



HAL
open science

Enregistrements sédimentaires des variations de la mousson sud-est asiatique au cours des 2 derniers millions d'années

Sébastien Boulay

► **To cite this version:**

Sébastien Boulay. Enregistrements sédimentaires des variations de la mousson sud-est asiatique au cours des 2 derniers millions d'années. Minéralogie. Université Paris Sud - Paris XI, 2003. Français. NNT: . tel-00006427

HAL Id: tel-00006427

<https://theses.hal.science/tel-00006427>

Submitted on 8 Jul 2004

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

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

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS XI ORSAY

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR EN SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ PARIS XI ORSAY**

par

Sébastien BOULAY

**ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES
DES VARIATIONS DE LA MOUSSON SUD-EST ASIATIQUE
AU COURS DES DEUX DERNIERS MILLIONS D'ANNÉES**

**Approche sédimentologique, minéralogique et géochimique
de sédiments profonds de mer de Chine du Sud**

Soutenue le 18 décembre 2003 devant la commission d'examen composée de :

Président :	Francis GROUSSET
Rapporteurs :	Pascale HUYGHE-MUGNIER Christian ROBERT
Examineurs :	Catherine KISSEL Alain TRENTESAUX Christophe COLIN Maurice PAGEL

A tous ceux qui m'ont soutenu et fait confiance,
Merci

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	7
CHAPITRE I - CADRE DE L'ETUDE - CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL EN ASIE DU SUD-EST ET MER DE CHINE DU SUD	15
1. Physionomie de la mer de Chine du Sud	15
2. Environnement géologique	17
3. Contexte climatique actuel et impact sur l'environnement.....	27
3.1. Le phénomène de la mousson sud-est asiatique.....	27
3.2. Impact de la mousson sur l'environnement.....	31
3.2.1. Le couvert végétal	31
3.2.2. L'altération chimique	32
3.2.3. L'érosion physique	33
3.3. Impact de la mousson sur l'hydrologie de la MCS.....	34
4. Paramètres influençant l'intensité de la mousson	37
5. Contexte environnemental en période glaciaire	41
6. Stratégie mise en œuvre et présentation des sites d'étude.....	46
6.1. Choix du matériel	46
6.2. Choix des traceurs	53
6.2.1. Granulométrie laser.....	53
6.2.2. Minéralogie des argiles.....	53
6.2.3. Géochimie isotopique.....	54
6.3. Chronostratigraphie des sites.....	54
7. Taux de sédimentation et flux.....	57
CONCLUSION CHAPITRE I.....	61
CHAPITRE II - ETUDE GRANULOMETRIQUE - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MER DE CHINE DU SUD.....	65
1. Variations granulométriques sur la marge nord de la MCS	65
1.1. Evolution des paramètres granulométriques	65
1.2. Analyses spectrales	68
1.3. Traitements des données granulométriques : méthodes de l'écart type et de la décomposition linéaire.....	72
1.3.1. Méthode du calcul de l'écart type	72
1.3.2. Méthode de décomposition numérique.....	76
2. Significations des variations granulométriques des sédiments de MCS.....	85
2.1. Transport des particules	85
2.1.1. Action des vents	85
2.1.2. Influence des courants.....	87
2.2. Impact des variations du niveau marin sur la dynamique de transport des sédiments sur les plates-formes	89
CONCLUSION CHAPITRE II	93
CHAPITRE III - MINERALOGIE DES ARGILES - EVOLUTION DU CORTEGE ARGILEUX ET SOURCES DU SEDIMENT	97
1. Variations minéralogiques du cortège argileux des sites 1144, 1145 et 1146	97
1.1. Évolution minéralogique au cours des derniers 450 ka.....	99
1.2. Évolution minéralogique au cours des 2 derniers millions d'années	107
1.3. Analyses spectrales des signaux minéralogiques.....	110

2. Signification des variations du signal minéralogique et définition des zones sources potentielles du sédiment en MCS.....	113
2.1. Variations des teneurs en argiles en fonction du climat.....	114
2.2. Identification des sources potentielles des minéraux argileux en MCS.....	117
2.2.1. Contribution des apports sédimentaires de la côte NW de la MCS.....	117
2.2.2. Sources potentielles de sédiments d'origine crustale à la MCS.....	120
2.2.3. Sources potentielles de sédiments d'origines volcaniques à la MCS.....	123
CONCLUSION CHAPITRE III.....	125
CHAPITRE IV - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE - IDENTIFICATION DES SOURCES DE LA FRACTION TERRIGENE.....	129
1. Strontium, Rubidium et Néodyme.....	129
1.1. Comportement géochimique du système Rb/Sr.....	129
1.2. Comportement géochimique du Nd.....	130
2. Évolution isotopique des sédiments de MCS depuis 800 ka.....	132
3. Signatures isotopiques des sources potentielles.....	139
3.1. Le continent asiatique.....	139
3.2. Les îles indo-pacifiques.....	140
3.3. Les plates-formes de la MCS.....	141
4. Identification des sources sédimentaires.....	143
CONCLUSION CHAPITRE IV.....	149
SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES.....	153
1. Validation des paramètres sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques sur 450 ka.....	154
2. Variations de l'intensité de la mousson et enregistrement sédimentaire des variations climatiques au cours des 2 derniers Ma.....	160
REFERENCES.....	169
LISTE DES ILLUSTRATIONS.....	189
ANNEXES.....	195
1. Granulométrie laser.....	195
1.1. Principe.....	195
1.2. Protocole de préparation des échantillons.....	195
1.2.1. Échantillons du site 1144.....	195
1.2.2. Échantillon du site 1146.....	196
1.3. Appareillage.....	197
2. Méthode de décomposition.....	199
2.1. Principe.....	199
2.2. Application à notre étude.....	200
3. Diffraction des rayons X.....	212
3.1. Principe.....	212
3.2. Protocole analytique.....	212
3.3. Appareillage.....	213
3.4. Mesures semi-quantitatives.....	213
4. Géochimie isotopique des couples Rb/Sr et Nd/Sm.....	214
4.1. Principe.....	214
4.2. Protocole analytique.....	214
ARTICLES.....	217

INTRODUCTION GENERALE

Les régions de mousson sont les zones de convection atmosphérique les plus actives sur Terre et sont responsables d'importants transports latitudinaux de chaleur et d'humidité. Les phénomènes de mousson apparaissent partout où la direction des vents s'inverse de façon saisonnière (Webster, 1987). Les moussons indienne, sud-est asiatique et australienne constituent les systèmes de mousson les plus importants à la surface du globe (Figure 1). L'étude de leurs évolutions au cours du temps est primordiale pour la compréhension des changements climatiques passés ayant affecté les basses latitudes.

De nos jours, le climat de l'Asie du sud-est est influencé principalement par la mousson sud-est asiatique et se caractérise par deux moussons annuelles : une mousson d'été et une mousson d'hiver.

En été, le continent asiatique se réchauffe plus facilement que l'océan (Pacifique et Indien). Il se crée alors une cellule de basses pressions sur le continent (air chaud) et une cellule de hautes pressions sur l'océan (air froid). Ce gradient de pression est le moteur du transport de masses d'air de l'océan vers le continent (Figure 1). Ces masses d'air se chargent en humidité par l'évaporation de l'eau de mer (Webster 1987) et de fortes précipitations affectent l'ensemble du continent sud-est asiatique.

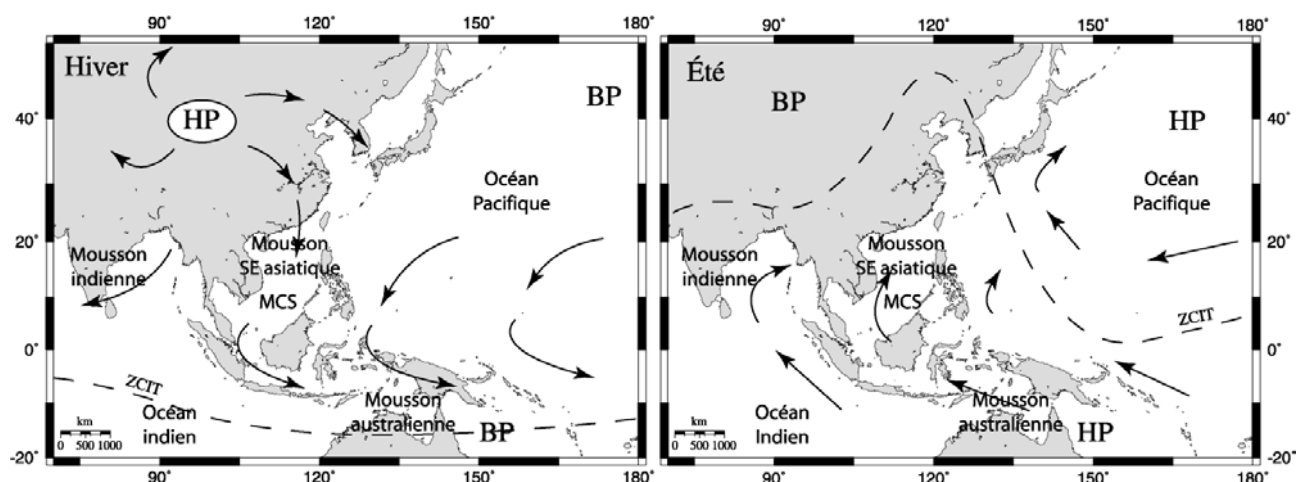


Figure 1 : représentation schématique des localisations des trois principaux systèmes mondiaux de mousson et des directions et sens des vents dominants en hiver et en été. MCS : mer de Chine du Sud ; ZCIT : zone de convergence intertropicale ; HP : hautes pressions ; BP : basses pressions.

En hiver, le phénomène s'inverse. Le continent asiatique se refroidit plus facilement que l'océan. Un anticyclone centré sur la Sibérie applique alors un champ de hautes pressions sur tout le continent asiatique engendrant des vents froids et secs venant de l'ouest sur le Pacifique ou du nord sur la mer de

Chine du Sud (MCS) (Figure 1). La zone de convergence intertropicale (ZCIT) migre alors vers le sud, intensifiant l'aridité du continent sud-est asiatique et les précipitations sur les domaines indonésien et nord-australien.

Le régime des moussons sud-est asiatique d'été et d'hiver contrôle les conditions environnementales affectant le domaine sud-est asiatique. Le renversement saisonnier des sens des vents induit des changements importants de l'hydrologie de la MCS. Par ailleurs, sur les continents, les moussons déterminent le régime des précipitations et ainsi, le débit des fleuves, les types de végétations, les types de sols et leur vulnérabilité à l'érosion par le ruissellement. La mousson sud-est asiatique contrôle donc à la fois, la formation des sédiments sur le continent, mais aussi leur érosion et leur transfert depuis les zones sources d'alimentation jusqu'à la MCS.

Les sédiments terrigènes de la MCS sont principalement apportés par trois des plus grands fleuves du monde en termes de charge particulaire (la rivière des Perles, le fleuve Rouge et le Mékong) et constituent un support idéal pour étudier les variations passées du régime de la mousson sud-est asiatique (ex : Wang et al., 1999 ; Wang et al. 2000) ainsi que les interactions existantes entre les changements climatiques et la dynamique sédimentaire (Boulay et al., 2003 ; Liu et al., 2003). Par ailleurs, la morphologie de bassin semi fermé rend la MCS très sensible aux changements relatifs du niveau marin au cours des alternances glaciaires/interglaciaires (ex : Wang, 1990 et 1999 ; Wang et al., 1997).

Jusqu'à présent, les études paléoclimatiques visant à reconstruire le régime de la mousson sud-est asiatique ont principalement été menées :

- 1) sur de longues échelles de temps à partir des enregistrements continentaux de loess de Chine centrale. Ces séries présentent des alternances de dépôts de particules éoliennes (les loess au sens strict) en périodes glaciaires, et de paléosols en périodes interglaciaires ou
- 2) sur de courtes échelles de temps (quelques cycles climatiques) sur carottes sédimentaires marines. Ces nombreuses études indiquent que le régime de la mousson sud-est asiatique est principalement contrôlé par les alternances glaciaires/interglaciaires des hautes latitudes.

C'est dans ce contexte que le Leg 184 du programme international Ocean Drilling Program (ODP) s'est déroulé au printemps 1999 en MCS. Cette campagne océanographique a permis de prélever près de 5500 m de sédiments marins répartis sur six sites de forage profond. Les séquences sédimentaires prélevées couvrent de façon quasi-continue et avec de forts taux de sédimentation les derniers 32 Ma permettant, pour la première fois des études à haute résolution de l'évolution à long terme de la mousson sud-est asiatique (Wang et al., 2000).

Dans les domaines des études paléoclimatiques et paléoenvironnementales, l'utilisation des minéraux argileux couplée à celle d'autres paramètres sédimentologiques (granulométrie des sédiments) et géochimiques (systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd) peut apporter des informations complémentaires à celles tirées du matériel biologique ($\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères) sur les variations passées des moussons (ex : Clemens et Prell, 1990 ; Colin et al., 2001).

La complémentarité de ces approches résulte du fait que la fraction terrigène permet de reconstruire un signal paléoclimatique continental tandis que la fraction biologique, synthétisée dans la colonne d'eau, apporte des informations propres à l'océan. Cependant, les sédiments détritiques peuvent être modulés par de nombreux paramètres intervenant dans le cycle sédimentaire (Figure 2) :

- ✓ les variations de l'intensité de la mousson, responsables des changements de régime des précipitations sur le continent sud-est asiatique, se traduisent par des types différents d'érosion ou de dynamique de transport des particules (érosion physique dans les régions de montagne ; hydrolyse des minéraux et formations de sols dans les zones de plaines ; ruissellement...);
- ✓ Les circulations atmosphériques et océaniques sensibles aux variations climatiques locales (direction des vents et des courants marins) et globale (variations du niveau marin) peuvent perturber le signal et faire varier les contributions de différentes sources de sédiment (éolien, fluviatile) ;
- ✓ Une fois déposé dans le bassin, le sédiment peut subir une diagenèse dénaturant le signal climatique primaire enregistré par la fraction détritique du sédiment.

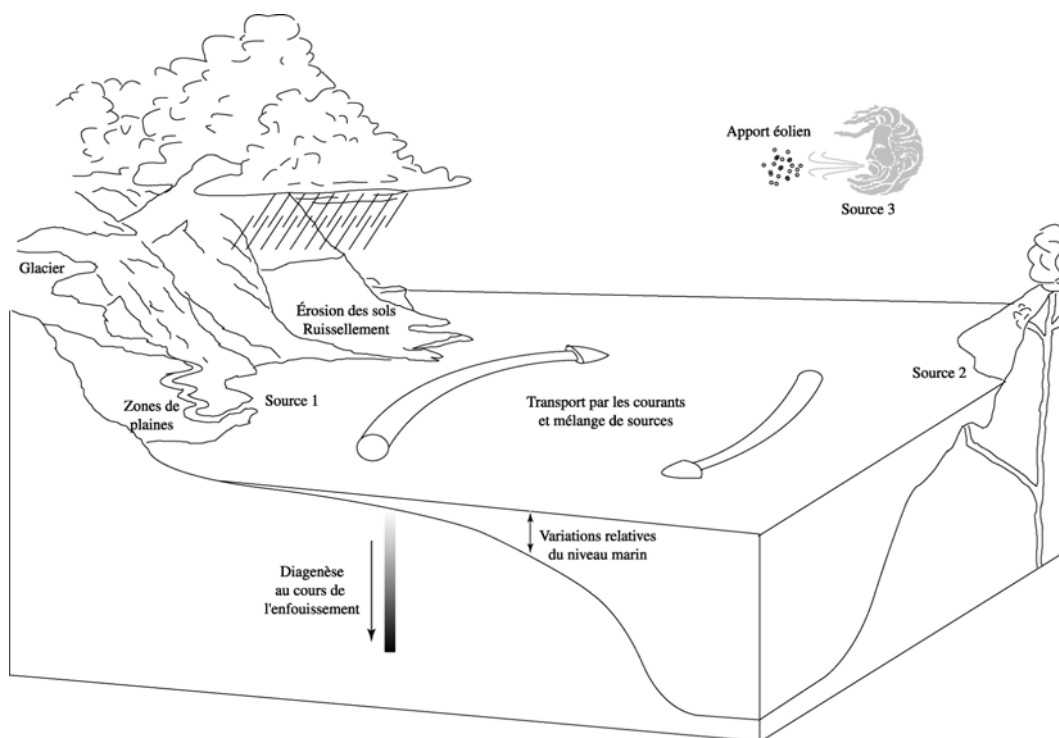


Figure 2 : présentation schématique des processus pouvant contrôler les variations des signaux enregistrés par les sédiments marins.

L'objectif principal de cette thèse est de reconstruire l'histoire des variations de l'intensité de la mousson sud-est asiatique au cours des 2 derniers Ma. Pour cela, une première étape nécessaire est l'établissement, sur de courtes échelles de temps, de traceurs sédimentologiques et minéralogiques des variations climatiques afin de pouvoir, ensuite interpréter les informations sédimentaires en termes de paléoclimat du domaine sud-est asiatique au cours des 2 derniers Ma.

Pour mener à bien ce travail, nous avons réalisé une étude novatrice faisant intervenir des traceurs utilisés pour la plupart pour la première fois en MCS et alliant un bilan sédimentologique (granulométrie laser), minéralogique (diffractométrie des rayons X), et géochimique (systèmes isotopiques Rb/Sr – Sm/Nd) des sédiments de trois sites ODP (Leg 184) collectés sur la marge nord de la MCS au large de l'embouchure de la rivière des Perles, afin de :

- (1) identifier les sources de sédiments alimentant la marge nord de la MCS ;
- (2) déterminer les modalités de transport du matériel sédimentaire (apports par les vents, les fleuves, les courants marins) ;
- (3) caractériser les changements de la balance érosion physique/altération chimique ;
- (4) estimer l'impact des variations climatiques sur l'enregistrement sédimentaire.

Ce manuscrit s'articulera autour de quatre chapitres :

✓ Sur la base d'une synthèse bibliographique, le premier chapitre fixera le cadre de l'étude en présentant la géologie du domaine sud-est asiatique et les différentes composantes du système de mousson (circulation atmosphérique ; contexte océanographique ; impact sur l'environnement...) à l'actuel et au cours du dernier maximum glaciaire (-20 ka). Nous nous intéresserons ensuite à la stratégie mise en œuvre au cours de cette étude en présentant les différents traceurs sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques utilisés puis les sites d'étude et leurs cadres chronostratigraphiques.

✓ Le deuxième chapitre portera sur l'étude granulométrique des sédiments de la marge nord de la MCS. L'objectif de ce chapitre est de comprendre la dynamique du transport des particules en réponse aux variations climatiques. A partir des données brutes, nous présenterons une approche nouvelle dans ce type d'étude avec l'application de méthodes de calcul de l'écart type et de décomposition numérique des données.

✓ Dans le troisième chapitre, nous nous intéresserons aux variations du cortège argileux de la fraction inférieure à 2 μm et tenterons de comprendre quel est le signal porté par la minéralogie des argiles et ses liens avec les variations climatiques.

✓ Le dernier chapitre sera consacré à l'étude des variations isotopiques (systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd) des sédiments de la marge nord de la MCS. Cette étude complémentaire de la granulométrie et de la minéralogie permettra de définir précisément les sources des sédiments et d'en préciser la dynamique de transport.

Une synthèse des données et des résultats conclura cette étude. Nous y présenterons dans un premier temps les différents traceurs sédimentologiques et minéralogiques des changements climatiques mis en évidence avant d'interpréter leurs variations sur les deux derniers millions d'années en termes de climat et de conclure sur l'évolution des variations de l'intensité de la mousson sud-est asiatique au cours du Plio-Pléistocène.

CHAPITRE I

CADRE DE L'ÉTUDE

CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL EN ASIE DU SUD-EST ET MER DE CHINE DU SUD

Les facteurs environnementaux tels que le climat, les circulations atmosphériques, les précipitations ou les courants océaniques influent fortement sur le matériel sédimentaire au cours de son cycle érosion-transport-dépôt-diagenèse. Afin de pouvoir interpréter les signaux enregistrés par le sédiment, il apparaît nécessaire de commencer notre étude par une présentation de ces différents facteurs.

La première partie de ce chapitre présentera, sous forme d'une synthèse bibliographique l'ensemble des données environnementales de l'Asie du sud-est utiles pour cette étude. Nous nous intéresserons à la MCS, à son environnement géologique ainsi qu'au phénomène actuel de la mousson sud-est asiatique.

Nous verrons ensuite comment et pourquoi l'intensité de la mousson a pu varier au cours du temps et nous regarderons plus précisément les conditions climatiques et paléoenvironnementales du dernier maximum glaciaire (18 ka).

La partie suivante présentera la stratégie mise en œuvre pour mener à bien cette étude, le choix des sites de forage et des traceurs sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques utilisés.

La fin de ce chapitre présentera différents résultats obtenus sur les sites étudiés et permettant de compléter leur présentation. Dans un premier temps seront développés les modèles d'âges mis en place à partir des mesures du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques et benthiques puis basés sur ces modèles, une première approche de enregistrements sédimentaires sera proposée au travers des taux de sédimentation et des flux.

CHAPITRE I - CADRE DE L'ETUDE - CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL EN ASIE DU SUD-EST ET MER DE CHINE DU SUD

1. *Physionomie de la mer de Chine du Sud*

La MCS appartient à une série de mers marginales qui s'étendent du détroit de Béring, au nord, à la mer de Banda, au sud, séparant le continent asiatique de l'océan Pacifique. Géographiquement, elle se positionne entre l'équateur et 23° de latitude nord, et entre 99° et 121° de longitude est (Figure 3).

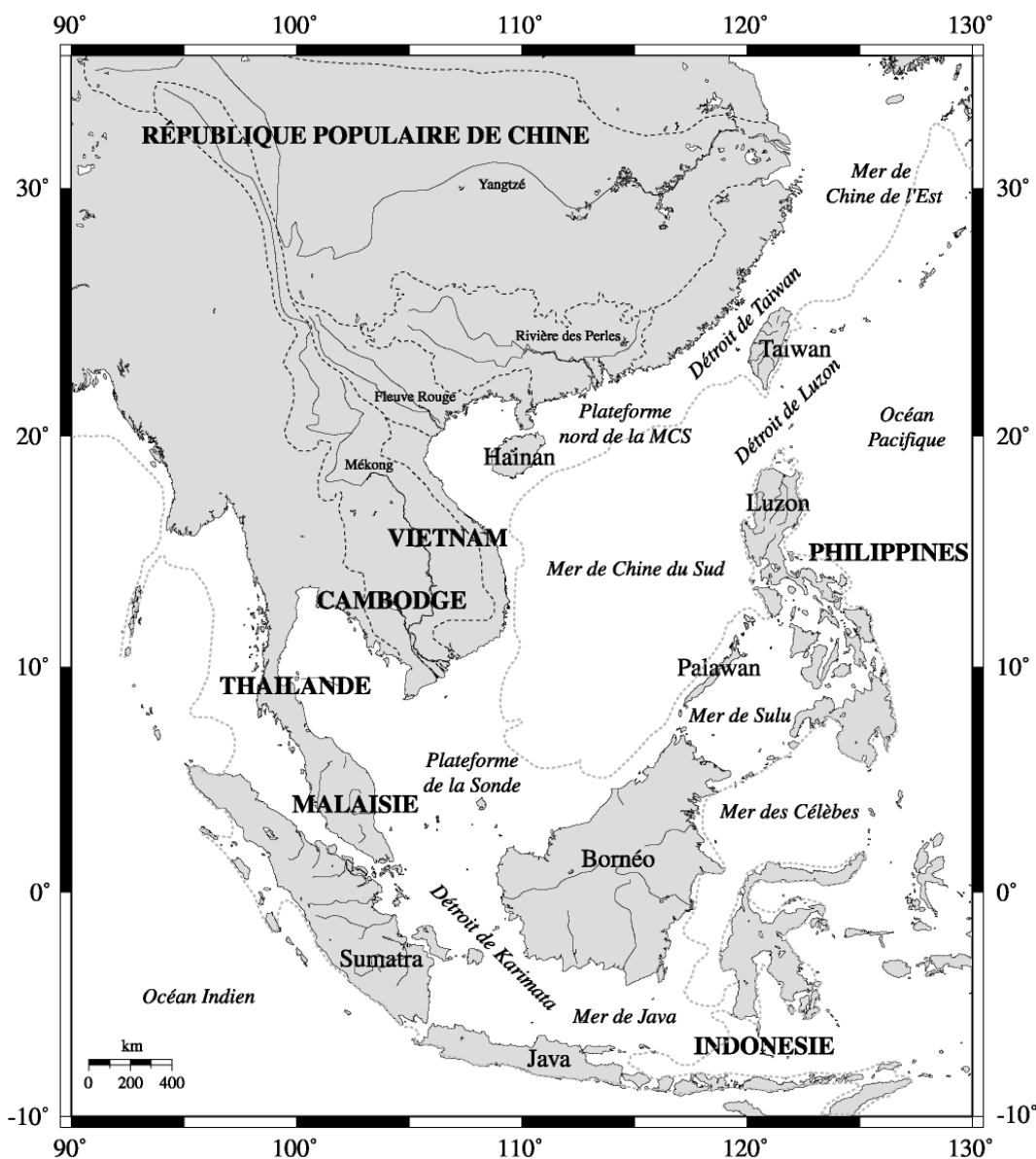


Figure 3 : carte géographique du domaine sud-est asiatique. La position distale maximale de la ligne de rivage pour le dernier maximum glaciaire (DMG, 18 ka) et les limites des bassins versants du Yangtze, de la rivière des Perles, du fleuve Rouge et du Mékong sont marquées en pointillés.

La MCS couvre une superficie d'environ 3500.10^3 km^2 avec une profondeur moyenne de 1210 m (profondeur maximum de 5377 m). Elle se présente sous la forme d'un parallélépipède et est délimitée au nord par la côte chinoise et l'île de Taiwan ; à l'est, par les îles de Luzon (arc des Philippines) et Palawan ; au sud, par l'arc indonésien et l'île de Bornéo et à l'ouest par la péninsule indochinoise (Figure 3).

La majeure partie des connexions océaniques avec les bassins environnants se fait par des passes dont les profondeurs sont comprises entre 30 et 200 m. La seule offrant aux masses d'eau un large passage est le détroit de Luzon (également appelé détroit de Bashi) qui s'ouvre sur l'océan Pacifique sur plus de 2000 m de profondeur (ex. Wang, 1999 ; Hu et al., 2000).

La MCS possèdent des limites morphologiques particulières. Les bordures nord et sud-ouest sont formées de marges passives très étendues alors que les marges ouest et est sont abruptes et actives (zone de faille est-Vietnam et fosse de Manille). Il en résulte des plates-formes peu profondes (tranche d'eau <200 m), bien développées en larges plateaux continentaux (plate-forme nord de la MCS et plate-forme de la Sonde) dont les surfaces cumulées, pour des profondeurs supérieures à -200 m, atteignent plus de 50% de la surface totale de la MCS (Figures 3 et 4).

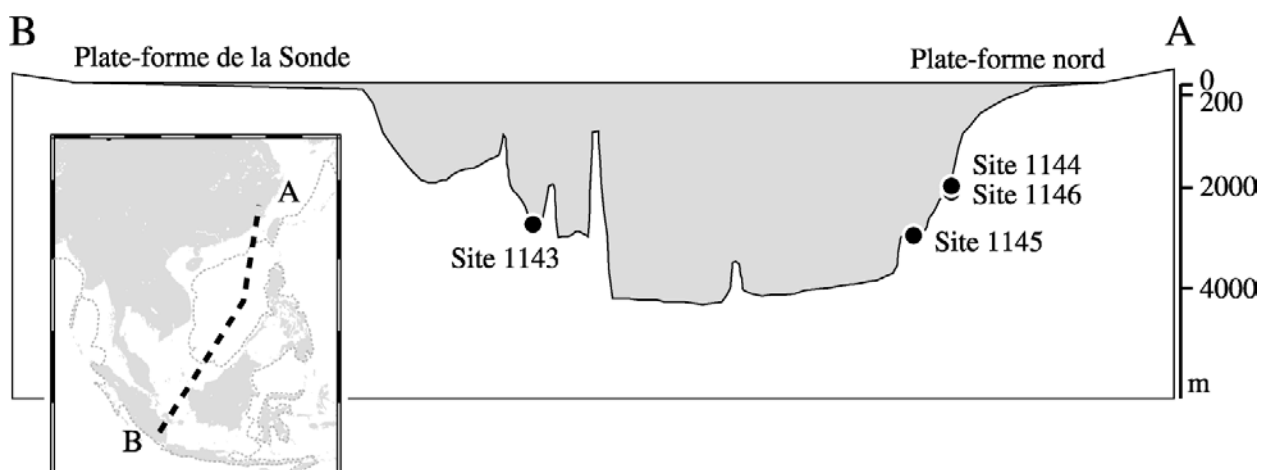


Figure 4 : coupe bathymétrique schématique de la MCS et localisation des sites de forage du Leg ODP 184 étudiés (d'après Tamburini et al., 2003).

La MCS est la plus grande des mers marginales séparant le continent asiatique de l'océan Pacifique. De larges plates-formes peu profondes s'étendent au nord et au sud-ouest (plate-forme nord de la MCS et plate-forme de la Sonde). Elles représentent plus de la moitié de la surface totale actuelle de la MCS. De nombreux haut fonds (<200 m de profondeur) contrôlent les entrées et sorties des masses d'eau de la MCS, mais seul, le détroit de Luzon atteint plus de 2000 m de profondeur permettant d'importants transferts des masses d'eau avec l'océan Pacifique.

2. Environnement géologique

La majorité des apports terrigènes en MCS est due aux trois grands fleuves qui s'y jettent, le Mékong, le fleuve Rouge et la rivière des Perles qui apportent environ 360.10^6 tonnes de sédiments par an (Milliman et Meade, 1983 ; Figure 3). Par ailleurs, comme les vecteurs de transport du matériel sédimentaire à la MCS sont nombreux (fleuves, vents, courants océaniques, ...), un grand nombre d'autres sources potentielles pour le sédiment se déposant sur la marge nord-ouest de la MCS doit être envisagé.

Dans ce chapitre, nous allons : (1) dresser la liste des sources potentielles de sédiment à la MCS ; (2) en estimer l'importance en termes d'apports de sédiments à la marge nord-ouest et (3) en décrire les caractéristiques géologiques.

Le cadre géologique autour de la MCS est complexe et les formations à l'affleurement présentent de lithologies très contrastées. A l'ouest se trouve le continent est-asiatique, fortement plissé lors de la collision Inde-Eurasie à l'origine des reliefs importants actuels. Les parties est et sud se caractérisent par la présence d'arcs insulaires liés à la subduction de la plaque continentale asiatique sous les plaques Indienne et Philippine (Figure 5).

La chine du sud et le bassin de la rivière des Perles

La partie méridionale de la Chine, mieux connue sous le nom de bloc de Chine du sud, est composée du craton du Yangtzé à l'ouest et des zones orogéniques cathaysiennes, incluant les séries de montagnes cénozoïques de l'est taiwanais. Elle est considérée comme un assemblage complexe de formations plissées mises en place au cours du Mésozoïque.

Parcourant ces formations d'ouest en est, la rivière des Perles (Zhu Jiang en chinois) est l'un des principaux fleuves de Chine avec une longueur de 2214 km et un bassin versant d'une superficie de $453\,690\text{ km}^2$ (Zhang et Wang, 2001). Prenant sa source dans la province du Yunnan, il traverse les provinces de Guizhou, Guangxi et Guangdong pour se déverser dans la MCS au niveau de Hong Kong. Il se compose de trois affluents principaux : le Zhu Jiang (à l'ouest), le Bei Jiang (au nord) et le Dong Jiang (à l'est) se regroupant pour former le delta de la rivière des Perles (Figure 7).

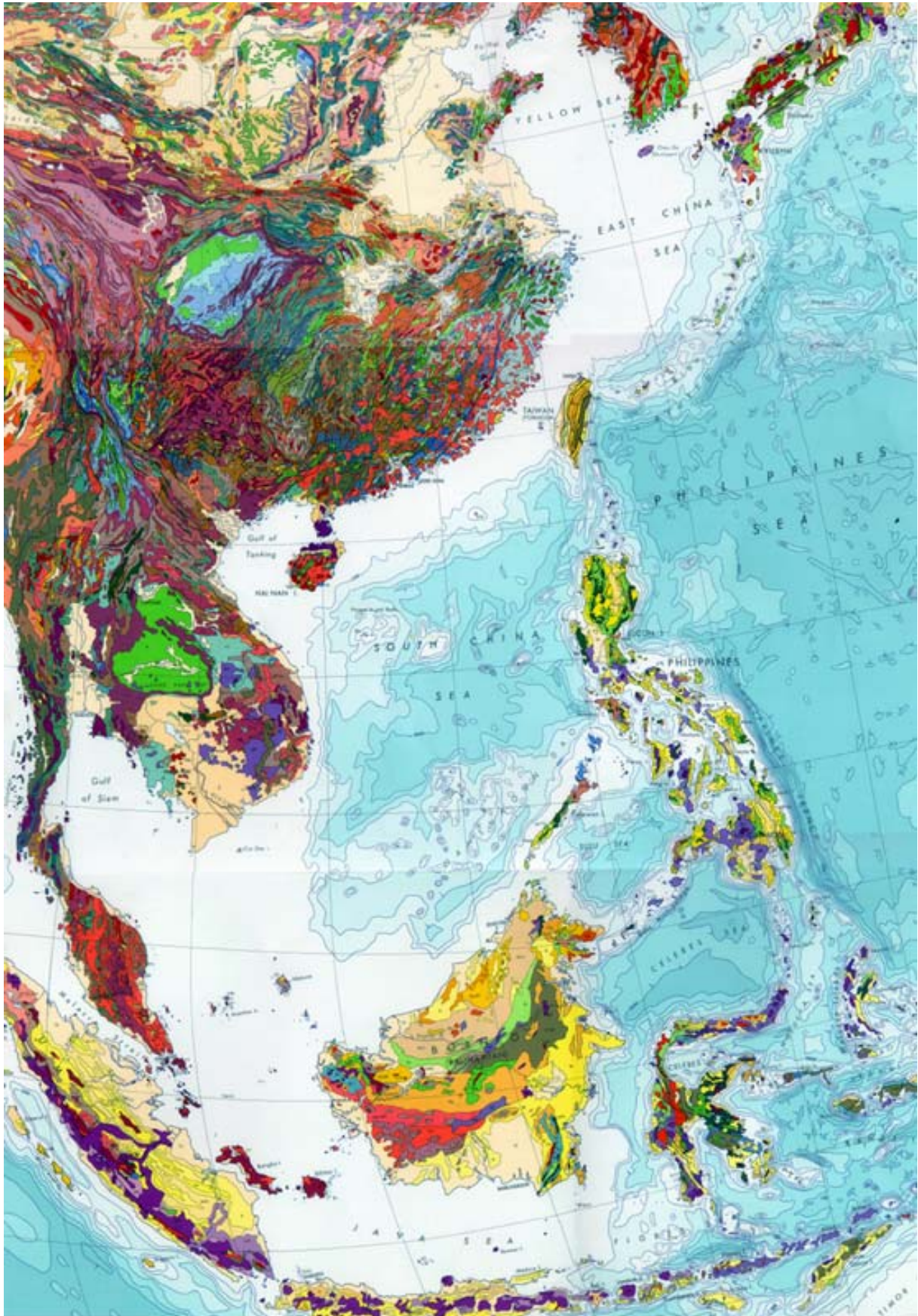


Figure 5 : carte géologique de l'Asie du sud-est (Choubert et Faure-Muret, 1980).

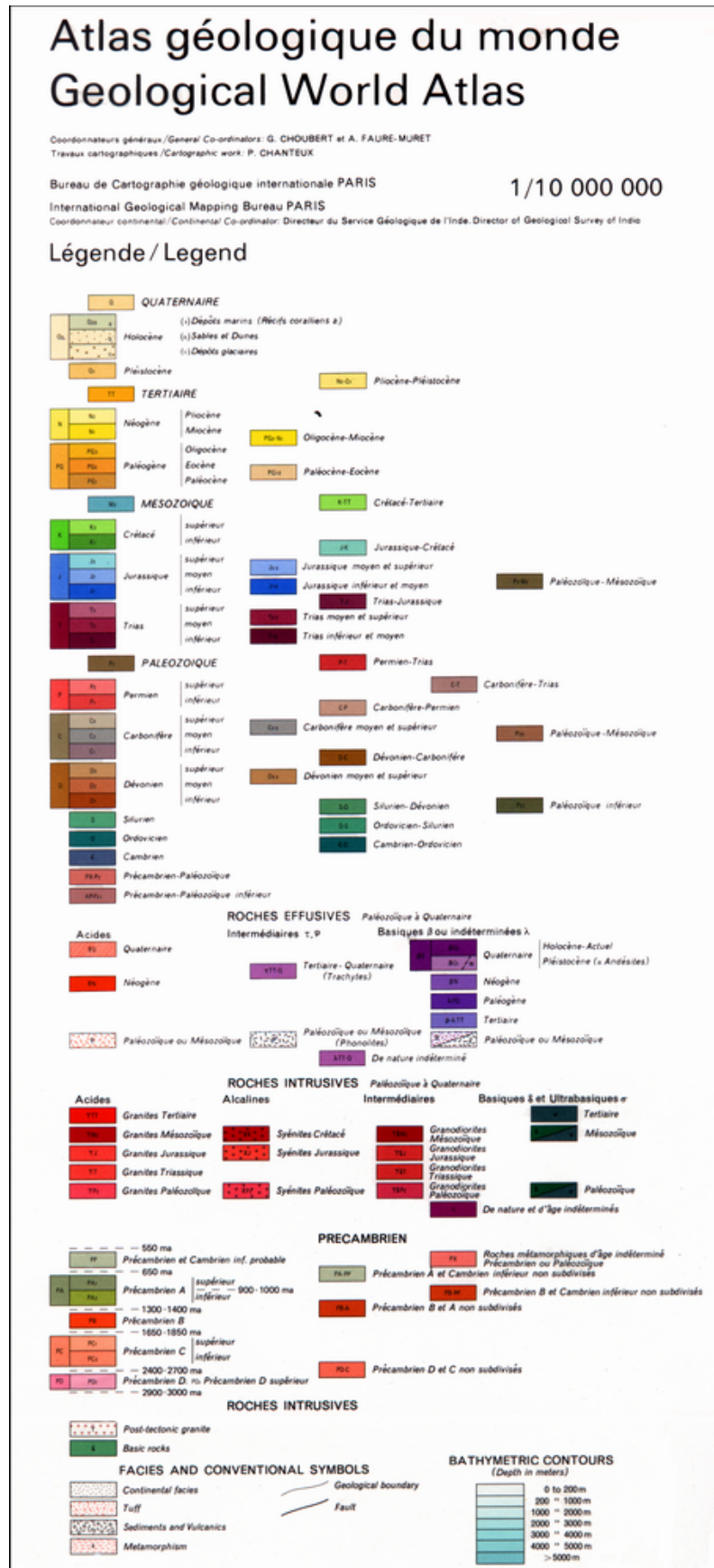


Figure 6 : légende de la carte géologique de l'Asie du sud-est (Choubert et Faure-Muret, 1980).

La rivière des Perles présente, d'après la bibliographie disponible, un débit variant de 884.10^9 à 300.10^9 m³/an (Wang et al., 1999 ; Gu et al., 1990) et une charge particulaire comprise entre 85.10^6 à 110.10^6 t/an (Zhang et al., 1999 ; Zhang et al., 1994). Ces apports sédimentaires permettent une progradation actuelle du delta de 50 à 60 m/an (Davis, 1999).

La lithologie du bassin versant ouest est dominée par des calcaires du Mésozoïque inférieur dans sa partie amont puis du Paléozoïque dans sa partie aval. La lithologie du bassin versant nord est composée d'une multitude de roches, incluant des calcaires, des argiles, des roches clastiques et des granites paléozoïques à cénozoïques. La rivière de l'est draine une région à la lithologie essentiellement argileuse et présentant la plus importante distribution de granitoïdes fortement minéralisés du monde (Chen et Jahn., 1998 ; Zhang et Wang, 2001 ; Figure 7).

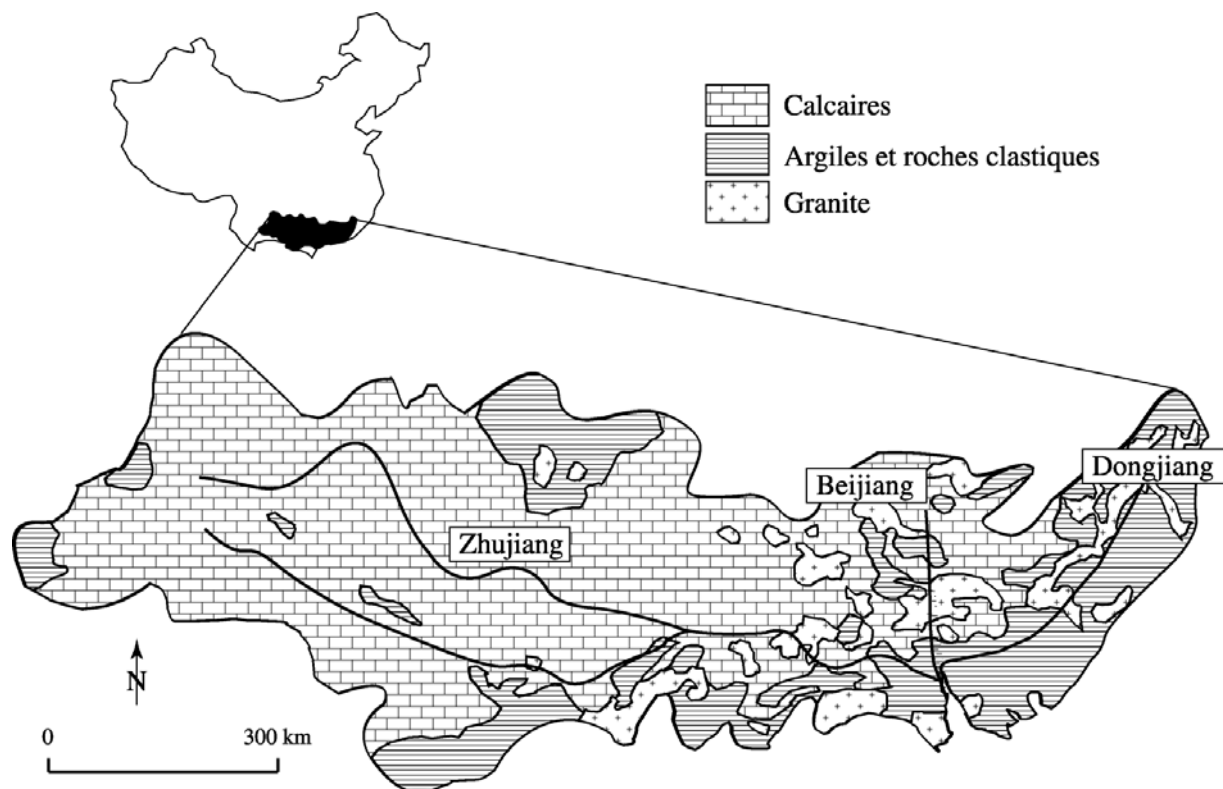


Figure 7 : carte schématique de la répartition de la lithologie des formations géologiques du bassin versant de la rivière des Perles (d'après Zhang et Wang, 2001) et localisation des 3 principaux affluents de la rivière des Perles.

L'île de Taiwan

L'île de Taiwan est le point de rencontre de deux systèmes de subduction. Au nord-est, la plaque des Philippines glisse sous la plaque Eurasienne alors qu'au sud, la croûte océanique de la MCS (qui appartient à la plaque Eurasienne) plonge sous l'arc de Luzon au niveau de la fosse de Manille (Figure

8). La chaîne centrale est le principal corps de l'orogénèse collisionnelle et la source principale des sédiments déposés au cours du Plio-Pléistocène dans les bassins d'avant-chaîne (Figure 9).

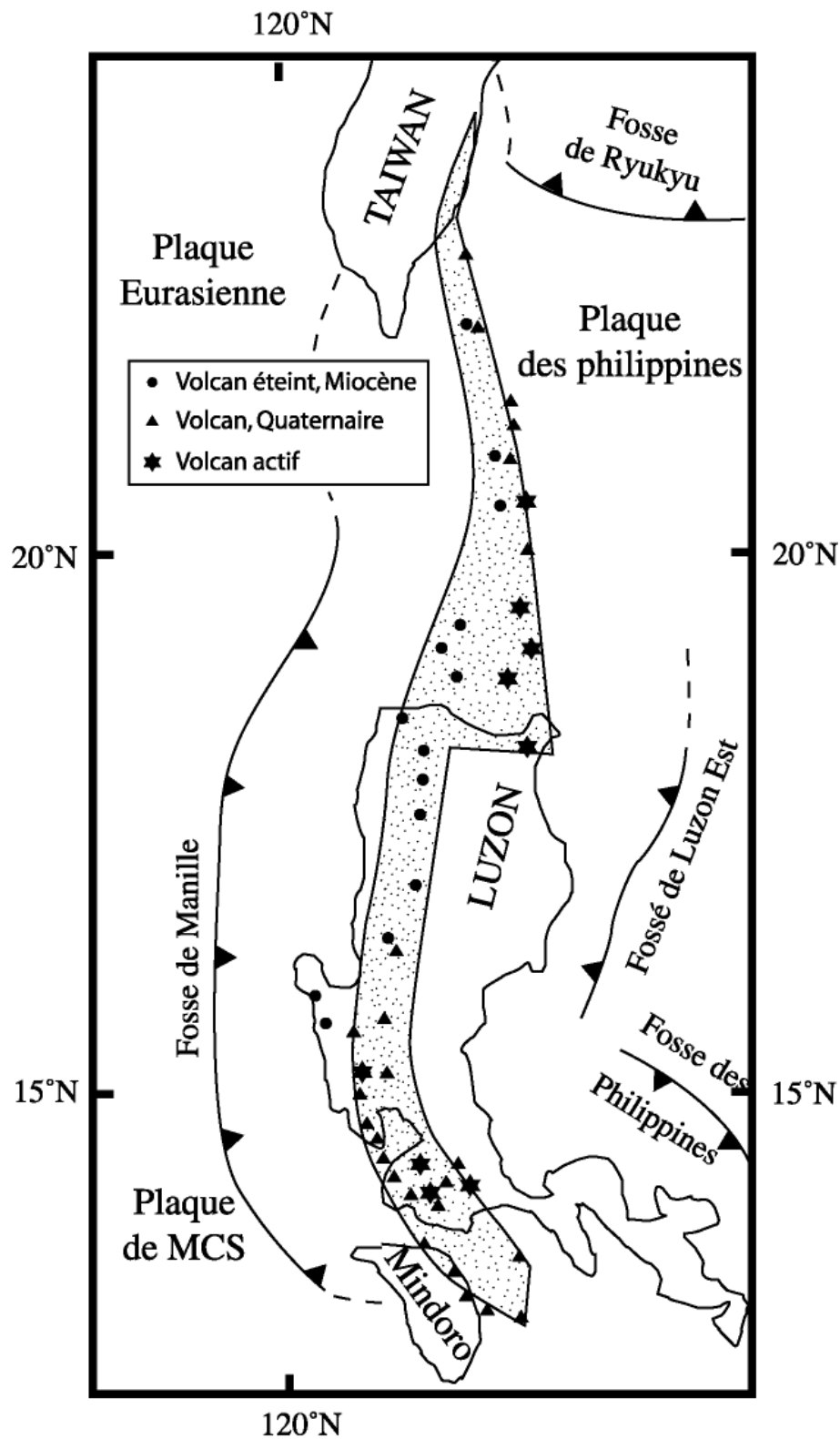


Figure 8 : carte schématique des principales caractéristiques tectoniques de l'arc Taiwan-Luzon et localisation des formations volcaniques (d'après Yang et al., 1996).

Soumise à l'action combinée d'une surrection estimée à 7 mm/an pour l'Holocène (Chen et Liu, 2000 ; Hsieh et Knuepfer, 2001) et du régime climatique à fortes précipitations, l'île de Taiwan a des taux de dénudation physique parmi les plus importants au monde. Des estimations indiquent qu'entre le Pléistocène et l'actuel, ces taux passent progressivement de $\sim 500 \text{ mg/cm}^2/\text{an}$ à plus de $1300 \text{ mg/cm}^2/\text{an}$ (Li, 1976).

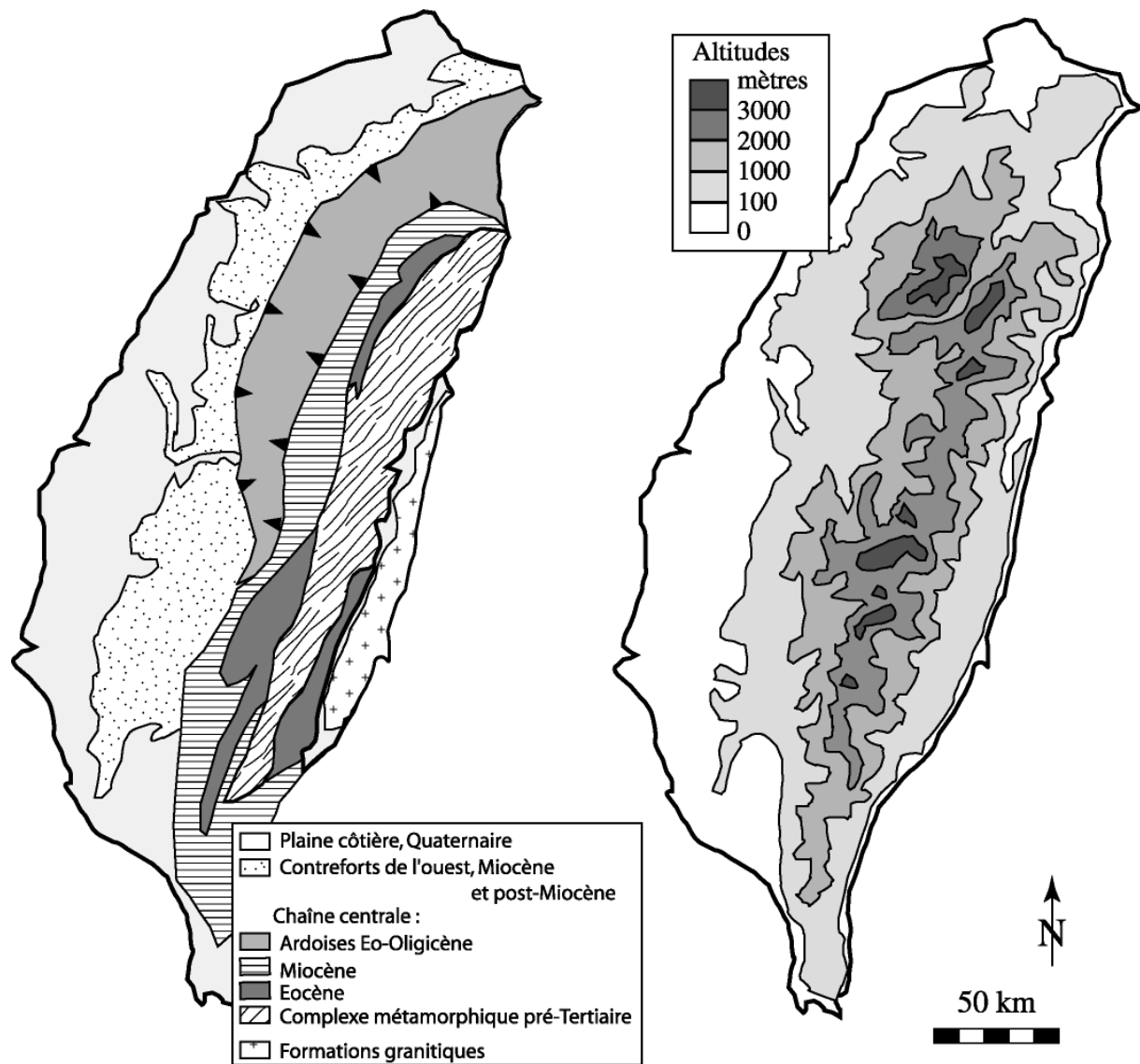


Figure 9 : cartes géologique et topographique de l'île de Taiwan (d'après Hovius et al., 2000 ; Liew et Hsieh, 2000).

Les dépôts sédimentaires dans les bassins d'avant-chaîne atteignent 9000 m d'épaisseur (Biq et al., 1985 ; Teng, 1990) et sont constitués de flyschs (Chamley et al., 1993). Leurs épaisseurs ont augmenté progressivement depuis la collision initiale, puis s'est fortement accélérée depuis 3 Ma : pour certains dépôts de la chaîne centrale, l'épaisseur des sédiments est passée de 4000 à 9000 m au cours des 2 derniers Ma (Teng, 1990).

Six rivières principales parcourent Taiwan et apportent $\sim 185.10^6$ t/an de sédiment à la MCS ou au Pacifique Ouest. Les rivières de l'ouest et du sud-ouest qui se jettent en MCS et dans le détroit de Taiwan sont les plus importantes en termes de charge sédimentaire, avec des valeurs proches de 130.10^6 t/an (Milliman et Meade, 1983).

L'archipel des Philippines

La géologie anté-Néogène des Philippines est caractérisée par un assemblage de blocs hétérogènes volcaniques, continentaux et ophiolitiques. La subduction de la plaque Eurasienne sous la plaque des Philippines a entraîné la formation depuis l'Oligocène de chaînes volcaniques constituées de magmas appartenant aux séries tholéïtiques et calco-alcalines (Mukasa et al., 1994 ; Chen et al., 1990 ; Figure 8).

Dans cet archipel, seule l'île septentrionale de Luzon est susceptible de fournir des sédiments à la MCS. En effet, toute la partie sud de l'archipel n'est pas directement connectée à la MCS, mais avec les mers de Sulu et des Célèbes (Figure 3). Les formations géologiques de cette île sont principalement constituées des roches intrusives basiques mésozoïques et de dépôts sédimentaires post-crétacés.

Entre la pointe sud-ouest de l'île de Luzon et la chaîne côtière est de Taiwan se trouve un arc volcanique quasi-continu dont seuls quelques volcans sont émergés et forment un chapelet d'îles au travers du détroit de Luzon (Figure 8). La partie ouest de Luzon est majoritairement formée de phonolithes crétacées alors que les basaltes les plus récents (néogènes et quaternaires) se trouvent sur la pointe sud de Luzon et remontent vers Taiwan (Figure 8).

L'Indonésie

L'Indonésie est un archipel formé par la subduction de la plaque indienne sous la plaque asiatique (Hall, 2002), comprenant 5 îles principales et environ 300 groupes de petites îles. L'Indonésie a une surface totale de $9,8.10^6$ km² dont environ 8.10^6 km² se trouvent actuellement submergés.

Les unités géologiques de ces îles sont composées essentiellement de roches sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les îles de Java et de Sumatra présentent des reliefs soumis à une intense érosion physique et sont formées sur toute leur bordure sud, de roches volcaniques majoritairement néogènes et quaternaires (andésites, rhyolites et ignimbrites appartenant aux séries calco-alcalines) qui forment les principales sources de sédiments autour de cet archipel (Gingele et al., 2001).

La péninsule indochinoise (Vietnam, Cambodge et Thaïlande)

Deux des principaux fleuves se jetant en MCS traversent cette péninsule : le Mékong et le fleuve Rouge. Le Mékong, long de 4880 km, possède un bassin versant d'une superficie de 790.10^3 km^2 , dont la décharge particulière est de 160.10^6 t/an (Milliman et Meade, 1983; Milliman et Syvitski, 1992 ; Gupta et al., 2002). Ce fleuve prend sa source au niveau du plateau tibétain et passe en 1/5 de sa longueur, de 4500 à 2000 m d'altitude. Les 4/5 restants suivent ensuite une pente douce jusqu'à l'embouchure (Figure 10).

La première partie du Mékong draine des roches extrusives, métamorphiques et sédimentaires mésozoïques. C'est dans cette partie du bassin que se produit la plus forte érosion physique. La seconde partie, où l'érosion physique est beaucoup plus faible, draine essentiellement des terrains sédimentaires paléozoïques et mésozoïques ainsi que des roches intrusives, avant d'atteindre la plaine d'inondation et l'estuaire du Mékong formés de terrains mésozoïques et de roches basaltiques (Figure 10).

Le fleuve Rouge s'écoule le long d'une zone de faille active résultant du déplacement vers le sud du bloc indochinois en réaction à l'hypercollision entre l'Inde et le continent asiatique. Bien que possédant un bassin versant relativement petit comparé aux autres fleuves asiatiques ($120 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ soit $\sim 1/4$ de la rivière des Perles et $1/7$ du Mékong), le fleuve Rouge possède une charge sédimentaire ($130 \cdot 10^6 \text{ t/an}$) comparable à celle du Mékong et deux fois plus importante que celle de la rivière des Perles. La géologie du bassin versant de ce fleuve consiste principalement en une série de formations métamorphiques organisées parallèlement à la faille.

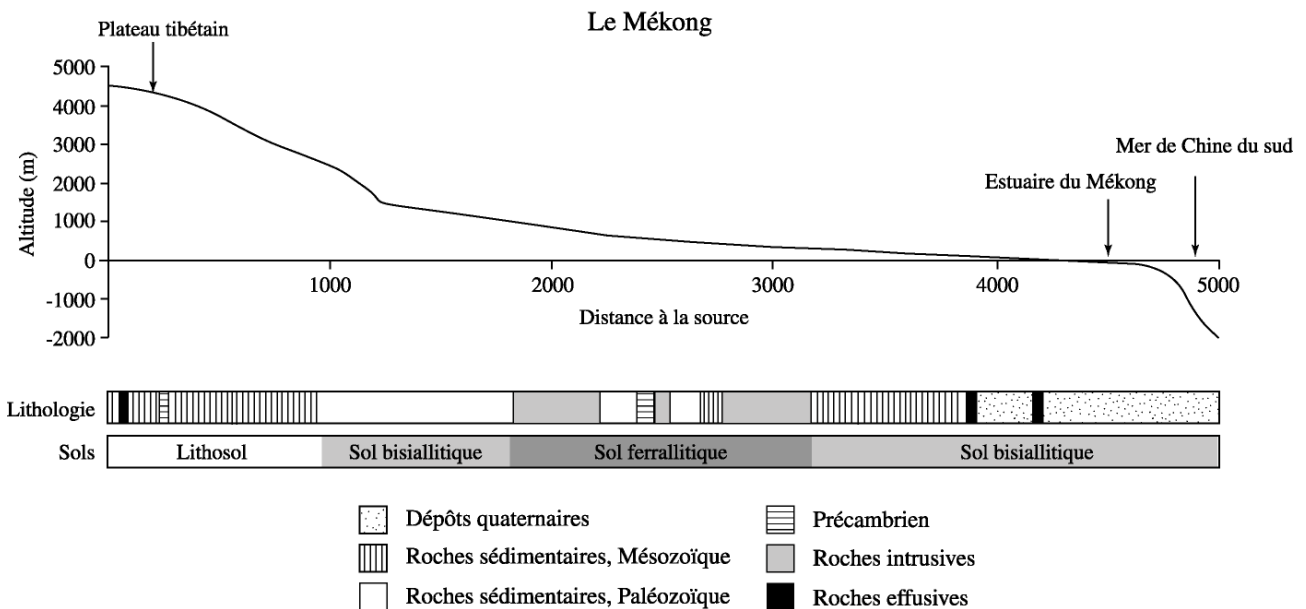


Figure 10 : coupe en long du Fleuve Mékong, lithologie et principaux sols rencontrés (d'après Liu et al., 2003).

Les déserts d'Asie centrale et les dépôts continentaux de Loess

Situés à plusieurs milliers de kilomètres de notre zone d'étude, les déserts d'Asie centrale et les formations de lèss représentent une source potentielle de matériel détritique pour les sédiments de la marge nord de la MCS (Figure 11). Formés par l'accumulation des produits de l'érosion des hauts plateaux tibétains et du désert de Gobi, les lèss de Chine centrale sont susceptibles d'être repris par les vents et transportés vers l'océan Pacifique, la MCE et la MCS. En effet, les vents dominants d'ouest transportent des quantités importantes de particules éoliennes, depuis les déserts d'Asie centrale, et constituent une source non négligeable de sédiments pour l'ensemble du Pacifique Nord (ex. Rea et Janecek, 1981 ; Rea et al., 1985). Au cours du temps, la quantité de matériel éolien transportée à l'océan dépend essentiellement des conditions d'aridité affectant les zones sources et la force des vents en contrôle la granulométrie (ex. An et al., 1990 ; Xiao et al., 1995).

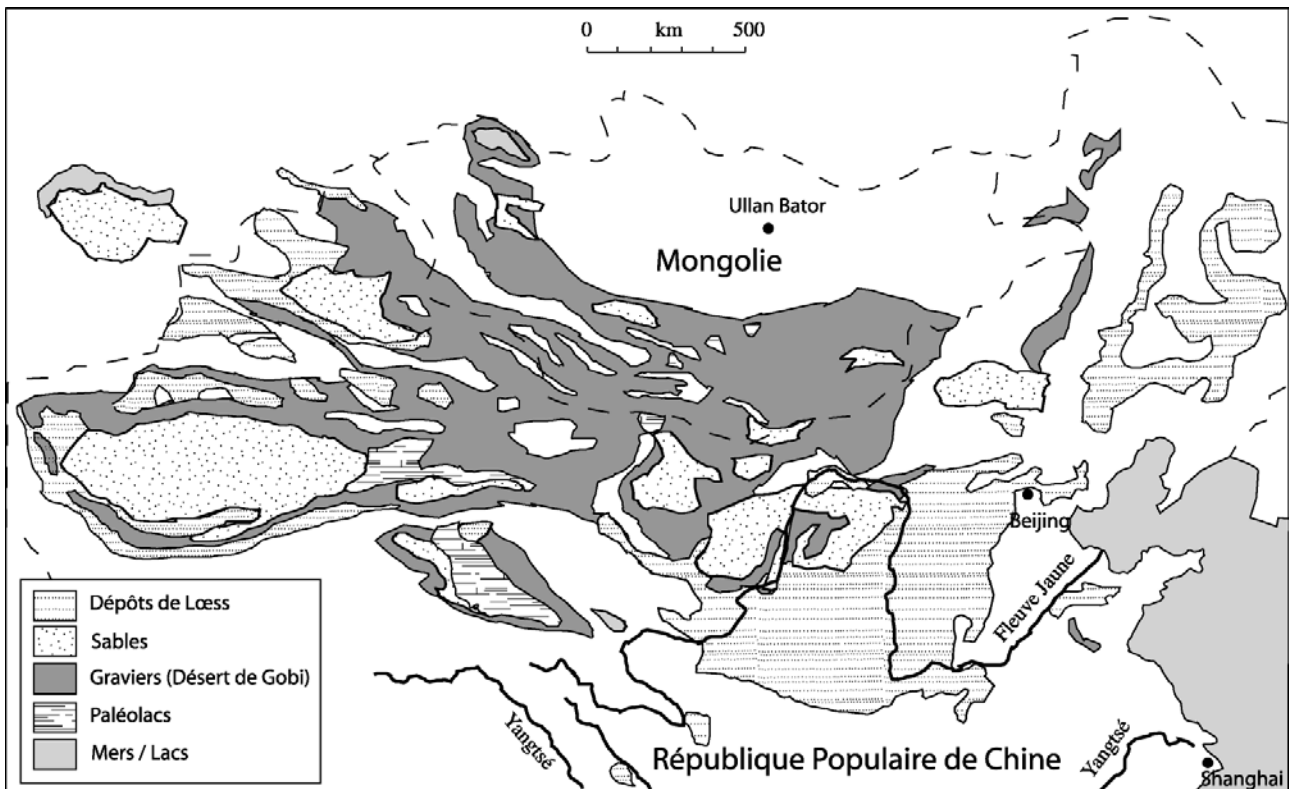


Figure 11 : carte de localisation des déserts, des formations sableuses et des dépôts de lèss en Asie Centrale (d'après Lehmkuhl et Haselein, 2000).

La mer de Chine de l'Est

La MCE peut être considérée comme une source de sédiments pour la MCS car un courant côtier venant de MCE et traversant le détroit de Taiwan (Figure 3) tout au long de l'année (Wang et Aubrey, 1987) est supposé pouvoir permettre le transport d'une importante quantité de particules. La MCE reçoit les sédiments des deux plus gros fleuves de Chine, en termes de charge sédimentaire : le fleuve Jaune (Huang He) et le Yangtze (Chang Jiang). Ces deux fleuves transportent plus de $1500 \cdot 10^6$ t/an de

sédiment, soit environ 10% de la charge mondiale annuelle apportée aux océans par l'ensemble des fleuves du monde (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitski, 1992).

Le Yangtzé prend sa source à plus de 5000 m d'altitude dans les montagnes du Tibet. Il déverse environ 500.10^6 t/an de sédiments en MCE (Milliman et Meade, 1983, Chen et al., 2000 et 2001, Hori et al., 2001). Les principales formations affleurant sur le bassin versant du Yangtzé sont d'âge Protérozoïque (14%), Triasique (33%) et Quaternaire (21%) (Vagner, 2001).

La charge sédimentaire du fleuve Jaune résulte à 90% de l'érosion physique des plateaux loessiques du nord de la Chine (Ren et Shi, 1986). Le fleuve Jaune est considéré comme un fleuve "aride", les précipitations sur son bassin versant étant en moyenne inférieures à 100 mm/an. La charge importante de ce fleuve, actuellement de 1000.10^6 t/an (Saito et Yang, 1995), serait due à l'activité humaine sur les plateaux loessiques et plus particulièrement à l'installation de cultures et à la déforestation. Il y a 2000 ans, le fleuve avait une charge particulière évaluée entre 1/3 et 1/10 de celle estimée actuellement (Saito et al., 2001).

Bilan des apports par les fleuves

Afin de pouvoir comparer l'ensemble de ces données, nous avons regroupé les principales caractéristiques des fleuves majeurs se jettant en MCS dans le tableau suivant :

Tableau 1 : caractéristiques des principaux fleuves alimentant la MCS.

Fleuves	Bassin versant (10^6 km ²)	Débit d'eau (10^9 m ³ /an)	Charge sédimentaire (10^6 t/an)	Références
Rivière des Perles	0,45	300-884	85-110	Gu et al., 1990 ; Zhang et al., 1994 et 1999 ; Wang, 1999 ;
Yangtse	1,8	921	480	Milliman et Meade (1983)
Fleuves de Taiwan	0,013	29	185	Milliman et Meade (1983)
Mékong	0,79	470	160	Milliman et Meade (1983)
Fleuve Rouge	0,12	123	130	Milliman et Meade (1983)

Ces fleuves font tous partis des plus grands fleuves mondiaux, soit au niveau des débits, soit en termes de charges sédimentaires. La rivière des Perles, comme beaucoup de rivières ou fleuves drainant les régions tropicales et sub-tropicales, présente de grandes décharges en eau mais possèdent paradoxalement une relativement faible charge particulière en raison d'un important couvert végétal sur l'ensemble du bassin versant.

Les sédiments de la marge nord de la MCS pouvant avoir plusieurs sources, il est nécessaire d'avoir une vision générale des types de sédiments susceptibles d'être retrouvés dans les différents bassins versants autour de la MCS.

La géologie du domaine sud-est asiatique est très diversifiée. Le continent est principalement constitué de formations anciennes, ignées ou métamorphiques. Trois des plus importants fleuves mondiaux, en termes de charge sédimentaire, parcourent ces formations avant de se jeter en MCS : la rivière des Perles, le fleuve Rouge et le Mékong.

Au sud et à l'est de la MCS, les différents mouvements des plaques tectoniques locales sont à l'origine de la formation des arcs insulaires indonésien et philippin présentant à l'affleurement des roches majoritairement basaltiques.

3. Contexte climatique actuel et impact sur l'environnement

3.1. Le phénomène de la mousson sud-est asiatique

La répartition de chaleur à la surface du globe terrestre est hétérogène. Les basses latitudes reçoivent plus d'énergie solaire que les hautes latitudes, entraînant ainsi des gradients de températures latitudinaux. Deux systèmes de transfert de chaleur, intimement liés, sont alors mis en place pour transporter la chaleur des régions équatoriales vers les pôles : une circulation atmosphérique rapide et une circulation océanique plus lente, la circulation thermohaline.

Les régions tropicales sont soumises à un climat dit de mousson. Le terme "mousson", dérivé du mot arabe "mausim", signifie "saison" et désigne tout cycle climatique annuel doté d'une inversion saisonnière des sens des vents (Webster, 1987). Ce phénomène de mousson constitue une des sources principales de chaleur et d'humidité vers la troposphère et joue un rôle important dans la régulation thermique du climat terrestre.

