



HAL
open science

Traçage sédimentologique et géochimique des variations climatiques affectant le continent sud-est asiatique au cours du Quaternaire. Étude de la carotte 1144 (leg ODP 184, mer de Chine du sud)

Fabrice Pluquet

► **To cite this version:**

Fabrice Pluquet. Traçage sédimentologique et géochimique des variations climatiques affectant le continent sud-est asiatique au cours du Quaternaire. Étude de la carotte 1144 (leg ODP 184, mer de Chine du sud). 2000. hal-00021566

HAL Id: hal-00021566

<https://hal.science/hal-00021566>

Submitted on 22 Mar 2006

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.



**MÉMOIRE DE RECHERCHE
DEA 3GS
(Géologie, Géochimie, Géophysique Sédimentaires)**

**Traçage sédimentologique et géochimique des
variations climatiques affectant le continent sud-est asiatique
au cours du Quaternaire
Étude de la carotte 1144 (leg ODP 184, mer de Chine du sud)**

Fabrice PLUQUET

Soutenance : 29 juin 2000 à l'Université de Lille 1

Encadrement :

Christophe Colin (Université de Paris Sud – Orsay)

Alain Trentesaux (Université de Lille 1)

REMERCIEMENTS

Ma reconnaissance s'adresse en tout premier lieu à messieurs Christophe Colin et Alain Trentesaux, embarquants du leg ODP 184, sans qui ce rapport n'aurait jamais pu voir le jour. Je tiens à les remercier très chaleureusement pour leur bonne humeur, leur disponibilité et leurs conseils toujours avisés.

Je remercie également messieurs les professeurs Maurice Pagel et Hervé Chamley pour m'avoir accueilli dans leur laboratoire respectif des universités de Paris sud-Orsay et Lille 1.

Je remercie, à l'université de Paris sud-Orsay, Sébastien Cappy qui a effectué les dosages infrarouges sur une vingtaine d'échantillons de la carotte 1144, à l'occasion de son travail d'étude et de recherche de maîtrise. Je remercie également M. R. Pichon pour avoir accepté de m'initier au maniement, pas toujours simple, du microscope électronique à balayage.

Je remercie, à l'université de Lille 1, messieurs Philippe Récourt et Deny Malengros pour leur disponibilité, ainsi que Viviane Bout pour m'avoir présenté « Mac Diff », un logiciel pratique..., malgré ses « bugs » sans fin.

Je remercie, au LSCE de Gif/Yvette, M. Dominique Blamart pour m'avoir permis d'utiliser le four à induction, et surtout, pour ses remarques, sa clairvoyance et ses conseils fort à propos.

Je tiens également à remercier très sincèrement M. Christian Bühring, de l'université de Kiel (Allemagne), pour avoir accepté de nous communiquer ses résultats de l'analyse isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte 1144.

Je remercie aussi l'ensemble des personnes présentes lors de la réunion sur la mer de Chine organisée début juin à l'université d'Orsay.

Mes remerciements s'adressent également à tous les enseignants du DEA, ainsi qu'à l'ensemble des personnes que j'ai rencontré dans les différents laboratoires et qui se sont intéressées à mon travail.

Enfin, je ne saurais oublier mon frère qui m'a supporté durant plusieurs mois au sein de l'ENVA de Maisons-Alfort, ainsi que ma plus fidèle lectrice.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	p.1
INTRODUCTION	p.4
CHAPITRE I : CONTEXTE DE LA REGION ETUDIEE	p.5
1. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE L'ASIE DU SUD-EST	p.5
1.1. Situation morphostructurale du sous continent chinois	p.5
1.2. Ouverture de la mer de Chine du sud	p.5
2. CONTEXTE CLIMATIQUE	p.8
2.1. Caractéristiques de la mousson chinoise	p.8
2.2. Variation et évolution de la mousson chinoise	p.8
2.3. Conséquences des variations climatiques en mer de Chine du sud	p.9
3. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DE MER DE CHINE DU SUD	p.11
3.1. Budget sédimentaire de la mer de Chine du sud	p.11
3.2. Les vecteurs de transport sédimentaire	p.11
3.2.1. Le réseau hydrographique	p.11
3.2.1.1. Le réseau hydrographique de la rivière des Perles	p.11
3.2.1.2. Réseau hydrographique du Mékong et du Yang Tse Kiang	p.13
3.2.1.3. Les paléorivières de la plate-forme de Sunda	p.13
3.2.2. Circulation océanique	p.15
3.2.3. Circulation atmosphérique	p.15
CHAPITRE II : LOCALISATION DU SITE D'ETUDE – METHODES D'ETUDES MISES EN ŒUVRE	p.18
1. LOCALISATION DE LA CAROTTE 1144	p.18
2. METHODES D'ETUDES MISES EN ŒUVRE	p.20
2.1. Stratégie mise en œuvre	p.20
2.2. Analyse granulométrique	p.20
2.2.1. Principe de fonctionnement du granulomètre laser	p.20
2.2.2. Protocole expérimental	p.22
2.3. Analyse des minéraux argileux	p.22
2.3.1. Confection de pates orientées	p.23
2.3.2. Diffraction des rayons X	p.23
2.4. Analyse des éléments majeurs	p.23
2.4.1. Protocole utilisé	p.23
2.4.2. Analyse préalable de standards	p.24

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATION	p.25
1. MISE EN AGE DE LA CAROTTE 1144	p.25
2. ANALYSE GRANULOMETRIQUE	p.30
3. ANALYSE DE LA FRACTION ARGILEUSE	p.35
4. VARIATION DES ELEMENTS MAJEURS	p.39
CONCLUSIONS	p.48
PERSPECTIVES	p.49
BIBLIOGRAPHIE	p.50
LISTE DES FIGURES	p.51
LISTE DES TABLEAUX	p.54
ANNEXE 1 : Le MEB Philips XL 30	p.55
ANNEXE 2 : Résultats des analyses sur les argiles pour la carotte 1144	p.56
ANNEXE 3 : Résultats des analyses de majeurs pour les standards	p.58
ANNEXE 4 : Résultats des analyses de majeurs de la carotte 1144	p.60

INTRODUCTION

La mousson Est-asiatique est à l'origine d'un balancement saisonnier de la direction et de l'intensité des vents, et contrôle les précipitations ainsi que le type de végétation sur une surface habitée par près du quart de la population mondiale.

L'objectif de la mission ODP 184 qui s'est déroulée en mer de Chine du sud de février à avril 1999 est de reconstituer l'évolution et la variabilité de la mousson Est-asiatique au cours du quaternaire. L'objectif de cette étude est donc d'obtenir des enregistrements sédimentologiques (argiles et granulométrie) et géochimique (analyse des éléments majeurs) continus, afin de reconstruire les variations de la balance altération chimique/érosion physique contrôlée par les conditions climatiques affectant le sous continent chinois. Ceci devrait permettre de séparer dans les enregistrements la part liée aux variations du niveau marin de ce qui peut être imputable au signal de mousson.

Le support utilisé est une carotte sédimentaire marine prélevée au débouché de la rivière des Perles. Cette carotte a été choisie en raison de son taux de sédimentation très élevé qui indique l'important potentiel de ce site à délivrer un enregistrement haute résolution du régime de mousson. L'échelle de temps choisie (300 ka) permet en outre de s'affranchir des contraintes tectoniques.

La compréhension des variations climatiques se produisant en Asie du sud-est est capitale pour mieux appréhender l'avenir des populations asiatiques, mais aussi afin de mieux cerner l'évolution du système climatique de notre planète dans sa globalité.

CHAPITRE I : CONTEXTE DE LA REGION ETUDIEE

La mer de Chine du sud fait partie de l'océan Pacifique. Elle est bordée à l'ouest et au nord par le continent Asiatique (Chine et Vietnam), et à l'est par l'archipel des Philippines. Au nord, l'île de Taiwan sépare la mer de Chine du sud et la mer de Chine de l'est, au niveau des détroits de Bashi et Taiwan. Enfin, au sud, l'île de Bornéo sépare la mer de Chine de l'océan Indien (Fig.1).

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE L'ASIE DU SUD-EST

1.1. Situation morphostructurale du sous continent chinois

Du Crétacé au Paléocène, les structures de la Chine sont principalement dirigées vers l'ouest, avec la Tethys à l'ouest, un arc volcanique trans-himalayen au sud-ouest et de grands bassins à l'est. Ces conditions vont persister jusqu'à la fin de l'Eocène et la collision Inde-Asie. Certaines études indiquent que le soulèvement du plateau Tibétain débuta autour de 20-21 Ma, et qu'il fut accompagné d'une subsidence générale de l'est de la Chine (Copeland, 1987 ; Harrison et al., 1991, 1998). Cependant, une étude de Molnar et al., 1993, plaide plutôt en faveur d'un soulèvement rapide du plateau tibétain au Miocène terminal (10 à 8 Ma) avec une élévation maximale de 5000 m suivi d'une subsidence le ramenant à une altitude d'environ 4000 m. Quelque soit l'hypothèse retenue, la collision Inde-Asie est à l'origine du basculement de l'ouest vers l'est des structures du sous continent chinois (Fig.2).

1.2. Ouverture de la mer de Chine du sud

En relation avec la déformation de l'Asie, un grand nombre de mers marginales sont apparues dans le Pacifique ouest au cours de la fin du Miocène. Dans ce contexte, plusieurs modèles proposant une explication à l'ouverture de la mer de Chine du sud se rencontrent dans la littérature. Un premier modèle relie l'ouverture du bassin de mer de Chine du sud avec un déplacement de 500 à 600 km le long de la faille de la « rivière rouge » située à proximité d'Hanoi, durant l'Oligocène et le Miocène (Scharer et al., 1990 ; Briaies et al., 1993). D'autres modèles privilégient plutôt l'ouverture d'un bassin arrière arc en arrière d'une zone de subduction sous l'île de Bornéo (Holloway, 1982) ou sous l'archipel des Philippines (Taylor et Hayes, 1980). La présence de croûte océanique au centre du bassin (Fig.2) et de récifs coralliaires sur la pente sud, seraient les témoins du rifting qui s'est produit lors de l'ouverture de la mer de Chine du sud (Jin, 1992).

La morphologie actuelle de la mer de Chine du sud est étroitement liée à la rotation de la plaque des Philippines à l'est et à la collision avec la plaque Australienne plus au sud (Packham, 1996). La collision de l'arc de Luzon avec la plaque Eurasienne qui a débuté il y a 6,5 Ma a engendré l'émergence de l'île de Taiwan et du détroit de Bashi. Ces collisions ont contribué à l'isolement de la mer de Chine du sud. Actuellement, la mer de Chine du sud disparaît peu à peu dans la subduction-collision qui, des Philippines à Taiwan, amène l'arc insulaire philippin à chevaucher la marge continentale asiatique.

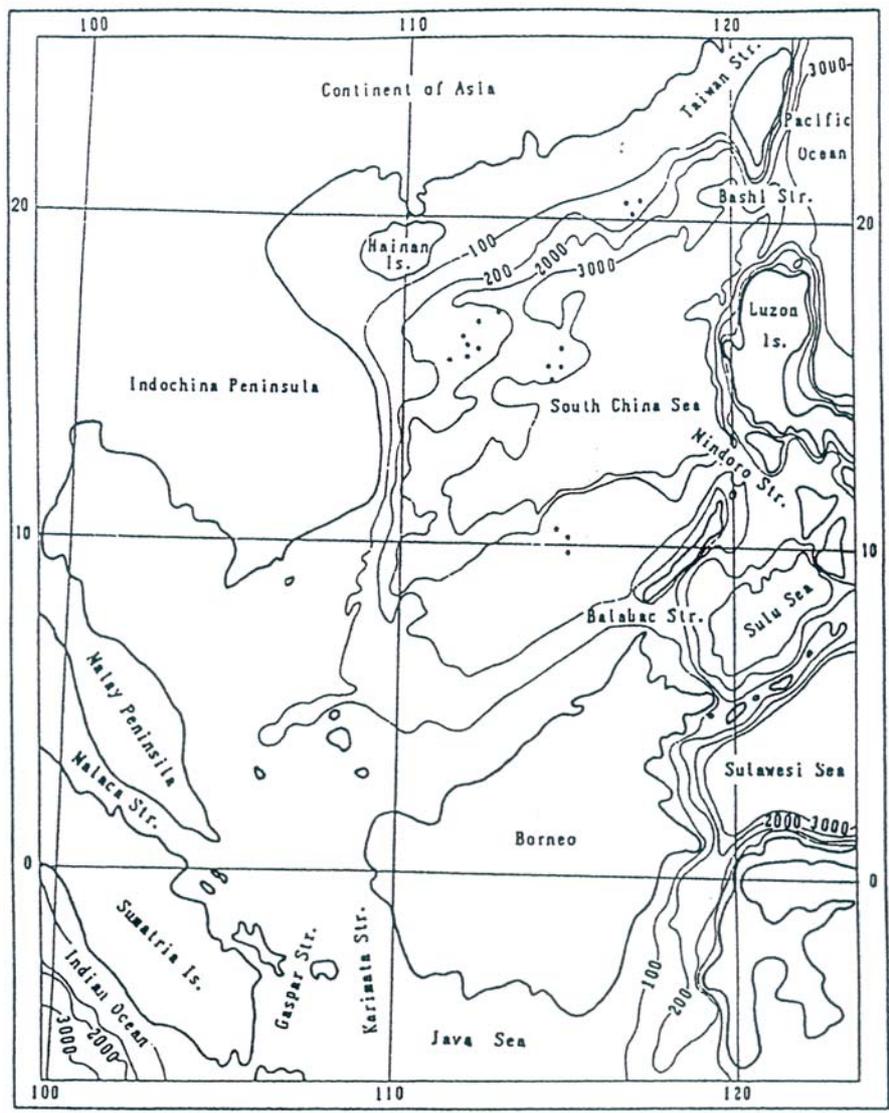


Fig.1- Position géographique de la mer de Chine du sud

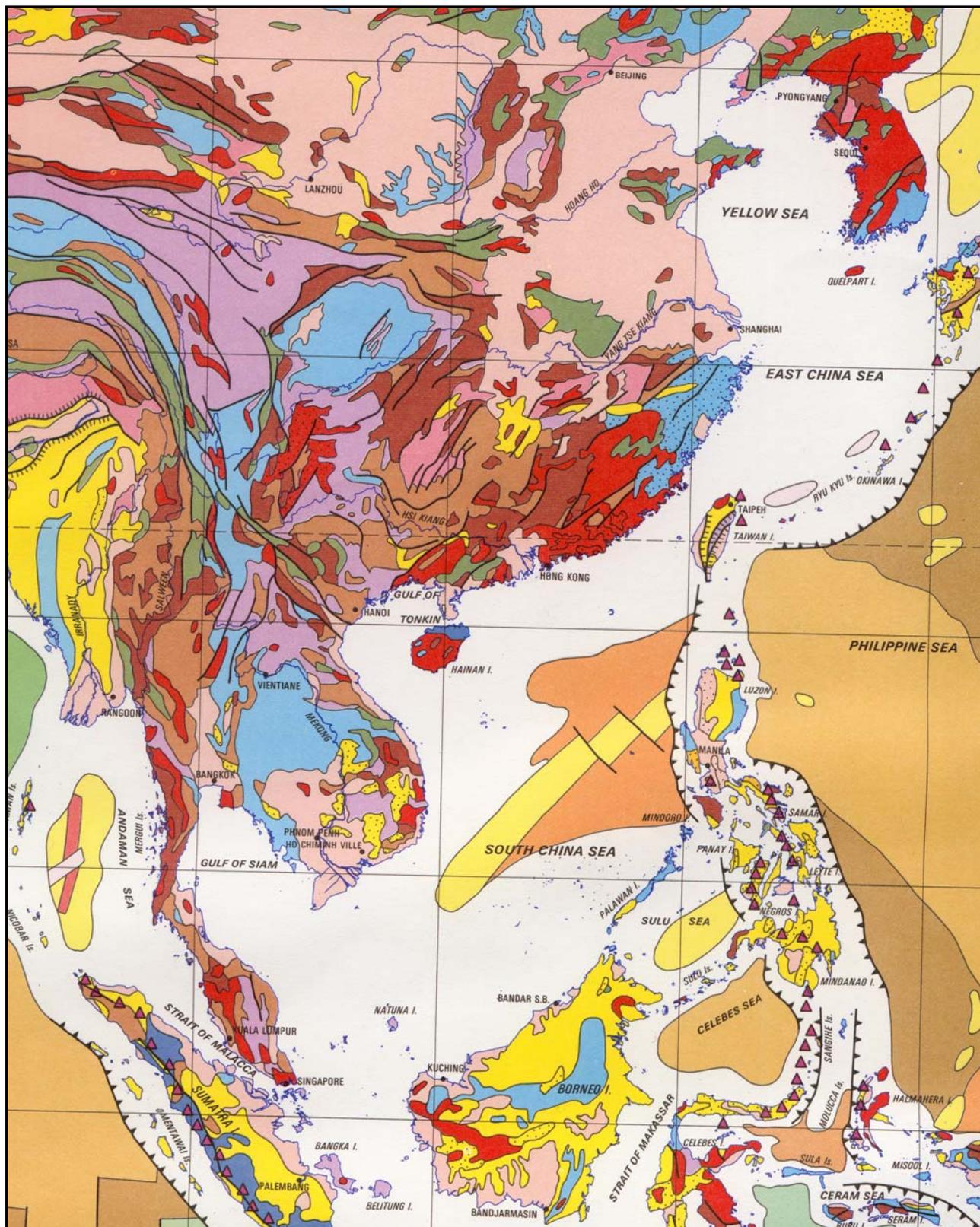


Fig.2- Carte géologique de l'Asie du Sud-Est
Carte CGMW-UNESCO (1990)

2. CONTEXTE CLIMATIQUE

Le climat affectant l'Asie du sud-est est principalement régi durant le Quaternaire par :

- La mousson chinoise, dont la variabilité est contrôlée par les variations d'insolation reçue aux basses latitudes.
- Les alternances glaciaire/interglaciaire, essentiellement contrôlées par les variations de l'insolation reçue aux hautes latitudes.

2.1. Caractéristiques de la mousson chinoise

La mousson est-asiatique (ou mousson chinoise) peut être considérée comme un sous-système appartenant à l'Asie des moussons. D'une façon générale, on admet que les climats de mousson résultent des interactions dynamiques entre la terre et l'océan, *via* l'atmosphère. La mousson chinoise est engendrée par la différence calorifique qui existe entre le continent asiatique et les océans adjacents, l'océan Pacifique à l'est et l'océan Indien au sud-est. En été, parce que la capacité calorifique de l'eau est plus importante que celle des terres émergées (dissipation d'énergie par évaporation et agitation de l'eau), l'océan se réchauffe moins rapidement que le continent. Cette différence calorifique provoque la mise en place d'une zone de hautes pressions au-dessus de l'océan Pacifique (air froid), et d'une zone de basses pressions centrée sur l'Asie du Sud-Est (air chaud). Cette distribution des masses d'air induit un gradient de pressions atmosphériques entre l'océan et le continent, à l'origine d'un flux d'air maritime chargé d'humidité vers l'Asie. Ce phénomène couramment appelé mousson d'été, déverse de fortes précipitations de mai à septembre sur une région habitée par le quart de la population mondiale. Les précipitations estimées à environ 20 mm/j sont responsables d'inondations dévastatrices en Chine, comme celles survenues encore récemment en bordure du Fleuve Jaune.

A l'inverse, une zone de hautes pressions se développe au-dessus de l'Asie centrale avec le retour de l'hiver, tandis que de basses pressions s'installent sur un océan relativement plus chaud (rôle de "volant thermique" de l'océan). La mousson d'hiver est caractérisée par un gradient de pressions inversé par rapport à celui de l'été, qui engendre à son tour un flux d'air froid et sec s'éloignant de l'Asie vers le Pacifique. L'intensité des flux de mousson d'hiver est toutefois plus faible que celle des flux de mousson d'été (Fig.3).

Enfin, signalons que les moussons indiennes et est-asiatiques présentent des caractéristiques différentes, bien qu'étant très étroitement liées. En mer de Chine du sud, les moussons d'été sont caractérisées par des vents du sud relativement modérés (5 m/s), un faible upwelling en bordure du Vietnam et d'intenses précipitations sur l'Asie du sud-est. Au contraire, les moussons d'été présentent de forts vents du sud-ouest (10 m/s) et sont à l'origine d'intenses upwelling en mer d'Arabie.

2.2. Variation et évolution de la mousson chinoise

A l'échelle des temps géologiques (Prell et Kutzbach, 1992), l'évolution et la variabilité du système de mousson Asiatique est le reflet de mécanismes de forçages climatiques et tectoniques incluant :

- Le soulèvement de l'ensemble Himalaya-Tibet (impact à long terme sur l'évolution de la mousson : 10^6 ans).
- La modification de la teneur en CO₂ dans l'atmosphère.
- Les variations des paramètres orbitaux entraînant des changements d'insolation.
- Les rétroactions internes au système de mousson.

Cependant, nous pouvons penser que les variations cycliques de la mousson asiatique sont principalement liées aux variations de paramètres orbitaux, entraînant une modification de l'insolation et le changement de configuration des terres et des mers suite aux variations du niveau marin (An et al., 1990 ; De Noblet et al., 1996). Ces variations des régimes de mousson ont été mises en évidence dans les lèss de Chine centrale (An et al., 1990, 1991, 1992 ; Xiao et al., 1993 ; Zhou et al., 1996 ; Chen et al., 1997), à partir d'assemblages polliniques provenant du lac Toushe au centre de l'île de Taiwan (Huang et al., 1997) et, enfin, à partir de carottes prélevées en mer de Chine du sud (Wang et al., 1999). En outre, Porter et An (1995) suggèrent des liens entre les variations climatiques en Chine et les conditions régnant dans l'Atlantique nord, en raison des similarités existant dans l'enregistrement des oscillations de faibles amplitudes des températures des eaux de surface (SST) en mer de Norvège et dans les lèss du plateau chinois au cours du Youger Dryas (10-12 ka).

Durant les périodes glaciaires, la mise en place d'une calotte de glace dans l'hémisphère nord et la chute du niveau marin qui augmente la distance séparant l'océan de la Chine intérieure, favorisent l'accroissement du gradient de pression atmosphérique entre la terre et l'océan, ce qui contribue à intensifier le flux de mousson d'hiver (Wang et Oba, 1998). Au contraire, avec le retour de conditions plus chaudes, la surface recouverte par les glaces s'amenuise et le niveau marin remonte, entraînant un affaiblissement de la mousson d'hiver et de façon simultanée, une amplification des moussons estivales. La figure 4 représente de façon synthétique l'histoire de la mousson Est Asiatique au cours des derniers 25 ka, et précise son impact sur le climat. Une importante conséquence des conditions glaciaires est l'intensification de l'aridité en Chine. En effet, un affaiblissement des moussons d'été, principales sources de vapeur d'eau des précipitations sur l'est de la Chine, entraîne une réduction correspondant à $\frac{1}{8}$ à $\frac{1}{4}$ des précipitations annuelles. Le forçage orbital influe sur l'intensité des moussons en modifiant l'insolation aux basses latitudes (Clemens et al., 1991). Cependant, parmi les trois composantes des paramètres orbitaux, la précession des équinoxes semble jouer un rôle majeur en modifiant la différence de température entre l'hiver dans l'hémisphère nord et l'été dans l'hémisphère sud. La mousson sera donc extrêmement sensible à la précession et présentera une cyclicité de 23 ka.

Enfin, signalons que selon Wang et al. (1999), il semblerait que l'on assiste depuis 600 ans à une montée en puissance des précipitations de mousson d'été au travers de la Chine du sud, comme le prouve la diminution de salinité des eaux de surface. On peut donc imaginer une intensification des flux de mousson d'été dans le futur. Cette observation semble en accord avec l'augmentation des températures enregistrées dans la carotte de glace GISP 2, au Groenland.

2.3. Conséquences des variations climatiques en mer de Chine du sud

Durant le dernier maximum glaciaire, la baisse du niveau marin d'environ 120 m a fortement altéré la morphologie de la mer de Chine du sud, en provoquant l'émersion de 3 grands plateaux continentaux. Il s'agit des plateaux du Sahul, de la mer de Chine de l'est et de Sunda, représentant une surface de 3 900 000 km², soit l'équivalent en surface du sous continent Indien. La mer de Chine du sud perdit ainsi 52 % de sa surface, et fut réduite en un bassin partiellement clos (Wang et al., 1995). Nous en reparlerons dans la suite de ce chapitre, lors de l'évocation de la circulation océanique. On peut cependant penser que les surfaces émergées en périodes glaciaires ont permis d'augmenter les quantités d'apports terrigènes vers la mer de Chine du sud, en approchant les sources des lieux de dépôts.

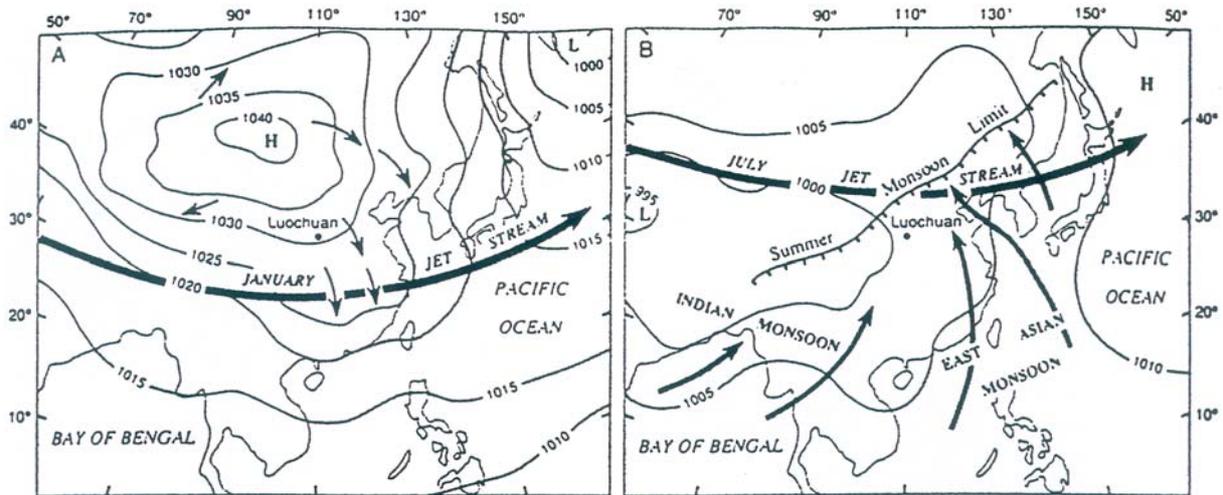


Fig.3- Régimes de mousson d'été (A) et d'hiver (B) affectant l'Asie du sud-est

(D'après Zhang et al., 1992 et Chinese Academy of Sciences, 1984. In Porter et An, 1995).

Sur les 2 cartes ont été reportés les valeurs des pressions atmosphériques au niveau de la mer, la localisation du jet stream et les vecteurs de vents dominants. La taille et l'épaisseur des flèches sont fonction de l'intensité des courants.

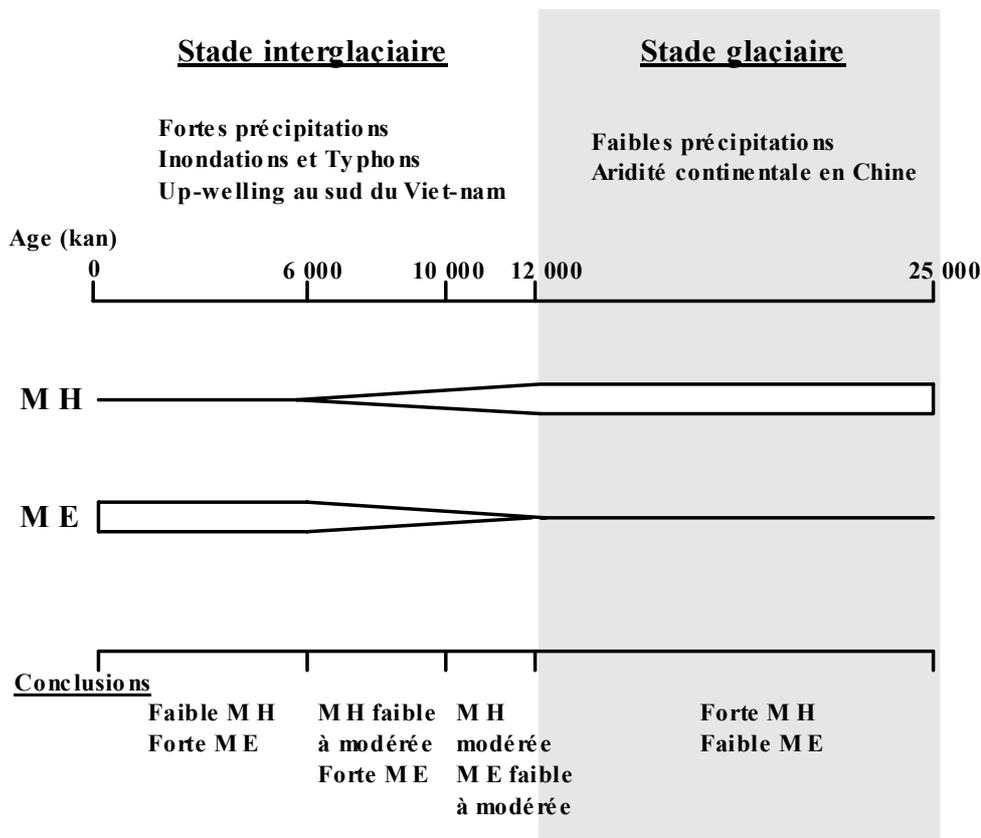


Fig.4- Evolution de la mousson Chinoise au cours des stades isotopiques 1 et 2

Figure inspirée d'après Huang et al. (1997) et Wang et al. (1999).

