



HAL
open science

Dynamique du nannoplancton calcaire au cours du Néogène : implications climatiques et océanographiques

Luc L Beaufort

► **To cite this version:**

Luc L Beaufort. Dynamique du nannoplancton calcaire au cours du Néogène : implications climatiques et océanographiques. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1991. Français. NNT : . tel-02307706

HAL Id: tel-02307706

<https://theses.hal.science/tel-02307706>

Submitted on 7 Oct 2019

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.

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD



SPECIALITE : PALEONTOLOGIE

Thèse soutenue le 2 avril 1991.

DYNAMIQUE DU NANNOPLANCTON CALCAIRE
AU COURS DU NEOGENE : IMPLICATIONS
CLIMATIQUES ET OCEANOGRAPHIQUES

Luc BEAUFORT

Directeur de thèse : Marie-Pierre Aubry

Président : P. Cotillon

Rapporteurs : J. Imbrie
A. Schaaf
E. Vincent

Examineurs : P. Andreieff
M.-P. Aubry

Remerciements

Je voudrais remercier, en premier lieu, M.-P. Aubry pour m'avoir guidé et conseillé au cours de cette thèse. Elle a su me faire partager sa passion des nannofossiles calcaires à travers ses enseignements et les très nombreuses discussions que nous avons eues depuis que j'ai commencé cette étude.

Je remercie P. Cotillon d'avoir bien voulu présider le jury de thèse.

Je remercie P. Andreieff, M.-P. Aubry, P. Cotillon, J. Imbrie, A. Schaaf et E. Vincent d'avoir accepté d'en être membres; et J. Imbrie, A. Schaaf et E. Vincent de l'avoir rapportée.

Je suis très reconnaissant à J. Imbrie d'accepter de venir des USA pour assister à ma soutenance. Ses conseils (en particulier concernant les méthodes d'analyse spectrale), lors de mes visites à Providence, m'ont été très profitables.

Pour tous nos entretiens à Paris ou à bord du Marion Dufresne, je remercie E. Vincent.

Je sais gré à P. Andreieff de m'avoir permis d'obtenir un financement du Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Je voudrais témoigner ma gratitude à W.A. Berggren pour m'avoir accueilli à Woods Hole Oceanographic Institution pendant trois ans. Son soutien, son intérêt constant pour mon étude et nos fréquents contacts ont été déterminants. ...

Je remercie R. Hennet, T. Herbert, L.D. Keigwin, S. Lehman, et G.P. Lohmann, qui durant mon long séjour à Woods Hole Oceanographic Institution m'ont fait partager leurs connaissances de la paléocéanographie.

Cette thèse a pu être réalisée grâce au soutien financier du BRGM et de Woods Hole Oceanographic Institution.

Cette thèse est dédiée à Isabelle.



INTRODUCTION

En raison de leur grande diversité, leur évolution rapide et leur abondance dans les sédiments océaniques, les nannofossiles calcaires ont été intensivement utilisés à des fins stratigraphiques. Par contre leur habilité à enregistrer des variations paléoclimatiques est restée pratiquement inexploitée sauf pour les sédiments pléistocènes, et peu d'études paléocéanographiques s'appuient sur des données concernant ce groupe. Pourtant dominant dans le phytoplancton durant le Crétacé et le Cénozoïque, le nannoplancton calcaire occupe la place privilégiée de principal producteur primaire dans les paléoécosystèmes marins : il est estimé que les coccolithes composent 30 à 60% des sédiments océaniques calcaires depuis le Jurassique récent (Berger et Roth, 1975).

L'abondance et la diversité des Coccolithophoridae sont principalement contrôlées par les facteurs physico-chimiques des eaux océaniques tels que température, concentration en sels nutritifs et/ou salinité (Tappan, 1980). La composition des assemblages de nannofossiles calcaires doit donc refléter, au moins en partie, les conditions physico-chimiques qui régnaient dans la zone de production (zone photique) au moment où les Coccolithophoridae se multipliaient, et par conséquent au moment du dépôt (les coccolithes étant déposés très rapidement (~1 mois) sur les fonds abyssaux (Honjo, 1976). Ainsi, l'enregistrement détaillé des variations de composition des assemblages de nannofossiles calcaires dans des séries sédimentaires pélagiques doit permettre de mieux comprendre les changements paléocéanographiques et paléoclimatiques.

Suivant ce principe, j'ai entrepris des études quantitatives sur des assemblages de nannofossiles calcaires de séries néogènes en vue d'étudier la dynamique du nannoplancton calcaire au cours de cette époque.

CHAPITRE A:

LE NANNOPLANCTON CALCAIRE : GENERALITES ET METHODES D'ETUDES

La connaissance de la biologie et de l'écologie de formes actuelles est primordiale pour une étude paléocéologique. Dans ce chapitre sera revu ce qui est connu de l'écologie et de la répartition géographique des Coccolithophoridae actuelles.

I. Ecologie et distribution des Coccolithophoridae actuels

Les facteurs écologiques qui influencent la distribution d'une espèce dans les océans sont ceux qui limitent ou qui intensifient la croissance de sa population (Braarud, 1962). Ainsi la diversité du phytoplancton résulte principalement du fait que chaque espèce présente une adaptation particulière à un facteur donné (Braarud, 1962). Mise à part la prédation, il s'agit de facteurs physico-chimiques. Le but principal de ce chapitre est de décrire quels sont les facteurs qui ont le plus d'influence sur la distribution et la diversité des Coccolithophoridae.

Probablement du fait de leur petite taille l'écologie des Coccolithophoridae n'a pas été étudiée aussi intensément que celle d'autres groupes planctoniques tels que les diatomées ou les dinoflagellés. Il est très rare que le nanoplancton calcaire soit inclus dans les études de la composition du phytoplancton et, lorsqu'il l'est, il est considéré comme un tout, sans souci de composition spécifique. La connaissance de l'écologie des Coccolithophoridae reste par conséquent très fragmentaire.

Ce chapitre montre que l'image classique des Coccolithophoridae vivant préférentiellement en zone oligotrophique chaude (voir par exemple Raymont, 1980) est un peu caricaturale.

1. *Lumière*

La lumière est à la base de la production de ces organismes photosynthétiques, et par conséquent, est un facteur primordial. Outre l'importance de la lumière dans le bilan énergétique, il faut souligner que la sécrétion des placolithes est liée à la photosynthèse et donc à la lumière (Paasche, 1968). Ainsi ce facteur a-t-il une importance sur le rythme de production puisque la division des Coccolithophoridae s'effectue la nuit, et l'empreinte d'un cycle circadien se perpétue au niveau des divisions pendant quelques jours en éclairage continu (Chisholm et Brand, 1981).

A partir de cultures d'*Emiliana huxleyi*, Paasche (1968) a montré qu'une totale absence de lumière interdisait toute croissance, mais que dès qu'un seuil très bas était atteint, une croissance presque optimale avait lieu. En revanche avec une très forte intensité la croissance diminue. La nature des pigments chlorophylliens est un caractère expliquant la répartition verticale du phytoplancton : les larges diatomées et les dinoflagellés possèdent des pigments caroténoïdes (respectivement fucoxanthine et péridinine) qui absorbent préférentiellement la lumière verte (~ 550 nm) tandis que les algues eukaryotes plus petites, dont les coccolithophores font partie, ne possèdent pas ces caroténoïdes mais de la chlorophylle b ou c qui absorbe préférentiellement dans les bleus (~470 nm), longueur d'onde pénétrant plus profondément dans les eaux (Glover et al., 1986). Des prélèvements ont d'ailleurs permis de révéler la présence de Coccolithophoridae jusqu'à plus de 200m (Okada et Honjo, 1973). Okada et Honjo (1973) ont étudié leur répartition spécifique en fonction de la profondeur dans le Pacifique, et ont montré une stratification verticale. Certaines espèces préfèrent la partie profonde de la zone photique comme *Florisphaera profunda* ou *Thorosphaera flabellata* qui vivent entre 200 et 100 m. A de telles profondeurs il est clair que l'adaptation aux faibles intensités lumineuses favorise cette répartition. Pour la zonation qui existe dans la partie supérieure de la zone photique si la lumière joue un rôle, d'autres facteurs interviennent à un degré plus important comme la profondeur de la thermocline qui souligne de grandes variations de température et de concentration en éléments nutritifs. Il est donc délicat de déterminer ici des relations profondeur / lumière pour expliquer les variations de composition des assemblages. Mais il est certain que l'un des avantages de pouvoir s'adapter aux environnements sombres est la proximité d'eaux plus fertiles (Glover et al., 1986)

Par contre, la distribution horizontale des espèces de Coccolithophoridae ne montre pas de liens évidents avec la distribution de l'intensité lumineuse. Les cartes de distribution des assemblages établies par exemple par McIntyre et Bé (1967), et Roche et al. (1975) pour l'océan Atlantique nord ou par McIntyre et al. (1970), Geitzenauer et al. (1976), et Roth et Coulbourn (1982) pour l'océan Pacifique, ne montrent pas la distribution latitudinale qui résulterait des différences de luminosité à la surface des océans.

2. Température

La température a été considérée comme principal facteur de distribution du phytoplancton dans les océans depuis les débuts de la recherche en écologie marine (Braarud, 1962). Du point de vue synécologique, les Coccolithophoridae vivent depuis l'océan Arctique, dans des eaux parfois de température inférieure à 0°C (voir Braarud, 1979), jusque dans les eaux chaudes des mers tropicales. La température ne limite donc pas la répartition géographique du groupe. Les Coccolithophoridae sont pourtant classiquement réputés comme un groupe

vivant principalement dans les mers chaudes (ex.: Rayment, 1980). Ceci est dû au fait qu'aux basses et moyennes latitudes la diversité du nanoplancton calcaire est plus grande qu'en hautes latitudes (voir par exemple Honjo et Okada, 1974). Mais la production, quant à elle, suit des lois différentes puisque comme le montrent les données de Honjo et Okada (1974) ou de Nishida (1979) une relation inverse existe entre la production et la température (figure 1).

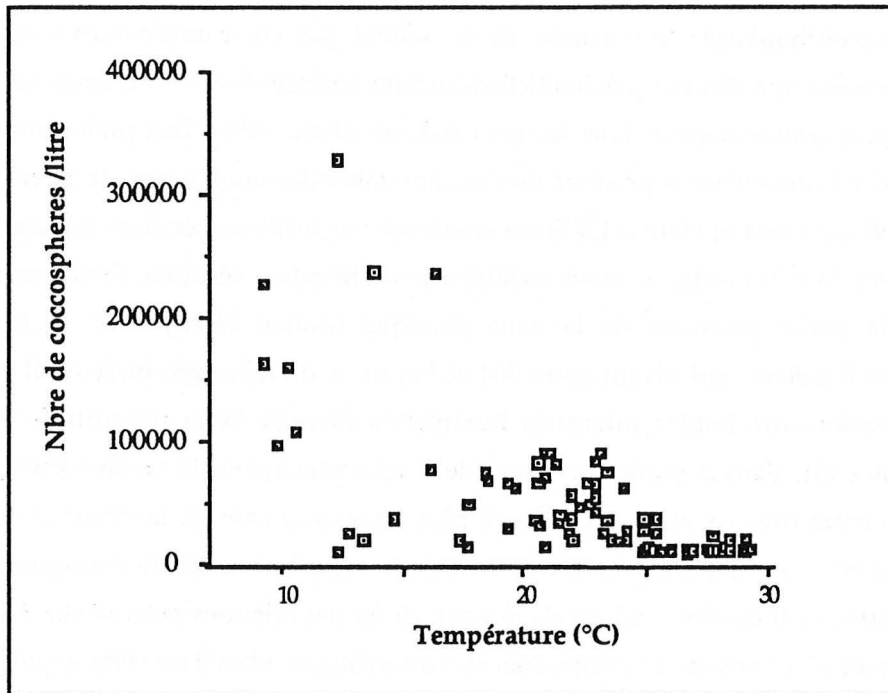


Figure 1 : Relation température / quantité de coccosphère d'après les données de Nishida (1979).

Ainsi le maximum de productivité des Coccolithophoridae se situe en zone tempérée (si l'on considère la totalité de la zone photique) et en domaine Arctique (si l'on considère les eaux de surface seulement) (voir Okada et Honjo, 1973).

La température est un facteur gouvernant la distribution spécifique : bien que certaines espèces soit eurythermales comme *Emiliana huxleyi*, beaucoup vivent préférentiellement dans des zones caractérisées par leur température. Ainsi *Coccolithus pelagicus* vit exclusivement dans les eaux froides des océans Atlantique et Pacifique (voir McIntyre et Bé, 1967; Geitzenauer et al., 1976; Braarud, 1979). A l'opposé, *Umbellosphaera irregularis* ne se trouve que dans des eaux de température supérieure à 21°C (Okada et McIntyre, 1979a). Les cartes de répartition d'espèces, établies d'abord en Atlantique nord (McIntyre et Bé, 1967) puis dans le Pacifique nord et équatorial (Geitzenauer et al., 1976 et Roth et Coulbourn, 1982) ont permis tout d'abord de définir des communautés caractéristiques de certaines zones (comme la zone équatoriale, tempérée ou arctique) (McIntyre et Bé, 1967) puis d'attribuer à chaque espèce les températures optimales et l'écart

de température dans lesquelles elles vivent (Okada et McIntyre, 1979a). Ces cartes montrent que la température et la composition des communautés sont souvent liées. Il s'ensuit que la température a souvent été tenue pour principale responsable des variations de composition des assemblages. C'est oublier que ces cartes mettent en évidence des zones qui correspondent à des masses d'eau, et ces masses d'eau ne sont pas seulement caractérisées par leur température.

Par ailleurs, la température a un effet sur la taille et la morphologie des placolithes d'*E. huxleyi*. Une relation inverse taille/température a été établie à partir de cultures (Blackwelder, 1976). Dans la nature, deux formes de placolithes existent chez cette espèce, l'une ayant des éléments du disque distal plus fins que l'autre (Okada et McIntyre, 1979). Ces auteurs interprètent ces différences comme reflétant des différences de température.

3. Salinité

Très peu de données sont disponibles qui permettent d'estimer l'effet de la salinité sur la répartition des Coccolithophoridae. Il est généralement admis que les variations de salinité existant dans les mers actuelles n'ont pas d'effet sur les assemblages (Tappan, 1980). *Emiliania huxleyi* en culture peut supporter des variations de salinité allant de 16 à 45‰ (Mjaaland, 1956). Cette espèce se développe abondamment dans des fjords de Norvège mésohalins (66 000 cellules par litre à une salinité de 8‰) (Birkenes et Braarud, 1952) mais est aussi présente dans la mer Rouge où la salinité peut atteindre 45 pour mille (Winter et al., 1983). D'autres espèces sont sténohalines : ainsi *Syracosphaera pirus* et *Braarudosphaera bigelowii* vivent dans la mer Noire à des taux de salinité d'environ 17-18‰, mais ces espèces ne sont pas présentes dans la mer Rouge où la salinité est trop élevée (Bukry, 1974). La composition spécifique du nanoplancton de la mer Noire se limite aux deux espèces précédemment citées et à *E. huxleyi*, certainement à cause de la salinité trop basse, car la diversité est beaucoup plus grande dans la mer Méditerranée (la salinité étant la principale différence existant entre ces deux mers voisines) (Bukry, 1974). Pour Winter et al. (1983) *Gephyrocapsa oceanica* serait l'espèce la plus apte à supporter des conditions hyperhalines (jusqu'à 50‰) puisque c'est la première à avoir reconquis la mer Rouge après une augmentation extrême de salinité dans cette mer durant la dernière glaciation.

Mais les cas de la mer Noire, des fjords norvégiens, ou de la mer Rouge constituent des cas extrêmes, et en général, la salinité des océans a un spectre de variation plus réduit. Ainsi l'effet de faibles variations de salinité sur la diversité est très difficile à évaluer car au spectre étroit de variations de salinité se surimposent des gradients de température d'ordre nettement supérieurs. En mer de Norvège, Eide (1990) mesure des variations de salinité inférieure à 0.6‰, alors que l'amplitude des variations de la température sont de

10°C à 50 m de profondeur. De plus température et salinité varient souvent dans le même sens. Ainsi, la salinité n'est pas tenue responsable des variations de la composition des assemblages de cette région (Eide, 1990). Okada et Honjo (1973) montrent que la composition des assemblages dans le Pacifique ne reflète pas les différences de salinité qui s'y observent.

Il semble donc que si le nanoplancton calcaire est sensible aux variations importantes de salinité, (Bukry (1974) et Winter (1983) prônent l'utilisation des nanofossiles calcaires comme indicateurs de salinité), de faibles variations ne provoqueraient que des changements mineurs dans la composition des assemblages.

4. Sels nutritifs

Les sels nutritifs sont indispensables à la croissance du phytoplancton. Leur concentration dans les eaux marines favorise donc la production primaire. Pour s'en convaincre il suffit de comparer l'importance de la production primaire en zone de remontée d'eaux fertilisant la zone photique (supérieure à $200 \text{ g C.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$) avec celle d'une zone océanique pauvre en sels nutritifs (inférieure à $50 \text{ g C.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$) (Jacques et Tréguer, 1986). Les principaux sels nutritifs sont, pour les Coccolithophoridae, le carbone, l'azote et le phosphore ainsi que le calcium pour la sécrétion des placolithes. Si en zone oligotrophe (pauvre en sels nutritifs) la sécrétion et la biomasse sont faibles, la productivité (production par unité de biomasse) peut être importante. Une relation inverse entre biomasse et productivité a été mise en évidence, en particulier pour l'océan Atlantique par Sutcliffe et al. (1970) (figure 2).

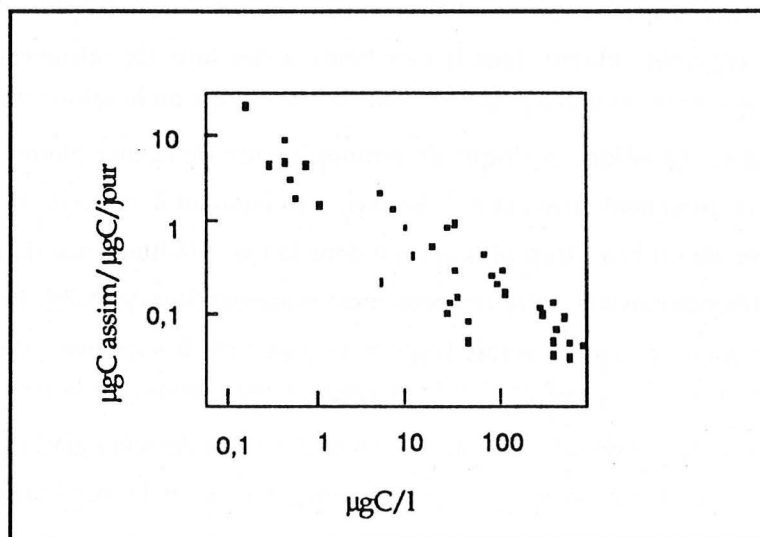


Figure 2: Productivité du phytoplancton en fonction de la biomasse ($\mu\text{g C/l}$) dans l'Atlantique nord. D'après Sutcliffe et al. (1970), dans Bougis (1974), fig 7-18, p.163.

Des organismes phytoplanctoniques de petite taille et à croissance rapide, permettant un taux de régénération rapide des sels nutritifs, sont très productifs, malgré la faible biomasse et la production réduite de leur communauté (voir Harris, 1986) (figure 3).

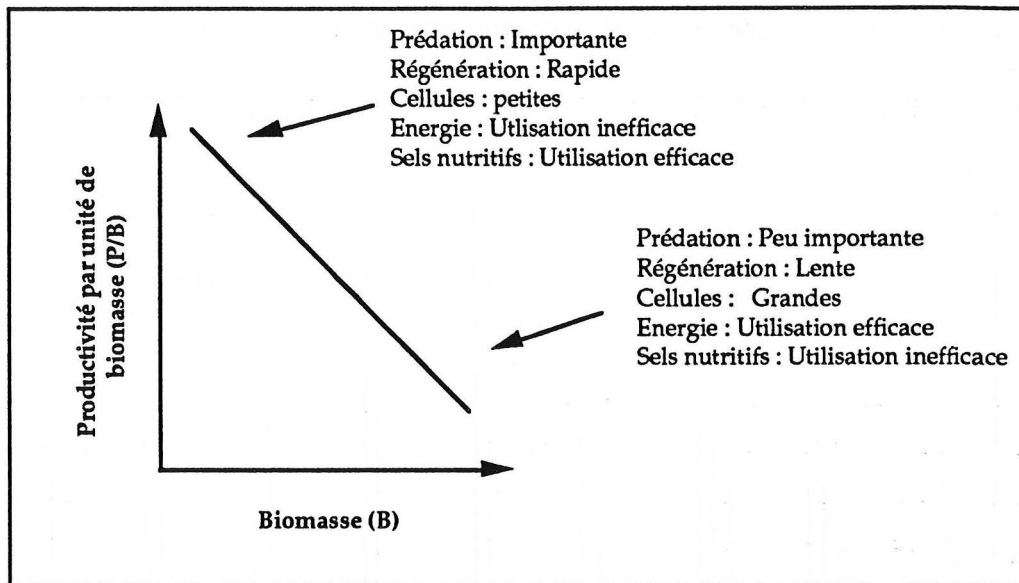


Figure 3: La relation inverse entre la productivité par unité de biomasse et la biomasse avec quelques propriétés biologiques possibles du phytoplancton. D'après Harris (1986).

Même si ce schéma classique taille/productivité s'écarte en fait un peu de la réalité en zone de résurgence côtière (Jacques et Tréger, 1986), Malone (1980) a montré que les zones oligotrophes océaniques étaient dominées par le nanoplancton et l'ultraplancton ($< 5\mu\text{m}$). De même, Herbland et al. (1985) remarquent que dans les eaux oligotrophes de l'océan Atlantique équatorial, le picoplancton ($< 2\mu\text{m}$) domine les zones les moins fertiles tandis que le nanoplancton ($> 2\mu\text{m}$ et $< 20\mu\text{m}$) augmente en proportion à mesure que la biomasse augmente, et que la taille moyenne des cellules augmente quand la concentration en Chlorophylle A totale augmente. Ainsi les diatomées, plus grandes, abondent dans les zones riches en sels nutritifs (Raymont, 1980). Que cela soit dû ou non à leurs petites tailles, la vaste répartition des Coccolithophoridae, pris comme groupe, implique qu'ils sont peu limités par la pauvreté en sels nutritifs.

Cette relation taille / biomasse n'implique pas pour autant qu'ils soient absents des zones de résurgence côtière, fertiles, où d'ailleurs classiquement ils sont supposés ne constituer qu'une partie mineure du phytoplancton. Ainsi, Blasco et al. (1980) ou Mitchell-Innes et Winter (1987) ont montré que les Coccolithophoridae abondent dans les eaux fertiles des remontées côtières: *Emiliana huxleyi* est la quatrième des espèces les plus abondantes du phytoplancton dans la zone d'*upwelling* de la région de Cabo Corbeiro (Afrique du nord ouest) (Blasco et al., 1980). Dans cette même zone Margalef (1978) a montré qu'*E. huxleyi*

est présente dans tous les assemblages phytoplanctoniques. La seule étude s'intéressant spécialement à la composition et à la quantification des assemblages de Coccolithophoridae en zone de remontée d'eaux côtières (Mitchell-Innes et Winter, 1987) montre que les Coccolithophoridae sont nettement plus abondants que les diatomées et sont à peine moins abondants que les microflagellés qui dominent ces eaux (figure 4).

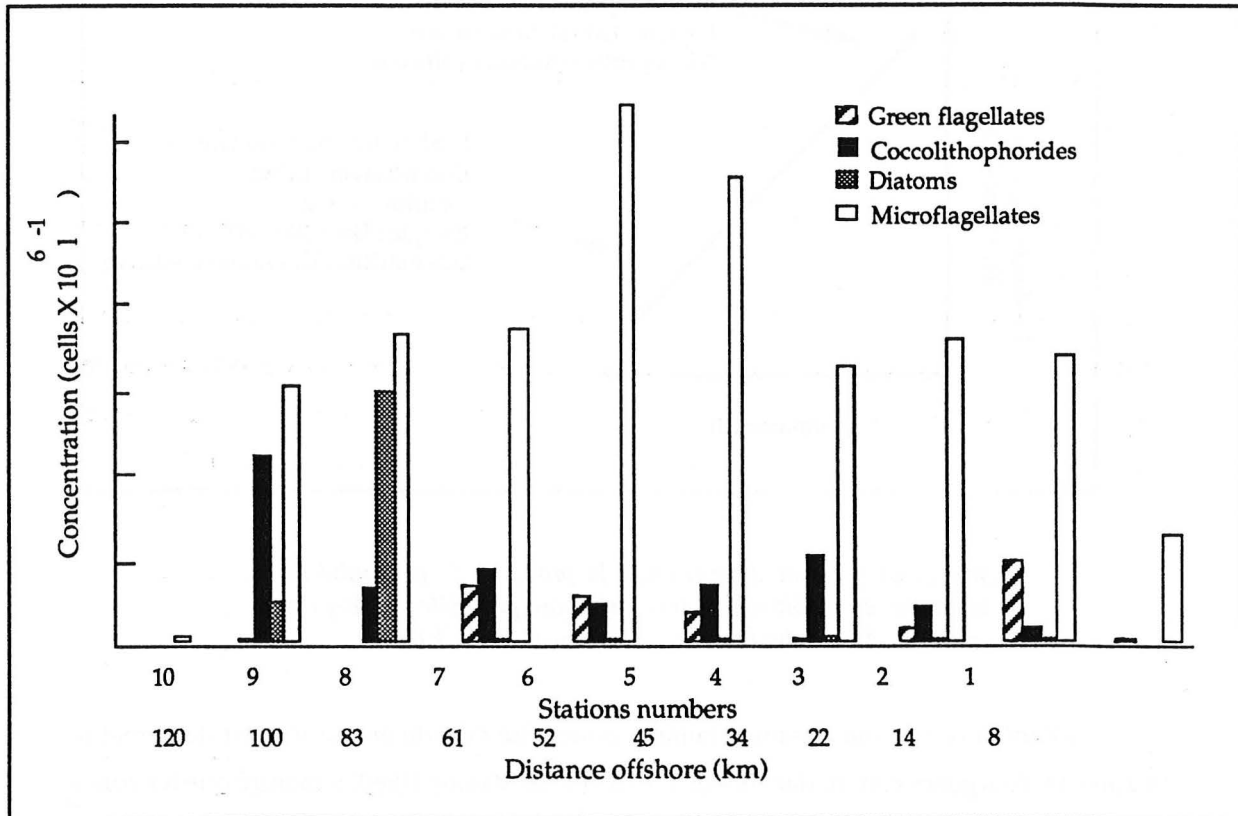


Figure 4: Abondance du phytoplancton (cellules $10^3 \cdot l^{-1}$) le long d'une zone d'upwelling (d'après Mitchell-Innes et Winter, 1987, fig 3, p. 28). On remarquera l'importance des Coccolithophoridae par rapport en particulier aux Diatomées.

Il apparaît que l'importance du nannoplancton dans les zones fertiles a été trop souvent négligée (certainement à cause du fait que par définition il passe à travers les mailles des filets à plancton).

5. Espèces, saisons et sels nutritifs

La composition des assemblages de Coccolithophoridae en fonction de la concentration en sels nutritifs est encore moins bien comprise que le rapport entre production et fertilité. Pour approcher ce problème il faut avoir des données concernant la distribution spécifique des Coccolithophoridae non seulement en fonction de la géographie mais aussi en fonction de la profondeur et du cycle saisonnier car la fertilité varie également en fonction de ces deux

facteurs. Pour illustrer cela on peut citer les variations de profondeur de la thermocline suivant les saisons qui a une influence importante sur la fertilité des eaux de surface en domaine pélagique : en été la thermocline constitue une barrière qui limite le passage des sels nutritifs vers les eaux superficielles, alors qu'en automne elle se fragmente, ce qui permet à la zone photique d'être refertilisée en hiver (voir discussion dans Zeitzschel, 1978 ou Kiefer et Kremer, 1981). Ainsi les variations saisonnières de fertilité de la zone photique provoquent un renouvellement des espèces du phytoplancton au fil des saisons (Raymont, 1980). L'assemblage moyen produit au cours d'une année pourra être composé de deux communautés caractéristiques de deux états de fertilité des eaux de surface. Il en résulte que comparer des assemblages déposés sur les sédiments (sédiments de surface) avec la concentration en phosphore à la surface de l'océan d'un mois de l'année, comme l'ont fait Roth et Coulbourn, (1982) ne suffit pas pour caractériser les affinités de chaque espèce avec les qualités trophiques des eaux, même si jusqu'ici c'est une des seules méthodes possibles. Il faudrait par exemple mettre en relation la répartition saisonnière des espèces avec les variations annuelles de la concentration en phosphore. Pour l'océan Atlantique nord Okada et McIntyre (1979) ont caractérisé la succession saisonnière des espèces (ex.: figure 5).

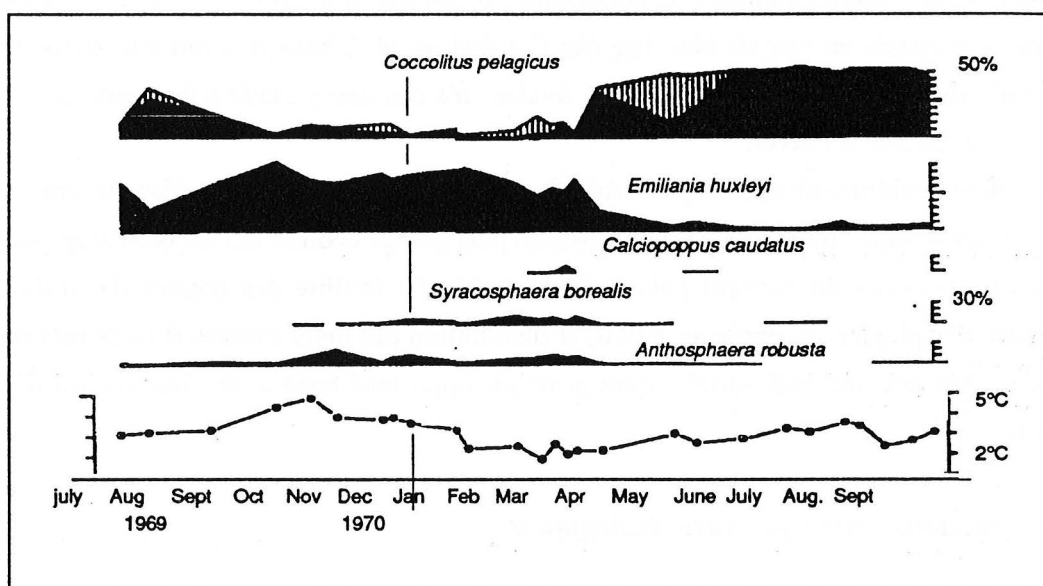


Figure 5: Distribution saisonnière des principales espèces de Coccolithophoridae et la température des eaux à 100 m de profondeur à la station Bravos (dans Okada et McIntyre, 1979, fig.4, p. 322)

Ainsi par exemple leur étude montre que *E. huxleyi* est plus abondant en hiver à la différence de *C. pelagicus* qui préfère la période estivale pour s'épanouir. Ces données n'ont pas été comparées à des concentrations en sels nutritifs mais à la température. Cette alternance *C. pelagicus*/*E. huxleyi* est ainsi expliquée en terme de température : *E. huxleyi*

résisterait plus à la rigueur des hivers (Okada et McIntyre, 1979). Pourtant *C. pelagicus* est l'espèce de Coccolithophoridae la plus résistante aux basses températures (Braarud, 1979). Les variations saisonnières de la fertilité des eaux pourraient expliquer l'alternance : bien que *E. huxleyi* soit une espèce ubiquiste elle atteint des abondances maximales en zone riche comme les fjords de Norvège (Braarud et Hope, 1952 Birkenes et Braarud, 1952) ou les zones de résurgence côtière (Blasco et al., 1980; Mitchell-Innes et Winter, 1987).

Eide (1990) présente une étude quantitative sur la répartition des espèces de Coccolithophoridae le long d'un profil Est-Ouest dans la Mer de Norvège (figure 6). A l'ouest, près du Groenland, *C. pelagicus* domine largement les assemblages des eaux polaires du courant Est Groenland. Au delà du front polaire, alors que la température augmente peu, très rapidement *E. huxleyi* s'épanouit et atteint une proportion équivalente à celle de *C. pelagicus*. Eide (1990) interprète ces données en termes de température : puisque Okada et McIntyre (1979) ont montré que *E. huxleyi* s'épanouit en hiver, les températures hivernales des eaux polaires constitueraient un facteur limitant sa croissance (Eide, 1990). Pourtant, depuis Birkenes et Braarud (1952) il est connu que ces protistes, certains étés, abondent dans le fjord d'Oslo à tel point "qu'ils" sont appelés les "*Coccolithus huxleyi*-Summers". De plus Samtleben et Bickert (1990) montrent à partir d'une étude des variations spécifiques saisonnières des communautés du nanoplancton calcaire contenues dans des pièges à sédiments disposés en mer de Norvège que *C. pelagicus* et *E. huxleyi* y ont tous deux un maximum de production en juin. Ainsi *E. huxleyi* n'a pas une période d'épanouissement strictement limitée à l'hiver.

Mais si la température ne semble pas avoir un effet déterminant, on peut remarquer que la masse d'eau arctique, où *E. huxleyi* est trouvée en plus grande abondance, est beaucoup plus fertile que les eaux du courant polaire (Eide, 1990). La fertilité des masses d'eau doit permettre d'expliquer, en partie au moins, la distribution des deux espèces dans la mer de Norvège. Les sels nutritifs représentent donc un important facteur de distribution des Coccolithophoridae.

6. Interactions entre facteurs écologiques

A partir de cultures, Rhee et Gotham (1985 a et b) ont montré que des facteurs tels que la lumière, la température et la fertilité, ont des effets plus importants sur la production phytoplanctonique lorsque leurs variations sont combinées que quand ils varient indépendamment les uns des autres. De plus ces effets combinés sont supérieurs aux effets ajoutés des variations indépendantes de chacun de ces facteurs. Par exemple une faible variation de température couplée à une faible variation de la concentration en sels nutritifs provoquera une très importante variation de production. Cette étude permet ainsi de penser que le phytoplancton réagit de façon non linéaire aux variations du milieu.

Il est possible que la brusque variation de production d'*Emiliana huxleyi* observée par Eide (1990) au niveau du front polaire dans la mer de Norvège, soit un exemple d'une telle variation non-linéaire due à la combinaison de deux facteurs (température et fertilité).

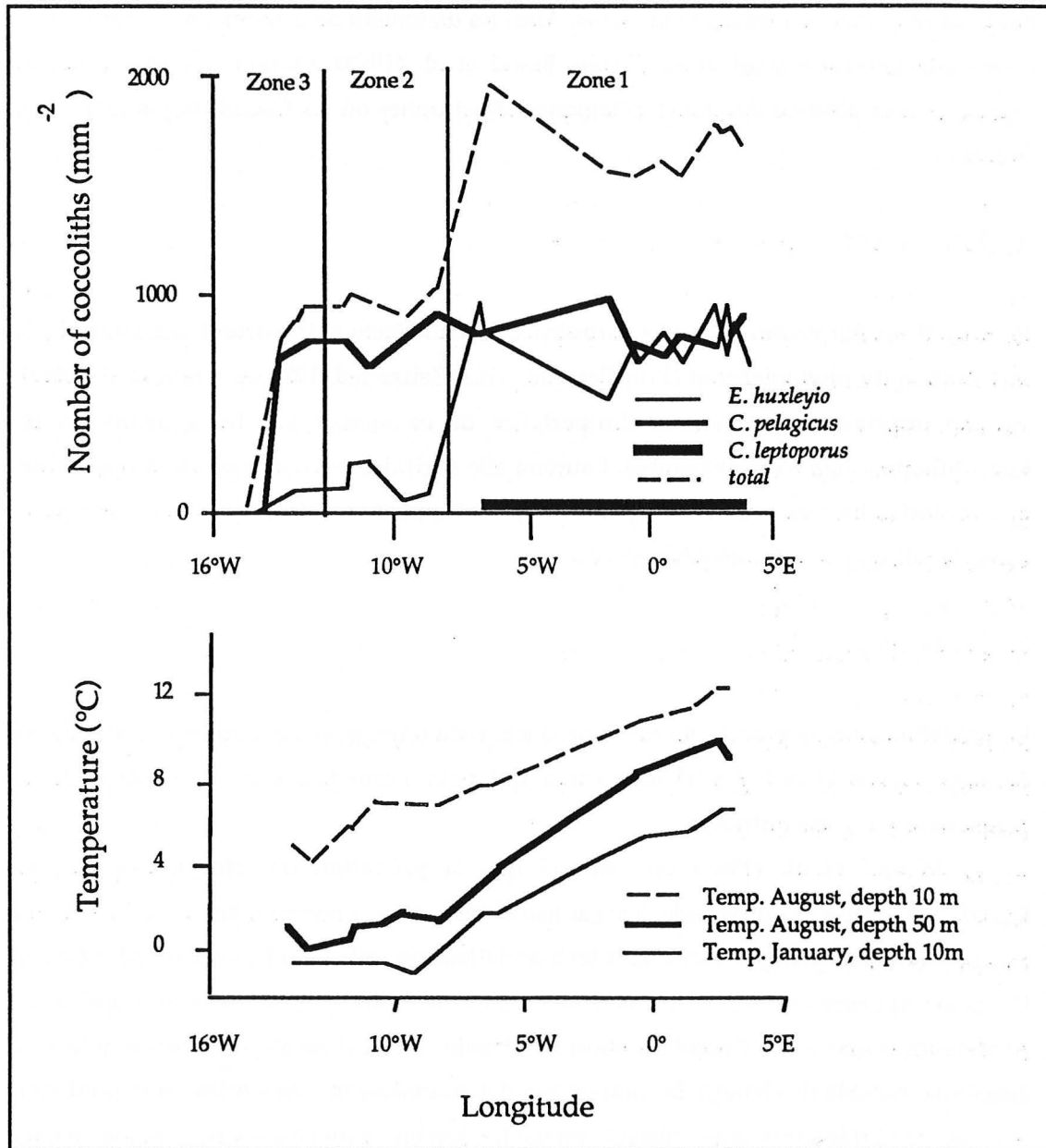


Figure 6 : Abondance des principales espèces de Coccolithophoridae et températures dans la mer de Norvège le long d'un profil EW (dans Eide, 1990, fig. 2, p. 68 et fig. 3, p. 69). Le front polaire se situe à 8°W (à la limite entre les zones 1 et 2).

7. Métaux traces

Brand et al. (1983) ont montré à partir de culture que les concentrations en zinc, manganèse, et fer n'influencent pas de façon nette la croissance des 5 espèces de Coccolithophoridae étudiées, alors que pour d'autres groupes du phytoplancton les concentrations de ces métaux constituent autant de caractères limitants. Ainsi les diatomées ne peuvent croître qu'à partir d'une concentration seuil assez élevée. Brand et al. (1983) pensent que cela pourrait expliquer leur absence des zones pélagiques oligotrophes où les Coccolithophoridae sont présents.

8. Turbulence

Bien qu'il ait été reconnu que la turbulence soit un facteur important qui contrôle la distribution du phytoplancton (Voir Braarud, 1962, Zeitzschel, 1978 ou Lewis et al., 1984), aucune information concernant l'importance de ce facteur sur les associations de Coccolithophoridae n'est disponible. Pourtant elle régit des phénomènes aussi importants que la flottabilité des organismes planctoniques, l'apport en sels nutritifs (stabilité de la zone de mixage) et la luminosité (*op. cit.*).

9. Prédation

La prédation joue un grand rôle sur la production du phytoplancton : outre son effet direct évident, Harris (1986) y voit un facteur qui peut permettre une accélération de la régénération des sels nutritifs.

Winter et al. (1986) ont montré que la prédation des tintinnidés sur les Coccolithophoridae n'est pas sélective car leurs loricae sont composées de toutes les espèces de Coccolithophoridae présentes dans les associations du milieu où ils avaient été prélevés. On peut supposer que, *a fortiori*, pour des organismes plus gros, comme les copépodes, prédateurs majeurs des Coccolithophoridae (Honjo, 1976), il ne s'opère aucune sélection spécifique capable de changer la composition des assemblages. Ainsi même si la prédation joue un grand rôle sur la production du phytoplancton elle n'aura théoriquement aucun effet sur la distribution des espèces de Coccolithophoridae. De plus, dans les sédiments, la composition des assemblages ne dépendra pas de la prédation (d'où la possibilité d'effectuer des comptages de l'abondance relative d'espèces sans avoir à se soucier de ce phénomène).

10. Importance des masses d'eau

McIntyre et Bé (1967) ont présenté la première carte de répartition du nannoplancton calcaire contenu dans les sédiments de surface de l'océan Atlantique. Le grand nombre de sites étudiés permet de bien visualiser la répartition des espèces. La distribution dans l'océan Pacifique est aussi connue par le même procédé (McIntyre et al., 1970 Geitzenauer et al., 1976 Roth et Coulbourn, 1982). Ces études montrent que les espèces sont distribuées en zones qui reflètent fidèlement la géométrie des masses océaniques de surface. Okada et Honjo (1973) étudient l'abondance relative des espèces de Coccolithophoridae le long d'un profil nord-sud (155°W) dans l'océan Pacifique (figure 7). Les transitions entre les zones se font de manière extrêmement abrupte. Les différentes zones correspondent précisément aux différents courants et masses d'eau du Pacifique et les variations de température et de salinité ne peuvent expliquer ces changements nannoplanctoniques (Okada et Honjo, 1973).

A l'intérieur de chaque zone la composition des assemblages est assez uniforme. L'étude du nannoplancton calcaire vivant du Pacifique par Nishida (1979) montre aussi de tels contrastes de répartition.

Il est probable que peu de contacts entre les communautés nannoplanctoniques séparées par un front océanique aient lieu puisque Brand (1982) a montré que *E. huxleyi* vivant dans le Gulf Stream était génétiquement différent des individus de la même espèce vivant juste au nord de ce courant.

En conclusion il faut insister sur le fait que la géométrie des masses d'eau de surface et des courants semblent être le facteur expliquant le mieux la distribution des Coccolithophoridae dans les océans (ceci étant certainement dû à des variations combinées de facteurs écologiques importants à ces limites). Ainsi la composition spécifique de ce groupe se révèle être un excellent indicateur de masses d'eau.

II. Mode de sédimentation et dissolution

1. Mode de sédimentation

Vu leurs petites tailles et leurs poids infimes, les coccolithes devraient sédimenter très lentement et à tel point que Honjo (1976) estime que si aucun autre facteur que l'agrégation n'intervenait, ils ne devraient jamais atteindre les fonds océaniques. Les coccolithes trouvés dans les trappes à sédiments sont contenus pour la plupart dans des pelotes fécales de copépodes (Honjo, 1976; Roth et Berger, 1979). Les coccolithes ainsi regroupés en masse compacte ont une vitesse de sédimentation décuplée et peuvent atteindre les abysses en

quelques mois (ceci diminuant fortement l'effet de la dissolution et du transport horizontal) et sont protégés de la dissolution par les pelotes fécales (Honjo, 1976).

Le flux de coccolithes peut être extrêmement élevé : ainsi Honjo (1982) remarque que la quantité de coccolithes, produit en une saison dans le bassin de Panama et déposée très rapidement après, peut atteindre $0,152\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{a}^{-1}$ à 3860m. Cette rapidité et quantité de dépôt peuvent expliquer l'abondance des nannofossiles dans les sédiments.

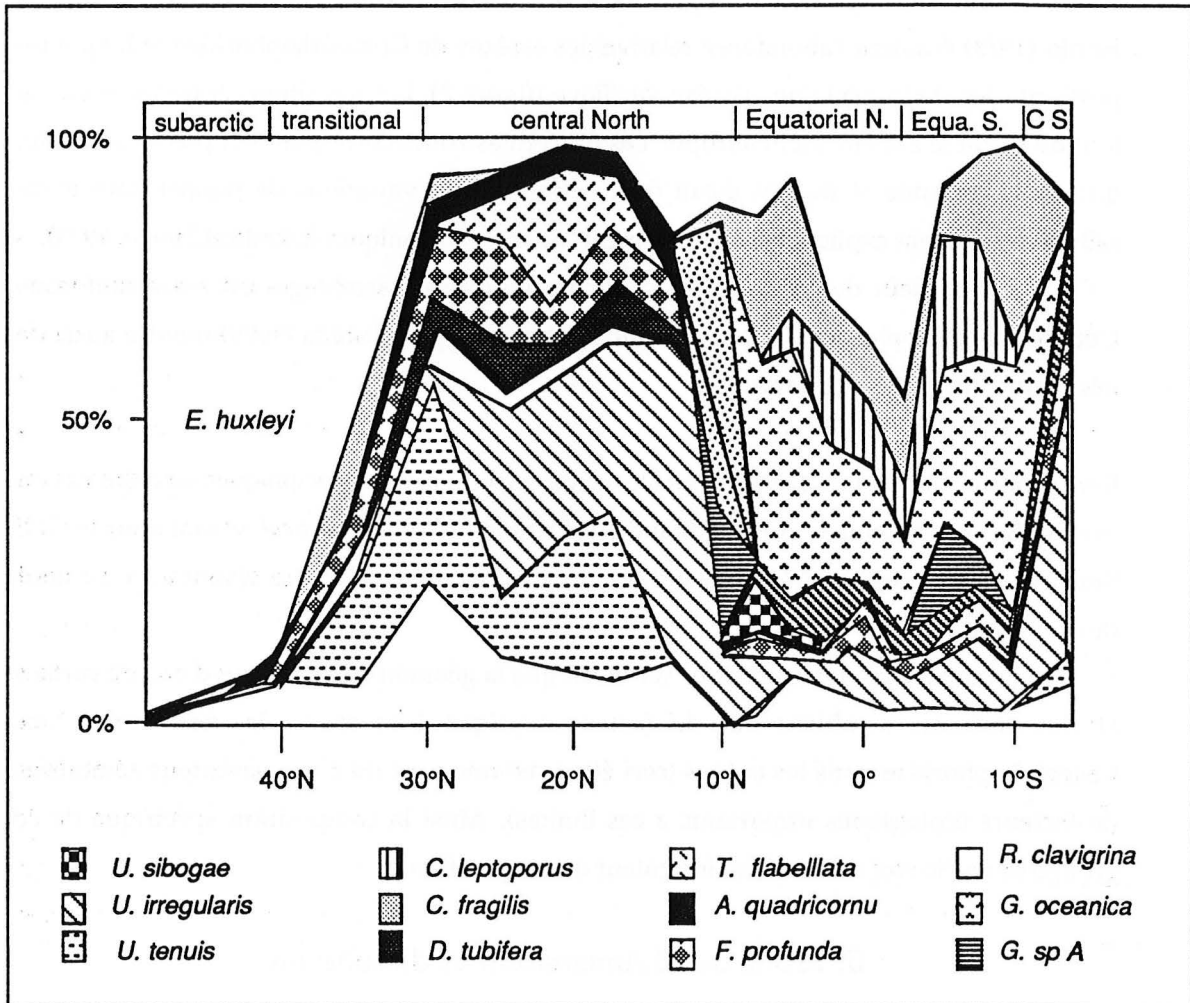


Figure 7 : Variation de la composition des assemblages de Coccolithophoridae le long d'un profil NS dans le pacifique (155°W) (dans Okada et Honjo, 1973)

2. Dissolution

La dissolution agit de façon différentielle sur les différentes formes de coccolithes. Par exemple la structure cristalline lâche des holococcolithes induit une très faible résistance à la dissolution. Ainsi, bien que de très nombreuses espèces sécrétant des holococcolithes soient présentes dans les mers actuelles, très peu sont retrouvées à l'état fossile. Roth et Berger

(1979) ont étudié la composition des assemblages en fonction de la profondeur et établi une échelle de résistance des formes actuelles à la dissolution. Les formes miocènes ont aussi été classées suivant ce principe par Lohmann et Carlson (1983). Il est donc très important de considérer la sensibilité à la dissolution des différents groupes morphologiques lorsque l'on interprète les variations de composition des assemblages de coccolithes dans les sédiments océaniques. Il en résulte que lors du choix des espèces servant de marqueur à une étude paléocéanographique par exemple, il est préférable d'utiliser des espèces ayant des comportements très proches vis-à-vis de la dissolution afin de pouvoir les comparer ou de travailler à partir de sédiments déposés bien au dessus de la CCD.



III. Paléocéanographie

McIntyre (1967) fut le premier à utiliser les nannofossiles calcaires à des fins paléocéanographiques. En comparant la distribution des coccolithes des sédiments de surface, avec ceux d'âge Wisconsin moyen de l'Atlantique nord, il a mis en évidence un décalage de 15° de latitude entre le nanoplancton glaciaire et actuel. Roche et al. (1975) et Geitzenauer et al. (1976) ont utilisé la distribution du nanoplancton pléistocène fossile des océans Atlantique nord et Pacifique nord, respectivement, à des fins paléocéologiques. Dans ces deux études, les données ont été traitées par l'application de fonctions de transfert : il s'agit d'un traitement matriciel des données permettant l'intégration des résultats obtenus à partir de comptages d'espèces dans les sédiments avec des paramètres écologiques des eaux de surface (température en hiver, en été, insolation, salinité...). Les espèces sont regroupées par assemblages présentant les mêmes affinités. Une équation matricielle permet de convertir les données fossiles en termes de température, de saison ou de salinité et donc d'obtenir les variations de ces paramètres à travers le temps. Les estimations de paléotempératures obtenues dans ces deux études ne sont pas corrélables aux alternances glaciaire/interglaciaire révélées par la composition en isotope de l'oxygène des foraminifères. De plus, leurs fluctuations sont de faible amplitude.

Ce type d'analyse fut ensuite repris pour les mêmes zones et intégré avec l'analyse d'autres marqueurs paléocéanographiques (Ruddiman et McIntyre, 1976 Moore et al. 1980). Moore et al. (1980) montrèrent que si les résultats de fonctions de transfert utilisés à partir d'assemblages de diatomées, de foraminifères, et de radiolaires du Pacifique sont bien corrélables entre eux, les estimations faites à partir du nanoplancton ne correspondent pas à celles des autres groupes. Ils interprètent ceci comme étant dû à une mauvaise équation pour les nannofossiles calcaires. Il est très probable que l'on doit attribuer l'application restreinte qui a été faite des fonctions de transfert dans l'étude des nannofossiles calcaires à ces résultats décevants. Si elles peuvent s'appliquer à l'échelle d'un bassin comme dans le golfe du Mexique Pujos (1987a) l'interprétation est difficile à l'échelle d'un océan : par

exemple, Keifer (1990) a étudié les variations de composition d'assemblage total de nannofossiles calcaires Pleistocène de l'océan Indien. Il n'utilise pas de fonction de transfert mais montre que les variations observées sont difficilement explicables écologiquement et lie ce fait au problème que soit selon lui les variations climatiques dans l'océan Indien ne correspondraient pas aux variations climatiques globales, soit que les nannofossiles ne les enregistrent pas de façon assez prononcée (Keifer, 1990).

Il est alors étonnant que les communautés nannoplanctoniques actuelles soit distribuées de façon latitudinale et proche de celle des masses d'eau. Les assemblages fossiles eux aussi présentent les mêmes caractéristiques de distribution au moins depuis le Paléogène : en effet Haq et Lohmann (1976) ont montré que la distribution géographique des espèces au cours du Paléogène est latitudinale et qu'il est possible de suivre les grandes tendances des mouvements latitudinaux dans les assemblages au cours du temps et donc de reconstituer des variations relatives de température. De même pour le Néogène, Haq (1980) a utilisé les migrations du nannoplancton calcaire pour indiquer par exemple des phases de refroidissement ou de réchauffement dans l'Atlantique. Mais cette dernière étude (Haq, 1980) présente les données espèce par espèce et l'on constate que si certaines espèces montrent bien une distribution restreinte à certains milieux (zones latitudinales ou de masses d'eau), d'autres sont, ou beaucoup plus ubiquistes, ou leurs distributions sont difficiles à interpréter. D'où l'intérêt que certains auteurs ont vu d'utiliser uniquement certaines espèces dont les affinités écologiques sont connues.

Geitzenauer (1969, 1972) a appliqué ce principe, en utilisant l'abondance en *Calcidiscus leptoporus* comme un indicateur de variations de température dans l'océan Pacifique subantarctique pour le Pléistocène : les augmentations d'abondance de cette espèce indiqueraient là des périodes chaudes, et son pourcentage dans l'assemblage total montre des fluctuations importantes. Geitzenauer (1972) soulève un problème dans son étude : on ne sait pas comment le reste de l'assemblage varie et une diminution d'abondance de cette espèce peut être aussi due à l'apparition de formes indicatrices de périodes plus chaudes encore, d'où une difficulté d'interprétation.

Ainsi pour contourner ce problème, une première solution peut être d'utiliser la présence d'une espèce marqueur de façon qualitative pour caractériser le milieu de dépôt comme le font de très nombreux auteurs. On peut citer Bukry (1975) qui utilise *C. pelagicus* comme marqueur des courants froids dans le Pacifique du Sud-Est, ou Bukry (1974) et Winter et al. (1983) qui utilisent la présence de certaines espèces comme marqueur de paléosalinités.

Une seconde solution est de quantifier l'abondance d'un marqueur par comptage de son abondance absolue, dans les sédiments, bien que cela ne résolve pas entièrement le problème soulevé par Geitzenauer (1972). Cette méthode a d'abord été utilisée par Backman et Shackleton (1983) couplée à l'analyse spectrale des résultats. Ainsi des courbes d'abondance absolue des discoasters dans les sédiments pliocènes contiennent des

fluctuations périodiques similaires aux cycles de l'orbite terrestre (Backman et al., 1986; Backman et Pestiaux, 1987; Chepstow-Lusty et al., 1989). Les discoasters étant considérés par ces auteurs comme des indicateurs d'eaux relativement chaudes, leurs fluctuations d'abondance caractériseraient les variations de température des mers dans lesquelles ils vivaient. Ainsi, ces auteurs parviennent à retracer des variations climatiques grâce à l'utilisation des nannofossiles calcaires.

Bien qu'il soit nécessaire d'utiliser des méthodes particulières pour ce groupe, nous allons montrer ci-dessous le grand potentiel qu'offre le nannoplancton calcaire pour les reconstructions paléoclimatiques et paléocéanographiques.

IV. Méthodologie

1. Principes

a) Assemblage total et fonctions de transfert

Ruddiman et McIntyre (1976) estiment que les foraminifères sont le groupe indicateur clé pour les reconstructions climatiques (basées sur des fonctions de transfert), les Coccolithophoridae ne pouvant servir qu'à affiner les données. Les problèmes de reconstructions climatiques à partir des Coccolithophoridae relevés par ces auteurs sont les suivants:

- 1- la biogéographie et l'écologie de certaines espèces sont mal connues;
- 2- une ou deux espèces dominent les assemblages, les autres espèces constituant moins de 25% du total;
- 3- l'apparition d'*E. huxleyi* est récente et son importance dans les assemblages augmente au cours du temps, un effet de l'évolution se surimposant donc aux effets environnementaux;
- 4- beaucoup de Coccolithophoridae présentent un cycle de vie complexe avec une alternance de formes suivant les saisons, ce qui rend les interprétations en terme de paléotempérature difficiles.

Les points 1 et 2 expriment le fait qu'il faut éviter de faire intervenir tout l'assemblage pour retracer l'évolution des climats à partir des nannofossiles calcaires, et qu'il est préférable de n'utiliser que quelques marqueurs dont l'écologie est connue.

Les points 3 et 4 traduisent la difficulté d'utiliser les fonctions de transfert avec ce groupe. On pourrait rajouter à ces problèmes celui lié à la non-linéarité des variations de composition du nannoplancton dans les zones de front océanique (voir chapitre A-I-10) qui rend les équations difficiles à établir.

b) Abondance absolue et relative

Backman et Shackleton (1983) furent les premiers à montrer que l'on pouvait détecter des cycles de Milankovitch avec les nannofossiles calcaires, ceci grâce à des comptages d'abondance absolue de discoasters. Les variations d'abondance des discoasters -un groupe morphologique assigné au genre *Discoaster*- sont indicatrices, pour ces auteurs, des variations de température, car les espèces de ce genre seraient des "marqueurs chauds". Pourtant un changement d'abondance absolue d'une espèce dans les sédiments peut être expliqué de plusieurs autres façons que par les variations d'augmentation de production de cette espèce : elle peut correspondre aussi aux variations de production d'autres espèces du nannoplancton calcaire ou du plancton en général, aux variations de l'apport détritique, l'importance de la dissolution des sédiments ou de l'intensité du vannage. A cause de la multiplicité des phénomènes impliqués, cet indice est par conséquent très difficile à interpréter. Le rapport d'abondance d'espèces bien choisies par contre, ne fait intervenir que les facteurs liés à leurs productions (abondances relatives). Plus le nombre d'espèces compris dans ce rapport est réduit, plus il est facile d'interpréter les résultats, le nombre idéal étant de deux espèces.

Par contre, les courbes d'abondance absolue sont indispensables pour juger des changements de production, ou pour estimer quelle est l'espèce responsable des variations d'une courbe d'abondance relative, comme on le verra dans le chapitre B.

2. Méthodologie

D'après ce que l'on connaît de l'écologie des Coccolithophoridae, il semble que certaines espèces de Coccolithophoridae soient de très bons marqueurs de masses d'eau et de courants océaniques de surface. La variation d'abondance relative de deux espèces bien choisies, d'affinités écologiques différentes, peut donc suffire à caractériser les phénomènes principaux responsables de la dynamique du nannoplancton calcaire.

Différents critères interviennent dans le choix des espèces dont on va calculer le rapport.

1- Les deux espèces doivent avoir des abondances comparables : on évitera le cas où une espèce est très dominante sur l'autre, les variations du rapport étant alors trop faibles.

2- Les affinités écologiques des deux espèces doivent être opposées : ceci se traduit dans les sédiments par des variations d'abondance absolue non identiques. Une alternance de présence des deux espèces est le cas extrême idéal.

3- Les deux espèces doivent être de tailles et de formes comparables pour éviter que les fréquences soient biaisées par le jeu de facteurs physico-chimiques, tels que la dissolution différentielle et le tri granulométrique.

Ce choix pour les séries Miocènes étudiées ici (chapitres B, C et D) a été facile car les assemblages de hautes latitudes, durant cette époque, sont dominés alternativement par deux espèces. Pour la série pléistocène (chapitre E), le choix a été guidé par une étude préliminaire de l'assemblage total. Pour le cas des assemblages plus diversifiés de basses latitudes une méthode statistique peut aider à choisir les taxa à compter. Un exemple d'application de cette méthode est proposé dans l'annexe 1.

3. Techniques de préparation de frottis

L'une des techniques de préparation de frottis les plus utilisées par les nannopaléontologues est le frottis. Une petite quantité de sédiment est mélangée à une goutte d'eau puis répartie avec un cure-dent sur la lame. En appliquant une certaine pression avec un batonnet on peut chasser en partie l'eau, afin d'éviter l'agrégation des particules lors du séchage de la préparation sur la plaque chauffante. La lamelle est alors montée. Le baume utilisé ici est l'AYAC (Poly Vinyl Acetate). Ces frottis sont parfaitement adaptés aux comptages d'abondance relative. Cependant il convient d'indiquer que si le rapport ne doit pas être affecté par l'action du bâtonnet sur la lame, un classement de taille a été observé par différents auteurs (Wei, 1988; Ehrendorfer et Aubry, sous presse). Ceci implique que seules les espèces de tailles équivalentes doivent être comptées ou qu'un grand nombre de champs doit être examiné. Les deux conditions sont remplies dans les études présentées ici. Pour les comptages de l'abondance absolue d'espèces une méthode originale a été élaborée. Elle est décrite dans l'annexe 2.

CHAPITRE B

Dynamique du nannoplancton durant le Miocène récent dans l'Atlantique Nord

Les sédiments du Miocène supérieur de deux sites de l'Atlantique Nord ont été étudiés. Il s'agit des sites du DSDP (Deep Sea Drilling Project) 552A et 609.

I. Le site 552

Le site 552 est localisé sur le flanc sud-ouest du Plateau de Rockall (56°02 N, 23°13 W) (figure 8), par 2311 m de fond. L'intervalle stratigraphique étudié du forage 552A, épais de 55 m (159 à 104 m) s'étend du Miocène supérieur au Pliocène basal (Roberts et al., 1984). L'homogénéité lithologique, la bioturbation mineure, l'abondance importante en nanfossiles calcaires (65 à 90 % des sédiments) et la teneur élevée et relativement constante (91-96 %) en carbonate de calcium (Roberts et al., 1984) font des sédiments de cet intervalle un matériel particulièrement adapté à l'étude des variations de la composition du nannoplancton calcaire fossile.

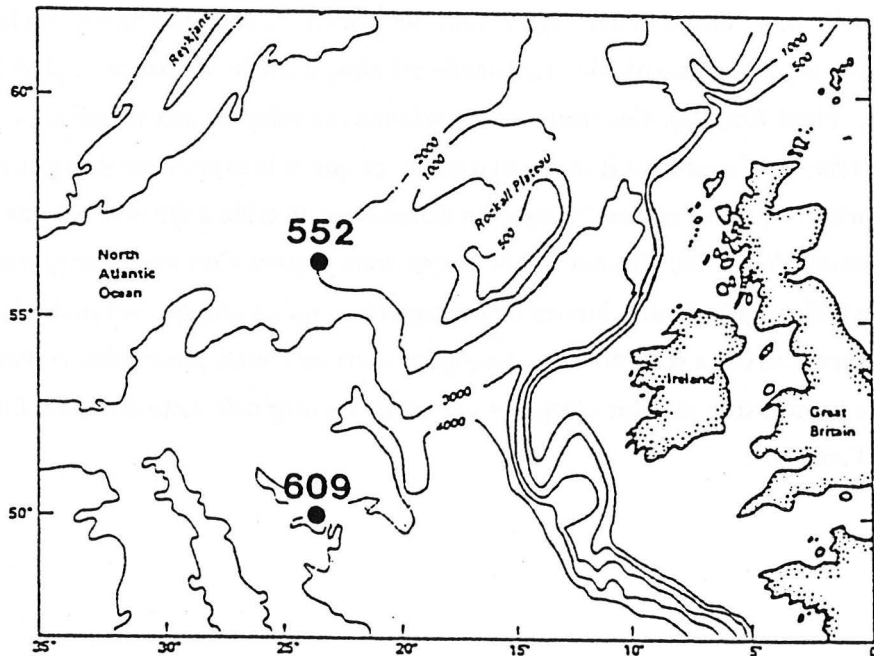


Figure 8: Localisation géographique des sites DSDP 552 et 609

Le nannoplancton calcaire de cet intervalle est dominé alternativement par deux espèces, *Coccolithus pelagicus* et *Reticulofenestra minutula* (Keigwin et al., 1986). A elles deux, ces espèces constituent en moyenne 90 % des assemblages (tableau 1).