En été, le domaine océanique se réchauffe plus lentement que le continent asiatique. Cela est dû à la capacité calorifique importante de l'eau, à la perte d'énergie lors de l'évaporation des eaux de surface et à la dissipation d'énergie en profondeur, par l'agitation superficielle créée par les vents et les vagues (Webster, 1987). A l'inverse, le continent se réchauffe facilement et renvoie vers l'atmosphère une grande partie de l'énergie solaire qu'il reçoit sous forme de rayonnement infrarouge. Il se crée ainsi une

cellule de hautes pressions sur l'océan (air froid) et une cellule de basses pressions sur le continent asiatique (air chaud ; Figure 12).

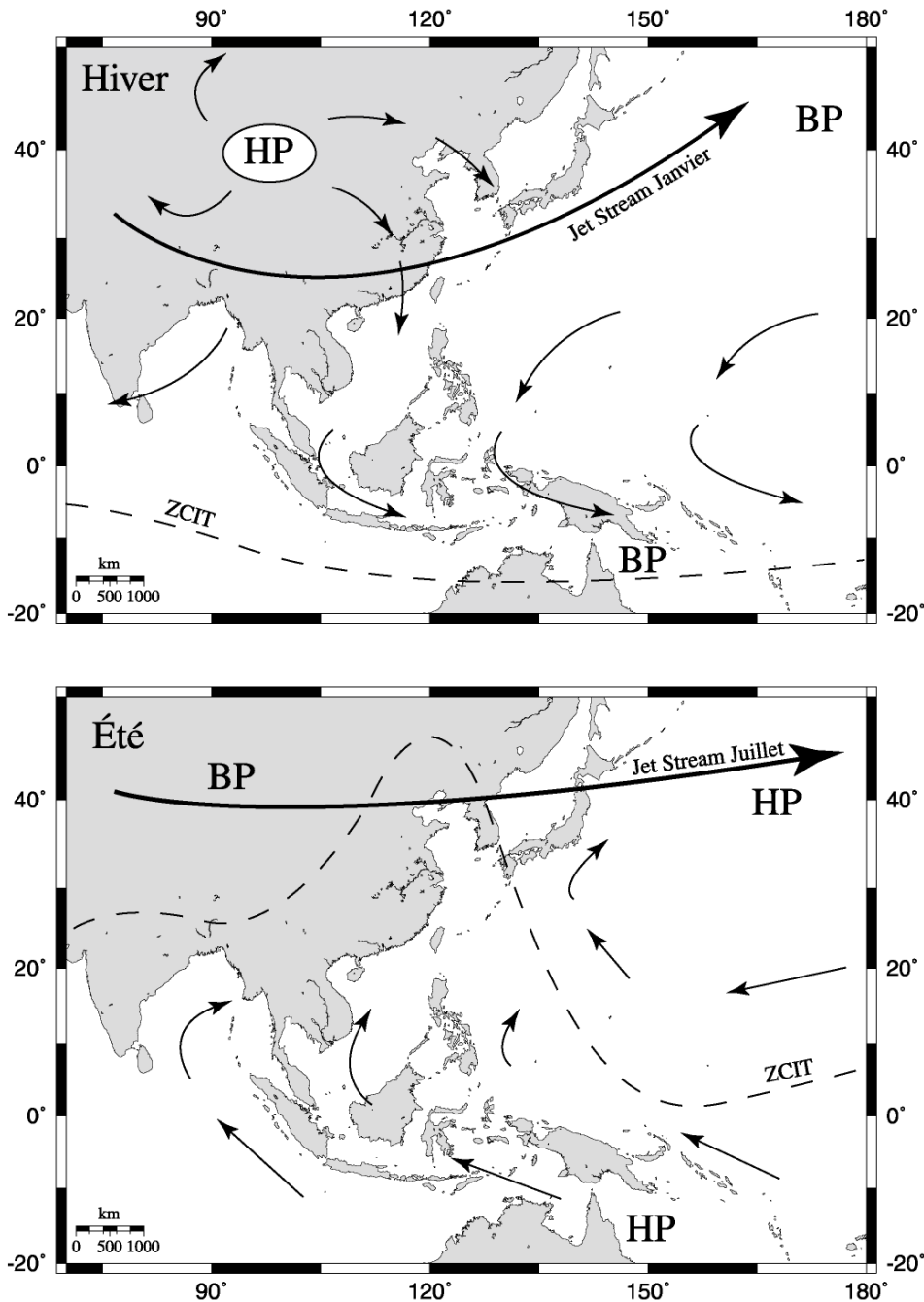


Figure 12 : cartes schématiques de la circulation atmosphérique en Asie en hiver (haut) et en été (bas). Les petites flèches représentent les vents de basse altitude. Les grandes flèches représentent les "jets", vents troposphériques. La zone de convergence intertropicale (ZCIT) est schématisée en pointillés. HP : haute pression, BP : basse pression.

Le gradient qui s'instaure entre les hautes pressions océaniques et les basses pressions continentales est alors le moteur du transport de masses d'air vers le continent qui se chargent en humidité lors de l'évaporation des eaux de surface (Webster, 1987). En arrivant sur le continent, l'air humide subit une ascendance causée par la chute de la pression atmosphérique. Il en résulte de fortes

précipitations sur le continent. Ce phénomène peut être amplifié par des phénomènes d'ascendance orographique liés à la présence de reliefs.

En hiver, le phénomène s'inverse et le continent se refroidit plus rapidement que l'océan. L'anticyclone centré sur la Sibérie applique alors un champ de hautes pressions sur tout le continent asiatique engendrant des vents froids et secs venant de l'ouest sur le Pacifique ou du nord sur la MCS. Le front de mousson suit alors la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et migre vers le sud. L'aridité du continent sud-est asiatique augmente et le front des précipitations se décale vers le sud entraînant de fortes précipitations sur le domaine indonésien et le nord de l'Australie (Figure 12).

Le cycle annuel des champs de vents sur la MCS (Hellerman et Rosenstein, 1983) indique que les vents du nord-est sont prédominants sur toute la région avec une magnitude moyenne de 9 m/sec en hiver. Par ailleurs, de plus faibles vents du sud-ouest (6 m/sec) sont dominants en été sur la majeure partie de la MCS et inclinent leur direction plus au sud dans la partie nord de la MCS. Pour plus d'informations, une synthèse des circulations atmosphériques et océaniques en MCS a été faite par Hu et al., 2000.

L'influence du phénomène de la mousson sur le continent joue un rôle essentiel en contrôlant la température et les précipitations. Sur le domaine de la MCS, il est possible de différencier 3 zones climatiques se distribuant latitudinalement (Figure 13).

La Chine du sud et le bassin de la rivière des Perles

Cette zone est soumise à un climat intertropical. La température moyenne est de 20°C et oscille entre 28°C en été et 14°C en hiver. Les précipitations annuelles varient entre 500 et 2000 mm et sont, d'une manière générale, supérieures à 1500 mm (Figure 13). 70 à 80% des précipitations surviennent pendant la saison humide, de mai à septembre (Zhang et al., 1999).

La péninsule indochinoise et l'archipel des Philippines

Par son allongement nord-sud et son relief hétérogène, la péninsule indochinoise présente des conditions climatiques très contrastées. La température moyenne annuelle y est de l'ordre de 23 à 28°C et atteint ses plus fortes valeurs dans le delta du Mékong. Les précipitations sont importantes sur les reliefs et les côtes et s'échelonnent entre 500 et 3000 mm/an (Figure 13). Les précipitations sur l'archipel des Philippines sont élevées et varient entre 1000 et 3000 mm/an, le maximum étant atteint sur l'île de Luzon.

L'Indonésie

L'Indonésie est soumise à un climat équatorial. Son caractère insulaire la rend très sensible aux vents dominants, induisant de nettes différences est-ouest. Les températures oscillent entre 22°C et

32°C. Il s'agit de la zone où les précipitations sont les plus importantes. Elles sont présentes toute l'année et varient entre 1500 et 3000 mm/an (Figure 13).

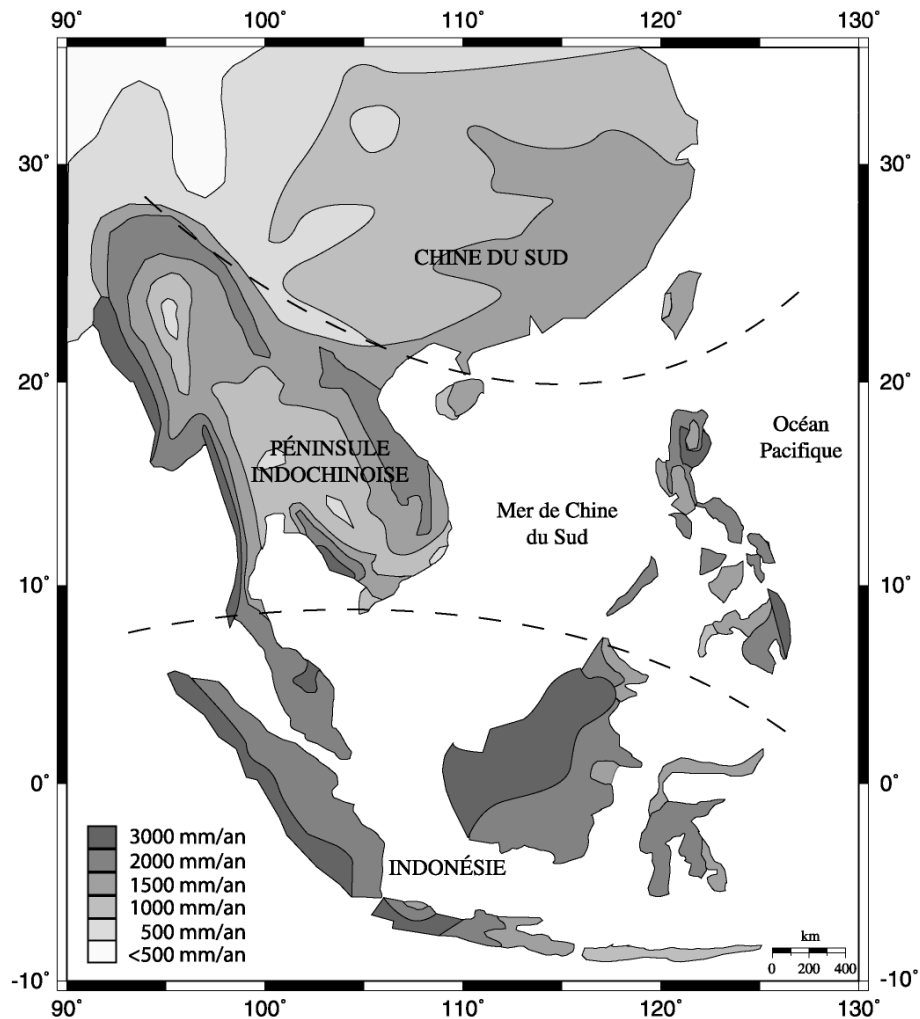


Figure 13 : précipitations annuelles (mm/an) autour de la MCS. Les lignes en pointillés séparent les trois zones pluviométriques décrites dans le texte.

L'ensemble du continent sud-est asiatique se trouve actuellement soumis à un régime climatique de mousson. La circulation atmosphérique est contrôlée par l'inversion saisonnière du gradient de pression existant entre l'océan et le continent. Les vents dominants suivent cette inversion, s'établissant au sud-ouest en été et au nord-est en hiver.

En termes de climat, le régime de mousson se traduit, sur tout le domaine sud-est asiatique, par l'alternance d'un été chaud et humide, d'environ 5 mois, dominé par les influences océaniques, et d'une saison sèche, dominée par une circulation d'air froid et sec issu du continent, le reste de l'année.

3.2. Impact de la mousson sur l'environnement

Le régime de la mousson conditionne les types de végétation se développant sur le continent. Cet impact de la mousson sur l'environnement doit être pris en compte dans cette étude car l'importance du couvert végétal va jouer un rôle au niveau de la formation des sols et sur leur vulnérabilité à l'érosion par le ruissellement des eaux de surface.

3.2.1. Le couvert végétal

La végétation de la Chine du sud et du nord du bassin de la rivière des Perles est luxuriante et essentiellement formée de hautes forêts tempérées chaudes à feuillus persistants (Figure 14). Plus au sud, le recouvrement de la péninsule indochinoise par la forêt est de trois types formant des groupes concentriques vers l'intérieur de la péninsule : forêt tropicale humide (arbres persistants et semi-persistants généralement de grande taille), forêt de mousson (forêt adaptée au climat saisonnier contrasté, végétation exubérante, bambous abondants) et enfin, une forêt tropicale assez basse (généralement formée d'arbres à feuilles caduques) (Adam et Faure, 1995 ; Figure 14).

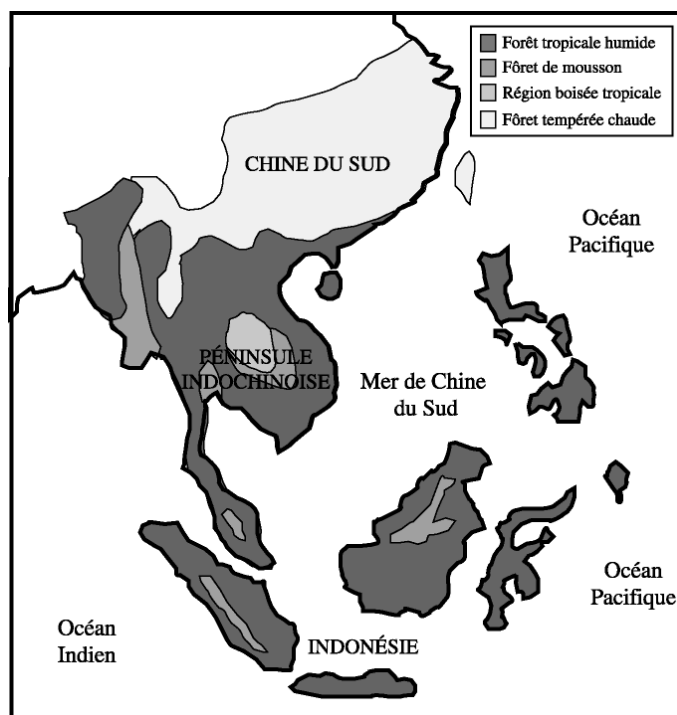


Figure 14 : répartition des différents types de végétation autour de la MCS (d'après Adam et Faure, 1995).

La Malaisie, l'Indonésie, l'île de Bornéo et l'arc philippin sont principalement couverts par de hautes forêts tropicales humides et des forêts de mousson (Figure 14). De larges zones de mangroves (non représentées sur la figure 14) s'étendent dans les régions côtières du nord de l'arc indonésien et de l'ouest de l'île de Bornéo.

3.2.2. L'altération chimique

Le taux d'humidité sur le continent est le paramètre majeur intervenant dans les processus d'altération chimique des roches et de formation de sols. Ces derniers, formés pour partie par l'accumulation des produits de l'érosion des reliefs sont ainsi plus ou moins altérés en fonction des quantités d'eau présentes. On entend par altération chimique le lessivage progressif des minéraux sous l'action d'hydrolyse de l'eau.

D'une manière générale, les sols du domaine sud-est asiatique sont fortement lessivés. Le bassin de la rivière des perles est en grande partie recouvert de sols bisialitiques¹ rouges ou jaunes ; le reste du domaine sud-est asiatique se caractérise par des sols ferrallitiques² dominants et sols bisialitiques lessivés associées à des sols ferrallitiques, des fluvisols³ (dans les régions de delta) et des organosols⁴ (au niveau des zones de mangroves) (Ségalen, 1995 ; Figure 15).

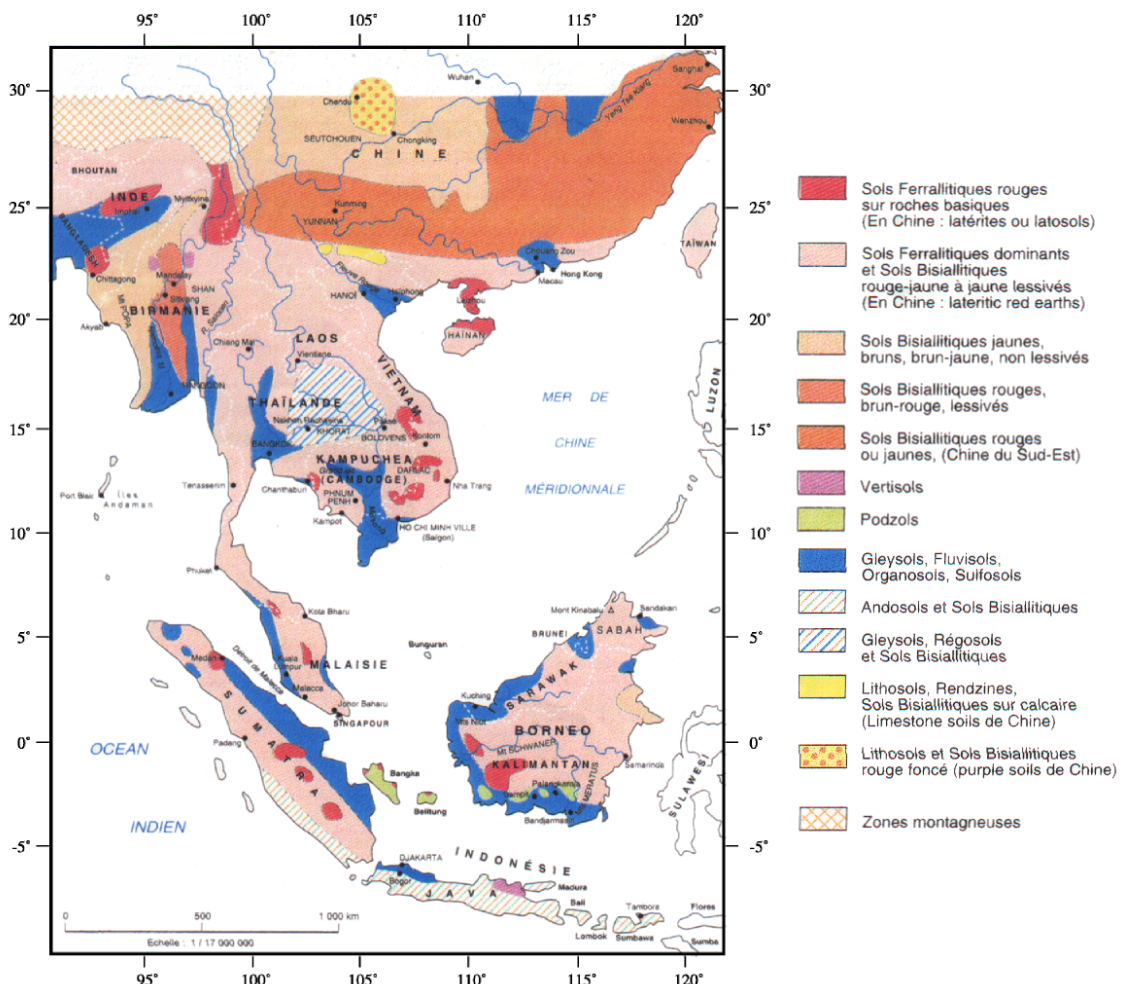


Figure 15 : carte de distribution des différents types de sols autour de la MCS (Ségalen, 1985).

¹ Sol bisialitique : formé sous climat tempéré et dont les constituants sont principalement des phyllosilicates de type 2/1.

² Sol ferrallitique : sol rouge des régions tropicales humides sous couvert forestier, pauvre en Si et riche Fe et Al.

³ Fluvisol : sol jeune se formant dans des dépôts alluviaux.

⁴ Organosols : sol riche en matière organique.

3.2.3. L'érosion physique

L'érosion mécanique des sols par le ruissellement est conditionnée principalement par le relief, les précipitations et la végétation. La Figure 16 présente le degré de vulnérabilité des sols du domaine sud-est asiatique à l'érosion physique par le ruissellement. Le nord de la Chine, montagneux et peu couvert par la végétation est très sensible à l'action des eaux de ruissellement (en rouge sur la carte). Au contraire, lorsque le relief diminue et que le couvert végétal se développe, les terrains sont moins sensibles à l'érosion mécanique et correspondent à des zones d'accumulation.

La Chine du Sud, au relief plus modéré et au couvert végétal plus dense est relativement moins sensible à l'érosion, mais reste tout de même fortement vulnérable aux eaux de ruissellement. Il est probable que cette donnée ne soit valable que pour l'actuel. L'exploitation agricole intensive de l'ensemble de cette région est probablement à l'origine de cette vulnérabilité. Taiwan et le bassin de la rivière des Perles sont les deux zones les plus sensibles de la Chine du sud. Le reste du domaine sud-est asiatique présente des vulnérabilités à l'érosion plus faibles et de larges zones d'accumulation de sédiment au centre de la péninsule indochinoise où le relief est faible (<200m) ainsi qu'au niveau de zones de mangroves sur la plate-forme de la Sonde.

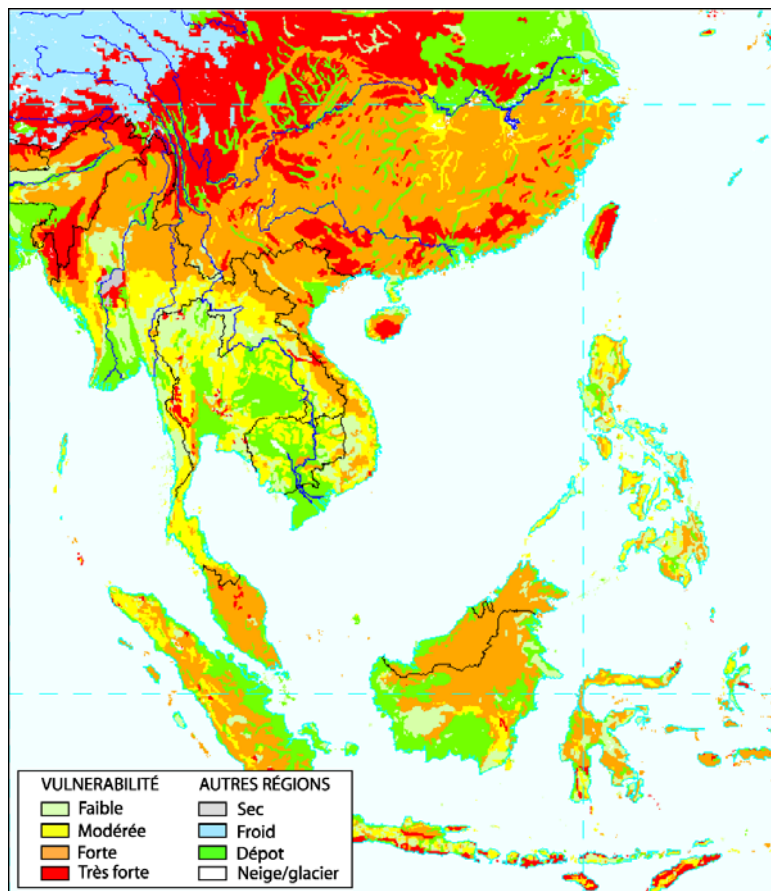


Figure 16 : carte de répartition de la vulnérabilité des sols à l'érosion mécanique par l'eau de ruissellement (www.nrcs.usda.gov).

Le régime climatique particulier de la mousson a une influence directe sur le type et la quantité de matériel sédimentaire mis en place sur le continent et susceptible d'être transporté jusqu'à la MCS. Les fortes précipitations de la mousson d'été participent au lessivage des minéraux et à la formation de sols, à leur érosion et à leur transport.

La Chine du sud possède des sols moyennement hydrolysés mais très vulnérables ; l'Indochine et les Philippines ont des sols fortement hydrolysés mais peu vulnérables et l'Indonésie présente des types de sols variés, facilement érodables mais dont les sédiments semblent être contenus dans de vastes zones d'accumulation le long de ses côtes.

Les sédiments déposés sur la marge nord de la MCS semblent donc venir principalement de la Chine du Sud qui est la région la plus facilement érodable par les eaux de ruissellement.

3.3. Impact de la mousson sur l'hydrologie de la MCS

Les courants de surface représentent l'un des principaux vecteurs de dispersion des particules apportées par les fleuves ou les vents aux océans et sont ainsi à prendre en compte dans la recherche des sources potentielles des sédiments de la marge nord de la MCS.

La circulation des courants de surface en MCS et dans les mers adjacentes a été étudiée par de nombreux auteurs (Hu et al., 2000). Ces études ont mis en avant que la circulation océanique de surface est contrôlée par le renversement biannuel des vents des moussons d'hiver et d'été. Cette circulation sur la marge nord de la MCS est également liée d'une part, aux connections existant avec la MCE par le détroit de Taiwan et d'autre part, à l'influence du courant de surface pacifique, Kuroshio, entrant par le détroit de Luzon (Figure 17).

Au cours de la mousson d'hiver, les vents dominants de nord-est entraînent la formation d'un important courant côtier froid ($\sim 18^{\circ}\text{C}$) venant de la MCE (Niino et Emery, 1961 ; Wang et Wang, 1990 ; Wang et al., 1995). Il pénètre par le détroit de Taiwan et longe le continent jusqu'à la Malaisie (Figure 17). Deux gyres cycloniques (qui tournent dans le sens anti-horaire) se forment. L'une au sud, résulte des actions opposées du courant côtier et d'un courant remontant vers le nord au centre de la MCS. Les eaux chaudes et salées ($\sim 25^{\circ}\text{C}$ et 35‰) d'une partie du Kuroshio entrent également en MCS par le détroit de Luzon et forment la seconde gyre dans la partie nord de la MCS (Figures 17 et 19). La combinaison des masses d'eau provoque un fort gradient de températures s'étalant du nord au sud de 18 à 28°C (Chen et al., 1999 ; Wang et al., 1999).

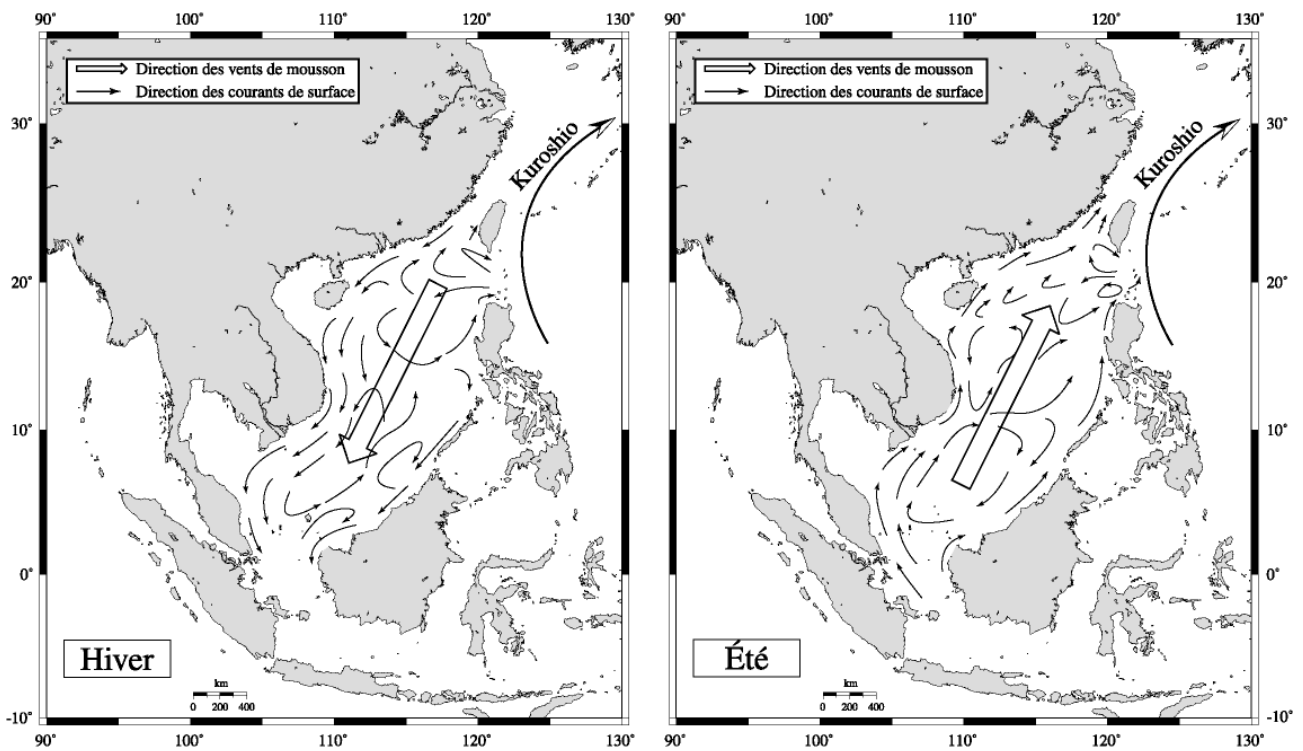


Figure 17 : cartes de répartition des courants de surface en MCS (a) en été et (b) en hiver (d'après Hu et al., 2000).

Au cours de la mousson d'été, la direction des vents dominants s'inverse, passant au sud-ouest. La circulation générale des eaux de surface s'inverse également. Le courant côtier remonte depuis la mer de Java jusqu'au détroit de Taiwan (Figure 17). La gyre sur la plate-forme de la Sonde devient anticyclonique et l'intrusion du courant Kuroshio, bloquée par les vents du sud-ouest pénètre beaucoup moins en MCS (Figure 17). En effet, les volumes d'eau traversant le détroit de Luzon ont été mesurés à 5,3 Sv (Sv : Sverdrup, unité de mesure des transports d'eau dans l'océan, valant $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) en hiver contre 0,2 Sv en été (Qu, 2000).

Les températures de surface en MCS sont relativement homogènes et s'échelonnent entre 26 et 30°C (Figure 18) (Wang et Wang, 1990 ; Wang et al., 1995 et 1999 ; Chen et al., 1999, données NOAA). L'influence de la réserve d'eau chaude du Pacifique (Warm Pool) se fait sentir avec des températures légèrement plus élevées dans la partie est de la MCS. La salinité des eaux de surface s'échelonne entre 32 et 34‰. Les fortes précipitations sur le continent sont à l'origine de l'accumulation d'eau peu salée sur la plate-forme de la Sonde.

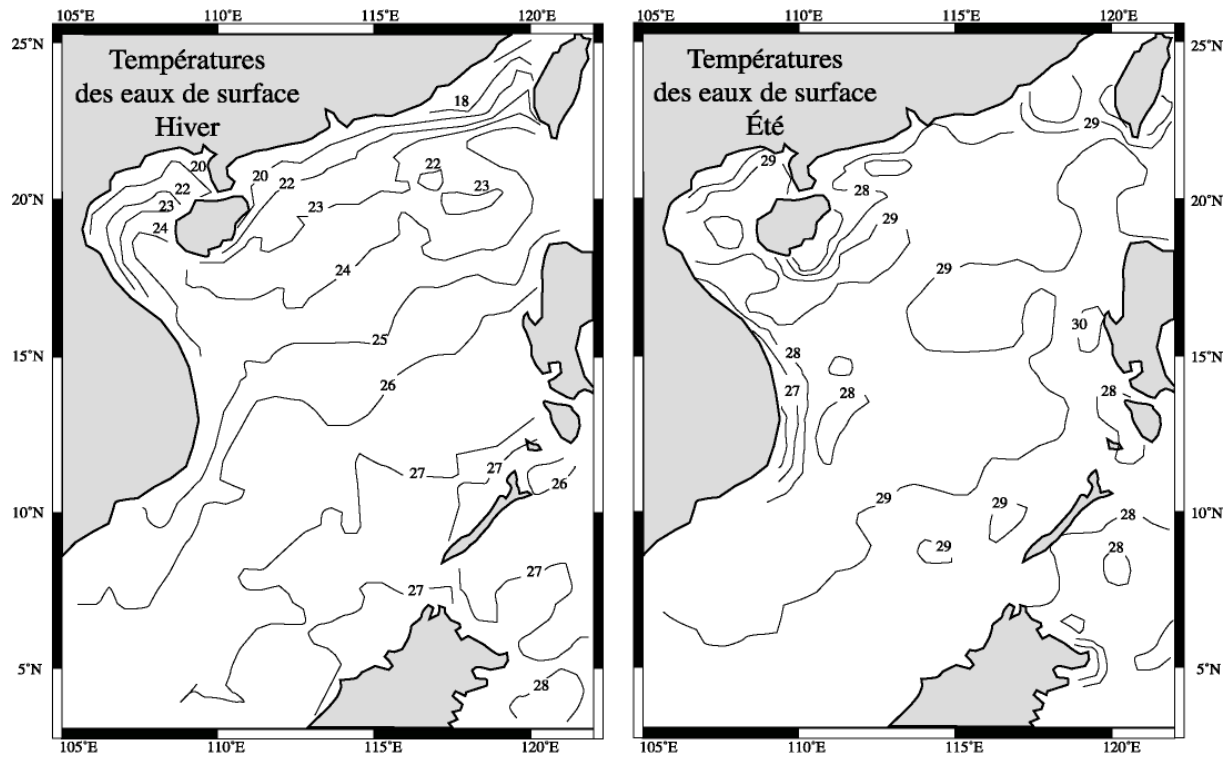


Figure 18 : cartes de répartition des températures de surface à l'actuel (source : données NOAA).

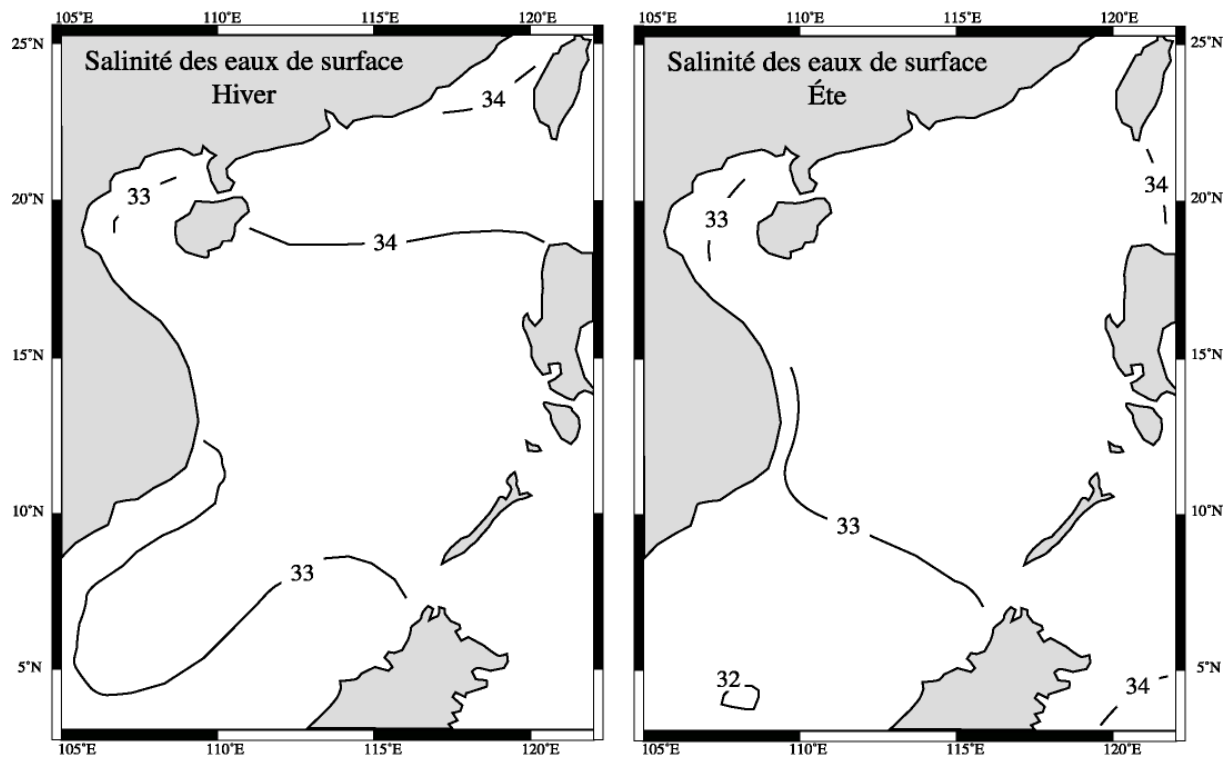


Figure 19 : cartes de répartition des salinités des eaux de surface (source : Levitus, 1994).

Le renversement saisonnier des vents des moussons d'été et d'hiver contrôle les directions des courants océaniques de surface qui jouent un rôle au niveau de la redistribution des produits de l'érosion dans le bassin de la MCS.

D'une manière générale, les vents dominants du nord-est créent une gyre cyclonique des courants de surface au cours de la mousson d'hiver alors qu'à l'inverse, au cours de la mousson d'été, les vents du sud-ouest renversent les courants de surface et créent une gyre anticyclonique.

4. Paramètres influençant l'intensité de la mousson

Au cours du Plio-Pléistocène, le système de mousson a été largement affecté par les changements climatiques globaux de la Terre. La première glaciation de l'hémisphère nord a été enregistrée entre 10 et 6 Ma au cours du Miocène Supérieur (ex : ODP Leg 151, 1994 ; Jansen et al., 1990 ; Wolf et Thiede, 1991 ; Jansen et Sjøholm, 1991 ; Wolf-Welling et al., 1996 ; Haug et al., 1995). La taille de la calotte présente au sud du Groenland n'augmentera vraiment qu'à partir de 3,5-3 Ma, lorsqu'elle s'étendra plus au nord (synthèse par Maslin et al., 1998) (Figure 20).

Après la glaciation du Groenland, le développement des calottes s'est fait en plusieurs épisodes. Les principales transitions sont datées à 2,74 Ma (glaciation rapide de l'arctique eurasiatique et du nord de l'Asie), 2,7 Ma (glaciations de l'Alaska) et 2,54 Ma (glaciation majeure du continent nord-américain) (Tiedemann et al., 1994, Shackleton et al., 1995).

Différents processus très graduels (prenant des millions d'années) semblent avoir joué un rôle important dans la mise en place des glaciations de l'hémisphère nord (Maslin et al., 1998). Des variations tectoniques telles que la surrection du plateau Himalaya-Tibet (Ruddiman et Raymo, 1988 ; Ruddiman et Kutzbach, 1991 ; Raymo et Ruddiman, 1992), l'affaissement du détroit de Béring (Einarsson et al., 1967) et/ou l'émergence de l'Isthme de Panama (Keigwin, 1978, 1982 ; Haug et Tiederman, 1998) ont été évoqués comme étant des facteurs importants.

Concernant cette étude, l'évènement climatique majeur le plus proche survient en Asie à partir d'environ 2,6 Ma. Les circulations atmosphériques subissent alors un profond changement et l'intensité de la mousson d'hiver augmente brusquement, simultanément à l'intensification des conditions glaciaires aux pôles. Cela se traduit par la mise en place des séquences de lœss sur les plateaux de Chine centrale (ex : Heller et Liu, 1982 ; Liu, 1985 ; Ding et al., 2000). Ces formations se présentent sous la forme d'alternances de dépôts de particules éoliennes lors des périodes glaciaires et de paléosols lors des périodes interglaciaires (ex : Xiao et An, 1999 ; Sun et Liu, 2000).

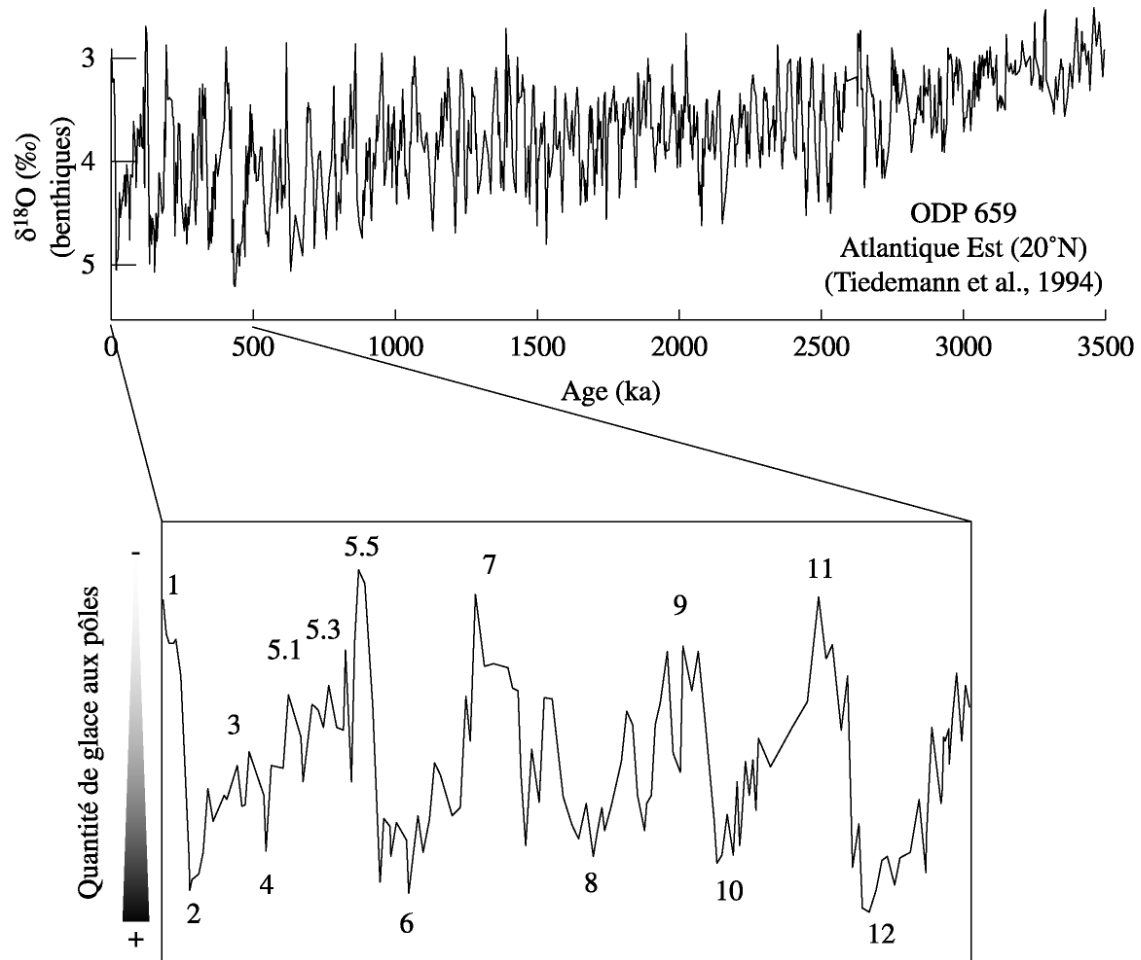


Figure 20 : variations du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques du site 659 (Atlantique Est, 20°N) au cours des derniers 3,5 Ma (d'après Tiedemann et al., 1994).

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques ou benthiques permettent d'avoir une vision des oscillations climatiques globales (Figure 20). Ces variations isotopiques sont principalement interprétées en termes de changements de volume de glace des calottes polaires. Les minimums et maximums de cette courbe correspondent respectivement à des périodes climatiques "chaudes" et "froides".

Ces alternances sont appelées stades isotopiques interglaciaires et glaciaires et sont numérotées de manière spécifique. Les numéros pairs correspondent à des périodes interglaciaires et les numéros impairs à des périodes glaciaires. La numérotation commence à l'actuel par le numéro 1 et augmente en remontant dans le temps. Ainsi, par exemple, le stade 1 est associé à la dernière transition glaciaire/interglaciaire et à l'Holocène alors que le stade 27 est atteint aux alentours de 1 Ma. Certains stades présentent des subdivisions ou sous-stades, tels que le stade isotopique 5 qui se divise en 5 parties désignées par des lettres (de 5a à 5e) ou des chiffres (de 5.1 à 5.5) (Figure 20).

Le caractère périodique des alternances glaciaires/interglaciaires a été attribué aux variations de la répartition latitudinale et saisonnière de la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre, résultant des lentes variations cycliques de ses paramètres orbitaux suivant la théorie astronomique élaborée par Milutin Milankovitch (1930) pour expliquer les variations climatiques. L'excentricité, l'obliquité et la précession sont les trois principaux paramètres orbitaux :

L'excentricité de l'écliptique correspond au degré d'aplatissement de l'ellipse de l'orbite terrestre. En constante fluctuation, cette orbite est plus ou moins elliptique et varie au cours du temps suivant des périodicités proches de 400 et 100 ka. Bien que souvent confirmé (Hays et al., 1976 ; Berger, 1977 ; Berger et al., 1984), le lien entre les variations d'excentricité et l'évolution des calottes de glace reste controversé. En effet, la variation d'insolation aux hautes latitudes est le principal facteur contrôlant la formation d'une calotte polaire. Les variations d'insolation dues à l'excentricité sont très faibles ($\leq 0,2\%$) (Berger, 1977 ; Imbrie et al., 1992) et ne pourraient à elles seules expliquer les changements du volume des calottes de glace au cours des alternances glaciaires/interglaciaires.

L'obliquité correspond à l'angle de l'axe de rotation de la Terre avec la perpendiculaire au plan de l'écliptique. Cet angle qui varie entre $21,5^\circ$ et $24,5^\circ$ avec une période de 41 ka, (aujourd'hui, l'inclinaison terrestre est de $23,5^\circ$), affecte largement les saisons. En effet, l'obliquité agit sur le flux annuel de chaleur reçu par chaque hémisphère. Une forte obliquité provoque des étés plus chauds sur l'hémisphère nord, ce qui favorise l'installation des cellules de basses pressions sur l'Asie, accentuant l'intensité de la mousson d'été.

La précession correspond à la rotation, à la manière d'une toupie, de l'axe de rotation de la Terre suivant des périodes de 23 et 19 ka. Par ailleurs, il est important de remarquer que le paramètre d'excentricité entre dans le calcul des variations de la précession. Cette dernière présente donc, par définition, des oscillations de mêmes périodicités que l'excentricité (~ 100 et 400 ka). Les variations de la précession induisent des changements de la répartition saisonnière de l'insolation. Ces variations peuvent être de grande amplitude, de l'ordre de 10 à 20% de l'énergie reçue. Il s'agit là, sans doute, du forçage astronomique le plus déterminant pour l'évolution du climat aux basses latitudes. De nombreuses études effectuées sur des sédiments provenant des océans Indien et Pacifique ont mis en relation cette périodicité avec des indicateurs de mousson (Prell, 1984 ; Clemens et Prell, 1990 ; Clemens et al. 1991, 1996 ; Morley et Heusser, 1997 ; Schultz et al., 1998).

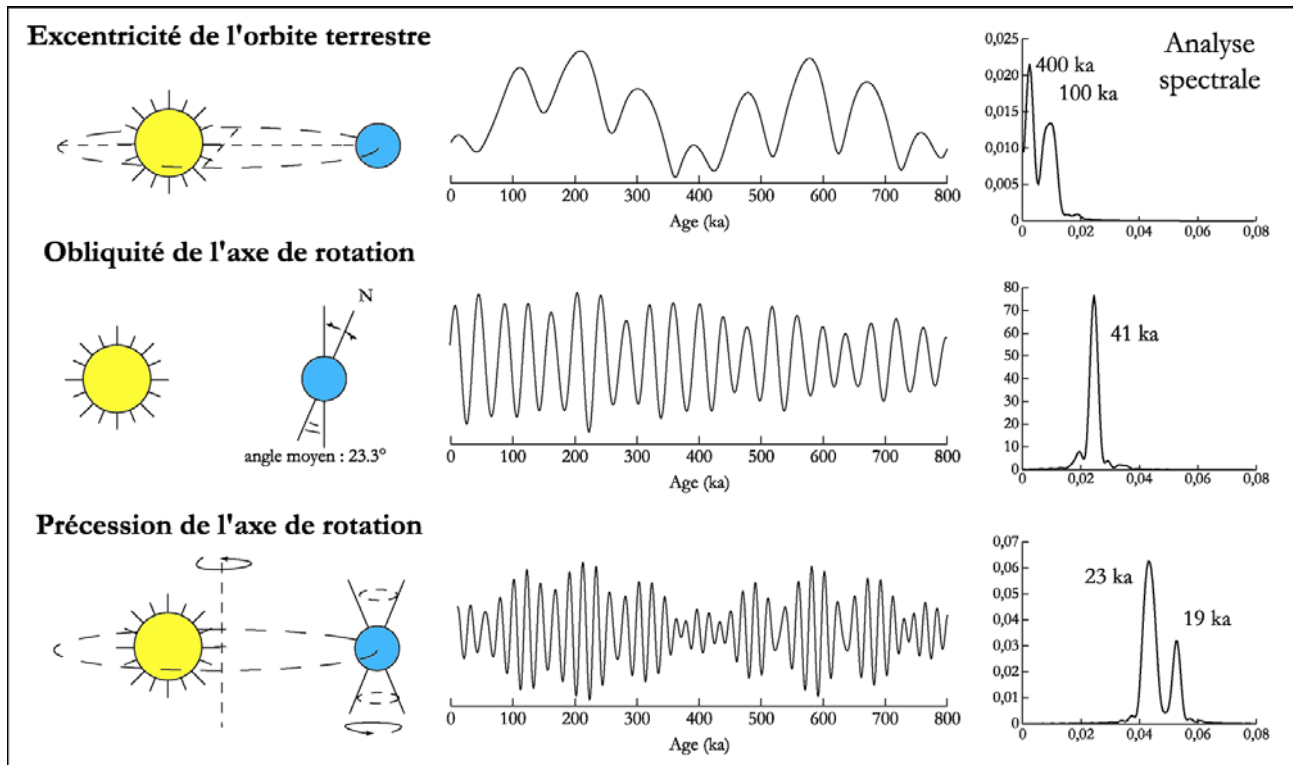


Figure 21 : les principaux paramètres orbitaux de Milankovitch et leurs cyclicités.

Sur notre domaine d'étude, ces deux derniers paramètres, obliquité et précession, jouent un rôle très important, permettant des variations du budget radiatif de plus de 12,5% sur le Tibet (Laskar et al., 1993 ; Berger et Loutre, 1991). La diminution de l'insolation d'été de l'hémisphère nord lors des périodes glaciaires a atténué la formation des cellules de basses pressions sur le continent asiatique, limitant ainsi l'intensité de la mousson d'été.

Les variations de l'intensité de la mousson, au cours du temps, sont liées aux changements climatiques globaux de la Terre. Au cours des deux derniers millions d'années, le volume des calottes de glaces aux pôles a varié, entraînant des changements du niveau des mers et bouleversant les circulations océaniques. Le phénomène de mousson, dépendant des gradients de température entre l'océan et le continent, est donc sensible aux variations des échanges océan-atmosphère. De la même façon, les variations d'insolation vont avoir un impact climatique direct sur l'intensité de la mousson.

La mousson, basée sur le couplage océan-continent est donc particulièrement sensible à la fois aux variations climatiques globales glaciaires/interglaciaires (variant selon des cyclicités associées à l'excentricité, ~100 ka) et d'ensoleillement (cyclicités de précession, 23 ka).

5. Contexte environnemental en période glaciaire

Cette étude se place dans un contexte climatique instable oscillant entre des stades glaciaires et interglaciaires. Beaucoup d'études ayant été faites en MCS sur les derniers cycles climatiques et plus précisément sur le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), c'est à partir d'elles que nous allons dresser un état des lieux de la zone d'étude en période glaciaire.

Un grand nombre d'approches granulométriques, magnétiques ou géochimiques a été réalisé sur des séries continentales (löss de Chine centrale) ou marines (océan Pacifique) (ex : An et al., 1990 et 1991 ; Ding et al., 1999, 2000 et 2001 ; Lu et al., 2000 ; Pettke et al., 2000 ; Rea et al., 1985 ; Rea et Leinen, 1988 ; Xiao et An, 1999 ; Xiao et al., 1995). Toutes s'accordent à dire qu'au DMG, la cellule de haute pression centrée sur la Sibérie se renforce, entraînant une intensification de la mousson d'hiver par rapport à la mousson d'été.

Les études polliniques et sédimentologiques en mer de Chine confirment l'intensification de la mousson d'hiver en période glaciaire, associée à la réduction des températures et de la superficie des mers marginales ; ceci renforçant l'aridité en Chine centrale (Wang et Sun, 1994 ; Wang et al., 1997 ; Xu et Oda, 1999). Des estimations des précipitations, basées sur la susceptibilité magnétique des loess au cours du DMG proposent des diminutions de plus de la moitié des valeurs actuelles (An et al., 1990) ou plus raisonnablement, de 1/8 à 1/4 des précipitations actuelles en Chine (Maher et Thompson, 1995 ; Wang, 1999).

Les diminutions de températures et de précipitations transforment également la végétation sur l'ensemble du domaine sud-est asiatique. Les études polliniques mettent en évidence au DMG, une végétation principalement dominée par des conifères d'altitudes et une diminution de la végétation de type tropical et sub-tropical (Sun et Li, 1999). La plate-forme nord de la MCS, largement émergée, était alors couverte d'herbes et de petits arbustes caractéristiques des prairies tempérées actuelles de l'hémisphère nord et particulièrement amateurs de sols sableux (Sun et al., 1996 ; Sun et Li, 1999 ; Sun, 2000 ; Sun et al., 2003).

Au DMG, le renforcement de la mousson d'hiver devait se caractériser par une intensification des vents dominants de nord-est. Cette circulation induite par la mousson d'hiver devait aussi s'effectuer pendant une période plus longue dans l'année. Les études réalisées à la fois dans les séries lœssiques de Chine (ex. Kukla et al., 1988, An et al., 1991) et dans les sédiments du Pacifique (ex. Rea et Janecek, 1981 ; Rea et al., 1985) ont mis en évidence, qu'au cours des périodes glaciaires, les flux d'apports éoliens transportés par les vents de la mousson d'hiver étaient plus importants et accompagnés d'une augmentation de la taille des grains.

Il semble qu'il n'y ait pas eu d'influence majeure des glaciations sur le système de mousson indienne (Prell et Kutzbach, 1992) ni sur la température des eaux de la Warm Pool (ex. Thunell et al., 1994), et que l'extension des glaciers sur le Tibet n'ait été que relativement faible (Schäfer et al., 2002). Pourtant, la MCS, en tant que bassin semi-fermé (Wang et al., 1997) fut un domaine très sensible aux glaciations par l'intermédiaire des variations du niveau marin (Chen et al., 1999 ; Hanebuth et al., 2000 ; Jian et al., 1999 et 2000 ; Sarnthein et Wang, 1999 ; Wang, 1990 et 1999).

Au DMG, un profond bouleversement de la paléogéographie de la MCS est enregistré à travers l'émersion des plates-formes continentales. Alors que les calottes de glace de l'hémisphère nord atteignent leurs extensions maximales, les marges continentales asiatiques sont soumises à une baisse importante du niveau marin estimée pour le MCS à -120 m (Wang, 1990). Cela transforme considérablement la paléogéographie de la MCS.

La courbe composite du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques réalisée par le groupe SPECMAP (Imbrie et al., 1984 ; Martinson et al., 1987 ; Pisias et al., 1984) (Figure 22) permet de s'affranchir d'effets locaux importants de variations de température et de salinité sur la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques et reflète essentiellement les variations du volume des calottes de glace. Présentée sur les 150 derniers ka, elle permet une estimation de l'amplitude des variations du niveau marin.

Une diminution relative du niveau de la mer de -20 m laisse la paléogéographie de la MCS relativement inchangée. Par contre, une variation d'amplitude dépassant -40 m suffit à exonder partiellement le détroit de Taiwan et la plate-forme de la sonde et ainsi à couper les voies de communication des courants marins avec la MCE et l'océan indien. Au cours du dernier cycle climatique, la MCS se trouve ainsi presque constamment isolée et les seuils de la plate-forme de la sonde et du détroit de Taiwan ne sont ouverts que durant les sous-stades isotopiques les plus chauds des périodes interglaciaires (Holocène, 5.1, 5.3 et 5.5).

Pour une chute du niveau marin de -75 m, les plates-formes nord et sud sont déjà largement exondées. Enfin, à -120 m, le niveau le plus bas atteint lors du DMG, la surface totale émergée atteint près de 390 millions de km^2 , soit plus de la moitié de la superficie actuelle de la MCS (Wang et al., 1997) (Figure 22).

Les changements importants de paléogéographie ont un impact direct sur les la dynamique sédimentaire en MCS. Les plates-formes ainsi exondées sont facilement érodables permettant des apports potentiellement plus importants en périodes glaciaires et interviennent au niveau de la balance précipitation-évaporation transformant le système de mousson. De même, la fermeture des seuils perturbe considérablement la circulation océanique de surface (Figure 23).

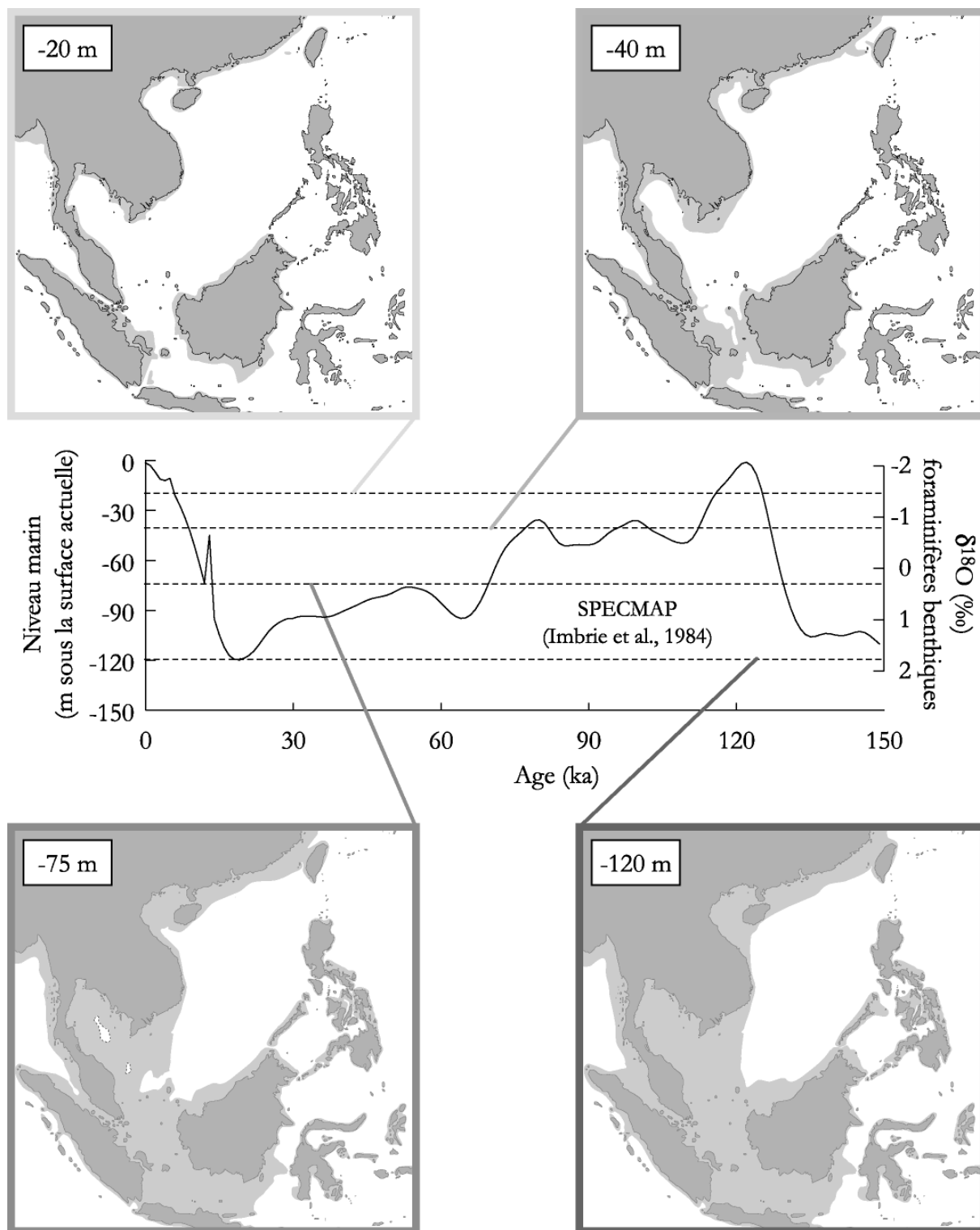


Figure 22 : évolution de la paléogéographie de la MCS au cours du dernier cycle climatique (d'après Voris, 2000). La courbe composite de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques (SPECMAP) et les variations du niveau marin (en m) associées y sont aussi reportées (Imbrie et al., 1984).

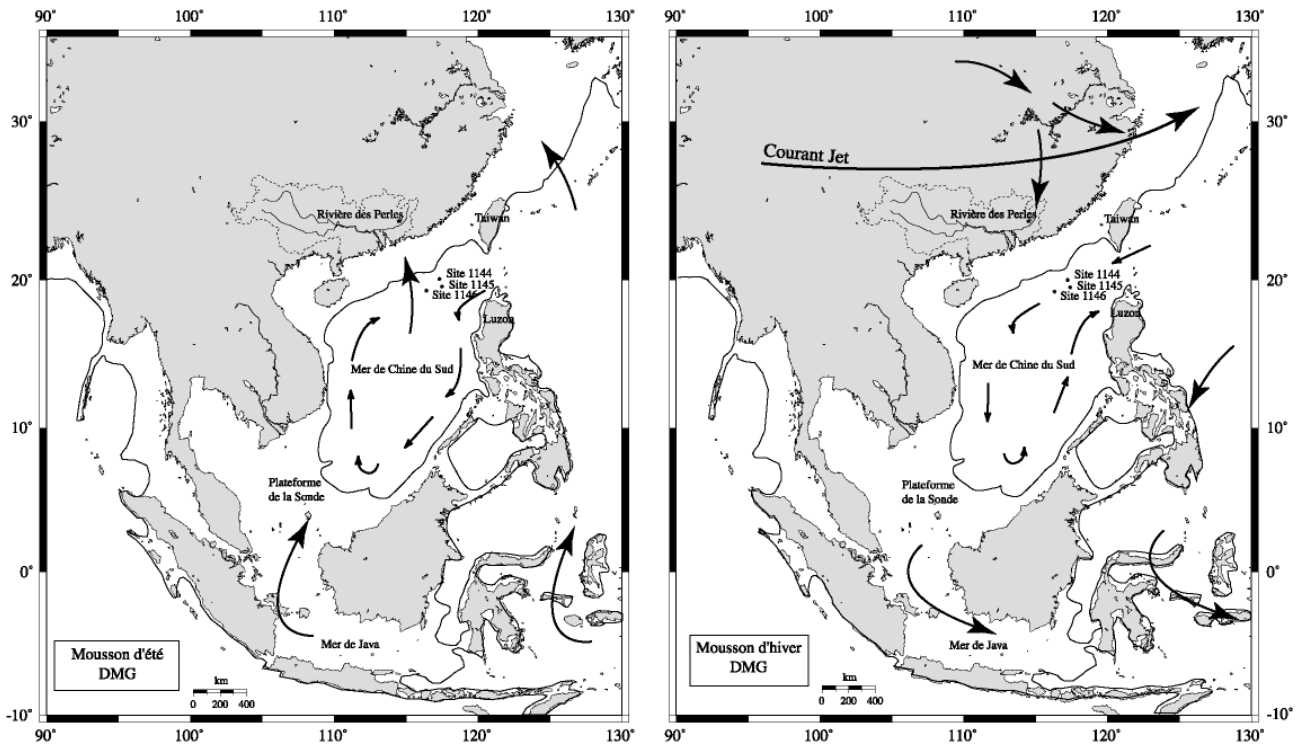


Figure 23 : cartes de répartition des circulations atmosphériques et océaniques de surface en période de mousson d'été (a) et d'hiver (b) au cours du DMG. Les longues flèches symbolisent les vents et les courtes, les courants de surface. Pour le DGM, la position distale maximale de la ligne de rivage est représentée. (D'après Wang, 1990).

Au DMG, le Kuroshio, courant chaud du Pacifique était affaibli et les eaux tropicales et intertropicales ne pouvaient plus avoir la même influence sur la MCS (Wang et Wang, 1990). Sous l'action prédominante des vents de N-W, il se serait instauré une circulation d'eau froide dans le sens anti-horaire en hiver, et une circulation horaire en été (Wang, 1990).

Dans le même temps, le déplacement vers le sud du front polaire et la migration vers l'est du Kuroshio ont contribué à favoriser la saisonnalité du climat à la fois sur le continent et sur l'océan : en été, on observe une différence de température des eaux de surface de $-2,2^{\circ}\text{C}$ entre le DMG et l'actuel ($26,6$ et $28,8^{\circ}\text{C}$) et en hiver de $-5,9^{\circ}\text{C}$ ($17,8$ et $23,7^{\circ}\text{C}$) (Figures 18 et 24) (Wang et al., 1995). Les variations de température des eaux de surface sont donc estimées à environ 9°C entre les deux saisons au DMG alors qu'à l'actuel, elles sont d'environ 5°C .

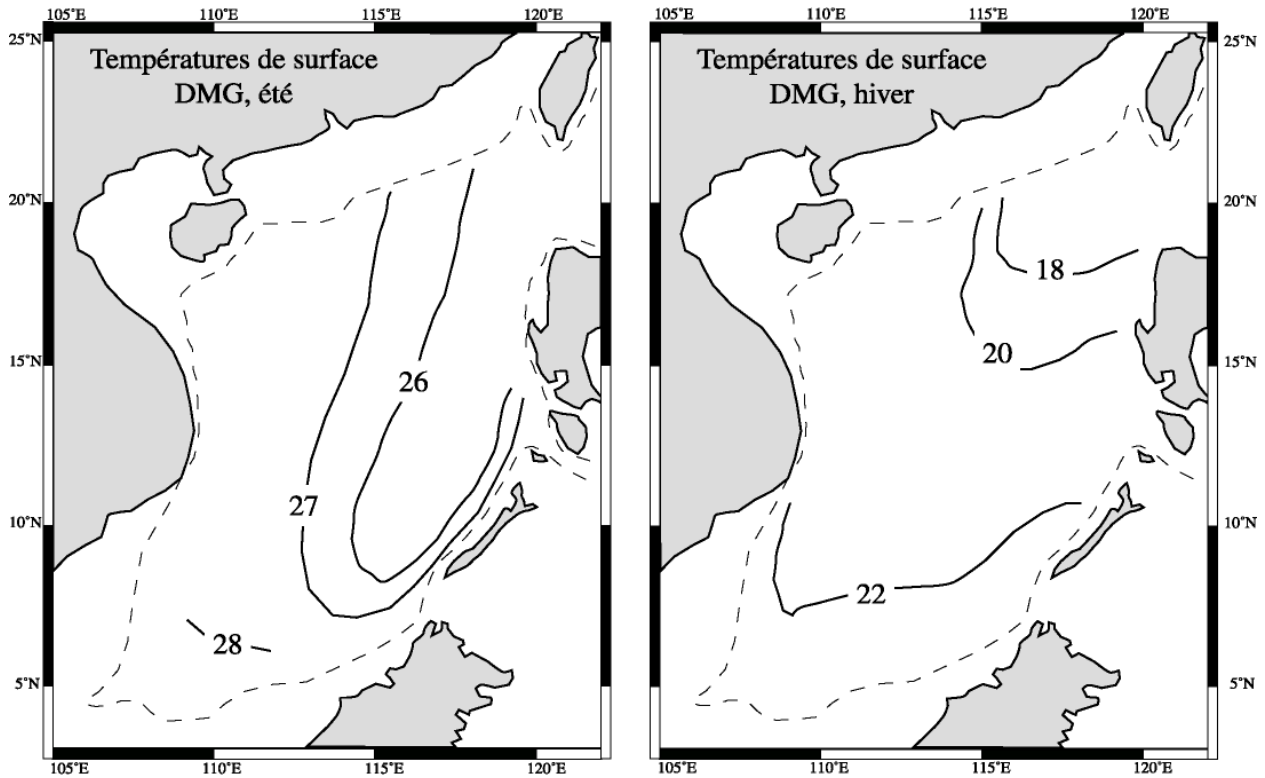


Figure 24 : cartes de répartition des températures des eaux de surface en été et en hiver au cours du dernier maximum glaciaire (DMG) (d'après Wang et al., 1995).

La MCS, bassin semi-fermé, est un domaine très sensible aux variations de niveau marin lors des alternances glaciaires / interglaciaires. Au DMG, la chute de -120 m du niveau marin ferme presque entièrement la MCS ; la cellule de hautes pressions centrée sur la Sibérie se renforce et entraîne une intensification de la mousson d'hiver par rapport à la mousson d'été et donc une augmentation de l'aridité du continent. Cela se traduit par l'exondation des plates-formes et une modification des circulations des masses d'eau. Les diminutions de températures et de précipitations entraînent des changements de la végétation sur l'ensemble du domaine sud-est asiatique.