L'évolution est établie à partir de proxy provenant de carottes de mer de Chine du Sud et du lac Toushe (Taiwan).

M H signifie mousson d'hiver et M E signifie mousson d'été.

3. CONTEXTE SEDIMENTAIRE DE MER DE CHINE DU SUD

3.1. Budget sédimentaire de la mer de Chine du sud

Les sédiments qui se déposent actuellement en mer de Chine du sud sont principalement constitués de matériel terrigène, de carbonates biogéniques, d'opale et d'une petite fraction de cendres volcaniques (Chen et Tan, 1997 ; Niino et al., 1992). La majorité des apports de sédiments clastiques proviennent de la rivière des Perles, du Mékong et du Yantsé, ainsi que des flux de particules éoliennes, notamment durant la mousson d'hiver (*cf.* § 3.2). Le plateau continental de mer de Chine du sud est recouvert de sédiments hémipélagiques, en raison de la position actuelle de la CCD au environ de 3800 m (Thunell et al., 1992) et des apports terrigènes importants (Su et Wang, 1994). Au contraire, les environnements marins plus profonds sont recouverts de sédiments pélagiques argileux. La figure 5 présente le budget sédimentaire actuel en mer de Chine du sud.

3.2. Les vecteurs de transport sédimentaire

Les apports sédimentaires vers la mer de Chine du sud se font essentiellement par l'intermédiaire des grands fleuves qui parcourent le sous continent chinois. Cependant, il s'avère également nécessaire d'évaluer la contribution des apports éoliens, ainsi que le rôle des courants océaniques.

3.2.1. Le réseau hydrographique

3.2.1.1. Le réseau hydrographique de la rivière des Perles

Le delta de la rivière des Perles est, de par sa superficie, l'un des plus importants deltas de la côte chinoise avec ceux du Fleuve Jaune et du Yang Tse Kiang, au débouché de la plus grande plaine littorale de Chine du sud (Fig.6). Il se situe à la confluence de 3 fleuves : le Xijiang, le Beijiang et le Dongjiang. Avant d'entrer dans le delta, ces fleuves ont respectivement parcouru les terres ouest, nord et est de la province du Guangdong, soit un bassin hydrographique de 453 700 km².

Le Xijiang est l'élément majeur, sa longueur fait de lui le troisième fleuve Chinois, si l'on excepte l'Amour qui s'écoule en grande partie sur le territoire Russe. Il prend sa source dans les montagnes de la province du Yunnan et se dirige vers l'est pendant 2110 km, serpentant au travers de la région du Guangxi en empruntant les tracés d'anciennes failles, avant d'entrer dans la plaine de Canton. Le tracé du Xijiang, comme de l'ensemble des fleuves de la région, se trouve donc sous un contrôle tectonique. Le Xijiang est un fleuve très puissant dont le débit peut atteindre 59 000 m³/s, et qui transporte en moyenne 95 x10⁶ tonnes de sédiments par an (Tableau 1). Il s'agit donc d'un des vecteurs de transport principaux pour les apports de sédiments vers la mer de Chine du sud. Ces apports sont responsables de la modification du trait de côte et de la morphologie du delta. Selon Huang (1982), les terres avancent annuellement de 50 à 120 m au niveau de l'embouchure principale du delta, mais cette vitesse d'extension a varié au cours du temps.

Signalons enfin que la rivière des Perles est le fleuve le plus court, tirant ses eaux de la réunion de rivières secondaires issues du réseau hydrographique du Beijiang (Xu, 1988). Elle ne doit son rôle de fleuve éponyme qu'à sa situation exceptionnelle, faisant de Canton un carrefour commercial majeur.

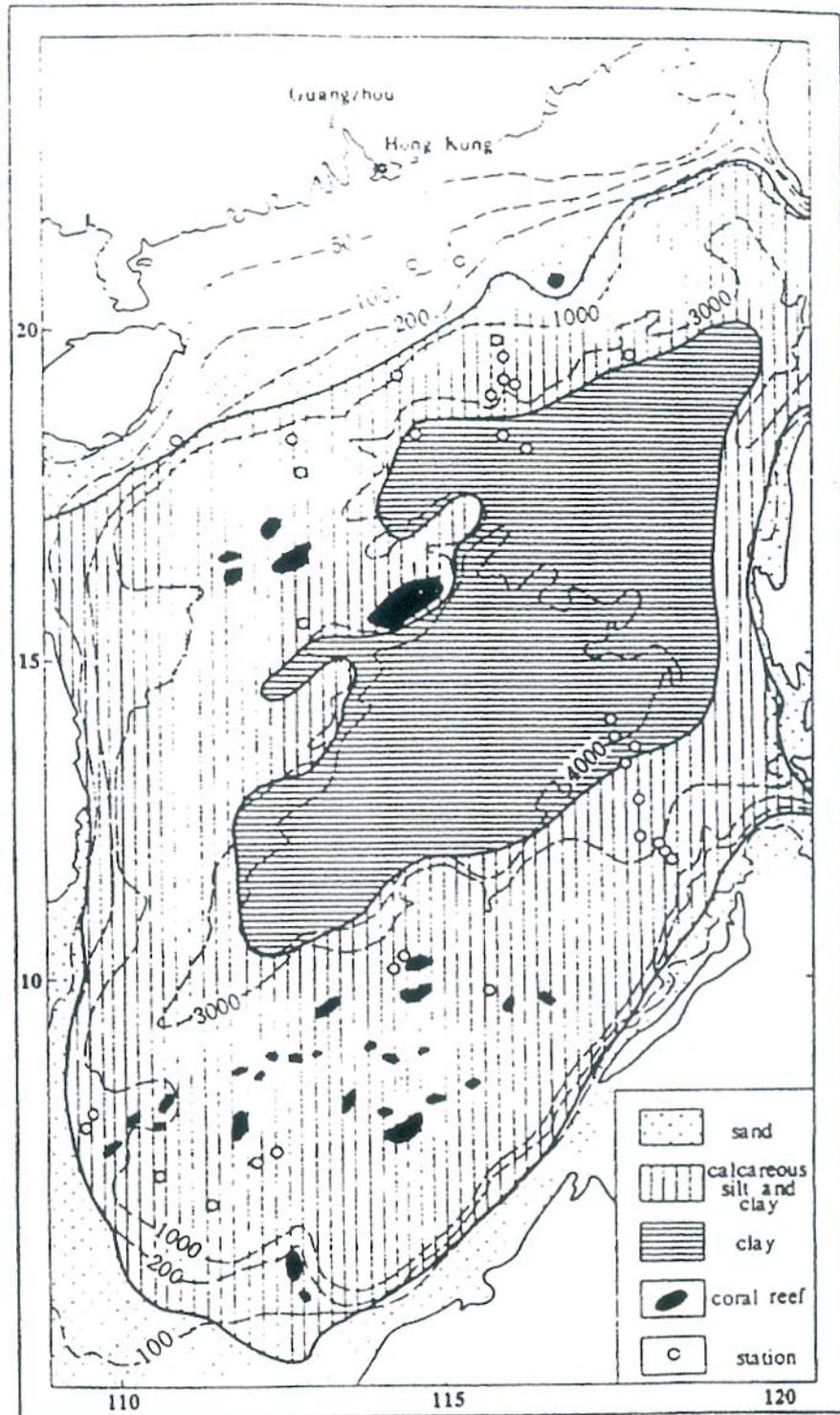


Fig.5- Répartition des sédiments actuels en mer de Chine du sud
(d'après Wang et al., 1995)

3.2.1.2. Réseau hydrographique du Mékong et du Yang Tse Kiang

Bien que leurs embouchures soient relativement éloignées de la zone étudiée, il convient pour des raisons de courantologie océanique et de paléomorphologie du littoral décrites dans la suite de ce chapitre, de tenir compte des apports sédimentaires du fleuve bleu (Yang Tse Kiang) et du Mékong.

Le Yang Tse Kiang est le plus long fleuve de Chine. Il prend sa source sur le haut plateau du Tibet, puis s'écoule sur 6000 km avant de se jeter dans la mer de Chine de l'est au niveau de Shanghai. Le Yang Tse Kiang draine environ le quart du territoire Chinois, son débit est de 34 000 m³/s, et il transporte à la mer 4.8 x10⁸ tonnes de sédiments chaque année (Qin, 1994).

Le Mékong est le cinquième plus long fleuve du continent asiatique. Il mesure environ 4200 km de long. De ses sources, situées à 5000 m d'altitude dans l'est du plateau du Tibet, il coule vers le Sud-Est du Vietnam. Le Mékong draine environ 800 000 km² et son débit varie actuellement entre 15 000 m³/s en saison sèche et 30 000 m³/s à la saison des pluies, de septembre à octobre. Nous pouvons estimer qu'il transporte annuellement 200 x10⁶ tonnes de sédiments à la mer.

3.2.1.3. Les paléorivières de la plate-forme de Sunda

Au cours des dernières glaciations, la baisse du niveau marin est à l'origine de l'émergence de la plate-forme de Sunda. Wang et al., 1999, ont montré un excès d'argiles et mis en évidence une réduction de la salinité des eaux de surface à proximité de la marge sud de la mer de Chine du sud durant les stades glaciaires 2 et 4, indiquant d'importants apports fluviaux. Ils en ont conclu que la plate-forme de Sunda devait être humide et drainée par des rivières, dans un environnement semblable à celui de l'Amazonie actuelle. Ils considèrent également que cette région a servi de refuge à la forêt tropicale en période glaciaire, ce que confirment les enregistrements polliniques marins (Sun, 1997 in Wang et al., 1999). Dans ces conditions, les paléorivières de la plate-forme de Sunda sont donc susceptibles d'avoir fourni d'importantes quantités de sédiments vers la mer de Chine du sud, dont il faudra tenir compte lors de l'étude de la carotte 1144.

	Longueur (km)	Surface Drainée (km ²)	Debit (m ³ /s)	Charge (x 10 ⁶ t/an)
Rivière des Perles	2110	453 700	59 000	95 dont 89 en suspension
Yang Tse Kiang	6000	1 800 000	34 000	480
Mékong	4200	800 000	25 000	200

Tableau 1 : **Bilan des principaux fleuves à proximité de la mer de Chine du sud**

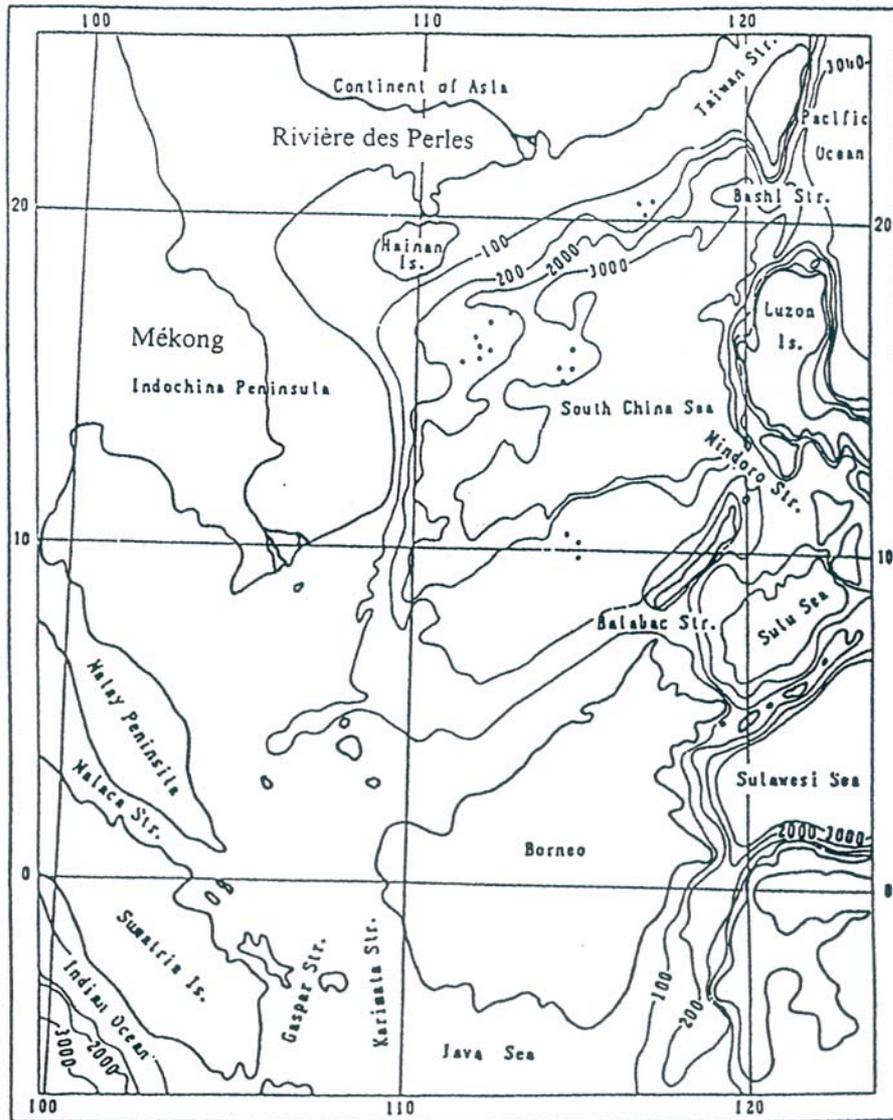


Fig.6- Localisation de la rivière des Perles et du Mékong

3.2.2. Circulation océanique

La circulation océanique de surface est principalement contrôlée par les vents, la force de Coriolis et la distribution des continents. En ce qui concerne la mer de Chine du sud, la direction et l'intensité des courants de surface sont étroitement liées à la direction et l'intensité des vents de la mousson chinoise. L'alternance saisonnière des vents dominants (mousson du Sud Ouest en été, mousson du Nord Est en hiver) est responsable d'un schéma où les courants de surface présentent des directions opposées durant l'été et l'hiver (Wang et Wang, 1990 ; Huang et al., 1997). La mousson d'été provoque le passage d'eau chaude tropicale de l'océan Indien vers la mer de Chine du sud par le détroit de Karimata, au sud de Bornéo (Fig.7 A) . Ce flux d'eau chaude n'entraîne cependant pas de variations significatives de la SST (Fig.8 A). En hiver, au contraire, les vents du Nord Est provoquent la mise en place d'un courant froid côtier qui pénètre dans la mer de Chine du sud par les détroits de Bashi et Taiwan (Shaw, 1991 ; cf. Fig.7 B). Le flux d'eau froide provenant du Nord Est est à l'origine d'un gradient de température des eaux de surface en mer de Chine du sud, de 16°C au nord à 27°C au sud (Fig.8 B).

La circulation de surface est également contrainte par la morphologie de la côte. Durant le dernier maximum glaciaire, la baisse du niveau marin de 120 m, a transformé la mer de Chine du sud en un bassin semi-fermé, principalement ouvert vers le Pacifique par le détroit de Bashi, au nord. Selon Wang et al., 1995, la circulation océanique de surface était totalement différente de celle que nous connaissons actuellement, avec une circulation d'eau froide dans le sens anti-horaire en hiver, et une circulation d'eau froide dans le sens horaire en été (Fig.9 A et B). Il convient cependant de conserver un esprit critique à l'égard de ces reconstitutions saisonnières de circulation des eaux de surfaces au dernier maximum glaciaire, basée exclusivement sur l'action supposée des vents dominants.

L'importance des courants en mer de Chine du sud et leur alternance saisonnière est à prendre en compte dans la recherche des sources potentielles en sédiments. Ils représentent le vecteur de transport des sédiments du Mékong et du Yang Tse Kiang vers le site ODP 184.

3.2.3. Circulation atmosphérique

Le climat chinois se caractérise par une alternance saisonnière entre les moussons est asiatiques d'hiver et d'été. Selon Rea et Leinen, 1985, 1988, les vents de nord-ouest de la mousson d'hiver sont responsables de la déflation et du transport aérien de particules depuis les bassins désertiques de l'Asie centrale vers l'océan Pacifique et la mer de Chine (Fig.10). A l'heure actuelle cependant, la quantification des flux de particules éoliennes parvenant jusqu'à la mer de Chine est assez difficile par manque de données. Néanmoins, l'intensification de la mousson d'hiver durant les périodes glaciaires a pu être à l'origine d'un transport de particules plus important, et donc d'une augmentation des taux d'accumulation de poussières éoliennes en mer de Chine du sud (Xiao et al., 1995). Quoiqu'il en soit, nous devons tenir compte dans le reste de cette étude d'apports éoliens certainement importants.

Enfin, les vents du sud-est de la mousson d'été constituent le vecteur de transport privilégié des particules volcaniques issues de l'éruption des volcans philippins et indonésiens. Il sera donc normal, le cas échéant, d'observer des niveaux de cendres dans les sédiments de mer de Chine du sud.

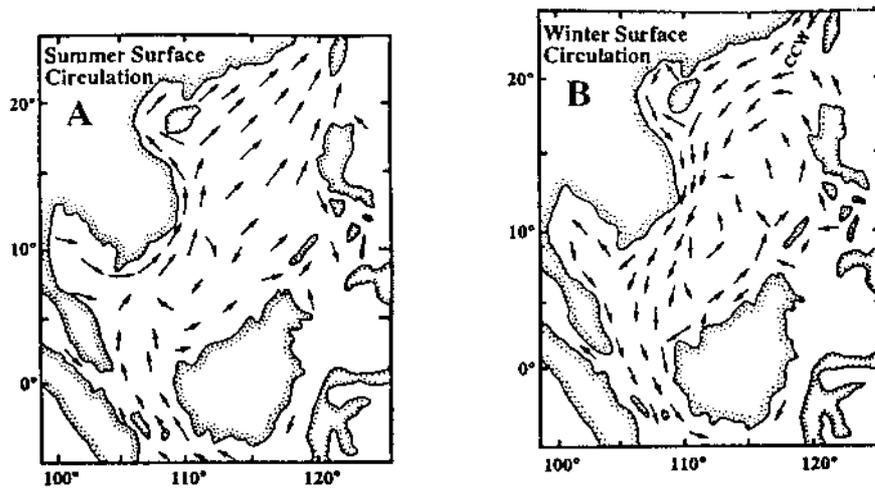


Fig.7- Circulation de surface en mer de Chine du Sud durant l'été (A) et l'hiver (B)

(D'après Huang et al., 1997)

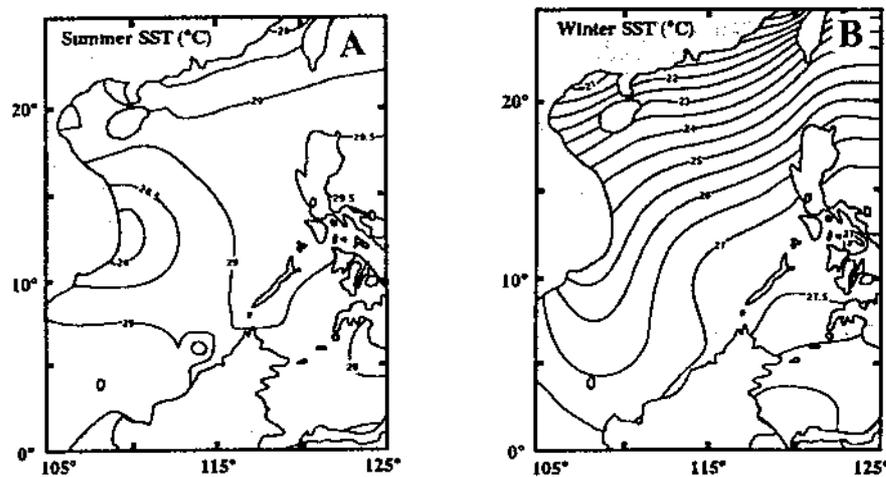


Fig.8- Température des eaux de surface en mer de Chine du Sud, l'été (A) et L'hiver (B)

(D'après Huang et al., 1997)

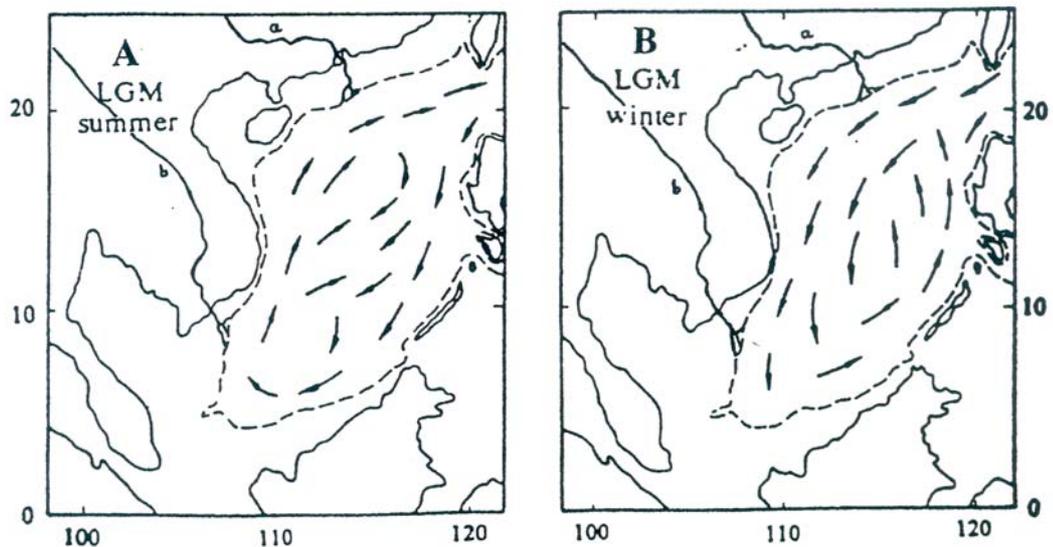


Fig.9- Modèle de circulation de surface en mer de Chine du Sud au dernier maximum glaciaire durant l'été (A) et l'hiver (B)

(D'après Wang et al., 1995)

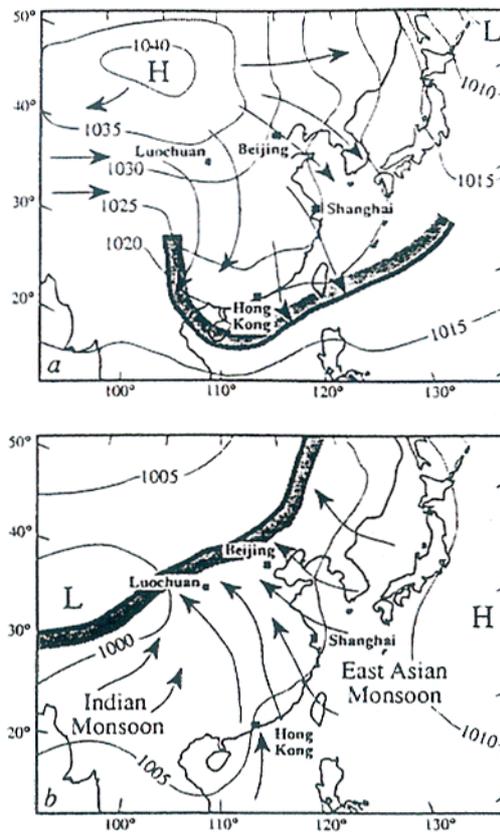


Fig. 10- Variations de la direction des vents dominants chargés de particules en fonction des alternances du régime de mousson

a représente la direction des vents dominants durant la mousson d'hiver. Le transport des particules éoliennes s'effectue depuis le plateau désertique de Chine centrale vers le Pacifique et la mer de Chine du sud.

b représente les vents dominants durant la mousson d'été.

La lettre H indique le cœur de la cellule de hautes pressions, tandis que la lettre L indique le cœur de la cellule de basses pressions

CHAPITRE II : LOCALISATION DU SITE D'ETUDE – METHODES D'ETUDES MISES EN ŒUVRE

1. LOCALISATION DE LA CAROTTE 1144

La carotte 1144, qui sert de support à ce travail, a été collectée au cours du Leg ODP 184 s'étant déroulé en mer de Chine du sud, de février à avril 1999. Cette carotte a été prélevée sur la pente continentale, à proximité de l'embouchure de la rivière des Perles ($20^{\circ}03.18'N$, $117^{\circ}25.14'E$), et a une profondeur de 2037 m (Fig.11). Sa longueur est de 522 m. Elle a été choisie en raison de son taux de sédimentation très élevé, qui indique l'important potentiel de ce site à délivrer un enregistrement haute résolution de la mousson au cours du quaternaire (Wang et al., 1999).

L'étude de profils sismiques réalisés au cours de la mission montre que la surface sédimentaire à proximité du site 1144 est irrégulière. Des rides géantes de contourites de l'ordre de 50 à 100 m de hauteur ont été observées. Le site 1144 est précisément localisé au sommet d'une grande ride, dont la structure sismique laisse apparaître des réflecteurs relativement uniformes (Fig.12). Cette structure suggère l'absence de glissements gravitaires de type turbidite.