Profondeur (m)	% Cp+Rm/tot	Profondeur (m)	% Cp+Rm/tot
105,00	93	129,53	83
107,96	92	131,53	76
109,12	81	134,55	79
112,02	90	137,55	90
114,55	93	139,50	92
117,09	93	142,50	90
119,52	91	144,50	85
122,51	95	147,50	90
124,51	87	149,50	94
127,54	96	152,50	89

Tableau 1 : Pourcentage de *C. pelagicus* + *R. minutula* dans les assemblages d'échantillons pris au hasard dans l'intervalle étudié

Suivant le principe établi précédemment (étude des espèces dominant alternativement) ce sont elles qui seront étudiées de façon quantitative. Les coccolithes de ces deux espèces sont à peu près de la même taille (2 à 15 μm) et de la même forme (coccolithes elliptiques à large aire centrale). Ce sont des placolithes, un des groupes morphologiques les plus résistants à la dissolution. Pour ces raisons, les abondances relatives entre les espèces ne doivent pas être faussées par des procédés physiques (ex.: vannage) ou chimiques (dissolution différentielle). Le concept de *Reticulofenestra minutula* est ici pris dans un sens large. Il englobe plusieurs formes de *Reticulofenestra* différenciées par la taille des placolithes (ex.: Pujos, 1987b; Driever, 1988), caractère de détermination considéré ici comme non valide. Ce problème de taxonomie sera abordé de façon précise dans le chapitre suivant. Parmi les autres taxa présents dans les assemblages, les plus fréquents sont *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Helicosphaera carteri*, et plusieurs espèces du genre *Discoaster*, en particulier *D. brouweri*, *D. challengerii*, *D. quinquaramus*, *D. variabilis*, et *D. surculus*. (voir Backman, 1984, tableau 2, p. 412 et Keigwin et al., 1986). Mis à part *C. leptoporus* qui atteint 10 % à certains niveaux, aucun des taxa cités ne constitue plus de 2 % des assemblages totaux.

De façon à obtenir un enregistrement très détaillé des variations de l'abondance relative de *C. pelagicus* par rapport à *R. minutula* durant le Miocène récent, des échantillons ont été prélevés tous les 10 cm dans les carottes 552A-23 à 28-1 (entre 104 et

130 m) et tous les 5 cm dans les carottes 552A-28-2 à 32 (entre 130 et 150 m). La résolution temporelle est inférieure à 3000 ans.

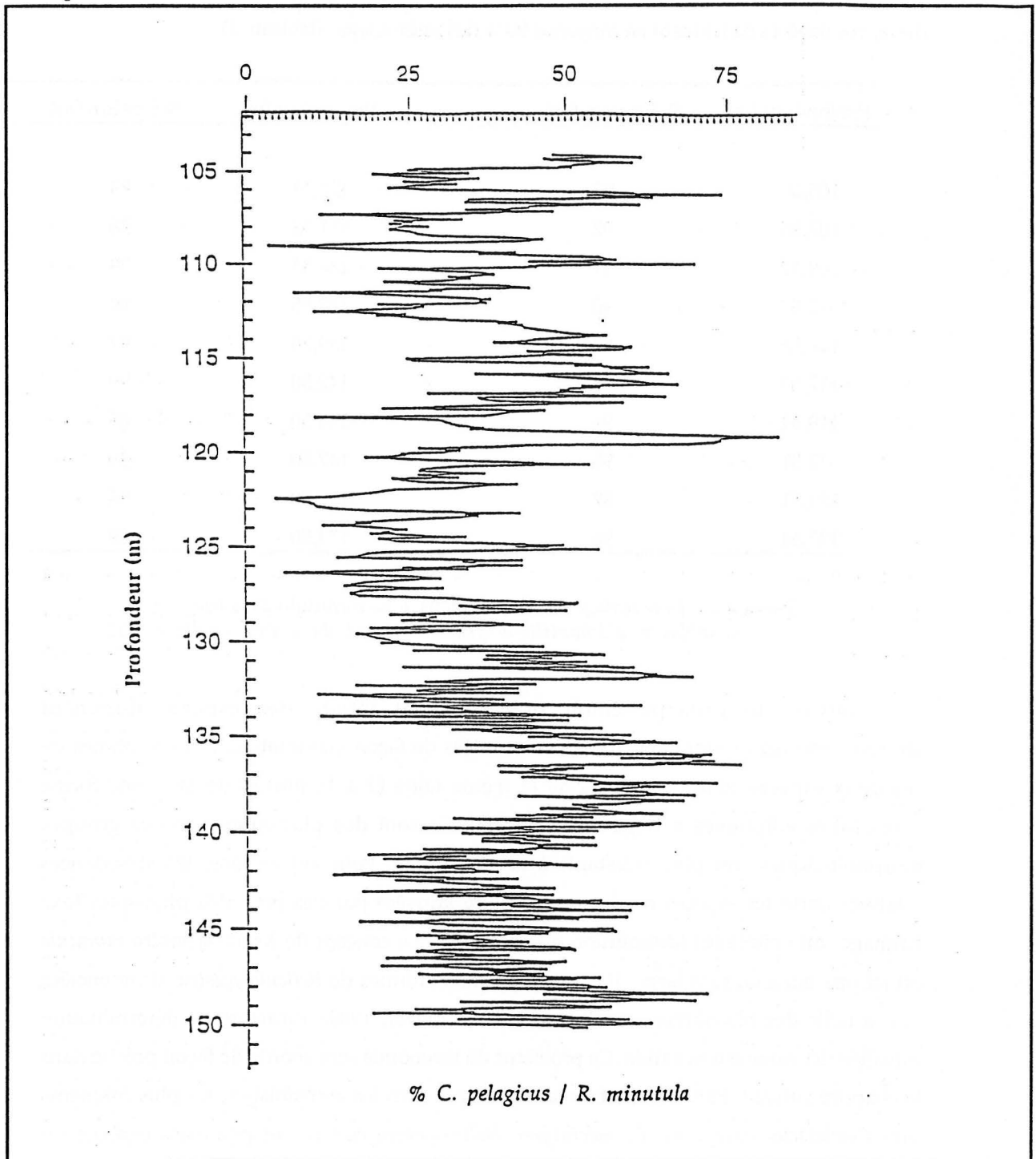


Figure 9 : Fluctuation de l'abondance relative de *C. pelagicus* par rapport à *R. minutula* dans les sédiments miocènes supérieurs du site 552A.

Des frottis ont été réalisés pour tous les échantillons. Les deux espèces ont été comptées au microscope optique, jusqu'à ce que le nombre total de 300 coccolithes soit atteint. Le pourcentage de *C. pelagicus* par rapport à *R. minutula* (Cp/Rm) a été calculé comme suit:

$(Cp/(Cp+Rm))*100$ où Cp = nombre de *C. pelagicus* et Rm = nombre de *R. minutula*.

Ce pourcentage sera appelé Cp/Rm dans le texte. Cp/Rm fluctue de façon importante, entre 4 et 95 % (figure 9 et tableau 10 dans l'annexe III).

1- Stratigraphie / Chronologie:

La stratigraphie des sédiments du Miocène supérieur forés au site DSDP 552A a été établie grâce à l'intégration des résultats de la magnétostratigraphie, de la biostratigraphie et de la stratigraphie des isotopes (Keigwin et al., 1986; Keigwin, 1987). Une stratigraphie précise a ainsi été obtenue.

La magnétostratigraphie produit des données interprétables pour les parties pliocènes et pléistocènes au site 552A (Shackleton et al., 1984): la limite Gauss/Gilbert a été identifiée dans la carotte 552A-12. Une haute résolution magnétostratigraphique a été obtenue pour le Miocène supérieur (carottes 552A-32 à 25; 150 à 120 m) (Keigwin et al., 1986). Mais à cause de l'impossibilité d'interpréter les données magnétiques des carottes 25 à 13, l'identification du Chron 5 est problématique (Keigwin et al., 1986). La stratigraphie isotopique (Keigwin, 1987) permet de résoudre ce problème. Les inversions magnétiques à 150, 142, et 125 m correspondent respectivement aux limites des chrons 6N/6R, 6R/5N, et 5aN/Gilbert. Les âges estimés pour ces limites sont respectivement 6,37 Ma, 5,89 Ma, et 5,35 Ma (Berggren et al., 1985). Le niveau le plus élevé contenant la diatomée *Thalassiosira miocenica* à 104 m et le niveau le plus bas contenant *T. oestrupii* à 98 m signalent aussi la proximité de cette limite (Badlauf, 1984). Keigwin (1987) interprète le pic proéminent de $\delta^{18}O$ à 106 m comme reflétant le dernier événement froid (glaciaire) qui pourrait être responsable (en partie) de la crise de salinité du Messinien en Méditerranée (via une régression) (Hoddell et Kennett, 1986; Van Couvering et al., 1976). La diminution très rapide (en quelques centimètres) du $\delta^{18}O$ après le maximum à 106 m indique donc une fin rapide de ce court événement froid (glaciaire), et marquerait ainsi la limite Miocène/Pliocène.

L'âge de la base du Zancléen (considérée comme équivalent de la limite Miocène/Pliocène) a été déterminé de façon précise par différentes méthodes. Zijdeveld et al. (1986) ont obtenu un enregistrement magnétostratigraphique de la coupe de Singa et de Rocella en Calabre (Italie du Sud). Ils ont pu ainsi estimer l'âge de la limite Miocène/Pliocène à 4,83 Ma, par extrapolation basée sur le calcul du taux d'accumulation entre les deux inversions magnétiques les plus proches de la base de la coupe. Un enregistrement magnétique similaire a été obtenu à la section de Capo Spartivento situé aussi en Calabre (Channel et al., 1988). Pour dater la base du Zancléen situé quelques mètres au dessous de la dernière inversion magnétique à Capo Spartivento, Channel et al. (1988) ont utilisé les alternances marno-calcaires périodiques (~19 ka) observées dans la

partie supérieure de la coupe, pour calculer le taux d'accumulation dans la partie inférieure de cette coupe. L'âge ainsi obtenu, très proche du précédent, est de 4,93 Ma. Cet âge est celui qui est retenu dans cette étude car l'utilisation d'une périodicité comme "chronomètre" n'est pas déraisonnable quand les cycles sont particulièrement bien définis. De plus, la principale erreur qui pourrait résulter d'un tel choix serait d'obtenir un âge trop jeune à cause de cycles manquants. La limite Miocène/Pliocène est donc âgée de au moins 4,93 Ma. En supposant que cet âge soit correct et que la fin du maximum du $\delta^{18}\text{O}$, à 106,1 m, mesuré à la fois dans les tests des foraminifères benthiques et planctoniques corresponde à cette limite (Keigwin, 1987), un point de calibration très précis est obtenu.

Le modèle chronologique sur lequel se base cette étude est présenté sur la figure 10 et les repères stratigraphiques utilisés pour l'établir sont résumés dans le tableau 2. Les fluctuations d'abondance de *C. pelagicus* et de *R. minutula* sont ici enregistrées pour un intervalle de temps d'environ 1,45 ma (de 6,35 à 4,9 Ma) qui correspond au Messinien.

2. Analyse spectrale

Des procédures classiques d'analyse spectrale ont été utilisées, afin d'estimer la puissance spectrale en fonction de la fréquence (Shumway, 1988). Une interpolation par "Cubic spline" a permis de transformer les données d'origine en une nouvelle série espacée régulièrement dans le temps avec un pas d'échantillonnage de 3000 ans (temps moyen séparant deux échantillons consécutifs dans la série originelle) et longue de 412 points.

Evènements	niveau (m)	Age estimé
FAD <i>T. oestrupii</i> (1)	98,14	L. Mio/Pliocène (1)
FAD <i>C. acutus</i> (2)	104	5,0 Ma (3)
LAD <i>T. miocenica</i> (1)	104	L. Mio/Pliocène (1)
$\delta^{18}\text{O}$ maximum	106	L. Mio/Pliocène (5)
Gilbert/Chron 5 (4)	124,44-125,49	5,35 Ma (3)
Chron 5a1/Chron 5N (4)	131,97-132,25	5,53 Ma (3)
Chron 5N/Chron 5a2 (4)	134,49-134,75	5,68 Ma (3)
Chron 5/Chron 6 (4)	141,94-141,98	5,89 Ma (3)
Chron 6/Chron 7 (4)	149,94-149,98	6,37 Ma (3)
FAD <i>A. primus</i> (4)	152	6,50 Ma (3)

Tableau 2: Repères stratigraphiques utilisés pour établir le modèle chronologique qui est à la base de cette étude
Références: (1) d'après Baldauf (1984), (2) d'après Backman (1984), (3) d'après Berggren et al (1985), (4) d'après Keigwin et al. (1986), (5) d'après Keigwin (1987).

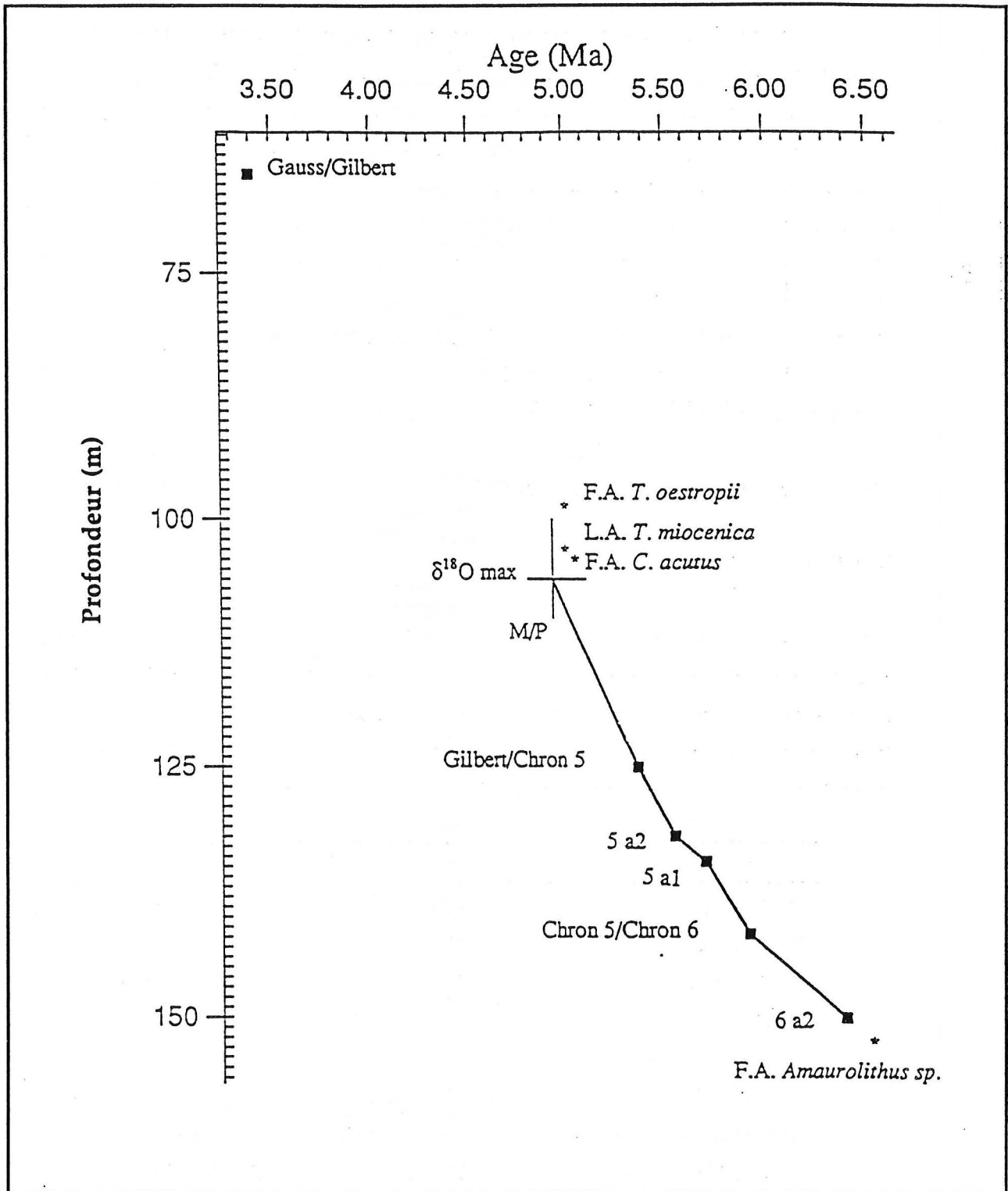


Figure 10: Le modèle chronologique utilisé dans cette étude est visualisé par la ligne reliant les repères stratigraphiques (Tableau 2). Etoiles : marqueur biostratigraphique. Carrés : inversions magnétiques. Trait vertical : âge de la limite Miocène/Pliocène estimé par Channel et al. (1988).

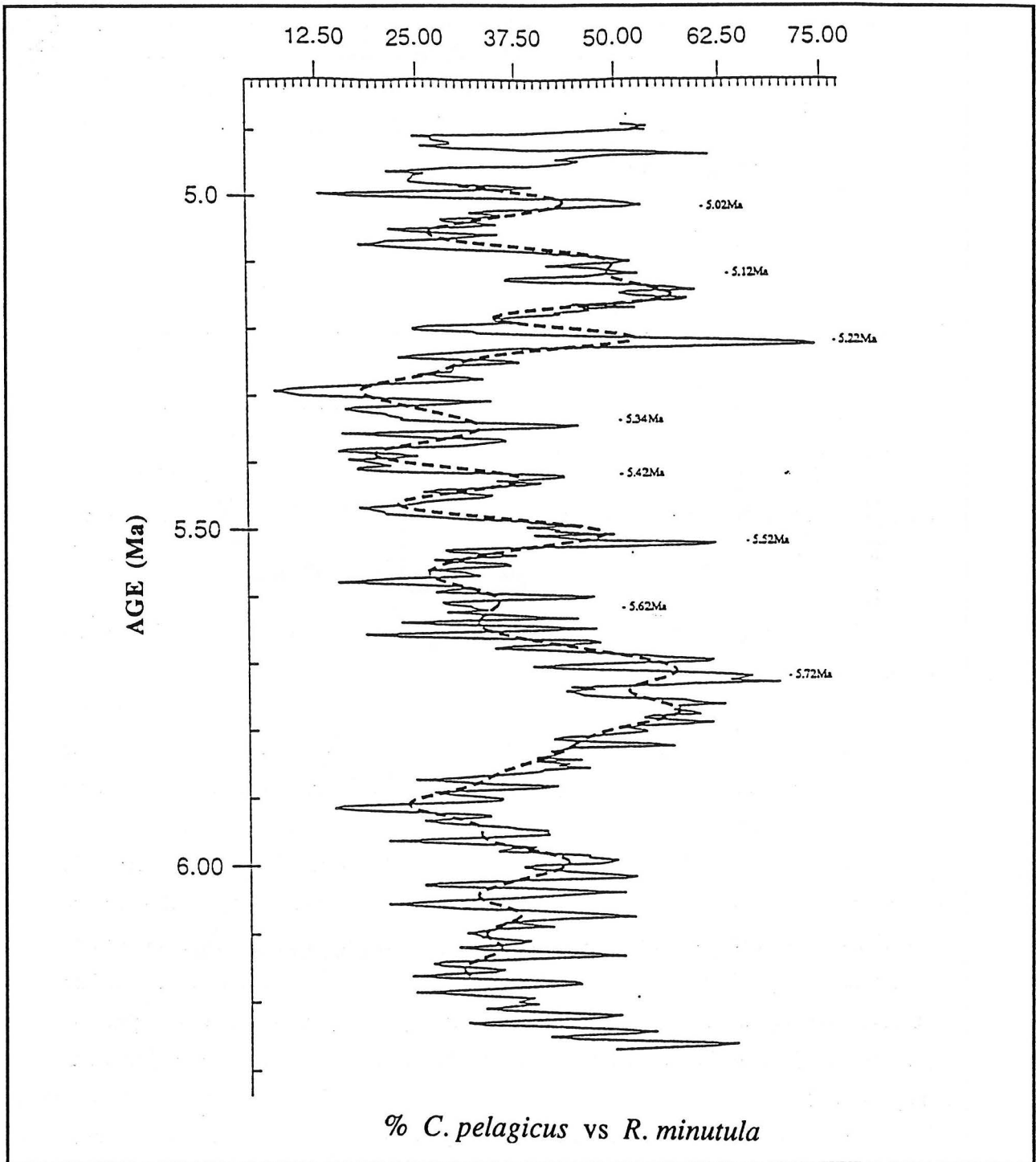
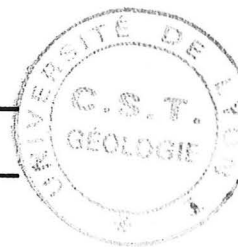


Figure 11: Variations d'abondance relative de *C. pelagicus* par rapport à *R. minutula* dans le Miocène supérieur du site DSDP 552A. En trait plein : moyenne glissée (3 points). En tiretés : série filtrée (filtre passe bas coupant à 1/160 ka). Cette courbe met en évidence la force et la régularité de la fréquence 1/100 ka dans la partie supérieure de la série (voir les âges assignés aux pics de la série filtrée dans cette figure).



Observées ka	Interprétation	bande de fréquence des filtres	% de la variance des séries filtrées
438	excentricité ?	>200	51
91	excentricité	100	46
41	obliquité	40	14
30	non linéarité		
24	précession	22	11
21	précession		
15,6	non linéarité		

Tableau 3: Périodes révélées par l'analyse spectrale de la série Cp/Rm

La série résultante (figure 11) a été lissée par une moyenne glissée de 3 points et complétée avec des zéros pour obtenir une série longue de 1024 points. L'estimateur spectral moyenné ($L=9$, où L représente le nombre de sections utilisées) de la transformation de Fourier discrète a ensuite été calculée en utilisant une fenêtre cosinusoidale.

Sept pics majeurs apparaissent dans les périodogrammes (figure 12 et tableau 3). Ils sont centrés sur 438, 91, 41, 30, 24, 21, et 15,6 ka.

Des imperfections, qui résultent de possibles variations du taux de sédimentation entre les repères stratigraphiques limitent la résolution des estimations de fréquence. Malgré ce problème, plusieurs pics sont très proches des fréquences impliquées dans la théorie orbitale des climats de Milankovitch: 438 ka est très proche de 413 ka (le premier terme de l'excentricité (Berger, 1977) et 91 ka est très proche de 95 ka (le deuxième terme de l'excentricité). Habituellement le second terme est combiné au troisième (123 ka) pour produire, quand les séries ne sont pas très longues (quelques millions d'années), une période de 100 ka (voir par exemple : Hays et al., 1976 a), si bien que le pic à 91 ka doit être comparé à 100 ka. Le pic à 41 ka correspond exactement au premier terme de l'obliquité (41 ka). Les pics de 24 et 21 ka sont très proches de 23 et 19 ka (pics de la précession des équinoxes).

Si l'on change le modèle chronologique de la partie supérieure (au dessus de la limite Gilbert/Chron 5), en calculant les taux de sédimentation en utilisant les points stratigraphiques donnés par le FAD *C. acutus*, ou la limite Gauss/Gilbert, les spectres de puissances obtenus sont sensiblement équivalents à celui présenté dans la figure 12.

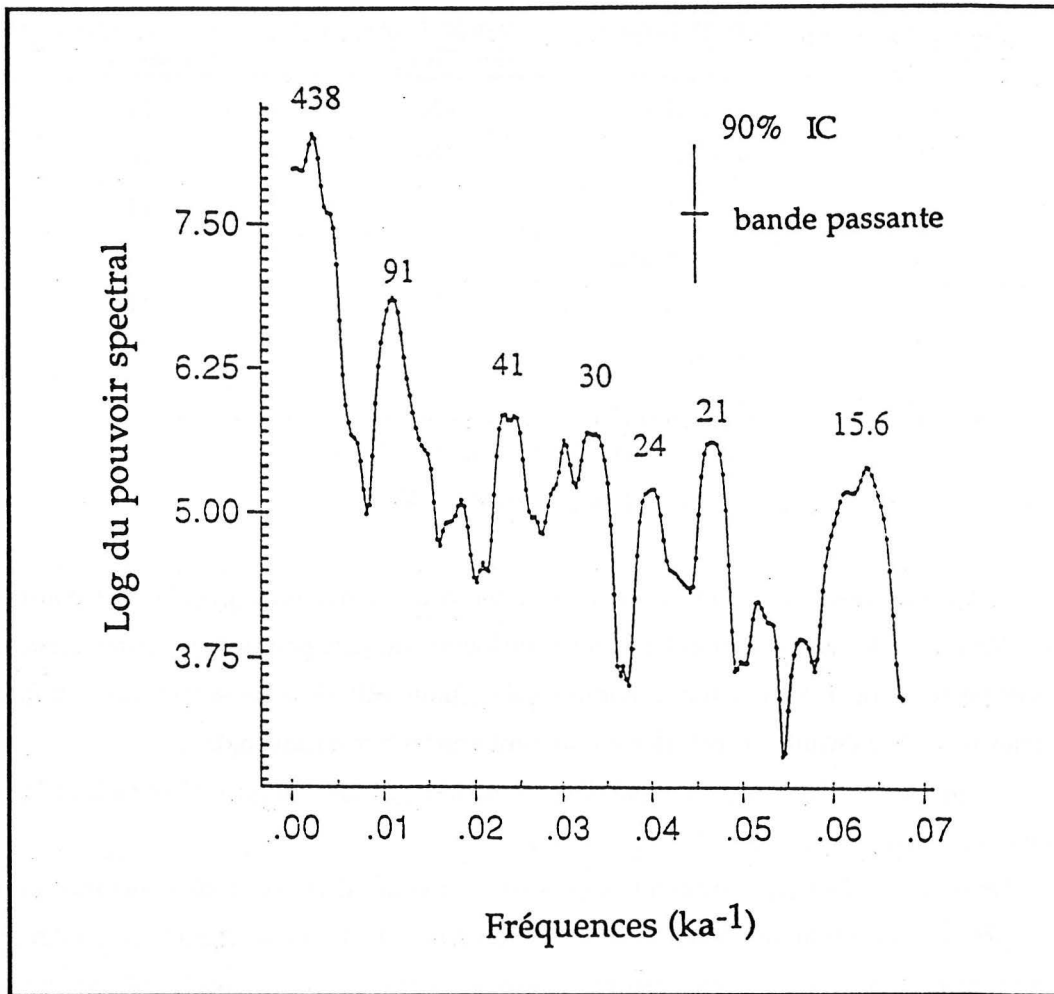


Figure 12: Log de la densité spectrale de puissance de la série Cp/Rm .

D'autres périodes sont présentes. Celle de 30 ka a aussi été observée dans des séries pléistocènes de carottes du Pacifique équatorial (Pisias et Rea, 1988). Arguant que cette période a été trouvée "dans d'autres enregistrements paléoclimatiques bien datés (J. Imbrie, com. pers., 1987)"¹, Pisias et Rea (1988, p. 32) expliquent que cette période est une réponse non-linéaire aux cycles de 100 et 41 ka, qui donne une période à 29 ka (fréquence de $1/100.000 + 1/41.000$). Une autre façon d'interpréter la période de 30-ka est donnée par Berger (1977, p. 45)² qui écrit que des périodes de l'obliquité qui devraient être trouvées dans les "enregistrements géo-écologiques" seraient à 21, 31 et 54 ka. Sur le périodogramme de la figure 12, un petit pic à 54 ka est présent effectivement. Il est impossible de trancher entre les deux hypothèses. De la même manière la période de 15-ka peut représenter une réponse non-linéaire des cycles de 41-ka et 23-ka qui donne une période additionnelle à 14,7

¹"in other well-dated paleoclimatic records" (Pisias et Rea, 1988, P. 32).

²"Analysing the remaining terms in the trigonometrical expansion of $\epsilon \sin \omega$ and ϵ , it seems that the next periods that could be found in geo-ecological records would be, for $\epsilon \sin \omega$ around 15,000 and 50,000 yr, for ϵ around 21000, 31000 and 54000 yr..." (Berger, 1977, p45)

ka (Le Treux et al., 1988) ou une période de la précession qui reste à trouver pour Berger (1977).

Des filtres passe-bandes ont été utilisés avantageusement pour visualiser les importances relatives des fréquences de Milankovitch (ex.: Ruddiman et al., 1989). Trois filtres linéaires centrés sur les fréquences $1/100$, $1/41$, et $1/22$ ka^{-1} (de $1/24$ à $1/19$ ka^{-1}) et un filtre passe-bas avec une fréquence de coupure de $1/200$ ka^{-1} ont été élaborés en suivant la procédure de Shumway (1988).

La figure 13 montre les séries filtrées. Le pourcentage de la variance de la série originale exprimée dans chaque "filtrat" est donné dans le tableau 3.

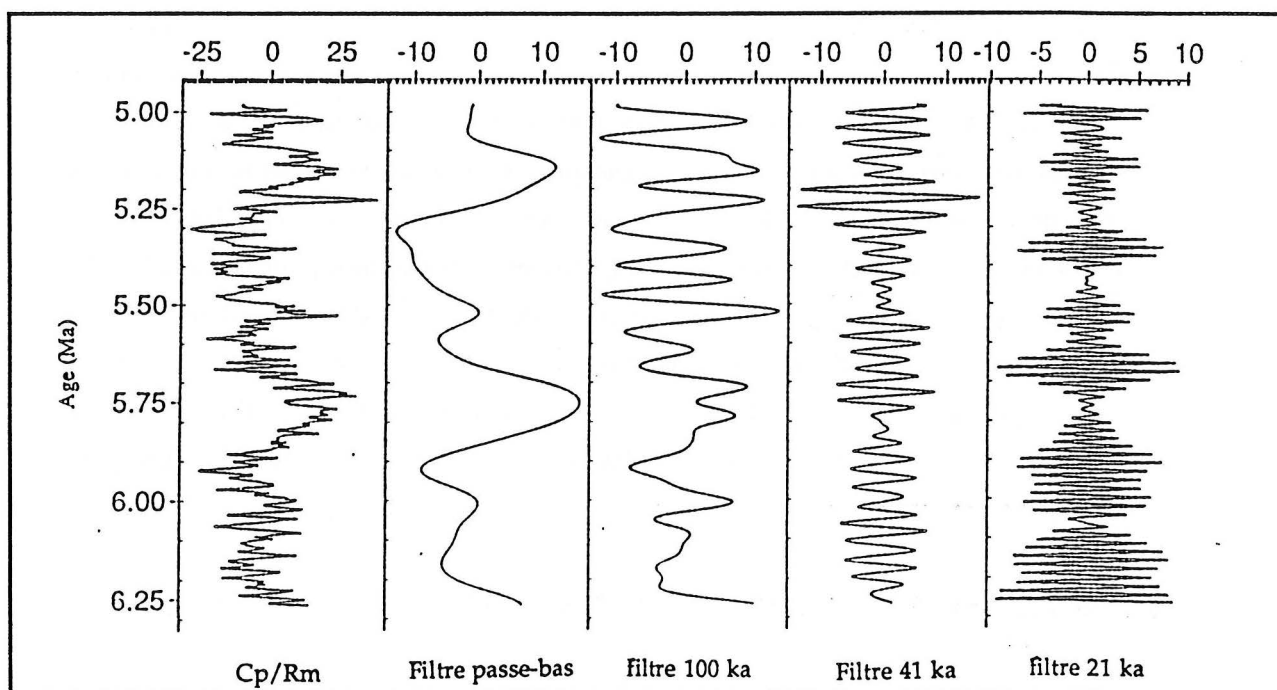


Figure 13 : Séries Cp/Rm filtrées. Présentées de gauche à droite : la série originale ; filtrées (filtre passe-bas coupant à $1/180$ ka^{-1} ; filtre passe-bande : $1/100$, $1/41$ et $1/19-23$ ka^{-1}).

L'importance des variations de basse fréquence est évidente (400 et 100 ka). Elle est visible dès l'observation directe de la courbe ou du périodogramme. Cette importance avait déjà été illustrée par Moore et al. (1982) dans le Miocène supérieur.

Comme une période de 438 ka n'apparaît pas de façon évidente sur la courbe 14b, la présence du premier terme de l'excentricité de l'orbite terrestre n'est pas confirmée ici. Elle est certainement masquée par un comportement non-stationnaire de la série, ce qui est visualisé par des valeurs très fortes de la densité spectrale dans la bande de fréquence la plus basse ($<1/438$ ka^{-1}) (figure 12). La série étant à peine plus longue que trois fois cette période, il est donc difficile de la mettre en évidence.

Dans la figure 13c, une période de 100 ka apparaît clairement dans la partie la plus récente de la série (< 5,7 Ma) avec une large amplitude (~20 %). Les âges des maxima de Cp/Rm correspondant à cette période dans la série originale sont indiqués sur la figure 11 où l'importance de cette période est soulignée par la ligne pointillée (qui correspond à un filtre passe-bas ayant une fréquence de coupure de $1/60 \text{ ka}^{-1}$). Mais dans la partie la plus ancienne de la série (< 5,7 Ma), cette période ne semble pas importante.

La période de 41 ka a une amplitude assez constante tout au long de la série. L'intensité des périodes d'environ 21 ka diminuent à travers le temps dans la série : dans la partie la plus ancienne de la série (6,3-5,8 Ma) le signal est régulier et de grande amplitude, tandis que dans la partie la plus récente (5,8-5,0 Ma) le signal est moins régulier et d'amplitude plus faible.

Ainsi la partie supérieure de la série est dominée par les cycles de l'excentricité et sa partie inférieure par les cycles de la précession des équinoxes. L'analyse spectrale séparée de ces deux sous-séries permet de visualiser cette différence dans le domaine des fréquences. La même méthode de programmation que précédemment a été utilisée. Sur la figure 14, où les deux périodogrammes sont superposés (ligne continue pour l'intervalle 5,72-4,89 Ma et pointillée pour 6,3-5,72 Ma), l'importance d'un cycle de 100 ka dans la partie supérieure et celle d'un cycle de 23 ka dans la partie inférieure sont bien mises en évidence.

La présence d'une période de 30-ka dans la partie inférieure, en l'absence d'une période de 100 ka, pourrait indiquer que 30-ka correspondrait au pic de 31-ka de l'obliquité prédit par Berger (1977).

3. Comparaison avec les séries des isotopes stables

Un enregistrement détaillé du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) et benthiques (*Planulina wuellerstorfi*) a été établi par Keigwin et al. (1986) et Keigwin (1987) dans la série miocène supérieur du site DSDP 552A. Les deux séries du $\delta^{18}\text{O}$ (foraminifères benthiques et planctoniques) révèlent deux mêmes enrichissements très importants à 118 m (5,22 Ma) et 106 m (4,94 Ma). Ces événements sont interprétés comme traduisant des maxima glaciaires assez importants pour avoir induit des baisses du niveau marin de 60 m (Keigwin et al., 1986). Les enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ indiquent des minima (à 125 m, daté à 5,4 Ma) et des tendances à la baisse ("shift") (vers 150-140 m, 6,2-6 Ma).

La même collection d'échantillons a servi à l'analyse des isotopes et du nannoplancton présentée ici. Une comparaison directe des différentes courbes est donc possible. Les augmentations considérables du rapport Cp/Rm à 4,94 Ma (106 m) et à 5,22 Ma (118 m) sont synchrones des deux principaux événements du $\delta^{18}\text{O}$, indicateurs d'intensifications glaciaires (figure 15). De même pour la comparaison avec les isotopes stables du carbone, vers 5,3 Ma (125 m) et 5,9 Ma (140 m) des minima sont visibles dans les

trois courbes de la figure 16. La comparaison avec le $\delta^{13}\text{C}$ est plus délicate car il semble que seules des variations à long terme soient corrélables. Pour mettre en évidence ces dernières, la comparaison de séries filtrées (filtre passe-bas coupant à $1/160 \text{ ka}^{-1}$) est présentée sur la figure 17. On remarque dans cette figure un certain parallélisme dans les tendances. Les relations pouvant exister entre ces deux indices seront discutées dans le chapitre F.

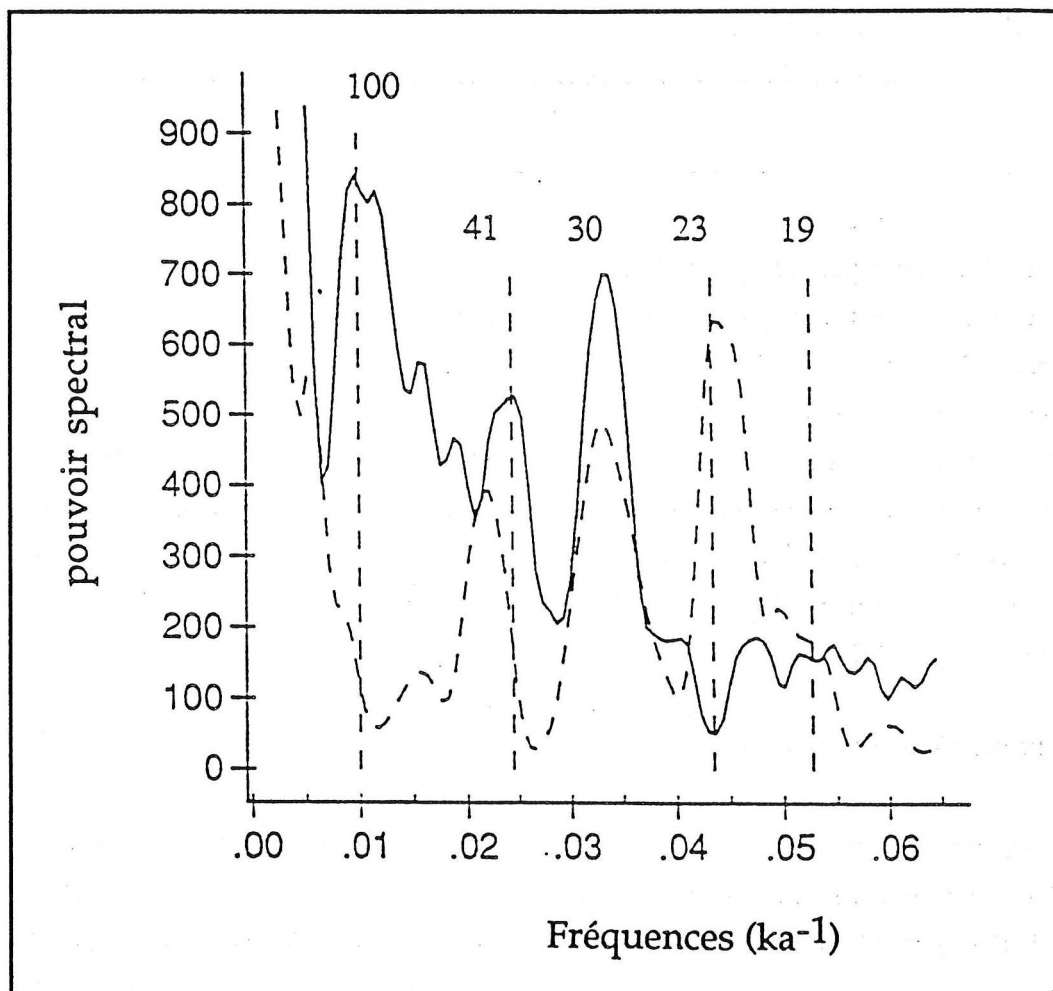


Figure 14 : Comparaison spectrale de la partie supérieure (trait plein) avec la partie inférieure (trait pointillé) de la série Cp/Rm.

Une analyse spectrale des séries du $\delta^{18}\text{O}$ a été faite afin de vérifier la présence d'éventuelles fluctuations périodiques (mêmes méthodes et paramètres que pour Cp/Rm). Les résultats de la série des foraminifères benthiques n'étant pas révélateurs de périodicités évidentes, seul le périodogramme de la série des foraminifères planctoniques est présenté (figure 18).

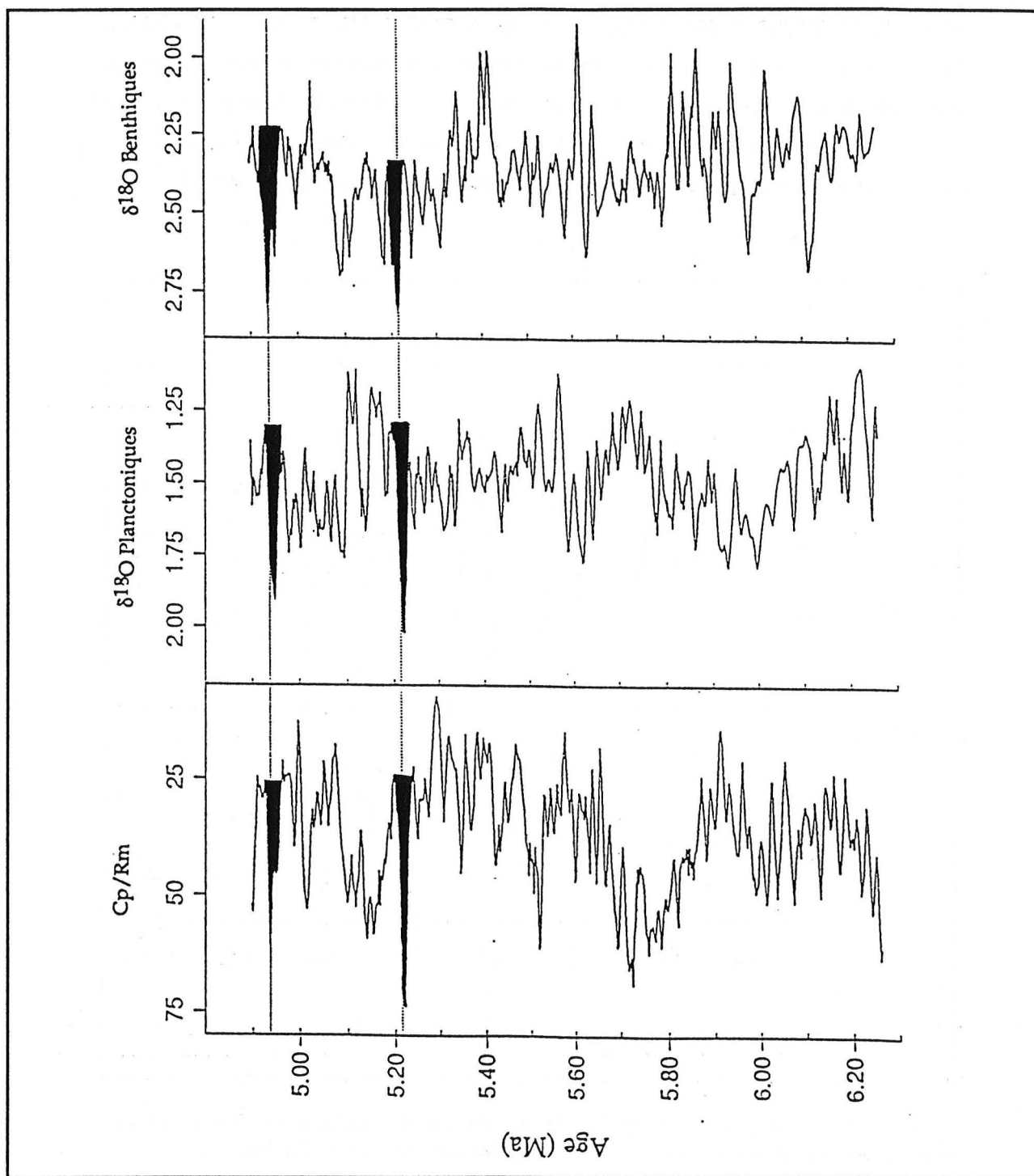


Figure 15: Comparaison des séries Cp/Rm et du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques et planctoniques (données isotopiques d'après Keigwin, 1989) obtenues à partir des mêmes échantillons. On remarque que les variations les plus prononcées dans chacune des courbes sont synchrones (Parties grisées).

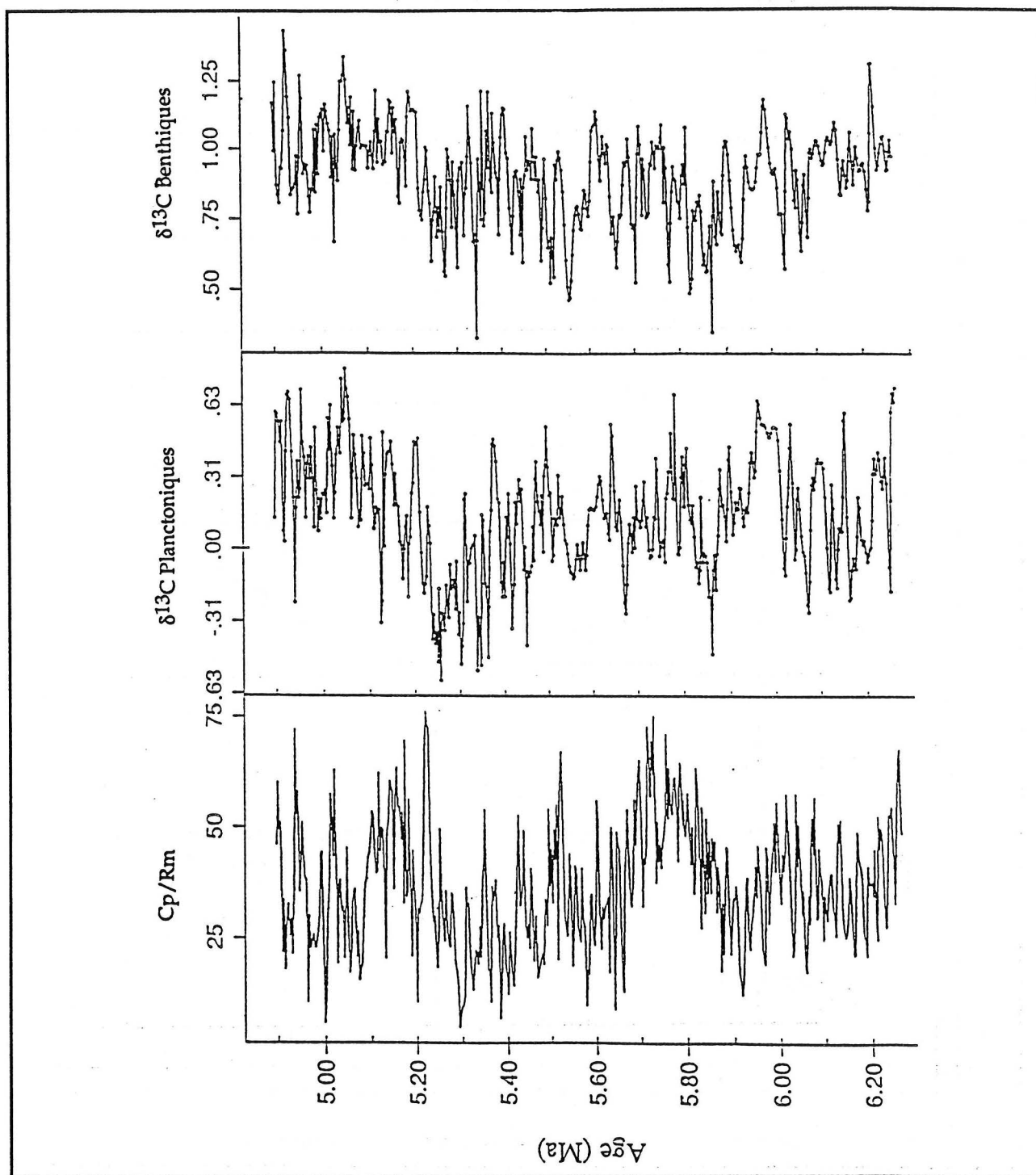


Figure 16 : Comparaison des séries Cp/Rm et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques et planctoniques (données isotopiques d'après Keigwin, 1989) obtenues à partir des mêmes échantillons. On remarque un minimum commun aux trois courbes vers 5,3 MA.

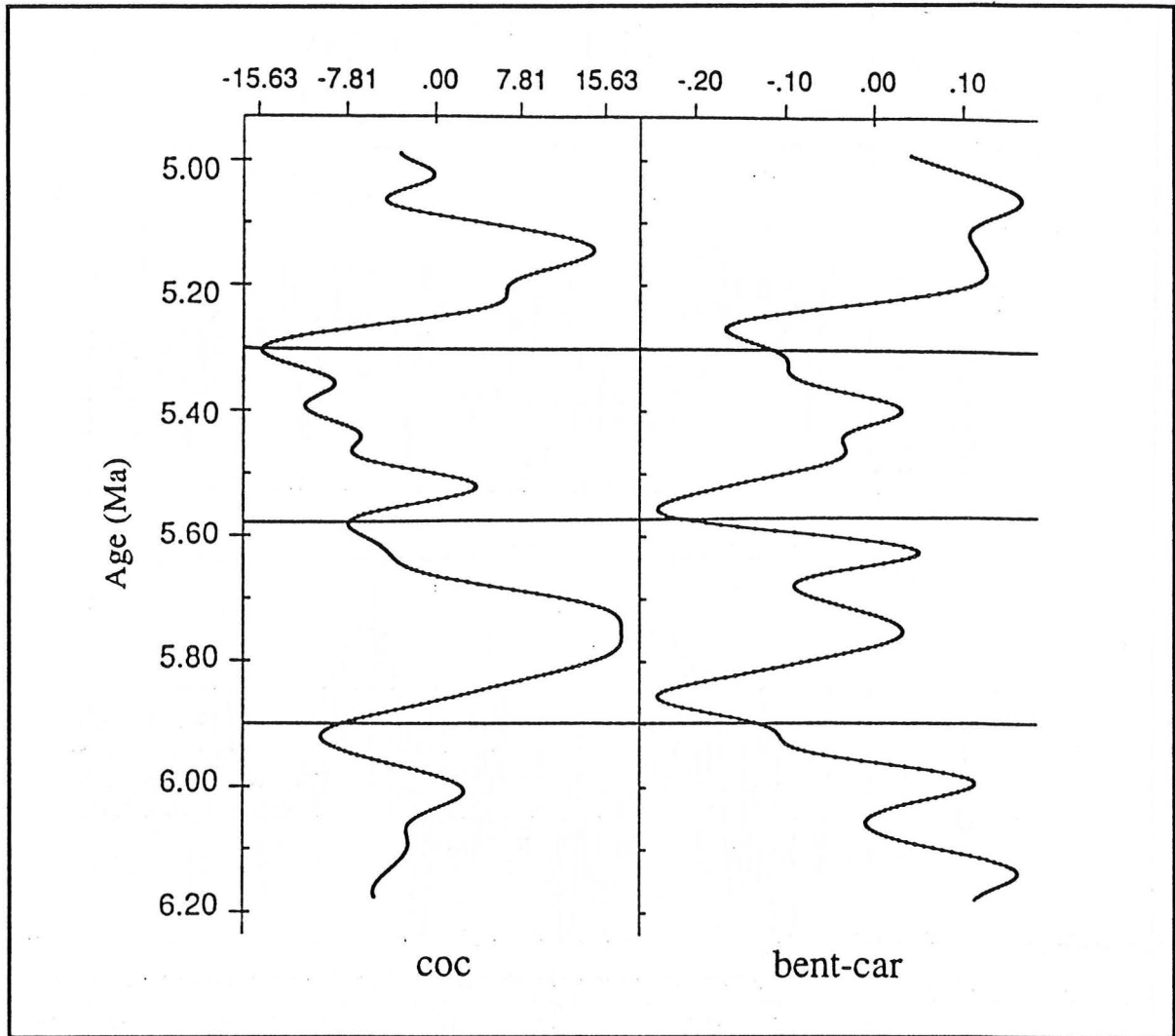


Figure 17 : Comparaison des variations à long terme (filtre passe-bas coupant à $1/180 \text{ ka}^{-1}$) des séries de l'index Cp/Rm et du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques (séries originales d'après Keigwin, 1989). Des tendances similaires aux deux courbes existent.

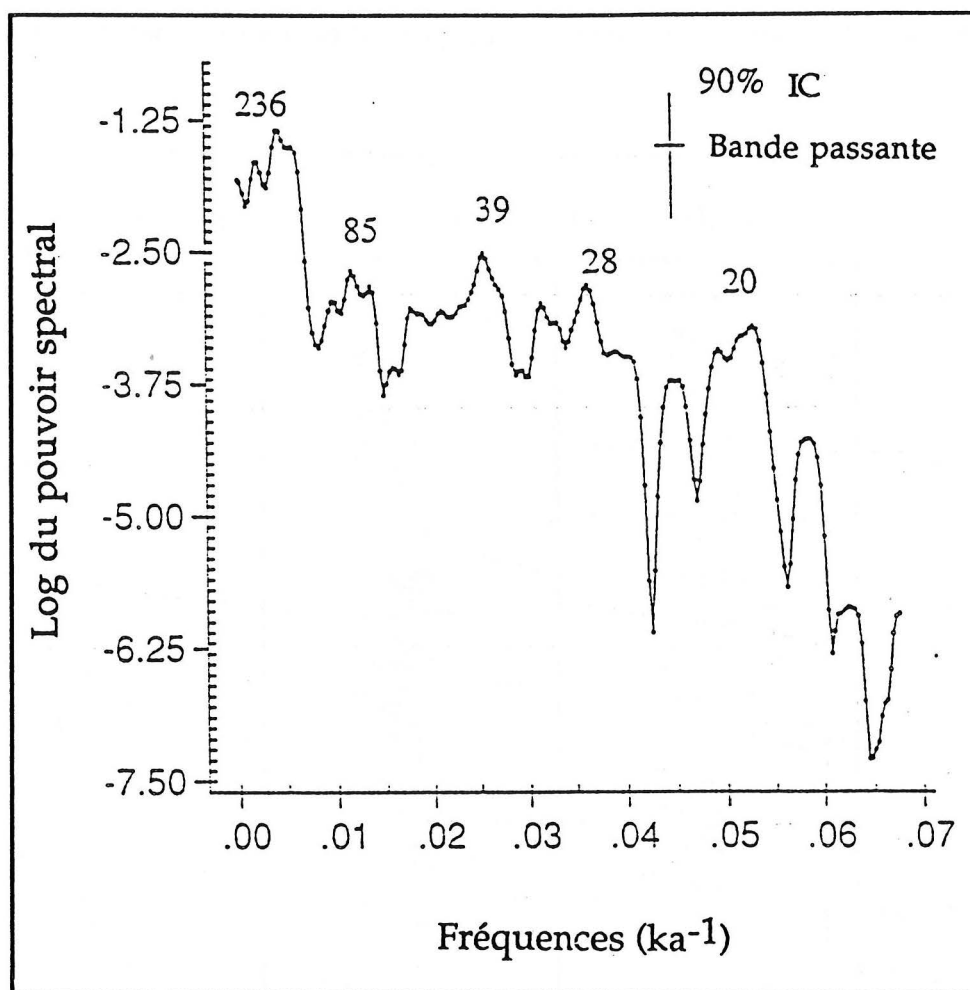


Figure 18 : Log de la densité spectrale de la série du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. On remarque la présence d'un bruit blanc important. Un pic à 20 ka est cependant bien mis en évidence - Il doit correspondre aux cycles de la précession.

Des pics apparaissent à 236, 85, 39, 28, et 20 ka, seul le dernier étant très significatif (par rapport à l'intervalle de confiance de l'analyse). La période de 39-ka pourrait représenter le cycle de l'obliquité, et celle de 20-ka le cycle de la précession. Il est difficile d'interpréter la période de 85 ka comme correspondant à un cycle de l'excentricité, ce cycle n'apparaissant ni dans le domaine des fréquences, ni dans le domaine temporel (la série). Celui-ci doit donc être absent, à moins qu'un bruit de fond ne le masque car le périodogramme est peu tonique. L'analyse spectrale croisée Cp/Rm- $\delta^{18}\text{O}$, n'est pas concluante et aucun pic n'est significatif. L'analyse spectrale croisée $\delta^{18}\text{O}$ -Insolation, ne donne qu'un pic faiblement significatif à 41 ka et un autre à 21 ka. Le signal du $\delta^{18}\text{O}$ dans les séries du Miocène supérieur à ce site est difficile à interpréter car sauf à deux niveaux, les variations ne sont pas synchrones pour les foraminifères benthiques et planctoniques. En particulier les variations à long terme ne sont pas corrélables pour les deux séries (figure

19). Ainsi le signal ne peut pas être interprété uniquement par les variations du volume glaciaire.

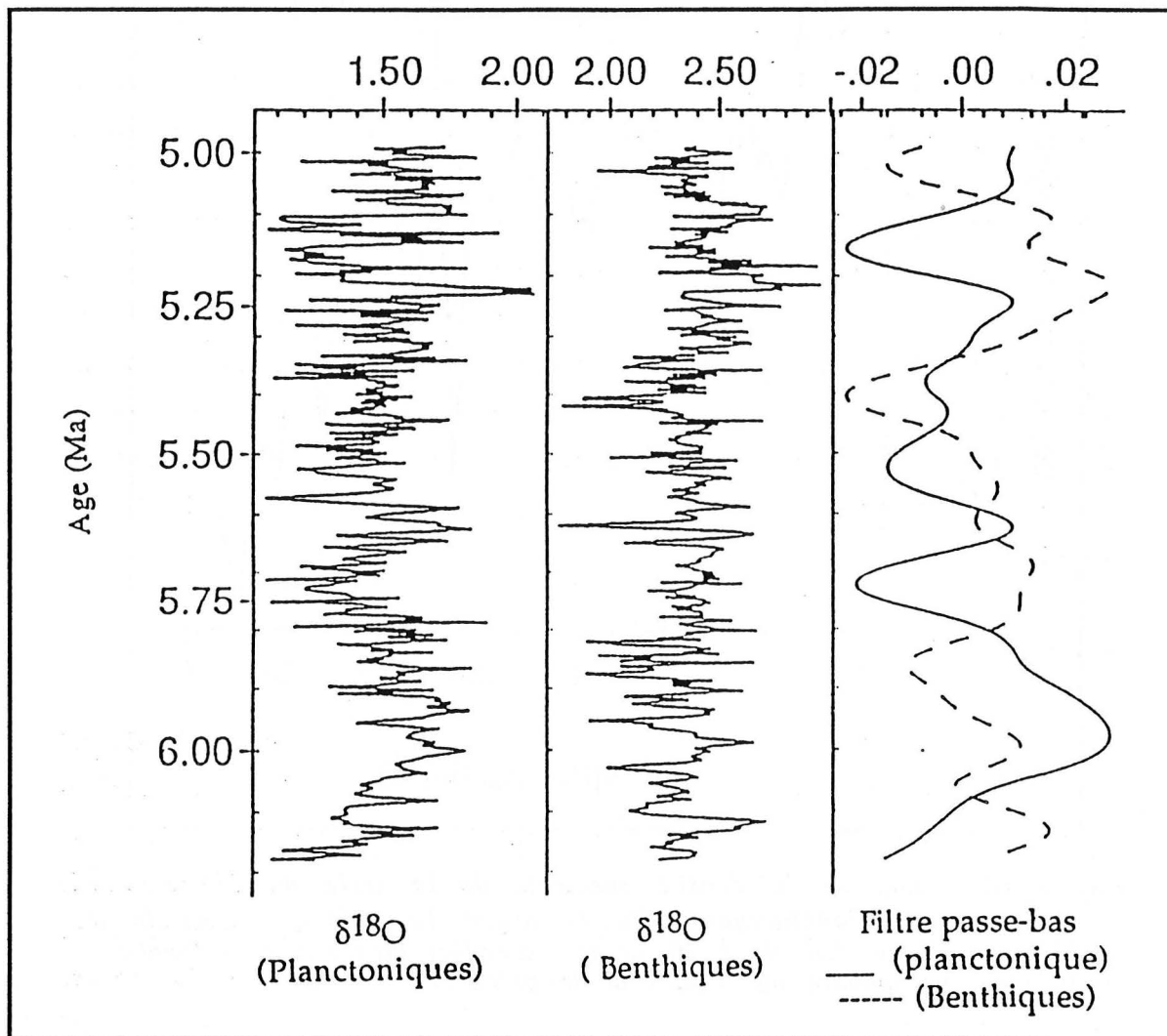


Figure 19 : Comparaison des variations à long terme (filtre passe-bas coupant à $1/180 \text{ ka}^{-1}$) des séries du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et planctoniques (séries originales d'après Keigwin, 1987). On remarque qu'il n'y a aucune corrélation entre les deux courbes.

II. Le site 609

Le site DSDP 609 est positionné sur la moitié supérieure du flanc Est de la dorsale Atlantique à 49°52 N, 24°14 W par 3884 m de fond. Le Miocène supérieur consiste en des craies à nannofossiles calcaires; ceux-ci constituant en moyenne 90 % des sédiments (Ruddiman et al., 1987). L'intervalle du Miocène supérieur étudié, épais de 47 m (313-360 m), présente un taux de sédimentation de ~56 m/ma (Ruddiman et al., 1987). La composition en nannofossiles calcaires présente les mêmes caractères qu'au site 552. Un échantillonnage du Miocène supérieur a été effectué régulièrement tous les 20 cm, ce qui correspond à une résolution stratigraphique du même ordre que celle du site DSDP 552A (3 ka). Les comptages de *C. pelagicus* et de *R. minutula* ont été effectués de la même façon que précédemment, mais le nombre de coccolithes comptés a été réduit à 200. Les données obtenues de l'index Cp/Rm sont présentées dans le tableau 11 dans l'annexe III et sur la figure 20.

1. Stratigraphie

Le signal de l'inclinaison magnétique est interprétable dans les carottes 35 à 39 (323-361 m) du site 609, et les inversions magnétiques centrées sur 332, 338,3 et 346,7 m sont identifiées comme correspondant, respectivement, aux limites Chron Gilbert/Chron 5, Chron 5a1/Chron 5N et Chron 5N/Chron 5a2 (Clement et Robinson, 1987). Entre 313 et 284 m, le taux de récupération est très faible (1%), la section est perturbée par le carottage et aucune donnée magnétique n'est disponible (Ruddiman et al., 1987). Le repère magnétostratigraphique le plus proche est à 282 m (base du chron C1 de Gilbert) et est daté à 4,47 Ma. Ceci permet d'estimer grossièrement le taux de sédimentation entre 332 et 282 m à 57 m/ma. Entre 338 et 332 m, il est estimé à 33 m/ma, et entre 346,7 et 338 m à 53 m/ma. Comme au dessous de 346,7 m, il n'y plus de repère stratigraphique, le taux de sédimentation est estimé dans la partie inférieure par extrapolation à 53 m/ma. Les résultats du comptage sont présentés sur la figure 21 suivant le modèle chronologique décrit (tableau 4). La série du site 552A y est aussi présentée. Il apparaît que les séries Cp/Rm sont très semblables. La forme en dôme vers 5,7 Ma, et le pic prononcé vers 5,1 Ma au site 609 et vers 5,2 Ma au site 552A, sont en particulier bien marqués dans les deux séries.

