples analyzed from the Maastrichtian section of Hole 762C. There is no significant correlation between the two sets of values.

by reference to their stratigraphic level (M for Maastrichtian, Fig. 2), numbered according to their stratigraphic position uphole and given either positive (+) or negative marks (-) with respect to increasing and decreasing trends. Inflection points of the profile are used to define the base and top of these events (Fig. 2). In addition, the first occurrence (FO) and last occurrence (LO) of planktic foraminifera (PF), benthic foraminifera (BF) and nannofossil (NF) bio-events recorded during these $\delta^{13}C$ events are given (Fig. 2).

- Indian Ocean upper Campanian event (IOUC). This event is characterized by a sharp decrease from 2.9 to 2.5‰ around 658 mbsf. Values slightly increase up to 2.75‰ between 658 and 643 mbsf.
- CMBa is characterized by a sharp decrease from 2.8 to 2.5‰ between 633.6 and 629.6 mbsf. This trend is followed by a small rebound up to maximum values of 2.7‰ at 625 mbsf.
- CMBb corresponds to a second decrease down to values of 2.4‰ at 621 mbsf. The LO of *Uniplanarius trifidus* medium-rayed is recorded within this event (Fig. 2).
- M1+ corresponds to a trend of slightly more positive and fluctuating values between 618 and 616 mbsf with maximum values around 2.6‰. The FO of *Petrarhabdus vietus* (NF) and the LO of *Stoverius biarcus* (NF) are recorded within this event.
- M1- defines a slight negative excursion in the 615.5 to 611.5 mbsf interval with values reaching a minimum around 2.35‰. Numerous bio-events are recorded within this event: the FO of *Abathomphalus intermedius* (PF), and the LO of *Contusotruncana fornicata* (PF), *Uniplanarius trifidus* short-rayed (NF), *Uniplanarius gothicus* (NF) and *Tranolithus stemmerikii* (NF).
- M2+. The interval between 612 and 609 mbsf is characterized by a short 0.25‰ positive excursion up to values of 2.65‰. Recorded bio-events during M2+ are : the FO of *Gublerina cuvillieri* (PF) and the successive LOs of *Petrarhabdus copulatus* (NF), *Broinsonia parca parca* (NF), *Zeugrhabdotus diplogrammus* (NF) and *Monomarginatus quaternarius* (NF).

- M2-. The interval between 609 and 604 mbsf is characterized by a 0.2‰ negative excursion down to values of 2.45‰. Recorded bio-events during M2- are : the FOs of *Globotruncana linneiana* (PF), *Cribrosphaerella daniae* (NF) and *Nephrolithus frequens* (NF) and the LO of *Zeugrhabdotus erectus* (NF), followed by the LOs of *Reinhardtites levis* (NF) and *Zeugrhabdotus birescenticus* (NF) and the FO of *Abathomphalus mayaroensis* (PF).
- M3+(a). The interval between 601 and 589 mbsf is characterized first by a sharp 0.4‰ positive excursion between 601 and 599 mbsf, secondly by fluctuating values between 2.7 and 2.8‰ up to 589 mbsf. Recorded bio-events during M3+(a) are : The LOs of *Tranolithus orionatus* (NF) and *Broinsonia parca constricta* (NF) at the base of the event, followed by the FO of *Pseudotextularia elegans* (PF), *Pseudotextularia intermedia* (PF) and the LO of *Stenioenia pommerana* (BF). Above the sharp increase are recorded the FO of *Ceratolithoides kamptneri* (NF), the LOs of *Amphizygus brook-sii* small (NF) and *Stoverius coangustatus* and the FOs of *Globotruncanita stuarti* and *Planoglobulina acervulinoides*.
- M3-. The interval between 588.5 and 583.5 mbsf is characterized by a slight negative excursion with stable values around 2.7‰. From the base to the top of this event, a large number of bio-events are recorded: the FOs of *Cribrorocorona gallica*, *Lithraphidites praequadratus*, *Micula prae-murus*, *Racemiguembelina powelli*, *Pseudoguembelina palpebra*, *Globorotalia angulata*, *Pseudomicula quadrata* and *Lithraphidites quadratus*, and the LOs of *Petrarhabdus vietus* and *Ahmuellerella octor-adiata*.
- M3+(b). The interval between 582 and 580 mbsf is characterized by a 0.45‰ positive excursion up to values of 3.1‰.
- M4-(a). The interval between 579 and 574.5 mbsf is characterized by a 0.45‰ negative excursion down to values of 2.6‰. Recorded bio-events: the FOs of *Racemiguembelina fructicosa* (PF) and *Contusotruncana contusa* (PF) and the FO of *Micula murus* (NF).
- M4+. The previous negative trend is interrupted by a positive rebound between 574.5 and 573 mbsf with an increase of 0.25‰ up to values of 2.8‰. Recorded bio-events are the base of an acme zone of *Lithraphidites praequadratus* (NF) and *Lithraphidites quadratus* (NF).
- M4-(b). A second drop of 0.4‰ in carbon isotope values occurs between 565 and 557.2 mbsf down to values of 2.4‰. Recorded bio-events are : the LOs of *Angulofenestrellithus snyderi* (NF) and *Biscutum constans* (NF), the top of the acme zone of *L. praequadratus* (NF) and *L. quadratus* (NF), immediately followed by the base of an acme zone of *Micula murus* (NF). A short acme of *Cribrorocorona gallica* (NF) is recorded in the 561.4 to 559 m interval where $\delta^{13}C$ values are the lowest. The FO of *Micula prinsii* (NF) is also recorded within this interval.
- M5+. The interval between 557.2 and 554.8 (K-Pg boundary) mbsf is characterized by a 0.25‰ positive excursion up to values of 2.65‰. The top of the acme of *Micula murus* (NF) is recorded within this positive shift.

4.3 Cyclostratigraphy.

The respective thickness of magnetochrons C31r and C30n relative to their duration, according to the Geologic Time Scale 2004 (GTS2004, Gradstein *et al.*, 2004), suggests variations of the sedimentation rate. To ascertain these variations, two spectral analyses have been performed different interval: the lower Maastrichtian, from 593 to 638 ambsf, and the upper Maastrichtian from 550 to 593 ambsf. The study of the lower Maastrichtian periodogram highlights cycles with wavelength ranging from 0.26 to 4.1 m, with low frequency cycles presenting the highest power and the best individualisation (Fig. 5). Comparison of their period ratios with the ratio of orbital parameters periods has permitted their attribution to a forcing by the 405 kyr eccentricity (2.15 to 4.1 m cycles), 100 kyr eccentricity (0.58 m to 0.75 m cycles), and obliquity (0.26 m) variations (Fig. 5). The identification of groups of cycles rather than distinct periods is linked to sedimentation rate variation within the interval studied, which modified the thickness of the record (Herbert, 1994). The spectral analysis performed between 550 and 593 ambsf (upper Maastrichtian) detects cycles with a wavelength ranging from 0.40 to 7.46 m (Fig. 5). The periodogram shows numerous low frequency cycles and not well expressed high frequencies variations. The frequency ratios method applied to the periodogram indicates a forcing of the sedimentation by obliquity, 100 kyr eccentricity, and 405 kyr eccentricity (Fig. 5). Colour variations in the upper Maastrichtian have less amplitude, and the 405 kyr cycles power is attenuated. Precession cycles are not very well defined on the periodograms, the intervals studied being too large to highlight with accuracy the high frequency cycles. A strong shift of the cycles toward lower frequencies can be observed between the two periodograms. It characterises an increase of the sedimentation rate.

An amplitude spectrogram has been performed on the entire signal to characterize precisely variations of the sedimentation rate. Well-defined trends present on the entire record have been related to the evolution of 100 kyr and 405 kyr eccentricity cycles by comparison to the results of the spectral analysis (Fig. 6).

The upper Campanian is characterised by a trend corresponding to an obliquity forcing. Obliquity seems recorded during the lower Maastrichtian, though its amplitude is not very good. Eccentricity is disturbed between 612.5 and 607.5, due to important core cracks observed in this interval. This interval also corresponds to the beginning of a decrease of the sedimentation rate, represented by the slight drift of the 405 kyr eccentricity toward the higher frequencies, lasting until 585 ambsf.

This is followed by an abrupt increase of the sedimentation rate at 580 ambsf, in the upper Maastrichtian, observed in the shifting of the 100 kyr eccentricity toward lower frequencies. At 577 ambsf, the 405 kyr eccentricity cycle disappears, reflecting the very weak amplitude of these cycles in this part of the record. Perturbations of the analysis in the higher frequencies, due to the remaining cracks in the cores, prevent a good identification of precession and obliquity variations.

The identification of 100 kyr and 405 kyr eccentricity cycles allows estimation of duration by cycle counting. It has been performed considering that a minima in grey value (darker colours) corresponds to a maxima of the insolation. Indeed, darker sediments have a higher terrigenous content, which reflects higher insolation (Palike *et al.*, 2006).

When precession cycles are well defined, the resolution in the cycle counting can be down to 20 kyr. Figure 6 presents cycle counting performed on the grey scale signal smoothed by a 5 points moving average. It illustrates the variations of the sedimentation rate identified using spectral analysis and

amplitude spectrogram. The 405 kyr and 100 kyr eccentricity cycles have been numbered downhole with the Cretaceous/Paleogene (K-PG) boundary as starting point. Cycles of 100 ky and 400 ky eccentricity are presented together with a filtering of the 100kyr eccentricity cycles (Fig. 6). Filtering induces a phase-shift and can create a misleading impression of regular cyclicity where sedimentation rate variations remain (Weedon, 2003). This effect has been limited by using a very large bandwidth. A constant sedimentation rate, and thus a constant thickness of the cycles have been considered to account for the intervals of no recovery (Fig. 6).

5 Discussion

5.1 Durations of polarity reversals, biostratigraphic events and carbon-isotope trends.

The position of the boundary between chrons C30n and C29r has been revised here and is given a much larger uncertainty than in Galbrun (1992). Indeed, most of the samples of core 43X2 to core 43X5 analysed by Galbrun (1992) could not be demagnetized at high steps, given their weakness of NRM intensity. As a consequence, these samples showed a weak negative inclination which was previously interpreted as a normal polarity (Galbrun, 1992). However the sub-jacent well-magnetized sample 44X1-132 (565.32 mbsf), shows a strong positive inclination, interpreted as a short interval of reversed polarity (Galbrun, 1992) and is then followed by numerous well-magnetized samples of normal polarity. Thus, the base of C29r which was previously placed at 556.5 mbsf could also be placed downhole at 565.32 mbsf. Moreover, according to Henriksson (1993) whose study focused on the biochronology of *Micula prinsii* zone on a large number of sites, the FO of this taxon is synchronous throughout the tethyan and intermediate realms and lies within chron C29r, close to the base of this magnetochron. In our study, the LO of this taxon is recorded at 560.46 mbsf (Table 1, Fig. 2) and allows us to expect a downhole position of the base of C29r as compared to that of Galbrun (1992). The presence of an interval of no recovery at the base of core 43X further complicates the precise identification of the boundary between C29r and C30n. As a consequence, the whole uncertainty (between 556.5 and 565.32 mbsf) is taken into account and the C29r/C30n boundary is rather placed at 560.91 ± 4.41 mbsf (Table 2a, Fig. 2). This results in a duration of 397 ± 221 kyr for the Cretaceous part of C29r (Table 2b). The obtained average duration is actually close to the duration of 361 kyr provided in the GTS2004.

Quite large uncertainties also remain for the durations of chrons C30n and C30r because a 3 m interval of no recovery at the base of core 46X, close to where the reversal is observed in paleomagnetic data (Galbrun, 1992). Chron C30r is only defined by two samples of reversed polarity (Appendix 2) and a total uncertainty of 4.3 m (between 588.64 and 592.94 mbsf) is accounted for the boundary between chrons C30n and C30r. An uncertainty of 2.4 m is accounted for the C30r/C31n boundary (Table 2a, Fig. 2). Although uncertainties remain for chrons C29r to C31n at Hole 762C, and although the average duration of chron C31n differs much from that given in the GTS2004, the cumulative estimated durations of chrons C29r to C31n evaluated by the cyclostratigraphic approach (Table 2b) match those calculated at Sites 1267B and 525A and have been well calibrated to the La2009 solution (Husson *et al.*, 2010a). The uncertainties are the lowest (<1m) for chrons C31r to C33n (Fig. 2) and allow a very precise estimation of their durations and ages (Table 2a and 2b).

In addition, foraminifera and calcareous nannofossil bio-events as well as $\delta^{13}C$ trends recorded in Hole 762C are calibrated in ages using the results of the cyclostratigraphic approach (Table 1, Fig. 7). This

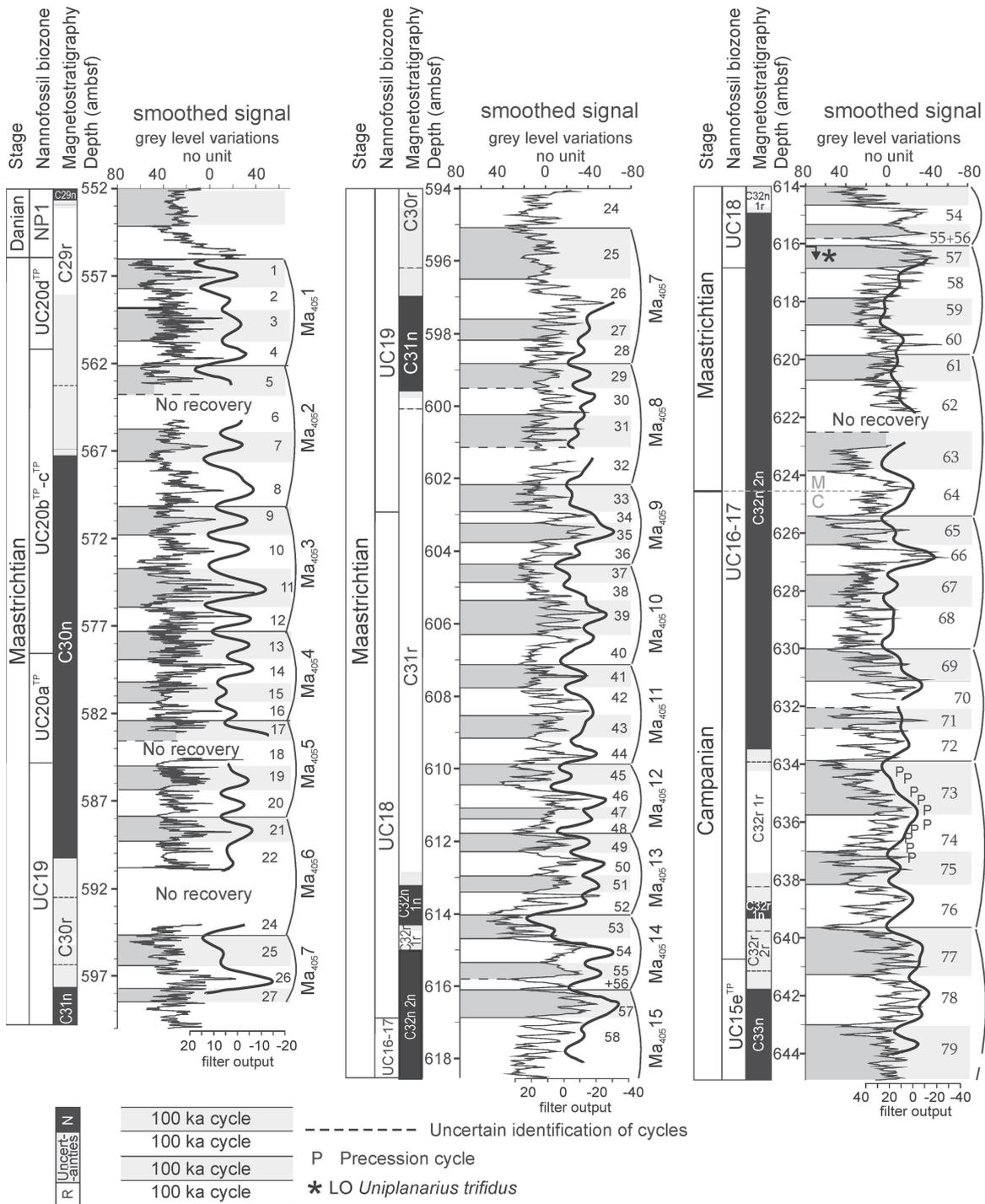


Fig. 6

Figure 6: Estimated durations of magnetochrons and cyclostratigraphic age-model for the upper Campanian-Maastrichtian of ODP Hole 762C. The counting of 100 and 400 ka eccentricity cycles is based on the 100 kyr filter extracted from the original grey-scale log reflectance.

Events	depth (mbsf)	ambsf	Age (Ma) with K/Pg at 65.5 Ma	Age (Ma) with K/Pg at 66 Ma	Uncertainty (Ma)	GTS2004
K-Pg boundary	554.8	556,03	65,500	66,000	-	65,5
C29r/C30n	560.91±.41	562,14	65,897	66,397	0,221	65,861
C30n/C30r	590.79 ±2.15	592,34	67,761	68,261	0,126	67,696
C30r/C31n	594.72 ±1.21	596,27	68,053	68,553	0,118	67,809
C31n/C31r	598.16 ±0.04	599,71	68,407	68,907	0,005	68,732
C31r/C32n1n	611.46 ±0.06	613,07	70,531	71,031	0,011	70,961
C32n1n/C32n1r	612.37±0.18	614,34	70,765	71,265	0,034	71,225
C32n1r/C32n2n	612.975 ±0.075	614,95	70,880	71,380	0,014	71,474
C32n2n/C32r1r	631.475 ±0.395	633,83	72,692	73,192	0,041	72,929
C32r1r/C32r1n	635.885 ±0.465	638,24	73,002	73,502	0,032	73,231
C32r1n/C32r2r	637.39 ±0.45	639,74	73,100	73,600	0,031	73,318
C32r2r/C33n	638.78±0.35	641,13	73,200	73,700	0,024	73,577

Magnetochron	Duration (Ma)	Uncertainty (Ma)	GTS2004
C29r (Cretaceous)	0,397	0,221	0,361
C30n	1,864	0,347	1,835
C30r	0,292	0,244	0,113
C31n	0,354	0,123	0,923
C31r	2,124	0,016	2,229
C32n1n	0,234	0,045	0,264
C32n1r	0,115	0,048	0,249
C32n2n	1,812	0,055	1,456
C32r1r	0,309	0,073	0,301
C32r1n	0,098	0,063	0,087
C32r2r	0,100	0,055	0,259

Table 1: Estimated ages (a) and mean durations (b) and error margins of uppermost Cretaceous magnetochrons in Hole 762C and comparison with the standard Geological Time Scale (Gradstein et al., 2004).

provides a robust stratigraphic framework that can be used as a reference for the Indian Ocean and also provides a base for large-scale correlations and testing in the future of potential synchronism/diachronism of planktonic microfossil bio-events between the different provinces of the southern hemisphere.

5.2 Early Maastrichtian disconformity or diachronism of microfossil bio-events ?

Howe *et al.* (2003) identified an early Maastrichtian disconformity/hiatus/condensed section in sites from the Exmouth Plateau (Hole 762C and 761B) within KPF3/KPF2c (Fig. 2) based on the stratigraphic order of nannofossil and foraminifera bio-events which differs from Tethyan stratigraphic frameworks. This assumption is mainly based on the last co-occurrence of *Broinsonia parca constricta* and *Reinhardtites levis* and very close first occurrence of *Abathomphalus mayaroensis* (Fig. 2). Aphorpe (1979) previously suggested that this early Maastrichtian disconformity is widespread on the western Australian margin as

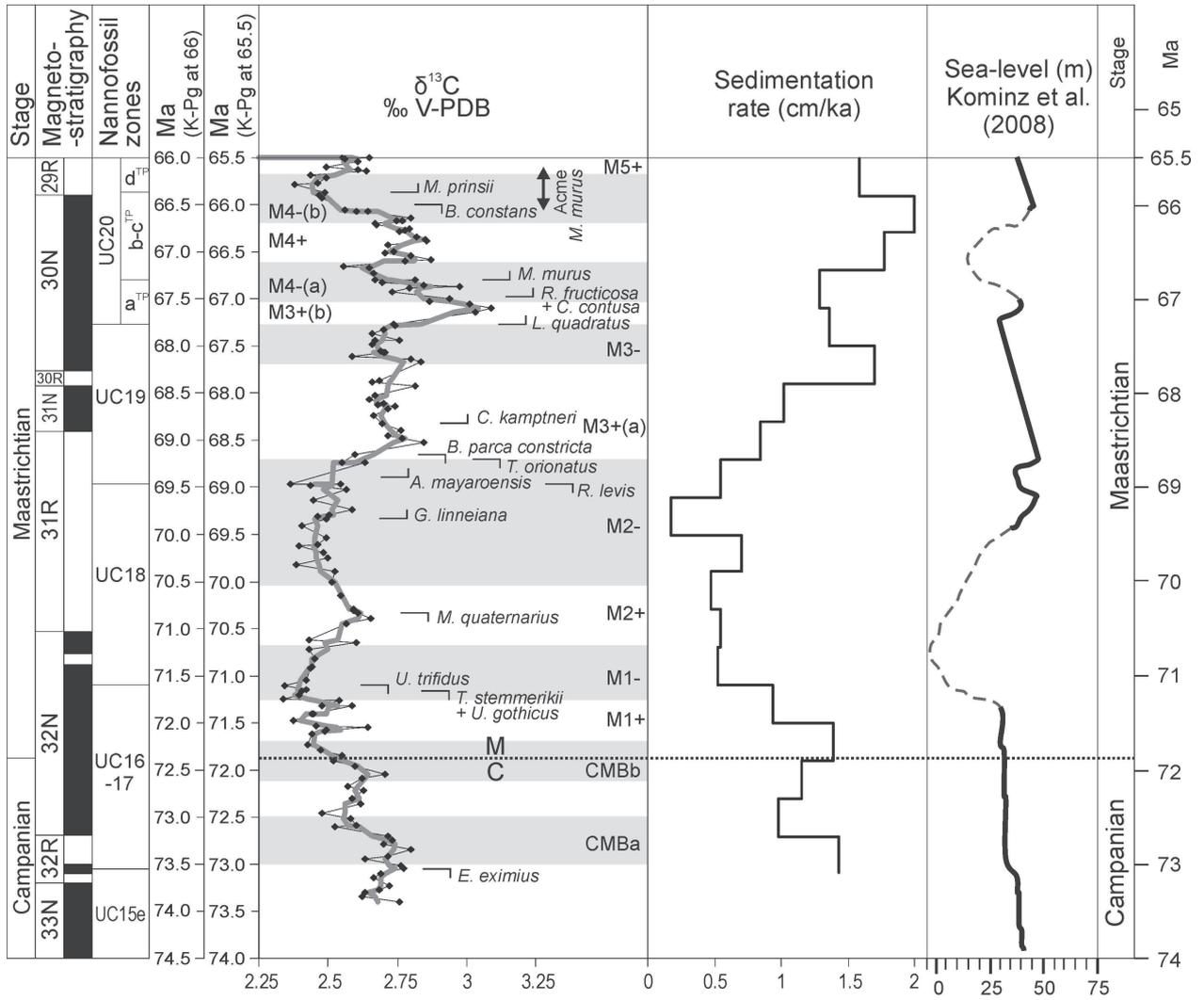


Fig. 7

Figure 7: Age-calibrated bulk-carbonate $\delta^{13}C$ profile for the Indian Ocean and variations of the sedimentation rate in Hole 762C vs variations of the sea-level as estimated in Kominz et al. (2008).

she was unable to identify foraminifera biozone C12 in 45 of 52 wells from this area. This disconformity would thus lie within chron C31r in Hole 762C (Fig. 2). No hiatus can be characterized in the amplitude spectrograms of Hole 762C within chron C31r (Fig. 5). Moreover, the obtained duration estimated in this section for chron C31r matches almost perfectly those obtained at the Contessa highway section, central Italy (Husson *et al.*, 2010b) and Hole 1258A, Demerara Rise, central Atlantic (Husson *et al.*, 2010a) and differs from the duration provided in the GTS2004 by only 160 kyr (Table 2b). Our results do not suggest such a disconformity in Hole 762C. During the late Campanian and Maastrichtian, the Perth and Carnarvon basins in the south of the western Australian margin were shown to have Austral affinities whereas the northwestern margin where the Exmouth Plateau is situated had Transitional affinities between Austral and Tethyan assemblages (Rexilius, 1984; Shafik, 1990 ; Huber, 1992a; Huber and Watkins, 1992) (Fig. 1). Therefore, during times of climatic cooling, standard Tethyan zonations are more difficult to apply because some index species are absent or are suspected to have different age ranges (Bralower and Siesser, 1992; Wonders, 1992; Petrizzo, 2000; Howe *et al.*, 2003; Campbell *et al.*, 2004). Barrera and Savin (1999) and Li and Keller (1999) showed that a global climatic cooling occurred right before the C32n/C31r transition and was followed by warming in the topmost part of chron C31r. These climatic changes were mainly deciphered through the oxygen isotope ratios of benthic foraminifera but also affected surface waters as expressed by changes in calcareous nannofossil assemblages (Thibault and Gardin, 2006, 2007). Therefore, the different order of nannofossil and foraminifera bio-events observed in Hole 762C within chron C31r are rather the expression of diachronism between Transitional and Tethyan provinces due to these climatic changes than the evidence of a disconformity.

5.3 Age of the Campanian/Maastrichtian boundary.

Before the ratification of the GSSP boundary at Tercis les Bains, the base of the Maastrichtian stage was assigned to the first occurrence of belemnite *Belemnella lanceolata* with reference to the chalk section of Kronsmoor, North Germany (Birkelund *et al.*, 1984; Schönfeld *et al.*, 1996). However, this marker has a biogeographic distribution which is limited to the Boreal Realm and the Maastrichtian Working Group reassigned the base of the Maastrichtian to the first occurrence of ammonoid *Pachydiscus neubergicus* (Odin, 1996), which has a much wider geographical distribution (Hancock, 1991), on the basis of indirect correlations and comparison of strontium isotope stratigraphy with the U.S. Western Interior (McArthur *et al.*, 1992; Landman and Waage, 1993; Schönfeld *et al.*, 1996). Subsequently, the Campanian/Maastrichtian GSSP boundary was defined and ratified at Tercis les Bains close to the first occurrence of ammonoid *P. neubergicus* (the preferred guide event, Odin and Lamaurelle, 2001) and as the arithmetical mean of 12 distinct biohorizons in order to get the best precise definition, this combination of criteria assuring more secure correlation of the boundary level at the global scale (Odin and Lamaurelle, 2001). Based on a large array of paleontological, paleomagnetic and radiometric considerations, the GSSP boundary is considered nearly contemporaneous to the FO of *B. lanceolata* in the Boreal Realm, lies close to the middle of chron C32n2n and was assigned an age of 72.0 ± 0.5 Ma (Barchi *et al.*, 1997; Lewy and Odin, 2001; Odin and Lamaurelle, 2001). In the GTS2004, two distinct ages are proposed. (1) A first approximate age of 70.6 Ma is based on the supposed last occurrence of nannofossil *Uniplanarius trifidus* at the top of belemnite *Belemnella obtusa* zone in northwest Germany, calibrated with the strontium isotope curve of McArthur *et al.* (1994) at ca. 69.9 Ma, and estimated to be about 0.75 Myr younger than the boundary level at Tercis les Bains, by assuming a constant sedimentation rate on this section. However, *U. trifidus* is actually not found in Germany because this species is restricted to low latitudes (Schönfeld *et al.*, 1996; Burnett, 1998) and the strontium isotope age calibration method has an uncertainty comprised between 0.8 and 1.5 Ma (McArthur *et al.*, 1994). (2) A second estimate at 71.3 Ma is given, based on a strontium isotope age

projection for the FO of *B. lanceolata* (Schönfeld *et al.*, 1996) on the curve of McArthur *et al.* (1994). None of these two estimates actually match the biohorizon criteria provided for the GSSP boundary and they do not take into account the large uncertainty of the strontium isotope age calibration. Similarly to the GTS2004, the LO of *U. trifidus* is here considered to be ca. 0.75 Myr younger than the CMB at Tercis les Bains, assuming an obliquity-driven metric rhythm of the sedimentation (40 kyr/m), as stated in Odin and Amorosi (2001). The LO of *U. trifidus* is identified with great precision at Site 762C (614.06±0.06 mbsf), allowing a cyclostratigraphic assignment to the top of Ma40515 (616.09 ambsf, Fig. 6). This bio-event is considered as extremely robust throughout the Tethyan and Transitional provinces (Gardin *et al.*, 2001b, Thibault, 2005). Consequently, the CMB can be placed here in the lowermost part of Ma40516, within the middle of 100 kyr eccentricity cycle E10064 (Fig. 6). The CMB level chosen here falls almost exactly in the middle of chron C32n2n (Fig. 6), in perfect accordance with Lewy and Odin (2001). Correlation of the age-calibrated $\delta^{13}\text{C}$ profile of Hole 762C with the $\delta^{13}\text{C}$ profile obtained on the GSSP of Tercis les Bains (Thibault *et al.*, 2010) allows a very precise identification of the CMB within d13C event CMBb and matches exactly the stratigraphic level previously chosen using the LO of *U. trifidus* (Fig. 8). Two different ages for the CMB can thus be proposed depending on the age of the K-Pg boundary: 71.9 Ma with an age of 65.5 Ma for the K-Pg as in the GTS2004, or 72.4 Ma with an average age of 66 Ma for the K-Pg (Westerhold *et al.*, 2008; Renne *et al.* 2010).

5.4 Variations of the sedimentation rate

Variations of the sedimentation rate were estimated by the counting of 19 400kyr eccentricity cycles (Fig. 9). The resulting curve is a sinusoid which shows a reduced sedimentation rate starting in chron C32n and minima (0.64 cm/kyr) throughout chrons C32n1r to C31n. The sedimentation rate suddenly increases close to the transition between chron C31n and C30r. A second increase in the middle part of chron C30n results in a average value of the sedimentation rate of 1.77 cm/kyr.

An interesting issue is the comparison of the variations in the sedimentation rate plotted for each 400 kyr cycle with the sea-level record (Fig. 7). Kominz *et al.* (2008) recently provided an updated sea-level record for the last 108 Ma through the backstripping of corehole data from the New Jersey and Delaware Coastal Plains. Although the temporal resolution of this curve is quite low for comparison at the scale of one single stage ($\pm 1\text{Ma}$ for the Late Cretaceous), the correlation of this curve to variations of the sedimentation rate in the Campanian-Maastrichtian interval of Hole 762C shows a remarkable similarity from 74 to 67 Ma. This early Maastrichtian 3rd order regression was correlated to an episode of accelerated cooling associated to an inferred reversal of the thermohaline circulation (Barrera *et al.*, 1997). The coincidence between this 3rd order regression and this episode of accelerated cooling suggests a glacio-eustatic mechanism (Miller *et al.*, 1999). These authors argued for the development of a moderate Antarctic ice-sheet. Such a short early Maastrichtian ice-age would have intensified high-latitude formation of cooler and oxygenated bottom-waters and increased latitudinal temperature gradients (Barrera *et al.*, 1997; Barrera and Savin, 1999). During this time, the Southern and Indian Oceans were isolated by geographical barriers between Antarctica and South America and in the central Atlantic, which inhibited the free circulation of intermediate to deep-waters. As a result, bottom-waters generated around Antarctica would have flowed north past the northwestern Australian margin into the Tethys Ocean (Howe *et al.*, 2003). These bottom waters were probably slightly more corrosive and stronger bottom currents would have resulted in higher winnowing of the sea-floor. Higher dissolution of carbonates and winnowing may thus account for lower sedimentation rates within this interval. At the early-late Maastrichtian transition (topmost part of chron C31r), the geographical barrier formed by the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in

Hole 762C

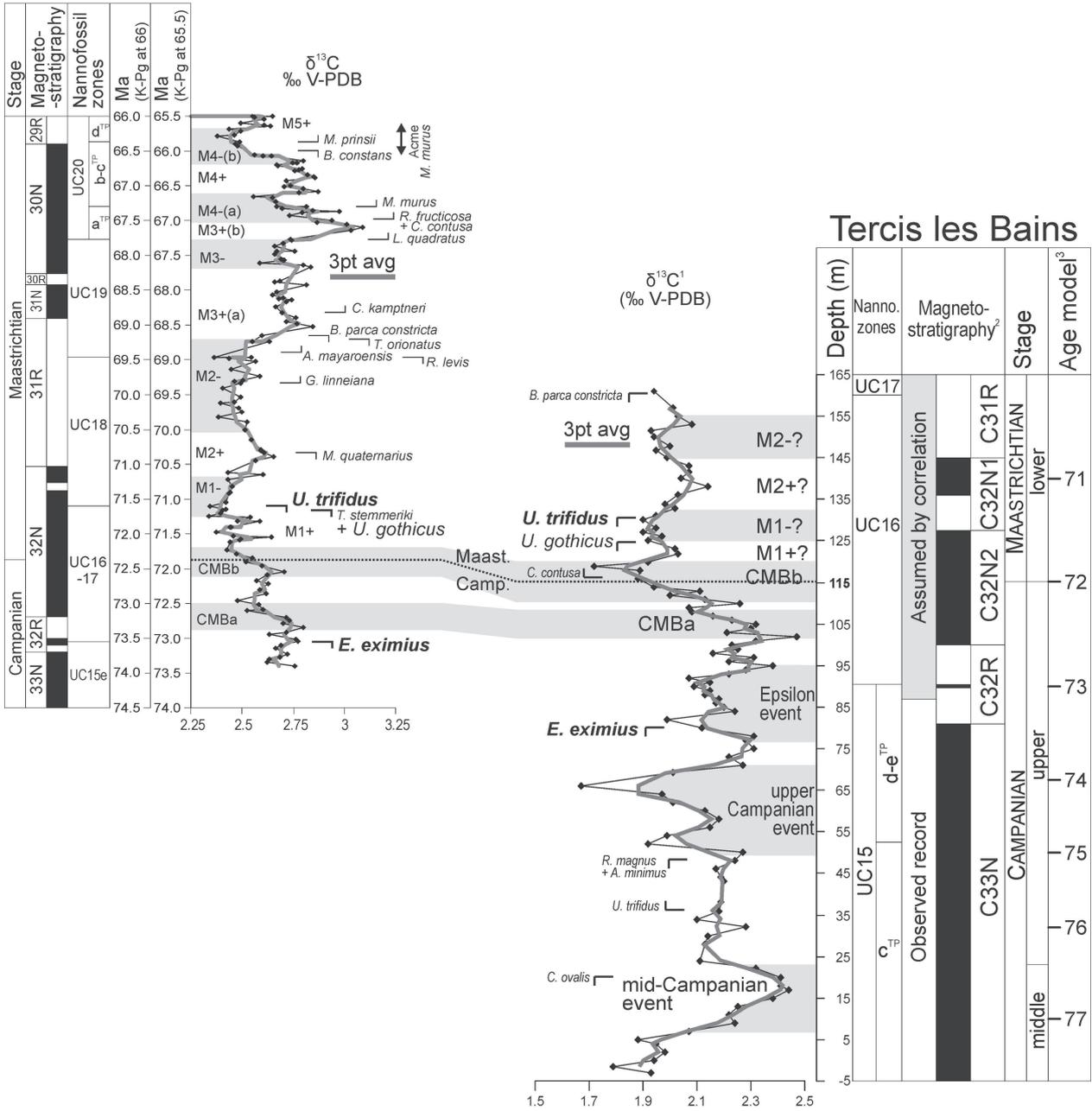


Fig. 8

Figure 8: Correlation of the age-calibrated $\delta^{13}\text{C}$ profile of Hole 762C with the $\delta^{13}\text{C}$ profile of Tercis, GSSP of the Campanian/Maastrichtian boundary. (1) Data from Thibault et al. (2010).

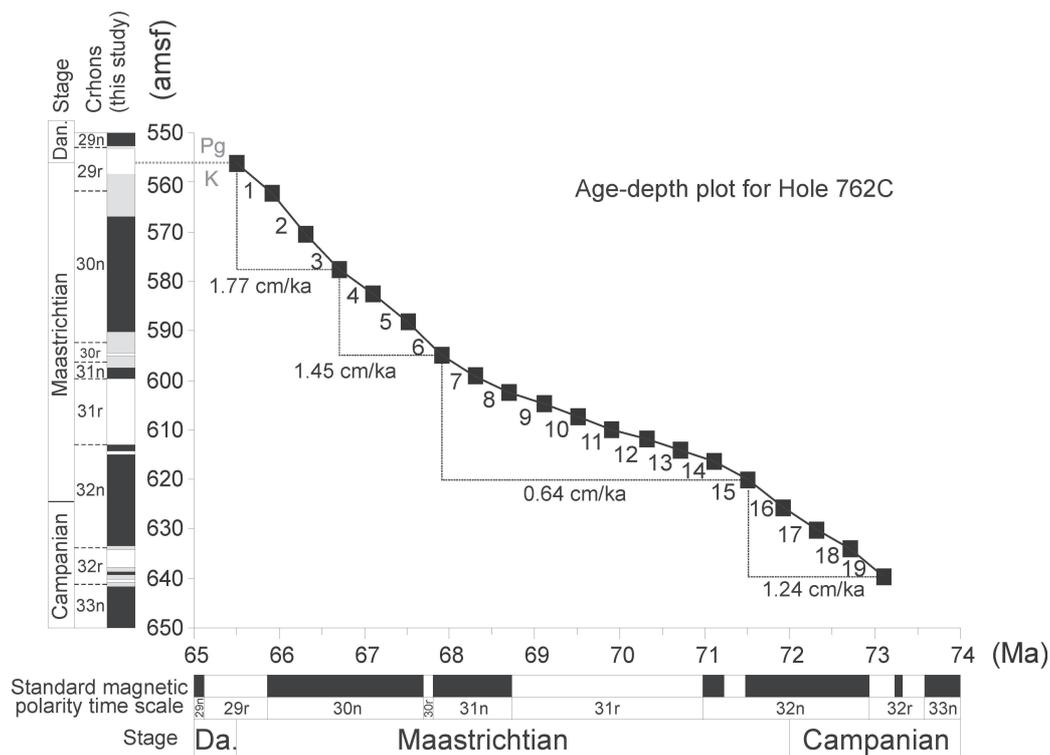


Fig. 9

Figure 9: Age-depth plot for Hole 762C. Horizontal axis shows standard tropical/subtropical planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil biozones correlated to the Gradstein and others (2004) Geologic Time Scale; vertical axis shows the core-depth, core recovery, magnetostratigraphic interpretations and planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil biozones. A line of correlation is drawn through each of the counted 400ka cycles below the K-Pg boundary (numbers 1 to 19). Four average calculated sedimentation rates are shown for each significant change in slope of the line of correlation. Grey-shaded squares represent the uncertainties of magnetic polarity reversals.

the Atlantic Ocean was breached by sea-floor spreading on the Mid-Atlantic Ridge, allowing free circulation of bottom-waters between the North Atlantic and Indian Oceans (Frank and Arthur, 1999). Such a return of warmer, less corrosive and less powerful bottom-waters would thus explain the following increase in the sedimentation rate in the remaining part of the Maastrichtian (Fig. 7).