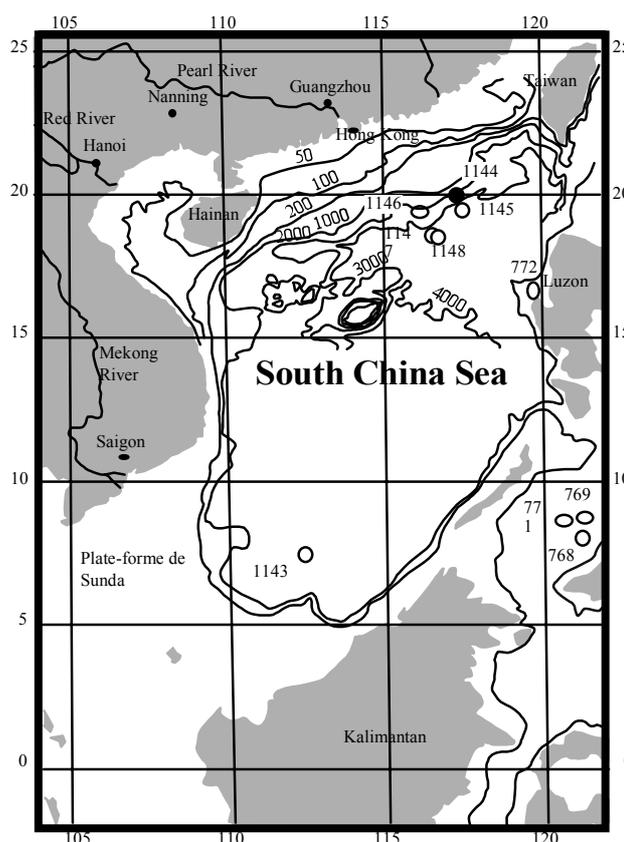


Fig.11- Localisation des forages effectués lors du leg ODP 184 en mer de Chine du sud

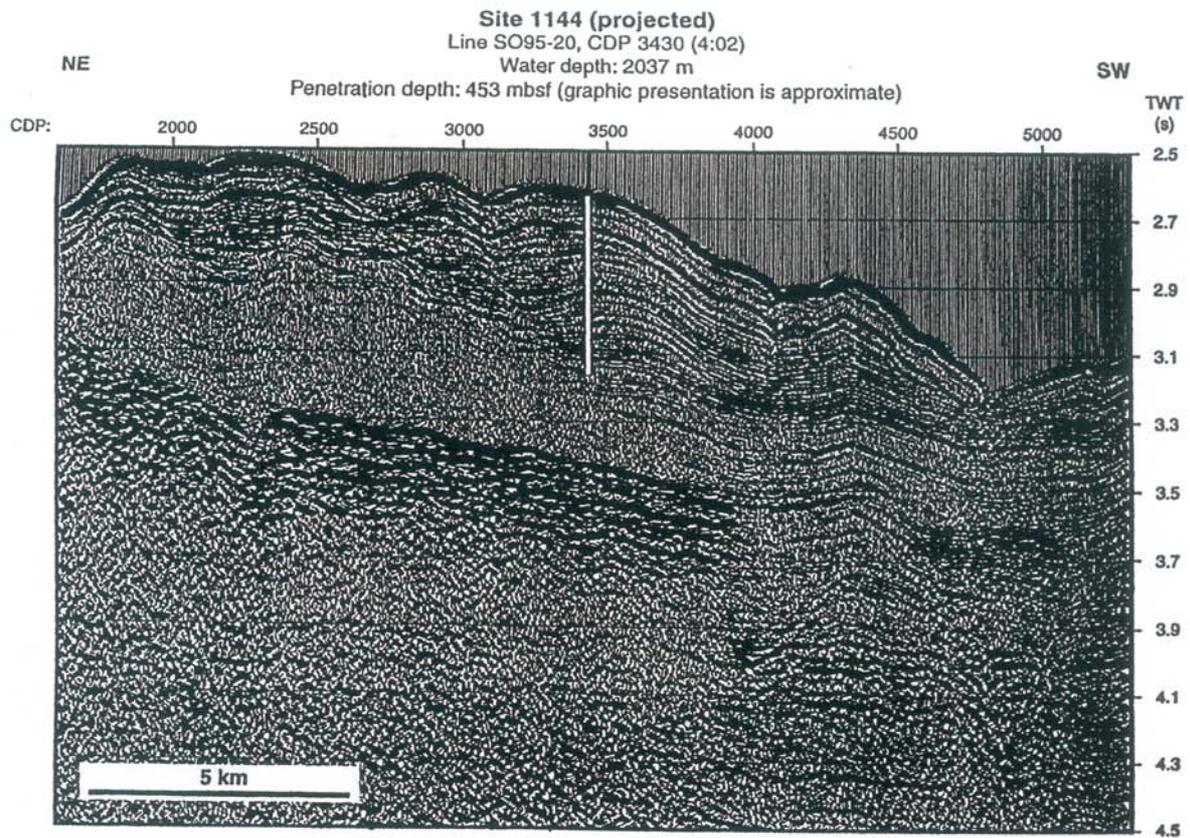
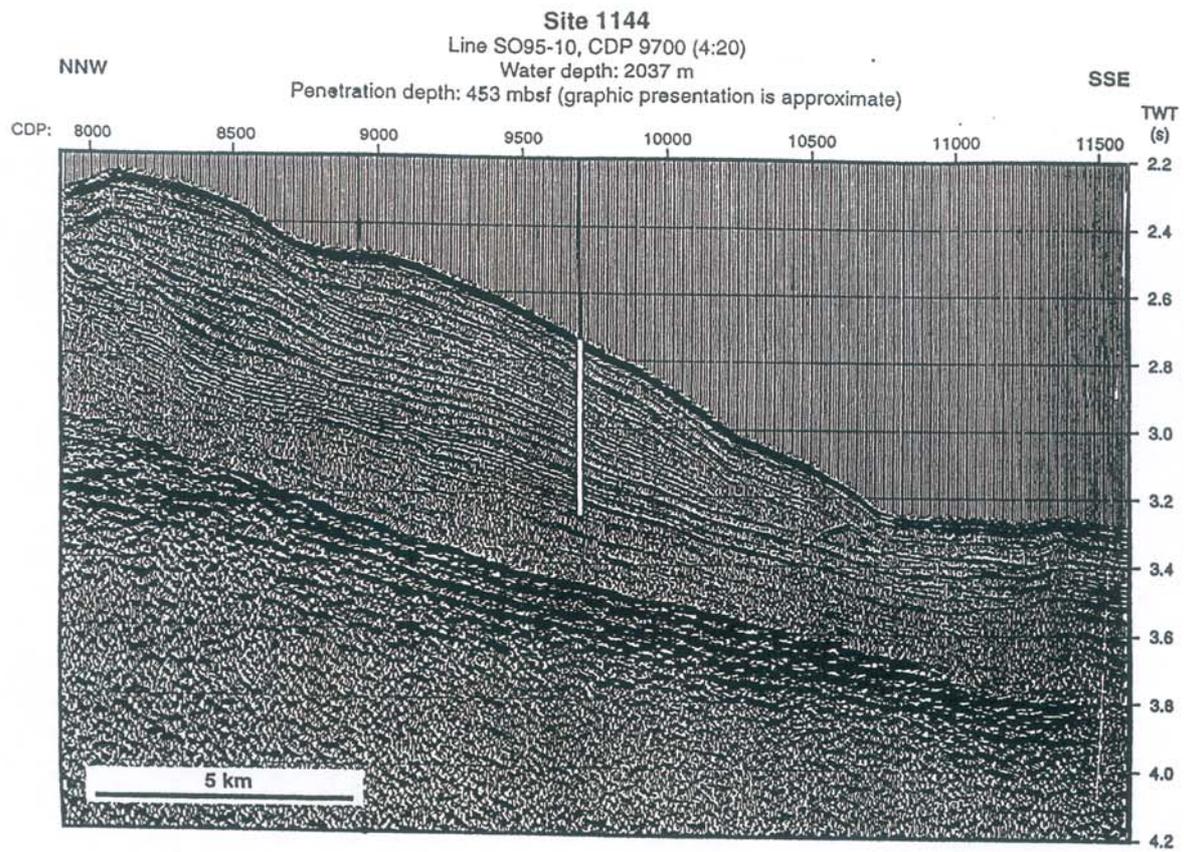


Fig.12- Profils sismiques réalisés au cours de la mission sur le site de forage de la carotte 1144

2. METHODES D'ETUDES MISES EN ŒUVRE

2.1. Stratégie mise en œuvre

Afin de décrypter les informations contenues dans le sédiment de la carotte 1144 et de reconstruire les variations de la balance altération chimique /érosion physique, il m'est apparu essentiel d'utiliser différents marqueurs :

- **L'analyse granulométrique**

Cette analyse vise à comparer le diamètre relatif des particules constitutives des différents échantillons provenant de la carotte 1144 afin de caractériser des changements climatiques se traduisant par des modifications dans les apports sédimentaires. L'analyse granulométrique a été effectuée par granulométrie-laser. Il s'agit d'une technique simple, rapide (5 minutes par analyse environ), et peu onéreuse. Nous avons donc pu l'utiliser en routine sur un grand nombre d'échantillons (93) provenant de la carotte 1144.

- **La minéralogie des argiles**

Nous avons choisi de nous intéresser aux argiles dans le cadre de cette étude, car elles peuvent être utilisées comme traceur climatique, puisque résultant de l'altération des sols (H. Chamley, 1988, 1989). En effet, les argiles sont le fruit de l'altération chimique dont l'intensité est fortement contrôlée par le climat.

- **La géochimie des éléments majeurs**

L'analyse des éléments majeurs de la fraction sédimentaire terrigène est ici réalisée dans le but d'obtenir des informations concernant les variations d'intensité des processus d'altération chimique, induites par des modifications climatiques.

2.2. Analyse granulométrique

2.2.1. Principe de fonctionnement du granulomètre laser

Dans le cadre de l'analyse granulométrique, nous avons utilisé un banc de granulométrie-laser, constitué d'une source de lumière monochromatique de longueur d'onde égale à 750 nm (source laser).

Les échantillons à analyser sont dispersés dans une cuve contenant un solvant, puis le fluide chargé en particules va circuler dans l'appareil et passer devant le faisceau laser. Les particules, assimilées à des sphères, vont alors modifier le parcours de la lumière : les grosses particules engendreront des rayons diffractés de faible incidence, tandis que les plus petites engendreront des rayons diffractés de forte incidence. Tous les rayons diffractés ayant la même incidence seront ensuite concentrés en un même point, sur le même détecteur, par l'intermédiaire de lentilles de Fourier (Fig.13). A chaque détecteur correspondra un pic d'intensité caractéristique d'une seule et même taille de particules, dont l'intensité est fonction de la concentration en particules. Un logiciel informatique traite ensuite l'ensemble des données et fournit, pour chaque échantillon analysé, une courbe de fréquence granulométrique, une courbe cumulative, ainsi qu'un grand nombre d'informations statistiques utiles tel que le mode, la moyenne, et le classement (Fig.14).

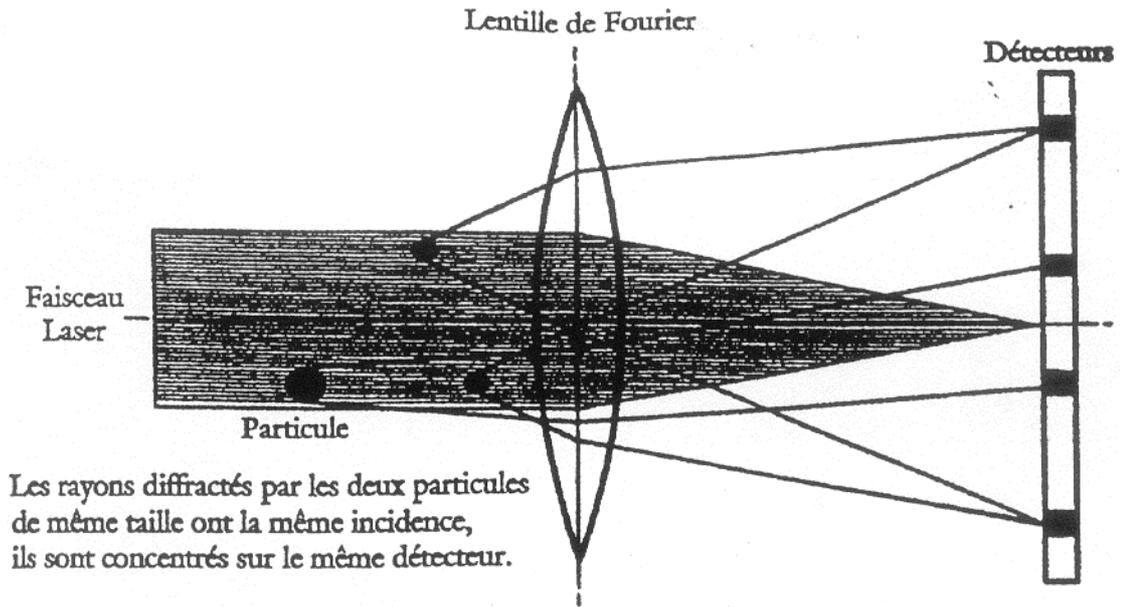


Fig.13- Principe de fonctionnement du granulomètre-laser

Sédimentologie et Géodynamique Université de Lille 1			
Echantillon : 1144A 4h2		Mesure N° 13	
Fichier d'échantillons : FABRICE, Enregistrement : 7		Mesuré le Jeu 10 Fév 2000 09:53	
Présentation : 20HD	Modèle très polydispersé	Résultat en volume	Focale = 100 mm.
Résidu = 0.140 %	Concentration = 0.013 %	Obscurcissement = 17.91 %	
Percentiles en µm	D1 = 0.72 D5 = 1.48	D10 = 2.18 D16 = 2.96	D25 = 4.29 D50 = 5.12
D70 = 17.64 D75 = 20.98	D84 = 30.04 D90 = 40.08	D95 = 55.94 D99 = 105.98	
Mode = 9.41 µm	Médiane = 9.52 µm	Médiane de Folk = 14.17 µm	Grain moyen = 14.90 µm
Classement = 2.21	Asymétrie = 0.99	Kurtose = 0.22 µm	Argiles < 2µm : 8.8 %
Argiles < 3µm : 22.5 %	Sable : 73.6 %	Sables t. fins : 3.3 %	Sables fins : 0.6 %
Sables moyens : 0.0 %	Sables grossiers : 0.0 %	Sables t. grossiers : 0.0 %	Graviers : 0.0 %

Taille (µm)	Résultat > (%)	Résultat cumulé (%)	Taille (µm)	Résultat > (%)	Résultat cumulé (%)	Taille (µm)	Résultat > (%)	Résultat cumulé (%)
2000	0.00	0.00	126	0.40	0.56	8.0	7.74	58.03
1500	0.00	0.00	100	0.82	1.17	6.3	7.51	63.54
1250	0.00	0.00	80	0.98	2.15	6.0	7.08	70.61
1000	0.00	0.00	63	1.82	3.77	4.0	6.30	76.90
796	0.00	0.00	50	2.58	6.36	3.2	5.63	82.53
632	0.00	0.00	40	3.73	10.09	2.5	4.77	87.30
500	0.00	0.00	32	4.72	14.81	2.0	3.92	91.22
380	0.00	0.00	25	5.40	20.21	1.6	3.03	94.25
317	0.00	0.00	20	6.14	26.36	1.3	2.20	96.45
252	0.00	0.00	16	6.96	33.22	1.0	1.41	97.86
200	0.00	0.00	13	7.39	40.61	0.8	0.90	98.75
150	0.18	0.18	10	7.98	48.29	0.6	0.51	99.26

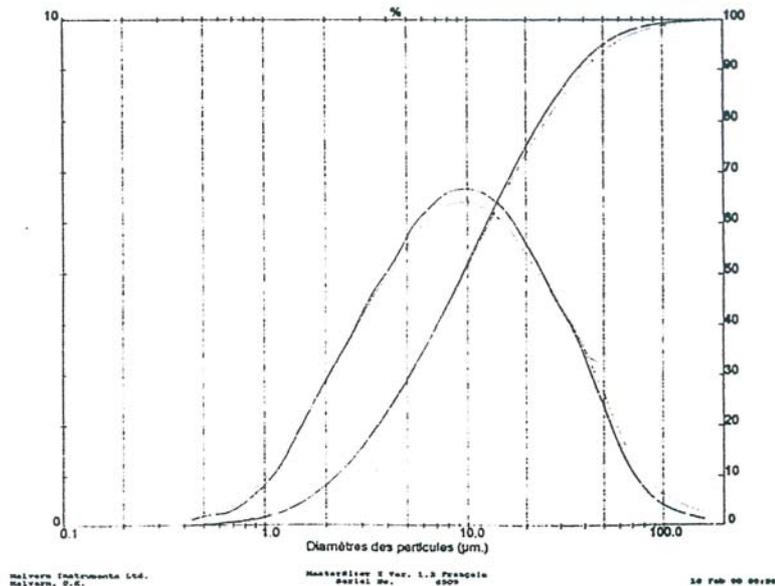


Fig.14- Exemple de courbe granulométrique fournie par le granulomètre-laser Malvern Mastersizer x (Echantillon 4h2; 29,54 mcd)

2.2.2. Protocole expérimental

Le granulomètre qui a été utilisé pour cette étude est un Malvern Mastersizer X, équipé d'une focale de 100 mm. Il appartient au laboratoire de sédimentologie et géodynamique de l'université de Lille 1.

Le protocole appliqué ici est celui proposé par Trentesaux et al. (soumis). Il s'agit d'une analyse en 2 temps, permettant d'obtenir des données granulométriques sur la fraction totale, puis sur la fraction décarbonatée.

Une faible quantité de sédiment brut est introduite dans le module contenant de l'eau pour y être dispersé durant quelques minutes. Cependant, contrairement à la méthode préconisée par Loizeau et al. (1994), nous avons décidé de ne pas utiliser d'ultrasons pour compléter cette dispersion. En effet, les ultrasons provoquent la désintégration des tests de foraminifères, susceptibles d'être présents dans nos échantillons. En revanche, les ultrasons ont été utilisés durant quelques secondes pour favoriser le dégazage de l'eau avant dispersion, ceci afin d'en limiter le bruit de fond. Les mesures granulométriques sur la fraction totale sont ensuite effectuées, puis nous injectons de l'acide chlorhydrique en excès (HCl 1N) directement dans la cuve, afin de dissoudre le carbonate de calcium présent dans le sédiment. Une fois le pH vérifié, nous réalisons cette fois la mesure granulométrique sur la fraction décarbonatée.

Cette méthode permet le calcul automatique de la teneur en CaCO_3 à partir de l'obscurité, c'est à dire à partir de la perte d'intensité de lumière transmise, engendrée par les particules en suspensions.

La teneur en CaCO_3 est déduite de la formule :

$$\text{CaCO}_3 = \frac{\text{Obs T} - \text{Obs D}}{\text{Obs T}}$$

où Obs T est l'obscurité mesurée sur la fraction totale,

Obs D est l'obscurité mesurée sur la fraction décarbonatée.

2.3. Analyse des minéraux argileux

Il s'agit ici d'analyser de façon conventionnelle la fraction inférieure à 2 μm , dont font partie les minéraux argileux.

Les minéraux argileux appartiennent à la famille des phyllosilicates, constitués de feuillets séparés par un espace interfoliaire. Il s'agit pour l'essentiel d'aluminosilicates hydratés associés à divers cations : Al, Fe, Mg... Les feuillets constitutifs des argiles comprennent une ou plusieurs couches tétraédriques (T) ou octaédriques (O). On distingue classiquement 3 grandes familles de minéraux argileux :

- Les minéraux TO : cas de la kaolinite (interfoliaire = 7Å)
- Les minéraux TOT : cas des illites et smectites (interfoliaire = 10Å)
- Les minéraux TOTO : cas de la chlorite (interfoliaire = 14Å)

Il ne faut cependant pas ignorer le cas des interstratifiés, formés par un empilement régulier ou non de feuillets de minéraux argileux simples différents.

2.3.1. Confection de pates orientées

L'analyse des minéraux argileux sur la carotte 1144 a été réalisée dans les locaux du laboratoire de géochimie des roches sédimentaires de l'université de Paris Sud-Orsay. Par conséquent, la méthode d'extraction de la fraction argileuse que je vais m'attacher à décrire est celle pratiquée dans ce laboratoire (méthode inspirée de Holtzapffel, 1985). Les échantillons bruts sont, dans un premier temps, décarbonatés par un traitement à l'acide chlorhydrique (HCl N/5), puis rincés par plusieurs centrifugations successives à 3500 tr/min pendant 20 min jusqu'à défloculation de la fraction argileuse (environ 5 rinçages). Après microhomogénéisation, les particules sont soumises à décantation dans un flacon. A l'issue de 95 minutes de décantation, la partie supérieure est prélevée sur 2 cm à l'aide d'une pipette. Selon la loi de Stokes, fonction de la taille des particules et du temps, le volume prélevé ne contient alors que des particules < 2µm. Enfin, après centrifugation (3500 tr/min pendant 40 min), le culot est récupéré puis étalé sur une lame rainurée, à l'aide d'une lamelle. Cette méthode vise à privilégier les plans 001.

2.3.2. Diffraction des rayons X

En raison de leur petite taille, les minéraux argileux sont identifiés indirectement par diffraction des rayons X (Holtzapffel, 1985). Cette méthode est basée sur la diffraction d'un faisceau de rayons X incident sur un réseau de plans cristallins, obéissant à la loi de Bragg :

$$2 d \sin \Theta = k \lambda$$

où d est la distance interréticulaire du réseau de plans cristallins,

Θ est l'angle d'incidence du faisceau sur le réseau,

λ est la longueur d'onde du faisceau.

En effectuant une rotation de la pâte orientée d'un angle Θ autour de l'axe perpendiculaire au faisceau incident, il est possible de déterminer la distance interréticulaire d'un minéral argileux. Cette analyse a été réalisée à l'aide d'un diffractomètre Philips Model 1730 à anticathode de cuivre (λ=1,54 Å). Chaque échantillon a été soumis à l'analyse à l'état naturel, puis après imprégnation par l'éthylène glycol sous vide pendant 12 heures, et enfin, après chauffage à 490°C durant 2 heures. L'identification des différents minéraux argileux est alors essentiellement basée sur la reconnaissance de la distance interréticulaire des plans (001) et de leurs harmoniques, lors de l'étude des trois diffractogrammes obtenus.

J'ai par la suite effectué le dépouillement des diffractogrammes à l'aide du logiciel Macdiff, afin d'obtenir les valeurs de hauteur de pic pour chacune des espèces argileuses identifiées.

2.4. Analyse des éléments majeurs

2.4.1. Protocole utilisé

L'analyse des éléments majeurs a été réalisée sur la carotte 1144, suivant un protocole expérimental décrit par C. Colin (1997). Ce protocole présente l'avantage de pouvoir être utilisé en routine sur un grand nombre d'échantillons, selon un moindre coût. Dans un premier temps, il s'est avéré nécessaire de réaliser la fusion du sédiment, afin d'obtenir un verre silicaté de composition chimique parfaitement homogène. Puis, les fragments de verre ainsi obtenus ont été inclus dans une résine synthétique et analysés chimiquement à l'aide du microscope électronique à balayage.

J'ai réalisé les fusions au moyen d'un four à induction présent au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif/Yvette, avec l'aide de Mr D. Blamart. Les échantillons sélectionnés ont été préalablement broyés, puis décarbonatés au cours de 2 attaques à l'acide chlorhydrique (HCl 1N) de 45 minutes, suivies de 4 ou 5 rinçages à l'eau distillée par ultracentrifugation afin d'éviter de perdre les particules fines. Des essais préliminaires (*cf.* § 2.3.2.), ainsi qu'une étude bibliographique (Hall et Pelchat, 1990; Harvey et al., 1972; Nicholls, 1974; Norrish et al., 1968; Thunell et al., 1992) ont montré que l'ajout d'un fondant s'avère absolument nécessaire afin d'abaisser le point de fusion du sédiment. En conséquence, 20% en masse de carbonate de lithium (Li_2CO_3) ont été incorporés à nos échantillons décarbonatés avant fusion. Ce mélange est alors placé dans une petite nacelle de platine pur, placée à son tour dans un creuset en platine, au centre de la boucle du four à induction. Le chauffage s'effectue aux environs de 1200°C durant 20 secondes, avant l'arrêt brutal du four nécessaire à la trempe.

Après inclusion dans la résine, polissage, et métallisation au graphite, les fragments de verre sont soumis à une analyse chimique grâce à la sonde EDS du MEB. Le MEB qui a été utilisé est celui du laboratoire de géochimie des roches sédimentaires de l'université de Paris-Sud Orsay (Annexe 1).

2.4.2. Analyse préalable de standards

Afin de s'assurer de la validité de la méthode, il est apparu nécessaire de l'appliquer au préalable à des standards de composition connue. Ces standards nous ont été fournis par le Service d'Analyse des Roches et des Minéraux du centre CNRS de Nancy (SARM). Il s'agit d'un basalte, d'un granite, d'une diorite, d'un feldspath, et enfin d'une albite. En outre, afin de mieux évaluer le rôle du fondant, nous avons décidé d'effectuer des fusions avec 10%, 15%, et 20% de Li_2CO_3 pour chacun des standards. L'analyse des verres obtenus après fusion a été effectuée sur 3 instruments différents : le MEB et la microsonde à Orsay, ainsi que le MEB du LSCE de Gif/Yvette (D. Blamart). Les résultats ont ainsi pu être comparés entre eux, et à ceux provenant de Nancy. L'ensemble des résultats est reporté dans un tableau figurant en annexe de ce rapport (Annexe 3).

Les résultats de standards obtenus apparaissent globalement en accord avec ceux fournis par le SARM de Nancy, en demeurant dans une marge d'erreur acceptable. Ceci permet de valider la méthode, et confirme que les verres résultant de la fusion sont bien homogènes. Plusieurs constatations peuvent néanmoins être faites à l'égard de ces résultats. Tout d'abord, les résultats semblent légèrement plus précis au MEB (sonde EDS) qu'à la microsonde, au moins pour les éléments nous concernant. La seconde constatation est qu'il existe des disparités entre les standards. Dans le cas du basalte, par exemple, les résultats sont satisfaisants pour 10 % de Li_2CO_3 . Ceci s'explique en raison du point de fusion relativement bas du basalte. En revanche, les résultats du granite sont bien meilleurs après adjonction de 20 % de fondant. En effet, au deçà de 20 % de Li_2CO_3 , la fusion peut s'avérer incomplète en raison du point de fusion élevé du granite. En partant de ces constatations, et en considérant que nos échantillons sédimentaires possèdent la composition d'un granite, j'ai donc décidé d'appliquer ce même protocole expérimental aux sédiments provenant de mer de Chine du sud, après adjonction de 20 % de fondant.

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATION

1. MISE EN AGE DE LA CAROTTE 1144

Afin de réaliser une corrélation Age-Profondeur aussi précise que possible de la carotte 1144, j'ai répertorié un certain nombre de points particuliers appelés pointeurs, permettant de caler un âge sur un niveau stratigraphique.

Dans un premier temps, j'ai utilisé la courbe $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte 1144 réalisée sur le sédiment total, en la corrélant à une courbe de référence SPECMAP (Martinson et al., 1987). Les valeurs d'analyses isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ proviennent de l'Université de Kiel, où C. Bühring qui a effectué les mesures, a accepté de nous communiquer ses résultats. La courbe isotopique $\delta^{18}\text{O}$ montre des similitudes avec la courbe de référence SPECMAP. Cependant, elle ne présente pas une allure classique, notamment en ce qui concerne les sous stades isotopiques du stade 5 (Fig.15). Une telle courbe réalisée sur le sédiment total est à manier avec une extrême prudence, car elle ne tient pas compte de la ségrégation entre les organismes planctoniques et les organismes benthiques. Il s'avère donc absolument nécessaire de confirmer cette corrélation à l'aide d'autres marqueurs.

Dans un second temps, j'ai réussi à obtenir quelques marqueurs en calant la courbe SPECMAP sur celle de la couleur acquise lors du leg ODP (Fig.16). On notera en particulier que les sous stades chauds 5a, 5b et 5c se caractérisent par un assombrissement du sédiment. Ceci va à l'encontre de l'idée communément admise selon laquelle on observe un éclaircissement des sédiments durant les périodes chaudes, en raison d'un gain de productivité engendrant un taux de carbonates plus important. En réalité, il semble ici que ce gain de productivité se traduise plutôt par un développement des algues planctoniques dépourvues de test carbonaté. En effet, une sulfato-réduction intense des algues planctoniques lors de la diagenèse, peut constituer une explication possible à l'assombrissement du sédiment observé ici durant les périodes chaudes. Les nombreux niveaux sombres riches en matière organique, ainsi que les niveaux pyriteux observés dans la carotte lors de la mission, confortent cette hypothèse.

Enfin, le paléomagnétisme et les données biostratigraphiques collectés sur le navire ont été utilisés (tableau 2). La première apparition du foraminifère planctonique *Pink G. ruber* à 104 mcd constitue un marqueur de première importance (120 ka).

L'échelle d'âge présentée figure 17 a été obtenue par interpolation des marqueurs $\delta^{18}\text{O}$ situés principalement au niveau des transitions entre les différents stades. Il s'agit ici d'un choix personnel imposé par les nécessités de l'étude, dans l'attente d'une courbe isotopique $\delta^{18}\text{O}$ plus crédible basée sur des foraminifères planctoniques. En outre, cette échelle d'âge n'est valable que parce qu'elle est confirmée par les autres marqueurs. Elle nous servira, à titre indicatif, de référence chronostratigraphique dans la suite de cette étude.

Les taux de sédimentation calculés à partir de la figure 17 sont reportés pour chacun des stades isotopiques dans le Tableau 3, où figurent également les taux de sédimentation mesurés pour la carotte V 36-06-3 située 200 km plus à l'est (Wang, 1990). On constate que les taux de sédimentation sont 10 fois plus élevés pour la carotte 1144. Ces apports de sédiments très importants semblent issus de courants de fond de type contourite, comme le prouvent les grandes rides contouritiques observées sur les profils sismiques (Fig.12).