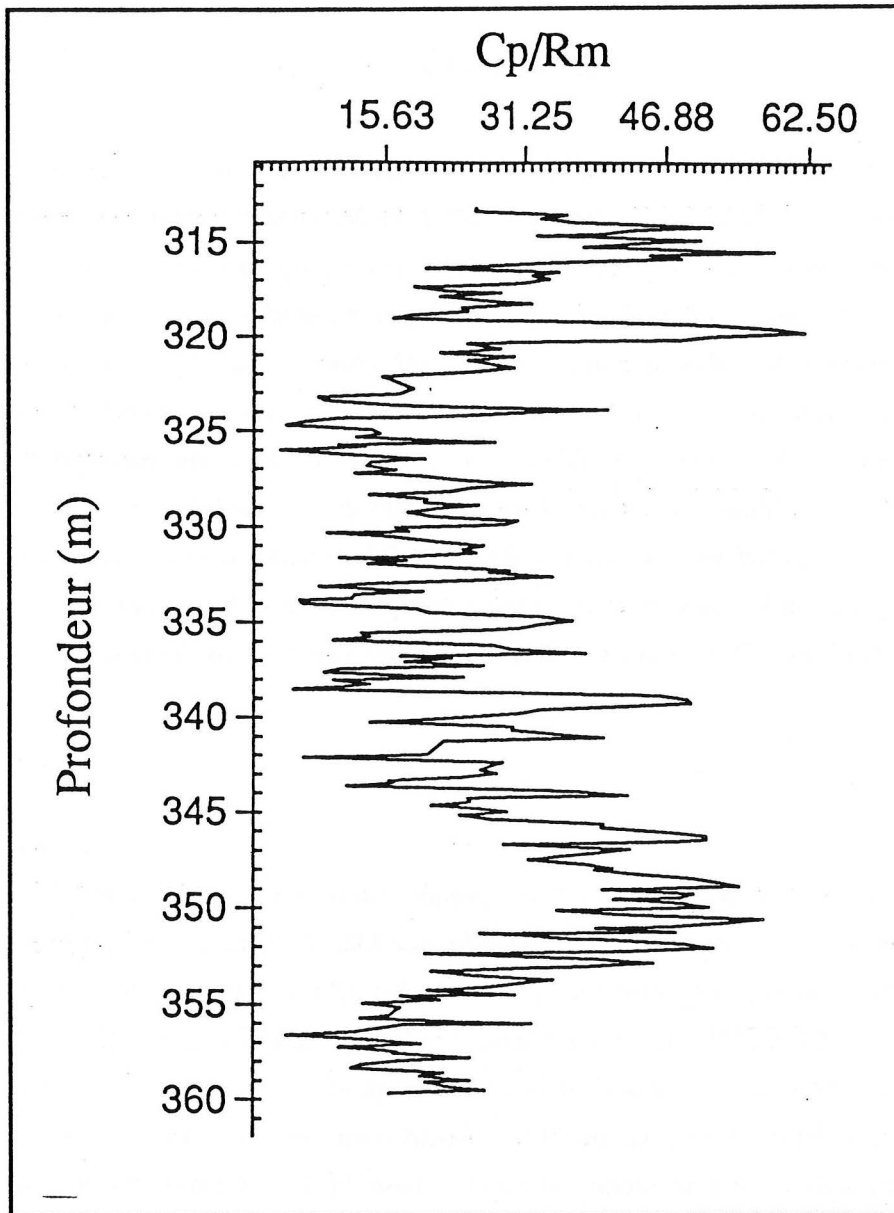


Figure 20 : Fluctuation de l'abondance relative de *C. pelagicus* par rapport à *R. minutula* dans les sédiments miocènes supérieurs du site 609.

Evènements	niveaux (m)	Âges estimés (Ma)
Gilbert C1 (base)	281,87-282,83	4,47
Gilbert/Chron 5	330,91-333,08	5,35
Chron 5a1/Chron 5N	337,46-339,18	5,53
Chron 5N-Chron 5a2	345,93-347,50	5,68

Tableau 4 : Repères stratigraphiques utilisés pour établir le modèle stratigraphique de la figure 22(d'après Clement et Robinson, 1987).

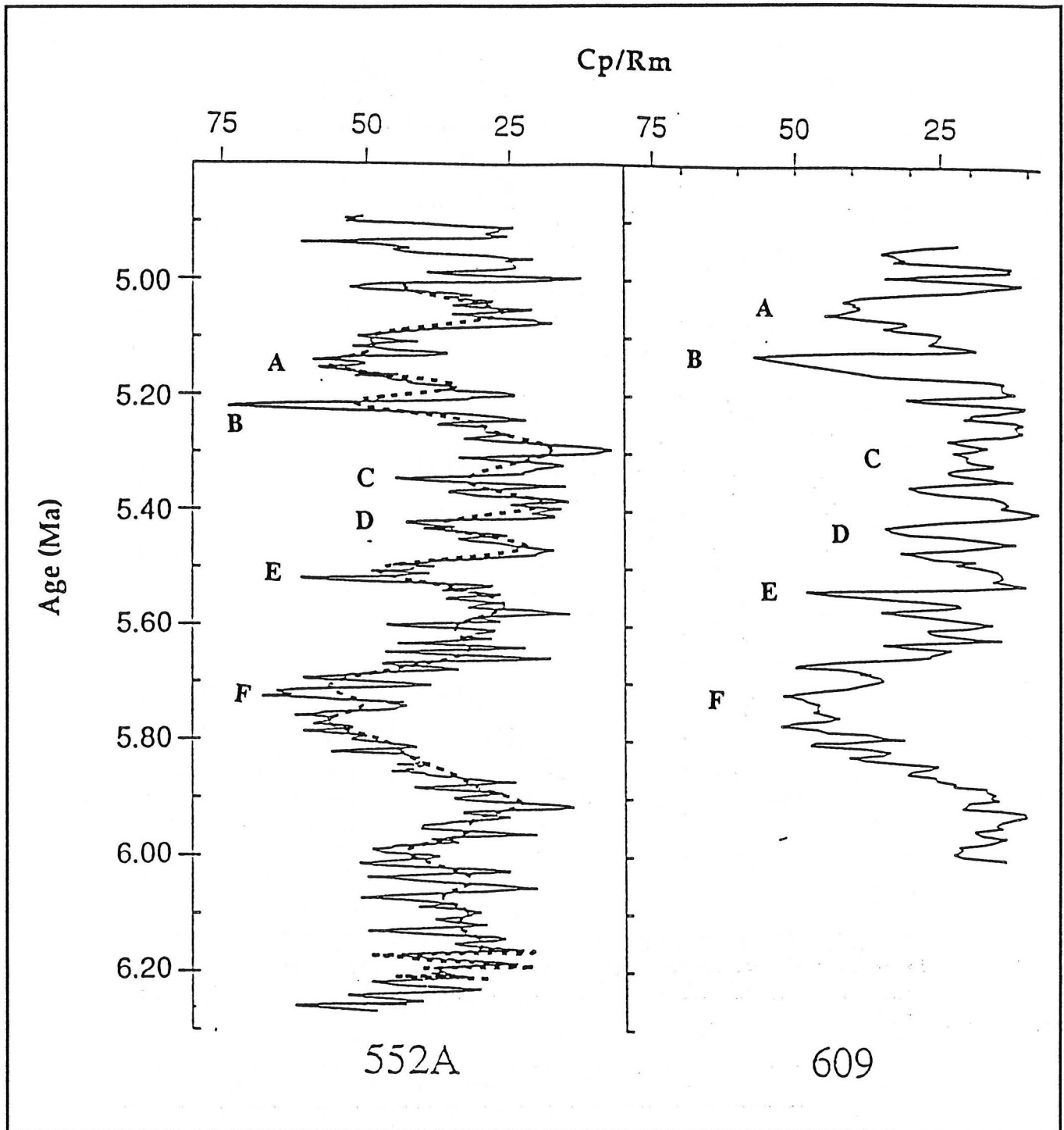


Figure 21 : Comparaison des séries Cp/Rm lissées des sites 552A et 609 (pour la stratigraphie : voir texte.) Le parallélisme est évident, Les pics similaires sont marqués par des lettres alphabétiques.

Les divers pics de Cp/Rm ont été repérés dans les deux séries par des lettres majuscules dans la figure 21. Dans la figure 22a on a projeté ces repères sur les axes de profondeur des deux sites avec les résultats de la magnétostratigraphie.

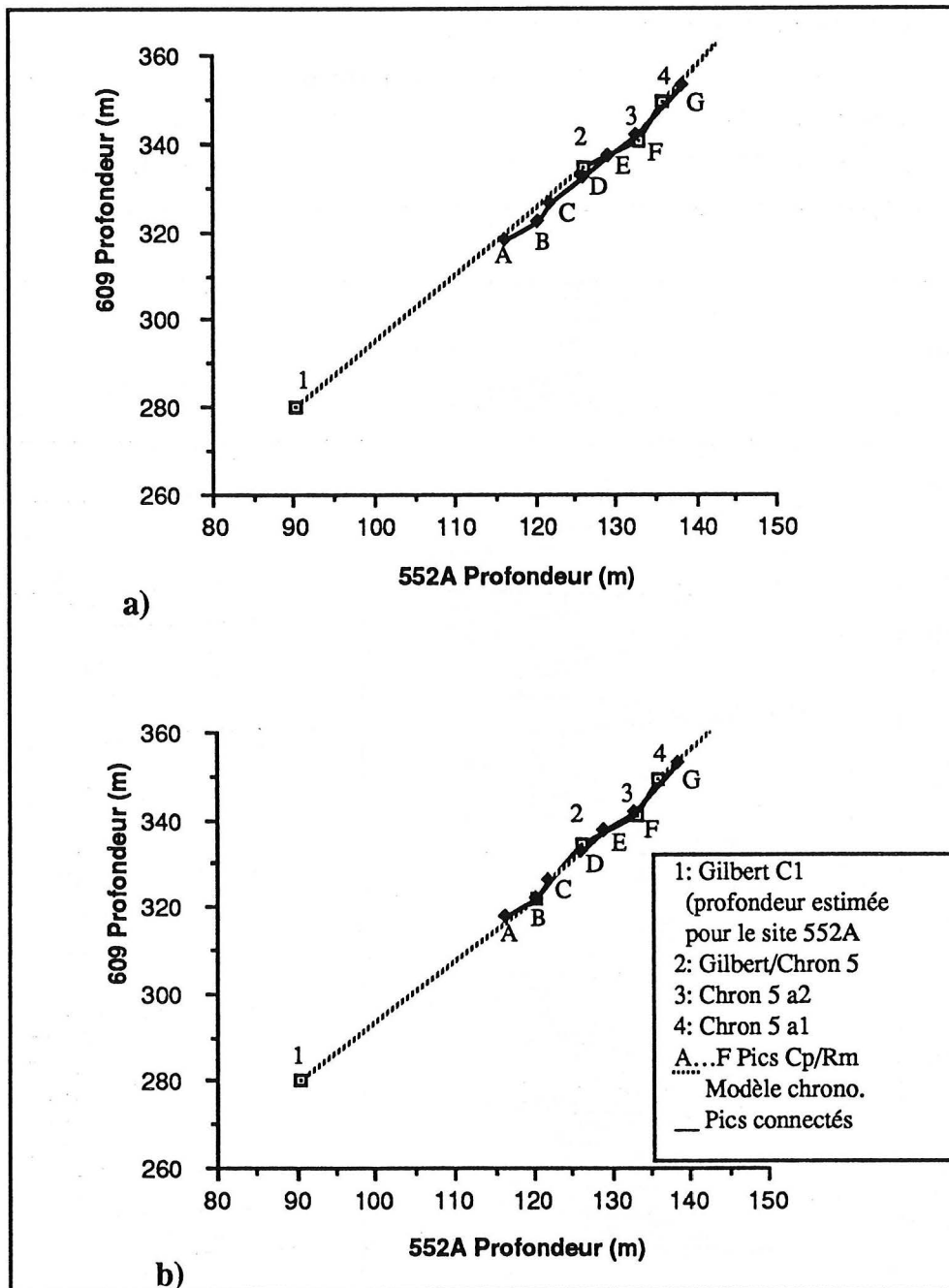


Figure 22 : Comparaison stratigraphique des sites 552A et 609, la magnétostratigraphie (carrés pointés et chiffres) et les pics de Cp/Rm, similaires aux deux sites (voir figure 21) (losanges pleins et lettres). Ces derniers ne sont pas utilisés dans la figure 22a pour établir le modèle stratigraphique (trait pointillé). On remarque alors un léger décalage entre la ligne connectant les points similaires (traits pleins) et le modèle (trait pointillé). Si comme dans la figure 22b, le pic B est utilisé dans la construction modèle stratigraphique, alors les deux courbes se superposent assez bien. Ce dernier modèle est donc meilleur. La profondeur de l'inversion C1 de la période Gilbert à 90 m pour le site 552A est estimé à partir du modèle de la figure 10.

Un léger décalage entre les courbes existe pour les pics A, B et C. Le pic B étant proéminent et très court, il peut servir de repère stratigraphique. En utilisant celui-ci, on ne



déforme que très peu le modèle stratigraphique (figure 22b) et tous les pics de Cp/Rm se distribuent de façon presque idéale. Le modèle chronologique du site 552 étant le mieux établi pour l'intervalle 5,35-4,93 Ma, j'ai assigné au pic B du site 609 un âge équivalent à celui du pic B du site 552 (5,22 Ma). La figure 23 présente les résultats en fonction de ce nouveau modèle chronologique.

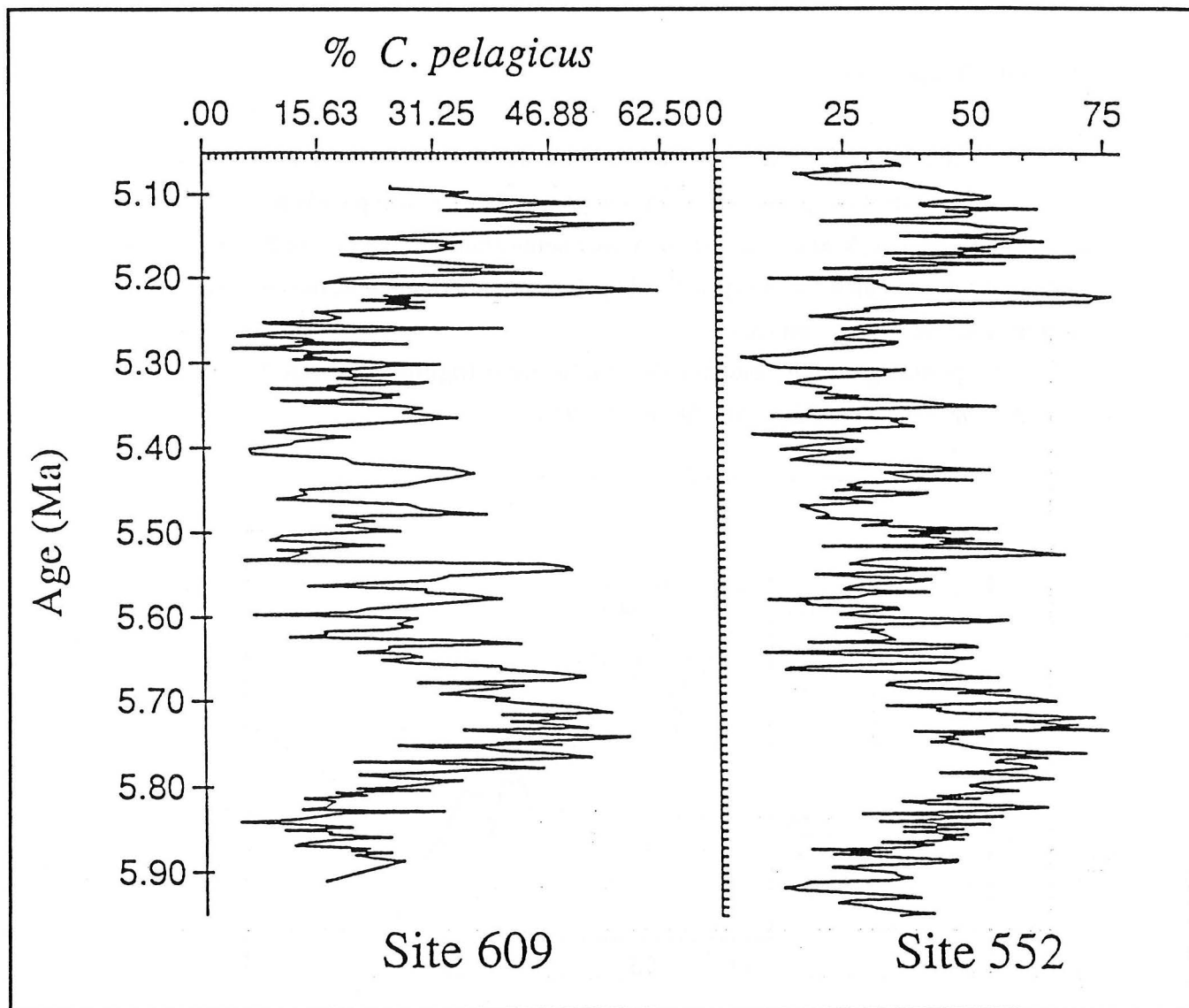


Figure 23 : Comparaison des séries Cp/Rm des sites 552A et 609 (séries non lissées) en utilisant le modèle stratigraphique de la figure 22 b.

2. comparaison des sites DSDP 552 et 609

Au site DSDP 609 les pourcentages de *C. pelagicus* sont sensiblement plus faibles. Cette espèce est donc moins abondante au Sud.

Nous avons déjà remarqué que, aux deux sites, le message enregistré par l'index Cp/Rm est similaire :

- les variations à long terme (> 100 ka) sont identiques;
- les variations à moyen terme (~100 ka= les pics ordonnés de façon alphabétiques) sont proches;
- les variations à court terme (< 100 ka) sont plus difficiles à comparer et une analyse spectrale doit permettre d'y parvenir.

3. Analyse spectrale

La partie inférieure (plus ancienne que 5,69 Ma) est éliminée de l'analyse à cause de l'absence de repères stratigraphiques au dessous de 346,7 m. Comme pour la série du site 552, une interpolation de 3000 ans est programmée : la nouvelle série comporte 200 points. Elle est augmentée par l'ajout de zéro jusqu'à 512 points. Le périodogramme moyenné ($L=7$) est calculé avec une fenêtre cosinusoidale.

Le périodogramme résultant de cette analyse (figure 24) révèle l'existence de cyclicités ayant pour périodes : 109, 59, 38, 24 et 21-ka.

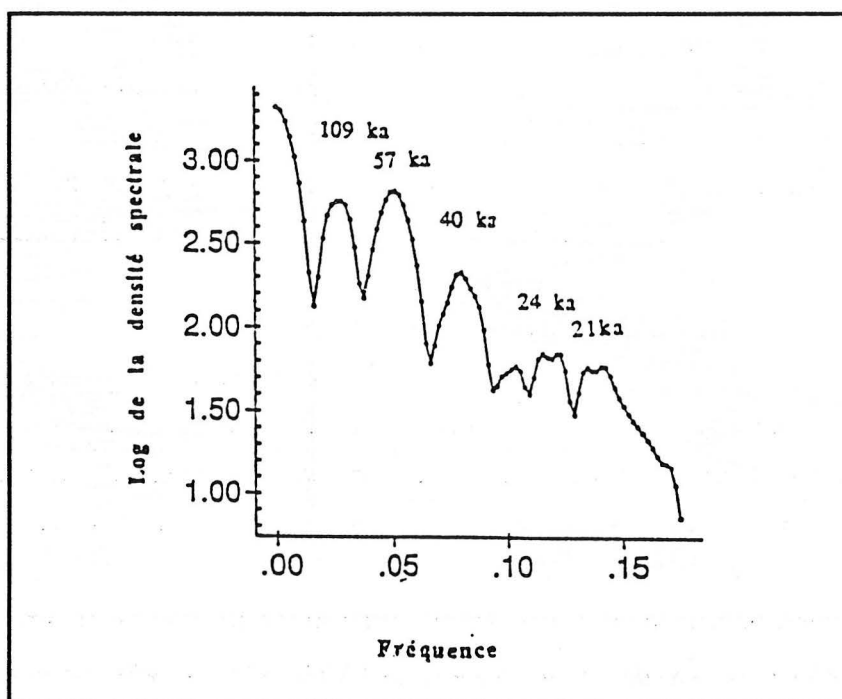


Figure 24 : Log du spectre d'énergie de la série Cp/Rm du Site 609.

Comme celle du site 552, la série du site 609 contient des périodes très proches de celle des paramètres de l'orbite terrestre (109~100; 38~41; 24 et 21~23 et 19 ka). De même, la période de 59 ka que révèle le périodogramme peut indiquer un effet combiné de l'obliquité et de la précession donnant un cycle de 59 ka (Berger, 1977), ce qui souligne l'importance de

la précession des équinoxes dans la série. Dans la série du site 552, les périodes de la précession avaient disparu après 5,7 Ma, or ici, plus au Sud, elles restent très importantes. Cette importance des cycles de la précession au Sud correspond au fait que l'effet de la précession des équinoxes diminue progressivement avec la latitude (Berger, 1977). Ceci a aussi été vérifié à partir de l'analyse spectrale de plusieurs séries pléistocènes réparties sur un profil Nord-Sud dans l'Atlantique Nord (Ruddiman et McIntyre, 1984). Ainsi les effets de la non-linéarité sur les courbes de l'index Cp/Rm dépendent de la latitude. De fait, en haute latitude, une période induite apparaît à 30 ka, tandis qu'un pic à 59 ka est présent à plus basse latitude grâce à l'effet conjoint des cycles de la précession et de l'obliquité.

III. Discussion

Le fait que les séries Cp/Rm des sites DSDP 552A et 609 contiennent des cyclicités de Milankovitch suggère que l'abondance relative de *C. pelagicus* par rapport à *R. minutula* durant le Miocène supérieur était fortement dépendante des variations climatiques. L'affinité de *C. pelagicus* pour les eaux froides actuelles a déjà été soulignée dans le chapitre traitant de l'écologie. Cette affinité a pu changer au cours du Cénozoïque, mais Haq (1980, p. 422) montre que la distribution paléogéographique de cette espèce dans le Miocène ressemble à sa distribution actuelle³ (voir carte de répartition: figure 48). La restriction de *C. pelagicus* à des eaux froides a également été illustrée par Bukry (1980) qui montre que depuis le Miocène supérieur la distribution de cette espèce dans le Pacifique Sud (le long de l'Amérique du Sud) est limitée aux courants froids.

L'espèce fossile, *R. minutula*, ne semble pas avoir d'affinité écologique particulière. Elle est très souvent considérée comme cosmopolite (ex.: Bukry, 1972, 1976), et Haq (1980) montre que dans l'Atlantique Nord, durant le Néogène, elle est plus abondante sous des latitudes moyennes et basses, quoique ayant une aire de répartition immense. L'importance des masses d'eaux dans la répartition des Coccolithophoridae a été soulignée dans le chapitre traitant de l'écologie.

Par conséquent, la courbe Cp/Rm est interprétée ici comme indiquant des mouvements de masses d'eau (les sites DSDP 552 et 609 sont très proches des limites actuelles du Gulf Stream). Des valeurs élevées de Cp/Rm (*C. pelagicus* abondant) indiquent la présence de masses d'eaux relativement froides, et des valeurs faibles la présence de masses d'eaux plus chaudes. Ceci est confirmé par les plus forts pourcentages de *C. pelagicus* observés au site DSDP 552A situé plus au Nord que le site DSDP 609. La validité de cette relation est aussi démontrée par la concordance entre les très hautes

³ "show similarities to the modern biogeographic distribution of this taxon" (Haq, 1980, p.422).

valeurs de Cp/Rm et celles du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées au site 552A à 118 (4,93 Ma) et 106 m (5,22 Ma). Toutefois, à l'exception de ces deux niveaux, aucune bonne corrélation ne peut être établie entre les différentes courbes. On peut invoquer différentes raisons à cela :

-(1) la courbe des isotopes varie en fonction d'événements globaux (variation du volume des glaces polaires) qui ne sont pas forcément synchrones ou liés aux événements locaux enregistrés par Cp/Rm;

-(2) un bruit de fond important existe dans les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ masquant des variations d'un ordre de grandeur inférieur à celui des pics à 118 et 106 m.

-(3) l'interprétation des courbes du $\delta^{18}\text{O}$ est complexe car les courbes des isotopes comportent des messages différents en surface (foraminifères planctoniques) et en profondeur (foraminifères benthiques);

-(4) l'index Cp/Rm n'est pas uniquement lié à des variations de température et les masses d'eaux sont caractérisées aussi par d'autres paramètres très importants pour les Cocolithophoridae, comme la fertilité. Or, même très imparfaite, une corrélation entre les minima du $\delta^{13}\text{C}$ et de faibles valeurs de Cp/Rm suggère qu'une augmentation d'abondance de *Reticulofenestra minutula* pourrait refléter des variations de la chimie des masses d'eaux de surface.

Cependant il est intéressant de noter que l'index Cp/Rm reflète certains grands changements climatiques et océanographiques du Miocène supérieur, détectés par les études isotopiques : les augmentations du $\delta^{18}\text{O}$, à 118 et 106 m indiquent des phases glaciaires. Le minimum du $\delta^{13}\text{C}$ aux environs de 155 m représente la fin la grande variation du $\delta^{13}\text{C}$ du Miocène supérieur ("Chron 6 $\delta^{13}\text{C}$ shift") qui est observée à l'échelle globale et a donc une valeur chronostratigraphique (Vincent et al., 1980, Loutit et al., 1978, Keigwin, 1979). De même, les brefs minima du $\delta^{13}\text{C}$ du site DSDP 552 entre 120 et 125 m, sont corrélables à ceux du site DSDP 588 dans le Pacifique (Keigwin, 1987), et c'est précisément entre 120 et 125 m que sont les minima de Cp/Rm.

L'absence de bonnes corrélations entre Cp/Rm et les courbes isotopiques indique que les différents messages enregistrés résultent de processus différents. En particulier, la présence dans les séries Cp/Rm de cycles de 100 ka et de cycles résultant de réponses non-linéaires est révélatrice d'une réponse du nannoplancton calcaire aux variations climatiques différente de celles d'autres marqueurs climatiques comme le $\delta^{18}\text{O}$ dont les séries ne contiennent pas de telles périodes. Le fait que deux séries Cp/Rm de sites éloignés de plusieurs centaines de kilomètres présentent des spectres proches, indique que le message du nannoplancton calcaire est significatif et ne résulte pas d'artefacts de sédimentation par exemple.

Un changement de régime apparaît à 5,72 Ma au site 552, marqué par le passage d'une série dominée par des cycles de 23 et ~41 ka à une série où les cycles de 100 ka dominant. De même, au site 609, les fréquences semblent beaucoup plus élevées, au dessous de

5,72 Ma. Ceci peut résulter soit d'un changement de l'amplitude des cycles de 100 ka, soit d'un changement dans la nature de la réponse de l'environnement à ces cycles. On reviendra sur ce problème plus loin. Un changement similaire du spectre existe dans les séries pléistocènes du $\delta^{18}\text{O}$ à 0,75 Ma où, avant cette date, le cycle de 41-ka domine, tandis qu'après ce sont les cycles de 100-ka qui dominent (ex.: Pisias et Moore, 1981 Ruddiman et al., 1989). La dominance des cycles de 100 ka dans le Pléistocène supérieur a été attribuée à des feedback non-linéaires résultant de différentes constantes de temps entre la croissance et la fonte des couvertures glaciaires (Imbrie et Imbrie, 1980). Cependant, les raisons de ce glissement du pouvoir spectral demeurent obscures et il a été suggéré qu'il aurait été induit par des bouleversements tectoniques (la surrection de chaînes de montagnes comme celle de l'Himalaya) qui modifierait la circulation atmosphérique entraînant de grands refroidissements sur le nord de l'Amérique et de l'Europe (Ruddiman et al., 1989). Pour ces auteurs, le changement spectral n'aurait ni une origine orbitale, ni ne résulterait de variations du volume glaciaire dans l'hémisphère nord.

L'apparition de cycles de 100-ka à 5,72 Ma dans l'Atlantique Nord est observée uniquement dans les séries de Cp/Rm. Les enregistrements des variations du $\delta^{18}\text{O}$ (en particulier celui correspondant aux foraminifères planctoniques) montrent par contre qu'en l'absence de périodes de 100-ka, l'amplitude des cycles de la précession augmente (figure 25). Or la modulation d'amplitude des cycles de la précession égale les cycles de l'excentricité⁴ (Berger, 1977). Si l'on examine l'enveloppe du filtre de 20-ka du $\delta^{18}\text{O}$, on remarque qu'à peu près tous les 100 ka, un pic apparaît (figure 25). Cette augmentation de l'amplitude des cycles de la précession dans la série du $\delta^{18}\text{O}$ traduit une augmentation de la saisonnalité. Une relation non linéaire du nanoplancton à ces cycles, doit provoquer la concentration du pouvoir spectral dans la bande de fréquences des cycles de l'excentricité. Il est difficile de savoir quel est le processus qui induit cette relation de non-linéarité chez le nanoplancton. On peut penser, peut-être, au fait que le temps de régénération du phosphore dans les océans est aussi de 100 ka (Broecker, 1982); la période orbitale de 100-ka entrerait en résonance avec la fertilité des eaux et changerait donc la dynamique du nanoplancton calcaire.

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques contenus dans des coupes du Miocène supérieur marocain montrent une augmentation significative de l'amplitude des signaux durant l'intervalle qui correspond à la crise de salinité du Messinien (5,5-4,8 Ma) (Hodell et al, 1989). D'après Hodell et al. (1989, p. 478) cette tendance à l'augmentation d'amplitude durant cette époque est générale à de nombreux enregistrements carbonatés pélagiques. Or elle est aussi corrélée avec l'apparition des cycles de 100-ka dans les séries

⁴ $(1/18976)-(1/23716)=1/94940$ et $(1/18976)-(1/22428)=1/123280$; (23716=le 1er terme de la précession, 22428=son 2eme terme et 18976=son 3eme terme; 94940=le 2eme terme de l'excentricité et 123290=son 3eme terme)

Cp/Rm. L'importance de fortes fluctuations climatiques durant le Miocène supérieur est aussi soulignée par la présence de deux événements majeurs dans les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ liés à des événements glaciaires.

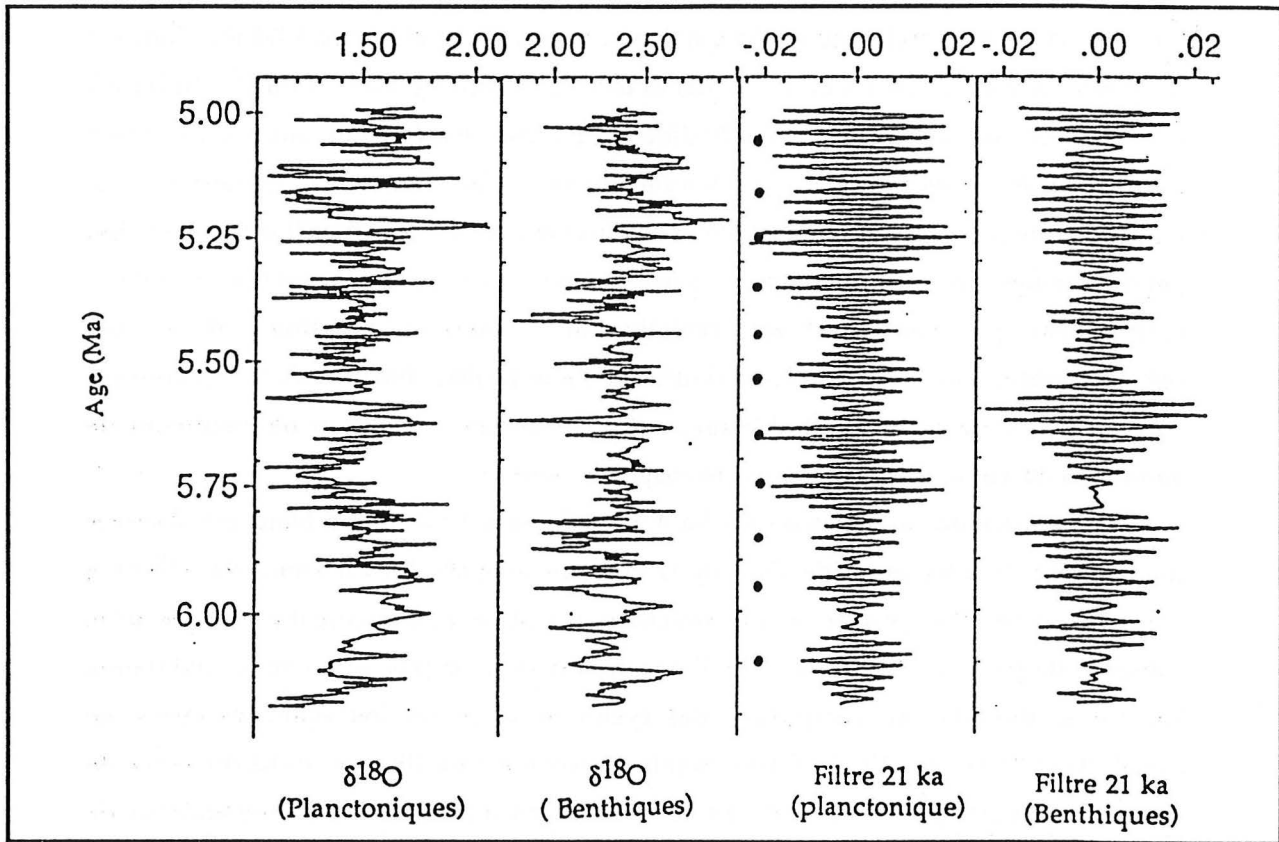


Figure 25 : Etude des variations d'amplitude des cycles de la précession dans les séries du $\delta^{18}\text{O}$ du site 552A à l'aide de filtres passe-bandes centrés sur 21ka^{-1} . On remarque une augmentation de l'amplitude de ces cycles durant l'intervalle concerné. Les points indiquent les maximum d'amplitude de la série filtrée du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques : ils se disposent de façon régulière tous les 100 ka, impliquant que le signal étudié correspond bien à celui de la précession.

CHAPITRE C

Variations de la taille des placolithes de *Reticulofenestra* en réponse aux changements climatiques

I. Introduction

Dans le chapitre B, plusieurs espèces du genre *Reticulofenestra* ont été groupées. Les raisons de ce choix sont les suivantes -

Le concept d'espèce est un sujet très controversé parmi les paléontologistes. Pour avoir un sens phylogénétique, le concept d'espèce en paléontologie devrait être aussi proche que possible de celui qu'il a en biologie. On se contente en général d'une taxonomie typologique (fondée uniquement sur des critères morphologiques). Imbrie (1957) expliquait que la difficulté d'utiliser le concept biologique en paléontologie résultait essentiellement de trois problèmes pratiques : (1) l'insuffisance et l'inadéquation des données morphologiques, (2) la distribution des fréquences biaisées et (3) celle des enregistrements fossiles incomplets. En ce qui concerne les nannofossiles calcaires, les deux derniers problèmes sont généralement évités. En effet, il est possible de reconnaître les effets d'une dissolution différentielle sur la distribution des fréquences, et des coupes continues de sédiments pélagiques sont souvent disponibles. Cependant, l'inadéquation des données morphologiques reste un obstacle délicat à l'interprétation spécifique (Aubry, 1989) parce que les Coccolithophoridae vivants montrent des phénomènes de polymorphisme, dithécisme (deux coccosphères imbriquées l'une dans l'autre pouvant avoir des placolithes différents), des écomorphismes. De plus, ils ont un cycle de vie complexe. Il y a peu de chance que le paléontologiste soit capable de reconstituer les éléments du cycle de vie d'une espèce fossile et il est très rare que des phénomènes de dithécisme ou de dimorphisme soient observés à l'état fossile. Par contre, il est parfois possible de reconnaître des variations morphologiques liées à des changements paléoenvironnementaux et de caractériser des morphotypes écologiques. Toutefois, pour établir l'existence de morphotypes, une approche typologique est nécessaire.

II. Statut taxonomique actuel des reticulofenestridés du Miocène supérieur

Jusqu'à huit espèces sont reconnues parmi les reticulofenestridés du Miocène supérieur (Tableau 5). Leur distinction repose principalement sur des critères de longueur des placolithes et le diamètre de l'ouverture centrale. Ce sont *Reticulofenestra pseudumbilica*

(GARTNER) GARTNER 1969; *R. minutula* (GARTNER) GARTNER, 1969, *R. minuta* ROTH, 1970, *R. gelidus* GEITZENAUER 1972, *R. haqii* BACKMAN 1978, *Dictyococcites productellus* BUKRY 1975, *D. perplexa* BURNS 1975, et *D. antarcticus* HAQ 1976.

1. Au niveau générique

Deux genres sont parfois utilisés dans la taxinomie des reticulofenestridés : *Reticulofenestra* et *Dictyococcites*. Black (1967) a indiqué que les coccolithes assignés au genre *Dictyococcites* ont une ouverture centrale large occupée par un treillis de barres de calcite se joignant le long du grand axe de l'ellipse. La diagnose de Black ne tient compte que de la face proximale du placolithe. Mais ce caractère n'est pas déterminant puisque le genre *Reticulofenestra* HAY, MOHLER ET WADE, 1966 inclut aussi des placolithes à larges ouvertures centrales recouvertes d'un lacies ("lacy net") ou réticulé ("reticulate"). Arguant que la taille du réticule recouvrant l'ouverture centrale n'est pas un caractère valide, Stradner et Edwards (1968) émendèrent le genre *Reticulofenestra* et mirent *Dictyococcites* en synonymie avec *Reticulofenestra*. Bien que cette synonymie soit couramment acceptée par certains (Gallagher, 1989), le genre *Dictyococcites* est encore utilisé en particulier suivant l'émendation du genre par Backman (1980) qui indique que sur la face distale des placolithes, l'aire centrale est fermée ou virtuellement fermée. Puisque dans les spécimens étudiés ici (voir figure 26) un continuum entre aire centrale fermée et complètement ouverte en passant par virtuellement fermée est observé, le genre *Dictyococcites* n'est pas considéré utile dans ce travail.

2. Au niveau spécifique

Des descriptions originales que Gartner (1967) a données de *Reticulofenestra minuta* et *R. pseudoumbilica*, il apparaît que la seule différence existant entre les deux espèces réside dans leur taille : la première est un petit placolithe dont l'holotype mesure 4,4 μm alors que la seconde est plus grande. Les autres caractères sont similaires. Quant à la différence du nombre d'éléments constituant les disques des deux taxons (45 chez *R. minutula*, 70 chez *R. pseudoumbilica*) elle n'est pas distinctive puisque Backman (1980) et Margerel et Bréhéret (1985) ont montré que le nombre d'éléments qui constituent les disques des placolithes est lié au diamètre de ces derniers.

ESPECES	<i>R. minutula</i>	<i>R. pseudoumbilica</i>	<i>R. minuta</i>	<i>R. gelidus</i>	<i>R. productella</i>	<i>R. perplexa</i>	<i>R. antarctica</i>	<i>R. haqii</i>
	Gartner 1967 Gartner 1969	Gartner 1967 Gartner 1969	Roth 1970	Geitzenauer 1972	Buckry 1973 Gallagher 1989	Burns 1975 Wise 1983	Haq 1976	Backman 1978
PRESENCE	Pliocène	Pliocène	Oligocène	Pliocène supérieur	Pleistocène	Miocène supérieur	Miocène	Miocène supérieur Pliocène inférieur
	Trinidad	Golfe du Mexique	Alabama	Pacifique (subantar- ctique)	Pacifique	Antarctique	Antarctique	Bassin de Vera
TAILLE (dans la description)	petit		très petit	6 à 12 mm	petit : 3 à 8 mm	?	petit : 4 à 7 mm	petit : 3 à 5 mm
TAILLE (holotype)	P = 4,4 A = 3,2 O = 2	8,4 5,2 2,8	1,5 0,086 0,05	10,2 6,8 2,2	3,2 2,1 1,9	? ? ?	5,7 3,1 0	4,6 2,3 1
NOMBRE D'ELEMENTS	45	70	26	68-74	28-38		60-80	40-50
MARGE	fait saillie de façon distale	peut être décorée par de grands et épais cristaux						peut consister distalement en d'épais cristaux
AIRE CENTRALE	ouverte	différence de taille à l'intérieur de l'espèce. Peut être couverte d'une trame de barres se joignant le long d'une fissure longitudinale au centre du placolithe.	1/3 du coccolithe est couvert par un épais grillage de barres tordues	petite ouverture circulaire ou allongée	virtuellement close suivant une fente centrale	fermée, bien développée. Ligne centrale torce qui est alignée avec le grand axe de la ligne centrale du placolithe	pleine, montrant une ligne centrale	petite ouverture centrale (1-1,5 mm)

Tableau 5 : Les espèces du Miocène supérieur appartenant au genre *Reticulofenestra* d'après leurs descriptions originales

Backman (1978) décrit *R. haqii* comme "un petit reticulofénestride ayant une petite ouverture centrale"⁵. Il indique que *R. haqii* est plus petit que *R. pseudoumbilica*, mais il ne le compare pas avec *R. minutula*. Dans la description de *R. pseudoumbilica*, Gartner (1967) insiste sur le fait qu'il existe des variations intraspécifiques de la taille de l'ouverture centrale⁶, mais aucune indication sur ce fait n'est donnée pour *R. haqii* probablement à cause de sa petite taille (3 à 5 µm) qui rend difficile l'observation de si petites variations. L'holotype de *R. haqii* a une ouverture centrale plus petite que celui de *R. minutula*, bien que tous deux soient de tailles comparables, ce qui explique la différenciation. Mais quand deux ans plus tard Backman (1980) présente une étude quantitative fondée sur le rapport de la taille totale du placolithe avec celle de l'ouverture centrale, il observe un continuum entre les deux formes et conclut que les résultats ne sont pas décisifs quant au statut taxonomique de *R. haqii* et de *R. minutula*.⁷ Cependant il considère prématuré de regrouper les deux taxons en une seule espèce, principalement à cause de la taille réduite de l'échantillonnage étudié. Dans ce travail, en raison de cette continuité d'un taxon à l'autre qui rend la détermination taxonomique de certains spécimens impossible, *R. haqii* et *R. minutula* sont considérées synonymes.

Reticulofenestra minuta a été décrite dans des sédiments oligocènes comme une très petite espèce de *Reticulofenestra*⁸ (Roth, 1970). Dans son étude quantitative qui compare cette espèce à *R. haqii* et *R. minutula* Backman (1980) conclut que la distinction entre les deux taxons à partir de paramètres numériques n'est pas nette⁹. Malgré le manque de caractères discriminants révélés par son analyse, Backman (1980) propose de séparer les trois espèces comme suit :

- les formes plus petites que 3 µm sont assignées à *R. minuta*;
- les formes de taille comprise entre 3 et 5 µm et une ouverture centrale plus grande que 1,5 µm sont assignées à *R. minutula*;
- les formes de même taille que *R. minutula* (>3 µm et <5 µm) mais ayant une ouverture centrale plus petite (>1,5 µm) sont assignées à *R. haqii*.

De plus, les formes plus grandes que 5 µm sont placées dans l'espèce *R. pseudoumbilica* (Backman, 1980).

Malgré les progrès apportés par son étude à la compréhension de la taxonomie de ce groupe, le critère utilisé par Backman (1980) pour diviser ces quatre formes de *Reticulofenestra* est arbitraire : d'une part les descriptions originales font référence au diamètre d'une manière qualitative ("*small*" ou "*very small*"). D'autre part, l'étude

⁵ "small elliptical reticulofenestrid with a small central opening" Backman (1978, p.111)

⁶ The "elliptical central area differs in size within the species" Gartner (1967, p.28).

⁷ The results are "not conclusive with regard to the taxonomic status of *R. haqii* et de *R. minutula*" (Backman, p. 44).

⁸ "...a very small species of *Reticulofenestra*" (Roth, 1970, p.850).

⁹ "...not particularly clear" (Backman, 1980, p.44).

quantitative de Backman (1980) n'apporte pas de résultats déterminants permettant d'établir de façon sûre les subdivisions qu'il propose. Au contraire, les mesures de Backman (1980) indiquent plutôt des continuums de taille entre les différents taxons. La taille n'est donc pas un caractère spécifique valide.

La taille de *Reticulofenestra gelida* décrite par Geitzenauer et Huddleston (1972), est comprise entre 6 et 12 μm . La seule différence avec *R. pseudoumbilica* est la taille de l'ouverture centrale, plus petite chez *R. gelida*. En accord avec Backman (1980) cette espèce est regardée ici comme synonyme de *R. pseudoumbilica*.

Les formes de *Reticulofenestra* à aire centrale fermée (assignées par certains auteurs au genre *Dictyococcites*), du Miocène supérieur sont *R. productella*, *R. perplexa* et *R. antarctica*. La première est un placolithe de 3 à 8 μm ayant une aire centrale virtuellement fermée le long d'une suture médiane (Bukry, 1975). *Reticulofenestra perplexa* est décrite comme un placolithe elliptique de taille moyenne ayant une aire centrale fermée, marquée par une ligne de suture au centre de l'aire centrale¹⁰ (Burns, 1975). Le qualificatif "taille moyenne" engendra une certaine confusion. En effet d'après l'échelle indiquée sur la figure originale (Burns, 1975, fig. 17, p. 589) l'holotype mesure 29 μm , ce qui est une très grande taille. Aussi, pensant qu'il s'agissait d'une erreur sur l'échelle, Wise (1983) estimait la longueur de l'holotype à 5 ou 6 μm en s'appuyant sur la longueur (5 μm) d'un spécimen d'*Ismolithus recurvus* illustré sur la même planche que l'holotype de *R. perplexa*. Outre que 5 μm est particulièrement petit pour *I. recurvus* (M.-P. Aubry, com. pers., 1989), il est inapproprié d'estimer la taille d'un holotype à partir d'une comparaison de longueur quand la taille de l'étalon est établie sur un *a priori*. Backman (1990) pense que la taille de l'holotype est bien de 29 μm . Dans ce cas, la description devrait être invalide car il ne s'agirait pas d'un placolithe de taille moyenne mais de très grande taille. Quant à *Reticulofenestra antarctica* (Haq, 1976), c'est un "petit placolithe elliptique à subcirculaire long de 4 à 7 μm (allant rarement jusqu'à 8 μm), avec une aire centrale pleine présentant une longue ligne médiane sur les deux faces"¹¹. Or, *R. productella* est décrite d'une façon très similaire par Bukry (1975).

Reticulofenestra antarctica est généralement mise en synonymie avec *R. perplexa* (Backman, 1980). Elle se distinguerait de *R. productella* par la longueur du placolithe (5,0-6,0 μm pour le premier et 3,5-4,5 μm pour le second) (Gallagher, 1989). Ceci est dû au fait que Backman (1980) restreignait *R. productella* aux placolithes mesurant 3,5-4,5 μm , bien que n'ayant pas émendé cette espèce qui a été décrite comme ayant une taille pouvant être nettement supérieure. Ainsi une grande confusion est introduite dans la taxonomie de ces *Reticulofenestra*, puisque la taille utilisée pour différencier les espèces ne correspond plus à

¹⁰ A "medium-sized elliptical placolith, with closed central area" and with "a central suture line running part way across the central part of the central area" (Burn, 1975, p. 594).

¹¹ A "small elliptical to subcircular placolith from 4 to 7 μm in length (rarely up to 8 μm), with a long central furrow on both proximal and distal sides" (Haq, 1976, p.561).

la taille des holotypes. De plus il semble là aussi que la taille soit un critère arbitraire (voir les données de Backman, 1980).

Dans ce travail, *R. antarctica* et *R. perplexa* sont considérées synonymes de *R. productella*. De plus, trois seulement des huit espèces du Miocène supérieur, assignées au genre *Reticulofenestra* sont retenues : *R. minutula*, *R. pseudoumbilica* et *R. productella*.

A partir de l'étude de coupes méditerranéennes datées respectivement du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur, Schmidt (1979) et Driever (1988) ont montré que la taille des placolithes de *R. pseudoumbilica* changeait dans le temps. Ils ont observé une augmentation de la taille moyenne des placolithes de cette espèce (de 6 à 8 μm) durant les deux périodes. Ceci implique logiquement une période entre le Miocène supérieur et le Pliocène basal, durant laquelle les placolithes ont dû diminuer de taille avant le deuxième épisode d'accroissement décrit par Schmidt (1979). Ainsi les variations intraspécifiques de la taille des placolithes chez *R. pseudoumbilica* sont importantes. Le facteur temps est donc primordial. Cet accroissement de taille chez cette espèce a été aussi montré très récemment par Young (1990).

Dans cet esprit nous devons à présent nous pencher plus précisément sur ces problèmes de taille.

III. Méthode

La collection de lames des sites DSDP 552 et 609, déjà utilisée dans le chapitre précédent est reprise.

Tout d'abord pour étudier le rapport existant entre la taille totale du placolithe et celle de son ouverture centrale, des mesures ont été effectuées sur trois échantillons pris au hasard à trois niveaux éloignés de la série du site DSDP 552A (à 107,40 m, 127,92 m et 143,60 m). La longueur totale du placolithe et celle de l'ouverture centrale ont été mesurées sur les 60 premiers placolithes de *Reticulofenestra* rencontrés dans chaque lame. Les résultats sont présentés sur la figure 26.

La taille de l'ouverture centrale n'apparaît pas comme un bon facteur discriminant puisque aucun nuage de points ne se différencie clairement en parallèle à l'axe des ordonnées. Il existe un continuum entre des formes à aire centrale fermée et des formes où une ouverture était présente. Cependant sous le microscope optique, il n'a pas été possible de quantifier ce continuum. Les placolithes plus grands que 5 μm avec une aire centrale fermée observés durant cette étude ne présentaient pas de suture linéaire centrale mais plutôt un point de suture. En fait durant cette étude presque aucun placolithe possédant une ligne de suture centrale (caractéristique de *R. productella*) n'a été observé. Par conséquent, cette étude n'inclut pas *R. productella*.

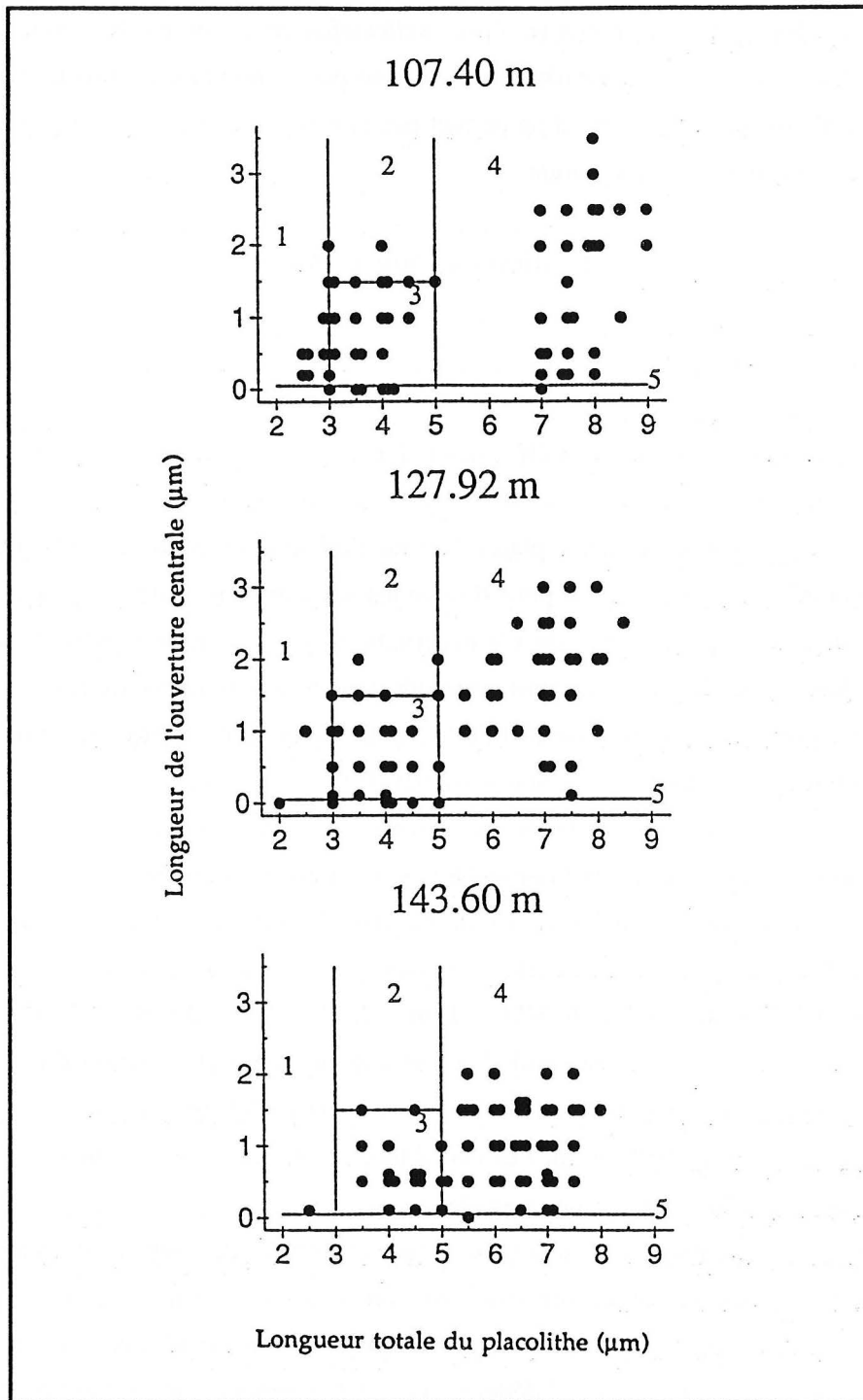


Figure 26 : Taille des placolithes et de l'ouverture centrale des placolithes de *Reticulofenestra* mesurées dans trois échantillons du site 552A. Les lignes correspondent aux limites taxonomiques utilisées par Backman (1980) pour différencier : 1 : *R. minutula*, 2 : *R. minuta*, 3 : *R. haqii*, 4 : *R. pseudoumbilica* et *R. gelidus*, 5 : *Reticulofenestra* avec une aire centrale fermée. Ces limites ne permettent pas dans la plupart des cas de différencier correctement les espèces.

La taille des placolithes permet la séparation de deux nuages de points de façon nette uniquement dans l'échantillon pris à 107,40 m. A 127,92 m ces nuages sont moins individualisés, et à 143,60 m un seul nuage non différencié est observé. On s'aperçoit que, en

particulier pour les espèces de petits ($< 5 \mu\text{m}$) *Reticulofenestra*, comme les données de Backman (1980) le montrent, la taille n'est effectivement pas un bon facteur. En outre, pour certains échantillons du moins, celle-ci ne permet pas non plus d'isoler de façon précise *R. pseudoumbilica* du groupe de *R. minutula*.

IV. Variations à long terme

1. Le Miocène supérieur

Vingt et un échantillons par sites ont été étudiés, à peu près tous les deux mètres, à des niveaux où une classe de taille ne dominait pas virtuellement l'assemblage de *Reticulofenestra*. Les trente premiers placolithes de *Reticulofenestra* rencontrés ont été mesurés. Ce nombre a paru suffisant pour décrire les variations de taille des placolithes. Aucun résultat statistique n'est tiré de ces observations, la visualisation étant seule ici recherchée. Dans ce but les résultats sont présentés sous forme de cartes de contourages (figure 27). Le programme utilisé est SURFER®, et la méthode de contourage utilise le "Krigging", réputé pour donner les meilleurs résultats (El Abbass et al., 1990).

La longueur du grand axe des placolithes de *Reticulofenestra* varie aux deux sites étudiés de façon parallèle durant le Miocène supérieur. Dans la partie inférieure des deux coupes, le diamètre moyen est de $5,5 \mu\text{m}$. Au dessus dans la partie supérieure de ces coupes (130 m au site DSDP 552A et 338 m au site DSDP 609) deux classes de taille sont observées : la plus petite a un diamètre moyen de $3-4 \mu\text{m}$, l'autre de $8 \mu\text{m}$. Ces deux classes sont si bien différenciées qu'elles se distinguent tout de suite à la première observation d'une lame mince. L'étude a été poursuivie dans le Pliocène inférieur. Deux échantillons par carottes ont été pris au site 552 entre 67 et 104 m. Les placolithes de *Reticulofenestra* ont été ensuite mesurés en suivant le même principe que précédemment.

Les résultats sont présentés sur la figure 28 sur une échelle de temps avec les mesures effectuées sur le Miocène supérieur des deux sites, et les mesures faites à partir d'échantillons pris à deux niveaux au site 609 pour servir de témoins. Le modèle chronologique utilisé pour le Pliocène inférieur est celui de Clement et Robinson (1986) pour le site 609. Pour le site 552 il est basé sur l'interpolation linéaire entre le pic de $\delta^{18}\text{O}$ à 106 m daté comme on l'a vu précédemment à 4,94 Ma et la limite Gauss/ Gilbert à 56 m (Shackleton et al., 1984) daté à 3,5 Ma (Berggren et al., 1985).

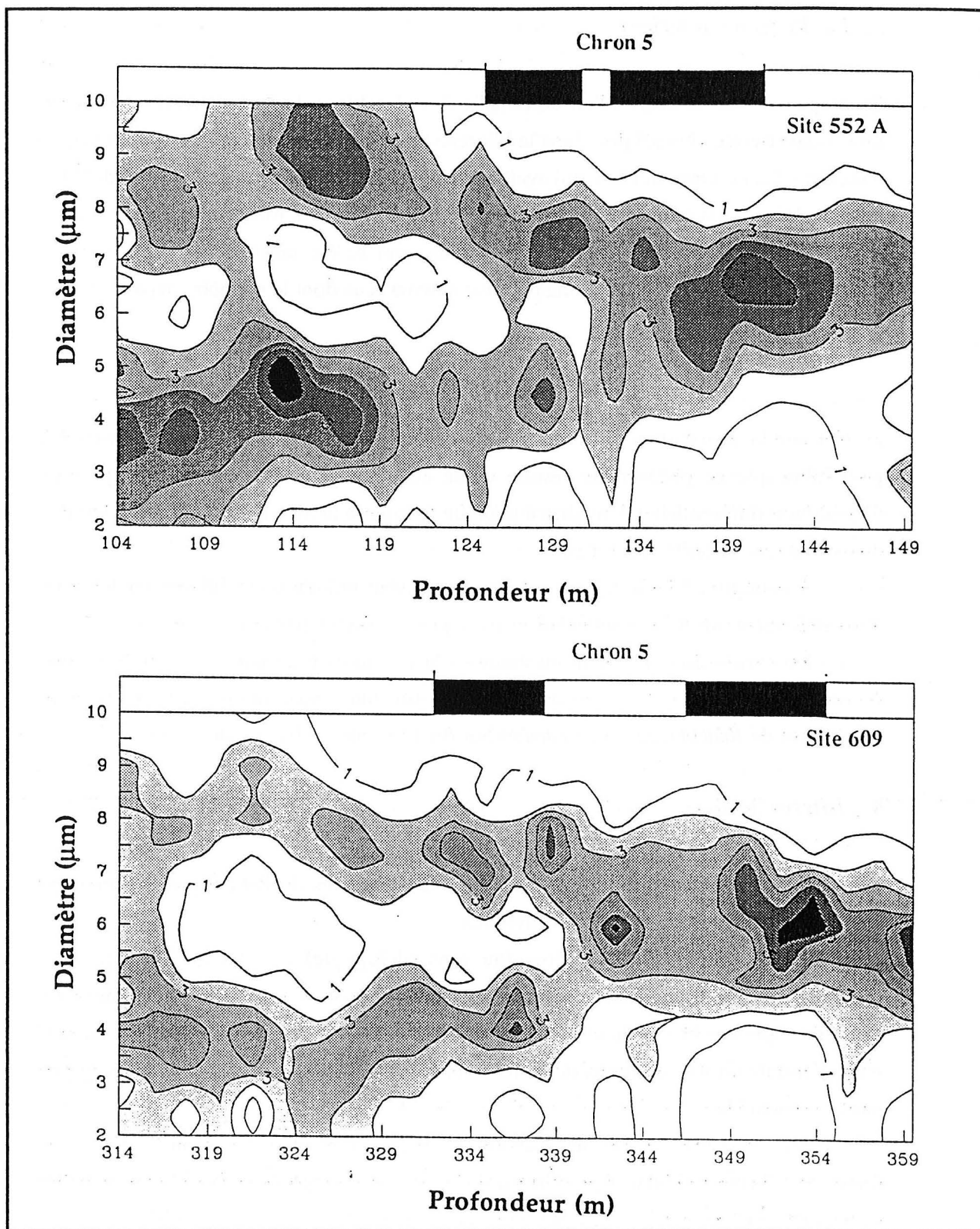


Figure 27 : Représentation par contourage des variations de la taille des placolithes de *Reticulofenestra* dans les sédiments du Miocène supérieur des sites 552A et 609.

2. Le Pliocène inférieur

On s'aperçoit que la distribution de la taille des placolithes de *Reticulofenestra* redevient unimodale (mode vers 5,5 μm) dans le Pliocène basal avant une nouvelle phase où elle est bimodale. Ceci correspond à ce qui avait été semble-t-il mis en évidence par Schmidt (1979) pour le Miocène supérieur, et Driever (1988) pour le Pliocène inférieur en Méditerranée. "Semble-t-il" car dans les deux travaux seuls avaient été mesurés les placolithes de *Reticulofenestra pseudumbilica* (donc pour ces auteurs ceux dont le diamètre dépasse 5 μm).

3. Implications

Le fait que la distribution de la taille varie de façon synchrone aux deux sites exclut la possibilité que ce phénomène résulte d'une action physique (vannage) ou chimique (dissolution différentielle). Une distribution de fréquence biaisée n'est donc pas à l'origine des variations de taille observées.

La coupure à 5 ou 5,5 μm qui est très souvent utilisée pour différencier les petits *Reticulofenestra* de *R. pseudumbilica*, n'est pas utilisable partout puisque ce seuil de séparation correspond justement au mode de la distribution de taille dans de nombreux échantillons. Schmidt (1979) avait déjà noté cette difficulté taxonomique dans son étude des placolithes de *Reticulofenestra pseudumbilica* du Messinien inférieur de Crète.

4- Interprétation

Les variations de la distribution de la taille des placolithes de *Reticulofenestra* peuvent être interprétées de trois manières différentes.

(1) Au moins trois espèces (au sens biologique) ayant des placolithes de morphologie identique, mais de taille différente coexistent dans les assemblages du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur. Les abondances relatives varient à travers le temps, entraînant les variations de distribution de la taille des placolithes du groupe pris dans son ensemble.

(2) Une espèce ayant des placolithes de taille moyenne d'environ 5 μm évolue durant le Miocène terminal et produit par dichotomie deux espèces de placolithes de tailles différentes, une petite et une grande. Puis, cas très rare dans l'évolution, ces deux espèces convergent, pour redonner l'espèce ancestrale qui, au Pliocène inférieur, évolue de nouveau de la même façon que dans le Miocène terminal pour redonner deux espèces de tailles différentes.

(3) Une seule espèce au sens biologique existe, mais possédant plusieurs morphotypes qui, suivant les conditions océanographiques qui prévalent à telle ou telle époque, sont abondants ou pas.