5.5 Correlations and paleoenvironmental interpretation of carbon-isotope signals

Li and Keller (1998a, 1998b) and Barrera and Savin (1999) described carbon isotope trends from a large number of deep-sea sites in the Atlantic, Pacific, Indian and Southern Oceans using time control on paleomagnetic reversal stratigraphy and/or Sr isotopes calibrated on paleomagnetic reversal stratigraphy. Their absolute ages were therefore based on Cande and Kent (1995) for magnetostratigraphy. These ages have been revised in the Geologic Time Scale of Gradstein *et al.* (2004), in particular for the K-Pg boundary which age has shifted from 65 to 65.5 Ma. This results in discrepancies in the upper part of the Maastrichtian between the ages of isotopic events given here and that described by these authors. However, the bulk $\delta^{13}C$ profile of the Maastrichtian of Hole 762C resembles previous $\delta^{13}C$ profiles acquired on separated planktic and benthic foraminifera (Li and Keller, 1998a, 1998b; Barrera and Savin, 1999), though several additional events are recorded here, likely due to the higher-resolution dataset of our study or to the expression of local events. Correlation of major $\delta^{13}C$ events can be achieved throughout the Indian Ocean, the South Atlantic and the Boreal Realm using recent high-resolution analysis of Friedrich *et al.* (2009) for DSDP Site 525A and Thibault *et al.* (submitted) for the Danish Basin chalks (Fig. 10). Similar decreases of $\delta^{13}C$ values (events CMBa and CMBb) are observed from the analysis of planktic and benthic foraminiferal tests in the South Atlantic, the Indian ocean and the tropical Pacific ocean across the Campanian-Maastrichtian boundary, followed by a progressive positive excursion reaching a maximum and abrupt increase (event M3+) in the upper part of Chron C31r (Fig. 10). Then $\delta^{13}C$ values remained nearly constant until the upper part of chron C30n where a slight decrease (M4-(a+b)) is observed in foraminiferal tests of the South Atlantic (DSDP Hole 525A) whereas events M4-(a) to M5+ are commonly well-expressed in the bulk of Hole 762C and Stevns-1 (Fig. 10). Carbon-isotope event M3+(b) seems to be the expression of a local event. This positive peak which occurs in the middle of chron C30n in Hole 762C is not observed in the $\delta^{13}C$ profiles of Stevns-1 and Hole 525A.

Changes in the $\delta^{13}C$ record of marine carbonates are generally interpreted as a reflect of changes in the ratio of burial fluxes of isotopically light C of organic matter to C in the carbonates (Scholle and Arthur, 1980; Arthur *et al.*, 1988; Weissert, 1989; Weissert *et al.*, 1998). Additional factors that can influence this record are the addition into the marine realm of various external carbon species, such as terrestrial (through weathering), platform-derived Corg and dissolved inorganic carbon (platform drowning), atmospheric CO₂ (climate change) or methane-derived carbon from the dissociation of clathrates (Cerlings *et al.*, 1993; Dickens *et al.*, 1995; Hesselbo *et al.*, 2000; Kump and Arthur, 1999; Immenhauser *et al.*, 2003; Weissert and Erba, 2004; Swart and Eberli, 2005; Panchuk *et al.*, 2005, 2006, Föllmi *et al.*, 2006). However, processes generally associated to large ($>1.5\%$) $\delta^{13}C$ excursions during oceanic anoxic events (OAEs) in the Jurassic, early and mid-Cretaceous can hardly be applied to Campanian-Maastrichtian records because no black shales were deposited on a large-scale during this interval and because carbon-isotope excursions recorded here in bulk carbonates are either much smaller ($=0.4\%$) and/or are not short-lived episodes (~ 600 kyr for the duration of the positive excursion in the lower Maastrichtian and ~ 400 kyr for the negative excursion at the end of the Maastrichtian). Barrera and Savin (1999) noted that the $\delta^{13}C$ negative excursion of the lower Maastrichtian is seen most markedly at southern polar Sites 689, 690 and 750. These authors proposed two distinct mechanisms to explain this excursion : (1) at the global scale,

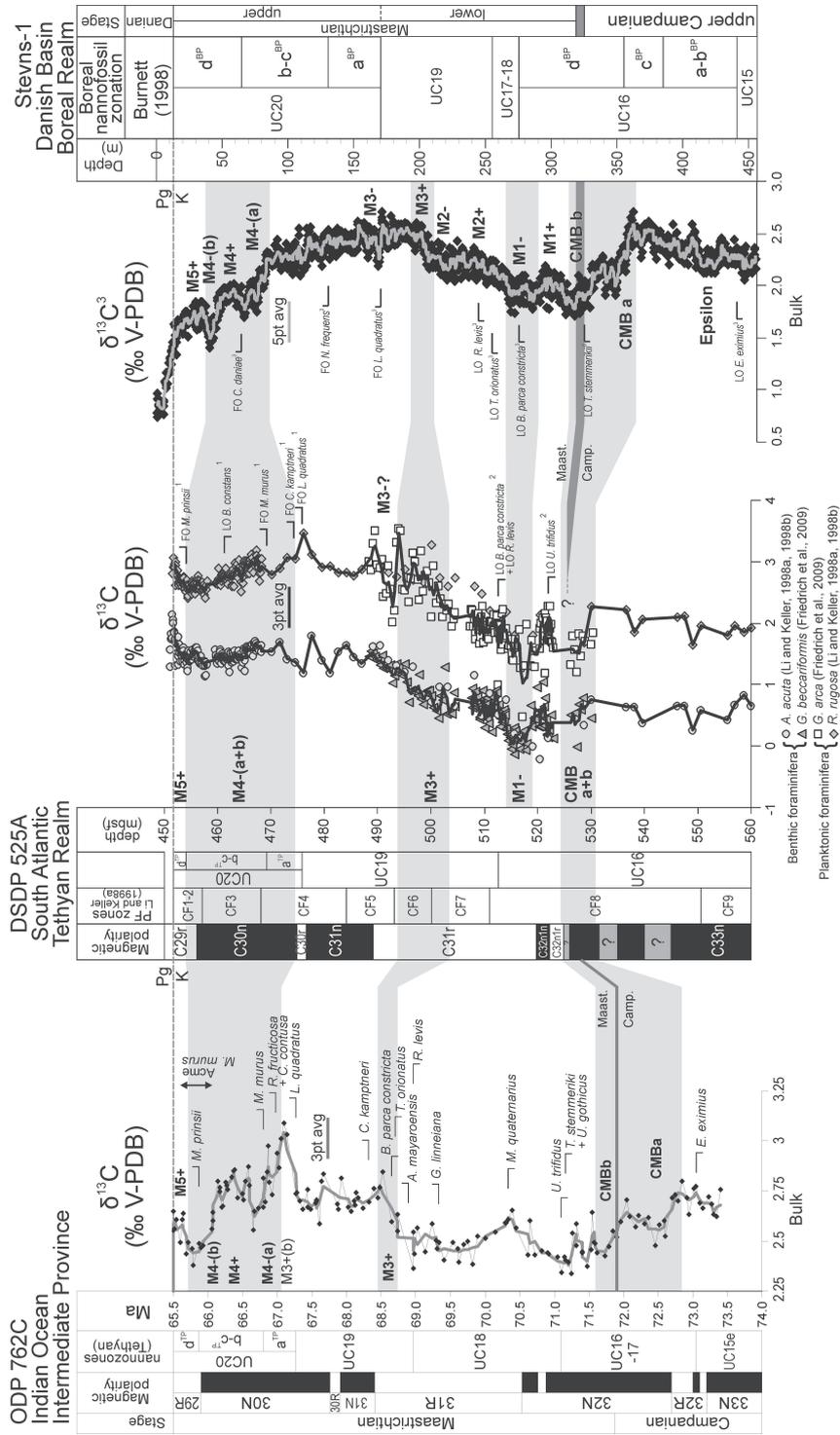


Fig. 10

Figure 10: Correlation of $\delta^{13}C$ profiles between Hole 762C (Indian Ocean), DSDP Hole 525A (South Atlantic) and Stevns-1 (Danish Basin). (1) Thibault and Gardin (2007), (2) Manivit (1984), (3) Thibault et al. (2010).

an increased ratio of organic to inorganic carbon in the input to the oceans driven by increased weathering of organic-rich sediments exposed on continental shelves during the sea-level drop, (2) in the southern ocean, a deepening or intensification of the oxygen minimum zone would reflect increased oxidation of organic matter and an associated production of ^{13}C -depleted bicarbonate which would have resulted in more pronounced negative values as observed in the benthic foraminiferal profiles. However, these authors noted that a second sea-level drop recorded in C30n (Haq *et al.*, 1987 and Kominz *et al.*, 2008) did not affect this ratio as inferred from their $\delta^{13}\text{C}$ values in that interval. In the Late Cretaceous (Cenomanian to Campanian), Jarvis *et al.* (2002, 2006) noted that the carbon-isotope reference curve for the English chalk was remarkably similar in shape to supposedly eustatic sea-level curves. They concluded that both long-term and short-term $\delta^{13}\text{C}$ changes were controlled by sea-level throughout these stages with increasing $\delta^{13}\text{C}$ values accompanying sea-level rise and transgression, and decreasing $\delta^{13}\text{C}$ values characterizing sea-level fall and regression. This relationship is explained by variations in epicontinental sea area affecting organic-matter burial fluxes.

When taking into account the uncertainty of the age-scale of the sea-level curve for the late Cretaceous ($\pm 1\text{Ma}$, Kominz *et al.*, 2008), there is a reasonable good match between variations of the sea-level and our $\delta^{13}\text{C}$ profile (Fig. 9). This suggests the same relationship in the Maastrichtian as shown by Jarvis and associates and seems to confirm this general observation in the Late Cretaceous.

However, climate change might also have contributed to some of the observed $\delta^{13}\text{C}$ excursions. In particular, in the late Maastrichtian, M4-(b) is coincident with the last occurrence of the high-fertility species *Biscutum constans* (Fig. 2). This bio-event, which was also recorded in the Tropical Atlantic and Pacific Oceans (Thibault and Gardin, 2010) suggests a decrease of surface-water fertility by the end of the Maastrichtian. In addition, M4-(b) occurs during the acme of nannofossil warm-water species *Micula murus* which has been interpreted as the expression of the end-Maastrichtian Deccan warming (Thibault and Gardin, 2006, 2007, 2010). The pulse of volcanically derived CO_2 ($\delta^{13}\text{C} \simeq -5\text{‰}$) associated with Deccan volcanism would have contributed only to very small changes in the isotopic composition of the oceans (Kump and Arthur, 1999). However, this global warming event might have significantly reduced photosymbiotic activity (Abramovich and Keller, 2003) and caused an ecological stress (Li and Keller, 1998a, 1998b; Abramovich and Keller, 2003), resulting in a decrease of surface ocean productivity. Thus, the negative excursion M4-(a) could well be a response to third order regression in the latest Maastrichtian whereas M4-(b) may be the expression of a global decrease in surface ocean productivity.

6 Conclusions

1. Combined foraminifera and calcareous nannofossil biostratigraphy, $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy, magneto- and cyclostratigraphy of Hole 762C shows that this site had a nearly continuous sedimentation all along the upper Campanian-Maastrichtian.
2. Our results suggest that no disconformity is present in the lower Maastrichtian of the Exmouth Plateau contrary to what stated in Howe (2003). Rather, the observed higher-than-expected extinctions of lower Maastrichtian nannofossil species and different stratigraphic orders of nannofossil and foraminifera events in this Transitional province of the southern hemisphere as compared to standard Tethyan zonations are most probably the result of migration patterns leading to diachronism as a response to paleoceanographic reorganizations triggered by climate change.

3. Results of the cyclostratigraphic approach allowed an age-calibration of magnetochrons, biostratigraphic events and carbon-isotope evolution.
4. Reduced sedimentation rates in the early Maastrichtian may be the response to major global reorganizations of bottom-currents leading to more corrosion and winnowing along the northwestern margin of Australia.
5. Correlation of the calibrated $\delta^{13}C$ profile of Hole 762C to that of the Tercis section, GSSP of the Campanian/Maastrichtian boundary allows proposal of two different ages for this boundary: 71.9 Ma with an age of 65.5 Ma for the K-Pg boundary, or 72.4 Ma with an age of 66 Ma for the K-Pg boundary
6. The obtained stratigraphic framework of Hole 762C can be used as a robust reference for the Transitional province of the southern hemisphere and serve as a basis for large-scale correlation of $\delta^{13}C$ profiles and to test synchronism/diachronism of microfossil bio-events throughout the Boreal, Tethyan, Transitional and Austral Realms.

Acknowledgements

We are grateful to Nathalie Labourdette, Damien Huygues and Vincent Gressier for technical support and analytical help. This research used samples provided by the Ocean Drilling Program (ODP). ODP is sponsored by the US National Science Foundation (NSF) and participating countries under the management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), Inc. Funding for this study was provided by Eclipse II Program.

References (to be added soon)

- Abramovich, S., Keller, G., 2002. High stress late Maastrichtian paleoenvironment: inference from planktonic foraminifera in Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 145–164.
- Abramovich, S., Keller, G., 2003. Planktonic foraminiferal response to the latest Maastrichtian abrupt warm event: a case study from South Atlantic DSDP Site 525A. *Mar. Micropaleontol.* 48, 225–249.
- Apthorpe, M.C., 1979. Depositional history of the Upper Cretaceous of the Northwest shelf, based upon Foraminifera. *The APPEA Journal* 19, 74–89.
- Arthur, M. A., Dean, W.E., Pratt, L.M. 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary, *Nature* 35, 714– 717.
- Barchi, P., Bonnemaïson, M., Galbrun, B., Renard, M., 1997. Tercis (Landes, Sud-Ouest France) : point stratotypique de la limite Campanien-Maastrichtien. Résultats magnétostratigraphiques et premières données sur la nannoflore calcaire. *Bull. Soc. Géol. France* 168, 133–142.
- Barrera, E., Savin, S.M., 1999. Evolution of Campanian–Maastrichtian marine climates and oceans. In: Barrera, E., Johnson, C.C. (Eds.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, vol. 332, pp. 245–282.
- Barrera, E., Savin, S.M., Thomas, E., Jones, C.E., 1997. Evidence for thermohaline-circulation reversals controlled by sea level change in the latest Cretaceous. *Geology* 25, 715–718.
- Birkelund, T., Hancock, J.M., Hart, M.B., Rawson, P.F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid, F., and Surlyk, F. 1984. Cretaceous stage boundaries Proposals. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 33, 3–20.
- Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropaleontology Society Publication Series. Chapman & Hall/Kluwer Academic Publishers, London, 328 pp.
- Bralower, T.J., Siesser, W., 1992. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of Sites 761, 762 and 763, Exmouth and Wombat Plateaus, northwest Australia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 122, 529-556.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Timescales and Global Stratigraphic Correlations*. SEPM Special Publication 54, Tulsa, pp. 65–79.
- Burnett, J.A. with contributions from Gallagher, L.T. & Hampton, M.J. 1998. Upper Cretaceous. In: P.R. Bown (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Series. Chapman & Hall/Kluwer Academic Publishers, London: 132–199.
- Campbell, R.J., Howe, R.W., Rexilius, J.P., 2004. Middle Campanian–lowermost Maastrichtian nannofossil and foraminiferal biostratigraphy of the northwestern Australian margin. *Cretaceous Research* 25, 827–864.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093–6095.
- Cerlings, T. E., Y. Wang, Quade, J., 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature* 361, 344– 345.
- Cramer, B.S., 2001. Latest Palaeocene-earliest Eocene cyclostratigraphy: using core photographs for reconnaissance geophysical logging. *Earth Planet. Sci. Lett.* 186, 231–244.
- Dickens, G.R., O’Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10, 965–971.
- Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S., Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography* 21, PA4211, doi:10.1029/2006PA001313.
- Frank, T.D., Arthur, M.A., 1999. Tectonic forcings of Maastrichtian ocean-climate evolution. *Paleoceanography* 14, 103-117.
- Friedrich, O., Herrle, J.O., Hemleben, C., 2005. Climatic changes in the Late Campanian–Early Maastrichtian: Micropaleontological and stable isotopic evidence from an epicontinental sea. *Journal of Foraminiferal Research* 35, 228–247.
- Friedrich, O., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Cooper, M.J., Erbacher, J., Hemleben, C., 2009. Early Maastrichtian carbon cycle perturbation and cooling event: Implications from the South Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 24, PA2211, doi:10.1029/2008PA001654.
- Galbrun, B., 1992. Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous and lower Tertiary sediments, Sites 761 and 762, Exmouth Plateau, northwest Australia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 122, 699–716.
- Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Kennedy, W.J., Corfield, R.M., 1993. Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian–Turonian boundary. *J. Geol. Soc. London* 150, 29–32.
- Golovchenko, X., Borella, P.E., O’Connell, S., 1992. Sedimentary cycles on the Exmouth Plateau. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 122, 279–294.

- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 500 pp.
- Hancock, J.M., 1991. Ammonite time scales for the Cretaceous. *Cretaceous Research* 12, 259–291.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating Sea levels Since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Haq et al., 1992. Site 762, Shipboard Scientific Party. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 122, 213–288.
- Hay, W.H., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.N., Voigt, S., Schulz, M., Rossby Wold, A., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., Söding, E., 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera, E., Johnson, C. C. (Eds.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 332, 1–47.
- Henriksson, A.S., 1993. Biochronology of the terminal Cretaceous calcareous nannofossil Zone of *Micula prinsii*. *Cretaceous Research* 14, 59–68.
- Hesselbo, S. P., Gröcke, D.R., Jenkyns, H.C., Bjerrum, C.J., Farrimond, P., Bell, H.S.M., Green, O.R., 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature* 406, 392–395.
- Howe, R.W., Campbell, R.J., Rexilius, J.P., 2003. Integrated uppermost Campanian–Maastrichtian calcareous nannofossil and foraminiferal biostratigraphic zonation of the northwestern margin of Australia. *Journal of Micropalaeontology* 22, 29–62.
- Huang, Z., Boyd, R., O'Connell, S., 1992. Upper Cretaceous cyclic sediments from Hole 762C, Exmouth Plateau, northwest Australia. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 122, 259–278.
- Huber, B.T., 1992a. Paleobiogeography of Campanian–Maastrichtian foraminifera in the southern high latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 92, 325–360.
- Huber, B.T., 1992b. Upper Cretaceous planktic foraminiferal zonation for the Austral Realm. *Mar. Micropaleontol.* 20, 107–128.
- Huber, B.T., Watkins, D.K., 1992. Biogeography of Campanian–Maastrichtian calcareous plankton in the region of the Southern Ocean: Paleogeographic and Paleoclimatic implications. In: Kennett, J.P., Warnke, D.A. (Eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*. American Geophysical Union, Antarctic Research Series 56, Washington, pp. 31–60.
- Husson, D., Galbrun, B., Thibault, N., Gardin, S., Huret, E., Coccioni, R., 2010a. Astronomical duration of polarity Chron C31r (lower Maastrichtian): cyclostratigraphy of the ODP Hole 762C (Indian Ocean) and the Contessa section (Italy). Submitted to *Geological Magazine*.
- Husson, D., Galbrun, B., Laskar, J., Hinnov, L., Thibault, N., Gardin, S., Locklair, R.E., 2010b. Astronomical calibration of the Maastrichtian (late Cretaceous). Submitted to *Earth and Planetary Science Letters*.
- Immenhauser, A., Della Porta, G., Kenter, J. A. M., Bahamonde, J.R., 2003. An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Sedimentology* 50, 953–959.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T.J., de Cabrera, S., 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 188, 215–248.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Pearce, M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geol. Mag.* 143, 561–608.
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S., Corfield, R.M., 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.* 131, 1–34.
- Jenkyns, H.C., Mutterlose, J., Sliter, W.V., 1995. Upper Cretaceous carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of deep-water sediments from the North-Central Pacific (Site 869, Flank of Pikini-Wodejebato, Marshall Islands). *Proc. ODP Sci. Results* 143, 105–108.
- Johnson, C.C., Barron, E.J., Kauffman, E.G., Arthur, M.A., Fawcett, P.J., Yasuda, M.K., 1996. Middle Cretaceous reef collapse linked to ocean heat transport. *Geology* 24, 376–380.
- Kominz, M.A., Browning, J.V., Miller, K.G., Sugarman, P.J., Mizintsev, S., Scotese, C.R., 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20, 211–226.
- Kump, L. R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter. *Chem. Geol.* 161, 181–198.
- Landman, N.H., Waage, K.M., 1993. Scaphitid ammonites of the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Fox Hills formation in South Dakota and Wyoming, *Bulletin of the American Museum of Natural History* 215, 1–257.
- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossils biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research* 23, 537–634.

- Lees, J.A., Bown, P.R., 2005. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 (Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean). *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 198, 1–60. doi:10.2973/odp.proc.sr.198.114.2005.
- Lewy, Z., Odin, G.S., 2001. Magnetostratigraphy across the Campanian-Maastrichtian boundary at Tercis les Bains in comparison with northern Germany, the Apennines (Central Italy) and North America; biostratigraphical and Central Italy) and North America; biostratigraphical and geochronological constraints. In: Odin, G.S. (Ed.), *The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents*. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series 19*, Elsevier Sciences Publ. Amsterdam, 175–183.
- Li, L., Keller, G., 1998a. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21. *Mar. Micropaleontol.* 33, 55–86.
- Li, L., Keller, G., 1998b. Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology* 26, 995–998.
- Li, L., Keller, G., 1999. Variability in Late Cretaceous and deep waters: evidence from stable isotopes. *Mar. geol.* 161, 171–190.
- MacLeod, K.G., Huber, B.T., Ward, P.D., 1996. The biostratigraphy and paleobiogeography of Maastrichtian inoceramids. In: Ryder, G., Fastovsky, D., Gartner, S. (Eds.), *The Cretaceous–Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History*. Geological Society of America, Special Publication 307, Boulder, pp. 361–373.
- Manivit, H., 1984. Paleogene and Upper Cretaceous calcareous nannofossils from Deep Sea Drilling Project Leg 74. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 74, 475–499.
- McArthur, J.M., Kennedy, W.J., Gale, A.S., Thirlwall, M.F., Chen, M., Burnett, J., Hancock, J.M., 1992. Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous: intercontinental correlation of the Campanian/Maastrichtian boundary. *Terra Nova* 4, 385–393.
- McArthur, J.M., Kennedy, W.J., Chen, M., Thirlwall and M.F. Gale, A.S., 1994. Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: Direct numerical calibration of the Sr isotope curve based on the US Western Interior. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 108, 95–119.
- Miller, K.G., Barrera, E., Olsson, R.K., Sugarman, P.J. and Savin, S.M., 1999. Does ice drive early Maastrichtian eustasy? *Geology* 27, 783–786.
- Mitchell, S.F., Ball, J.D., Crowley, S.F., Marshall, J.D., Paul, C.R.C., Veltkamp, C.J., Samir, A., 1997. Isotope data from cretaceous chalks and foraminifera: Environmental or diagenetic signals? *Geology* 25, 691–694.
- Odin, G.S., 1996. Observations stratigraphiques sur le Maastrichtien. Arguments pour la localisation et la corrélation du Point Stratotype Global de la limite Campanien-Maastrichtien, *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 637–643.
- Odin, G.S., 2001. The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series 19*, Elsevier Sciences Publ. Amsterdam, 910 p.
- Odin, G.S., and Amorosi, A., 2001. Interpretative reading of the Campanian-Maastrichtian deposits at Tercis les Bains: sedimentary breaks, rhythms, accumulation rate, sequences. In: Odin, G.S. (Ed.), *The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents*. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series 19*, Elsevier Sciences Publ. Amsterdam, 125–135.
- Odin, G.S. and Lamaurelle, M.A., 2001. The global Campanian-Maastrichtian stage boundary. *Episodes* 24, 229–237.
- Olsson, R.K., Wright, J.D., Miller, K.G., 2001. Paleobiogeography of *Pseudotextularia elegans* during the latest Maastrichtian global warming event. *J. Foraminiferal Res.* 31, 275–282.
- Panchuk, K. M., Holmden, C., Kump, L.R., 2005. Sensitivity of the epeiric sea carbon isotope record to local-scale carbon cycle processes: Tales from the Mohawkian Sea, *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 228, 320–337.
- Panchuk, K. M., C. E. Holmden, Leslie, S.A., 2006. Local controls on carbon cycling in the Ordovician midcontinent region of North America, with implications for carbon isotope secular curves. *J. Sediment. Res.* 76, 200–211.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H., S et al. (Editors), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, pp. 329–426.
- Petrizzo, M.R., 2000. Upper Turonian–lower Campanian planktonic foraminifera from southern mid-high latitudes (Exmouth Plateau, NW Australia): biostratigraphy and taxonomic notes. *Cretaceous Research* 21, 479–505.
- Premoli Silva, I., Sliter, W.V., 1994. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontogr. Ital.* 82, 1–89.

- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Kudwig, K.R., in press. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{Ar}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*.
- Rexilius, J.P., 1984. Late Cretaceous foraminiferal and calcareous nannoplankton biostratigraphy, Southwestern Australian Margin. PhD Thesis. Department of Geology and Geophysics, The University of Western Australia, 291p.
- Scholle, P. A., Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 64, 67–87.
- Schönfeld, J., Schulz, M.-G., Arthur, M.A., Burnett, J., Gale, A.S., Hambach, U., Hansen, H.J., Kennedy, W.J., Rasmussen, K.L., Thirlwall, M.F., Wray, D.S., 1996. New results on biostratigraphy, paleomagnetism, geochemistry and correlation from the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of northern Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor). *Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Hamburg* 77, 545–575.
- Schrag, D.P., DePaolo, D.J., Richter, F.M., 1995. Reconstructing past sea surface temperatures: correcting for diagenesis of bulk marine carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 2265–2278.
- Shafik, S., 1990. Late Cretaceous nanofossil biostratigraphy and biogeography of the Australian western margin. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Report 295, 1–164.
- Shafik, S., 1998. Problems with the Cretaceous biostratigraphic system of Australia: time for a review. *Australian Geological Survey Organisation Research Newsletter* 28, 12–14.
- Swart, P. K., Eberli, G., 2005. The nature of the $\delta^{13}\text{C}$ of periplatform sediments: Implications for stratigraphy and the global carbon cycle. *Sedim. Geol.* 175, 115–129.
- Thibault, N., 2005. Le Nannoplancton calcaire au cours du Maastrichtien : aspects paléocéologiques et biostratigraphiques. PhD thesis. Université Pierre et Marie Curie Paris 6.
- Thibault, N., Gardin, S., 2006. Maastrichtian calcareous nanofossil biostratigraphy and paleoecology in the Equatorial Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207 Hole 1258A). *Rev. Micropaleontol.* 49, 199–214.
- Thibault, N., Gardin, S., 2007. The late Maastrichtian nanofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP Hole 525A. *Mar. Micropaleontol.* 65, 163–184.
- Thibault, N., Gardin, S., Galbrun, B., 2010. Latitudinal migration of calcareous nanofossil *Micula murus* in the Maastrichtian: Implications for global climate change. *Geology* 38, 203–206.
- Thibault, N., Harlou, R., Schovsbo, N., Schiøler, P., Minoletti, F., Galbrun, B., Lauridsen, B.W., Sheldon, E., Stemmerik, L., Surlyk, F., 2010. High-resolution upper Campanian – Maastrichtian carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: calibration with calcareous nanofossil and dinoflagellate events in the Boreal Realm. Submitted to *Cretaceous Research*.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Inst. Electr. And Electron. Eng. Proc.* 70, 1055–1096.
- Voigt, S., 2000. Cenomanian–Turonian composite $\delta^{13}\text{C}$ curve for Western and Central Europe: the role of organic and inorganic carbon fluxes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 160, 91–104.
- Weedon, G.P., 2003. Time series analysis and cyclostratigraphy: Examining stratigraphic records of environmental cycles: Cambridge, UK Cambridge University Press, 259 p.
- Weissert, H., 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics* 10, 1-61.
- Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: A late Jurassic-early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journ. Geol. Soc. London* 161, 695–702.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: A possible link? *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 137, 189–203.
- Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J., Evans, H.F., 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 257, 377–403.
- Wonders, A.A.H., 1992. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy, Leg 122, Exmouth Plateau, Australia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 122, 587-600.
- Young, J.R., Bown, P.R., 1997. Higher classification of calcareous nannoplankton. *J. Nannoplankton Res.* 19, 15-20.
- Zakharov, Y.D., Popov, A.M., Shigeta, Y., Smyshlyayeva, O.P., Sokolova, E.A., Nagendra, R., Velivetskaya, T.A., Afanasyeva, T.B., 2006. New Maastrichtian oxygen and carbon isotope record: Additional evidence for warm low latitudes. *Geosciences Journal* 10, 347–367.
- Zepeda, M.A., 1998. Planktonic foraminiferal diversity, equitability and biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian, ODP Leg 122, Hole 762C, Exmouth Plateau, NW Australia, eastern Indian Ocean. *Cretaceous Research* 19, 117–152.

Chapitre 6

Calibration astronomique du Maastrichtien et de la limite Crétacé-Paléogène

Chapitre 6

Calibration astronomique du Maastrichtien et de la limite Crétacé-Paléogène.

L'étude cyclostratigraphique menée sur les sites 762, 1258, 1259, 1260, 525 et 1267 a permis d'identifier et de caractériser le contrôle orbital de la sédimentation dans ces séries maastrichtiennes. L'étape suivante, dans l'objectif d'une calibration astronomique de l'étage Maastrichtien, est le transfert des enregistrements sédimentaires du domaine spatial au domaine temporel, à l'aide du calage temporel (ou *orbital tuning*). Ainsi, il sera possible de créer une échelle de temps flottante basée sur l'identification et le comptage des cycles d'excentricité à 100 et 405 ka. L'ancrage de cette échelle sur les solutions astronomique fournira une échelle de temps astronomiquement calibrée.

6.1 Calage temporel : méthodologie.

Le transfert des mesures effectuées sur les séries sédimentaires du domaine des profondeurs au domaine temporel ne peut se baser que sur la reconnaissance dans l'enregistrement des cycles d'excentricité à 405 ka. En effet, étant donné au caractère chaotique des mouvements des planètes dans le Système solaire, seul ce paramètre orbital peut être calculé avec une précision suffisante pour permettre un calage temporel et une calibration astronomique des enregistrements sédimentaires du Maastrichtien. Ce calage a été effectué à l'aide des variations de l'excentricité à 405 ka extraites de la solution astronomique La0X (voir chapitres 1 et 4).

Lors de l'étude de séries Cénozoïques les maxima d'argilosité sont souvent liés aux maxima d'insolation (Dinarès-Turell *et al.*, 2003; Westerhold *et al.*, 2008). Il a donc été choisi ici de corrélérer aux maxima des cycles d'excentricité à 405 ka les maxima des variations de susceptibilité magnétique, et les minima des variations de réflectance et de niveaux de gris (niveaux sombres, plus argileux). Ce choix de corrélation effectué pour ces séries Maastrichtiennes est basé sur les corrélations déjà établies pour l'étage Danien, qui le suit est directement (Westerhold *et al.*, 2008).

Dans le cas où ce modèle de dépôt ne serait pas approprié pour ces séries maastrichtienne, les variations de l'excentricité à 405 ka étant périodiques, les durées séparant deux minima ou deux maxima sont identiques. Le choix de la corrélation n'a donc pas d'influence sur le calage temporel et les durées estimées. Cependant, si l'on fait le choix inverse, il y aura un décalage de ~ 200 ka des âges proposés. Le choix du calage a donc une influence sur les âges proposés. Pour cette raison, l'échelle de chaque site après calage est présentée sous forme d'une échelle de temps relative, dont l'origine correspond à la limite Crétacé-Paléogène.

Le calage temporel facilite la comparaison des sites entre eux, et permet également de corriger les variations du taux de sédimentation à l'échelle des cycles d'excentricité à 405 ka.

Les séries calées en temps ont ensuite fait l'objet de nouvelles analyses cyclostratigraphiques afin de tester la fiabilité du calage temporel, et donc l'identification des cycles. Le protocole utilisé est le suivant :

- Une première analyse spectrale par la méthode des fenêtres multiples est réalisée sur l'ensemble de la série, ce qui fournit une première évaluation de la validité du calage. Si le calage est bon, l'analyse met en évidence des cycles bien définis, dont les périodes sont de même valeur que les périodes des paramètres orbitaux. La diminution du nombre de pics spectraux par rapport à l'analyse de la série originelle est un indicateur de l'efficacité des corrections des variations du taux de sédimentation. Si le calage est faux, les périodes des cycles détectés ne correspondront pas aux périodes orbitales. Les cycles ne seront pas regroupés en pics spectraux bien définis, mais peuvent au contraire être dispersés sur tout le spectre. Le calage temporel et les identifications doivent alors être repris.
- A la suite de cette première analyse, une série d'analyses spectrales est réalisée sur des intervalles plus courts, de 500 à 2500 ka. Ces analyses permettent éventuellement de mieux préciser les domaines pour lesquels le calage temporel est moins sûr, de caractériser l'évolution de l'enregistrement des paramètres orbitaux, et surtout d'identifier les intervalles où les paramètres orbitaux sont bien exprimés, et qui pourront être utilisés lors de la calibration astronomique.
- Ces analyses spectrales sont complétées par un spectrogramme d'amplitude. Cette méthode est également un test de la fiabilité du calage temporel : des cycles de périodes correspondant aux périodes orbitales, continus et rectilignes, indiquent un bon calage temporel.
- Le calage temporel sur l'excentricité à 405 ka est éventuellement complété par un calage sur l'excentricité à 100 ka, qui permet de tester l'identification des cycles à 100 ka, et fait également l'objet d'analyses spectrales et par la méthode des spectrogrammes d'amplitude.

6.2 Calage temporel du forage 762C (leg122).

Une première analyse spectrale effectuée sur l'ensemble de la série a permis de mettre en évidence des cycles de 384, 125, 109, et 33 ka qui correspondent assez bien aux périodes des paramètres orbitaux (Fig. 6.1.C). Les attributions semblent donc fiables sur cette série. Afin de mettre en évidence la précession, qui n'a pu être détectée par l'analyse de l'ensemble de l'intervalle, 5 analyses spectrales ont été réalisées sur des intervalles de 2 Ma en moyenne, ainsi qu'une analyse par la méthode des spectrogrammes d'amplitude. Les limites de ces intervalles sont fonction de la position des lacunes de récupération.

On observe à la base du Maastrichtien des cyclicités de période 526 ka qui peuvent correspondre à l'excentricité à 400 ka (Fig. 6.1.B). L'excentricité à 100 ka n'est pas très bien exprimée sur le périodogramme réalisé à la fin du Campanien, mais serait représentée par les pics bien définis à 120 et 128 ka sur les périodogrammes du Maastrichtien inférieur. Le spectrogramme d'amplitude montre des cyclicités bien définies à la base du Maastrichtien qui correspondent à l'évolution de l'excentricité à 100 et 405 ka, et à l'obliquité (Fig. 6.1.C). L'obliquité est bien exprimée tout au long des magnétochrones C32n.2n à C31r, avec des cycles de périodes 32 à 35 ka visibles sur les périodogrammes. Son expression faiblit sur le spectrogramme d'amplitude à la fin du magnétochrone C31r, de même que celle de l'excentricité à 100 ka. La précession n'est visible qu'au Campanien supérieur (cycles à 25 ka). L'attribution des cycles semble fiable sur cet intervalle, malgré une légère surestimation de la durée des cycles.