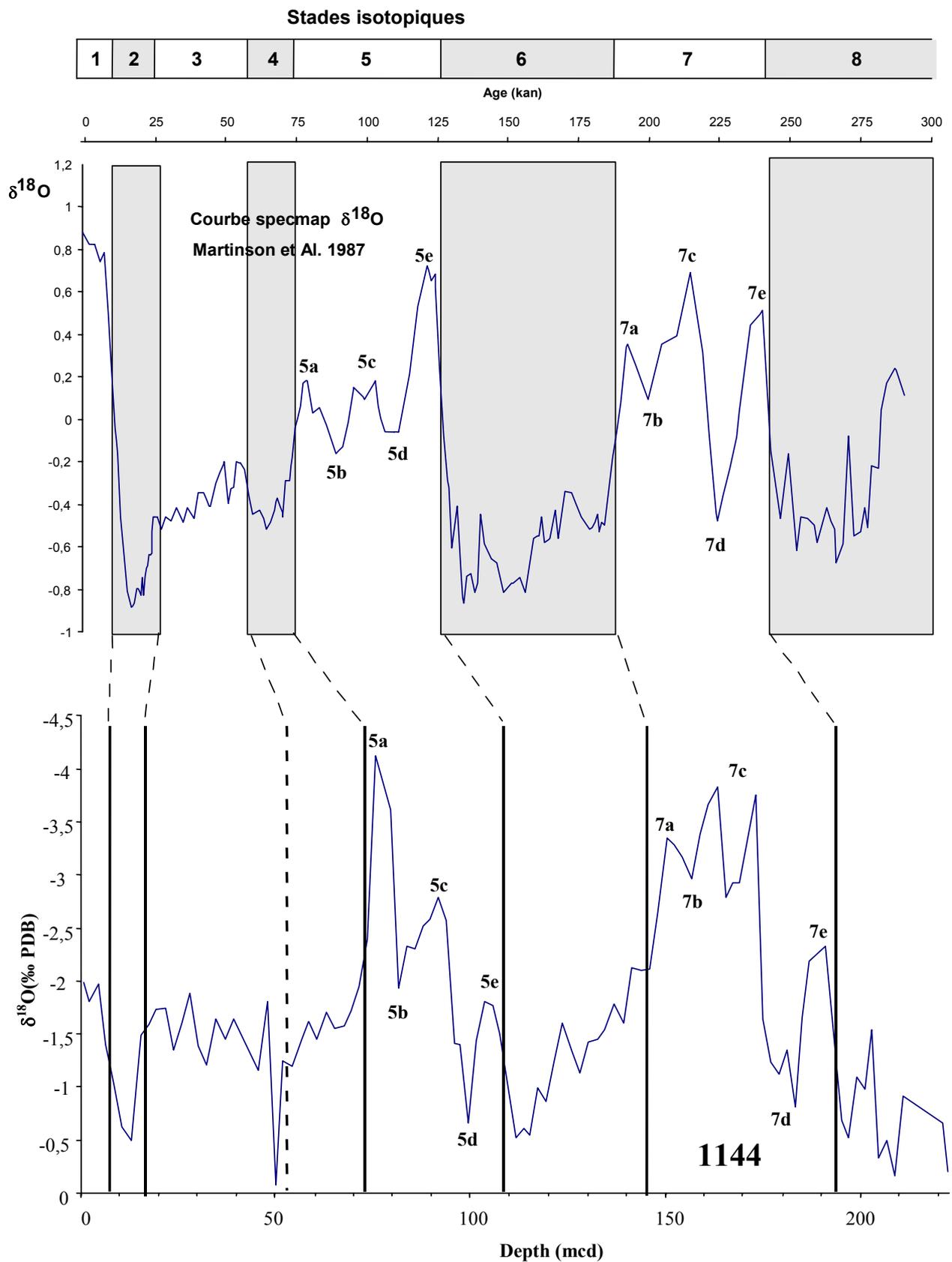


Fig.15- Construction de l'échelle d'âge pour la carotte 1144

Comparaison de l'enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères avec la courbe composite de référence (Martinson et al., 1987)

Les valeurs d'analyses isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte 1144 nous ont été communiquées par C. Bühring (Université de Kiel).

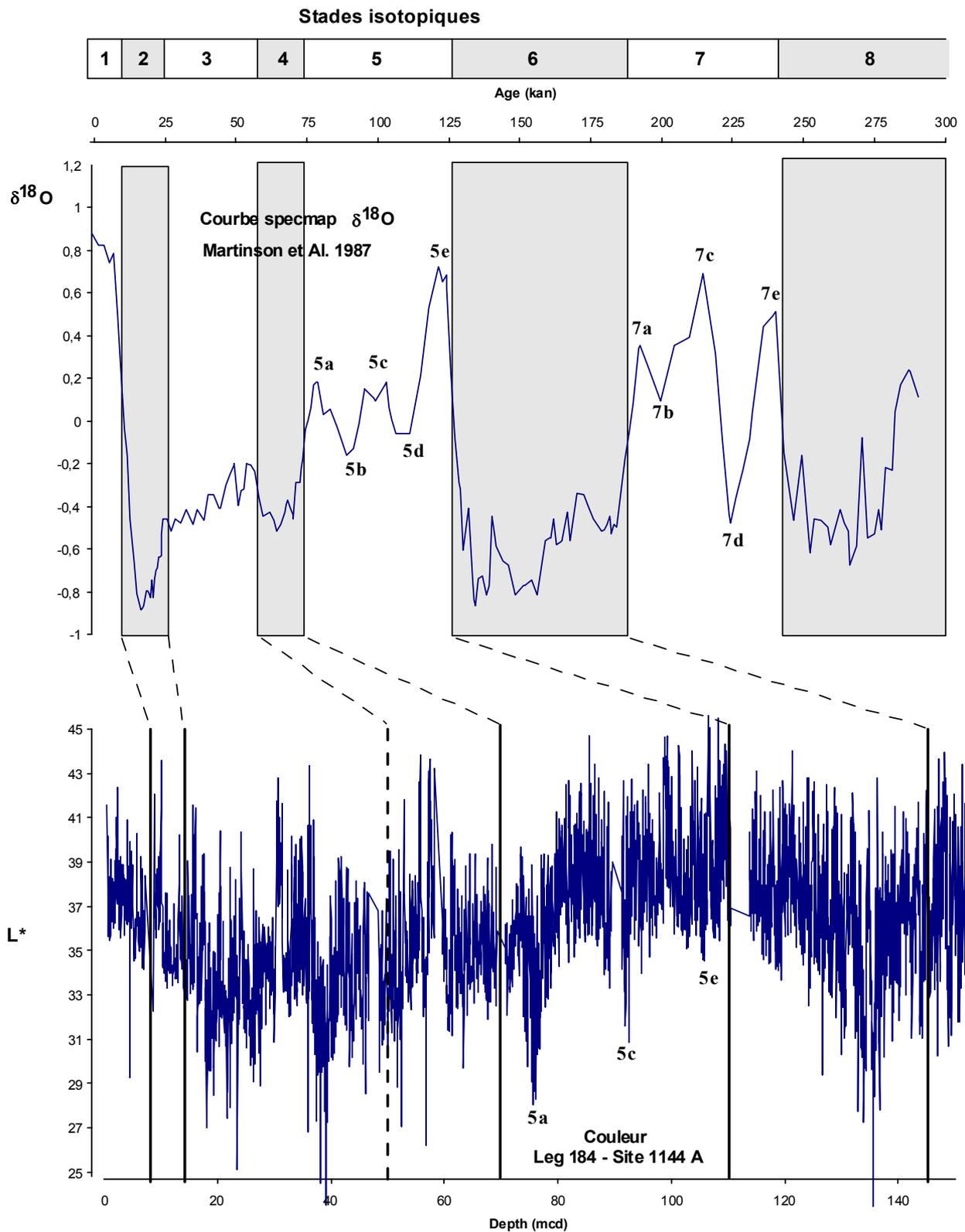


Fig.16- Construction de l'échelle d'âge pour la carotte 1144.

Comparaison de l'enregistrement de la couleur avec la courbe composite de référence $\delta^{18}\text{O}$ (Martinson et al., 1987).

Depth (mcd)	Age (kan)	Traceur
8.71	12.58	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
15.42	25.35	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
40 (?)	41	Paléomag. (Laschamp)
73.65	75.32	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
76	90	F.O Huxleyi acme
81.82	90.1	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
99.66	112.28	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
100	110	Paléomag. (Biwa)
104	120	L.O. Pink G. ruber
111.55	135.34	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
105	125	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
136	189	Couleur ODP
145.84	188.29	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
165	190	Paléomagnétisme
175.13	222.52	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
185.11	231.85	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
195.11	247.6	Courbe $\delta^{18}\text{O}$
240	260	F.O. E. huxleyi
261	400	F.O. Pink G. ruber
288.69	460	L.O. Lacunosa
365.54	750	L.O. Stilostomella
365.54	900	L.O. asamoi

Tableau 2 : pointeurs utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte 1144

En gras figurent les points $\delta^{18}\text{O}$ utilisés pour corrélérer l'échelle d'âge.

Les autres points servent à confirmer cette échelle.

F.O. : First occurrence : première apparition.

L.O. : Last occurrence : dernière apparition.

	V 36-06-3	1144
Stade 1	7.45	69
Stade 2	10.63	52
Stade 3		116
Stade 4		
Stade 5	7.69	63
Stade 6	---	65
Stade 7	---	83

Tableau 3 : tableau comparatif des taux de sédimentation en mer de Chine du sud des carottes 1144 et V36-06-3 (en cm/kan)

Carotte 1144 : 20°03.18'N, 117°25.14'E, Prof. 2037m.

Carotte V36-06-3 : 19°00.5'N, 116°05.6'E, Prof. 2809m sur la pente continentale. (Wang, 1990)

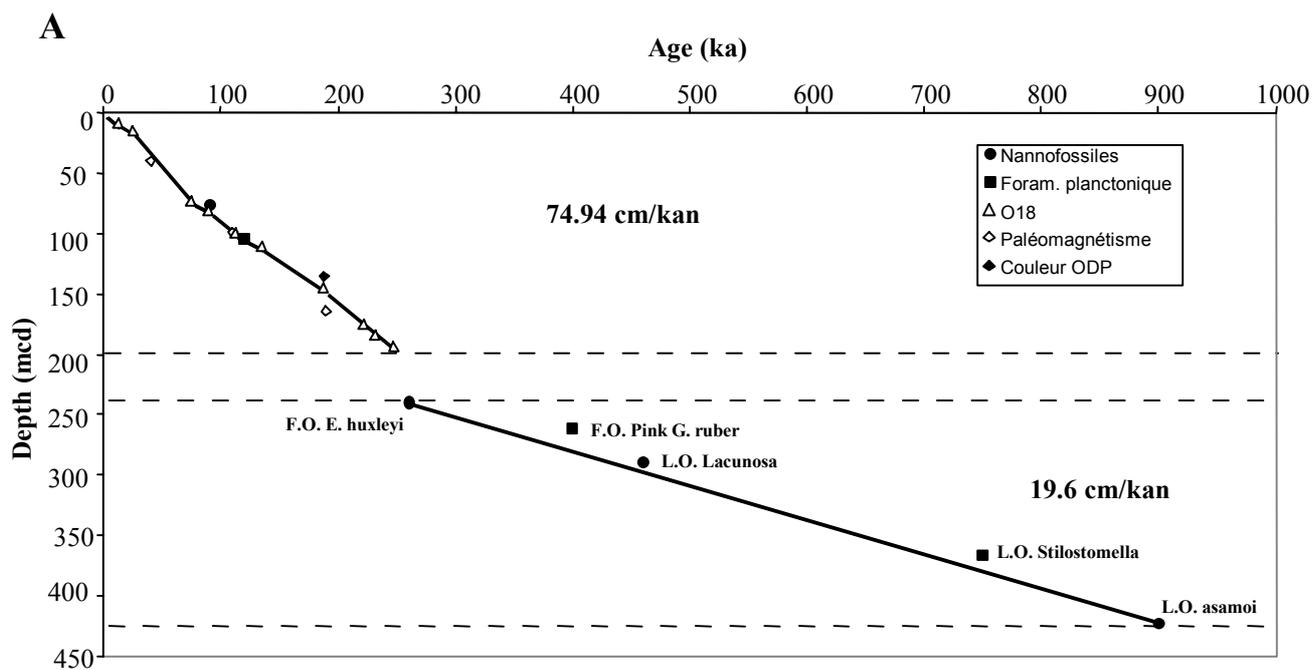
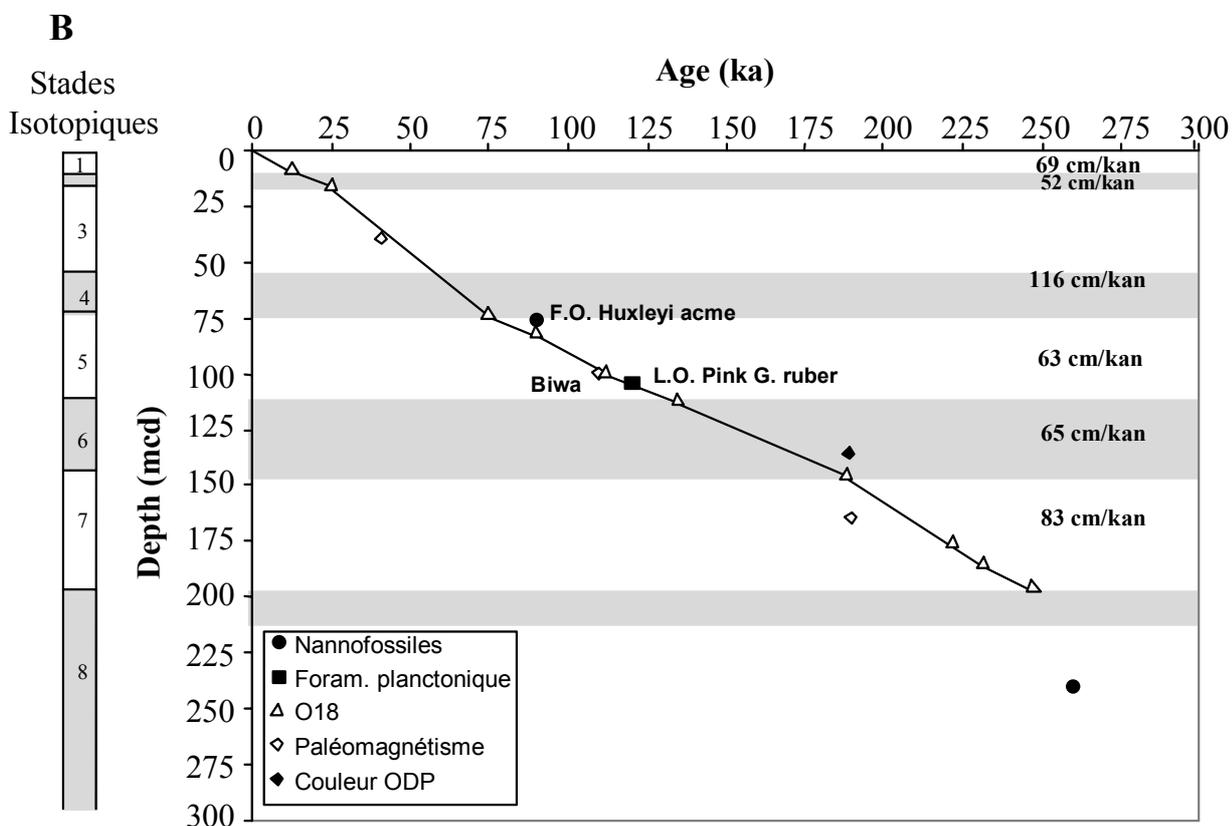


Fig.17 (A et B)- Diagrammes âge-profondeur pour la carotte 1144

Les chiffres en gras indiquent les vitesses de sédimentation.



2. ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Avant de s'intéresser plus en détail aux résultats fournis par le granulomètre Malvern Mastersizer x, je tiens à rappeler ici que dans le cadre de cette étude, nous n'étudierons uniquement que sur les flux terrigènes. Nous utiliserons donc par la suite les données granulométriques de la fraction décarbonatée. Précisons, cependant, que les mesures réalisées à bord lors du leg ODP annoncent un faible taux de carbonate de l'ordre de 10 à 15 % pondéral, sans grandes variations pour ce qui concerne les 200 premiers mètres de carotte. La figure 18 présente, à titre indicatif, la comparaison entre la moyenne granulométrique de la fraction décarbonatée et celle de la fraction totale.

Parmi les informations statistiques fournies par le logiciel de traitement des données granulométriques, la moyenne de la taille des grains me semble la plus appropriée pour rendre compte de l'évolution granulométrique du sédiment, car elle est assez facile à appréhender. La courbe d'évolution de la moyenne granulométrique de la carotte 1144 en fonction de la profondeur est reportée Figure 19. Au premier abord, on y distingue clairement le passage du stade 1 au stade 2, les stades isotopiques 5 et 6, et l'amorce du stade 7. En période glaciaire, la moyenne granulométrique est plus élevée qu'en interglaciaire. En outre, cette courbe se corrèle avec l'échelle d'âge élaborée précédemment, si l'on excepte un léger décalage. Seule la partie située entre 20 et 60m de profondeur (stades 2 à 4) semble plus complexe à interpréter.

Afin de mettre en évidence les différentes populations granulométriques présentes dans notre sédiment, j'ai décidé de calculer l'écart type de chaque classe granulométrique. L'écart type représente l'écart d'une population par rapport à la moyenne des populations. Ce calcul permet d'isoler 2 populations bien distinctes autour de $5\mu\text{m}$ et $30\mu\text{m}$ (Fig.20). J'ai reporté sur la figure 21, l'évolution de la fraction $5\mu\text{m} \pm 20\%$ (c'est à dire l'évolution de la fraction comprise entre 4 et $6\mu\text{m}$), ainsi que l'évolution de la fraction $30\mu\text{m} \pm 20\%$ (fraction comprise entre 25 et $35\mu\text{m}$). Les fractions $5\mu\text{m}$ et $30\mu\text{m}$ sont parfaitement anti-corrélées et présentent d'importantes variations en fonction du régime climatique. La fraction $12\mu\text{m}$, que j'ai également reporté sur la figure 21, ne laisse apparaître qu'un bruit de fond résultant de la surimposition des 2 populations bien distinctes.

En partant du constat qu'aucun niveau de cendres volcaniques n'a été observé dans la carotte 1144 lors du leg ODP, la fraction la plus fine est plutôt à rapprocher des particules éoliennes. Il pourrait s'agir de silts provenant du centre de la Chine (loess), transportés vers la mer de Chine du sud par les vents de la mousson d'hiver. Réa et Leinen (1985, 1988) ont mis en évidence des grains de quartz éoliens ayant un diamètre compris entre $2,8\mu\text{m}$ et $10,3\mu\text{m}$ dans le Pacifique, à une distance équivalente du centre de la Chine, ce qui conforte notre hypothèse. Néanmoins, des études complémentaires sont nécessaires afin d'affirmer qu'il s'agit bien ici d'apports éoliens, et non de particules volcanoclastiques. On pourrait, dans l'avenir, tenter de séparer cette fraction sur du bromoforme ou à l'aide d'une colonne à décantation de 2 m (suivant la loi de Stokes). Une étude exoscopique de la surface des grains de quartz grâce au microscope électronique à balayage, s'il s'agit bien de quartz, pourrait alors permettre d'identifier le vecteur de transport de ces particules.

La fraction la plus grossière peut, semble-t-il, être attribuée aux apports fluviaux par élimination des apports éoliens et volcanoclastiques.

2 mécanismes antagonistes sont susceptibles d'expliquer les variations des fractions 5 μ m et 30 μ m en fonction du régime climatique :

- Une évolution du régime de mousson, responsable lors d'un refroidissement d'une atténuation des précipitations et d'une intensification des vents de mousson d'hiver. Ce mécanisme favorise alors les apports éoliens aux dépens des apports fluviaux.
- L'exondation des plateaux continentaux en période glaciaire, favorable au contraire à d'importants apports fluviaux (avancée du trait de côte, déstockage des sédiments accumulés sur la plate-forme).

L'outil granulométrique ne nous permettant pas de quantifier les flux respectifs des 2 populations, nous ne pouvons trancher en faveur d'un mécanisme dominant.

Toutefois, en raison de la corrélation observée entre l'évolution granulométrique de la fraction 30 μ m et la moyenne granulométrique, nous pouvons affirmer que ce sont les apports les plus grossiers qui gouvernent la moyenne. Par conséquent, si l'on attribue ces apports à des apports fluviaux, et les apports les plus fins à des apports éoliens, nous pouvons en conclure que la contribution fluviale domine la contribution éolienne. Or, ceci va à l'encontre des résultats publiés par Wang et al., 1999, obtenus par l'analyse granulométrique de la carotte 17940 située à proximité immédiate de la carotte 1144 (La carotte 17940, d'une profondeur de 13,30 m, a été prélevée au printemps 1994. En raison de son taux de sédimentation exceptionnel, il fut décidé de localiser le forage 1144 sur le même site). Wang et al. ont utilisé un Sédigraph 5100 D. Les résultats qu'ils ont obtenus font apparaître une contribution éolienne supérieure à la contribution fluviale. Ces résultats contradictoires soulèvent un problème intéressant, que je ne puis résoudre dans le cadre de ce D.E.A. par manque de temps. Une des voies de recherche à venir, outre les analyses complémentaires précédemment citées sur la fraction 5 μ m, pourrait consister à comparer les performances et la fiabilité du Sédigraph 5100 D et du granulomètre-laser Malvern Mastersizer X.

Pour finir, j'ai choisi de compléter cette partie consacrée à l'analyse de la granulométrie de la carotte 1144 par une analyse spectrale des variations de la moyenne granulométrique. Le logiciel utilisé est le logiciel ANALYSERIES, développé par Paillard et al. (1996). Le spectre de fréquence obtenu se caractérise par des périodicités de 110 et 30 ka (Fig.22). La périodicité de 110 ka représente les variations glaciaires/interglaciaires. La périodicité de 30 ka, fréquemment décrite dans la littérature, reste encore inexpliquée à ce jour. Enfin, nous noterons l'absence de périodicité à 23 ka, caractéristique du régime de mousson.

En conclusion, l'analyse granulométrique de la carotte 1144 nous apporte les informations suivantes :

- Il existe au moins 2 principaux types d'apports de sédiments terrigènes vers la mer de Chine du sud : des apports de particules fines (peut-être éoliennes), et des apports plus grossiers, certainement fluviaux.
- Si l'hypothèse précédente s'avère exacte, nous pouvons affirmer que les apports fluviaux sont prépondérants sur les apports éoliens en ce qui concerne notre site d'étude, contrairement aux résultats publiés par Wang et al., 1999.
- Enfin, les variations climatiques enregistrées par la granulométrie reflètent davantage les alternances glaciaires/interglaciaires (~110 ka), que les variations du régime de mousson.

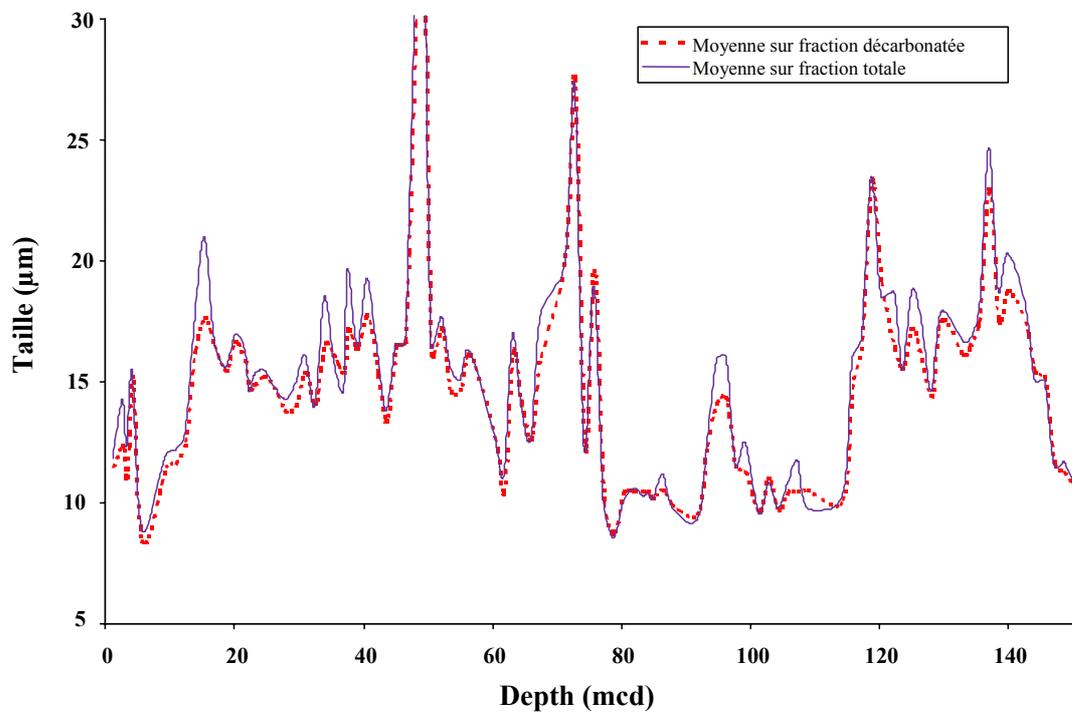


Fig.18- Comparaison de la moyenne granulométrique de la fraction décarbonatée à celle de la fraction totale

Stades isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------

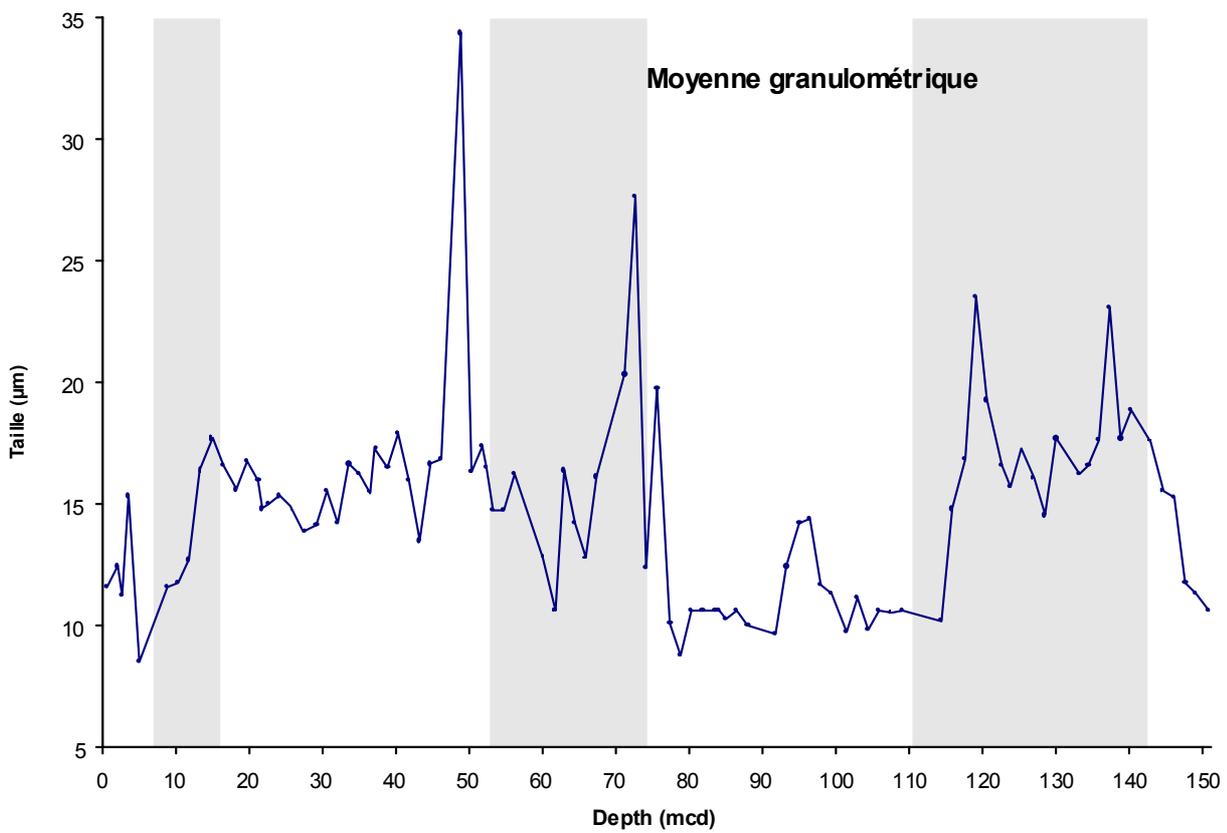


Fig.19- Moyenne granulométrique de la carotte 1144

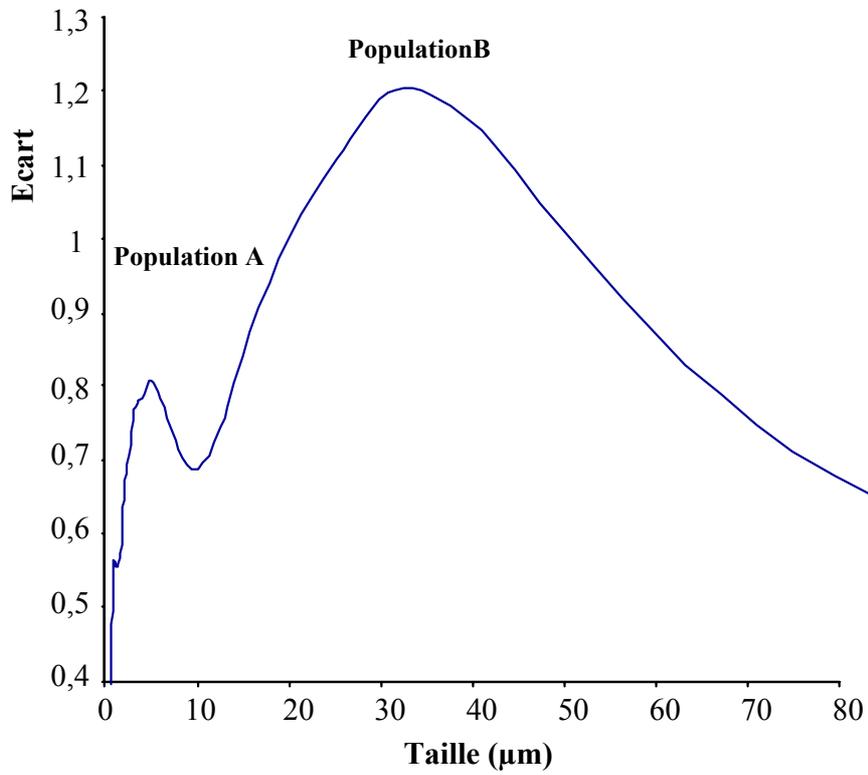


Fig.20- Mise en évidence de 2 populations grâce à l'écart type mesuré sur chaque classe granulométrique
 La population granulométrique A est centrée sur 5 μm
 La population granulométrique B est centrée sur 30 μm