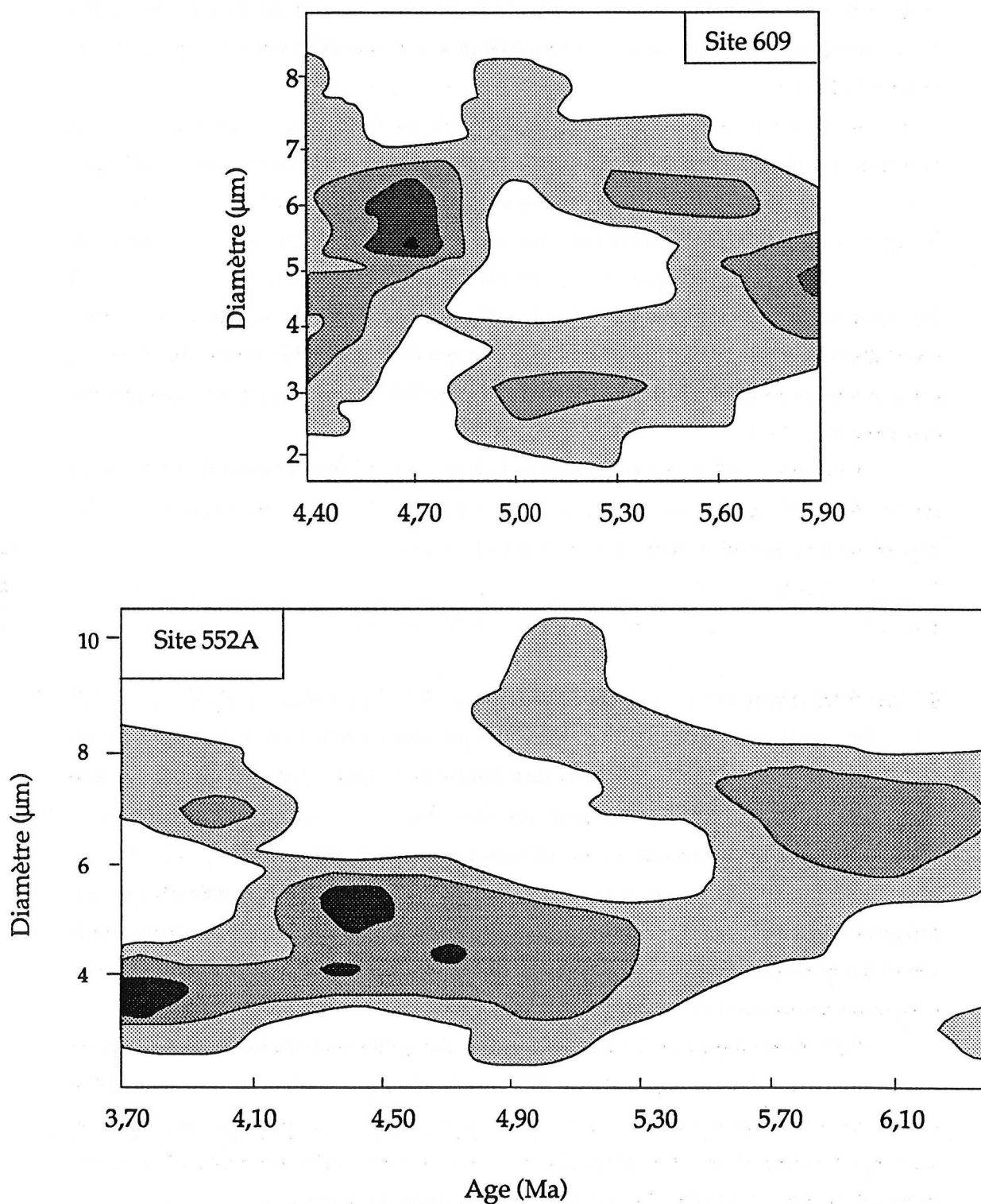


Figure 28 : Représentation par contourage des variations de la taille des placolithes de *Reticulofenestra* dans les sédiments du Miocène supérieur et Pliocène inférieur des sites 552A et 609 en fonction du temps.

La première hypothèse sur un plan taxonomique présente une difficulté d'identification majeure à cause des recouvrements de distribution de taille des trois espèces : il est impossible d'identifier la plupart des individus. D'autre part sur le plan biologique, elle pose le problème des espèces sibyllines dont on ne peut parler en paléontologie pour des raisons évidentes.

De plus il est difficile d'imaginer des évolutions aussi rapides de la taille, surtout avec des retours aux formes ancestrales. Quelques échantillons mesurés dans le Miocène moyen du site DSDP 608 (figure 29) montrent le même phénomène (étude en cours). La répartition de la taille dans certains échantillons est très large, s'approchant souvent d'une distribution bimodale, alors que dans d'autres la distribution est unimodale, centrée sur 5,5 μm , avec un écart type très faible. Ainsi la taille des placolithes de *Reticulofenestra* n'est pas stable à travers le temps (durant au moins une grande partie du Miocène et du Pliocène). Un phénomène évolutif (génétique) itératif est très difficile à envisager pour expliquer ces observations.

Il est très probable que ces classes de taille correspondent à des morphotypes. Ainsi ces "évolutions" de la taille ne seraient pas d'origine génétique, mais exogène, et les changements de l'environnement pourraient en être la cause.

V. Variations à court terme

Si l'environnement est la cause des variations de la distribution de la taille des placolithes de *Reticulofenestra*, il doit alors être possible de retrouver à plus court terme l'effet des variations climatiques sur la distribution de la taille, puisque des périodicités de Milankovitch ont été décrites pour les sites DSDP 552A et 609 dans le chapitre précédent à condition d'effectuer un échantillonnage beaucoup plus serré.

Dans un premier temps la taille des placolithes a été mesurée de la même façon que précédemment sur un court intervalle pris au hasard où la distribution est bimodale (entre 125 et 126 m au site 552A). Le pas d'échantillonnage est de 10 cm. Les cinquante premiers placolithes rencontrés dans chacun des 10 frottis ont été mesurés (figure 30).

On constate alors que les modes des deux classes de taille n'ont pas changé sur un court intervalle stratigraphique. Par contre le nombre de placolithes dans chaque classe varie d'un échantillon à l'autre : vers 126 m et 125 m les deux classes sont représentées de façon égale, alors que les petits placolithes dominent sur les grands autour de 125,4 m. Ces changements s'effectuent de façon progressive durant ce court intervalle.

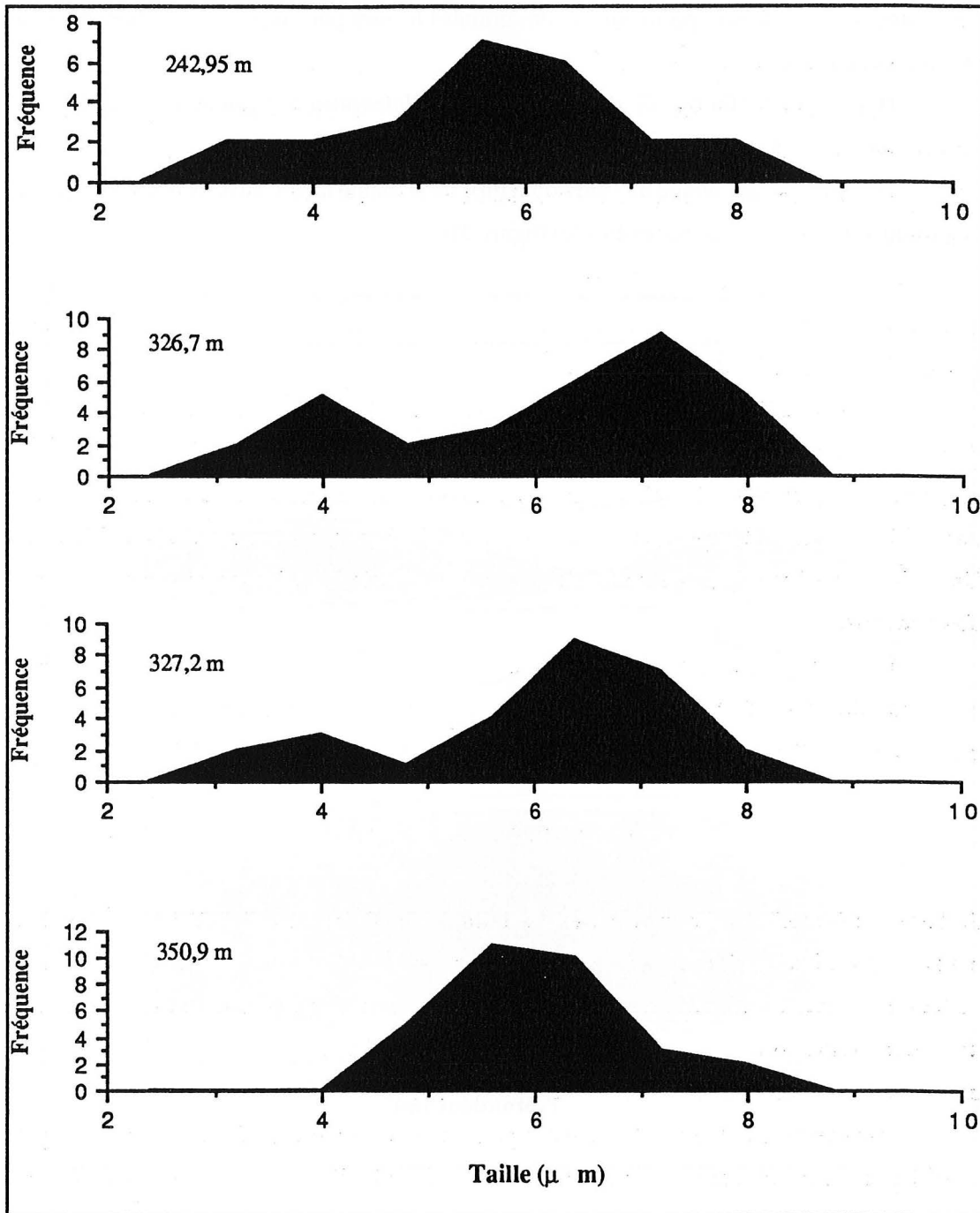


Figure 29: Distribution de la taille de placolithes attribuée au genre *Reticulofenestra* dans 4 échantillons du Miocène inférieur et moyen du Site 608, qui montrent qu'elle suit le même type de variations (observée dans le Miocène supérieur), à ces époques.

Les deux classes étant très différenciées entre 125 et 104 m au site 552A, et entre 338 et 314 m au site 609, il est possible de compter le nombre de placolithes appartenant à chacune d'elles. Ainsi dans ces deux intervalles, les grands placolithes ont été comptés par rapport aux petits ($< 5 \mu\text{m}$) dans tous les échantillons (tous les 10 cm au site 552A et tous les 20 cm au site 609). Trois cents individus par lame ont été comptés au site 552A et 200 au site

609. L'abondance relative (pourcentage) des grandes formes par rapport aux petites (G/P) a été calculée comme suit :

$(G/(G+P)) \times 100$ où G = nombre de *Reticulofenestra* > 5 μm et P = nombre de *Reticulofenestra* < 5 μm .

Le pourcentage fluctue au cours du temps de la même façon dans les deux séries avec des fréquences et des amplitudes élevées (figure 31).

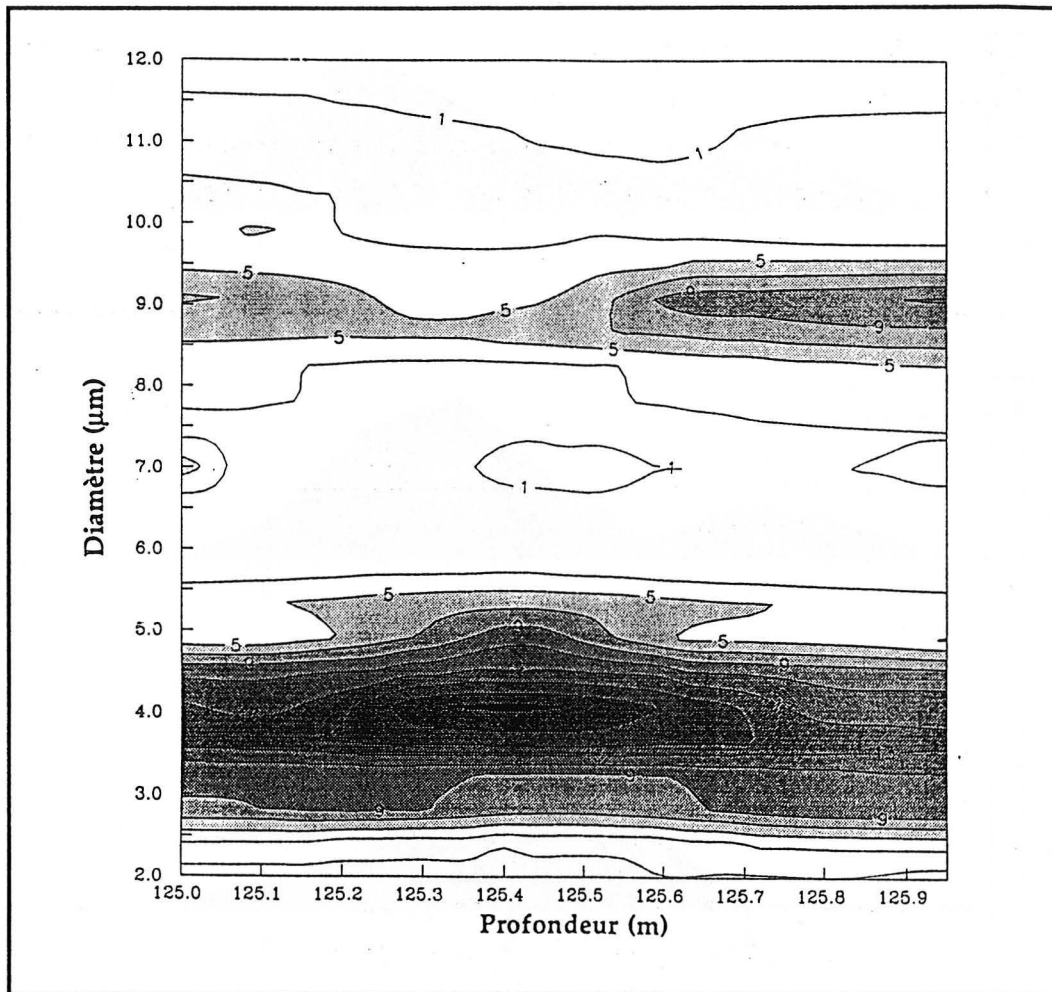


Figure 30 : Représentation par contourage de la distribution de la taille des placolithes de *Reticulofenestra* sur un intervalle de 1 m au site DSDP 552A . Si les modes ne varient pas, l'abondance relative d'une classe par rapport à l'autre varie.

Comme pour les séries Cp/Rm, une analyse spectrale a été effectuée en utilisant les mêmes programmes et les mêmes modèles chronologiques. Une "cubic spline" a été utilisée pour créer de nouvelles séries ayant un espacement temporel régulier de 3000 ans (moyenne du pas d'échantillonnage dans les deux séries originelles). La transformée discrète de

Fourier (DFT) a ensuite été calculée (estimateur spectral moyenné avec $L=7$, et fenêtre cosinusoidale) pour les deux séries (complétées avec des zéros jusqu'à 512 points).

Les périodogrammes résultant de cette analyse sont présentés sur la figure 32. Le maximum de l'énergie est centré dans la bande de fréquence 1/40-1/18 ka dans les deux séries. Les basses fréquences sont beaucoup moins importantes que pour les séries Cp/Rm (aux mêmes sites) ou celles des isotopes (du site 552A). Ainsi les phénomènes qui sont à l'origine de ces variations des séries Rp/Rm sont particuliers.

Au site 552A, les maxima d'énergie sont, 18,7; 21,6; 37 et 55 ka. Au site 609, ils sont 19,9-24,7-30; 57 et 100 ka. Dans chacune des séries, un double pic, proche des périodes de la précession des équinoxes (19 et 23 ka), est révélateur de l'importance de ces cycles sur la distribution de la taille des placolithes. La période de 37 ka au site 552A pourrait être interprétée comme représentant le cycle de l'obliquité (41 ka).

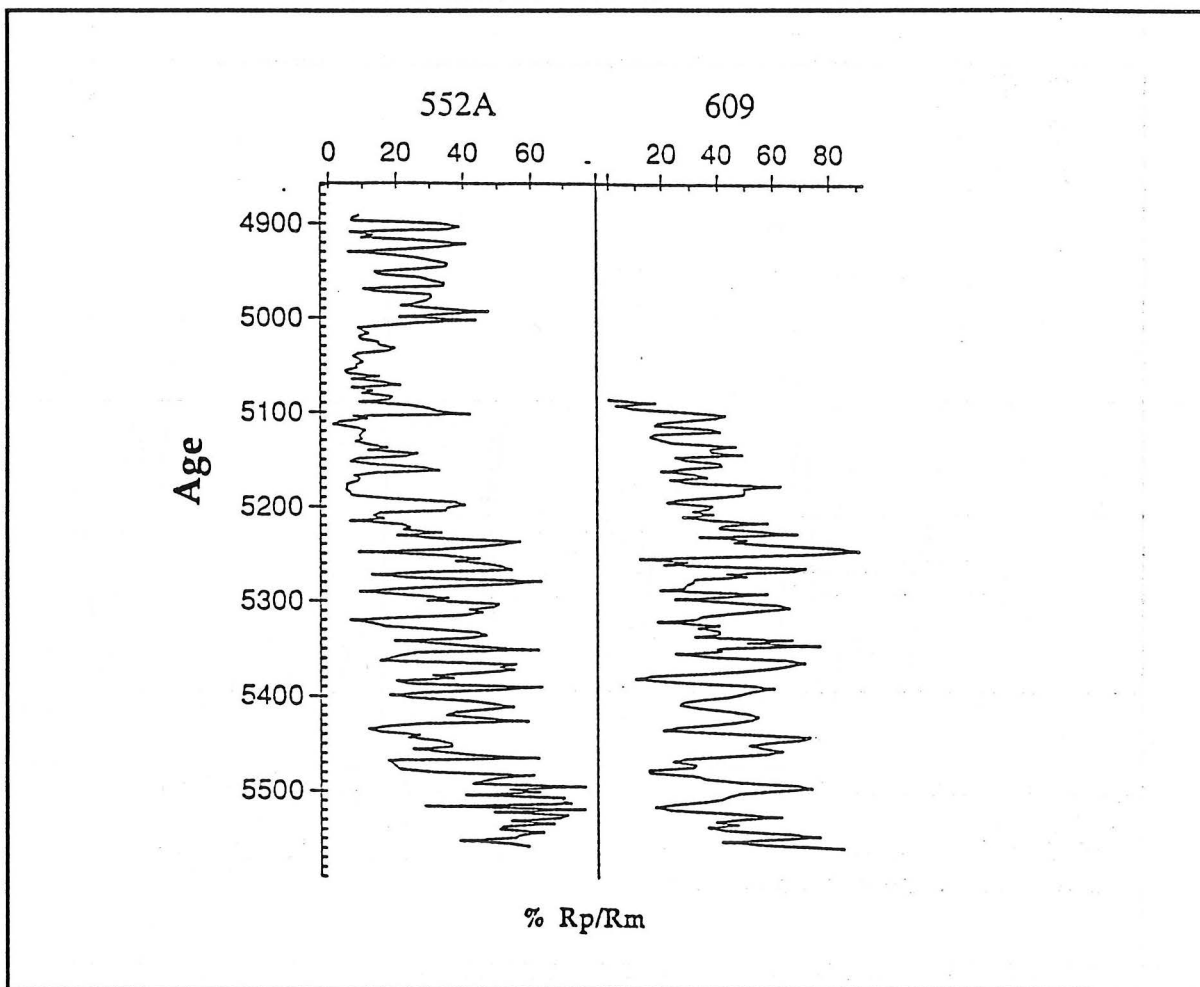


Figure 31: Variations du rapport d'abondance des deux classes de taille de *Reticulofenestra* aux sites 552A et 609.

VI. Discussion

L'importance des cycles de la précession dans les séries peut être interprétée comme suit : il est fort possible que les morphotypes caractérisés par les deux classes de taille étaient produits à différentes saisons. Ainsi la précession des équinoxes, influant sur les saisons, mène à des variations périodiques de la distribution de la taille des placolithes de *Reticulofenestra*.

Cette hypothèse est développée sur la figure 33 : si l'on suppose que l'un des deux variétés se développait préférentiellement en hiver par exemple, la production annuelle du morphotype "hivernal" était proportionnelle à la longueur de l'hiver. Le choix de la saison importe peu dans l'explication qui suit, mais il a été montré (voir chapitre sur l'écologie, ex.: figure 5 d'après Okada et McIntyre, 1979) qu'une grande différence de composition du nannoplancton calcaire existe entre l'hiver et l'été en haute latitude.

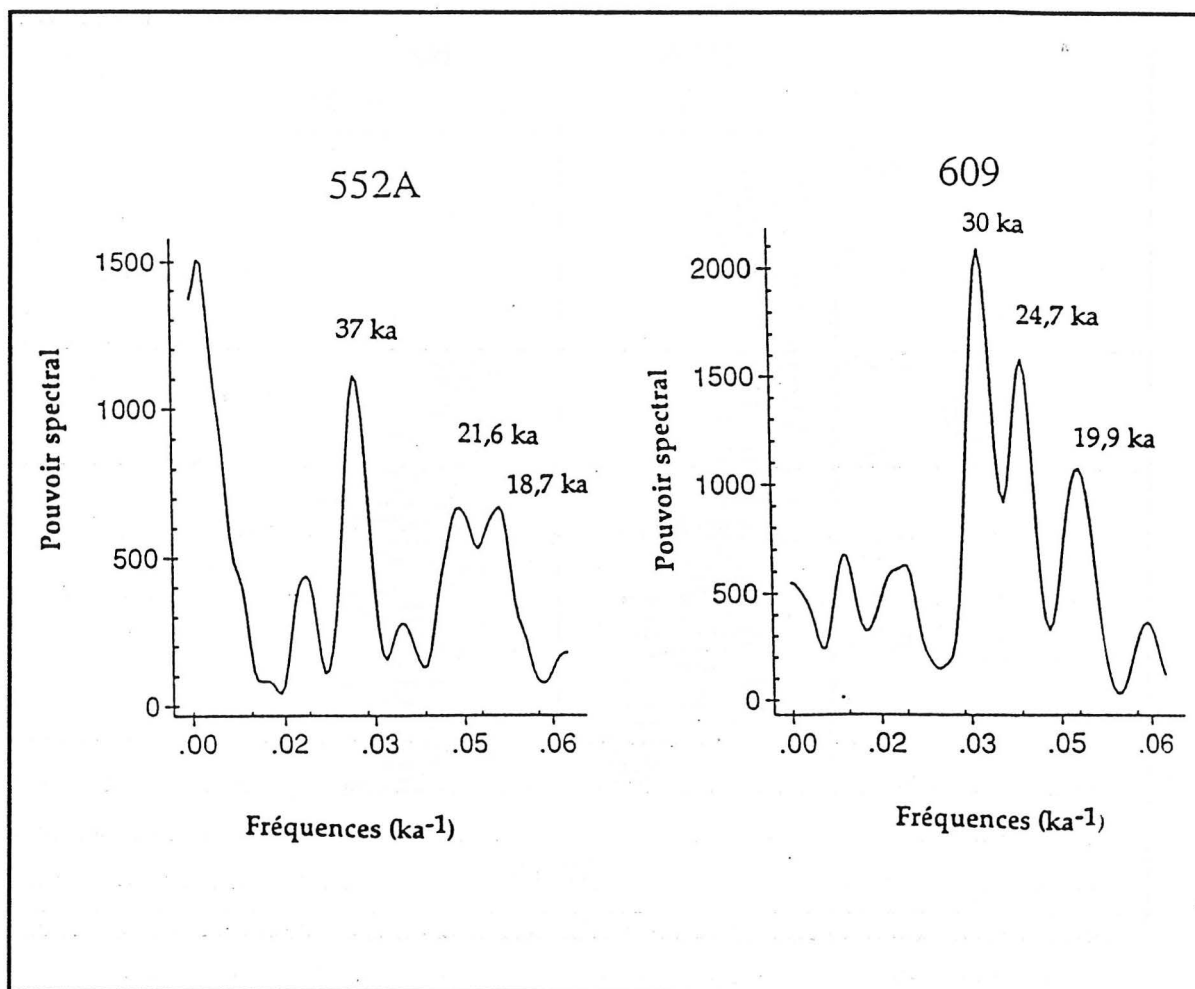


Figure 32 : Périodogramme des séries présentées dans la figure 31.

Or la radiation solaire reçue aux équinoxes et la différence entre la longueur de l'hiver et de l'été (du point de vue astronomique) sont fonction seulement des paramètres de la précession (Berger, 1977). Le fait que la longueur de l'hiver varie périodiquement suivant les cycles de la précession des équinoxes pourrait expliquer les fluctuations périodiques de l'abondance relative des deux morphotypes¹². Aucune étude de la taille des placolithes en fonction des saisons n'est disponible. Mais Blackwelder (1976) a montré à partir de cultures que la taille des placolithes de *Emiliana huxleyi* est inversement proportionnelle à la température. Les variations de la taille de ces placolithes a été aussi retrouvée dans les sédiments en correspondance avec les périodes glaciaires (Blackwelder, 1976) : les plus grands placolithes d'*E. huxleyi* ayant été produits durant les événements les plus froids. En hiver les placolithes de *E. huxleyi* devraient être logiquement plus grands que ceux produits durant l'été.

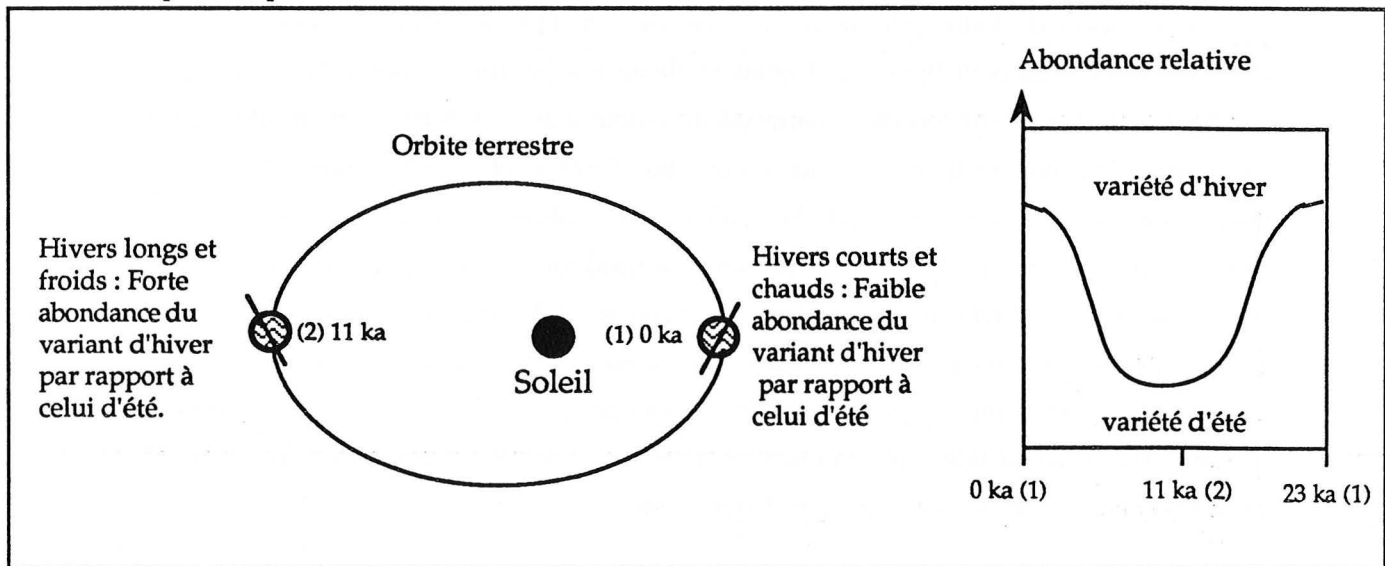


Figure 33 : Représentation schématique de l'effet théorique des cycles de la précession sur l'abondance d'une variété d'hiver d'une espèce de phytoplancton dans l'hémisphère Nord. (1) : position de la terre au solstice d'hiver au début d'un cycle. (2) : position de la terre au solstice d'hiver à la moitié d'un cycle (11 ka plus tard).

Les genres *Emiliana* et *Reticulofenestra* appartiennent à la même famille (Noelarabbdaceae) et sont affiliés (Perch-Nielsen, 1985). Il est donc possible que cette règle de variation de taille en fonction de la température soit aussi applicable aux *Reticulofenestra*. Dans ce cas les grands *Reticulofenestra* seraient produits en hiver et les petits en été. Donc l'écart entre les tailles des placolithes "hivernaux" et "estivaux" varierait en fonction du contraste saisonnier. Il a été montré dans le chapitre précédent que les cycles de 100-ka augmentaient dans la série Cp/Rp vers 5,7 Ma. Lorsque l'excentricité est

¹² Le terme "morphotype" est utilisé ici mais il pourrait être remplacé par le terme "espèce" dans le cas où deux espèces ne vivraient pas aux mêmes saisons.

élevée, l'amplitude des cycles de la précession est plus marquée (Berger, 1977), ce qui augmente le contraste saisonnier. Le fait que la répartition de taille devienne bimodale à cette époque, indiquerait de façon indépendante, la même augmentation du contraste saisonnier dans le Miocène supérieur.

Un moyen de tester cette hypothèse est de comparer les séries filtrées à 20-ka. Au site DSDP 552A, on a vu dans le chapitre précédent que les cycles de la précession sont bien représentés pour la série du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques, et que par contre pour l'index Cp/Rm ces cyclicités ont une amplitude très faible. Au site 609, cet index fluctue de façon beaucoup plus importante dans la bande de fréquence invoquée. Ainsi les séries G/P doivent être comparées au site 552A avec la série du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques, et au site 609 avec la série Cp/Rm. Pour la comparaison un filtre passe-bas de 20-ka est appliqué à chacune de ces séries. La partie supérieure (5,15 à 5,05Ma) de la série filtrée de G/P a un signal de faible amplitude à cause de trop faibles variations dans la série d'origine à ce niveau (voir figure 31). Cet intervalle ne sera pas utilisé pour la comparaison. Les quatre courbes se superposent remarquablement deux à deux et de façon inverse (les axes des ordonnées ont été inversés pour les courbes Cp/Rm et $\delta^{18}\text{O}$) (figure 34). Ceci, spécialement pour les courbes du Site 552A, où les modulations d'amplitude sont similaires. D'après notre hypothèse, les grandes formes sont produites en hiver, et leur production augmente quand la Terre se trouve au périhélie en hiver. La Terre étant alors à l'apélion en été, celui-ci doit être chaud, et *C. pelagicus* doit donc diminuer en abondance, et les tests des foraminifères planctoniques (produits en plus grande abondance durant la saison chaude) doivent avoir une composition isotopique plus légère en oxygène. La corrélation négative entre les courbes confirme donc l'hypothèse.

VII.: Conclusions

De cette analyse de la taille des placolithes du genre *Reticulofenestra* dans le Miocène supérieur de l'Atlantique Nord, on peut tirer les conclusions suivantes.

(1) La longueur des placolithes n'est pas un caractère spécifique valide. Premièrement parce qu'il existe de grands continuums entre les classes de taille. Deuxièmement, parce que les modes de ces classes varient en fonction du temps, empêchant toute description valable pour toutes les époques où ces formes existent. La taille de l'ouverture centrale n'apporte rien à une telle taxonomie. Donc, même d'un point de vue typologique, il est préférable de regrouper les différentes formes étudiées en une seule espèce. La règle d'antériorité voudrait que cette espèce soit *Reticulofenestra minutula* (GARTNER).

(2) Les variations de la distribution de la taille des placolithes de cette espèce sont interprétées ici comme résultant de phénomènes écologiques (et non évolutifs). L'apparition

de la bimodalité dans la partie supérieure du Chron 5 résulterait d'une augmentation du contraste saisonnier. Cette augmentation a été révélée de façon indépendante dans le chapitre précédent.

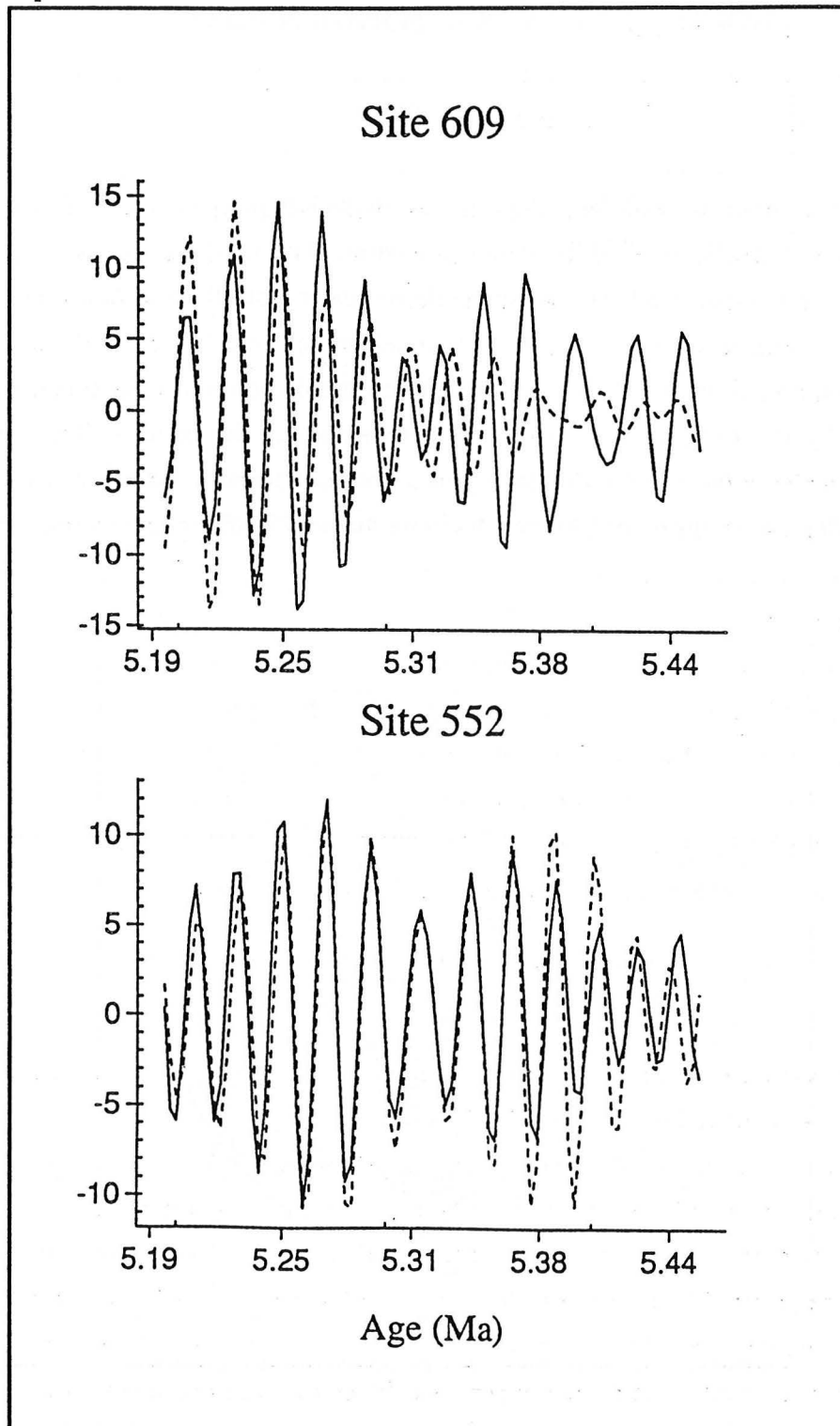


Figure 34 : Comparaison des séries filtrées à 21 ka du Rp/Rm (trait plein) (site 609 et 552A), du $\delta^{18}\text{O}$ (Site 552A,, indice multiplié par -100, trait pointillé) et du Cp/Rm (Site 609 où les cycles de la précession existent dans cet intervalle; indice multiplié par -5, trait pointillé). Les deux sites présentent la même modulation d'amplitude avec une diminution générale vers 5.31 Ma.

CHAPITRE D

DYNAMIQUE DU NANNOPLANCTON CALCAIRE DURANT LE
MIOCENE DANS L'OCEAN INDIEN AUSTRAL

I. Introduction

Deux sites ODP forés durant le Leg 120 sur le plateau des Kerguelen ont été étudiés. Le site ODP 747 ($54^{\circ} 48,68' S$, $76^{\circ} 47,64'E$) est situé à environ 3° au nord du site ODP 751 ($57^{\circ} 43,56'S$, $79^{\circ} 48,89'$) (figure 35), ce qui permet de comparer latitudinalement les résultats. Comme les deux sites ont été forés par une profondeur d'environ 1650 m, c'est à dire très nettement au dessus de la CCD, il est peu probable qu'on soit confronté à des problèmes de dissolution. Les sédiments miocènes de ces deux sites sont des boues et des craies à nannofossiles calcaires. Au site 747, situé plus au nord, la teneur en carbonates est très élevée ($> 95\%$), alors qu'elle est souvent moindre au site 751 (figure 36) (Schlich et al., sous presse).

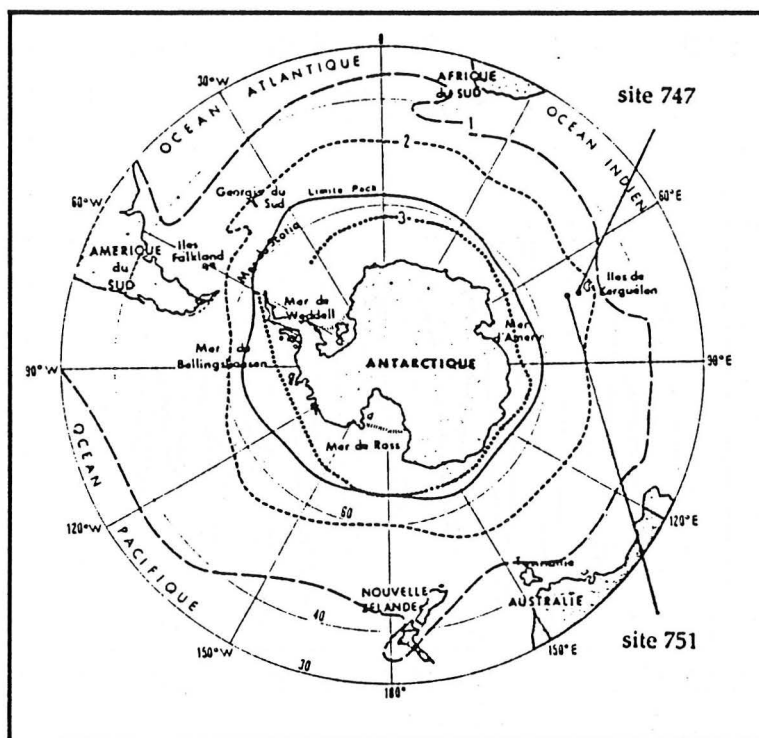


Figure 35 Localisation géographique des sites 747 et 751 sur une carte où figurent les grandes masses d'eau de l'Océan Antarctique 1= convergence subtropicale, 2= convergence antarctique (front polaire), 3= divergence antarctique (carte d'après Jacques et Tréger, 1983).

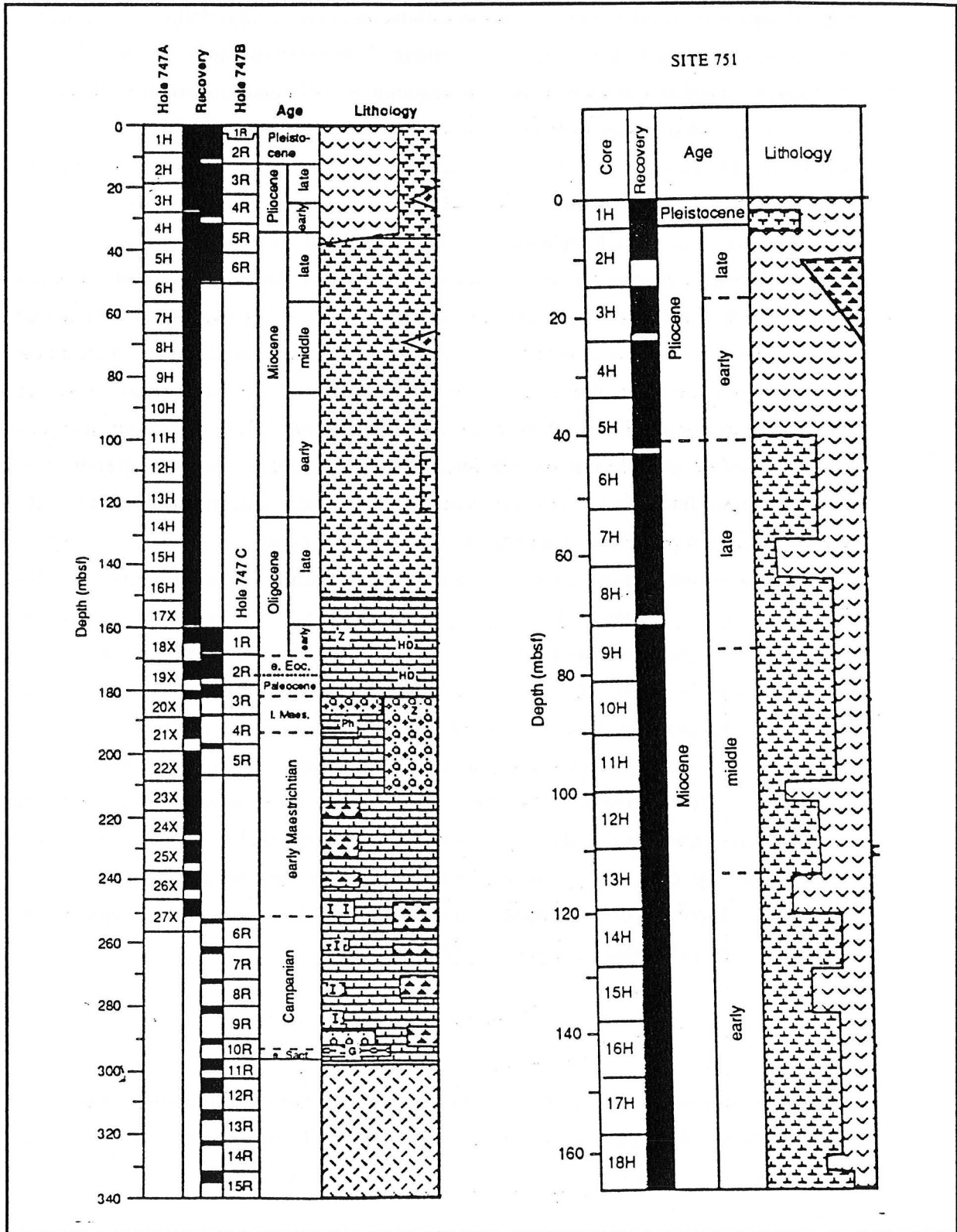


Figure 36: Lithologie des sites 747 et 751 du leg ODP 120 (d'après Schlich et al., 1989).

La série miocène du site 747 est virtuellement continue depuis sa base (129 m) jusque dans le Miocène supérieur, à 38 m (âge estimé à 7,2 Ma). La stratigraphie du site 747 est

très détaillée et précise grâce à des résultats magnétostratigraphiques de qualité, interprétés grâce à la présence de marqueurs biostratigraphiques (essentiellement diatomées, radiolaires et foraminifères planctoniques) : 43 changements de polarité ont été reconnus et identifiés, d'où en moyenne un contrôle magnétostratigraphique tous les 400 ka (Heider et al., sous presse). Aucun hiatus n'a pu être mis en évidence. Le taux de sédimentation est relativement constant : ~5 m/ma. Cette série Miocène est donc une des rares séries continues sur 17 millions d'années et très bien datée.

Le Miocène du site 751 par contre n'est pas complet : la base de la carotte se situe dans le Miocène inférieur et peut être datée aux environs de 18 Ma. La présence d'un hiatus dans le Miocène moyen a été révélée par l'analyse stratigraphique. Ce hiatus correspond à un intervalle de temps équivalent à plusieurs millions d'années. La magnétostratigraphie est de moins bonne qualité qu'au site 747, et seulement quelques changements de polarité ont pu être identifiés avec certitude. Une stratigraphie peu détaillée mais fiable a pu être obtenue (Heider et al., sous presse). Le taux de sédimentation est plus élevé qu'au Site 747, et atteint 20 m/ma.

Deux sortes d'assemblages de nannofossiles calcaires sont présents dans les sédiments de ces deux sites : un assemblage où *Coccolithus pelagicus* représente plus de 70% du nanoplancton, alterne avec un assemblage où des espèces du genre *Reticulofenestra* (*R. minutula*, *R. floridana*, *R. productella*) dominent. Cette opposition entre les deux types d'assemblage est plus accentuée encore que dans le Miocène supérieur des sites 552A et 609. Pour expliquer cela on peut invoquer le fait que le plateau des Kerguelen se situant en latitude très élevée, la diversité y est beaucoup plus réduite. On n'y a rencontré que très peu d'autres espèces (citons *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyrei*, *Sphenolithus* sp. cf *S. moriformis* et *Helicosphaera* cf *H. granulata*), ce qui revient à dire que la proportion de *C. pelagicus* par rapport aux *Reticulofenestra* sera équivalente à celle de *C. pelagicus* dans le nanoplancton total.

II. Le site 747

L'échantillonnage du site 747 a été réalisé de façon régulière tous les 10 cm tout au long des 96 m de sédiments miocènes, et des quelques mètres d'Oligocène supérieur. Ce pas d'échantillonnage donne une résolution temporelle d'environ 18000 ans sur les 17 millions d'années étudiés. Le pourcentage de *C. pelagicus* dans ces sédiments miocènes a été établi de la même façon que pour les sites étudiés précédemment. Une série très détaillée a été ainsi obtenue. Les résultats des comptages sont présentés dans le tableau 12 dans l'annexe III et sur la figure 37.

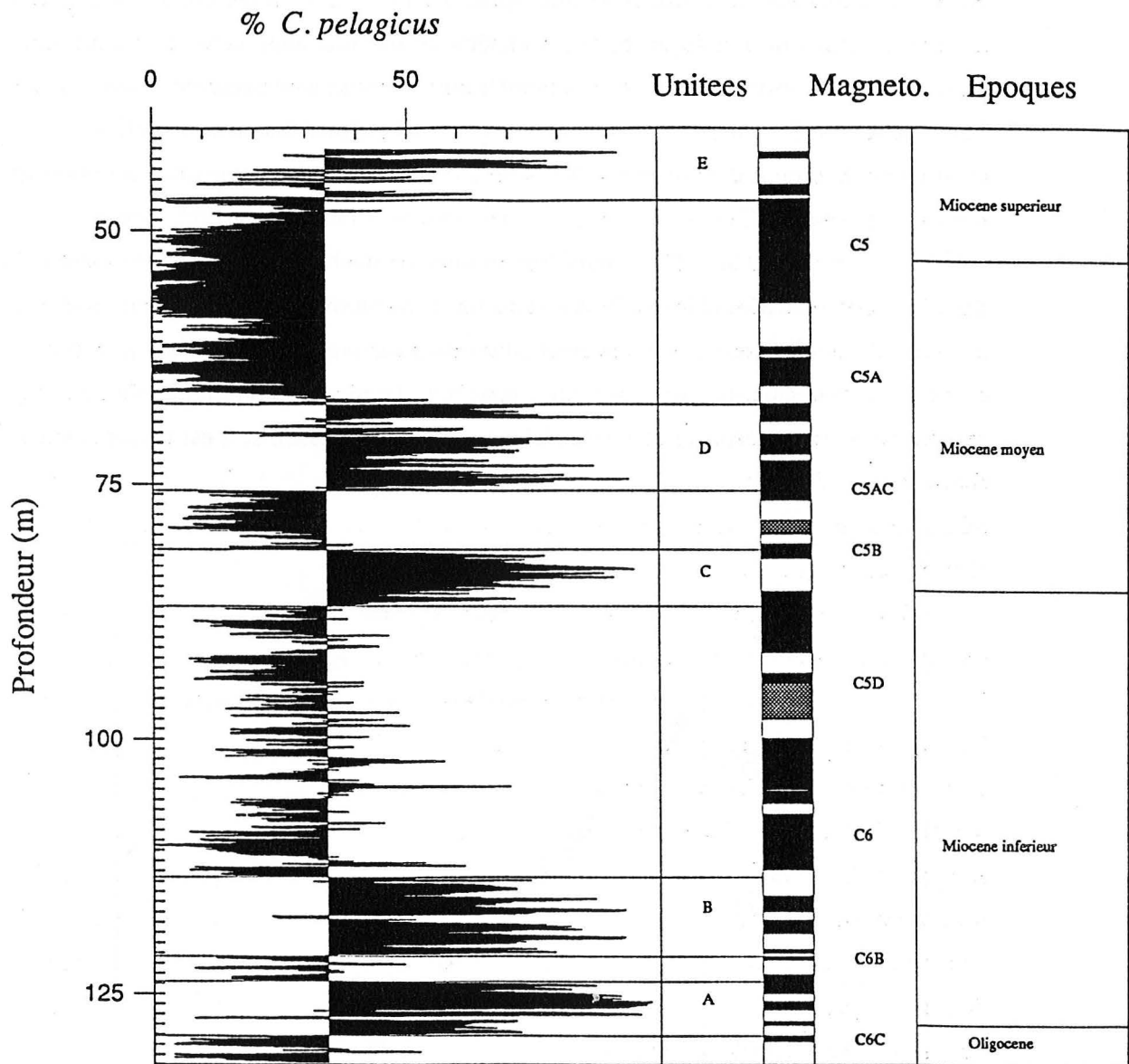


Figure 37 : Variations de l'abondance de *C. pelagicus* (% de *C. pelagicus* versus *Reticulofenestra* spp) dans les sédiments miocènes du Site 747 en fonction de la profondeur.

La figure 37 montre que l'abondance relative de *C. pelagicus* correspond très rarement au pourcentage moyen de cette espèce dans la série (visualisé par la ligne de séparation à 34 %) mais la plupart du temps s'en éloigne considérablement vers des extrêmes, ce qui fait que l'on est en présence d'une distribution bimodale, correspondant aux deux types d'assemblages cités précédemment.

L'agencement de la distribution des deux types d'assemblages présents dans la série est clairement illustré sur la figure 37. Sur des épaisseurs de plusieurs mètres, un type d'assemblage domine, soudain remplacé par l'autre sur une autre longue partie de la série.

Il est donc possible de diviser la série en grands ensembles caractérisés par leur contenu nannoplanctonique. Des unités stratigraphiques ont été définies comme étant des intervalles épais de plus d'un mètre, caractérisées par une abondance en *C. pelagicus* supérieure à la moyenne de 34 %. Cinq unités ainsi définies sont présentes dans la série. Elle sont identifiées par des lettres majuscules par ordre alphabétique croissant de la base au sommet. L'unité A débute avec le Miocène. L'unité B est la deuxième unité du Miocène inférieur. Les unités C et D sont d'âge Miocène moyen et l'unité E s'est déposée durant le Miocène supérieur. La base et le sommet de ces unités peuvent être identifiés avec précision car le passage d'un assemblage à l'autre s'effectue de façon très brusque (souvent quelques dizaines de centimètres). Seule l'augmentation du pourcentage de *C. pelagicus* à la base de l'unité E s'effectue sur une plus grande épaisseur. Le modèle stratigraphique utilisé ici résulte de la magnétostratigraphie de Heider et al. (sous presse), et il est présenté sur la figure 38.

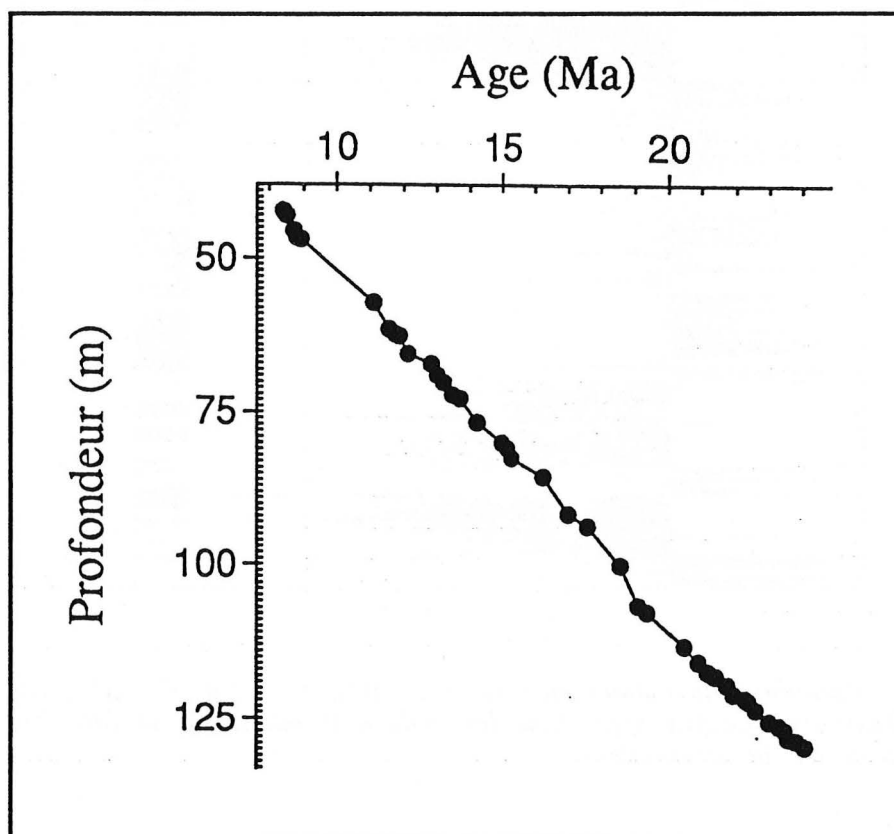


Figure 38 : Modèle stratigraphique utilisé pour le Site 747. On remarque la densité des repères magnétostratigraphiques, la continuité de la série et la constance du taux de sédimentation.

La figure 39 présente les résultats en fonction du temps.

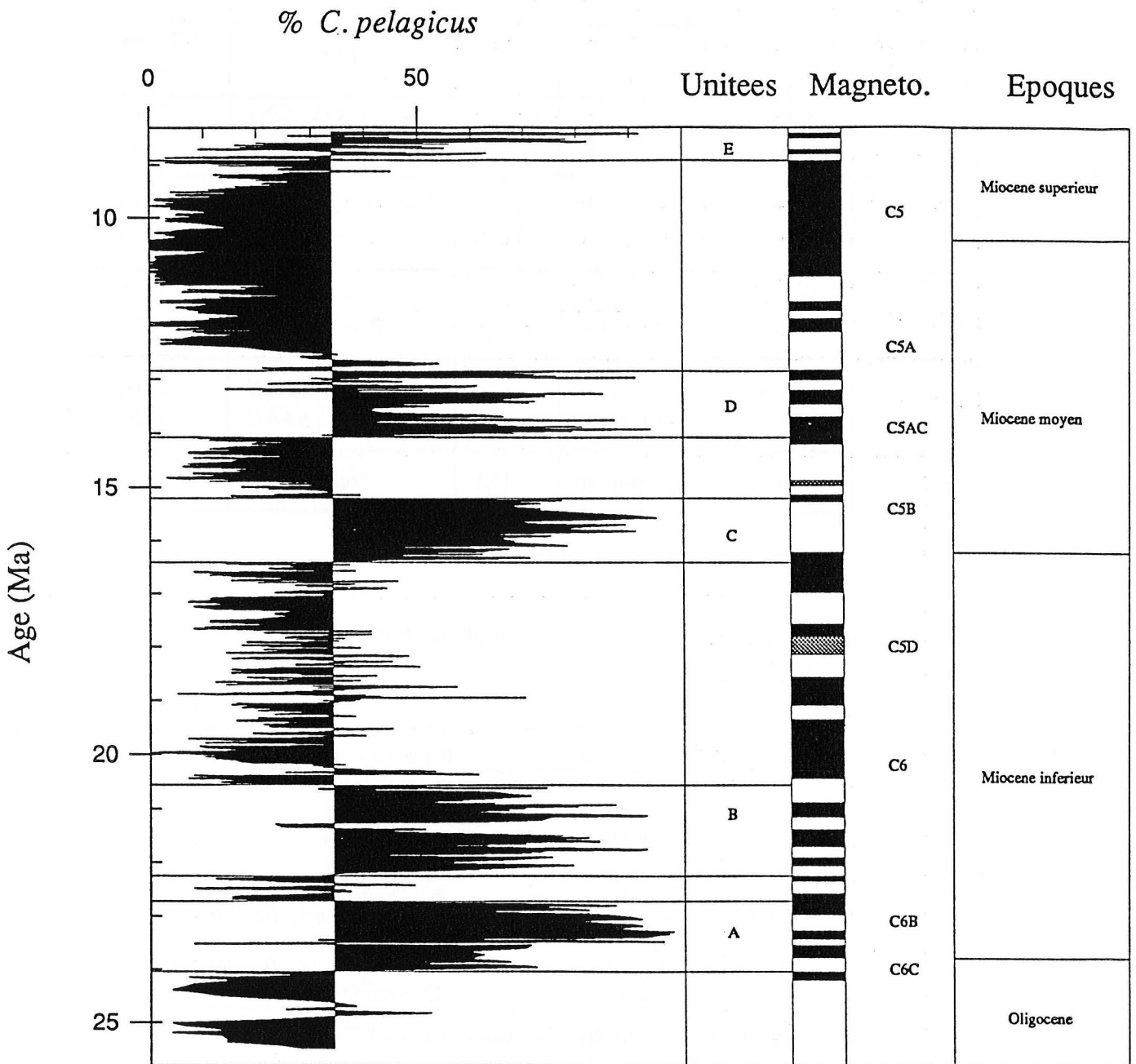


Figure 39 : Variations de l'abondance de *C. pelagicus* au site 747 en fonction de l'âge estimé à partir du modèle stratigraphique présenté dans la figure 40 et le tableau 6

Le tableau 6 indique les épaisseurs et les âges estimés de la base et du sommet de chaque unité.

		Echant.	Prof. (m)	Chron.	Age estim. (MA)
Unité A	Sommet	14H-5, 10	129,1	Sommet C. 6CN1	24,04
	Base	14H-1, 80	123,8	Dans C 6B	22,72
Unité B	Sommet	13H-6, 30	121,3	Sommet C. 6AAN2	22,25
	Base	10H-2, 40	113,6	Dans C. 6R	20,57
Unité C	Sommet	10H-1, 30	86,9	Dans C. 5CN1	16,41
	Base	9H-5, 140	81,4	Dans C. 5BN2	15,2
Unité D	Sommet	9H-1, 10	75,6	Dans C. 5ACN	14,07
	Base	8H-1, 120	67,2	Sommet C. 5AAN	12,84
Unité E	Sommet	6H-1, 10	47,1	Sommet C. 5	8,92

Tableau 6 : Position des unités

Le tableau 7 indique quelles sont les espèces dominantes dans les horizons s'intercalant entre les unités.

Unités/interunité	Espèce dominante
Unité E	<i>C. pelagicus</i>
I. D/E	<i>R. perplexa</i>
Unité D	<i>C. pelagicus</i>
I. C/D	<i>R. minutula</i>
Unité C	<i>C. pelagicus</i>
I. B/C	<i>R. minutula/R. floridana</i>
Unité B	<i>C. pelagicus</i>
I. A/B	<i>R. minutula/R. floridana</i>
Unité A	<i>C. pelagicus</i>

Tableau 7 : Espèces dominantes au site 747.

III: Le Site 751:

Le même type de comptage a été effectué à partir des échantillons prélevés sur les carottes miocènes du Site 751. L'échantillonnage a été fait de façon moins serrée : un à trois échantillons par section de 1,5 m. Ce choix résulte du fait que vue la moins bonne résolution stratigraphique et l'absence de continuité de la série, une analyse spectrale serait difficile. Pour la comparaison avec le site 747 ce pas d'échantillonnage est suffisant car le taux de sédimentation est très élevé, ce qui fait que la résolution temporelle est presque

équivalente. Les résultats sont présentés dans le tableau 13 de l'annexe III et sur la figure 40.

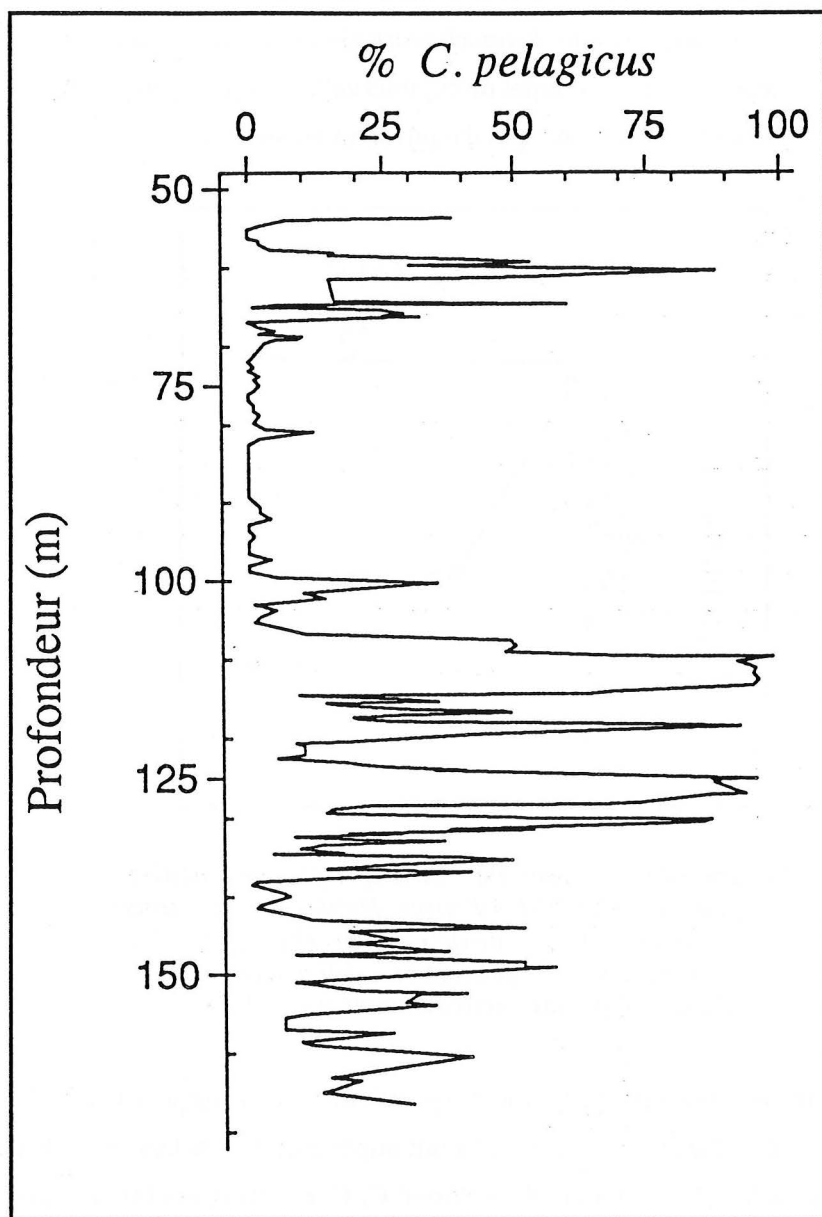


Figure 40 : Variations de l'abondance de *C. pelagicus* dans les sédiments miocènes du Site 751 en fonction de la profondeur.