6. Stratégie mise en œuvre et présentation des sites d'étude

6.1. Choix du matériel

Des sites de forage ODP-Leg 184, localisés sur la marge nord de la MCS, au large de l'embouchure de la rivière des Perles ont été sélectionnés afin de caractériser les changements paléoenvironnementaux ayant affecté le domaine sud-est asiatique au cours de 2 derniers Ma. La bonne qualité des enregistrements sédimentaires sur la marge nord-ouest de la MCS avait déjà été reconnue partiellement dans de précédentes études (ex Wang et al., 1999). Trois sites ont été sélectionnés pour ce travail : les sites 1144, 1145 et 1146 (Figure 25).

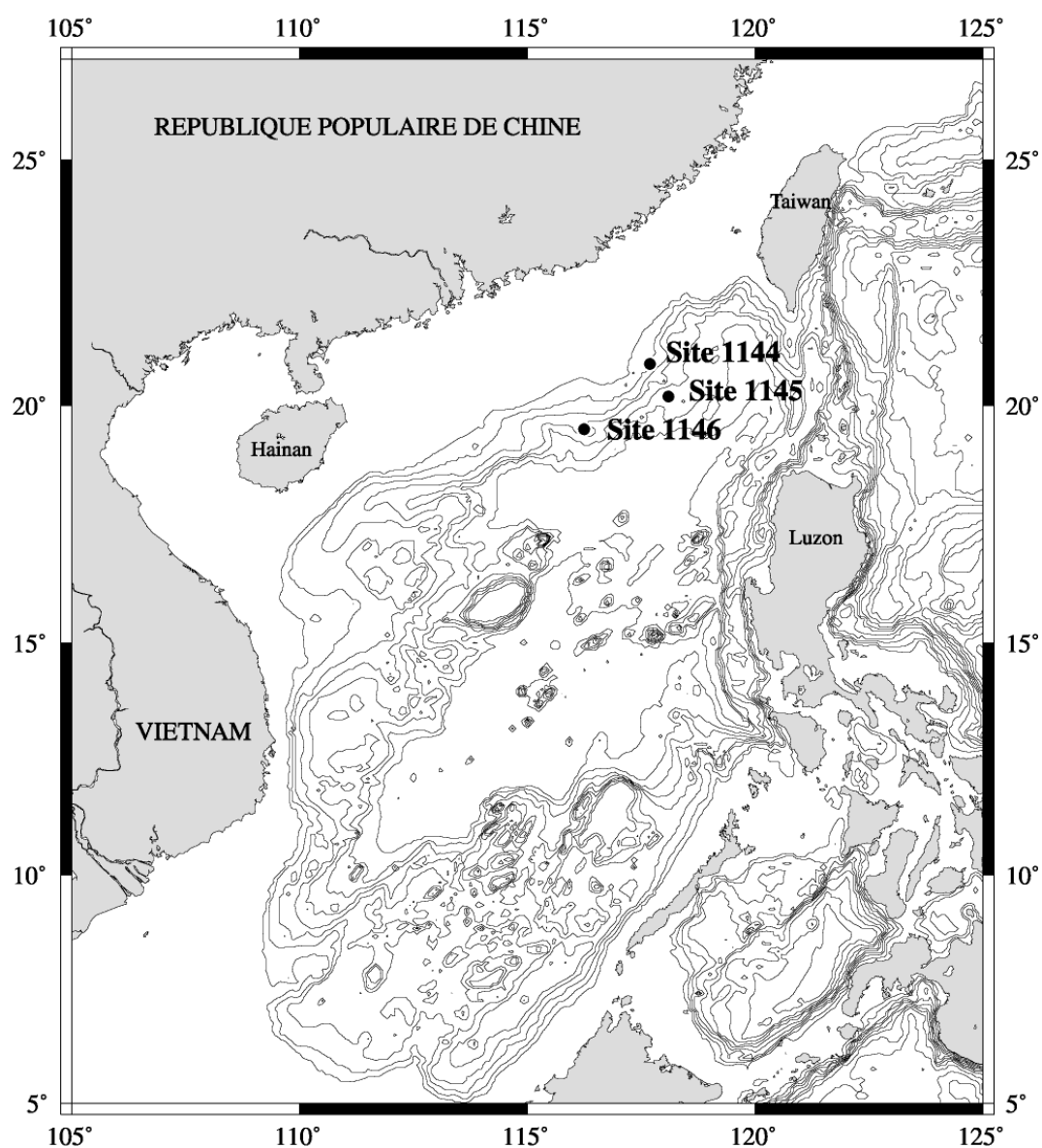


Figure 25 : carte bathymétrique de la MCS et localisation des sites ODP 1144, 1145 et 1146 (Leg 184) sélectionnés pour cette étude.

Ce choix a été motivé par :

- 1) leurs taux de sédimentation importants au cours des 2 derniers Ma permettant des études à très haute résolution sur cette longue période de temps ;
- 2) leurs profondeurs de prélèvement relativement faibles (au-dessus de la lysocline) et la bonne conservation des tests de foraminifères carbonatés. Cette condition est nécessaire afin d'obtenir des courbes isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques ou benthiques, base de la mise en âge des sédiments marins, non biaisés par d'éventuels phénomènes de dissolution ;
- 3) l'absence de turbidites dans la description lithologique des sédiments (Shipboard Scientific Party, 2000) ;
- 4) leurs positions géographiques permettant la réalisation d'un transect depuis la rivière des Perles (principale source supposée de matériel terrigène) jusqu'au bassin (Shipboard Scientific Party, 2000).

Différentes mesures physiques ont été effectuées sur les carottes juste après leur prélèvement à bord du *Joides Resolution* au cours du leg 184. Il s'agit de mesures pratiquées en routine sur l'ensemble des carottes afin d'obtenir des renseignements sur le sédiment dans des conditions les plus proches possible de ses conditions avant prélèvement. Trois de ces paramètres seront présentés pour les trois sites : le rayonnement gamma, la susceptibilité magnétique et la réflectance (Figures 27, 28 et 29).

- Le rayonnement gamma naturel (NGR) varie en fonction de la composition minéralogique et géochimique du sédiment et dépend des teneurs en éléments radioactifs tels que le potassium ou l'uranium. Les variations ou cyclicités enregistrées par le sédiment permettent l'établissement de corrélations entre différents enregistrements ainsi que l'estimation des teneurs en argiles et en eau du sédiment, renseignant ainsi sur sa densité.
- La susceptibilité magnétique (MS) est utilisée principalement comme indicateur de changements de composition du sédiment pouvant être liés au climat. Ces variations permettent également des corrélations entre sites.
- La réflectance (L^*), mesurée à très haute résolution à l'aide d'un spectrophotomètre, est utilisée pour des corrélations entre sites grâce aux cyclicités des enregistrements et permet d'obtenir une courbe détaillée des variations relatives de composition du sédiment ; dans de nombreux cas, la réflectance dépend de la teneur en carbonates. Plus le sédiment en contient, plus il est de couleur claire.

Site 1144 : localisé sur une zone à forts taux d'accumulation (Figure 27a), c'est le site le plus septentrional ($20^{\circ}03.18'N$, $117^{\circ}25.14'E$; bathymétrie 2037 m). Il a été sélectionné pour ses taux de sédimentation extrêmement importants : 500 m de sédiment couvrant le dernier million d'années (Figure 27b). L'enregistrement est formé d'une sédimentation hémipélagique d'argiles à silts quartzeux et de nannofossiles et présentent d'importantes teneurs en carbone organique. D'autres constituants mineurs (5 à 10 % du sédiment) incluent des éléments biogéniques siliceux et de la pyrite. Les taux de carbonates sont faibles au cours du Pléistocène et varient entre 10 et 20 % en poids (Shipboard Scientific Party, 2000).

Le rayonnement gamma naturel du site 1144 décroît tout au long de l'enregistrement et semble présenter des variations cycliques dont les maximums se trouvent aux environs de 100, 170, 240, 310 et 365 mcd (meter composite depth = mètre, échelle composite de la profondeur de forage), indiquant une diminution progressive sur le long terme et des variations cycliques plus rapides des teneurs en argiles (Figure 27b). La susceptibilité magnétique présente une forte diminution de ses valeurs entre 520 et 440 mcd puis se stabilise jusqu'à 100 mcd où elle augmente alors légèrement (Figure 27b). Ces variations ont été interprétées comme une influence plus importante de minéraux paramagnétiques entre 440 et 100 mcd et ferromagnétiques au-dessus de 100 mcd (Soldheid et al., 2003). Enfin, la réflectance présente des variations définies lors de la campagne comme pouvant être de type glaciaire/interglaciaire (Figure 27b ; Shipboard Scientific Party, 2000).

Site 1145 : il est localisé à la base du talus continental ($19^{\circ}35.04'N$, $117^{\circ}37.86'E$; bathymétrie 3175 m) (Figure 28a). C'est le site le plus profond du transect continent-bassin de notre étude. Les sédiments sont principalement argileux. Ils contiennent de faibles teneurs en silice biogène (<10 %) et ses taux de carbonates avoisinent, en moyenne, 10 %, comme pour le site 1144, (Shipboard Scientific Party, 2000).

Le rayonnement gamma naturel présente de larges variations. A grande échelle, les valeurs diminuent progressivement entre 140 et 80 mcd pouvant indiquer que les teneurs en argiles diminuent ou que les minéraux contenus dans le sédiment contiennent plus de potassium, de thorium ou d'uranium. A partir de 80 mcd, les variations se font plus rapides. Les 80 premiers mètres de la susceptibilité magnétique et de la réflectance sont corrélables et les 5 périodes d'augmentation des valeurs ont été considérées lors de la description comme étant les 5 premiers stades interglaciaires 1 à 11. Au-delà, les évolutions de ces paramètres diffèrent.

Site 1146 : prélevé à mi-pente du talus continental (19°27.40'N, 116°16.37'E ; bathymétrie 2092 m) (Figure 29), ce site est localisé dans un petit graben peu profond et à pentes relativement faibles permettant des taux de sédimentation modérés mais une séquence continue de sédiments hémipélagiques sur de très longues périodes de temps. Ce sédiment est principalement composé d'argiles à nanfossiles enrichies en quartz, plagioclases et chlorite, avec de faibles concentrations de pyrite et de silice biogène. Les taux de carbonates sont plus importants que ceux des autres sites avec des taux moyens de ~20% (Shipboard Scientific Party, 2000).

Les premiers 110 m montrent des signaux de rayonnement gamma, de susceptibilité magnétique et de réflectance constants ou en légère augmentation. Cet intervalle est caractérisé par des variations de grandes amplitudes. En deçà, seule la susceptibilité magnétique présente un changement notable, avec une augmentation importante de ses valeurs.

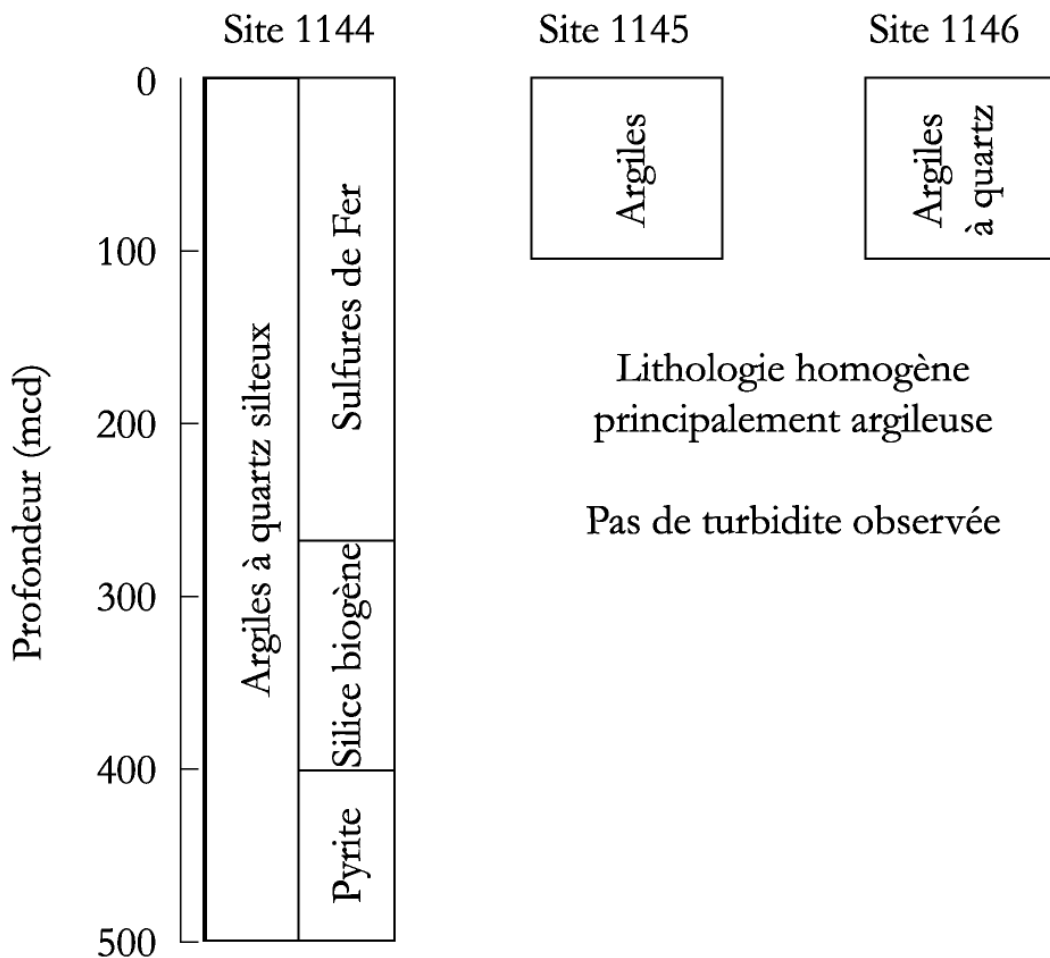


Figure 26 : descriptions lithologiques des sites 1144, 1145 et 1146 choisis pour cette étude (Shipboard Scientific Party, 2000).

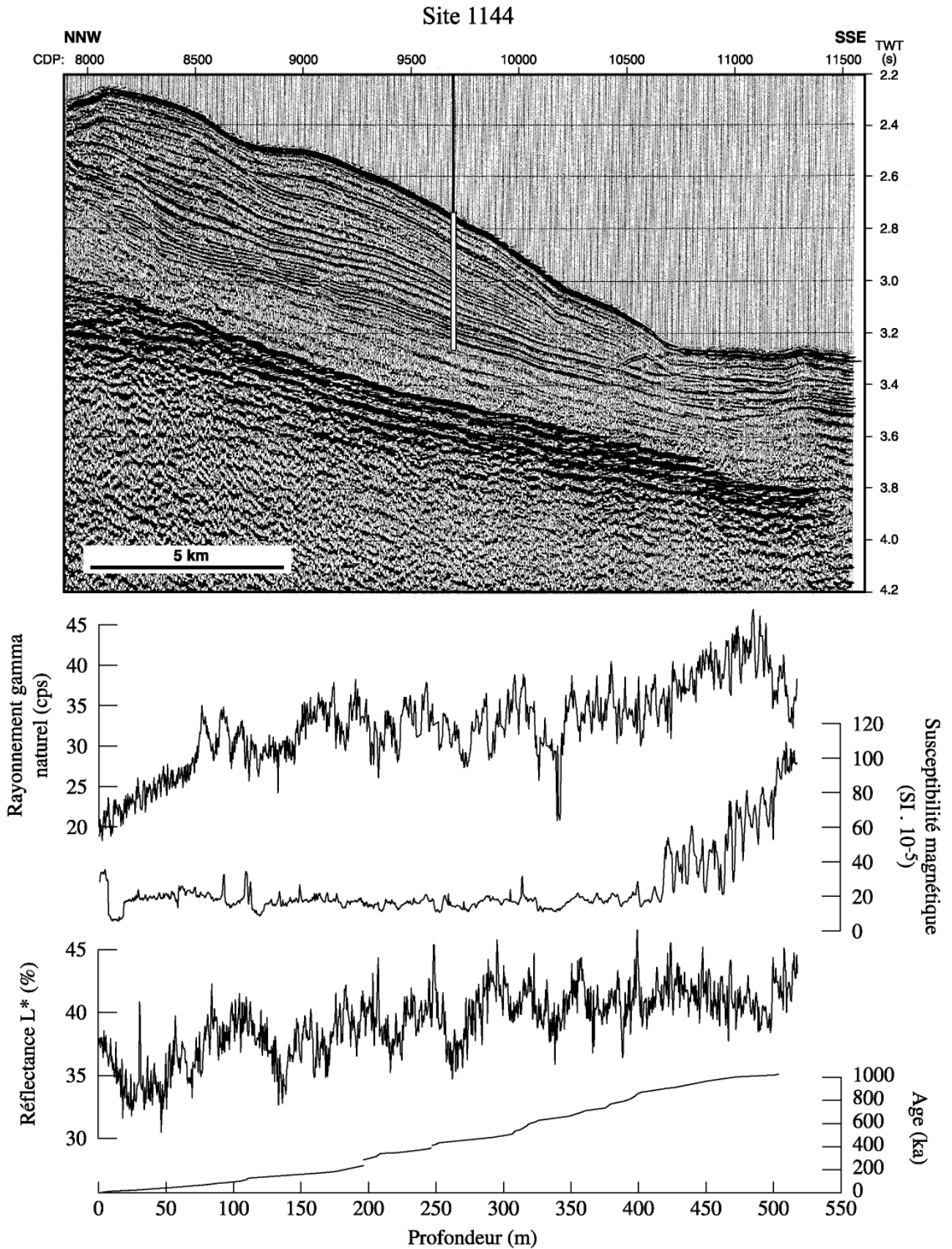


Figure 27: profil sismique et localisation du site de forage 1144 ; paramètres physiques mesurés à bord lors du Leg ODP 184, rayonnement gamma naturel (cps), susceptibilité magnétique (10^{-5} SI), réflectance (%) (Wang et al., 2000) et modèle d'âge (Buehring et al., en prep).

Site 1145

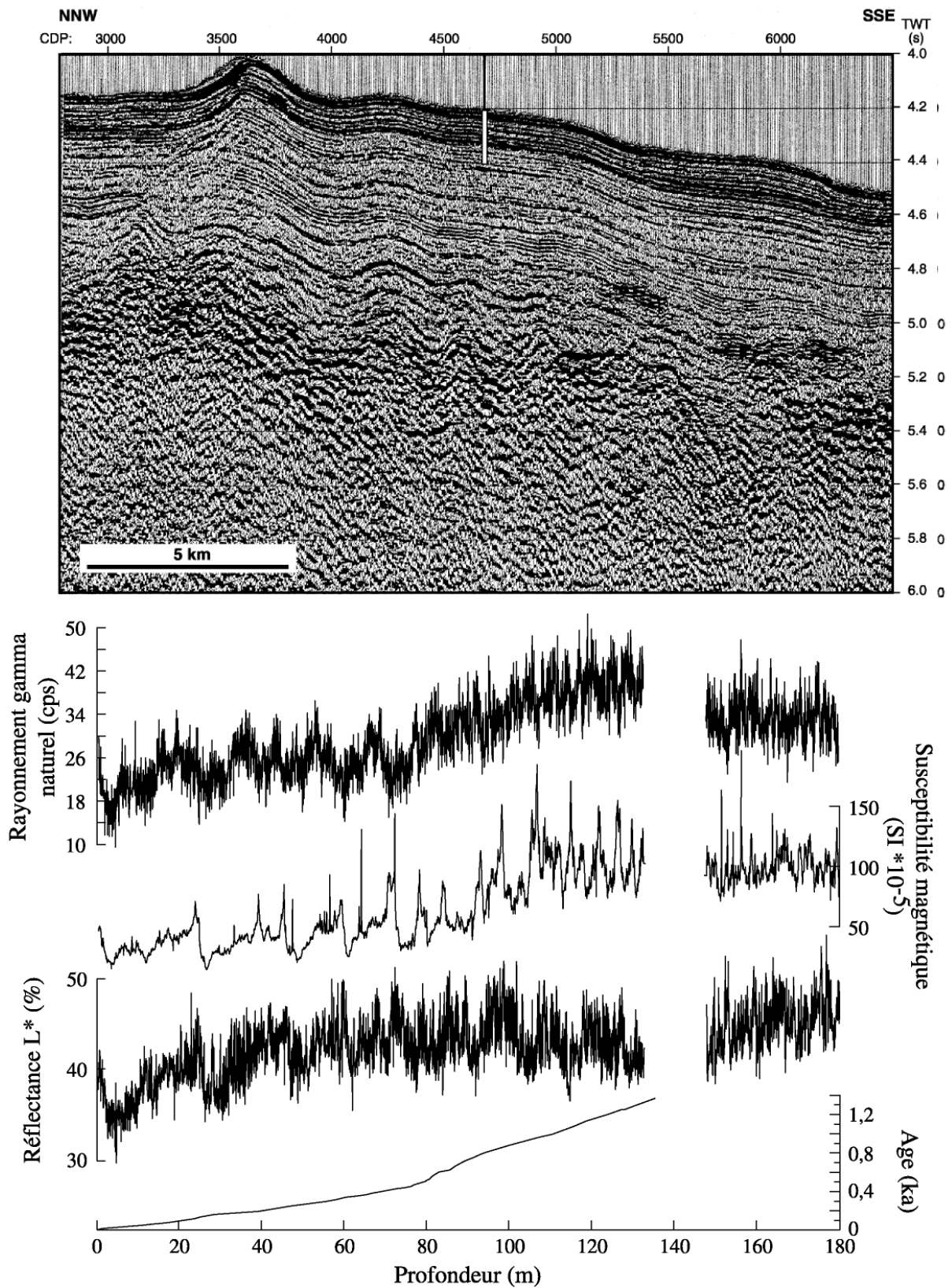


Figure 28: a) profil sismique et localisation du site de forage 1145 ; b) paramètres physiques mesurés à bord lors du Leg ODP 184, rayonnement gamma naturel (cps), susceptibilité magnétique (10^{-5} SI), réflectance (%) (Wang et al., 2000) et modèle d'âge (Mc Intyre et Oppo, com. pers.).

Site 1146

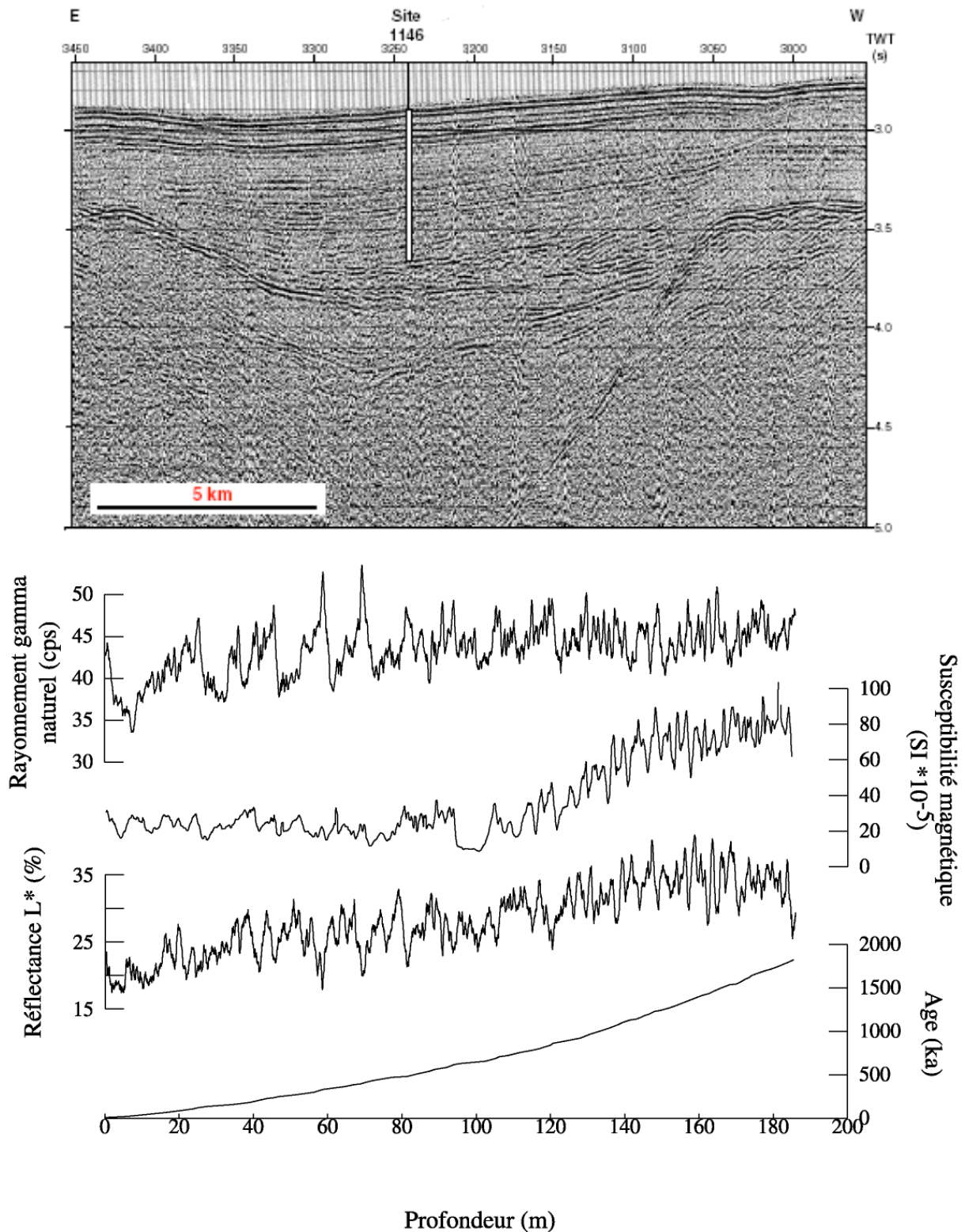


Figure 29: a) profil sismique et localisation du site de forage 1146 ; b) paramètres physiques mesurés à bord lors du Leg ODP 184, rayonnement gamma naturel (cps), susceptibilité magnétique (10^{-5} SI), réflectance (%) (Wang et al., 2000) et modèle d'âge (Clemens et Prell, 2003).

6.2. Choix des traceurs

Afin de caractériser les différents phénomènes intervenant au cours du cycle sédimentaire, érosion-transport-dépôt-diagenèse, et d'en déterminer les interactions avec les changements climatiques (variations du niveau marin et du régime de la mousson est-asiatique), nous avons été amenés à utiliser plusieurs traceurs complémentaires, sédimentologiques (granulométrie des sédiments), minéralogiques (diffractométrie des rayons X) et géochimiques (systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd).

6.2.1. Granulométrie laser

Les variations granulométriques du sédiment au cours du temps sont susceptibles de livrer des informations sur :

- 1) la dynamique du transport du matériel terrigène au bassin depuis la source (éolien, fluvial, courants marins etc.) ;
- 2) sur le type de sources mis en jeu dans notre étude ;
- 3) l'intensité de l'érosion affectant le continent.

Dans des études récentes, l'évolution de la taille des grains des sédiments de la MCS a été utilisée pour reconstruire la dynamique des apports éoliens par les vents de nord-est, associés à la mousson d'hiver et susceptibles de transporter des grains grossiers depuis les plateaux de Chine centrale jusqu'au domaine océanique (Wang et al., 1999 ; Tamburini et al., 2003).

6.2.2. Minéralogie des argiles

La fraction détritique des dépôts sédimentaires sur les marges continentales est principalement formée de minéraux argileux, produits de l'érosion et de l'hydrolyse des roches et sols présents sur le continent. La composition en argile, à terre, dépend du climat, de la géologie et de la topographie de la région étudiée (Singer, 1984 ; Chamley, 1989). Ainsi, comme dans de nombreuses reconstitutions paléoenvironnementales (ex. Petschick et al., 1996 ; Bout-Roumazielles et al., 1997 ; Fagel et al., 1997 ; Colin et al., 1998 ; Thamban et al., 2002), l'analyse de la minéralogie des argiles est susceptible de livrer des informations sur :

- 1) les zones sources et les modes de transport du matériel sédimentaire ;
- 2) les variations de la balance érosion physique/altération chimique affectant les bassins versants d'alimentation.

6.2.3. Géochimie isotopique

Les traceurs minéralogiques et sédimentologiques ne sont pas suffisants pour établir les zones sources d'alimentation des bassins océaniques. Leur utilisation nécessite donc de coupler leur étude à d'autres traceurs plus discriminants comme les traceurs isotopiques du Sr et du Nd. De tels traceurs ont été utilisés avec succès dans les sédiments marins pour en tracer les zones sources (O'Nions et al., 1983 ; Grousset et Chesselet, 1986 ; Grousset et al., 1988 ; Grousset et Biscaye, 1989 ; Bouquillon et al., 1990 ; Grousset et al., 1992 et 1993 ; Jones et al., 1994 ; Asahara et al., 1995 ; Revel, 1995 ; Revel et al., 1996 ; Fagel et al., 1999 ; Colin et al., 1999 et 2001). En effet, la composition isotopique en Sr et Nd des sédiments marins, conservent la signature isotopique des roches des bassins versants d'alimentation dont ils sont issus (Dash et al., 1969). Ils permettent non seulement de déterminer les zones sources mais aussi d'en quantifier les proportions de mélange dans les sédiments.

6.3. Chronostratigraphie des sites

Afin de comparer les résultats de cette étude avec ceux de la littérature, obtenus sur les mêmes sites ODP, nous avons utilisé les échelles d'âge servant de référence ou publiées par les différents laboratoires ayant travaillé sur les sites 1144, 1145 et 1146. Ces modèles d'âge ont été établis à partir :

- 1) de données biostratigraphiques (Shipboard Scientific Party, 2000) ;
- 2) de données magnétostratigraphiques (Shipboard Scientific Party, 2000) ;
- 3) de datations radiocarbone sur foraminifères planctoniques pour les derniers 50 ka ;
- 4) d'enregistrements haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et/ou benthiques qui ont été comparés par rapport à des courbes de références différentes.

Site 1144

La stratigraphie du site 1144 a été établie en utilisant : (1) des données biostratigraphiques (Shipboard Scientific Party, 2000; Shyu et al., en prep.) ; (2) 9 datations radiocarbone sur différents types de foraminifères planctoniques (Chen et al., en prep.) (Buehring et al., en prep.), et (3) l'enregistrement haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G. ruber*), en utilisant comme référence, les données de $\delta^{18}\text{O}$ (*G. ruber*) du site MD900963 localisé dans l'Océan Indien (05°03 N, 73°52 E, 2446 m) (Bassinot et al., 1994). Le site 1144 présente plusieurs hiatus au cours des stades isotopiques 5.5 et 11 et un autre de près de 50 ka comprenant la quasi-totalité du stade 8 et le début du stade 7.5 (Figure 30).

Site 1145

Le modèle d'âge du site 1145 n'a pas encore fait l'objet de publication (McIntyre et Oppo, comm. pers.). La mise en âge a été effectuée sur la base : (1) de 5 datations radiocarbones sur des échantillons monospécifiques de foraminifères planctoniques (*G. ruber*) pour les 15 derniers ka ; (2) de données paléomagnétiques (Shipboard Scientific Party, 2000), et (3) sur l'enregistrement haute résolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G. ruber*), en utilisant comme référence l'enregistrement de GISP (Grootes et Stuiver, 1997) pour les derniers 73 ka et l'enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques (*G. ruber*) du site ODP 677 pour les périodes plus anciennes (Shackleton et al., 1990).

Site 1146

Pour le site 1146, deux courbes isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ ont été produites, l'une à partir de foraminifères planctoniques (*G. ruber*) et l'autre, de foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina* ; Figure 30). Le modèle d'âge a été obtenu en filtrant successivement les périodicités à 41 et 23 ka de l'enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques. Les filtres ainsi obtenus ont été calés sur le signal de l'obliquité et de la précession, en utilisant les décalages temporels définis à partir de la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ SPECMAP de -69° et -78° pour respectivement l'obliquité et la précession (Imbrie et al., 1984) ainsi que la solution orbitale de Laskar et al. (1993) (Clemens et Prell, 2003).

Toutes ces méthodes font appel à un calage orbital des signaux de $\delta^{18}\text{O}$ obtenus sur des foraminifères. Par conséquent, même si ces trois sites ont été mis en âge de façons différentes, les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques et/ou benthiques se corrèlent (Figure 30) assurant une homogénéité dans la mise en âge des sites et autorisant les comparaisons entre traceurs.

Trois sites du Leg ODP 184, localisés dans la partie nord de la MCS, ont été retenus pour cette étude. Les sites 1144, 1145 et 1146 ont été sélectionnés pour leurs taux de sédimentation importants et leurs positions géographiques afin de former un transect entre l'embouchure de la rivière des Perles, la plate-forme et le bassin profond.

Différentes analyses ont été effectuées sur la fraction terrigène des sédiments de ces sites. La granulométrie permet d'obtenir des informations sur les modes de transport et les sources ; la minéralogie des argiles apporte des renseignements sur les niveaux d'hydrolyse des sédiments, les sources ainsi que les modes de transport ; et enfin, la géochimie isotopique (Rb/Sr et Sm/Nd) est utilisée ici afin de tracer les sources sédimentaires.

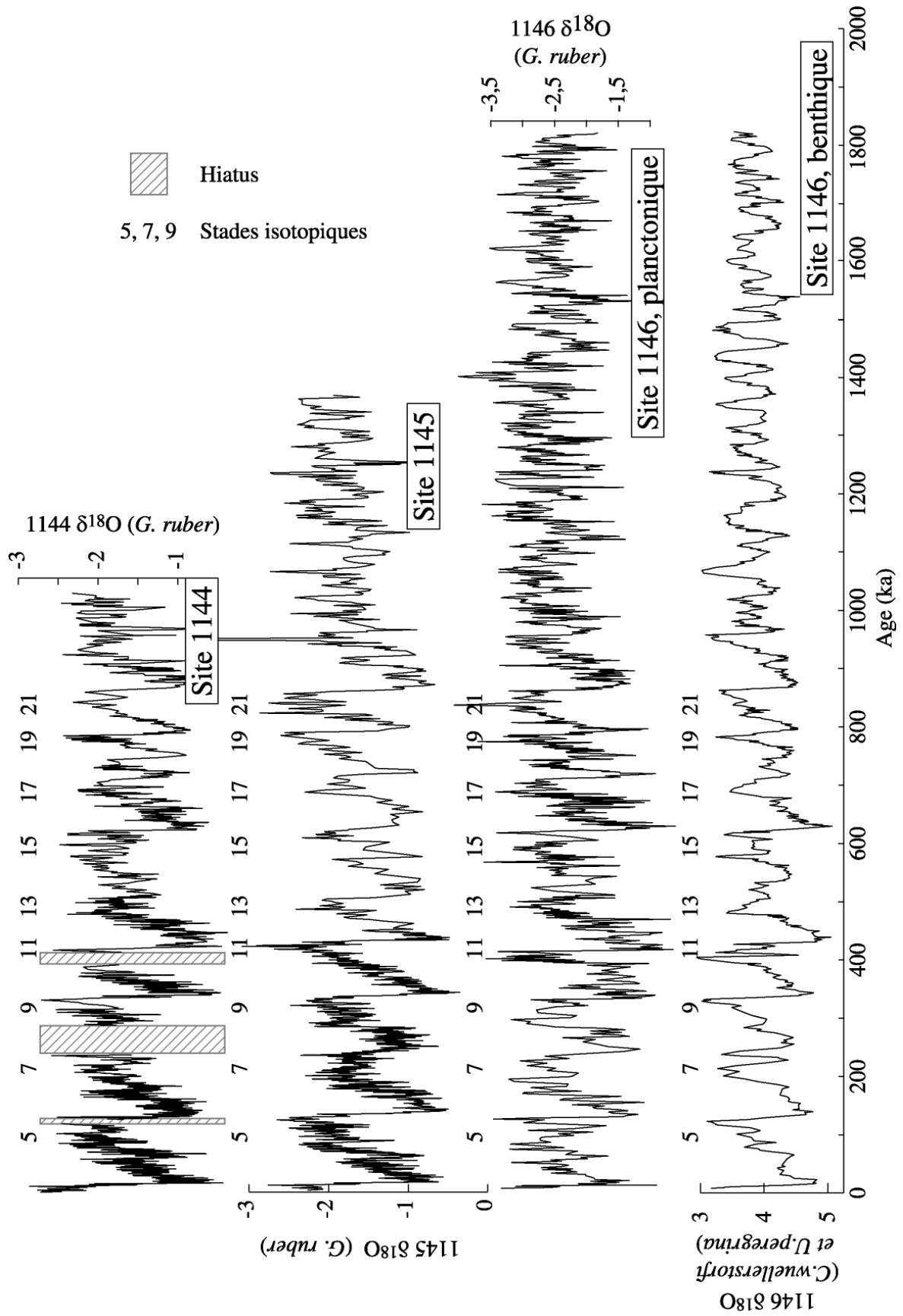


Figure 30 : évolutions du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *G. ruber* des sites 1144, 1145 et 1146 et du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques *C. wuellerstorfi* et *U. peregrina* du site 1146 en fonction de l'âge.

7. Taux de sédimentation et flux

L'étude des taux de sédimentation et des flux terrigènes des bassins sédimentaires marins peut se concevoir comme l'analyse de l'état final de l'érosion des continents. Le matériel qui remplit un réservoir (variations de taux de sédimentation) peut être interprété en terme de quantité de matériel érodé dans un autre réservoir.

L'érosion du continent asiatique, en réponse aux variations climatiques est encore relativement mal comprise. En fonction du contexte océanographique, certaines études holocènes optent pour un lien entre l'intensité de la mousson d'été et de ses précipitations sur le continent, et les taux d'érosion (ex. Goodbred et Kuehl, 2000 ; Colin et al., 2001). D'autres associent les variations de taux de sédimentations aux variations relatives du niveau de la mer et aux phénomènes de remise en suspension des sédiments de la plate-forme ou à leur érosion par les fleuves (Wang et al., 1995 ; Huang et Wang, 1998 ; Wang, 1999 ; Clift et al., 2002).

A partir des modèles d'âges basés sur la stratigraphie isotopique, les taux de sédimentation (cm/ka) et les flux de matériel terrigène (g/cm²/ka) ont été calculés. Les taux de sédimentation sont basés sur une simple relation linéaire entre la profondeur et l'âge. Les taux d'accumulation de masse (ou flux) sont calculés en utilisant l'équation suivante :

$$\text{Flux}_{\text{sédiment total}} = \text{Flux}_{\text{matériel terrigène}} + \text{Flux}_{\text{fraction carbonatée}} + \text{Flux}_{\text{fraction biogénique siliceuse}}$$

Les quantités de matériel siliceux sont relativement faibles ($\leq 10\%$ en moyenne) et nous les considéreront dans un premier temps comme négligeables. Les flux terrigènes sont alors obtenus grâce à l'équation suivante :

$$\text{Flux}_{\text{fraction terrigène}} = \text{Flux}_{\text{sédiment total}} - \text{Flux}_{\text{fraction carbonatée}}$$

où le $\text{Flux}_{\text{sédiment total}}$ = le produit du taux de sédimentation (cm/ka) par la densité sèche (g/cm³), et le $\text{Flux}_{\text{fraction carbonatée}}$ = le produit du $\text{Flux}_{\text{sédiment total}}$ par le pourcentage de carbonate.

La partie inférieure de la Figure 31, présentant les relations profondeur-âge des trois sites, montre au cours des épisodes glaciaires des taux de sédimentation plus importants qu'en périodes interglaciaires. Ces différences sont bien visibles, particulièrement sur le site 1144, pour les stades isotopiques 2-3-4, 6, 10, 12, 16, 18 et 22. Ces résultats sont cohérents avec les taux de sédimentation calculés pour plusieurs carottes pistons de la marge nord de la MCS (Wang et al., 1995 ; Huang et Wang, 1998) qui indiquent également des augmentations des taux de sédimentation au cours du dernier maximum glaciaire, en comparaison avec l'Holocène.

Les sites 1145 et 1146 présentent des taux de sédimentation identiques jusqu'à 400 ka. Pour les périodes plus anciennes, les taux de sédimentation du site 1146 sont légèrement plus importants que ceux du site 1145, mais restent du même ordre de grandeur.

Il existe, par ailleurs, une tendance à la baisse des taux de sédimentation avec la profondeur (Figure 31). De tels changements peuvent s'expliquer par 1) des augmentations d'apports de matériel terrigène vers le bassin, de manière générale depuis 2 Ma, et plus spécifiquement au cours des périodes glaciaires ; 2) des augmentations de productivité permettant le dépôt de plus de matériel biogène sur les sites ; 3) des changements de la lithologie impliquant une compaction différentielle et/ou 4) des teneurs en eau différentes.

La compaction peut, en effet, avoir un impact sur la diminution, à long terme, des taux de sédimentation. Concernant les sites étudiés, aucun changement important de lithologie n'a été observé, ni décrit (Shipboard Scientific Party, 2000) entre les stades glaciaires et interglaciaires. Il est donc peu vraisemblable que la compaction différentielle ait eu un effet majeur sur le sédiment entre deux périodes glaciaires/interglaciaires consécutives.

L'emploi de taux d'accumulation (ou flux) (Figure 31, haut) dans une étude d'apport de matériel terrigène est plus approprié que l'utilisation de taux de sédimentation simples car il permet de ne prendre en compte que la fraction silico-clastique en elle-même, en s'affranchissant des perturbations que pourraient occasionner les fractions biogènes et la compaction. Nous pouvons remarquer que les taux de sédimentation du site 1144 sont environ trois fois supérieurs à ceux des sites 1145 et 1146 et que les flux, pour ce même site, sont en moyenne 5 à 6 fois supérieurs. Sur les différentes périodes de temps que recouvrent les trois sites, les taux de sédimentation sont en moyenne de 49 cm/ka (Site 1144), 9 cm/ka (Site 1145) et 10 cm/ka (Site 1146). Les flux terrigènes, quant à eux, évoluent sur des gammes de 6-173 g/cm²/ka (Site 1144), 2,5-22 g/cm²/ka (Site 1145) et 4,5-27 g/cm²/ka (Site 1146).

L'évolution des flux terrigènes des trois sites au cours des 2 derniers Ma nous montre deux périodes bien distinctes. Avant 1 Ma, les flux sont relativement faibles et constants et correspondent à la période où les taux de sédimentation ne présentent pas de variations liées aux changements climatiques globaux (Figure 31b). Au contraire, à partir de 1 Ma, les flux varient fortement. La résolution est faible, mais il semble exister un lien entre les flux et les alternances glaciaires/interglaciaires. En effet, les flux augmentent en périodes glaciaires et retrouvent des valeurs inférieures ou égales à celles de la période 1,8-1 Ma pour les stades interglaciaires.

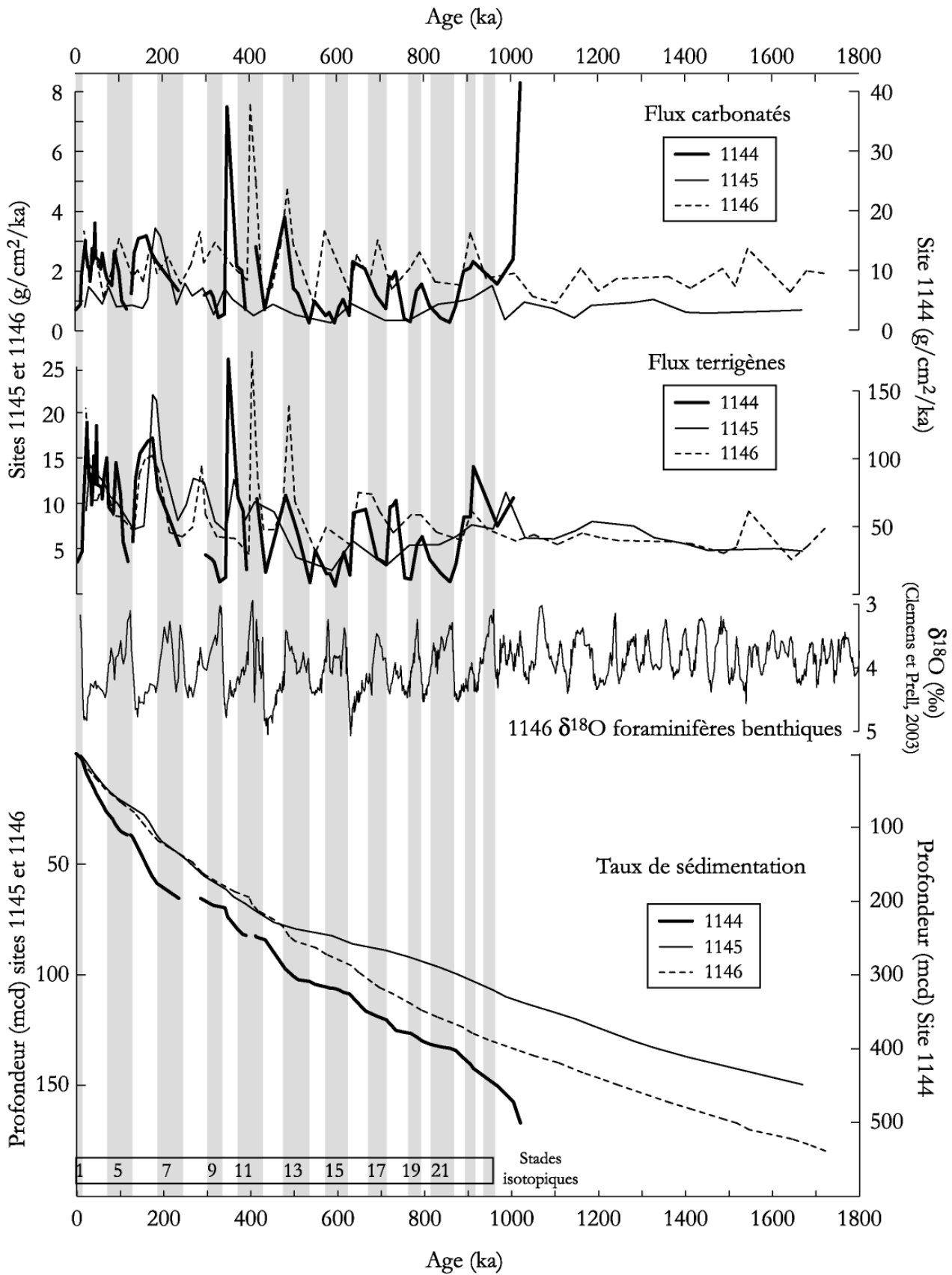


Figure 31 : variations des taux de sédimentation (cm/ka) et des flux (g/cm²/ka) des sites 1144, 1145 et 1146, en fonction de l'âge des sédiments et de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques du site 1146 (Clemens et Prell, 2003). Les parties grisées correspondent aux stades interglaciaires.

Les trois sites 1144, 1145 et 1146 présentent des taux de sédimentation importants compris entre 9 à 49 cm/ka. Les taux de sédimentation du site 1144 sont environ 5 fois plus élevés que ceux des sites 1145 et 1146. Ces taux ne sont pas constants et varient avec les alternances glaciaires/interglaciaires. Les stades glaciaires sont caractérisés par une augmentation des taux de sédimentation sur la marge nord de la MCS.

La comparaison de ces résultats avec les calculs de flux suggère que depuis 1 Ma, ces augmentations de taux de sédimentation correspondent à des apports de matériel terrigène plus importants en périodes glaciaires qu'au cours des stades interglaciaires.

CONCLUSION CHAPITRE I

Le phénomène de mousson sud-est asiatique n'est pas constant et a varié au cours du temps, soit en rapport avec les oscillations climatiques globales glaciaires/interglaciaires, soit en fonction de l'intensité de l'insolation reçue par la Terre aux basses latitudes. Ces variations ont eu un impact certain sur la formation et l'érosion des sols du domaine sud-est asiatique, ainsi que sur les vecteurs du transport des sédiments vers le bassin (débit des fleuves, apports éoliens, sens des courants marins...).

La plupart de ces phénomènes reste encore mal connue et relativement peu documentée. Cette étude pionnière, utilisant la fraction terrigène de sédiments marins de MCS sur de longues échelles de temps, devrait permettre de traduire les évolutions du signal sédimentaire en termes de variations de la mousson sud-est asiatique mais également de préciser l'ensemble des phénomènes affectant le sédiment, depuis sa formation jusqu'à son dépôt.

L'étude se base sur 3 sites de forage ODP-Leg 184 (sites 1144, 1145 et 1146) localisés dans la partie nord de la MCS, au large de l'embouchure de la rivière des Perles. Différents traceurs, utilisés ensemble pour la première fois en MCS, permettront de dresser un bilan 1) sédimentologique basé sur les variations de la taille des grains et 2) minéralogique en regardant l'évolution du cortège argileux avant de compléter cette étude par une analyse des signatures isotopiques (systèmes Rb/Sr et Sm/Nd) des sédiments.

Chacune de ces approches fera l'objet d'un chapitre spécifique et permettra de caractériser la dynamique du transport des particules le long de la marge nord de la MCS, de définir les types d'érosions (altération chimique/érosion physique) du domaine sud-est asiatique et d'identifier les sources du sédiment des sites étudiés.

CHAPITRE II

ÉTUDE GRANULOMÉTRIQUE

DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE

EN MER DE CHINE DU SUD

L'étude de la granulométrie des sédiments permet d'accéder à des informations sur la dynamique de transport des sédiments des continents vers les bassins océaniques. Des variations granulométriques au sein des apports sédimentaires peuvent refléter différents types de processus tels que le mélange de populations sédimentaires d'origines et de granulométries différentes ou des mécanismes sélectifs se produisant lors du transport ou du dépôt.

L'analyse des variations granulométriques enregistrées au cours du temps par le sédiment de la marge nord de la MCS a ainsi été entreprise afin d'appréhender les relations entre les changements climatiques et la dynamique du transport des particules depuis le continent jusqu'au bassin.

"Existe-t-il des variations d'intensité d'érosion sur le domaine est-asiatique enregistrables par la granulométrie ?" ; "existe-t-il des changements de zones sources d'alimentation et de vecteurs de transport (fleuves, courants marins, vents) du sédiment au bassin ?" ou "quelles sont les réponses des fleuves et des courants marins aux variations climatiques locales (variations du régime de la mousson est-asiatique) et globales (variations du niveau marin) ?", telles sont les questions auxquelles nous tenterons de répondre dans ce chapitre, par des techniques classiques de granulométrie laser puis par traitements mathématiques des données.

CHAPITRE II - ETUDE GRANULOMETRIQUE - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MER DE CHINE DU SUD

1. Variations granulométriques sur la marge nord de la MCS

1.1. Evolution des paramètres granulométriques

Les analyses granulométriques ont été pratiquées sur la fraction décarbonatée (sites 1144 et 1146) et désopalisée (site 1146) du sédiment, au moyen d'un granulomètre laser Malvern Mastersizer X, dans le laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires de l'Université de Lille I et d'un Coulter LS-130 au laboratoire Orsayterre de l'Université Paris XI, Orsay. Les protocoles utilisés sont présentés en annexe. Les résultats obtenus se présentent sous la forme de 30 classes granulométriques comprises entre 0,2 et 159 μm pour le site 1144 et de 85 classes comprises entre 0,43 et 900 μm , pour le site 1146. L'étude du site 1144 a été faite à partir de 291 échantillons avec un pas moyen d'échantillonnage de 3,5 ka. L'étude du site 1146 est basée sur 726 échantillons permettant une résolution temporelle de 2,6 ka.

Une étude comparative des données granulométriques d'échantillons désopalisés du site 1144 (Chen, com. pers.) avec les résultats, sur le même site, d'échantillons non désopalisés (cette étude) indique que l'ensemble des variations et tendances granulométriques sont conservées sur la totalité de l'enregistrement et que les différences entre les deux séries ne dépassent pas, en moyenne, 3,5 μm .

La Figure 32 présente des distributions granulométriques caractéristiques d'échantillons glaciaires et interglaciaires pour les sites 1144 et 1146. L'ensemble des distributions granulométriques obtenues par les sédiments des deux sites est monomodale. D'une manière générale, les distributions granulométriques d'échantillons glaciaires se caractérisent par des valeurs de mode plus fortes que celles des échantillons interglaciaires, indiquant une augmentation de la taille des grains en période glaciaire. Par ailleurs, il est possible d'observer fréquemment sur les distributions granulométriques, des épaulements de part et d'autre de la valeur du mode (Figure 32).

Les évolutions, au cours des 1,8 derniers Ma, de la moyenne des tailles de grains des sites 1144 et 1146 sont présentées sur la Figure 33. Elles oscillent entre 6,8 et 38,8 μm pour le site 1144 et 4,1-23,8 μm pour le site 1146 (Figure 33 et Tableau 2). Le site 1146 présente une évolution en 2 étapes. Entre 1,8 et 1,2 Ma, la moyenne granulométrique est relativement constante autour de 6,3 μm . Puis entre 1,2 Ma et l'actuel, elle se met à varier avec de plus larges amplitudes. A l'exception de quelques

points d'analyses obtenus sur le site 1144, dans les stades isotopiques 3, 4 et 7, dont les valeurs excèdent 25 μm , les tendances des variations de ce paramètre pour les deux sites sont similaires entre 1,2 Ma et l'actuel, et se restreignent à une gamme strictement silteuse, allant de 4 à 25 μm .

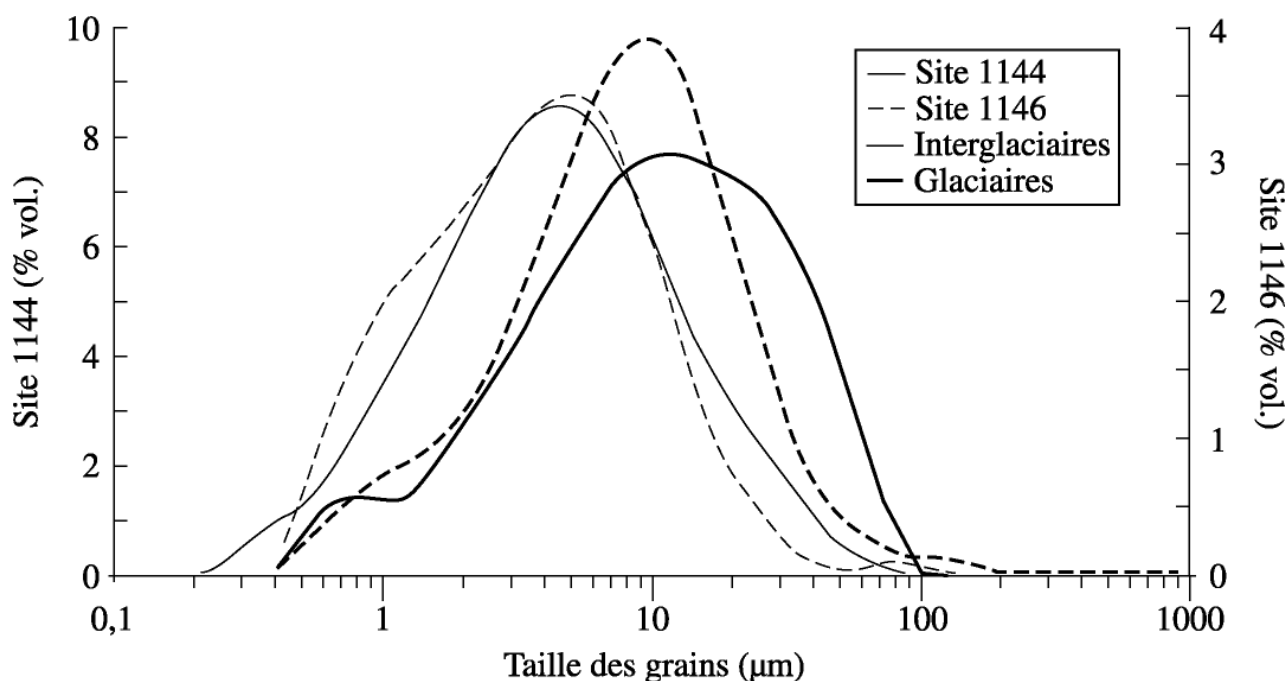


Figure 32 : exemples de distributions granulométriques caractéristiques de sédiments glaciaires et interglaciaires ; pourcentages volumiques des classes granulométriques du site 1144 (trait plein), échantillons des stades 1 (5,7 mcd) et 6 (166,7 mcd) et du site 1146 (pointillés), échantillons des stades 5 (23,4 mcd) et 10 (62,1 mcd).

Les moyennes granulométriques (Tableau 2) montrent tout de même des différences significatives entre les sites 1144 et 1146 avec d'une manière générale, la moyenne des tailles de grains du site 1144 plus grande que celle du site 1146 (respectivement 13,9 μm et 9,6 μm) (Tableau 2). Une partie des différences entre les deux sites peut être due à l'utilisation d'appareil de mesure et de protocoles différents (cf. annexe).

Tableau 2 : comparaison des données granulométriques obtenues pour les sites 1144 et 1146.

Sites	Moyenne de la taille des grains					
	Moyenne maximum	Moyenne minimum	Moyenne 0-1,1 Ma	Moyenne 0-1,8 Ma	Moyenne Glaciaire	Moyenne interglaciaire
1144	38,8 μm	6,8 μm	13,9 μm	-	15,9 μm	11,7 μm
1146	23,8 μm	4,1 μm	9,6 μm	8,6	9,6 μm	8 μm

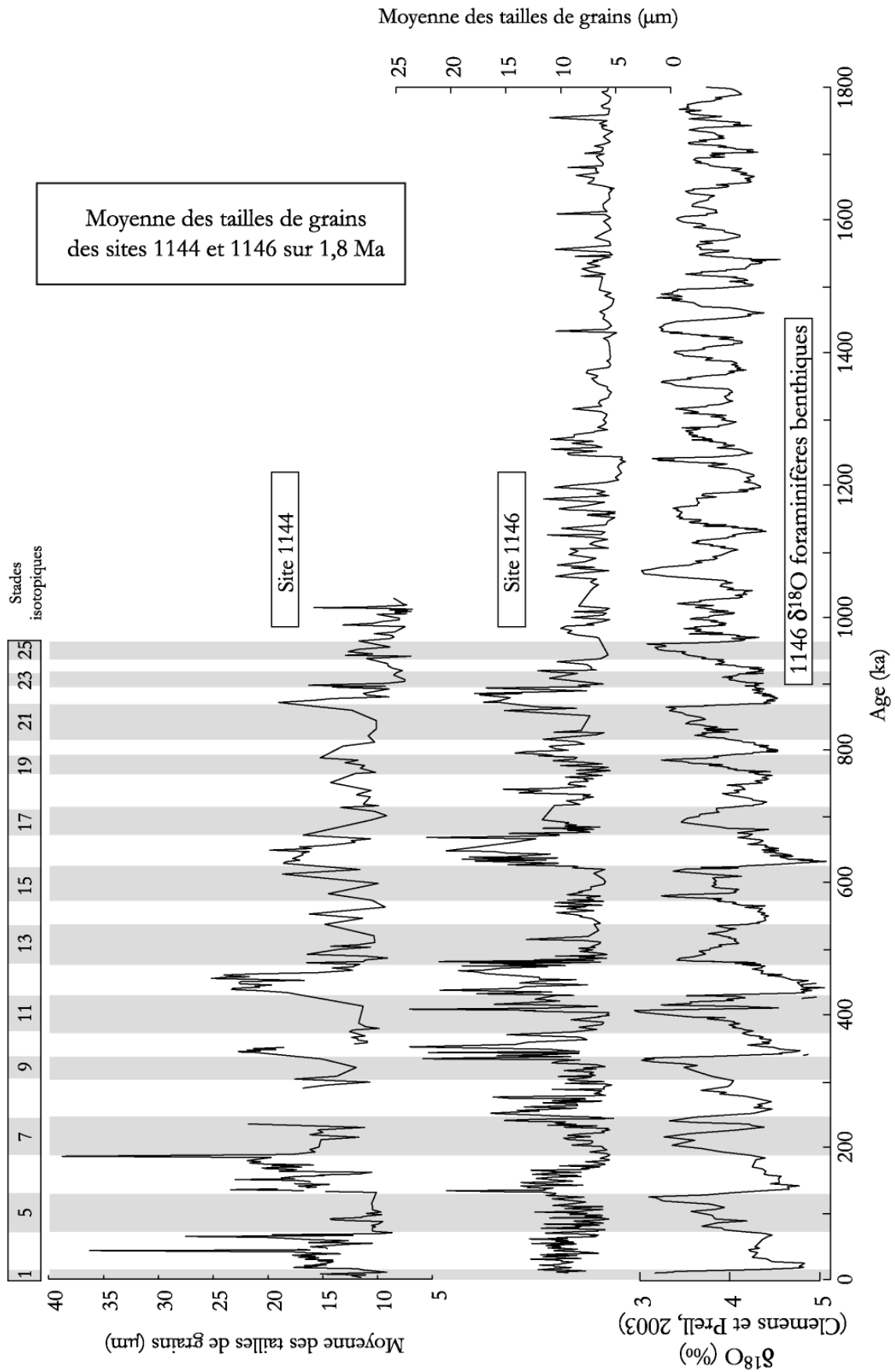


Figure 33 : évolution de la moyenne granulométrique des sites 1144 et 1146 au cours des 1,8 derniers Ma.

Les changements de granulométrie du sédiment comparés à la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques confirment les relations entre la taille des grains et les oscillations glaciaires/interglaciaires observées sur la Figure 32. Au cours du dernier million d'années, les stades glaciaires se caractérisent par des grains plus grossiers que les stades interglaciaires, en moyenne $15,9\ \mu\text{m}$ contre $11,7\ \mu\text{m}$ pour le site 1144 et $9,6\ \mu\text{m}$ contre $8\ \mu\text{m}$ pour le site 1146. Ces variations s'observent sur l'ensemble des stades glaciaires des deux sites à l'exception des stades 14, 18 et 24 qui ne présentent pas de différence notable avec les interglaciaires qui les entourent.

1.2. Analyses spectrales

Les variations granulométriques des deux sites 1144 et 1146 suggèrent des corrélations entre les oscillations climatiques et les tailles de grains qui semblent se répéter selon certaines cyclicités. Afin de mieux comprendre ces liens, nous avons appliqué aux deux sites différents traitements d'analyses spectrales.

L'analyse spectrale à transformée de Fourier⁵ dite de "Blackman-Tukey" montre l'existence prédominante de cyclicités à 215 et 100 ka pour le site 1144, et à 212 et 105 ka pour le site 1146 (Figure 34). Les cyclicités à ~ 100 ka peuvent être associées aux variations d'excentricité de Milankovitch. Ces dernières étant fortement représentées et bien centrées sur une même fréquence (pics fins), le traitement informatique peut créer des harmoniques en interprétant deux cycles à 100 ka comme un seul à ~ 200 ka, ce qui expliquerait les cyclicités à 200 ka. Le site 1144 présente également des cycles à 50 ka. Le site 1146 présente des cyclicités autres que celles de Milankovitch, à 75 et 60 ka.

Sur les deux enregistrements, aucune cyclicité significative correspondant aux variations d'obliquité (41 ka) et de précession (19 et 23 ka) n'a été observée.

L'un des défauts de l'analyse spectrale à transformée de Fourier est d'omettre, voire perdre, l'information sur le temps. En effet, elle rend compte de la décomposition de la variance totale uniquement en terme de fréquences. Afin de localiser le contenu fréquentiel du signal dans le temps ou la profondeur, il est nécessaire d'utiliser un outil permettant une représentation temps-fréquence des processus. L'un de ces outils est l'analyse en ondelettes qui permet à la fois de visualiser les fréquences présentes, mais aussi le moment de l'enregistrement où elles s'expriment.

⁵ Paramètres d'analyses pour l'ensemble de l'étude : fenêtre d'analyse : type Bartlett, interval de confiance : 80%, bande passante : 0,002618.

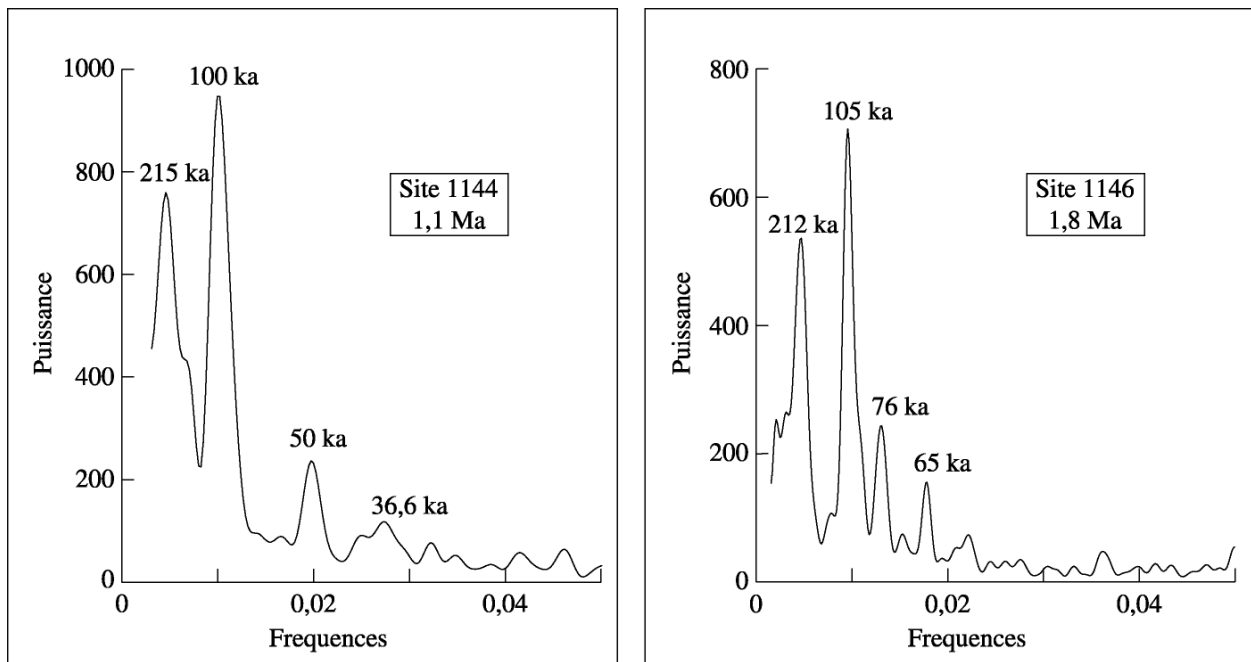


Figure 34 : analyses spectrales de Blackman-Tukey à transformée de Fourier des variations de la moyenne granulométrique des sites 1144 (sur 1,1 Ma) et 1146 (sur 1,8 Ma).

Le traitement en ondelettes des variations granulométriques des sites 1144 et 1146 confirme la présence prépondérante des cyclicités à 100 ka. Ces dernières ne sont pas continues sur l'ensemble de l'enregistrement mais apparaissent progressivement à partir de $\sim 1,2$ Ma avant de s'exprimer pleinement sur les deux séries à partir de ~ 600 ka (Figures 35 et 36).