Le périodogramme réalisé pour l'intervalle couvrant le magnétochrone C30n (Maastrichtien supérieur) ne met pas en évidence les cycles d'excentricité à 405 ka, qui disparaissent du spectrogramme d'amplitude au Maastrichtien supérieur (Fig. 6.1.C). Ceci est dû à la très faible amplitude de ces cycles sur cette partie de la série, qui n'étaient déjà pas visibles clairement lors de l'analyse cyclostratigraphique. L'analyse spectrale et le spectrogramme d'amplitude détectent des cycles très bien exprimés de périodes 105 ka qui caractérisent l'excentricité à 100 ka (Fig. 6.1.B et C). Le domaine des hautes fréquences est bruyant, et il est difficile d'identifier la précession ou l'obliquité avec certitude, malgré un cycle à 22 ka visible sur les périodogrammes. La nature des carottes, de couleur claire et fracturées, avec des variations de couleur faiblement exprimées, peut être responsable de la mauvaise reconnaissance des cycles d'excentricité à 405 ka.

Le calage est fiable, les cycles correspondant aux paramètres orbitaux (en particulier la précession et l'obliquité) étant mieux définis à la fin du Campanien et au début du Maastrichtien.

6.3 Calage temporel du site 1267 (leg 208).

L'analyse spectrale réalisée sur l'ensemble des variations de susceptibilité magnétique a permis d'isoler des cycles de périodes 172, 117, 105 ka et 25ka. Ces résultats indiquent une bonne fiabilité des attributions de cycles (Fig. 6.2). Le calage pratiqué sur la réflectance donne de meilleurs résultats encore. La précession est détectée avec des pics de 28 à 17 ka bien individualisés (Fig. 6.3). La présence de groupes de pics pour la précession indique qu'il subsiste des variations du taux de sédimentation au sein même des cycles à 405 ka.

Les spectrogrammes d'amplitudes réalisés sur les variations de la SM et de la réflectance montrent que les cyclicités caractéristiques des paramètres orbitaux sont bien enregistrées par la série, et bien identifiées lors du calage (Figs.6.2 et 6.3). La précession conserve sa forme en œil, visible surtout sur le spectrogramme de la SM, et l'évolution de l'excentricité à 405 ka est presque continue. De plus, les cyclicités ne présentent aucun décalage dans le temps. La diminution du taux de sédimentation observée sur ce site a donc été corrigée.

L'identification de ces cyclicités est satisfaisante sur l'ensemble de la série, qui pourra être employée lors de la calibration astronomique. Les informations obtenues grâce au site 1267 sur un intervalle couvrant les magnétochrones C30n et C29r permettent de compléter l'étude du site 762C, qui ne présentait pas d'aussi bons résultats pour le Maastrichtien supérieur.

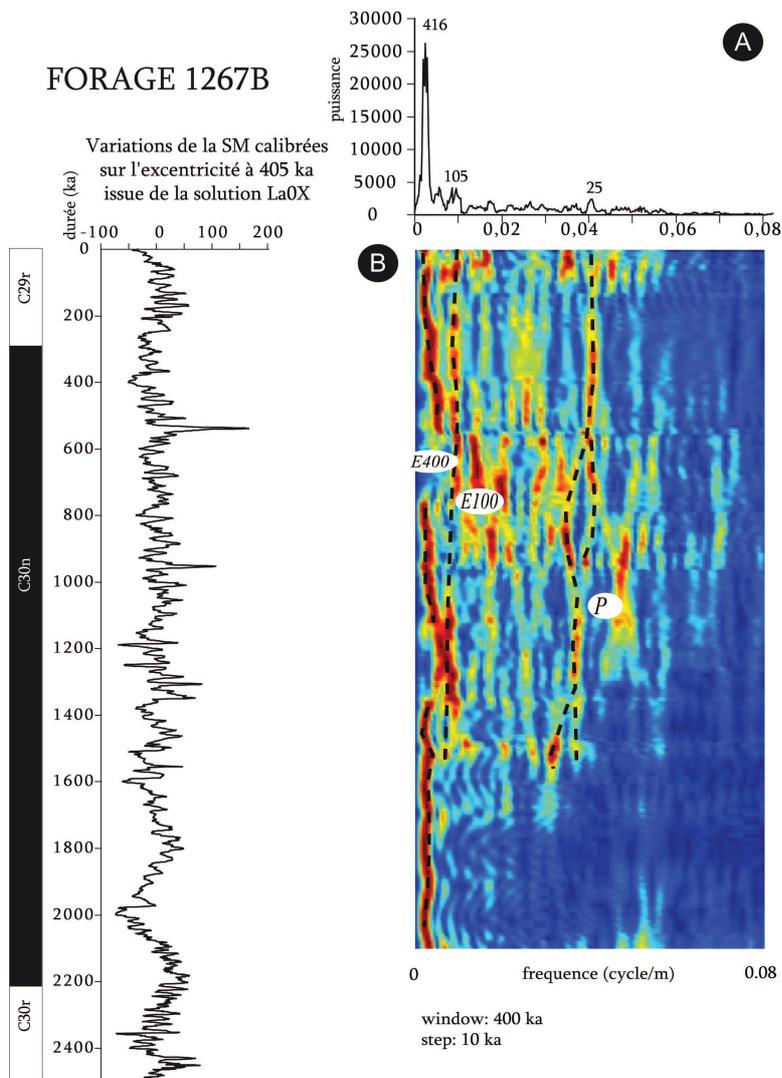


FIGURE 6.2 – Analyse des variations de susceptibilité magnétique du forage 1267B calées sur l'excentricité à 405 ka issue de la solution La0X A) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. B) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 400 ka et un pas de 10 ka. Magnétostratigraphie : Zachos *et al.*, 2004.

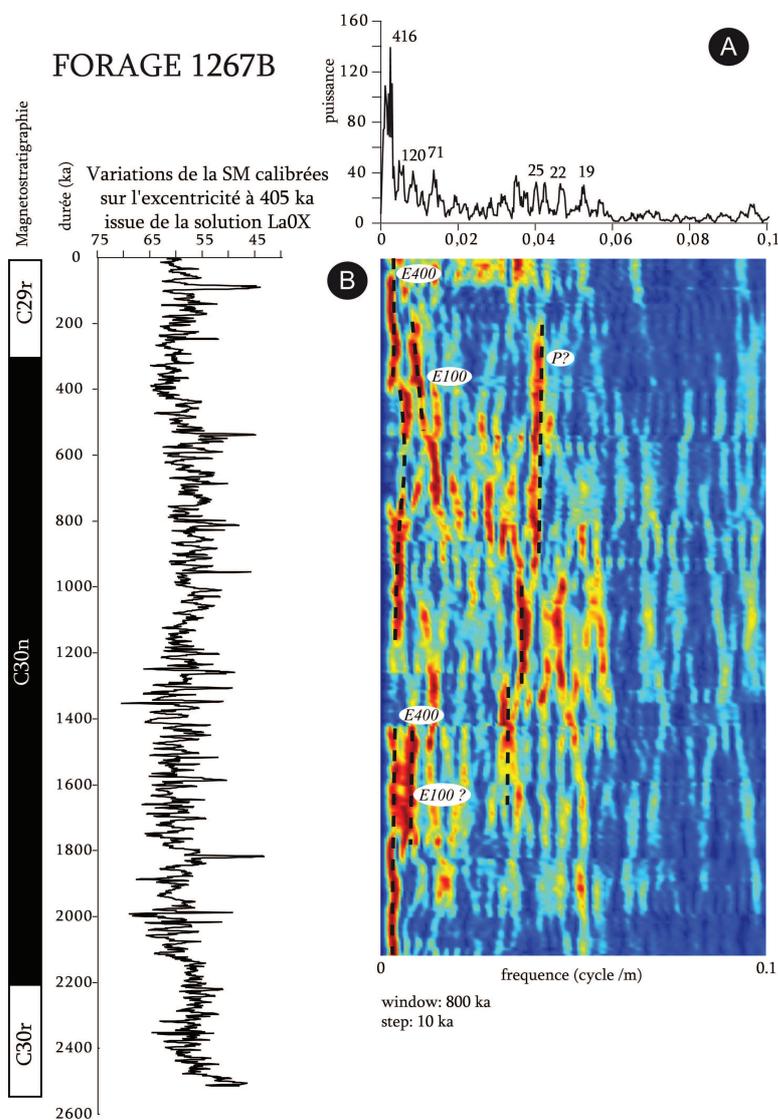


FIGURE 6.3 – Analyse des variations de réflectance du forage 1267B calées sur l'excentricité à 405 ka issue de la solution La0X. A) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. B) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 400 ka et un pas de 01 ka. Magnétostratigraphie : Zachos *et al.*, 2004.

6.4 Calage temporel du site 525 (leg 74).

Des perturbations de la sédimentation avaient été détectées lors de l'analyse cyclostratigraphique du forage 525A au niveau du magnétochrone C30n. Corriger ces perturbations était un enjeu pour le calage temporel sur ce site. La faible amplitude des cycles à 405 ka sur cette série sédimentaire rend leur identification, et le calage temporel, difficiles.

L'analyse spectrale réalisée sur l'ensemble de la série a permis de mettre en évidence des cyclicités de période 26, 48 et 107 ka qui correspondent aux cyclicités orbitales (Fig. 6.4).

Quatre analyses spectrales réalisées sur des intervalles courts, et un spectrogramme d'amplitude sur l'ensemble de la série (Fig. 6.4. B et C) confirment la présence de cycles de périodes de l'ordre de celles de l'obliquité et de la précession, cette dernière étant peu exprimée entre 1700 et 376 ka. Cependant, la forte puissance et la très faible bande de fréquence du cycles à 48 ka détecté lors de l'analyse spectrale de l'intervalle 676-1700 ka indiqueraient qu'il s'agirait d'une harmonique des cycles à 100 ka détectés (Fig. 6.4. B). L'excentricité à 100 ka est caractérisée par des pics de forte puissance dans les analyses spectrales, et une évolution quasiment continue sur le spectrogramme d'amplitude (Fig. 6.4. B et C). Les cycles d'excentricité à 405 ka sont détectés entre 3109 et 1700 ka, mais possèdent une faible puissance. Ceci confirme leur faible expression dans ce signal. Les cycles de hautes fréquences restent sont visibles sur le spectrogramme d'amplitude au niveau du magnétochrone C31n et au sommet du magnétochrone C30n.

Ce calage temporel permet d'obtenir de bons résultats pour l'excentricité à 100 ka, et les cycles de période de l'ordre de la précession et de l'obliquité qui sont bien visibles. Cependant, la faible expression des cycles à 405 ka augmente l'incertitude de ce calage. Le calage paraît plus propice à la calibration orbitale à la base du signal, au niveau des magnétochrones C31n et C30r, où les cyclicités à 405 ka et les cycles de haute fréquence sont le mieux exprimées.

6.5 Calage temporel du leg 207.

6.5.1 Calage temporel du forage 1258A

Susceptibilité Magnétique

Le calage temporel du site 1258A a été réalisé en tenant compte de la présence de lacunes de récupération. Afin de conserver la position et les épaisseurs relative des lacunes par rapport à l'épaisseur de la série sédimentaire, un taux de sédimentation constant a été considéré sur l'intervalle couvert par ces lacunes. Un premier calage temporel a ainsi été réalisé sur les variations de la SM.

Un périodogramme réalisé sur l'ensemble du signal met en évidence des cyclicités à 1.37 Ma induites par des fortes valeurs de SM à la base du C31r (Fig. 6.5.A). On observe un regroupement des cyclicités en cycles bien définis sur la plupart des périodogrammes obtenus sur la série calée sur l'excentricité à 405 ka (Fig. 6.5.B). L'excentricité à 405 ka est bien exprimée sur les périodogrammes et les spectrogrammes d'amplitude (Fig. 6.5.B et C), ce qui est en partie du au choix de ce paramètre comme point de calibration, mais qui confirme également la bonne identification de ces périodes. En effet, si l'identification des limites de cycles avait été fautive, ce paramètre ne serait pas apparu sur l'analyse

spectrale réalisée après calage. La présence de cyclicités pouvant correspondre à l'excentricité à 100 ka sur les périodogrammes et les spectrogrammes d'amplitude confirme la bonne attribution des cycles. Les cycles de hautes fréquences sont dispersés, ce qui peut être lié aux variations du taux de sédimentation au sein des cycles à 405 ka. On observe cependant quelques pic spectraux dans des fréquences pouvant correspondre à l'obliquité et à la précession à partir du milieu du C31r jusqu'à la limite Crétacé Paléogène (cycles de périodes 32, 26 et 37 ka) (Fig. 6.5). Les cycles hautes fréquences sont mieux définis à la fin du Maastrichtien.

Le spectrogramme d'amplitude est très peu bruité, surtout sur l'intervalle problématique du Maastrichtien supérieur. Les fréquences n'évoluent presque pas au cours du temps, ce qui prouve que les variations du taux de sédimentation ont été bien corrigées. Seul un décalage des cycles vers les hautes fréquences au Maastrichtien supérieur traduit la difficulté à interpréter cet intervalle et à éviter l'effet de perturbations du taux de sédimentation.

Un second calage temporel sur l'excentricité à 100 ka a été réalisé afin de tester l'identification de ces cycles au sein de la série sédimentaire (Fig. 6.5.E). Elle est uniquement basée sur la reconnaissance des cycles à 100 ka et n'utilise pas de solution astronomique. L'analyse spectrale réalisée sur l'ensemble de la série calée sur le 100 ka met en évidence l'excentricité à 100 ka et 405 ka (Fig. 6.5.D). Le spectrogramme correspondant met en évidence des cycles de forte puissance et de périodes proches de l'excentricité à 100 et à 405 ka, qui sont plus visibles que lors du calage sur l'excentricité à 405 ka (Fig. 6.5.E). Une cyclicité bien définie de période 48 ka, qui pourrait correspondre à l'obliquité, est détectée lors de l'analyse spectrale. Cette cyclicité est visible sur le spectrogramme d'amplitude entre 0 et 1500 ka (Fig. 6.5.D et E). Ce second calage indique que les attributions de cycles semblent être fiables pour les variations de SM du forage 1258A.

Réfectance

Le périodogramme réalisé sur l'ensemble des variations de réflectance calées met en évidence une cyclicité de 1.639 Ma (Fig. 6.6.A). Cette période est plus élevée que la période des cycles basse fréquence détectés lors de l'étude des mesures de SM, mais plus réaliste. En effet, l'analyse spectrale réalisée à partir des variations de la SM sur l'ensemble du Maastrichtien est sans doute perturbée par la présence, au début du magnétochrone C31r, d'échantillons possédant des valeurs de SM très élevées. Le spectrogramme d'amplitude réalisé sur les évolutions de la réflectance au Maastrichtien est un peu bruité (Fig. 6.6.C). Une cyclicité correspondant à l'excentricité à 405 ka est cependant identifiable sur un intervalle couvrant le Maastrichtien inférieur.

Les trois analyses spectrales réalisées sur des fenêtres courtes donnent de moins bons résultats que l'analyse des variations de SM calées. L'excentricité à 100 ka pourrait correspondre aux cycles de période 67 ka ou 83 ka détectés par l'analyse spectrale, ainsi qu'au cycle visible au sommet du magnétochrone C31r et dans la partie supérieure du Maastrichtien. (Fig. 6.6.B).

Des cycles bien individualisés, de période 24, 36 et 50 ka, sont détectés par l'analyse spectrale à la base et au sommet du Maastrichtien, et sans doute liés à l'expression de la précession et de l'obliquité. Au Maastrichtien inférieur, seule une cyclicité pouvant éventuellement correspondre à un enregistrement de l'obliquité est mise en évidence sur le spectrogramme d'amplitude. Le domaine des hautes fréquences sur le spectrogramme d'amplitude est bruité au Maastrichtien supérieur (Fig. 6.6.C), mais une cyclicité attribuable à la précession est visible.

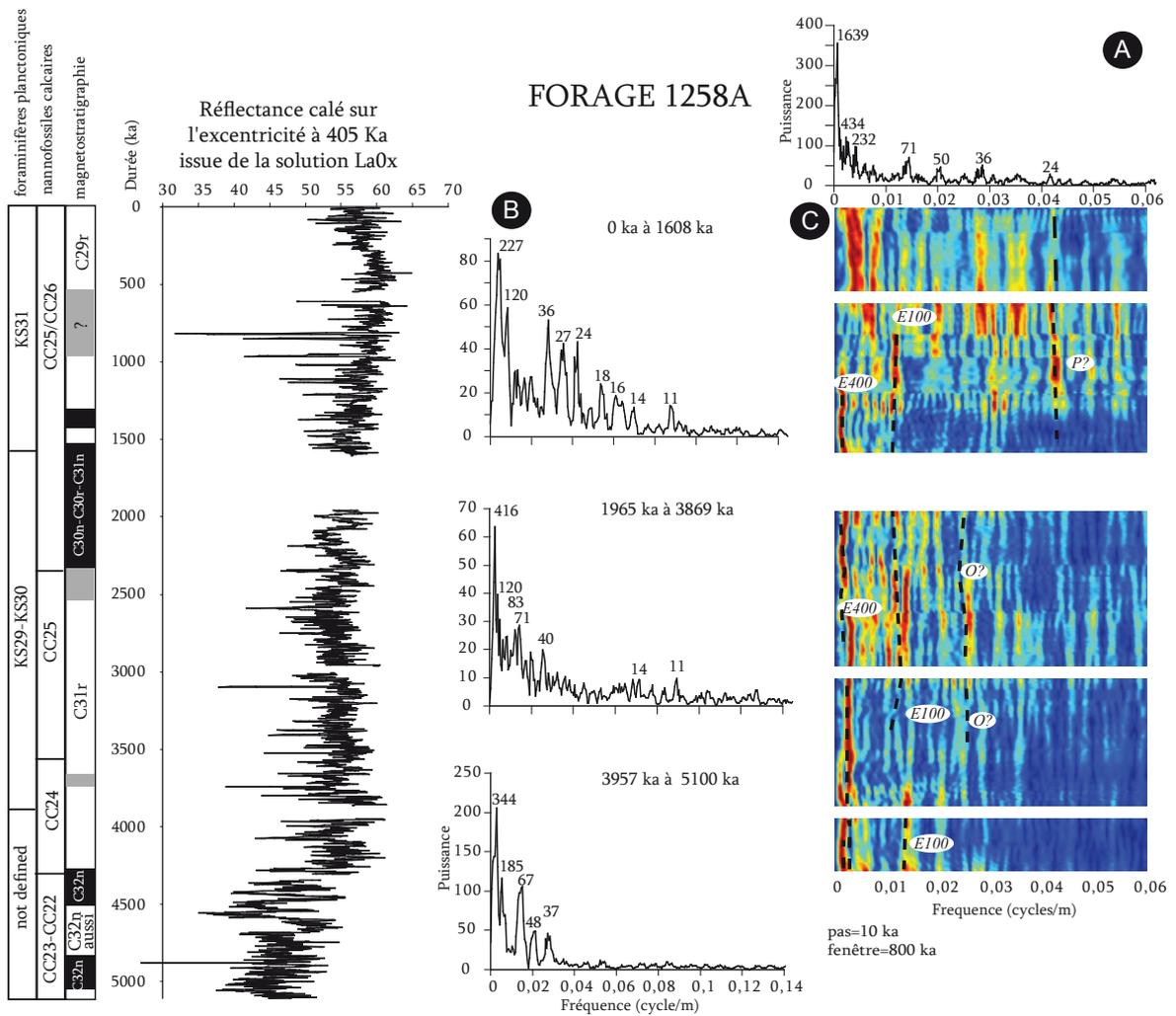


FIGURE 6.6 – Analyse des variations de réflectance du site 1258A calées sur l'excentricité à 405 ka issue de la solution La0X. A) Analyse spectrale de l'ensemble du signal calée sur l'excentricité à 405 ka par la méthode MTM. B) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. D) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 800 ka et un pas de 10 ka. Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Thibault et Gardin, 2006. Magnetostratigraphie : Suganuma et Ogg, 2006.

Les résultats obtenus par l'analyse des variations de SM et de réflectance confirment les identifications pour la partie inférieure du Maastrichtien. En revanche, les perturbations de la sédimentation au niveau du magnétochrone indifférencié C30n-C31n n'ont pas été complètement éliminées. Le Maastrichtien supérieur du forage 1258A n'est donc pas approprié à une calibration astronomique.

6.5.2 Calage temporel du site 1259

Susceptibilité Magnétique

Une première analyse spectrale réalisée sur l'ensemble des variations de la SM calé met en évidence des cycles bien individualisés de périodes 1639, 345, 100 et 43 ka. Afin de préciser l'identification de ces cycles, 3 analyses spectrales ont été pratiquées sur des intervalles de 2000 ka environ. L'analyse réalisée sur le Maastrichtien inférieur détecte des cycles bien définis de période 100 et 384 ka correspondant à l'excentricité à 100 ka et 405 ka. L'excentricité à 405 ka est présente sur le spectrogramme d'amplitude et définie jusqu'à la base du magnétochrone indifférencié C30n-C31n, mais l'excentricité à 100 ka n'est visible qu'au niveau du magnétochrone C31r.

L'analyse spectrale portant sur la base du Maastrichtien met également en évidence des cycles de période 43 à 50 ka qui sont peut-être le reflet de l'obliquité (Fig. 6.7). Une cyclicité de forte puissance correspondant à l'obliquité est visible sur le spectrogramme d'amplitude (Fig. 6.7). Ce calage tend à confirmer un fort contrôle de la sédimentation par l'obliquité à la fin du magnétochrone C31r, supposé lors de l'étude cyclostratigraphique du site 1259.

Le périodogramme du Maastrichtien supérieur est un peu bruité. Le calage met en valeur des cycles de période 102 ka, mais ne permet pas de détecter l'excentricité à 405 ka, qui est peu visible sur le spectrogramme d'amplitude et les périodogrammes (Fig. 6.7.B et C). Un faible décalage des cycles vers les hautes fréquences peut être observé de la base du magnétochrone indifférencié C30n-C31n, jusqu'au début du C29r. Les variations du taux de sédimentation étant importantes sur l'intervalle de la magnétozone normale C30n-C31n, le calage est moins précis, et des perturbations subsistent. Deux cyclicités de 33 et 28 ka sont détectées par l'analyse spectrale, et pourraient correspondre à l'enregistrement de la précession (Fig. 6.7. B). Le domaine des hautes fréquences sur le spectrogramme d'amplitude est très bruité, il est difficile d'identifier des cycles correspondant à la précession et à l'obliquité (Fig. 6.7. B et C). Des dédoublements et interruptions de cycles sont visibles sur le spectrogramme d'amplitude à 600, 1100 et 1800 ka pourraient correspondre à des hiatus (Fig. 6.7.C).

Réflectance

L'analyse spectrale réalisée sur l'ensemble des variations de la réflectance calées fourni un périodogramme très bruité et dominé par la présence d'une cyclicité de période 2.702 Ma (Fig. 6.8.A). Cette période n'était pas visible sur l'analyse de la SM. Elle pourrait être incluse dans le pic spectral à 1.639 Ma, qui est très large et débute à une fréquence de 0. Ces différences entre les analyses des deux indicateurs paléoclimatiques empêchent une interprétation de ces cycles en terme de variations à long terme de l'excentricité.

Le spectrogramme d'amplitude, et les périodogrammes obtenus sur des intervalles de 2500 ka sont également bruités. L'excentricité à 405 ka est visible du milieu du magnétochrone C31r jusqu'au début du C30n-C31n sur le spectrogramme d'amplitude, et est détectée par les deux analyses spectrales réalisées entre 5391 et 1250 ka (Fig. 6.8.B et C). Bien qu'une cyclicité de 100 ka soit détectée, les pics spectraux de la bande de fréquence correspondant à l'excentricité à 100 ka ne sont pas bien individualisés, et aucun ne possède une puissance dominante. Au Maastrichtien inférieur, l'excentricité à 100 ka correspondrait à un groupe de cycles de période de 62 à 100 ka. Des cycles de forte puissance sont présents au Maastrichtien supérieur, mais leur période de 147 à 151 ka rendent leur attribution à l'excentricité à 100 ka incertaine (Fig. 6.8.B).

L'obliquité serait représentée par des cycles de longueur d'onde de 30 à 42 ka (Fig. 6.8.B). La persistance de cycle isolés, de forte puissance et de période à 20 ka tout au long des analyses spectrales confirment l'enregistrement des variations de la précession sur ce site.

Le calage des variations de SM et de réflectance semble plus fiable sur l'intervalle couvrant la base du Maastrichtien jusqu'au magnétochrone indifférencié C30n-C31n. Les cyclicités détectées par analyse spectrale ont des périodes plus proches de celle des paramètres orbitaux, les périodogrammes et le spectrogramme sont moins bruités.

6.5.3 Calage temporel du site 1260

L'intervalle couvrant le magnétochrone indifférencié C30n-C31n présente une diminution du taux de sédimentation et des perturbations qui n'ont pas pu être parfaitement caractérisée lors de l'analyse cyclostratigraphique. L'identification des cyclicités à 405 ka a donc été effectuée en tenant compte autant que possible de la diminution du taux de sédimentation sur cet intervalle.

Susceptibilité Magnétique

Une première analyse spectrale effectuée sur l'ensemble des variations de SM calées met en évidence des cycles de période 2083, 454 et 96 ka (Fig. 6.9.A). On observe également un cycle à 208 ka de forte puissance qui pourrait correspondre à l'association de deux cycles d'excentricité à 100 ka.

Trois analyses spectrales réalisées sur des intervalles de 2500 ka permettent de détecter des cycles de période 204 à 208 ka sur l'ensemble des périodogrammes. L'excentricité à 100 ka est bien présente sur l'ensemble du Maastrichtien, traduite par des cycles de 93 à 134 ka bien exprimés, en particulier sur l'intervalle de 5 à 2.5 Ma (Fig. 6.9.B). Le spectrogramme d'amplitude, assez bruité, montre une cyclicité de forte puissance possédant une période de 200 ka sur l'intervalle de 3.5 Ma à 4 Ma. Cet intervalle correspond sur le signal à des cycles de forte amplitude de période approchant effectivement 200 ka (Fig. 6.9.C). La présence de ces cycles à 200 ka n'est peut-être pas due à un problème de calibration, mais au taux de sédimentation très bas sur ce site au Maastrichtien, ce qui peut entraîner une résolution et un découpage moins bon des cycles à 100 ka.

Un pic de forte puissance et étroit caractérise l'excentricité à 100 ka, déjà détectée lors de l'analyse spectrale réalisée sur l'intervalle de 1220 à 3720 ka (Fig. 6.9.B). Cette cyclicité s'observe également de 3000 à 500 ka sur le spectrogramme d'amplitude, où elle est continue et rectiligne (Fig. 6.9.C). Sur cet intervalle, le calage temporel et les identifications de cycles semblent donc fiables. La disparition des cycles

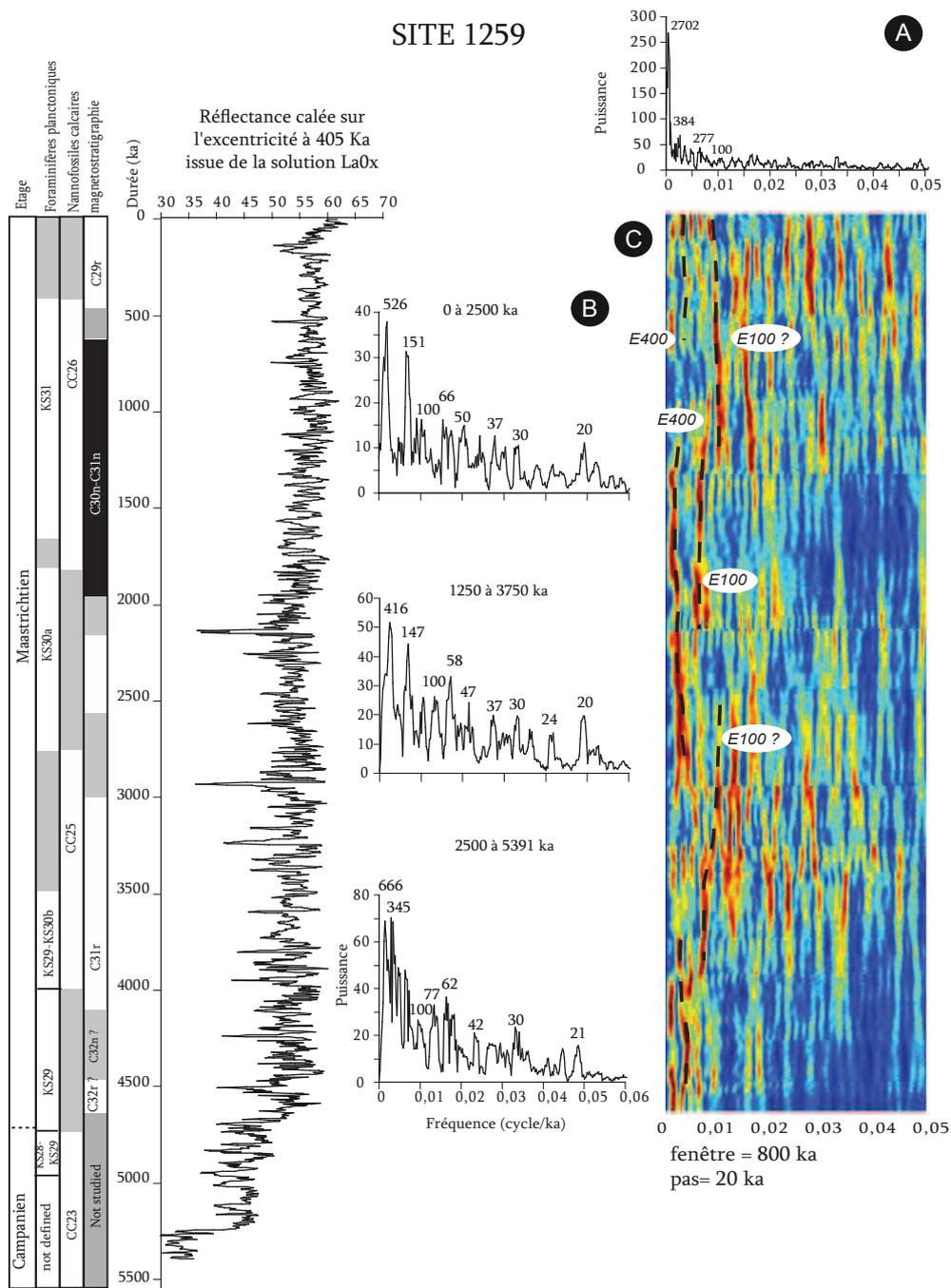


FIGURE 6.8 – Analyse des variations de susceptibilité magnétique du site 1259 calées sur l'excentricité à 405 ka issue de la solution La0X. A) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. B) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. C) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 800 ka et un pas de 2 ka. Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Erbacher *et al.*, 2004. Magnetostratigraphie : Suganuma et Ogg, 2006.

d'excentricité à 100 ka à partir de 500 ka montre que les perturbations de la sédimentation n'ont cependant pas été totalement corrigées (Fig. 6.10).

Des cycles de périodes correspondantes à l'obliquité sont détectés lors des analyses spectrales, mais ils sont peu individualisés et leur puissance est faible. Ils ne sont pas visibles sur le spectrogramme d'amplitude.

Réfectance

L'analyse des variations de réflectance calée met également en évidence sur le site 1260 des cycles de grande longueur d'onde, à 1639 ka. Le périodogramme réalisé sur l'ensemble de la série montre par ailleurs des cycles assez bien définis de périodes 115 ka pouvant correspondre à l'excentricité à 100 ka, ainsi qu'une cyclicité à 188 ka, qui correspondrait à la cyclicité à 200 ka détectées lors de l'analyse de la SM (Fig. 6.10.A).

Trois analyses spectrales réalisées sur des intervalles de 2500 ka permettent de détecter des cycles de périodes variant entre 83 et 125 ka, susceptibles de correspondre aux variations de l'excentricité à 100 ka (Fig. 6.10.B). Le spectrogramme d'amplitude réalisé sur tout le signal est un peu bruité dans les hautes fréquences, mais le domaine des basses fréquences présente des cycles caractéristiques de l'excentricité à 100 et 405 ka rectilignes sur l'ensemble de la série (Fig. 6.10.C). Les variations du taux de sédimentation paraissent donc avoir été assez bien corrigées de la base de la série au sommet du magnétochrone indifférencié C30n-C31n. Un décalage dans les cycles apparaît à 1 Ma, peut-être en lien avec une perturbation du taux de sédimentation qui n'a pu être corrigée.

Les cycles de périodes 200 ka sont uniquement visibles sur le périodogramme réalisé entre 2500 et 5046 ka (Fig. 6.10.B). Le périodogramme réalisé à la base du Maastrichtien montre un cycle isolé à 33 ka, qu'il pourrait correspondre à l'obliquité. Des cycles de période proche de la précession sont détectés lors de l'analyse de la partie supérieur du signal (Fig. 6.10.B)

Les périodes des cycles détectés diffèrent entre les analyses de la réflectance et de la SM calées sur l'excentricité à 405 ka. Ceci peut traduire des incertitudes subsistant dans le calage, ou une réponse privilégiée d'un indicateur paléoclimatique à un paramètre orbital. Ici, l'analyse de la susceptibilité magnétique met en évidence des cycles de périodes plus proche de l'excentricité à 100 ka que l'analyse de la réflectance, tandis que celle-ci semble mieux refléter l'enregistrement de l'obliquité et de la précession. Les résultats obtenus pour l'intervalle couvrant le magnétochrone C31r semble confirmer les identifications ayant permis le calage. Néanmoins, il est difficile d'expliquer la présence de cycles de période 200 ka, et le site 1260 n'apparaît pas fournir des informations suffisamment précises, et un découpage suffisamment marqué des cyclicités de basses et de hautes fréquences pour être employé dans une calibration astronomique.