Le modèle stratigraphique utilisé ici est basé sur la magnétostratigraphie de Heider et al. (sous presse) et est présenté sur la figure 41. A ce site, les pourcentages de *C. pelagicus* suivent les mêmes traits de variation qu'au site 747. En les comparant (figure 42) on peut remarquer que le début de l'unité E et l'unité C ont des équivalences au site 751. Les profondeurs où les unités A et B auraient pu être déposés au site 751 n'ont pas été atteintes. Aucun sédiment ne s'est déposé au site 751 durant l'intervalle de temps

correspondant au dépôt de l'unité D au site 747. Un horizon caractérisé par un faible pourcentage de *C. pelagicus* déposé entre les unités D et E est aussi présent au site 751. L'intervalle déposé entre les unités B et C a aussi un équivalent au site 751, puisque là, dans les sédiments du même âge, les *Reticulofenestra spp* dominant comme au site 747. Une différence existe cependant : au sommet de cet intervalle au site 751 un cortège de petites passées très riches en *C. pelagicus* n'a pas d'équivalent au site 747.

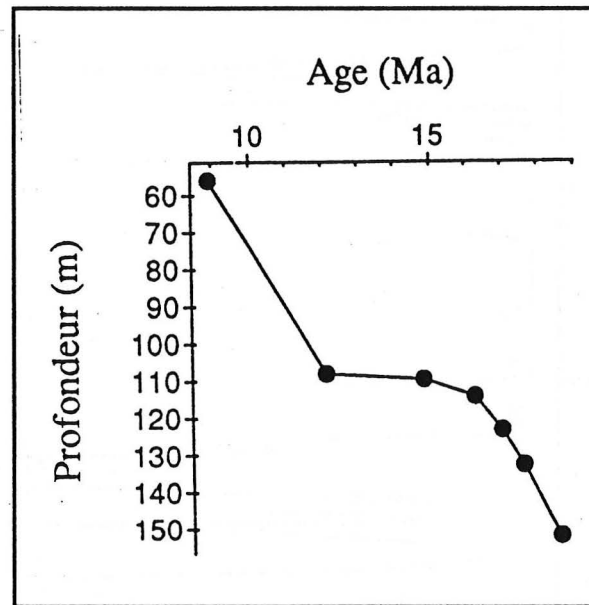


Figure 41 : Modèle stratigraphique utilisé pour le Site 751 (d'après Heider et al., sous presse). Les points représentent les inversions magnétiques identifiées. Un hiatus apparaît nettement vers 110 m.

Les sédiments stratigraphiquement équivalents à ce cortège au site 747 ont des pourcentages en *C. pelagicus* qui ne sont jamais supérieurs à 45% tandis qu'ils dépassent parfois 95 % au site 751. De même dans l'unité C, *C. pelagicus* atteint des proportions nettement plus élevées au site 751 (proche de 100%) qu'au site 747 (~ 70 %). Ainsi il semble qu'un effet latitudinal existe, *C. pelagicus* étant en quantité plus importante au sud. Les fluctuations d'abondance de cette espèce ne sont pas un phénomène local mais au moins régional (les deux sites étant séparés par plus de 300 km).

Une analyse très détaillée du pourcentage de carbonate de calcium (CaCO_3) dans les sédiments du site 751 a été menée à Brown University par Will Howard (données non publiées). A ce site les sédiments sont d'origine presque entièrement biogène. Ainsi le pourcentage de CaCO_3 correspond ici au pourcentage du plancton calcaire par rapport au plancton siliceux (les organismes benthiques (foraminifères) ne représentant qu'une part

minime des sédiments). Ces données sont comparées aux pourcentages de *C. pelagicus* mesurés pour ce site (figures 43, 44 et 45).

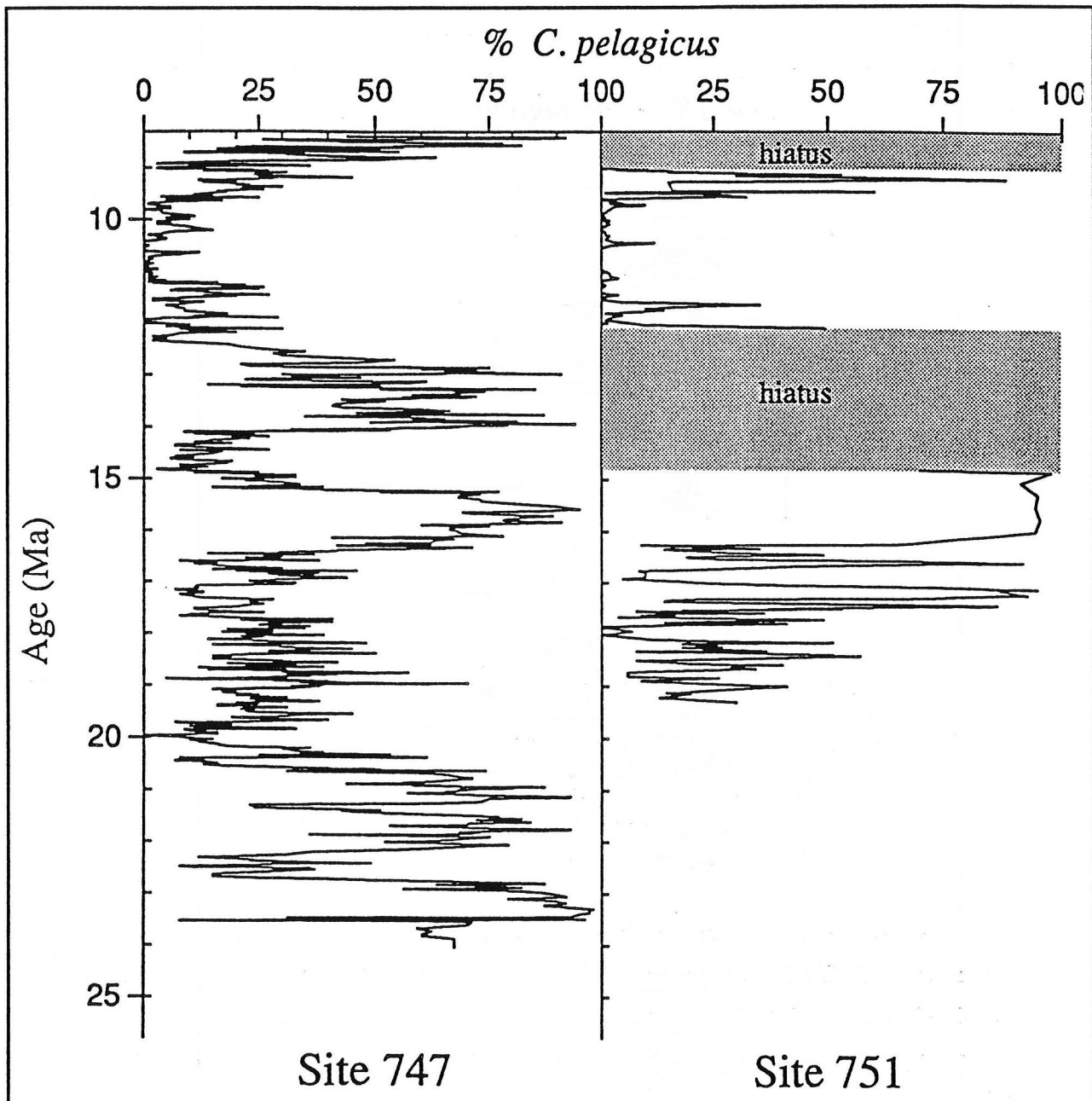


Figure 42 : Comparaison des variations d'abondance de *C. pelagicus* aux sites 751 et 747.

La figure 44 présente la comparaison en fonction du temps. Dans le cortège de pics précédant l'unité C (de 16,41 à 15,2 Ma), à chaque niveau où *C. pelagicus* domine, on observe une faible teneur en CaCO_3 correspondant à une augmentation de la proportion en organismes siliceux dans les sédiments. L'unité C est encadrée par deux de ces pics d'abondance de la silice (voir figure 43 entre 109 et 113 m). Au milieu de l'unité C un autre

pic siliceux est présent. Ensuite, vers 11,8 Ma un pic d'augmentation en *C. pelagicus* est aussi concomitante d'un autre pic d'augmentation de portion siliceuse. L'unité E, quant à elle, ne semble pas correspondre à un développement de la production siliceuse.

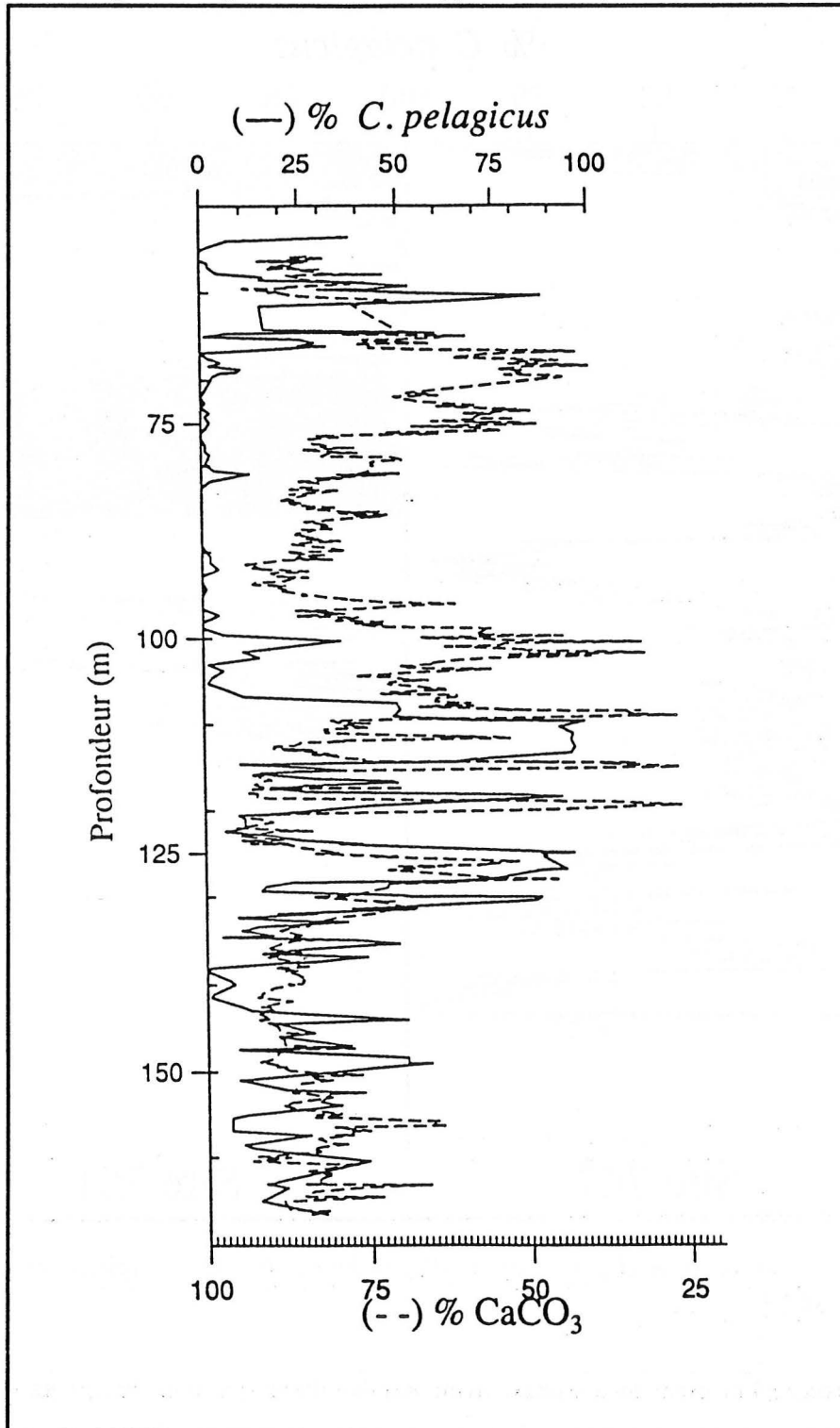


Figure 43 : Comparaison de l'abondance en *C. pelagicus* et de la teneur en CaCO_3 au Site 751 en fonction de la profondeur.

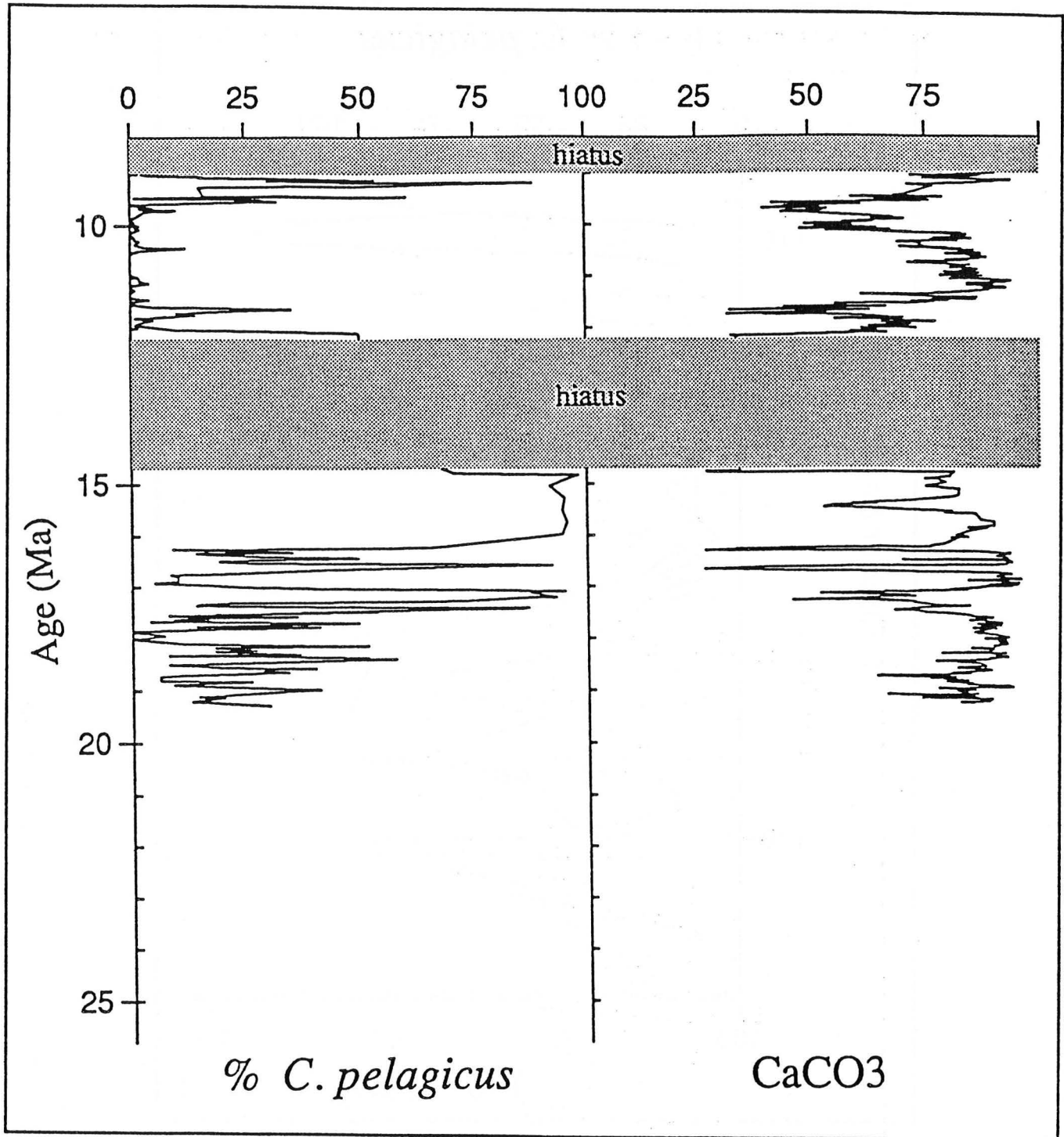


Figure 44 : Comparaison de l'abondance en *C. pelagicus* et de la teneur en CaCO_3 au site 751 en fonction du temps.

Par contre, elle est précédée (aux environs de 10 Ma) par une longue période où la silice constitue une part importante des sédiments. De façon plus précise (figure 45), chaque augmentation de *C. pelagicus* est en fait très légèrement précédée par les pics de silice biogène.

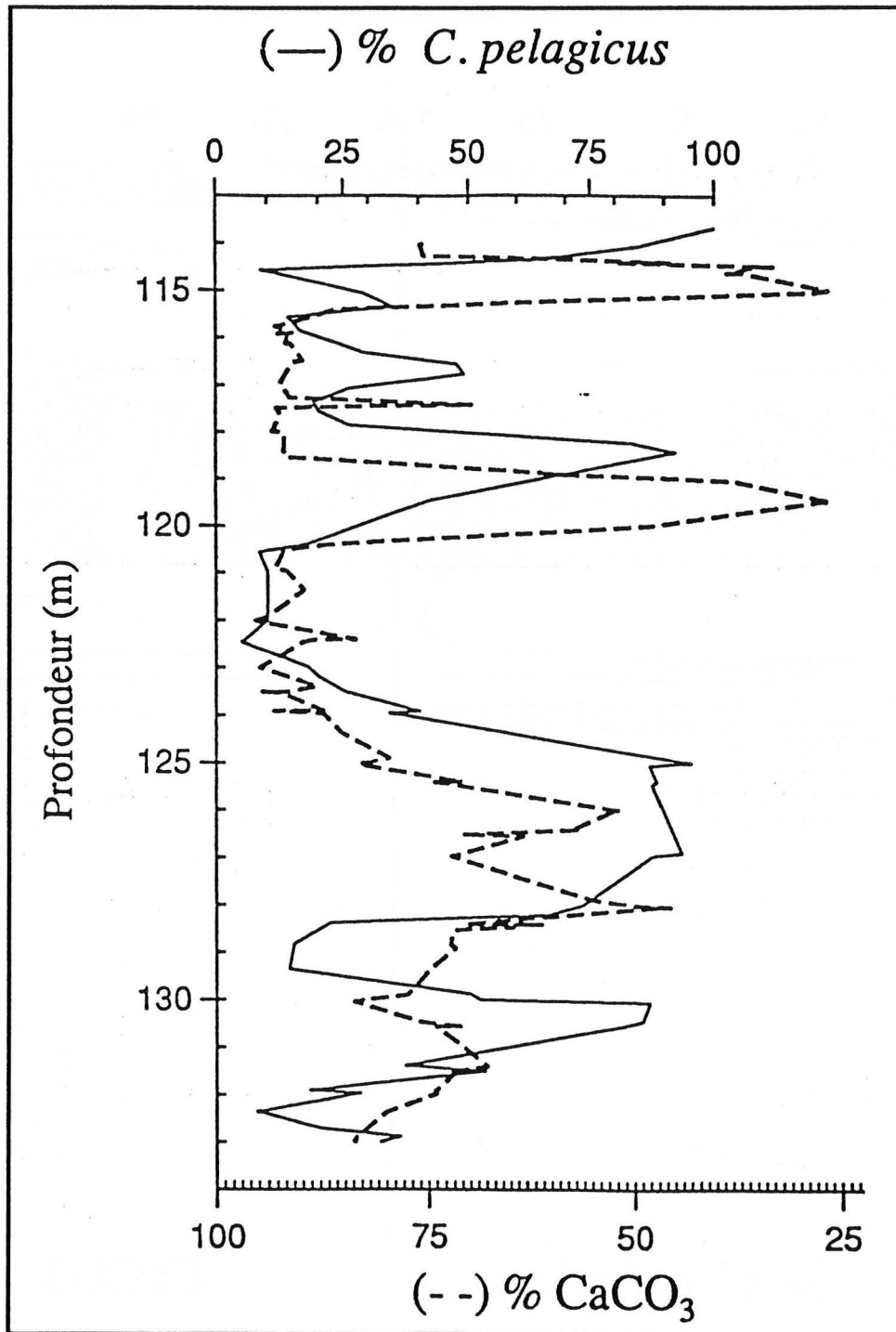


Figure 45: Comparaison de l'abondance en *C. pelagicus* et de la teneur en CaCO_3 au site 751 en fonction de la profondeur sur un court intervalle.

IV. Interprétations

1. Océanographie actuelle du plateau des Kerguelen

Les sites forés durant le leg 120 sont situés à quelques centaines de kilomètres au sud d'une zone océanographiquement très importante de l'océan Antarctique. Il s'agit de la convergence antarctique -ou front polaire- qui sépare de façon nette deux masses d'eau très différenciées : au nord les eaux subantarctiques de surface, au sud les eaux antarctiques de surface (Figure 35). La figure 46 montre comment la circulation océanique s'effectue sur le plan vertical : au niveau du front polaire il y a une remontée d'eau.

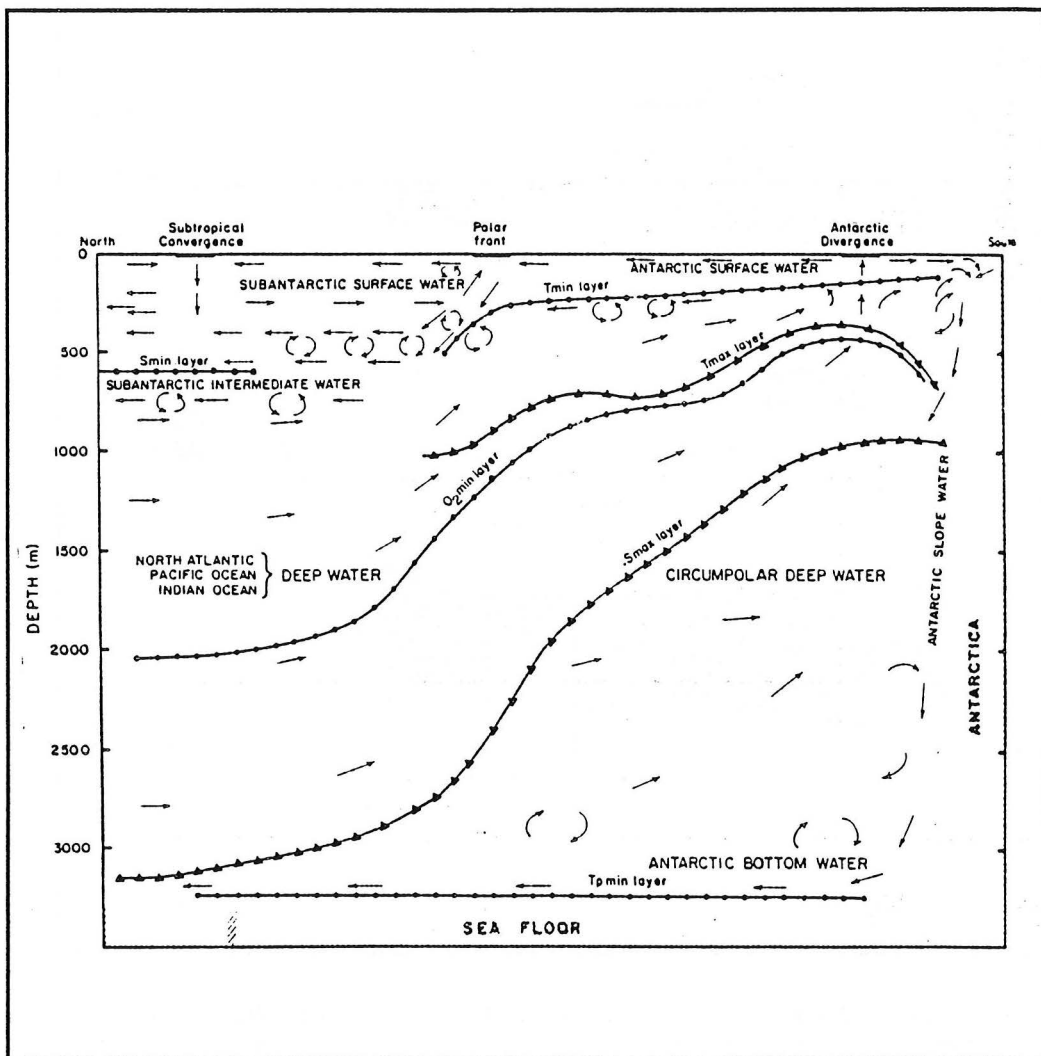


Figure 46 : Système océanographique de l'océan Antarctique. On remarque qu'au niveau du front polaire, une résurgence apparaît (d'après Lonzano et Hays (1976)).

Cette résurgence, fertile, doit être caractérisée par un phytoplancton riche en diatomées. Si l'on transpose un tel système de circulation océanique au Miocène, on peut expliquer de façon simple les phénomènes observés dans la dynamique du plancton du plateau de Kerguelen. En effet on peut supposer (1) que les espèces du genre *Reticulofenestra* dominaient une masse d'eau au Nord, (2) que *C. pelagicus* se développait dans une masse d'eau au Sud et (3) qu'un front caractérisé par une remontée d'eau fertile où des diatomées proliféraient, séparait les deux masses d'eau. Très au sud, en raison certainement de la froideur des eaux, une autre "zone à diatomées" devait être présente. Cette hypothèse est schématisée par la figure 47.

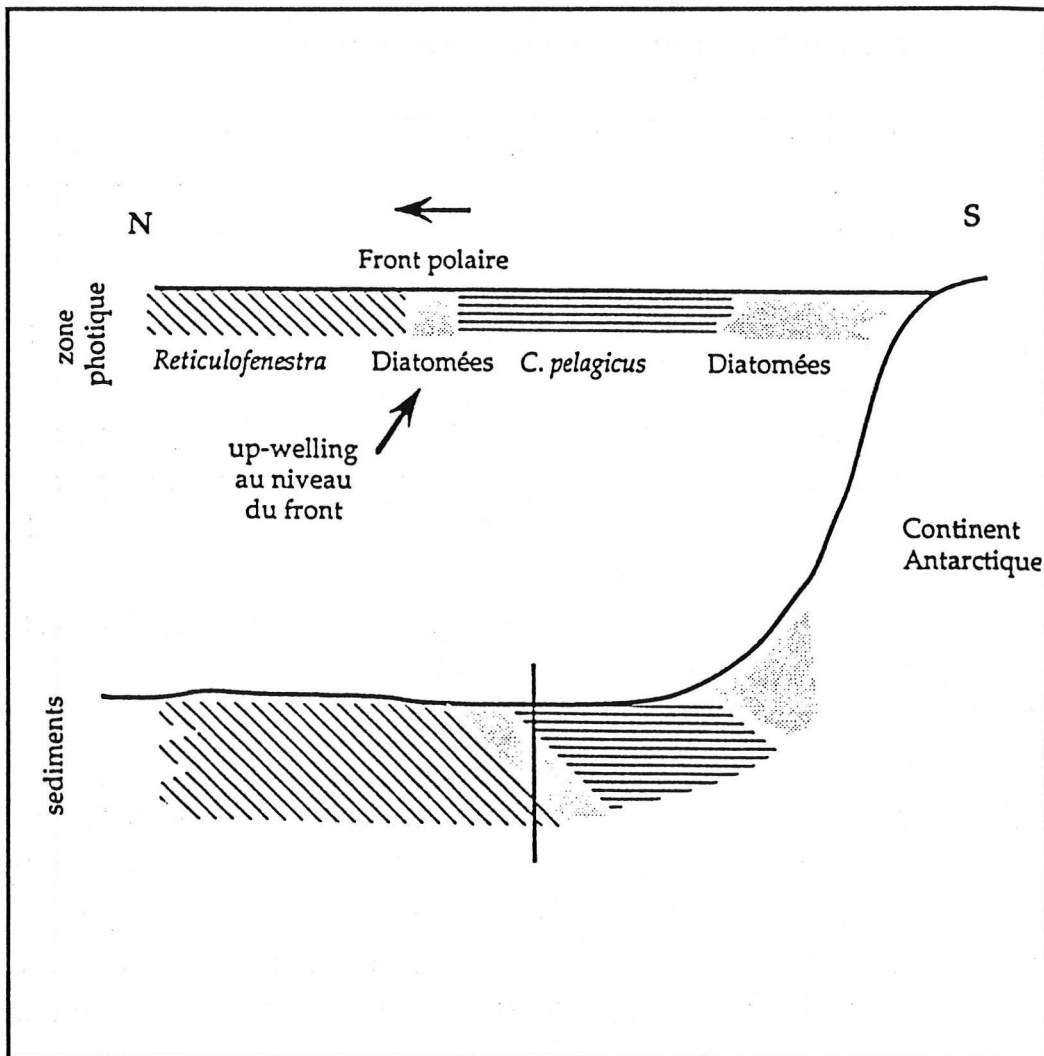


Figure 47 : Modèle océanographique permettant d'expliquer les variations d'abondance de *C. pelagicus* et de la teneur en CaCO_3 dans la région des Kerguelen (voir texte).

Lors d'une migration du front vers le nord, dans les sédiments d'un site bien choisi, la succession suivante serait observée : (1) abondance des *Reticulofenestra*, (2) augmentation

du pourcentage de silice biogène, (3) abondance de *C. pelagicus* et diminution de la silice biogène. Si le front continue sa migration vers le nord, alors une nouvelle augmentation de la silice biogène peut être observée. Ensuite, lors de la migration du front vers le sud, ce sera la séquence inverse qui s'observera à moins que le front migrant trop rapidement vers le sud, aucune trace de l'événement (2), trop court, ne soit enregistrée dans les sédiments.

Ceci permet d'expliquer les phénomènes suivants :

(1) deux types d'assemblages de nannofossiles calcaires très distincts existent dans les sédiments miocènes du leg 120;

(2) les variations de la composition des assemblages sont extrêmement brusques;

(3) *Coccolithus pelagicus* atteint des pourcentages plus élevés au site le plus au sud;

(4) un cortège de pics à *C. pelagicus* précède l'unité C caractérisée par l'abondance de cette espèce au site le plus au sud alors que ce cortège n'est pas présent au site le plus au nord. Ceci marque des migrations vers le nord de faible importance précédant une période de migration majeure;

(5) les pics de production siliceuse sont légèrement antérieurs aux pics à *C. pelagicus*;

(6) la concentration en carbonate de l'unité C est généralement très forte, mais un bref pic de silice apparaît au niveau correspondant stratigraphiquement au maximum d'abondance de *C. pelagicus* au site 747. Ce dernier pic correspondrait à la production de diatomées dans la zone la plus australe;

(7) le pic de silice au sommet de l'unité C doit correspondre au recul du front.

2. Cadre paléocéanographique de l'océan Antarctique

Hays et al. (1976b) ont comparé la distribution géographique d'espèces de radiolaires caractéristiques des différents courants antarctiques dans les sédiments de surface et âgés de 18000 ans, dans de nombreux sites antarctiques. Les résultats montrent que durant le dernier maximum glaciaire la convergence antarctique était située 7° (secteur Atlantique et Pacifique) ou 4° (secteur Indien) plus au Nord qu'à l'heure actuelle. Des mouvements Nord/Sud de ce front ont eu lieu et semblent liés de façon directe aux fluctuations climatiques.

D'après la distribution des boues calcaires et des boues siliceuses de l'océan Antarctique, Kemp et al. (1975) rapportent que la circulation océanique antarctique connue actuellement est apparue au moins dès le Miocène inférieur. Les boues siliceuses au début du Miocène étaient cantonnées dans la zone la plus méridionale puis ont migré vers le nord durant le Miocène, traduisant ainsi la diminution de température qui a eu lieu durant cette

période. Kennett et al.(1975) suivent cette idée et montrent aussi que l'océan Antarctique miocène avait un système de circulation similaire à celui d'aujourd'hui.

Ainsi, durant le Miocène il existait certainement un front polaire (ou convergence antarctique) situé au sud de sa position actuelle. Les variations de la composition des assemblages de nannofossiles calcaires aux sites 751 et 747 pourraient donc bien avoir enregistré les fluctuations latitudinales de ce front.

Une autre hypothèse serait de voir ces variations non pas comme dues à des mouvements de masses d'eau mais à des variations régionales de l'environnement qui, par exemple, se traduiraient par un changement des propriétés physico-chimiques de tout l'océan Antarctique en fonction du temps. Mais ceci provoquerait de tels changements qu'il est difficile de retenir cette hypothèse. Peut-être, pourrait-on imaginer des périodes d'intense circulation océanique alternant avec des périodes où celle-ci serait interrompue. Mais ce qui est connu à l'heure actuelle sur l'océanographie et la paléocéanographie de l'océan Antarctique, et la corrélation entre l'abondance de *C. pelagicus* et de la teneur CaCO_3 permet plutôt d'envisager le modèle des mouvements de front pour expliquer les variations de composition des assemblages de nannofossiles calcaires du Plateau des Kerguelen.

3- Paléoécologie des espèces utilisées dans le comptage:

L'affinité de *C. pelagicus* pour les eaux froides a été soulignée plusieurs fois déjà dans ce travail. Haq (1980) grâce à l'étude de la distribution des assemblages de nannofossiles calcaires de l'Atlantique a montré que cette espèce avait déjà cette affinité au début du Miocène. La figure 48 présente la distribution de cette espèce dans l'océan Atlantique en fonction de la latitude et du temps d'après Haq (1980). Dans l'hémisphère sud c'est une espèce assez peu importante apparaissant sporadiquement. L'extrême abondance de cette espèce à de plus hautes latitudes sur le plateau de Kerguelen (le site le plus au sud étudié par Haq (1980) a été foré à 49°8 S proche de l'Amérique du sud, à l'extérieur de l'actuel système de circulation Antarctique) souligne une fois de plus son cantonnement aux zones de hautes latitudes. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (nous l'avons mentionné précédemment) et *R. floridana* sont des espèces de latitudes plus basses (Haq, 1980).

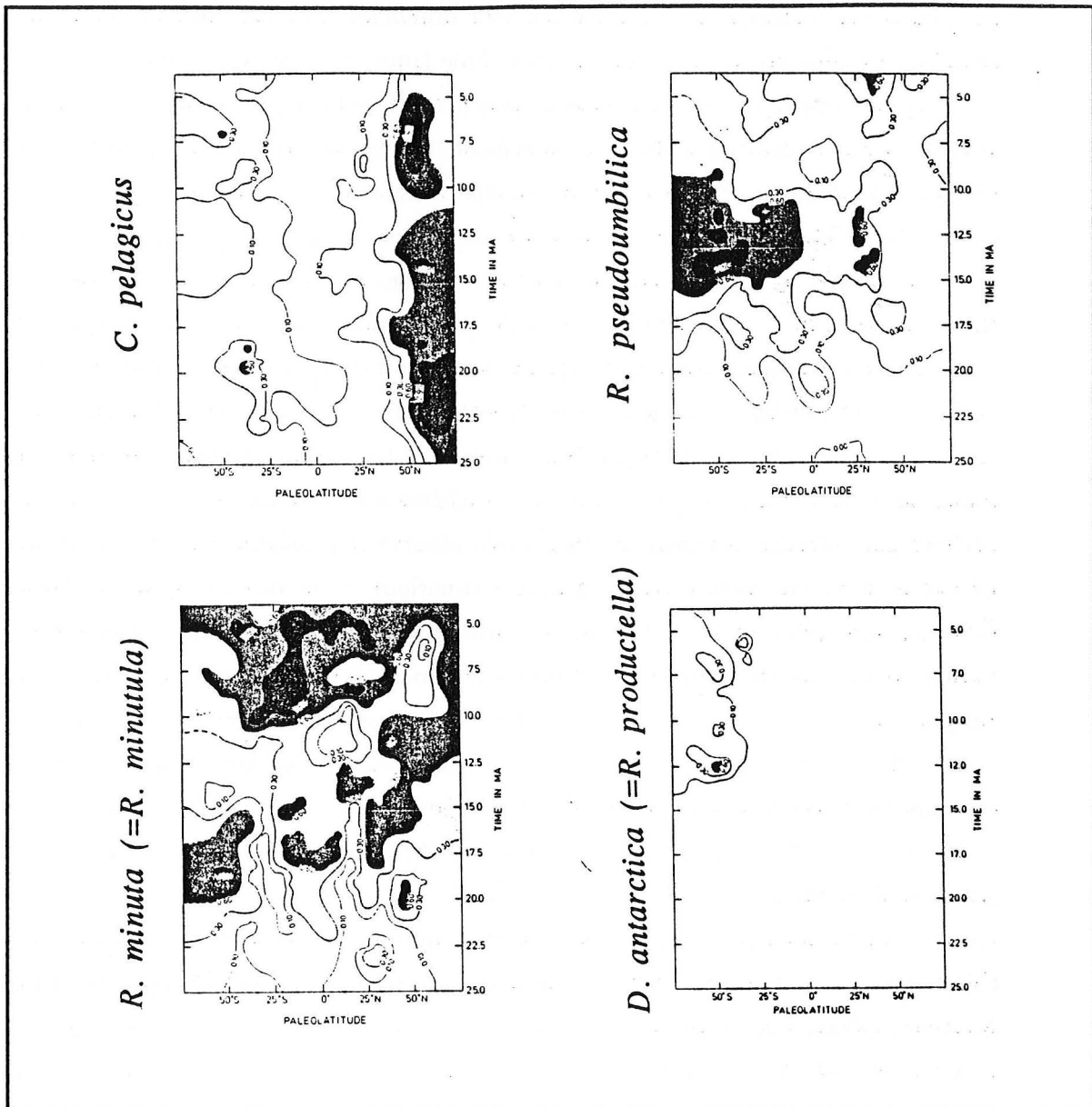


Figure 48 : Répartition latitudinale (secteur Atlantique) de *C. pelagicus*, *R. pseudoumbilica*, *R. minuta* et *R. antarctica*, en fonction du temps d'après Haq (1980).

4- Problème de *Reticulofenestra productella*

Malgré sa très faible abondance aux sites étudiés par Haq (1980) (figure 48), cet auteur indique que *C. pelagicus* serait une espèce vivant à de moins hautes latitudes que *Reticulofenestra productella* (espèce qui abonde au site 329 de haute latitude Sud). Cette espèce apparaît vers 14 Ma. Des différences d'affinité écologique existant entre *C. pelagicus* et *R. productella* sont difficiles à établir car le site 329 est, nous l'avons dit, situé plus au Nord que le plateau de Kerguelen. Le petit pic de *C. pelagicus*, synchrone avec une augmentation de la silice biogène dans les sédiments du site 751 vers 11,5 Ma (où

R. productella est l'espèce de *Reticulofenestra* dominante), semble indiquer que *C. pelagicus* est toujours un marqueur de plus haute latitude durant le Miocène supérieur (puisque le même phénomène est observé dans le Miocène inférieur, où *R. productella* est absente). De plus dans les sédiments entièrement siliceux du Pliocène basal (ou Miocène très supérieur) du site 751 où le nannoplancton calcaire est extrêmement rare, seul *C. pelagicus* a été observé. La disparition du nannoplancton calcaire de la zone antarctique est expliquée souvent par le fait que les eaux seraient trop froides (voir par exemple Kemp, 1978), ainsi *C. pelagicus* vivrait dans des zones trop froides pour *R. productella*.

Pourtant le décalage assez grand entre la diminution de la teneur en carbonate de calcium dans les sédiments du site 751 vers 75-70 m et l'augmentation en *C. pelagicus* vers 68-65 m (bien qu'il manque un mètre d'enregistrement à l'endroit exact où l'on attendrait un pic de silice) ne correspond pas exactement au schéma observé à tous les autres niveaux. Wise (communication personnelle, 1990) aurait observé *R. productella* en l'absence de *C. pelagicus* dans des sédiments du Miocène supérieur de la mer de Weddel. Ainsi l'interprétation des courbes est délicate pour leurs parties sommitales (au-dessus de 90 m pour le site 751 et 60 m au site 747, (soit à environ 11,5 Ma) où le dernier pic de *C. pelagicus* est interprétable). On peut imaginer qu'un événement particulier ait eu lieu dans le Miocène supérieur et que la circulation océanique de l'océan Antarctique ait changé de façon à faire varier les assemblages nannoplanctoniques sans invoquer des mouvements du front polaire. Des études quantitatives d'autres sites de la région sont nécessaires pour résoudre ce problème.

Ainsi l'analyse de ce qui est connu de la distribution des espèces utilisées dans les comptages appuie l'hypothèse proposée, bien qu'une note de prudence soit à apporter pour la partie supérieure des courbes.

5- Les lacunes de sédimentation

Dans les sédiments néogènes de l'océan Antarctique des lacunes de sédimentation ont souvent été interprétées comme des surfaces d'érosion liées à des intensifications des courants de fond pendant des phases glaciaires (Kennett et al., 1975, Ciesielski et Wise, 1977, Wise, 1981) et soulignées par la remontée vers le nord des boues siliceuses (Kemp et al., 1975). Kemp et al. (1975) montrent en effet l'existence d'une surface diachrone entre boues siliceuses et calcaires. On peut remarquer que la lacune du site 751 vers 110 m correspond à un intervalle de temps allant de 14,8 à 12,1 Ma. Cet intervalle est corréléable avec l'unité D du site 747 (figure 42). L'âge des sédiments sus-jacents à la lacune (~12,1 Ma) est très proche de l'âge estimé du sommet de l'unité D (12,8 Ma). Si cette lacune correspond effectivement à une intensification glaciaire et (ou) à une remontée d'eaux

polaires, la présence de cette lacune est un argument de plus en faveur de l'hypothèse énoncée pour l'explication des courbes, puisqu'elle apparaît au site le plus austral.

La lacune dans les sédiments du site 751 à 58 m -dont l'âge à la base de cette surface est estimé à 8,9 Ma- est précédée par une augmentation en *C. pelagicus*, à l'unité E du site 747. Au site 747 un hiatus est présent aussi juste au dessus (35 m) et la base est datée à 7,2 Ma. Les surfaces supérieures des hiatus ont des âges estimés aux deux sites à 5 Ma. N'ayant pas d'enregistrement (hiatus aux deux sites) pour cette période il est impossible d'affirmer avec les données présentées ici quoi que ce soit sur les mouvements de front.

6. Comparaison avec les isotopes (figure 49)

Wright et Miller (sous presse) ont analysé la composition isotopique (de l'oxygène et du carbone) de foraminifères benthiques à différents niveaux du Miocène du site 747 (la composition isotopique des foraminifères planctoniques n'a pas encore été étudiée). Une forte corrélation entre l'abondance en *C. pelagicus* et la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) n'est pas attendue car la circulation des eaux sur les fonds océaniques ne reflète pas forcément la circulation de surface, en particulier pour l'océan Antarctique où aujourd'hui les masses d'eau profondes et de surface sont entièrement différentes de natures et d'origines. Cependant il est intéressant de comparer de telles séries pour vérifier si les événements isotopiques et écologiques ne surviendraient pas aux mêmes époques. Un des avantages des isotopes dans ce type de comparaison réside dans le fait que leurs variations reflètent des phénomènes assez importants à l'échelle globale pour changer la chimie des océans. Ainsi les mêmes traits caractérisant une époque donnée pourront être retrouvés dans différents océans et à différentes latitudes. Donc ici seront comparées des séries reflétant des phénomènes globaux souvent reconnus ailleurs (les courbes isotopiques) avec une série correspondant à un phénomène local (ou régional) mais liée peut-être à des phénomènes climatiques pouvant avoir une influence globale (l'abondance de *C. pelagicus* dans les sédiments). En d'autres termes cette comparaison permettra de tester -avec l'hypothèse que l'abondance de *C. pelagicus* reflète des mouvements de fronts- l'importance du rôle de l'océan Antarctique dans l'océanographie globale.

a) Comparaison avec le $\delta^{18}\text{O}$

Les traits dominants dans les enregistrements isotopiques de l'oxygène du Miocène sont (1) des valeurs très élevées liées à la limite Oligocène/Miocène (Shackleton et Kennett, 1975, Miller et Fairbanks, 1985), (2) des valeurs très basses au sommet du Miocène inférieur. (Vincent et al., 1985), (3) Une augmentation très prononcée des valeurs durant le Miocène moyen.

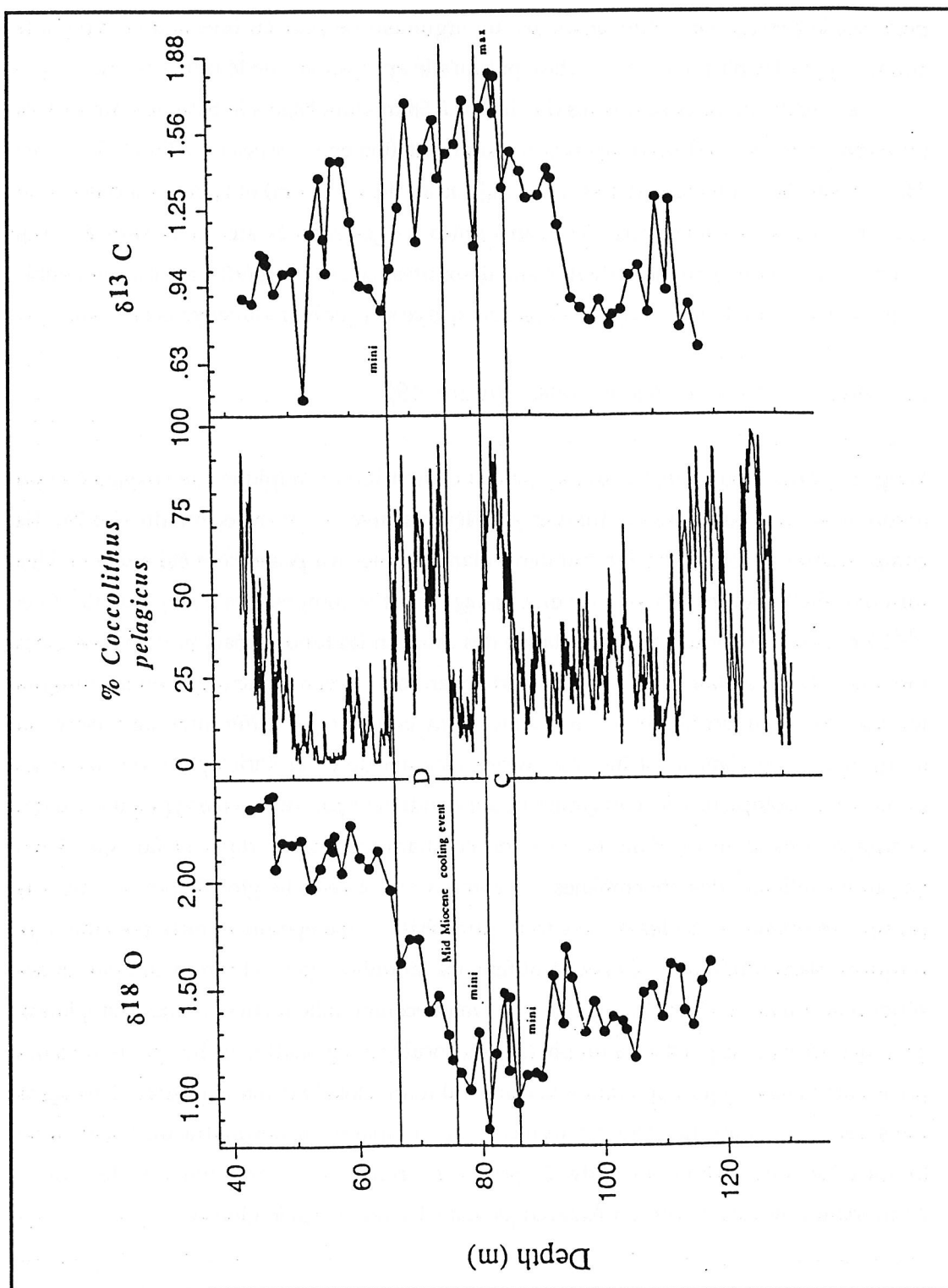


Figure 49 : Comparaison des séries d'abondance de *C. pelagicus* et des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone de foraminifères benthiques au site 747.. Les traits horizontaux indiquent les limites des unités C et D.

Au site 747, l'augmentation rapide du pourcentage de *C. pelagicus* à la limite Oligocène/Miocène est corrélée à l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ révélée dans plusieurs sites

DSDP et ODP (ex.: site 277 (Shackleton et Kennett, 1975), sites 563 et 558 (Miller et Fairbanks, 1985), site 522 (Miller et al., 1988), site 366 et 697 (Miller et al., 1989). Miller et Fairbanks (1985) interprètent cette augmentation comme résultant d'une augmentation glaciaire. Cela permet d'expliquer clairement le dépôt de l'unité A.

L'âge estimé de la base de l'unité C (16,5 Ma) est équivalent à celui que Vincent et al. (1985) donnent au minimum du $\delta^{18}\text{O}$ du Miocène. Quand on observe la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ au site 747 on voit qu'à deux niveaux successifs des valeurs extrêmement basses sont observées (à 86 m et à 81 m) entre lesquelles existe un pic assez prononcé. Ces deux niveaux correspondent exactement au sommet et à la base de l'unité C. Ainsi les valeurs les plus basses des isotopes de l'oxygène sont bien corrélées à de faibles abondances en *C. pelagicus* vers 16 Ma au site 747, bien qu'un court (~ 1 ma) événement -indiquant une tendance vers un refroidissement ou une augmentation glaciaire- ait dû prendre place à ce moment d'optimum de température. Cet événement a marqué de façon très nette les assemblages nannoplanctoniques des Kerguelen et est certainement le prélude à la grande phase de refroidissement du Miocène moyen.

Cette phase de refroidissement, révélée par une augmentation des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ très prononcée des foraminifères benthiques (de 1 à 1,5 %) et observée pour la première fois par Shackleton et Kennett (1975), a duré environ 2 ma de 14,6 Ma à 12,6 Ma (Vincent et al., 1985). Cette augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques sera en quelque sorte irréversible et constitue donc un épisode majeur de l'histoire des océans néogènes. La plupart des auteurs (Shackleton et Kennett, 1975, Savin et al., 1975, Woodruff et al., 1981, Vincent et Berger, 1985, Miller et al., 1988, parmi d'autres) considèrent que cet épisode traduit une importante augmentation de volume des glaces antarctiques couplée à un refroidissement des eaux de profondeur. La série du $\delta^{18}\text{O}$ du site 747 (Wright et Miller, sous presse) montre particulièrement bien cette augmentation entre 81 et 63 m (figure 49). C'est exactement durant cet important épisode que l'unité D s'est déposée. Une montée du front vers le nord concomitante à une période glaciaire est très envisageable. D'après la présence d'un hiatus à cette époque au site 751 on peut aussi fort bien supposer que le front est monté plus au nord que pendant le dépôt de l'unité C.

Si, pour le reste du Miocène, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques restent élevées et fluctuent de manière irrégulière (Woodruff et Savin, 1989), les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques diminuent de façon significative après 12,6 Ma (Vincent et al., 1985). Les eaux de surface réagissent donc à ce moment de façon différente et montrent une tendance au réchauffement. C'est aussi à cette époque que se termine le dépôt de l'unité C au site 747 et que l'enregistrement sédimentaire reprend au site 751. On peut interpréter ceci comme une migration du front vers le sud. Ainsi, s'il n'a pas été enregistré par le contenu isotopique des foraminifères benthiques, il semble bien qu'un épisode océanographique important ait eu lieu vers 12,6 Ma puisque il est observé à la fois

par le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et l'abondance de *C. pelagicus*. Son interprétation est délicate. C'est à ce moment que *R. productella* est très abondante, ce qui pourrait indiquer que la masse d'eau au Nord du front soit devenue trop froide pour *R. pseudoumbilica* et donc que l'océan Antarctique dans sa totalité ait subi un refroidissement durant le dépôt de l'unité D et que la localisation des courants les uns par rapport aux autres soit restée la même, le phytoplancton s'étant adapté aux nouvelles conditions.

b) Comparaison avec $\delta^{13}\text{C}$

Un maximum est observé dans tous les enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ à partir des foraminifères benthiques du Miocène moyen aux environs de 16 Ma (Loutit et al., 1978; Woodruff et Savin, 1985; Vincent et al., 1985; Miller et al., 1989). Au site 747 ce maximum apparaît à 84 m (Wright et Miller, sous presse) (figure 49). La signification de ce maximum est encore très discutée et plusieurs explications ont été proposées (voir Vincent et Berger, 1985; Woodruff et Savin, 1989). Vincent et Berger (1985) ont montré que cet événement est concomitant des importants dépôts de phosphates de Monterey (Cal.) et du Pacifique. Un upwelling intense en zone équatoriale aurait provoqué une diminution de la concentration de carbone. Un effet inverse à l'effet de serre aurait eu lieu, favorisant les glaciations que l'on retrouve dans le refroidissement du Miocène moyen discuté plus haut. L'unité C s'est déposée durant ce maximum. L'extension totale de cette augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ correspond à l'extension des unités C et D regroupées. Donc le lien entre glaciation et incursion du $\delta^{13}\text{C}$ est fort possible.

On peut aussi noter la corrélation entre les âges donnés à une autre incursion du $\delta^{13}\text{C}$ de foraminifères (mais il s'agit là uniquement des foraminifères planctoniques) et l'unité B. En effet Vincent et al. (1985) décrivent une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques vers 22,7 Ma suivie d'une diminution de ces valeurs vers 20,7 Ma. Ces âges correspondent exactement à ceux donnés à la base et au sommet de l'unité B.

7. Analyse spectrale

Le fait que les variations abruptes de l'abondance de *C. pelagicus* au site 747 soient corrélées avec des événements paléocéanographiques majeurs révélés par des études des isotopes confirme l'hypothèse selon laquelle ces variations reflètent les mouvements latitudinaux d'un front marin Antarctique au Miocène. Hays et al. (1976 b) ont montré que la position latitudinale de la convergence Antarctique durant le Pléistocène dépendait des conditions climatiques. La théorie de Milankovitch des climats, qui prédit que le volume des glaces continentales varie en fonction des cycles inhérents aux paramètres de l'orbite terrestre, a été comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents très bien illustrée

durant les dernières décennies (ex.: Hays et al., 1976 a; Imbrie et al., 1984). Puisque le signal observé dans la série de *C. pelagicus* au site 747 est lié d'après notre hypothèse aux variations climatiques (mouvement de fronts) et peut-être au volume glaciaire Antarctique (via la corrélation aux variations du niveau eustatique marin), une empreinte orbitale devrait être détectable par une analyse des séries temporelles.

La série du site 747 est continue, détaillée (pas d'échantillonnage = 18 ka) et longue (18 ma). La stratigraphie est bien établie avec beaucoup de repères (43, soit 1 repère tous les 400 ka en moyenne) (figure 38). Elle est donc parfaitement appropriée à une analyse de fréquence dans la bande passante 1/80, 1/5000 ka. Il est donc possible de tester la présence des cycles de l'excentricité (95, 126, 413 ka). Mais comme le pas d'échantillonnage est trop élevé pour mettre en évidence des périodes inférieures à 80 ka, la présence de cycle d'obliquité (41 ka) ou des cycles de la pression des équinoxes (19 et 23 ka) ne sera pas étudiée ici.

a) Méthodes

La difficulté majeure que présente l'étude de cette série est le fait que les variations les plus importantes y ont des durées supérieures au million d'années, donc n'appartenant pas à la bande de fréquence des cycles de Milankovitch. Il faut donc essayer de masquer dans l'analyse l'effet de ces phénomènes de longue durée. Deux méthodes sont utilisées ici: l'une consiste à utiliser un "prewhitening" qui permet de réduire les composantes de basse fréquence lors du calcul de la transformation rapide de Fourier; l'autre consiste à diviser la série en petits tronçons dans lesquels les composantes à long terme seront réduites et où donc la série pourra être considérée comme stationnaire pour la bande passante d'intérêt.

b) Méthode du prewhitening

Les données ont d'abord été interpolées linéairement dans le but de produire une nouvelle série de données séparées par des intervalle de temps régulier (20 ka) (programme TIMER du SPECMAP). Une transformation rapide (FFT) (Blackman-Tukey spectral analysis) a été calculée, utilisant une fenêtre de Hamming et une constante de prewhitening de 0,8 (le programme POWER utilisé qui a été écrit par N. Piasis est classiquement utilisé par le groupe SPECMAP)

La série entière a été analysée dans un premier temps (figure 50).

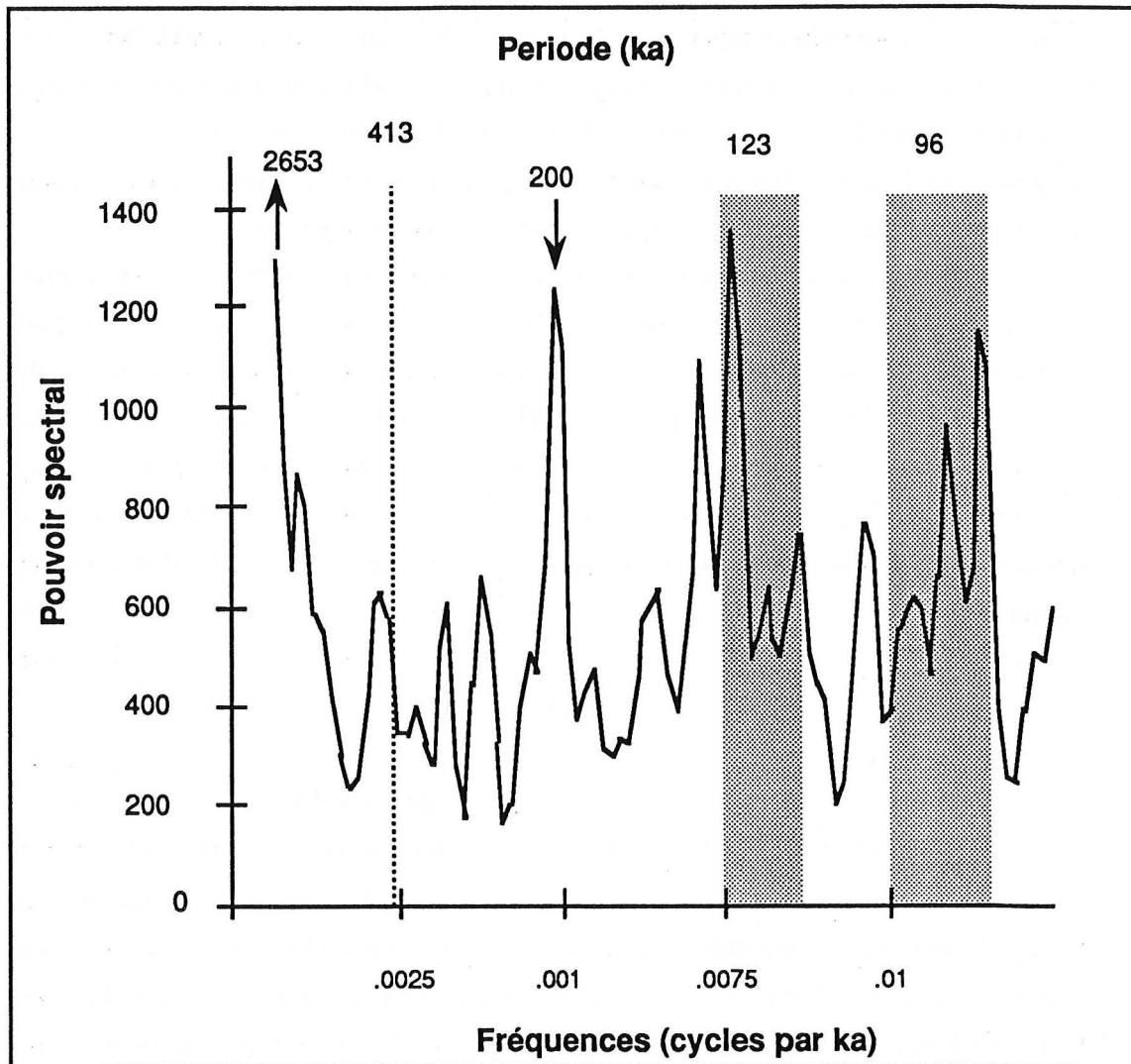


Figure 50 : Périodogramme de la série totale de l'abondance en *C. pelagicus* du site 747 utilisant la méthode du prewhitening (diminuant de façon artificielle le pouvoir des basses fréquences) . Les zones ombrées correspondent aux bandes des cycles de l'excentricité prédits par Berger (1977). Les flèches indiquent des périodes d'origine inconnue.

La technique de prewhitening ne diminue pas entièrement l'importance d'un pic n'appartenant pas à la bande d'intérêt centrée sur 2653 ka qui domine le spectre de fréquence (dans la figure 50 il a été intentionnellement tronqué pour examiner plus en détail la bande d'intérêt). Le périodogramme présente des pics importants 995, 444, 300, 200 et autour de 100 ka. Plusieurs pics sont centrés sur 130 ka (144 et 115 ka) et 95 ka (102 et 87 ka). On peut remarquer que 130 et 95 ka sont proches des deux principaux termes de l'excentricité 123 et 95 ka (Berger, 1977).