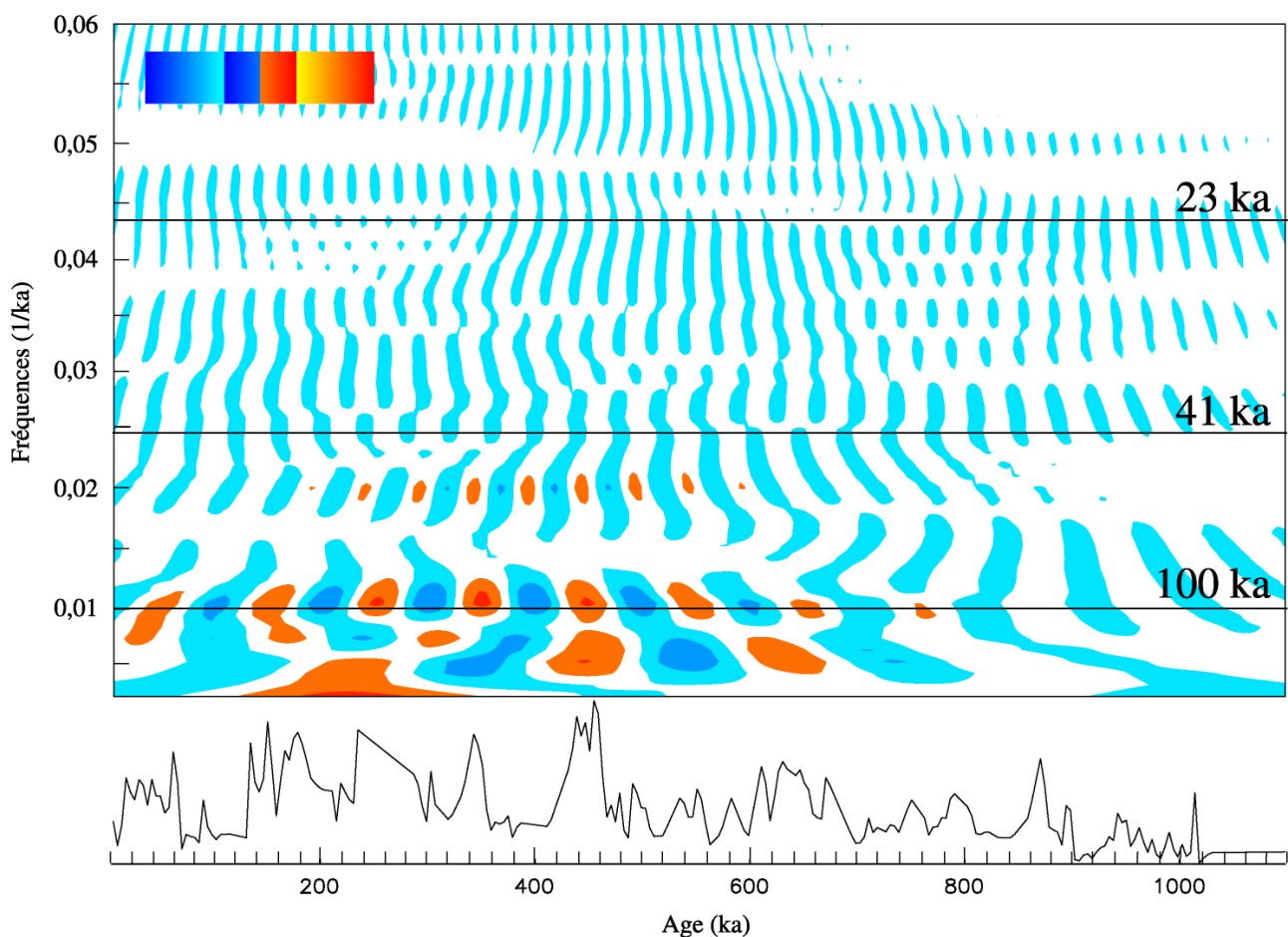
Les changements de cyclicités des variations granulométriques au cours des 2 derniers Ma (Figure 36) permettent de distinguer 3 périodes (Figure 37) :

- ✓ entre 1,8 et 1,2 Ma, la moyenne granulométrique reste relativement faible et constante. Le traitement en ondelettes ne présente pas de cyclicité prépondérante. Toutefois, l'analyse spectrale faite spécifiquement sur cette période indique l'existence de divers cycles de faibles amplitudes proches de ~ 100 ka, ainsi que d'autres encore plus faibles à 60 et 50 ka (Figure 37c) ;

- ✓ la seconde période, 1,2-0,4 Ma est marquée par une tendance générale à l'augmentation de la taille des grains (Figure 36). Cette période se caractérise par des cyclicités proches de 210, 110, 80, 60 et 50 ka (Figure 37b). Les cyclicités proches de 100 ka, caractéristiques de l'excentricité, se mettent progressivement en place entre 1,2-0,9 Ma, puis se maintiennent durant toute cette période.

- ✓ la dernière période, comprise entre 0,4-0 Ma se caractérise par une unique cyclicité très forte à 104 ka, attribuable à l'excentricité.

Afin de simplifier la mise en place de ces deux méthodes d'analyse spectrale, aucune attention spécifique n'a été portée aux hiatus de sédimentation présents sur le site 1144 et l'enregistrement a été considéré comme continu. Il est difficilement vérifiable, sur les analyses de Blackman-Tukey, que ces hiatus n'aient pas eu d'influence sur les spectres de fréquences. Sur les analyses en ondelettes, la présence de hiatus ne se traduit pas par l'apparition de fréquences qui ne soient pas en continuité avec celles de l'enregistrement, indiquant qu'ils n'influent que peu les résultats. Toutefois, le hiatus le plus important localisé autour du stade isotopique 8 dure près de 55 ka et il serait raisonnable de garder un avis critique sur les fréquences trouvées entre 200 et 300 ka.



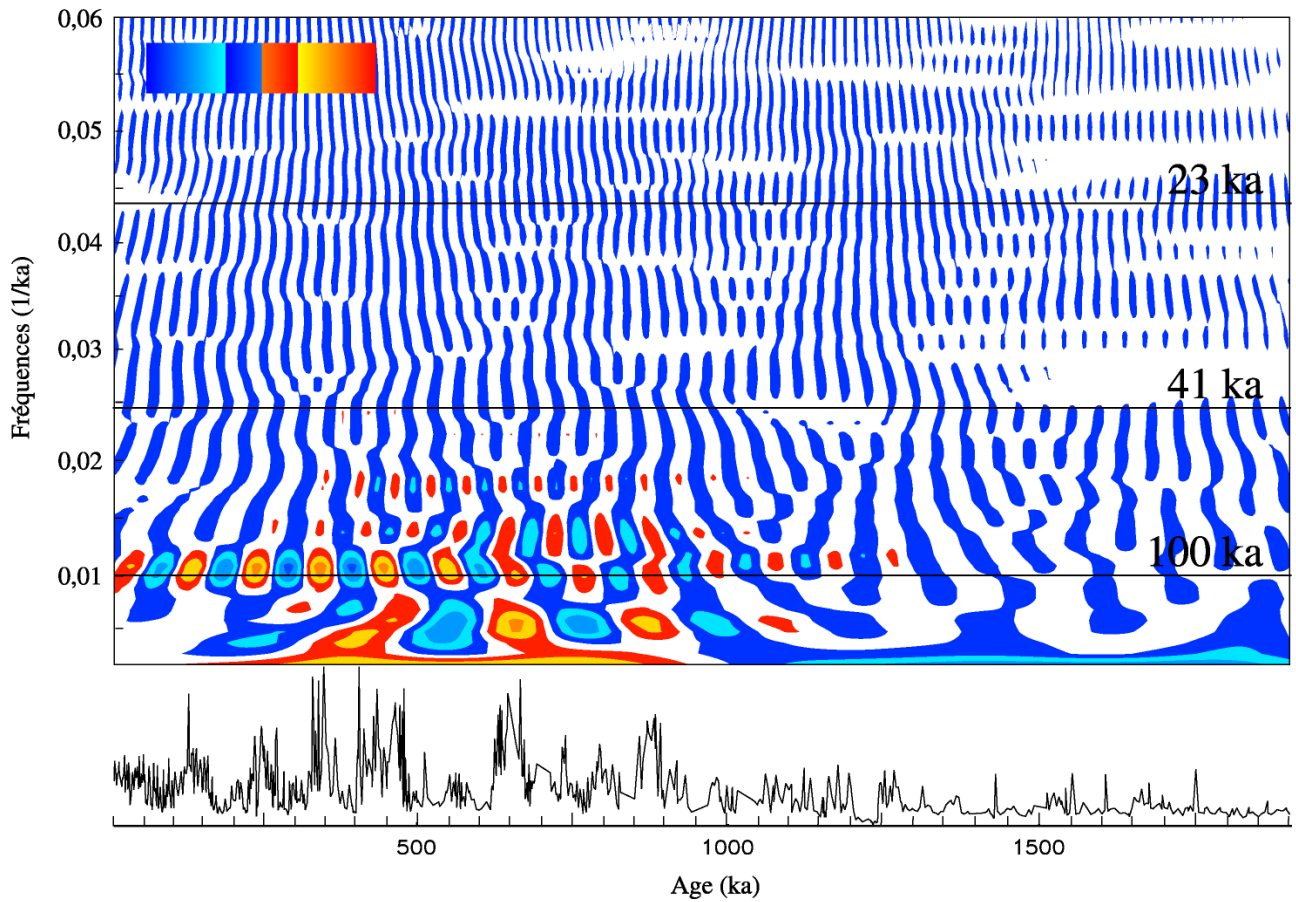


Figure 36 : analyse en ondelettes des variations granulométriques du site 1146 au cours des derniers 1,8 Ma. Plus les couleurs sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent les emplacements des périodicités de Milankovitch (100, 41 et 23 ka).

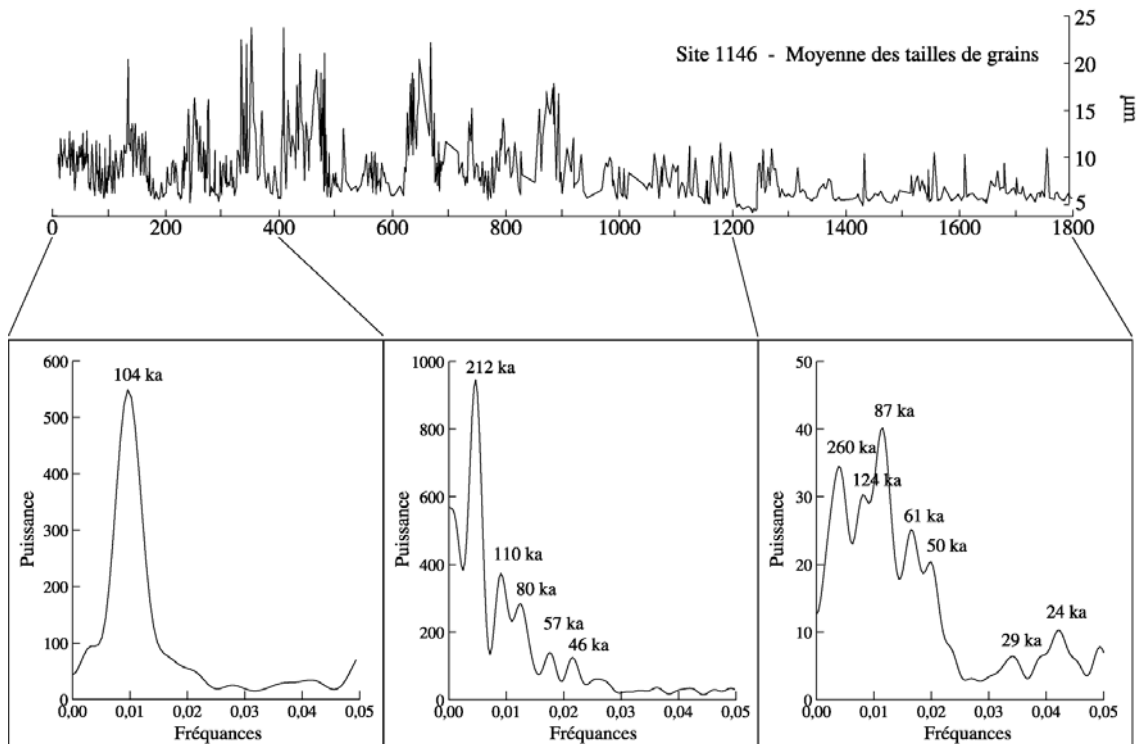


Figure 37 : spectres de fréquences du site 1146 calculés pour les périodes 0-0,4 Ma, 0,4-1,2 Ma et 1,2-1,8 Ma.

1.3. Traitements des données granulométriques : méthodes de l'écart type et de la décomposition linéaire

Malgré une multitude d'études portant sur la granulométrie, les interprétations et la quantification d'apports provenant de différentes sources restent, dans la plupart des cas, très incertaines. Les études paléoclimatiques nécessitant un grand nombre de mesures, les traitements statistiques se révèlent souvent indispensables pour gérer de telles quantités de données.

Différentes approches ont ainsi été entreprises, non plus simplement en réfléchissant en terme de variations de tailles de grains mais de façon plus générale en terme de contributions relatives de différentes sources. En effet, dans la plupart des applications géologiques des analyses granulométriques, la reconstruction des zones d'alimentation et des modes de transport des sédiments est le principal objectif et il n'existe donc pas de connaissance a priori sur la différenciation des populations de tailles de grains.

Dans cette étude, deux approches de traitement des données granulométriques ont été utilisées afin d'identifier et de quantifier les populations granulométriques à l'origine des variations de tailles de grains observées. La première méthode est basée sur un simple calcul de l'écart type, la seconde sur une série d'algorithmes mathématiques permettant de déterminer la distribution des populations granulométriques sources et d'en estimer leur variabilité par des décompositions numériques.

1.3.1. Méthode du calcul de l'écart type

Il s'agit ici d'une méthode très simple mais à notre connaissance jamais utilisée dans la bibliographie avant un travail de DEA de Pluquet (2000) sur le site 1144. A partir de l'ensemble des courbes de distributions de tailles des grains des sites 1144 et 1146, un calcul de l'écart type a été fait pour chacune des classes granulométriques. L'écart type étant l'écart des différentes mesures par rapport à la moyenne, en le calculant, nous identifions ainsi les classes granulométriques qui présentent les plus importantes variations au cours du temps (Figure 38).

Les distributions de l'écart type, en fonction des classes granulométriques, présentent des résultats similaires pour les deux sites 1144 et 1146. Le site 1144 possède deux populations de tailles de grains variant fortement au cours du temps : une fine comprise entre 2,5 et 5 μm et une plus grossière comprise entre 20 et 40 μm (Pluquet, 2000 ; Boulay et al., 2003). Le site 1146 présente également deux populations : une fine comprise entre 1 et 4 μm et une plus grossière comprise entre 10 et 20 μm .

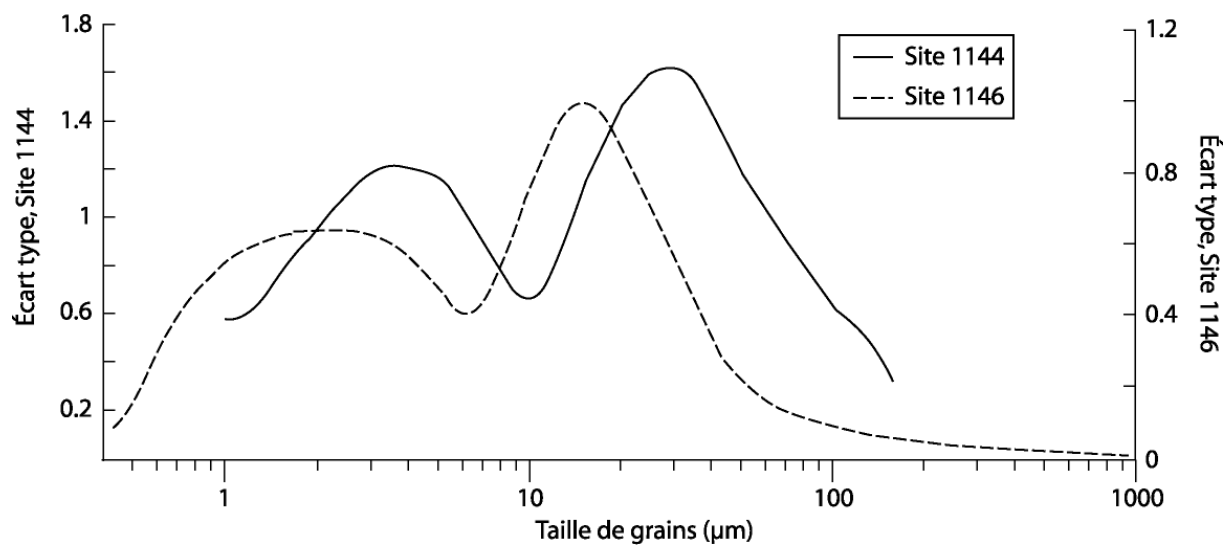


Figure 38 : écarts types calculés à partir de l'ensemble des distributions de tailles de grains pour chacune des classes granulométriques pour les sites 1144 et 1146.

Au contraire de ces populations à fortes variations, il existe des populations intermédiaires caractérisées par de faibles écart-types, impliquant peu de variations par rapport à la moyenne. Pour le site 1144, cette population est centrée sur 10 µm alors que pour le site 1146, elle est centrée sur 7 µm.

Les variations de ces différentes populations sont représentées sur les Figures 39 et 40 pour les deux sites 1144 et 1146. Ces populations sont formées par la somme des pourcentages de leurs classes granulométriques (ex : la population 20-40 µm du site 1144 est la somme des classes 20, 25, 32 et 40 µm analysées par le granulomètre laser).

Ces populations varient suivant le même modèle pour les deux sites. Les populations fines et intermédiaires covarient et sont anticorrélées aux populations grossières et aux valeurs des moyennes. Comme prévu par le calcul de l'écart type, les populations fines et grossières varient avec de larges amplitudes tandis que la population intermédiaire varie très peu (Figures 39 et 40).

Au vu de ces résultats, l'augmentation de la moyenne des grains en période glaciaire ne semble pas correspondre à l'augmentation de toutes les classes granulométriques mais seulement de celle des populations grossières 20-40 ou 10-20 µm. Il serait alors possible de simplifier les résultats en disant que les variations granulométriques se résument à la confrontation de deux sources, l'une fine, l'autre grossière, dont les contributions relatives varient en fonction des changements glaciaires/interglaciaires.

Écart-type - Site 1144

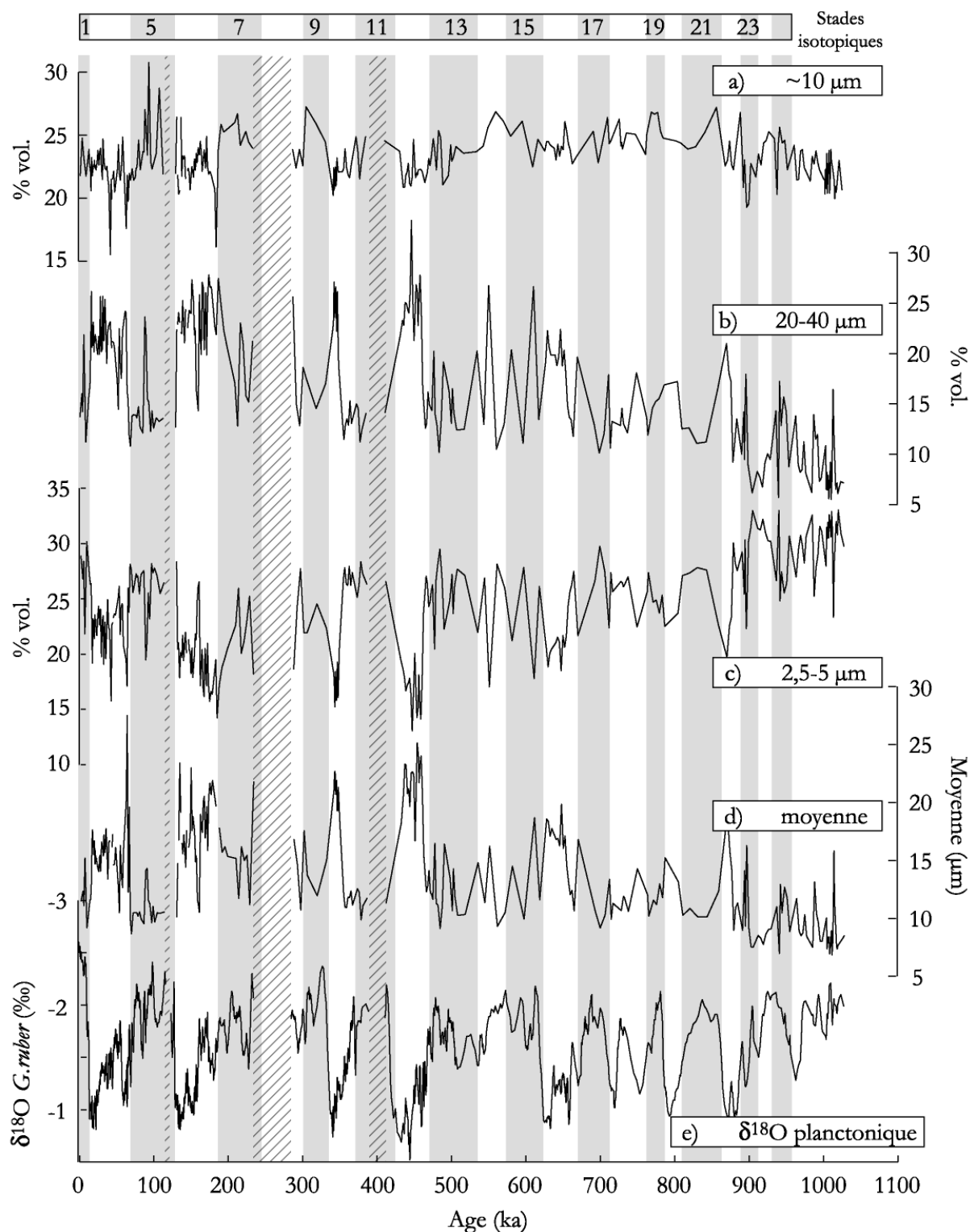


Figure 39 : évolutions (% volumique) au cours du dernier 1,1 Ma des 3 populations granulométriques déterminées à partir du calcul d'écart type des classes granulométriques du site 1144 : populations à a) ~10 µm, b) 20-40 µm et c) 2,5-5 µm. Évolution de d) la moyenne (µm) et e) du δ¹⁸O des foraminifères planctoniques (*G. ruber*).

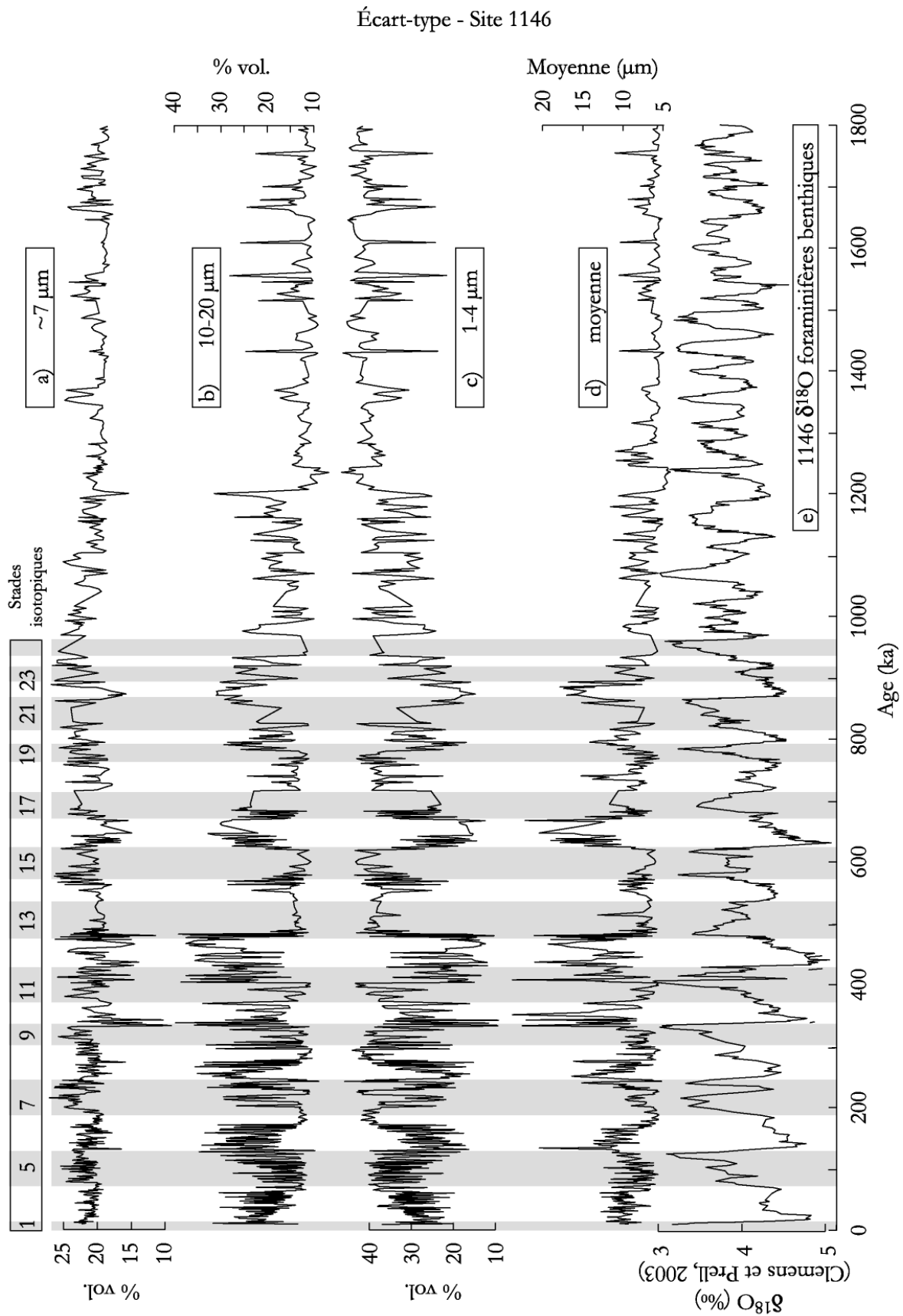


Figure 40 : évolutions (% volumique) au cours du dernier 1,8 Ma, des 3 populations granulométriques déterminées à partir du calcul d'écart type des classes granulométriques du site 1146 : populations à a) $\sim 7 \mu\text{m}$, b) 10-20 μm et c) 1-4 μm . Évolution de d) la moyenne (μm) et e) du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques.

Cette méthode d'identification des populations granulométriques possède ses limites.

1. Elle peut masquer des informations sur des populations dont les valeurs sont proches de la moyenne.
2. Elle ne permet pas de visualiser la distribution des populations granulométriques.
3. Elle ne permet pas de discriminer et surtout d'estimer l'évolution au cours du temps des populations granulométriques dont les distributions se superposent fortement.

Le calcul de l'écart type est donc très simple à utiliser et permet une première approche des données de la granulométrie afin de se rendre compte rapidement si l'ensemble du sédiment augmente en taille ou si seulement certaines fractions varient, mais nécessite d'autres traitements pour être sûr qu'aucune information ne soit perdue.

1.3.2. Méthode de décomposition numérique

Des techniques de décomposition numérique ont alors fait leur apparition en géologie utilisant 1) des fonctions fréquentielles permettant de déconvoluer les distributions granulométriques polymodales, de quantifier les différents modes et d'en observer les évolutions (Sun et al., 2002) ou encore 2) des modèles de mélanges linéaires, spécialement développés pour modéliser des mélanges de sources (end-members en anglais).

Développée par Weltje (1997) cette méthode permet d'individualiser différentes populations granulométriques au sein d'un sédiment. Cette méthode a été appliquée à différents domaines océaniques (Atlantique nord et sud, et Océan Indien) afin d'identifier des zones sources ou de caractériser différents modes de transport tels qu'éolien ou fluvial (Prins et Weltje, 1999 ; Prins et al., 2000a et 2000b ; Prins et al., 2001 ; Stuut et al., 2002 ; Weltje et Prins, 2003).

Cette méthode a été reprise, en collaboration avec des mathématiciens de l'Université de Clermont Ferrand (Colley et Delaunay, 2003). Il s'agit d'une approche de type "Analyse en Composante Principale". Les données granulométriques sont entrées dans une matrice de mélange qui est alors décomposée en valeurs singulières, c'est à dire d'où est extrait le nombre de sources composant le mélange et leurs importances relatives dans ce mélange (Figures 41a, 43a et annexes). Sur l'ensemble des valeurs propres, il s'agit alors de "sélectionner" les valeurs propres les plus grandes correspondant aux sources supposées prépondérantes (par exemple 95% de l'apport en masse). Le nombre de sources de notre système est ainsi fixé et il est possible d'en déterminer les coordonnées (Figures 41b, 43b et annexe).

Les résultats sont recomposés dans le nouveau repère formé par les pôles sources (ou populations) (Figures 41c, 43c et annexe) ce qui permet d'obtenir les distributions et les contributions

respectives de chacune des sources et leurs évolutions au cours du temps (Figures 42 et 44). Cette méthode a été appliquée sur les deux sites 1144 et 1146 sur la totalité de leurs enregistrements.

Le site 1144 présente une première valeur singulière forte à 400, représentant une forte contribution de cette population. Les puissances des valeurs singulières suivantes sont beaucoup plus faibles, 77, 25, 18... (Figure 41a). Considérant une gamme de 95% de l'apport en masse, 3 valeurs singulières, correspondant à 3 populations seront considérées, les valeurs 400, 77 et 25. Reconstitué dans un système 3D, et représenté en 2D (Figure 41b) le nuage formé par les points d'analyses nous permet de définir les pôles du mélange (Figure 41b).

L'étape suivante de reconstitution permet d'obtenir les distributions granulométriques des populations (Figure 41c). Pour la période 0-1,1 Ma, le site 1144 présente 3 populations distinctes dont les modes sont 5 μm , 11 μm et 25 μm . Ces 3 populations sont similaires à celles trouvées avec la méthode de l'écart type qui a permis de mettre en évidence l'existence de populations granulométriques centrées sur les classes 2,5-5 μm et 20-40 μm . Ceci confirme que le calcul d'écart type est une bonne première approche des variations granulométriques.

Les variations de ces trois populations au cours du temps sont représentées sur la Figure 42. Chacune correspond, en moyenne, à 30-40% du sédiment détritique total. Une évolution en 3 étapes, déjà observée grâce aux analyses en ondelettes, se retrouve également sur cette représentation.

Une première période, de 1,1 à $\sim 0,85$ Ma, au cours de laquelle les variations de proportions des populations fine (mode à 5 μm) et intermédiaire (mode à 11 μm) sont anticorrélées. La proportion de la population fine décroît d'abord rapidement de 80 à 40% avant de se stabiliser aux environs de 0,9 Ma alors que la population intermédiaire passe de <10 à 40%. Au cours de cette période, la proportion de la population grossière (mode à 25 μm) reste relativement faible et stable autour de 20%. Par ailleurs, les périodes interglaciaires se caractérisent systématiquement par de plus fortes proportions de la population fine.

La deuxième période, de $\sim 0,8$ à 0,5 Ma, ne présente plus de fortes variations antagonistes entre les populations fine et intermédiaire. Les changements de la proportion de la population intermédiaire ne se caractérisent plus que par quelques variations notables comme durant les stades isotopiques 15 et 19. La population grossière semble prendre le relais et se met à varier en opposition avec la population fine durant cette période (Figure 42). Entre 0,8 à 0,5 Ma, les teneurs de la population grossière ne varient pas systématiquement avec les alternances glaciaires/interglaciaires. Alors que les stades glaciaires 16, 20 et 22 se caractérisent par une augmentation de la teneur de cette population, de telles variations ne sont pas observées pour les stades glaciaires 14, 18 et 24.

Au cours de la troisième période, de 0,5 à 0 ka, les proportions de la population fine varient de façon antagoniste à celles de la population grossière dont les teneurs augmentent fortement et de façon très nette lors des périodes glaciaires (2, 3, 4, 6, 10 et 12) (Figure 42).

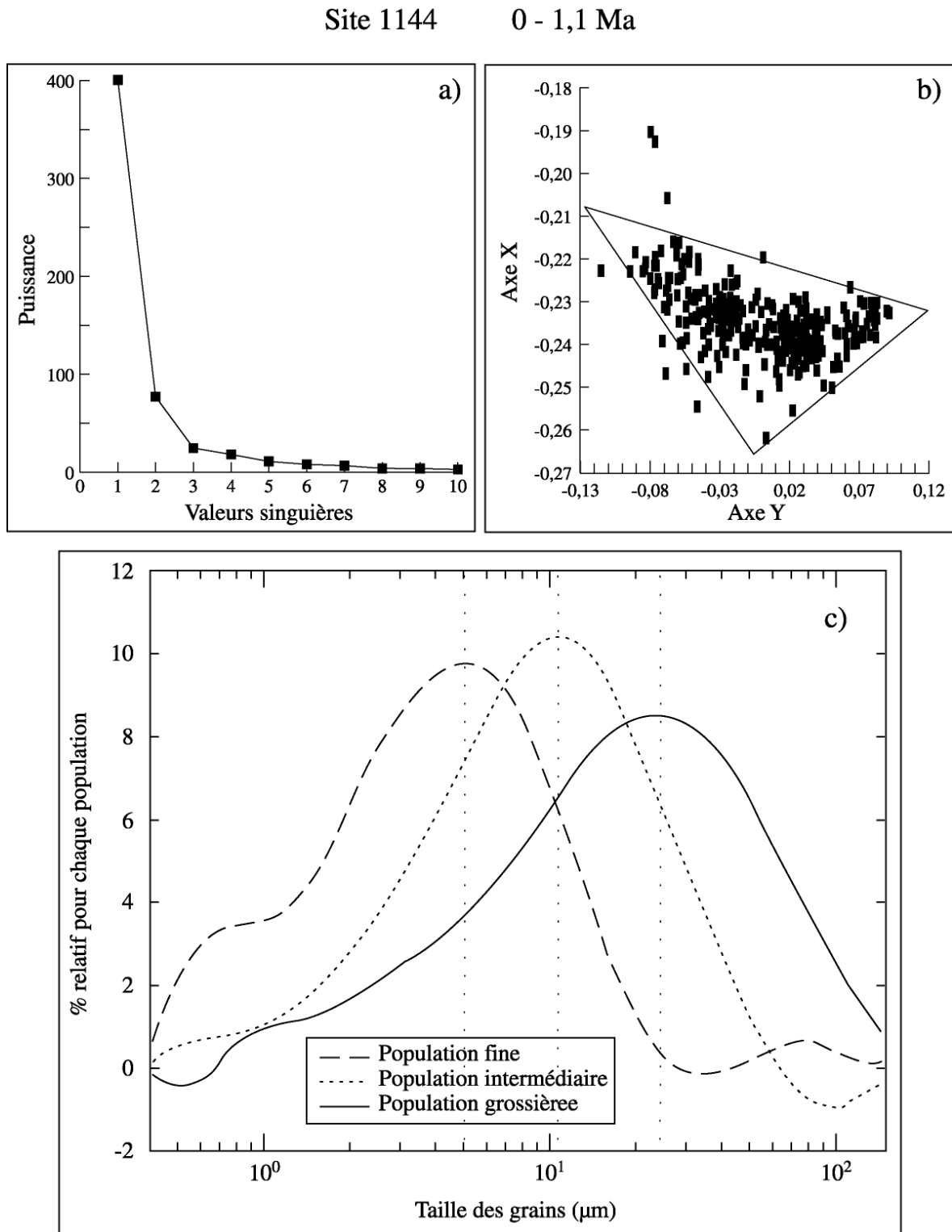


Figure 41 : a) puissance des 10 premières valeurs singulières de la matrice de mélange des données granulométriques du site 1144 sur la période 0-1,1 Ma ; b) représentation 2D et détermination des pôles de mélange ; c) distributions granulométriques des 3 populations identifiées.

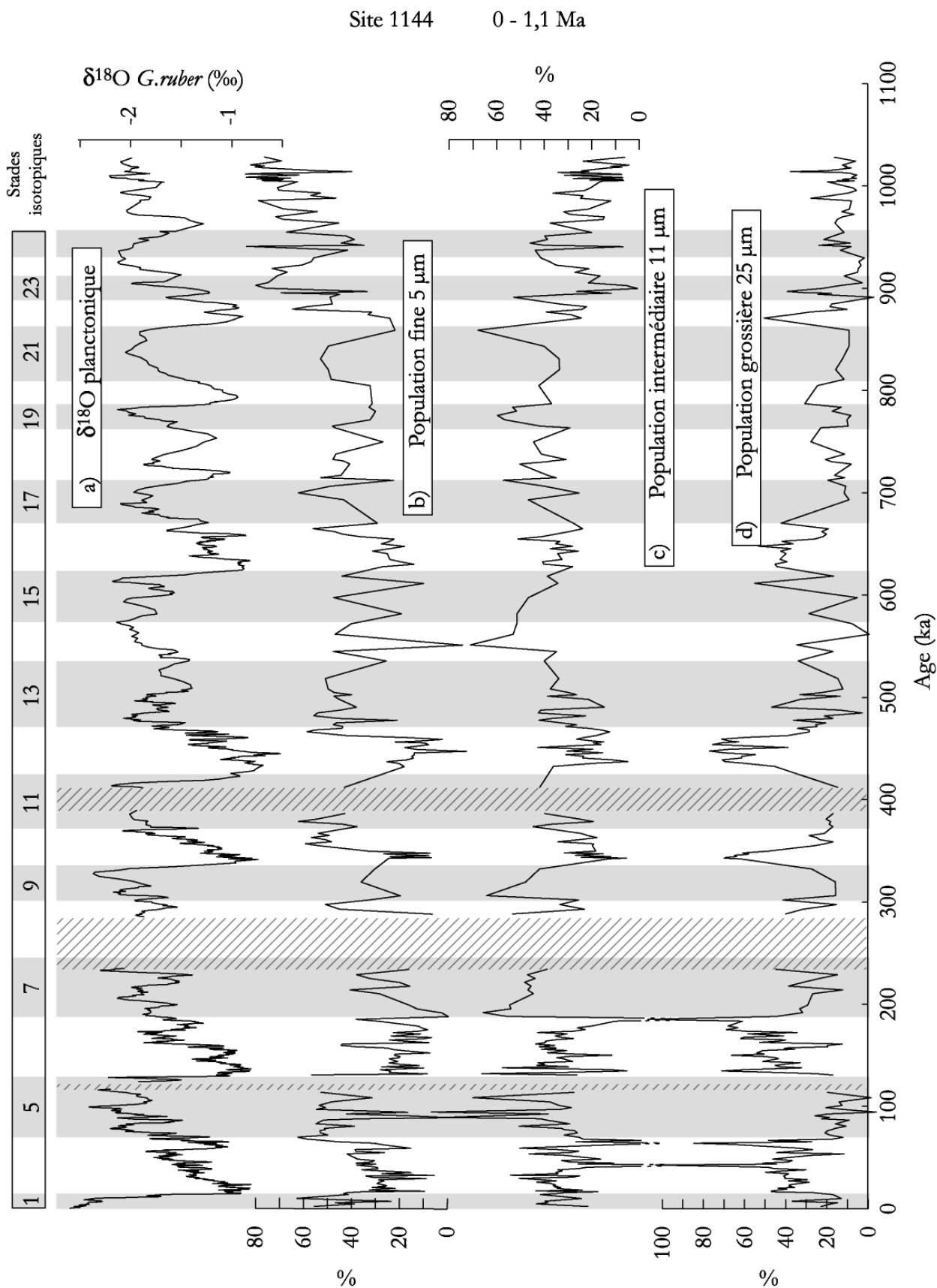


Figure 42 : contributions respectives et évolutions au cours des 1,1 derniers Ma, des trois populations granulométriques calculées pour le site 1144. a) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (*G. ruber*) ; b) population fine, mode à 5 μm ; c) population intermédiaire, mode à 11 μm et d) population grossière, mode à 25 μm .

Le même travail a été effectué sur 2 Ma sur le site 1146. Comme pour le site 1144, 3 valeurs singulières ont été considérées : 364, 91 et 36 (Figure 43a). La recombinaison présente les distributions des 3 populations dont les modes ont pour valeurs 4, 9 et 19 μm (Figure 43c). Ces résultats sont cohérents avec ceux trouvés jusqu'à présent ; les sédiments du site 1146 sont d'une manière générale de granulométrie plus fine que ceux du site 1144. Les populations fine (mode à 4 μm) et moyenne (mode à 9 μm) présentent des distributions granulométriques comparables à celles obtenues pour le site 1144. La population grossière (mode à 19 μm) se caractérise par une distribution granulométrique globalement plus fine que celle qui a été mise en évidence pour le site 1144.

La représentation des différentes populations au cours des 2 derniers Ma (Figure 44) indique que la population fine est mieux représentée que sur le site 1144 avec en moyenne près de 20% en plus (54% au lieu de 38%) ; la population intermédiaire reste similaire dans les deux sites 1144 et 1146 (27% au lieu de 31%) ; c'est donc la population grossière qui diminue fortement dans les sédiments du site 1146 (12% au lieu de 30%).

Sur le long terme, l'évolution des 3 populations est similaire à celle du site 1144 avec une évolution en plusieurs périodes. Le plus grand intervalle de temps considéré sur le site 1146 permet de visualiser une première période comprise entre 2 et 1,2 Ma. La population grossière y est faible et quasi-constante alors que les deux autres s'opposent. La population fine est abondante avec près de 80% du sédiment total et présente des variations de faibles amplitudes (Figure 44).

La deuxième période (1,2-0,9 Ma), comme pour le site 1144, présente une brusque diminution des teneurs de la population fine, à l'avantage d'une augmentation de celles de la population intermédiaire.

La troisième période (0,9-0,5 Ma) voit l'arrivée des premières variations importantes des teneurs de la population grossière. Ces dernières augmentent nettement durant les stades glaciaires (16, 20 et 22). Les stades glaciaires 14, 18 et 24 ne se caractérisent par aucun changement notable de la proportion de cette population en accord avec ce qui a été mis en évidence pour le site 1144. Les proportions de la population fine varient toujours en opposition avec celles de la population intermédiaire mais avec de plus fortes amplitudes de variations (pouvant dépasser 50%).

Pour finir, on distingue une quatrième phase (0,5-0 Ma) où les amplitudes des variations des 3 populations sont larges. Les teneurs de la population grossière augmentent systématiquement lors des stades isotopiques glaciaires (2, 3, 4, 6, 8, 10 et 12). Au contraire, les teneurs de la population fine augmentent lors des périodes interglaciaires (5, 7, 9, 11 et 13).

Site 1146 0 - 1,8 Ma

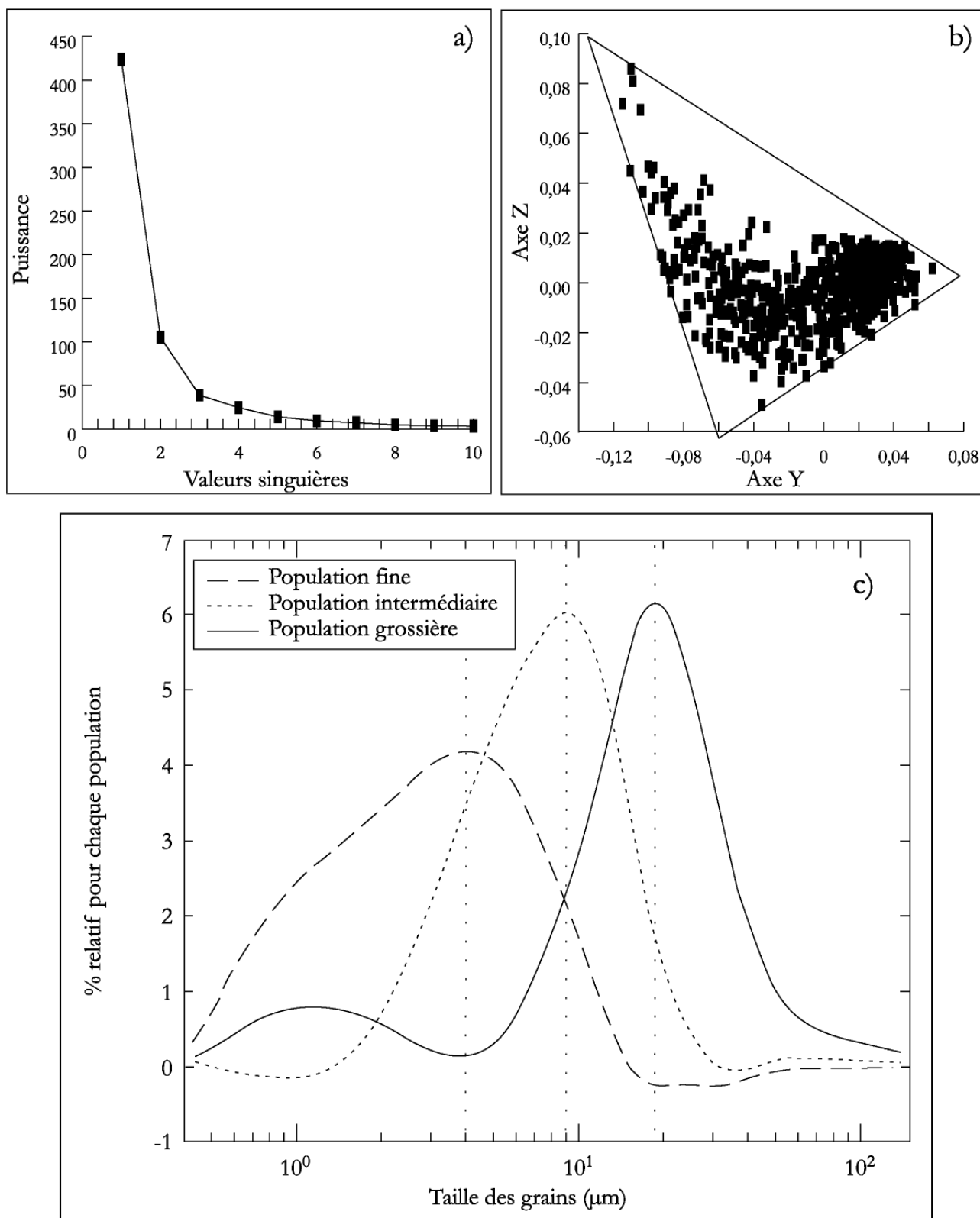


Figure 43 : a) représentation des 10 premières valeurs singulières de la matrice de mélange des données granulométriques du site 1146 sur la période 0-1,8 Ma ; b) représentation 2D et détermination des coordonnées des pôles de mélange ; c) distributions granulométriques des 3 populations identifiées.

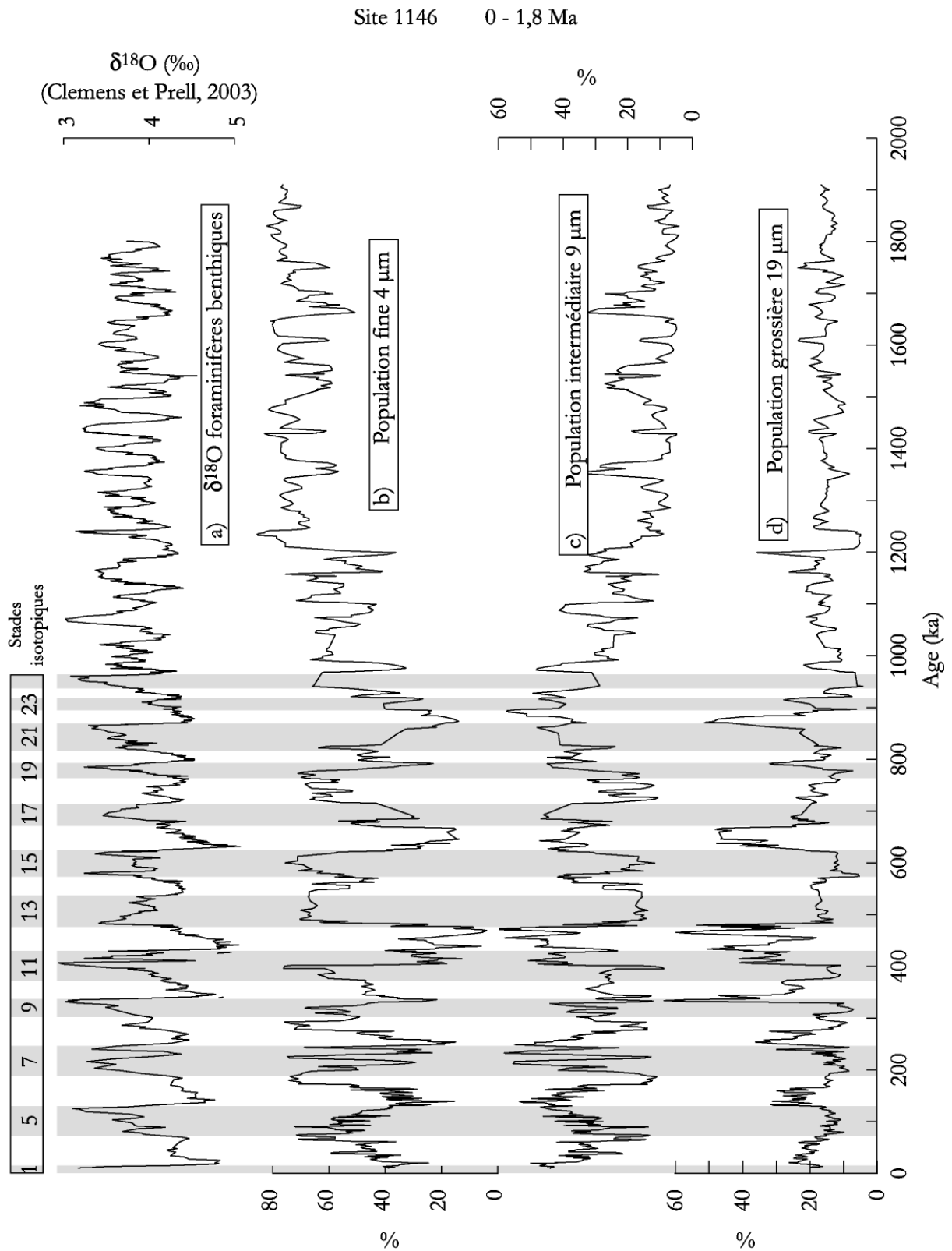


Figure 44 : contributions respectives et évolutions au cours des 1,8 derniers Ma, des trois populations granulométriques calculées pour le site 1146. a) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (*G.ruber*) ; b) population fine, mode à 4 μm ; c) population intermédiaire, mode à 9 μm et d) population grossière, mode à 19 μm .

Compte tenu des variations granulométriques décrites précédemment, il apparaît clairement un changement sédimentologique majeur aux environs de 1,2 Ma. Afin de voir quelles étaient les différences entre ces deux périodes, nous avons découpé l'enregistrement en deux parties : 0-1,2 Ma et 1,2-1,8 Ma, et appliqué la méthode de recomposition (Figure 45).

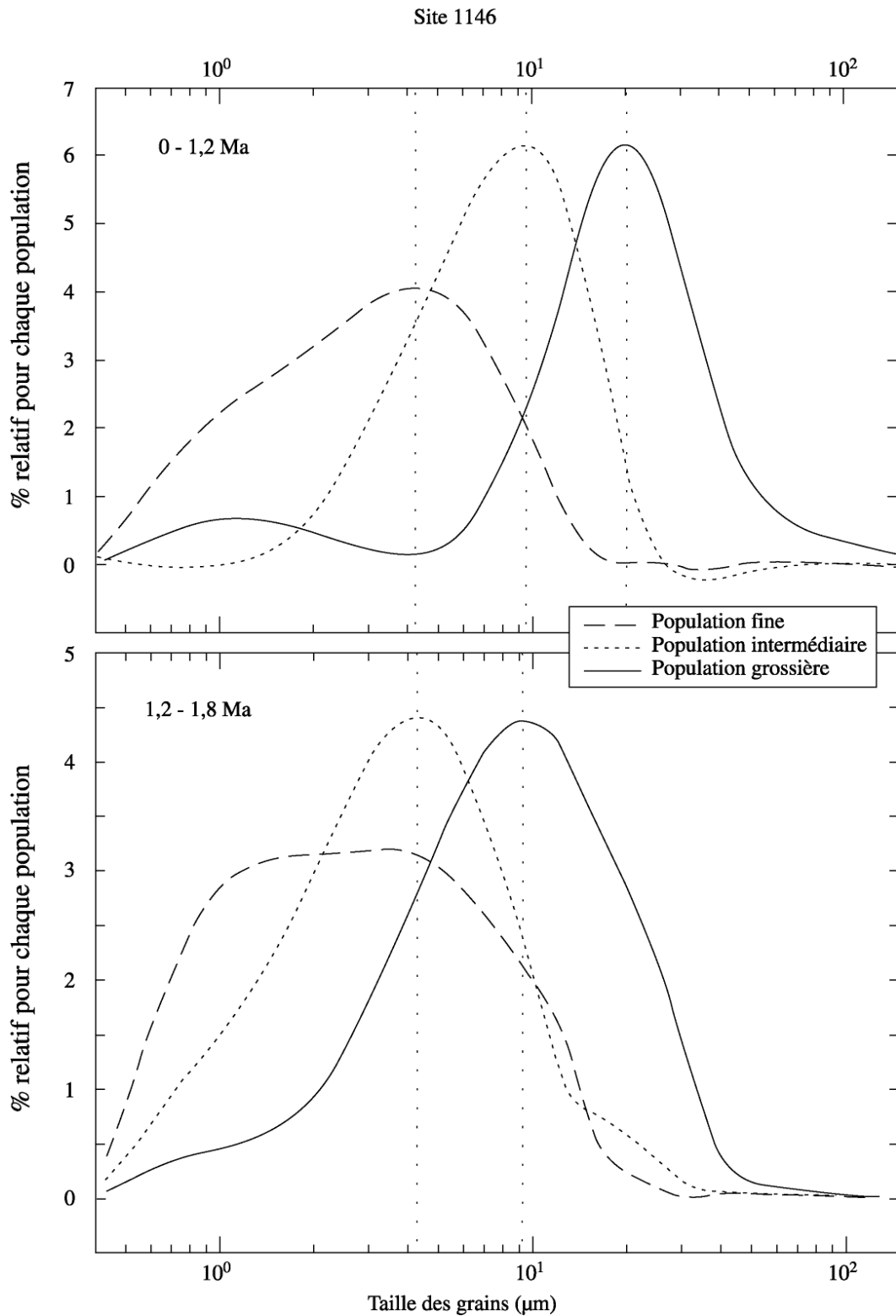


Figure 45 : comparaison des résultats de la méthode de recomposition des périodes 0-1,2 Ma et 1,2-1,8 Ma du site 1146.

Les résultats de la période 0-1,2 Ma sont très proches des résultats obtenus sur la totalité de l'enregistrement (Figure 43c). Pour la période 1,2-1,8 Ma, 3 populations ont été déterminées lors de la recombinaison. Une population centrée sur 9 μm , une sur 4 μm et une dernière très mal triée, centrée entre 1 et 4 μm que l'on peut associer à la population intermédiaire pour ne former qu'une seule population centrée sur 4 μm mais possédant un épaulement comparable à celui de la population fine sur la tranche 0-1,8 Ma. Nous nous retrouvons donc avec deux populations identiques aux populations fine et intermédiaire décrites pour la période 0-1,8 Ma. Seule, la population grossière centrée sur 19 μm n'apparaît pas sur la période 1,2-1,8 Ma.

Les analyses de la taille des grains effectuées par granulométrie laser sur les sites 1144 et 1146 indiquent l'existence de liens entre la taille des particules et les alternances glaciaires/interglaciaires. Les stades glaciaires sont caractérisés par des grains plus grossiers que les stades interglaciaires. Les analyses spectrales de Blackman-Tukey et en ondelettes confirment cette relation avec la présence prépondérante de cyclicités à 100 ka.

Deux méthodes rarement utilisées dans le traitement des données de granulométrie ont été appliquées : l'écart type et la recombinaison numérique. Le calcul de l'écart type permet une première approche simple du nombre de populations granulométriques présentes dans le sédiment et variant au cours du temps. Les résultats sont très proches de ceux obtenus par recombinaison numérique, méthode mathématique plus rigoureuse et permettant de pousser le raisonnement plus en avant.

La décomposition numérique des données des sites 114 et 1146 a permis d'identifier trois populations granulométriques nommée fine, intermédiaire et grossière et dont les modes ont des valeurs respectivement centrées sur 4-5 μm , 9-11 μm et 19-25 μm .

Les enregistrements des deux sites se découpent en 3 grandes périodes :

1,8-1,2 Ma : prédominance de la population fine, pas de cyclicité apparente.

1,2-0,4 Ma : entre 1,2 et 0,9 Ma, des cycles à 100 ka apparaissent et la proportion de la population fine diminue progressivement. A partir de 0,9 Ma la proportion de la population grossière augmente fortement au cours des stades glaciaires.

0,4-0 Ma : les cycles à ~ 100 ka s'expriment pleinement ; l'augmentation des proportions de la population grossière au cours des stades glaciaires est toujours présente mais avec de plus faibles amplitudes.

2. Significations des variations granulométriques des sédiments de MCS

La granulométrie des sites 1144 et 1146, présente deux types d'évolution. La première est due à l'apport de particules grossières associé aux variations glaciaires/interglaciaires. Ce phénomène apparaît nettement à partir de 0,9 ka au cours du stade isotopique 22, marqué par une présence plus importante des populations grossières à 19 et 25 μm dans les deux sites (Figures 42 et 44). La seconde est plus précoce et débute vers 1,2 Ma. Alors que les trois populations identifiées étaient relativement stables jusque là, la population fine du site 1146 diminue de près de 40% au bénéfice de la population intermédiaire, la population grossière ne présentant pas de variation notable. Il semble donc que deux phénomènes différents entrent en jeu dans la dynamique des sédiments au cours de la période 1,2-0,9 Ma. A partir des enregistrements obtenus, nous allons tenter de voir quelles peuvent être les causes de ces changements et définir leurs relations avec le climat.

2.1. Transport des particules

2.1.1. Action des vents

Depuis la fin des années 50, un important travail de reconstitution paléoenvironnementale a été entrepris à partir des dépôts de lœss de Chine centrale (Liu, 1985). Pesci (1990) nous propose une série de critères permettant de les définir : les sédiments sont relativement peu altérés et grossiers (40 à 70% de silts de 10 à 50 μm), ils sont constitués fréquemment de plus de 60% de quartz.

L'étude de ces dépôts a permis la réalisation de nombreuses reconstitutions paléoclimatiques (Kukla et al., 1988 ; An et al., 1991 ; Xiao et al., 1995 ; une synthèse par Derbyshire et al., 1997 ; Ding et al., 1999 et 2001 ; Lu et al., 1999 ; Heslop et al., 2000). Les analyses de granulométrie, de susceptibilité magnétique ou de géochimie ont clairement associé les successions lœss/paléosols aux changements climatiques glaciaires/interglaciaires (Kukla et al., 1988).

L'étude des particules éoliennes s'est également faite sur des enregistrements de l'océan Pacifique (Rea et Janecek, 1981 ; Rea et al., 1985 ; Rea, 1986 ; Rea et Leinen, 1988 ; Nakai et al., 1993 ; Rea et al., 1998 ; Pettke et al., 2000 ; Middleton et al., 2001 ; Nilson et Lemkuhl, 2001) et du Japon (Xiao, et al., 1997, Irino et Tada, 2002). Les particularités de ces études sont 1) de se situer sur le trajet des grandes circulations atmosphériques, les "jets streams", qui sont des vents troposphériques capables de transporter des particules minérales sur de très longues distances (ex : Rea et Leinen, 1988 ; Xiao et al., 1997 ; Nilson et Lemkuhl, 2001) et 2) de considérer que tous les grains de quartz et autres grosses particules n'ont pu être transportés loin des continents que par l'action de vents. Ces auteurs observent

pour les périodes glaciaires des augmentations à la fois de la granulométrie et des flux du matériel éolien. L'amplitude des variations de la médiane de la taille des grains est comprise entre 8 et 10 μm (ex : Rea et Leinen, 1988). Ces variations sont en accord avec les changements granulométriques observés dans les séquences de lœss/paléosols mais avec de plus faibles amplitudes compte tenu de la position des sites étudiés par rapport à la source.

La prise en compte des formations de lœss est donc importante car elles sont facilement remaniables en période glaciaire (période aride pour l'intérieur du continent asiatique) par les vents locaux ou troposphériques jusqu'en MCS et sur l'ensemble du Pacifique Nord. Les vents de mousson d'hiver étant en effet renforcés en périodes glaciaires (cf. chapitre I-5), ils sont susceptibles de transporter de gros grains jusqu'à la MCS et ainsi faire varier la granulométrie des sédiments. La gamme de taille de grains (8-10 μm) est proche de celle de la population moyenne des sites 1144 et 1146 pouvant suggérer, en première approximation, une contribution éolienne à la MCS.

Une étude granulométrique à très haute résolution, réalisée sur la carotte 17940 (117°23' ; 20°07' ; 1727 m) prélevée au même endroit que le site 1144 (Wang et al., 1999) indique une granulométrie plus grossière durant la dernière période glaciaire (stades isotopiques 2 et 3) suivie d'une diminution de la taille des grains durant l'Holocène. Sur la base d'une comparaison de ces résultats ceux de Koopman (1981) au large de l'Afrique de l'ouest, ces variations ont été associées à de forts apports de particules éoliennes en période glaciaire et à une augmentation d'apports sédimentaires fins (principalement argiles) provenant du fleuve de la rivière des Perles au cours de l'Holocène.

Cependant, les sites 1144 et 1146 se situent relativement loin des voies principales de transport des particules éoliennes vers le Pacifique (qui circulent plus au nord et passent au-dessus du Japon) là où seuls les vents locaux, plus faibles et de basses altitudes, de direction N-NE, sont capables d'apporter des particules éoliennes vers le bassin. Les quantités de particules déposées en MCS sont donc probablement plus faibles que celles de la MCE et de la mer du Japon.

Il n'existe pas de mesures directes des teneurs en particules éoliennes au-dessus de la MCS et très peu d'études ont essayé de quantifier ces apports. Duce et al. (1991) les ont estimés pour l'actuel entre 100 et 1000 $\text{mg}/\text{cm}^2/\text{ka}$. Puis par le calcul et la modélisation, d'autres auteurs ont proposé pour l'actuel entre 1 et 10 $\text{mg}/\text{cm}^2/\text{ka}$ et pour le DMG, entre 50 et 100 $\text{mg}/\text{cm}^2/\text{ka}$ (Tegen et Fung, 1995 ; Mahowald et al., 1999 ; Zhang et al., 1999 ; synthèse par Harrison et al., 2001).

Les rares études portant sur la granulométrie des sédiments de MCS (Tamburini et al., 2003 ; Wehausen et al., 2003) sont récentes et utilisent les résultats de Wang et al. (1999) qui propose que l'augmentation de la taille des grains corresponde à des apports éoliens plus importants en période de mousson d'hiver intense (périodes glaciaires). Wehausen et al. (2003) considérant des flux d'aérosols au

Pliocène équivalents à l'actuel de 50-100 g/cm²/ka, montre qu'ils peuvent représenter entre 12 et 30% du sédiment total pour le site 1145.

En considérant des flux terrigènes moyens de 76 g/cm²/ka pour le site 1144, 10 g/cm²/ka pour le site 1145 et 11 g/cm²/ka pour le site 1146 (cf. chapitre I-7), la même estimation reportée sur notre période de temps (~1,8 Ma) indique que les flux éoliens représenteraient entre 0,7 et 1,3% du sédiment total du site 1144, entre 5 et 10% pour le site 1145 et entre 4,5 et 9% pour le site 1146.

Compte tenu des milliers de kilomètres parcourus par les sédiments éoliens depuis les déserts et les plateaux de lœss de Chine centrale jusqu'au bassin, de différences de flux terrigène aussi importantes entre des sites aussi proches ne peuvent s'expliquer par des apports par les vents qui auraient déposé dix fois plus de particules minérales au-dessus du site 1144 qu'au-dessus des sites 1145 ou 1146.

Des apports éoliens représentant 5 à 10% du sédiment total des sites 1145 et 1146 ne sont pas négligeables pour ces sites, mais sont complètement dilués dans les flux du site 1144. Ces différences de flux éoliens devraient être enregistrées par la granulométrie. Or nous retrouvons dans les enregistrements des sites 1144 et 1146, exactement les mêmes variations granulométriques, avec les mêmes gammes d'amplitude, ce qui incite à penser que les variations de taille de grains ne sont pas dues à des apports éoliens. Sans toutefois rejeter une participation évidente d'apports éoliens directs à la sédimentation en MCS, nous pensons que cette contribution est négligeable et qu'il est nécessaire d'envisager une autre cause pour ces variations granulométriques.

Par ailleurs, une étude exoscopique des grains de quartz a été réalisée au Laboratoire Orsayterre sur un MEB Philips XL30. Différentes fractions granulométriques (20-40 µm et >40 µm) ont été observées sur 4 échantillons glaciaires et interglaciaires choisis dans des maxima et minima de la courbe de granulométrie du site 1146 et ayant subi les étapes de décarbonatation et de désopalisation suivant les protocoles utilisés pour les analyses granulométriques (annexe). Seule une très faible proportion de grains de quartz observée présente un façonnement typique d'un transport en milieu aérien suggérant une mise en place plutôt de type fluviatile et marin pour les grains de quartz des sédiments des sites étudiés.

2.1.2. Influence des courants

Si les apports éoliens ne sont relativement faibles, la quasi totalité des apports se fait donc par les fleuves. Une fois apportés au bassin, les sédiments se déposent au niveau des deltas des fleuves ou sont susceptibles d'être transportés par les courants. La présentation des différents fleuves alimentant la MCS faite dans le premier chapitre a montré que l'une des particularités des fleuves tropicaux était

d'avoir des charges relativement faibles par rapport à leurs débits. Paradoxalement, ces mêmes fleuves font partie des plus grands fleuves mondiaux en termes de charges sédimentaires. Ainsi, plus de $400 \cdot 10^6$ tonnes de sédiments se déversent chaque année en MCS.

Les nombreux courants parcourant le nord de la MCS peuvent jouer un rôle important dans la distribution des particules terrigènes. La circulation de surface est complexe et encore mal définie, mais des études sur des trappes à sédiments dans cette zone suggèrent que les courants actuels, induits par les forts vents de la mousson d'hiver puissent jouer un rôle non négligeable dans le transport des sédiments (Jennerjahn et al., 1992; Wiesner et al., 1996).

Différents courants et phénomènes de surface participent à la redistribution des sédiments sur la plate-forme nord de la MCS. L'un d'eux est un courant côtier partant de la MCE et entrant en MCS en longeant la côte chinoise au niveau du détroit de Taiwan. Ce courant transporte des sédiments depuis l'embouchure du Yangtsé vers le sud-ouest tout au long de l'année (Wang et Aubrey, 1987).

Venant du Pacifique, le Kuroshio, courant chaud de surface, pénètre en partie dans le bassin de la MCS en fonction des saisons et des vents dominants (ex : Qu, 2000). A travers le détroit de Luzon, des courants apportent des volumes d'eau qui oscillent entre $0,2$ et $5,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Qu, 2000) et influent fortement sur la température et la salinité de la MCS (Cf. chapitre I-3.3).

Il est nécessaire de considérer aussi les typhons dans les processus de redistribution des sédiments sur la plate-forme nord de la MCS. Ces phénomènes climatiques apparaissent à la fin de l'été et atteignent fréquemment les côtes chinoises. Sur les plates-formes largement développées, les sédiments situés en dessous de la zone d'action des vagues et des marées peuvent être remis en suspension par ces phénomènes et dispersés sur l'ensemble du plateau continental.

Si l'hydrologie de surface de la MCS est très mal connue, l'hydrologie profonde est encore plus obscure. Quelques études dans le détroit de Luzon nous indiquent que les eaux intermédiaires coulent vers le Pacifique toute l'année (Chen et Wang, 1998). Au contraire, dans les couches profondes, les études de température et salinité suggèrent que les eaux profondes pacifiques entrent dans la partie nord de la MCS à partir de 1500 m de profondeur par le détroit de Luzon (Chen et Wang, 1998).

Les données de la littérature ne permettent pas d'interpréter les résultats de la granulométrie en terme de transport de sédiment par les courants ou d'en estimer l'impact. Pour cela il serait nécessaire d'avoir une idée précise des sources du sédiment. Cette problématique des sources sera l'objet des deux chapitres suivants, utilisant d'autres séries de données (argiles et isotopes radiogéniques) qui apporteront d'autres éléments concernant le sédiment.

Toutefois, le débit des fleuves et l'intensité des courants marins ne sont pas les seuls paramètres influençant le transport de sédiment et le dépôt de grosses particules dans le bassin.

2.2. Impact des variations du niveau marin sur la dynamique de transport des sédiments sur les plates-formes

Sur la plate-forme nord, depuis 30 Ma, le paléo-delta de la rivière des Perles se développe à la faveur de l'ouverture de la MCS et des transgressions marines qui font varier la distance embouchure-bassin. Les sédiments sont sableux en zone proximale à argileux en zone distale, en rapport avec l'éloignement à l'embouchure (Yu, 1990) et peuvent atteindre près de 10 km d'épaisseur dans les parties les plus profondes du bassin.

De nos jours, la majorité des sédiments se dépose au niveau du delta. Les dépôts de plate-forme interne (35 km de large) sont issus des sédiments de la rivière des Perles, allant des sables proches de la ligne de rivage aux argiles au large (Yu, 1990). La plate-forme externe ne contient que des sables reliques déposés lors des baisses précédentes du niveau marin (Niino et Emery, 1961), sans doute remaniés lors de la remontée. En effet, c'est lors de la remontée du niveau marin que le pouvoir érosif des houles est le plus important et crée des surfaces de ravinement. Cela se traduit par le dépôt de particules grossières en zone distale. Ce phénomène et ce type de dépôts ont été retrouvés et datés dans le Golf du Lion (Perez Belmonte, 2003).

Les travaux de Niino et Emery (1961) sur des sédiments actuels décarbonatés, décrivent trois zones : la plate-forme proximale formée de sédiments fins et mal classés ($<63\mu\text{m}$) ; la plate-forme distale à sédiments grossiers (entre $63\mu\text{m}$ et $250\mu\text{m}$) et bien classés ; puis au niveau de la rupture de pente, des sédiments fins et mal classés.