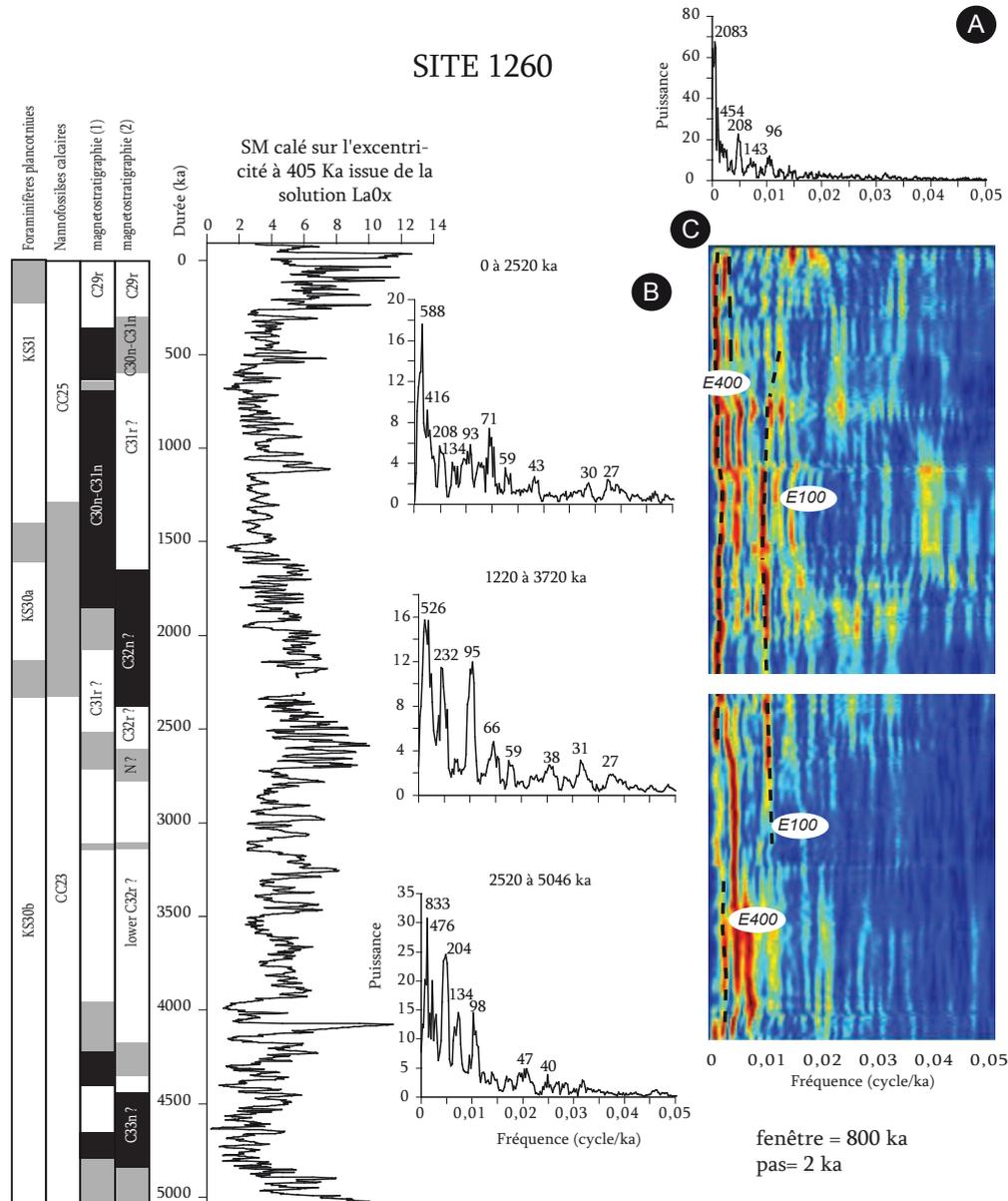


FIGURE 6.9 – Analyse des variations de susceptibilité magnétique du site 1260 calées sur l'excentricité à 405 ka issue de la solution La0X A) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. B) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. C) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 800 ka et un pas de 2 ka. Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Erbacher *et al.*, 2004. Magnetostratigraphie : Erbacher *et al.*, 2004 et Suganuma et Ogg, 2006

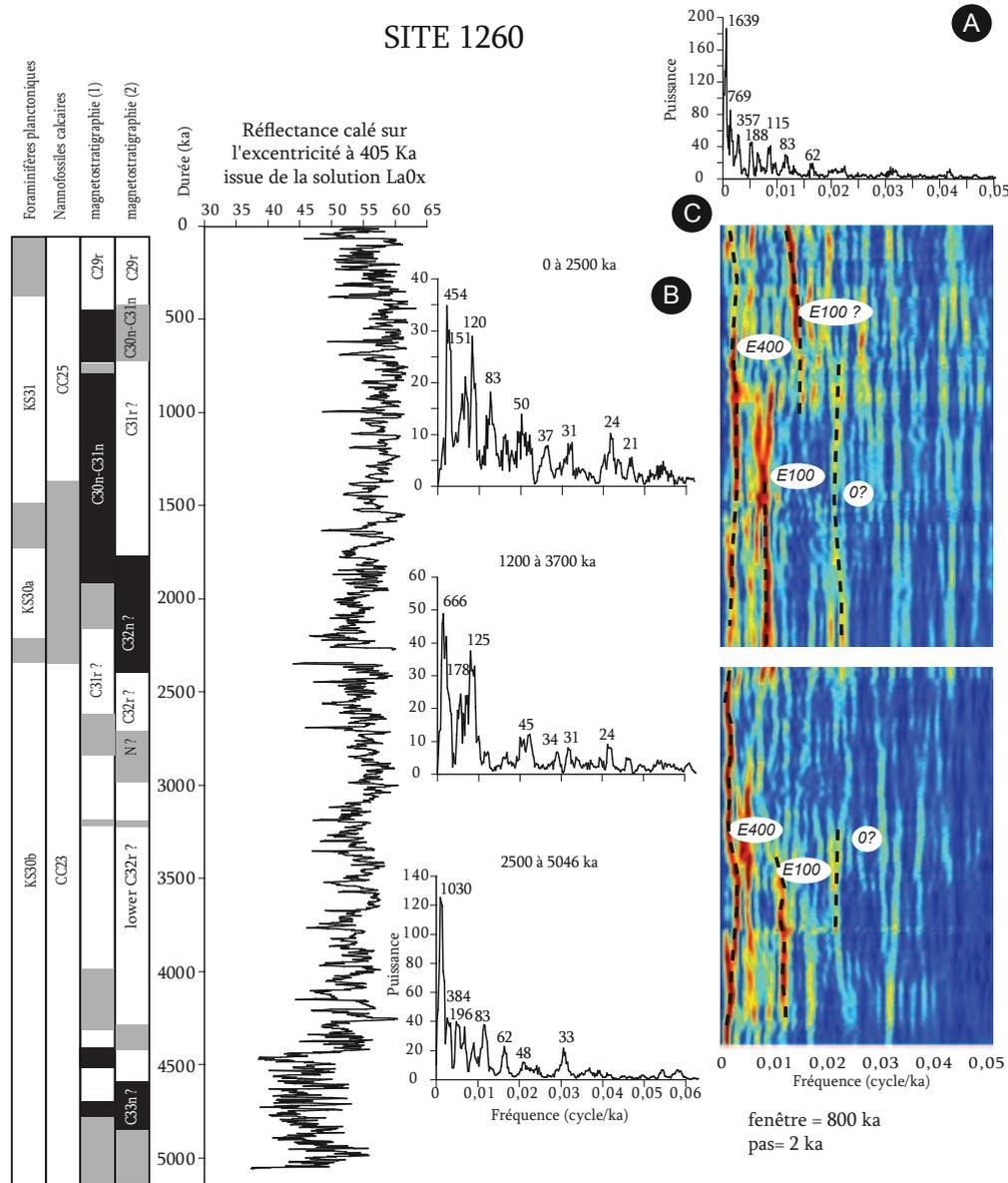


FIGURE 6.10 – Analyse des variations de réflectance du site 1260 calées sur l'excentricité à 405 ka issue de la solution La0X A) Analyse spectrale de l'ensemble de la série par la méthode MTM. B) Trois analyses spectrales réalisées par la méthode MTM permettent de tester la fiabilité du calage sur des intervalles courts. C) spectrogramme d'amplitude appliqué avec une fenêtre de 800 ka et un pas de 2 ka. Foraminifères planctoniques et nannoplancton calcaire : Erbacher *et al.*, 2004. Magnetostratigraphie : Erbacher *et al.*, 2004 et Suganuma et Ogg, 2006.

6.6 Calage temporel des séries maastrichtiennes analysées : synthèse.

L'ensemble des séries sédimentaires étudiées ont été calées sur les variations de l'excentricité à 405 ka afin de les transposer dans le domaine temporel (Figs. 6.11 et 6.12). Ce calage a permis de tester et de confirmer la fiabilité des attributions de certaines cyclicités aux variations des paramètres orbitaux, ainsi que de corriger la majeure partie des variations du taux de sédimentation déduites de l'analyse cyclostratigraphique.

Des incertitudes demeurent cependant sur certains sites, dont les enregistrements sédimentaires ne peuvent être utilisés dans leur totalité dans le but de réaliser une calibration astronomique. Seuls les intervalles présentant le meilleur contrôle orbital possible sont utilisables pour telle une calibration. Ces intervalles sont :

- la totalité de l'enregistrement sédimentaire du forage 762C, couvrant un intervalle du magnétochrone C32r.1r à la limite Crétacé-Paléogène
- l'enregistrement sédimentaire du forage 1267B, couvrant un intervalle du magnétochrone C30r à la limite Crétacé-Paléogène, viendra compléter la calibration du Maastrichtien supérieur.
- le forage 525A a permis de récupérer une série sédimentaire possédant un bon contrôle orbital pour un intervalle couvrant les magnétochrones C30r et C31n. Cette série complète le forage 762C, qui présente une lacune de récupération au niveau du magnétochrone C30r et une augmentation brusque du taux de sédimentation à la fin du C31n.
- L'intervalle normal attribué aux magnétochrones C30n à C31n présent sur le site du leg 207 ne peut être utilisé pour réaliser une calibration astronomique, en raison d'un cadre chronostratigraphique trop imprécis et de variations du taux de sédimentation qui n'ont pu être totalement corrigées. Pour le Maastrichtien inférieur, le forage 1258A possède le meilleur enregistrement des paramètres orbitaux, et le plus fort taux de sédimentation des sites du leg 207. Son étude fournit de nouvelles informations sur l'intervalle du magnétochrone C31r, utiles à l'établissement de l'échelle des temps astronomiques.

Les résultats obtenus par l'analyse des variations de réflectance et de susceptibilité magnétique sur le forage 1267B sont presque identiques. Un seul enregistrement étant nécessaire pour réaliser une échelle des temps astronomique, les variations de SM ont été utilisées. Cette mesure dépend en effet de peu de paramètres, en comparaison des variations de couleur des sédiments qui ne reflètent pas toujours l'enregistrement de changements climatiques. Sur le forage 1258A, les cyclicités correspondant à l'enregistrement des évolutions paramètres orbitaux variations sont plus marquées dans les variations de SM, qui présentent de fortes amplitudes. L'enregistrement de SM est donc employé pour l'établissement de l'échelle des temps géologiques, avec l'appui des informations obtenues grâce à l'étude des variations de la réflectance.

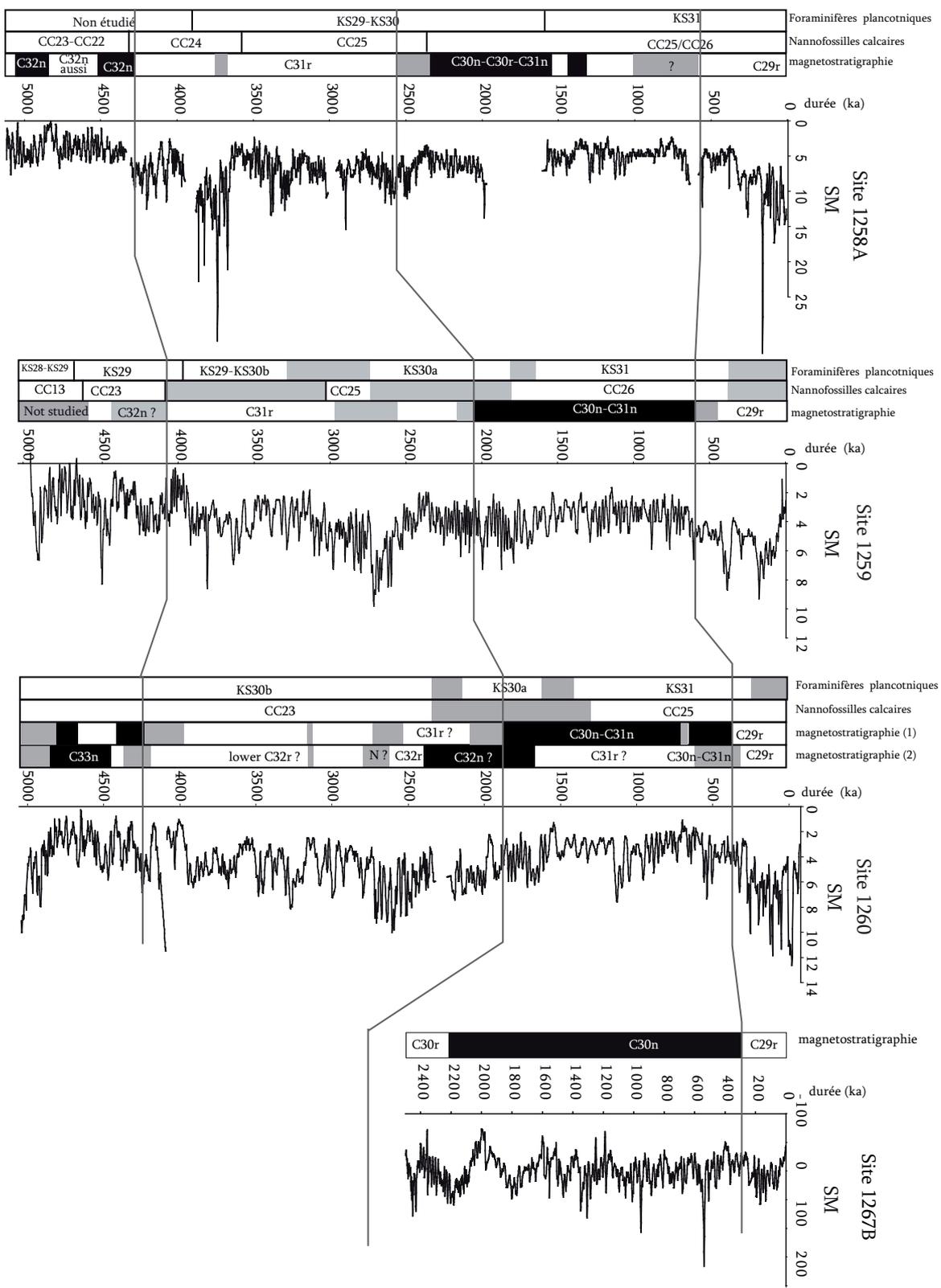


FIGURE 6.11 – Synthèse du calage temporel des variations de susceptibilité magnétique sur l'excentricité à 405 Ka issue de LaOx, pour tout les sites étudiés

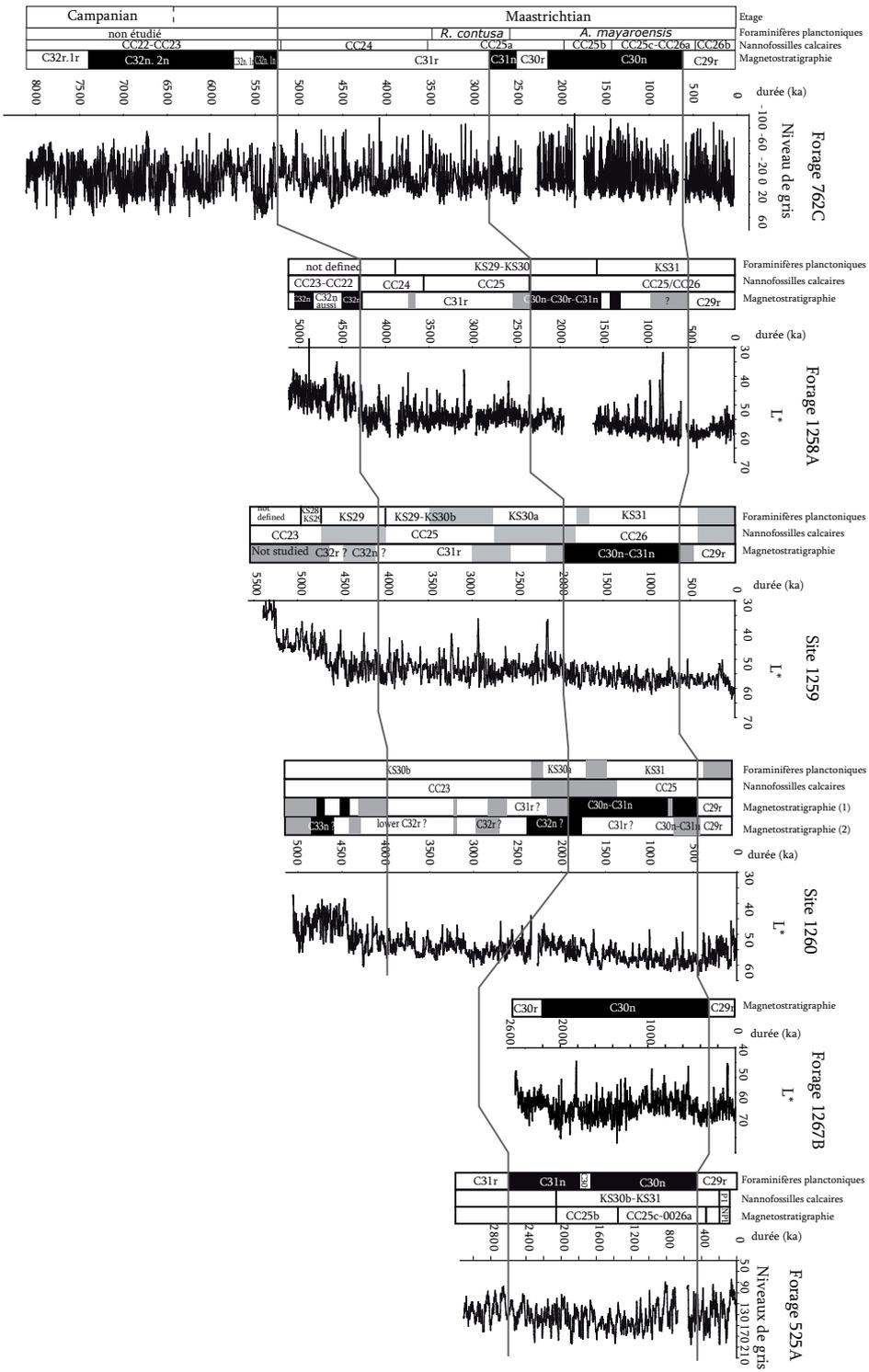


FIGURE 6.12 – Synthèse du calage temporel des variations de réflectance et de niveau de gris sur l'excentricité à 405 Ka issue de LaOx, pour tout les sites étudiés

6.7 Calibration astronomique des séries maastrichtiennes.

6.7.1 Cadre cyclostratigraphique

Il est maintenant possible de réaliser une synthèse des variations de l'excentricité à 100 et 405 ka au Maastrichtien observées sur les intervalles retenus. Cette synthèse permet la création d'un cadre cyclostratigraphique où chaque cycle d'excentricité à 100 et à 405 ka identifié dans les séries sédimentaire, et numéroté en fonction de sa position par rapport à la limite Crétacé-Paléogène. Un taux de sédimentation constant a été considéré sur les intervalles présentant des lacunes de récupération, afin d'estimer la "durée manquante" au niveau de ces lacunes.

L'échelle de temps relative fournie par ce cadre cyclostratigraphique, et intégrant toutes les données bio et magnétostratigraphiques disponibles sur les sites, est la dernière étape avant la réalisation d'une calibration astronomique des intervalles retenus sur les plus récentes solutions astronomiques, afin de dater l'ensemble des événements enregistrés par ces séries (limites de magnétochrones, bio-événements, limite Crétacé-Paléogène). Cette calibration astronomique du Maastrichtien fait l'objet d'un article présenté dans l'appendice 4.

Cadre cyclostratigraphique du magnétochrone C32r2r au magnétochrone C32n1n.

Les variations en niveau de gris du site 762C couvrent l'intervalle du Campanien supérieur. Les cycles sont bien définis, avec une forte amplitude des cycles d'excentricité à 405 ka. Les magnétochrones C32n2r à C32n1n couvrent ~ 3.1 Ma, depuis le cycle Ma₄₀₅20 jusqu'au cycle Ma₄₀₅13. Les cycles d'obliquités semblent affecter les cycles Ma₄₀₅19 et Ma₄₀₅15, comme l'indique une diminution de l'amplitude des cycles d'excentricité à 100 ka et une succession de cycles de forte amplitude et de courte période (Fig.6.13). Le cycle Ma₄₀₅14, situé à la transition entre les magnétochrones C32n1r et C32n2n, est constitué de deux cycles qui pourraient correspondre à l'association de deux cycles d'excentricité à 100 ka. Ce cycle pourrait être lié à la chute du taux de sédimentation détectée par l'analyse cyclostratigraphique sur cet intervalle.

Cadre cyclostratigraphique du magnétochrone C31.

La durée du magnétochrone C31r est estimée à 2.1 ± 0.3 Ma sur le site 762C, ce qui est confirmé par l'étude de la coupe de la Contessa (appendice 2). La limite C31r/C32n1n est située au sein du cycle E₁₀₀51 sur le forage 762C. Sa position reste incertaine sur le forage 1258A, malgré la présence d'un intervalle de polarité normale pouvant correspondre au magnétochrone C32n1n, qui s'achève à la base du cycle E₁₀₀52. Les cycles d'excentricité à 100 ka ne sont pas très bien définis au sein du cycle Ma⁴⁰⁵12 sur le forage 762C, ce qui pourrait refléter la seconde étape dans la chute du taux de sédimentation mise en évidence par l'analyse cyclostratigraphique (Fig. 6.14).

Le sommet du magnétochrone C31r est situé au sommet du cycle E₁₀₀34 sur les forages 525A et 762C. Le magnétochrone C31r couvre au moins 5 cycles d'excentricité à 405 ka bien exprimés sur les forages 1258A et 762C. Les variations de SM et de niveaux de gris sont donc cohérentes.

Le magnétochrone C31n est entièrement récupéré sur les forages 762C et 525A (Fig. 6.14). Cependant sa durée, estimée par comptage des cycles, est différente entre les deux sites : ~ 780 ka pour le forage

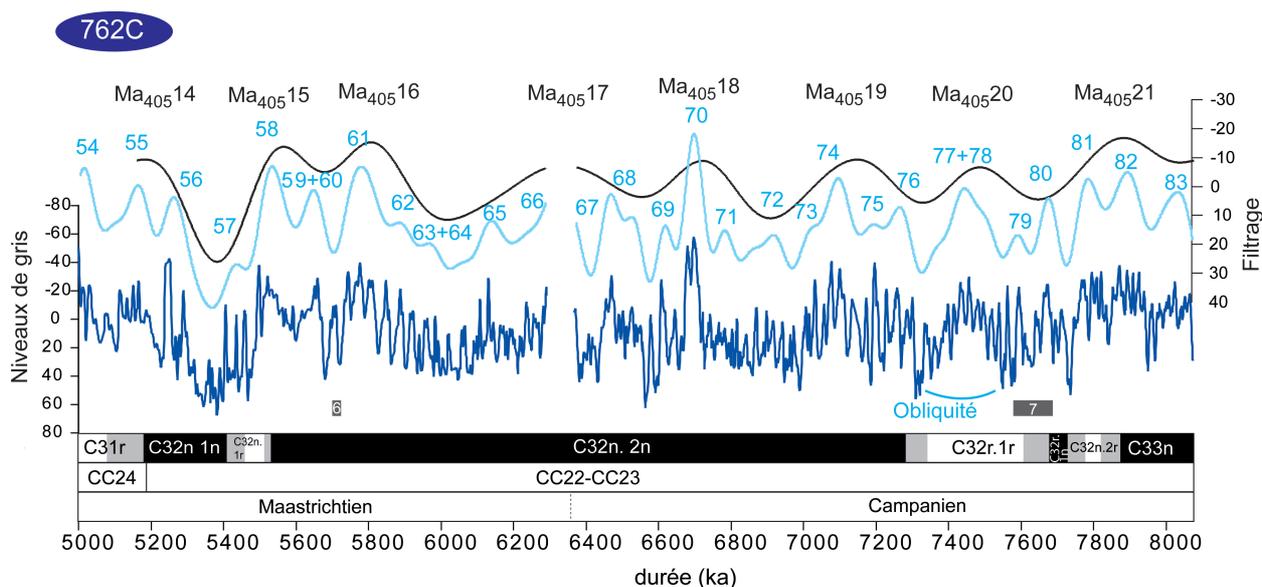


FIGURE 6.13 – Cadre cyclostratigraphique du Campanien supérieur, basé sur les variations des niveaux de gris du forage 762C (Océan Indien). Les variations de l'excentricité à 100 (bleu clair) et à 405 ka (noir) ont été extraites des enregistrements par filtrage. Les nombres bleus indiquent la position des cycles d'excentricité à 100 ka par rapport à la limite Crétacé-Paléogène (ligne jaune), les nombres noirs la position des cycles d'excentricité à 405 ka. Les barres grises indiquent la position des bio-événements pour les nannofossiles calcaires : 6. Dernière occurrence (LO) *Uniplanarius trifidus*, 7. LO *Eiffelithus eximus*.

525A, 460 ± 120 ka pour le forage 762C. L'incertitude concernant la position de la limite C31n/C30r est importante sur le site 762C, et une lacune de récupération est présente à la fin du magnétochrone C31n. La durée estimée au niveau du forage 525A semble donc plus fiable. Cette différence importante pourrait s'expliquer par la présence d'un hiatus au niveau du cycle Ma₄₀₅8 sur le site 762C, qui pourrait être lié à l'augmentation importante du taux de sédimentation sur ce site, et n'aurait pas été détectées lors de l'analyse cyclostratigraphique.

Cadre cyclostratigraphique de la base du magnétochrone C30r à la limite Crétacé-Paléogène.

Le magnétochrone C30n est entièrement récupéré sur le forage 1267B, où les cycles d'excentricité à 405 ka sont très bien définis (Figs. 6.15). Le cycle Ma₄₀₅5 présente des caractéristiques liées à un enregistrement préférentiel de l'obliquité. Il pourrait correspondre à un nœud dans les variations à long terme de l'excentricité, où l'influence de l'excentricité à 100 ka diminue. La durée du magnétochrone C30n est estimée à 1.9 ± 0.03 Ma par comptage des cycles d'excentricité à 100 ka et de précession quand ils sont visibles.

La corrélation entre les forages 762C et 1267B est difficile, car le signal en niveau de gris n'est pas bon sur cet intervalle. Les sédiments du forage 762C sont blancs, avec de faibles variations de couleur et les cycles d'excentricité à 405 ka ne sont pas très bien exprimés. Une lacune de récupération étant présente au niveau du magnétochrone C30n sur le forage 525A, le forage 1267B fournit la meilleure estimation de la durée du magnétochrone C30n.

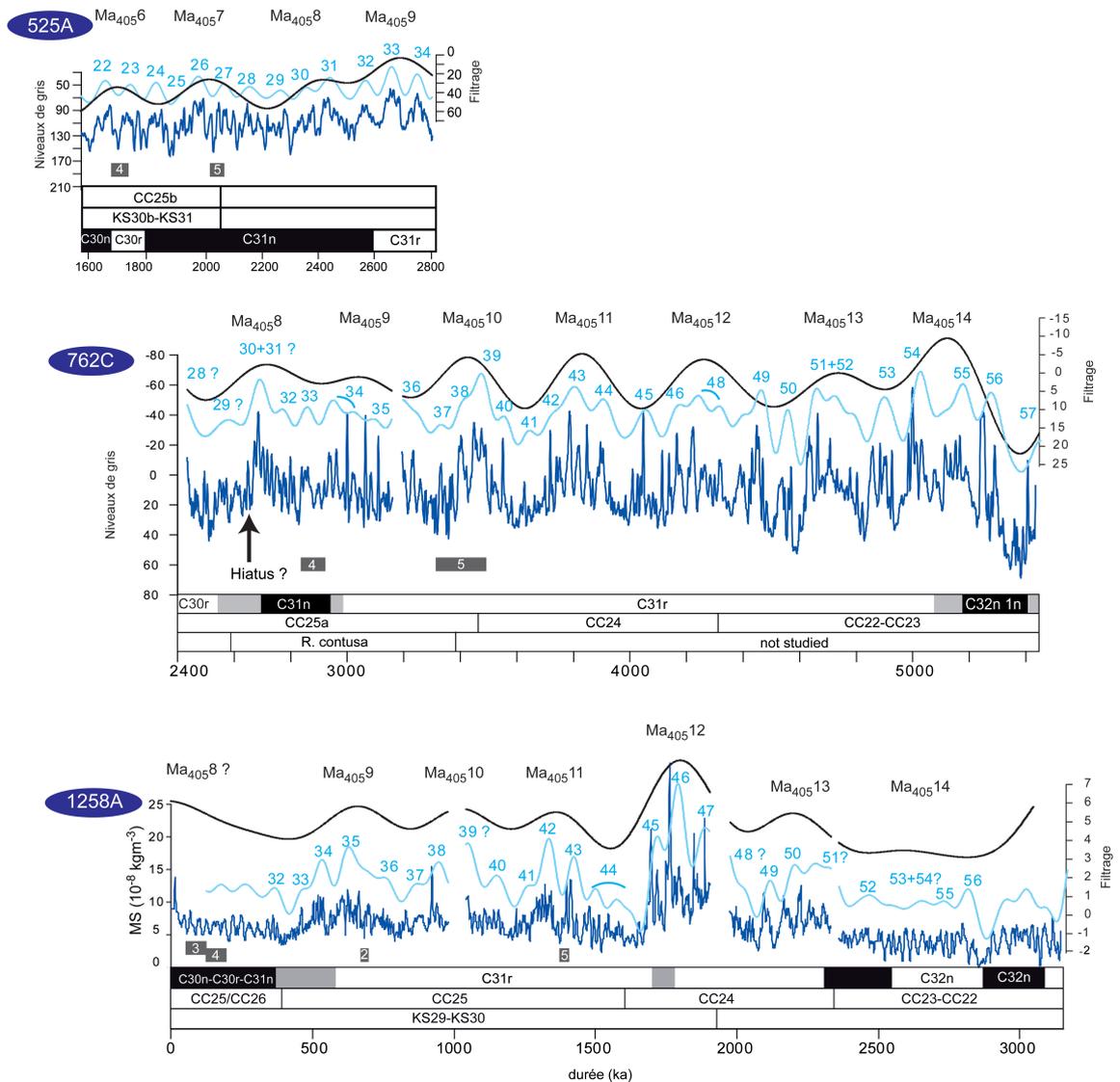


FIGURE 6.14 – Cadre cyclostratigraphique du Maastrichtien inférieur, basé sur les variations de SM du forage 1258A (Atlantique équatorial), et des niveaux de gris des forages 762C (Océan Indien) et 525A (Atlantic Sud). Les variations de l'excentricité à 100 (bleu clair) et à 405 ka (noir) ont été extraites des enregistrements par filtrage. Les barres grises indiquent la position des bio-événements pour les nannofossiles calcaires : 2. Première occurrence (FO) *Micula murus*, 3. FO *Lithrapidites quadratus*, 4. FO *Ceratolithoides kamptneri*, 5. LO *Reinhardtites levis*.

Sur chaque site, la limite Crétacé-Paléogène est située environ 20 ka avant la fin du dernier cycle d'excentricité à 405 ka du Maastrichtien (Ma₄₀₅₁). La limite C30n/C29r coïncide avec la base du cycle Ma₄₀₅₁ sur les forages 525A et 1267B.

6.7.2 Calibration astronomique du Maastrichtien.

L'analyse cyclostratigraphique et le calage temporel ont permis d'établir un cadre cyclostratigraphique couvrant le sommet du Campanien et la totalité du Maastrichtien (Figs. 6.15-6.13). L'excentricité à 405 ka a été extraite des séries calées en temps, et calibrée sur les variations de l'excentricité à 405 ka extraite de la plus récente solution astronomique : La2010a (Laskar *et al.*, 2004; données non publiées) (Figs. 6.16).

La fiabilité des estimations des modulations à long terme de l'excentricité diminue avec le temps, il est donc impossible d'utiliser la similarité des variations d'amplitude des cycles d'excentricité à 405 ka comme critère discriminant, afin d'ancrer les séries sédimentaires sur les solutions astronomiques. De ce fait, le cadre cyclostratigraphique peut être déplacé avec un pas de 405 ka (Westerhold *et al.*, 2008).

Cependant, le cadre cyclostratigraphique construit ici peut toujours être utilisé pour créer une échelle astronomique flottante ancrée au niveau de la limite Crétacé-Paléogène.

Âge de la limite Crétacé-Paléogène

L'étude des forages 525A et 1267B indique que la limite Crétacé-Paléogène est située près d'un minimum des cycles d'excentricité à 405 ka. Cette position est cohérente avec les études cyclostratigraphiques réalisées sur cet intervalle (Sprenger et Ten Kate, 1993; Westerhold *et al.*; 2008, Kuiper *et al.*, 2008). Selon Herbert (1999), cette position correspondrait à un nœud dans les modulations de l'excentricité à 405 ka.

En considérant les datations radiogéniques disponibles, et les contraintes cyclostratigraphiques, deux positions de la limite Crétacé-Paléogène sont proposées. La première option est dans un minimum d'excentricité près de 65.5 Ma, suivant l'âge de 65.5 ± 0.3 Ma estimé par la GTS2004 (Ogg *et al.*, 2004) pour la limite K-Pg. La seconde option est dans un minimum d'excentricité à 405 ka, près de 66 Ma, en accord avec les âges recalculés par Renne *et al.* (2010) et Kuiper *et al.* (2008) (Fig. 6.16). Deux estimations distinctes des âges des limites de magnétochrones et des bio-événements sont donc proposées (Tab. 6.1).

La seconde option de la calibration astronomique est la plus cohérente avec les estimations cyclostratigraphiques précédentes basées sur l'étude des séries paléogènes, et les datations radiogéniques (Hicks *et al.*, 1999; Kuiper *et al.*, 2008; Westerhold *et al.*, 2008; 2009; Renne *et al.*, 2010). Cette option 2 semble donc la plus fiable des deux propositions.

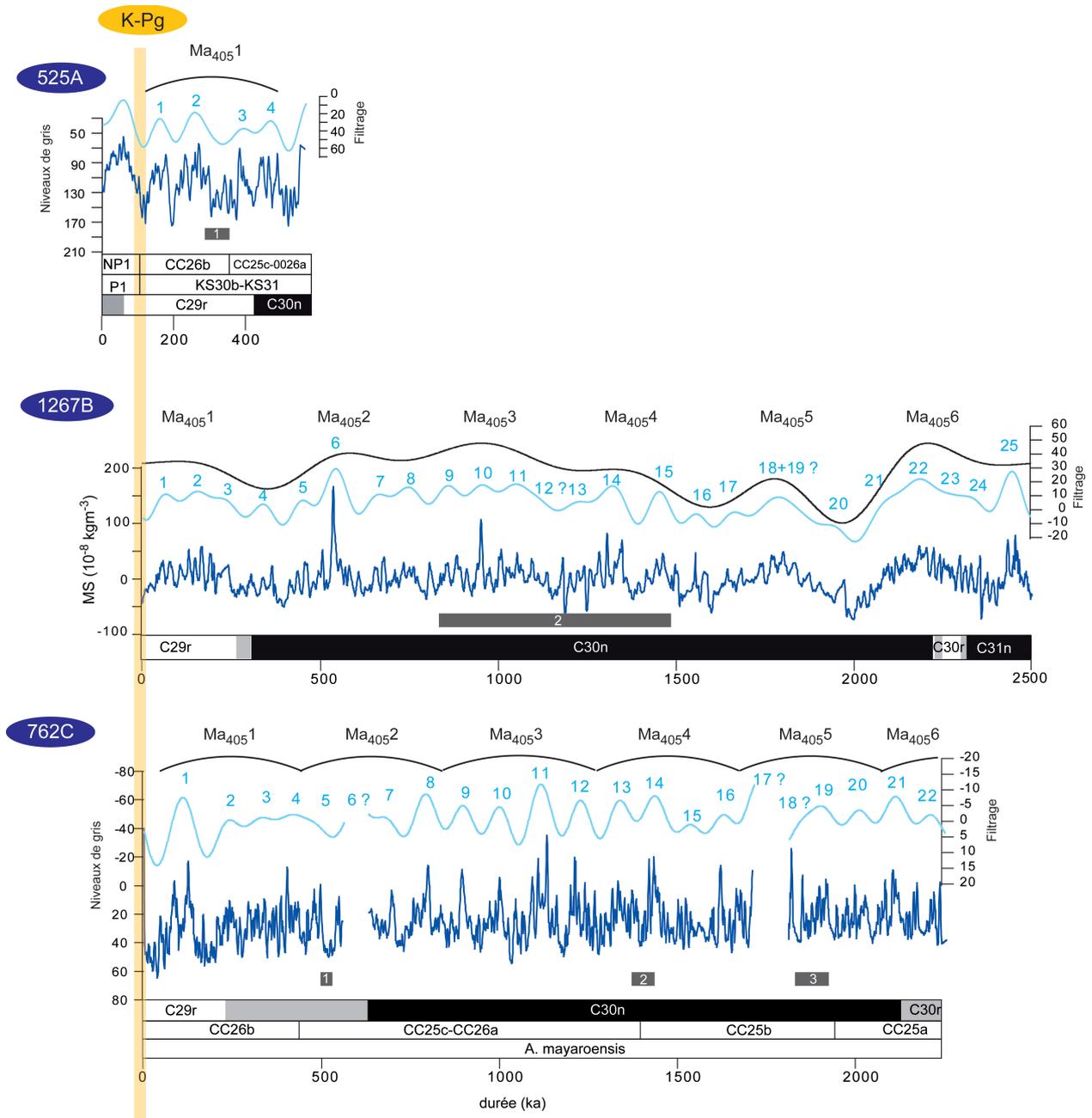


FIGURE 6.15 – Cadre cyclostratigraphique du Maastrichtien supérieur, basé sur les variations de SM du forage 1267B (Atlantique Sud), et des niveaux de gris des forages 762C (Océan Indien) et 525A (Atlantic Sud). Les barres grises indiquent la position des bio-événements pour les nanfossiles calcaires : 1.FO *Micula prinsii*, 2. FO *Micula murus*, 3. FO *Lithrapidites quadratus*.

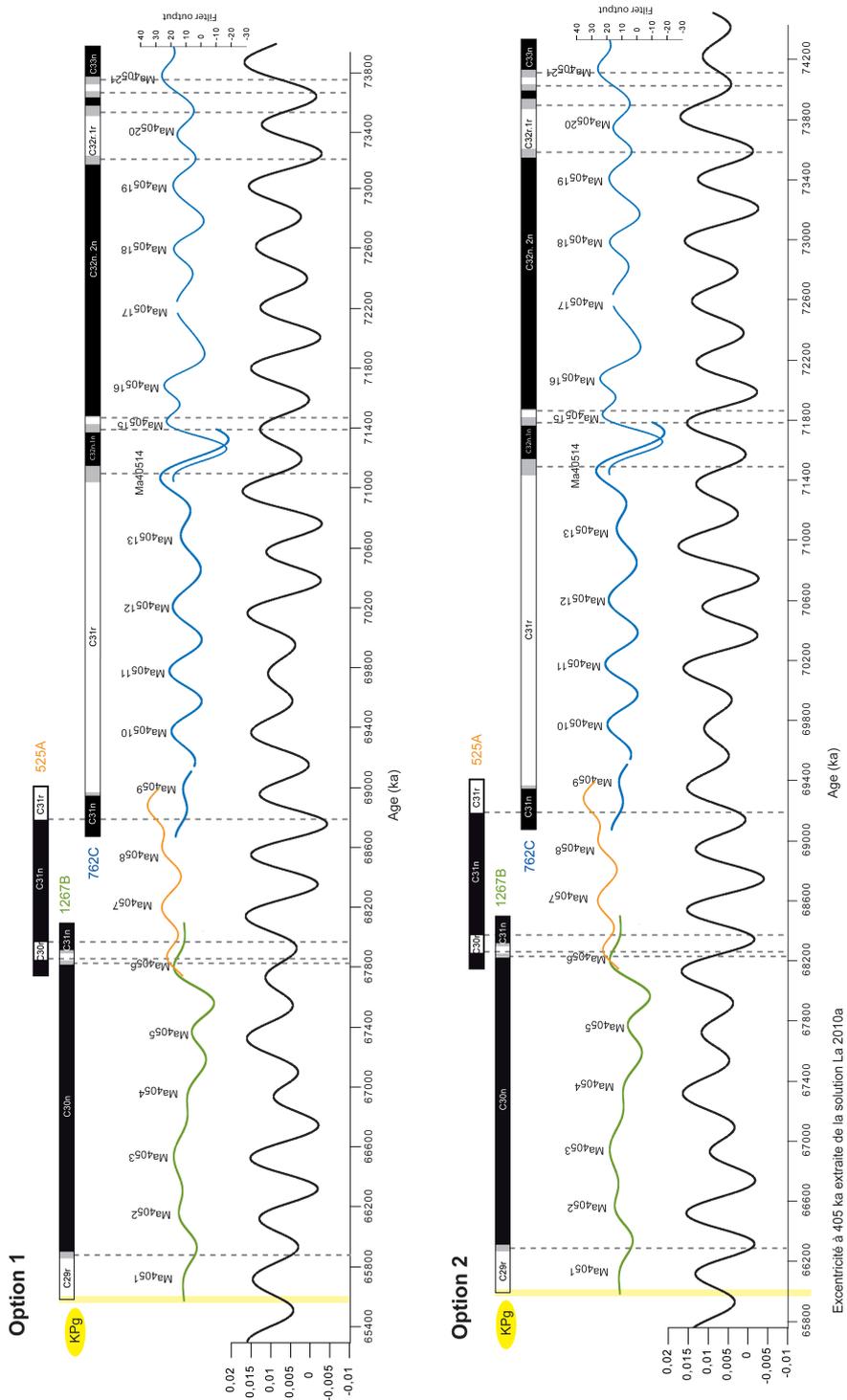


FIGURE 6.16 – Deux options sont proposées pour la calibration astronomique du Maastrichtien. Elles sont basées sur les variations de l'excentricité à 405 ka extraites par filtrage des séries sédimentaires des forages 762C, 1258A, et 525A, et comparées aux variations de l'excentricité à 405 ka extraite de la solution astronomique La2010a. Ces options sont décalées d'un cycle à 405 ka. Les nombres noirs correspondent à la numérotation utilisée pour le cadre cyclostratigraphique. La limite Crétacé-Paléogène (ligne jaune) et les limites de magnétochrones (lignes noires discontinues) sont indiquées.