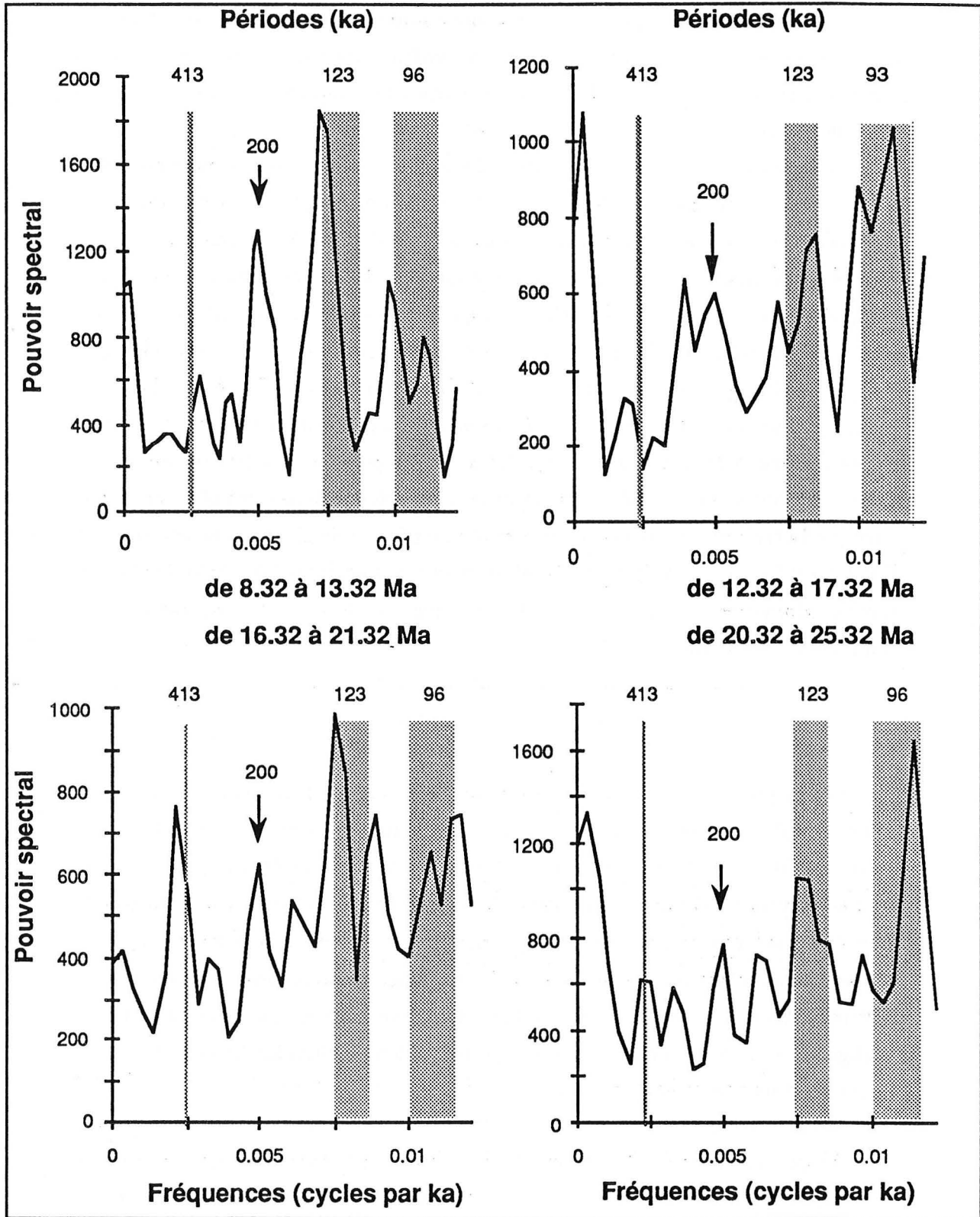


Figure 51 : Périodogrammes de quatre parties égales et chevauchantes de la série des variations d'abondance de *C. pelagicus* au site 747. La méthode du prewhitening a ici aussi été utilisée. Les zones ombrées correspondent aux bandes des cycles de l'excentricité prédits par Berger (1977). Les flèches indiquent des périodes d'origine inconnue.

De même 444 ka est proche de 413 ka qui est une autre composante importante de l'excentricité. Etant donnée sa longueur, afin de vérifier la constance de la présence de ces périodes, la série a été divisée en quatre parties longues chacune de 5 ma et se chevauchant sur 1 ma.

Les quatre périodogrammes (même analyse que précédemment) montrent des pics dans les bandes de fréquence (200, 125, et 95 ka) (figure 51). Les petites différences de fréquence correspondent aux inévitables imperfections du modèle chronologique utilisé. D'après cette analyse la série possède des cycles significatifs et stables de longueurs comparables à celles de l'excentricité. La période proche de 413 ka trouvée dans la série complète n'est pas significative dans les périodogrammes des sous-séries car la technique du prewhitening a diminué de façon artificielle l'amplitude de ce pic dans ces périodogrammes. Par cette méthode, son existence ne peut être confirmée. Par contre une période stable et significative existe à 200 ka. Cette période n'est pas prévue par la théorie de Milankovitch. Elle a été trouvée dans d'autres séries pré-pliocènes : par exemple Herbert et Fischer (1986) rapportent une période de 225 ka dans une série de CaCO_3 du Crétacé; Tiwary (1987, fig.3) utilisant une transformation de Walsh sur de longues séries d'isotopes de foraminifères benthiques miocènes met en évidence des pics importants à 185 ka ($\delta^{13}\text{C}$) et 227 ka ($\delta^{18}\text{O}$).

c) Méthode des partitions

Les mêmes programmes auraient pu être utilisés ici aussi. Mais nous avons trouvé intéressant d'utiliser une méthode un peu différente (programmes écrits par Shumway, 1988) qui a déjà été utilisée dans la partie traitant du Miocène supérieur. Les différences sont les suivantes: (1) une transformation discrète de Fourier est utilisée à la place de la transformation rapide (cela ne doit apporter aucune différence sur les résultats, la transformation étant seulement un raccourci de programmation pour traiter la même équation); (2) la fenêtre de Hamming est remplacée par une fenêtre cosinusoidale. Il faut souligner que si les programmes sont quelque peu différents, dans les deux cas il s'agit de méthodes d'analyses classiques.

La série a tout d'abord été interpolée par *cubic spline* pour obtenir une nouvelle série à espacement temporel régulier (18 ka) (la légère différence de pas avec l'analyse précédente permet d'avoir une série un peu différente, ainsi si des résultats similaires sont trouvés par les deux méthodes, cela ne proviendra pas du pas choisi pour l'interpolation. 18 ka est le temps moyen estimé séparant deux échantillons dans la série originelle).

Quatre parties, réunissant des critères de longueur (bien supérieure à 1 ma) et d'état stabilité (où les signaux de hautes fréquences peuvent être décelés) ont pu être retenues. Elles correspondent aux intervalles suivants :

- I: 22,2-20,5 Ma = Unité B (94 points)
- II: 20,1-16,4 Ma (204 points)
- III: 13,9-12,5 Ma ~ Unité D (81 points)
- IV: 12,,5-11,1 Ma (81 points)

Les périodogrammes correspondant à ces intervalles sont présentés dans la figure 52.

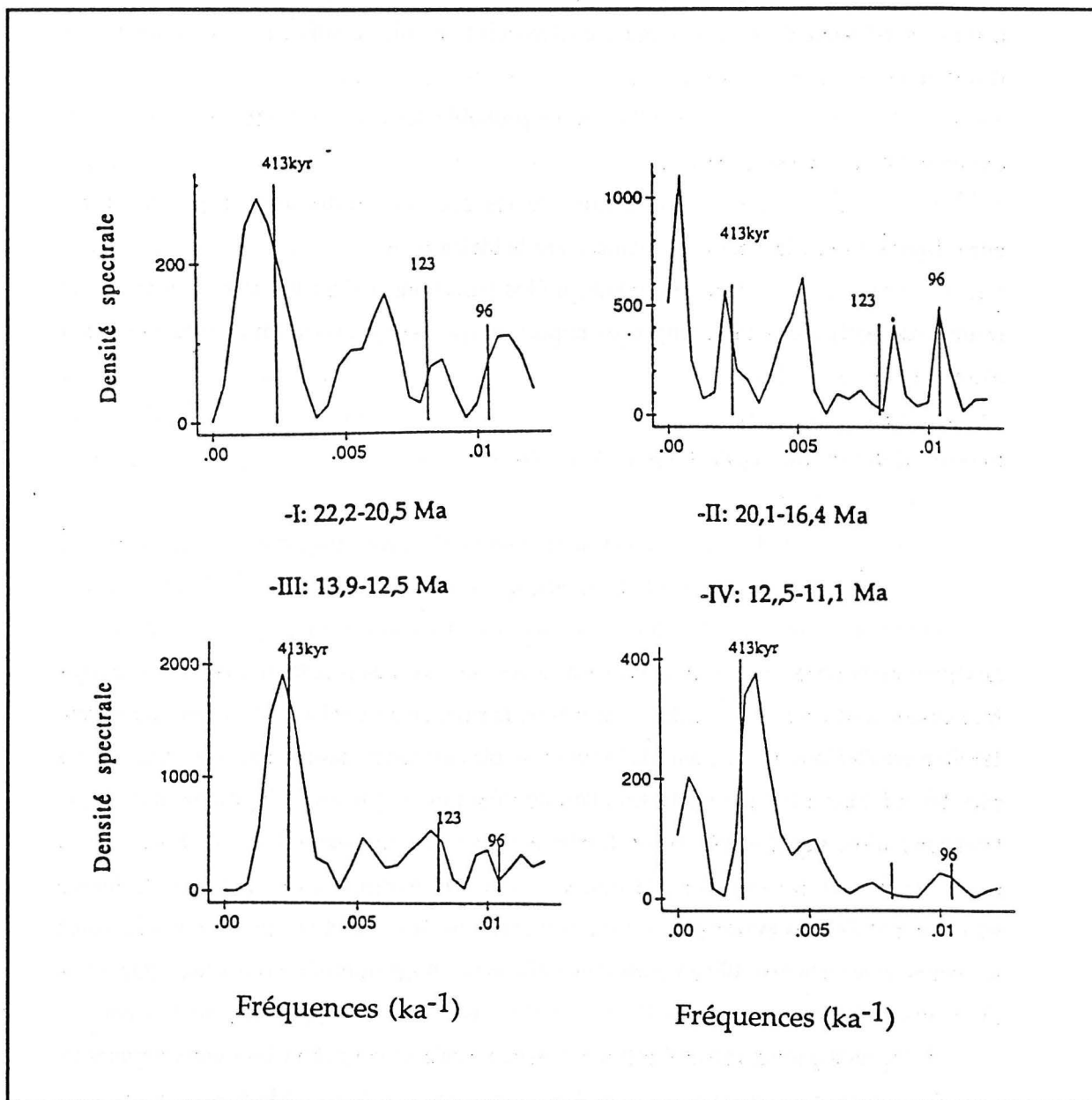


Figure 52 : Périodogrammes de quatre parties différentes de la série des variations d'abondance de *C. pelagicus* au site 747, où un état stationnaire permet l'analyse spectrale sans prewhitening.

Ils montrent tous des pics proéminents, proches de 413 ka. Trois des périodogrammes révèlent un double pic proche de 96 et 123 ka (seul un pic centré sur 100 ka est présent dans la section IV). Ici aussi une fréquence de 0,005 (200 ka) est présente dans toutes les

intervalles. Une période proche de 413 ka est ici très visible, et avait dû être effacée des analyses précédentes par prewhitening.

Ainsi cette nouvelle analyse, utilisant une méthode et des programmes différents, montre le même phénomène sur différentes parties de la série. La présence de cyclicités de Milankovitch est donc très probable.

Ceci souligne (1) le lien qui existe entre l'abondance de *C. pelagicus* dans cette série Miocène du plateau des Kerguelen et les variations climatiques survenues dans cette région.

(2) l'influence probable du volume des glaces antarctiques sur les mouvements des fronts.

(3) le fait que les cycles orbitaux aient une importance climatique non négligeable, ceci même avant le Pléistocène.

(4) le fait que les variations à long terme (> 1 ma) ont un effet océanographique beaucoup plus important que les cycles de Milankovitch dans le Miocène.

8. Modulation des cycles de l'excentricité

L'occasion nous est donnée ici d'étudier comment varie l'importance des cycles de l'excentricité le long de cette très longue série (presque 17 fois la longueur du Pléistocène). Cette étude est motivée par le fait que, comme nous l'avons fait remarquer précédemment, la réponse des phénomènes climatiques à ces cycles n'est pas constante à travers le temps. Ruddiman et al. (1986) ont en effet montré que la période de 100 ka était très marquée dans les derniers 750 ka mais que dans le Pléistocène plus ancien et dans le Pliocène (au moins le plus récent) les autres paramètres de l'orbite (obliquité et précession) influaient de façon beaucoup plus marquée sur les enregistrements paléoclimatiques. L'étude des cyclicités effectuée ici sur la série du site 552 a révélé l'importance qu'avaient les cycles de l'excentricité dans le Miocène terminal. Très récemment Herbert (1990) a lui aussi montré la présence de cycles de 100 ka entre 2 et 5 Ma avec un maximum de puissance vers 3 Ma. Pour la période comprise entre 0,75 et 2 Ma, il n'observe pas cette cyclicité (où de façon très limitée). De même Joyce et al. (1990) la présence de cycles de 100 ka (dans une longue série de $\delta^{18}\text{O}$ couvrant les cinq derniers millions d'années) entre 5 et 4,5 Ma, 3,5 et 2,2 Ma puis depuis 1 Ma. Ainsi la présence d'une période de ~100 ka n'influe pas de façon constante sur les marqueurs climatiques. Il est très difficile d'évaluer s'il s'agit d'un phénomène interne aux cycles de Milankovitch (c'est à dire si l'amplitude des cycles de l'excentricité elle-même change dans le temps) ou si les climats fluctuent seulement à certaines époques en fonction de l'excentricité, à cause de phénomènes externes aux cyclicités de Milankovitch (par exemple Ruddiman et al. (1989) invoquent la surrection de la chaîne Himalayenne

qui aurait changé la circulation atmosphérique et intensifié le phénomène glaciaire, les glaces auraient alors mieux répondu aux cycles de l'excentricité).

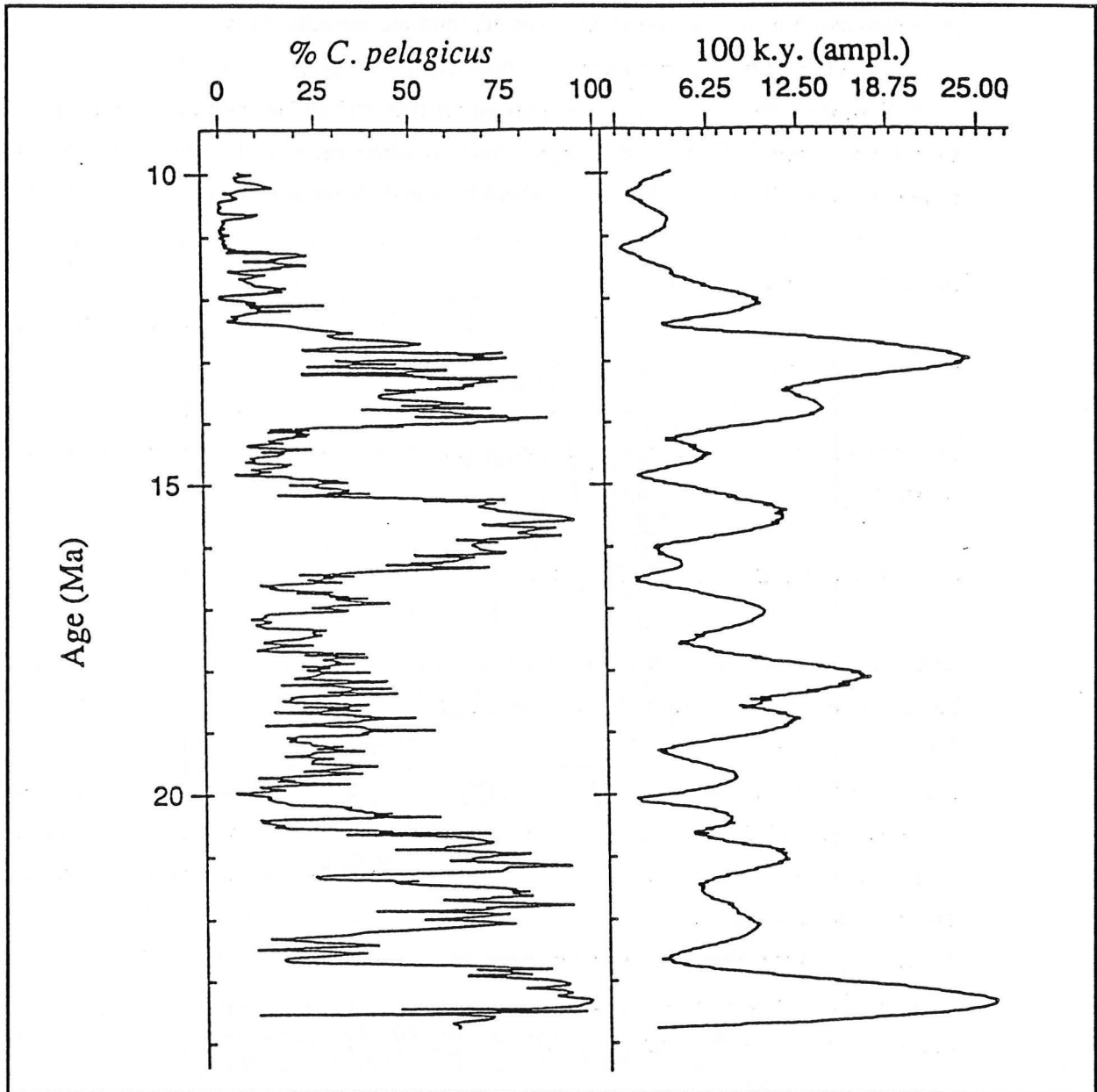


Figure 53 : Modulation des cycles de 100-ka dans la série de l'abondance de *C. pelagicus* du site 747. La série originale est aussi présentée.

Même s'ils sont peu importants dans cette série, les cycles de l'excentricité sont présents, nous venons de le voir. Un filtre passe-bande centré sur 100 ka avec une bande passante très courte a été appliqué à la série afin de les isoler. Le programme utilisé est FILTER du SPECMAP. Les cycles de la série filtrée varient d'amplitude à travers le temps. Pour visualiser l'amplitude, une équation simple a été utilisée : $y(t) = |x_t - x_{t+3}|$ (puisque le pas d'échantillonnage de la série est 20 ka, $t+3$ est la demi-période de 100 ka).

La série ainsi obtenue est présentée sur la figure 53 à côté de la série originale. Les amplitudes les plus fortes sont relevées dans l'unité A et dans l'unité D. Une autre époque où l'amplitude est assez élevée se trouve vers 18 Ma. Il semble aussi que l'amplitude varie cycliquement. Une analyse spectrale a donc été conduite sur cette série.

Le programme utilisé est celui de Shumway (1988) plusieurs fois déjà employé ici. Le périodogramme résultant de cette analyse est présenté sur la figure 54. Les périodes trouvées sont 800, 1250, 2500, et 5000 ka. Pour visualiser ces cyclicités des sinusoïdes de fréquences équivalentes ont été superposées à la série de la modulation d'amplitude du 100 ka sur la figure 55.

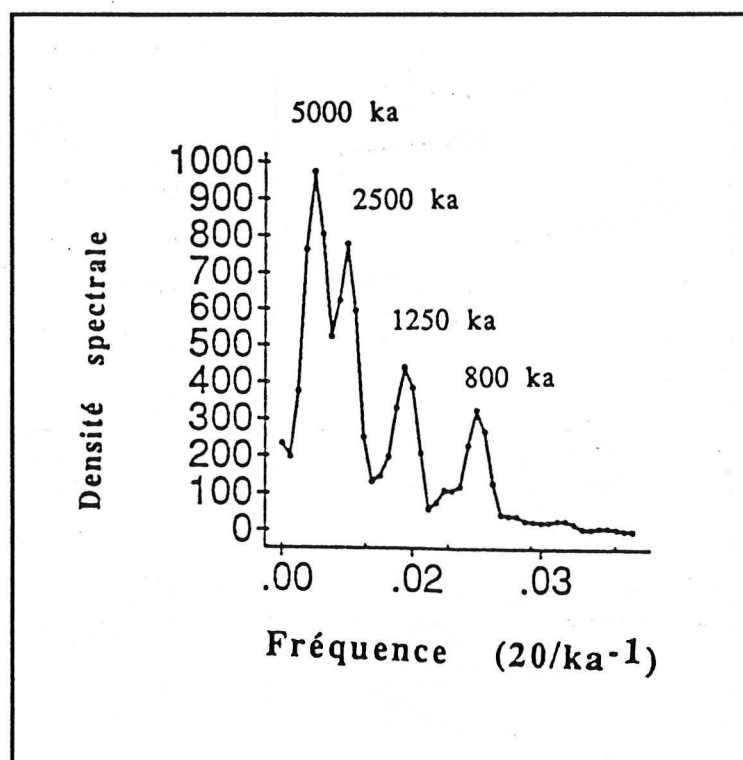


Figure 54 : Périodogramme de la série de modulation des cycles de 100-ka dans la série de l'abondance de *C. pelagicus* du site 747..

V. Discussion

On peut difficilement envisager que ces variations d'amplitude correspondent à un artefact mathématique inhérent à la méthode utilisée. En effet le pas d'échantillonnage nettement inférieur à la cyclicité de 100 ka ne permet pas d'invoquer des harmoniques de fréquence aussi longues que 1 ma^{-1} .

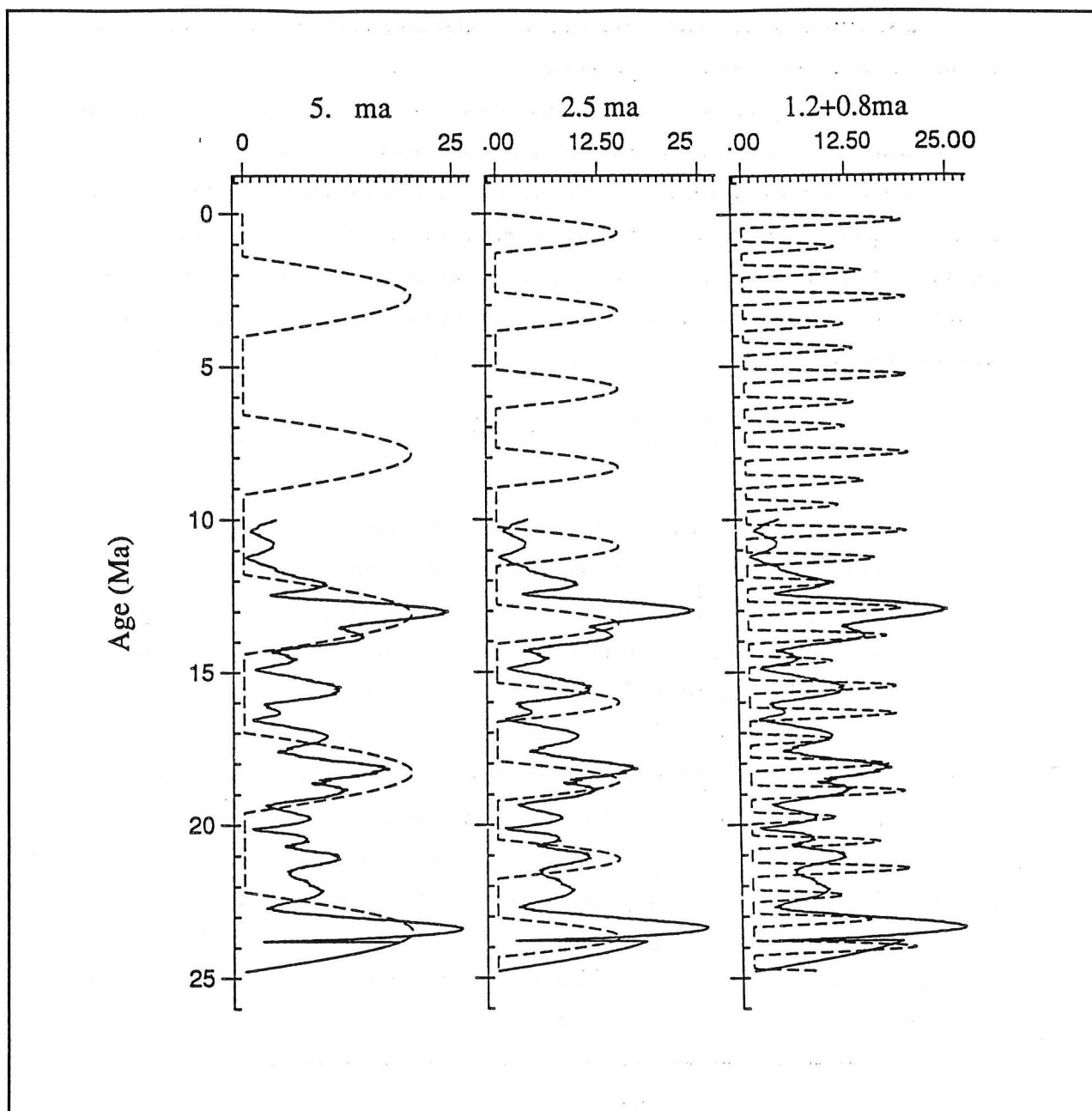


Figure 55 : Comparaison de la série de modulation des cycles de 100-ka dans la série de l'abondance de *C. pelagicus* du site 747 avec la partie positive d'une sinusoïde de période de 5000, 2500, 1250 et 850-ka (principales périodes trouvées dans l'analyse spectrale présentée dans la figure 17). La sinusoïde de 1250 -ka est regroupée avec celle de 850-ka ce qui permet de constater que par cette addition on obtient une sinusoïde de période 850-ka présentant une enveloppe de 2500 ka.

Ces variations d'amplitude peuvent être expliquées de deux manières.

(1) L'amplitude augmente durant des époques où le front est plus au Nord du site 747, ainsi les mouvements latitudinaux de celui-ci, même de faible importance, induiront de forts changements de composition du nannoplancton, qui

provoqueront une augmentation de l'amplitude des signaux climatiques. Mais dans ce cas il semble que le lien devrait être plus important.

(2) Ce sont les variations de l'amplitude des cycles de l'excentricité qui sont directement enregistrées dans cette courbe.

Il est impossible de répondre à ce problème avant d'avoir étudié d'autres séries du même âge sous d'autres latitudes. On peut seulement essayer de voir si en projetant ces variations d'amplitude, en supposant qu'elles soient réellement cycliques, dans la partie supérieure du Néogène, les pics qui semblent correspondre à un cycle de 5 ma sont sur la courbe centrés à 23,2 Ma, 18,2 Ma et 13 Ma. Les pics suivants devraient être vers 8-8,2 Ma et 3-3,2 Ma. Les cycles de 2,5 ma sont sur la courbe centrée à 20,5; 18; 15,5, 13, (10,5) Ma. Ce dernier pic est extrêmement peu marqué. On devrait retrouver des pics vers 8; 5,5; 3 et 0,5 Ma. Donc on devrait observer des augmentations de l'amplitude des cycles de l'excentricité (96 et 123 ka) d'après l'hypothèse (2) aux âges suivants : 0,5-3-5,5-8 Ma. Ruddiman et al. (1986) ont montré une augmentation de l'amplitude de la période de 100 ka vers 0,75 Ma, le pic à 0,5 Ma prédit correspond bien à une période où l'excentricité dominait. Le maximum à 3 Ma correspond aussi à une période où le cycle de 100 ka avait une amplitude très forte (Herbert, 1990). L'étude menée au site 552 (chapitre précédent) montrait que, à cette époque, les cycles de l'excentricité retrouvaient une amplitude capable de dominer sur les autres cycles orbitaux qui régnaient dans les périodogrammes vers 6 Ma. Enfin c'est vers 8,2 Ma que l'abondance de *C. pelagicus* au plateau de Kerguelen est maximale pour la partie du Miocène supérieur étudiée ici et que les fluctuations sont les plus fortes (mais on ne peut pas vérifier que les cycles de l'excentricité augmentent ici car les parties extrêmes des séries sont éliminées lors de la filtration). Même s'il peut s'agir de simples coïncidences, il était intéressant de les signaler : à ce stade on ne peut émettre que des hypothèses basées sur ces observations.

Chapitre E
LA DERNIERE DEGLACIATION
(étude préliminaire)¹³

Il a paru intéressant d'analyser les effets sur le nanoplancton calcaire, des changements climatiques et océanographiques survenus durant une période très étudiée. La chronologie de la dernière déglaciation est relativement bien connue, même si les phénomènes invoqués sont encore très discutés (Fairbanks, 1989; Broecker, 1990).

Ici est présentée l'étude préliminaire des assemblages de nanofossiles calcaires déposés depuis ~18000 ans sur la ride de Feni (Atlantique Nord, au large de l'Irlande).

I. Le matériel

La carotte Kn-34 GC a été prélevée sur la ride de Feni (55°8 N-12°8 W) par ~2800 m de fond (figure 56). Elle est longue de ~3 m. Les sédiments récoltés sont des boues argileuses grises légèrement carbonatées. La fraction détritique est très importante. Une passée de cendre volcanique est visible vers 102 cm (Lehman, com. pers., 1990). Les nanofossiles calcaires sont tantôt assez abondants, tantôt rares suivant les échantillons.

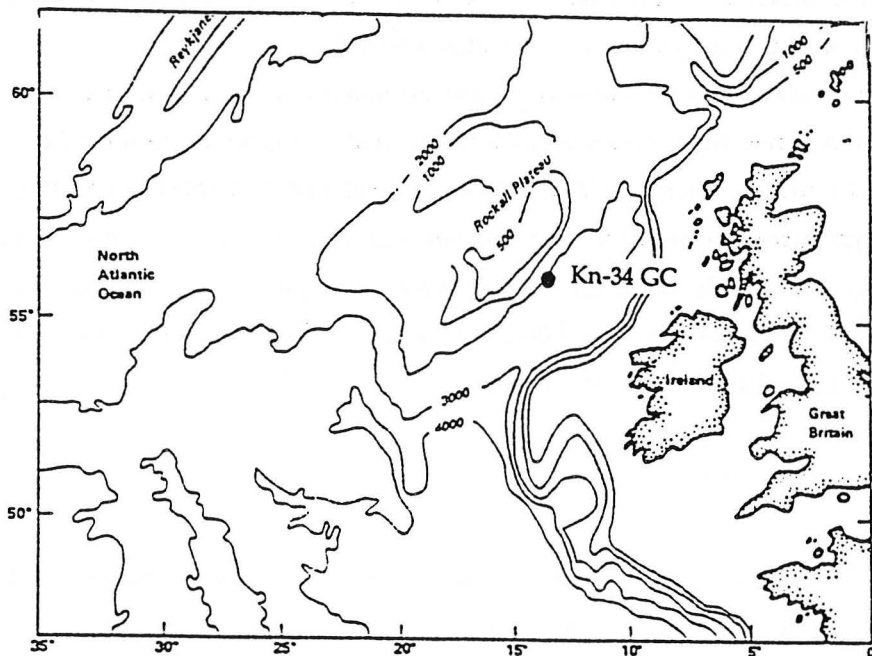


Figure 56 : Localisation géographique de la carotte KN-34 GC

¹³ Cette étude correspond à un travail en cours, mené en collaboration avec Drs L.D. Keigwin et S. Lehman à Woods Hole Oceanographic Institution.

II. Stratigraphie

La stratigraphie proposée ici est basée essentiellement sur deux types de données : le comptage de l'abondance relative de l'espèce *Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement sénestre par rapport aux autres foraminifères planctoniques, et un niveau de cendres à 102 cm.

1. Pourcentage de *N. pachyderma* (sin.)

Actuellement, l'espèce *N. pachyderma* sénestre (sin.) a une répartition géographique polaire (voir Kipp, 1976), et ses variations d'abondance dans les sédiments de l'Atlantique Nord reflètent la sensibilité océanique aux changements climatiques (Ruddiman et McIntyre, 1976). Le pourcentage de cette espèce dans les assemblages de foraminifères planctoniques a été calculé à partir de comptages réalisés tout au long des 200 cm supérieurs de la carotte (Lehman et Keigwin, com. pers., 1990). Les formes dextres dominent partout sur les formes sénestres, sauf à trois niveaux : entre 102 et 106 cm, entre 115 et 118 cm, et au dessous de 140 cm. Dans la carotte V23-81, grande classique des études paléoclimatiques Holocène, le même type de pourcentage a été calculé par Ruddiman et al. (1977). Des pics d'abondance en *N. pachyderma* (sin.) sont observés à 156 cm, 178 cm et au dessous de 213 cm. La carotte V23-81 ayant été prélevée aussi sur la ride de Feni (donc proche KN34-GC, il est possible de comparer la stratigraphie des sites (figure 57).

Il apparaît que les trois pics se placent sur une droite passant par l'origine. Les pics des deux courbes ont donc certainement la même origine et sont synchrones. Les pics de la carotte V23-81 ont été datés au ^{14}C par Broecker et al. (1988), à 10760, 10880 et 15600 ans, respectivement (cinq autres niveaux de la carotte ont aussi été datés). Broecker et al. (1988) expliquent que 400 ans devraient être soustraits à ces âges pour tenir compte de la différence de $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ entre le CO_2 atmosphérique et le ΣCO_2 des eaux de surface, et que des problèmes de bioturbation sont peu probables.

2. Niveau de cendre

Une couche de cendre est présente dans la carotte V23-81 au niveau du premier pic de *N. pachyderma* (sin.), comme dans la carotte KN34-GC, et s'observe dans une grande partie du bassin Atlantique, de la mer de Norvège et dans les dépôts continentaux norvégiens (Mangerud et al., 1984).

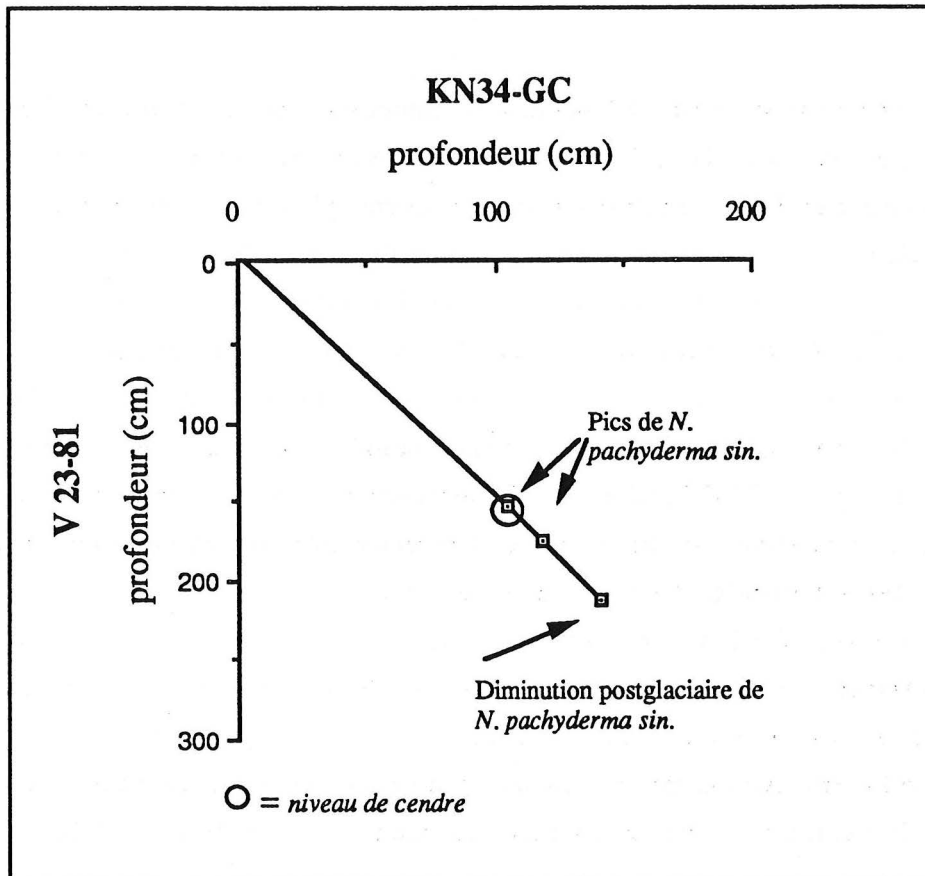


Figure 57 : Comparaison stratigraphique des carottes KN -34-GC et V 23-81.

Considérée comme presque isochrone, elle est utilisée intensivement comme élément de corrélations (Ruddiman et al., 1977, Duplessy et al., 1981; Ruddiman et McIntyre, 1981). La géochimie des cendres suggère qu'elles proviendraient d'un volcan d'Islande et elles ont été datées à 10600 ans (Dryas récent moyen) à partir d'échantillons prélevés dans un lac Norvégien (Mangerud et al., 1984). Ainsi, l'âge du premier pic de *N. pachyderma (sin.)* dans la carotte Kn34-GC, peut être estimé à 10600 ans.

La stratigraphie de la carotte KN34-GC est donc assez précise. Elle sera affinée par des datations au carbone 14 (en cours).

III. Les Nannofossiles calcaires

Trente-huit échantillons ont été prélevés. Les lames ont été préparées suivant la méthode décrite en annexe II. Quelques échantillons ont été préparés pour une étude au microscope électronique à balayage.

1. les assemblages

Les assemblages de la carotte KN34-GC sont composés essentiellement de *E. huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri* et *Syracosphaera pulchra*. D'autres espèces plus rares ont été observées sporadiquement comme *Oolithus fragilis*, *Helicosphaera wallichi*, ou *Umbellosphaera sp.* Enfin un remaniement significatif existe : les espèces les plus représentées appartiennent aux genres *Reticulofenestra* (Eocène à Pliocène), *Chiasmolithus* (paléogène), *Markalius* (Paléogène) et *Prinsius* (Paléocène-Eocène). Un remaniement de *C. pelagicus* existe aussi; les placolithes remaniés peuvent dans une certaine mesure être distingués des autres par leur taille plus grande, leur calcification (ou recalcification) marquée leur donnant une couleur jaune-orangée caractéristique. Ces placolithes, lors du comptage ont été inclus dans la classe des nannofossiles remaniés.

2. Comptages

Grâce aux lames préparées par décantation/évaporation (Annexe II), on a pu compter l'abondance absolue des différentes espèces. De grandes disparités d'abondance existent dans les assemblages. Dans la plupart des cas *E. huxleyi* et *G. oceanica*¹⁴ dominent. Pour avoir une bonne représentation numérique de toutes les espèces, deux groupes ont été constitués pour le comptage en fonction de leur abondance (les deux espèces citées ci-dessus et les autres). On a compté le nombre de champs nécessaires pour parvenir à 200 individus de chaque groupe. Mais chaque fois que l'abondance d'un groupe était trop faible, le nombre d'individus de ce groupe était compté dans les deux cents premiers champs. Ainsi, le comptage s'est effectué de telle manière que, soit le nombre de champs/200 individus, soit le nombre d'individus/200 champs a été compté. Les résultats dans leur forme brute ont été convertis en nombre de placolithes par gramme de sédiment est obtenue par l'équation de l'annexe II (tableau 14 dans l'annexe III).

3. Abondance : Assemblage total

Sur la figure 58, les résultats des comptages sont cumulés.

¹⁴ Comme *E. huxleyi* et *G. oceanica* sont rarement distinguées au microscope optique en raison de leurs petites tailles, elles sont regroupées dans les comptages. Mais une étude au microscope électronique, présentée plus loin, a permis de préciser les abondances relatives de ces deux espèces.

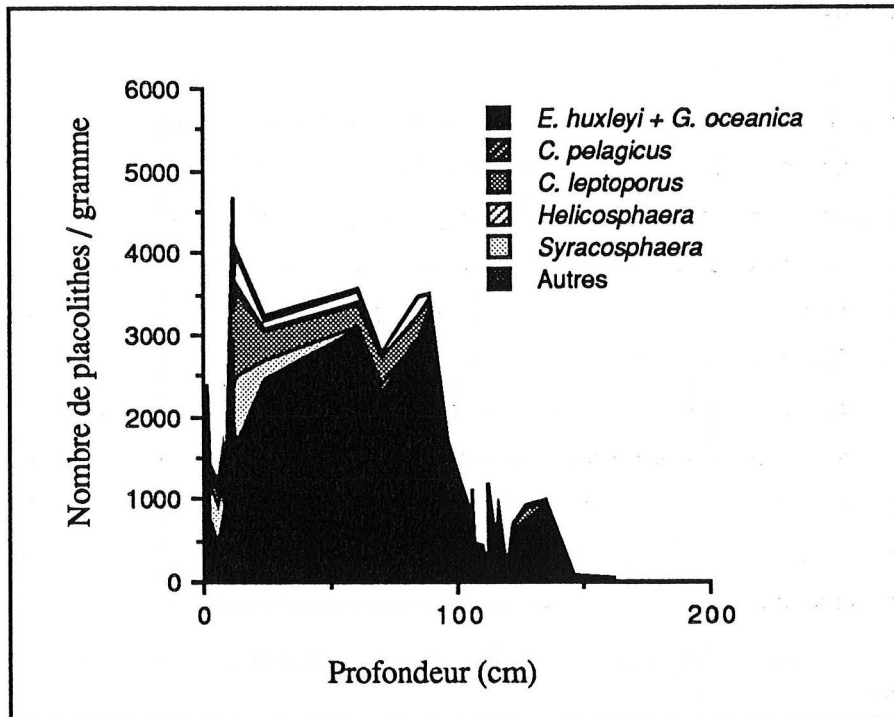


Figure 58 : Variation d'abondance absolue des assemblages du nanoplancton calcaire dans la carotte KN 34-GC.

Les nanofossiles sont assez abondants dans la partie supérieure de la carotte jusque vers 100 cm. L'abondance diminue alors très vite jusque vers 150 cm. Au dessous ils sont beaucoup plus rares. Le pourcentage de remaniement est assez constant tout au long de la série. Par conséquent, on peut supposer que ces variations d'abondance ne sont pas le fait de la dilution des nanofossiles calcaires par une augmentation du détritisme dans les phases où les nanofossiles sont les moins abondants (le remaniement ayant été alors beaucoup plus important), mais plutôt dues à des variations de productivité du nanoplancton. La période précédant le Dryas récent (~100-120 cm) est supposée donc très peu "productive". Après cet évènement la production est décuplée.

4. Abondance : Description par espèces

Les petites espèces *E. huxleyi* et *G. oceanica* expliquent une grande partie des variations d'abondance du nanoplancton (figure 59), puisque elles sont extrêmement dominantes à partir de 135 cm. Mais l'abondance des autres espèces (à part *C. pelagicus*) varie de la même façon (figure 60) bien que *Helicosphaera carteri* et *S. pulchra* ne soient que très peu représentées au dessous de 100 cm.

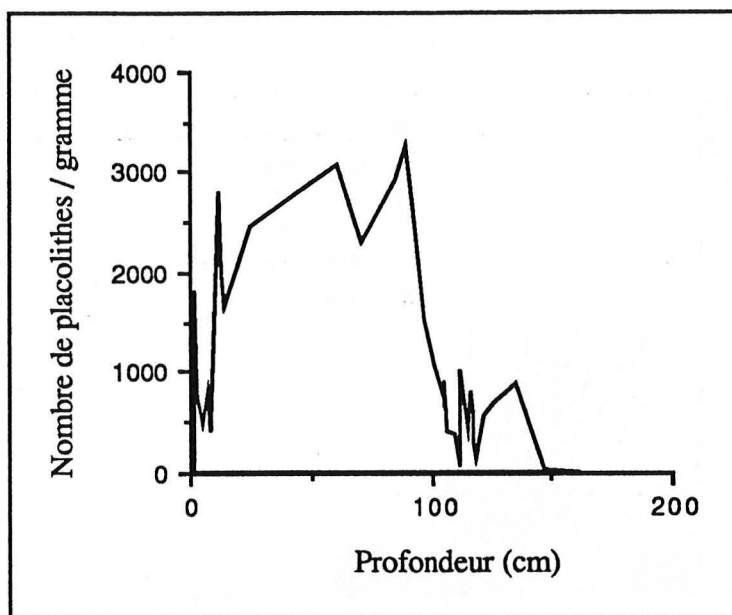


Figure 59 : Variations d'abondance absolue de *E. huxleyi* et *G. oceanica* dans la carotte KN 34-GC.

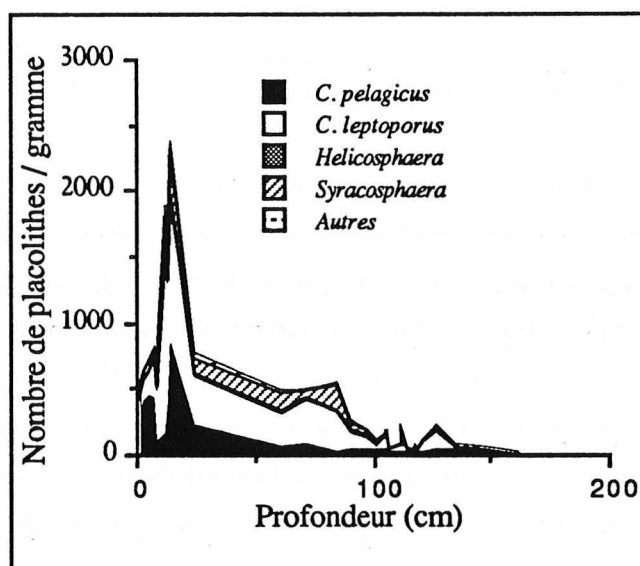


Figure 60 : Variation d'abondance absolue des espèces n'appartenant pas aux genres *Emiliana* et *Gephyrocapsa* dans la carotte KN 34-GC.

Ce parallélisme est surtout marqué pour *Calcidiscus leptoporus* dont la richesse dans les sédiments suit approximativement les variations d'abondance des petites espèces. *Coccolithus pelagicus* par contre ne montre que de faibles variations d'abondance tout au long de la partie inférieure de la série, mais, de 50 cm jusqu'au sommet devient progressivement très abondante (alors que l'abondance de l'assemblage total diminue).

Entre 90 et 130 cm l'abondance des petites formes et de *C. leptoporus* fluctue de manière importante. L'observation détaillée de cet intervalle (figure 61) révèle que :

-les petites formes dominant vers 130 cm, avant de rediminuer à deux niveaux vers 120 et surtout entre 113 et 109 cm, et d'atteindre ensuite un maximum vers 90 cm;

-l'abondance de *C. leptoporus* diminue sensiblement à trois niveaux 118 cm; 109 cm et 103 cm.

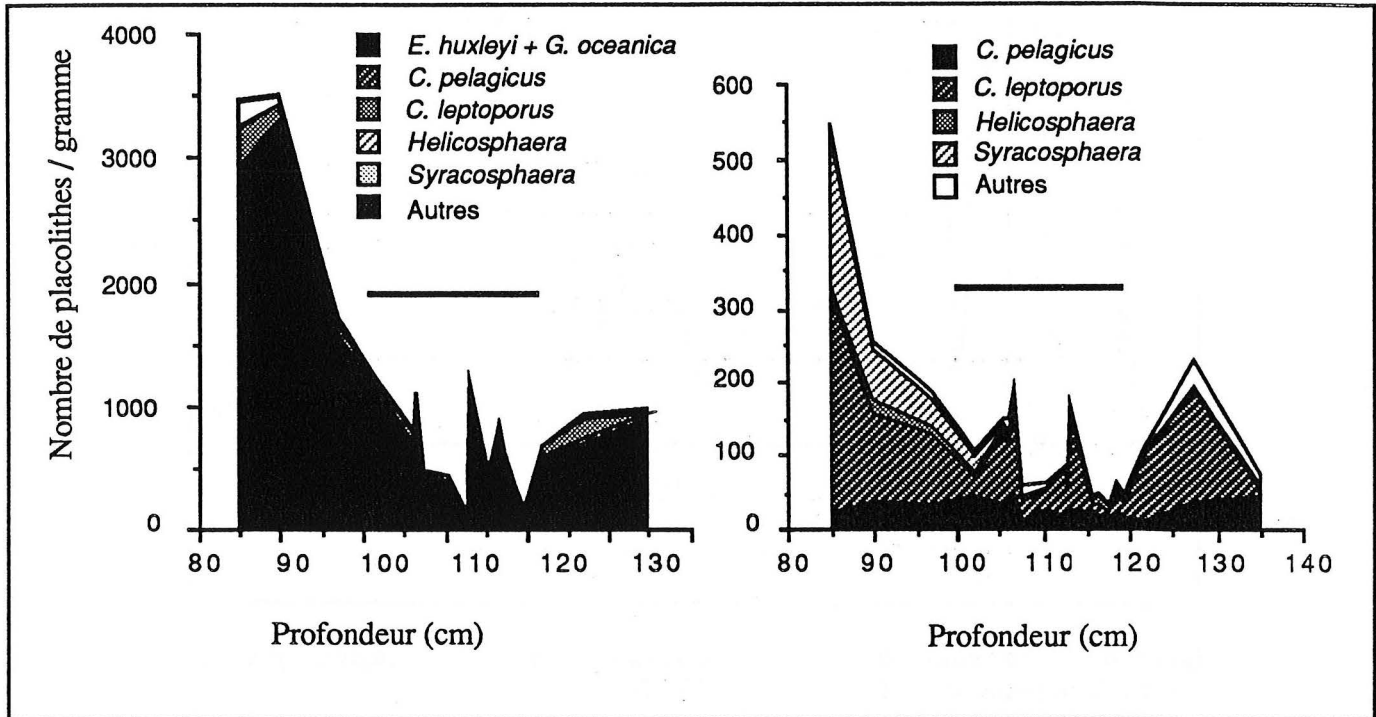


Figure 61 : Variations d'abondance absolue des assemblages du nannoplancton calcaire durant le Dryas Récent dans la carotte KN 34-GC. Le trait horizontal indique la position du Dryas Récent.

5. Rapport *C. pelagicus*/*C. leptoporus*

Coccolithus pelagicus et *C. leptoporus* sont deux espèces ayant des abondances d'ordre comparable dans les sédiments, de morphologie (placolithes) et de taille moyenne similaires et présentant des variations d'abondance différentes. Le rapport entre ces deux espèces a été calculé à partir des comptages d'abondance absolue présentés plus haut. La série obtenue a été complétée par des comptages d'abondance relative sur 38 frottis : dans chaque lame, les deux cents premiers individus appartenant aux deux espèces sont comptés, puis le pourcentage de *C. pelagicus* a été calculé ainsi : $100 \cdot C_p / (C_p + C_l)$ où C_p = Nombre de *C. pelagicus* et C_l = Nombre de *C. leptoporus* comptés (figure 62)

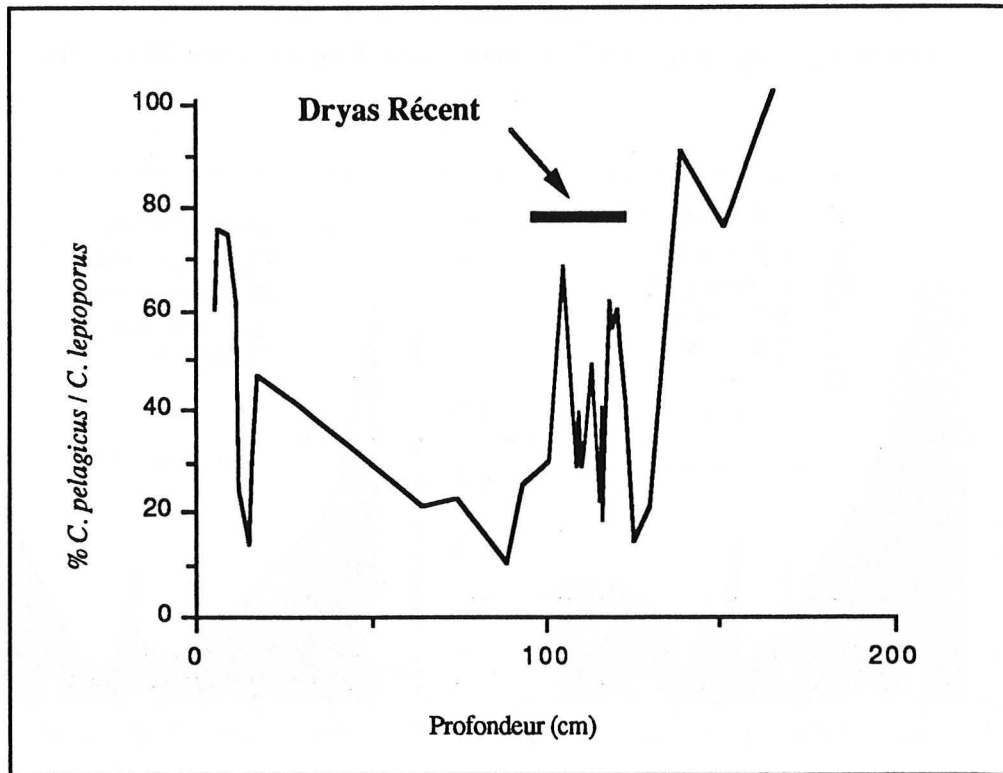


Figure 62 : Variation du rapport (pourcentage) de *C. pelagicus* par rapport à *C. leptoporus* dans la carotte KN 34-GC.

Calcidiscus leptoporus est plus abondant dans la plus grande partie de la série. *Coccolithus pelagicus* domine uniquement dans la partie inférieure jusqu'à 135 cm et à trois niveaux (118, 103 cm et les premiers centimètres).

6. Rapport *E. huxleyi* / *G. oceanica*

A ce stade de l'étude seuls quelques échantillons ont été étudiés au microscope électronique à balayage, et on a calculé le pourcentage de *E. huxleyi* par rapport *G. oceanica*. Le nombre d'individus de chaque espèce compté par échantillon est très réduit (50 individus) à cause de la faible abondance en nannofossiles dans certains échantillons, et de la surface réduite des plots utilisés. Les résultats sont donnés ici à titre indicatif (figure 63). *Emiliana huxleyi* est l'espèce dominante sauf vers 100 cm où l'abondance en *G. oceanica* augmente sensiblement.

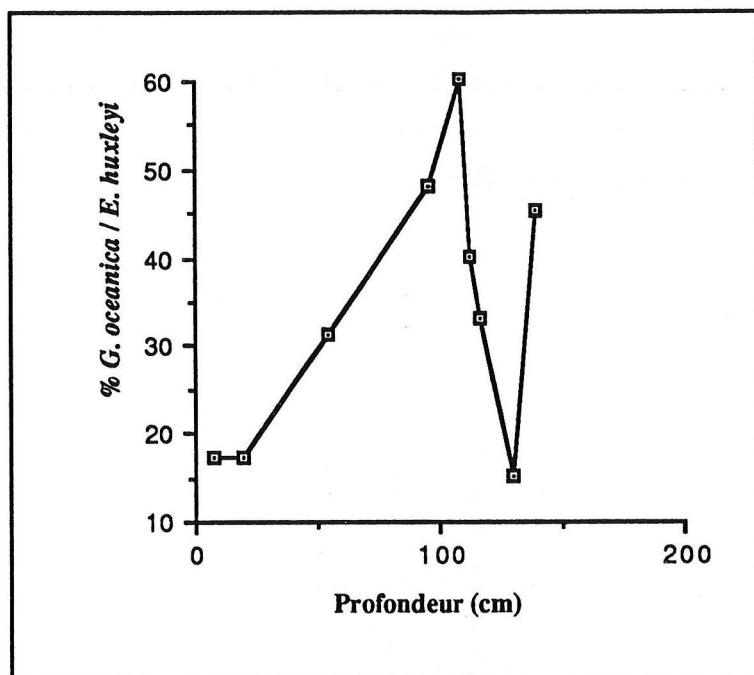


Figure 63 : Variation du rapport (pourcentage) de *G. oceanica* par rapport à *E. huxleyi* dans la carotte KN 34-GC. (comptage effectué au MEB).

IV. Discussion

La discussion qui suit est préliminaire, une comparaison avec d'autres indicateurs paléocéanographiques comme les isotopes étant nécessaire. Ces études sont en cours mais les données ne sont pas encore disponibles.

1 Dryas Récent

Les pics de Cp/Cl à 103 et 118 cm apparaissent aux mêmes niveaux que les pics d'abondance du foraminifère planctonique *N. pachyderma* (sin.). Les hautes valeurs de Cp/Cl au dessous de 135 cm sont aussi corrélées à un fort pourcentage de *N. pachyderma* (sin.). Ainsi les variations de Cp/Cl et de l'abondance en *N. pachyderma* (sin.) sont semblables et pourraient être dues aux mêmes causes. Les affinités de *Coccolithus pelagicus* aux eaux polaires de l'Atlantique Nord ont déjà été citées dans le chapitre A. *Calcidiscus leptoporus* est une espèce d'eau plus tempérée (McIntyre et Bé, 1967). Le rapport Cp/Cl doit donc correspondre au moins en partie à des variations de température, ce qui explique la corrélation avec les pics d'abondance de l'espèce polaire *N. pachyderma* (sin.). Il faut souligner que les augmentations de l'index Cp/Cl ne sont pas dues à des augmentations de l'abondance en *C. pelagicus* (sauf dans la partie sommitale de la carotte) mais plutôt à des diminutions de l'abondance en *C. leptoporus*. Ainsi le(s) facteur(s) agi(ssent) de façon limitante sur *C. leptoporus*.

Ces diminutions de production peuvent donc correspondre à des diminutions de température, mais aussi à des diminutions de la fertilité des eaux. On a en particulier déjà commenté les effets du front polaire dans la mer de Norvège sur les assemblages de Cocolithophoridae grâce à l'étude de Eide (1990) (chapitre A).

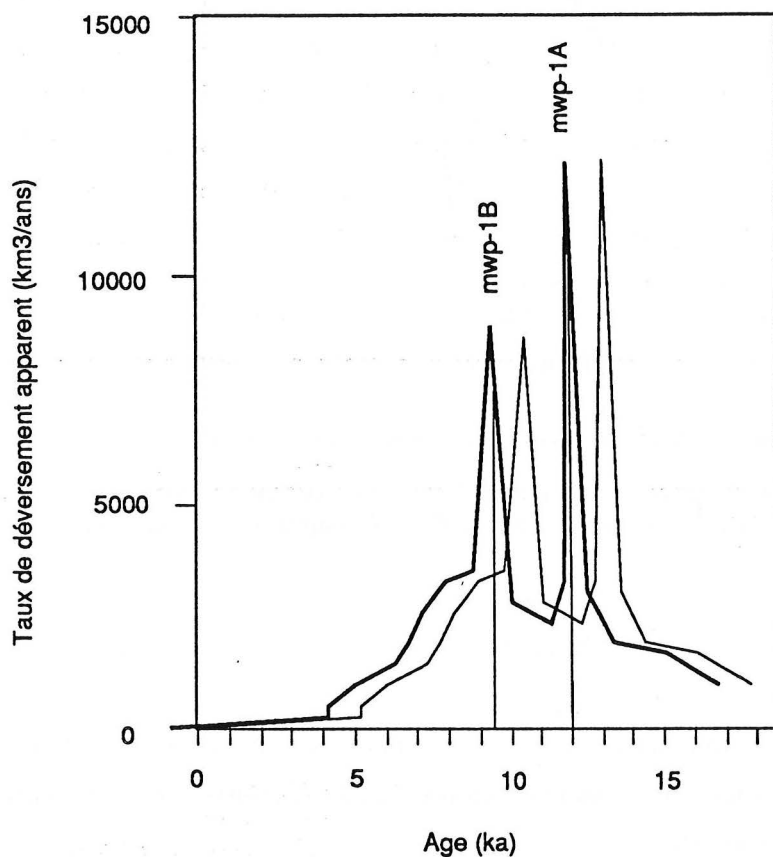


Figure 64 : Variation du taux de déversement des eaux de fonte des glaces depuis 18000 ans d'après Fairbanks (1989). Trait gras : chronologie du carbone 14 classique, trait fin : chronologie du carbone 14 corrigée. Les maxima de fontes sont appelées mwp-1A et B par Fairbanks (1989)

Ruddiman et McIntyre (1973) ont remarqué que dans l'Atlantique Nord le réchauffement durant la déglaciation a été interrompu, comme le révèle une courte phase de migration vers le sud des foraminifères planctoniques polaires, qui marque le refroidissement du Dryas récent (Ruddiman et al., 1977). Le fait que la déglaciation ait pu se faire en deux étapes comme le suggère Duplessy et al. (1981) avec un maximum de fonte de glace entre 14000 et 12000 ans puis entre 10000 et 7000 ans, a récemment été appuyé par l'étude des coraux de l'île de la Barbade (Caraïbe) qui mettent en évidence les variations eustatiques du niveau de la mer (Fairbanks, 1989). Fairbanks (1989) propose une courbe de taux de déversement des eaux de fonte des glaces depuis 17000 ans. Elle montre deux pics très prononcés apparaissant à 12000 et à 9500 ans (voir figure 64). Ces déversements d'eau de fonte auraient réduit la salinité des eaux de surface de l'Atlantique Nord. Ceci aurait eu

pour effet de réduire l'épaisseur de la zone de mixage, diminuant par là son inertie thermique. Ainsi les eaux de surface auraient été relativement chaudes durant l'été et l'automne (Fairbanks, 1989). Entre 12000 et 9500 ans, l'absence de cette zone de mixage serait responsable du refroidissement des eaux qui survient alors (Fairbanks, 1989).

La figure 65 représente la courbe correspondant au modèle stratigraphique sur laquelle sont positionnés les événements révélés par l'étude des nanofossiles et des foraminifères planctoniques, et ceux décrits et datés par Fairbanks (1989). Il apparaît clairement que les diminutions de production du nannoplancton, et les augmentations de l'abondance relative de *N. pachyderma (sin.)* et de *C. pelagicus* sont comprises entre les deux maxima de fonte de Fairbanks. Près de ces maxima, la production des nanofossiles est plus forte.

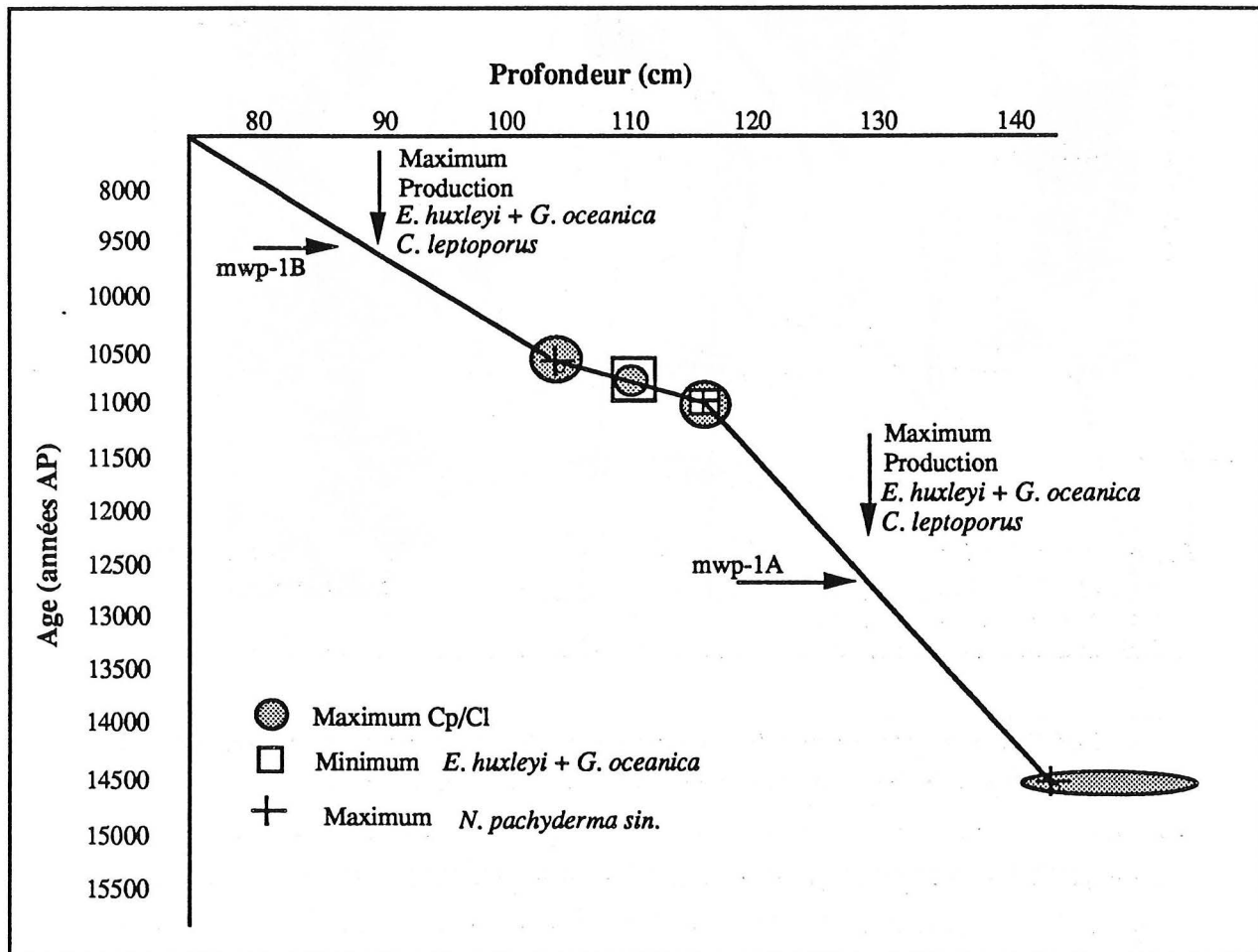


Figure 65 : Modèle stratigraphique proposé pour la carotte KN 34-GC sur lequel sont positionnés les événements révélés par l'étude des nanofossiles calcaires et des foraminifères planctoniques et ceux décrits par Fairbanks (1989).