La même étude indique que la plate-forme interne est constituée de 65% d'argiles et de 20% de sables (dont 50% de quartz et 30% de feldspaths) alors que la plate-forme externe se compose de 6% d'argiles et de 56% de sables reliques (dont 73% de quartz et 20% de feldspaths).

Lüdmann et al. (2001) ont établi une carte de la granulométrie des sédiments au large de Hong Kong qui montre une augmentation de la taille des grains de l'embouchure jusqu'au sables reliques puis leur diminution dans la pente (Figure 46).

La plate-forme nord est relativement bien développée et peu profonde. Au large de l'embouchure de la rivière des Perles, elle s'étend sur plus de 300 km vers le bassin. La rupture entre la plate-forme et le talus se situe à peu près à 200 m de profondeur. La très faible pente (0,07%) la rend ainsi extrêmement sensible aux variations du niveau marin. Lors de ces évènements, plusieurs phénomènes peuvent survenir et participer à la remobilisation et au transport des sédiments vers le bassin :

- 1) la ligne de rivage avançant sur le domaine marin, l'embouchure va se déplacer également et ainsi faire migrer son gradient granulométrique de dépôt avec elle. Ainsi les grosses particules déposées près de la côte en période de haut niveau marin vont pouvoir se déposer plus loin vers le bassin ;

- 2) le réseau hydrographique se développant sur la plate-forme et les fleuves tendant vers leurs niveaux de base, les sédiments meubles vont être érodés et transportés vers le bassin.
- 3) lors des variations du niveau marin, les sédiments meubles de la plate-forme sont érodés sous l'action érosive de la houle. Ceci se traduit par la création de surfaces de ravinement telles que celles retrouvées en MCE (Vagner, 2001 ; Berné et al., 2002) ainsi que par de forts apports sédimentaires grossiers au bassin.

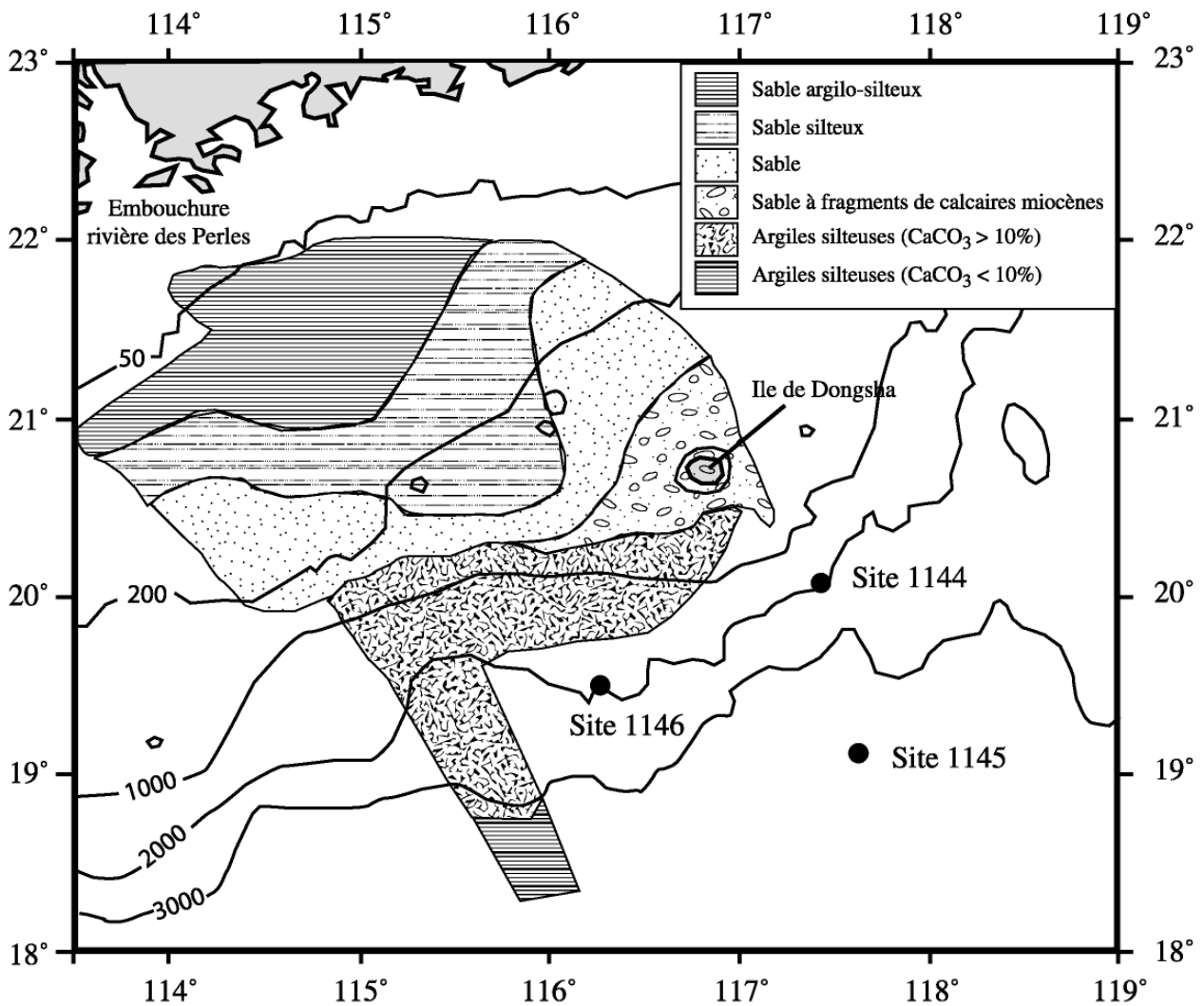


Figure 46 : répartition granulométrique des sédiments au large de Hong Kong (d'après Lüdmann et al., 2001).

L'évolution des 3 populations granulométriques définies sur les sites 1144 et 1146 présente deux grandes périodes. La première moitié de l'enregistrement, entre 2 et 1,2 Ma, se caractérise par la présence dominante de la population fine représentant entre 60 et 80% de la fraction terrigène. Les variations de granulométrie du sédiment sont relativement faibles et ne présentent pas de liens avec les oscillations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères. Au cours de cette période, la population grossière n'est que très

faiblement représentée et ne varie quasiment pas. Ces proportions ne se mettent à augmenter réellement qu'à partir d'environ 1 Ma et varient avec les oscillations glaciaires/interglaciaires.

En terme de variations du niveau marin, cette évolution peut s'expliquer par le fait qu'entre 2 et 1 Ma, la littérature indique que les oscillations climatiques globales glaciaires/interglaciaires sont encore faibles mais prennent progressivement de l'ampleur. Les variations du niveau marin qui en résultent ne sont toutefois pas encore assez importantes pour faire varier significativement le niveau marin en MCS, ne permettant pas ainsi, le remaniement de la plate-forme et le transport de particules vers le bassin.

Puis à partir de 1,2 Ma, le refroidissement progressif du climat global permet aux calottes de se développer suffisamment pour faire varier largement le niveau marin et ainsi permettre le remaniement de la plate-forme. Cela se traduit par le remaniement de la plate-forme et l'apparition de grains grossiers dans les enregistrements des sites 1144 et 1146 en association avec les cycles glaciaires/interglaciaires.

Ces phénomènes de remaniement des sédiments de plate-forme s'amplifient à partir de 0,9 ka. En effet les calottes de glaces des hautes latitudes se font plus importantes et leurs déstabilisations créent de larges variations eustatiques qui se traduisent par l'apparition de brusques augmentations de la taille des grains dans le sédiment. Nous avons par ailleurs vu que ce schéma ne se justifiait pas pour tous les stades glaciaires et que les stades 14, 18, et dans une moindre mesure le stade 20, ne présentaient pas de variation granulométrique importante, tant au niveau de la population grossière à 19-25 μm que de la population moyenne à 9-11 μm . Or ces stades sont caractérisés par des diminutions moins importantes du niveau marin que certains stades comme les stades 10, 12, 16 ou 22 qui se caractérisent par des baisses du niveau marin plus franches (Imbrie et al, 1984). Les variations de taille des particules des sites 1144 et 1146 dépendraient donc bien de l'amplitude des variations du niveau marin. Plus la ligne de rivage recule vers le bassin et plus la quantité de matériel remobilisé augmente et plus les grosses particules sont susceptibles d'être apportées au bassin.

Par ailleurs, la Figure 46 indique que les sédiments à proximité du site 1144 sont plus grossiers que ceux autour du site 1146. Ceci pourrait expliquer les tailles de grains sensiblement plus importantes sur le site 1144 qui enregistrerait un signal plus influencé par les apports de sédiments de la plate-forme alors que le site 1146 enregistrerait un signal plus distal.

Toutefois, cette hypothèse de remaniement de la plate-forme n'explique pas l'augmentation progressive de la population intermédiaire entre 1,2 et 0,9Ma. Les évolutions antagonistes des populations fine et intermédiaire ainsi que la transition progressive observée à partir de 1,2 Ma supposent que les dynamiques de mise en place de ces deux populations soient liées. Nous suggérons que ces populations soient le reflet des apports venant de la rivière des Perles. En effet, en Asie, la circulation atmosphérique sur le continent se renforce brutalement à partir de 1,2 Ma et les contrastes

entre moussons d'hiver et d'été augmentent (ex : Xiao et An, 1999 ; Sun et Liu, 2000). Cela se caractérise par le développement d'importants paléosols en alternance avec des dépôts de loess dont la granulométrie augmente (ex : Xiao et An, 1999 ; Sun et Liu, 2000). Ce bouleversement climatique permet successivement l'obtention 1) de périodes à forte mousson d'hiver se traduisant par une intensification de l'aridité sur le continent asiatique, des phénomènes d'érosion physique et du transport de particules par les vents et 2) de périodes à forte mousson d'été caractérisées par une pluviométrie plus importante, favorisant l'érosion par les eaux de ruissellement et le transport de particules grossières vers le bassin.

Ces résultats sont cohérents avec les premiers calculs de taux de sédimentation et de flux présentés dans le chapitre I. En effet, nous avons noté des augmentations de flux terrigènes au cours des périodes glaciaires. Ces flux exceptionnellement grands, pouvant aller jusqu'à $150 \text{ g/cm}^2 / \text{ka}$ pour le site 1144, seraient tout à fait compatibles avec un remaniement important de la plate-forme lors des bas niveaux marins.

Une étude récente basée sur les pollens présente l'hypothèse selon laquelle la plate-forme nord de la MCS telle que nous la connaissons aujourd'hui se serait mise en place seulement depuis 150 ka (Sun et al., 2003). Les résultats obtenus sur les sites 1144 et 1146 ne confirment pas cette hypothèse et ne présentent aucun changement notable de la granulométrie depuis 150 ka. Or si la plate-forme avait effectivement basculé vers la mer pour des raisons tectoniques (Sun et al., 2003), nous devrions enregistrer un changement de la taille des grains sédimentés dans le bassin.

Divers phénomènes peuvent intervenir dans la dynamique sédimentaire sur la marge nord de la MCS. Les apports éoliens associés aux forts vents de mousson d'hiver ont souvent été utilisés pour expliquer les augmentations de taille de grains dans les sédiments de la marge nord de la MCS. Or, divers paramètres semblent indiquer que leur rôle en MCS n'est pas prépondérant : 1) les taux de sédimentation des 2 sites 1144 et 1146 sont très différents mais leurs variations granulométriques sont similaires impliquant que l'augmentation de la taille des grains n'est pas due aux apports éoliens et 2) les estimations de flux éolien sur la marge nord de la MCS sont faibles.

Les variations granulométriques sont liées au niveau marin et correspondent à du remaniement de plate-forme lors des bas niveaux marins. En période glaciaire, la plate-forme constitue un réservoir important de particules grossières capables d'être reprises par le réseau hydrographique, les vagues et les courants de marées. Les variations de granulométrie peuvent également traduire un signal de rivière, c'est à dire la distance à l'embouchure ou les changements de débit des fleuves

CONCLUSION CHAPITRE II

L'étude de la taille des grains a été effectuée sur la fraction décarbonatée du site 1144 et sur la fraction décarbonatée et désopalisée du site 1146. La mise en œuvre et l'application d'un traitement mathématique de reconstitution de données a permis de mettre en évidence trois populations variant au cours du temps : une fine centrée sur 4-5 μm , une intermédiaire, sur 9-11 μm et une grossière, sur 19-25 μm .

Les enregistrements de l'évolution de la granulométrie deux sites 1144 et 1146 peuvent se découper en 3 périodes :

1,8-1,2 Ma : les proportions de la population fine sont les plus importantes et comptent pour près de 80% de la fraction terrigène et ne présentent pas de variation notable. Aucune cyclicité particulière dans les tailles de grains n'est enregistrée par le sédiment. Cet enregistrement presque uniforme peut être interprété comme étant lié à des apports de la rivière des Perles relativement constants avant 1,2 Ma.

1,2-0,9 Ma : des cycles à 100 ka apparaissent consécutivement à l'augmentation de la saisonnalité des moussons d'été et d'hiver. La proportion de la population fine diminue alors progressivement à l'avantage de la population intermédiaire. Ce changement est associé à l'augmentation de l'intensité de l'érosion du continent et des décharges en eaux de la rivière des Perles.

0,9-0,4 Ma : les résultats indiquent que la granulométrie varie en fonction des alternances glaciaires/interglaciaires. Les stades glaciaires sont caractérisés par des grains plus grossiers que les interglaciaires. Les analyses spectrales confirment cette relation avec la présence prépondérante d'une cyclicité à ~ 100 ka sur les sites 1144 et 1146. Bien que les apports éoliens associés aux forts vents de mousson d'hiver aient souvent été utilisés pour justifier les augmentations de taille de grains (Wang et al., 1999), il semble que les données indiquent que ces apports ne jouent pas un rôle primordial et que l'hypothèse la plus vraisemblable soit le remaniement de plate-forme lors des variations du niveau marin.

0,4-0 Ma : les cycles à ~ 100 ka s'expriment pleinement ; l'augmentation des proportions de la population grossière au cours des stades glaciaires est toujours présente mais avec de plus faibles amplitudes.

CHAPITRE III

MINÉRALOGIE DES ARGILES

ÉVOLUTION DU CORTÈGE ARGILEUX ET SOURCES DU SÉDIMENT

La minéralogie de la fraction argileuse inférieure à 2 μm de sédiments marins et ses variations sont couramment utilisées pour des reconstitutions paléoenvironnementales. Les interprétations pouvant en être extraites dépendent de nombreux facteurs tels que : la position géographique des sites de prélèvements (latitude, proximité des côtes ou des fleuves...) ; les spécificités des bassins versants d'alimentation (climat, tectonique, couvert végétal...) ou encore la dynamique de transport dans le bassin (courantologie, océanologie...). Les phénomènes de diagenèse lors de l'enfouissement des sédiments peuvent également modifier le message porté par les argiles en les transformant chimiquement. Une fois ces facteurs identifiés et pris en compte, deux types principaux d'informations peuvent être tirés de l'étude de cette fraction ; des informations sur les paléoclimats et sur les provenances du matériel sédimentaire déposé.

Le climat conditionne la température et les précipitations à terre et influe ainsi sur 1) les taux d'humidité responsables de l'hydrolyse des minéraux et 2) la végétation qui, associée à la topographie, contrôle les capacités de drainage du bassin, de lessivage des sols et influe sur l'érosion. Les changements de minéralogie du cortège argileux ont pu ainsi être interprétés en termes de variations des conditions d'hydrolyse affectant les continents ; ces dernières étant étroitement contrôlées par les changements climatiques (ex. Chamley, 1989 ; Bouquillon et al., 1990 ; Fagel et al., 1994 et 2003 ; Clayton et al., 1999 ; Colin et al., 1999 et 2001 ; Foucault et Mélières, 2000 ; Thamban et al., 2002).

Les variations du cortège argileux ont également été utilisées dans le cadre de reconstitutions paléocéanographiques. Après identification des sources des minéraux argileux, il est possible d'extraire des signaux minéralogiques, des informations sur les vecteurs de la dispersion des sédiments dans l'océan (Petschick et al., 1996 ; Gingele et al., 1998 et 2001 ; Bout-Roumazelles et al., 1999 ; Clayton et al., 1999).

Concernant la MCS, très peu d'études ont été effectuées sur le matériel terrigène. Avant la campagne ODP Leg 184, seules des échelles de temps relativement courtes (maximum 220 ka) avaient fait l'objet de travaux (ex. Schönfeld et Kudrass, 1993 ; Wang, 1999 ; Wang et al, 1999).

Nous allons, dans ce chapitre, présenter les évolutions minéralogiques du cortège argileux des sites 1144, 1145 et 1146 en nous plaçant à deux échelles de temps différentes, 450 ka et 2 Ma. Une fois les résultats exposés, nous tenterons de comprendre quels sont les changements paléoenvironnementaux qui modulent ces variabilités.

CHAPITRE III - MINÉRALOGIE DES ARGILES - ÉVOLUTION DU CORTEGE ARGILEUX ET SOURCES DU SEDIMENT

1. Variations minéralogiques du cortège argileux des sites 1144, 1145 et 1146

L'étude du cortège argileux des trois sites 1144, 1145 et 1146 a été faite par diffraction des rayons X (DRX), à partir de la fraction inférieure à 2 µm des sédiments décarbonatés. Le protocole de préparation est détaillé en annexe.

L'analyse du site 1144 a été effectuée au Laboratoire Orsayterre l'Université Paris XI, Orsay, sur un appareil Philips Model 1730 à anticathode de cuivre ($\lambda=1.54 \text{ \AA}$). Les échantillons des deux sites 1145 et 1146 ont été analysés au laboratoire "Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires" de l'Université de Lille I sur un diffractomètre MEB Philips PW 1710 à anticathode de cuivre et monochromateur de nickel.

La Figure 47 présente deux exemples de diffractogrammes caractéristiques obtenus sur des sédiments du site 1145 et dont les teneurs en argiles diffèrent. D'une manière générale, les trois sites étudiés présentent la même composition minéralogique dans la fraction inférieure à 2 µm. Aucun changement dans la nature minéralogique des argiles n'a été observé en fonction de la profondeur.

Les principaux minéraux reconnus sur les 3 sites sont la chlorite, l'illite, la smectite, la kaolinite, le quartz et les feldspaths (Boulay et al., 2003 ; Trentesaux et al., 2003 ; Figure 47). Ces deux dernières familles de minéraux sont faiblement représentées et ne dépassent pas, en moyenne, respectivement 10 et 5 %. Nous noterons également la présence d'interstratifiés illite-smectite (IS) difficiles à quantifier. Dans la suite du manuscrit, nous grouperons l'ensemble des minéraux gonflant sous l'action de l'éthylène glycol sous la dénomination unique de "smectite".

Une analyse semi-quantitative des différents minéraux argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) a été effectuée sur les diffractogrammes tels que ceux présentés sur la Figure 47. Cette quantification est basée sur une détermination de l'aire des pics caractéristiques de ces minéraux à l'aide du logiciel Macdiff (Petschick, 1999) sur les diffractogrammes obtenus après traitement à l'éthylène glycol.

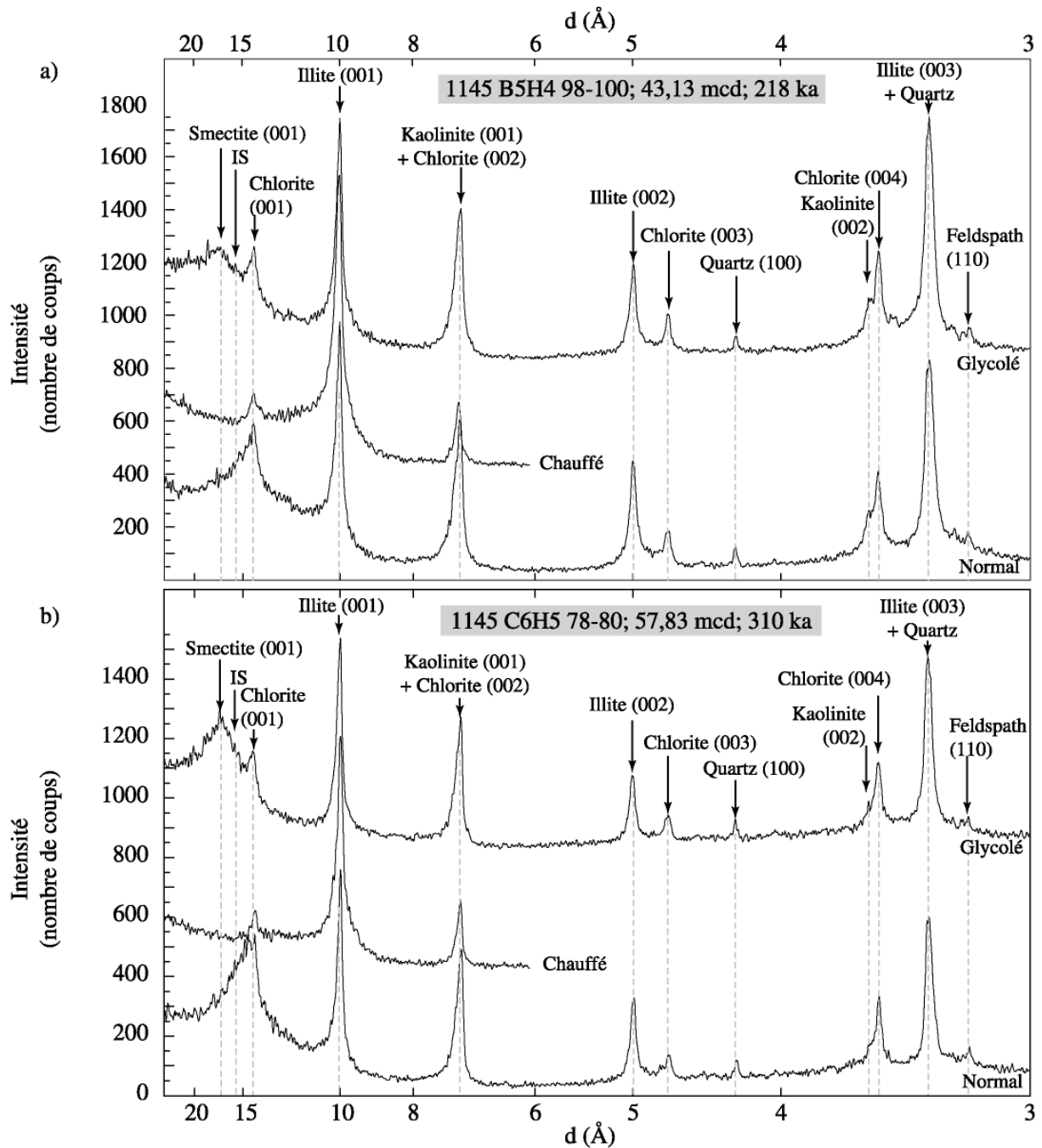


Figure 47 : présentation de 2 exemples de spectres de DRX caractéristiques du site 1145. a) échantillon B5H4 98-100 (43,13 mcd) à faible teneur en smectite ; b) échantillon C6H5 78-80 (57,83 mcd) à forte teneur en smectite.

En travaillant sur deux échelles de temps différentes, 450 ka et 2 Ma, nous avons obtenu un enregistrement à très haute résolution des variations récentes du cortège argileux (en profitant des forts taux de sédimentation des 3 sites) ainsi qu'une vision globale de ces variations sur l'ensemble du Pléistocène. Dans les sous-chapitres suivants, nous verrons comment ces différents minéraux varient au cours du temps. L'étude des trois sites, 1144, 1145 et 1146 sera développée sur 450 ka. En revanche, sur les échelles de temps plus longues, seul le site 1146 sera présenté.

1.1. Évolution minéralogique au cours des derniers 450 ka

Les analyses du cortège argileux du site 1144 ont été effectuées pour les derniers 400 ka avec une résolution temporelle moyenne de 2 ka. L'évolution de la proportion des différentes argiles identifiées est reportée sur la Figure 48. L'illite qui représente 30 à 60% de la fraction inférieure à 2 μm et la smectite 7 à 46% sont les minéraux prédominants. La chlorite et la kaolinite sont moins bien représentées, évoluant respectivement entre 11-34% et 5-24% (Tableau 3). Ces résultats sont similaires avec les résultats des 140 derniers ka présentés sur le même site par Tamburini et al. (2003) (moyennes illite : 45% ; chlorite : 15% ; kaolinite : \sim 10% et smectite (sans IS): \sim 12%). D'une manière générale, pour les derniers 400 ka, aucun changement systématique de la minéralogie du cortège argileux ne peut être observé pour ce site en rapport avec les alternances glaciaires/interglaciaires (Figure 48).

Les analyses du cortège argileux des sites 1145 et 1146 ont été effectuées avec des résolutions temporelles différentes. Le site 1145 a été étudié sur 450 ka à très haute résolution, \sim 1 ka, alors que le site 1146 a été étudié à plus faible résolution, \sim 3,8 ka, mais sur 2 Ma. Ainsi, il était possible d'observer à la fois les variations minéralogiques de façon très précise sur les derniers cycles climatiques mais également sur l'ensemble du Quaternaire.

Les intervalles de variations des différentes argiles de ces deux sites sont identiques (Tableau 3). L'illite et la smectite sont les minéraux argileux dominants et représentent en moyenne plus de 70% du cortège argileux. Au contraire du site 1144, ces deux sites se caractérisent par des proportions plus importantes en smectite qu'en illite. La chlorite et la kaolinite sont de moindre importance avec des teneurs moyennes respectives de 20 et 10% (Tableau 3).

Tableau 3 : intervalles de variation et moyennes des teneurs en chlorite, illite, smectite et kaolinite pour les sites 1144, 1145 et 1146 au cours des derniers 450 ka.

	Sites	Chlorite	Illite	Smectite	Kaolinite
Intervalles de variations	1144	11-34 %	30-60 %	7-46 %	5-24 %
	1145	13-27 %	24-44 %	20-58 %	3-14 %
	1146	9-33 %	23-43 %	21-55 %	2-19 %
Moyennes	1144	21 %	39 %	28 %	13 %
	1145	20 %	33 %	40 %	7 %
	1146	18 %	31 %	41 %	10 %

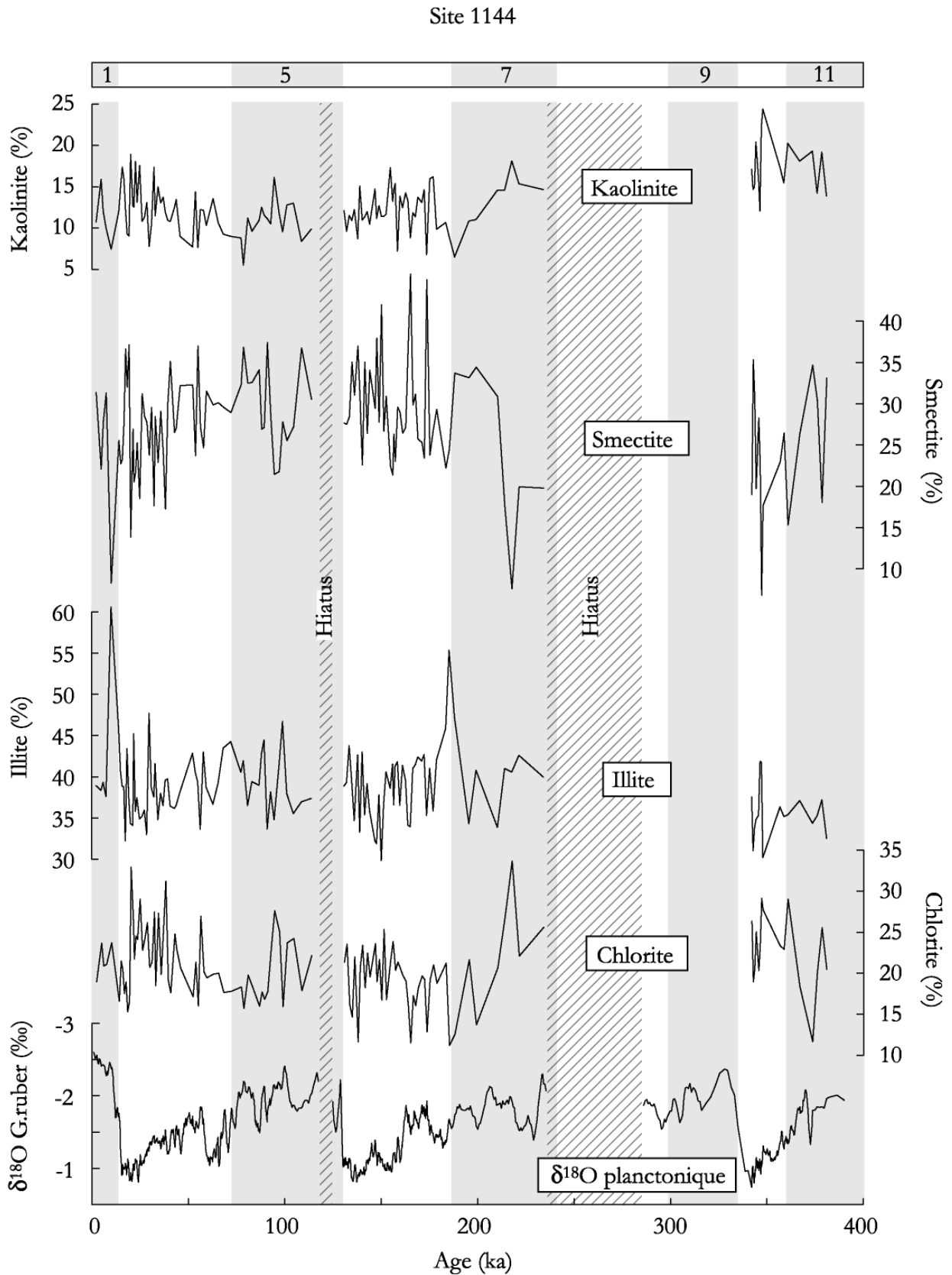


Figure 48 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction $<2\mu m$ en fonction du temps et comparaison avec l'enregistrement $\delta^{18}O$ (‰) des foraminifères planctoniques (*G.ruber*) pour les derniers 450 ka du site 1144. Les parties hachurées représentent des hiatus et les bandes grisées les stades interglaciaires.

Site 1145

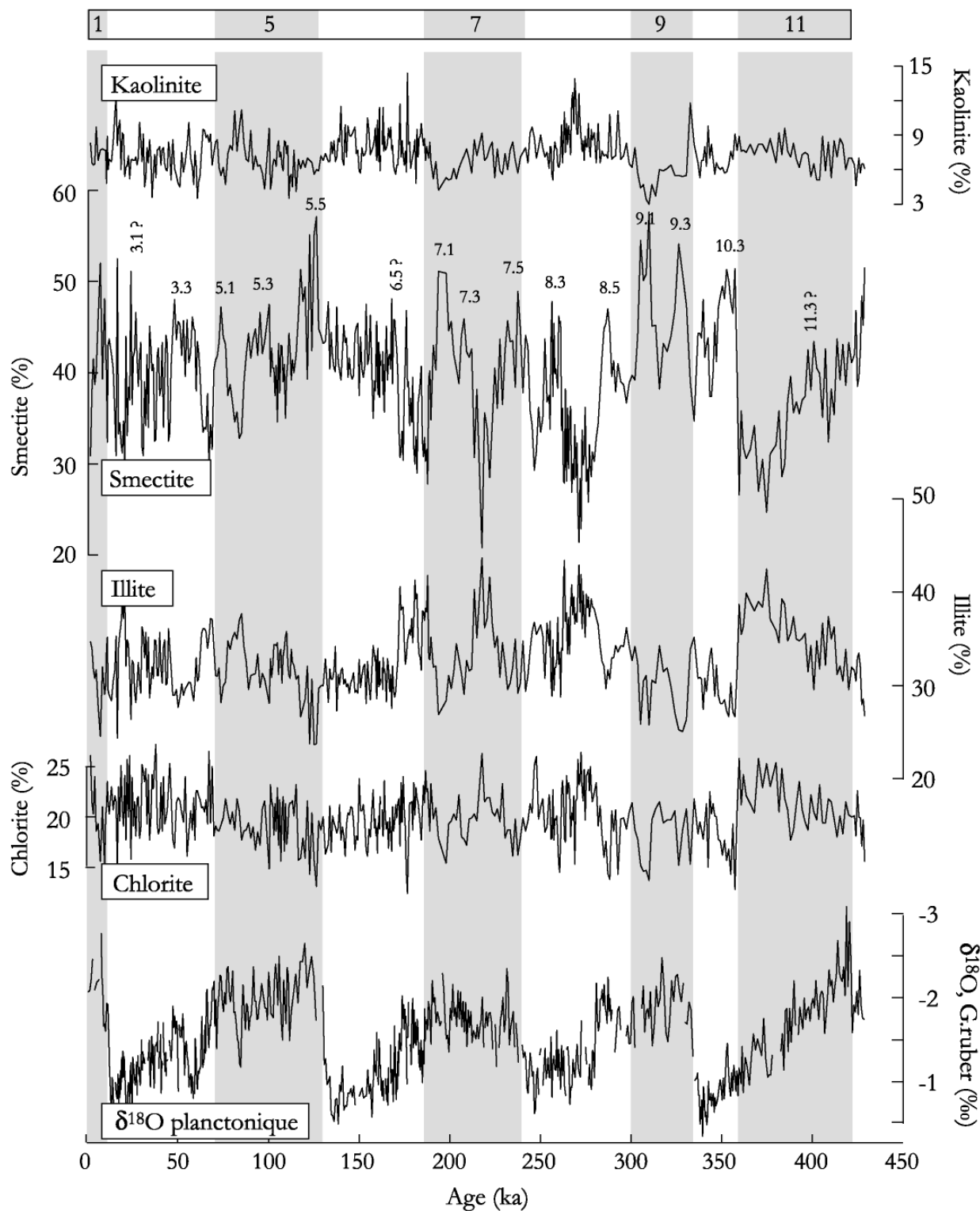


Figure 49 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction $<2\mu\text{m}$ du site 1145, en fonction du temps et comparaison avec l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (*G. ruber*) pour les derniers 450 ka. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires.

Site 1146

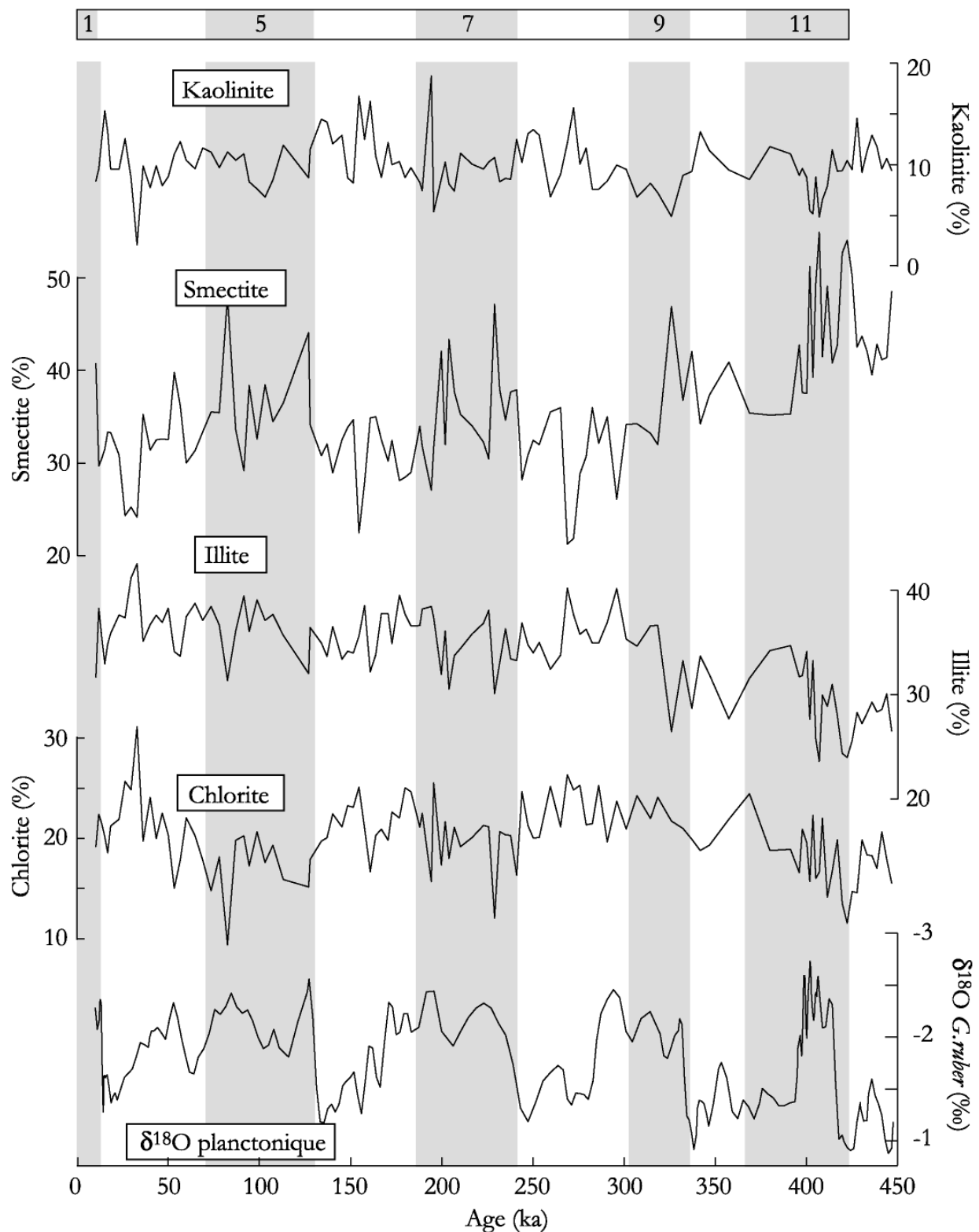


Figure 50 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction $<2\mu\text{m}$ du site 1146, en fonction du temps et comparaison avec l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (*G. ruber*) pour les derniers 450 ka. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires.

Pour les sites 1145 et 1146, l'illite et la chlorite varient parallèlement et sont en opposition avec l'évolution de la smectite. Cette dernière est le minéral qui présente les plus fortes amplitudes de variation. Pour le site 1145, les teneurs en smectites ne varient pas de façon systématique avec les alternances glaciaires/interglaciaires (Figure 49). Les maximums des teneurs en smectite, pouvant représenter plus de 55% de la fraction inférieure à 2 μm , sont observables au cours de la majeure partie des sous-stades chauds tant interglaciaires (1, 5.1, 5.3, 5.5, 7.1, 7.3, 7.5, 9.1 et 9.3) que glaciaires (3.3, 8.3, 8.5 et 10.3) (Figure 49).

Pour le site 1146, la faible résolution temporelle des analyses d'argiles ne permet pas d'identifier l'ensemble des maximums des teneurs en smectite mis en évidence sur le site 1145. Nous pouvons toutefois noter que les augmentations de teneurs en smectites surviennent lors des sous-stades isotopiques "chauds" des périodes interglaciaires (Figure 50) en accord avec ce qui est observé pour le site 1145. Pour les 2 sites, les variations de la kaolinite sont très faibles. Elles semblent suivre celles de l'illite et de la chlorite mais sont à considérer avec précautions car elles sont dans la barre d'erreur de 5% de la méthode analytique (Figures 49 et 50).

La multiplicité des sources, des processus de transports et la dilution des argiles les unes par les autres rendent difficiles la mise en évidence des relations entre les variations au cours du temps d'un minéral et ses causes paléoclimatiques (Gingele et al., 1998). Afin de résoudre ce problème, nous avons utilisé un rapport entre les argiles. Les variations de l'illite et de la chlorite étant opposées à celles de la smectite, et la kaolinite ne présentant par ailleurs pas de variation significative, le rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) a été utilisé afin de rendre compte des changements minéralogiques au sein du cortège argileux.

Au cours des 450 derniers ka, le rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1144 oscille entre 0,1 et 1 (Figure 51). Tout comme les teneurs en chacune des espèces d'argiles prises séparément, il n'y a pas de liens entre les variations de ce rapport minéralogique et les oscillations climatiques glaciaires/interglaciaires.

Pour les sites 1145 et 1146, les rapports smectite/(illite+chlorite) présentent des évolutions similaires (Figure 51), oscillants entre 0,3 et 1,55. Comparés aux variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G. ruber*), ils ne présentent pas non plus de relations avec les alternances glaciaires/interglaciaires. Seule une faible augmentation des valeurs de ce rapport minéralogique pour le site 1146 se devine au cours des stades interglaciaires.

Au contraire, il existe une très bonne corrélation entre les variations du rapport smectite/(illite+chlorite) et la courbe d'insolation reçue par les basses latitudes (20°N) calculée pour le mois de septembre, en accord avec l'augmentation des teneurs en smectite lors des sous-stades isotopiques chauds des périodes interglaciaires observée précédemment.

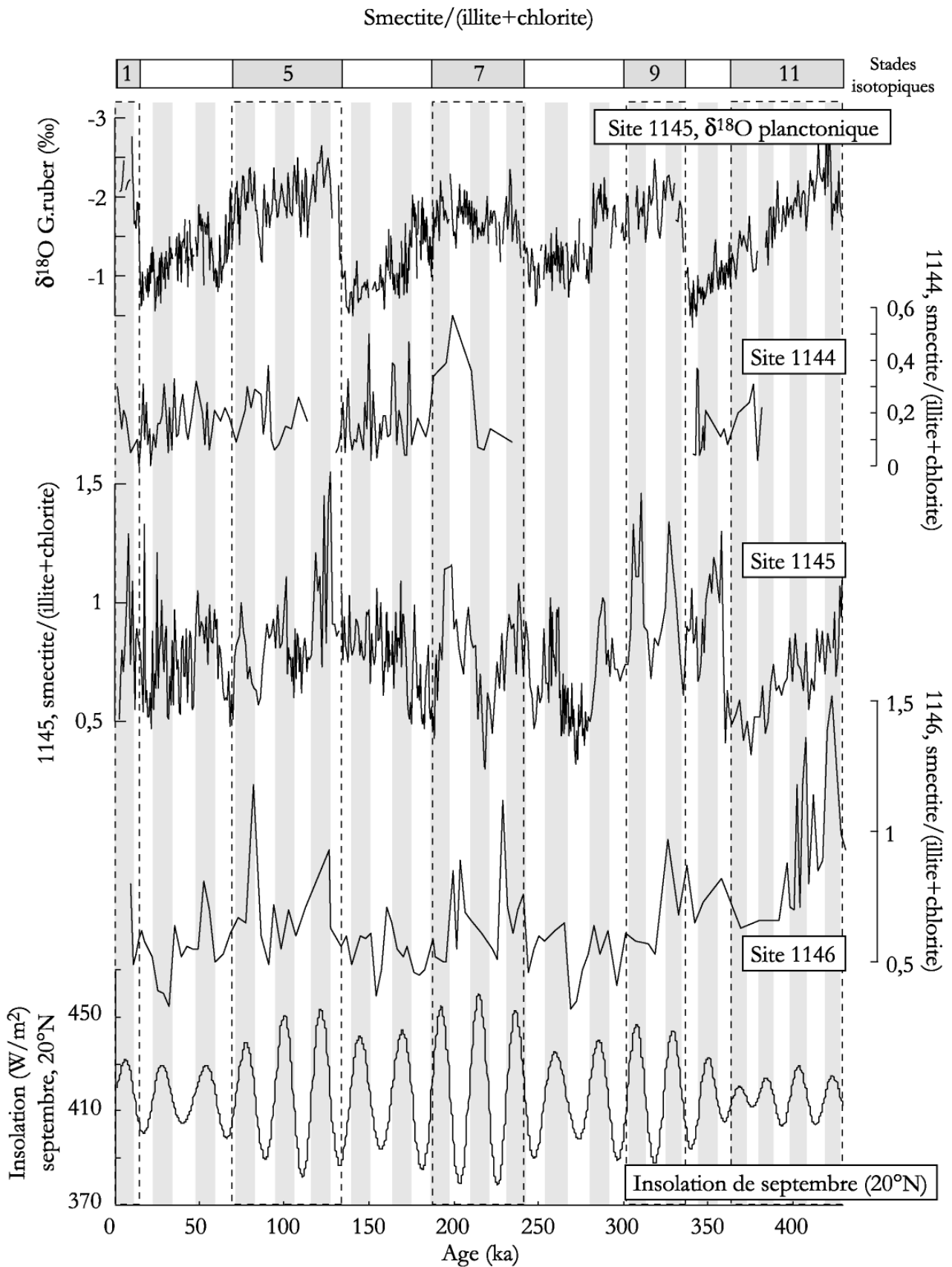


Figure 51 : évolution des rapports smectite/(illite+chlorite) au cours des 450 derniers ka pour les sites 1144, 1145 et 1146, en comparaison avec les variations de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (‰) et la courbe d'insolation de septembre calculée pour les basses latitudes. Les bandes grisées correspondent aux périodes d'insolation maximales, et les pointillés symbolisent les limites des stades isotopiques.

Pour le site 1145, excepté au cours des stades isotopiques 6 et 11, où les variations sont moins importantes, tous les pics de la courbe d'insolation sont associés à une augmentation du rapport smectite/(illite+chlorite). Les variations minéralogiques du site 1146 présentent des variations similaires, bien que la basse résolution ne permette pas une aussi bonne corrélation avec la courbe d'insolation que ce qui est observé au niveau du site 1145 (Figure 51).

Pour le site 1144, le rapport smectite/(illite+chlorite) ne présente pas de variations similaires à celles obtenues pour les sites 1145 et 1146. Aucun changement systématique de ce rapport minéralogique avec la courbe d'insolation ne peut être mis en évidence (Figure 51).

La cristallinité de l'illite peut aussi apporter des informations sur les conditions paléoenvironnementales (Chamley, 1989) et sur l'état de diagenèse du sédiment au cours de l'enfouissement (Kübler et Jaboyedoff, 2000). Elle est estimée à partir de la mesure de la largeur à mi-hauteur du pic de l'illite (001) à 10 Å. D'une manière générale, elle augmente au cours des processus d'hydrolyse et diminue au cours du métamorphisme. Ainsi, une illite non altérée ou ayant subi un métamorphisme aura une bonne cristallinité (indice de cristallinité faible) lors qu'une illite sédimentaire hydrolysée sera caractérisée par un pic de diffraction large et donc par un fort indice de cristallinité.

Pour le site 1144, l'indice de cristallinité oscille entre 0,25 et 0,6 au cours des derniers 450 ka. Il présente des valeurs plus fortes lors des stades isotopiques 2, 5.3 et 6 (Figure 52). La cristallinité de l'illite des sites 1145 et 1146 est présentée sur la Figure 52. Les valeurs obtenues pour les deux sites sont comparables. Plus faibles que pour le site 1144, ils oscillent entre 0,16 et 0,28.

Concernant, le site 1146, les données ne présentent pas de correspondance avec les oscillations glaciaires/interglaciaires ni la courbe d'insolation. Seule une tendance à l'augmentation des valeurs entre les stades 11 et 5 est notable. Pour le site 1145, dont la résolution temporelle des analyses est plus importante, l'indice de cristallinité de l'illite varie quant à lui avec les alternances glaciaires/interglaciaires. Les stades interglaciaires se caractérisent par un indice de cristallinité plus faible que les stades glaciaires, indiquant un niveau d'hydrolyse moins important des minéraux (Figure 52).

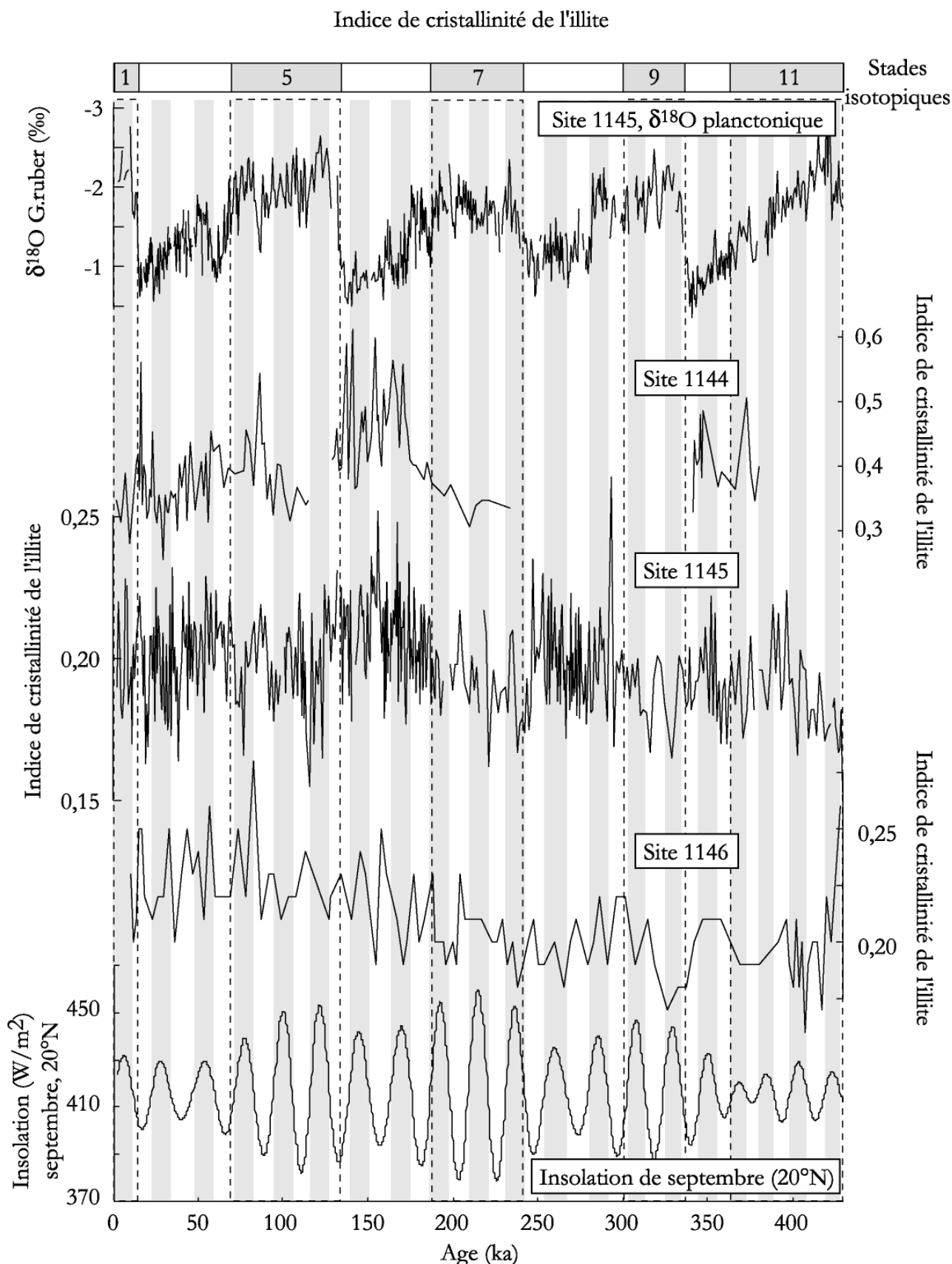


Figure 52 : évolution de l'indice de cristallinité de l'illite des sites 1144, 1145 et 1146 en fonction de l'âge (ka), au cours des derniers 450 ka. Sont également représentés le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G.ruber*) du site 1145 et la courbe d'insolation d'été calculée pour les basses latitudes (20°N). Bandes grisées et pointillées : voir figure 5.

1.2. Évolution minéralogique au cours des 2 derniers millions d'années

L'analyse du cortège argileux sur 2 Ma a été effectuée pour le site 1146 (Figure 53). La smectite (21 à 60%) et l'illite (21 à 43%) sont les deux minéraux prédominants. Elles représentent ensemble plus de 70% (en moyenne) de la fraction inférieure à 2 μm . Les teneurs en chlorite et kaolinite sont plus faibles, oscillant entre, respectivement, 9-31% et 2-19%, pour des moyennes de 18% et 10%.

Les proportions d'illite et de chlorite présentent des variations similaires et diminuent significativement au cours des périodes interglaciaires. Les variations des teneurs en smectite sont opposées à celles de l'illite et de la chlorite et se caractérisent par de plus larges amplitudes. Chaque pic de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*), associé à un réchauffement climatique global, est marqué par une augmentation des teneurs en smectite (Figure 53).

Comme sur 450 ka, les teneurs en kaolinite ne présentent pas de changement significatif et l'utilisation du rapport smectite/(illite+chlorite) (Figure 54) permet de rendre compte des variations de proportions des minéraux du cortège argileux. Ce rapport oscille entre 0,32 et 1,73, autour d'une valeur moyenne de 0,84. Très similaire à la courbe des teneurs en smectite, ce rapport augmente lors des périodes interglaciaires et des minima de la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques. La cristallinité de l'illite varie entre 0,162 et 0,276 (moyenne 0,21) et à l'inverse du site 1145 sur 450 ka, ne semble pas présenter de lien avec les variations glaciaires/interglaciaires.

Sur 2 Ma, le rapport smectite/(illite+chlorite) suit strictement les variations des teneurs en smectite et présente des tendances permettant d'identifier 3 périodes (Figure 54) :

- ✓ 2-1,2 Ma : le rapport smectite/(illite+chlorite) varie rapidement avec une tendance à la baisse de ses valeurs, passant en moyenne de 0,9 à 0,6.
- ✓ 1,2-0,4 Ma : changement brusque de signal. Entre 1,2 et \sim 0,85 Ma, les valeurs du rapport augmentent soudainement pour retrouver des valeurs supérieures à 1. Les amplitudes des variations et leurs longueurs d'onde sont plus grandes. Entre 0,85 et 0,4 Ma, après une nouvelle augmentation, les valeurs du rapport diminuent.
- ✓ 0,4-0 Ma, une diminution brusque des valeurs autour de 0,4 Ma ramène le rapport smectite/(illite+chlorite) à des valeurs proches de 0,6.

Site 1146

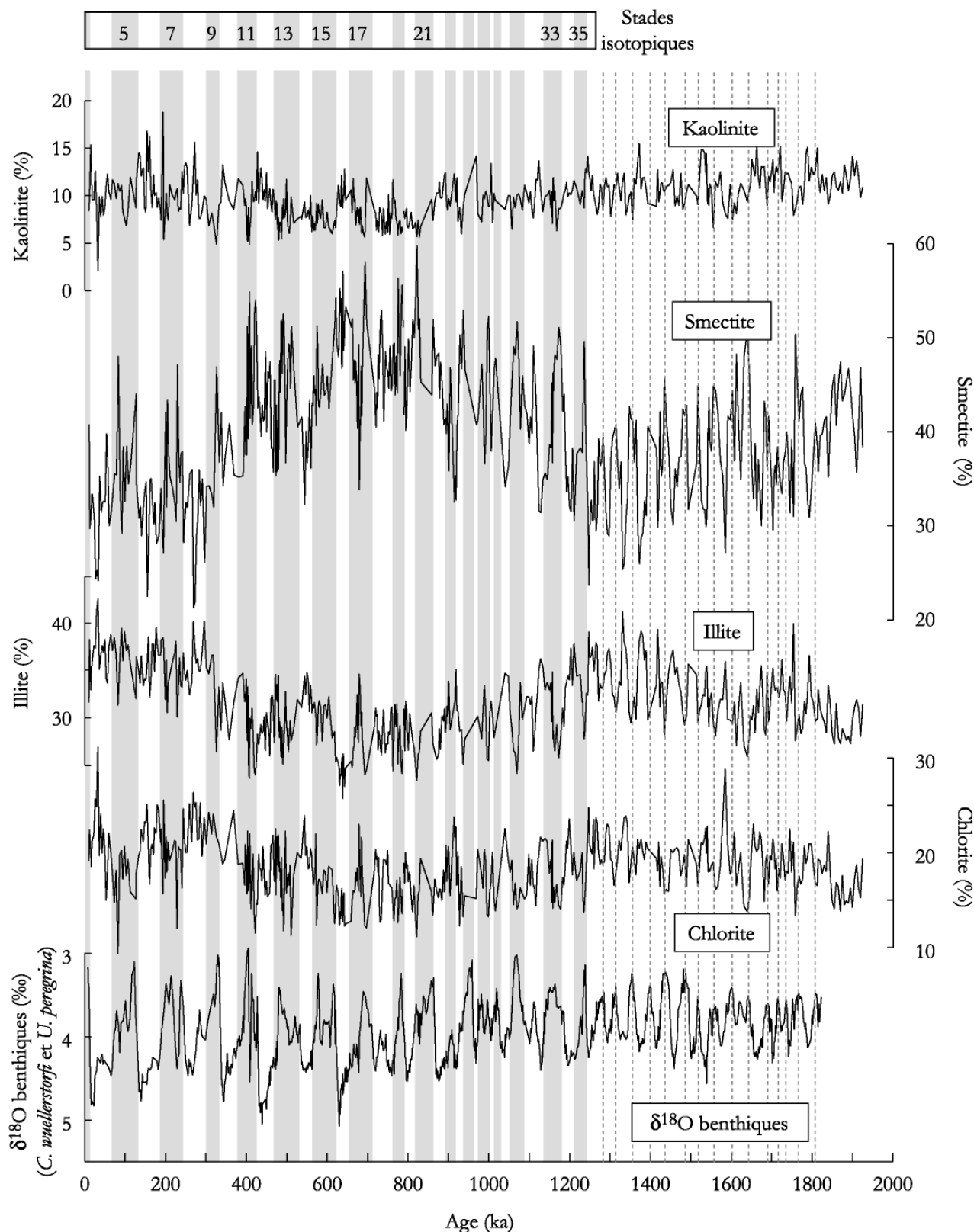


Figure 53 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> du site 1146, en fonction du temps pour les 2 derniers Ma. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires ; les pointillés marquent les minima de $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*) avant 1,2 Ma.

L'indice de cristallinité de l'illite du site 1146, sur de longues échelles de temps, oscille entre 0,162 et 0,276, autour d'une moyenne de 0,206 (Figure 54). Les grandes tendances au cours des 2 derniers Ma sont opposées à celles du rapport smectite/(illite+chlorite) avec des minimums de valeurs de l'indice de cristallinité atteints entre 0,4 et 0,8 Ma, période où les valeurs du rapport sont maximales. Dans le détail, l'indice de cristallinité de l'illite ne semble pas présenter de lien avec les variations glaciaires/interglaciaires. Les augmentations majeurs du rapport smectite/(illite+chlorite) sont souvent associées à une diminution de l'indice de cristallinité.

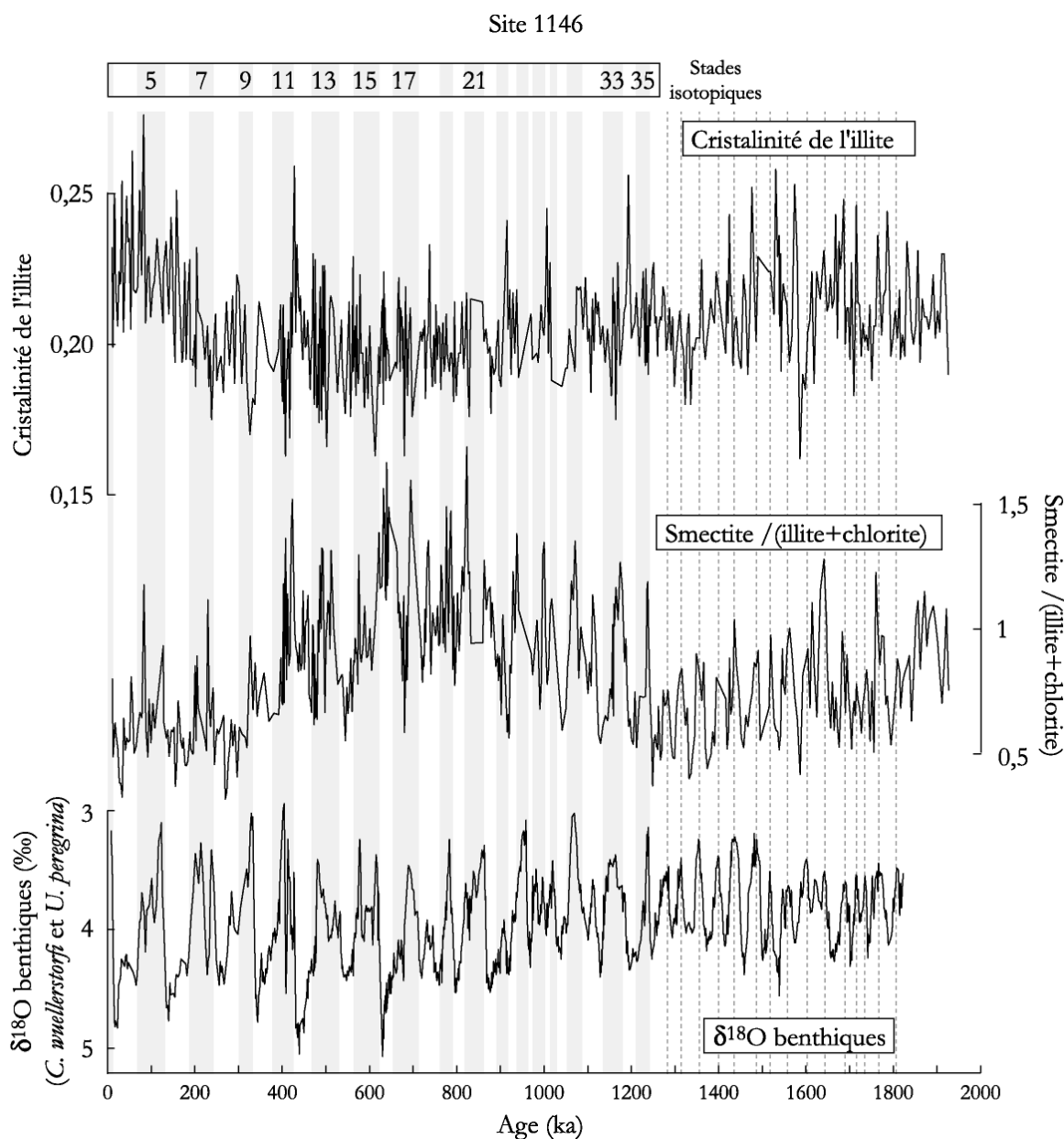


Figure 54 : évolution de l'indice de cristallinité de l'illite et du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146, en fonction du temps pour les 2 derniers Ma. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires ; les pointillés marquent les minima de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*) avant 1,2 Ma.

1.3. Analyses spectrales des signaux minéralogiques

Comme pour la granulométrie des sites 1144 et 1146, l'observation des variations du cortège argileux des sites 1145 et 1146 suggère des cyclicités d'ordre climatique. Des analyses spectrales de Blackman-Tukey et en ondelettes ont donc été appliquées aux rapports smectite/(illite+chlorite) des sites 1145 et 1146, respectivement sur 450 ka et 2 Ma.

Le spectre de fréquences du site 1145 (Figure 55-a) indique l'existence de cyclicités à 114, 52, 38 et 23 ka. Ces périodicités sont attribuables, d'après les travaux de Berger (1977), Briskin et Harrel (1980) et Chappel (1973), aux changements des paramètres orbitaux de l'excentricité (période fondamentale observée à 113 ka), de l'obliquité (période fondamentale observée 41 ka et période secondaire observée 51 ka) et de la précession (23 ka).

Ce spectre suggère une forte contribution de la précession (cyclicité à 23 ka) en adéquation avec la bonne corrélation existant entre les changements du rapport smectite/(illite+chlorite) et la courbe d'insolation calculée pour le mois de septembre à 20°N (Figure 51). Malgré une cyclicité à 114 ka attribuable à l'excentricité, nous avons vu qu'à la différence de la granulométrie variant avec les variations glaciaires/interglaciaires, les argiles ne réagissent pas de la même façon.

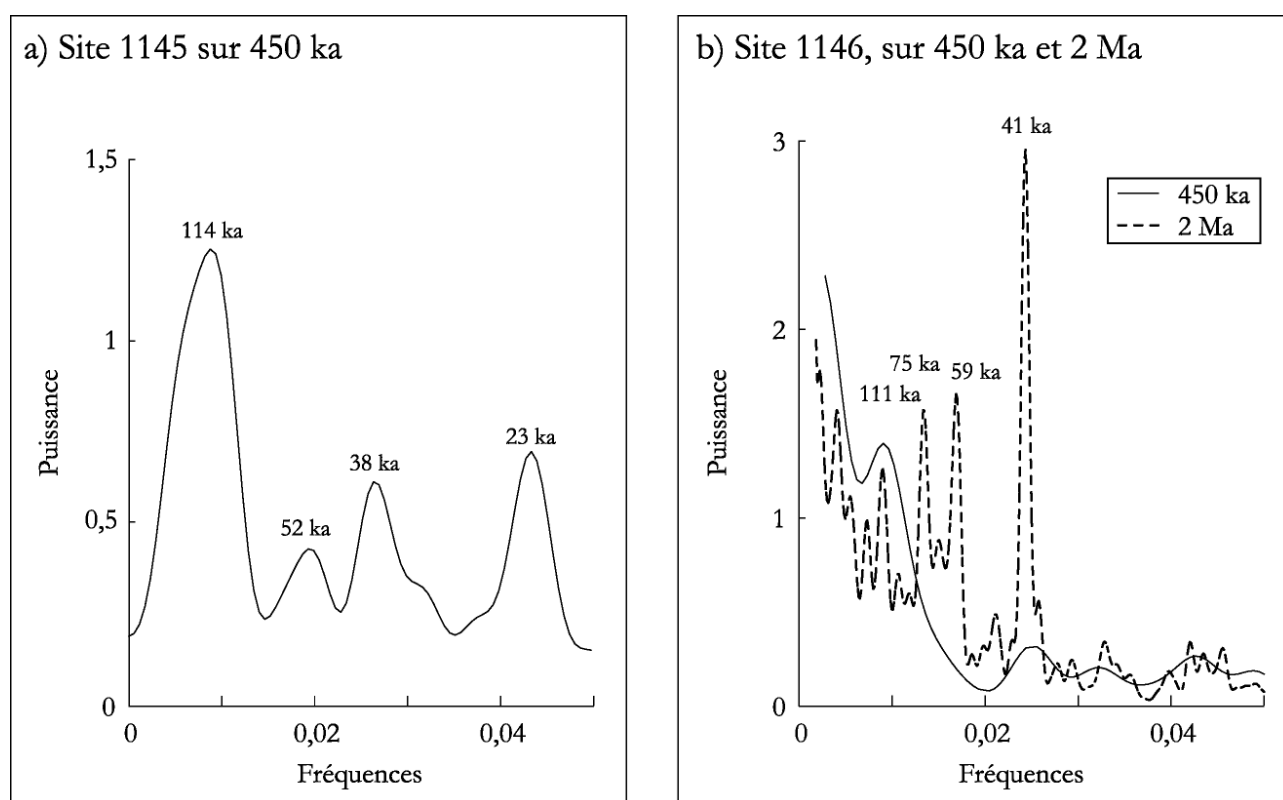


Figure 55 : analyses spectrales de type Blackman-Tukey du rapport smectite/(illite+chlorite). a) site 1145, sur 450 ka ; b) site 1146, sur 450 ka et 2 Ma.

Le site 1146, sur 450 ka, présente une seule cyclicité notable, à 111 ka (Figure 55b). La faible résolution d'étude de ce site (en moyenne 3,8 ka) ne permet probablement pas de voir la cyclicité à 23 ka comme sur le site 1145. Sur une plus longue échelle de temps, 2 Ma, le spectre de fréquence du site 1146 indique des cyclicités à 111, 75, 59 et 41 ka. Les cyclicités à 111 et 41 sont assimilables à celles de Milankovitch. Notons la prédominance du cycle à 41 ka nettement plus important en puissance. Les cycles à 75 et 59 ka n'ont pas pour le moment d'explication, mais se retrouvent à la fois dans le cortège argileux et la granulométrie (cf. chapitre II).