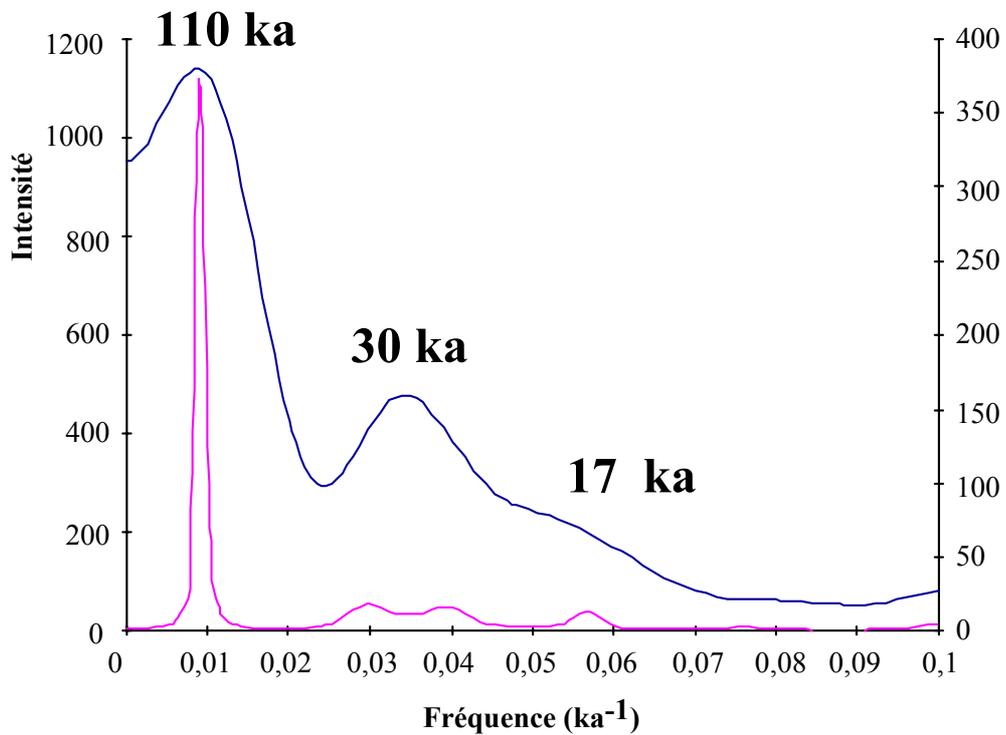


Fig.22- Analyse spectrale des variations de la moyenne granulométrique
 Courbe en noir : technique du Blackman-Tukey (mauvaise résolution en fréquence, mais niveau de confiance quantifiable).
 Courbe en gris : technique du maximum d'entropie (très bonne résolution du spectre de fréquence, mais pas de test statistique)

Stades Isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------

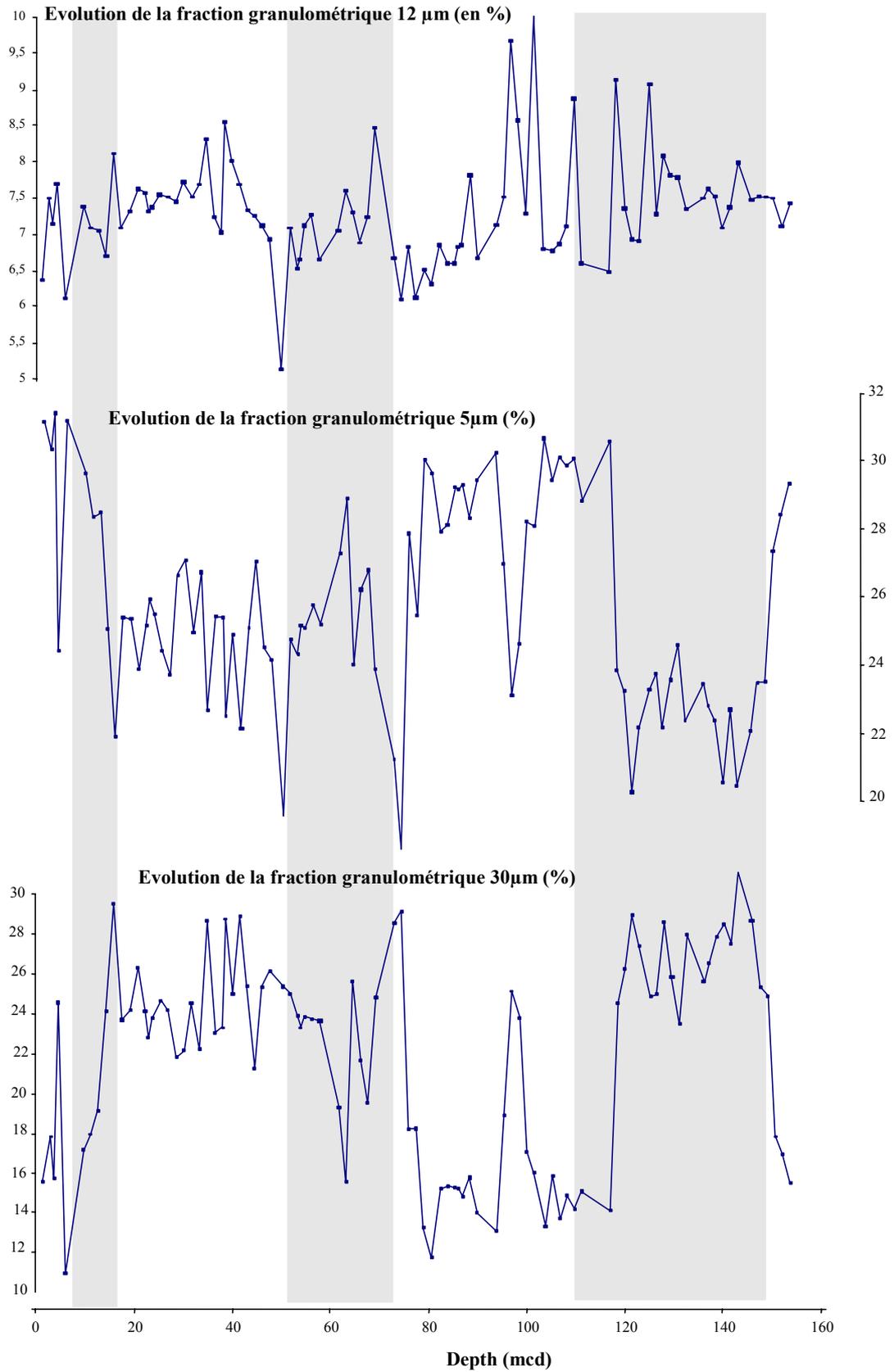


Fig.21- Evolution des fractions granulométriques 12 μm, 5 μm et 30 μm (± 20%) de la carotte 1144

3. ANALYSE DE LA FRACTION ARGILEUSE

Avant de discuter des résultats de la carotte 1144, il convient de rappeler les principales caractéristiques des composantes du cortège argileux (Chamley, 1988, 1989). L'illite et la chlorite sont des minéraux détritiques résultant essentiellement de la dégradation partielle des micas présents dans les roches métamorphiques. Ils sont généralement issus de l'érosion physique, et qualifiés de minéraux primaires. Les smectites sont des minéraux qualifiés de secondaires, résultant de la transformation chimique des minéraux primaires. Deux origines sont alors envisageables :

- Une néoformation de la smectite aux dépens de l'illite dans le bassin sédimentaire lors de la diagenèse précoce. Cependant, en ce qui nous concerne, nous pouvons raisonnablement penser que les taux de sédimentation exceptionnels de la carotte 1144 sont peu propices à cette néoformation.
- L'altération chimique de l'illite en smectite dans les sols des régions de plaine, et sous un climat hydrolysant (fortes précipitations et températures élevées). Dans ce cas, la smectite sera plutôt une forme héritée de matériel détritique.

Enfin, la kaolinite est un minéral d'altération qui se rencontre en particulier dans les sols bisiallitiques comme il en existe au Viêt-Nam et en Indonésie. Elle ne se développe que dans des conditions très hydrolysantes.

L'analyse de la fraction argileuse par diffraction des rayons X a été effectuée sur 93 échantillons, répartis tout au long des 200 premiers mètres de carotte. La composition du cortège argileux de chaque échantillon est reportée en annexe 2 et sur la figure 23. En moyenne, ce cortège est dominé par l'illite (48%). Viennent ensuite la chlorite (21 %) et la smectite (17 %), puis la kaolinite (14 %). Les différentes composantes de l'assemblage argileux présentent une variabilité importante, sans rapport toutefois avec les alternances glaciaires/interglaciaires, à l'exception de la chlorite. On remarquera cependant que les évolutions de l'illite et de la smectite sont parfaitement anticorrélées. Deux mécanismes peuvent permettre d'expliquer la répartition de la smectite aux dépens de l'illite sur notre site d'étude :

- Une sédimentation différentielle : dans ce cas, la proportion de particules argileuses ayant une importante flottabilité (smectite) aux dépens de particules argileuses de moindre flottabilité (illite) est, en général, à mettre en relation avec les migrations de la ligne de rivage, c'est à dire avec les variations du niveau marin. Or, dans le cas présent, nous n'observons pas de variations des teneurs en illite et en smectite en fonction des alternances glaciaire/interglaciaire. Cependant, des modifications de la courantologie de surface peuvent également influencer sur la sédimentation différentielle. Ces courants étant sous l'influence des vents dominants, les variations de teneur en illite et en smectite peuvent alors refléter les variations du régime de mousson.
- Une transformation chimique de l'illite en smectite plus importante, indiquant une intensification des processus pédogénétiques et nécessitant des conditions très hydrolysantes. Cette transformation sera optimale durant les périodes de fortes moussons d'été en raison d'une pluviosité plus importante.

Afin de caractériser dans le cortège argileux la proportion de minéraux secondaires issus de l'altération chimique par rapport à celle des minéraux primaires, j'ai reporté sur la figure 24 le rapport smectite/(illite+chlorite). Ce rapport présente cette fois des variations en fonction des alternances glaciaires/interglaciaires, malgré un léger décalage déjà observé lors de l'analyse granulométrique. En outre, les sous stades isotopiques du stade 5 sont nettement individualisés. Les variations observées ici sont certainement dues pour partie à la sédimentation différentielle.

Sur la Fig.24, j'ai également choisi de superposer une courbe d'insolation à celle du rapport smectite/(illite+chlorite). Il s'agit de la courbe de l'insolation reçue à 10°N de latitude, pour le mois de septembre. Il s'avère que les maxima d'insolation se corrèlent, malgré un léger retard, avec les pics les plus hauts du rapport smectite/(illite+chlorite), marquant ainsi une cyclicité d'environ 23 ka.

L'analyse spectrale a été réalisée sur le rapport smectite/(illite+chlorite) à l'aide du logiciel ANALYSERIES (Fig.25). Le spectre de fréquence obtenu montre un signal fort à 26 ka, attribuable à la précession. Ce signal permet de mettre en évidence les variations du régime de mousson. Nous pouvons donc considérer que les variations du régime de mousson influent sur la sédimentation argileuse en mer de Chine du sud, soit en contrôlant l'intensité des processus de pédogenèse, soit en modifiant la courantologie océanique de surface par le biais des vents de mousson dominants (influence sur la sédimentation différentielle).

En conclusion, le cortège argileux de la carotte 1144 reflète à la fois les alternances glaciaires/interglaciaire, mais surtout les variations du régime de mousson, selon une cyclicité de 23 ka.

Nous chercherons à confirmer cette conclusion lors de l'analyse des éléments chimiques majeurs.

Stades Isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

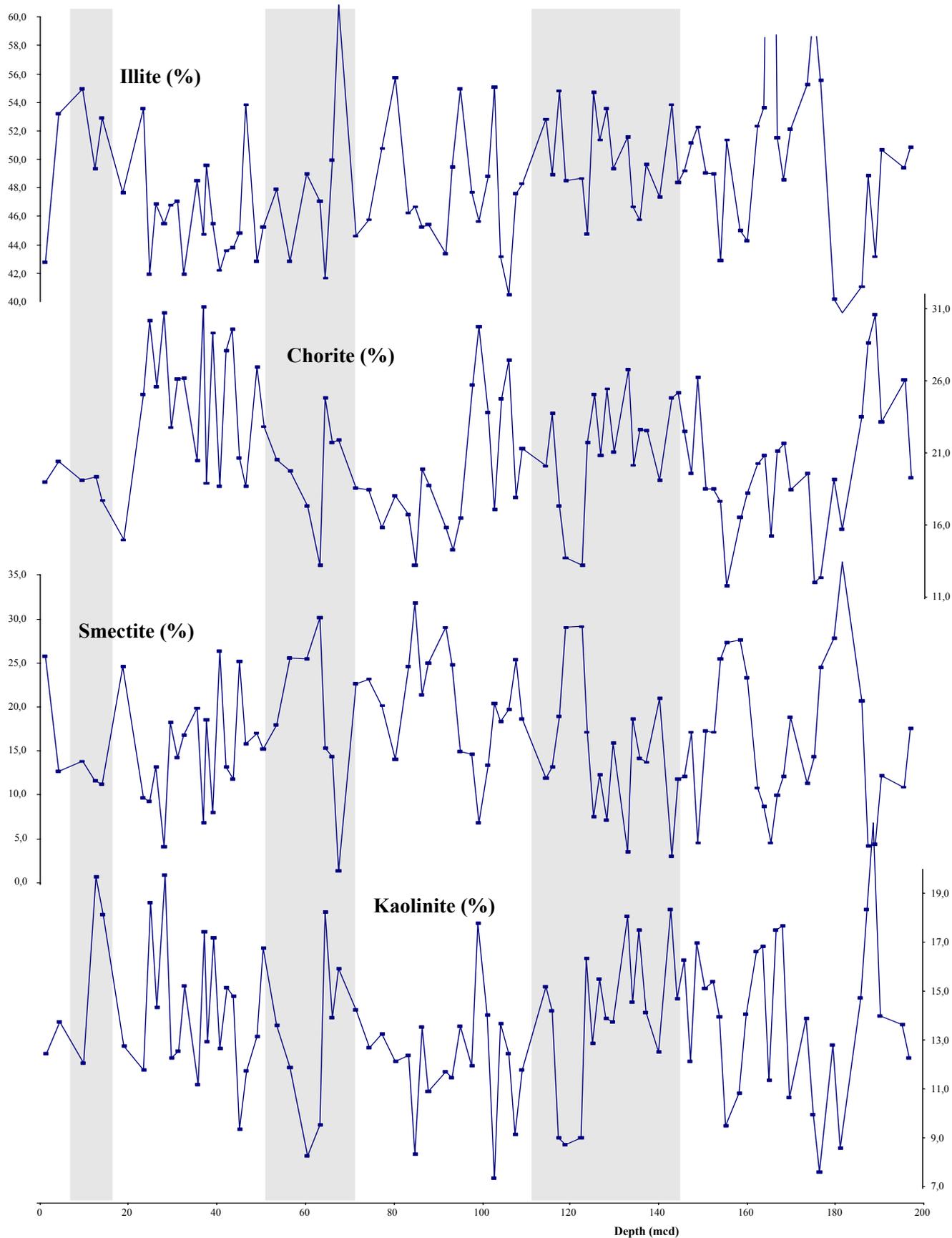


Fig.23- Evolutions des teneurs (en %) des différentes composantes de la fraction argileuse

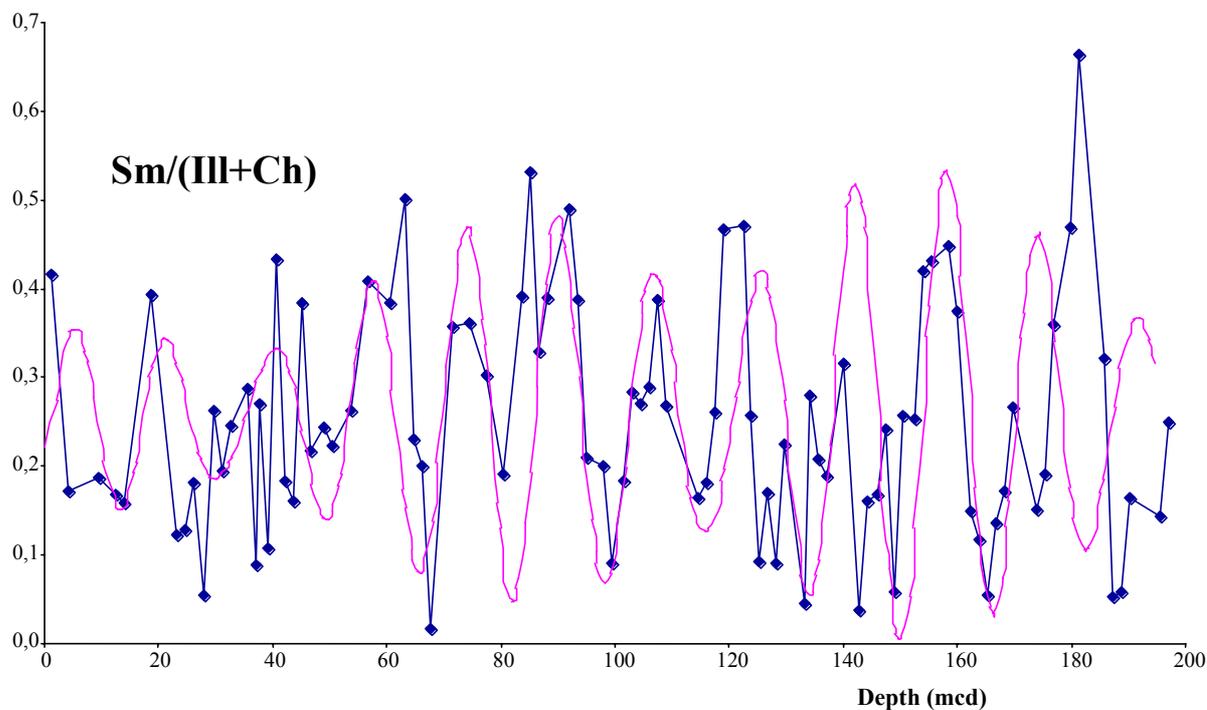


Fig.24- Evolution du rapport smectite/(illite+chlorite) en fonction de la profondeur pour la carotte 1144
La courbe en grisé est une courbe d'insolation calculée pour le mois de septembre à 10°N de latitude.

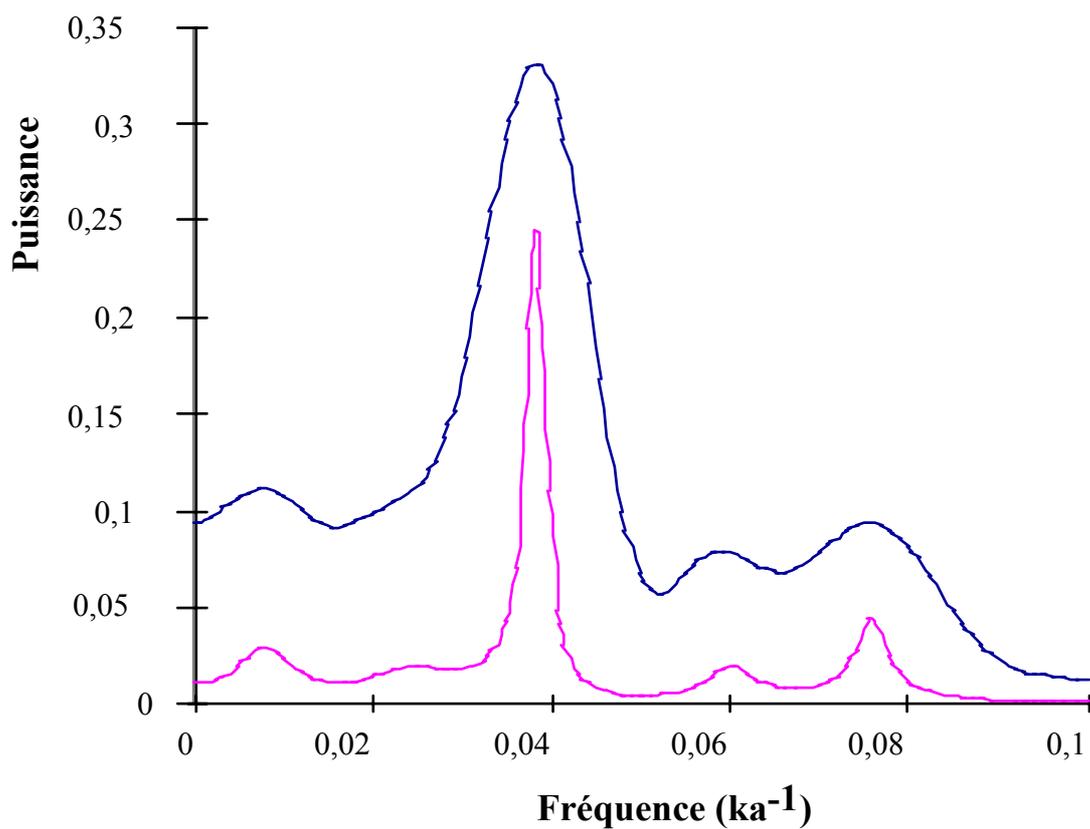


Fig.25- Analyse spectrale des variations du rapport smectite/(illite+chlorite)

Courbe en noir : technique du Blackman-Tukey (mauvaise résolution en fréquence, mais niveau de confiance quantifiable).

Courbe en grisé : technique du maximum d'entropie (très bonne résolution du spectre de fréquence, mais pas de test statistique)

4. VARIATION DES ELEMENTS MAJEURS

L'analyse des éléments majeurs de la carotte 1144 a été effectuée suivant le protocole expérimental décrit dans le deuxième chapitre (§ 2.3.1). Quatre-vingt-quatre échantillons répartis sur les 160 premiers mètres de carotte ont été analysés. Les résultats bruts en % de poids d'oxydes de ces échantillons sont reportés à la fin de ce rapport (Annexe 4). L'incertitude de mesure sur les teneurs en éléments est de l'ordre de 0,2 % à 0,5 %.

- **Variations de la teneur en Si**

La silice peut se rencontrer sous différentes formes dans les sédiments : sous forme de silice biogène (opale), de quartz ou de tout autre minéral silicaté terrigène tels que les feldspaths ou les micas. Le but de la présente étude concernant cet élément est d'une part, d'en observer l'évolution, et d'autre part, de caractériser la ou les formes sous lesquelles il se présente dans notre sédiment.

Les variations de la teneur en silice de la carotte 1144 en fonction de la profondeur sont reportées Figure 26. La teneur en Si varie entre 64% et 72%, si l'on excepte un échantillon fortement déficitaire à la profondeur de 115 m. On distingue clairement que la courbe d'évolution de la teneur en SiO_2 covarie avec les alternances glaciaires/interglaciaires, malgré un léger décalage. En effet, les teneurs en Si sont élevées durant les périodes froides (stades 2 et 6), et faibles durant les périodes chaudes (stades 1, 5 et 7). Seul le stade 3 ne semble pas covarier avec le régime climatique. Une des explications possibles pourrait être la dilution de la fraction silicatée terrigène par de la silice amorphe biogène (opale). Afin de le vérifier, j'ai reporté sur la Figure 26 les valeurs de teneur en quartz (en %) mesurée par infrarouge, et corrigée de la silice amorphe et de la calcite. Ces valeurs m'ont été fournies par S. Cappy et J. Bertaux. Les mesures ont été effectuées à l'IRD de Bondy. Il s'avère que la teneur en quartz mesurée par infrarouge présente une évolution globalement semblable à celle de la Si. Nous ne pouvons donc plus suspecter une dilution par de la silice amorphe.

Nous pouvons également regarder l'évolution du paramètre Q, calculé à partir des résultats en atomes, et qui se définit de la manière suivante : $Q = \text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/3$.

Ce paramètre représente la proportion de silice terrigène non feldspathisable, il est donc le reflet de la teneur en quartz du sédiment. Le paramètre Q présente une évolution analogue à celle de la Si (Fig.26), même s'il fait toutefois ressortir certains pics négatifs, en particulier à la limite entre les stades isotopiques 3 et 4. Par conséquent, les variations de la teneur en silice de la carotte 1144 représentent en réalité les variations de la teneur en quartz du sédiment. Les teneurs en Si élevées durant les périodes froides peuvent refléter des apports plus importants de grains de quartz éoliens, liés à l'intensification des moussons d'hiver. Pour valider cette hypothèse, il est cependant nécessaire de s'affranchir de la dilution des apports de quartz fluviatiles. Dans ce but, il faudrait pouvoir quantifier les flux de quartz éoliens et fluviatiles dans certains niveaux préalablement sélectionnés, à l'aide du MEB par exemple.

- **Variations de la teneur en Al**

La teneur en Al présente une variabilité comprise entre 15% et 19%, si l'on excepte le pic à 115 mcd (Fig.27). L'évolution de cet élément est parfaitement anticorrélée à celle de la Si, avec des teneurs qui augmentent durant les périodes chaudes, et qui diminuent durant les périodes froides.