L'événement du Dryas récent dans les sédiments de la ride de Feni est caractérisé par de fortes baisses de production du nannoplancton calcaire et par des augmentations du

pourcentage en *C. pelagicus*. Cet événement n'est pourtant pas singulier puisqu'il est constitué d'une série de fluctuations de la composition des assemblages. On pourrait interpréter ces fluctuations comme résultant d'artefacts de sédimentation si deux maxima de *N. pachyderma* (*sin.*) n'étaient pas aussi observés dans la carotte V23-81 durant le Dryas récent.

Ruddiman et McIntyre (1981) présentent une carte des mouvements du front polaire durant la dernière déglaciation (figure 66) et indiquent que durant le Dryas récent ce front est descendu très au Sud (au Sud de la ride de Feni). Ceci est confirmé par l'étude des nannofossiles calcaires.

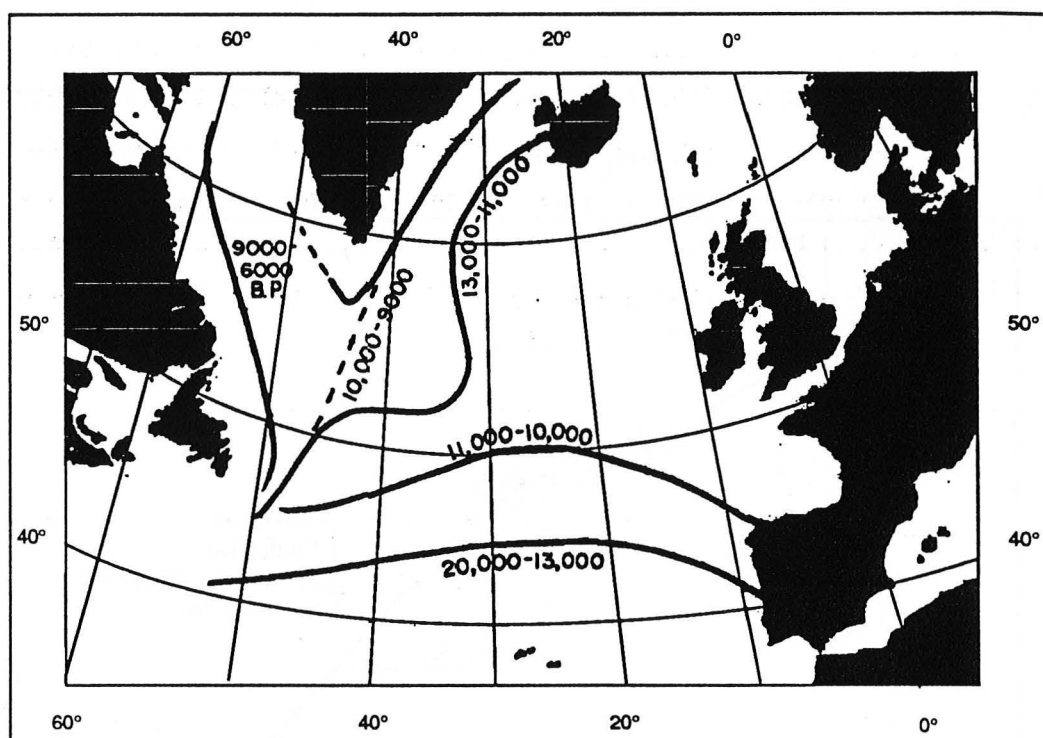


Figure 66 : Carte présentant les mouvements du front polaire durant la dernière déglaciation d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

(1) D'une part, la composition des assemblages de nannofossiles sur la ride de Feni durant le Dryas récent est très proche de celui observé à la base de la série, vers 140 cm, donc très proche de celle d'assemblages déposés durant une période "glaciaire".

(2) D'autre part, l'étude de la production des coccolithes à partir de pièges à sédiments dans la mer de Norvège (Samtleben et Bickert, 1990) montre que *C. pelagicus* domine au Nord (Fram Strait) sur *E. huxleyi*, alors que le contraire est observé au Sud près de la Norvège (Bassin de Lofoten). La production des deux espèces est plus forte à ce dernier site. Eide (1990), qui a étudié les variations des assemblages du nannoplancton calcaire contenus dans les sédiments de surface le long d'un profil de la Mer de Norvège qui coupe le front polaire

(voir figure 6), montre que le nanoplancton calcaire des eaux polaires est composé essentiellement de *C. pelagicus*, que *E. huxleyi* et *C. leptoporus* devenaient plus abondants au delà du front polaire, et que la production totale augmentait aussi à l'extérieur de la zone polaire. C'est exactement ce qui est observé dans les assemblages du Dryas récent de la carotte KN34-GC.

Ainsi l'étude des nanofossiles calcaires de la carotte corrobore cette redescente de front polaire vers le Sud durant le Dryas récent. Elle laisse aussi supposer l'instabilité de ce front durant cette période.

2. variations de productivité

Un des faits les plus marquants que révèle notre analyse est la différence de production de coccolithes entre la période précédant le Dryas récent et l'Holocène. La seule étude établissant des variations de production durant les derniers 15000 ans dans l'Atlantique Nord est celle de Ruddiman et McIntyre (1981), concernant les foraminifères planctoniques (nombre de tests par gramme de sédiment), qui montre que cette production est minimale entre 15500 et 13500 ans, intermédiaire entre 13000 et 10000 ans puis qu'elle augmente pour atteindre un maximum vers 5000 ans (voir figure 67).

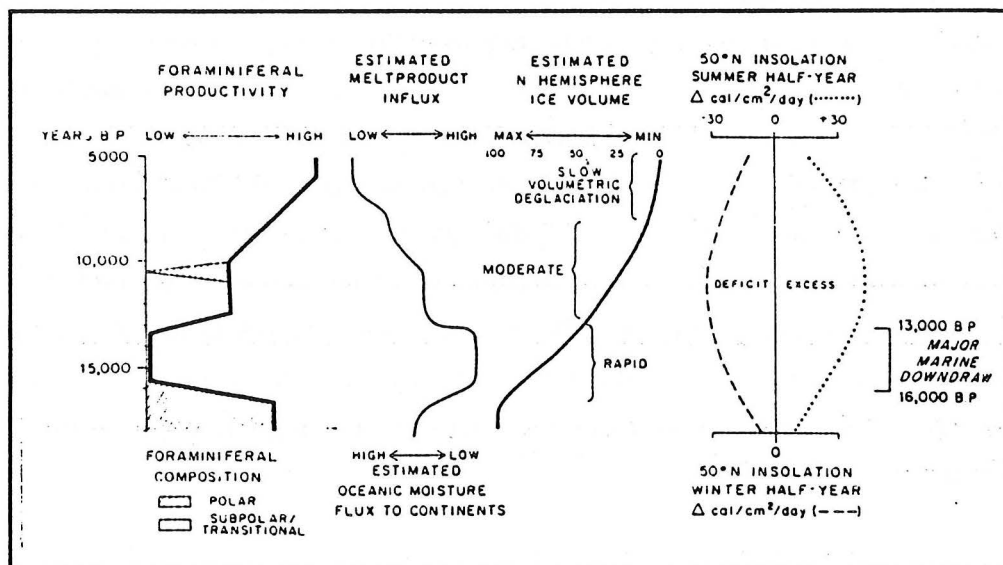


Figure 67 : Variations de production des foraminifères planctoniques durant la dernière déglaciation d'après Ruddiman et McIntyre (1981).

Notre étude montre que la production des coccolithes révèle la même tendance générale. Toutefois on observe quelques différences qui portent sur les points suivants :

-durant le Dryas récent, la production est plus faible.

-directement après cet événement la production augmente pour atteindre un maximum vers 9000 ans.

3. Le sommet de la carotte

Dans les premiers 20 cm de la carotte, le nanoplancton est peu productif avec un fort pourcentage de *C. pelagicus* par rapport à *C. leptoporus*. Cet événement apparaît de façon extrêmement brusque. Sa datation est délicate en raison du manque pour l'instant de datation au ^{14}C . Mais le taux de sédimentation calculé à partir des points à 103, 118 et 140 cm (constant sur l'intervalle 140-103 cm) extrapolé jusqu'au sommet de la carotte, donne un âge très récent à cet événement.

Il ne s'agit pas d'un retour aux conditions existant au bas de la série ou vers 110 cm, car la production de coccolithes est, bien que faible, proche du niveau de production existant entre 120 et 140 cm; d'autre part, c'est l'augmentation de production de *C. pelagicus* qui est la cause de l'augmentation de l'index Cp/Cl et non la diminution de *C. leptoporus*. Ainsi, semble-t-il, il ne s'agit pas d'une nouvelle migration du front polaire vers le sud. Cependant ces variations pourraient être indicatrices d'un refroidissement, puisque la production de l'espèce adaptée aux eaux froides, *C. pelagicus*, augmente très sensiblement. L'étude des autres marqueurs paléocéanographiques et paléoclimatiques "marins" n'a jamais révélé un tel refroidissement durant cette période. Pourtant l'étude des migrations des glaciers continentaux de l'Europe et de l'Amérique du Nord montre qu'il y a eu de fortes avancées des glaces depuis 5000 ans (néoglaciation) vers 4600, 2600 ans et durant le dernier millier d'années (Porter et Denton, 1967). Elles succèdent à une période de températures plus chaudes, qui prévalaient depuis 9000 ans, l'intervalle hypsithermal. Il est fort possible que les assemblages de nanofossiles calcaires aient aussi enregistré ces variations de température.

CHAPITRE F

DISCUSSION GENERALE
(implications et hypothèses)

I. Résultats

L'analyse des résultats a permis de montrer la sensibilité du nannoplancton calcaire aux variations climatiques.

Dans le quaternaire supérieur :

-le renouvellement du nannoplancton s'effectue durant la dernière déglaciation (dans l'Atlantique Nord) et correspond aux divers changements climatiques. L'événement du Dryas récent apparaît de façon spécialement nette. On remarquera un changement de productivité du nannoplancton entre les intervalles 16.000-11.000 ans et 10.000 ans-présent.

Dans le Miocène:

-(1) toutes les séries Miocènes étudiées contiennent des signaux périodiques de fréquences indentiques à celles de Milankovitch (d'où le lien avec les climats);

-(2) de nombreux changements du nannoplancton observés dans ces séries miocènes sont corrélables directement avec des événements paléocéanographiques ou paléoclimatiques mis en évidence par des études des isotopes stables de l'oxygène ou de la teneur en carbonate de calcium des sédiments;

-(3) la distribution de la taille des placolithes de certaines espèces semble tendre vers une bimodalité à des périodes où d'autres marqueurs climatiques (composition des assemblage de nannofossiles calcaires, isotopes stables de l'oxygènes) fluctuent de façon importante.

Implications

Ces analyses se sont traduites par des résultats concernant différents domaines.

- En paléocéanographie:

-pour retracer les mouvements de fronts marins;
-pour caractériser et dater précisément des événements paléocéanographiques importants probablement liés à des phases de refroidissement.

-En paléoclimatologie:

-pour étudier les variations de l'importance relative des différents paramètres orbitaux sur les climats dans le temps;

-pour révéler des périodes où le contraste saisonnier augmente (par l'étude des variations de taille des placolithes).

-En stratigraphie:

-pour aider à établir une stratigraphie régionale très précise (par les comparaisons des courbes obtenues à différents sites proches).

II. Dynamique du nanoplancton calcaire néogène

D'une façon très générale, la composition du nanoplancton calcaire varie en fonction du temps, à un endroit donné, pour s'adapter aux variations constantes de l'environnement. Ces variations de l'environnement résultent de causes multiples et complexes, pouvant interagir entre elles. Au vu des résultats obtenus au cours des études quantitatives présentées ici, nous pouvons essayer d'extraire quels sont les principes les plus importants intervenant dans la dynamique du nanoplancton. La figure 68 représente de façon schématique la chaîne complexe des processus externes induisant les principales variations des compositions du nanoplancton, observées dans les sédiments étudiés.

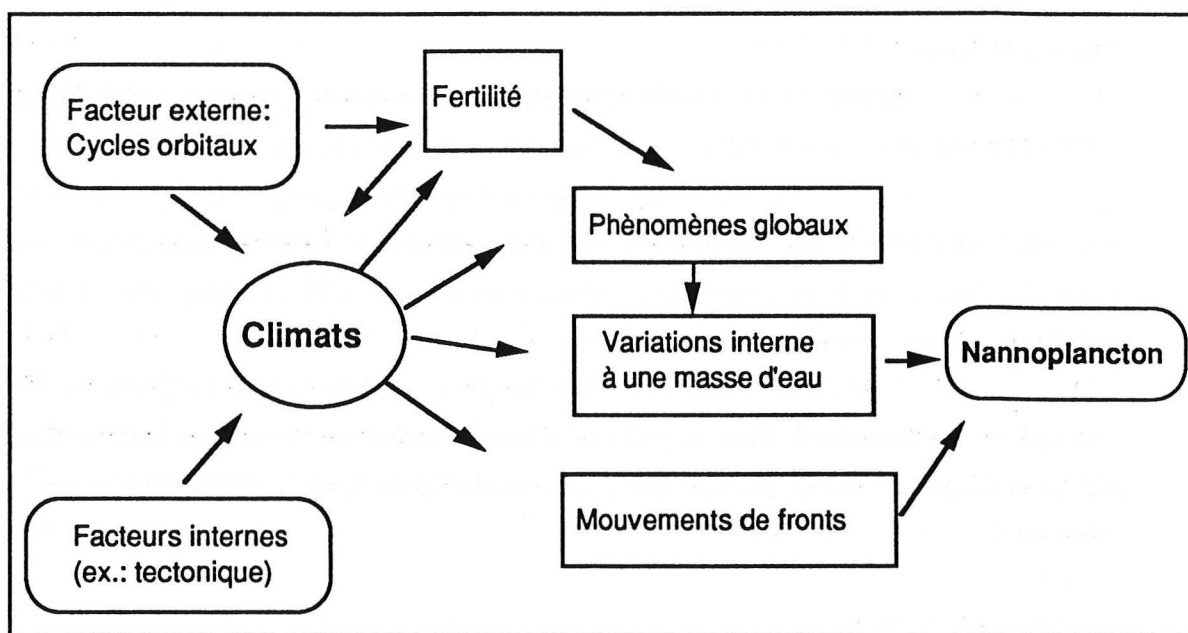


Figure 68 : Représentation schématique de la chaîne complexe de facteurs influant sur la dynamique du nanoplancton.

Les climats, moteurs de la dynamique du nanoplancton, répondent à différentes influences (externes : orbitales et autres; internes : tectoniques...) et agissent grâce à l'intervention de trois paramètres principaux : les variations des rythmes saisonniers, les mouvements de fronts, et les variations (locales ou générales) des paramètres environnementaux à l'intérieur d'une masse d'eau.

1. Les agents climatiques identifiés

a) les rythmes saisonniers

L'influence directe des rythmes saisonniers sur la dynamique du nanoplancton calcaire a été montrée de façon claire dans le chapitre C. La proportion des espèces et des écotypes produits à des saisons différentes fluctue dans les sédiments en fonction de ces rythmes.

b) mouvements de fronts

Dans le chapitre D (traitant des sédiments des Kerguelen) et le chapitre E (traitant de la dernière déglaciation), il a été montré que les mouvements de fronts avaient une influence extrêmement importante sur la composition du nanoplancton fossile. En particulier pour le Miocène de Kerguelen les variations peuvent s'expliquer presque entièrement par l'histoire des mouvements de la convergence Antarctique. Dans les sédiments du Dryas récent de la ride de Feni c'est le front polaire qui influe sur la composition du nanoplancton. Dans ce cas, non seulement c'est la composition des assemblages qui varie mais aussi la production des coccolithes, et ceci d'une manière très significative.

c) Variations temporelles du biotope à l'échelle d'une masse d'eau:

Ces variations sont beaucoup plus difficiles à détecter puisque comme on l'a vu dans le chapitre A (traitant de l'écologie), elles se produisent essentiellement à proximité des fronts océaniques. Cette cause doit pourtant être invoquée pour expliquer des variations de composition observées dans le chapitre B et E. Les variations du biotope peuvent être limitées à la masse d'eau ou correspondre à des variations globales des paramètres le composant.

-EFFET LATITUDINAL-

Aux sites DSDP 552 A et 609, les variations de l'index Cp/Rm suivent d'une façon générale un parallélisme qui met en évidence le même processus. L'hypothèse des mouvements latitudinaux d'un courant comme le Gulf Stream (passant effectivement à l'heure actuelle à proximité de ces sites) peut permettre d'expliquer l'essentiel des variations. Toutefois, les analyses spectrales montrent que l'effet de la précession n'est pas le même aux deux sites, ce dernier étant plus prononcé au sud. Ainsi, puisque la réponse varie en fonction de la latitude, les mouvements de fronts sont une explication insuffisante. Il faut songer à des variations survenant à l'intérieur d'une même masse d'eau.

-EFFET GLOBAL-

La température: la composition en nanfossiles calcaires des sédiments du sommet de la carotte KN34-GC montre des variations différentes des variations liées aux mouvements du front polaire et qui pourraient correspondre aux néoglaciations. Ainsi, des variations de température à l'échelle d'un océan ou du globe auront aussi un effet direct sur les assemblages, qu'il ne faudrait pas confondre avec ceux que provoquent les mouvements d'un front océanique.

La fertilité: les variations d'abondance de *C. pelagicus* observées à très long terme dans les séries étudiées, peuvent être mises en parallèle avec des variations du $\delta^{13}\text{C}$ reconnues globalement. Ceci souligne l'importance des variations globales de fertilité des océans, liées à des variations climatiques. On reviendra plus loin sur ce problème.

2-Causes de variations climatiques identifiées:

Seules des variations climatiques liées aux paramètres orbitaux ont pu être mises en évidence dans les études présentées ici. Pourtant, l'analyse spectrale de la série de l'abondance en *C. pelagicus* au site 747, montre que les cycles de Milankovitch ne sont responsables que d'une part mineure des variations. Il faudrait chercher d'autres explications. Des causes internes au système terrestre (ex.: la tectonique qui modifie la physiographie océanique) doivent certainement intervenir, mais il est pour l'instant très difficile de les identifier.

III : Présence et modulation des cycles de 100-ka:

Parmi les phénomènes les plus intéressants de cette étude, relevons la présence de cycles de 100-ka et leurs variations d'amplitude.

1. Présence

Des cycles de 100-ka ont été découverts dans des séries sédimentaires d'âges variés : Pléistocène (Hays et al., 1976 a); Miocène (Moore et al., 1982; Tiwary, 1987); Crétacé (Cotillon, 1984; Herbert et Fischer, 1986). Cependant une réponse climatique linéaire aux cycles de l'excentricité est difficilement envisageable (Hays et al., 1976 a; Imbrie et Imbrie, 1980). En effet si l'on considère les variations d'insolation saisonnières théoriques, Berger et Pestiaux (1984) ont montré que l'excentricité n'intervenait pas dans son pouvoir spectral, celui-ci étant concentré dans les bandes de fréquence de l'obliquité et de la précession (suivant la latitude). Or, l'excentricité n'a d'effet (très minime d'ailleurs : 0,2%) que sur le budget annuel de l'insolation reçue par la terre. Ainsi, la dominance de la périodicité de

100-ka dans les enregistrements climatiques du Pléistocène supérieur est généralement attribuée à des réponse non-linéaires des climats (Hays et al., 1976 a; Imbrie et Imbrie, 1980). Cette non-linéarité résulterait d'une croissance lente du volume des calottes glaciaires suivie de leur décroissance rapide (Imbrie et Imbrie, 1980).

En revanche, les séries d'enregistrements climatiques ($\delta^{18}\text{O}$) du Pléistocène inférieur et Pliocène supérieur ne fluctuent pas en fonction de cycles de 100-ka, les calottes glaciaires étant alors moins importantes (ex.: Ruddiman et al., 1986).

Au site 552A les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ du Miocène supérieur ne présentent pas, lors de l'analyse spectrale, de fréquences de 100-ka, et les variations du $\delta^{18}\text{O}$ ne sont pas synchrones chez les foraminifères benthiques et planctoniques (excepté à certains niveaux) (Chapitre B) : le volume glaciaire avait alors peu d'influence sur les variations du $\delta^{18}\text{O}$. Pourtant des cycles de 100-ka sont présents dans les séries de l'index Cp/Rm aux sites 552A et 609 entre 5,72 et 4,94 Ma. Une relation linéaire entre les cycles de l'excentricité et l'index Cp/Rm n'est pas envisageable. Donc il faut faire intervenir un phénomène de non-linéarité qui ne doit pas être lié au volume glaciaire.

Broecker (1982) a indiqué que le temps de régénération du phosphore dans les océans est de 100 ka. Wilson (1989) suppose qu'une relation non-linéaire peut résulter de cette constante de régénération du phosphore, car la conjonction des deux phénomènes (fertilité et excentricité) pourrait entrer en phase et la constance des périodes de l'excentricité permettrait de réguler la durée du phénomène de fertilité de façon précise (Wilson, 1989). On reviendra sur ce problème plus loin.

Puisque un lien nannoplancton/ fertilité existe certainement (voir plus haut), la cyclicité de 100-ka présente dans les séries d'abondance de *C. pelagicus*, pourrait trouver une explication logique.

2 Modulation

L'amplitude des cycles de 100-ka n'est pas constante dans le temps. Ruddiman et al., (1986) l'ont montré pour le Pléistocène, Joyce et al. (1990) et Herbert (1990) pour le Pliocène, et les analyses menées ici pour le Miocène. D'autres cycles -beaucoup plus longs- modulent peut-être l'amplitude des cycles de 100-ka comme le montre la dernière analyse spectrale du chapitre D.

Ruddiman et al. (1986) invoquent des phénomènes de dynamique interne à la terre, comme la surrection de chaînes de montagnes, pour expliquer l'apparition de cycles 100-ka. Mais comment alors imaginer un processus itératif et *a fortiori* cyclique? Et la modulation des cycles de l'excentricité ne peut expliquer seule les phénomènes observés, puisque la réponse des isotopes de l'oxygène à l'excentricité est différente de celle qu'on observe dans le Miocène supérieur et dans le Pléistocène.

D'après les éléments dont on dispose pour expliquer les variations de la réponse aux cycles orbitaux, il est nécessaire d'invoquer la conjonction de deux types de phénomènes, l'un cyclique (ou itératif), l'autre exceptionnel.

IV. Hypothèses liées aux changements globaux de fertilité

Pour expliquer les variations de composition des assemblages de nannofossiles calcaires, j'ai fait intervenir, dans la conclusion générale de cette thèse, l'importance des variations de fertilité globale des océans, alors qu'il n'en a été que très peu question dans les chapitres précédents. C'est qu'un tel lien est encore hypothétique. Cependant en synthétisant les résultats présentés dans les différents chapitres, il m'a paru nécessaire de présenter ce qui semble être un paramètre essentiel dans la dynamique du nanoplancton. Cette hypothèse est inspirée de celle de Vincent et Berger (1985), concernant les variations à long terme (de l'ordre du 10^6 ans) du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ dans le Miocène ("hypothèse de Monterey"), et de celle de Wilson (1989), très proche de la précédente, pour expliquer les variations de CO_2 à moins long terme (de l'ordre du 10^5 ans) dans le Pléistocène.

Hypothèse de Monterey (Vincent et Berger, 1985)

Elle est basée sur les faits suivants:

- (1) le $\delta^{13}\text{C}$ dans le Miocène moyen est globalement plus élevé qu'à d'autres périodes (voir par exemple la série du plateau des Kerguelen);
- (2) c'est durant cet intervalle que le $\delta^{18}\text{O}$ augmente de façon très prononcée et irréversible durant le Néogène;
- (3) c'est enfin au même moment, que se sont déposées sur les marges du Pacifique des formations extrêmement riches en carbone organique et en phosphore, en particulier en Californie, où elles sont connues sous le nom de "formations de Monterey", et attribuées à une augmentation de l'activité des résurgences côtières.

Ces trois événements sont ainsi liés : l'augmentation de l'activité des upwelling aurait eu pour effet d'intensifier la déposition de carbone dans les sédiments et donc de créer une forte demande en carbone. Le réservoir en carbone du système océan/atmosphère aurait alors fortement diminué. Un phénomène inverse de l'effet de serre aurait alors existé et la température globale aurait ainsi diminué. Le carbone organique riche en ^{12}C déposé aurait fait diminuer le $\delta^{13}\text{C}$ et l'augmentation de l'activité glaciaire aurait eu pour effet de provoquer l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$. La pompe à phosphore équatoriale aurait fait diminuer la fertilité du reste des océans. Cette pompe aurait fonctionné jusqu'à un épuisement du réservoir océanique en éléments nutritifs.

Hypothèse de Wilson : (Wilson, 1989)

Cette hypothèse est très proche de la précédente. Elle a été présentée pour expliquer le fait que les variations de la concentration en CO₂ atmosphérique mesuré dans des carottes de glaces (Barnola et al., 1987) précèdent les variations de température du Pléistocène observées par Pisias et Shackleton, 1984, Shackleton et al., 1983; et Hays et al., 1976a (Wilson, 1989). L'augmentation de l'activité des upwellings en basses latitudes aurait fait diminuer la concentration en CO₂ atmosphérique, ce qui aurait provoqué une diminution des températures globales, jusqu'à ce que la ressource en phosphore soit trop faible pour entretenir le système. Il faudrait attendre alors la régénération du phosphore dans les océans. La constante de ce processus de régénération est de 100-Ka (Broecker, 1982), ce qui est très proche des cycles de l'excentricité. Les deux phénomènes entrant en phase, les cycles de 100-ka des séries du $\delta^{18}\text{O}$ dans le Pléistocène trouveraient un autre type d'explication.

Application à la dynamique du nanoplancton:

L'hypothèse d'un lien entre productivité océanique et climat présente donc l'avantage de pouvoir faire intervenir à la fois des processus à long terme (Vincent et Berger, 1985) et à plus court terme (dans la bande des cyclicités de Milankovitch), (Wilson, 1989). Ces deux types de variations ont été décrites dans les différents chapitres de cette thèse.

Les variations d'abondance de *C. pelagicus* observées dans les différentes séries étudiées semblent appuyer cette hypothèse. En effet, les faits suivant sont constatés.

(1) Un certain parallélisme existe entre les courbes de variations du $\delta^{13}\text{C}$ et de l'abondance en *C. pelagicus* : quand cette espèce est abondante, le $\delta^{13}\text{C}$ est élevé et réciproquement (au site 552A, figure 15 et au site 747 figure 49). La chaîne de processus liant les deux paramètres est trop complexe pour pouvoir avoir de meilleures corrélations. Mais il semble que pendant des périodes où suivant l'hypothèse exposée le réservoir global en éléments nutritifs serait appauvri à cause de la production organique très élevée en basse latitude (augmentation en $\delta^{13}\text{C}$), *C. pelagicus* serait l'espèce dominante des assemblages. Ainsi cette espèce serait adaptée aux faibles productivités.

(2) l'étude des sédiments holocènes de la ride de Feni montre bien aussi que durant les périodes où la production nanoplanctonique était très limitée, *C. pelagicus* dominait.

Méthode statistique en vue d'extraire les espèces potentiellement intéressantes pour un comptage.

Le cas de Haïti.

Quand la diversité du nanoplancton est importante, comme c'est le cas en basses latitudes (Okada et Honjo, 1973), il est possible que les espèces dominantes ne soient pas celles qu'il est le plus judicieux de compter, ou (et) que le choix des deux espèces importantes pour mener les études dont il est question ici, ne soit pas évident. Voici donc une méthode statistique simple permettant de résoudre ce problème et qui sera décrite à partir d'un exemple. Il s'agit de l'étude préliminaire du nanoplancton de la ravine de Bois de Chênes, à Haïti.

Ce site offre une coupe continue du Miocène supérieur et du Pliocène, avec un taux de sédimentation très élevé. A partir d'un échantillonnage préliminaire effectué sur cette coupe épaisse de 900 m par le BRGM, une série de dix-neuf échantillons, fournie par P. Andreieff, a été utilisée pour cette étude.

Les nanofossiles calcaires sont peu abondants dans les sédiments, et ils sont dans un état de conservation médiocre. Les espèces de l'assemblage ont été regroupées en treize groupes. *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Reticulofenestra minutula* (< 5µm et > 3µm), *R. minutula* (>5µm), *Discoaster variabilis*, autres *Discoaster*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *Helicosphaera spp.*, *Pontosphaera spp.* et *Rhabdosphaera spp.* L'abondance relative de chacun de ces groupes par rapport à l'assemblage total a été calculée. Les résultats ont été groupés sous forme matricielle. A partir de la matrice (13 X 19) correspondante, une analyse factorielle a été effectuée. Les deux premiers facteurs sont représentés sur la figure 69. Le premier facteur explique 32% de la distribution. Il sépare les espèces les plus abondantes (les *Reticulofenestra spp* et les *Sphenolithus spp*). Ceci est confirmé par la comparaison des variations de ce facteur avec les variations d'abondance en nanofossiles dans les sédiments telle qu'on l'obtient à partir de la méthode présentée dans l'annexe II. Le deuxième facteur explique 18 % des variations et oppose les *Reticulofenestra* et les *Sphenolithus*. Ainsi il apparaît que pour des raisons d'affinité écologique différentes dans ces deux genres, un potentiel d'étude existe. Ce serait donc les deux groupes d'espèces à compter en premier lieu. En éliminant les deux genres abondants, on peut recommencer l'analyse statistique. Il apparaît alors que *Coccolithus pelagicus* s'oppose à *Calcidiscus leptoporus*.

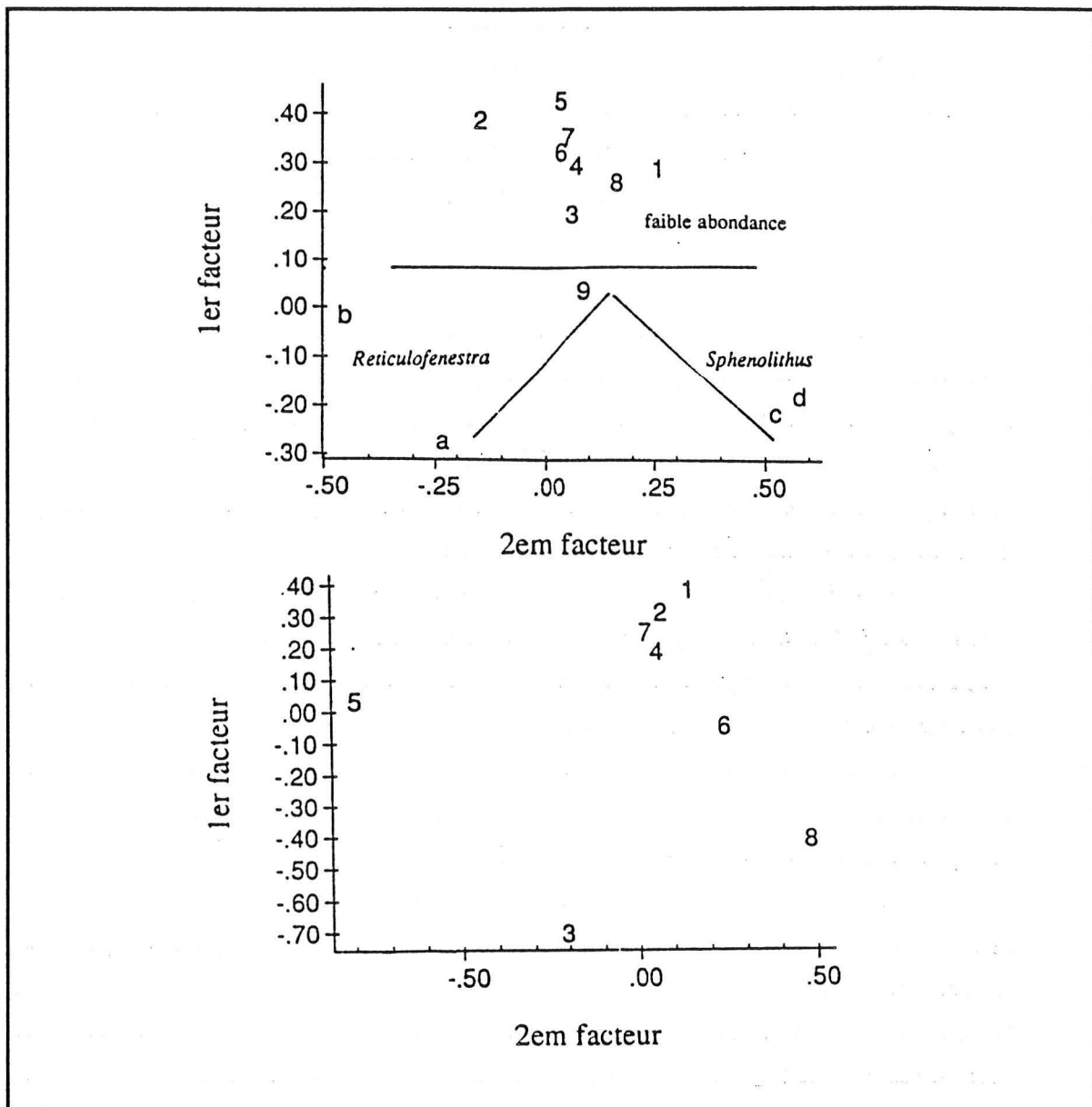


Figure 69 : Les deux premiers facteurs des analyses factorielles du nannoplancton calcaire de la coupe de Bois de Chênes : (a) assemblage total, (b) espèces les moins abondantes seulement. a= *Reticulofenestra minutula* ($> 5 \mu\text{m}$), b= *R. minutula* ($< 5 \mu\text{m}$), c= *Sphenolithus abies*, d= *S. neoabies*, 1= *C. pelagicus*, 2= *Calcidiscus macintyre*, 3= *c. leptoporus*, 4= *Discoaster sp.*, 5= *D. variabilis*, 6= *Helicosphaera sp.*, 7= *Pontosphaera sp.*, 8= *Rabdosphaera sp.*

Ainsi on peut aisément trouver quelles sont les espèces qui présentent un intérêt sans avoir à utiliser des *a priori*, écologiques par exemple.

Par ailleurs, cette étude révèle que même en basse latitude ce sont les espèces dominantes qui sont les plus représentatives de la dynamique du nannoplancton, et dont l'étude s'impose en priorité. Ceci peut expliquer qu'en ayant éliminé de leur fonction de transfert les espèces qui dominent dans le Pacifique Nord (*E. huxleyi* et *G. caribeanica*),

Ruddiman et McIntyre (1984) aient eu des résultats moins bons que ceux qu'ils ont obtenus en travaillant sur d'autres groupes de microfossiles.

PREPARATION DE LAMES DESTINEES A LA QUANTIFICATION DE L'ABONDANCE ABSOLUE DE TAXA DE NANNOFOSSILES CALCAIRES

I. Revue des différentes techniques utilisées

La quantification de l'abondance absolue de taxons de nannofossiles calcaires a été introduite par Backman et Shackleton (1983). Leur méthode consiste à compter le nombre de spécimens de l'espèce voulue par unité de surface d'un frottis, en supposant que la densité des grains est constante dans le frottis et qu'elle est représentative de l'échantillon. Pour tester leur méthode, Backman et Shackleton (1983) comparent les résultats ainsi obtenus avec ceux provenant d'une technique de dilution/filtration développée par McIntyre (*in* Backman et Shackleton, 1983) pour préparer des échantillons pour le microscope électronique à balayage (MEB) et qui permet d'estimer le nombre de spécimens d'une espèce donnée par gramme de sédiment. Backman et Schackleton (1983) montrent que les courbes obtenues à partir des deux techniques (frottis et MEB) varient essentiellement en parallèle, et donc, concluent que les frottis peuvent être utilisés pour estimer l'abondance absolue de taxons d'une façon rapide et précise.

Cependant, il y a plusieurs problèmes importants liés à l'utilisation des frottis pour établir des enregistrements d'abondance absolue. L'un des principaux problèmes résulte des hypothèses selon lesquelles la densité des grains est constante dans le frottis et est représentative de l'échantillon. En préparant le frottis, l'expérimentateur a très peu de contrôle sur la dilution du sédiment. Dans ces conditions, les résultats obtenus par ces comptages dépendent non seulement de la concentration du taxon dans les sédiments mais de la densité des grains (non connue) sur l'aire du frottis étudiée mais aussi de la dilution (non connue) qui est utilisée dans la préparation. Il en résulte que cette méthode n'est pas reproductible, et donc peu fiable pour déterminer des abondances absolues.

Vaporiser l'échantillon sur une lame (McIntyre et al., 1967) peut permettre d'éviter un fractionnement de la taille. Cependant, puisque le volume pulvérisé est difficilement contrôlable, on ne peut obtenir ainsi des abondances absolues.

Wei (1988) a décrit une technique de préparation qui permet aussi d'éviter le fractionnement de la taille. Une petite quantité de sédiment est pesée puis diluée dans une boîte de Pétri contenant sur son fond une lamelle. L'évaporation permet le dépôt des grains sur la lamelle. Wei (1988) a comparé les résultats de comptages réalisés sur dix aires différentes d'une lame et montre que la densité de nannofossiles ne varie pas significativement d'une aire à l'autre, ce qui implique que les nannofossiles sont répartis

aléatoirement et de façon homogène sur la lame. Wei (1988) indique que cette technique de préparation est valable pour calculer le nombre de nannofossiles par gramme de sédiment. Pour que cela soit vrai il faudrait que non seulement les grains soient répartis de façon aléatoire sur la lame, mais aussi sur la surface totale de la boîte de Petri. En réalité, si l'on prépare une lame, suivant la procédure décrite par Wei (1988), on remarque que la surface de la boîte Pétri, une fois sèche, montre des figures d'évaporation, certaines parties accumulant plus de particules que d'autres. En effet, un fractionnement hydrodynamique crée, durant la phase ultime de l'évaporation, une distribution irrégulière, quand les dernières gouttes d'eau concentrent préférentiellement les particules. Des figures de tension de surface apparaissent aussi près des parois de la boîte de Petri. Un autre problème résulte du fait que si la préparation est légèrement inclinée, un gradient de densité de grains apparaît à la surface de la boîte de Petri. La variabilité observée durant le test de reproductibilité de la méthode (tableau 8) résulte certainement de ces effets.

POIDS (g)	nombre de sphenolithes dans 50 champs			
	1ere lamelle		2ieme lamelle	
	1er comptage	2ieme comptage	1er comptage	2ieme comptage
0,0072	10	17	38	36
0.0099	42	41	27	25

Tableau 8

Grâce à sa simplicité, ce type de préparation peut être avantageusement utilisé pour compter les abondances relatives d'espèces ayant des tailles différentes. Mais cette technique de préparation ne permet pas d'estimer précisément l'abondance absolue d'espèces.

II. Technique de décantation aléatoire (ou Random settling technique)

Moore (1973) a développé une méthode de décantation pour monter des radiolaires afin de déterminer au microscope leur nombre par gramme de sédiment. Cette méthode suit le procédé suivant : un volume de sédiment connu est mis en suspension dans un volume d'eau connu; cette suspension est versée dans un récipient de surface basale déterminée, contenant une lame mince en son fond; une fois les grains décantés sur la lame, l'eau est évacuée à l'aide

d'un siphon, à partir du haut, jusqu'à à peu près 1 cm au dessus de la lame; l'échantillon est alors séché par évaporation. Moore (1973) a montré que par cette méthode les radiolaires sont également distribués sur la lame. La fiabilité de sa méthode a été démontrée par d'autres expérimentations. Par exemple, Granlund (1984) montre que les grains sont statistiquement également distribués au fond du récipient après sédimentation, et Laws (1983), utilisant un mélange connu de sphères de polystyrène de diamètres différents pour tester cette méthode, a montré que le nombre de sphères estimés est représentatif de l'échantillon original.

Wei (1988) argue que cette méthode n'est pas applicable à la préparation de lame pour les nannofossiles calcaires car la décantation des placolithes demande un temps extrêmement long ("il faut à tous les placolithes de diamètre inférieur à 5 μm plus de 100 heures pour décanter dans une colonne d'eau de 10 cm d'épaisseur ", Wei, 1988, P.473)¹⁵ et parce qu'un fractionnement de taille apparaît. Ainsi, quand l'eau est siphonnée, une classe de taille entière peut être éliminée, ce qui fausserait les résultats des comptages.

Un procédé de préparation dérivé de la technique de Moore (1973) est décrit ici, qui évite les problèmes que Wei (1988) souligne, et qui permet d'évaluer de façon précise le nombre de nannofossiles par gramme de sédiment.

III. Méthode

Pour éviter un fractionnement de la taille qui peut se produire pendant que les nannofossiles sédimentent, la hauteur de la colonne d'eau est réduite, et l'eau est évaporée plutôt que siphonnée. On obtiendra une suspension de petit volume mais dont la concentration sera connue précisément, par fractionnement d'une suspension de volume important, contenant un volume de sédiment assez important pour pouvoir être pesé avec précision. Afin d'éviter des artefacts résultant des effets hydrodynamiques cités plus haut, la lamelle est placée sur une petite plateforme au fond du récipient (figure 70). Dans cette expérimentation un bêcher de 100 ml est utilisé et la lamelle est déposée sur un petit tube en verre.

- 1) peser environ 0,02 g de sédiment (réduit en poudre),
- 2) diluer cette poudre dans une petite fiole, et la passer aux ultra-sons pendant environ 15 s de façon à homogénéiser la suspension,

¹⁵ "It takes more than 100 hours for all nannofossils smaller than 5 μm to settle through a 10 cm of water colomn"

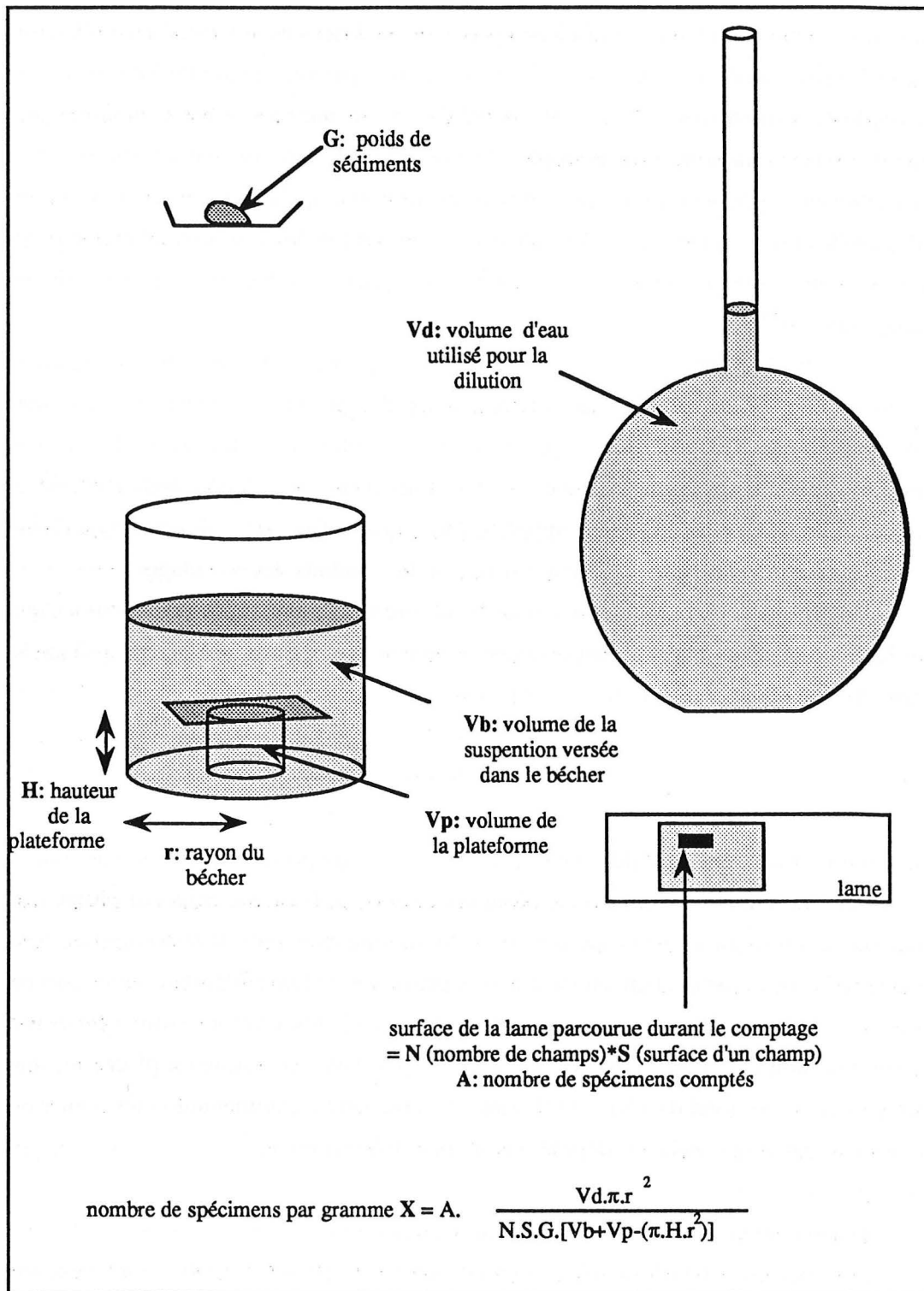


Figure 70 : Représentation schématique de la méthode de décantation proposée avec les paramètres intervenant dans le calcul du nombre de spécimens par unité de sédiments.

3) verser cette suspension dans une fiole de 1 l, et compléter avec de l'eau jusqu'à un litre précisément; secouer,

4) extraire 80 ml de suspension avec une pipette volumétrique, et les verser dans le bêcher,

5) placer le bêcher à l'étuve. Laisser l'étuve à la température ambiante pendant une journée afin que les particules sédimentent,

6) monter la température de l'étuve et laisser évaporer, (les plus petites particules qui n'ont pas eu le temps de sédimerter seront ainsi déposées sur la lamelle durant l'évaporation)

7) monter la lamelle sur une lame mince.

IV. Reproductibilité et précision

Seize lames ont été préparées de cette manière à partir du même échantillon (Pliocène inférieur d'Haïti, coupe du "Bois de Chênes"). Les nannofossiles calcaires sont peu abondants dans cette marne calcaire indurée. Les sphénolithes qui représentent une part importante de l'assemblage à nannofossiles calcaires ont été comptés dans chaque lame dans quatre parties différentes de la lame, ayant chacune une surface de $0,3 \text{ mm}^2$ (trente champs de $0,01 \text{ mm}^2$, pour le comptage une grille est placée dans un oculaire qui sous un objectif de 100 X., la surface de la grille étant alors de $0,01 \text{ mm}^2$). Les résultats sont donnés dans le tableau 9. Le poids de sédiment utilisé pour la préparation s'échelonne de $\sim 0,003$ à $\sim 0,055$ g. Le nombre de sphénolithes compté sur chaque surface est donné en fonction du poids de l'échantillon dans la figure 71.

La moyenne des quatre surfaces comptées par échantillon est aussi indiquée, ainsi que la droite de régression calculée à partir de ces moyennes. Le r^2 est de 0,97, ce qui indique que la méthode est reproductible et indépendante de la densité de la suspension initiale. La variabilité due au comptage peut de plus être largement diminuée en comptant un plus grand nombre de champs, particulièrement quand la densité de la préparation est faible comme dans le cas de la première lame qui n'a été calculée qu'avec 0,0038 g de sédiments. En effet, une fois cet échantillon retiré pour le calcul de l'écart type, celui-ci diminue de façon significative (tableau 9).

La lame marquée d'un astérisque dans le tableau 9 et la figure 71 a été préparée avec exactement deux fois plus de sédiments qu'indiqué ($2 \times 0,0371 = 0,0742$ g), mais la colonne d'eau utilisée pour la décantation était deux fois moins haute que celle utilisée pour la préparation des autres lames. Théoriquement le nombre de particules se déposant sur la lamelle devraient correspondre à celui d'un échantillon préparé avec seulement 0,0371 g de sédiment avec la méthode décrite. Les résultats (figurés comme 0,0371 g) sont très proches de la droite de régression. Ceci constitue une autre indication de la fiabilité de la méthode et indique qu'il est possible de changer les paramètres intervenant dans la méthode, et de retrouver des résultats équivalents.

Poids (g)	Nombre de sphénolithe dans 30 champs					Nombre de sphénolithes par mg.
	Compte 1	Compte 2	Compte 3	Compte 4	Moyenne	
0.0038	4	1	2	1	2	77333
0.0057	6	3	7	5	5.25	135333
0.0096	10	7	9	8	8.5	130097
0.0122	11	9	11	7	9.5	114415
0.0138	10	11	10	12	10.75	114459
0.0145	12	14	12	11	12.25	124133
0.0171	15	14	15	17	15.25	131037
0.021	17	19	19	18	17.75	124194
0.0238	20	18	20	18	19	117299
0.025	26	27	28	24	26.25	154280
0.0277	28	22	27	23	25	132611
0.0301	26	29	27	29	27.75	135461
0.0324	32	20	33	26	27.75	125846
0.036	33	28	32	33	31.5	128567
0.0371*	35	38	40	36	37.25	147527
0.0525	41	44	46	53	46	128741
r ² = 0.978 (entre 1 ^{ere} et dernière colonne)					Moyenne	126333
					écart type	16310
					écart type'	10630
					(le 1 ^{er} échantillon exclu)	

Tableau 9

V.: Calcul du nombre de nannofossiles par gramme de sédiments:

La figure 70 illustre comment calculer le nombre de spécimens par gramme de sédiments. Pour les préparations exécutées dans ce chapitre les paramètres étaient les suivants : Vd= 1000 ml, Vb= 80 ml, Vp= 0,0035 cm³, r= 2,31 cm, H= 2,5 cm, et S= 0,0001 cm². L'équation qui donne le nombre de nannofossiles par milligramme est ici :

$$X = A \cdot 4408 / (N \cdot G)$$

Dans l'échantillon pris comme exemple il y a donc en moyenne 126000 sphénolithes par milligramme de sédiment.

Ajoutons que l'utilisation de cette méthode peut aussi permettre l'approximation du flux de nannofossiles, dans le cas où le taux de sédimentation et la densité sèche du sédiment sont précisément connus.

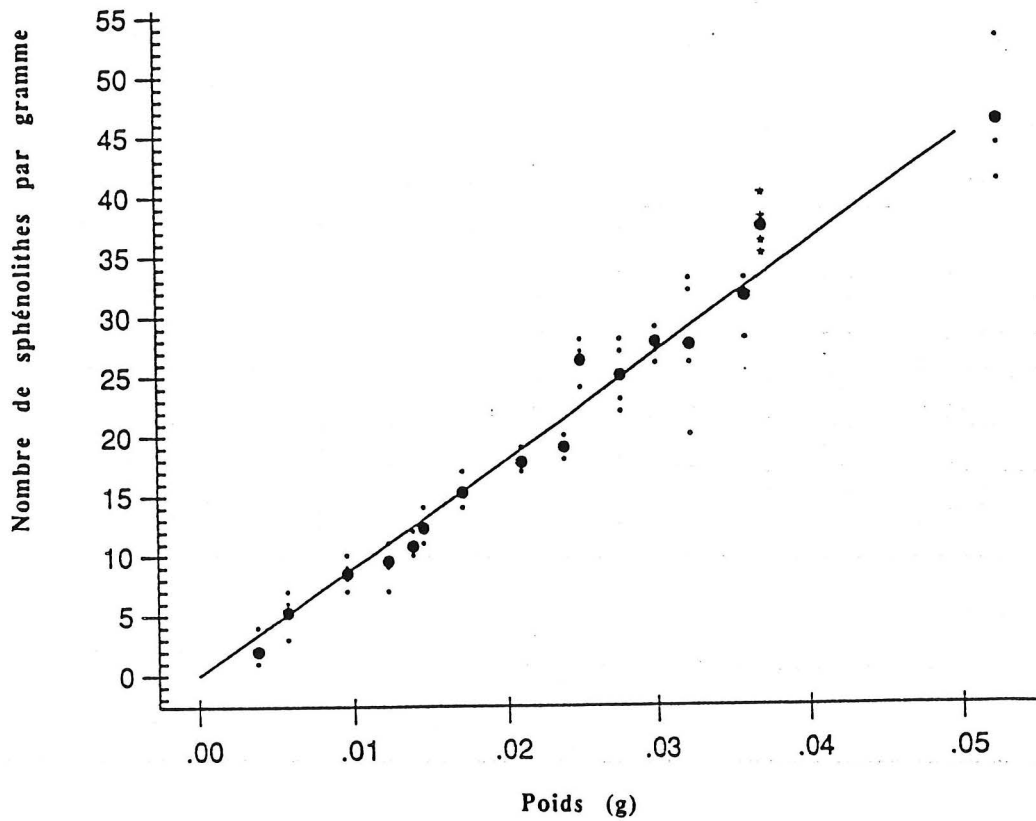


Figure 71 : Nombre de sphénolithes comptés dans 30 champs par gramme de sédiments. Cercles pleins : moyenne pour chaque lame. Trait : droite de régression. Etoiles : échantillons où le poids original est de 0,0742 g et la hauteur d'eau deux fois moins haute que pour les autres échantillons.