Événement	site de référence	Age relatif à la K-PgB	La2010a	
			option 1	option 2
K/PgB	1267B	0	65,59±0.01	66±0.01
C29r/C30n	1267B	0.3±0.02	65,89±0.02	66,3±0.02
C30n/C30r	1267B	2.2±0.02	67,79 ±0.02	68,2±0.02
C30r/C31n	525A	2.32±0.01	67,91±0.01	68,32±0.01
C31n/C31r	525C	3.14±0.01	68,73±0.01	69,14±0.01
C31r/C32n1n	762C	5.24±0.02	70,83 ±0.02	71,24±0.02
C32n1n/C32n1r	762C	5.48±0.01	71,07±0.01	71,48±0.01
C32n1r/C32n2n	762C	5.55±0.01	71,14±0.01	71,55±0.01
C32n2n/C32n1r	762C	7.42±0.02	73,01±0.02	73,42±0.02
C32n1r/C32n1n	762C	7.72±0.03	73,31±0.03	73,72±0.03
C32n1n/C32n2r	762C	7.82±0.02	73,41±0.02	73,82±0.02
C32n2r/C33n	762C	8.02±0.02	73,61±0.02	74,02±0.02
LO <i>U. trifidus</i>	762C	5.72	71,21±0.01	71,62±0.01
CMB	762C	6.57±0.01	72,16±0.01	72,57±0.01

TABLE 6.1 – Ages de la limite Crétacé-Paléogène (K-PgB), de la limite Campanien-Maastrichtien (CMB), de la dernière occurrence du nannofossile calcaire *Uniplanarius trifidus*, et des limites des magnétochrones déduite de la calibration sur la solution astronomique La10 δ . Les limites ne sont pas bien définies sur tout les sites, un site a donc été choisi comme référence pour chaque limite (colonne 2).

Durée des magnétochrones

Les durées estimées grâce à la calibration astronomique sont cohérente avec les études cyclostratigraphiques précédentes (Sprenger et Ten Kate, 1993 ; Herbert, 1999), et avec les estimations présentées dans la GTS2004 (Gradstein *et al.*, 2004), à l'exception du magnétochrone C32n2n (Tab. 6.2).

La durée du magnétochrone C32n2n est estimée ici à 1.88 Ma, soit 405 ka plus long que dans la GTS2004 (Tab. 6.2). Cependant, les estimations de durées de la base du C33n au magnétochrone C32n2n est uniquement basée sur le site 762C (Fig. 6.15). D'autres études sur de nouveaux sites sont donc nécessaires pour confirmer cette estimation. Les estimations de la GTS2004 sont basées sur les profils d'anomales magnétique du Pacifique Nord, établis par Cande et Kent (1992), et corrélés aux sections de référence de Gubbio (Italy). Le Crétacé supérieur, correspondant à une époque de changements rapides des taux d'accrétions, présente les plus importantes incertitudes (Cande et Kent, 1992).

Les durées des magnétochrones C32n1r et C32r2r sont estimées respectivement à 0.07 ± 0.03 et 0.1 ± 0.04 Ma, soit 100 ka plus court que les estimations précédentes (Tab. 6.2). Considérant les difficultés rencontrées lors de l'estimation de durées précises dans le cas des ces sous magnétochrones très courts (<300 ka), ces différences ne sont pas très grandes. De nouvelles études combinant magnétostratigraphie à haute résolution et études cyclostratigraphiques sont nécessaire pour s'assurer de leur durées.

Chron	site de référence	Durées, cette étude (Ma)	Cande et Kent (1995) (Myr)	GTS2004 (Myr)	Herbert (1999) (Myr)	Herbert <i>et al.</i> , (1995) (Myr)
C29r (Cretacé)	1267B	0.300±0.02		0.361		0.377± 0.02
C30n	1267B	1.9±0.03	2.032	1.835	1.7	
C30r	525A	~0.08	0.125	0.113	0.105	
C31n	525A	~0.780	1.002	0.923	0.925	
C31r	762C	2.07±0.03	2.334	2.229		
C32n1n	762C	0.220±0.06	0.267	0.264		
C32n1r	762C	0.07±0.03	0.249	0.249		
C32n2n	762C	1.88 ±0.03	1.417	1.456		
C32r1r	762C	0.3±0.06	0.287	0.301		
C32r1n	762C	0.1±0.03	0.083	0.087		
C32r2r	762C	0.1±0.04	0.245	0.259		

TABLE 6.2 – Durées des magnétochrones déduites du comptage des cycles d'excentricité à 100 ka, d'obliquité et de précession lorsqu'ils sont visibles, et comparaison aux précédentes estimations.

Appendice 4

Astronomical calibration of the Maastrichtian (Late Cretaceous)

Dorothee Husson, Bruno Galbrun, Jacques Laskar,
Linda A. Hinnov, Nicolas Thibault,
Silvia Gardin & Robert E. Locklair

Soumis à Earth and Planetary Science Letters le 30 juillet 2010

Décision le 4 octobre 2010

Manuscrit en cours de révisions

Astronomical calibration of the Maastrichtian

Dorothee Husson^{*1}, Bruno Galbrun¹, Jacques Laskar², Linda A. Hinnov³,
Nicolas Thibault⁴, Silvia Gardin⁶ and Robert E. Locklair³

¹*Université Pierre et Marie Curie, Institut des Sciences de la Terre-Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 5, France*

²*Observatoire de Paris, Institut de Mécanique Céleste et de Calcul des Ephémérides, 77 Avenue Denfert-Rochereau 75014 Paris, France*

³*Johns Hopkins University Department of Earth and Planetary Sciences, Baltimore, Maryland 21218 USA* ⁴*Institute for Geography and Geology, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, DK-1350 Københavns K., Denmark*

⁶ *Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Paléobiodiversité et Paléoenvironnements, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 5, France*

Corresponding author: email address dorothee.husson@upmc.fr

Abstract

Recent improvements to astronomical modeling of the Solar System have contributed to important refinements to the Cenozoic time scale through astronomical calibration of sedimentary series. We could extend this astronomical calibration, into the Cretaceous, on the base of the 405-kyr orbital eccentricity variation thanks to the recovery of well preserved Maastrichtian sedimentary series from ODP Legs 207 (Equatorial Atlantic), 208 (South Atlantic), 122 (Indian Ocean) and DSDP Leg 74 (South Atlantic). Cyclostratigraphic analysis is performed on high resolution measurements of magnetic susceptibility on sediments cored during Legs 207 and 208, and grey level variations of sediment colour obtained from core photographs from Legs 122 and 74. Astronomical controls on sedimentation is evident at every site, with the presence of cycles corresponding to forcing by precession, obliquity and orbital eccentricity variations. Identification of these cycles leads to the definition of a detailed cyclostratigraphic frame covering nearly 8 million years, from the top of the Campanian stage to the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary. Durations of each magnetochron from C32r.2r to C29n are inferred by cycle counting. Astronomical calibrations of Maastrichtian sedimentary series are proposed, based on the 405 kyr eccentricity variation according to two recent astronomical solutions, La2004 and La2010 β . Precise dating of the K/Pg boundary is limited by the uncertainty of the long-term variation and phasing of the 405 kyr eccentricity cycle; four different ages are suggested for the K/Pg boundary. Magnetochron boundaries and the Campanian/Maastrichtian boundary are also dated relative to these numerical ages of the K/Pg boundary.

keywords: Maastrichtian, cyclostratigraphy, astronomical solution, Cretaceous timescale, Ocean Drilling Program

1 Introduction

Recent developments in cyclostratigraphic analysis and astronomical modeling (Laskar *et al.*, 2004) have led to significant revisions and refinements of the Cenozoic time scale (Pälike and Hilgen, 2008). Astronomical time calibration of the Neogene Period (Lourens *et al.*, 2004) has opened the way to a new generation of time scales with order-of-magnitude lower uncertainties and higher resolution (Hinnov and Ogg, 2007).

Extension of astronomical time calibration into the Cretaceous is expected to improve the time scale significantly. Uncertainties are still large in the late Cretaceous time scale, which is based on bio- and magnetostratigraphic data from land sections and marine sections from Deep Sea Drilling Project (DSDP) and Ocean Drilling Program (ODP) sites tied to the geomagnetic polarity time scale, and constrained by sparse radioisotope dating (Obradovich, 1993; Hicks *et al.*, 1995; Ogg and Smith, 2004). Complex climatic events punctuate the uppermost Cretaceous (Barrera and Savin, 1999; Li et Keller, 1998; Thibault *et al.*, 2010), and their understanding requires reliable global correlations, and thus an accurate geologic time scale. In addition to dating the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary with improved precision, a high resolution time scale can also provide key information about the evolution of the major biological crisis at the end of the Mesozoic Era.

Astronomical calibration through cyclostratigraphic studies appears thus as the most useful way for refining the geologic time scale of the Campanian and Maastrichtian stages. A direct astronomical calibration at the precession scale cannot be considered prior to 30 Ma, due to the decrease of the reliability of the astronomical solution through time. Only the the 405 kyr orbital eccentricity variation is stable enough to construct a reliable time scale prior to 50 Ma (Laskar *et al.*, 2004).

Currently, cyclostratigraphic analysis of Cretaceous sedimentary series provides only "floating" time scales (Grippo *et al.*, 2004; Locklair and Sageman, 2008). Floating timescales are relative time scale. They are sometimes tied to radioisotopic ages but does not provide direct dating of the sedimentary events. Most cyclostratigraphic studies of Maastrichtian sedimentary series have focused on the K-Pg transition (e.g., Ten Kate and Sprenger, 1993). Cyclostratigraphic study of lightness variations of sediment cores from DSDP Legs 39, 72, 74 provide estimates of the durations of magnetochrons C29n to C31n and to constraints on the position of the K-Pg boundary in the cyclostratigraphic frame (Herbert and d'Hondt, 1990; Herbert, 1999). A new cyclostratigraphic analysis of the white chalk section of Lägerdorf-Kronsmoor (Germany) now provides an estimate of the duration of upper Campanian biozones (Voigt and Schönfeld, 2010).

The aim of this study is to provide a complete astronomically calibrated upper Campanian-Maastrichtian time scale to extend previous work on the Neogene and Paleogene (Lourens *et al.*, 2004; Westerhold *et al.*, 2008).

In this objective, a cyclostratigraphic study of deep-sea sedimentary records from ODP and DSDP drillings presenting a good recovery of the upper Cretaceous is carried out. High resolutions measurements of paleoclimatic proxies are routinely performed during the recent ODP campaigns. Therefore, cyclostratigraphic analysis has been applied on magnetic susceptibility variations measured on cores from ODP Legs 207 (Equatorial Atlantic) and 208 (South Atlantic). DSDP Site 525 (Leg 74, South Atlantic) and ODP Site 762 (Leg 122, Indian Ocean) were investigated using grey-level variations of sediment colour measured on cores photographs, since no high resolution measurements of paleoclimatic data are available on these

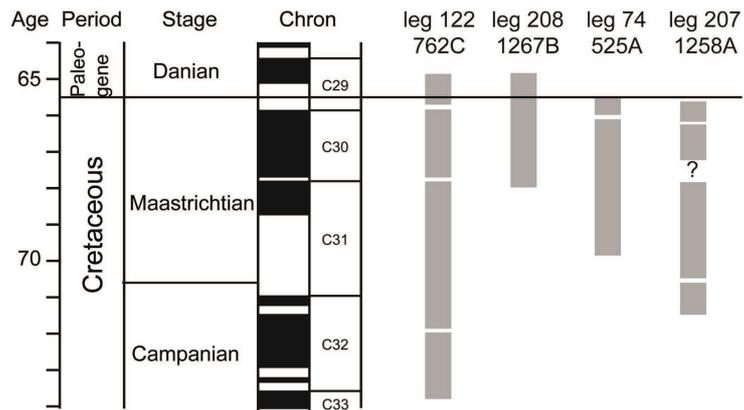
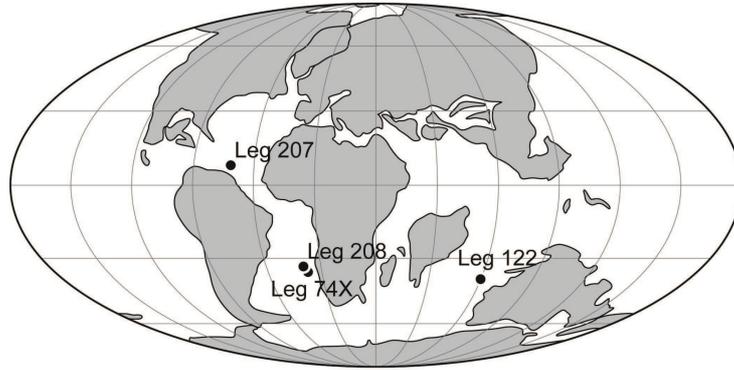


Figure 1: Location and recovery of the studied sites. TOP: Mollweide palaeogeographic reconstruction for the early Maastrichtian (70 Ma) modified from Global Tectonics Home Page (<http://www.serg.unicam.it/Reconstructions.html>) showing location of ODP site 762C (legs 122, Indian Ocean), 1267B (leg 208, South Atlantic), 1258A (leg 207, Equatorial Atlantic) and DSDP site 525A (leg 74, South Atlantic). BOTTOM: Recovery of the Maastrichtian sediments for each sites is plot against the geomagnetic polarity timescale presented in the Geologic time scale 2004 (Gradstein *et al.*, 2004, using software from <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreator/index/index.php>). ?=uncertainty on the magnetostratigraphic scale of site 1258A.

older sites (Fig.1). The results obtained from these sites provide complete stratigraphic coverage of the Maastrichtian stage.

This cyclostratigraphic study allows the estimation of the durations of all the chrons from the C32r2r to the C30n. The resulting cyclostratigraphic framework is tied to the two most recent astronomical solutions, La2004 (Laskar *et al.*, 2004) and La2010 β (Laskar *et al.*, unpublished data) to provide the first astronomically calibrated time scale of the upper Campanian and Maastrichtian.

2 The astronomical solutions

The La2004 astronomical solution has become a fundamental tool for refining the Cenozoic time scale (Pälike and Hilgen, 2008). This solution is based on a numerical integration without averaging of the gravitational equations of the Solar System. The initial conditions of the integration were fitted to the short term ephemeris DE406, extending over 600 years (Williams *et al.*, 2001). The model includes the Moon as a separate object, and takes into account the tidal dissipation of the Earth-Moon system (Laskar *et al.*, 2004).

The La2010 β solution benefits from the new planetary ephemeris INPOP06 and INPOP08 (Fienga *et al.*, 2008; Fienga *et al.*, 2009), integrated with a high accuracy over the past one million years, and fitted to more than 55000 observations. This longer ephemeris provides a greater stability to the solution. A new model of Earth axis motions, taking into account the nutation, is the second important improvement to the La2010 β solution (Laskar *et al.*, unpublished data).

The La2004 and La2010 β solutions lose stability over extended time scales, due to the chaotic behaviour of the Solar System, which amplifies the uncertainties inherent to the model and initial conditions (Laskar, 1989; 1999). The validity of La2004 extends to 40 Ma; La2010 β stability reaches 50 Ma. Beyond this limit, however, only the 405 kyr orbital eccentricity term remains stable enough for reliable astronomical calibration of stratigraphy. The stability of the 405 kyr eccentricity amplitude modulations (the "long term eccentricity cycles") likewise decreases prior to 50 Ma, due to the chaotic properties of the inner planets system.

The 405 kyr eccentricity cycle is related to the secular frequencies of Earth and Venus orbital eccentricity variations, and has been tested in Laskar *et al.* (2004) for the entire Mesozoic Era. The maximum error at 250 Ma is estimated to be less than 0.002 kyr/Myr. In Maastrichtian time, there are slight phase differences of the 405 kyr cycle among the tested astronomical solutions, indicating an uncertainty of 0.070 myr for astronomical calibration.

3 Material and Methods

3.1 Studied sites

ODP Legs 122, 207, 208 and DSDP Leg 74 provide nearly continuous sedimentary series with a good recovery of all or part of the upper Campanian-Maastrichtian (Fig.1). Sediments from all of the studied sites consist of nannofossil chalk with variable amounts of foraminifers, clay, and ash, with a pronounced cyclic color banding of 5- to 50-cm-thick intervals (Borella, 1984; Huang *et al.*, 1992; Zachos *et al.*, 2004; Erbacher *et al.*, 2004). At Sites 762C (Leg 122) and 1258A (Leg 207), lighter intervals have a higher percentage of nannofossils and foraminifers, and darker intervals have higher clay content (Huang *et al.*, 1992; Erbacher *et al.*, 2004). Bedding cycles observed at Site 1267 (Leg 208), in the magnetic susceptibility and sediment lightness variations, are more pronounced in the Maastrichtian (Zachos *et al.*, 2004). All sites are deep-sea sites, likely to be very complete and thus the best support for a cyclostratigraphic analysis.

ODP Hole 762C (Leg 122, central Exmouth Plateau, Indian Ocean), covers the whole Maastrichtian and the uppermost Campanian. 130 m of sediments were recovered from Chron C32r2r to the K/Pg boundary (Fig.1). All magnetochrons from the Upper Cretaceous to the Lower Paleocene (C34 to C27) have been identified (Galbrun, 1992) and tied to the biostratigraphy of planktonic and benthic foraminifera (Wonders, 1992; Zepeda, 1998) and calcareous nannofossils (Bralower and Siesser, 1992; this study). An early cyclostratigraphic analysis of the Upper Cretaceous of Site 762C by (1992) was based on a simple counting of dark and light sedimentary alternations. Huang *et al.* study assessed basic astronomical controls on the sedimentation, but the resolution was not high enough for a refined astronomical calibration. Therefore, in this work, a new high-resolution cyclostratigraphic analysis is conducted on the excellent continuous sedimentary record of this site, and is considered as the reference section

ODP Hole 1258A, (Leg 207, Demerara Rise Plateau, Western Equatorial Atlantic Ocean) provides a sedimentary serie covering the entire Maastrichtian (Fig.1). However, sediments are very weakly magnetized, and uncertainties concerning its magnetostratigraphic framework are rather large (Suganuma and Ogg, 2007). Magnetochrons C30n to C31n were not identified, and are represented by an undifferentiated interval of normal polarity. A detailed biostratigraphic framework of foraminifers and calcareous nannofossils was provided by Thibault and Gardin (2006). Low-amplitude variations of magnetic susceptibility and a large recovery gap through the undifferentiated C31n-C30n interval prevents the use of this site for a full astronomical calibration, except for chron C31r where the record can be compared to that of Site 762C.

ODP Hole 1267B, (Leg 208, Walvis Ridge, South Atlantic) covers the upper Maastrichtian, from the lower part of C31n to the K/Pg boundary (Zachos *et al.*, 2004) (Fig.1). The magnetostratigraphic framework is complete over this this interval, but the nannofossils show dissolution and fragmentation, and the preservation of planktonic foraminifers is poor. The early Paleocene and the last meters of the Maastrichtian interval at Site 1267B were evaluated for an astronomical calibration of the Paleocene (Westerhold *et al.*, 2008).

DSDP Hole 525A (Leg 74, Walvis Ridge, South Atlantic) covers the entire Maastrichtian and part of the upper Campanian (Chave, 1984; Li and Keller, 1998). Its paleomagnetic frame is well defined throughout chrons C32n1r to C29r (Chave, 1984). Below this interval, a thick sequence of normal polarity is interrupted by several intervals of low-magnetized sediments. As a result, it is uncertain whether this

period corresponds to C32n2n only or whether this site recovered sediments down to the upper part of chron C33n (Fig.1). This site has a good biostratigraphic framework of planktonic foraminifera and calcareous nannofossils (Manivit, 1984; Li and Keller 1998; Thibault and Gardin, 2007). The upper Maastrichtian of Site 525A provided very first cyclostratigraphic estimates of durations for Cretaceous-Paleocene magnetochrons C31n to C28r (Herbert *et al.*, 1995; Herbert, 1999)

The campanian Maastrichtian boundary is defined by the arithmetical mean of 12 biohorizons observed the Global stratotype section and Point (GSSP) of Tercis les Bains (France) (Odin and Lamaurelle, 2001). The Campanian Maastrichtian boundary has not been precisely located on the sites studied here, but one of the characteristic bio-event, the last occurrence (LO) of the calcareous nannofossil *Uniplanarius trifidus*, has been observed on holes 762C and 525A (Bralower and Siesser, 1992; this study).

The K/Pg boundary is well defined in both physical property measurements and lithologic characteristics at all studied sites, except for Site 1258A, where there is a recovery gap in Core 27R. Parts of the uppermost Maastrichtian and lowermost Danian are thus missing at this site.

3.2 Methods

3.2.1 Magnetic susceptibility

Magnetic susceptibility (MS) indicates the capacity of a substance to become magnetized when submitted to an external magnetic field. According to Ellwood *et al.* (2000) the high frequencies variations of the MS are directly related to terrigenous supply in carbonate basins. It is thus a good paleoclimatic indicator. This proxy is widely used for correlations, since Crick *et al.* (1997) proved it useful for intercontinental correlations, independently from the facies and with a better precision than biozones. Magnetic susceptibility is thus a paleoclimatic proxy used in many cyclostratigraphic studies (Weedon *et al.*, 1999; Boulila *et al.*, 2008a,b) On most recent ODP Legs, such as Legs 207 and 208, MS was routinely measured on cores every 2.5 cm using a Bartington MS2C probe included in a Multi-Sensor tract (MS-MST).

3.2.2 Grey level variations

At most of the ODP and DSDP sites (e.g., Sites 525A and 762C) no paleoclimatic proxy data are available with a sampling resolution high enough to carry out a cyclostratigraphic analysis. Nevertheless, regular decimeter-scale alternations in Maastrichtian sediment colour can be identified in the digitized photographs of the cores, which can be used for cyclostratigraphy.

An encoding of the sediment color in a grey scale was performed using the free software, Image-J (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>). The grey scale ranges from 0 (black) to 255 (white). The grey-level signal is obtained along a line of one pixel width, traced vertically on each 1.5 m sections of the core. One section has a length of about 2100 pixels, which corresponds to a sampling resolution of 0.7 mm.

As observed by Cramer (2001), the edges of the photographs are darker than the centre, which creates artificial cycles with periods of 1.5m (length of the core sections), and 6.5, 8.5 and 9.5m (lengths of the cores). These artifacts were attenuated using Adobe Photoshop or by filtering the corresponding

frequencies. The core cracks, coded by very low values, also create noise which was suppressed using a simple MatlabTM script (provided in "supplementary material", Appendix A).

For Site 762C, a new depth scale was calculated by taking into account recovery gaps and supplementary material due to core degassing. Adjusted depths are given in "ambsf" units (adjusted meters below sea-floor). At Site 525A, cores covering chron C31r are dark and exhibit many cracks, thus preventing appropriate grey scale measurements.

3.2.3 Data processing

Cycles recorded by the sedimentary series are identified using multi-taper method (MTM) spectral analysis (Thomson, 1982), and amplitude spectrograms (Meyers *et al.* 2001; Maurer *et al.*, 2004). The frequency ratio method (Mayer and Appel, 1999) is applied to test links between cycles detected in the sedimentary signals, and the theoretical astronomical parameters.

Amplitude spectrograms enable visualization of shifts in frequencies that can result from unstable sedimentation rates. It is a useful tool for highlighting the evolution of the cycles recorded in sedimentary series and the possible hiatuses in sedimentation. An amplitude spectrogram is a three dimensional view of spectral analysis performed along the signal within a sliding window. Spectral power is highlighted in color (red for high values, blue for low values).

Linear detrending of the data was performed prior to spectral analysis. Other very long-term variations, were removed from the signals by estimating and removing a third-order polynomial.

4 Results

4.1 Cyclostratigraphic results

Spectral analysis reveals excellent evidence for an orbital control on sedimentation by 405 kyr and 100 kyr eccentricity at all sites. These variations are visible in periodograms and amplitude spectrograms as well-defined low frequency components (Appendices 1-3). Sampling resolution and sedimentation rates can be low for some intervals at Sites 1258 and 525, and sometimes this results in an imprecise identification of high frequency cycles (precession and obliquity). However, for most of the records, the frequency ratio method can be used to attribute high frequency cycles to the precession and obliquity forcing (Appendices B-E).

Variations in the frequency of the recorded cycles indicate shifts and perturbations in sedimentation rates (Appendices 1-3). These perturbations can strongly affect the record of orbital parameter variations and their presence constrains the intervals that can be used at each site for astronomical calibration. Spectral analysis is used to estimate these sedimentation rate variations, as follows,

The upper Campanian of Site 762C is characterized by a good record of 100 kyr and 405 kyr eccentricity cycles, with a stable sedimentation rate. A shift of the 100 kyr and 405 kyr eccentricity

cycles to higher frequencies at the beginning of polarity chron C31r indicates a drop in sedimentation rate (Appendix B). This drop of the sedimentation rate occurs in two steps: 200 kyr before the end of the C32n 2n, and 300 kyr after the C32n 1n/ C31r boundary. After an interval of stability during chron C31r, a significant increase in sedimentation rate at the beginning of chron C31n doubles cycle thicknesses. This change is also reflected by the relative thicknesses, at each site, of chron C31r and chrons C31n to C30n, compared with a Geologic Time Scale 2004 (GTS2004; Gradstein *et al.*, 2004).

Analysis of Site 1258A focuses on the C31r interval; a large recovery gap occurs within an undifferentiated C30n-C31n interval. Short eccentricity cycles are not visible between 350 and 332 mbsf; instead, high frequency cycles attributed to obliquity forcing dominate the record. From 332 mbsf to 290 mbsf, 405 kyr and 100 kyr eccentricity cycles possess a high power, whereas detection of obliquity and precession remains a challenge (Appendix C).

Spectral analysis of Hole 525A grey level variations highlight a record of 100 kyr eccentricity, obliquity and precession cycles from 498 mbsf to 470 mbsf, in chrons C31n and C30r. The sharp interruption of precession and obliquity cycles at 470 mbsf on the amplitude spectrogram may indicate a hiatus and the start of multiple perturbations in sedimentation (Appendix D).

The amplitude spectrogram of MS variations from Site 1267B indicates a slight decrease of the sedimentation rate from 325 to 294 mbsf, characterized by a shift in precession, 100 kyr and 405 kyr eccentricity cycles toward the higher frequencies. An increase in sedimentation rate occurs from 294 mbsf to the K/Pg boundary (Appendix E). A sharp drop in sedimentation rate occurs across the Cretaceous-Paleogene transition at Walvis Ridge and Exmouth Plateau (Appendices B and E).

4.2 Orbital tuning

A cyclostratigraphic framework can be established by direct cycle counting. Through this it is possible to estimate the duration of every chron from the K-Pg boundary to the top of chron C33n. Identification of precession cycles permits a cycle counting resolution of approximately 20 kyr. The sedimentation rate variations are corrected by orbital tuning of the sedimentary records, according to the spectral analysis results, which allows an easier comparison between sites.

For stages prior to the Eocene, such as the Maastrichtian, the 405 kyr orbital eccentricity cycle is the only parameter that is stable enough to use as a "metronome" (Laskar *et al.*, 2004). Thus, an age scale was created, based on the 405 kyr cycles identified in the sedimentary record. Taner filtering (Taner, 2000) is used to isolate the 405 kyr and 100 kyr eccentricity scale cycles. The filtered 405 kyr and 100 kyr eccentricity cycles are numbered according to their position relative to the K-Pg boundary (Figs. 2, 3 and 4).

4.3 Astrochronology from C32r2r to chron C32n1n

Site 762C grey level variations covers cyclostratigraphy of the uppermost Campanian. Cycles here are well defined, with high 405 kyr eccentricity amplitude. The C32n.2r to C32n.1n chrons cover about 3.1 myr, from cycles Ma₄₀₅20 to Ma₄₀₅13. Obliquity scale cyclicity seems to affect the Ma₄₀₅19 and Ma₄₀₅15

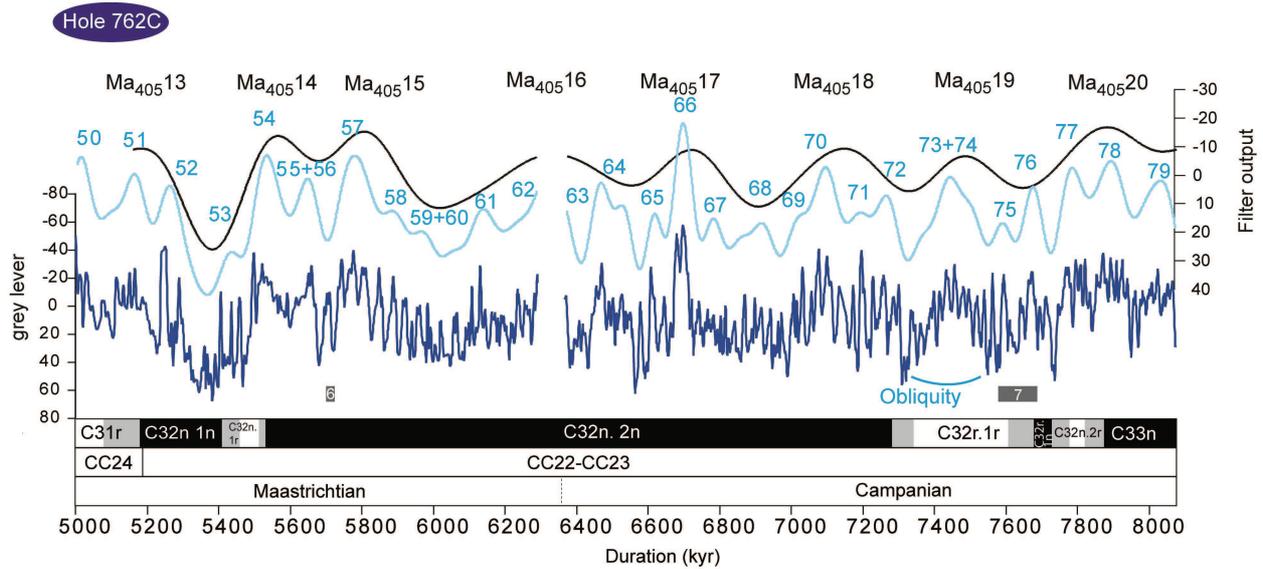


Figure 2: Cyclostratigraphic frame of the uppermost Campanian, based on grey scale variations from Hole 762C (Indian Ocean). 100 kyr eccentricity (light blue curve) and 405 kyr eccentricity (black curve) have been extracted from the record by filtering. Blue numbers indicate the short eccentricity cycles position relative to the Cretaceous Paleogene boundary (yellow line), black numbers the position of the long eccentricity cycles. Dark grey bars indicate the position of calcareous nannofossils bio events: 6. LO *Uniplanarius trifidus*, 7. LO *Eiffelithus eximus*.

cycles. It is characterized by a weakening influence of the 100 kyr eccentricity and a succession of well defined high frequency peaks. (Fig. 2).

Cycle Ma₄₀₅14, situated at the transition between chrons C32n1r and C32n2n, is constituted by two broad peaks which may correspond to bundles of two 100 kyr cycles. It could be linked to the drop in the sedimentation rate detected by the cyclostratigraphic analysis in this precise interval.

4.4 Astrochronology of chron C31

The C31r duration at Site 762C is estimated as 2.1 ± 0.3 kyr, in accordance with a previous study of MS variations from the Contessa section (Italy) (Husson *et al.*, submitted). The C31r/C32n1n boundary is situated within the cycle E¹⁰⁰51 at Site 762C. The position of this boundary remains uncertain at Site 1258A (Suganuma and Ogg, 2006). An interval of normal polarity ending at the base of the E₁₀₀52 cycle could correspond to the end of chron C32n1n. At Site 762C, the 100 kyr eccentricity cycles within the Ma₄₀₅12 cycle are not well defined, indicating the second step in the drop of sedimentation rates detected by the spectral analysis (Fig. 3).

The top of chron C31r occurs at the top of E₁₀₀30 at Sites 525A and 762C, which is in agreement with Site 1258A, considering the uncertainties on the chron boundary position at this (latter) site. Chron C31r covers at least five well expressed 405 kyr eccentricity cycles at Sites 1258A and 762C. The MS variations at Site 1258A are therefore coherent with the grey level signal at Site 762C.

Chron C31n is entirely recovered at Sites 762C and 525A (Fig. 3). Its duration from cycle counting is slightly different at each site: 550 kyr at Site 525A and of 460 ± 120 kyr at Site 762C. As the uncertainties on the C31n/C30r boundary is large at Site 762C, and a recovery gap occurs at the end of chron C31n, the duration estimated at Site 525A may be more reliable.

Short eccentricity cycles are fairly well expressed in all of the records, with clear boundaries and high amplitude, and the precession can sometimes be identified. The 100 kyr eccentricity cycles at the base of hole 1258A record are enhanced by high values of MS.

4.5 Astrochronology from the base of chron C30r to the K-Pg boundary.

A large recovery gap occurs at Site 762C at the start of E₁₀₀24. Assuming a constant sedimentation rate for the upper part of the Maastrichtian, this would represent a duration of approximately 200 kyr (Fig. 4).

Chron C30n is completely recovered at Site 1267B, with especially well defined 405 kyr cycles. The Ma₄₀₅5 cycle presents features for enhanced obliquity control, with visible high frequency cycles and 405 kyr cycles, but not well expressed 100 kyr cycles. It could correspond to a node in the long term modulations of the eccentricity, weakening the influence of the eccentricity. The duration of the chron C30n by cycle counting is 1.9 ± 0.03 myr.

The correlation between Sites 762C and 1267B is difficult because the grey level signal is not good in this interval. The 762C cores are white, with limited color variations, and the 405 kyr eccentricity cycles are not well expressed. More over, it suffers from recovery gaps. Nevertheless, the C30n duration may be evaluated as 1.9 ± 0.2 Myr by cycle counting at Site 762C, which is consistent with the 1267B estimate above (Fig. 4). Considering the recovery gap and sedimentation perturbations at Site 525A, Sites 1267B and 762C appear to provide the best reference and duration estimate for chron C30n, whereas Site 525A has a good record of chrons C30r and C31n.

At every site, the K-Pg boundary is situated approximately 20 kyr before the end of the last 405 kyr eccentricity cycle of the Maastrichtian (Ma₄₀₅1). The C30n/C29r boundary coincides with the base of Ma₄₀₅1 eccentricity cycle at Sites 525A and 1267B.

5 Discussion

5.1 Astronomical calibration of the Maastrichtian

Spectral analysis and orbital tuning establishes a cyclostratigraphic framework covering the whole Maastrichtian and the upper Campanian (Figs. 2-4). Precise calibration by precession and obliquity cycles is not possible due to lack of knowledge of tidal dissipation back through time (Laskar *et al.*, 2004). In contrast, the 405 kyr eccentricity variation remains stable over the past 250 Myr, and so 405 kyr cycles have been extracted from the sedimentary records, and calibrated to the astronomical solutions, La2004 and La2010 β (Laskar *et al.*, 2004; unpublished data) (Figs. 5).