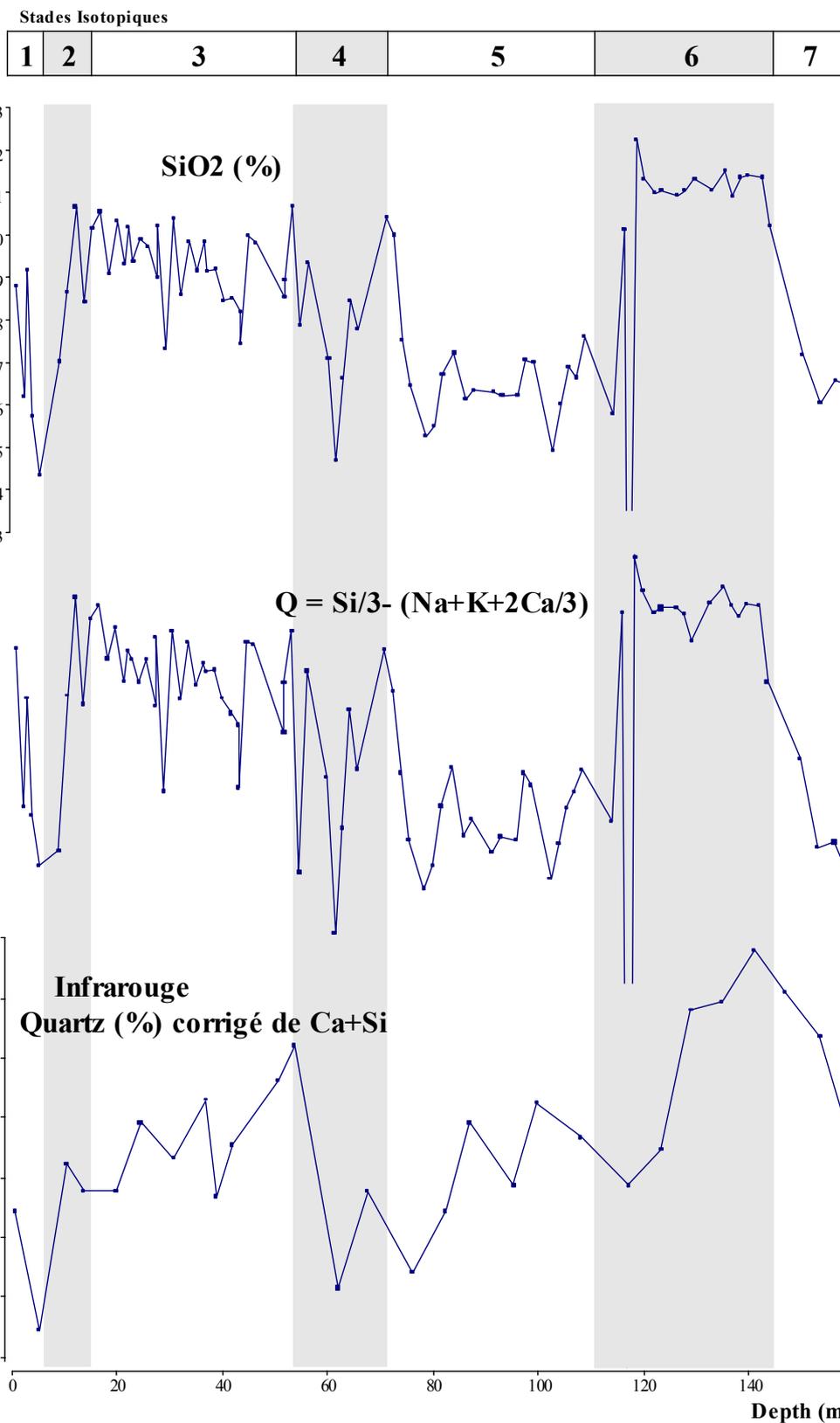


Fig.26- Variations de la teneur en silice (en %), du paramètre Q, ainsi que de la teneur en quartz mesurée par infrarouge (en %) de la carotte 1144, en fonction de la profondeur (mcd)

Stades Isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

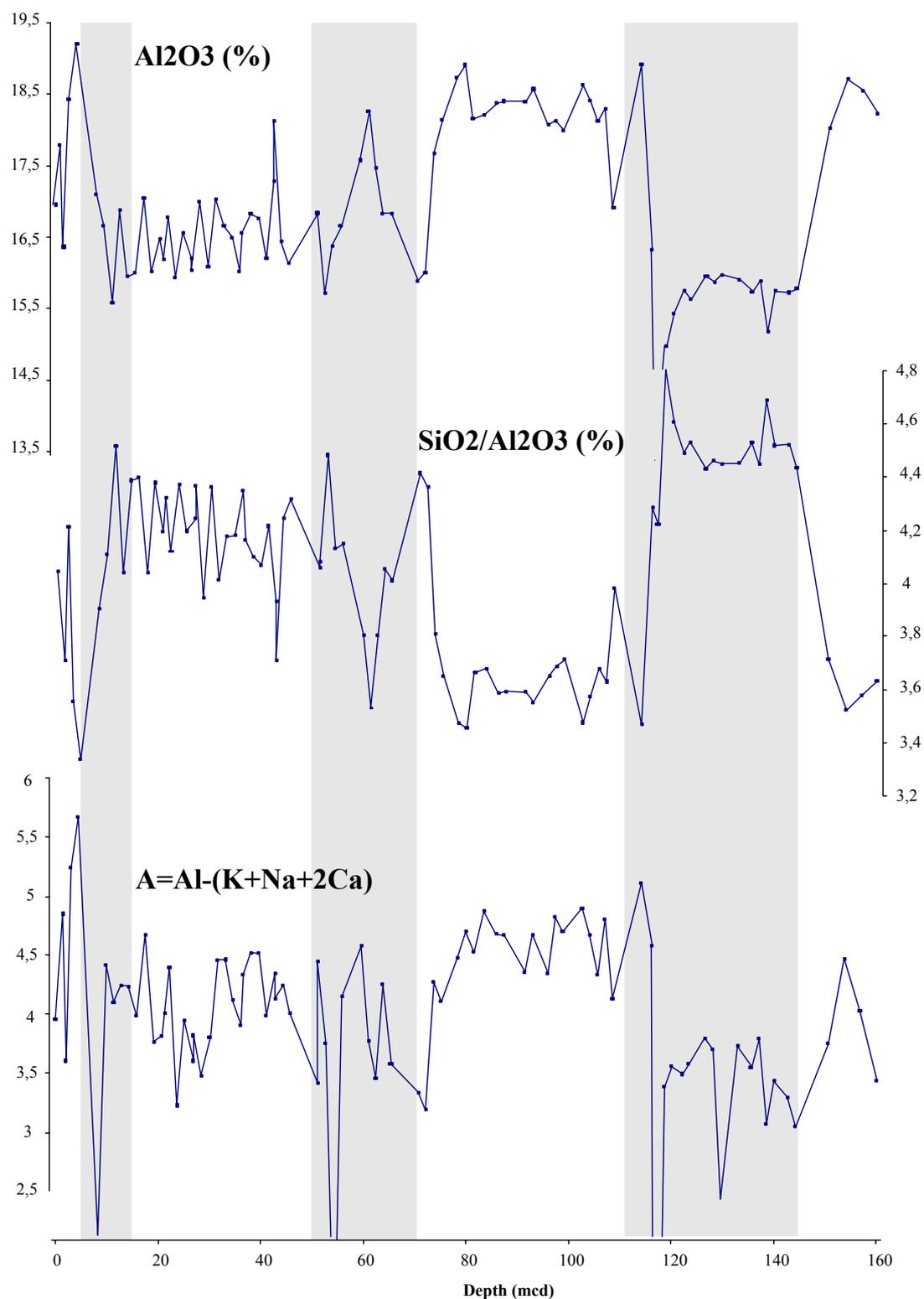


Fig.27- Variations de la teneur en Al (en%), du rapport SiO_2/Al_2O_3 , et du paramètre A de la carotte 1144 en fonction de la profondeur (mcd)

L'antagonisme existant entre les teneurs en Si et Al peut être attribuable à une dilution par le quartz détritique. D'autre part, le rapport Si/Al varie également en fonction des alternances glaciaires/interglaciaires (Fig.27). Les valeurs les plus basses caractérisent en principe une fraction aluminosilicatée constituée de minéraux primaires de type illites-micas, alors que de plus fortes valeurs caractérisent plutôt des minéraux secondaires altérés (smectites-vermiculites). Or, les valeurs les plus fortes du rapport Si/Al sont ici observées durant les périodes glaciaires, et sont anticorrélées avec le rapport smectite/(illite+chlorite) mesuré sur la fraction argileuse du sédiment. Le rapport Si/Al s'avère trop dépendant de la dilution par la silice détritique, il ne met pas en valeur dans la fraction aluminosilicatée, les variations imputables à l'altération chimique.

Le paramètre molaire A, défini par $A=Al-(K+Na+2Ca)$ caractérise l'Al non feldspathisable imputable à la fraction argileuse. Les variations de ce paramètre sont faibles, mais marquent une nouvelle fois le régime climatique et la dilution par le quartz (Fig.27).

- **Variations de la teneur en K**

J'ai choisi de présenter ici les variations géochimiques de la teneur en potassium, car il s'agit d'un élément très présent dans les argiles primaires (illites en particulier), mais aussi très mobile lors de l'altération chimique. Il peut donc nous apporter des informations complémentaires à l'égard de l'étude de la fraction argileuse.

Les variations de la teneur en K_2O (%) de la carotte 1144 sont reportées Figure 28. Les teneurs en K varient de façon similaire à celles de l'Al. On y retrouve des teneurs élevées durant les stades chauds et des teneurs plus faibles durant les stades froids. En outre, les sous stades isotopiques du stade 5 apparaissent bien marqués.

Le rapport K/Al (Fig.28) présente une variabilité importante, et les liens avec le régime climatique sont peu marqués. Ce rapport est élevé lorsque la fraction argileuse est constituée de minéraux primaires (illite-mica) et faible lorsque la fraction argileuse est constituée de minéraux secondaires (kaolinite-smectite). Le rapport smectite/(illite+chlorite) présente, conformément à nos attentes, une évolution antagoniste de celle du rapport K/Al, qui s'explique par la perte de K liée à l'altération des feldspaths et de l'illite lors de la formation des smectites (Fig.29). L'analyse spectrale du rapport K/Al a été réalisée (Fig.30). Le spectre de fréquence obtenu montre des périodicités à 135, 25 et 17 ka. La fréquence à 25 ka^{-1} est compatible avec le régime de mousson, et confirme l'analyse réalisée sur le rapport smectite/(illite+chlorite). L'intensité de l'altération chimique des minéraux détritiques enregistrée dans la fraction argileuse est donc bien contrôlée par le régime de la mousson.

Enfin, le paramètre $F=K-(Na+Ca)$, calculé à partir des résultats en atomes, est reporté Figure 28. Ce paramètre augmente lorsque la quantité de minéraux potassiques (feldspath potassique, illite, mica) est supérieure à celle des minéraux sodiques et calciques (plagioclases). Le paramètre F évolue en accord avec les teneurs en K. Les stades interglaciaires sont caractérisés par de fortes valeurs, à l'exception du stade 3. Ce paramètre révèle également la présence de 4 pics à très faible proportion de minéraux potassiques durant les stades glaciaires.

Stades Isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------

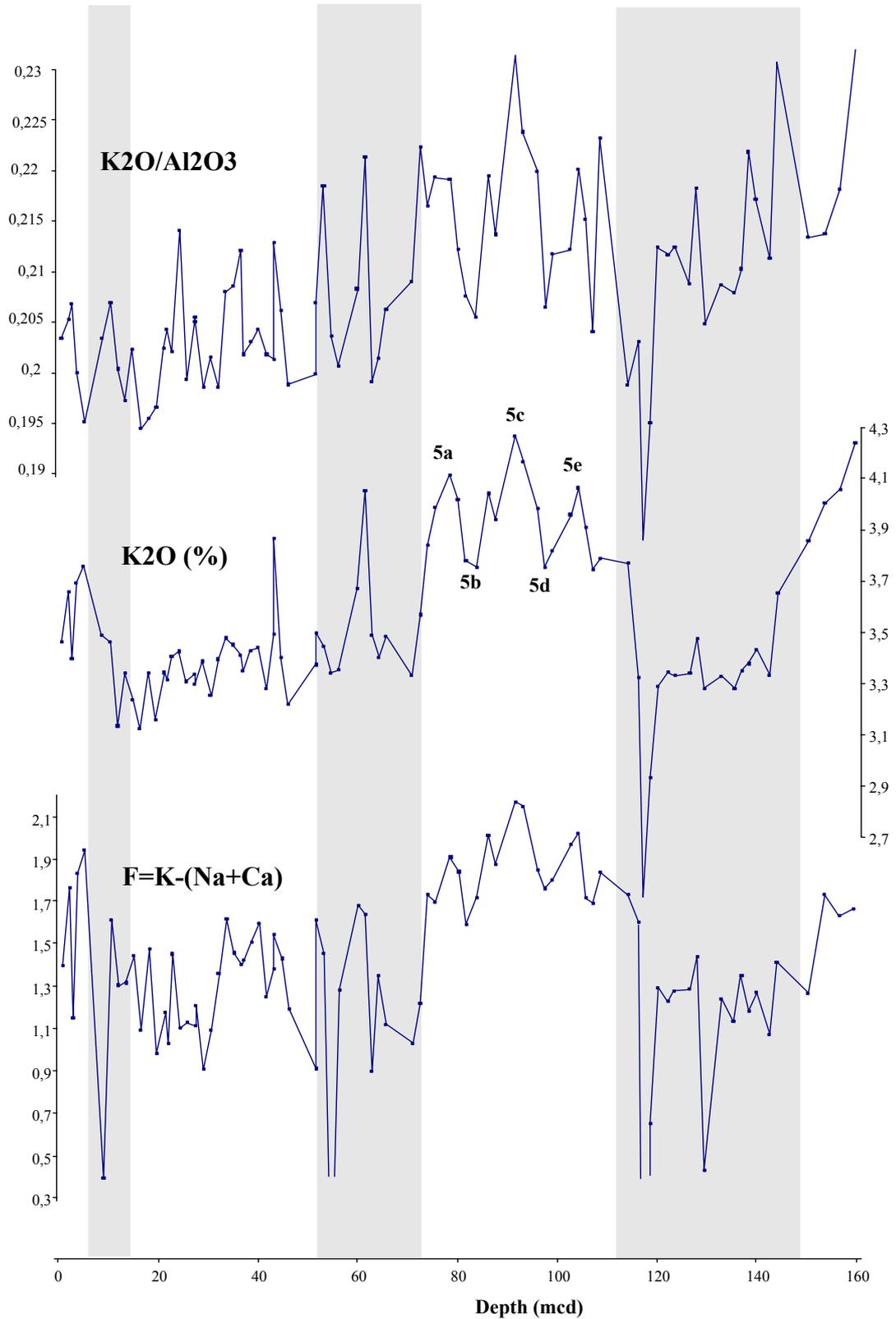


Fig.28- Variations du rapport K_2O/Al_2O_3 , de la teneur en K (en %), et du paramètre F de la fraction aluminosilicatée de la carotte 1144 en fonction de la profondeur (mcd)

Stades Isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

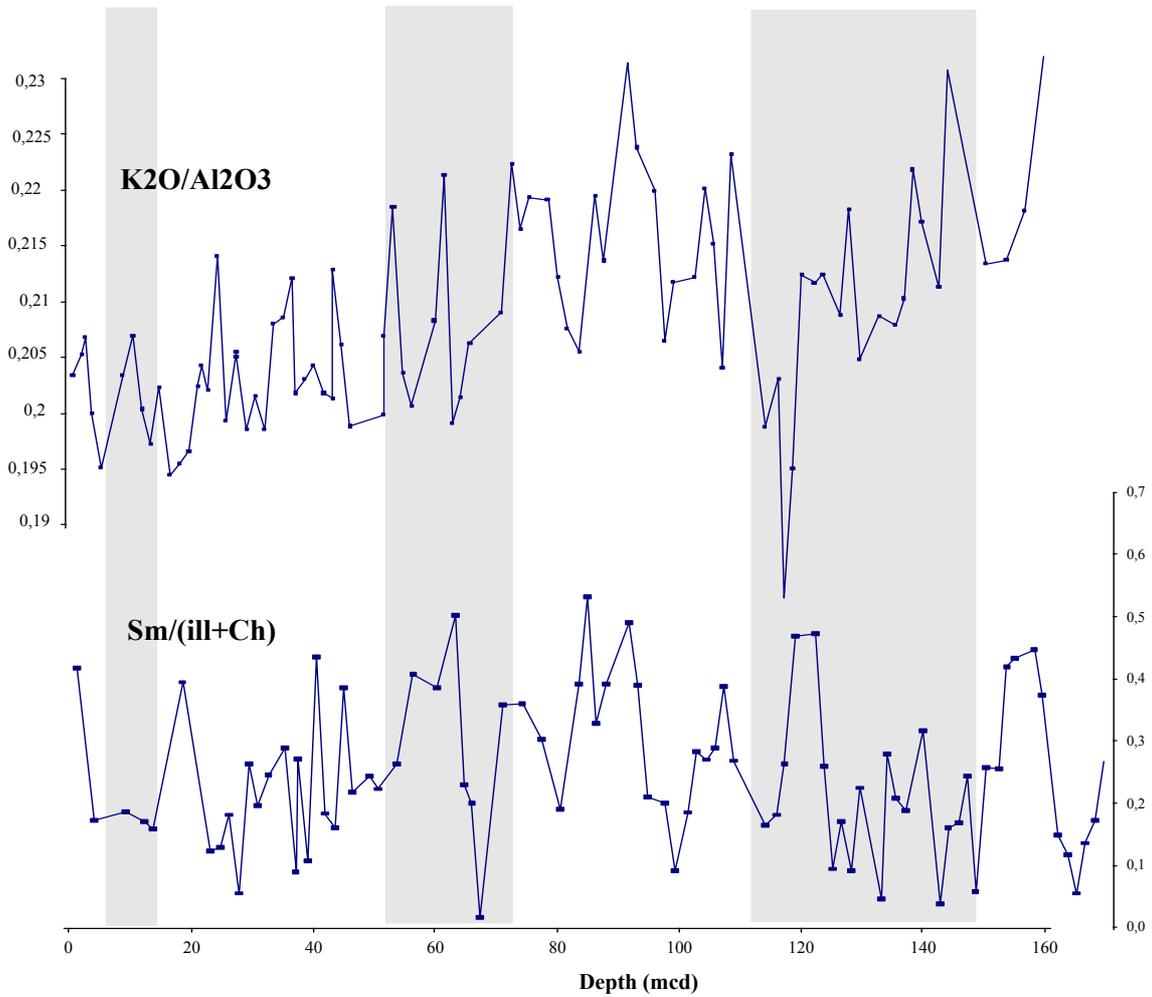


Fig.29- Evolution des rapports K/Al et smectite/(illite+chlorite) en fonction de la profondeur pour la carotte 1144

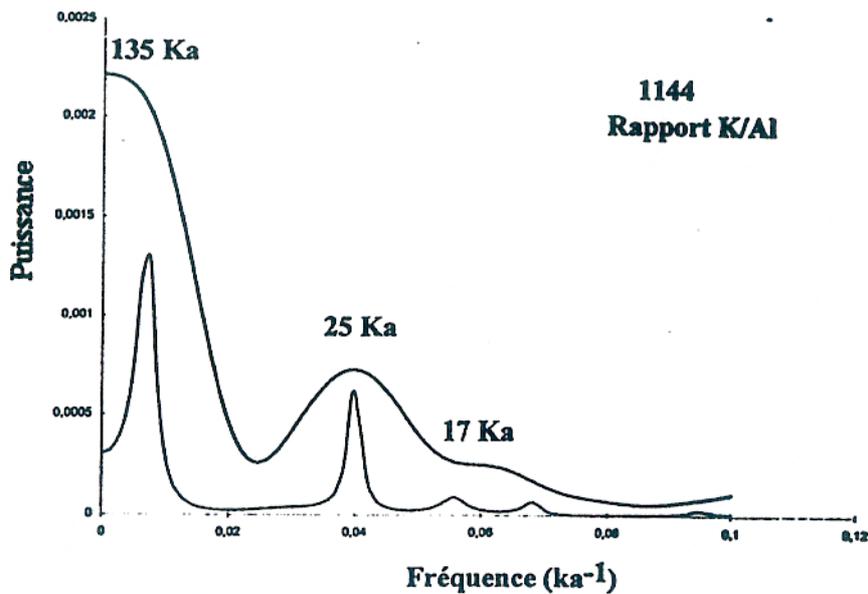


Fig.30- Analyse spectrale des variations du rapport K/Al

Courbe en noir : technique du Blackman-Tukey (mauvaise résolution en fréquence, mais niveau de confiance quantifiable).

Courbe en grisé : technique du maximum d'entropie (très bonne résolution du spectre de fréquence, mais pas de test statistique)

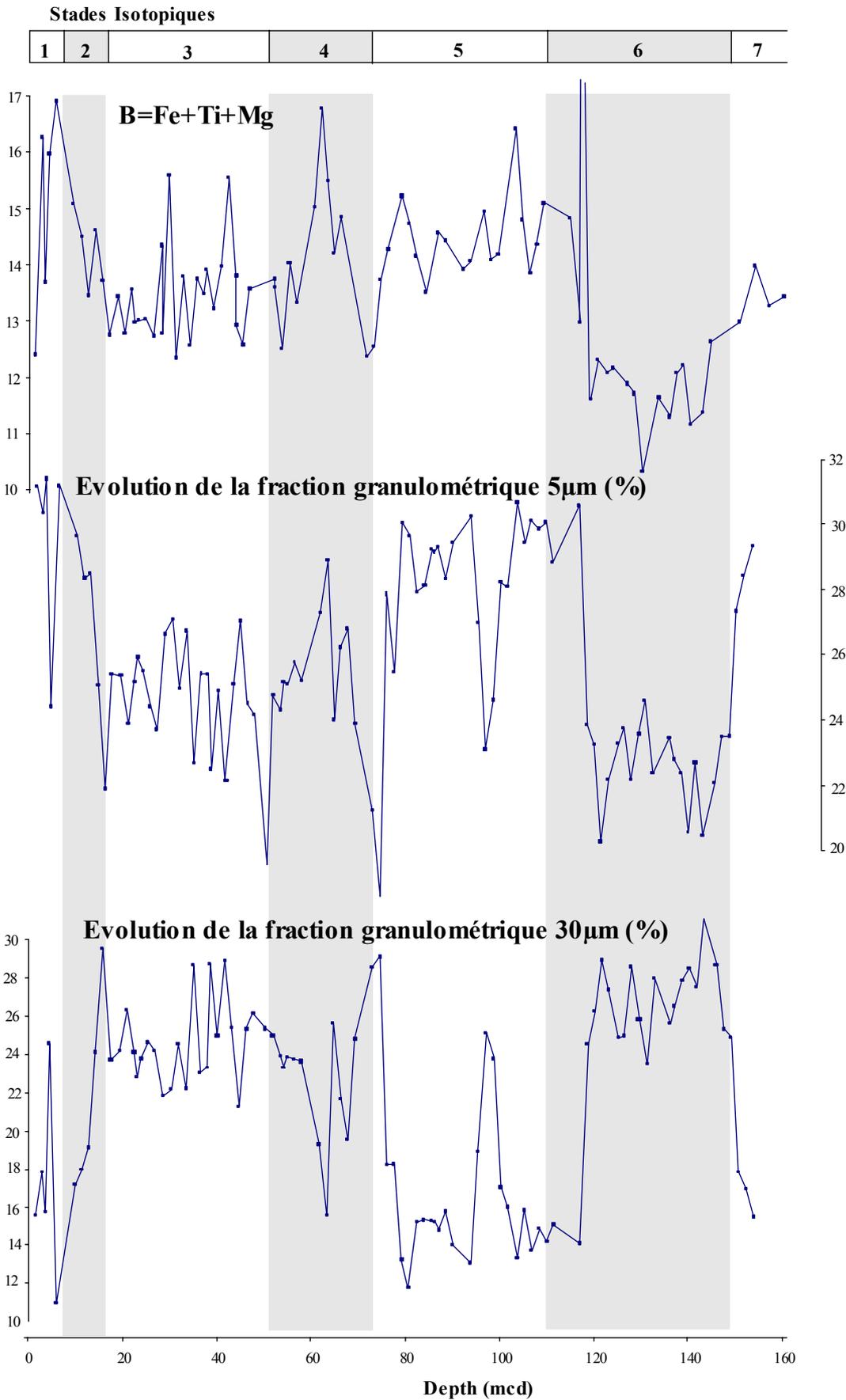


Fig.31- Evolution du paramètre B, et des fractions granulométriques 5µm et 30µm (±20%) de la carotte 1144 en fonction de la profondeur (mcd)

- **Evolution du paramètre B**

Le paramètre B se définit à partir de la somme Fe+Ti+Mg calculée à partir des résultats en atomes. Son étude consiste à mettre en évidence la proportion de minéraux ferro-magnésiens présents dans le sédiment. Les variations du paramètre B indiquent en théorie des modifications dans les apports sédimentaires (modifications de sources). Cependant, il présente ici des variations globalement opposées à celles de Si (Fig.31). Ceci indique une probable dilution des minéraux ferro-magnésiens par du quartz, et donc une altération du signal. On peut toutefois observer que les variations restent faibles entre les stades isotopiques 3 et 5, ne traduisant pas de migration des zones sources d'apports de minéraux ferro-magnésiens présents dans le sédiment. Cette observation n'est pas incompatible avec les résultats obtenus en granulométrie, si l'on considère que les particules éoliennes sont principalement composées de silice. Dans ce cas, seuls les apports fluviaux sont susceptibles de fournir des minéraux ferro-magnésiens. L'étude attentive de la carte géologique du sous continent chinois (Fig.2), permet d'affirmer que les formations drainées par les principaux fleuves aboutissant au nord de la mer de Chine du sud (Yang Tse Kiang, rivière des Perles) sont similaires et relativement anciennes, avec de nombreux cratons. Au contraire, le Mékong draine des formations récentes (Crétacé), plus pauvres en minéraux ferro-magnésiens. En partant du constat que le paramètre B varie peu, malgré la dilution par le quartz, nous pouvons penser que la carotte 1144 n'enregistre pas de variations de sources du matériel terrigène sédimentaire en fonction des modifications des courants océaniques. Des études isotopiques complémentaires (Rb-Sr et Sm-Nd) sont nécessaires pour caractériser les différentes zones sources du matériel détritique fluvial apporté sur notre site d'étude.

- **Evolution des index d'altération chimiques**

J'ai reporté sur la figure 32, l'évolution des index d'altération chimique CIW et CIA, en fonction de la profondeur pour la carotte 1144. L'index d'altération CIW se définit par le rapport molaire suivant : $CIW = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)} \times 100$. CIA, quant à lui, est un indice d'altération ne prenant pas en compte le CaO. Ces index doivent nous permettre de faire la part dans les sédiments de ce qui est lié à l'altération chimique, par rapport à ce qui peut être imputable à l'érosion physique.

L'index CIW présente des variations entre 75 et 77, ce qui ne peut pas être considéré comme significatif, compte tenu de la marge d'incertitude des analyses. Cet index ne reflète donc pas de variations de l'altération chimique. Il en va de même pour l'index CIA.

En conclusion, les variations de la teneur en Si enregistrées dans la carotte 1144 reflètent en réalité les variations de la teneur en quartz détritique. En outre, ces variations sont contrôlées par les alternances glaciaires/interglaciaires.

Le rapport K/Al covarie avec le rapport smectite/(illite+chlorite). Sa périodicité proche de 23 ka marque l'influence du régime de mousson sur le degré d'altération chimique de la fraction argileuse.

Enfin, le paramètre B ne met pas en évidence de modification notable des vecteurs d'apport sédimentaires fluviaux en réponse à des variations climatiques.

Stades Isotopiques						
1	2	3	4	5	6	7

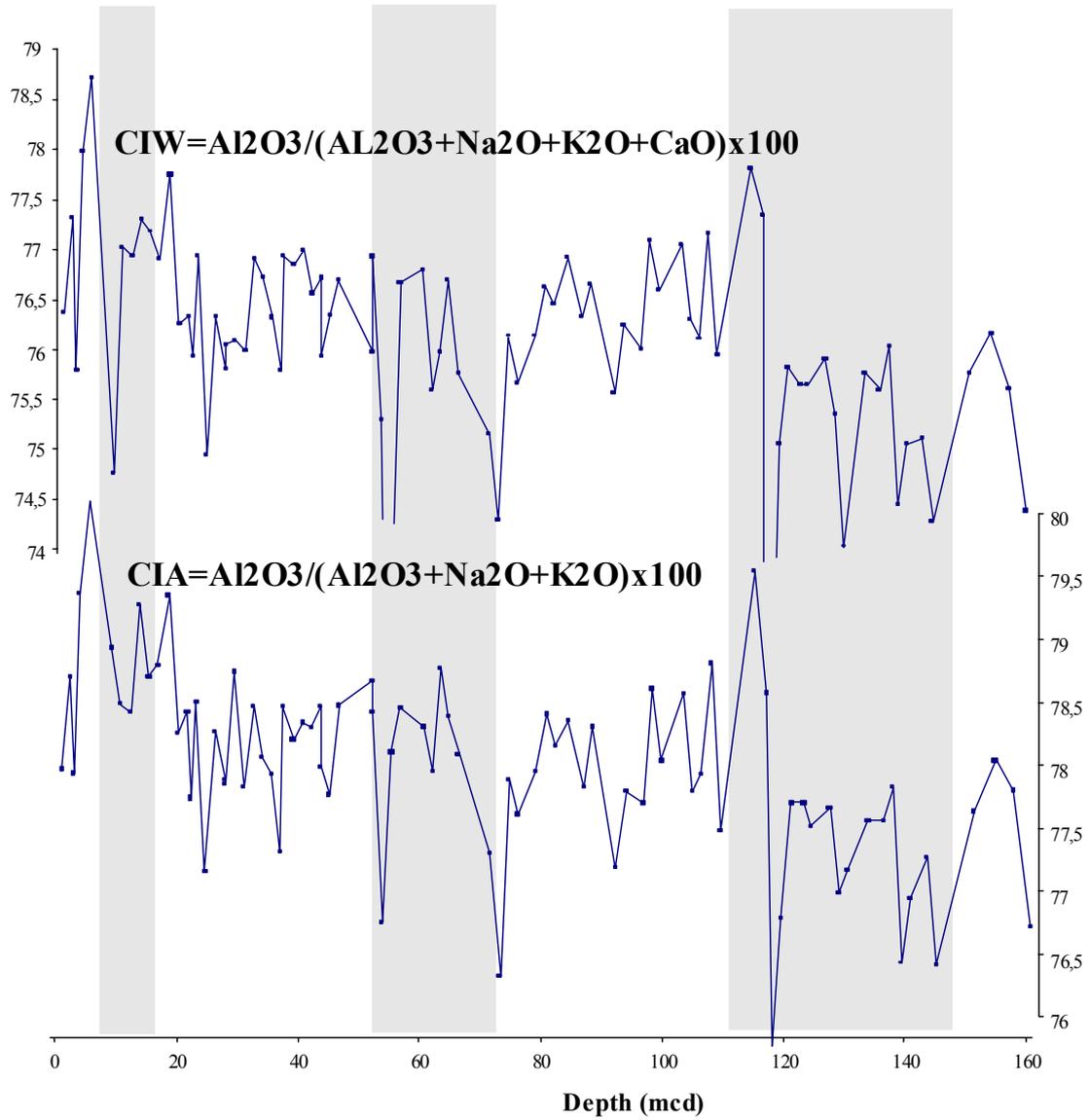


Fig.32- Evolution des index d'altération chimique CIW et CIA en fonction de la profondeur (mcd) pour la carotte 1144

CONCLUSIONS

L'objectif de ce travail de recherche de D.E.A consistait à mettre en évidence au travers d'un enregistrement sédimentaire marin en mer de Chine du sud, les signaux imputables aux changements climatiques globaux et aux variations du régime de mousson. Pour mener à bien ce travail, 3 principaux marqueurs ont été utilisés afin de décrypter les informations contenues dans la fraction terrigène de la carotte 1144 : l'analyse granulométrique, la minéralogie des argiles, et la géochimie des éléments majeurs.