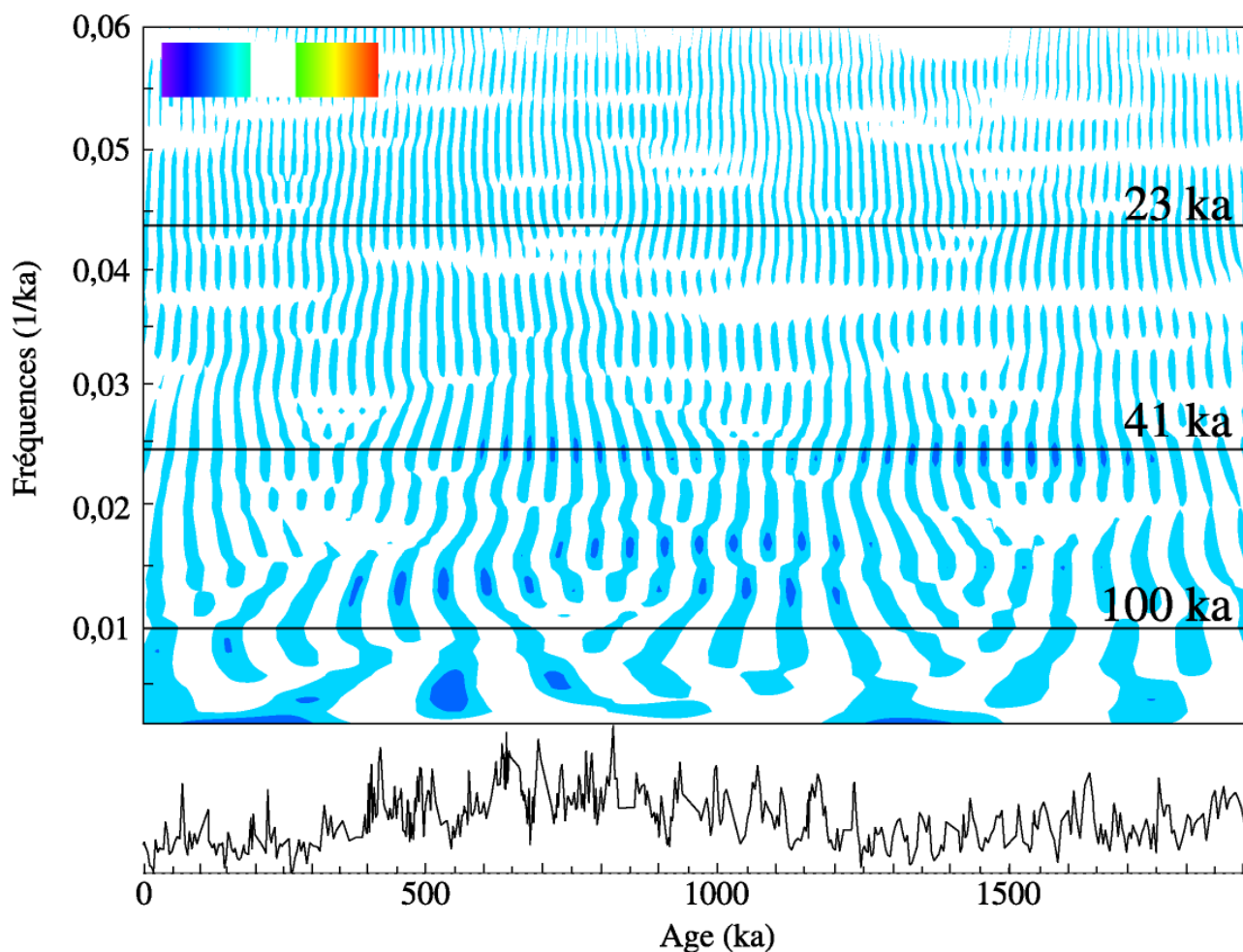


Figure 56 : spectres en ondelettes du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146 pour les 2 derniers Ma. Plus les couleurs sont foncées, plus les périodes sont présentes. Les traits horizontaux représentent les 3 périodicités principales de Milankovich (23, 41 et 100 ka).

L'analyse en ondelettes sur 2 Ma du site 1146 est présentée sur la Figure 56. Parmi les cyclicités de Milankovitch, seule la périodicité à 41 ka est visible. Nous retrouvons deux cyclicités à 60 et 75 ka déjà observées sur les enregistrements de granulométrie ainsi que le découpage en 3 périodes :

- ✓ 2-1,2 Ma : exclusivité de la périodicité à 41 ka, aucune autre cyclicité n'est apparente.
- ✓ 1,2-0,4 Ma : la transition autour de 1,2 Ma est rapide. La périodicité à 41 ka disparaît, relayée par des cyclicités à 60 et 75 ka. Alors que le cycle à 41 ka réapparaît vers 0,9 Ma, les cycles à 60 ka disparaissent vers 0,7 Ma.
- ✓ 0,4-0 Ma : apparition d'une cyclicité proche de celle de l'excentricité définie par Milankovitch à 113 ka. Sur cette période de temps, c'est la seule périodicité visible.

Nous avons ensuite focalisé notre étude sur cette dernière période, 0-0,4 Ma, et avons appliqué l'analyse en ondelettes sur le rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) du site 1145. Grâce à la résolution plus fine de l'enregistrement (en moyenne 1 ka), nous pouvons déceler des cyclicités non visibles sur la Figure 56. Ainsi, nous observons la présence de cyclicités à 23 ka continues sur la totalité de l'enregistrement (chapitre III-1.1 ; Figure 57). Les cyclicités à 41 ka sont fortement représentées à la base de l'enregistrement, puis diminuent jusqu'à disparaître vers 150 ka. À noter la forte présence de périodicités à 100 ka.

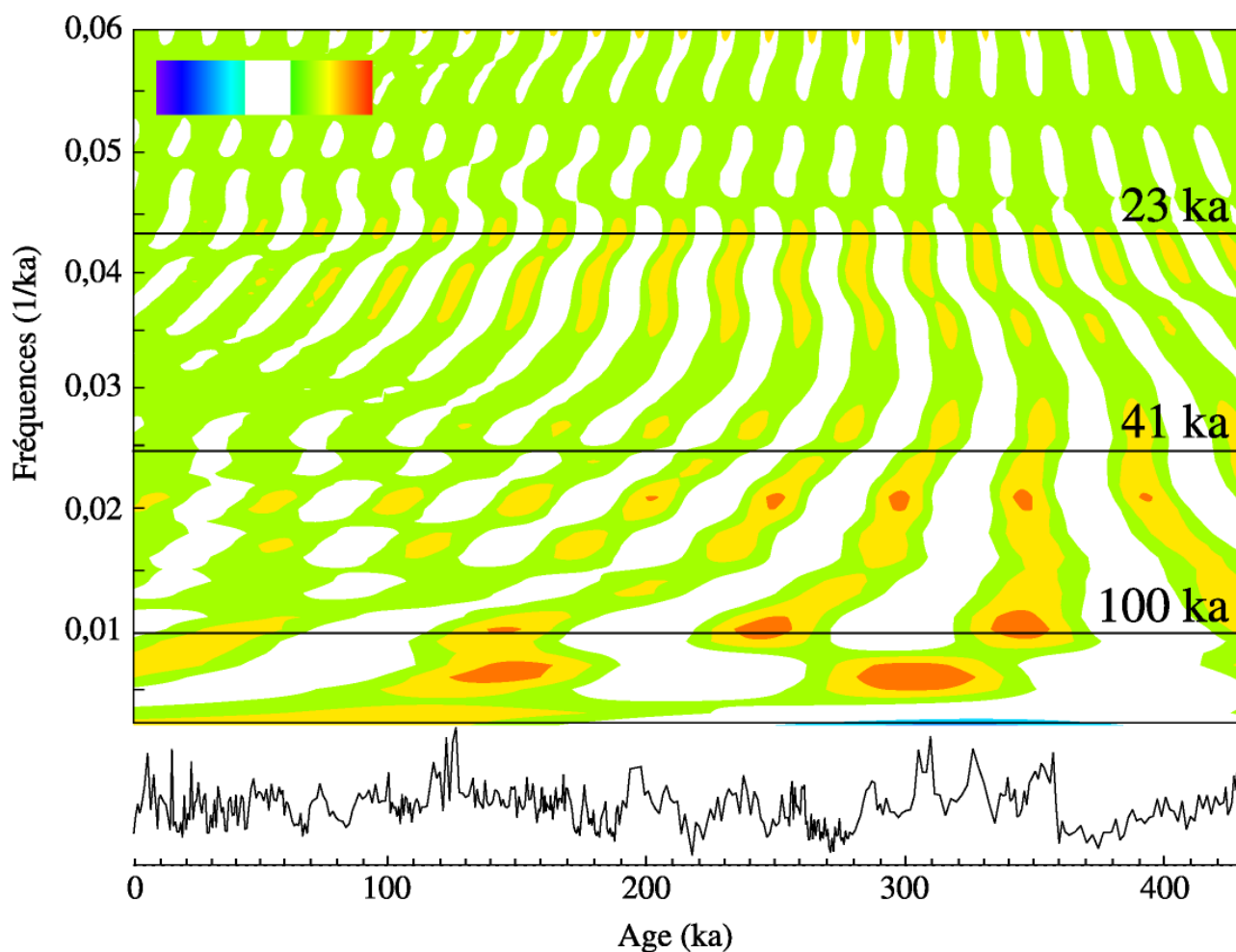


Figure 57 : spectres en ondelettes du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1145 pour les derniers 450 ka. Plus les couleurs sont foncées, plus les périodes sont présentes. Les traits horizontaux représentent les 3 périodicités principales de Milankovitch (23, 41 et 100 ka).

L'analyse semi-quantitative des sites 1144, 1145 et 1146 révèle la présence de 4 minéraux argileux principaux : la chlorite, l'illite, la smectite et la kaolinite. Pour les trois sites, la smectite et l'illite sont les minéraux prédominants, représentant près de 70% de la fraction <2 µm. Les variations de la teneur en smectite sont opposées à celles de l'illite et de la chlorite. La kaolinite ne présente pas de variation significative, autorisant l'utilisation du rapport smectite/(illite+chlorite) pour rendre compte des variations minéralogiques du cortège argileux.

L'étude du site 1145 a permis de mettre en évidence qu'au cours des derniers 450 ka, le rapport smectite/(illite+chlorite) varie avec l'insolation d'été calculée pour les basses latitudes selon une cyclicité à 23 ka mais ne présente pas de lien notable avec les variations glaciaires/interglaciaires.

Les variations du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146 sur 2 Ma, présente une évolution en 3 temps, identique à celle observées sur les enregistrements de granulométrie :

- 1,8-1,2 Ma : le rapport est faible et oscille suivant une cyclicité à 41 ka ;*
- 1,2-0,4 Ma : les valeurs du rapport augmentent jusqu'à atteindre un maximum autour de 0,8 Ma avant de revenir à des valeurs faibles. Le signal minéralogique varie selon des cyclicités à 41, 60 et 75 ka ;*
- 0,4-0 Ma : le rapport minéralogique est à nouveau faible et varie suivant une forte cyclicité à 100 ka.*

2. Signification des variations du signal minéralogique et définition des zones sources potentielles du sédiment en MCS

Afin de pouvoir interpréter les changements de composition minéralogique des trois sites 1144, 1145 et 1146, il est nécessaire de comprendre les processus permettant la formation des minéraux argileux sur le domaine sud-est asiatique et d'établir les signatures minéralogiques des zones sources potentielles des sédiments alimentant la MCS.

En effet, la nature des minéraux argileux présents dans les sols dépend fortement du climat, de la topographie et de la géologie du bassin versant (Chamley, 1989). Le climat, qui conditionne la température et les précipitations sur le continent, influe sur les taux d'humidité indispensables à l'hydrolyse de minéraux. De même, il conditionne la végétation qui, associée à la topographie, donne au

bassin ces capacités de drainage et de lessivage des sols. Par ailleurs, la nature des roches mères et leurs compositions chimiques influent aussi considérablement sur les minéraux formés lors de l'altération.

Nous allons donc dans ce chapitre, nous intéresser aux relations entre les argiles et le climat, avant de regarder les signatures minéralogiques des zones sources autour de la MCS et d'en discuter leur rôle au niveau des apports sédimentaire sur la marge nord.

2.1. Variations des teneurs en argiles en fonction du climat

Les sédiments argileux marins superficiels des zones à forts taux d'accumulation, sont souvent considérés comme détritiques, produits de l'érosion des roches et des sols à terre et n'ayant pas ou peu été altérés par la diagenèse (ex : Gingele, 1996 ; Chamley, 1997 ; Vanderaveroet et al., 1999). Dans la mesure où l'on sait qu'il n'y a pas eu de variations de source de sédiment, la nature et la composition en argiles des sédiments marins sont alors susceptibles de fournir des informations sur les types d'érosion et leurs intensités, et donc sur les changements paléoenvironnementaux ayant affecté le continent. L'étude du cortège argileux de sédiments marins a ainsi été largement utilisée pour des reconstitutions paléoenvironnementales (ex. Petschick et al., 1996 ; Fagel et al., 1997 ; Colin et al., 1998 ; Thamban et al., 2002).

D'une façon générale, deux groupes principaux de minéraux argileux peuvent être distingués : 1) l'illite et la chlorite, et 2) la smectite et la kaolinite.

Le premier groupe (illite et chlorite) dérive de la dégradation partielle de muscovite ou de biotite abondant principalement dans les roches ignées et les formations métamorphiques. Ces deux minéraux peuvent aussi provenir du remaniement des séries sédimentaires des bassins versants d'alimentation où elles ont une origine détritique ou diagénétique (Chamley, 1989). La chlorite peut aussi résulter de l'érosion de roches métamorphiques de faibles degrés dans lesquelles elle peut être abondante.

La smectite et la kaolinite sont issues de l'hydrolyse des minéraux décrit précédemment, dans les régions à faible dénivelé où s'accumulent les produits de l'érosion. Plus le drainage des sols est important, plus les minéraux vont perdre leurs cations. Dans les régions tropicales à fortes précipitations du domaine sud-est asiatique, les sols sont généralement à granulométrie fine (argiles) et fortement évolués. En effet, plus l'altération chimique est intense, plus le degré de fragmentation des minéraux est important. De la même manière, l'altération s'accompagne du lessivage d'éléments chimiques. L'ordre de migration des éléments majeurs dans un profil d'altération d'un granite est généralement : (Cl, S) - Ca - Na - Mg - K - Si - (Fe, Al) (Huang et al., 1996). Une synthèse de l'évolution de ces minéraux est représentée sur le schéma de la Figure 58 : l'altération des feldspaths et micas

produit, avec l'augmentation des conditions d'hydrolyse et l'appauvrissement en cations, la formation de minéraux de plus en plus lessivés, dans l'ordre, chlorite, illite, smectite puis kaolinite.

Le climat joue un rôle important sur le type d'érosion. Les régions soumises à une érosion physique intense (hautes latitudes, domaines d'altitude, zones désertiques...) délivrent essentiellement des minéraux primaires de type illite et chlorite aux bassins sédimentaires adjacents. Au contraire, lorsque l'érosion chimique est intense (basses latitudes, régions de plaines...), l'hydrolyse des minéraux est importante et il se forme des minéraux secondaires tels que la smectite et la kaolinite en fonction des conditions de drainage des bassins versants et des roches mères.

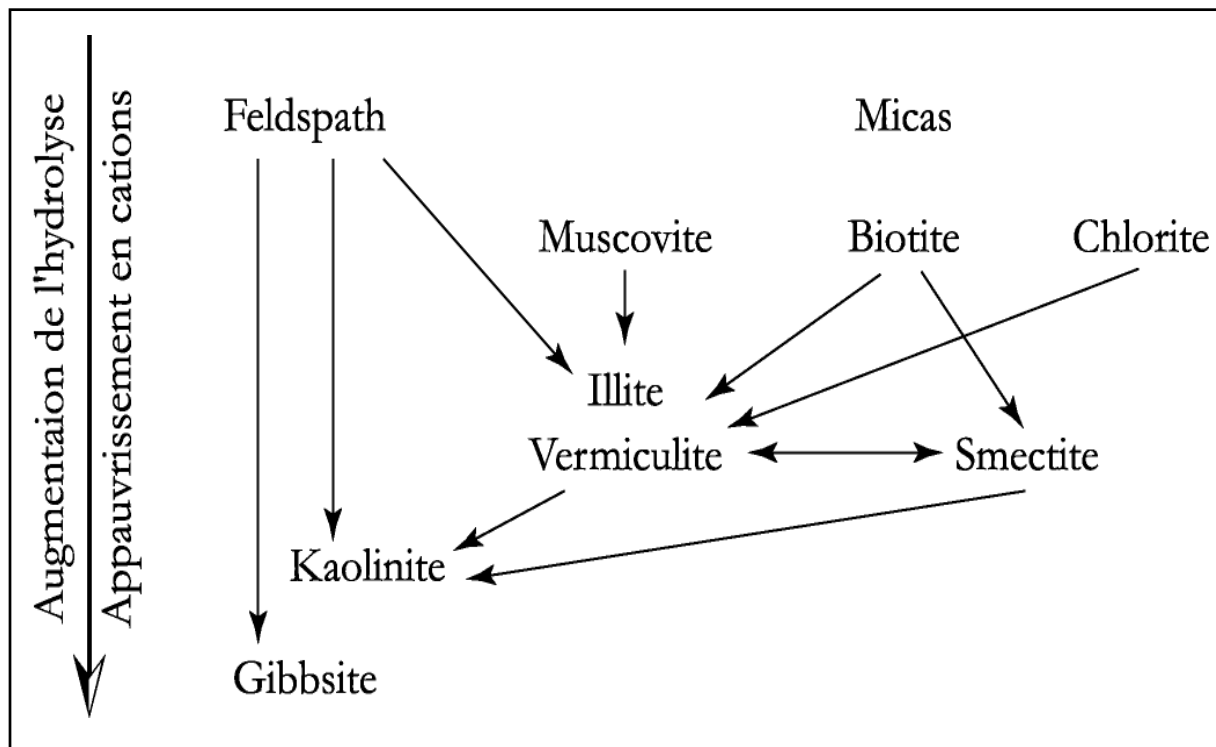


Figure 58 : évolution minéralogique type se produisant dans les sols en fonction des conditions de l'hydrolyse.

À source sédimentaire constante, une première hypothèse considérant que les variations minéralogiques sont dues à l'intensité de l'hydrolyse affectant le continent nous permettrait d'utiliser le rapport smectite/(illite+chlorite) comme traceur des changements de conditions d'hydrolyse à terre, traduisant ainsi la balance entre l'altération chimique et l'érosion physique. Notons tout de même que les phénomènes d'altération et de dépôt ne sont pas forcément simultanés. En effet, si, entre la formation ou l'érosion des minéraux à terre et leur sédimentation dans le bassin, le sédiment reste piégé sur le continent, il existera alors un décalage temporaire voire même une possibilité de mauvaise interprétation des variations minéralogiques.

L'intensité de l'hydrolyse des minéraux augmente principalement avec l'humidité et dans une moindre mesure avec la température. Les périodes associant une augmentation d'humidité et de température sont les périodes de prédominance de la mousson d'été. Ces dernières devraient donc s'accompagner d'une augmentation du rapport smectite/(illite+chlorite).

Nous avons vu que le rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1145 sur 450 ka variait avec l'insolation de septembre calculée pour les basses latitudes (20°N). Ceci est cohérent avec la littérature qui associe les périodes d'insolation maximale aux périodes d'intensification de la mousson d'été qui se traduiraient alors par des augmentations des précipitations sur le domaine asiatique (ex : Prell et Kutzbach, 1987 ; Clemens et al., 1991). Ceci se traduirait par une augmentation de la production de minéraux secondaires (smectite et kaolinite) tel que cela a été observé aux larges des grands fleuves asiatiques comme l'Irrawaddy (Colin et al., 1999 et 2001) ou le Mékong (Liu et al., soumis).

La production de smectite dans les sols, liée à l'intensité de l'hydrolyse et se faisant principalement à partir de roches de types granitiques ou métamorphiques n'est pas instantanée. Or les données présentent des variations de teneurs en smectite très importantes (parfois plus de 20% de la fraction <2 µm) et quasiment synchrones avec les pics d'insolation. Il semble ainsi peu probable que de telles quantités de matériel puissent être créés aussi rapidement (et qui plus est à partir d'un matériel déjà très lessivé comme en possède le bassin de la rivière des Perles avec près de 50% de kaolinite) et transportés directement sur les sites d'étude.

Par ailleurs, l'intensité de l'hydrolyse n'est pas la seule source de smectite. Les roches volcaniques s'altèrent chimiquement en smectite (Chamley, 1989) et ce, quelques soient les conditions climatiques. Un exemple peut être trouvé en Islande et dans les sédiments de l'Atlantique Nord. Située à plus de 65°N l'Islande produit des sédiments très riches en smectites, jusqu'à 100% du sédiment (Parra et al., 1985 et 1987) alors que les conditions d'hydrolyse sont peu favorables.

Le lessivage des minéraux issus de l'altération des granites ou des roches métamorphiques n'est donc pas la seule source possible de smectite et il apparaît que la géologie des différents bassins versants autour de la MCS peut avoir un impact sur le cortège argileux. Il est donc nécessaire de s'intéresser aux différentes sources potentielles de minéraux argileux susceptibles de fournir des sédiments à la marge nord.

2.2. Identification des sources potentielles des minéraux argileux en MCS

2.2.1. Contribution des apports sédimentaires de la côte NW de la MCS

Les trois sites étudiés se trouvent au large de l'embouchure de la rivière des Perles qui est le tributaire le plus important de la MCS (Milliman et Meade, 1983). Le choix des emplacements des sites de forage a été influencé par la proximité de l'embouchure de la rivière des Perles, considérée comme une source majeure de sédiments pour la marge nord de la MCS (ex. Wang et al., 1999 ; 2000)

Les sols se formant sur le bassin versant de la rivière des Perles sont, d'une manière générale, fortement lessivés. Le principal minéral retrouvé dans ces sols est la kaolinite (Singer, 1988 et 1993 ; Lan et al., 2003) (Tableau 4). Par ailleurs, la composition minérale des sédiments dérivés du continent asiatique est globalement caractérisée par une forte présence d'illite et de chlorite (Chen, 1978). La smectite reste dans toutes ces études un minéral très peu présent et peu représentatif du bassin de la rivière des Perles.

Des prélèvements de sédiments de rivière ont été effectués le long de la rivière des Perles (4 sites, 16 échantillons) et des rivières Han Jiang (2 sites, 7 échantillons) et Min Jiang (2 sites, 6 échantillons) (Figure 59). Ces échantillons correspondent à des sédiments de surface, collectés suivant les sites, depuis le chenal jusqu'aux plaines d'inondation.

Les résultats de l'analyse semi-quantitative pour les trois rivières indiquent une forte prédominance de la kaolinite (en moyenne 51%) associée à de l'illite (32%) et de la chlorite (15%) (Tableau 4). Sur l'ensemble de ces échantillons, la smectite ne représente en moyenne que 2% de la fraction inférieure à 2 μm .

Ces résultats confirment les études précédentes qui indiquaient de très faibles teneurs en smectite dans les bassins versants des fleuves drainant le secteur sud-est asiatique et alimentant la marge nord de la MCS. Les fortes teneurs en kaolinite sont en adéquation avec la prépondérance des sols ferrallitiques et monosialitiques se développant dans la partie centrale du bassin versant de la rivière des Perles (Singer, 1988). Pour les trois bassins versants échantillonnés, la présence notable de l'illite et de la chlorite ne peut provenir que d'une érosion physique importante de la partie est du continent asiatique dont la géologie indique de très nombreuses roches granitiques (Singer, 1988).

Tableau 4 : analyses semi-quantitatives du cortège argileux de 29 échantillons de sédiments de rivière des provinces de Guangdong et Fujian.

Province	Rivière	Site	Nbre d'éch.	Chlorite (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)
Guangdong	R. des Perles	Jiangmen	4	19	34	2	45
Guangdong	R. des Perles	Queshang	3	15	32	6	47
Guangdong	R. des Perles	Zhaoqing	4	11	25	0	64
Guangdong	R. des Perles	Deqing	5	16	36	0	48
Guangdong	Han Jiang	Chenghai	3	5	16	0	79
Guangdong	Han Jiang	Chaozhou	4	5	15	0	80
Fujian	Min Jiang	Mawei	3	8	20	0	71
Fujian	Min Jiang	Minhou	3	11	28	2	59

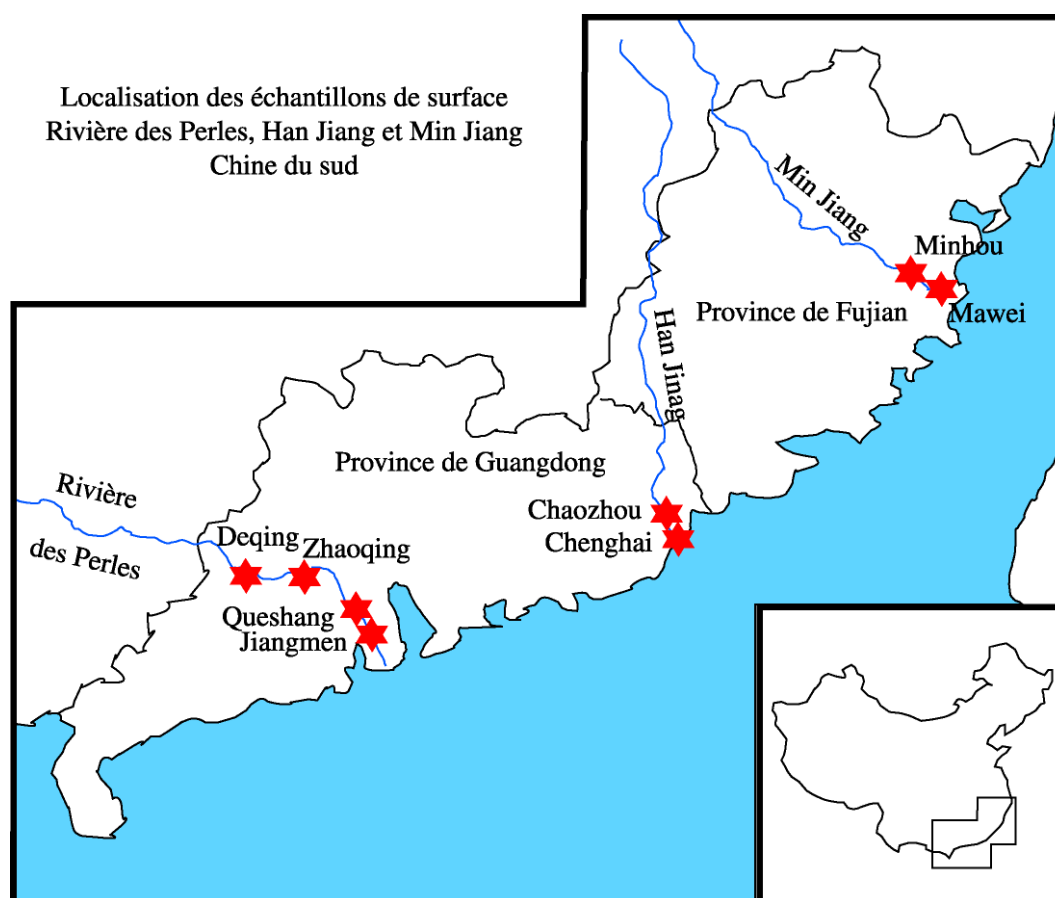


Figure 59 : carte de localisation des sites de prélèvement d'échantillons de rivières alimentant la MCS.

Le phénomène de la sédimentation différentielle permet aux smectites de flotter plus longtemps (ex : Eisma et van der Marel, 1971 ; Gibbs, 1977) et peuvent dans certains contextes géologiques être la cause d'une augmentation de la teneur en smectite dans les sédiments marins depuis l'embouchure des fleuves jusqu'au large. Dans notre cas, il n'est pas envisageable que ce mécanisme puisse expliquer les teneurs moyennes en smectites mesurées au niveau des sites 1145 et 1146 compte tenu de la quasi-

absence de ce minéral dans les rivières drainant le secteur est du continent asiatique (rivière des Perles, Han Jiang et Min Jiang).

Il se pose alors différents problèmes : 1) comment la rivière des Perles, quelque soit sa charge (premier tributaire de MCS), peut-elle être la source des 28 à 41% (en moyenne) de smectites que l'on retrouve au niveau des sites 1145 et 1146 ? ; 2) Si la rivière des Perles n'est pas la source de ces smectites, d'où viennent-elles ? ; et 3) que deviennent les 50% de kaolinite présents sur le bassin versant qui ne constituent que 7 à 13% des argiles déposées sur la marge nord de la MCS ?

La MCS est un bassin relativement petit et faiblement ouvert sur les bassins environnants, avec des courants océaniques de surface s'inversant de façon saisonnière. Des études basées sur des trappes à sédiments dans cette zone de la MCS (Jennerjahn et al., 1992; Wiesner et al., 1996) ont montré que les apports sédimentaires au bassin se faisaient pendant la mousson d'hiver et suggèrent que les courants induits par les forts vents de cette période peuvent jouer un rôle non négligeable dans le transport des sédiments.

Peu d'études ont, jusqu'à présent, été réalisées sur les sédiments argileux de la MCS et les données minéralogiques de la bibliographie sont rares. Une carte de la répartition des minéraux argileux dans le bassin a été proposée par Chen (1978) afin de définir la provenance des sédiments. D'après lui, le sédiment déposé sur la marge nord de la MCS résulte d'une confrontation entre du matériel crustal provenant de l'érosion du continent asiatique (essentiellement des chlorites et des illites), et une source volcanique (smectites) considérée comme étant l'arc indonésien. Cette hypothèse a, par la suite, été reprise par d'autres auteurs (Tamburini et al., 2003 ; Liu et al., 2003).

Ceci pourrait être une explication du gradient minéralogique existant entre le site 1144 et les deux autres, 1145 et 1146. En effet, le site 1144 enregistre les plus fortes teneurs en chlorite illite et kaolinite, caractéristique du continent asiatique. A partir des données granulométriques sur sédiment total, nous avons déjà émis l'hypothèse que la position géographique du site 1144 permettait l'enregistrement préférentiel des variations du sédiment provenant de la plate-forme. Au contraire, les sites 1145 et 1146 se situent plus loin de la plate-forme et à un endroit où le talus continental est moins abrupt que celui du site 1144. Il se peut donc qu'ils enregistrent préférentiellement les variations minéralogiques d'autres sources que celles de la plate-forme nord de la MCS.

Hormis la rivière des Perles et les sources volcaniques, les autres sources potentielles sont la MCE, qui recueille les sédiments du Yangtsé et du fleuve Jaune ; les îles de Taiwan et de Luzon ; et le Mékong et le fleuve Rouge qui drainent une partie de la péninsule indochinoise.

2.2.2. Sources potentielles de sédiments d'origine crustale à la MCS

La mer de Chine de l'Est

Les sédiments issus de l'érosion du continent asiatique sont caractérisés par de grandes quantités d'illite et de chlorite (Chen, 1978). L'action hydrolysante du climat décroissant avec la latitude, les teneurs en illite et chlorite augmentent du sud vers le nord pour devenir majoritaires pour le fleuve Jaune. Plusieurs études en MCE (Kolla et al., 1980 ; Aoki et al., 1983, Vagner, 2001) nous indiquent des teneurs en illite comprises entre 50 et 70%, augmentant vers le large ; des teneurs en chlorite comprises entre 20 et 40%, qui elles, diminuent en se rapprochant de la fosse d'Okinawa, située au pied de la plate-forme de la MCE. La smectite et la kaolinite ne sont que très faiblement présentes (environ 5% chacune).

Ces résultats indiquent que les argiles provenant de la MCE, ne peuvent pas expliquer les teneurs en smectite élevées que l'on retrouve sur la marge nord de la MCS. Nous allons maintenant voir si la MCE participe aux apports d'illite ou de chlorite en MCS.

La morphologie particulière de la MCS n'autorise qu'un passage permettant aux courants de transporter des sédiments vers le sud depuis la MCE : le détroit de Taiwan. Or, au cours des changements du niveau marin, lors des alternances glaciaires/interglaciaires, une baisse d'environ 45-50 m (cf. chapitre I-5 ; Voris, 2000) suffisait à fermer presque complètement le bassin, interdisant la connexion de la MCS avec la MCE par le détroit de Taiwan.

Par ailleurs, au cours du DMG, de faibles taux de sédimentation ont été mis en évidence en MCE (Xu et Oda, 1999). Ils seraient dus à une diminution de l'érosion à terre suite à l'augmentation de l'aridité du continent (Wang et al., 1997) associée à l'influence moins importante de la mousson d'été responsable des précipitations sur le continent. Bien que le courant ouest-Pacifique Kuroshio ait été continuellement présent au cours du DMG (Xu et Oda, 1999), cela traduit l'impossibilité de transporter des sédiments en grande quantité depuis la MCE en période froide.

Le rapport smectite/(illite+chlorite) sur 450 ka ne présente pas de variations significatives entre les périodes glaciaires et interglaciaires. Ceci exclut donc une contribution importante d'illite et de chlorite venant de la MCE qui, si elle existait, se manifesterait par des variations franches des teneurs en illite et chlorite lors de la fermeture du détroit de Taiwan.

Par ailleurs, sur 2 Ma, le rapport smectite/(illite+chlorite) augmente généralement pendant les périodes interglaciaires ce qui est également en totale contradiction avec des apports de matériel terrigène en abondance depuis la MCE.

Les îles de Taiwan et de Luzon

Les sédiments de l'île de Taiwan sont répartis de part et d'autre de la chaîne centrale. Les dépôts peuvent atteindre 5000 m d'épaisseur par endroits (Biq et al., 1985) et sont des sédiments de type flysch (Chamley et al., 1993). Un échantillonnage des différentes formations indique que le matériel argileux est représenté par cinq familles de minéraux : l'illite et la chlorite sont majoritaires (respectivement, 40-60% et 25-40% de la fraction <math><2\mu\text{m}</math>) ; vient ensuite la smectite représentant entre 0 et 15% (produit de l'érosion de formations ophiolitiques et basaltiques) puis la kaolinite et les inter-stratifiés. Ces deux dernières familles de minéraux étant presque partout absents ou ne dépassant jamais 5% (Chamley et al., 1993 ; Figure 60).

Nous avons vu précédemment (chapitre I) que les principaux fleuves de Taiwan se jetaient à l'ouest de l'île. Or cette partie est très faiblement productrice de smectite. Seule l'érosion des formations basaltiques appartenant à l'arc volcanique de Taiwan-Luzon produit des smectites le long de la côte est de Taiwan (Figure 60). L'illite et la chlorite sont prédominantes car la surrection rapide de l'île induit une très forte érosion physique limitant la formation de sols et ainsi la dégradation des minéraux en smectite ou kaolinite.

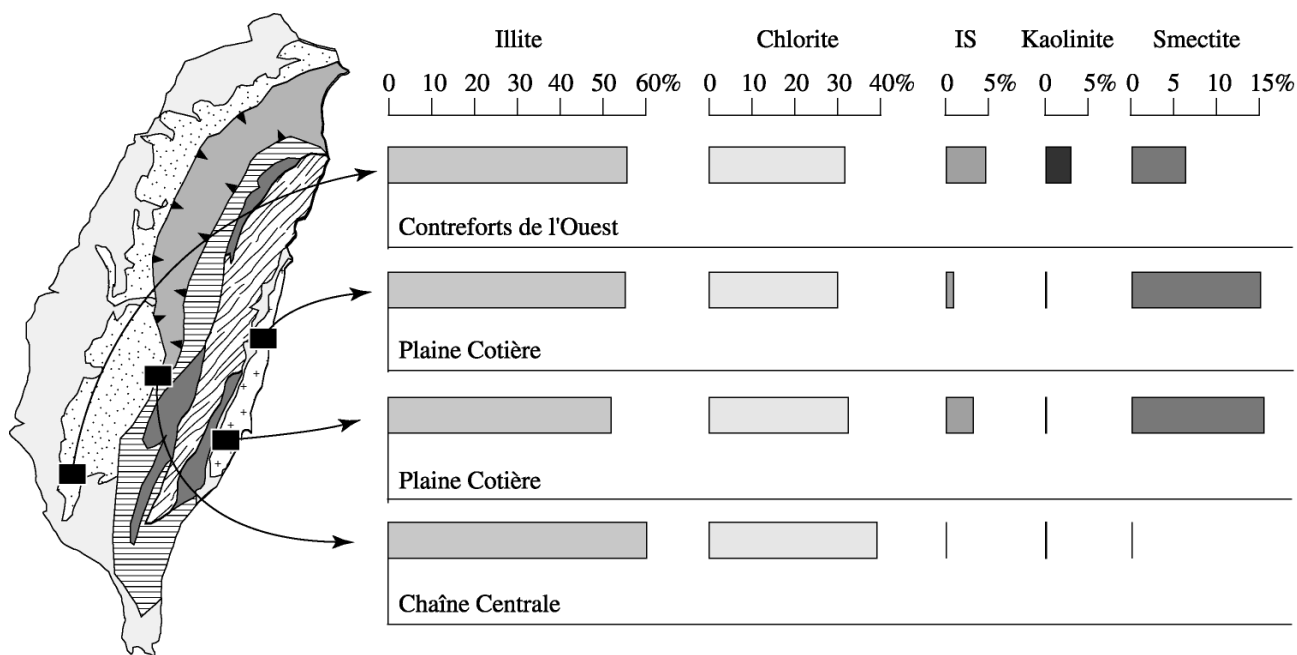


Figure 60 : localisation des coupes étudiées dans les provinces géologiques de Taiwan et assemblages argileux (d'après Chamley et al., 1993). Description des formations géologiques, cf. Figure 9.

La faible participation des sédiments de Taiwan à la sédimentation des sites étudiés peut être confirmée par le fait qu'en période interglaciaire, telle que la période actuelle, malgré la présence d'une dérive littorale de surface vers le sud facilement observable par imagerie satellite, des études montrent que les flux de particules provenant de la MCE, en profondeur semble être redirigés au nord de Taiwan

vers la fosse d'Okinawa (Hung et al., 1999) et que dans le détroit de Taiwan, les concentrations particulières les plus importantes se trouvent sur le chemin du courant profond qui remonte le détroit vers le nord en longeant l'ouest de Taiwan (Tseng et Shen, 2003).

Par ailleurs, en période de bas niveau marin, la morphologie de la plate-forme coupe une grande partie des apports venant de Taiwan en direction de la MCS. Seuls des apports provenant du sud de l'île sont alors possibles. Nous devrions donc retrouver dans les enregistrements des sites 1144 et 1146 moins de matériel taiwanais et moins d'illite et de chlorite. Or ce n'est pas ce que nous observons. De plus, si Taiwan était une source prédominante de sédiment pour la marge nord, nous ne pourrions pas expliquer la relation entre la minéralogie et la courbe d'insolation. Si l'insolation augmente, les précipitations sur l'île augmentent. Ceci se traduit par l'intensification des taux d'érosion physique de l'île apportant plus d'illite et de chlorite au bassin. Mais ce n'est pas le cas non plus sur les sites 1145 et 1146 puisque les teneurs en smectite augmentent lors périodes de forte insolation.

L'île de Luzon forme la partie septentrionale de l'archipel des Philippines. Sur sa côte est, elle est principalement formée de roches ignées ou métamorphiques, productrices d'illites et de chlorites (Chen, 1978). Cette minéralogie se retrouve en mer dans les sédiments pacifiques avec une prédominance de chlorite présentant des teneurs de plus de 25% (Kolla et al., 1980).

Ces deux îles, Taiwan et Luzon, n'expliquent donc pas non plus les teneurs en smectite que l'on retrouve sur les 3 sites, mais peuvent être des sources non négligeables d'illite et de chlorite.

Le fleuve Rouge et le Mékong

Les sols couvrant les régions de plaines de l'Indochine sont fortement lessivés (Figure 15). Les principaux minéraux argileux sont la kaolinite et la smectite. Dans la partie centrale de la plaine du Mékong, les sols sont bisialitiques (Figure 10). De plus, à l'embouchure et sur toute la partie méridionale de la péninsule indochinoise se trouvent de nombreuses formations basaltiques (Figure 5), sources de smectites. Les argiles holocènes de la plate-forme et du talus, au large du Mékong sont majoritairement dominées par la smectite (~38% de la fraction inférieure à 2 μm) attestant de forts apports en smectite de ce fleuve (Liu et al., soumis). Cependant, la particularité du fleuve Rouge et du Mékong est qu'ils ne drainent pas seulement les terrains lessivés de leurs régions de plaines. En effet, le fleuve Rouge coule le long d'une grande faille et draine des terrains métamorphiques à illite, chlorite et quartz, tandis que le Mékong, beaucoup plus long, prend sa source au niveau de la chaîne himalayenne et transporte également beaucoup d'illite, chlorite et quartz.

Les déserts d'Asie centrale

Les vents du nord, prédominants en périodes de forte mousson d'hiver (stades glaciaires ou insolation faible), sont chargés des minéraux constituant les plateaux arides de lœss du centre de la Chine. Les formations de lœss sont majoritairement composées de quartz (>60% en poids). Dans la fraction inférieure à 2µm la majorité des particules sont des argiles dont 30 à 60% d'illite, 10 à 30% de smectite, 1 à 20% de kaolinite et 2 à 10% de chlorite (Pesci, 1990).

Nous avons déjà vu dans le chapitre précédent concernant la dynamique en MCS que les apports éoliens ne jouaient pas de rôle important au niveau de la sédimentation sur la plate-forme nord. Les informations minéralogiques confirment qu'ils ne peuvent pas être une source importante de smectite mais indiquent au contraire qu'ils peuvent fournir des illites en abondance.

Au vu de ces descriptions, il apparaît que les différents domaines du continent ainsi que les îles considérées peuvent toutes être considérées comme des sources potentielles d'illite ou de chlorite, mais n'expliquent en aucun cas les fortes teneurs en smectite observées dans les sédiments étudiés.

2.2.3. Sources potentielles de sédiments d'origines volcaniques à la MCS

Les formations volcaniques se situent principalement au sud et à l'est de la MCS et sont formées par l'archipel des Philippines et l'archipel indonésien.

L'arc volcanique des Philippines

Excepté l'île septentrionale de Luzon, l'archipel des Philippines consiste principalement en un arc insulaire formé de matériel ophiolitique, suite à la collision entre la plaque Philippine et la marge eurasiennne. L'altération et l'érosion de ces formations se traduisent par des teneurs en smectite supérieures à 70% le long des côtes ouest du Pacifique (Kolla et al., 1980). Cela peut en faire une source de smectite, mais l'île de Luzon est la seule partie de l'archipel en contact direct avec la MCS, le reste apportant ses sédiments au Pacifique ouest ou aux mers de Sulu et des Célèbes. Le seul matériel volcanique en connexion directe avec la MCS est l'arc de Luzon qui s'étend depuis le sud de l'île de Taiwan jusqu'à l'extrémité méridionale de l'île de Luzon (chapitre I-2-2) et qui pourrait être un producteur important de smectite.

L'arc indonésien

Une étude de la distribution des argiles au sud de l'arc indonésien a été réalisée par Gingele et al. (2001). La fraction <2µm des sédiments de la mer de Java, en connexion avec la MCS, se caractérise par la présence de 20 à 30% de smectite et de 30 à 40% de kaolinite. Les sédiments des îles de Java et Sumatra semblent fortement marqués par l'altération des roches volcaniques qui constituent leurs bordures sud, produisant ainsi d'importantes quantités de smectites.

Un des problèmes soulevés par cette hypothèse est que les taux de sédimentation sur la marge nord de la MCS sont importants. Il semble alors peu concevable que du matériel en quantité suffisante pour être plus conséquente (jusqu'à 60% de la fraction $<2\mu\text{m}$) que les apports de la rivière des Perles (qui est le plus gros tributaire de la MCS) puisse être transporté jusqu'aux sites de forage depuis l'arc indonésien.

Afin de résumer l'ensemble de ces données, les abondances relatives des principaux minéraux de la fraction $<2\mu\text{m}$ sont présentées, pour les différentes sources dans le Tableau 5.

Tableau 5 : récapitulatif des proportions des principaux minéraux des sédiments des zones sources potentielles (- : très peu abondant ; - : faiblement abondant ; + : abondant ; + + : très abondant)

Source	Chlorite	Illite	Smectite	Kaolinite
Rivière des Perles	-	+	--	++
Taiwan	++	++	-	--
Mer de Chine de l'Est	++	++	--	--
Péninsule indochinoise	+	+	+	-
Læss	-	++	+	--
Archipel indonésien	-	+	++	++
Archipel des Philippines	-	+	++	++

L'utilisation du rapport smectite/(illite+chlorite) comme traceur de l'intensité de la balance entre érosion chimique et érosion physique ne semble pas pouvoir être appliqué dans cette étude. La rivière des perles, supposée principal fleuve alimentant le nord de la MCS, ne présente pas les caractéristiques minéralogiques pouvant expliquer les variations des enregistrements des sites 1145 et 1146. Le rapport smectite/(illite+chlorite) sera donc utilisé ici comme indicateur de sources.

Après examen des minéraux présents sur chacun des bassins et comparaison avec les résultats obtenus en mer sur les sites 1145 et 1146, la mer de Chine de l'Est et les formations de læss ont été exclues de la liste des sources majeures de sédiments pour la marge nord de la MCS. L'illite et la chlorite pourraient venir de Taiwan, du fleuve Rouge ou de la rivière des Perles alors que la smectite serait le produit de l'érosion des formations volcaniques des arcs volcaniques indonésien et philippin. Toutefois, compte tenu des distances et des taux de sédimentation des sites étudiés, il paraît peu probable que l'arc indonésien joue un rôle primordial.

Les variations du rapport smectite/(illite+chlorite) ne sont pas dans cette étude le résultat d'une balance entre érosion physique et altération chimique mais sont liées à des variations de sources du sédiment

CONCLUSION CHAPITRE III

L'analyse semi-quantitative de la minéralogie des argiles des 3 sites 1144, 1145 et 1146 révèle la présence de 4 minéraux argileux principaux : la chlorite, l'illite, la smectite et la kaolinite. Pour les trois sites, la smectite et l'illite sont les minéraux prédominants, représentant près de 70% de la fraction inférieure à 2 μm . Les teneurs en smectite varient en opposition avec celles de l'illite et de la chlorite. La kaolinite ne présente pas de variations significatives au cours du temps. Le rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) permet alors de rendre compte des changements minéralogiques s'opérant dans la fraction argileuse depuis les 2 derniers Ma.

Au cours des derniers 2 Ma, le rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146 présente une évolution en 3 temps.

- ✓ 1,8-1,2 Ma : le rapport smectite/(illite+chlorite) est faible et oscille suivant une cyclicité à 41 ka ;
- ✓ 1,2-0,4 Ma : les valeurs du rapport minéralogique augmentent jusqu'à atteindre un maximum autour de 0,8 Ma avant de revenir à des valeurs faibles. Le signal minéralogique varie selon des cyclicités de 41, 60 et 75 ka ;
- ✓ 0,4-0 Ma : observé sur le site 1145 à plus forte résolution, le rapport smectite/(illite+chlorite) varie avec l'insolation d'été calculée pour les basses latitudes selon une cyclicité à 23 ka et ne présente pas de lien important avec les variations glaciaires/interglaciaires.

Au cours des derniers 450 ka, le rapport smectite/(illite+chlorite) varie avec l'insolation de septembre calculée pour les basses latitudes selon une cyclicité à 23 ka mais ne présente pas de lien notable avec les variations glaciaires/interglaciaires. L'insolation reçue aux basses latitudes contrôle le régime des moussons asiatiques, les périodes de plus forte insolation étant caractérisées par une augmentation de l'intensité de la mousson d'été. Ceci implique qu'au sein de la fraction granulométrique fine (<2 μm), les variations minéralogiques ne sont pas fortement contrôlée par les changements relatifs du niveau de la mer mais par les changements relatifs de l'intensité des moussons est asiatique d'été et d'hiver.

Des analyses du cortège argileux de sédiments des fleuves drainant le continent asiatique (rivière des Perles, Han Jiang et Min Jiang) et susceptibles d'apporter du matériel sédimentaire à la marge nord-ouest de la MCS indiquent la prédominance de la kaolinite, de l'illite et de la chlorite ainsi que l'absence de smectite. Ces résultats sont en adéquation avec ceux obtenus dans des études antérieures (Chen et

al., 1978; Singer, 1988 et 93) et suggèrent l'existence d'une autre source pour expliquer les fortes teneurs en smectite retrouvées sur la marge nord.

Une brève revue bibliographique a permis de définir les sources potentielles des différents minéraux argileux à la MCS. Des apports importants d'illite et de chlorite depuis la MCE sont peu probables. En effet, de tels apports ne peuvent être possibles lors des périodes de bas niveau marin à cause de la fermeture du détroit de Taiwan, seule voie de communication entre la MCS et la MCE. Or des augmentations des teneurs en illite et chlorite sont observées lors des périodes glaciaires.

En revanche, nous ne pouvons pas exclure la possibilité d'une contribution en illite et chlorite provenant de l'érosion de l'île de Taiwan ainsi que du fleuve Rouge et du Mékong. Une telle contribution doit être relativement négligeable pour ce qui est des apports provenant du fleuve Rouge et du Mékong compte tenu de la morphologie de la MCS et des distances entre ces sources et les sites d'études. Par conséquent, l'érosion du continent SE asiatique et de l'île de Taiwan délivre essentiellement de la kaolinite, de l'illite et de la chlorite. La smectite ne peut alors provenir que de l'érosion des formations volcaniques des arcs indonésien et philippin. Toutefois, compte tenu des distances et des taux de sédimentation des nos sites, il paraît peu probable que l'arc indonésien joue un rôle primordial.

Le rapport smectite/(illite+chlorite) peut donc être utilisé, à l'instar de nombreuses études paléoenvironnementales ou paléocéanographiques, comme un traceur de changements de sources du matériel argileux et nous apporter des informations sur les vecteurs de transport du sédiment dans l'océan (Petschick et al., 1996 ; Bout-Roumzeilles et al., 1997 ; Gingele et al., 1998 ; Clayton et al., 1999 ; Fagel et al., 2001).

L'étude du cortège argileux a permis d'éliminer certaines hypothèses en démontrant que les argiles traduisaient des variations de sources du sédiment au cours du temps. Il reste encore trop d'incertitudes sur ces dernières et il nous est pour le moment impossible d'interpréter de façon certaine les évolutions à court et long termes du cortège argileux. Afin de compléter cette étude, il est nécessaire d'utiliser un marqueur de sources plus discriminant. C'est dans cette optique que nous avons effectué des mesures isotopiques sur les systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd.

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

IDENTIFICATION DES SOURCES DE LA FRACTION TERRIGÈNE

Les études minéralogiques et granulométriques décrites dans les précédents chapitres ne nous ont pas permis de discriminer de façon précise les sources du sédiment alimentant la marge nord de la MCS. Or une bonne compréhension du système sédimentaire étudié nécessite de déterminer les sources et les modes de transport des sédiments. Ces informations sont essentielles pour toute interprétation paléoenvironnementale basée sur la fraction terrigène de sédiments marins.

Depuis une vingtaine d'années, l'utilisation de la géochimie des systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd, s'est avérée être un moyen efficace pour identifier les sources du matériel détritique déposé dans les océans (O'Nions et al., 1983 ; Grousset et Chesselet, 1986 ; Grousset et al., 1988 ; Grousset et Biscaye, 1989 ; Bouquillon et al., 1990 ; Grousset et al., 1992 et 1993 ; Jones et al., 1994 ; Asahara et al., 1995 ; Revel, 1995 ; Revel et al., 1996 ; Fagel et al., 1999 ; Colin et al., 1999 et 2001). Nous allons de la même manière, tenter de démêler l'évolution minéralogique des enregistrements du site 1145 par l'intermédiaire de l'analyse isotopique du rubidium (Rb), du strontium (Sr) et du néodyme (Nd), éléments reflétant les signatures isotopiques des roches dont ils sont issus.

Ce chapitre se découpera en quatre parties. Nous aborderons dans un premier temps, par une brève synthèse bibliographique, la manière dont se comportent les éléments Rb, Sr et Nd au cours du cycle sédimentaire. La seconde partie concernera la présentation des résultats des mesures isotopiques faites sur la fraction terrigène du site 1145. Et enfin, les deux dernières parties nous permettront de faire l'inventaire des signatures isotopiques des différentes sources potentielles autour de la MCS avant de finalement conclure sur l'origine des sédiments de la marge nord ouest de la MCS.

CHAPITRE IV - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE - IDENTIFICATION DES SOURCES DE LA FRACTION TERRIGENE

1. Strontium, Rubidium et Néodyme

1.1. Comportement géochimique du système Rb/Sr

La géochimie des sédiments terrigènes est contrôlée par de nombreux facteurs tels que la composition des sources, l'altération chimique, les modalités de transport, la granulométrie ou la diagenèse (Fralick et Kronberg, 1997). Dans la nature, les concentrations en Rb varient entre des valeurs inférieures à 1 ppm (roches magmatiques ultra basiques ou carbonates) et des valeurs supérieures à 150 ppm (roches granitiques). Le Sr est lui aussi très peu présent dans les roches ultrabasiques (quelques ppm), mais peut atteindre plusieurs centaines de ppm dans les basaltes et même plusieurs milliers de ppm dans les carbonates. Lors de la cristallisation fractionnée, le Sr se concentre dans les plagioclases alors que le Rb reste dans la phase liquide. Le rapport Rb/Sr augmente donc avec le degré de différenciation (Faure, 1986).

Le Sr possède quatre isotopes naturels stables. Les concentrations des isotopes ^{84}Sr , ^{86}Sr et ^{88}Sr sont constantes au cours du temps alors que celle de l'isotope ^{87}Sr dépend de la désintégration radioactive par émission β de l'isotope ^{87}Rb . Les rapports $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ sont donc des constantes universelles (0,05658 et 0,1194 respectivement) héritées de la nucléosynthèse. L'enrichissement au cours du temps en ^{87}Sr est donc dû à la désintégration du ^{87}Rb et se traduit, dans un système clos, par l'équation :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) (e^{\lambda t} - 1)$$

où λ est la constante de désintégration de l'isotope radiogénique ^{87}Rb ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ ans}^{-1}$) et t le temps écoulé depuis la fermeture du système isotopique.

Ainsi, le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des différents réservoirs naturels est variable et dépend : du temps écoulé depuis la fermeture du système isotopique et du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ initial, dépendant du fractionnement chimique de ces deux éléments au cours de la différenciation magmatique. Des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différents marquent donc les grands réservoirs et peuvent servir à tracer les sources du matériel sédimentaire.

Rb^+ est un élément alcalin dont le rayon ionique est proche de celui du K^+ auquel il se substitue dans les feldspaths potassiques et les phyllosilicates. Dans les argiles, Rb^+ se situe en position interfoliaire. Sr^{2+} est un alcalino-terreux possédant un rayon ionique proche de celui du Ca^{2+} . Sr^{2+} ne peut se situer, dans les argiles, qu'en position interfoliaire, sa coordinance et son rayon ionique important ne lui permettant pas d'occuper les sites tétraédriques ou octaédriques.

Les propriétés chimiques du Rb et du Sr étant différentes, ces deux éléments ne réagissent pas de la même façon à l'altération chimique. Dans l'interfoliaire, comparés au Sr primaire, les ions $^{87}Sr^{2+}$ issus de la désintégration du $^{87}Rb^+$ seront préférentiellement libérés suite au remplacement de cations monovalents Rb^+ par des bivalents plus petits Sr^{2+} (Clauer, 1976), entraînant des modifications des rapports isotopiques impliquant ^{87}Sr et ^{87}Rb .

Postérieurement à l'altération continentale, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des sédiments silicatés détritiques déposés dans les bassins océaniques ne s'équilibrent pas avec l'eau de mer mais conservent le signal propre des zones sources dont ils dérivent (Dasch, 1969). S'il n'y a pas eu altération chimique des minéraux, ils garderont la marque des roches mères dont ils sont hérités. Si au contraire, il y a eu altération chimique et lessivage des éléments, ils apporteront des renseignements sur les sources mais la composition isotopique en Sr des sédiments sera entachée d'un biais lié au degré d'hydrolyse qu'auront subi les minéraux dans les sols dont ils sont issus (Colin, 1997 ; Colin et al., 2001).

Des études comme celles de Dasch (1969) et Biscaye et Dasch (1971) ont montré que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ pouvaient être fonction de la granulométrie des sédiments marins et ainsi être moins performant dans le traçage des zones sources. C'est pour ces raisons que nous avons ajouté l'analyse du Nd qui est considéré comme moins influencé par les processus de lessivage lors de l'altération chimique (Nesbitt et Markovics, 1997). Par ailleurs, l'utilisation croisée des deux systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd permet d'être beaucoup plus discriminant dans l'identification des sources sédimentaires.

1.2. Comportement géochimique du Nd

Le Nd possède sept isotopes naturels stables de masses 142, 143, 144, 145, 146, 148 et 150. Seules les abondances en ^{143}Nd sont susceptibles de varier, suite à la désintégration α du samarium 147 (^{147}Sm) suivant la loi de désintégration suivante :

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{actuel} = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{initial} + (^{147}Sm/^{144}Nd) (e^{\lambda t} - 1)$$

où λ est la constante de désintégration de l'isotope radiogénique ^{147}Sm ($\lambda^{87}Rb = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ ans}^{-1}$) et t le temps écoulé depuis la fermeture du système.

Compte tenu du faible fractionnement géochimique qui s'opère au cours des processus géologiques entre le Sm et le Nd, les variations du rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les roches de la lithosphère sont relativement faibles. Les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont alors conventionnellement normalisés par rapport à un modèle CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) (DePaolo et Wasserburg, 1976) où le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vaut 0,512638 (Jacobsen et Wasserburg, 1980) et est présenté sous la forme :

$$\varepsilon\text{Nd}(0) = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^0} - 1 \right) * 10000$$

Le Sm et le Nd ont des propriétés chimiques pratiquement identiques. Ils vont donc réagir de la même façon aux phénomènes physiques et chimiques extérieurs. En tant que terres rares, ils sont peu solubles et donc peu mobilisés lors des processus d'altération chimique (Nesbitt, 1979 ; Duddy, 1980 ; Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renault, 1982 ; Nesbitt et Markovics, 1997). Par ailleurs Goldstein et Jacobsen (1988) ont montré que les compositions isotopiques en Nd des sédiments des fleuves étaient similaires à ceux trouvés dans les bassins océaniques.

Dans ces conditions, non affecté par l'altération ou les processus sédimentaires, le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est considéré comme un excellent marqueur de sources du matériel sédimentaire (Nelson et DePaolo, 1988).

L'utilisation couplée des deux systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd, sur la fraction terrigène des sédiments du site 1145, devrait nous permettre de déterminer précisément les sources du matériel sédimentaire déposé sur la marge nord de la MCS.

2. *Évolution isotopique des sédiments de MCS depuis 800 ka*

Les analyses isotopiques de Sr et de Nd, ont été effectuées sur la fraction décarbonatée après deux attaques à l'acide acétique 20 % de 49 échantillons du site 1145. 39 échantillons ont été sélectionnés en fonction des pics de minima et de maxima du rapport smectite/(illite+chlorite) et répartis entre les périodes glaciaires et interglaciaires sur les derniers 450 ka. 10 échantillons supplémentaires ont été analysés entre 450 et 800 ka.

Les rapports isotopiques de Sr et de Nd ainsi que le dosage du Rb ont été mesurés par spectrométrie de masse à thermo-ionisation après une séparation chimique visant à isoler les éléments analysés. Les analyses ont été réalisées sur le spectromètre de masse Finnigan MAT 262 du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, CEA-CNRS, Gif/Yvette). Les protocoles chimiques permettant la séparation et la concentration des différents éléments sont décrits en annexe.

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été corrigés du fractionnement de masse par une normalisation au rapport naturel $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Des analyses répétées du standard Johnson Matthey pluri-labo ont été effectuées au début et au milieu de chaque barillet de 10 mesures. La moyenne de ces 15 analyses donne une valeur de $0,511097 \pm 0,000008$ (2σ), correspondant à une valeur de $0,511849 \pm 0,000008$ (2σ) pour le standard international La Jolla cohérente avec la valeur officielle de 0,511860. Les incertitudes sur les mesures du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont en moyenne de $\pm 0,0000069$ (2σ).

De la même manière, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été corrigés du fractionnement par la normalisation au rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$. L'analyse fréquente ($n = 15$) du standard strontium NBS 987 indique une moyenne de $0,710240 \pm 0,000013$ (2σ), proche de la valeur certifiée de 0.710245. La moyenne des incertitudes des mesures du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont de $\pm 0,000016$ (2σ).

Les concentrations en Sr, Rb et Nd ainsi que les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (exprimé en valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$), analysés sur les sédiments du site 1145 sont regroupés dans le Tableau 6.

Tableau 6 : analyses isotopiques des éléments Rb, Sr et Nd de la fraction décarbonatée du site 1145.

Échantillons	Profondeur (mcd)	Age (ka)	[Sr] (ppm)	[Rb] (ppm)	[Nd] (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$ (10^{-5})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
1145 C1H1-68	0,88	7,6	105	159	25	0,71633	1	0,512099	-10,5
1145 C1H1-138	1,58	12,5	100	110	22	0,71698	2	0,512080	-10,9
1145 C1H3-18	3,38	19,7	98	165	27	0,71912	1	0,512067	-11,1
1145 C1H4-8	4,78	24,5	119	125	26	0,71654	1	0,512082	-10,8
1145 C1H5-58	6,78	31,3	106	149	-	0,71742	1	-	-
1145 B2H2-18	8,58	37,5	104	167	27	0,71786	1	0,512069	-11,1
1145 B2H2-138	9,78	41,7	119	135	25	0,71487	3	0,512105	-10,4
1145 B2H4-18	11,58	48,5	168	151	-	0,71462	6	-	-
1145 B2H5-8	12,98	55,4	103	196	28	0,72122	1	0,512050	-11,5
1145 C2H3-68	14,38	61,1	106	154	25	0,71831	1	0,512083	-10,8
1145 C2H4-18	15,38	65,1	101	151	29	0,72227	1	0,512064	-11,2
1145 C2H5-68	17,38	74,1	105	173	26	0,71900	1	0,512085	-10,8
1145 C2H6-78	18,98	84,2	100	186	28	0,72281	1	0,512060	-11,3
1145 B3H2-138	19,98	90,6	114	174	27	0,71885	2	0,512075	-11,0
1145 B3H3-68	20,78	95,7	109	167	25	0,71772	1	0,512084	-10,8
1145 B3H4-138	22,98	109,7	113	175	27	0,71838	2	0,512079	-10,9
1145 B3H5-88	23,98	118,1	120	136	21	0,71480	3	0,512104	-10,4
1145 B3H6-8	24,68	126,8	109	134	22	0,71549	1	0,512092	-10,7
1145 A4H2-48	25,88	138,0	138	136	24	0,71371	7	0,512090	-10,7
1145 A4H3-18	27,08	147,3	105	137	25	0,71712	1	0,512069	-11,1
1145 A4H3-108	27,98	154,2	109	141	26	0,71772	1	0,512076	-11,0
1145 A4H4-118	29,58	161,9	117	136	25	0,71447	1	0,512186	-8,8
1145 A4H5-88	30,78	165,4	107	137	26	0,71802	1	0,512079	-10,9
1145 C4H3-8	33,93	174,7	106	166	-	0,72148	1	-	-
1145 C4H4-118	36,53	182,3	107	174	29	0,72250	3	0,512048	-11,5
1145 C4H5-148	38,33	187,6	110	158	27	0,72026	1	0,512079	-10,9
1145 B5H2-118	40,33	198,3	108	146	23	0,71779	1	0,512079	-10,9
1145 B5H4-18	42,33	212,5	112	173	27	0,72046	4	0,512052	-11,4
1145 B5H5-8	43,73	222,4	102	171	28	0,72109	1	0,512064	-11,2
1145 B5H5-148	45,13	232,3	126	137	23	0,71451	1	0,512099	-10,5
1145 C5H5-108	47,53	248,2	104	166	27	0,71890	1	0,512039	-11,7
1145 B6H2-58	49,93	261,5	110	147	24	0,71755	1	0,512046	-11,6
1145 B6H3-88	51,73	271,6	103	186	27	0,72071	1	0,512057	-11,3
1145 B6H3-148	52,33	275,1	112	165	-	0,72010	2	-	-
1145 B6H5-58	54,43	286,5	163	122	20	0,71137	2	0,512172	-9,1
1145 C6H5-58	57,83	310,3	123	154	26	0,71617	1	0,512062	-11,2
1145 B7H2-148	61,03	340,1	119	-	26	0,71649	1	0,512081	-10,9
1145 B7H6-108	66,43	375,2	112	180	-	0,71991	1	-	-
1145 B8H3-68	70,63	409,2	126	141	26	0,71437	1	0,512128	-10,0
1145 A9H3-48	78,98	476,1	124	173	-	0,71807	1	-	-
1145 A9H4-8	80,08	484,9	117	145	24	0,71785	1	0,512067	-11,1
1145 A9H7-18	84,68	521,8	117	177	25	0,71811	1	0,512068	-11,1
1145 C9H3-73	86,68	537,8	113	174	24	0,71855	1	0,512077	-10,9
1145 B10H3-28	92,03	580,7	117	159	-	0,71938	1	-	-
1145 C10H3-103	96,63	617,6	121	174	27	0,71807	1	0,512072	-11,0
1145 C10H5-88	99,48	640,4	119	167	25	0,71737	1	0,512087	-10,7
1145 C11H4-58	103,83	675,3	111	177	29	0,72063	1	0,512072	-11,1
1145 B12H5-13	114,83	763,5	130	154	26	0,71629	1	0,512109	-10,4
1145 C12H6-13	120,83	811,6	115	193	29	0,72085	1	0,512039	-11,7
Minimum			98	110	20	0,71137	1	0,512039	-11,7
Maximum			168	196	29	0,72281	7	0,512186	-8,8
Moyenne			114	158	26	0,71801	2	0,512080	-10,9

Au cours des derniers 800 ka, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varie avec de larges amplitudes entre 0,71137 et 0,72281. La faible résolution des analyses entre 450 et 800 ka ne permet pas de conclure sur les relations entre les alternances glaciaires/interglaciaires et les variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En revanche, au cours des derniers 450 ka, les valeurs maximales du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont atteintes lors des stades et événements isotopiques 3.3, 4, 5.1, 6.5, 7.3, 8.4 et 11.1 (Figure 61). Aucun lien entre les oscillations glaciaires/interglaciaires et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ n'est donc apparent sur cette période.

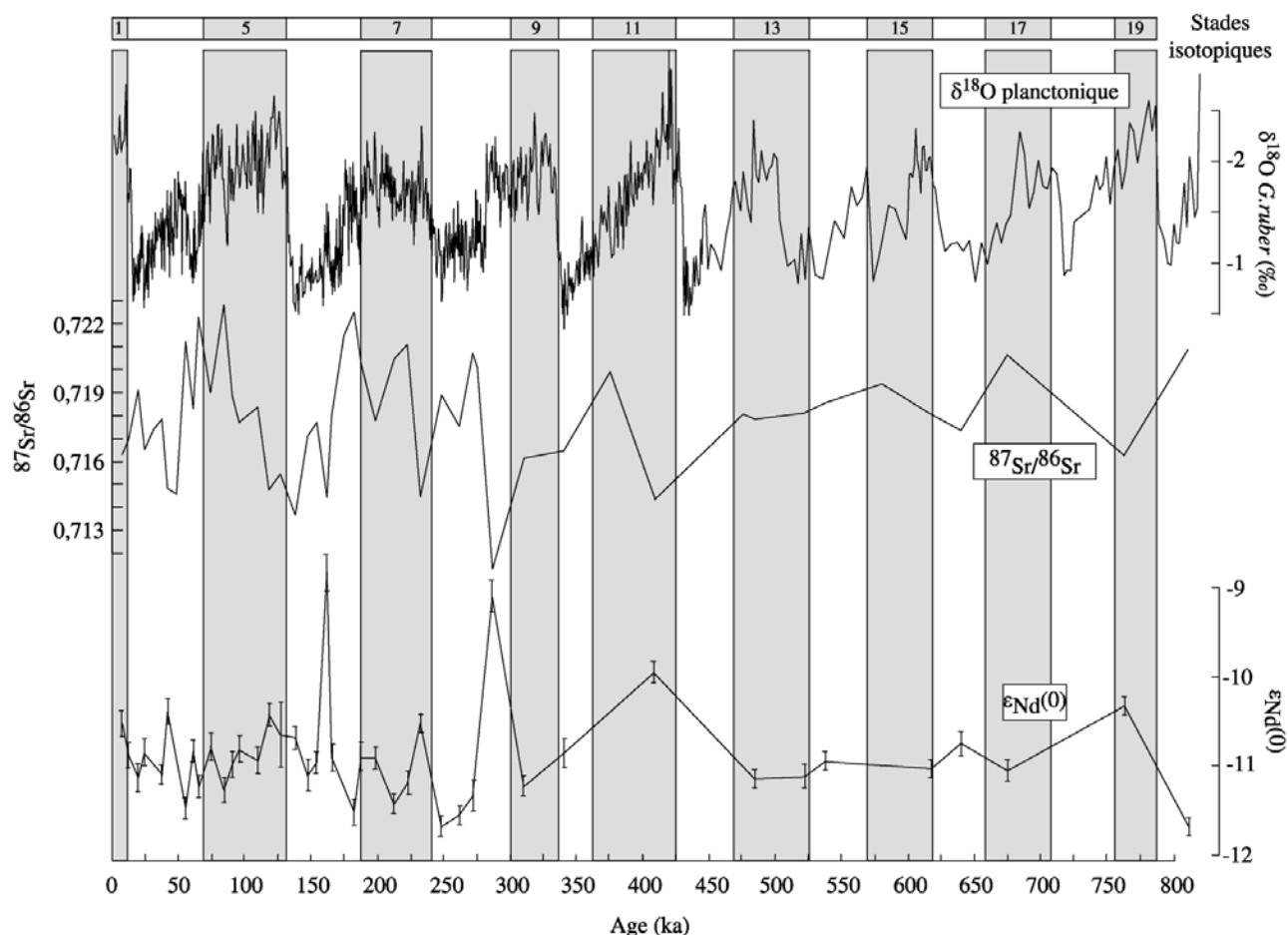


Figure 61 : Site 1145, variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des sédiments décarbonatés en comparaison avec les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G.ruber*) au cours des derniers 800 ka.