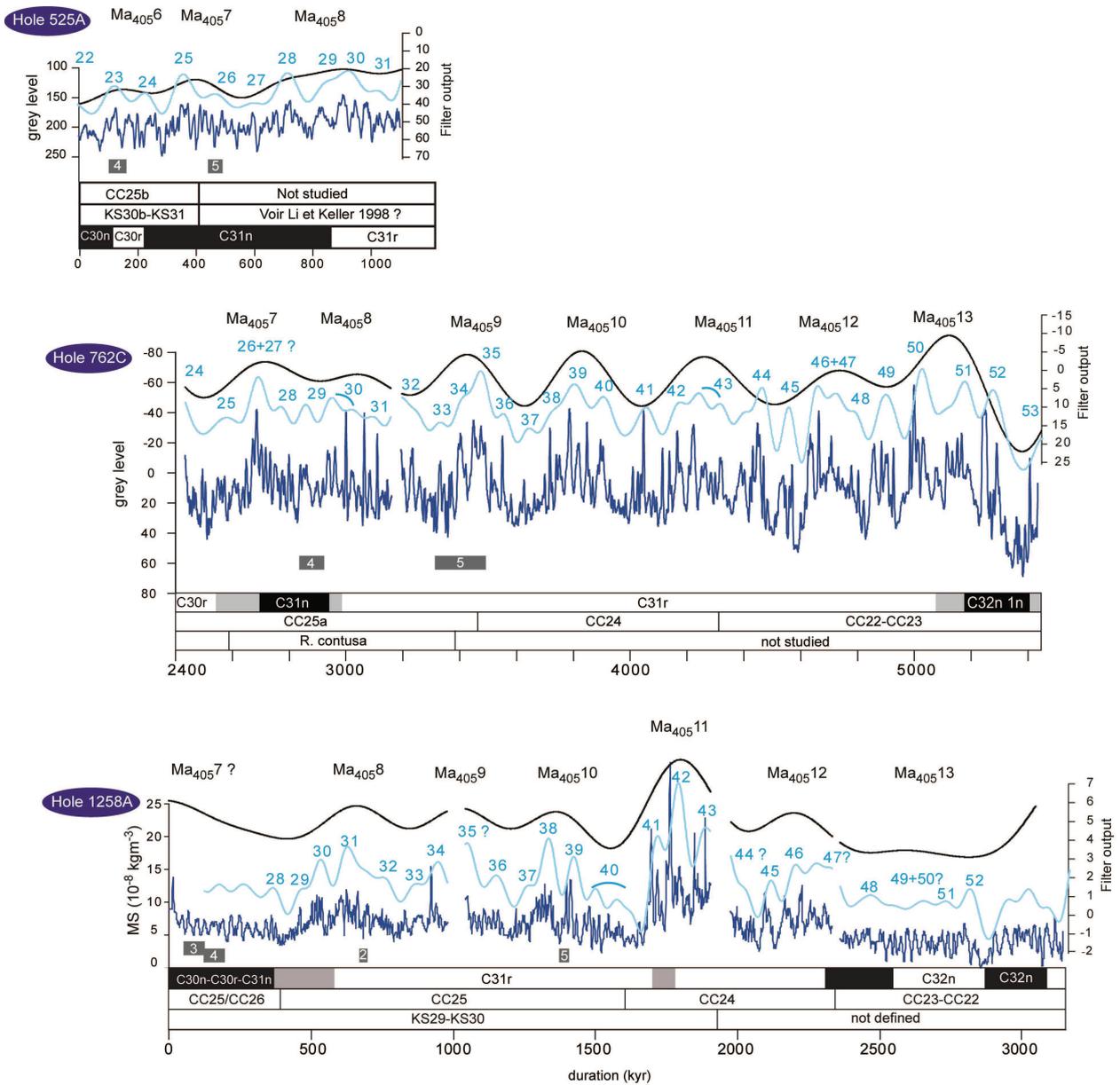


Figure 3: Cyclostratigraphic frame of the lower Maastrichtian, based on MS variations from hole 1258A (Equatorial Atlantic), and grey scale variations from holes 762C (Indian Ocean) and 525A (South Atlantic). Dark grey bars indicates the position of calcareous nannofossils bio events: 2. FO *Micula murus*, 3. FO *Lithrapidites quadratus*, 4. FO *Ceratolithoides kamptneri*, 5. LO *Reinhardtites levis*.

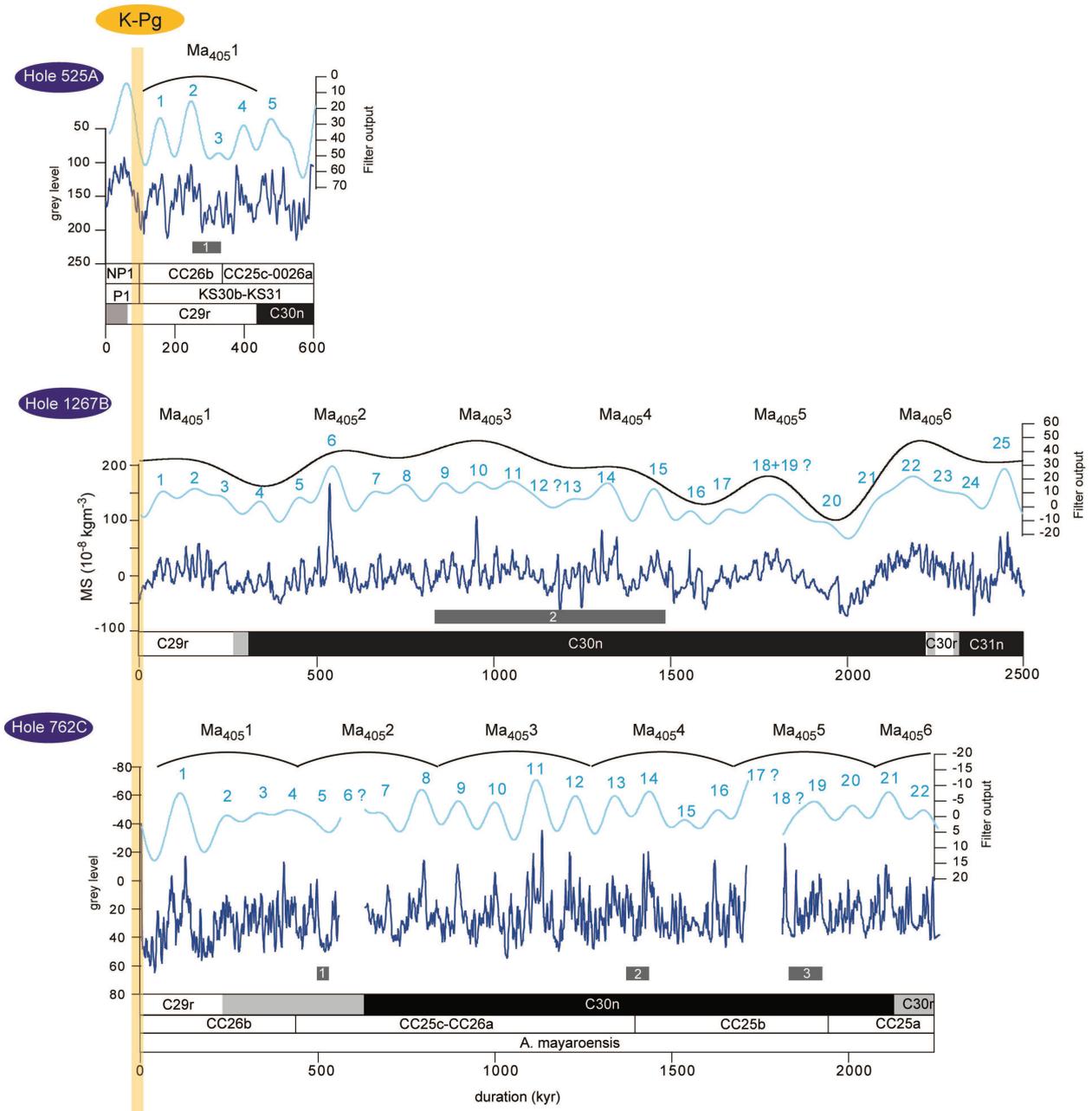


Figure 4: Cyclostratigraphic frame of the upper Maastrichtian, based on MS variations from hole 1267 (South Atlantic), and grey scale variations from holes 762C (Indian Ocean) and 525A (South Atlantic). Dark grey bars indicates the position of calcareous nannofossils bio events: 1.FO *Micula prinsii*, 2. FO *Micula murus*, 3. FO *Lithrapidites quadratus*.

Authors	age K-PgB (Ma)
Swisher <i>et al.</i> (1992,1993)*	64.98±0.05
	65.01±0.08
	65.07±0.10
Izett <i>et al.</i> (1991)*	64.5±0.1
Obradovich (1993)	65.4±0,1
Cande and Kent (1995)	65
Dinares Turell <i>et al.</i> (2003)	65.777
GTS2004	65.5±0,3
Westerhold <i>et al.</i> (2008)	~65.28
	~65.68
	~66.08
Kuiper <i>et al.</i> (2008)	65.957±0,040
Renne <i>et al.</i> (2010)	66.236±0,060

Table 1: Published ages for the Cretaceous/Paleogene boundary (K/PgB).(*=recalibrated by Kuiper *et al.*, 2008)

The stability of the long term modulations of the eccentricity decreases through time, and so it is impossible to use similar variations of the amplitude of the 405 kyr cycle as a discriminating criterion to anchor the sedimentary record to the astronomical model. Therefore, the cyclostratigraphic framework can be moved at 405 kyr increments (cf. Westerhold *et al.*, 2008). The modulations can only provide constraints on the likeliness of one or another calibration, which must be ascertained by further studies on other geological stages.

Nevertheless, the position of each event relative to the K/Pg boundary and the cyclostratigraphic framework can still be used as a floating astrochronology tied to the K/Pg boundary.

5.2 Age of the Cretaceous/Paleogene boundary

As uncertainties remain in the ages of the standards and radioactive decay rates, recent studies couple radioisotope dating with cyclostratigraphic analysis to refine the estimation of the K-Pg boundary age (Herbert *et al.*, 1995; Westerhold *et al.*, 2008; Kuiper *et al.*, 2008) (Table 1).

The K/Pg boundary and GSSP was defined at the base of the boundary clay layer at the section of El Kef, Tunisia containing an impact-generated iridium anomaly. This definition was approved by the International Commission on Stratigraphy in 1990, and officially published in 2006 (Molina *et al.*, 2006). The K-Pg boundary lies approximately in the middle of chron C29r (Ogg *et al.*, 2004), and its age is estimated as 65.5±0.3 Ma in GTS2004 based on radioisotope dating (Renne *et al.*, 1998; Hicks *et al.*, 1999).

Westerhold *et al.* (2008) proposed three ages for the K/Pg boundary (Table 1), based on three possible astronomical calibrations of Paleogene sedimentary series. The oldest age option was rejected by the authors, as it would have conflicted with the radioisotope dating of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), also covered by their study, but was in accordance with recent radioisotope dates (Kuiper *et al.*, 2004; Hilgen *et al.*, 2006; Swisher *et al.*, 2006).

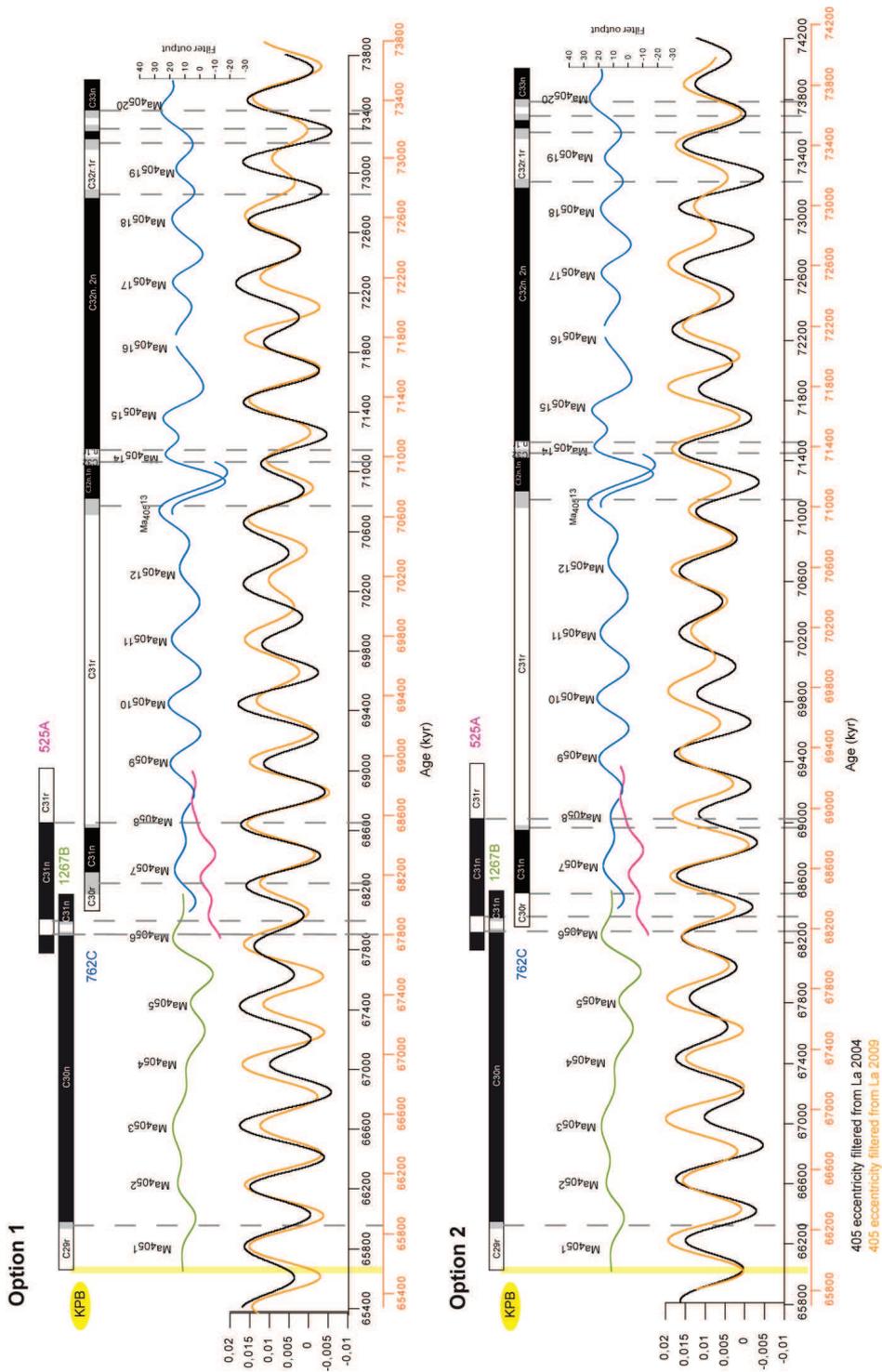


Figure 5: Two options are proposed for the astronomical calibration of the Maastrichtian. They are based on the 405 kyr eccentricity variations extracted from the sedimentary record of Sites 762C, 1267B and 525A by filtering, compared to the 405 kyr variations extracted from the astronomical solutions La 2004 and La 2010 β . Options are offset by one 405 kyr eccentricity cycles and the two astronomical solutions present a phase lag of about 0.065 Myr. Black numbers correspond to naming scheme describe in the cyclostratigraphic frame. The Cretaceous-Paleogene boundary (yellow line) and the magnetochrones boundaries (black discontinuous line) are positioned.

A reevaluation of the Fish Canyon Sanidine (FCS) standard age by Kuiper *et al.* (2008), together with a cyclostratigraphic study of the Paleogene section of Zumaia, indicated a K/Pg boundary date of 65.95 Ma (Table 1). The cyclostratigraphic estimate of the duration separating the K/Pg boundary and the PETM is one 405 kyr eccentricity cycle longer than the estimation of Westerhold *et al.* (2008). The age of the PETM deduced by Kuiper *et al.* (2008) study thus remained in accordance with the radiometric dating, even after recalibration with the new FCS standard.

A cyclostratigraphic study of the Eocene sedimentary series from DSDP site 80 (North Atlantic) by Westerhold *et al.* (2009) allowed a new evaluation of the PETM age. Applying the FCS standard by Renne *et al.* (1998) currently used, the absolute age for the onset of the PETM would be consistent with the option 2 of the astronomically calibrated Paleocene timescale of Westerhold *et al.* (2008). With the recalibrated FCS standard by Kuiper *et al.* (2008), the absolute age for the PETM deduced would be in accordance with the option 3 of the astronomically calibrated Paleocene timescale (Westerhold *et al.*, 2008). The age range of the PETM being closer to the option 3, Westerhold *et al.* (2009) favour this oldest option, implying a K/Pg boundary age of 66.08 Ma.

Recent improvements to the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating technique by Renne *et al.* (2010) provides a new age of the FCs of 28.305 ± 0.036 Ma, which recalibrates the GTS2004 K-Pg boundary absolute age to 66.236 ± 0.06 Myr.

Our study of Sites 525A and 1267B indicates that the K-Pg boundary is situated near a minimum of a 405 kyr eccentricity cycle. This position has been consistent in all cyclostratigraphic studies performed on this interval (Sprenger and Ten Kate, 1993; Westerhold *et al.*; 2008, Kuiper *et al.*, 2008). According to Herbert (1999), it could correspond to a node in the modulation of the 405 kyr eccentricity.

Considering the radioisotope dating that is now available and the cyclostratigraphic constraints, we propose two positions for the K/Pg boundary. The first option is just before a 405 kyr cycle minimum near 65.5 Ma, following the K/Pg boundary age of 65.5 ± 0.3 Ma estimated by GTS2004 (Ogg *et al.*, 2004). The second option is just before a 405 kyr cycle minimum near 66.236 ± 0.06 Ma, following the recalculated age using the new standard of Renne *et al.* (in press) (Figure 5). A phase lag between solutions La2010 β and La2004 adds a discrepancy of 0.065 kyr in the calibration, thus leading to four distinct estimates for the age of the K/Pg boundary (Table 2). The first option provides an age of the C31r/C31n boundary between 68.29 and 68.5 Ma, which is younger than the radioisotope age estimated by Hicks *et al.* (1999). However, the age estimated for the C31r/C32n1n boundary is consistent with the radioisotopic dating of Hicks *et al.* (1999). The second option has a better fit for the C31r/C31n boundary age.

Hicks *et al.* (1999) used the Taylor Creek sanidine (TCs) standard, dated to 28.32 Ma, in their isotopic age calibration. Renne *et al.* (in press), provide a recalculated age of 28.616 Ma for the TCS standard, based on their new FCs standard. Using the recalculated TCs standard and Hicks *et al.* (1999) dating, the C31r/C31n and C31r/C32n1n ages can be estimated respectively to ca. 69.73 Ma and ca. 71.18 Ma (Table 3). Considering these recalculated ages, and the uncertainties of the original dating, the second option of the astronomical calibration has the better fit for the C31r/C32n1r boundary age. The estimate of the C31n/C31r boundary age is younger than the recalculated age, which argues in favour of hiatuses in the C31n sedimentary records from Site 525A.

The second option of the astronomical calibration is the most consistent with previous cyclostratigraphic studies of the Paleocene and radioisotope dating (Hicks *et al.*, 1999, Kuiper *et al.*, 2008, Westerhold *et al.*, 2008 ; 2009, Renne *et al.*, in press). The astronomical solution La2010 β presents significant improve-

Event	site chosen as reference	Age relative to K/PgB	La2004		La2010 β	
			option 1	option 2	option 1	option 2
K/PgB	1267B	0	65.67	66,1	65.58	66.03
C29r/C30n	1267B	0.3	65.97	66.4	65.88	66.33
C30n/C30r	1267B	2.2	67.87	68.3	67.78	68.23
C30r/C31n	525A	2.32	67.99	68.42	67.9	68.35
C31n/C31r	525C	2.92	68.59	69.02	68.5	68.95
C31r/C32n1n	762C	5.02	70.69	71.12	70.6	71.05
C32n1n/C32n1r	762C	5.26	70.93	71.36	70.84	71.29
C32n1r/C32n2n	762C	5.33	70	71.43	70.91	71.36
C32n2n/C32r1r	762C	7.2	72.87	73.3 7	2.78	73.23
C32r1r/C32r1n	762C	7.5	73.17	73.6	73.08	73.53
C32r1n/C32n2r	762C	7.6	73.27	73.7	73.18	73.63
C32r2r/C33n	762C	7.8	73.47	73.9	73.38	73.83
LO <i>U. trifidus</i>	762C	5.6	71.27	71.7	71.18	71.63
CMB	762C	6.35	72.02	72.45	71.98	72.38

Table 2: Ages of the Cretaceous/Paleogene boundary (K/PgB), Campanian/Maastrichtian boundary (CMB), LO of calcareous nannofossil *Uniplanarius trifidus* and magnetostratigraphic boundaries inferred from the calibrations on the La2004 and La2010 astronomical solutions. The boundaries are not well defined at all sites, thus one site has been chosen as reference for each boundary, and indicated in column 2.

Chron boundaries	GTS2004	Cande and Kent (1995)	Hicks <i>et al.</i> , (1999)	Westerhold <i>et al.</i> , (2008)
C29r/C30n	65.861	65.578		65.625 \pm 1 0.1 66.007 \pm 1 0.1
C30n/C30r	67.696	67.61		
C30r/C31n	67.809	67.735		
C31n/C31r	68.732	68.737	69.01 \pm 10.5	
C31r/C32n1n	70.961	71.071	70.44 \pm 10.7	
C32n1n/C32n1r	71.225	71.338		
C32n1r/C32n2n	71.474	71.587		
C32n2n/C32r1r	72.929	73.004		
C32r1r/C32r1n	73.231	73.291		
C32r1n/C32r2r	73.318	73.374		
C32r2r/C33n	73.577	73.619	younger than 74.62 \pm 1.2	

Table 3: Published ages of upper Campanian-Maastrichtian chron boundaries.

ments in stability compared with the La 2004 solution. Therefore, the option 2 of the astronomical calibration on the La2010 β solution appears to be the most reliable proposal.

5.3 Age of the Campanian/Maastrichtian boundary (CMB)

The Campanian/Maastrichtian boundary and GSSP was defined and ratified at Tercis les Bains to be close to the first occurrence of the preferred guide event ammonoid *Pachydiscus neubergicus*, Odin and Lamaurelle, 2001) and the arithmetical mean of 12 distinct biohorizons in order to get the best precise definition. This combination of criteria assures a more concise correlation of the boundary at the global scale (Odin and Lamaurelle, 2001). The Campanian Maastrichtian boundary as defined at Tercis thus is considered nearly contemporaneous to the FO of *Belemnella lanceolata* in the Boreal Realm, and lies close to the middle of chron C32n2n. It was assigned an age of 72.0 ± 0.5 Ma (Barchi *et al.*, 1997; Odin, 2001a; Lewy and Odin, 2001). From a micropaleontologic point of view, the CMB lies in the upper third of the *Uniplanarius Trifidus* zone (Odin, 2001b).

The GTS2004 proposed two distinct ages for the CMB. (1) A first approximate age of 70.6 Ma is based on the supposed last occurrence of nannofossil *Uniplanarius trifidus* at the top of belemnite *Belemnella obtusa* zone in northwestern Germany, calibrated with the strontium isotope curve of McArthur *et al.* (1994) at ca. 69.9 Ma, and estimated to be about 0.75 Myr younger than the boundary level at Tercis les Bains. A second estimated age of 71.3 Ma is based on a strontium isotope age projection for the FO of *B. lanceolata* (Schönfeld *et al.*, 1996) on the curve of McArthur *et al.* (1994). Neither of these two estimates actually match the biohorizon criteria provided for the GSSP, and they do not take into account the large uncertainty of the strontium isotope age calibration.

In this study the LO of *U. trifidus* is identified with great precision at Site 762C (614.06 \pm 0.06 mbsf), allowing a cyclostratigraphic assignment to the very base of Ma₄₀₅15 (Fig. 2). Consequently, the CMB is placed here in the lowermost part of Ma₄₀₅16, within the 100 kyr eccentricity cycle E10064 (Fig. 2). The CMB chosen here falls almost exactly in the middle of chron C32n2n (Fig. 2), in accordance with Lewy and Odin (2001). This allows us to propose four different ages for the CMB inferred from the calibrations of our two options based on the La2004 and La2010 β astronomical solutions (Table 2).

5.4 Chron durations.

Astronomically calibrated durations inferred through cycle counting are in good agreement with previous studies based on cyclostratigraphy (Sprenger and Ten Kate, 1993; Herbert, 1999) and with the estimates presented in GTS2004 (Gradstein *et al.*, 2004), except for chrons C31n and C32n2n (Table 4). The geomagnetic polarity timescale of the upper Cretaceous used in the GTS 2004 has been established by Cande and Kent (1992; 1995).

The duration of chron C32n2n is here estimated at 1,88 Myr, i.e. 405 kyr longer than in GTS2004 (Table 4). However, chron C32n2n to the uppermost part of C33n is based only on Site 762C (Fig. 2). Further studies on other sites are needed to assess this estimation. GTS2004 estimates are based on profiles of oceanic magnetic anomalies of the North Pacific, established by Cande and Kent (1992) and tied to a reference section at Gubbio (Italy). The Late Cretaceous, corresponding to a time of rapid changes in

spreading rate, presents the largest uncertainties (Cande and Kent, 1992).

The duration of polarity chron C31n is here estimated at 560 kyr, i.e. 363 kyr shorter than in GTS2004 (Table 4), which was based on the duration estimated by Herbert (1999) in a previous cyclostratigraphic analysis of reflectance variations at Site 525A. Although Sites 525A and 762C are from different oceans, the astrochronologic duration estimate of chron C31n is comparable at both sites, with chron C31n encompassing the whole Ma₄057 cycle and part of Ma₄058 cycle (Fig. 3). The estimate is shorter than the 0.925 Ma obtained by a previous cyclostratigraphic analysis of reflectance variations performed on Site 525A by Herbert (1999). A detailed cyclostratigraphic frame is presented in Herbert (1999) on the interval covering polarity chron C30r and the upper part of C31r, and it is consistent with our analyses and findings on chron C30r. The Herbert study includes a number of DSDP sites (516F, 525A, 527 and 528) but does not specify which sites were used for the cycle counting. The duration estimate of chron C31n may have been based on Site 516F, which has a good record of this interval. The discrepancies between the duration inferred here and Herbert (1999) estimation may be linked to the variations of the sedimentation rates observed on site 762C and 525A. These perturbations may have triggered short-durations hiatuses which have stayed undetected by the cyclostratigraphic analysis.

The durations of chrons C32n1r and C32r2r are estimated respectively at 0.07 ± 0.03 and 0.1 ± 0.04 Myr, together 100 kyr shorter than previous estimates (Table 4). Considering the difficulties involved in estimating accurate durations for these very short (<300 kyr) subchrons of the Late Cretaceous timescale, these discrepancies are not high. More combined high-resolution magnetostratigraphic and cyclostratigraphic studies are needed to assess their duration more accurately.

The duration of the Cretaceous part of magnetochron C29r is estimated at 350 ± 150 kyr at Site 762C, 405 kyr at Site 525A, and 300 ± 0.02 kyr at Site 1267B (Fig. 4). Site 1267B has the lowest uncertainties on chron boundaries, thus the estimate based on this site would appear to be the most reliable one. These results are consistent with previous cyclostratigraphic studies of south Atlantic DSDP sites which provided an estimate of 377 ± 20 kyr (Herbert *et al.*, 1995). Westerhold *et al.* (2008) estimated between 345 kyr and 327 kyr the duration of the Paleogene part of magnetochron C29r, and its total duration between 713 ± 16 kyr and 725 ± 16 kyr.

5.5 Consequences for sea-floor spreading rates

The late Cretaceous is a time of poorly constrained spreading rates (Cande and Kent, 1992). The astronomically calibrated durations obtained for each chron examined here can be used to newly estimate sea floor spreading rates based on the C Sequence of magnetic anomalies (Cande and Kent, 1992; 1995), which can be compared to previous estimates by Cande and Kent (1995) and in GTS2004 (Fig. 6)

A long-term drop in spreading rates from ca. 26 km/Myr in chron C32n2r (late Campanian) to 18.62 km/Myr in chron C30n (late Maastrichtian) is interrupted by a sudden increase up to values of 35 km/Myr in chron C31n (lower Maastrichtian) (Fig. 6). This evolution of the sea-floor spreading rate is close to previous estimates, except for the large increase in chron C31n (Fig. 6). Three sources of error may explain this difference: uncertainties in the ages of chron boundaries in the geologic time scale, uncertainties in the width of the magnetic anomalies on the ocean floor, and/or hiatuses in the cyclostratigraphic records.

Chron	site chosen as reference	Duration, this study (Myr)	Cande and Kent (1995) (Myr)	GTS2004 (Myr)	Herbert (1999) (Myr)	Herbert <i>et al.</i> , (1995) (Myr)
C29r (Cretaceous)	1267B	0.300±0.02		0.361		0.377± 0.02
C30n	1267B	1.9±0.03	2.032	1.835	1.7	
C30r	525A	~ 0.08	0.125	0.113	0.105	
C31n	525A	~ 0.56	1.002	0.923	0.925	
C31r	762C	2.08±0.03	2.334	2.229		
C32n1n	762C	0.220±0.06	0.267	0.264		
C32n1r	762C	0.07±0.03	0.249	0.249		
C32n2n	762C	1.88±0.03	1.417	1.456		
C32r1r	762C	0.3±0.06	0.287	0.301		
C32r1n	762C	0.1±0.03	0.083	0.087		
C32r2r	762C	0.1±0.04	0.245	0.259		

Table 4: Durations of chrons inferred by cycle counting and comparison to previous estimates.

According to Cande and Kent (1992), the largest uncertainties in their standard magnetic polarity time scale is probably in estimates of the width of Late Cretaceous magnetic anomalies. The relative widths of Maastrichtian polarity reversals are constrained by sea floor profiles from the North Pacific Ocean. The relative widths of anomalies in the North Pacific vary considerably between spreading corridors. Consequently, instead of taking the average of a stack of profiles, short sections of individual profiles were selected by Cande and Kent (1992), resulting in larger uncertainties. Therefore, the large offset observed for the spreading rate model of chron C31n (Fig. 6) may reflect either a true increase of the sea-floor spreading rate at that time, or the result of an overestimate for the width of this magnetic anomaly by Cande and Kent (1992), or possibly hiatuses in the cyclostratigraphic records examined in this study. If a constant spreading rate of 21.21 km/Myr, similar to that of chron C31r, and an astronomical duration of 0.560 Myr, as found in this study, are assumed for chron C31n, then the width of this oceanic magnetic anomaly would be 11.88 km as compared to that of 19.58 ± 1.96 km given in Cande and Kent (1992). Further studies are needed to assess the duration of this chron, and the corresponding sea floor spreading rate.

6 Conclusion

The entire Maastrichtian and part of the Campanian timescale have been astronomically calibrated for the first time. Uncertainties in the amplitude modulations of the 405 kyr eccentricity prevent a definitive dating of the Cretaceous/Paleogene boundary. This must be resolved by refinements in radioisotope dating, and by solving the controversy on the Paleogene duration.

- Spectral analysis of Maastrichtian and upper Campanian sedimentary series from ODP Legs 208, 207, and 122, and DSDP Leg 74 has highlighted an astronomical control of oceanic sedimentation at all the sites. Signals from the precession, obliquity, 100 kyr and 405 kyr orbital eccentricities have all been outlined.
- Study of the MS and lightness variations are coherent, and there is a good consistency of the cyclostratigraphic results between the sites

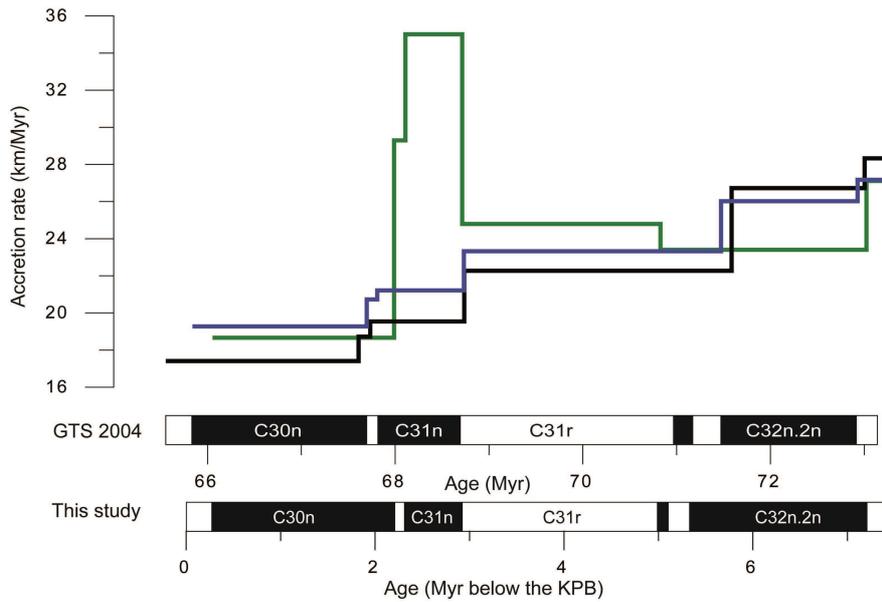


Figure 6: Evolution of sea floor spreading rate through time as calculated in this study (green line) and compared to previous estimations from GTS2004 (blue line) and Cande and Kent (1995) (black line).

- A floating astrochronology estimated by cycle counting covers about 8 Myr. It allows estimation of the duration of chrons C32n1n to C29r.
- A new sea floor spreading rate model is proposed, based on the new temporal frame obtained for the Maastrichtian
- Astronomical calibration of the sedimentary record has been performed on the most recent astronomical solutions, La2004 and La2010 β , based on the 405 kyr eccentricity variations. This calibration results in four potential ages for the Cretaceous-Paleogene boundary. Dating of the chron boundaries and the Campanian-Maastrichtian boundary relative to the Cretaceous-Paleogene boundary can thereby be deduced.

Acknowledgements

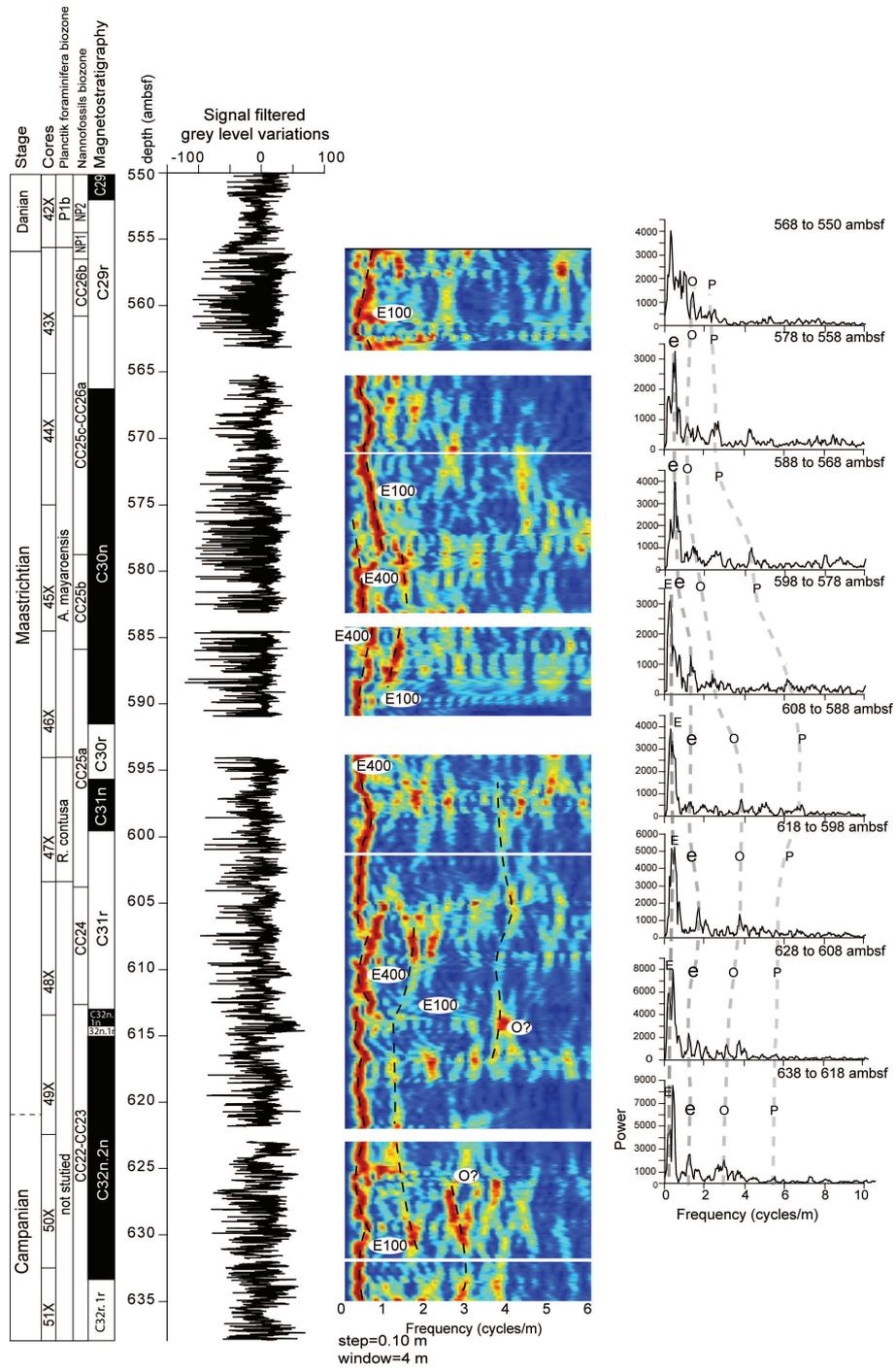
We thank the Ocean Drilling Program. LH was supported by National Science Foundation grant EAR-0718905. D.H., B.G., J.L and S.G. were supported by the Agence Nationale de la Recherche grant ASTS-CM.

Appendix A

Matlab script used to remove cracks (characterised by a low value) in a grey scale signal.