**Annexe III
(Données)**

Tableau 10 : Site 552

mbsf Cp/RG/P			mbsf Cp/RG/P			mbsf Cp/R G/P			mbsf Cp/RG/P			mbsf Cp/RG/P		
104.01	48.0	9.0	109.20	17.2	36.0	115.10	25.0	4.7	121.42	23.0	15.0	127.22	20.0	49.0
104.10	61.3	8.0	109.30	41.7	20.0	115.20	54.9	14.6	121.50	26.1	12.0	127.27	16.3	54.7
104.22	46.7	5.3	109.41	35.8	17.3	115.31	51.0	17.7	121.59	41.3	38.7	127.42	14.9	47.0
104.30	47.7	8.5	109.55	54.7	9.2	115.36	62.0	14.0	121.71	34.3	63.7	127.54	16.0	39.7
104.40	59.9	30.0	109.70	57.3	10.0	115.43	56.3	12.7	121.82	31.5	58.0	127.64	31.0	33.3
104.49	54.2	39.3	109.77	47.3	10.0	115.60	60.3	27.3	121.92	21.7	43.7	127.74	33.7	38.8
104.60	49.0	38.3	109.80	44.0	11.8	115.70	64.9	23.7	122.20	15.0	7.4	127.82	50.7	50.6
104.70	50.7	34.3	109.90	69.3	10.3	115.76	35.0	18.7	122.32	12.0	15.0	127.92	50.3	57.1
104.80	25.9	10.0	110.01	44.0	7.0	115.80	42.6	3.0	122.42	4.0	25.0	128.02	32.0	26.4
104.90	24.7	8.0	110.10	45.0	10.7	116.03	56.6	6.1	122.52	7.0	37.6	128.09	34.0	17.0
105.01	34.2	13.0	110.20	19.8	14.7	116.11	59.6	10.0	122.62	9.0	21.9	128.14	34.3	14.0
105.10	19.0	8.0	110.34	34.0	14.7	116.26	66.3	20.0	122.72	9.7	38.7	128.24	49.0	8.7
105.20	21.7	30.0	110.40	36.7	15.7	116.33	52.0	31.0	122.82	10.0	50.3	128.34	41.1	26.0
105.30	35.7	27.3	110.49	38.0	20.0	116.44	54.6	34.0	122.92	12.0	49.3	128.52	21.0	24.0
105.40	31.3	42.0	110.61	31.0	20.0	116.60	48.6	10.7	123.02	17.3	47.3	128.62	28.3	24.5
105.50	24.0	33.7	110.70	34.3	10.0	116.70	52.1	7.0	123.12	41.7	41.3	128.72	27.3	33.1
105.60	32.3	35.7	110.85	29.0	8.7	116.80	27.6	6.3	123.20	33.0	46.6	128.82	22.8	36.2
105.69	25.8	14.0	110.91	20.7	7.0	116.85	61.7	15.0	123.32	35.0	29.3	128.92	38.8	38.1
105.86	21.5	5.7	111.01	26.3	10.0	116.90	64.4	4.7	123.42	28.0	49.5	129.02	42.0	24.6
105.90	28.7	17.3	111.08	40.6	7.0	116.99	35.3	5.0	123.57	19.7	15.0	129.12	27.3	31.0
106.01	50.6	17.0	111.20	43.8	10.7	117.09	35.6	5.7	123.62	15.7	4.7	129.23	17.8	36.9
106.14	73.7	28.2	111.26	28.0	8.1	117.20	38.8	5.0	123.72	18.0	11.7	129.32	32.0	50.3
106.20	53.2	29.7	111.38	29.8	9.0	117.24	58.0	5.0	123.82	11.0	12.9	129.42	27.3	58.9
106.30	63.1	37.6	111.50	7.0	6.7	117.62	20.2	7.7	124.03	23.7	28.1	129.53	15.7	15.0
106.41	48.0	32.2	111.60	21.0	4.7	117.67	46.0	18.7	124.12	19.7	37.0	129.74	18.7	19.5
106.44	34.3	35.0	111.70	31.0	5.7	117.98	36.3	48.7	124.22	21.7	45.3	129.92	22.3	22.3
106.60	33.8	28.0	111.80	37.3	6.7	118.01	25.5	35.0	124.25	18.0	46.0	130.01	19.5	43.1
106.70	60.9	21.3	111.85	35.7	16.7	118.10	10.0	34.0	124.41	33.0	48.0	130.10	27.9	59.0
106.80	44.0	10.3	112.01	36.7	6.7	118.20	29.1	43.0	124.51	19.3	31.0	130.14	45.3	46.0
106.90	44.0	14.3	112.11	19.7	16.0	118.70	34.0	15.0	124.66	22.0	18.3	130.21	28.2	49.3
107.00	33.8	29.0	112.20	26.9	15.0	118.90	60.2	15.0	124.72	33.0	25.3	130.28	33.5	31.0
107.09	47.7	22.3	112.30	25.5	21.0	119.03	81.8	29.3	124.81	48.7	54.3	130.33	33.0	45.4
107.20	32.7	32.3	112.41	17.7	7.3	119.13	73.0	21.0	124.91	41.0	40.3	130.36	39.0	47.0
107.30	11.0	34.3	112.52	10.0	11.7	119.23	73.0	20.6	125.01	54.0	62.0	130.40	24.7	46.9
107.40	21.0	35.0	112.62	24.0	11.9	119.33	72.0	32.0	125.11	37.0	30.7	130.45	47.5	36.6
107.52	33.0	29.0	112.72	19.3	10.0	119.42	68.0	30.3	125.22	20.0	20.2	130.50	54.2	
107.61	22.3	9.3	112.84	30.3	19.3	119.52	43.0	18.4	125.31	17.3	21.5	130.55	54.7	
107.70	25.3	12.3	112.90	26.3	15.3	119.62	38.4	22.4	125.43	16.0	13.3	130.58	53.0	
107.80	21.7	16.7	113.01	41.7	18.0	119.72	26.0	60.1	125.53	13.0	24.0	130.63	36.0	
107.91	27.7	35.0	113.10	38.8	8.9	119.82	32.3	50.0	125.62	42.0	60.8	130.68	45.0	
107.96	23.3	30.7	113.20	42.6	20.8	119.92	30.0	52.0	125.72	32.6	49.0	130.73	45.0	
108.11	21.7	30.3	113.70	55.6	39.6	120.00	23.0	52.2	125.82	34.7	54.2	130.77	46.7	
108.20	25.0	26.7	113.78	52.3	6.3	120.10	23.7	27.7	125.89	42.0	50.0	130.82	36.2	
108.30	26.0	25.3	113.93	44.6	12.3	120.22	17.3	32.3	126.04	23.0	27.0	130.86	35.7	
108.40	28.3	20.3	114.01	43.4	4.3	120.30	24.0	10.5	126.12	33.3	41.0	130.93	52.0	
108.50	39.9	29.7	114.08	38.0	3.0	120.42	40.0	16.4	126.22	17.7	28.0	130.97	47.3	
108.60	46.0	36.3	114.12	39.0	1.0	120.53	52.7	45.9	126.34	5.3	18.0	131.02	38.3	
108.70	43.9	47.5	114.29	59.3	6.2	120.64	33.3	43.3	126.42	14.7	27.5	131.06	41.7	
108.80	24.6	40.0	114.44	58.3	8.0	120.76	28.3	36.0	126.52	26.0	63.3	131.10	55.3	
108.90	16.6	20.0	114.55	43.5	11.0	120.82	26.3	44.3	126.61	29.0	53.0	131.15	51.0	
109.01	3.3	25.3	114.68	48.0	10.0	120.92	26.0	46.7	126.72	22.0	35.3	131.20	59.0	
109.10	10.5	43.0	114.74	53.3	9.0	121.03	36.0	51.0	126.84	16.7	17.0	131.25	30.2	
			114.76	46.0	9.0	121.12	25.8	68.3	126.94	15.0	22.8	131.28	23.0	
			114.88	38.2	9.8	121.26	32.0	28.0	127.02	14.0	27.9	131.37	49.0	
			114.98	24.2	10.3	121.32	21.6	28.1	127.12	29.3	46.0	131.42	54.3	

mbsf Cp/R	mbsf Cp/R	mbsf Cp/R	mbsf Cp/R	mbsf Cp/R	mbsf Cp/R	mbsf Cp/R
131.47 58.9	134.21 12.7	137.06 48.8	139.86 43.6	142.61 36.4	145.36 33.0	148.11 58.4
131.52 62.6	134.26 15.6	137.10 46.0	139.91 39.1	142.66 41.0	145.41 28.1	148.21 63.0
131.58 60.7	134.31 42.6	137.15 52.4	139.96 32.0	142.71 34.7	145.46 35.0	148.31 47.6
131.63 63.2	134.36 46.4	137.20 54.0	140.01 33.0	142.76 46.5	145.51 37.0	148.41 58.0
131.68 68.0	134.41 54.1	137.24 71.5	140.06 46.3	142.81 41.0	145.56 42.3	148.51 67.7
131.73 58.0	134.46 42.7	137.30 53.7	140.11 52.7	142.86 35.7	145.61 34.0	148.61 50.7
131.78 52.3	134.51 34.1	137.35 53.0	140.16 40.3	142.91 23.3	145.66 32.0	148.71 31.5
131.83 59.7	134.56 30.6	137.40 61.0	140.21 35.0	142.96 21.0	145.71 27.0	148.81 48.6
131.88 33.4	134.61 36.7	137.45 63.4	140.26 44.0	143.01 16.3	145.76 29.0	148.91 53.2
131.93 35.0	134.66 35.1	137.50 59.6	140.31 46.0	143.06 42.0	145.81 48.8	149.01 31.6
131.98 30.0	134.71 50.2	137.55 54.0	140.36 35.0	143.11 46.3	145.86 49.2	149.11 24.3
132.03 26.5	134.76 58.3	137.61 57.0	140.41 38.0	143.16 32.2	145.91 47.8	149.21 33.5
132.08 26.6	134.81 46.8	137.65 53.0	140.46 41.0	143.21 28.2	145.96 49.7	149.31 17.7
132.13 44.0	134.86 47.4	137.70 59.0	140.51 53.0	143.26 42.6	146.01 25.4	149.41 48.0
132.18 38.4	134.91 42.8	137.73 61.0	140.56 44.0	143.31 38.4	146.06 27.8	149.51 57.6
132.23 28.5	134.96 55.2	137.78 60.8	140.61 44.0	143.36 53.8	146.11 24.7	149.61 31.0
132.26 15.6	135.01 50.3	137.83 62.4	140.66 44.8	143.41 44.0	146.16 26.6	149.71 61.0
132.31 36.5	135.06 62.2	137.88 68.0	140.71 49.0	143.46 44.0	146.21 30.7	149.81 48.5
132.36 41.1	135.11 57.8	137.94 52.8	140.76 40.0	143.51 60.0	146.26 39.0	149.91 46.3
132.41 37.4	135.16 65.3	137.98 50.8	140.81 26.0	143.56 41.1	146.31 35.8	150.01 49.3
132.46 26.1	135.21 57.8	138.01 41.1	140.86 42.0	143.61 34.9	146.36 28.1	148.16 69.5
132.51 25.1	135.26 53.1	138.06 47.1	140.91 37.5	143.66 34.4	146.41 22.0	148.26 44.8
132.56 25.4	135.31 52.3	138.11 62.6	140.96 43.0	143.71 45.9	146.46 19.9	148.36 52.0
132.61 41.1	135.36 32.7	138.16 66.3	141.01 27.0	143.76 39.4	146.51 37.2	148.46 64.0
132.66 29.1	135.41 42.7	138.21 63.6	141.06 20.6	143.81 46.8	146.56 48.2	148.56 54.0
132.71 28.1	135.46 43.8	138.26 57.8	141.11 17.2	143.86 58.0	146.61 46.6	148.66 39.2
132.76 10.1	135.51 40.5	138.31 58.1	141.16 32.5	143.91 51.0	146.66 38.1	148.76 41.1
132.81 17.6	135.56 42.1	138.36 56.1	141.21 28.9	143.96 42.0	146.71 45.9	148.86 55.0
132.86 15.1	135.61 42.5	138.41 49.7	141.26 24.3	144.01 32.0	146.76 25.3	148.96 48.3
132.91 29.5	135.66 48.1	138.56 53.5	141.31 19.5	144.06 21.3	146.81 29.4	149.06 36.2
132.96 38.8	135.71 31.1	138.61 45.9	141.36 30.3	144.11 23.0	146.86 19.1	149.16 31.7
133.01 26.9	135.76 70.7	138.66 44.7	141.41 40.3	144.16 26.7	146.91 29.2	149.26 32.5
133.06 26.1	135.81 67.9	138.71 54.3	141.46 46.0	144.21 57.5	146.96 45.2	149.36 38.6
133.11 23.1	135.86 66.3	138.76 56.3	141.51 46.3	144.26 43.5	147.01 32.9	149.46 54.2
133.17 42.2	135.91 69.3	138.81 59.7	141.56 50.0	144.31 47.2	147.06 40.5	149.56 38.1
133.21 60.1	135.96 57.2	138.86 63.0	141.61 33.0	144.36 50.3	147.11 35.6	149.66 58.4
133.26 45.1	136.01 66.6	138.91 44.0	141.66 30.3	144.41 28.3	147.16 36.6	149.76 58.7
133.31 24.3	136.06 69.4	138.96 48.0	141.71 21.7	144.46 38.5	147.21 44.8	149.86 24.3
133.36 24.2	136.10 71.2	139.01 40.6	141.76 26.6	144.51 26.1	147.26 25.0	149.96 51.4
133.41 32.7	136.16 62.4	139.06 52.6	141.81 33.7	144.56 15.8	147.31 27.0	
133.46 29.3	136.20 62.4	139.11 48.0	141.86 34.0	144.61 21.0	147.36 53.4	
133.51 32.1	136.27 75.3	139.16 46.0	141.91 35.7	144.66 29.0	147.41 45.3	
133.56 33.1	136.31 54.4	139.21 30.7	141.96 37.4	144.71 35.0	147.46 49.8	
133.61 36.1	136.43 37.8	139.26 34.3	142.01 20.0	144.76 29.5	147.51 49.3	
133.66 15.6	136.47 41.0	139.31 44.0	142.06 16.1	144.81 55.5	147.56 37.1	
133.71 44.7	136.50 51.3	139.36 62.7	142.11 13.5	144.86 48.7	147.61 28.7	
133.76 50.9	136.55 50.1	139.41 61.8	142.16 12.1	144.91 46.0	147.66 26.6	
133.81 43.1	136.60 42.5	139.46 60.8	142.21 20.0	144.96 55.9	147.71 37.0	
133.86 16.1	136.65 48.7	139.51 58.4	142.26 29.7	145.01 27.2	147.76 51.7	
133.91 10.5	136.70 46.1	139.56 54.2	142.31 40.6	145.06 31.3	147.81 52.2	
133.96 41.9	136.75 38.2	139.61 41.0	142.36 34.0	145.11 45.5	147.86 54.4	
134.01 49.1	136.80 41.6	139.66 37.5	142.41 21.3	145.16 40.7	147.91 51.6	
134.06 45.1	136.92 57.3	139.71 26.0	142.46 24.8	145.21 38.6	147.96 37.0	
134.11 42.5	136.97 45.6	139.76 53.3	142.51 29.0	145.26 24.8	148.01 34.9	
134.16 21.1	137.01 41.6	139.81 50.0	142.56 30.9	145.31 33.6	148.06 51.9	

Tableau 11 : Site 609

mbsf	Cp/R	G/P	mbsf	Cp/R	G/P	mbsf	Cp/R	G/P	mbsf	Cp/R	mbsf	Cp/R
313.1	25.6	17.5	324.2	20.0	78.0	334.2	19.0	42.0	345.3	27.2	355.3	16.7
313.3	25.5	2.0	324.3	10.7	67.0	334.4	20.3	54.0	345.5	40.0	355.5	16.2
313.5	35.9	18.5	324.5	6.7	69.0	334.6	33.6	48.0	345.7	39.7	355.7	13.0
313.7	33.0	42.3	324.7	4.7	40.0	334.8	36.5	29.0	345.9	46.6	355.9	32.0
313.9	36.7	37.1	324.9	14.2	50.0	335.0	33.0	29.0	346.1	51.4	356.0	17.6
314.1	51.9	23.2	325.1	15.1	39.0	335.2	30.5	62.0	346.3	51.4	356.2	15.0
314.3	43.0	16.2	325.3	12.5	29.0	335.3	27.0	66.0	346.4	48.0	356.4	12.2
314.5	39.7	41.6	325.5	27.7	31.0	335.5	13.0	51.0	346.6	28.7	356.6	4.8
314.6	32.6	42.0	325.7	10.5	30.0	335.7	14.0	63.0	346.8	42.9	356.8	14.3
314.8	50.7	13.3	325.8	13.5	28.0	335.9	10.0	42.0	347.0	39.6	357.0	19.6
315.0	43.0	20.0	326.0	4.1	29.0	336.1	27.5	23.0	347.2	34.9	357.2	10.6
315.2	37.7	21.0	326.2	11.0	21.0	336.3	29.5	33.0	347.4	31.6	357.4	17.0
315.4	58.7	48.0	326.4	19.9	26.0	336.5	38.0	11.0	347.6	38.0	357.5	16.4
315.6	45.0	31.0	326.6	14.0	58.0	336.7	17.3	28.0	347.8	41.0	357.7	25.0
315.8	48.5	50.0	326.8	13.6	41.0	336.8	23.0	39.0	347.9	39.0	357.9	17.0
316.0	35.5	22.0	327.0	16.8	48.0	337.0	17.8	74.0	348.1	43.9	358.1	13.0
316.1	30.0	25.0	327.2	12.3	20.0	337.2	26.5	54.0	348.3	49.8	358.3	12.0
316.3	20.0	42.0	327.3	19.3	34.0	337.4	10.7	43.0	348.5	52.7	358.5	22.0
316.5	35.0	36.0	327.5	24.0	48.0	337.6	9.0	34.0	348.7	55.0	358.7	19.4
316.7	32.0	19.0	327.7	32.0	63.0	337.8	24.3	17.0	348.9	39.9	358.9	25.0
316.9	34.0	33.0	327.9	25.1	68.0	338.0	10.0	41.0	349.1	50.0	359.0	20.0
317.1	31.0	32.0	328.1	22.7	58.0	338.2	14.0	62.0	349.3	48.5	359.2	22.1
317.3	18.8	22.0	328.3	13.9	50.0	338.3	11.8	38.0	349.4	41.1	359.4	26.7
317.5	22.0	63.0	328.5	20.2	42.0	338.5	5.5	47.0	349.6	48.8	359.6	16.0
317.6	28.4	52.0	328.7	19.8	60.0	338.7	46.0	35.0	349.8	51.7		
317.8	21.5	50.0	328.8	25.9	31.0	338.9	49.2	49.0	350.0	34.8		
318.0	26.0	46.0	329.0	21.0	34.0	339.1	49.7	75.0	350.2	41.7		
318.2	32.0	28.0	329.2	18.1	17.0	339.3	41.5	65.0	350.4	57.6		
318.4	24.0	22.0	329.4	20.5	24.0	339.5	33.0	41.0	350.6	53.6		
318.6	24.7	41.0	329.6	30.4	40.0	339.7	30.9	79.0	350.8	47.3		
318.8	18.5	30.0	329.8	29.0	30.0	340.0	21.5	84.0	350.9	39.1		
319.0	16.5	38.0	330.0	16.7	40.0	340.2	14.0		351.1	48.0		
319.1	30.0	32.0	330.2	18.2	38.0	340.4	29.9		351.2	26.0		
319.3	52.0	25.0	330.3	9.3	34.0	340.6	29.7		351.3	31.0		
319.5	59.1	42.0	330.5	16.8	42.0	340.8	35.5		351.5	37.0		
319.7	62.0	60.0	330.7	21.1	31.0	340.9	40.0		351.5	40.0		
319.9	52.0	39.0	330.9	26.5	59.0	341.2	22.0		351.7	49.0		
320.1	48.3	45.0	331.1	24.1	65.0	341.9	20.2		351.9	52.2		
320.3	24.6	40.0	331.3	25.6	49.0	342.1	6.7		352.1	42.0		
320.6	28.4	60.0	331.5	17.6	73.0	342.3	28.7		352.3	20.0		
320.8	21.6	71.0	331.6	10.6	76.0	342.5	27.3		352.5	39.0		
321.0	30.0	44.0	331.7	18.0	51.0	342.7	26.0		352.7	45.5		
321.2	24.7	33.0	331.9	13.7	40.0	342.9	28.0		352.9	38.1		
321.4	27.5	51.0	332.1	26.1	40.0	343.1	24.0		353.0	31.0		
321.6	30.0	43.0	332.2	29.5	24.0	343.3	16.0		353.2	20.6		
321.8	25.0	59.0	332.3	27.0	63.0	343.4	16.6		353.4	25.1		
322.0	18.2	64.0	332.5	34.3	66.0	343.6	11.5		353.6	34.5		
322.1	15.3	74.0	332.7	25.3	52.0	343.8	37.0		353.8	30.6		
322.7	18.7	79.0	332.9	14.6	21.0	344.0	42.6		354.0	27.0		
323.0	17.2	45.0	333.1	8.4	14.0	344.2	24.7		354.2	20.3		
323.2	8.3	19.0	333.3	19.8	58.0	344.4	25.0		354.4	30.1		
323.4	9.0	12.0	333.5	12.3	50.0	344.6	20.6		354.5	17.4		
323.6	16.8	30.0	333.7	12.0	48.0	344.8	27.5		354.7	21.7		
323.8	40.4	20.0	333.8	6.2	33.0	344.9	29.2		354.9	13.3		
324.0	28.5	40.0	334.0	6.5	26.0	345.1	23.8		355.1	17.4		

mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%
77.17	9	81.87	22	87.20	14	93.20	20	98.60	45	103.90	11
77.25	19	81.94	39	87.30	37	93.30	11	98.70	50	103.95	10
77.33	24	82.02	39	87.40	27	93.40	11	98.80	23	104.00	12
77.41	11	82.10	48	87.50	26	93.50	18	98.90	22	104.05	40
77.49	15	82.18	61	87.60	28	93.60	26	99.05	15	104.10	31
77.56	22	82.26	67	87.70	30	93.70	16	99.10	19	104.20	28
77.64	27	82.34	77	87.80	22	93.80	13	99.20	17	104.30	36
77.72	19	82.41	75	87.90	22	93.90	10	99.30	18	104.40	42
77.80	19	82.49	51	88.10	28	94.05	11	99.40	15	104.50	43
77.88	23	82.57	68	88.20	38	94.10	8	99.50	15	104.60	34
77.96	15	82.96	73	88.30	19	94.17	12	99.60	30	104.70	70
78.03	14	83.04	68	88.40	8	94.24	16	99.70	28	104.80	56
78.11	11	83.12	68	88.50	12	94.31	20	99.80	42	104.90	39
78.27	19	83.20	73	88.60	11	94.38	41	99.90	35	105.00	39
78.35	8	83.27	73	88.70	16	94.45	41	100.00	28	105.10	36
78.42	7	83.35	78	88.80	14	94.55	22	100.10	18	105.20	39
78.50	9	83.43	83	88.90	11	94.60	21	100.20	23	105.30	36
78.58	19	83.51	90	89.00	15	94.70	25	100.30	30	105.40	32
78.66	27	83.59	93	89.10	15	94.80	41	100.40	33	105.55	38
78.74	8	83.67	95	89.20	21	94.90	35	100.55	22	105.60	36
78.82	17	83.74	86	89.30	26	95.00	27	100.60	25	105.70	33
78.89	16	83.82	69	89.40	30	95.10	26	100.70	30	105.80	35
78.97	15	83.90	71	89.60	18	95.20	25	100.80	39	105.90	31
79.05	9	83.98	89	89.70	15	95.30	36	100.90	35	106.00	16
79.13	7	84.13	84	89.80	46	95.40	27	101.00	22	106.10	24
79.21	11	84.21	79	89.90	32	95.50	34	101.10	12	106.20	22
79.29	6	84.29	78	90.00	20	95.60	35	101.20	17	106.30	15
79.44	8	84.37	91	90.10	34	95.70	18	101.30	25	106.40	20
79.52	19	84.45	82	90.20	38	95.80	22	101.40	16	106.50	18
79.60	16	84.53	60	90.30	37	95.90	28	101.50	19	106.60	17
79.68	18	84.60	75	90.40	27	96.05	28	101.60	31	106.70	25
79.75	8	84.68	66	90.50	32	96.10	17	101.70	14	106.80	20
79.83	8	84.76	66	90.60	29	96.20	26	101.80	35	106.90	31
79.91	14	84.84	68	90.70	35	96.30	22	101.90	40	107.05	23
79.99	11	84.92	68	90.80	43	96.40	39	102.05	48	107.10	32
80.07	3	85.00	78	90.90	44	96.50	29	102.10	30	107.20	38
80.15	6	85.10	41	91.10	35	96.60	21	102.20	57	107.30	20
80.22	25	85.20	67	91.20	28	96.70	26	102.30	53	107.40	25
80.30	11	85.30	63	91.30	27	96.80	23	102.40	48	107.50	16
80.38	33	85.40	62	91.40	25	96.90	22	102.50	31	107.60	16
80.46	24	85.50	48	91.50	23	97.00	14	102.60	42	107.70	31
80.61	33	85.60	50	91.60	33	97.10	22	102.70	40	107.80	26
80.69	28	85.70	62	91.70	32	97.20	27	102.80	37	107.90	21
80.77	17	85.80	47	91.80	12	97.30	42	102.90	34	108.00	24
80.85	26	85.90	42	91.90	11	97.40	48	103.00	30	108.10	22
80.93	22	86.00	50	92.00	12	97.55	26	103.10	36	108.20	23
81.01	30	86.10	61	92.10	7	97.60	19	103.20	27	108.30	45
81.08	33	86.20	71	92.20	13	97.70	15	103.30	31	108.40	35
81.16	34	86.30	57	92.30	13	97.80	29	103.40	23	108.55	31
81.24	32	86.40	65	92.40	8	97.90	30	103.55	22	108.60	28
81.32	23	86.60	42	92.60	12	98.00	35	103.60	16	108.70	19
81.40	39	86.70	42	92.70	28	98.10	45	103.65	14	108.80	22
81.48	37	86.80	40	92.80	23	98.20	33	103.70	28	108.90	40
81.55	15	86.90	30	92.90	23	98.30	36	103.75	10	109.00	32
81.63	15	87.00	29	93.00	26	98.40	27	103.80	5	109.10	26
81.79	19	87.10	33	93.10	22	98.50	27	103.85	16	109.20	7

mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%
109.30	11	115.20	56	121.20	36	127.10	88
109.40	19	115.30	58	121.30	31	127.20	70
109.50	18	115.40	44	121.40	21	127.30	18
109.60	10	115.50	64	121.50	12	127.40	8
109.70	32	115.60	58	121.60	17	127.60	60
109.80	33	115.70	87	121.70	24	127.70	71
109.90	9	115.80	74	121.80	23	127.80	70
110.05	10	115.90	80	121.90	32	127.90	59
110.10	11	116.00	68	122.00	37	128.00	62
110.20	16	116.10	70	122.10	49	128.10	60
110.30	16	116.20	65	122.20	29	128.20	60
110.40	6	116.30	67	122.30	25	128.30	64
110.50	0	116.40	57	122.40	13	128.40	67
110.60	7	116.60	72	122.50	8	128.50	38
110.70	9	116.70	86	122.60	10	128.60	64
110.80	15	116.80	93	122.70	36	128.70	70
110.90	10	116.90	92	122.80	28	128.80	72
111.00	13	117.00	75	122.90	37	128.90	60
111.10	12	117.10	74	123.10	31	129.10	31
111.25	16	117.20	73	123.20	24	129.20	12
111.30	16	117.30	62	123.30	17	129.30	29
111.40	17	117.40	23	123.40	15	129.40	25
111.50	19	117.50	24	123.50	16	129.50	7
111.60	36	117.60	24	123.60	15	129.60	11
111.70	30	117.70	51	123.70	23	129.70	16
111.80	32	117.80	43	123.80	40	129.80	8
111.90	32	117.90	46	123.90	48	129.90	6
112.00	39	118.10	66	124.00	68	130.00	4
112.10	34	118.20	77	124.10	79	130.10	9
112.20	53	118.30	75	124.20	87	130.20	13
112.30	25	118.40	82	124.30	63	130.30	25
112.40	52	118.50	72	124.40	75	130.40	35
112.50	61	118.60	80	124.60	82	130.50	38
112.60	8	118.70	84	124.70	56	130.60	25
112.70	11	118.80	70	124.80	68	130.70	52
112.80	13	118.90	70	124.90	82	130.80	34
112.90	7	119.00	53	125.00	86	130.90	22
113.00	14	119.10	67	125.10	90	131.00	4
113.10	16	119.20	70	125.20	92	131.10	6
113.20	16	119.30	84	125.30	79	131.25	15
113.30	13	119.40	93	125.40	90	131.30	4
113.40	15	119.60	92	125.50	92	131.40	13
113.60	34	119.70	76	125.60	87	131.50	14
113.70	51	119.80	68	125.70	94	131.60	14
113.80	36	119.90	73	125.80	98	131.70	24
113.90	74	120.00	70	125.90	97	131.80	28
114.00	31	120.10	71	126.10	97		
114.10	37	120.20	62	126.20	95		
114.20	59	120.30	36	126.30	94		
114.30	64	120.40	50	126.40	93		
114.40	66	120.50	61	126.50	83		
114.50	67	120.60	75	126.60	46		
114.60	69	120.70	68	126.70	31		
114.70	71	120.80	52	126.80	78		
114.80	71	120.90	79	126.90	91		
115.10	62	121.10	55	127.00	96		

mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%
42.05	44	47.60	13	53.50	4	59.10	26	64.70	7	69.90	44
42.10	49	47.70	31	53.60	3	59.20	18	64.80	7	70.00	14
42.20	77	47.80	26	53.70	5	59.30	21	64.90	5	70.10	51
42.30	88	47.90	24	53.80	5	59.40	7	65.00	10	70.20	22
42.40	92	48.00	25	53.90	3	59.50	25	65.10	17	70.30	21
42.50	86	48.10	45	54.00	0	59.60	18	65.20	30	70.40	51
42.60	47	48.20	25	54.10	0	59.70	9	65.30	24	70.60	85
42.70	26	48.30	28	54.20	0	59.80	6	65.35	8	70.70	51
42.80	31	48.40	12	54.30	0	59.90	11	65.40	8	70.80	74
42.90	45	48.50	20	54.40	1	60.00	14	65.45	11	70.90	67
43.00	43	48.60	13	54.50	0	60.10	13	65.50	10	71.00	74
43.10	65	48.70	17	54.60	0	60.20	17	65.55	20	71.10	72
43.20	78	48.80	23	54.70	0	60.30	17	65.60	8	71.20	69
43.30	61	48.90	20	54.80	0	60.40	23	65.65	7	71.30	67
43.40	73	49.00	30	54.90	1	60.50	27	65.70	6	71.40	58
43.50	73	49.10	22	55.00	12	60.60	20	65.75	2	71.50	66
43.60	78	49.20	21	55.10	9	60.70	13	65.80	5	71.60	64
43.70	72	49.30	26	55.20	8	60.80	15	65.85	5	71.70	72
43.80	82	49.40	16	55.30	3	60.90	20	65.90	2	71.80	56
43.90	76	49.50	18	55.40	1	61.00	8	65.95	2	71.90	71
44.00	47	49.60	14	55.50	1	61.10	10	66.10	18	72.10	43
44.10	20	49.70	11	55.60	2	61.20	5	66.20	21	72.20	52
44.20	22	49.80	15	55.70	1	61.30	2	66.30	26	72.30	42
44.30	56	49.90	4	55.80	1	61.40	5	66.40	35	72.40	41
44.40	36	50.00	25	55.90	0	61.50	2	66.50	28	72.50	43
44.50	22	50.10	5	56.00	2	61.60	13	66.60	30	72.60	60
44.60	16	50.20	5	56.10	0	61.70	10	66.70	44	72.70	66
44.70	31	50.30	17	56.20	0	61.80	9	66.80	54	72.80	51
44.80	51	50.40	6	56.30	1	61.90	5	66.90	48	72.90	46
44.90	47	50.50	1	56.40	0	62.00	7	67.00	21	73.00	50
45.00	17	50.60	1	56.50	3	62.10	7	67.10	23	73.10	68
45.10	18	50.70	3	56.60	1	62.20	9	67.20	35	73.20	87
45.20	55	50.80	6	56.70	0	62.30	9	67.30	75	73.30	48
45.30	40	50.90	3	56.80	1	62.40	18	67.40	75	73.40	35
45.40	10	51.00	6	56.90	2	62.50	13	67.60	63	73.60	50
45.50	9	51.10	0	57.00	1	62.60	11	67.70	60	73.70	62
45.60	14	51.20	4	57.10	1	62.70	13	67.80	70	73.80	65
45.70	30	51.30	4	57.20	1	62.80	29	67.90	72	73.90	58
45.80	27	51.40	4	57.30	3	62.90	10	68.00	67	74.00	67
45.90	35	51.50	7	57.40	2	63.00	12	68.10	65	74.10	81
46.00	31	51.60	10	57.50	2	63.10	4	68.20	76	74.20	72
46.10	33	51.70	11	57.60	1	63.20	4	68.30	75	74.30	49
46.20	48	51.80	5	57.70	2	63.30	1	68.40	72	74.40	75
46.30	44	51.90	5	57.80	1	63.40	0	68.50	91	74.50	94
46.40	40	52.00	10	57.90	4	63.50	0	68.60	30	74.60	76
46.50	63	52.10	6	58.00	5	63.60	0	68.70	39	74.70	79
46.60	57	52.20	3	58.10	3	63.70	0	68.80	32	74.80	79
46.70	51	52.30	6	58.20	1	63.80	0	68.90	32	74.90	69
46.80	15	52.40	3	58.30	16	63.90	0	69.10	47	75.00	63
46.90	3	52.50	6	58.40	3	64.00	3	69.20	30	75.10	68
47.00	28	52.60	9	58.50	2	64.10	2	69.30	23	75.20	54
47.10	36	53.00	15	58.60	7	64.20	0	69.40	22	75.30	32
47.20	10	53.10	7	58.70	22	64.30	9	69.50	41	75.40	38
47.30	3	53.20	5	58.80	22	64.40	9	69.60	61	75.50	53
47.40	5	53.30	4	58.90	21	64.50	10	69.70	60	75.60	37
47.50	27	53.40	1	59.00	17	64.60	9	69.80	58	77.10	12

Tableau 13 : Site 751

mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%	mbsf	C%
53.64	35	80.56	3	116.76	49	137.52	19
53.70	38	80.95	12	117.07	26	138.06	1
54.06	7	81.78	2	117.35	19	138.46	0
54.48	4	82.56	0	117.56	20	139.56	6
54.78	2	83.28	0	117.85	26	139.96	7
55.20	0	84.06	0	118.24	83	141.06	2
55.97	0	84.78	0	118.44	92	141.46	1
56.28	0	85.56	0	119.46	42	142.56	9
56.64	2	86.28	0	120.38	18	142.96	11
57.06	2	87.06	0	120.56	9	144.06	51
57.78	4	87.78	0	120.96	10	144.46	18
58.20	16	88.56	0	122.00	10	145.56	27
58.56	15	89.28	0	122.46	5	145.96	18
58.92	40	90.56	2	122.99	18	147.06	37
59.28	53	91.28	2	123.20	20	147.46	8
59.64	43	92.06	4	123.50	25	148.44	51
59.70	30	92.78	0	123.92	40	149.06	51
60.06	54	93.56	0	123.96	34	149.06	57
60.42	88	94.28	1	125.00	95	150.96	8
60.78	74	95.06	0	125.06	87	152.10	20
61.14	56	95.78	0	125.40	88	152.46	40
61.20	52	96.56	0	125.46	87	152.56	31
61.56	15	97.28	4	126.90	93	153.56	29
64.28	16	98.06	0	126.96	87	153.96	34
64.64	60	98.78	0	128.00	73	155.06	10
64.70	6	99.56	5	128.20	66	155.46	6
65.06	1	100.28	35	128.38	22	156.56	6
65.42	25	101.56	10	128.83	15	156.96	6
65.78	29	102.28	14	129.35	14	157.46	26
66.14	25	103.06	1	129.88	50	158.56	9
66.20	32	103.78	5	130.00	52	158.96	11
66.92	0	104.56	2	130.06	87	160.46	41
67.28	1	105.28	1	130.46	85	163.06	15
67.62	2	106.06	6	130.57	81	163.46	20
67.70	3	106.78	10	130.85	66	164.96	13
68.06	5	107.56	49	131.38	37	166.46	30
68.42	2	108.00	50	131.50	53		
68.78	10	108.28	50	131.90	18		
69.14	9	109.06	48	131.96	28		
69.20	5	109.55	70	132.35	8		
69.56	3	109.65	98	132.70	20		
71.20	1	110.30	92	132.88	36		
71.92	0	111.06	95	133.00	32		
72.64	1	111.80	95	133.40	13		
73.06	0	112.56	96	133.85	9		
73.78	2	113.30	95	134.38	17		
74.20	1	114.07	68	134.52	10		
74.92	2	114.35	64	134.56	4		
75.64	1	114.56	9	134.96	39		
76.06	0	115.05	29	135.35	49		
76.78	0	115.34	35	135.88	27		
77.56	1	115.56	14	136.00	23		
78.28	1	115.85	16	136.46	14		
78.70	2	116.31	29	136.85	41		
79.78	1	116.55	48	137.38	28		

Tableau 14 : Kn 34 GC après conversion en nombre de nannofossiles calcaires par milligramme de sédiments

Prof (cm)	< 4µm	<i>C. pelagicus</i>	<i>C. leptoporus</i>	<i>Helicosphaera</i>	<i>Syracosphaera</i>	Autres
2	1823070	281268	206744	4808	55292	9616
3	750672	408153	154020	12835	59041	7701
6	467480	446368	171912	12064	75400	21112
8	791000	418428	290772	24822	56736	17730
9	404600	102784	380768	16352	140160	18688
12	2787531	162081	1310742	21141	317115	77517
13	1964621	356776	949279	6371	229356	50968
14	1663800	823581	1039875	108147	341079	66552
25	2447090	222950	356720	27440	120050	41160
61	3054883	58400	254624	16352	140160	18688
71	2289313	81588	322168	20920	54392	12552
85	2905742	22905	292675	15270	206145	10180
90	3250159	36400	120400	19600	64400	14000
97	1518900	34605	91511	12304	38450	8459
102	1076600	46501	24017	6132	20440	7665
106	717360	33467	92888	10928	3415	8879
106	650000	42055	71817	7764	9705	16822
106	906400	43120	119680	14080	0	11440
108	412200	11109	26450	6877	529	14283
111	372400	24432	27995	3563	0	5599
112	47432	16170	65758	1078	1078	3234
113	265727	20922	34236	10144	0	8876
113	1012656	25772	132650	7580	0	3032
116	436604	20700	14490	4968	414	5796
116	796400	18392	15884	9196	0	6688
118	587574	13486	9808	6743	0	3065
118	286027	21984	21984	13740	916	4580
120	121072	13536	21056	4512	752	8272
122	564000	11684	87884	2032	1016	8128
127	697269	35952	152796	0	6420	33384
135	887200	45845	6055	4325	4325	14705
147	14872	24336	8788	676	3380	20956
162	0	4220	0	0	0	22155

Références bibliographiques

- Aubry, M.-P., 1989. Phylogenetically based calcareous nannofossils taxonomy : Implications for the interpretation of geological events. In Crux, J.A. et S.E. van Heck, *Nannofossils and their applications*, Ellis Horwood Limited, Chichester, 21-40.
- Backman, J., 1978. Late Miocene-early Pliocene nannofossils biochronology and biogeography in the Vera Basin, SE Spain, *Stockholm Contr. Geol.*, 32 (2), 93-114.
- Backman, J., 1980. Miocene-Pliocene nannofossils and sedimentation rates in the Hatton-Rockall Basin, NE Atlantic Ocean, *Stockholm Contr. Geol.*, 36, (1), 1-91.
- Backman, J., 1984. Cenozoic calcareous nannofossil biostratigraphy from the, northeastern Atlantic Ocean-Deep Sea Drilling Project, Leg 81, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 81, 403-428.
- Backman, J. et N.J. Shackleton, 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pliocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific ocean, *Marine Micropaleontology* 8, 141-170.
- Backman, J., P. Pestiaux, H. Zimmerman, et O. Hermelin, 1986. Palaeoclimatic and palaeoceanographic development in the Pliocene North Atlantic : *Discoaster* accumulation and coarse fraction data, in Summerhayes, C.P. et N.J. Shackleton, North Atlantic Palaeoceanography, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 21, 231-242.
- Backman, J., et P. Pestiaux, 1987. Pliocene *Discoaster* abundance variations, Deep Sea Drilling Project Site 606 : Biochronology and Paleoenvironmental implication, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 94, (2), 903-910.
- Badlauf, J., 1984. Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau region, North Atlantic, Deep Sea Drilling Project, Leg 81, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 81, 439-478.
- Barnola, J.M., D. Raynaud, Y.S. Koroktevich, et C. Lorius, 1987. Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO₂, *Nature*, 239, 408-414.
- Berger, A.L., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change, *Nature*, 269, 44-45.
- Berger, A., M.F. Loutre, et V. Dehant, 1989. Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies, *Terra Nova*, 1, (5) 474-479.
- Berger A., et P. Pestiaux, 1984. Accuracy and stability of the Quaternary terrestrial insolation. in A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, et B. Saltzman, *Milankovitch and climate*, Reidel, Dordrecht, 83-112.
- Berger, W.H., et P.H. Roth, 1975. Oceanic micropaleontology : Progress and prospect, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 561-585.
- Berggren, W. A., D. V. Kent, et J. A. Van Couvering, 1985. Neogene geochronology and chronostratigraphy, Geochronology of the Geological Record, edited by N.J. Snelling, *Geol. Soc. London Mem.* 10, 211-260.
- Birkenes, E., et T. Braarud, 1952. Phytoplankton in the Oslo fjord during a "*Coccolithus huxleyi*-summer", *Avh. norske Vidensk Akad. I. Mat.-Nat. Kl.*, 2,.

- Black, M., 1967. New names for some coccolith taxa, *Proc. Geol. Soc. Lond.*, 1640, 139-145.
- Blackwelder, P.L., 1976. Temperature relationships in coccoliths morphology and dimension in fossil and living *Emiliana huxleyi* (CHRYSOPHYTA : HAPTOPHYCEAE), Ph'D University of South Carolina.
- Blasco D., M. Estrada, et B. Jones, 1980. Relationship between the phytoplankton distribution and composition and the hydrography in the northwest African upwelling region near Cabo Corbeiro, *Deep-Sea Research*, 27A, 799-821.
- Bougis, P., 1974. *Ecologie du plancton, I. Le phytoplancton*, Masson et C^{ie}, Paris, 196 pp.
- Braarud, T., 1962. Species distribution in marine phytoplankton, *J. Oceanographical Soc. of Japan*, 20th Anniversary Volume, 628-649.
- Braarud, T., 1979. The temperature range of the non-motile stage of *Coccolithus pelagicus* in the North Atlantic region, *Br. phycol. J.*, 14, 349-352.
- Braarud, T., et B. Hope, 1952. The annual phytoplankton cycle of a Landlocked fjord near Bergen, *Reports. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 1-26.
- Brand, L.E., 1982. Genetic variability and spacial pattern of genetic differentiation in the reproductive rates of the marine coccolithophores *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica*, *Limnol. Oceanogr.*, 27 (2), 236-245.
- Brand, L.E., W.G. Sunda, et R.R.L. Guillard, 1983. Limitation of marine phytoplankton reproductive rates by zinc, manganese, and iron, *Limnol. Oceanogr.*, 25 (6), 1182-1198.
- Broecker, W. S., 1982. Glacial to interglacial changes in the ocean chemistry, *Prog. Oceanogr.*, 11, 151-197.
- Broecker, W.S., 1990. Salinity history of the North Atlantic during the last deglaciation, *Paleoceanography*, 5, 459-468.
- Broecker, W.S., M. Andree, W. Wolfi, H. Oeschger, G. Bonani, J. Kennett, et D. Peteet, 1988. The chronology of the last deglaciation : Implications to the cause of the younger Dryas event, *Paleoceanography*, 3, 1-19.
- Bukry, D., 1971. Coccolith stratigraphy leg 6, Deep Sea Drilling Project, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 6, 965-1004.
- Bukry, D., 1972. Further comments on coccolith stratigraphy, Leg 12, DSDP. *Init. Rep. Deep Sea Drill. proj.*, 12: 1071-1083.
- Bukry, D., 1974. Coccoliths as paleosalinity indicators-Evidence from Black Sea, *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 20, 353-363.
- Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 32, 677-692.
- Bukry, D., 1976. Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Norwegian Greenland Sea, Deep Sea Drilling Project, Leg 38. *Intit. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 38: 843-855.
- Bukry, D., 1980. Coccolith stratigraphy, tropical eastern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 54. *Int. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 54, 535-543.

- Burns, D.A., 1975. Distribution, abundance and preservation of nannofossils in Eocene to recent Antarctic sediment. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 18, 583-595.
- Channell, J. E. T., D. Rio, et R. C. Thunell, 1988. Miocene/Pliocene boundary magnetostratigraphy at Capo Spartivento, Calabria, Italy, *Geology*, 16, 1096-1099.
- Chepstow-Lusty, A., J. Backman, et N.J. Shackelton, 1989. Comparison of upper Pliocene *Discoaster* abundance variations from North Atlantic Site 552, 607, 658, 659, and 662 : Further evidence for marine plankton responding to orbital forcing, *Proc. O. Drill. Program, Scientific results*, 108, 121-141.
- Chisholm, S.W., et L.E. Brand, Persistence of cell division phasing in marine phytoplankton in continuous light after entrainment to light : dark cycles, *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 51, 107-118, 1981.
- Ciesielski et Wise, 1977. Basal sediments ages of *Islas Orcada* druse 7 piston cores *Antarctic. J.*, 12 (4), 70-72.
- Clement et Robinson, 1987. The magnetostratigraphy of Leg 94 sediments, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 94 (2), 635-702.
- Cotillon, P., 1984. Tentative world-wide correlation of early Cretaceous strata by limestone-marl cyclicities in pelagic deposits. *Bull. Geol. Soc. Den.*, 33, 91-102.
- Driever, B., 1988. Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation of the Mediterranean Pliocene, *Utrecht Micropaleont. Bull.*, 36, 1-245.
- Duplessy, J.C., G. Delibrias, J.L. Turon, C. Pujol, et J. Duprat, 1981. Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean : correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent, *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 35, 121-144.
- Ehrendorfer, T., et M.P. Aubry, sous presse. Calcareous nannoplankton changes across the Cretaceous/Paleogene boundary, *Proc. ODP, Init. Repts.*, 120, part 2, scientific results.
- El Abbass, T., C. Jallouli, Y. Albouy, et M. Diament, 1990, A comparison of surface fitting algorithms for geophysical data, *Terra Nova*, 2, 467-475.
- Eide L.K., 1990. Distribution of coccoliths in surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea, *Marine Micropaleontol.*, 16, 65-75.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-642.
- Gallagher, L., 1989. *Reticulofenestra* : A critical review of taxonomy, structure and evolution, in Crux, J.A. et S.E. van Heck, *Nannofossils and their applications*, Ellis Horwood Limited, Chichester, 41-75.
- Gambéroni, L., 1979. Quelques éléments sur l'hydrologie des océans Indien Sud et Antarctique (secteur Indien). *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Serie C*, 47, 21-31.
- Gartner, S., 1967. Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica and Gulf of Mexico., *Univ. Kansas Paleont. Contr.*, 29, 1-7



- Gartner, S., 1969. Correlation of Neogene planktonic foraminifer and calcareous nannofossil zones, *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 19, 585-599.
- Geitzenauer, K.R., 1969. Coccolith as late Quaternary paleoclimatic indicators in the Subantarctic Pacific Ocean, *Nature*, 223, 170-172.
- Geitzenauer, K.R., 1972. The Pleistocene calcareous nanoplankton of the subantarctic Pacific Ocean, *Deep Sea Research*, 19, 45-60.
- Geitzenauer, K.R., et P. Huddlestun, 1972. An upper Pliocene-Pleistocene calcareous nanoplankton flora from a subantarctic Pacific deep-sea core, *Micropaleont.*, 18, 405-409.
- Geitzenauer, K. R., M.B. Roche et A. McIntyre, 1976. Modern Pacific coccolith assemblages: Derivation and application to late Pleistocene paleotemperature analysis. in R. M. Cline and J.D. Hays (ed), *Investigations of the late quaternary paleocenaography and paleoclimatology. Geol. Soc. Am. Mem.*, 145, 423-448.
- Glover, H.E., M.D. Keller, et R.R.L. Guillard, 1986. Light quality and oceanic ultraphytoplankters, *Nature*, 319, 142-143.
- Granlund, A.H., 1984. An approach to statistically random settling technique for microfossils, *Sockholm Contrib. Geol.*, 39, 119-125.
- Haq, B.U., 1976. Coccoliths in cores from the Bellingshausen Abyssal Plain and Antarctic Rise (DSDP Leg 36), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 36, 557-567.
- Haq, B.U., 1980. Biogeographic history of Miocene calcareous nanoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean, *Micropaleontol.*, 26 (4), 414-443.
- Haq, B.U., et G.P. Lohmann, 1976. Early Cenozoic calcareous nanoplankton biogeography of the Atlantic Ocean, *Mar. Micropaleontol.*, 1, 119-194.
- Harris, G.P., 1986. *Pytoplankton ecology : Structure, function and fluctuation*, Chapman & Hall, London, 384 pp.
- Hay, W.W., H.P. Mohler, et M.E. Wade, 1966. Calcareous nannofossils from Nal'chik (Northwest Caucasus), *Ecologiae Gel. Helv.*, 59, 379-399.
- Hays, J.D., J. Imbrie, et N.J. Shackleton, 1976(a). Variations in the earth's orbit : pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.
- Hays, J.D., J.A. Lozano, N. Shackleton et G. Irving, 1976 (b). in R. M. Cline et J.D. Hays (ed), *Investigations of the late quaternary paleocenaography and paleoclimatology. Geol. Soc. Am. Mem.*, 145, 337-372.
- Heider, F., B. Leidner et H. Inokuchi, sous presse. High Southern latitude magnetostratigraphy and rock magnetic properties of sediments from Sites 747, 749 and 751, *Proc. ODP, Init. Repts.*, 120, part 2, scientific results.
- Herbert, T.D., 1990. The return of 100-kyr cyclicity in Early Pleistocene-Late Miocene paleoclimate, *EOS Transaction, American Geophysical Union*, 71, (43), 1378-1379.
- Herbert, T.D. et A.G. Fischer, 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, 321, 739-743.
- Herbland, D., A. Le Bouteiller, et P. Raimbault, 1985. Size structure of phytoplankton biomass in the Equatorial Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, 32 (7), 819-836.

- Hodell, D. A., et J. P. Kennett, 1986. Late Miocene-early Pliocene stratigraphy and Paleoceneanography of the South Atlantic and southwest Pacific oceans: A synthesis, *Paleoceanography*, 1, 285-311.
- Hodell, D. A., R. H. Benson, J. P. Kennett, et K. Rakic-El-Bied, 1989. Stable isotope stratigraphy of latest Miocene sequences in northwest Morocco: The Bou Regreg section, *Paleoceanography*, 4, 407-482.
- Honjo, S., 1976. Coccoliths : Production, transportation and sedimentation, *Mar. Micropaleontol.*, 1, 65-79, 1976. (p.2,4)
- Honjo, S., 1982. Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particule flux at the Panama Bassin, *Science*, 218, 883-884.
- Honjo S., et H. Okada, 1974. Community structure of coccolithophorids in the photic layer of the Mid-Pacific Ocean. *Micropaleontology*, 20, 209-230.
- Imbrie, J., 1957. The species problem with fossil animals, in E. Mayr, *Am. Assoc. Adv. Sci. Publ.*, 50, 125-153.
- Imbrie, J., et J. Z. Imbrie, 1980. Modeling the climate response to orbital variations, *Science*, 207, 943-953.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, et N.J. Shackleton, 1984. The orbital theory of Pleistocene climate : Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in: Berger, A.L., J. Imbrie, J.D. Hays, G. Kulka, et B. Saltzman, *Milankovitch and Climate, Part 1*, D. Reidel, Dordrecht, 269-305.
- Jacques, G., et P. Tréger, 1986. *Ecosystèmes pélagique marins*, pp. 343, Masson (Ed.), Paris.
- Joyce, J.E., L.R.C. Tjalsma, et J.P. Prutzman, 1990. High-resolution planktic stable isotope record and spectral analysis for the last 5.35 M.Y.: Ocean Drilling Program Site 625 Northeast Gulf of Mexico, *Paleoceanography*, 5, 507-531.
- Keigwin, L. D., 1987. Toward a high-resolution chronology for latest Miocene paleoceanographic events, *Paleoceanography*, 2, 639-660.
- Keigwin, L.D., 1979. Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP Sites from the east equatorial and North central Pacific Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 361-382.
- Keigwin, L. D., M.-P. Aubry, et D. V. Kent, 1986. North Atlantic late Miocene stable-isotope stratigraphy, biostratigraphy, and magnetostratigraphy, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 94, 935-963.
- Kemp, E.M., 1978. Tertiary climatic evolution and vegetation history in the Southeast Indian Ocean Region. *Paleo. Paleo. Paleo.*, 24, 169-208.
- Kemp, E. M., L.A. Frakes et D.E. Hayes, 1975. Paleoclimatic significance of diachronous biogenic facies, Leg 28, Deep Sea Drilling Project. *Intit. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 28, 909-917.
- Kennett J.P., R.E. Houtz, P.B. Andrews et al., 1975. Cenozoic paleoceanography in the Southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the Development of the circum-Antarctic current. *Int. rep. DSDP*, 29, 1155-1169.

- Kiefer, D.A., et J.N. Kremer, 1981. Origins of vertical patterns of phytoplankton and nutrients in the temperate, open ocean : stratigraphic hypothesis, *Deep Sea Research*, 28A (10) 1087-1105.
- Kipp, N.G., 1976. New transfer function for estimating past sea-surface condition from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic, in Cline, R.M., J.D. Hays, *Investigation of late Quaternary Paleocyanography and paleoclimatology*, Geol. Soc. Am. Mem., 145, 3-42.
- Laws, R.A., 1983. Preparing strewn slides for quantitative microscopical analysis : A test using calibrated microspheres. *Micropaleontology*, 29, 60-65.
- Lewis, M.R., E.P.W. Horne, J.J. Cullen, N.S. Oakey, et T. Platt, 1984. Turbulent motions may control phytoplankton photosynthesis in the upper ocean, *Nature*, 311, 49-50.
- Le Treux, H., J. Jouzel, et M. Ghil, 1988. Isotopic modeling of climatic oscillations: Implications for a comparative study of marine and ice core records, *J. Geophys. Res.*, 93, 9365-9383.
- Lohmann, G.P., et J.J. Carlson, 1983. Oceanic significance of Pacific late Miocene calcareous nannoplankton, *Mar. Micropaleontol.*, 6, 553-579.
- Loutit, T.S., N.G. Pias et J.P. Kennett, 1978. Pacific Miocene carbon isotope stratigraphy using benthic foraminifera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 48-62.
- Malone, T.C., 1980. Size fractionated primary productivity of marine phytoplankton, in P.G. Falkowski, *Primary productivity in the sea*, Plenum Press, New-York, 301-319.
- Mangerud, J., S. E. Lie, H. Furnes, J.L., Kristiansen, et L. Lomo, 1984. A Younger Dryas ash bed in western Norway and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic, *Quat. Res.*, 21, 85-104.
- Margalef, R., 1978. Life forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment, *Oceanol. Acta*, 1, 495-509.
- Margerel, J.-P., et J.-G. Bréhéret, 1984. Révision de l'attribution stratigraphique du gisement de Chasné-sur-Illet (Ille-et-Vilaine) à l'aide de la faune de foraminifères et de la nannoflore calcaire, *Cahiers Micropaleontol.*, 1-(1984), 5-21.
- McIntyre, A., 1967. Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation, *Science*, 158 (3806), 1314-1317.
- McIntyre, A. et A.W.H. Bé, 1967. Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean- I. Placoliths and Cyrtoliths. *Deep Sea Research*. 14, 561-597.
- McIntyre, A., A.W.H. Bé, et M.B. Roche, 1970. Modern Pacific COCCOLITHOPHORIDA : A paleontological thermometer, *Trans. New York Acad. Sciences, series II*, 32 (6), 720-731.
- Miller, K.G. et R.G. Fairbanks, 1985. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes. In Sundquist et W.S. Broecker, (Eds.), *The Carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present*. *Am. Geophys. Union Monogr.* 32, 469-486.

- Miller, K.G., Feigenson, M.D., Kent, D.V. et Olsson, R.K., 1988. Upper Eocene to Oligocene isotope $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ standard section. Deep Sea Drilling Project Site 522. *Paleoceanography*, 3:223-233.
- Miller, K.G., J.D. Wright, et A.N. Brower, 1989. Oligocene to Miocene stable isotope stratigraphy and planktonic foraminifer biostratigraphy of the Sierra Leone Rise (DSDP Site 366 and ODP Site 667). In Ruddiman, W., Sarnthein, M. et al., Proc. ODP, Scientific Results, 108: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 279-294.
- Mitchell-Innes, B.A., et A. Winter, 1987. Coccolithophores : a major phytoplankton component in mature upwelled waters off thje Cape Peninsula, South Africa in march, 1983, *Marine Biology*, 95, 25-30.
- Mjaaland, G., 1956. Some laboratory experiments on the coccolithophorid *Coccolithus huxleyi*, *Oikos*, 7 (2), 251-255.
- Moore, T.C., jr, 1973. Method of randomly distributing grains for microscopic examination, *J. Sedim. Petrol.*, 43, 904-906.
- Moore T.C. Jr, N.G. Pisias, et D.A. Dunn, 1982. Carbonate time series of the quaternary and late Miocene sediments in the Pacific Ocean : A spectral comparison, *Marine Geology*, 46, 217-233.
- Moore, T.C., Jr, L.H. Burkle, K. Geitzenauer, B. Luz, A. Molina-Cruz, J.H. Robertson, H. Sachs, C. sancetta, J. thiede, P. Thomson, et C. Wenkam, 1980. The reconbstruction of sea surface temperatures in the Pacific Ocean of 18,000 B.P., *Marine Micropaleontol.*, 5, 215-247.
- Nishida, S., 1979. Atlas of Pacific nannoplankton, *News of Okada Micropaleontologists*, S.P.3, pp 1-31, Pl.1-23.
- Okada, H. et S. Honjo, 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, *Deep Sea Res.*, 20 (4), 355-374.
- Okada, H., et A. McIntyre, 1979. Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans, *Micropaleontol.*, 23 (1), 1-55.
- Okada et A. McIntyre, 1979. Seasonal distribution of the modern Coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Marine Biology*. 54, 319-328.
- Paasche, E., 1968. The effect of temperature, light intensity, and photoperiod on coccolith formation, *Limnol. Oceanogr.*, 13, 178-181.
- Perch-Nilsen, K., 1980. Cenozoic calcareous nannofossils, in H.M. Bolli, J.B. Sauders, et K. Perch-Nielsen, *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Unioversity Press, New York, 427-458.
- Pisias, N. G., et T. C. Moore, Jr., 1981. The evolution of the Pleistocene climate: A time series approach, *Earth Planet Sci. Lett.*, 52, 450-458.
- Pisias, N.G., et N.J. Shackleton, 1984. Modelling the global clmate response to orbital forcing and atmospheric CO2 changes, *Nature*, 310, 757-759.
- Pisias, N. G. and D. K. Rea, 1988. LatePleistocene paleoclimatology of the Central Equatorial Pacific: Sea surface response to the Southeast trade winds, *Paleoceanography*, 3, 1, 21-37.

- Porter, S.C., et G.H. Denton, 1967. Chronology of Neoglaciation in the North American cordillera, *Am. J. Sci.*, 265, 177-210.
- Pujos, A., 1987. Late Eocene to Pleistocene medium-sized and small-sized reticulofenestrads, *Abh.Geol. B.-A.*, 39, 239-277.
- Pujos, A., 1987. The use of a transfer function from coccolith assemblages : estimation of Quaternary temperature and salinity in the Caribbean and tropical Atlantic, *INA Newsl.*, 9 (2), 60-61.
- Raymont, J.E.G., 1980. *Plankton and productivity in the Oceans, I: Phytoplankton*, pp.489, Pergamon Press, New York.
- Rhee, G.-Y., et I.J., Gotham, 1985a. The effect of environmental factors on phytoplankton growth : Temperature and the interactions of temperature with nutrient limitation, *Limnol. Oceanogr.*, 26 (4), 635-648.
- Rhee, G.-Y., et I.J., Gotham, 1981b. The effect of environmental factors on phytoplankton growth : Light and the interactions of light with nitrate limitation, *Limnol. Oceanogr.*, 26 (4), 649-659.
- Roberts, D. C., et al., 1984. Sites 552-553, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 81, 31-233.
- Roche M.B., A. McIntyre, et J. Imbrie, 1975. Quantitative paleoceanography of the late Pleistocene-Holocene North Atlantic : Coccolith evidence, in T. Saito et Burckle, *Late Neogene Epoch Boundaries, Micropaleontol. Spec. Publ. 1*, 195-225.
- Roth, P.H., 1970. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy, *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 799-881.
- Roth, P.H., et W.H. Berger, 1979. Distribution and dissolution of coccoliths in the South and Central Pacific, *Dissolution of Deep-Sea Carbonates, Cushman Foundation for Foraminiferal Res., Spec. Pub.*, 13, 87-113.
- Roth, P.H., et W.T. Coulbourn, 1982. Floral and solution patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific, *Marine Micropaleontol.*, 7, 1-52.
- Ruddiman, W.F., et A. McIntyre, 1973. Time-transgressive deglacial retreat of Polar water from the North Atlantic, *Quat. Res.*, 3, 117-130.
- Ruddiman, W.F., et A. McIntyre, 1976. North Atlantic paleoclimatic changes, *Geol. Soc. Am.*, 145, 111-146.
- Ruddiman, W.F., C.D. Sancetta, et A. McIntyre, 1977. Glacial/Interglacial response of subpolar North Atlantic waters to climatic change : the record in oceanic sediments, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., B.* 280, 110-142.
- Ruddiman, W.F., et A. McIntyre, 1981. The North Atlantic ocean during the last deglaciation, *Paleoeco. Paleoclim. Paleoecol.*, 35, 154-214.
- Ruddiman, W.F., et A. McIntyre, 1984. An evaluation of ocean-climate theories on the North Atlantic, in: Berger, A.L., J. Imbrie, J.D. Hays, G. Kulka, et B. Saltzman, *Milankovitch and Climate, Part 1*, D. Reidel, Dordrecht, 671-686..
- Ruddiman, W.F., M. Raymo, et A. McIntyre, 1986. Matuyama 41,000-year cycles : North Atlantic Ocean and Northern hemisphere ice sheets, *Earth Plan. Sci. Lett.* 80, 117-129.

- Ruddiman et al., 1987. Site 609, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 94 (1), 75-148.
- Ruddiman, W.F., M. Raymo, D. G. Martinson, B. M. Clement et Backman, J., 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic ocean, *Paleoceanography*, 4, 353-412.
- Samtleben, C., et T. Bickert, 1990. Coccoliths in sediments traps from the Norwegian Sea, *Mar. Micropaleont.*, 16, 39-64.
- Savin, S.M., R.G. Douglas, et F.G. Stehli, 1975. Tertiary marine paleotemperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1499-1510
- Schlich et al., 1989. Site 747. *Proc. Oc.Drill. Prog.*, 120, Part 1, *Init. Repts.*, 120.
- Schmidt, R.R., 1979. The calcareous nannofossils of the Potamidha section, *Utrecht Micropal. Bull.*, 21, 167-191.
- Shackleton, N.J., et J.P. Kennett, 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. *Init. rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 29, 743-755.
- Shackleton, N.J., et M.A. Hall, J. Line, et C. Shuxi, 1983. Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere, *Nature*, 306, 319-322.
- Shackleton, N.J., et al., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice rafting and history of glaciation in the North Atlantic region, *Nature*, 307, 620-623.
- Shumway, R.H., (Ed.), 1988. *Applied Statistical Time Series Analysis*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., pp. 379.
- Stradner, S., et A.R. Edwards, 1968. Electron microscopic studies on upper Eocene coccoliths from Oamaru Diatomite, *New Zeal. Jahrb. Geol. B.-A.*, 13, 1-66.
- Sutcliffe, W.H., R.W. Sheldon, et A. Prakash, 1970. Certain aspects of production and standing stock of particulate matter in the surface waters of the northwest Atlantic Ocean, *J. Fish. Res. Bd. Can.*, 27, 1917-1926.
- Tappan, H., 1980. *The paleobiology of plant protist*, Freeman & Co., San Francisco, pp. 1028.
- Tiwary, R.K., 1987. Higher-order eccentricity cycles of the middle and late Miocene climatic variations. *Nature*, 327, 219-220.
- Van Couvering, J. A., W. A. Berggren, et R. E. Drake, 1976. The terminal Miocene event, *Mar. Micropaleontol.*, 1, 263-286.
- Vincent, E. et W.H. Berger, 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. In *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 32, Sundquist, E.T et W.S. Broecker, 455-468, AGU, Washington, D.C.
- Vincent, E., J.S. Killingley et W.H. Berger, 1985. Miocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the tropical Indian Ocean. In Kennett, J. (Ed.), *The Miocene Ocean: Paleoproductivity and biogeography*, Mem. Geol. Soc. Am., 163: 103-130.

- Vincent, E., J. S. Killingley et W. H. Berger, 1980. The magnetic Epoch-6 carbon shift: A change in the ocean's $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio 6.2 million years ago, *Mar. Micropaleontol.*, 5, 185-203.
- Wei, W., 1988. A new technique for preparing quantitative nannofossil slides, *J. Paleontol.*, 62, 472-473.
- Wilson, T. R. S., 1989. Climate change: possible influence of ocean upwelling and nutrient concentration, *Terra nova*, 1, 172-176.
- Winter A., A. Almogi-Labin, Y. Erez, E. Halicz, B. Luz, et Z. Reiss, 1983. Salinity tolerance of marine organisms deduced from Red Sea Quaternary record, *Marine Geology*, 53, M17-M22.
- Winter, A., D. Stockwell, et P.E. Hargraves, 1986. Tintinnid agglutination of coccoliths : A selective or random process?, *Marine Micropaleontol.*, 10.
- Wise, S.W., 1981. Deep Sea Drilling in the Antarctic : Focus on late Miocene glaciation and applications of smear-slide biostratigraphy, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., spec. publ.* 32, 471-487.
- Wise, S.W., 1983. Mesozoic and Cenozoic nannofossils, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 71, 481-550.
- Woodruff, F., S.M. Savin et R.G. Douglas, 1981. Miocene stable isotope record: A detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, 212: 665-668.
- Woodruff, F. et S.M. Savin, 1985. $\delta^{13}\text{C}$ values of Miocene Pacific benthic foraminifera: Correlations with sea level and biological productivity. *Geology*, 13, 119-122.
- Woodruff, F. et S.M. Savin, 1989. Miocene deepwater oceanography. *Paleocenaography*, 4, :87-140.
- Wright, J.D. et K.G. Miller, sous presse. Miocene stable isotope stratigraphy, Site 747, Kerguelen Plateau, .
- Young, J., 1990. Size variation of Neogene *Reticulofenestra* coccoliths from Indian Ocean DSDP Cores, *J. Micropaleontol.*, 9, 71-86.
- Zeitzschel, B., 1978. Oceanographic factors influencing the distribution of plankton in space and time, *Micropaleontol.*
- Zijderveld, J. D. A., J. W. Zachariasse, P. J. J. M. Verhallen, et F. J. Hilgen, 1986. The age of the Miocene-Pliocene boundary, *Newsl. Stratigr.*, 16, 169-181.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	2
INTRODUCTION.....	3
CHAPITRE A : LE NANNOPLANCTON CALCAIRE : GENERALITES ET METHODES	
D'ETUDES	4
I. Ecologie et distribution des Coccolithophoridae actuels.....	4
II. Mode de sédimentation et dissolution.....	15
III. Paléocéanographie.....	17
IV. Méthodologie.....	19
CHAPITRE B : DYNAMIQUE DU NANNOPLACNTON DURANT LE MIOCENE SUPERIEUR	
DANS L'ATLANTIQUE NORD.....	22
I. Le Site 552A.....	22
II. Le Site 609	39
III. Discussion.....	45
CHAPITRE C : VARIATIONS DE LA TAILLE DES PLACOLITHES DE <i>RETICULOFENESTRA</i>	
EN REPOSE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES	49
I. Introduction.....	49
II. Statut taxonomique actuel des <i>Reticulofenestra</i> du Miocène supérieur ...	49
III. Méthode.....	54
IV. Variations à long terme.....	56
V. Variations à court terme.....	60
VI. Discussion.....	64
VII. Conclusion.....	66
CHAPITRE D : DYNAMIQUE DU NANNOPLANCTON CALCAIRE DURANT LE MIOCENE	
DANS L'OCEAN INDIEN AUSTRAL.....	68
I. Introduction.....	68
II. Le Site 747	70
III. Le Site 751.....	74
IV. Interprétations	81
V. Discussion.....	98
CHAPITRE E : LA DERNIERE DEGLACIATION.....	
I. Le matériel	101

II. Stratigraphie.....	102
III. Les nannofossiles calcaires	103
IV. Discussion.....	109
CHAPITRE F : DISCUSSION GENERALE (IMPLICATIONS ET HYPOTHESES)	115
I. Résultats.....	115
II. Dynamique du nanoplancton calcaire néogène	116
III. Présence et modulation des cycles de 100-ka	118
IV. Hypothèses liées aux changements globaux de fertilité.....	120
ANNEXE 1 : METHODE STATISTIQUE EN VUE D'EXTRAIRE LES ESPECES POTENTIELLEMENT INTERESSANTES POUR UN COMPTAGE. LE CAS D'HAITI.....	122
ANNEXE 2 : PREPARATION DE LAMES D'ESTINEES A LA QUANTIFICATION DE L'ABONDANCE ABSOLUE DE TAXA DE NANNOFOSSILES CALCAIRES.....	125
I. Revue des différentes techniques utilisées	125
II. Technique de décantation aléatoire (ou Random settling technique).....	126
III. Méthode.....	127
IV. Reproductibilité et précision.....	129
V. Calcul du nombre de nannofossiles par gramme de sédiments.....	130
ANNEXE 3 : TABLEAUX DE DONNEES.....	133
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	142

Résumé :

Les variations de composition des assemblages de nannofossiles calcaires de plusieurs séries néogènes (de l'Atlantique Nord et de l'océan Antarctique, secteur indien) ont été étudiées. Un intérêt particulier a été apporté à la quantification des données et à la haute résolution stratigraphique. L'analyse des enregistrements obtenus (grâce en particulier au traitement mathématique des signaux) a permis de montrer la grande sensibilité du nannoplancton calcaire aux variations climatiques :

-(1) Le renouvellement du nannoplancton s'effectue durant la dernière déglaciation (dans l'Atlantique Nord) en suivant de façon proche les changements climatiques.

-(2) Toutes les séries du Miocène étudiées contiennent des signaux périodiques de fréquences identiques à celles de Milankovitch (d'où le lien avec les climats). Il a été possible d'étudier la modulation des cycles de l'excentricité et voir à quelles époques ils sont particulièrement puissants.

-(3) De nombreux changements de composition du nannoplancton observés dans ces séries miocènes sont corrélables directement avec des événements paléocéanographiques ou paléoclimatiques mis en évidence par des études des isotopes stables de l'oxygène ou de la teneur en carbonate de calcium des sédiments.

-(4) L'enregistrement le plus long (de 25 à 8,5 Ma) permet de retracer les mouvements du front polaire Antarctique au Miocène de façon très détaillée (un échantillon tous les 18.000 ans. Cinq grandes phases de refroidissement majeures miocènes ont pu être identifiées.