Les valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont comprises entre -8,8 et -11,7 et ne présentent pas de variations significatives entre les alternances glaciaires/interglaciaires. Leurs variations semblent antagonistes à celles du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En effet, au cours des 800 derniers ka, une augmentation du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ s'accompagne d'une diminution des valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$.

Seuls trois échantillons analysés dans les stades isotopiques 6, 8 et 11 présentent des valeurs plus fortes comprises entre -8,8 et -10. Nous pouvons noter que les deux échantillons ayant les plus fortes

valeurs de l' $\epsilon_{Nd}(0)$ correspondent chacun à des sous-stades isotopiques chauds 6.3 et 8.5 de périodes glaciaires (stades isotopiques 6 et 8)(Figure 61).

Nous avons ensuite comparé ces résultats isotopiques avec les variations minéralogiques décrites dans le chapitre III. En se focalisant sur les derniers 450 ka, les variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments du site 1145 sont similaires à celles du rapport smectite/(illite+chlorite) (Figure 62). Une augmentation du rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) se caractérise par une diminution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Notons que cet effet n'est pas linéaire et une même variation minéralogique n'entraîne pas systématiquement la même variation isotopique.

Nous avons mis en évidence dans le chapitre III, pour le site 1145, que les variations des teneurs en argiles, pour les sédiments des derniers 450 ka, étaient contrôlées par les changements de l'intensité relative des moussons d'été et d'hiver. Les périodes d'intensification de la mousson d'été, correspondant à des maxima de la courbe d'insolation reçue par la terre en septembre aux basses latitudes (20°N), se caractérisent par une augmentation dans le sédiment des teneurs en smectite et à une diminution de celles de l'illite et de la chlorite. D'une manière générale, les périodes d'intensifications de la mousson d'été associée à une augmentation de la teneur en smectite dans le sédiment se caractérisent aussi par une diminution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure 62).

Les échantillons relatifs aux périodes d'intensification relatives de la mousson d'été et d'hiver ont alors été séparés par une simple comparaison des données avec la courbe d'insolation reçue par la Terre aux basses latitudes (20°N). Les périodes des maxima de la courbe d'insolation étant considérées comme des périodes d'intensification du régime de la mousson d'été (ex : Clemens et al., 1991).

La Figure 63 présente les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de la teneur des quatre minéraux argileux identifiés dans la fraction $<2\mu\text{m}$. Les périodes relatives aux maxima de l'insolation d'été sont représentées par des cercles et les minima par des points.

Aucune tendance ne peut être mise en évidence entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et la teneur en kaolinite en adéquation avec le fait que la kaolinite ne présente pas de variation significative au cours des derniers 450 ka (Figure 63). En revanche, nous pouvons observer une tendance entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les teneurs en chlorite, illite et smectite.

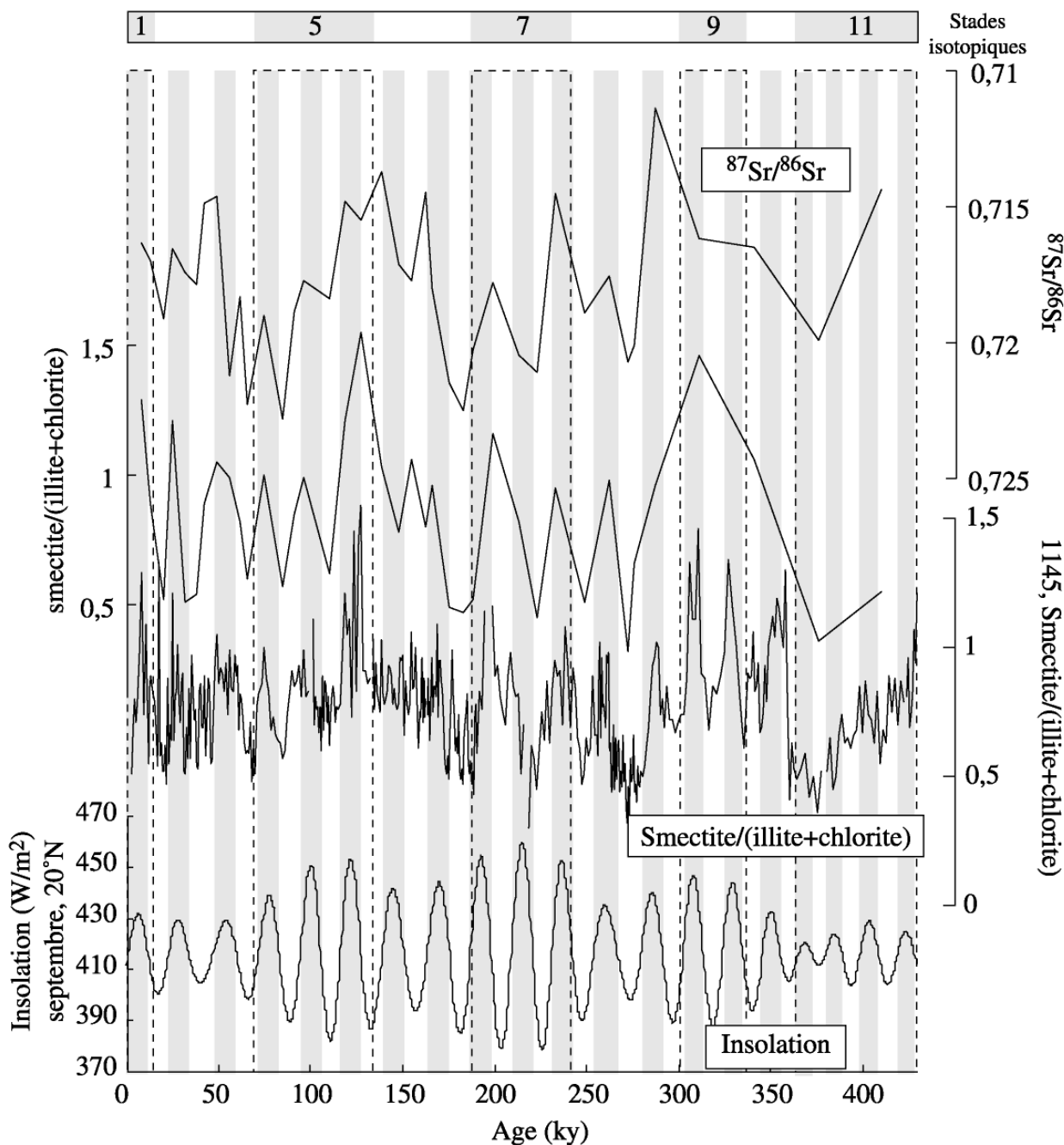


Figure 62 : comparaison des variations isotopiques du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du sédiment total, et minéralogiques du rapport smectite/(illite+chlorite) de la fraction $<2\mu\text{m}$ au cours des 450 derniers ka. Deux séries sont présentées pour le rapport smectite/(illite+chlorite), la série de données complète et une série dégradée ne présentant que les échantillons sur lesquels ont été mesurés les isotopes.

Les échantillons correspondant à une période de plus faible insolation (période d'intensification de la mousson d'hiver) se caractérisent par des quantités plus importantes en chlorite et illite et de forts rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, alors que ceux correspondant à une période de plus forte insolation (intensification de la mousson d'été) se caractérisent par des teneurs plus importantes en smectites et de faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure 63).

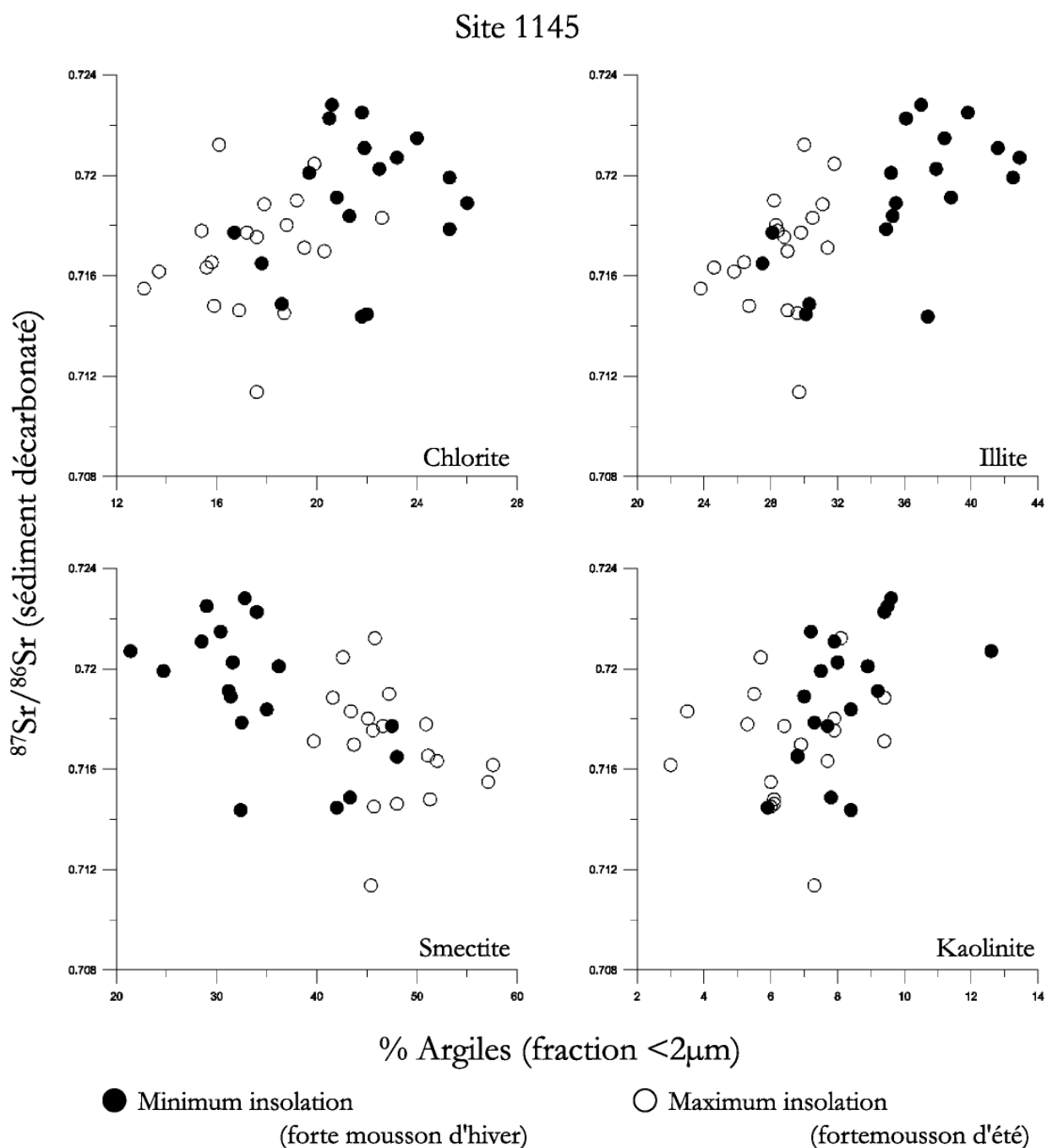


Figure 63 : comparaison des teneurs en argiles de la fraction $<2\mu\text{m}$ (chlorite, illite, smectite et kaolinite) avec les mesures du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenues sur le sédiment décarbonaté, des périodes à insolation maximale (forte mousson d'été) et des périodes à insolation minimale (forte mousson d'hiver).

Il existe donc clairement une relation entre la nature des argiles, les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et l'insolation d'été reçue par la terre aux basses latitudes. Cela peut impliquer 1) une transformation chimique des argiles par hydrolyse lors des périodes de forte insolation (mousson d'été prédominante et taux d'humidité forts) permettant la création de smectite et le lessivage du Sr dans les réseaux cristallins (Colin, 1997 ; Colin et al., 1999) ou 2) des variations de source du matériel sédimentaire lors des fortes

moussons d'été qui se traduiraient par des apports de matériel contenant plus de smectite et qui serait moins radiogénique.

Or nous avons vu dans le chapitre III que la production de smectite ne pouvait pas être reliée à une augmentation des conditions d'hydrolyse sur le domaine sud-est asiatique. Une synthèse bibliographique nous a permis de mettre en évidence l'existence (1) d'une source crustale (continent SE asiatique) pour l'illite et la chlorite et (2) une source plutôt volcanique (arc du Luzon ?) pour les apports de smectites.

L'importante gamme de variations observée dans les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,71137 / 0,72250) et dans les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ (-11,7 / -8,8) abondent en ce sens et implique l'existence de plusieurs sources sédimentaires. Les relations entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les teneurs des différentes argiles suggèrent également l'existence de sources sédimentaires différentes pour la smectite d'une part et l'illite et la chlorite d'autre part.

Nous allons maintenant comparer la composition isotopique des sédiments du site 1145 avec celles de différentes sources potentielles de matériel terrigène afin d'identifier et de quantifier l'importance de ces sources. Par une rapide synthèse bibliographique, nous allons maintenant établir la signature isotopique des différentes sources potentielles.

Des mesures géochimiques des systèmes isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd ont été effectuées sur la fraction décarbonatée du sédiment du site 1145, couvrant les 800 derniers ka. Tout au long de l'enregistrement, les variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont opposées.

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varie avec de grandes amplitudes (0,71137 / 0,72250) suggérant des changements dans les sources du matériel sédimentaire. Les variations de ce rapport isotopique sont fortement liées à l'évolution des teneurs en smectite et suivent les variations d'intensité de la mousson d'été est asiatique.

Sur les derniers 800 ka, les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ présentent des variations moins importantes (-11,7 / -8,8).

3. Signatures isotopiques des sources potentielles

Afin de définir les sources du sédiment du site 1145 et leurs contributions et évolutions respectives, il est nécessaire de caractériser leurs signatures isotopiques. Dans cette région du globe, de très nombreuses analyses isotopiques ont déjà été effectuées sur les formations volcaniques et ceci afin d'étudier les mélanges de croûte lors de la subduction de la MCS sous la plaque des Philippines. Hormis cela, la bibliographie caractérisant les différents bassins et les formations sédimentaires autour de la MCS reste relativement pauvre. Ce chapitre regroupe donc l'ensemble des données isotopiques que nous avons pu collecter pour les différents bassins.

3.1. Le continent asiatique

La rivière des Perles, le fleuve Rouge et le Mékong

Quelques rares prélèvements effectués de façon ponctuelle dans les trois principaux fleuves se jetant en MCS permettent d'obtenir une estimation de leurs signatures isotopiques (Goldstein et al., 1984 ; Palmer et Edmond, 1989 ; Li et al., 2003 ; Gaillardet, com. pers. ; Tableau 7).

Les valeurs isotopiques des sédiments des trois fleuves présentent des différences au niveau du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Le Mékong possède la plus faible valeur, 0,72354, et le fleuve Rouge, la plus forte, 0,73170. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments de la rivière des Perles est intermédiaire entre ces deux fleuves avec une valeur de 0,73060.

Les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ ne présentent pas non plus de grandes différences. Les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des sédiments du Mékong et de la rivière des Perles sont très proches (-11,2 et -11,8 ; Tableau 7) (Li et al., 2003 ; Gaillardet, com. pers.). Les sédiments du fleuve Rouge sont plus radiogéniques avec des valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ proches de -13.

Les déserts et les formations de lœss

Les données isotopiques (Goldstein et al., 1970 et 1984 ; Nakai et al., 1993 ; Pettke et al., 2000 ; Jahn et al., 2001) du matériel éolien des plateaux de Chine centrale indiquent que les lœss sont en moyenne, relativement riches en Rb, Sr et Nd (116, 212 et 33 ppm). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ varient respectivement entre 0,711082 et 0,721108, et -6,5 et -12,1 avec des moyennes de 0,71494 et -9,9.

Des prélèvements *in situ* d'aérosols actuels ont été faits sur les marges nord et sud de la MCS (Goldstein et al., 1984). Les analyses (sur sédiment non décarbonaté) présentent respectivement des valeurs de $\epsilon_{Nd}(0)$ de -9,6 et -10,6 (Figure 64).

La province de Fujian

Nous avons vu précédemment avec la minéralogie des argiles que cette province située en face de l'île de Taiwan, ne semblait pas être une source prépondérante de sédiments. Il est toutefois nécessaire de vérifier cette hypothèse. La littérature sur cette région indique la présence de formations possédant une large gamme de rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (entre 0,70635 et 0,75191) et très faibles valeurs de $\epsilon_{Nd}(0)$ (en moyenne -14,1) (Huang et al., 1986 ; Chen et al., 1990 ; Jahn et al., 1990 ; Martin et al., 1990).

3.2. Les îles indo-pacifiques

Taiwan

Sur l'île de Taiwan, il est possible de différencier 3 signatures isotopiques contrastées correspondant aux différentes formations géologiques (Chen et al., 1990a et 1990b ; Lan et al., 1995):

- 1) les formations à dominantes basaltiques situées à l'extrémité est de l'île ont une signature caractéristique des formations volcaniques, valeurs élevées de $\epsilon_{Nd}(0)$ (entre +0,3 et +9,5) et faibles du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (entre 0,70335 et 0,70557) ;
- 2) le reste de la partie est de l'île, principalement formé par le complexe métamorphique pré-tertiaire (Figure 9) présente un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ compris entre 0,70531 et 0,71358 (moyenne de 0,71127) et des valeurs de $\epsilon_{Nd}(0)$ comprises entre -12,9 et +0,1 (moyenne de -7,1) ;
- 3) les autres formations se trouvant au sud et à l'ouest de l'île, sont essentiellement sédimentaires et d'âge tertiaire. Elles présentent de forts rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (entre 0,71509 et 0,72216 ; moyenne de 0,71786) et de faibles valeurs de $\epsilon_{Nd}(0)$ (entre -15,4 et -9,4 ; moyenne de -12,1), confirmés par une mesure faite sur la charge d'un des principaux fleuves au SW de l'île (-12,6 ; Chen et al., 1990a ; Figure 64).

Luzon

La plupart des valeurs trouvées dans la littérature sont des mesures effectuées sur les formations volcaniques réparties de Taiwan à Luzon. Ce type de roches présente de faibles rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ variant entre 0,70327 et 0,70622 (moyenne de 0,70460) mais élevées en $\epsilon_{Nd}(0)$ (de -6,8 à +7,5 ; moyenne de +1) (Tableau 7). Or l'île de Luzon est principalement composée de roches

métamorphiques et intrusives (Choubert et Faure-Muret, 1980) qui n'ont pas cette signature isotopique. Devant le manque de données sur ces formations, nous ne présenterons sur les graphiques qui vont suivre, que les résultats du pôle volcanique de l'île.

Par ailleurs, les sédiments des trois principaux fleuves de Luzon (Goldstein et Jacobsen, 1988), présentent des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0,70435 et 0,70524 et des valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ comprises entre +6,5 et +7,1. Ces résultats indiquent pour ces fleuves des charges particulières dont les compositions isotopiques sont très proches de celles des formations volcaniques de Luzon.

Arc indonésien

Tout comme pour les formations volcaniques de Taiwan et de Luzon, la signature de l'arc volcanique indonésien se caractérise par de faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variant entre 0,70384 et 0,70594 (moyenne de 0,70459) pour des concentrations fortes en Sr (de 230 à 920 ppm, moyenne 420 ppm) et relativement faibles en Rb (de 3 à 140 ppm, moyenne de 40 ppm) (Whitford, 1975).

3.3. Les plates-formes de la MCS

La plate-forme nord de la MCS

Les analyses $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ compilées par Li et al. (2003) sur la plate-forme nord (Figure 64) présentent des résultats relativement proches des signatures des fleuves à l'embouchure desquels les sédiments ont été prélevés. L'île de Taiwan et la rivière des Perles ont des signatures entre -11,2 et -12,6 ; valeurs que l'on retrouve à la fois sur toute la plate-forme nord entre les îles de Hainan et Taiwan ainsi que sur le talus. Une valeur de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ au sud de l'île d'Hainan est similaire à celle du fleuve Rouge : -13,0 (sensiblement différente de la partie nord de la marge) suggérant une forte contribution des sédiments du fleuve Rouge sur la partie sud de la plate-forme nord.

La plate-forme de la Sonde

La marge sud semble un peu plus complexe puisque les échantillons analysés présentent systématiquement des valeurs supérieures à la signature du Mékong (principal fleuve de la marge sud). Les valeurs sont autour de -10 à l'embouchure du Mékong et augmentent même jusqu'à -8,5 au nord de l'île de Bornéo. Ces changements peuvent s'expliquer par une dilution du matériel provenant du Mékong et de l'île de Bornéo par du matériel volcanique indonésien à fortes valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$.

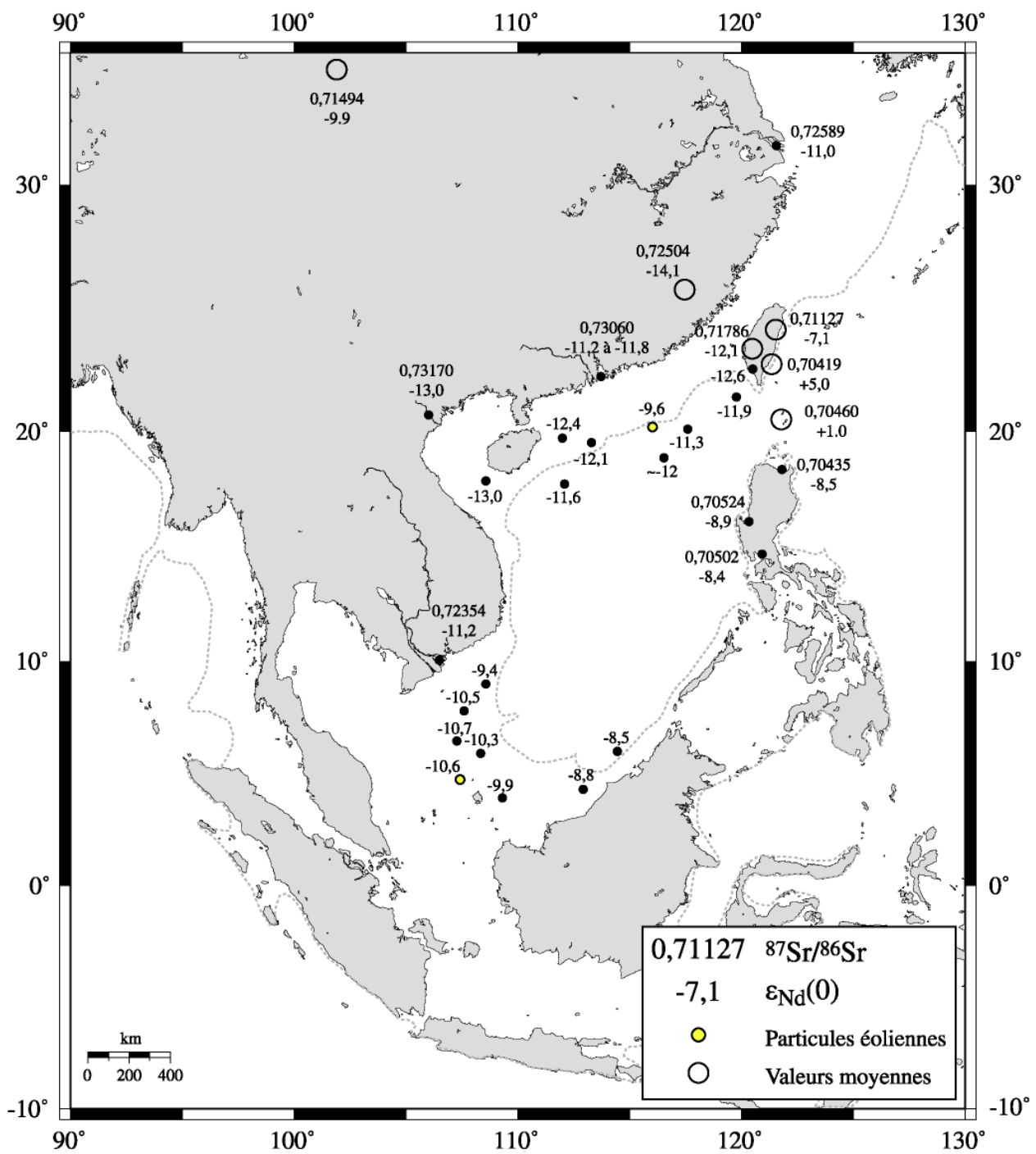


Figure 64 : carte de répartition des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des sédiments de fleuves et de la MCS d'après une compilation de données bibliographiques (références, voir texte)

Tableau 7 : synthèse bibliographique des compositions isotopiques des différentes sources alimentant la MCS. Les valeurs en gras ne sont pas des moyennes mais des mesures ponctuelles.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
Rivière des Perles	0,73060	152	59	-	0,512033 0,512064	-11,2 -11,8
Mékong	0,72354	161	135	41	0,512066	-11,2
Fleuve rouge	0,73170	174	78	-	0,511973	-13,0
Löss	0,71494	116	212	33	0,51213	-9,9
Yangtsé	0,72589	-	94	32	0,51207	-11,0
Province de Fujian	0,72504	170	256	32	0,51093	-14,1
Taiwan S-O	0,71786	-	-	31	0,51203	-12,1
Taiwan est	0,71127	116	184	26	0,51228	-7,1
Taiwan volcanique	0,70419	-	-	-	0,51290	+5,0
Luzon	0,70460	40	570	18	0,51269	+1,0
Arc indonésien	0,70459	40	423	-	-	-

D'une manière générale, les fleuves parcourant le continent asiatique et l'île de Taiwan ont des compositions isotopiques proches, reflets des terrains qu'ils ont érodés. Ces derniers présentent des concentrations forte en Rb et Nd et faibles en Sr. Leurs rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont élevés (entre 0,71127 et 0,73170) et les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont très négatives (entre -7,1 et -14,1).

Au contraire, les formations volcaniques formant les bordures est et sud de la MCS, depuis la bordure est de l'île de Taiwan jusqu'à l'arc indonésien se caractérisent par des concentrations faibles en Rb, Nd et fortes en Sr. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont faibles et très proches (entre 0,70419 et 0,70460) et les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont positives (entre +1 et +5).

4. Identification des sources sédimentaires

Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Rb/Sr

Dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Rb/Sr (Figure 65), nous avons reporté les compositions isotopiques des sédiments du site 1145 ainsi que ceux de la bibliographie pour la rivière des Perles, le fleuve Rouge, le Mékong, l'arc volcanique de Luzon, Taiwan et les löss de Chine centrale. Dans un tel diagramme, le mélange du matériel terrigène provenant de deux provinces se situera sur une droite de mélange reliant la composition isotopique des 2 pôles sources du mélange.

Les points relatifs au site 1145 ne se positionnent pas sur le pôle correspondant à la composition isotopique des sédiments de la rivière des Perles. Ceci implique que ce fleuve ne soit pas la seule source de matériel alimentant la marge nord ouest de la MCS. Par contre, ils s'alignent suivant une droite de mélange reliant le pôle de la rivière des Perles à une autre source sédimentaire moins radiogénique. Dans un tel diagramme, il est difficile de discriminer la part des apports potentiels provenant du fleuve Rouge de ceux provenant de la rivière des Perles. En revanche, les apports sédimentaires provenant du Mékong sont à exclure. Il est également difficile d'estimer la participation de l'île de Taiwan.

Par ailleurs, le champ correspondant à la composition isotopique des loess, avec de faibles valeurs du rapport $[Rb]/[Sr]$, est décalé par rapport aux compositions isotopiques des sédiments du site 1145, confirmant une faible contribution des apports éoliens à la sédimentation de la marge nord de la MCS.

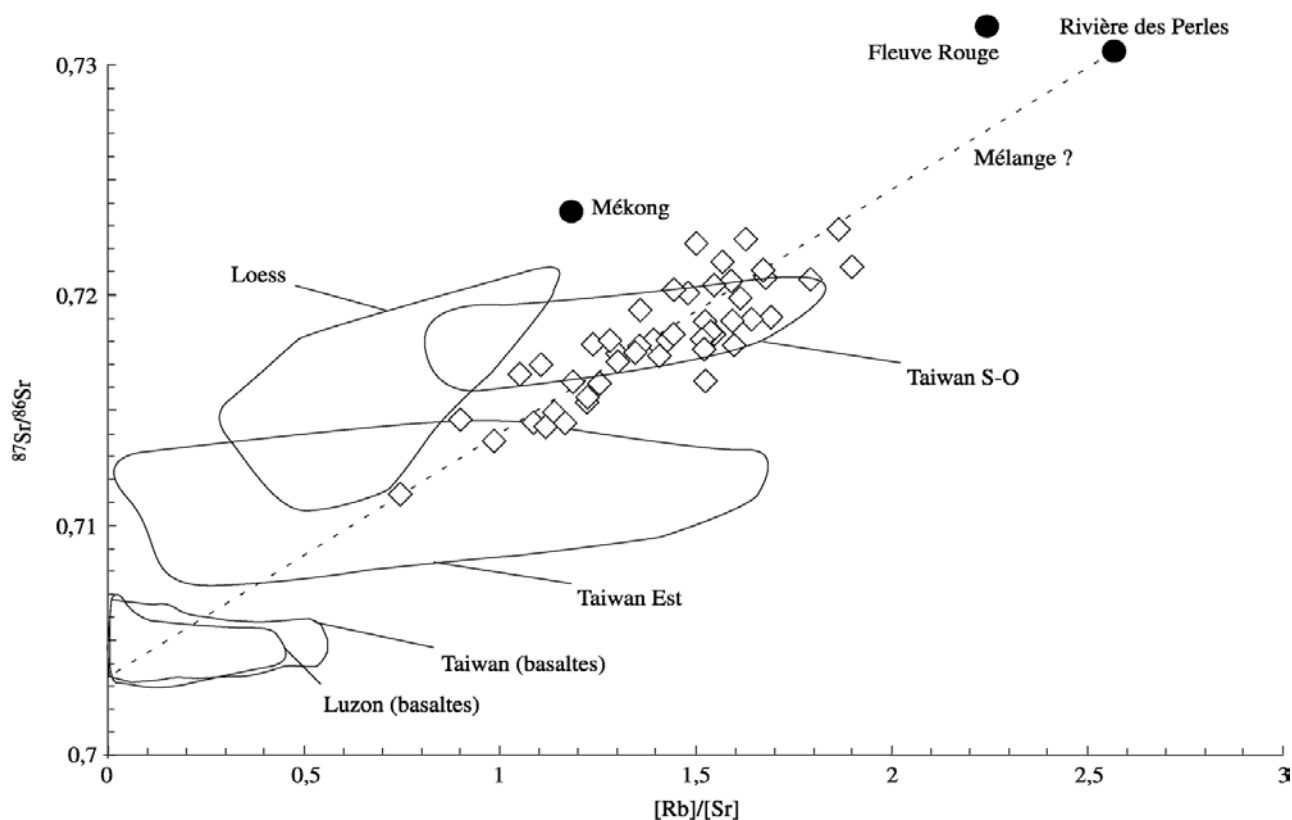


Figure 65 : confrontation des mesures isotopiques $[Rb]/[Sr]$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments du site 1145 (losanges blancs) avec les données de la littérature pour les sédiments de la rivière des Perles, du fleuve Rouge, du Mékong, des Loess, de l'île de Taiwan et de l'arc de Luzon.

Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$

Le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ (Figure 66) permet d'apporter des informations supplémentaires sur les sources sédimentaires. Nous y avons reporté la composition isotopique de nos sédiments ainsi que celles des zones sources potentielles à la MCS (rivière des Perles, Fleuve Rouge, Mékong, Taiwan, arc volcanique de Luzon, loess et province de Fujian).

La composition isotopique des formations de la province de Fujian, caractérisée par de faibles valeurs de l' $\epsilon_{Nd}(0)$ (< -18) (Tableau 7), se situe en dehors du nuage de points correspondant à la composition des sédiments du site 1145, impliquant que cette province ne peut être une source de sédiments pour ce sites. Cette province alimente principalement le détroit de Taiwan. Ceci conforte l'argumentation que nous avons menée dans le chapitre III à partir des résultats obtenus sur la minéralogie du cortège argileux pour exclure des apports importants de la MCE par le détroit de Taiwan à la lumière.

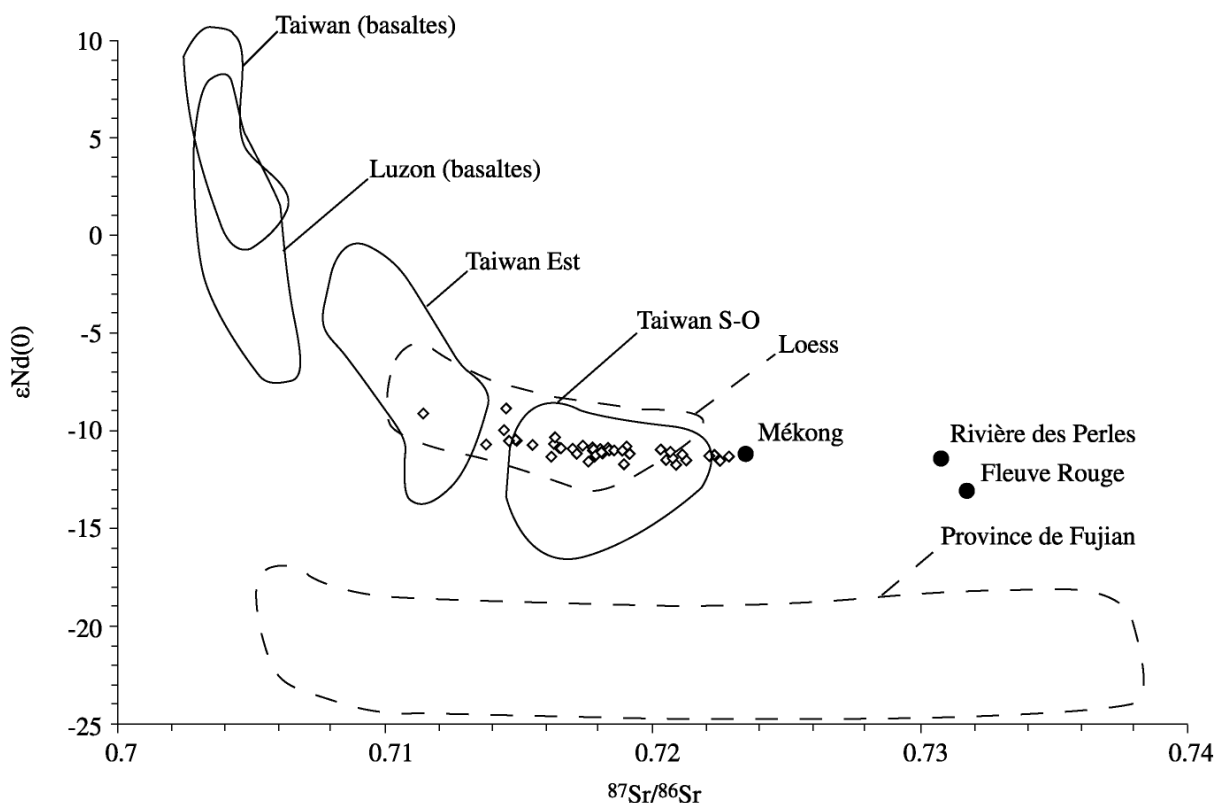


Figure 66 : confrontation des mesures isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\epsilon_{Nd}(0)$ du site 1145 (losanges blancs) avec les données de la littérature.

La composition isotopique de nos sédiments se place sur la partie supérieure du domaine isotopique des formations se trouvant au sud et à l'ouest de l'île de Taiwan (Taiwan S-O) (Figure 66). Les deux figures 64 et 65 placent les signatures isotopiques de Taiwan sur les domaines formés par les données du site 1145. Ceci impliquerait pour ce site une alimentation détritique provenant essentiellement de l'érosion de Taiwan et une faible contribution de matériel sédimentaire provenant de la rivière des Perles. Un tel résultat est en totale contradiction avec le contexte géologique de notre étude et les résultats obtenus sur le cortège argileux dans le chapitre précédent. Nous avons en effet vu que les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ étaient liés à la teneur en smectite du cortège argileux. Lorsque les teneurs en smectite augmentent dans le cortège argileux, le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diminue dans

les sédiments suggérant une source moins radiogénique en Sr que pour les sédiments aux cortèges argileux riches en illite et chlorite.

En conséquence, il est très peu probable que cette source soit l'île de Taiwan. En effet, la forte érosion physique se produisant sur cette île ne permet pas le développement de sols riches en smectite. Cette île ne produit que très peu de smectite (moins de 5%) et ne peut donc être une source expliquant les fortes teneurs en smectite retrouvées sur la marge nord. Sans toutefois exclure totalement une faible contribution de matériel détritique provenant de l'île de Taiwan dans nos sédiments, nous sommes dans l'obligation d'envisager une source volcanique pour les sédiments de la marge nord de la MCS.

Le calcul d'une hyperbole de mélange entre un pôle correspondant à la composition isotopique de la rivière des Perles et un pôle correspondant aux basaltes de l'arc de Luzon est représenté sur la Figure 67. La composition isotopique de nos sédiments se distribue parfaitement sur cette hyperbole. Nous pouvons calculer que pour expliquer la composition isotopique de nos sédiments, il suffit de mélanger aux apports sédimentaires de la rivière des Perles 3 à 15% de matériel provenant de l'érosion de matériel volcanique.

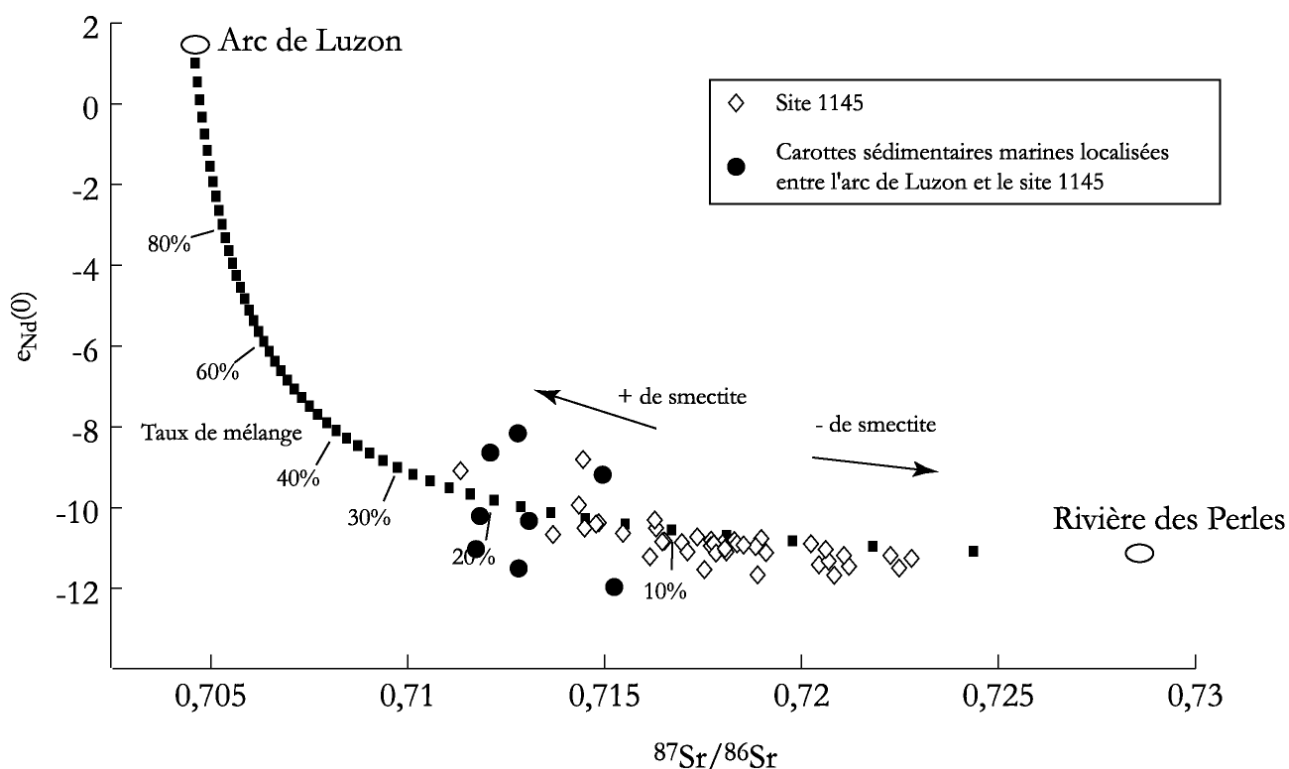


Figure 67 : hyperbole de mélange $\epsilon_{Nd}(0)$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre un pôle volcanique Arc de Luzon ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0,7046 ; [Sr] : 570 ppm ; $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0,51269 ; [Nd] : 18 ppm) et un pôle rivière des Perles ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0,72765 ; [Sr] : 70 ppm ; $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0,512064 ; [Nd] : 35 ppm) et position des mesures du site 1145 par rapport à cette hyperbole.

L'altération de matériel basaltique produit, quelles que soient les conditions climatiques, des sols riches en smectite. Les périodes d'intensification des précipitations de la mousson d'été peuvent éroder ces sols et les apporter à la MCS. Les smectites ont la capacité de flotter plus longtemps que les autres

argiles qui sédimentent plus vite, il est donc possible de les transporter relativement loin de leur source. Considérant la distance entre l'arc de Luzon et le site 1145, il est donc fort probable que les particules issues de l'érosion des formations basaltiques ne soient plus constituées que d'argiles et en particulier de smectites, en arrivant sur le site 1145. Les 3 à 15% de matériel volcanique pourraient donc être principalement constitués de smectite et ainsi expliquer les fortes teneurs en smectite observées dans les sites 1145 et 1146.

Sur les Figures 67 et 68 sont représentées la compilation de données isotopiques de carottes sédimentaires prélevées dans la partie nord-est de la MCS, entre l'arc de Luzon et le site de forage 1145. Les différentes influences et les mélanges entre l'arc de Luzon, Taiwan et le continent asiatique se traduisent par des gradients isotopiques depuis les terres émergées jusqu'au bassin. Plus on s'éloigne de l'arc de Luzon, plus l'influence des apports du continent sud-est asiatique se fait sentir : les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmentent alors que les valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ passent rapidement de +1 à -10.

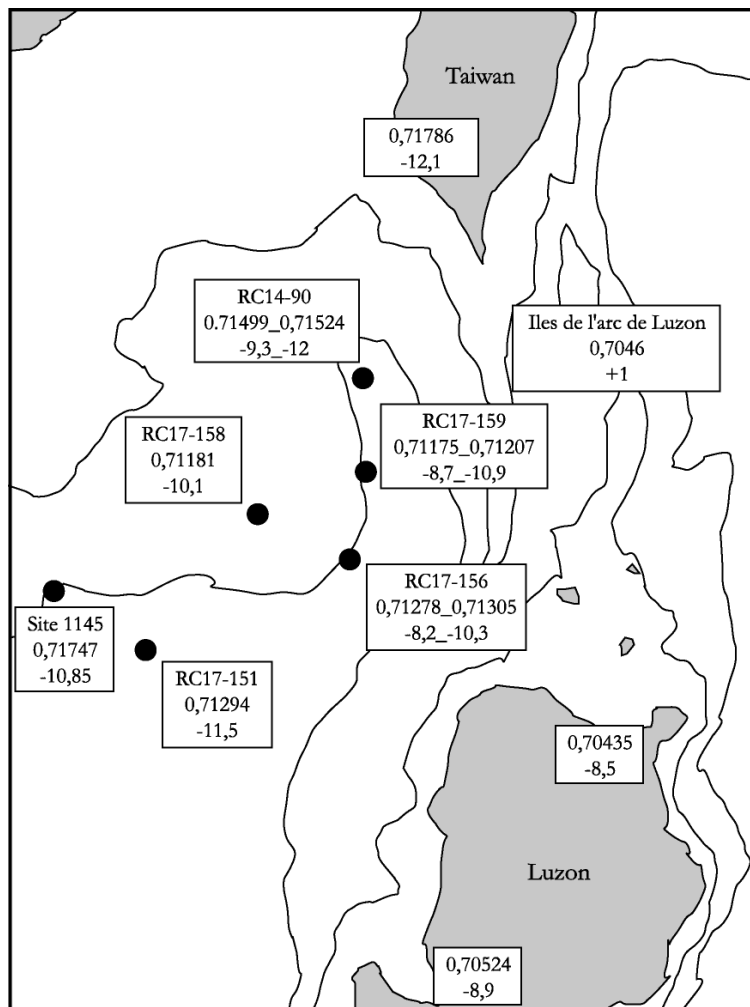


Figure 68 : influence de l'arc volcanique de Luzon sur la sédimentation du nord de la MCS. Détail de la zone d'étude avec bathymétrie approximative, sur lequel sont représentées les signatures isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ de différentes carottes sédimentaires (Chen et al., 1990 ; McDermott et al., 1993), une moyenne des valeurs holocènes des sédiments du site 1145 ainsi que des valeurs de charges particulières de rivières de Taiwan et de Luzon.

Les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $[\text{Rb}]/[\text{Sr}]$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ nous permettent de préciser les sources du matériel terrigène alimentant la marge nord de la MCS. Les signatures isotopiques des sédiments du site 1145 indiquent que la rivière des Perles est la principale source, alors que le rôle de Taiwan semble être minime.

L'existence d'un mélange entre la rivière des Perles et une source volcanique est confirmée. Au cours des derniers 800 ka entre 3 et 15% du sédiment détritique du site 1145 proviennent de l'érosion des formations basaltiques de l'arc de Luzon.

CONCLUSION CHAPITRE IV

L'analyse isotopique des systèmes Rb/Sr et Sm/Nd a été effectuée sur 49 échantillons du site 1145, répartis sur les derniers 800 ka. L'utilisation couplée de ces deux systèmes isotopiques sur la fraction terrigène décarbonatée, associée à la minéralogie des argiles, permet de contraindre les sources du matériel sédimentaire déposé sur la marge nord de la MCS.

Sur les derniers 450 ka, les valeurs isotopiques du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments du site 1145, varient avec de grandes amplitudes, entre 0,71137 et 0,72250, suggérant des changements de sources du matériel sédimentaire. Les variations de ce rapport isotopique sont fortement liées à l'évolution des teneurs en smectite et suivent les variations d'intensité de la mousson d'été est asiatique. Les augmentations de la teneur en smectite se caractérisent par une diminution du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ présentent des variations moins importantes, entre -11,7 et -8,8.

Une synthèse bibliographique nous a permis de différencier les signatures isotopiques des bassins versant entourant la MCS. D'une manière générale, les fleuves parcourant le continent asiatique et l'île de Taiwan ont des compositions isotopiques proches, reflets des terrains qu'ils ont érodés. Ces derniers présentent des concentrations en Rb et Nd fortes et faibles en Sr. Leurs rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont élevés et varient en moyenne entre 0,71127 et 0,73170 alors que les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ sont très négatives (entre -7,1 et -14,1). Au contraire, les formations volcaniques formant les bordures est et sud de la MCS, depuis Taiwan jusqu'à l'arc indonésien se caractérisent par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faibles (moyennes entre 0,70419 et 0,70460) et des valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ nettement plus élevées (moyennes entre +1 et +9,5).

Des diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $[\text{Rb}]/[\text{Sr}]$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ indiquent que la rivière des Perles est la principale source de sédiment, alors que le rôle de Taiwan semble être relativement faible. L'existence d'un mélange entre la rivière des Perles et une source volcanique, déjà supposée par l'étude du cortège argileux, est confirmée. L'érosion des formations basaltiques de l'arc de Luzon se traduit par des apports de smectite sur le site 1145. Au cours des derniers 800 ka entre 3 et 15% du sédiment détritique total du site 1145 sont formés de ces smectites. L'augmentation des teneurs en smectite dans les enregistrements minéralogiques de la fraction $<2\ \mu\text{m}$ correspond donc à une intensification de l'érosion de l'arc de Luzon et du transport de smectite vers l'ouest et les sites d'étude. Lorsque l'intensité de la mousson d'été augmente, les précipitations augmentent sur l'arc volcanique des Philippines, entraînant l'érosion de quantités importantes de smectites et leur transport vers le bassin. Les courants océaniques, induits par les directions des vents de sud-ouest prédominants lors de la mousson d'été, transportent alors les sédiments depuis le sud de l'île de Luzon jusqu'au nord du détroit de Luzon et redistribuent les sédiments sur toute la partie nord de la MCS.

CHAPITRE V

SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

Le système climatique de la mousson asiatique est l'un des phénomènes les plus importants en terme de transport de chaleur atmosphérique et d'humidité. Sur des échelles de temps géologiques, les variations d'intensité de la mousson est-asiatique représentent un facteur climatique important, déterminant les directions des vents et des courants, les précipitations ainsi que le type de végétation sur le continent. Les fluctuations de ces paramètres ont entraîné des modifications des processus d'érosion (physique ou chimique) et de transfert du matériel sédimentaire à l'océan (ex. Colin et al., 1999 et 2001).

La mer de Chine du Sud (MCS) est une zone particulière, entre continent et océan, idéale pour étudier la réponse des enregistrements sédimentaires aux variations d'intensité des phénomènes climatiques locaux et globaux (Wang et al., 2000). Pour cela, nous avons bénéficié au cours de cette étude de carottes sédimentaires marines à forts taux de sédimentation (entre 10 et 100 cm/ka), prélevées au large de la rivière des Perles (Leg ODP 184, sites 1144, 1145 et 1146). Avant cette campagne ODP, aucune étude de l'évolution de la mousson est-asiatique sur de longues échelles de temps n'avait été entreprise sur la fraction terrigène de sédiments marins.

L'objectif de cette thèse est de reconstruire, à partir de l'étude de la fraction terrigène de sédiments de MCS, les changements paléoenvironnementaux ayant affecté le domaine sud-est asiatique au cours des 2 derniers Ma. Le sédiment terrigène intègre en effet l'ensemble des processus intervenant au cours du cycle sédimentaire. Pour cela, nous avons entrepris une approche pluridisciplinaire incluant un bilan sédimentologique et minéralogique du sédiment (diffraction des rayons X, granulométrie laser...), complété par l'utilisation de traceurs géochimiques (systèmes Rb/Sr et Sm/Nd). Les principaux problèmes à résoudre étaient d'établir :

- 1) les sources du matériel sédimentaire alimentant la marge nord de la mer de Chine du sud ;
- 2) les conditions d'hydrolyse au niveau des sources (altération chimique/physique) ;
- 3) les modes de transport du matériel sédimentaire au bassin (éolien/fluvial/marin) ;
- 4) les relations entre les changements sédimentologiques, climatiques et leurs forçages externes.

Pour mener à bien ce travail, nous avons réalisé une étude en deux étapes. Dans premier temps, nous avons mis en évidence, sur 450 ka, des relations entre les paramètres mesurés sur le sédiment et différents phénomènes climatiques. Une fois ces relations établies, nous les avons extrapoler sur les 2 derniers Ma, afin d'étudier sur le long terme, l'évolution de la mousson est-asiatique.

1. Validation des paramètres sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques sur 450 ka.

Caractérisation des sources du matériel sédimentaire de la marge nord de la MCS

L'utilisation de la géochimie isotopique (systèmes Rb/Sr et Sm/Nd) permet de déterminer les sources du sédiment alimentant la marge nord de la MCS. Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des sédiments décarbonatés du site 1145 varient respectivement de 0,71137 à 0,72281 et de -8,8 à -11,7. De telles compositions isotopiques sont différentes de celle de la rivière des Perles ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,730601, $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$: -11,2), bien que celle-ci soit la principale source du sédiment comblant la marge nord de la MCS. Ceci implique la présence d'une autre source de matériel sédimentaire. Dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $[\text{Rb}]/[\text{Sr}]$ (Figure 65), les sédiments du site 1145 s'alignent suivant une droite de mélange entre un pôle rivière des Perles et impliquant une seconde source en complément de la rivière des Perles. Cette source serait caractérisée par une composition isotopique en Sr moins radiogénique.

La diffraction des rayons X sur la fraction terrigène inférieure à 2 μm des sites 1145 et 1146 a révélé 4 minéraux argileux principaux : la chlorite, l'illite, la smectite et la kaolinite. L'illite et la smectite sont les deux minéraux prédominants, représentant à eux deux près de 70% des argiles. La chlorite et la kaolinite sont présents en moindres quantités. La chlorite et l'illite varient parallèlement, aux dépens de la smectite qui varie en opposé. La kaolinite, peu abondante, ne présente pas de variation significative.

Le rapport smectite/(illite+chlorite) ne varie pas avec les oscillations glaciaires/interglaciaires mais suit parfaitement l'insolation de septembre reçue par la Terre aux basses latitudes (20°N), avec une cyclicité à 23 ka. Lorsque cette dernière augmente, le rapport smectite/(illite+chlorite) augmente également, suggérant que la minéralogie des argiles est contrôlée par l'intensité de la mousson d'été. Les rapports entre les teneurs en argiles de la fraction inférieure à 2 μm et les valeurs du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ confirment ce lien entre les quantités de smectite et l'intensité de la mousson d'été et indiquent que les smectites sont associées à de faibles rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, traduisant le fait que les smectites possèdent une origine différente de celle du reste du sédiment.

Une synthèse bibliographique des sources potentielles d'argiles sur le domaine sud-est asiatique ainsi que des analyses du cortège argileux réalisées sur des sédiments de la rivière des Perles nous ont permis de montrer que l'illite, la chlorite, et la kaolinite provenaient principalement de la rivière des Perles et dans une moindre mesure de l'île de Taiwan. Ces formations représentent un pôle isotopique aux valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fortes et de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ faibles.

La smectite, quant-à elle, est quasi inexistante sur le bassin de la rivière des Perles et d'une manière générale, très peu présente sur l'ensemble du continent asiatique. Les seules formations capables de produire de grandes quantités de smectites autour de la MCS sont les arcs volcaniques indonésien et philippin.

L'un des pôles de mélange de nos sédiments, identifié grâce aux analyses isotopiques, est la rivière des Perles. Le second pôle pourrait être formé des roches volcaniques de l'arc de Luzon. L'hyperbole de mélange calculée à partir de valeurs isotopiques moyennes de ces deux pôles se place parfaitement sur le nuage de points formé par les mesures isotopiques des échantillons du site 1145 et d'autres carottes du nord de la MCS.

Cette hyperbole nous permet donc de confirmer l'existence d'un mélange et d'en définir les pôles. Elle permet également une estimation des taux de mélange entre ces deux pôles. Pour nos échantillons, la quantité de matériel volcanique apporté depuis l'arc de Luzon (majoritairement sous la forme de smectite) et permettant d'expliquer les signatures isotopiques retrouvées sur le site 1145, a été estimée entre 3 et 15% du sédiment terrigène total.

Dynamique et modes de transport des sédiments de la marge nord de la MCS

L'analyse de la taille des grains de la fraction terrigène des sites 1144 et 1146 a été effectuée afin de caractériser la dynamique du transport (apports par les vents ou les fleuves, transport par les courants marins, etc.) des sédiments jusqu'au bassin. D'une manière générale, la granulométrie du matériel silico-clastique est légèrement plus grossière pour le site 1144, mais varie, pour les deux sites de façon significative et dans des gammes de taille de grains relativement proches, entre les stades glaciaires et interglaciaires. Les stades glaciaires se caractérisent par une granulométrie plus grossière que celle des stades interglaciaires.

Les analyses spectrales pratiquées sur les moyennes des tailles des grains au cours des 450 derniers ka confirment ces résultats. La méthode classique de Blackman-Tukey comme celle des ondelettes présentent qu'une cyclicité très bien exprimée à ~100 ka, attribuée au paramètre orbital de l'excentricité.

Une méthode de décomposition numérique des données, appliquée à nos données a permis la mise en évidence de 3 populations granulométriques variant au cours du temps au sein de la fraction détritique. Les distributions granulométriques de ces populations sont proches pour les deux sites 1144 et 1146 ; les populations granulométriques du site 1144 étant toutefois sensiblement plus grossières que celles du site 1146. Ces 3 populations ont des modes centrés sur 4-5 μm , 9-11 μm et 19-25 μm . Sur

450 ka, les variations des populations granulométriques fine et grossière sont opposées. Les stades interglaciaires se caractérisent par une prédominance de particules fines alors que les stades glaciaires présentent de brusques augmentations de proportions de particules grossières. La population intermédiaire varie quant-à elle en opposition avec la population fine.

En termes de paléoenvironnement, les augmentations de tailles des grains dans les sédiments de MCS au cours des stades glaciaires avaient jusque là été interprétés comme résultant d'une intensification des apports éoliens liés à une aridification de la Chine centrale et à une intensification des vents de la mousson d'hiver (ex : Wang et al., 1999 ; Tamburini et al., 2003). Cependant, compte tenu 1) de la position de la MCS par rapport aux champs de vents dominants capables de transporter des particules minérales sur de grandes distances, 2) des flux terrigènes et des taux d'accumulations très différents pour les sites 1144 et 1146 et 3) des variations granulométriques similaires des deux sites, nous sommes parvenus à la conclusion que les apports éoliens étaient une composante négligeable des sédiments des 2 derniers Ma de la marge nord de la MCS. Ceci est confirmé par les résultats isotopiques obtenus sur le site 1145.

L'hypothèse proposée est donc que les variations de granulométrie de la fraction terrigène de la marge nord de la MCS ne tracent pas les changements d'intensité de la circulation atmosphérique mais reflètent principalement deux phénomènes liés aux variations du niveau marin :

1. au cours des stades interglaciaires, les larges plate-formes accumulent de grandes quantités de sédiments meubles qui peuvent être aisément reprises par les fleuves et les phénomènes de houle lors des phases de régression et transgression au cours des oscillations glaciaires/interglaciaires et transportées jusqu'au bassin ;
2. la morphologie de la plate-forme changeant avec le niveau de la mer, le réseau hydrographique évolue, faisant varier les distances entre l'embouchure des fleuves et les sites d'étude. Ceci pouvant avoir aussi un impact sur la taille des grains de nos sédiments.

Mise en évidence de traceurs climatiques indépendants pour notre étude

Les sédiments déposés sur la marge nord de la MCS ont révélé deux dynamiques de transport de matériel sédimentaire. L'une liée aux variations glaciaires/interglaciaires et au niveau marin ; l'autre liée à l'intensité de la mousson d'été et aux courants océaniques. Grâce à ces résultats, nous avons maintenant en notre possession, deux paramètres sédimentologique et minéralogique qui nous permettent de caractériser de façon indépendante deux phénomènes climatiques.

Le premier paramètre sédimentologique est la taille des grains. Au cours de cette étude, nous avons mis en évidence le fait que la granulométrie des sédiments de la marge nord de la MCS pouvait être utilisée comme un traceur de l'intensité des variations du niveau marin en relation avec les changements climatiques globaux. En effet, au cours des stades interglaciaires, la majorité des apports de matériel sédimentaire apportée par la rivière des Perles est piégée sur la plate-forme et seules les particules fines peuvent être transportées loin vers le bassin (Figure 69). Au cours des stades glaciaires, le niveau de la mer baissant considérablement, les plates-formes se retrouvent alors largement exondée. Les sédiments meubles sont alors facilement repris par les phénomènes de houle lors des variations du niveau marin ou par le ruissellement sur la plate-forme. La ligne de rivage avançant vers le bassin, la taille des grains transportable jusqu'aux sites d'étude va alors augmenter (Figure 70). Ainsi, plus la baisse du niveau marin est importante, plus la taille des grains retrouvés dans les enregistrements des sites 1144 et 1146 sera grande.

Le signal granulométrique est ainsi un mélange des effets du remaniement de la plate-forme lors des transgressions/régressions, des variations de distances entre l'embouchure du fleuve et les sites d'étude, et de la puissance des fleuves associée aux variations de précipitations sur le continent.

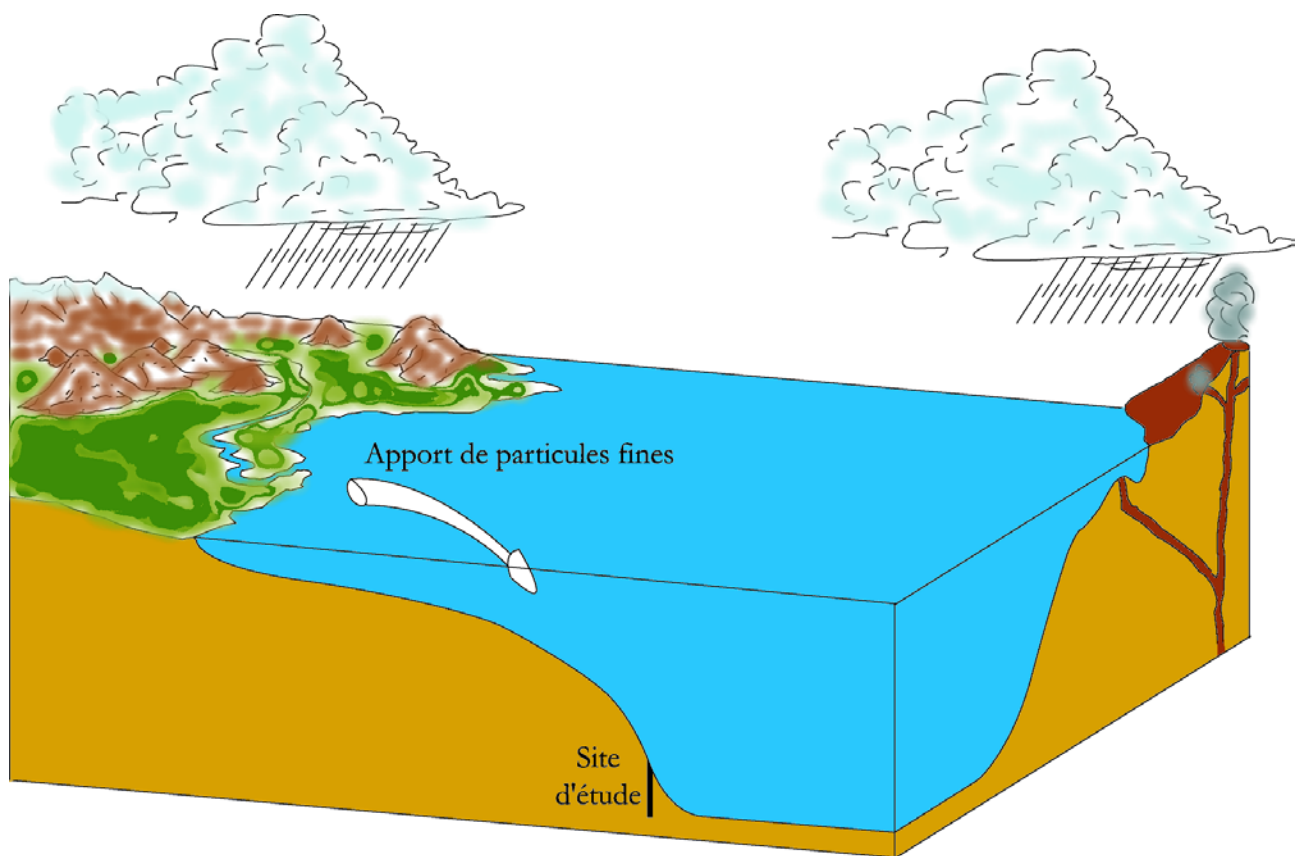


Figure 69 : configuration schématique du climat, de la bathymétrie et de la granulométrie des apports de matériel terrigène en MCS au cours des stades interglaciaires.

Dynamique sédimentaire en période glaciaire

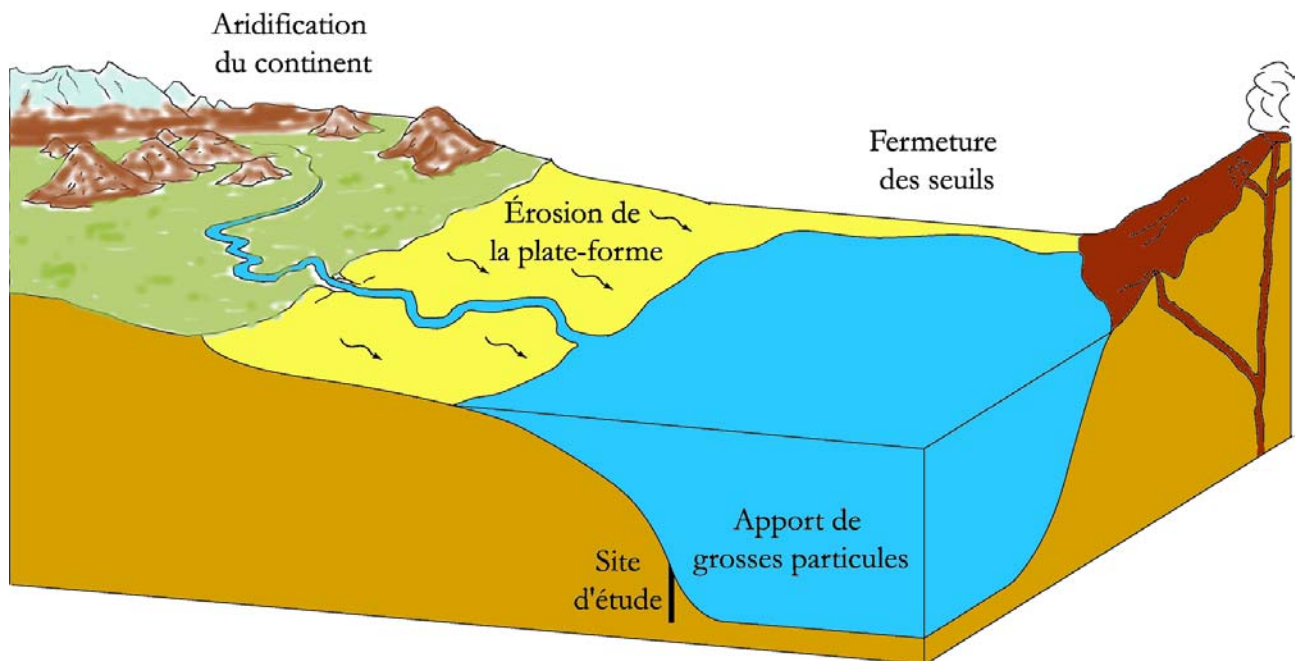


Figure 70 : configuration schématique du climat, de la bathymétrie et de la granulométrie des apports de matériel terrigène en MCS au cours des stades glaciaires.

Le second type de dynamique du transport a été mis en évidence à partir d'analyses isotopiques et minéralogiques. Il indique que le sédiment déposé sur la marge nord de la MCS provient principalement de la rivière des Perles et que la fraction fine ($<2 \mu\text{m}$) est constituée majoritairement d'illite, de chlorite et de kaolinite. La smectite, minéral le plus présent au sein de cette fraction est, elle, issue de l'érosion des formations volcaniques de l'arc de Luzon et constitue 3 à 15% du sédiment total.

Les quantités de matériel volcanique sont liées à l'intensité de la mousson sud-est asiatique. Nous avons montré que le rapport smectite/(illite+chlorite), utilisé pour tracer les variations minéralogiques au sein de la fraction argileuse, varie suivant une cyclicité à 23 ka bien marqués dans les enregistrements. Ces cyclicités correspondent à celles de la précession, paramètre de Milankovich forçant l'intensité de l'insolation reçue aux basses latitudes. Lorsque l'insolation est forte, c'est à dire au cours des périodes de forte mousson d'été, les précipitations importantes sur le continent asiatique et le nord de la MCS, associées à des courants entrant en MCS par le détroit de Luzon permettent l'érosion d'importantes quantités de matériel volcanique et leur transport vers les sites d'étude (Figure 71).