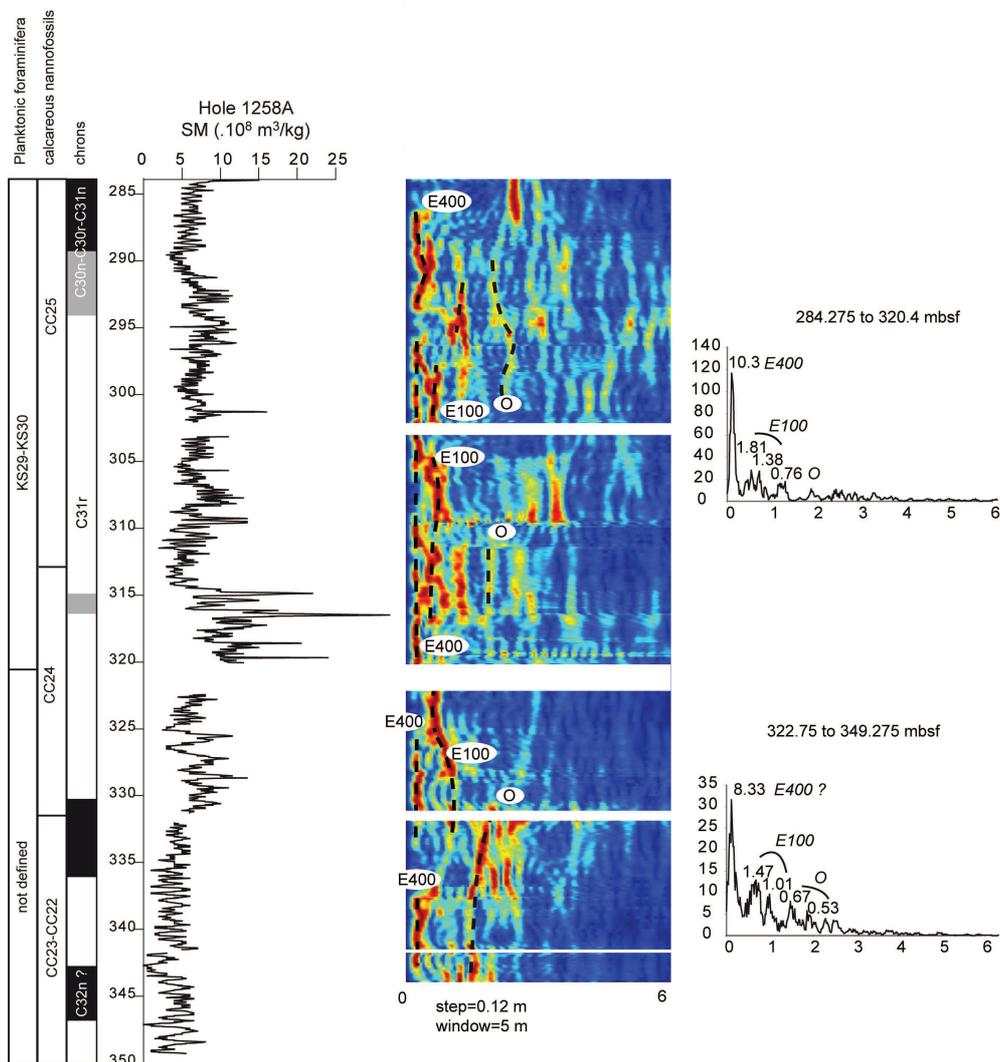
```
%Cracks removal. %input parameter : s = treshold chosen by the user
% cote = depth or stratigraphic position
% data = values measured
%output parameter : nvdata = data selected, with values above s
% nvcote = depth of the selected data
%Dorothee Husson
i=1;
k=1;
n=length(data);
for i=1:n
if dat(i)>=s
nvcote(k)=cote(i);
nvdata(k)=data(i);
k=k+1;
end;
i=i+1;
end;
```

Appendix B



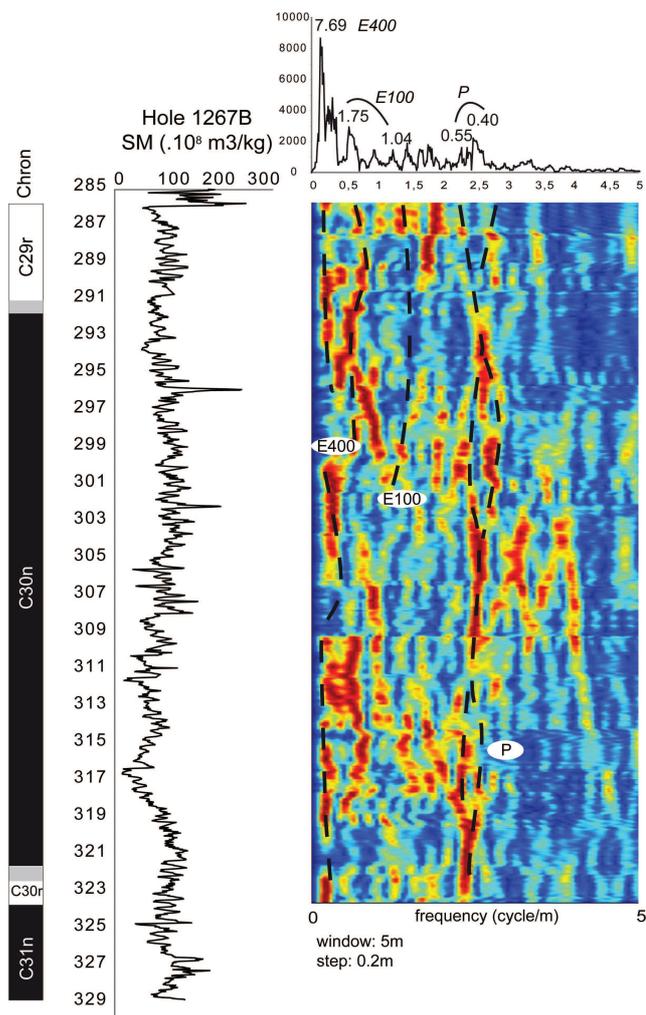
Spectral analysis and amplitude spectrogram performed on Hole 762C grey level variations.

Appendix C



Spectral analysis and amplitude spectrogram performed on Hole 1258A magnetic susceptibility variations.

Appendix E



Spectral analysis and amplitude spectrogram performed on Hole 1258A magnetic susceptibility variations.

References

- Barchi, P., Bonnemaïson, M., Galbrun, B., Renard, M., 1997. Tercis (Landes, Sud-Ouest France) : point stratotypique global de la limite Campanien-Maastrichtien : Résultats magnétostratigraphiques et premières données sur la nannoflore calcaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 168, 133–142.
- Barrera, E., Savin, S.M., 1999 Evolution of late Campanian Maastrichtian climates and ocean. in: Barrera E. and Johnson C.C. (Eds.) *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*, GSA special paper, 332, pp. 245-282.
- Borella, P.E., 1984 Sedimentology, petrology, and cyclic sedimentation patterns, Walvis Ridge transect, Leg. 74, Deep Sea Drilling Project. in: Moore, T.C., Rabinowitz, P.D. et al. (Eds.) *Initial. Rep. DSDP 74: U.S. Government Printing Office, Washington D.C.*, pp. 645-662.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P-Y., 2008a. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). *Sed. Geol.* 203, 54-63.
- Boulila, S., Hinnov, L.A., Huret, E., Collin, P-Y., Galbrun, B., Fortwengler, D., Marchand, D., Thierry, J. 2008b. Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequences of revising the late Jurassic time scale. *Earth Planet. Sci. Lett.* 276, 40-51.
- Bralower T.J., Siesser W., 1992. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of Sites 761,762 and 763, Exmouth plateau, northwest Australia. in: von Rad, U., Haq, B.U., et al. (Eds), *Proc. Ocean Drill. Program Part B Sci. results 122*, College Station, TX, pp. 65-79.
- Burnett, J.A. with contributions from Gallagher, L.T., Hampton, M.J., 1998. Upper Cretaceous. in: P.R.Bown (Ed.) *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Series. Chapman , Hall/Kluwer Academic Publishers, London, pp. 132–199.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 97, 13917-13951.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093-6095.
- Chave, A.D., 1984. Lower Paleocene-Upper Cretaceous magnetic stratigraphy from Sites 525, 527, 528, and 529, DSDP Leg 74. in: Moore, T.C., Rabinowitz, P.D., et al. (Eds.) *Initial. Rep. DSDP 74: U.S. Government Printing Office, Washington D.C.*, pp. 525-531.
- Cramer, B.S., 2001. Latest Palaeocene-earliest Eocene cyclostratigraphy: using core photographs for reconnaissance geophysical logging. *Earth Planet. Sci. Lett.* 186, 231-244
- Crick, R., Ellwood, B., El Hassani, A., Feist, R., Hladil, J., 1997. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eiffelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in north Africa and Europe. *Episodes* 20, 167-174.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., Hassani, A.E., Benoist, S.L., Young, R.H., 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: Detrital input versus carbonate productivity. *Geology* 28, 1135-1138.
- Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J. et al., 2004. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports.*, 207, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Fienga, A., Laskar, J., Morley, T., Manche, H., Kuchynka, P., Le Poncin-Lafitte, C., Budnik, F., Gastineau, M., Somenzi, L., 2009. INPOP08, a 4-D planetary ephemeris: From asteroid and time-scale computations to ESA Mars Express and Venus Express contributions. *Astron. Astrophys.* 507, 1675–1686.
- Fienga, A., Manche, H., Laskar, J., Gastineau, M., 2008. Inpop06: a new numerical planetary ephemeris. *Astron. Astrophys.* 477, 315-327.
- Galbrun, B., 1992. Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous and lower Tertiary sediments, Sites 761 and 762, Exmouth Plateau, northwest Australia. in: von Rad, U., Haq, B.U., et al. (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Program Part B Sci. results 122*, College Station, TX ., pp. 699-716.
- Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

- Grippo, A., Fischer, A., Hinnov, L.A., Herbert, T., Premoli Silva, I., 2004., Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy), in: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.) Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories, SEPM Spec. Pub. 81, pp. 57-81.
- Herbert, T.D., 1999. Toward a composite orbital chronology for the late Cretaceous and Early Paleocene GPTS. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 357, 1891-1905.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 99, 263-275.
- Herbert, T.D., Premoli-Silva, I., Erba, E., Fischer, A.G., 1995. Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments. in: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. (Eds.) *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Spec. Pub. 54, pp. 81-92.
- Hicks, J. F., Obradovich, J.D., Tauxe, L., 1995. A new calibration point for the late cretaceous time scale: The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic age of the C33r/C33n geomagnetic reversal from the Judith river formation (Upper Cretaceous), elk basin, Wyoming, USA. *J. Geol.* 103, 243-256.
- Hicks, J.F., Obradovich, J.D., Tauxe, L., 1999. Magnetostratigraphy, isotopic age calibration and intercontinental correlation of the red bird section of the Pierre shale, Niobrara county, Wyoming, USA. *Cret. Res.* 20, 1-27.
- Hilgen, F., Krijgsman, W., Kuiper, K., Lourens, L. J., Wijbrans, J., 2006. Astronomical calibration of geological time, EGU 2006. *Geophys. Res. Abstr.*, Vienna.
- Hinnov, L.A., Ogg, J.G., 2007. Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale, *Stratigraphy* 4, 239-251.
- Huang, Z., Boyd, R., O'Connell, S., 1992. Upper Cretaceous cyclic sediments from Hole 762C, Exmouth Plateau, northwest Australia. in: von Rad, U., Haq B.U., et al. (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Program Part B Sci. results 122*, College Station, TX ., pp. 259-77.
- Husson, D., Galbrun, B., Thibault, N., Gardin, S., Huret, E., Coccioni, R. Astronomical duration of polarity Chron C31r (Lower Maastrichtian): cyclostratigraphy of the ODP Site 762 (Indian Ocean) and the Contessa Highway section (Gubbio, Italy). Submitted to *Geol. Mag.*
- Kuiper, K., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R., Wijbrans, J.R., 2008. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science* 320, 500-504.
- Kuiper, K., Hilgen, F., Steenbrink, J., Wijbrans, J., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tephrae intercalated in astronomically tuned Neogene sedimentary sequences in the Eastern Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 583-597.
- 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. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* 357, 1735-1759.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A., Levrard, B., 2004. A long term numerical solution for the insolation quantities of the earth. *Astron. Astrophys.* 428, 261-285.
- Lewy, Z., Odin, G.S., 2001. Magnetostratigraphy across the Campanian-Maastrichtian boundary at Tercis les Bains in comparison with northern Germany, the Apennines (Central Italy) and North America; biostratigraphical and geochronological. In: Odin, G.S. (Ed.), *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation and Correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and Other Continents*, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 19, pp.175-186
- Li, L., Keller, G., 1998. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21. *Mar. Micropaleontol.* 33, 55-86.
- Locklair, R.E., Sageman, B.B., 2008. Cyclostratigraphy of the Upper Cretaceous Niobrara Formation, Western Interior, U.S.A.: A Coniacian–Santonian orbital timescale *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 540-553
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In: Gradstein, F., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge : Cambridge University Press, pp. 409-440.

- McArthur, J.M., Kennedy, W.J., Chen, M., Thirlwall, M.F., Gale, A.S., 1994. Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: Direct numerical calibration of the Sr isotope curve based on the US Western Interior. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 108, 95–119
- Manivit, H., 1984. Paleogene and Upper Cretaceous calcareous nannofossils from DSDP, Leg 74. in: T.C. Moore, P.D. Rabinowitz et al. (Eds.) Initial. Rep. DSDP 74: U.S. Government Printing Office, Washington D.C., pp.475-499
- Maurer, F., Hinnov, L.A., Schlager, W., 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy). in: D'Argenio, B., Fischer, A. G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.) *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*, SEPM Spec. Publ. 81, pp. 83-99.
- Mayer, H., Appel, E., 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of paleoclimatic changes in the early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy. *Cret. Res.* 20, 189-214.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., Hinnov, L.A., 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek limestone member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *J. Sed. Res.* 71, 628-644.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N., Zaghbib-Turki, D., 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. *Episodes* 29, 263-273
- Obradovich, J., 1993. A Cretaceous Time Scale, in: Kauffman E.G., Caldwell, W.G.E. (Eds.) *Evolution of the Western Interior Basin*, Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 39, 379-396.
- Odin, G.S., 2001a. The Campanian-Maastrichtian boundary: definition at Tercis (Landes, SW France) principle, procedure, and proposal. in: Odin, G.S. (Ed.), *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation and Correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and Other Continents*, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 19, 820-833.
- Odin, G.S., 2001b. The Campanian-Maastrichtian boundary: characterisation at Tercis (Landes, SW France). in: Odin, G.S. (Ed.), *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation and Correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and Other Continents*, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 19, 785-804.
- Odin, G.S., 2001c. Numerical age calibration of the Campanian-Maastrichtian succession at Tercis les Bains (Landes, France) and in the Bottaccione Gorge (Italy). in: Odin, G.S. (Ed.), *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation and Correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and Other Continents*, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 19, 775-782.
- Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. The geomagnetic polarity time scale. in: Gradstein, F., Ogg, J.G., Smith, A.G., (Eds.) *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge : Cambridge University Press. pp. 63-86.
- Ogg, J.G., Agterberg, F., Gradstein, F.M., 2004. The Cretaceous Period. . in: Gradstein, F., Ogg, J.G., Smith, A.G., (Eds.) *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge : Cambridge University Press. pp. 344-383.
- Pälike, H., Hilgen, F., 2008. Rock clock synchronization. *Nat. Geosci.* 1, 282.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K.R., in press. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D. B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* 145, 117-152.
- Schönfeld, J., Schulz, M.-G., Arthur, M.A., Burnett, J., Gale, A.S., Hambach, U., Hansen, H.J., Kennedy, W.J., Rasmussen, K.L., Thirlwall, M.F., Wray, D.S., 1996. New results on biostratigraphy, paleomagnetism, geochemistry and correlation from the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of northern Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor). *Mitt. des Geo.-Pal. Inst. Univ. Hamburg* 77, 545–575.
- Suganuma, Y., Ogg, J. G., 2007. Campanian through Eocene magnetostratigraphy of sites 1257-1261, ODP leg 207, Demerara rise (Western Equatorial Atlantic). In: Mosher, D.C., Erbacher, J.,

- Malone, M. J., et al. (Eds.) Proc. Ocean Drill. Program Part B Sci. results 207, College Station, TX., pp. 1-48.
- 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 Puerco mammal age, Hell Creek – Tullock Formations, Eastern Montana. *Can. J. Earth Sci.* 30, 1981-1996.
- Swisher, C.C., Turrin, B., Kuiper, K., 2006. Bringing the Paleogene in sync with the ATS. in: Geophysical Research Abstract. EGU 2006, Vienna
- Taner, M.T., 2000. Attributes revisited, Technical Publication, Rock Solid Images, Inc., Houston, Texas, URL: http://www.rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.htm
- Tenkate, W.G., Sprenger, A., 1993. Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellu (SE Spain). *Sed. Geol.* 87, 69-101.
- Thibault, N., Gardin, S., 2006. Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the Equatorial Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207 Hole 1258A). *Rev. Micropal.* 49, 199-214.
- Thibault, N., Gardin, S., 2007. The Late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP hole 525a. *Mar. Micropaleontol.* 65, 163-184.
- Thibault, N., Gardin, S., Galbrun, B., 2010. Latitudinal migration of calcareous nannofossil *Micula murus* in the Maastrichtian: Implications for global climate change. *Geology* 38, 203-206.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Inst. Electr. and Electron. Eng. Proc.* 70, 1055-1096.
- Voigt, S., Schönfeld, J., 2010. Cyclostratigraphy of the reference section for the Cretaceous white chalk of northern Germany, Lägerdorf-Krons Moor: A late Campanian-early Maastrichtian orbital time scale. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 287, 67-80.
- Weedon, G.P., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 357, 1787-1813.
- Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J., Evans, H.F., 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 257, 377-403.
- Westerhold, T., Röhl, U., McCarren H.K., Zachos J.C., 2009. Latest on the absolute age of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM): New insights from exact stratigraphic position of key ash layers +19 and –17. *Earth Planet. Sci. Lett.* 287, 412-419.
- Williams, J.G., Boggs, D.H., Yoder, C.F., Ratcliff, J.T., Dickey, J.O., 2001. Lunar rotational dissipation in solid body and molten core. *J. Geophys. Res.* 106, 27933–27968.
- Wonders, A.A.H., 1992. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy, Leg 122, Exmouth plateau, Australia. in: von Rad, U., Haq B.U., et al. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Program Part B Sci. results 122, College Station, TX., pp. 699-716.
- Zachos, J.C., Kroon, D., Blum, P., et al., 2004. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports., 208, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Zepeda, M.A., 1998. Planktonic foraminiferal diversity, equitability and biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian, ODP leg 122, Hole 762C, Exmouth plateau, NW Australia, eastern Indian Ocean. *Cretac. Res.* 19, 117-152.

Conclusion et Perspectives

Conclusion et Perspectives.

Ce travail avait pour objectif de tenter une calibration astronomique de l'étage Maastrichtien et de la limite Crétacé- Paléogène.

Dans ce but, des analyses cyclostratigraphiques ont été menées sur des séries sédimentaires présentant une bonne recupération de l'intervalle étudié, et disposant d'un cadre bio et magnetostratigraphiques solide. Les méthodes de traitement utilisées ont d'abord été testées sur les coupes de référence de la Contessa et du Bottaccione, en Ombrie-Marche (Italie) et de Bidart (sud ouest de la France). Les séries récupérées lors de campagnes ODP et DSDP dans l'océan Atlantique sud (site 525 du leg 74 et site 1267 du leg 208), dans l'océan Atlantique équatorial (sites 1258, 1259 et 1260 du leg 207) et dans l'océan Indien (site 762 du leg 122) présentaient toutes les qualités requises pour des analyses cyclostratigraphiques visant à une calibration astronomique.

Les analyses cyclostratigraphiques ont portées sur les mesures haute résolution de la susceptibilité magnétique et de la réflectance des sédiments pour les sites ODP récents, et les variations de la couleur des sédiments exprimées en niveau de gris pour les sites ODP et DSDP anciens. L'étude de ces enregistrements a été réalisée grâce à des méthodes classiques de traitement du signal, plus particulièrement l'analyse spectrale par MTM (multi taper method), et la méthode des spectrogrammes d'amplitudes. La calibration astronomique des séries traitées a été menée sur les cycles d'excentricité à 405 ka, à l'aide de la nouvelle solution astronomique La2010.

L'étude cyclostratigraphique a permis de détecter un contrôle orbital de la sédimentation sur l'ensemble des séries maastrichtiennes étudiées, situées dans quatre océans différents, de lithologies variées (Calcaire, marnes calcaires, craie à nannofossiles...) et datés du Campanien supérieur à la fin du Maastrichtien. Des cyclicités correspondants au variations de l'excentricité à 100 et 405 ka, de l'obliquité et de la précession ont ainsi été détectées sur tous les sites. Les variations du taux de sédimentation ont été identifiées sur chaque site, et corrigées grâce au calage temporel des séries avant toute calibration astronomique.

L'analyse cyclostratigraphique de la coupe de Bidart, constituée d'alternances marno-calcaires, met en évidence un enregistrement exceptionnel de la précession sur ce site au Maastrichtien inférieur. Les spectrogrammes d'amplitude réalisés présentent une structure en œil, qui est identique aux évolution des deux modes de la précession obtenues à partir des solutions astronomiques théoriques, et qui est très rarement observée dans des séries sédimentaires mésozoïques en particulier. Par ailleurs, la durée représentée par l'ensemble de la coupe a été estimée à 1.3 Ma.

L'étude cyclostratigraphique des variations de susceptibilité magnétique de la coupe de la Contessa

et des niveaux de gris du site ODP 762C sur un intervalle couvrant le magnétochrone C31r a permis d'estimer la durée de ce magnétochrone à 2.08 ± 0.03 Ma. Ce résultat présente une meilleure précision que les estimations fournies précédemment par les méthodes de datation classiques. Cette étude montre l'importance de l'utilisation de l'approche cyclostratigraphique pour estimer des durées dans les temps mésozoïques. De plus, les bons résultats obtenus sur les deux sites illustrent l'intérêt d'utiliser les photographies de carottes des forages ODP/DSDP lorsqu'aucune données haute résolution n'est disponible, et montrent que la cyclostratigraphie peut être employée dans l'étude de calcaires indurés.

Le Site 762 du leg ODP 122 possède sans doute la meilleure récupération et le meilleur cadre chronostratigraphiques pour le Campanien supérieur et le Maastrichtien de tous les sites forés. L'enregistrement des paramètres orbitaux est très bon, en particulier au Campanien supérieur et au Maastrichtien inférieur. L'analyse a mis en évidence une augmentation notable du taux de sédimentation entre le Maastrichtien inférieur et le Maastrichtien supérieur. Ce site, très complet, a constitué une base solide pour la construction de l'échelle astronomique du Maastrichtien.

Le Site 1267 du leg 208 fourni un enregistrement exceptionnel de l'excentricité à 405 ka et de la précession par les variations de susceptibilité magnétique et de réflectance. La série analysée couvre l'ensemble du magnétochrone C30n, dont les limites sont bien établies, et la partie crétacée du magnétochrone C29r, jusqu'à la limite Crétacé-Paléogène.

Le forage 1258A (leg 207) présente un contrôle astronomique de la sédimentation bien exprimé au Maastrichtien, plus particulièrement au niveau des magnétochrones C31r et C29r, avec l'enregistrement de l'excentricité à 405 ka. Les analyses cyclostratigraphiques des sites 1259 et 1260 (leg 207) du leg 207 mettent en évidence l'enregistrement des variations des paramètres astronomiques au Maastrichtien inférieur, et des perturbations importantes de la sédimentation au cours du Maastrichtien supérieur. Par ailleurs, les données magnétostratigraphiques disponibles pour ces deux sites étaient difficilement exploitables.

Le Site 525 du leg DSDP 74X présente une bonne récupération du Maastrichtien supérieur, ainsi qu'un cadre magnétostratigraphique bien établi, et conforté par de nombreuses études biostratigraphiques. L'intervalle couvrant le magnétochrone C30n présente quelques perturbations de la sédimentation, mais un contrôle astronomique par l'excentricité à 100 ka a été détecté sur un intervalle couvrant les magnétochrones C31n et C30r. Les photos dont sont extraites les variations en niveaux de gris utilisées pour ce site présentent un fort vignettage qui n'a peut-être pas pu être entièrement éliminé. Une incertitude subsiste donc dans les interprétations.

Les résultats de ces analyses cyclostratigraphiques ont permis d'effectuer un calage temporel des séries sédimentaires de l'ensemble de ces sites, sur la base de l'identification des cycles d'excentricité à 405 ka détectés. L'étude des variations de susceptibilité magnétique, de réflectance et des niveaux de couleur donne des résultats cohérente entre les sites.

Un cadre cyclostratigraphique détaillé a aussi été créé à partir des séries calées en temps, basé sur les intervalles présentant le meilleur contrôle orbital de la sédimentation possible. La formation de ce puzzle a permis la création d'une échelle de temps relative couvrant le Campanien supérieur et le Maastrichtien, soit près de 8 Millions d'années. La durée de chaque magnétochrone, du C32r2r au C29r, a ainsi pu être estimée avec une précision de l'ordre de 0.03 Ma. Cette étude fourni ainsi les premières contraintes de durée sur les taux d'accrétion océaniques pré-Cénozoïque basés sur l'enregistrement des paramètres orbitaux.

Ce cadre temporel a été complété par une étude des variations de la susceptibilité magnétique

mesurées sur les coupes de la Contessa et du Bottaccione sur un intervalle couvrant le magnétochrone C29r, de part et d'autre de la limite Crétacé Paléogène. Les cycles de précession, bien exprimés ont permis de créer un cadre temporel très précis de la partie Maastrichtienne du C29r, qui confirme la position de la limite Crétacé Paléogène à un peu moins de 380 ka de la limite des magnétochrone C29r/C30n, à la fin d'un cycle à 405 ka.

Les modulations d'amplitude de l'excentricité à 405 ka (appelées également couramment cycles à 2.4 Ma) sont connues avec moins de précision au Crétacé, en raison du comportement chaotique du système Solaire. On ne peut donc ancrer directement les séries sédimentaires sur la solution astronomique sur la base de modulations d'amplitudes similaires. Seule la position des minima et maxima des cycles d'excentricité à 405 ka peut être utilisée, et les séries peuvent être décalées, en l'absence d'autres données chronostratigraphiques contraignantes, de plusieurs cycles à 405 ka. Deux échelles astronomiques, décalées d'un cycle d'excentricité à 405 ka ont donc été établies, en accord avec les âges radioisotopiques. Pour la première fois, une échelle astronomique couvrant l'ensemble du Maastrichtien et une partie du Campanien est proposée.

Deux séries d'âges, estimés avec une grande précision, sont donc proposées pour les événements géologiques reconnus dans les séries sédimentaires maastrichtiennes analysées (bio-événements, limites de magnétochrones...). L'âge de la limite Crétacé-Paléogène a été estimé à 65.59 ± 0.01 Ma et 66 ± 0.01 Ma, ce dernier âge étant plus proche des estimations obtenues par l'étude cyclostratigraphique des séries paléogène et par les récentes recalibration des standards de datations radiogéniques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La précision de ces estimations est plus grande que celle des calibrations basées sur les séries sédimentaires paléogènes, qui souffrent, pour leur interprétation cyclostratigraphique, des perturbations liées aux événements de la limite Crétacé-Paléogène. Cette calibration astronomique de séries sédimentaires maastrichtiennes fourni la première datation astronomique du début de la crise biologique qui marque la fin du Crétacé.

La calibration astronomique du Maastrichtien et du sommet du Campanien réalisée ici grâce aux cycles d'excentricité à 405 ka permet d'envisager l'extension de cette méthode aux séries sédimentaires plus anciennes, et, à terme, la création d'une échelle des temps Crétacé astronomiquement calibrée.

L'étude de nouveaux enregistrements apporterait également des informations sur les modulation à long terme des cycles d'excentricité, qui peuvent être utilisées comme critère de discrimination entre les différentes solutions astronomiques. Il serait ainsi possible d'apporter des contraintes aux solutions. L'analyse de nouvelles séries sédimentaires permettrait de plus, de confirmer l'existence d'une transition entre un intervalle présentant un bon enregistrement de l'obliquité, à la base du Maastrichtien, et un intervalle présentant un bon enregistrement de la précession, au sommet du Maastrichtien, notamment si des cycles de période 1.2 Ma, correspondant aux variations à long terme de l'obliquité, sont détectés.

L'étude des modulations à long terme des paramètres orbitaux, et leur relation éventuelle avec les fluctuations du niveau marin est un enjeu important pour la compréhension de l'origine des variations eustatiques rapides et de forte amplitude identifiées au Crétacé, dont l'attribution à l'influence de glaciers reste incertaine. De plus, la création d'une échelle des temps astronomiquement calibrée, fournissant des contraintes temporelles précises et fiables sur les événements géologiques, devrait permettre de mieux comprendre les événements climatiques complexes qui ont marqué cette période. Couplée aux études biostratigraphiques et paléontologiques, cette échelle de temps serait un outil précieux pour la quantification des flux migratoires d'espèces et la reconstitution des paléocourants.

La cyclostratigraphie et la calibration astronomique sont des outils indispensables à l'établisse-

ment d'une échelle des temps crétacés précise, mais deviennent également nécessaire à la compréhension des phénomènes géologiques ayant jalonné la plus longue période du Phanérozoïque.

Bibliographie

-A-

- ABDUL-AZIZ H., HILGEN F.J., KRIJGSMAN W. et CALVO J.P. 2003. An astronomical polarity time scale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences. *Journal of Geophysical Research*. 108, 2159.
- ABRAMOVICH S. et KELLER G. 2003. Planktonic foraminiferal response to the latest Maastrichtian abrupt warm event : a case study from south Atlantic dsdp site 525A. *Marine Micropaleontology* 48(3-4), 225–249.
- ADHEMAR J.A. 1842. Révolutions de la mer, deluges périodiques. (Paris ; 2nd édition), 1860.
- AGASSIZ L. 1840. Études sur les glaciers. Jent et Gassmann, Neuchâtel, Suisse. 346 pp.
- ALLEN J.B., et RABINER L.R. 1977. A unified approach to short-time Fourier analysis and synthesis. *Proceedings of the IEEE*.
- ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASARO F. et Michel H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208(4448), 1095–1108.
- ALVAREZ W., ARTHUR M.A., FISCHER A.G., LOWRIE W., NAPOLEONE G., PREMOLI SILVA I. et ROGGENTHEN W. M. 1977. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy v. type section for the late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. *Geological Society of America Bulletin* 88(3), 374–377.
- ALVAREZ L.W. et MONTANARI A. 1988. The Scaglia limestone in the northeastern Apennines carbonate sequence: stratigraphic context and geological significance In *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)* (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni, and A. Montanari) 11-119. Ancona, Italy.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., WEISSERT H., AMODIO S., BUONOCUNTO F.P. et WISSLER L. 2004. A multidisciplinary approach to global correlation and geochronology. The Cretaceous shallow-water carbonates of southern Apennines, Italy. In *Cyclostratigraphy : Approaches and Case Histories. SEPM, Special publication*. (Eds. AG Fischer, B. D'Argenio, I. Premoli Silva) 81, 103-122, SEPM, Tulsa (USA).

-B-

- BALSAM W.L., DEATON B.C. et DAMUTH J.E. 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology* 161(2-4),141–153.
- BARCHI P., BONNEMAISON M., GALBRUN B. et RENARD M. 1997. Tercis (Landes, Sud-Ouest France) : point stratotypique de la limite Campanien-Maastrichtien. Résultats magnétostratigraphiques et premières données sur la nannoflore calcaire. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168, 133-142.
- BARRERA E. 1994. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: early-late Maastrichtian transition. *Geology* 22, 877-880.
- BARRERA E. et SAVIN S.M. 1999. Evolution of late Campanian Maastrichtian climates and ocean. In *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system, Geological Society of America special paper* (Eds. Barrera E. and Johnson C.C.) 332, 245-282.
- BARRON E.J. et WASHINGTON W.M. 1984. The Role of Geographic Variables in Explaining Paleoclimates: Results From Cretaceous Climate Model Sensitivity Studies. *Journal of Geophysical Research* 89, 1267-1279.
- BASILE C., MASCLE J. et GUIRAUD R. 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Science* 43, 275-282.
- BELTRAN C. 2006. Variations des paramètres de l'environnement océanique au cours de la sédimentation d'un doublet marne-calcaire. Approches géochimiques, minéralogiques et micropaléontologique. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- BERGER A. et LOUTRE M.-F. 1994. Astronomical forcing through geological time. In *Orbital forcing and cyclic sequences, International Association of Sedimentologists Special Publication*, (Eds. P.L. de Boer et D.G. Smith) 19, 15–24.
- Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B., Rawson P.F., Remane J., Robaszynski F., Schmid,F. et Surlyk F. 1984. Cretaceous stage boundaries, *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 33, 3–20.

- BLAKEY R. C. 2008. Gondwana paleogeography from assembly to breakup - a 500 million year odyssey. In *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, Geological Society of America, Special Paper, (Eds. C.R. Fielding, T.D. Frank, J. L. Isbell) 441, 1–28.
- BLYTT A. 1889. The probable cause of the displacement of beach-lines. An attempt to compute geological epochs, *Christiania Videnskabs-Selskabs Forhandling* 1. 93 pp.
- BODÉN P. et BACKMAN J. 1996. A laminated sediment sequence from the northern north Atlantic ocean and its climatic record. *Geology* 24, 507–510.
- BOND G., BROECKER W., LOTTI R. et MCMANUS J. 1992. Abrupt color changes in isotope stage 5 in North Atlantic deep-sea cores: implications for rapid change of climate-driven events. In *Start of a Glacial, North Atlantic Treaty Organisation Advance Science Institute Series* (Eds. G.J. Kukla et E. Went) 13, 185-205, Springer-Verlag, Berlin.
- BOULILA S., GALBRUN B., HINNOV L.A. et COLLIN P-Y. 2008a. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (la Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology* 203, 54-63.
- BOULILA S., HINNOV L.A., Huret E., COLLIN P-Y. GALBRUN B., Fortwengler D., MARCHAND D. et THIERRY J. 2008b. Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequences of revising the late Jurassic time scale. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 40-51.
- BOWLES J. 2006. Data report: revised magnetostratigraphy and magnetic mineralogy of sediments from Walvis Ridge, Leg 208. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, (Eds. D. Kroon, J.C. Zachos and C. Richter) 208, 1-24. College Station, TX, Ocean Drilling Program.
- BOWN P.R. 1998. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontology Society Publication Series. Chapman et Hall/Kluwer Academic Publishers, London, 328 pp.
- BRADLEY W.H. 1929. Varves and climate of the green river epoch. *USGS Professional Paper* 158, 87-110.
- BRALOWER T.J. et SIESSER W. 1992. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphie of Sites 761,762 and 763 Exmouth plateau, northwest Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, (Eds. von Rad, U.and Haq, B.U., et al.) 122, 65–79. College Station, TX, USA.
- BRALOWER T.J., LECKIE R.M., SLITER W.V. et THIERSTEIN H.R. 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In *Geochronology, Timescales and Global Stratigraphic Correlations. SEPM Special Publication* (Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol,) 54, 6579-6594 SEPM Tulsa, USA.
- BRÜCKNER E., KÖPPEN W. et WEGENER A. 1925. Über die klimare der geologischen vorzeit. *Zeitschrift für Gletscherkunde*.
- BROUWER D. et VAN WOERKOM A.J.J. 1950. The secular variations of the orbital elements of the principal planets. *Astronomical papers American Ephemeris and Nautical Almanac* 13(2), 81-107.

-C-

- CANDE S.C. et KENT D.V. 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97, 13917-13951.
- CANDE S.C. et KENT D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 6093-6095.
- CANDE S.C. et MUTTER J.C. 1982. A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 58(2), 151-160.
- CHAN L. S., MONTANARI A. et ALVAREZ W. 1985. Magnetic stratigraphy of the scaglia rossa: implications for syndepositional tectonics of the Umbria-marche basin. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 91, 219-258.
- CHANNELL J.E.T., ERBA E., NAKANISHI M. et TANAKI K. 1995. Late Jurassic-Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block models In *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations. A unified temporal frame work for a historical geology. SEPM special publication*. (Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent et J. Hardenbol) 54, 51-63, Tulsa, USA.

- CHAURIS H., LEROUSSEAU J., BEAUDOIN B., PROPSON S. et MONTANARI A. 1998. Inoceramid extinction in the Gubbio basin (northeastern Apennines of Italy) and relations with mid-Maastrichtian environmental changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139(3-4), 177–193.
- CHAVE A.D. 1984. Lower Paleocene-upper cretaceous magnetic stratigraphy from sites 525, 527, 528, and 529, dsdp leg 74. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Eds. T.C. Moore, P.D. Rabinowitz et al.) 74, 525–531. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- CLAUSER S. 1994. Etudes stratigraphiques du Campanien et du Maastrichtien de l'Europe occidentale (cote Basque, Charentes (France), Limbourg (Pays-Bas)). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- COBBAN W.A. 1993. Diversity and distribution of Late Cretaceous ammonites, Western Interior, United States, In *Evolution of the Western Interior Basin, Geological Association of Canada, Special paper* (Eds. W.G.E. Caldwell and E.G. Kauffman.) 39, 435–451. Geological Association of Canada. St. John's, Nfld., Canada .
- COFFIN M.F. et EL DHOL O. 1994. Large igneous province, crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1), 1–36.
- COLIN J.P. et BABINOT J.F. 1998. Ostracodes (Cretaceous portion, Mesozoic and Cenozoic sequence, Chronostratigraphic framework of European basins) In *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication* (Eds. P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, et P.R. Vail) 60, 772.
- COURTILLOT V., BESSE J., VANDAMME D., MONTIGNY R., J.-J. JAEGER et CAPPETTA H. 1986. Deccan flood basalts at the cretaceous/tertiary boundary ? *Earth and Planetary Science Letters* 80(3-4), 361–374.
- COURTILLOT V. et RENNE P.R. 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geosciences* 335(1), 113–140.
- CRAMER B.S. 2001. Latest paleocene-earliest Eocene cyclostratigraphy: using core photographs for reconnaissance geophysical logging. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(2), 231-244.
- CRAMER B.S., WRIGHT J.D., KENT D.V. et AUBRY M.-P. 2003. Orbital climate forcing of $\delta^{13}C$ excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons C24n-C25n). *Paleoceanography* 18, 1097-1122.
- CRICK R.E., ELLWOOD B.E, EL HASSANI A., FEIST R. et HLADIL J. 1997. Magnetostratigraphy event and cyclostratigraphy (MESC) of the Eiffelian givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes* 20, 167–174.
- CROLL J. 1867. On the excentricity of the earth's orbit and its physical relations to the glacial epoch. *Phila. Mag. Ser.* 4(33), 119-131.
- CROLL J. 1875. Climate and time in their geological relations. A Theory of Secular Changes of the Earth's Climate. Daldy, Isbister, et Co, London. 577 pp.