L'évolution granulométrique de la carotte 1144 apparaît contrôlée par les variations du niveau marin. Les alternances glaciaires/interglaciaires reflètent en réalité les variations de la teneur en quartz détritique du sédiment, comme le prouve l'évolution géochimique de la silice. Par ailleurs, 2 populations granulométriques bien distinctes se révèlent au sein de la fraction détritique. La fraction la plus fine (5 μm) peut être attribuable à la contribution éolienne de la mousson d'hiver, sous réserve toutefois d'études complémentaires. La fraction la plus grossière (30 μm) semble plutôt provenir des apports fluviaux. Enfin, il apparaît que la contribution la plus grossière est dominante sur la plus fine.

Les rapports K/Al et smectite/(illite+chlorite) présentent une périodicité aux environs de 23 ka, attribuable aux variations de l'intensité du régime de la mousson chinoise. Durant les maxima d'insolation, l'intensification de la mousson d'été favorable à une humidité accrue et au développement d'une végétation luxuriante dans la plaine, est responsable d'une altération chimique rapide du matériel détritique. Au contraire, l'aridité engendrée par la mousson d'hiver lors des minima d'insolation inhibe l'altération chimique. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus dans le golfe du Bengale (Colin, 1997).

Cette étude ne met pas en évidence de balance entre les apports fluviaux du Mékong et ceux provenant des grands fleuves du nord de la mer de Chine du sud.

Enfin, on notera que sur l'ensemble de l'étude, la réponse de nos différents marqueurs au forçage orbital est légèrement en déphasage par rapport à l'échelle d'âge. L'étude de ces déphasages tels que décrits dans la littérature (Clemens et al., 1991) m'est apparue fort intéressante. Malheureusement, les incertitudes liées à l'élaboration de l'échelle d'âge, en particulier par le manque de fiabilité des données isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ constituent, pour l'instant, un obstacle que je ne puis franchir.

PERSPECTIVES

A l'issue de ce travail de recherche mené dans le cadre d'un D.E.A. où le temps est fatalement trop court, bon nombre de questions et de problèmes restent en suspens, révélant l'important potentiel du site étudié. Par conséquent, pour pouvoir contribuer au mieux à la compréhension des mécanismes qui influencent les variations de la balance altération chimique/érosion physique en fonction des variations du niveau marin et du régime de mousson, il s'avère essentiel de mener les investigations suivantes sur les carottes prélevées en mer de Chine du sud lors du leg ODP 184 :

- Dans un premier temps, il est absolument nécessaire d'obtenir une échelle d'âge de la carotte 1144 basée sur des données isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ fiables. Cette échelle d'âge nous permettra ainsi d'affiner les périodicités obtenues par l'analyse spectrale, et d'étudier les déphasages observés entre les différents marqueurs sédimentaires et le forçage climatique.
- Dans un second temps, la séparation des 2 fractions granulométriques mises en évidence dans cette étude est envisageable, de manière à identifier la source, les vecteurs de transport et les variations de flux. L'élaboration d'un protocole de séparation des particules sédimentaires de petite taille pourrait, par elle-même, constituer une avancée intéressante en complément de la granulométrie.
- Afin de prolonger le travail réalisé lors de l'analyse des éléments majeurs, il est nécessaire de pouvoir s'affranchir de la dilution par le quartz détritique. Dans ce but, une connaissance plus fine de la minéralogie des sédiments s'impose. Une étude par cathodoluminescence et spectrométrie infrarouge est donc fortement envisagée.
- La connaissance des zones sources de nos sédiments marins nécessite de coupler les traceurs minéralogiques avec des données isotopiques. L'utilisation de traceurs isotopiques tel que Sr et Rb s'avérera certainement très utile.
- Enfin, une étude à différentes échelles de temps est envisageable. En effet, la carotte 1144, en raison de son taux de sédimentation exceptionnel, constitue le support idéal pour une étude haute-résolution des variations climatiques et la mise en évidence des événements de Heinrich et des cycles de Dansgaard-Oeschger. Cependant, une étude à plus grande échelle est-elle aussi possible sur les 500 m de la carotte 1144.

Cette étude pourrait permettre de comparer les enregistrements sédimentaires de mer de Chine du sud avec ceux étudiés en mer d'Arabie (Clemens et al., 1991) et dans le golfe du Bengale (Colin et al., 1997), afin de mieux cerner les liens entre les différentes composantes climatiques de l'Asie des moussons. Ces connaissances sont nécessaires si l'on veut anticiper les conditions de vie future de plus de 2 milliards d'asiatiques.

BIBLIOGRAPHIE

AN Z., LIU T., LU Y., PORTER S.C, KUKLA G., WU X. & HUA Y. (1990) - The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. - *Quaternary International*, Vols.7/8, p.91-95.

AN Z., KUKLA G.J., PORTER S.C. & XIAO J. (1991) - Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130,000 years. - *Quaternary Research*, Vol.36, p.29-36.

AN Z., PORTER S.C., ZHOU W., YANCHOU L., DONAHUE D.J., HEAD M.J., XIHUO W., JIANZHANG R. & HONGBO Z. (1992) - Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the loess plateau of central China. - *Quaternary Research*, Vol.39, p.45-54.

BRIAIS A., PATRIAT P. & TAPPONNIER P. (1993) - Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia.- *Journal of Geophysical Research*, Vol.98, p.6299-6328.

CHAMLEY H. (1988) - *Sédimentologie*. - Coll. Géosciences, Dunod (Ed.), 175 p.

CHAMLEY H. (1989) - *Clay sedimentology*. - Springer Verlag, Berlin, 623 p.

CHEN F.H., BLOEMENDAL J., WANG J.M., LI J.J. & OLDFIELD F. (1997) - High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. - *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, Vol.130, p.323-335.

CHEN M. & TAN Z. (1997) - Radiolarian distribution in surface sediments of the northern and central South China Sea. - *Marine Micropaleontology*, Vol.32, p.173-194.

CLEMENS S.C. & PRELL W.L. (1991) - Late quaternary forcing of Indian ocean summer-monsoon wind: A comparison of Fourier model and general circulation model results. - *Journal of Geophysical Research*, Vol.96, p.22.683-22.700.

CLEMENS S.C., PRELL W.L., MURRAY D., SHIMMIELD G. & WEEDON G. (1991) - Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. - *Nature*, Vol.353, p.720-725.

COLIN C. (1997) - Reconstitution du régime de l'érosion des chaînes himalayenne et birmanes au cours des deux derniers cycles climatiques (300 derniers ka). - Thèse en Sciences de la Terre, Université de Paris XI Orsay, 272 p.

COPELAND P., HARRISON T.M., KIDD W.S.F., RONGHUA X. & YUQUAN Z. (1987) - Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.86, p.240-252.

DE NOBLET N., BRACONNOT P., JOUSSAUME S. & MASSON V. (1996) - Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115 and 6 kbp. - *Climate Dynamics*, Vol.12, p.589-603.

HALL G.E. & PELCHAT J-C. (1990) - Analysis of standard reference materials for Zr, Nb, Hf and Ta by ICP-MS after lithium metaborate fusion and cupferron separation. - *Geostandards Newsletter*, Vol.14, p.197-206.

HARRISON T.M., COPELAND P., KIDD W.S.F. & YIN A. (1991) - Raising Tibet. - *Science*, Vol.255, p.1663-1670.

HARRISON T.M., YIN A. & RYRSON F. (1998) - Orographic evolution of the Himalaya and Tibetan Plateau. - *Crowley & Byrd (ed)*, p. 39-72.

HARVEY P.K., TAYLOR D.M., HENDRY R.D. & BANCROFT F. (1973) - An accurate fusion method for the analysis of rocks and chemically related materials by X-ray fluorescence spectrometry. - *X-ray spectrometry*, Vol.2, p.33-44.

HOLTZAPFFEL T. (1985) - Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. - Soc. Géol. Nord, Publi. n°12, 135 p.

HUANG C.Y., LIEW P-M., ZHAO M., CHANG T-C., KUO C-M., CHEN M-T., WANG C-H. & ZHENG L-F. (1997) - Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.146, p.59-72.

HUANG C.Y., WU S-F., ZHAO M., CHEN M-T., WANG C-H., TU X. & YUAN P.B. (1997) - Surface ocean and monsoon climate in the South China Sea since the last glaciation. - *Marine Micropaleontology*, Vol.32, p.71-94.

HUANG L. (1997) - Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Pearl River Mouth Basin, South China Sea, and Neogene reticulofenestrid coccoliths size distribution pattern. - *Marine Micropaleontology*, Vol.32, p.31-57.

HUANG Z. (1982) - Les phénomènes évolutifs structuraux du delta de la rivière des perles. - *Kexue puji chubanshe guangzhou fenshe* (Ed.), Canton, 276 p. et 8 cartes. (Traduit du Chinois).

JIN X. (1992) - Tectogenesis and origin of northern South China Sea. - *In Marine Geology and Geophysics of South China Sea.*, Beijing (China Ocean Press), p.1-9.

LOIZEAU J-L., ARBOUILLE D., SANTIAGO S. & VERNET J-P. (1994) - Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. - *Sedimentology*, Vol.44, p.353-361.

MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) - Age dating and the orbital theory of the ice ages : development of a high resolution 0-300,000 year chronostratigraphy. - *Quaternary Research*, Vol.27, p. 1-29.

MOLNAR P., ENGLAND P. & MARTINOD J. (1993) - Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. - *Rev. Geophys.*, Vol.31, p.357-396.

MORLEY J.J. & HEUSSER L.E. (1997) - Role of orbital forcing in East Asian monsoon climates during the last 350 kyr: evidence from terrestrial and marine proxies from core RC14-99. - *Paleoceanography*, Vol.12, p.483-493.

NICHOLLS I.A. (1974) - A direct fusion method of preparing silicate rock glasses for energy-dispersive electron microprobe analysis. - *Chemical Geology*, Vol.14, p.151-157.

NIINO H. & EMERY K.O. (1961) - Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea. - *Geological Society of American Bulletin*, Vol.72, P.731-762, 21figs.

NORRISH K. & HUTTON J.T. (1968) - An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.33, p.431-453, Pergamon Press.

PACKHAM G. (1996) - Cenozoic SE Asia: reconstructing its aggregation and reorganization. - *Tectonic Evolution of Southern Asia. Geol. Soc. Spec. Publ.*, Vol.106, p.123-152.

PAILLARD D., LABEYRIE L. & YIOU P. (1996) - Analyseries 1.0 : a Macintosh software for the analysis of geographical time-series. - *E.O.S*, Vol.77, 319 p.

PORTER C.S. & AN Z. (1995) - Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. - *Nature*, Vol.375, p.305-308.

PRELL W.L. & KUTZBACH J.E. (1992) - Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. - *Nature*, Vol.360, p.647-652.

QIN Y. (1994) - Sedimentation in northern China seas. - *In Oceanology of China seas*, D. Zhou et al. (Ed.), Vol.2, p.395-406.

REA D.K. & LEINEN M. (1985) - Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. - *Science*, Vol.227, p.721-725.

REA D.K. & LEINEN M. (1988) - Asian aridity and the zonal westerlies: late pleistocene and holocene record of eolian deposition in the northwest Pacific Ocean. - *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, Vol.66, p.1-8.

SCHARER U., TAPPONNIER P., LACASSIN R., LELOUP P.H., ZHONG D. & JI S. (1990) - Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan-Red River shear zone, China. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.97, p.65-77.

SCHONFELD J. & KUDRASS H-R. (1993) - Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to late quaternary sea-level changes. - *Quaternary Research*, Vol.40, p.368-379.

SHAW P-T. (1991) - The seasonal variation of the intrusion of the Philippine Sea Water into the South China Sea. - *Journal of Geophysical Research*, Vol.96, p.821-827.

SU G. & WANG T. (1994) - Basic characteristics of modern sedimentation in South China Sea. - *In Oceanology of China Seas*, New York, Kluwer Press, Vol.2, p.407-418.

THUNELL R.C., QINGMIN M., CALVERT S.E. & PEDERSEN T.F. (1992) - Glacial-holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: productivity variations and surface water pCO₂. - *Paleoceanography*, Vol.7(2), p.143-162.

TRENTESAUX A., RECOURT P., BOUT-ROUMAZEILLES V. & TRIBOVILLARD N. (2000) - Une méthode rapide de détermination du contenu carbonaté des sédiments par l'utilisation d'une analyse granulométrique en deux temps. Technique, exemple et application potentielle pour les sédiments pélagiques. - Communication lors des 4^{ème} journées de paléocéanographie, Lille, 10 & 11 mai 2000.

WANG L. & WANG P. (1990) - Late quaternary paleoceanography of South China Sea: glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin. - *Paleoceanography*, Vol.5(1), p.77-90.

WANG L. & OBA T. (1998) - Tele-connections between East Asian Monsoon and the High-latitude Climate: A comparison between the GISP 2 Ice Core Record and the High Resolution Marine Records from the Japan and the South China Seas. - *The Quaternary Research*, Vol.37, p.211-219.

WANG L., SARNTHEIN M., ERLLENKEUSER H., GRIMALT J., GROOTES P., HEILING S., IVANOVA E., KIENAST M., PELEJERO C. & PFLAUMANN (1999) - East Asian monsoon climate during the late pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. - *Marine Geology*, Vol.156, p.245-284.

WANG P. (1990) - Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. - *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, Vol.77, p.315-334.

WANG P. (1990) - The ice-age China sea, research results and problems. - *Proceeding of the first international conference on Asian Marine Geology*, Shanghai, september 7-10, 1988, China Ocean Press., Beijing, p.181-197.

WANG P., WANG L., BIAN Y. & JIANG Z. (1995) - Late quaternary paleoceanography of South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. - *Marine Geology*, Vol.127, p.145-165.

XIAO J., PORTER S.C., AN Z., KUMAI H. & YOSHIKAWA S. (1995) - Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of central China during the last 130,000 Yr. - *Quaternary Research*, Vol.43, p.22-29.

XU X. (1988) - Les ressources en eau et en terre du delta de la rivière des perles. - *Zhongshan daxue chubanshe (Ed.)*, Canton, p.24. (Traduit du Chinois).

ZHOU W., DONAHUE D.J., PORTER S.C., JULL T.A., LI X., STUIVER M., AN Z., MATSUMOTO E. & GUANGRONG D. (1996) - Variability of monsoon climate in east Asia at the end of the last glaciation. - *Quaternary Research*, Vol.46, p.219-229.

LISTE DES FIGURES

Fig.1- Position géographique de la mer de Chine du sud	p.6
Fig.2- Carte géologique de l'Asie du sud-est	p.7
Fig.3- Régimes de mousson d'été et d'hiver affectant l'Asie du sud-est	p.10
Fig.4- Evolution de la mousson Chinoise au cours des stades isotopiques 1 et 2	p.10
Fig.5- Répartition des sédiments actuels en mer de Chine du sud	p.12
Fig.6- Localisation de la rivière des Perles et du Mékong	p.14
Fig.7- Circulation de surface en mer de Chine du Sud durant l'été (A) et l'hiver (B)	p.16
Fig.8- Température des eaux de surface en mer de Chine du Sud, l'été (A) et L'hiver (B)	p.16
Fig.9- Modèle de circulation de surface en mer de Chine du Sud au dernier maximum glaciaire durant l'été (A) et l'hiver (B)	p.16
Fig.10- Variations de la direction des vents dominants chargés de particules en fonction des alternances du régime de mousson	p.17
Fig.11- Localisation des forages effectués lors du leg ODP 184 en mer de Chine du sud	p.18
Fig.12- Profils sismiques réalisés au cours de la mission sur le site de forage de la carotte 1144	p.19
Fig.13- Principe de fonctionnement du granulomètre-laser	p.21
Fig.14- Exemple de courbe granulométrique fournie par le granulomètre-laser Malvern Mastersizer x	p.21
Fig.15- Construction de l'échelle d'âge pour la carotte 1144	
Comparaison de l'enregistrement de $\delta^{18}O$ de foraminifères avec la courbe composite de référence (Martinson et al., 1987)	p.26
Fig.16- Construction de l'échelle d'âge pour la carotte 1144.	
Comparaison de l'enregistrement de la couleur avec la courbe composite de référence $\delta^{18}O$ (Martinson et al., 1987).	p.27
Fig.17 (A et B)- Diagrammes âge-profondeur pour la carotte 1144	p.29
Fig.18- Comparaison de la moyenne granulométrique de la fraction décarbonatée à celle de la fraction totale	p.32
Fig.19- Moyenne granulométrique de la carotte 1144	p.32
Fig.20- Mise en évidence de 2 populations grâce à l'écart type mesuré sur chaque classe granulométrique	p.33
Fig.21- Evolution des fractions granulométriques 12 μm , 5 μm et 30 μm ($\pm 20\%$) de la carotte 1144	p.34
Fig.22- Analyse spectrale des variations de la moyenne granulométrique	p.33
Fig.23- Evolutions des teneurs (en %) des différentes composantes de la fraction argileuse	p.37
Fig.24- Evolution du rapport smectite/(illite+chlorite) en fonction de la profondeur pour la carotte 1144	p.38
Fig.25- Analyse spectrale des variations du rapport smectite/(illite+chlorite)	p.38

Fig.26- Variations de la teneur en silice (en %), du paramètre Q, ainsi que de la teneur en quartz mesurée par infrarouge (en %) de la carotte 1144, en fonction de la profondeur (mcd)	p.40
Fig.27- Variations de la teneur en Al (en%), du rapport SiO ₂ /Al ₂ O ₃ , et du paramètre A de la carotte 1144 en fonction de la profondeur (mcd)	p.41
Fig.28- Variations du rapport K ₂ O/Al ₂ O ₃ , de la teneur en K (en %), et du paramètre F de la fraction aluminosilicatée de la carotte 1144 en fonction de la profondeur (mcd)	p.43
Fig.29- Evolution des rapports K/Al et smectite/(illite+chlorite) en fonction de la profondeur pour la carotte 1144	p.44
Fig.30- Analyse spectrale des variations du rapport K/Al	p.44
Fig.31- Evolution du paramètre B, et des fractions granulométriques 5µm et 30µm (±20%) de la carotte 1144 en fonction de la profondeur (mcd)	p.45
Fig.32- Evolution des index d'altération chimique CIW et CIA en fonction de la profondeur (mcd) pour la carotte 1144	p.47
Tableau 1 : Bilan des principaux fleuves à proximité de la mer de Chine du sud	p.13
Tableau 2 : pointeurs utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte 1144	p.28
Tableau 3 : tableau comparatif des taux de sédimentation en mer de Chine du sud des carottes 1144 et V36-06-3 (en cm/kan)	p.28

ANNEXE 1 : Le MEB Philips XL 30

Le microscope électronique à balayage a été utilisé dans cette étude en tant que spectromètre, dans le but d'analyser la composition chimique en éléments majeurs des fragments de verres silicatés obtenus après fusion du sédiment.

L'ensemble des mesures a été réalisé sur un MEB Philips XL 30, présent au laboratoire de géochimie des roches sédimentaires de l'université de Paris Sud-Orsay.

1. Principe de fonctionnement du MEB

Un canon à électrons envoie sur l'échantillon à étudier, un faisceau d'électrons extrêmement étroit, et d'une énergie suffisante pour le pénétrer de quelques microns. Il y a alors chocs entre les électrons incidents et le cortège électronique des atomes de l'échantillon. A la suite de ces collisions, l'échantillon va émettre à son tour des électrons, permettant d'obtenir des images de sa surface ; ainsi que des rayons X, permettant de caractériser qualitativement et quantitativement les éléments chimiques de la zone analysée. C'est cette dernière caractéristique qui nous intéresse ici.

2. Emission de rayons X

Les électrons sortant du canon à électrons, ont une énergie suffisante pour pénétrer de quelques microns dans la matière. Certains vont alors subir des chocs élastiques, ils seront rétrodiffusés, à la façon de boules de billard, selon une probabilité qui augmente avec le numéro atomique Z de l'élément cible. Ainsi, la magnétite Fe_3O_4 va émettre plus d'électrons rétrodiffusés que le quartz SiO_2 ($Z_{Fe}=26$, $Z_{Si}=14$). Au contraire, d'autres électrons vont ioniser des atomes, c'est-à-dire leur donner la plus grande partie de leur énergie. Il s'en suit un bouleversement instable, suivi d'un réarrangement stable de l'atome bombardé, accompagné d'une émission de rayons X. A chaque atome d'un élément chimique donné, correspond une émission de photons X de longueur d'onde bien déterminée, qui «signent» la présence de cet élément. Les photons X sont recueillis par un photomultiplicateur qui transforme leur énergie en courant électrique. Le signal du photomultiplicateur est d'autant plus intense que la région bombardée par le faisceau est constituée d'éléments au numéro atomique élevé.

3. Analyse

Les photons X émis par les éléments sont analysés par un spectromètre. Le MEB XL 30 Philips est équipé d'un système d'analyse X à dispersion d'énergie IMIX de la société PGT. Dans ce cas, les photons X émis par un élément sont absorbés dans un semi-conducteur (diode Germanium) où ils développent des charges positives, proportionnellement à leur énergie. L'analyse quantitative d'un élément consiste à mesurer l'intensité de l'une de ces raies caractéristiques émises par un témoin de concentration connue, puis par l'échantillon à analyser.

L'utilisation d'un spectromètre dispersif en énergie présente pour nous plusieurs avantages. Tout d'abord, il analyse simultanément tous les éléments, ce qui permet l'application d'un temps d'acquisition plus long, et donc des mesures plus fines. En outre, Le mode dispersif permet l'analyse d'échantillons fragiles (cas de nos verres) sous le faisceau d'électrons incidents, contrairement à la microsonde électronique qui semble plus destructrice. Le seul défaut de ce type de spectromètre est qu'il ne permet pas l'analyse des éléments légers, dont les rayons X émis sont trop peu énergétiques.

ANNEXE 2 : Résultats des analyses sur les argiles pour la carotte 1144

N° échantillon					Depth (mcd)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	Smectite (%)
1144	A	1	H	1	1,21	42,8	19,0	12,4	25,8
1144	A	1	H	3	4,21	53,2	20,4	13,8	12,6
1144	A	2	H	1	9,44	55,0	19,1	12,1	13,8
1144	A	2	H	3	12,44	49,3	19,4	19,7	11,6
1144	A	2	H	4	13,94	52,9	17,7	18,1	11,2
1144	A	3	H	1	18,72	47,6	15,0	12,8	24,6
1144	A	3	H	4	23,22	53,6	25,0	11,8	9,6
1144	A	3	H	5	24,72	41,9	30,1	18,6	9,3
1144	A	3	H	6	26,22	46,9	25,6	14,4	13,2
1144	A	4	H	1	28	45,4	30,7	19,8	4,1
1144	A	4	H	2	29,54	46,8	22,7	12,3	18,3
1144	A	4	H	3	31,04	47,0	26,1	12,5	14,3
1144	A	4	H	4	32,54	41,9	26,1	15,2	16,7
1144	A	4	H	6	35,54	48,5	20,5	11,2	19,9
1144	A	4	H	7	37,04	44,7	31,1	17,4	6,8
1144	A	5	H	1	37,64	49,6	18,9	12,9	18,6
1144	A	5	H	2	39,14	45,5	29,3	17,2	8,1
1144	A	5	H	3	40,64	42,2	18,7	12,6	26,4
1144	A	5	H	4	42,14	43,6	28,1	15,1	13,2
1144	A	5	H	5	43,64	43,9	29,6	14,8	11,8
1144	A	5	H	6	45,14	44,8	20,6	9,4	25,2
1144	A	5	H	7	46,57	53,8	18,7	11,7	15,8
1144	A	6	H	1	49,08	42,9	27,0	13,2	17,0
1144	A	6	H	2	50,58	45,2	22,8	16,8	15,2
1144	A	6	H	4	53,58	47,9	20,5	13,6	17,9
1144	A	6	H	6	56,58	42,9	19,7	11,9	25,5
1144	A	7	H	1	60,41	48,9	17,3	8,3	25,5
1144	A	7	H	3	63,23	47,0	13,2	9,5	30,2
1144	A	7	H	4	64,6	41,7	24,8	18,2	15,3
1144	A	7	H	5	66,1	49,9	21,7	13,9	14,4
1144	A	7	H	6	67,6	60,8	21,9	15,9	1,3
1144	A	8	H	1	71,38	44,6	18,6	14,2	22,6
1144	A	8	H	3	74,38	45,7	18,4	12,7	23,1
1144	A	8	H	5	77,38	50,8	15,8	13,3	20,2
1144	A	9	H	1	80,54	55,7	18,1	12,1	14,1
1144	A	9	H	3	83,54	46,2	16,8	12,4	24,6
1144	A	9	H	4	85,04	46,6	13,2	8,3	31,8
1144	A	9	H	5	86,54	45,2	19,9	13,5	21,4
1144	A	9	H	6	88,04	45,4	18,7	10,9	25,0
1144	A	10	H	1	91,92	43,4	15,8	11,7	29,1
1144	A	10	H	2	93,42	49,5	14,3	11,5	24,8
1144	A	10	H	3	94,92	55,0	16,5	13,6	15,0
1144	A	10	H	5	97,87	47,7	25,7	11,9	14,7

N° échantillon					Depth (mcd)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	Smectite (%)
1144	A	10	H	6	99,37	45,6	29,8	17,8	6,8
1144	A	11	H	1	101,48	48,8	23,8	14,0	13,4
1144	A	11	H	2	102,98	55,1	17,1	7,4	20,5
1144	A	11	H	3	104,48	43,2	24,8	13,7	18,4
1144	A	11	H	4	105,98	40,5	27,4	12,5	19,6
1144	A	11	H	5	107,48	47,6	17,9	9,2	25,4
1144	A	11	H	6	108,98	48,3	21,3	11,8	18,7
1144	A	12	H	1	114,45	52,8	20,1	15,2	11,9
1144	A	12	H	2	115,95	48,9	23,7	14,2	13,2
1144	A	12	H	3	117,45	54,8	17,3	9,0	18,9
1144	A	12	H	4	118,95	48,5	13,7	8,7	29,1
1144	A	12	H	7	122,53	48,6	13,2	9,0	29,1
1144	A	13	H	1	123,78	44,8	21,7	16,4	17,2
1144	A	13	H	2	125,28	54,7	25,0	12,9	7,5
1144	A	13	H	3	126,78	51,4	20,8	15,5	12,3
1144	A	13	H	4	128,28	53,6	25,4	13,9	7,1
1144	A	13	H	5	129,78	49,4	21,0	13,7	15,9
1144	A	14	H	1	133,17	51,6	26,8	18,1	3,5
1144	A	14	H	2	134,18	46,7	20,1	14,6	18,6
1144	A	14	H	3	135,68	45,7	22,6	17,5	14,2
1144	A	14	H	4	137,18	49,6	22,5	14,1	13,7
1144	A	14	H	6	140,13	47,3	19,1	12,5	21,0
1144	A	15	H	1	142,81	53,8	24,8	18,3	3,0
1144	A	15	H	2	144,31	48,4	25,1	14,7	11,8
1144	A	15	H	3	145,86	49,2	22,5	16,3	12,1
1144	A	15	H	4	147,36	51,1	19,6	12,1	17,2
1144	A	15	H	5	148,86	52,3	26,2	17,0	4,6
1144	A	15	H	7	150,54	49,0	18,5	15,1	17,3
1144	A	16	H	1	152,45	49,0	18,5	15,4	17,1
1144	A	16	H	2	153,87	42,9	17,7	14,0	25,4
1144	A	16	H	3	155,37	51,4	11,8	9,5	27,3
1144	A	16	H	5	158,37	45,0	16,6	10,8	27,6
1144	A	16	H	6	159,87	44,3	18,2	14,1	23,4
1144	A	17	H	1	162,27	52,3	20,2	16,6	10,8
1144	A	17	H	2	163,73	53,6	20,8	16,9	8,7
1144	A	17	H	3	165,23	68,8	15,3	11,4	4,6
1144	A	17	H	4	166,74	51,5	21,1	17,5	9,9
1144	A	17	H	5	168,26	48,6	21,7	17,7	12,1
1144	A	17	H	6	169,76	52,1	18,4	10,7	18,8
1144	A	18	H	1	173,82	55,2	19,6	13,9	11,3
1144	A	18	H	2	175,32	63,6	12,0	9,9	14,4
1144	A	18	H	3	176,82	55,6	12,4	7,6	24,5
1144	A	18	H	5	179,82	40,2	19,1	12,8	27,9
1144	A	18	H	6	181,32	39,2	15,7	8,6	36,5
1144	A	19	H	1	185,82	41,1	23,5	14,7	20,7
1144	A	19	H	2	187,32	48,9	28,6	18,3	4,2
1144	A	19	H	3	188,82	43,2	30,6	21,9	4,3
1144	A	19	H	4	190,32	50,7	23,1	14,0	12,2
1144	A	20	H	1	195,46	49,4	26,0	13,7	10,9
1144	A	20	H	2	196,96	50,9	19,3	12,3	17,6