-D-

- DANELIAN T., LE CALLONNEC L., ERBACHER J. *et al.* 2005. Résultats préliminaires sur la sédimentation pélagique de l'Atlantique tropical au Crétacé et au Tertiaire (plateau de Demerara, Leg ODP 207). *Comptes Rendus Geosciences*. 337, 609-616.
- DANSGAARD W. et TAUBER H. 1969. Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science* 166, 499-502.
- DE GEER G. 1912. A geochronology of the last 12,000 years. In *11th International Geological Congress* 1, 241-253, Stockholm
- DE GEER G. 1940. Geochronologia Suecia Principes. (Ed. K.V. Handl).
- DEL PANTA M. 1995. Biostratigrafia e Paleoeologia a Nannofossili calcarei dell'intervallo Santoniano- Maastrichtiano nel dominio tetideo (Paesi Baschi, Spagna-Umbria, Italia). Correlazione con eventi a Foraminiferi. Thèse de doctorat, Università degli studi di Firenze.
- DELACOTTE O. 1982. Étude magnétostratigraphique et géochimique de la limite Crétacé-Tertiaire de la coupe de Bidart (Pyrénées Atlantiques). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.

- DENGLER M., SCHOTT F.A., EDEN C., BRANDT P., FISCHER J. et ZANTOPP R.J. 2004. Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8° S. *Nature* 432, 1018-1020.
- D'HONDT V.A. 1998. Inoceramids. In *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Society for Sedimentary Geology Special Publication*. (Eds. de Graciansky, P.-C. and Hardenbol, J. and Jacquin, T. and Vail, P.R.) 60, 5.
- DINARES-TURELL J., BACETA J.I., BERNAOLA G., ORUE-ETXEBARRIA X. et PUJALTE V. 2007. Closing the mid-palaeocene gap : Toward a complete astronomically tuned palaeocene epoch and selandian and thanetian gssps at Zumaia (Basque basin, W Pyrenees). *Earth and Planetary Science Letters* 262(3-4), 450–467.
- DINARES-TURELL J., BACETA J.I., PUJALTE V., ORUE-ETXEBARRIA X., BERNAOLA G. et LORITO S. 2003, Untangling the Palaeocene climatic rhythm : an astronomically calibrated early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 216(4), 483-500.
- DUMONT A. 1849. Rapport sur la carte géologique du royaume. Bulletin de l'académie royale des Sciences et Lettres et des beaux arts de Belgique 16(11), 351-373.

-E-

- ELLWOOD B.B., CHRZANOWSKI T.H., HROUDA F., LONG G.J. et BUHL M.L. 2000. Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: A synergetic bacteria controlled process with important implications in paleomagnetism. *Geology* 28(12), 1135-1138.
- ELLWOOD B.B., CRICK R.E., EL HASSANI A., BENOIST S.L. et YOUNG R.H. 2001. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks : Detrital input versus carbonate productivity. *Geology* 29(7), 583-586.
- EMILIANI C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63, 538-578.
- EMILIANI C. 1966. Paleotemperature analysis of caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *Journal of Geology* 74, 109-126.
- ERBACHER J., DANELIAN T. et NISHI H. 2006. Demerara rise (odp leg 207): Equatorial cretaceous and Palaeogene stratigraphy and palaeoceanography. *Revue de Micropaléontologie* 49(3), 121-139.
- ERBACHER J., MOSHER D.C., MALONE M. J. et al. 2004. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports., 207, College Station, Texas A&M University, Ocean Drilling Program.

-F-

- FIENGA A., LASKAR J., MORLEY T., MANCHE H., KUCHYNKA P., LEPCINLAFITTE C., BUDNIK F., GASTRINEAU M. et SOMENZI L. 2009. INPOP08, a 4-D planetary ephemeris: from asteroid and time-scale computations to ESA Mars express and Venus express contributions. *Astronomy and Astrophysics* 507, 1675-1686.
- FIENGA A., MANCHE H., LASKAR J. et GASTRINEAU M. 2008. INPOP06 : a new numerical planetary ephemeris. *Astronomy and Astrophysics* 477, 315-327.
- FIET N., QUIDELLEUR X., PARIZE, O., BULOT L. et GILLOT P. 2006. Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters* 246, 407-417.
- FISCHER A.G. 1993. Cyclostratigraphy of Cretaceous chalk-marl sequences. In *The Evolution of the Western Interior Basin Geological Association of Canada, Special paper* (Eds. W.G.E. Caldwell and E.G. Kauffman.) 39, 283-295.
- FRAKES L.A. 1999. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data In *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system, Geological Society of America special paper* (Eds. Barrera E. and Johnson C.C.) 332. 49-57.
- FRANK T.D. et ARTHUR M.A. 1999. Tectonic forcings of Maastrichtian ocean-climate evolution. *Paleoceanography* 14(2), 103-117.

FRIEDRICH O. et ERBACHER J. 2006. Benthic foraminiferal assemblages from Demerara Rise (ODP Leg 207, western tropical Atlantic): possible evidence for a progressive opening of the Equatorial Atlantic Gateway. *Cretaceous Research* 27, 377-397.

-G-

GALBRUN B. 1984. Magnetostratigraphie de la limite Jurassique/Crétacé. Proposition d'une échelle de polarité à partir du stratotype du Berriasien (Berrias, Ardèche, France) et de la Sierra de Lugar (Province de Murcie, Espagne). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.

GALBRUN B. 1992. Magnetostratigraphy of Upper Cretaceous and Lower Tertiary sediments, Sites 761 and 762, Exmouth plateau, northwest Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds. U. Von Rad, B.U. Haq, et al.) 122, 699-716. College Station, TX, USA.

GALBRUN B. et GARDIN S. 2004. New chronostratigraphy of the Cretaceous-Paleogene boundary interval at Bidart (France). *Earth and Planetary Science Letters*. 224, 19-32.

GALE J.R., YOUNG A.S., SHACKLETON N.J., CROWHURST S. J. et WRAY D.S. 1999. Orbital tuning of Cenomanian marly chalk successions : towards a Milankovitch time-scale for the late Cretaceous. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357, 1815-1829.

Ghil M., Allen M.R., Dettinger M.D., Ide K., Kondrashov D., Mann M.E., Robertson A.W, Saunders Y., Tian A., Varadi F. et Yiou P. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, 40. 1003-1044.

GILBERT G.K. 1895. Sedimentary measurement of Cretaceous time. *Journal of Geology* 3, 121-127.

GIOSAN L., FLOOD R.D. et ALLER R.C. 2002. Paleoceanographic significance of sediment color on western north Atlantic drifts : I. origin of color. *Marine Geology* 189(1-2), 25-41.

GIRAUD F., BEAUFORT L. et COTILLON P. 1995. Periodicities of carbonate cycles in the valanginian of the vocontian trough : a strong obliquity control. *Geological Society, London, Special Publications* 85 (1), 143-164.

GOROSTIDI A. et LAMOLDA M.A. 1995. La nanoflora calcarea y el transito KT de la seccion de Bidart (SW de Francia). *Revista Espanola de Paleontologia*, n° homenaje al Dr. Guillermo Colom, 153-168.

GRADSTEIN F.M., OGG J.G. et SMITH A.G. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge : Cambridge University Press. 589 pp.

GRIPPO A., FISCHER A.G., TIMOTHY D., PREMOLI SILVA I., HINNOV L.A., et HERBERT T.D., 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy). In *Cyclostratigraphy : Approaches and Case Histories SEPM, Special publication*. (Eds. B. D'Argenio, A.G. Fischer, I. Premoli Silva, H. Weissert, & V. Ferreri) 81, 57-81, SEPM, Tulsa, USA.

-H-

HANCOCK J.M. 1991. Ammonite scales for the cretaceous system. *Cretaceous Research* 12(3), 259-291.

HAQ B.U., VON RAD U., O'CONNELL S., et al. 1990. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports., 122, College Station, Texas A&M University, Ocean Drilling Program.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156-1167

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C et VAIL P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, In *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins SEPM Special Publication* 60, 3-14.

HARZER P. 1895. Die Säcularen veränderungen der bahnen der grossen planeten. Leipzig.

Hay W.W., De Conto R., Wold C.N., Wilson K.M., Voigt S., Schultz M., Wold-Rosby A., Dullo W.-C., Ronov A.B., Blukhovsky A.N. et Soeding E. 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. In *The Evolution of Cretaceous Ocean/ Climate Systems Geological Society of America Special Paper* (Eds. Barrera E. and Johnson C.C.) 332. 1-47.

- HAYS J.D., IMBRIE J. et SHACKLETON N.J. 1976. Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science* 194(4270), 1121-1132.
- HERBERT T.D. 1994. Reading orbital signals distorted by sedimentation: models and examples. In *Orbital forcing and cyclic sequences* (Eds. P.L. de Boer et D.G. Smith) *International Association of Sedimentology Special Publication* 19, 483-507.
- HERBERT T.D. 1999. Toward a composite orbital chronology for the late Cretaceous and Early Paleocene GPTS. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357, 1891-1905.
- HERBERT T.D. et 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 Science Letters* 99(3), 263-275.
- HERBERT T.D. et FISCHER A.G. 1986. Milankovitch climatic origin of mid-cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature* 321, 739-743.
- HERBERT T.D., PREMOLI SILVA I, ERBA E. et FISCHER A.G. 1995. Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments In *Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic correlation SEPM Special Publication* (Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry et J. Hardenbol) 54, 81-93. SEPM, Tulsa (USA)
- HICKS J.F., OBRADOVICH J.D. et TAUXE L. 1999. Magnetostratigraphy, isotopic age calibration and intercontinental correlation of the Red Bird section of the Pierre shale, Niobrara county, Wyoming, USA. *Cretaceous Research* 20(1), 1-27.
- HILGEN F.J. 2010. Astronomical dating in the 19th century. *Earth-Science Reviews*, 98, 65-80.
- HILGEN F.J., ABDUL AZIZ H., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LOURENS L.J., MEULENKAMP J.E., RAFFI I., STEENBRINK J., TURCO E., VAN VUGT N., WIJBRANS J.R. et ZACHARIASSE W.J. 1999. Present status of the astronomical (polarity) time-scale for the mediterranean late Neogene. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Mathematical, Physical and Engineering Science*. 357(1757), 1931-1947.
- HILGEN F.J., BRINKHUIS H. et ZACHARIASSE W.-J. 2006. Unit stratotypes for global stages: The Neogene perspective. *Earth-Science Reviews* 74(1-2), 113-125.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LOURENS L.J., SANTARELLI A. et ZACHARIASSE W.J. 1991. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters* 136(3-4). 495-510.
- HILL G.W. 1897. On intermediary orbits in the lunar theory. *Astronomical Journal* 18, 81-87.
- HINNOV L.A. 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 28, 419-475.
- HINNOV L.A. 2004. Chapter 4: Earth's orbital parameter and cycle stratigraphy. In *A Geological Time Scale 2004* (Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg et A.G. Smith), 55-62, Cambridge University Press.
- HINNOV L.A. et OGG J.G. 2007. Cyclostratigraphy and the astronomical time scale. *Stratigraphy* 4(2/3), 239-251.
- HUANG C., HESSELBO S. P. et HINNOV L. 2010. Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge Clay (Dorset, England) and implications for Earth system processes *Earth and Planetary Science Letters* 289, 242-255.
- HUANG Z., BOYD R. et O'CONNELL S. 1992. Upper cretaceous cyclic sediments from hole 762C, Exmouth Plateau, northwest Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Exmouth Plateau* (Eds. U. von Rad, B.U. Haq et al.) 122, 699-716.
- HUANG Z., OGG J.G. et GRADSTEIN E.M. 1993. A quantitative study of lower cretaceous cyclic sequences from the Atlantic Ocean and the Vocontian basin (SE France). *Paleoceanography* 8, 275-291.
- HUBBARD B.B. 1996. The world according to wavelets. The story of a mathematical technique in the making. 330 pp.
- HUSSON D., HINNOV L., GALBRUN B., HURET E., LOCKLAIR R. et OGG J. 2009. Development of an Astronomical Time Scale for the Cretaceous Period. A.A.P.G. Annual convention and exhibition, Denver (CO), USA.

-I-

IZETT G. A. 1991. Tektites in cretaceous-tertiary boundary rocks on haiti and their bearing on the alvarez impact extinction hypothesis. *Journal of Geophysical Research* 96(E4), 20879-20905.

-J-

JACOBS D.K. et SAHAGIAN D.L. 1993. Climate-induced fluctuations in sea level during non-glacial times. *Nature* 361(6414), 710-712.

JONES C.E. et JENKYNS H.C. 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the jurassic and cretaceous. *American Journal of Science* 301(2), 112-149.

-K-

KELLER G., ADATTE T., TANTAWY A.A., BERNER Z., STINNESBECK W., STUEBEN D. et LEANZA H.A. 2007. High stress late Maastrichtian - early Danian palaeoenvironment in the Neuquén basin, Argentina. *Cretaceous Research* 28(6), 939-960.

KELLER G. 2008. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research* 29(5-6), 754-771.

KELLER G., STINNESBECK W., ADATTE T. ET STÜBEN D. 2003. Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews* 62(3-4), 327-363.

KOENIG W., DUNN H.K. et LACEY L.Y. 1946. The sound spectrograph. *Journal of the Acoustical Society of America* 18, 244-244

KRIJGSMAN, W., FORTUIN, A.R., HILGEN, F.J. et SIERRO, F.J. 2001. Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology* 140, 43-60.

KUIPER K.F., DEINO A., HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., RENNE P.R. et WIJBRANS J.R. 2008. Synchronizing rock clocks of earth history. *Science* 320(5875), 500-504.

KUMAR P. et FOUFOULA-GEORGIU E. 1994. Wavelet analysis in geophysics: an introduction In *Wavelets analysis and its applications* (Eds. E Foufoula-Georgiou, P Kumar), 4 1-43.

LAGABRIELLE Y., GODDERIS Y., DONNADIEU Y., MALAVIEILLE J. et SUAREZ M. 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 279 (3-4), 197-211.

-L-

LAGRANGE J.L. 1781. Œuvres complètes. Gauthier-Villars, Paris.

LAGRANGE J.L. 1782: Œuvres complètes, volume 5. Gauthier-Villars, Paris.

LARSON R.L. et ERBA E. 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography* 14(6), 663-678.

LASKAR J. 1984. Théorie générale planétaire : Eléments orbitaux des planètes sur 1 million d'années. Thèse de doctorat, Observatoire de Paris.

LASKAR J. 1985. Accurate methods in general planetary theory. *Astronomy and Astrophysics* 144, 133-146.

LASKAR J. 1986. Secular terms of classical planetary theory using the results of general theory. *Astronomy and Astrophysics* 157, 59-70.

LASKAR J. 1989. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the Solar System. *Nature* 338, 237-238.

LASKAR J. 1990. The chaotic motion of the solar system: a numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus* 88, 266-291.

- LASKAR J. 1999. The limits of earth orbital calculations for geological time-scale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357(1757), 1735-1759.
- LASKAR J., JOUTEL F. et BOUDIN F. 1993. Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astronomy and Astrophysics* 270, 522-533.
- LASKAR J. et ROBUTEL P. 2001. High order symplectic integrators for perturbed hamiltonian systems. *Celestial Mechanics* 80, 39-62.
- LASKAR J., ROBUTEL P., JOUTEL F., GASTINEAU M., CORREIA A. et LEVRARD B. 2004. A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261-285.
- LECKIE R.M., BRALOWER T.J. et CASHMAN R. 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17, 1041-1070.
- LE VERRIER U. 1856. *Annales de l'Observatoire Royal de Paris, II*, Mallet-Bachelet, Paris
- LI L. et KELLER G. 1998. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in south atlantic dsdp sites 525A and 521. *Marine Micropaleontology* 33(1-2), 55-86.
- LIVERMORE R., EAGLES G., MORRIS P., et MALDONADO A. 2004. Shackleton Fracture Zone: no barrier to early circumpolar ocean circulation. *Geology* 32 (9), 797-800.
- LOCKLAIR R.E. et SAGEMAN B.B. 2008. Cyclostratigraphy of the upper cretaceous Niobrara formation, western interior, USA: A Coniacian-Santonian orbital timescale. *Earth and Planetary Science Letters* 269(3-4), 540-553.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. et ZACHARIASSE W.J. 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 114, 391-413.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., GUDJONSSON L. et ZACHARIASSE W.J. 1992. Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the mediterranean. *Marine Micropaleontology* 19(1-2), 49-78.
- LOURENS L., HILGEN F., SHACKELTON N.J, LASKAR J. et WILSON D. 2004. The Neogene Period. In *A Geologic Time Scale 2004* (Eds. F. Gradstein, J. G. Ogg & A. G. Smith) pp. 409-440. Cambridge : Cambridge University Press.
- LOURENS L.J., SLUIJS A., KROON D., ZACHOS J.C., THOMAS E., ROHL U., BOWLES J. et RAFFI I. 2005. Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events. *Nature* 435(7045), 1083-1087.
- LOWRIE W., ALVAREZ W. et ASARO F. 1990. The origin of the white beds below the Cretaceous Tertiary boundary in the Gubbio section, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 98, 303-312.

-M-

- MANIVIT H. 1984. Paleogene and Upper Cretaceous calcareous nannofossils from deep sea drilling project leg 74. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Eds. T.C. Moore, P.D. Rabinowitz et al.) 74, 475-499. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- MARI J.-L., GLANGEAUD F. et COPPENS F. 2001. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens: Techniques de base. Technip, Paris. 460 pp.
- MARKWICK P.J. et VALDES P.J. 2004. Palaeo-digital elevation models for use as boundary conditions in coupled ocean-atmosphere GCM experiments: a Maastrichtian (late Cretaceous) example. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213(1-2), 37-63.
- MARS J., LACOUME J.-L., MARI J.-L. et GLANGEAUD F. 2004. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Techniques avancées. Technip, Paris. 440 pp.
- MAURER F., HINNOV L.A. et SCHLAGER W. 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy) In *Cyclostratigraphy : Approaches and Case Histories, SEPM special publication* 81, 83-99. SEPM, Tulsa.

- MAYER H. et APPEL E. 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the early Cretaceous Biancone formation of the southern alps, Italy. *Cretaceous Research* 20(2), 189-214.
- MC ARTHUR J.M., KENNEDY W.J., CHEN M., THIRLWALL M.F. et GALE A.S. 1994. Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: Direct numerical calibration of the Sr isotope curve based on the US Western Interior, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 108, 95-119.
- MEYERS S.D., KELLY B.G. et O'BRIEN J.J. 1993. An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Mondial Weather Review*, 121, 2858-2866.
- MEYERS, S. R., SAGEMAN, B. B. and HINNOV, L. A. 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian bridge creek limestone member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research* 71, 628-44.
- MEYERS S.R. et SAGEMAN B.B. 2004. Detection, quantification, and significance of hiatuses in pelagic and hemipelagic strata. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 55-72.
- MILANKOVITCH M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem (Canon de l'insolation et du problème des âges de glaces) 133. Belgrade, Akademie Royale Serbe.
- MILLER K.G., SUGARMAN P.J., BROWNING J.V., KOMINZ M.A., HERNANDEZ J.C., OLSSON R.K., WRIGHT J.D., FEIGENSON M.D. et VAN SICKEL W. 2003. Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes : Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology* 31(7), 585-588.
- MILLER K.G., WRIGHT J.D. et BROWNING J.V. 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology* 217(3-4), 215-231.
- MINOLETTI F. 2002. Mise au point d'un protocole de séparation des assemblages de nannofossiles calcaires. Apport à la micropaléontologie et à la géochimie des producteurs carbonatés pélagiques. Application à la crise Crétacé-Tertiaire. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- MINOLETTI F., DE RAFELIS M., RENARD M., GARDIN S. et YOUNG J. 2005. Changes in the pelagic fine fraction carbonate sedimentation during the Cretaceous–Paleocene transition: contribution of the separation technique to the study of Bidart section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 119-137.
- MITCHELL R.N., BICE D.M., MONTANARI A., CLEAVELAND L.C., CHRISTIANSON K.T., COCCIONI R. et HINNOV L.A. 2008. Oceanic anoxic cycles? Orbital prelude to the Bonarelli level (OAE 2). *Earth and Planetary Science Letters* 267(1-2), 1-16.
- MOLINA E., ALEGRET L., ARENILLAS I., ARZAND J.A., GALLALA N., HARDENBOL J., VON SALIS K., STEURBAUT E., VANDENBERGHE N. et ZAGHBIB-TURKI D. 2006. The global boundary stratotype section and point for the base of the danian stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia. Original definition and revision. *Episodes* 29, 263-273.
- MONECHI S. et THIERSTEIN H.R. 1985. Late cretaceous-early paleogene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio. *Marine Micropaleontology* 9, 419-440.
- MOORE JR., THEODORE C., RABINOWITZ P.D. et al. 1984. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 74 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger ; Cape Town, South Africa, to Walvis Bay, South Africa, 1980. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- MURPHY J.J. 1876. The glacial climate and the polar ice-cap. *Quarterly Journal of the Geological Society* 32, 400-406.

-N-

- NAGAO S. et NAKASHIMA S. 1992. The factors controlling vertical color variations of north Atlantic Madeira abyssal plain sediments. *Marine Geology* 109(1-2), 83-94.
- NIEBUHR B. 2005. Geochemistry and time-series analyses of orbitally forced Upper Cretaceous marlimestone rhythmites (lehrte west syncline, northern Germany). *Geological Magazine* 142(01), 31-55.

NORRIS R.D. et RÖHL U. 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature* 401, 775-778.

-O-

OBRADOVICH J.D. et COBBAN W.A. 1975. A time-scale for the late cretaceous of the western interior of north america. *Geological Association of Canada, Special paper*, 13, 31-54.

OBRADOVICH J.D. 1993. A Cretaceous Time Scale In *Evolution of the Western Interior Basin : Geological Association of Canada, Special Paper* (Eds. W.G.E. Caldwell et E.G. Kauffman) 39, 379-396.

ODIN G.S., 1996. Observations stratigraphiques sur le Maastrichtien. Arguments pour la localisation et la corrélation du Point Stratotype Global de la limite Campanien-Maastrichtien, *Bulletin de la Société géologique de France* 167, 637-643.

ODIN G.S. 2001a. The Campanian-Maastrichtian boundary: Correlation from Tercis (Landes, SW France) to Europe and other continents. In *The Campanian- Maastrichtian stage boundary - Characterisation at Tercis les Bains (France) and correlation with Europe and other Continents. Developments in Palaeontology and Stratigraphy* (Ed. G.S. Odin) 19, 805-819.

ODIN G.S. 2001b. Numerical age calibration of the Campanian-Maastrichtian succession at Tercis les Bains (Landes, France) and in the Bottaccione Gorge (Italy). In *The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary: Characterisation and Correlation from Tercis-les-Bains (Landes, SW France) to Europe and Other Continents, Developments in Palaeontology and Stratigraphy* (Ed. G.S. Odin) 19, 775-782.

ODIN G.S. et LAMAURELLE M.A. 2001. Outcrops of the geological site at Tercis-les-Bains (Landes, France). In *The Campanian-Maastrichtian stage boundary - Characterisation at Tercis-les-Bains (France) and correlation with Europe and other Continents* (Eds. G.S. Odin) 19, 60-67.

ODIN G.S. (COMPILER) et THE MAASTRICHTIAN WORKING GROUP MEMBERS. 2001. The Campanian-Maastrichtian boundary: definition at Tercis (Landes, SW France) principle, procedure, and proposal. In *The Campanian-Maastrichtian stage boundary - Characterisation at Tercis-les-Bains (France) and correlation with Europe and other Continents* (Eds. G.S. Odin) 19, 820-833.

OGG J.G., AGTERBERG F.P. et GRADSTEIN F.M. 2004. The Cretaceous Period In *A geologic Time Scale 2004* (Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg et A.G. Smith) 344-383. Cambridge University Press, 2004.

OGG J.G., HASENYAGER R.W., WIMBLETON W.A., CHANNELL J.E.T. et BRALOWER T.J. 1991. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval-Tethyan and english faunal realms. *Cretaceous Research* 12(5), 455-482.

-P-

PAPOULIS A. 1962. *The Fourier Integral and its Applications*. McGraw-Hill Companies. 320 pp.

PÄLIKE H., FRAZIER J. et ZACHOS J.C. 2006. Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the Equatorial Atlantic Ceara rise. *Quaternary Science Reviews* 25(23-24), 3138-3149.

PÄLIKE H., LASKAR J. et SHACKLETON N.J. 2004. Geologic constraints on the chaotic diffusion of the solar system. *Geology* 32, 929-932.

PÄLIKE H. et SHACKLETON N.J. 2000. Constraints on astronomical parameters from the geological record for the last 25 myr. *Earth and Planetary Science Letters* 182(1), 1-14.

PÄLIKE H., SHACKLETON N.J. et RÖHL U. 2001. Astronomical forcing in late Eocene marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 193(3-4), 589-602.

PERCH-NIELSEN K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In *Plankton Stratigraphy*. (Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen). 329-426. Cambridge University Press, Cambridge,

PERCIVAL D.B. et WALDEN A.T. 1993. *Spectral Analysis for Physical Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., et al. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-435.

PLETSCH T., ERBACHER J., HOLBOURN A.E.L., KUHN T., MOULLADE M., OBOH-IKUENOBEDÉ F.E., SÖDING E. and WAGNER T. 2001. Cretaceous separation of Africa and South America: the view

- from the West African margin (ODP Leg 159). *Journal of South American Earth Sciences* 14(2), 147-174.
- PILGRIM L. 1904. Versuch einer rechnerischen behandlung des eiszeiten problems (Essaie sur le traitement Mathématique du problème des périodes glaciaires.) *Jahreshefte für vaterländische Naturkundein Württemberg*, 60.
- DE PONTECOULANT G. 1834. *Théorie Analytique du Système du Monde*, 3. Paris, Bachelier
- PREMOLI SILVA I. 1977. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy ii. biostratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 88(3), 371-374.
- PREMOLI SILVA I. et SLITER W.V. 1999. Cretaceous paleoceanography : evidence from planktonic foraminiferal evolution In *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System, SEPM Special Publication*. (Eds. Barrera E. et Johnson C. C.) 332, 301-328. SEPM, Tulsa (USA)
- PRESS S.A., TEUKOLSKY F.B.P., VETTERLING W.T. et FLANNERY B.P. 1992. *Numerical Recipes in FORTRAN*, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.
- PRICE G.D. 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48(3), 183-210.
- PRIESTLEY M.B. 1981. *Spectral analysis and time series*. Academic Press. 890 pp.

-Q-

- QUINN T.R., TREMAINE S. et DUNCAN M. 1991. A three million year integration of the Earth's orbit. *Astronomical Journal* 101, 2287-2305.

-R-

- RABINOWITZ P.D. et SIMPSON E.S.W. 1984. Geophysical site survey results on the Walvis Ridge. In *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* (Eds. Jr. Moore, C. Theodore, P.D. Rabinowitz) 74, 795-825. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- RAFFI I., BACKMAN J. et PÄLIKE H. 2005. Changes in calcareous nannofossil assemblages across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 226(1-2), 93-126.
- RASBAND W.S. 1997. *Image-J*. Rapport technique, Bethesda, MD: US National Institutes of Health.
- RAWSON P.F., D'HONDT A.V., HANCOCK J.M. et KENNEDY W.J. 1996. Proceedings of second international symposium on Cretaceous stage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Supplément Sciences de la Terre* 66, 117.
- RAYMO M.E., LISIECKI L.E. et NISANCIOLU K.H. 2006. Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global $\delta^{18}\text{O}$ Record. *Science* 313(5786), 492- 495.
- REMANE J., BAKALOVA-IVANOVA D., BORZA K. *et al.* 1986. Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the second planktonic conference Roma 1971. *Acta Geologica Hungarica* 29, 5-14.
- RENNE P.R., MUNDIL R., BALCO G., MIN K. et LUDWIG K.R. 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 74 (18), 5349-5367.
- ROCCHIA R., BOCLET D., BONTE PH., DEVINEAU J., JEHANNO C. et RENARD M. 1987. Comparaison des distributions de l'Iridium observées à la limite Crétacé-Tertiaire dans divers sites européens. *Mémoires de la Société Géologique de France* 150, 95-103.
- RÖHL U., OGG J.G., GEIB T.L. et WEFER G. 2001. Astronomical calibration of the Danian time scale. *Geological Society, London, Special Publications*, 183(1):163-183.

-S-

- SAGEMAN B.B., MEYERS S.R. et ARTHUR M.A. 2006. Orbital time scale and new isotope record for Cenomanian-Turonian boundary stratotype. *Geology* 34(2), 125-128.
- SCHWARZACHER W. 1947. Über die sedimentäre rhythmik des dachsteinkalkes von lofer. *Geologische Bundesanstalt, Verhandlungen*, 10-12, 175-188.

- SCHÖNFELD J., SCHULZ M.-G., ARTHUR M.A., BURNETT J., GALE A.S., HAMBACH U., HANSEN H.J., KENNEDY W.J., RASMUSSEN K.L., THIRLWALL M.F. et WRAY D.S. 1996. New results on biostratigraphy, paleomagnetism, geochemistry and correlation from the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of northern Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor). *Mitt. des Geo.-Pal. Inst. Univ. Hamburg* 77, 545–575.
- SCOTESE C.R., GAHAGAN L.M. et LARSON R.L. 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics* 155, 27-48.
- SEYVE C. 1984. Le passage Crétacé-Tertiaire à Pont-Labau (Pyrénées-Atlantiques, France). *Bulletin du centre de recherche exploration et production Elf-Aquitaine* 8(2), 385-423.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. et PELTIER W.R. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on odp site 677. *Transaction of the Royal Society of Edimburg: Earth Sciences* 81, 251-261.
- SHACKLETON N.J., CROWHURST S.J., WEEDON G.P. et LASKAR J. 1999. Astronomical calibration of Oligocene - Miocene time. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357(1757), 1907-1929.
- SHACKLETON N.J., HALL M.A. et PATE D. 1995a. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds. N.G. Pisias, L.A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson et T.H. van Andel) 138, 337-355. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- SHACKLETON N.J., HAGELBERG T.K. et CROWHURST S.J. 1995b. Evaluating the success of astronomical tuning: pitfalls of using coherence as a criterion for assessing pre-Pleistocene timescales. *Paleoceanography* 10, 693-700.
- SIERRO, F.J., FLORES, J. A., ZAMARREÑO, I., VAZQUEZ, A., UTRILLA, R., FRANCES, G., HILGEN, F. J. et KRIJGSMAN, W. 1999. Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. *Marine Geology* 153, 137-146.
- SIGURDSON H., D'HONDT S. et ARTHUR M.E.A. 1991. Glass from the cretaceous-tertiary boundary in Haiti. *Nature* 349, 482-487.
- SPITALER R. 1921. Das Klima des Eiszeitalters. Prague.
- STEUBER T., RAUCH M., MASSE J.-P., GRAAF J. et MALKOC M. 2005. Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature* 437 (7063), 1341-1344.
- STOCKWELL J.N. 1873. Memoir on the secular variations of the elements of the eight principal planets. *Smith. Contr. Knowledge*, Washington, 18 (3).
- STOLL H.M. et SCHRAG D.P. 2000. High-resolution stable isotope records from the upper cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geological Society of America Bulletin* 112(2), 308-319.
- SUGANUMA Y. ET OGG J. G. 2007. Campanian through Eocene magnetostratigraphy of sites 1257-1261, ODP leg 207, Demerara rise (Western Equatorial Atlantic). In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (Eds. D.C Mosher., J. Erbacher, M. J. Malone et al.) 207, 1-48. College Station, TX .
- SUSSMAN G.J. et WISDOM J. 1992. Chaotic evolution of the solar system. *Science* 257, 56-62.
- SWISHER III C.C., DINGUS L. et BUTLER R.F. 1993. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and magnetostratigraphic correlation of the terrestrial Cretaceous-Paleogene boundary and Puercan Mammal Age, Hell Creek-Tullock formations, eastern Montana, *Canadian Journal of Earth Science* 30.1981-1996.
- SWISHER III C.C., GRAJALES-NISHIMURA J. et MONTANARI A. 1992. Coeval ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of 65.0 million years ago from Chixulub Crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. *Science*, 257, 954-958.

-T-

- TANER M.T. 2000. Attributes revisited, Technical Publication, Rock Solid Images, Inc., Houston, Texas, URL: http://www.rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.html.
- TEN KATE W.G.H.Z. et SPRENGER A. 1993. Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Rellou (SE Spain). *Sedimentary Geology* 87(1-2), 69-101.

- THIBAUT N. 2005. Le nannoplancton calcaire au cours du Maastrichtien : aspects paléocéologiques et biostratigraphiques. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- THIBAUT N. et GARDIN S. 2006. Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the equatorial Atlantic (demerara rise, odp leg 207 hole 1258a). *Revue de Micropaléontologie* 49 (4), 199-214.
- THIBAUT N. et GARDIN S. 2007. The late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP hole 525A. *Marine Micropaleontology* 65(3-4), 163-184.
- THOMAS D.J., BRALOWER T.J. et JONES C.E. 2003. Neodymium isotopic reconstruction of late Paleocene-early Eocene thermohaline circulation. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 309-332.
- THOMSON D.J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *IEEE Proc.*, 70:1055-1096.
- TORRENCE C. et COMPO G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61-78.

-V-

- VARADI F. BUNNEGAR B. et GHIL M. 2003. Successive refinements in long-term integrations of planetary orbits. *Astrophysical Journal* 592, 620-630.
- VERNEKAR, A.D. 1972. Long-term global variations of incoming solar radiation. *Meteorological Monographs*, 34, 21 pp.
- VIA R.K. et THOMAS D.J. 2006. Evolution of Atlantic thermohaline circulation: Early Oligocene onset of deep-water production in the North Atlantic. *Geology* 34(6), 441-444.

-W-

- WEEDON G.P. 2003. Time-series analysis and cyclostratigraphy: examining stratigraphic records of environmental cycles. Cambridge University Press, Cambridge. 276 pp.
- WEEDON G.P., JENKYN H.C., COE A.L., et HESSELBO S.P. 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in british mudrock formations. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* 357, 1787-1813.
- WESTERHOLD T., RÖHL U., LASKAR J., RAFFI I., BOWLES J. LOURENS, L.J. et ZACHOS J.C. 2007. On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events : Implications from the ocean drilling program leg 208 Walvis ridge depth transect. *Palaeoceanography* 22. 2201
- WESTERHOLD T., RÖHL U., MCCARREN H.K. et ZACHOS J.C. 2009. Latest on the absolute age of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) : New insights from exact stratigraphic position of key ash layers + 19 and - 17. *Earth and Planetary Science Letters* 287(3-4), 412-419.
- WESTERHOLD T., RÖHL U., RAFFI I., FORNACIARI E., MONECHI S., REALE V., BOWLES J. et EVANS H.F. 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257(4), 377-403.
- WIDMARK J.G.V. 1997. Deep-sea benthic foraminifera from Cretaceous-Paleogene boundary strata in the south Atlantic - taxonomy and paleoecology. *Fossils Strata* 43, 1-94.
- WILLIAMS J.G., BOGGS D.H., YODER C.F., RATCLIFF J.T. et DICKEY J.O. 2001. Lunar rotational dissipation in solid body and molten core. *Journal of Geophysical Research* 106, 27933-27968.
- WILLIAMS R.B.G. 1984. Introduction to statistics for Geographers and Earth Scientists. London. 349 pp.
- WONDERS A.A.H. 1992: Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy, Leg 122, Exmouth plateau, Australia. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Eds. U. Von Rad, B.U. Haq, et al.) 122, 699-716. College Station, TX, USA.

-Z-

- ZACHOS J.C. et ARTHUR M.A. 1986. Paleocyanography of the Cretaceous-Tertiary boundary event : inferences from stable isotopic and other data. *Paleoceanography* 1, 5-26.

- ZACHOS J.C., KROON D., BLUM P., *et al.* 2004. Proceedings of the. Ocean Drilling Program, Initial Reports. 208. College Station, TX USA.
- ZEPEDA M.A. 1998. Planktonic foraminiferal diversity, equitability and biostratigraphy of the uppermost campanian-maastrichtian, ODP leg 122, hole 762C, Exmouth plateau, NW Australia, eastern Indian Ocean. *Cretaceous Research* 19(2), 117-152.