ANNEXE 3 : Résultats des analyses de majeurs pour les standards (MEB)

MEB	n	SiO2	±	Al2O3	±	Fe2O3	±	MnO	±	MgO	±	CaO	±	Na2O	±	K2O	±	TiO2	±	P2O5	±
Granite																					
<i>Standard</i>		70,7	0,5	14,7	0,3	2,9	0,2	0,1	0,0	1,0	0,1	2,5	0,1	3,6	0,1	4,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1
10% Li ₂ CO ₃	5	67,7	2,6	17,7	2,2	2,2	0,5	0,1	0,0	1,0	0,3	2,5	0,7	3,7	0,2	4,5	0,2	0,5	0,2	0,1	0,1
15% Li ₂ CO ₃	4	68,5	2,0	15,5	0,9	3,4	0,8	0,1	0,1	1,2	0,2	2,4	0,3	3,5	0,2	4,6	0,3	0,7	0,2	0,1	0,1
20% Li ₂ CO ₃	5	68,8	0,6	15,2	0,3	3,4	0,8	0,1	0,0	1,1	0,1	3,0	0,3	3,4	0,2	4,3	0,3	0,5	0,1	0,1	0,1
Basalte																					
<i>Standard</i>		39,5	1,0	10,6	0,4	13,3	0,4	0,2	0,1	13,7	0,4	14,3	0,4	3,2	0,3	1,4	0,1	2,7	0,2	1,1	0,1
10% Li ₂ CO ₃	5	40,3	0,4	10,9	0,5	12,1	0,8	0,2	0,1	12,8	0,4	14,3	0,5	3,3	0,2	1,5	0,1	3,5	0,2	1,0	0,1
15% Li ₂ CO ₃	4	41,5	3,0	10,7	0,5	13,0	0,5	0,1	0,1	12,6	1,4	13,1	1,4	3,0	0,1	1,7	0,2	3,3	0,3	1,0	0,1
20% Li ₂ CO ₃	5	39,6	0,5	10,2	0,2	13,7	0,6	0,1	0,1	13,0	0,5	14,2	0,3	3,0	0,1	1,6	0,1	3,5	0,1	1,0	0,1
Diorite																					
<i>Standard</i>		54,1	0,7	17,9	0,6	9,9	0,4	0,2	0,0	4,5	0,3	7,2	0,2	3,1	0,2	1,7	0,1	1,1	0,1	0,3	0,1
10% Li ₂ CO ₃	5	52,8	4,3	18,0	2,7	10,9	1,3	0,2	0,1	4,5	0,5	7,3	1,1	3,0	0,1	1,7	0,4	1,5	0,2	0,2	0,1
20% Li ₂ CO ₃	5	54,1	0,4	17,4	0,3	10,5	0,8	0,2	0,1	4,2	0,1	7,0	0,2	2,9	0,1	1,9	0,1	1,5	0,1	0,2	0,1
Albite																					
<i>Standard</i>		69,9	0,7	18,7	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,1	10,7	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10% Li ₂ CO ₃	4	70,3	1,0	18,5	0,5	0,1	0,1	---	---	---	---	0,4	0,1	10,6	0,5	0,1	0,1	---	---	---	---
15% Li ₂ CO ₃	4	69,9	0,4	19,2	0,1	0,1	0,1	---	---	---	---	0,4	0,1	10,3	0,3	0,1	0,1	---	---	---	---
20% Li ₂ CO ₃	5	70,1	2,7	19,1	0,5	0,1	0,1	---	---	---	---	0,4	0,2	10,2	4,3	0,2	7,1	---	---	---	---
Feldspath																					
<i>Standard</i>		65,5	0,7	18,7	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	2,6	0,2	12,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
10% Li ₂ CO ₃	4	64,8	0,6	18,2	0,1	0,4	0,6	---	---	---	---	0,1	0,1	2,4	0,4	14,1	0,3	---	---	---	---
15% Li ₂ CO ₃	4	65,0	0,2	18,2	0,5	0,2	0,1	---	---	---	---	0,1	0,1	2,4	0,1	14,0	0,5	---	---	---	---
20% Li ₂ CO ₃	4	64,7	0,4	18,2	0,2	0,1	0,1	---	---	---	---	0,1	0,1	2,4	0,4	14,4	0,3	---	---	---	---

Tableau de résultats de standards : analyses réalisées au MEB (sonde EDS) au laboratoire de géochimie des roches sédimentaires de l'université de Paris-Sud.

La composition chimique en éléments majeurs est reportée en % de poids d'oxyde, normalisés à 100%. Conditions de fusion utilisées : fusion aux environs de 1200°C durant 20 secondes, avec adjonction de 10%, 15% et 20% Wt de fondant (Li₂CO₃) pour chacun des standards.

Les valeurs en italique nous ont été fournies par le SARM de Nancy. n représente le nombre d'analyses effectuées pour chaque échantillon.

ANNEXE 3 : Résultats des analyses de majeurs pour les standards (microsonde)

Microsonde	n	SiO2	±	Al2O3	±	Fe2O3	±	MnO	±	MgO	±	CaO	±	Na2O	±	K2O	±	TiO2	±	P2O5	±
Granite																					
<i>Standard</i>		70,7	0,5	14,7	0,3	2,9	0,2	0,1	0,0	1,0	0,1	2,5	0,1	3,6	0,1	4,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1
10% Li ₂ CO ₃	4	66,2	3,4	19,0	1,2	1,7	1,0	0,1	0,1	1,5	1,8	2,6	0,9	4,4	0,4	4,3	0,5	0,3	0,2	---	---
15% Li ₂ CO ₃	5	70,4	1,4	16,0	0,7	2,2	0,6	0,1	0,0	1,1	0,4	2,2	0,4	3,7	0,2	3,9	0,3	0,4	0,1	---	---
20% Li ₂ CO ₃	5	71,8	1,9	15,3	1,9	1,5	0,4	0,1	0,0	1,0	0,8	2,5	0,1	3,8	0,1	3,8	0,3	0,2	0,1	---	---
Basalte																					
<i>Standard</i>		39,5	1,0	10,6	0,4	13,3	0,4	0,2	0,1	13,7	0,4	14,3	0,4	3,2	0,3	1,4	0,1	2,7	0,2	1,1	0,1
10% Li ₂ CO ₃	4	40,5	0,6	11,4	0,1	10,9	0,5	0,2	0,0	14,2	0,5	15,0	0,3	3,4	0,2	1,5	0,1	2,9	0,2	---	---
15% Li ₂ CO ₃	4	40,3	1,8	11,7	0,3	11,8	0,4	0,2	0,0	14,4	1,0	14,2	0,1	3,3	0,1	1,5	0,1	2,8	0,1	---	---
20% Li ₂ CO ₃	4	39,4	0,7	11,4	0,4	11,7	0,5	0,2	0,1	14,8	0,8	14,9	0,8	3,3	0,1	1,4	0,0	2,9	0,1	---	---
Diorite																					
<i>Standard</i>		54,1	0,7	17,9	0,6	9,9	0,4	0,2	0,0	4,5	0,3	7,2	0,2	3,1	0,2	1,7	0,1	1,1	0,1	0,3	0,1
10% Li ₂ CO ₃	4	54,7	0,5	19,2	0,3	8,4	0,4	0,2	0,0	4,5	0,1	7,2	0,2	3,1	0,1	1,5	0,2	1,1	0,0	---	---
20% Li ₂ CO ₃	5	54,0	0,8	19,2	0,6	8,8	0,5	0,2	0,0	4,7	0,2	7,3	0,2	3,0	0,1	1,7	0,1	1,1	0,0	---	---
Albite																					
<i>Standard</i>		69,9	0,7	18,7	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,1	10,7	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10% Li ₂ CO ₃	4	69,5	0,5	19,3	0,7	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,5	0,1	10,4	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	---	---
15% Li ₂ CO ₃	4	69,7	0,7	19,1	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,4	0,1	10,5	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	---	---
20% Li ₂ CO ₃	4	70,0	2,9	19,0	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	10,2	4,5	0,1	7,5	0,0	0,0	---	---
Feldspath																					
<i>Standard</i>		65,5	0,7	18,7	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	2,6	0,2	12,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
10% Li ₂ CO ₃	4	65,4	2,3	18,8	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	2,4	3,8	13,2	6,5	0,0	0,0	---	---
15% Li ₂ CO ₃	4	65,7	0,1	18,8	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	2,2	0,2	13,2	0,1	0,0	0,0	---	---
20% Li ₂ CO ₃	4	65,9	0,5	18,5	0,7	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	2,4	0,2	12,9	0,4	0,0	0,0	---	---

Tableau de résultats de standards : analyses réalisées à la microsonde au laboratoire de géochimie des roches sédimentaires de l'université de Paris-Sud.

La composition chimique en éléments majeurs est reportée en % de poids d'oxyde, normalisés à 100%. Conditions de fusion utilisées : fusion aux environs de 1200°C durant 20 secondes, avec adjonction de 10%, 15% et 20% Wt de fondant (Li₂CO₃) pour chacun des standards.

Les valeurs en italique nous ont été fournies par le SARM de Nancy. n représente le nombre d'analyses effectuées pour chaque échantillon.

ANNEXE 4: résultats des analyses de majeurs de la carotte 1144

N° échantillon	Depth(mcd)	Depth(mbsf)	n	SiO2	±	Al2O3	±	FeO	±	MnO	±	MgO	±	CaO	±	Na2O	±	K2O	±	Ti2O3	±
1 H 1	1,21	0,75	4	68,8	2,7	17,0	2,1	5,8	0,9	0,0	0,0	2,0	0,2	0,5	0,1	1,3	0,1	3,5	0,2	1,1	0,1
1 H 2 W 75-80	2,71	2,25	5	66,2	0,5	17,8	0,3	7,0	0,2	0,0	0,0	2,5	0,1	0,4	0,1	1,2	0,1	3,7	0,1	1,2	0,1
1 H 2 W 138-143	3,34	2,88	5	69,2	0,2	16,4	0,3	5,7	0,2	0,0	0,0	2,3	0,1	0,6	0,0	1,3	0,1	3,4	0,1	1,2	0,1
1 H 3	4,21	3,75	5	65,7	0,2	18,5	0,2	6,8	0,1	0,1	0,1	2,5	0,1	0,4	0,1	1,1	0,0	3,7	0,1	1,2	0,1
1 H 4	5,71	5,25	5	64,3	0,4	19,3	0,3	7,3	0,3	0,1	0,1	2,6	0,1	0,4	0,0	1,0	0,0	3,8	0,1	1,3	0,1
2 H 1	9,44	7,65	5	67,0	0,1	17,2	0,1	6,6	0,2	0,1	0,0	2,3	0,1	1,2	0,1	1,1	0,0	3,5	0,1	1,2	0,1
2 H 2	10,94	9,15	5	68,6	0,5	16,7	0,3	6,3	0,7	0,1	0,1	2,2	0,1	0,4	0,0	1,1	0,1	3,5	0,1	1,2	0,1
2 H 3	12,44	10,65	5	70,7	0,4	15,6	0,3	5,9	0,2	0,1	0,1	1,9	0,1	0,4	0,1	1,2	0,0	3,1	0,0	1,2	0,0
2 H 4	13,94	12,15	5	68,4	0,4	16,9	0,3	6,3	0,3	0,0	0,0	2,2	0,1	0,5	0,1	1,1	0,1	3,3	0,2	1,2	0,1
2 H 5	15,44	13,65	5	70,1	0,6	16,0	0,7	5,9	1,3	0,0	0,0	2,1	0,1	0,4	0,0	1,1	0,0	3,2	0,2	1,1	0,1
2 H 6	16,94	15,15	4	70,5	0,4	16,0	0,2	5,3	0,3	0,1	0,0	2,0	0,2	0,5	0,1	1,2	0,1	3,1	0,5	1,2	0,2
3 H 1	18,72	17,15	5	69,1	0,4	17,1	0,2	5,6	0,1	0,0	0,0	2,2	0,1	0,4	0,0	1,1	0,1	3,3	0,2	1,1	0,1
3 H 2	20,22	18,65	4	70,3	0,4	16,1	0,2	5,2	0,3	0,0	0,0	2,1	0,1	0,5	0,1	1,3	0,1	3,2	0,1	1,3	0,1
3 H 3 W 75- 80	21,72	20,15	5	69,3	0,4	16,5	0,2	5,7	0,2	0,0	0,0	2,2	0,1	0,6	0,1	1,2	0,1	3,3	0,1	1,1	0,1
3 H 3 W 138-143	22,37	20,8	5	70,2	1,0	16,2	0,6	5,2	0,5	0,0	0,0	2,2	0,3	0,5	0,1	1,3	0,1	3,3	0,4	1,1	0,1
3 H 4	23,22	21,65	5	69,4	0,5	16,8	0,6	5,4	0,2	0,0	0,1	2,1	0,1	0,4	0,0	1,2	0,1	3,4	0,1	1,2	0,0
3 H 5	24,72	23,15	5	69,9	0,8	16,0	0,4	5,4	0,3	0,0	0,0	2,1	0,1	0,6	0,0	1,3	0,1	3,4	0,1	1,2	0,0
3 H 6	26,22	24,65	5	69,7	0,8	16,6	0,8	5,3	0,3	0,0	0,0	2,1	0,3	0,5	0,1	1,3	0,1	3,3	0,4	1,1	0,1
4 H 1	28	26,65	5	70,2	0,5	16,1	0,2	5,3	0,3	0,1	0,0	2,1	0,1	0,5	0,0	1,3	0,1	3,3	0,1	1,2	0,1
4 H 1	28	26,65	5	69,0	0,5	16,3	0,2	6,2	0,8	0,0	0,0	2,1	0,1	0,6	0,1	1,3	0,1	3,3	0,1	1,2	0,1
4 H 2	29,54	28,19	5	67,3	0,3	17,0	0,3	6,9	0,3	0,0	0,0	2,2	0,1	0,8	0,1	1,2	0,0	3,4	0,1	1,2	0,1
4 H 3	31,04	29,69	5	70,4	0,6	16,1	0,4	5,0	0,5	0,1	0,0	2,2	0,2	0,5	0,1	1,3	0,1	3,3	0,2	1,2	0,1
4 H 4	32,54	31,19	5	68,6	0,2	17,1	0,3	5,7	0,1	0,0	0,0	2,2	0,1	0,4	0,0	1,3	0,1	3,4	0,1	1,2	0,1
4 H 5	34,04	32,69	5	69,8	0,3	16,7	0,1	5,2	0,3	0,0	0,0	2,0	0,1	0,4	0,0	1,2	0,1	3,5	0,1	1,1	0,1
4 H 6	35,54	34,19	5	69,2	0,4	16,5	0,4	5,8	0,1	0,0	0,0	2,1	0,2	0,4	0,1	1,2	0,0	3,5	0,3	1,2	0,1
4 H 7	37,04	35,69	5	69,8	0,7	16,1	1,3	5,8	1,3	0,0	0,0	2,0	0,1	0,4	0,1	1,3	0,1	3,4	0,1	1,1	0,1
5 H 1	37,54	36,15	5	69,1	0,4	16,6	0,2	5,8	0,2	0,0	0,0	2,2	0,1	0,4	0,1	1,2	0,1	3,4	0,1	1,2	0,1
5 H 2	39,14	37,65	5	69,2	0,2	16,9	0,3	5,5	0,2	0,0	0,0	2,1	0,1	0,4	0,0	1,3	0,1	3,4	0,1	1,2	0,1
5 H 3	40,64	39,15	5	68,5	0,7	16,8	0,2	6,4	0,7	0,0	0,0	2,1	0,1	0,4	0,0	1,2	0,1	3,4	0,2	1,2	0,1
5 H 4	42,14	40,65	5	68,5	0,5	16,2	0,2	7,0	0,7	0,0	0,0	2,1	0,1	0,5	0,1	1,2	0,1	3,3	0,2	1,1	0,1
5 H 5	43,64	42,15	5	67,4	0,3	18,2	0,3	5,1	0,2	0,0	0,0	2,4	0,1	0,6	0,0	1,3	0,1	3,9	0,0	1,2	0,1
5 H 5	43,64	42,15	5	68,2	0,3	17,3	0,4	5,7	0,3	0,0	0,0	2,2	0,1	0,5	0,0	1,3	0,1	3,5	0,2	1,2	0,1
5 H 6	45,14	43,65	5	70,0	0,5	16,5	0,2	5,2	0,2	0,1	0,1	2,1	0,1	0,4	0,0	1,3	0,1	3,4	0,1	1,1	0,1
5 H 7	46,57	45,08	5	69,8	0,5	16,2	0,3	5,7	0,2	0,0	0,1	2,2	0,1	0,5	0,0	1,2	0,1	3,2	0,1	1,2	0,1

N° échantillon	Depth(mcd)	Depth(mbsf)	n	SiO2	±	Al2O3	±	FeO	±	MnO	±	MgO	±	CaO	±	Na2O	±	K2O	±	Ti2O3	±
6 H 3	52,08	48,65	5	68,9	0,7	16,9	0,4	5,7	0,2	0,0	0,0	2,2	0,0	0,4	0,0	1,2	0,0	3,5	0,1	1,2	0,0
6 H 3	52,08	48,65	4	68,5	0,4	16,9	0,2	5,7	0,2	0,1	0,0	2,2	0,1	0,8	0,4	1,2	0,1	3,4	0,2	1,2	0,1
6 H 4	53,58	50,15	5	70,7	1,5	15,8	1,1	5,3	0,6	0,1	0,0	2,0	0,1	0,4	0,1	1,3	0,1	3,4	0,2	1,1	0,2
6 H 5	55,08	51,65	5	67,9	0,4	16,4	0,2	5,9	0,2	0,0	0,0	2,4	0,1	1,7	0,2	1,3	0,1	3,3	0,1	1,2	0,1
6 H 6	56,58	53,15	5	69,4	0,3	16,7	0,3	5,6	0,2	0,0	0,0	2,1	0,0	0,5	0,0	1,2	0,1	3,4	0,1	1,1	0,1
7 H 1	60,41	55,15	5	67,1	0,3	17,6	0,3	6,4	0,3	0,1	0,1	2,3	0,1	0,4	0,0	1,2	0,1	3,7	0,1	1,2	0,1
7 H 2	61,91	56,65	5	64,7	1,7	18,3	1,0	7,1	0,5	0,0	0,0	2,8	0,2	0,7	0,2	1,1	0,1	4,1	0,2	1,2	0,1
7 H 3	63,23	57,97	5	66,6	0,7	17,5	0,6	6,6	0,5	0,1	0,0	2,5	0,0	0,8	0,5	1,2	0,1	3,5	0,2	1,2	0,1
7 H 4	64,6	59,34	5	68,5	0,1	16,9	0,2	5,9	0,1	0,1	0,0	2,3	0,1	0,5	0,0	1,3	0,1	3,4	0,1	1,2	0,1
7 H 5	66,1	60,84	5	67,8	0,6	16,9	0,1	6,2	0,3	0,0	0,0	2,5	0,3	0,7	0,1	1,3	0,0	3,5	0,3	1,2	0,1
8 H 1	71,38	64,65	4	70,4	0,4	15,9	0,2	5,0	0,3	0,1	0,1	2,1	0,1	0,6	0,0	1,3	0,0	3,3	0,1	1,1	0,1
8 H 2	72,88	66,15	5	70,0	0,3	16,1	0,6	5,1	0,4	0,0	0,0	2,2	0,1	0,6	0,0	1,4	0,1	3,6	0,2	1,1	0,0
8 H 3	74,38	67,65	5	67,5	0,5	17,7	0,2	5,6	0,2	0,0	0,0	2,4	0,2	0,5	0,1	1,2	0,1	3,8	0,2	1,2	0,1
8 H 4	75,88	69,15	5	66,5	0,2	18,2	0,2	5,8	0,1	0,0	0,1	2,5	0,0	0,6	0,0	1,3	0,1	4,0	0,1	1,2	0,1
8 H 6	78,88	72,15	5	65,3	0,2	18,8	0,1	6,3	0,2	0,0	0,0	2,6	0,1	0,6	0,0	1,2	0,1	4,1	0,3	1,2	0,1
9 H 1	80,54	74,15	5	65,5	0,3	18,9	0,4	5,9	0,2	0,0	0,0	2,6	0,1	0,6	0,1	1,2	0,1	4,0	0,2	1,2	0,1
9 H 2	82,04	75,65	5	66,7	0,3	18,2	0,2	5,7	0,2	0,1	0,1	2,5	0,0	0,5	0,0	1,3	0,1	3,8	0,0	1,2	0,1
9 H 3	84,19	77,8	5	67,2	0,5	18,3	0,3	5,4	0,2	0,1	0,1	2,3	0,1	0,4	0,0	1,3	0,1	3,8	0,1	1,2	0,1
9 H 5	86,54	80,15	4	66,1	0,4	18,4	0,2	5,9	0,1	0,0	0,1	2,6	0,1	0,5	0,1	1,2	0,0	4,0	0,1	1,3	0,1
9 H 6	88,04	81,65	5	66,3	0,2	18,4	0,1	5,9	0,1	0,0	0,0	2,5	0,1	0,5	0,0	1,2	0,1	3,9	0,1	1,2	0,1
10 H 1	91,92	83,65	5	66,3	0,6	18,4	0,4	5,6	0,2	0,1	0,1	2,5	0,1	0,5	0,1	1,2	0,1	4,3	0,1	1,1	0,1
10 H 2	93,42	85,15	5	66,2	0,2	18,6	0,2	5,6	0,1	0,0	0,0	2,6	0,1	0,5	0,0	1,1	0,0	4,2	0,1	1,2	0,1
10 H 4	96,42	88,15	5	66,2	0,4	18,1	0,4	6,2	0,9	0,0	0,0	2,4	0,1	0,5	0,0	1,2	0,0	4,0	0,1	1,3	0,1
10 H 5	97,87	89,6	5	67,1	0,3	18,2	0,2	5,7	0,1	0,0	0,0	2,5	0,1	0,5	0,1	1,2	0,1	3,8	0,1	1,2	0,1
10 H 6	99,37	91,1	5	67,0	0,4	18,0	0,4	5,8	0,4	0,0	0,0	2,4	0,1	0,4	0,0	1,3	0,1	3,8	0,2	1,3	0,1
11 H 2	102,98	94,65	5	64,9	0,4	18,7	0,3	7,0	0,4	0,0	0,0	2,6	0,1	0,5	0,1	1,1	0,1	4,0	0,2	1,2	0,1
11 H 3	104,48	96,15	5	66,0	0,6	18,5	0,6	6,2	0,9	0,0	0,0	2,4	0,2	0,5	0,0	1,2	0,1	4,1	0,1	1,2	0,1
11 H 4	105,98	97,65	5	66,9	0,3	18,2	0,2	5,6	0,2	0,0	0,1	2,4	0,1	0,6	0,1	1,2	0,1	3,9	0,2	1,2	0,1
11 H 5	107,48	99,15	5	66,6	0,3	18,3	0,1	5,8	0,1	0,0	0,0	2,5	0,1	0,5	0,1	1,2	0,1	3,7	0,1	1,3	0,1
11 H 6	108,98	100,65	5	67,6	1,9	17,0	1,1	6,6	1,3	0,0	0,1	2,1	0,2	0,4	0,1	1,1	0,1	3,8	0,3	1,3	0,1
12 H 1	114,45	102,65	5	65,8	0,4	19,0	0,2	6,2	0,3	0,1	0,1	2,4	0,1	0,5	0,0	1,1	0,1	3,8	0,1	1,2	0,1
12 H 2 W 138-143	116,59	104,79	5	70,1	0,2	16,4	0,2	5,4	0,1	0,1	0,1	2,0	0,1	0,3	0,0	1,1	0,1	3,3	0,1	1,2	0,0
12 H 3	117,45	105,65	5	56,8	11,8	13,4	2,5	9,2	2,7	0,1	0,1	7,1	4,7	6,8	5,9	1,8	0,7	2,5	0,9	2,3	1,1
12 H 4	118,95	107,15	4	72,2	1,0	15,0	0,7	5,1	1,1	0,0	0,0	1,6	0,3	0,5	0,0	1,6	0,8	2,9	0,5	1,0	0,3
12 H 5	120,45	108,65	5	71,3	0,5	15,5	0,3	5,2	0,4	0,0	0,0	1,9	0,1	0,5	0,0	1,2	0,1	3,3	0,2	1,2	0,1
12 H 7	122,53	110,73	5	71,0	0,7	15,8	0,2	5,0	0,2	0,0	0,0	2,0	0,2	0,6	0,1	1,2	0,1	3,3	0,0	1,1	0,1
13 H 1	123,78	112,15	5	71,0	0,4	15,7	0,4	5,0	0,1	0,0	0,1	2,0	0,1	0,5	0,0	1,2	0,1	3,3	0,0	1,2	0,1
13 H 3	126,78	115,15	5	70,9	0,5	16,0	0,2	4,9	0,2	0,0	0,0	1,9	0,1	0,5	0,0	1,3	0,1	3,3	0,0	1,1	0,1

N° échantillon	Depth(mcd)	Depth(mbsf)	n	SiO2	±	Al2O3	±	FeO	±	MnO	±	MgO	±	CaO	±	Na2O	±	K2O	±	Ti2O3	±
14 H 4	137,18	125,66	5	70,9	0,5	15,9	0,2	5,0	0,3	0,0	0,0	1,9	0,1	0,5	0,1	1,2	0,1	3,4	0,2	1,2	0,1
14 H 5	138,63	127,11	5	71,4	0,4	15,2	0,8	5,2	0,7	0,0	0,0	1,8	0,1	0,5	0,0	1,3	0,0	3,4	0,1	1,2	0,1
14 H 6	140,13	128,61	5	71,4	0,4	15,8	0,2	4,5	0,1	0,0	0,0	1,9	0,1	0,5	0,1	1,3	0,1	3,4	0,1	1,1	0,1
15 H 1	142,81	131,15	5	71,3	0,6	15,8	0,3	4,6	0,2	0,0	0,0	2,0	0,1	0,6	0,1	1,3	0,1	3,3	0,1	1,1	0,1
15 H 2 W 75-80	144,31	132,65	5	70,2	1,1	15,8	0,7	5,3	1,3	0,0	0,0	2,0	0,2	0,6	0,1	1,2	0,1	3,7	0,2	1,1	0,1
15 H 3	145,86	134,2	3	69,8	0,1	16,3	0,1	5,0	0,1	0,0	0,0	2,1	0,1	0,7	0,0	1,4	0,1	3,4	0,1	1,2	0,1
15 H 7	150,54	138,88	5	67,2	0,2	18,1	0,4	5,2	0,1	0,0	0,0	2,5	0,1	0,6	0,0	1,3	0,0	3,9	0,1	1,3	0,1
16 H 2	153,87	142,07	5	66,0	0,2	18,7	0,3	5,5	0,4	0,0	0,0	2,5	0,1	0,6	0,0	1,3	0,1	4,0	0,1	1,3	0,0
16 H 4	156,87	145,07	5	66,6	0,3	18,6	0,2	5,2	0,2	0,0	0,0	2,4	0,1	0,7	0,0	1,2	0,1	4,1	0,1	1,2	0,1
16 H 6	159,87	148,07	4	66,4	0,5	18,3	0,6	5,4	0,4	0,1	0,1	2,3	0,2	0,7	0,5	1,3	0,3	4,2	0,2	1,2	0,1
16 H 4	156,87	145,07	5	66,6	0,3	18,6	0,2	5,2	0,2	0,0	0,0	2,4	0,1	0,7	0,0	1,2	0,1	4,1	0,1	1,2	0,1
16 H 6	159,87	148,07	4	66,4	0,5	18,3	0,6	5,4	0,4	0,1	0,1	2,3	0,2	0,7	0,5	1,3	0,3	4,2	0,2	1,2	0,1

Les analyses ont été réalisées sur le MEB au laboratoire de géochimie des roches sédimentaires de l'université de Paris-Sud Orsay. La composition chimique en éléments majeurs est reportée en % de poids d'oxyde, normalisés à 100%. Les conditions de fusion utilisées sont les suivantes : fusion aux environs de 1200°C durant 20 secondes, avec adjonction de 20% Wt de fondant (Li₂CO₃).

Les valeurs en italique indiquent les échantillons ayant subi 2 fois l'ensemble du protocole de fusion et d'analyse. n représente le nombre d'analyses effectuées au MEB pour chaque échantillon.