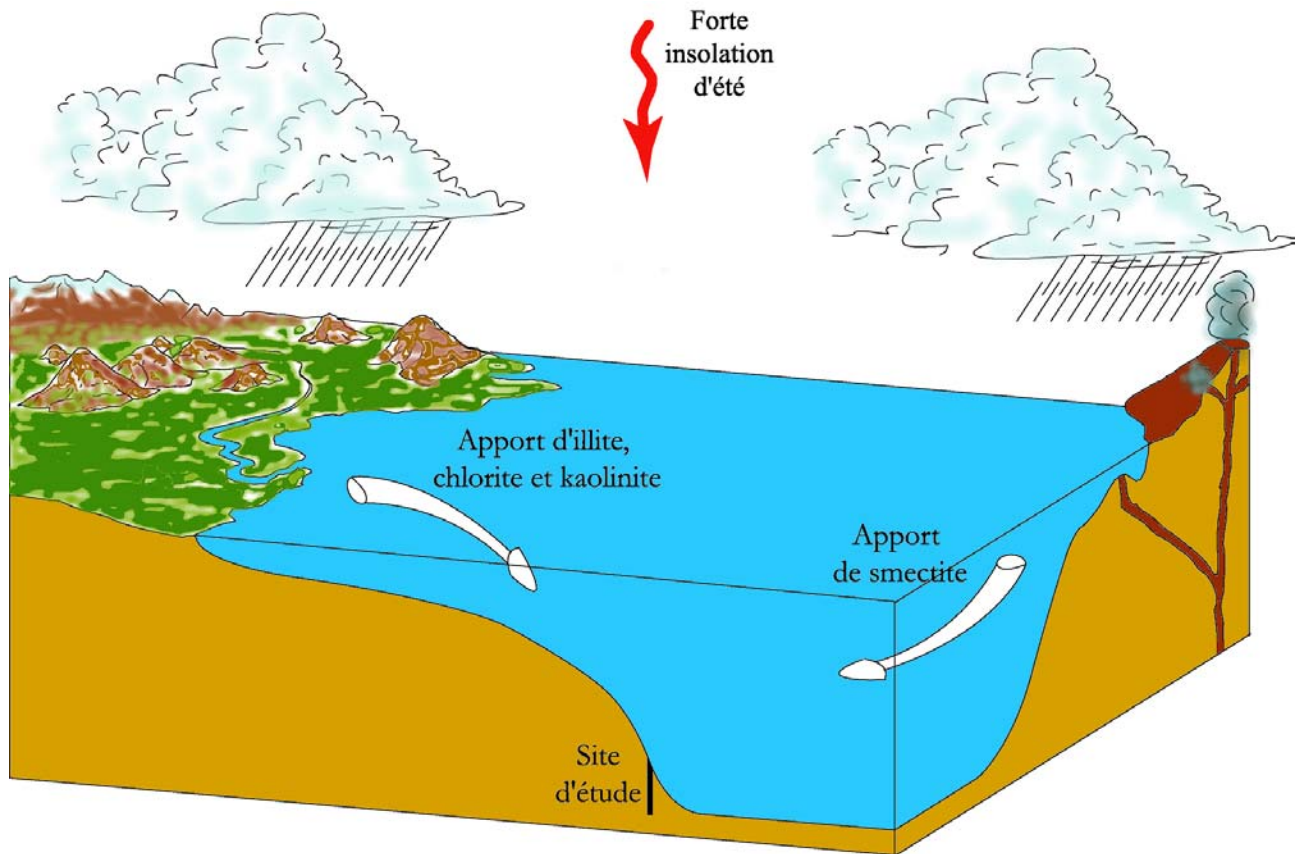


Figure 71 : configuration schématique du climat et des apports de matériel terrigène argileux (fraction $<2 \mu\text{m}$) en MCS au cours des périodes de forte insolation d'été (périodes de forte mousson d'été).

Au contraire, lors des périodes de faible insolation, c'est à dire au cours des périodes de faible mousson d'été, les champs de vents s'inversent faisant migrer le front de précipitation vers le sud de la MCS et aridifiant le continent. L'érosion des terres émergées est alors moins intense et les courants océaniques moins enclins à transporter le matériel vers les sites d'études. Les sédiments déposés sont alors majoritairement du matériel issu de la rivière des Perles (Figure 72).

Le rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) sera ainsi utilisé dans cette étude comme un traceur de l'intensité de la mousson d'été sud-est asiatique.

Maintenant que les paramètres sédimentologiques et minéralogiques mesurés sur la fraction terrigène des sédiments de la marge nord de la MCS sont associés de façon indépendante à des phénomènes climatiques, il nous est possible de les utiliser sur de plus longues échelles de temps afin de comprendre l'évolution des variations climatiques globales (variations du niveau marin) et locales (mousson sud-est asiatique) sur les deux derniers millions d'années.

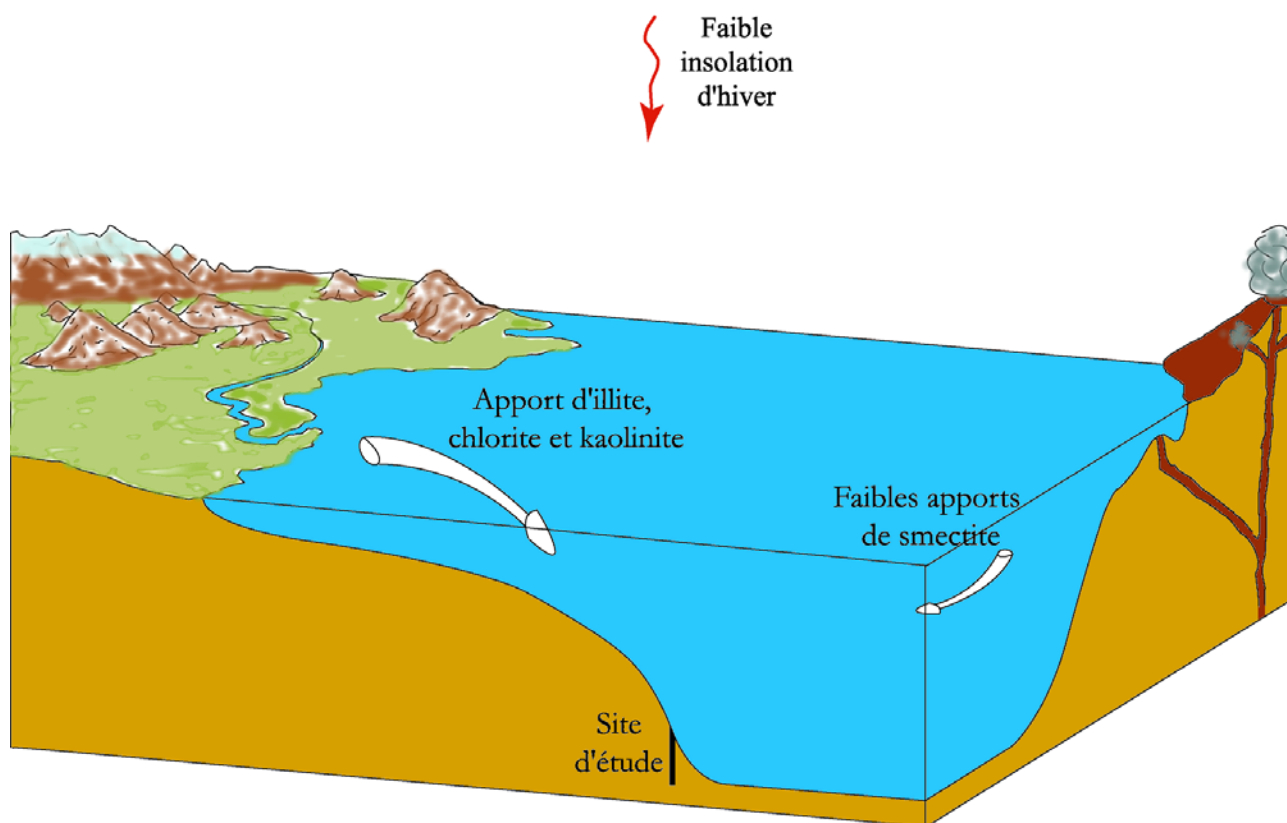


Figure 72: configuration schématique du climat et des apports de matériel terrigène argileux (fraction $<2\ \mu\text{m}$) en MCS au cours des périodes de faible insolation d'été (périodes de forte mousson d'hiver).

2. Variations de l'intensité de la mousson et enregistrement sédimentaire des variations climatiques au cours des 2 derniers Ma.

Les enregistrements des variations de la granulométrie et du cortège argileux sur 2 Ma se découpent en 4 périodes.

Période 1 : avant 1,2 Ma

Depuis environ 3 Ma, un changement des circulations atmosphériques et océaniques transforme le climat sur l'ensemble du globe. Dans les océans, les premiers indices de glaciations de l'hémisphère nord sont enregistrés dans les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (ex : Raymo et al., 1990), et la circulation thermohaline en Atlantique nord se met progressivement en place (ex : Heinrich et al., 2002). Sur le continent eurasiatique, à partir de 2,4 Ma, l'intensification de la cellule de hautes pressions sibérienne et des vents de mousson d'hiver est responsable de l'aridification du continent et de la mise en place des dépôts de loess de Chine centrale (ex : Xiao et al., 1999).

Bien que ces données témoignent plutôt d'une aridification et d'un refroidissement progressif du climat, associés à la croissance de calottes de glaces aux pôles, d'autres travaux basés sur les séries polliniques réparties depuis Kathmandou jusqu'au Japon, définissent la période 2-1,2 Ma comme effectivement sèche mais chaude (Fuji, 1988; Momohara, 1994 ; Li et al., 1995 ; Fujii et Sakai, 2002). Qu'en est-il alors du signal enregistré par les sédiments de MCS ?

Entre 2 et 1,2 Ma, la taille des grains est relativement constante. Les trois populations granulométriques déterminées par la méthode de décomposition ne présentent pas de variation notable ni de cyclicité particulière et ne sont pas liées aux oscillations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*). La population granulométrique dont la valeur du mode est 4 μm représente environ 80% du sédiment.

Le rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite), au contraire de la granulométrie, varie de façon très nette en parallèle de la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques. Chaque période plus chaude est associée à une augmentation du rapport smectite/(illite+chlorite). Les variations sont de relativement faibles amplitudes et suivent la cyclicité à 41 ka du paramètre orbital de l'obliquité. Entre 2 et 1,2 Ma, le rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) diminue légèrement passant en moyenne de 0,9 à 0,6.

Depuis ~ 3 Ma, les calottes de glace polaires de l'hémisphère nord se mettent en place progressivement, les stades glaciaires sont moins froids et les interglaciaires moins chauds que ceux que nous connaissons depuis 1 Ma (Raymo et al., 1992). Le niveau marin est supposé être environ 20 m en dessous du niveau actuel et de petites calottes septentrionales semblent être préservées pendant les périodes interglaciaires (Jansen et al., 1988 ; Raymo et al., 1990 et 1992). Il n'existe donc pas encore de variation du niveau marin de grande amplitude. La taille des grains confirme cette hypothèse en variant peu et en restant majoritairement fine. Ceci indique que la plate-forme subit peu de remaniement et que les apports depuis la rivière des Perles et le régime hydrographique restent relativement constants.

Les argiles, sur cette période de temps, varient en parallèle des oscillations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères selon une cyclicité à 41 ka attribuée au paramètre orbital de l'obliquité. Le signal minéralogique et la mousson est-asiatique semblent donc fortement influencés par les changements climatiques induits par les variations d'insolation aux hautes latitudes.

La légère tendance à la baisse du rapport smectite/(illite+chlorite) peut alors exprimer deux choses : 1) une baisse d'intensité de la mousson d'été qui se traduirait par la diminution des amplitudes du rapport mais aussi 2) une diminution relative de l'intensité de la mousson d'été par rapport à la mousson d'hiver qui expliquerait la tendance générale.

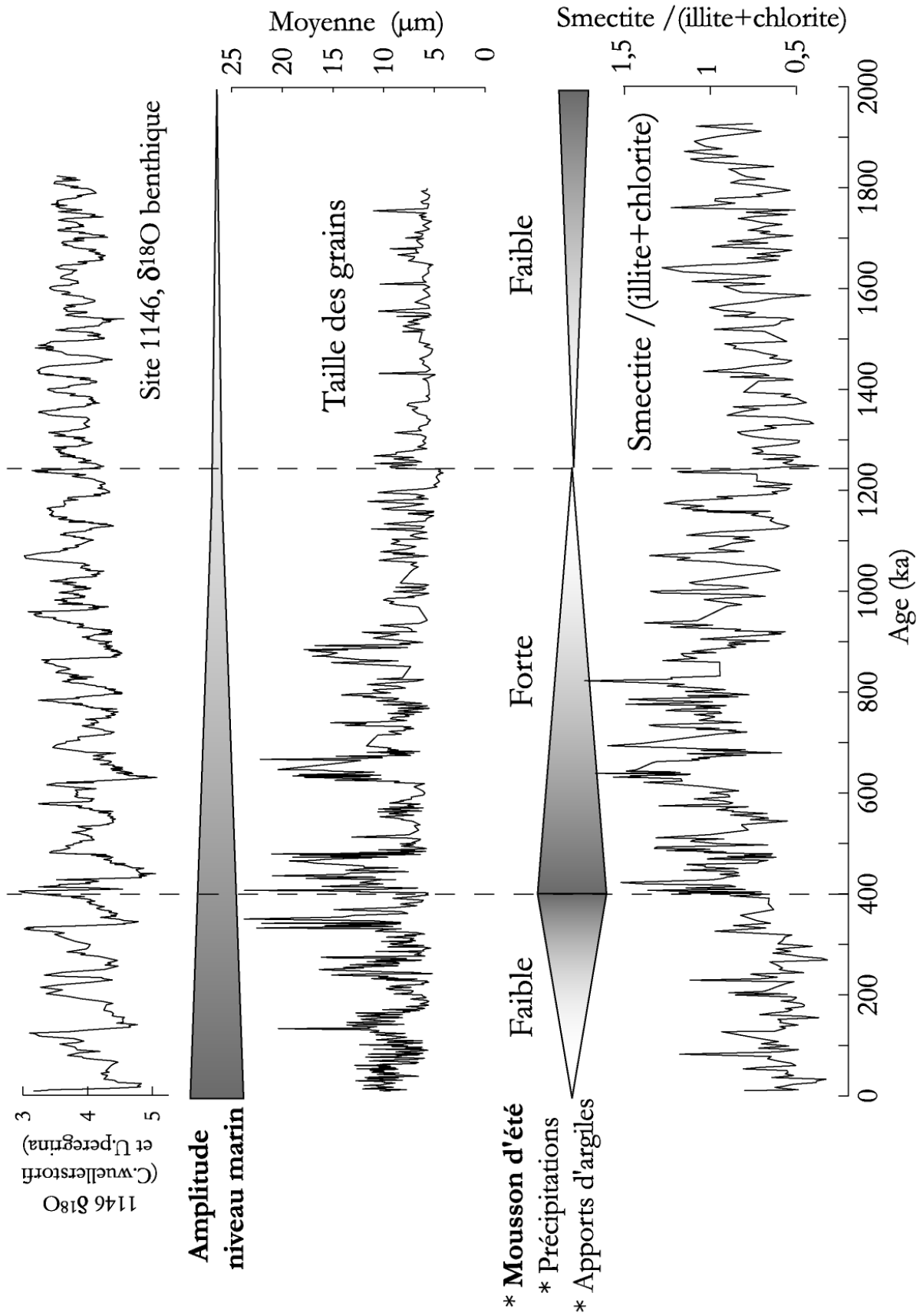


Figure 73 : représentation synthétique des principaux résultats de cette étude. Sur les 2 derniers Ma, les variations granulométriques ont été interprétées en terme de variations d'amplitude du niveau marin et de remaniement de la plate-forme; les variations du rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) correspondent aux variations d'intensité de la mousson d'été.

A partir de nos données, il nous est donc possible de conclure qu'au cours de la période 2-1,2 Ma, le climat reste relativement stable sur le domaine sud-est asiatique. Les variations du niveau de la mer sont suffisamment faibles pour ne pas influencer la taille des grains des sédiments. Par ailleurs, l'intensité de la mousson d'été varie en relation avec les changements climatiques des hautes latitudes et semble légèrement diminuer sur cette période.

Période 2 : 1,2-0,9 Ma

Cette période correspond au début de ce que l'on appelle la "transition du Pléistocène moyen". Elle se caractérise par un passage brutal à 1,2 Ma de périodicités orbitales dominantes de 41 ka à ~100 ka (ex : Jansen et al., 1988 ; Ruddiman et al., 1989 ; Imbrie et al., 1992 ; Berger et Jansen, 1994 ; Chen et al., 1995 ; Heinrich et al., 2002), suivi d'une période de plusieurs centaines de milliers d'années de mise en place de réelles cyclicités à ~100 ka.

En Asie, la circulation atmosphérique sur le continent se renforce brutalement et les contrastes entre les intensités des moussons d'hiver et d'été augmentent. Cela se caractérise par le développement d'importants paléosols (associés aux fortes précipitations des périodes d'intense mousson d'été) en alternance avec des dépôts de lœss, *sensu stricto*, dont la granulométrie est plus grossière (caractéristiques des périodes de forte mousson d'hiver) (ex : Xiao et An, 1999 ; Sun et Liu, 2000). Des transgressions marines trouvées dans des séries fluvio-lacustres du Japon à partir de 1,1 Ma indiquent que les amplitudes de variation du niveau marin augmentent progressivement (Xiao et An, 1999).

Cette transition du Pléistocène moyen est très nettement enregistrée en MCS lors du stade isotopique 35, aux environs de 1,25 Ma ; conjointement, le rapport smectite/(illite+chlorite) et la proportion de particules fines augmentent brusquement.

Au niveau de la granulométrie du site 1146, après la brusque diminution de la taille des grains entre 1,25 et 1,2 Ma, la tendance est à l'augmentation de la taille des grains. Cette évolution, visible sur les deux sites 1144 et 1146, présente une diminution des proportions des populations granulométriques fines 4-5 μm au profit des populations intermédiaires 9 et 11 μm . L'augmentation se fait de façon progressive sans présenter de grandes amplitudes de variations et sans faire varier les populations grossières à 19 et 25 μm .

Nous avons vu que les variations du niveau marin étaient encore de faibles amplitudes au cours de cette période mais suivaient une tendance à la hausse. Par ailleurs, si l'on considère que l'intensité de la mousson d'été et de la mousson d'hiver augmentent, comme l'indique la littérature, nous pouvons associer cette évolution à 1) une légère remobilisation de la partie proximale de la plate-forme due aux

petites variations du niveau marin ; 2) une intensification des précipitations sur le continent se traduisant par un ruissellement plus important et l'augmentation des débits et charges de la rivière des Perles.

L'augmentation progressive de l'intensité de la mousson d'été ne semble pas affecter la végétation qui conserve des caractéristiques de climat relativement tempéré (c'est à dire "froid" comparé au climat tropical que connaît la région à l'actuel) (Sun et al., 2003), mais se traduit au niveau de la minéralogie par une tendance générale à la hausse et de larges amplitudes de variation du rapport smectite/(illite+chlorite). Cela laissant supposer une intensification de la mousson d'été entraînant plus de précipitations sur le domaine sud-est asiatique et des courants favorables dans le bassin permettant l'apport de plus de smectites depuis l'arc de Luzon.

Sur cette période relativement courte, de 1,2 à 0,9 Ma, les sédiments détritiques de la marge nord de la MCS enregistrent un profond changement des circulations atmosphériques et océaniques. La mousson d'été s'intensifie, apportant plus de smectites et augmentant le débit et la charge particulière de la rivière des Perles. Par ailleurs, les variations du niveau marin sont encore trop faibles pour remanier notablement les sédiments de la plate-forme.

Période 3 : 0,9-0,4 Ma

Il s'agit, pour de nombreux auteurs, de la réelle transition mi-Pleistocène (ex : Pias et Moore, 1981 ; Prell, 1982 ; Ruddiman et al., 1989 ; Mudelsee et Schulz, 1997) ; la période précédente (1,2-0,9 Ma) étant considérée comme une tentative avortée de mise en place d'un système climatique tel que celui que nous connaissons depuis 1 Ma (Mudelsee et Stattegger, 1997).

En MCS, les sites 1144 et 1146 enregistrent pour la première fois une variation notable des proportions des populations grossières à 19 et 25 μm avec une augmentation faisant passer la proportion de cette population granulométrique de 0-10% à 40-50%. Cet événement est associé à la régression importante consécutive à l'accroissement du volume des calottes de glace polaires à 0,9 Ma au cours du stade isotopique 22.

L'installation d'alternances glaciaires/interglaciaires selon des cyclicités proches de 100 ka n'est pas immédiate et reste encore mal connue. Les résultats obtenus en MCS permettent d'apporter quelques précisions supplémentaires sur le comportement du niveau marin en MCS au cours de cette période. Les stades glaciaires 12 et 16, bien marqués dans les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*) présentent de très nettes augmentations des proportions des populations grossières à 19 et 25 μm sous-entendant des baisses significatives du niveau marin. Au

contraire, les stades isotopiques 14, 18 et 20 ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ assez proches de celles du stade isotopique 22 dont nous avons parlé précédemment, mais ne présentent pas de variations granulométriques. Bien que certains auteurs aient calculé des baisses du niveau marin de l'ordre de -90 à -110 m pour ces stades glaciaires (Imbrie et al., 1984), l'interprétation faite à partir des sédiments de MCS ne semble pas indiquer de telles variations.

Sur la période précédente, les variations de la minéralogie des argiles suivaient relativement bien la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques. A partir de 0,9 Ma, elles changent radicalement de comportement. Les variations du rapport smectite/(illite+chlorite) sont rapides et de grandes amplitudes. La mousson d'été semble atteindre son maximum d'intensité vers 0,8 Ma et décroît ensuite progressivement. Cela peut être la conséquence de la diminution de la circulation thermohaline observée en Atlantique nord (Heinrich et al., 2002) et/ou de la fermeture répétée, lors des oscillations du niveau marin, des seuils indonésiens peu profonds et donc très sensibles aux variations du niveau de la mer.

En effet, cette période, 0,9-0,4 Ma, est marquée par un refroidissement important du climat global, entraînant une croissance du volume de glace de l'hémisphère nord qui survient aux environs de 0,9 Ma. (Berger et al., 1994 ; Mudelsee et Schulz, 1997). Dans les océans, la circulation thermohaline en Atlantique nord diminue et l'on enregistre une baisse de la production du courant profond NADW (North Atlantic Deep Water) entre 0,9 et 0,4 Ma (Heinrich et al., 2002). Cela se traduit également par une diminution importante du niveau marin et ainsi, l'exondation des seuils de la région indo-pacifique.

Avant 1,2 Ma, les variations du niveau marin sont faibles et permettent le libre passage des masses d'eau. Puis, lorsque les amplitudes du niveau marin augmentent, les seuils d'Indonésie vont rapidement se fermer et réduire les voies de communication entre le Pacifique et l'Océan Indien à partir de 1,2 Ma. Les seuils ainsi fermés, la circulation océanique globale va être ralentie, ce qui correspond aux enregistrements que l'on retrouve en Atlantique.

Si les masses d'eau océaniques circulent moins, les eaux de la réserve d'eau chaude du Pacifique (Warm Pool) doivent pouvoir se réchauffer plus et ainsi augmenter l'intensité de la mousson d'été en évaporant de plus grande quantités d'eau. Dans le même sens une intensification de l'évaporation aux basses latitudes et du transport d'eau douce vers les hautes latitudes aura tendance à ralentir la circulation thermohaline et ainsi à faciliter la mise en place des calottes polaires. La confrontation entre ces deux forçages climatiques perturbe les circulations atmosphériques et océaniques du domaine sud-est asiatique, pouvant ainsi être une explication aux nombreuses variations du signal minéralogique.

Entre 0,8 et 0,4 Ma, sur le continent, les périodes humides et sèches alternent avec à peu près les mêmes amplitudes (Wei et al., 2003) et l'on note une augmentation d'intensité progressive de la mousson d'hiver à partir de 0,6 Ma dans les enregistrements polliniques (Sun et al., 2003), les lœss (Ding, 1999 ; Hovan, 1989 ; Sun et An, 2001), le long du Yangtsé et au Japon (Xiao et An, 1999).

Cette période se termine par la plus grosse régression enregistrée sur le globe au cours du dernier million d'année, le stade isotopique 12 aux environs de 450 ka (ex : Berger et al., 1993 ; Farrell et al., 1995).

A cours de cette période de transition climatique, les sédiments de MCS enregistrent l'augmentation progressive de l'intensité des conditions glaciaires en même temps que la diminution d'intensité de la mousson d'été. La granulométrie des sites 1144 et 1146 enregistre des augmentations de taille des grains associées aux premières régressions importantes du dernier million d'années. D'une manière générale, les tendances suivies par le rapport smectite/(illite+chlorite) traduisent la baisse relative de puissance de la mousson d'été face à la mousson d'hiver, associée aux conditions glaciaires, qui devient prédominante.

Période 4 : 0,4-0 Ma

La limite précise de cette période est discutée. Il s'agit de la période où, dans la plupart des enregistrements paléoclimatiques, les cycles à 100 ka sont pleinement installés et où ils dominent l'ensemble des autres cyclicités. Suivant les traceurs utilisés, l'âge du début de cette phase varie et la transition est abrupte ou graduelle : la limite est graduelle entre 700 et 600 ka pour Ruddiman et al. (1989) ; abrupte aux environs de 640 ka pour Mudelsee et Schulz (1997) ; graduelle vers 620 ka pour Berger et al. (1994) ; graduelle et se termine vers 530 ka pour Schmieder et al. (2000) ou encore abrupte vers 500 ka pour Lu et al. (2002).

D'un point de vue climatique, là aussi, les données sont contradictoires. Pour certains, la mousson d'été est encore plus forte qu'auparavant (An et al., 1990) ; les circulations des moussons d'été et d'hiver sont toutes les deux renforcées et deviennent plus vigoureuses (Xiao et An, 1999). Pour d'autres, au contraire, l'intensité de la mousson d'été diminue en même temps que les précipitations sur le continent (Wei et al., 2003) et la mousson d'hiver s'intensifie (Sun et An, 2001 ; Sun et al., 2003).

Pour nos sites d'étude, nous avons placé la limite de cette période à environ 400 ka. C'est à ce moment que la cyclicité à 100 ka devient vraiment prédominante dans les enregistrements de granulométrie et que le rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146 décroît brusquement.

La taille des grains des deux sites 1144 et 1146 répond bien aux variations du niveau marin. Les proportions des populations grossières 19 et 25 μm augmentent à chaque stade glaciaire. Le rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146 diminue fortement traduisant une baisse d'intensité de la mousson d'été à partir d'environ 400 ka. A plus haute résolution, ce rapport varie alors nettement avec la précession, indiquant que la mousson d'été reste tout de même présente et peut encore influencer la minéralogie de la marge nord de la MCS.

Depuis environ 400 ka, les sédiments du nord de la MCS ont enregistré les larges variations du niveau marin associées aux cycles glaciaires/interglaciaires à ~100 ka, ainsi qu'une diminution brusque de l'intensité de la mousson d'été. Cette dernière reste cependant modulée par le forçage orbital de la précession à 23 ka.

REFERENCES

- Adam, J. et H. Faure** (1995). "Review and atlas of paleovegetation. Preliminary land ecosystem maps of the world since the Last Glacial Maximum." Quaternary Environments Network (QEN).
- Agrawal, Y. C., I. N. McCave et J. B. Riley** (1991). "Laser diffraction size analysis. Principles, methods, and application of particle size analysis". J. P. M. Syvitski. Cambridge, U.K., Cambridge University Press: 119-128.
- An, Z., T. Liu, Y. Lu, S. C. Porter, G. Kukla, X. Wu et Y. Hua** (1990). "The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China." Quaternary International 7/8: 91-95.
- An, Z., G. J. Kukla, S. C. Porter et J. Xiao** (1991). "Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years." Quaternary Research 36: 29-36.
- Aoki, S., K. Oinuma, K. Okuda et K. Matsuike** (1983). "Clay mineral composition in surface sediments and the concentration of suspended matter of the East China Sea (in Chinese)". Proc. Internat. Symp. on the continental shelf, Vol 1, 473-482. China Ocean Press.
- Asahara, Y., T. Tanaka, H. Kamioka et A. Nishimura** (1995). "Asian continental nature of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in north central Pacific sediments." Earth and Planetary Science Letters 133: 105-116.
- Bassinot, F., L. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackleton et Y. Lancelot** (1994). "The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal." Earth and Planetary Science Letters 126: 91-108.
- Berger, A. L.** (1977). "Support for the astronomical theory of climatic change." Nature 269: 44-45.
- Berger, A. et M. F. Loutre** (1991). "Insolation values for the climate of the last 10 million years." Quaternary Science Reviews 10: 297-317.
- Berger, W. H. et E. Jansen** (1994). "Fourier stratigraphy: spectral gain adjustment of orbital ice mass models as an aid in dating late Neogene deep-sea sediments." Paleoceanography 9(5): 693-703.
- Berger, A. L., J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla et B. Saltzman, Eds.** (1984). "Milankovitch and Climate". Hingham, MA, D. Riedel.
- Berger, W. H., M. K. Yasuda, T. Bickert, G. Wefer et T. Takayama** (1994). "Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806." Geology 22: 463-467.
- Berné, S., P. Vagner, F. Guichard, G. Lericolais, Z. Liu, A. Trentesaux, P. Yin, et H.-I. Yi.** (2002). "Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea." Marine Geology, 188, 293-315.

- Biq, C. C., C. T. Shyu, J. C. Chen et S. J. Boggs** (1985). "Taiwan : geology, geophysics and marine sediments." In S. Nairn A.E.M., F.G. et S. Uyeda (Eds) *The Pacific Ocean, Ocean Basins and Margins*. 7A: 503-550.
- Biscaye, P. E. et E. J. Dasch** (1971). "The rubidium, strontium, strontium-isotope system in deep-sea sediments: Argentine Basin." *Journal of Geophysical Research* 76: 5087-5096.
- Bonnot-Courtois, C. et N. Jaffrezic-Renault** (1982). "Etude des échanges entre terres rares et cations interfoliaires de deux argiles." *Clay Minerals* 17: 409-420.
- Boulay, S., C. Colin, A. Trentesaux, F. Pluquet, J. Bertaux, D. Blamart, C. Buehring et P. Wang** (2003). "Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144)." In Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., et Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184 [Online]. Disponible à l'adresse (12/10/03) : http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/211/211.htm
- Bouquillon, A., C. France-Lanord, A. Michard et J.J. Tiercelin** (1990). "Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal Fan sediments: the denudation of the Himalaya." In Cochran, J.R., Stow, D.A.V., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 116: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 43-58.
- Bout-Roumzeilles, V., P. Debrabant, L. Labeyrie, H. Chamley et E. Cortijo** (1997). "Latitudinal control of astronomical forcing parameters on the high-resolution clay mineral distribution in the 45°-60°N range in the North Atlantic Ocean during the past 300,000 years." *Paleoceanography* 12(5): 671-686.
- Bout-Roumzeilles, V., E. Cortijo, L. Labeyrie et P. Debrabant** (1999). "Clay mineral evidence of nepheloid layer contribution to the Heinrich layers in the northwest Atlantic." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146: 211-228.
- Briskin, M. et J. Harrell** (1980). "Time-serie analysis of the pleistocene deep-sea paleoclimatic record." *Marine Geology* 36: 1-22.
- Chamley, H.** (1989). "Clay Sedimentology." Springer-Verlag. Berlin.
- Chamley, H.** (1997). "Clay mineral sedimentation in the ocean. In *Soils and Sediments, Mineralogy and Geochemistry*. " H. Paquet, Clauer, N. (Eds.), Springer, pp. 269-302.
- Chamley, H., J. Angelier et L. S. Teng** (1993). «Tectonic and environmental control of the clay mineral sedimentation in the late Cenozoic orogen of Taiwan.» *Geodynamica Acta* 6(2): 135-147.
- Chappel, J.** (1973). "Astronomical theory of climatic changes : status and problem." *Quaternary Research* 32: 221-236.
- Chen, C.-H., B.-M. Jahn, T. Lee, C.-H. Chen et J. Cornichet** (1990). «Sm-Nd isotopic geochemistry of sediments from Taiwan and implications for the tectonic evolution of southeast China.» *Chemical Geology* 88: 317-332.

- Chen, C.-H., Y.-N. Shieh, T. Lee, C.-H. Chen et S. A. Mertzman** (1990). «Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and unusual mantle component under Luzon Arc.» *Geochimica and Cosmochimica Acta* 54: 2473-2483.
- Chen, C. T. et S. L. Wang** (1998). "Influence of intermediate water in the western Okinawa Trough by the outflow from the South China Sea." *Journal of Geophysical. Research* 103: 12683-12688.
- Chen, J. et B.-M. Jahn** (1998). «Crustal evolution of southeastern China : Nd and Sr isotopic evidence.» *Tectonophysics* 284: 101-133.
- Chen, P. Y.** (1978). «Minerals in bottom sediments of the South China Sea.» *Geological Society of America Bulletin* 89: 211-222.
- Chen, M.-T., C.-H. Wang, C.-Y. Huang, P. Wang, L. Wang et M. Sarthein** (1999). «A late Quaternary planktonic foraminifer faunal record of rapid climatic changes from the South China Sea.» *Marine Geology* 156: 85-108.
- Chen, Y.-G. et T.-K. Liu** (2000). «Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan.» *Quaternary Science Reviews* 19: 923-930.
- Chen, Z., B. Song, Z. Wang et Y. Cai** (2000). «Late Quaternary evolution of the sub-aqueous Yangtze delta, China : sedimentation, stratigraphy, palynology and deformation.» *Marine Geology* 162: 423-441.
- Chen, Z., J. Li, H. Shen et W. Zhanghua** (2001). "Yangtze River of China : historical analysis of discharge variability and sediment flux." *Geomorphology* 41: 77-91.
- Choubert, G. et A. Faure-Muret** (1980). «Atlas géologique du monde - Geological World Atlas, « Feuilles/Sheets 13-14, 1/10000000. Unesco, Paris.
- Clauer, N.** (1976). «Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain.» *Sci. Géol. Mém., Strasbourg* 45: 256.
- Clayton, T., R. B. Pearce et L. C. Peterson** (1999). «Indirect climatic control of the clay mineral composition of Quaternary sediments from the Cariaco basin, northern Venezuela (ODP Site 1002).» *Marine Geology* 161: 191-206.
- Clemens, S. C. et W. L. Prell** (1990). «Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediment.» *Paleoceanography* 5(2): 109-145.
- Clemens, S.C. et W. L. Prell** (2003). «Data report: Oxygen and carbon isotopes from Site 1146, northern South China Sea.» In Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., et Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184 [Online]. Disponible à l'adresse (12/10/03) : http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/214/214.htm.
- Clemens, S. C., W. L. Prell, D. Murray, G. Shimmield et G. Weedon** (1991). «Forcing mechanisms of the Indian Ocean mousoon.» *Nature* 353: 720-725.

- Clemens, S. T., D. W. Murray et W. L. Prell** (1996). «Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon.» *Science* 274: 943-948.
- Clift, P., J. I. Lee, M. K. Clark et J. Blusztajn** (2002). «Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening ; a record from the South China Sea.» *Marine Geology* 184: 207-226.
- Colin, C., C. Kissel, D. Blamart et L. Turpin** (1998). «Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea : impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon.» *Earth and Planetary Science Letters* 160: 623-635.
- Colin, C., L. Turpin, J. Bertaux, A. Desprairies et C. Kissel** (1999). «Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles.» *Earth and Planetary Science Letters* 171: 647-660.
- Colin, C., J. Bertaux, L. Turpin et C. Kissel** (2001). «Dynamique de l'érosion dans le bassin versant de l'Irrawaddy au cours des deux derniers cycles climatiques (280-0 ka).» *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* 332: 483-489.
- Colley, G. et P., Delaunay** (2003). «Application d'une méthode de décomposition à un problème de géologie», rapport de DEA sous la conduite de S. Clain, Génie Mathématique et Modélisation - CUST, Clermont Ferrand.
- Dasch, E. J.** (1969). «Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33: 1521-1552.
- Davis, A. M.** (1999). «Quaternary stratigraphy of Hong Kong coastal sediments.» *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 521-531.
- DePaolo, D. J. et G. J. Wasserburg** (1976). «Nd isotopic variations and petrogenetic models.» *Geophysical Research Letters* 3: 249-252.
- Derbyshire, E., A. E. S. Kemp et X. Meng** (1997). "Climate changes, loess and palaeosols: proxy measures and resolution in North China" *J. Geol. Soc. Lon.* 154: 793-805.
- Ding, Z. L., S. F. Xiong, J. M. Sun, S. L. Yang, Z. Y. Gu et T. S. Liu** (1999). «Pedostratigraphy and paleomagnetism of a 7,0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152: 49-66.
- Ding, Z. L., N. W. Rutter, J. M. Sun, S. L. Yang et T. S. Liu** (2000). «Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2,6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences.» *Quaternary Science Reviews* 19: 547-558.
- Ding, Z. L., S. L. Yang, J. M. Sun et T. S. Liu** (2001). «Iron geochemistry of loess and red clay deposits in the chinese loess plateau and implications for long-term Asian monsoon evolution in the last 7.0 Ma.» *Earth and Planetary Science Letters* 185: 99-109.
- Duce, R., P. Liss, J. Merrill, E. Atlas, P. Buat-M'énard, B. Hicks, J. Miller, J. Prospero, R. Arimoto, T. Church, W. Ellis, J. Galloway, L. Hansen, T. Jickells, A. Knap, K. Reinhardt, B. Schneider, A. Soudine, J. Tokos, S. Tsunogai, R. Wollast et M. Zhou.**

- (1991). "The atmospherical input of trace species to the world ocean." *Global Biogeochemical Cycles* 5: 193-259.
- Duddy, I. T.** (1980). «Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements in a weathered profile.» *Chemical Geology* 30: 363-381.
- Einarson, T., D. M. Hopkins et R. R. Doell** (1967). "The stratigraphy of Tjornes, northern Iceland and the history of the Bering Land Bridge". *In* D.M. Hopkins (Ed), *The Bering Land Bridge*, California. Stanford University Press: 312-325.
- Eisma, D. et H. W. van der Marel** (1971). "Marine muds along the Guyana coast and their origin from the Amazon basin." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 31: 321-334.
- Fagel, N., Debrabant, P. et André, L.** (1994). «Clay supplies in the Central Indian Basin since the late Miocene : climatic or tectonic control ? » *Marine Geology*, 122:151-172.
- Fagel, N., C. Hillaire-Marcel et C. Robert** (1997). «Changes in the Western Boundary Undercurrent outflow since the Last Glacial Maximum, from smectite/illite ratios in deep Labrador Sea sediments.» *Paleoceanography* 12(1): 79-96.
- Fagel, N., C. Innocent, R. K. Stevenson et C. Hillaire-Marcel** (1999). «Deep circulation changes in the Labrador Sea since the Last Glacial Maximum: new constraints from Sm-Nd data on sediments.» *Paleoceanography* 14(6): 777-788.
- Fagel, N., C. Robert, M. Preda et T. Thorez** (2001). «Smectite composition as a tracer of deep circulation : the case of the Northern North Atlantic.» *Marine Geology* 172: 309-330.
- Fagel, N., T. Boski, L. Likhoshway et H. Oberhaensli** (2003). «Late Quaternary clay mineral record in Central Lake Baikal (Academian Ridge, Siberia)» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193: 159-179.
- Farrell, J.W., Pedersen, T.F., Calvert, S.E. et Nielsen, B.** (1995). "Glacial/interglacial changes in nutrient utilization in the equatorial Pacific Ocean." *Nature* 374.
- Faure, G.** (1986). "Principles of isotope geology." *In* J. Wiley and Sons (Eds), New York, 589 p.
- Foucault, A. et F. Mélières** (2000). «Palaeoclimatic cyclicity in central Mediterranean Pliocene sediments : the mineralogical signal.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158: 311-323.
- Fralick, P. W. et B. I. Kronberg** (1997). «Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources.» *Sedimentary Geology* 113: 111-124.
- Fuji, N.** (1988). "Paleovegetation and paleoclimate changes around Lake Biwa, Japan during the last ca. 3 million years." *Quaternary Science Reviews* 7: 21-28.
- Fujii, R. et H. Sakai** (2002). "Paleoclimatic changes during the last 2.5 myr recorded in the Kathmandu Basin, Central Nepal Himalayas." *Journal of Asian Earth Sciences* 20: 255-266.
- Gibbs, R. J.** (1977). "Clay mineral segregation in the marine environment." *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 237-243.

- Gingele, F. X.** (1996). «Holocene climatic optimum in Southwest Africa - evidence from the marine clay mineral record.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122: 77-87.
- Gingele, F. X., P. M. Müller et R. R. Schneider** (1998). «Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area - clay mineral evidence from the last 200 kyr.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138: 17-26.
- Gingele, F. X., P. De Deckker et C.-D. Hillenbrand** (2001). «Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia - source and transport by ocean currents.» *Marine Geology* 179: 135-146.
- Goldstein, S. J. et S. B. Jacobsen** (1988). «Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material : implications for crustal evolution.» *Earth and Planetary Science Letters* 87: 249-265.
- Goldstein, S. J., R. K. O'Nions et P. J. Hamilton** (1984). «A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems.» *Earth and Planetary Science Letters* 1984: 221-236.
- Goodbred, S.L. et Kuehl, S.A.** (2000). "Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon." *Geology* 28: 1083-1086.
- Groote, P. M. et M. Stuiver** (1997). «Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 13-3 to 105-year resolution.» *Journal of Geophysical Research* 102(C12): 26455-26470.
- Grousset, F. E. et R. Chesselet** (1986). «The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region.» *Earth and Planetary Science Letters* 78: 271-287.
- Grousset, F.E. et P.E. Biscaye** (1989), "Nd and Sr isotopes as tracers of wind transport : Atlantic aerosols and surface sediments", In : "Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and past patterns of glacial atmospheric transport", NATO ASI Series, M. Leinen et M. Sarthein, Eds., 282(C), 385-400.
- Grousset, F.E., P.E. Biscaye, A. Zindler, J. Prospero et R. Chester** (1988), "Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols : North Atlantic", *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 367-378.
- Grousset, F.E., P. Rognon, G. Coudé-Gaussen et P. Pédemay** (1992), "Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, 203-212.
- Grousset, F.E., L. Labeyrie, J.A. Sinko, M. Cremer, G. Bond, J. Duprat, E. Cortijo et S. Huon** (1993), "Patterns of ice-rafted detritus in the Glacial North Atlantic (40°-55°N)", *Paleoceanography*, 8, 175-192.
- Gu, Q., K. Rao, X. Li, X. Xu, J. Wang et Q. Zhu** (1990). «Remote sensing application in Lingdingyang estuary.» Beijing (in chinese), Chinese Science Press.
- Gupta, A., L. Hock, X. Huang et P. Chen** (2002). «Evaluation of part of the Mekong River using satellite imagery.» *Geomorphology* 44: 221-239.

- Hall, R.** (2002). «Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations.» *Journal of Asian Earth Sciences* 20: 353-431. Animation disponible sur Internet à l'adresse : http://www.gl.rhbnc.ac.uk/seasia/body_welcome.html
- Hanebuth, T., K. Statteger et P. M. Grootes** (2000). «Rapid flooding of the Sunda Shelf : A Late-Glacial sea-level record.» *Science* 288: 1033-1035.
- Harrison, S. P., K. E. Kohfeld, C. Roeland et T. Claquin** (2001). «The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future.» *Earth Science Reviews* 54: 43-80.
- Haug, G. H. et R. Tiedemann** (1998). «Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation.» *Nature* 393: 673-676.
- Haug, G. H., M. A. Maslin, M. Sarnthein, R. Stax et R. Tiedemann** (1995). "Evolution of Northwest Pacific sedimentation patterns since 6 MA (Site 882)". *Proceeding of the Ocean Drilling Program*. Rea, D.K., I. A. Basov, D. W. Scholl et J. F. Allan, Scientific Results. 145: 293-314.
- Hays, J. D., J. Imbrie et N. J. Shackleton** (1976). «Variations in the Earth's orbit: pacemakers of the ice ages.» *Science* 194(4270): 1121-1132.
- Heinrich, R., K.-H. Baumann, R. Huber et H. Meggers** (2002). "Carbonate preservation records of the past 3 Myr in the Norwegian-Greenland Sea and the northern North Atlantic: implication for the history of NADW production." *Marine Geology* 184: 17-39.
- Heller, F. et T.-S. Liu** (1982). "Magnetostratigraphic dating of loess deposits in China." *Nature* 300: 431-433.
- Hellerman, S. et M. Rosenstein** (1983). «Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates.» *Journal of Physical Oceanography* 13: 1093-1104.
- Heslop, D., C. G. Langereis et M. J. Dekkers** (2000). «A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China.» *Earth and Planetary Science Letters* 184: 125-139.
- Holtzapffel, T.** (1985). *Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination.*
- Hori, K., Y. Saito, Q. Zhao, X. Cheng, P. Wang, Y. Sato et C. Li** (2001). "Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China." *Geomorphology* 41: 233-248.
- Hovan, S. A., D. K. Rea, N.G. Pisias et N.J. Shackleton.** (1989). "A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: aeolian flux to the north Pacific." *Nature* 340: 296-298.
- Hovius, N., Stark, C.P., Chu, H.-T. et Lin, J.-C.** (2000). "Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt : Central Range, Taiwan." *Journal of Geology* 108: 73-89.
- Hsieh, M.-L. et P. L. K. Knuepfer** (2001). "Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen River Basin, southwestern Taiwan - implications of river response to climate change and active tectonic uplift." *Geomorphology* 38: 337-372.

- Hu, J., H. Kawamura, H. Hong et Y. Qi** (2000). «A review on the currents in the South China Sea: seasonal circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio intrusion.» *Journal of Oceanography* 56(6): 607-624.
- Huang, W. et P. Wang** (1998). «A quantitative approach to deep-water sedimentation in the South China Sea: changes since the last glaciation.» *Science in China, Serie. D* 41(2): 195-201.
- Huang, X., S. Sun, D. J. DePaolo et K. Wu** (1986). «Nd-Sr isotopic study of cretaceous magmatic rocks from Fujian province (in chinese).» *Acta petrologica sinica* 2(2): 50-63. (in chinese).
- Huang, Z. G., W. Q. Chen et J. H. Chen** (1996). «Red weathered crust in South China.» Chinese Ocean Press, Beijing (in chinese).
- Hung, J. J., C. S. Lin, G. W. Hung et Y. C. Chung** (1999). «Lateral transport of lithogenic particles from the continental margin of the southern east China Sea.» *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49: 483-499.
- Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, J. J. Morley, N. G. Pisias, W. L. Prell et N. J. Shackleton** (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. *Milankovitch and Climate, Part 1*. A. L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla et B. Saltzman. Hingham, MA, D. Riedel: 269-305.
- Imbrie, J., A. Berger, E. Boyle, S. Clemens, A. Duffy, W. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D. Martinson, A. McIntyre, A. Mix, B. Molino, J. Morley, L. Peterson, N. Pisias, W. Prell, M. Raymo, N. Shackleton et J. Toggweiler** (1992). «On the structure and origin of major glaciation cycles, 2 The 100,00 years cycle.» *Paleoceanography* 8: 699-735.
- Irino, T. et R. Tada** (2002). «High-resolution reconstruction of variation in aeolian dust (Kosa) deposition at ODP site 797, the Japan Sea, during the last 200 ka.» *Global and Planetary Changes* 35: 143-156.
- Jacobsen, S. B. et G. J. Wasserburg** (1980). «Sm-Nd isotopic evolution of chondrites.» *Earth and Planetary Science Letters* 50: 139.
- Jahn, B.-M., X. H. Zhou et J. L. Li** (1990). «Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: isotopic and geochemical constraints.» *Tectonophysics* 183: 145-160.
- Jahn, B.-M., S. Gallet et J. Han** (2001). «Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka.» *Chemical Geology* 178: 71-94.
- Jansen, E. et J. Sjøholm.** (1991). «Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea.» *Nature* 349: 600-603.
- Jansen, E., U. Bleil, R. Henrich, L. Kringstad et B. Slettemark** (1988). "Paleoenvironmental changes in the Norwegian sea and the Northeast Atlantic during the last 2.8 m.y.: Deep Sea drilling project/ocean drilling program sites 610, 642, 643 and 644." *Paleoceanography* 3(5): 563-581.
- Jansen, E., J. Sjøholm., U. Bleil et J. A. Erichsen** (1990). Neogene and Pleistocene glaciations in the Northern hemisphere and late Miocene-Pliocene global ice volume fluctuations : evidence from

- the Norwegian Sea. Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. U. Bleil et J. Thiede. Dordrecht, Kluwer Academic: 677-705.
- Jennerjahn, T. C., G. Liebezeit, S. Kempe, L. Q. Xu, W. B. Chen et H. K. Wang** (1992). «Particule flux in the northern South China Sea.» In X. Jin, H.R. Kudrass et G. Pautot (Eds.), Marine geology and geophysics of the South China Sea. Beijing, China Ocean Press: 228-235.
- Jian, Z., L. Wang, M. Kienast, M. Sarnthein, W. Kuhnt, H. Lin et P. Wang** (1999). «Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40,000 years.» Marine Geology 156: 159-186.
- Jian, Z., P. Wang, M.-P. Chan, B. Li, Q. Zhao, C. Bühring, C. Laj, H.-L. Lin, U. Pflaumann, Y. Bian, R. Wang et X. Cheng** (2000). «Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the Southern South China Sea.» Paleooceanography 15(2): 229-243.
- Jones, C. E., A. N. Halliday, D. K. Rea et R. M. Owen** (1994). «Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater.» Earth and Planetary Science Letters 127: 55-66.
- Kolla, V., L. Nadler et E. Bonatti** (1980). «Clay mineral distributions in surface sediments of the Philippine Sea.» Oceanologica Acta 3(2): 245-250.
- Keigwin, L. D.** (1978). «Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean cores.» Geology 6: 630-634.
- Keigwin, L. D.** (1982). «Pliocene paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: Role of Panama uplift in the late Neogene times.» Science 217: 350-353.
- Koopman, B.** (1981). «Saharan dust deposition in the subtropical Atlantic during the last 25,000 years (in German).» "Meteor" Forschungsergebnisse C5: 23-54.
- Kübler, B. et M. Jaboyedoff** (2000). «Illite crystallinity.» Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 331: 75-89.
- Kukla, G. J., F. Heller, X.-L. Ming, X.-T. Chun, T.-S. Liu et Z.-S. An** (1988). «Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility.» Geology 16: 811-814.
- Lan, C.-Y., T. Lee, B.-M. Jahn et T.-F. Yui** (1995). «Taiwan as a witness of repeated mantle inputs - Sr-Nd-O isotopic geochemistry of Taiwan granitoids and metapelites.» Chemical Geology 124: 287-303.
- Lan, H. X., R. L. Hu, Z. Q. Yue, C. F. Lee et S. J. Wang** (2003). «Engineering and geological characteristics of granite weathering profiles in South China.» Journal of Asian Earth Sciences 21: 353-364.
- Laskar, J., F. Joutel et P. Robutel** (1993). «Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon.» Nature 361: 615-617.
- Levitus, S.** (1994). «World Ocean Atlas.» Washington, D.C., NOAA.

- Lehmkuhl, F. e F. Haselein** (2000). "Quaternary paleoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas (Western China and Western Mongolia)." *Quaternary International* 65/66: 121-145.
- Li, J., X. Fang, J. Wang, W. Zhong, J. Cao, B. Pan, H. Ma, J. Zhu, S. Zhou et al.** (1995). "Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Global Changes", Lanzhou University Press, 207pp.
- Li, X. H., G. Wei, L. Shao, Y. Liu, X. Liang, Z. Jian, M. Sun et P. Wang** (2003). «Geochemical and Nd isotopic variations in sediments of the South China Sea: a response to Cenozoic tectonism in SE Asia.» *Earth and Planetary Science Letters* 211: 207-220.
- Li, Y.-H.** (1976). «Denudation of Taiwan island since the Pliocene epoch.» *Geology* 4(2): 105-107.
- Liew, P.-M. et Hsieh, M.-L.** (2000). "Late Holocene (2ka) sea leve, river discharge and climate interrelationship in the Taiwan region." *Journal of Asian Earth Sciences* 18: 499-505.
- Liu, T.** (1985). "Loess and the Environment", China Ocean Press, Beijing.
- Liu, Z., A. Trentesaux, S. Clemens, C. Colin, P. Wang, B. Huang et S. Boulay** (2003). "Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years." *Marine Geology* 201: 133-146.
- Liu Z., C. Colin, A. Trentesaux, D. Blamart, F. Bassinot, G. Siani et M.A. Sicre** (Soumis). "Erosional history of the eastern Tibetan Plateau over the last climatic cycle: clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea". *Marine Géology*.
- Loizeau, J.-L., D. Arbouille, S. Santiago et J.-P. Vernet** (1994). "Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments." *Sedimentology* 41: 353-361.
- Lu, H., F. Zhang et X. Liu** (2002). «Pattern and frequencies of the East Asian Winter Monsoon variations during the past million years revealed by wavelet and spectral analyses.» *Global and Planetary Changes* 35: 67-74.
- Lu, H., X. Liu, F. Zhang, Z. An et J. Dodson** (1999). «Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 154: 237-246.
- Lu, H., K. van Huissteden, J. Zhou, J. Vandenberghe, X. Liu et Z. An** (2000). «Variability of East Asian Winter Monsoon in Quaternary climatic extremes in North China.» *Quaternary Research* 54: 321-327.
- Lüdmann, T., H. K. Wong et P. Wang** (2001). «Plio-Quaternary sedimentation processes and neotectonics of the northern continental margin of the South China Sea.» *Marine Geology* 172: 331-358.
- Maher, B. A. et R. Thompson** (1995). "Paleorainfall Reconstructions from Pedogenic Magnetic Susceptibility Variations in the Chinese Loess and Paleosols." *Quaternary Research* 44: 383-391.
- Mahowald, N., K. E. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. P. Harrison, I. C. Prentice, H. Rodhe et M. Schulz** (1999). «Dust sources and deposition during the Last Glacial Maximum

and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments.» *Journal of Geophysical Research* 104: 15895-16436.

- Martin, H., B. Bonin, R. Capdevila, J. Didier, J. Jahn, J. Lameyre, Y. Qiu et Y. Wang** (1990). «The Fuzhou granite complex (SE China) : petrology and geochemistry.» *Geochemistry*.
- Martinson, D. G., N. G. Pisias, J. D. Hays, J. Imbrie, T. C. Moore et N. J. Shackleton** (1987). “Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0-300,000 year chronostratigraphy.” *Quaternary Research* 27: 1-29.
- Maslin, M. A., X. S. Li, M. F. Loutre et A. L. Berger** (1998). “The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of northern hemisphere glaciation.” *Quaternary Science Reviews* 17: 411-426.
- McCave, I. N. et J. P. M. Syvitski** (1991). Principles and methods of geological particle size analysis. Principles, methods, and application of particle size analysis. J. P. M. Syvitski. Cambridge, U.K., Cambridge University Press: 3-21.
- McCave, I. N., R. J. Bryant, H. F. Cook et C. A. Coughanowr** (1986). “Evaluation of a laser-diffraction-size analyzer for use with natural sediments.” *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 561-564.
- McDermott, F., M.J. Defant, C.J. Hawkesworth, R.C. Maury et J.L. Joron** (1993). “Isotope and trace element evidence for three component mixing in the genesis of the North Luzon arc lavas (Philippines).” *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 9-23.
- Middleton, N. J., P. R. Betzer et P. A. Bull** (2001). «Long-range transport of "giant" aeolian quartz grains : linkage with discrete sedimentary sources and implications for protective particle transfert.» *Marine Geology* 177: 411-417.
- Milankovitch, M.** (1930). “Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen.“ Berlin, Gebruder Borntraeger: 176 p.
- Milliman, J. D. et R. H. Meade** (1983). «World-wide delivery of river sediment to the oceans.» *Journal of Geology* 91(1): 1-21.
- Milliman, J. D. et J. P. M. Syvitski** (1992). «Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers.» *Journal of Geology* 100: 525-544.
- Momohara, A.** (1994). "Floral and paleoenvironmental history from the late Pliocene to middle Pleistocene in and around central Japan." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 108: 281-293.
- Morley, J. J. et L. E. Heuseur** (1997). «Role of orbital forcing in east Asian monsoon climates during the last 350 kyr : evidence from terrestrial and marine climate proxies from core RC14-99.» *Palaeogeography* 12(3): 483-493.
- Mudelsee, M. et Schulz, M.** (1997). “The Mid-Pleistocene climate transition: Onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka.” *Earth and Planetary Science Letters* 151: 117–123.

- Mudelsee, M. et Stattegger, K.** (1997). "Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time series analysis." *Geologische Rundschau* 86: 499-511.
- Mukasa, S. B., M. F. J. Flower et A. Miklius** (1994). «The Nd-, Sr- and Pb-isotopic character of lavas from Taal, Laguna de Bay and Arayat volcanoes, southwestern Luzon, Philippines : implications for arc magma petrogenesis.» *Tectonophysics* 235: 205-221.
- Nakai, S., A. N. Halliday et D. K. Rea** (1993). «Provenance of dust in the Pacific Ocean.» *Earth and Planetary Science Letters* 119: 143-157.
- Nelson, B. K. et D. J. DePaolo** (1988). «Application of Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systematics to studies of provenance and basin analysis.» *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 348-357.
- Nesbitt, H. W.** (1979). «Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite.» *Nature* 279: 206-210.
- Nesbitt, H. W. et G. Markovics** (1997). «Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments.» *Geochimica and Cosmochimica Acta* 61(1653-1670).
- Niino, H. et K. O. Emery** (1961). «Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea.» *Geological society of american Bulletin* 72: 731-762.
- Nilson, E. et F. Lehmkuhl** (2001). "Interpreting temporal patterns in the late quaternary dust flux from Asia to the North Pacific." *Quaternary International* 76/77: 67-76.
- ODP Leg 151, Shipboard Scientific Party** (1994). "Exploring Arctic history through scientific drilling." *EOS* 75(25): 281-286.
- O'Nions, R. K., P. J. Hamilton et P. J. Hooker** (1983). «A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles.» *Earth and Planetary Science Letters* 63: 229-240.
- Palmer, M. R. et J. M. Edmond** (1989). «The strontium isotope budget of the modern ocean.» *Earth and Planetary Science Letters* 92: 11-26.
- Parra, M., P. Delmont, A. Ferragne, C. Latouche et D C. Puechmaille** (1985). "Origin and evolution of smectite in recent marine sediments of the NE Atlantic." *Clay Minerals* 20: 335-345.
- Parra, M., P. Delmont, J. C. Dumon, A. Ferragne et J. C. Pons** (1987). "Mineralogy and origin of tertiary interbasaltic clays from the Faeroe Islands, Northeastern Atlantic." *Clay Minerals* 22: 63-82.
- Perez Belmonte, L.** (2003). "Enregistrement de la dernière transgression dans le Golfe du Lion". Mémoire de DEA DES, Université de Lille 1, 52 pp.
- Pesci, M.** (1990). «Loess is not just the accumulation of dust.» *Quaternary international* 7-8: 1-21.
- Petschick, R.** (1999). Macdiff. freeware available on the Web.

- Petschick, R., G. Kuhn et F. X. Gingele** (1996). «Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography.» *Marine Geology* 130: 203-229.
- Pettke, T., A. N. Halliday, C. M. Hall et D. K. Rea** (2000). «Dust production and deposition in Asia and the North Pacific Ocean over the past 12 Myr.» *Earth and Planetary Science Letters* 178: 397-413.
- Piegras, D.J., Wasserburg, G.J. and Dasch, E.J.** (1979). "The isotopic composition of Nd in different ocean masses." *Earth. Planet. Sci. Lett.* 45: 223-236.
- Pisias, N. G. et T. C. Moore** (1981). «The evolution of Pleistocene climate: a time series approach.» *Earth Planet. Sci. Lett.* 52: 450-458.
- Pisias, N. G., D. G. Martinson, T. C. Moore, N. J. Shackleton, W. Prell, J. Hays et G. Boden** (1984). "High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300 000 years." *Marine Geology* 56: 119-136.
- Pluquet, F.** (2000). «Traçage sédimentologique et géochimique des variations climatiques affectant le continent sud-est asiatique au cours du Quaternaire », rapport de DEA, Université Paris-Sud, Orsay, 62p.
- Prell, W.L.** (1982). Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the quaternary of hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Prell, W.L. and Gardner, J.V. Washington, U.S. Government Printing Office: 455-464.
- Prell, W. L.** (1984). "Monsoonal climate of the Arabian Sea during the Late Quaternary: a response to changing solar radiation." In *Milankovitch and Climate*. A. L. Berger. Hingham, MA, D. Riedel. 1: 349-366.
- Prell, W. L. et J. E. Kutzbach** (1987). "Monsoon variability over the past 150,000 years." *J. Geophys. Res.* 92(D7): 8411-8425.
- Prell, W. L. et J. E. Kutzbach** (1992). «Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution.» *Nature* 360: 647-652.
- Prins, M. A. et G. J. Weltje** (1999). «End-member modeling of siliciclastic grain-size distributions : the Late Quaternary record of eolian and fluvial sediment supply to the Arabian Sea and its paleoclimatic significance.» In *Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulation*, SEPM Special Publications.
- Prins, M. A., G. Postma, J. Cleveringa, A. Cramp et N. H. Kenyon** (2000a). "Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary : the Indus Fan." *Marine Geology* 169: 327-349.
- Prins, M. A., G. Postma et G. J. Weltje** (2000b). "Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary : the Makran continental slope." *Marine Geology* 169: 351-371.

- Prins, M. A., S. R. Troelstra, R.W. Kruk, K. van der Borg et A.F.M. de Jong** (2001). The late Quaternary sedimentary record of Reykjanes ridge, North Atlantic. 17th International 14C Conference, Radiocarbon.
- Qu, T.** (2000). «Notes and correspondance - Upper-layer circulation in the South China Sea.» *Journal of Physical Oceanography* 30: 1450-1460.
- Raymo, M. E. et W. F. Ruddiman** (1992). «Tectonic forcing of the late Cenozoic climate.» *Nature* 359: 117-122.
- Raymo, M. E., W. F. Ruddiman, N. J. Shackleton et D. W. Oppo** (1990). «Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}C$ gradients over the last 2.5 m.y.» *Earth and Planetary Science Letters* 97: 353-368.
- Raymo, M. E., D. Hodell et E. Jansen** (1992). "Response of deep ocean circulation to initiation of Northern Hemisphere glaciation (3-2 Ma)." *Palaeogeography* 7: 645-672.
- Rea, D. K.** (1986). «A 420,000-year record of cyclicity in oceanic and atmospheric processes from the eastern equatorial Pacific.» *Paleoceanography* 1(4): 577-586.
- Rea, D. K. et T. R. Janecek** (1981). «Mass-accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component in the deep-sea sediment from the western mid-Pacific mountains, Deep Sea Drilling Project Site 463.» *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 62: 653-659.
- Rea, D. K. et M. Leinen** (1988). «Asian aridity and the zonal westerlies : Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the northwest Pacific Ocean.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66: 1-8.
- Rea, D. K., M. Leinen et T. R. Janacek** (1985). «Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation.» *Science* 227: 721-725.
- Rea, D. K., H. Snoeck et L. H. Joseph** (1998). «Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere.» *Paleoceanography* 13: 215-224.
- Ren, M. E. et T.-L. Shi** (1986). «Sediment discharge of the Yellow River (China) and its effect on the sedimentation of the Bohai and the Yellow Sea.» *Continental Shelf Research* 6: 785-810.
- Revel, M.** (1995), "Dynamique des courants de profonds en Atlantique Nord, depuis 200.000 ans, retracée par les flux particuliers advectés", Bordeaux I, 230 pp.
- Revel, M., J.A. Sinko, F.E. Grousset et P.E. Biscaye** (1996), "Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles : paleoclimatic implications", *Paleoceanography*, **11**, 95-113.
- Ruddiman, W. F. et M. E. Raymo** (1988). "Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections." *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 318: 411-430.
- Ruddiman, W. F. et E. Kutzbach** (1991). "Plateau Uplift and Climatic Change." *Scientific American* 264(3): 66-75.

- Ruddiman, W. F., M. E. Raymo, D. G. Martinson, B. M. Clement et J. Backman** (1989). «Pleistocene evolution of Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic ocean.» *Paleoceanography* 4(4): 353-412.
- Saito, Y. et Z. Yang** (1995). «Historical change of the Huanghe (Yellow River) and its impact on the sediment budget of the East China Sea.» In S. Tounogai et al. (Eds), *Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal ocean atmosphere system*. Yokohama, Japon, M&J International: 3-12.
- Saito, Y., Z. Yang et K. Hori** (2001). «The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas : a review on their characteristics, evolution and sediment discharges during the Holocene.» *Geomorphology* 41: 219-231.
- Sarnthein, M. et P. Wang** (1999). «Response of West Pacific marginal seas to global climatic change.» *Marine Geology* 156: 1-3.
- Schäfer, J. M., S. Tschudi, Z. Zhao, X. Wu, S. Ivy-Ochs, R. Wieler, H. Baur, P. W. Kubik et C. Schlüchter** (2002). «The limited influence of glaciations in Tibet on global climate over the past 170 000 yr.» *Earth and Planetary Science Letters* 194: 287-297.
- Schönfeld, J. et H.-R. Kudrass** (1993). «Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to Late Quaternary sea-level changes.» *Quaternary Research* 40: 368-379.
- Schulz, H., U. von Rad et H. Erlenkeuser** (1998). «Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110 000 years.» *Nature* 393: 54-57.
- Ségalen, P.** (1995). «Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique, Tomes 1, 2 et 3. Publications ORSTOM.
- Shackleton, N. J., A. Berger et W. R. Peltier** (1990). «An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677.» *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 81: 251-261.
- Shackleton, N. J., M. A. Hall et D. Pate** (1995). «Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846.» *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138: 337-353.
- Shipboard Scientific Party** (2000). "Leg 184 summary: exploring the Asian monsoon through drilling in the South China Sea". In Wang, P., W.L. Prell, P. Blum et al., *Proc. ODP, Init. Repts., 184: College Station TX (Ocean Drilling Program)*, 1-77.
- Singer, A.** (1984). «The palaeoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review.» *Earth Science Reviews* 21: 251-293.
- Singer, A.** (1988). «Properties et Genesis of Some Soils of Guanxi Province, China.» *Geoderma* 43: 117-130.
- Singer, A.** (1993). «Weathering patterns in representative soils of Guangxi Province, south-east China, as indicated by detailed clay mineralogy.» *Journal of Soil Science* 44: 173-188.
- Soldheid, P.A., C. Laj et S.K. Banerjee** (2003). "Data report: mineral magnetic properties of sediments from site 1144, northern South China Sea". In Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea,

- D.K., et Clemens, S.C. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 184 [Online]. Disponible à l'adresse (12/10/03) : http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/204/204.htm.
- Stuut, J.-B. W., M. A. Prins, R. R. Schneider, G. J. Weltje, J. H. F. Jansen et G. Postma** (2002). "A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa : inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic." *Marine Geology* 180: 221-233.
- Sun, D., J. Bloemendal, D.K. Rea, J. Vandenberghe, F. Jiang, Z. An et R. Su** (2002). "Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components." *Sedimentary Geology* 152: 263-277.
- Sun, J. et T. Liu** (2000). "Stratigraphic Evidence for the Uplift of the Tibetan Plateau between ~1.1 and ~0.9 myr Ago." *Quaternary Research* 54: 309-320.
- Sun, X.** (2000). «The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160: 301-316.
- Sun, X. et X. Li** (1999). «A pollen record of the last 37ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea.» *Marine Geology* 156: 227-244.
- Sun, X., C. Song et F. Wang** (1996). «Pollen-climate response surface of selected taxa from northern China.» *Science in China, Serie. D* 39(5): 486-493.
- Sun, X., Y. Luo, F. Huang, J. Tian et P. Wang** (2003). "Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon." *Marine Geology* 201: 97-118.
- Tamburini, F., T. Adate, K. Föllmi, S. M. Bernasconi et P. Steinmann** (2003). "Investigating the History of East Asian monsoon and climate during the last glacial interglacial period (0-140,000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Site 1143 and 1144, South China Sea." *Marine Geology* 201: 147-168.
- Tegen, I. et I. Fung** (1995). «Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification.» *Journal of Geophysical Research* 100: 18707-18726.
- Teng, L. S.** (1990). «Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan.» *Tectonophysics* 183: 57-76.
- Thamban, M., V. Purnachandra Rao et R. R. Schneider** (2002). «Reconstitution of late Quaternary monsoon oscillations based on clay mineral proxies using sediment cores from the western margin of India.» *Marine Geology* 186: 527-539.
- Thunell, R. C., D. Anderson, D. Gellar et Q. Miao** (1994). «Sea-surface temperature estimates for the tropical western Pacific during the last glaciation and their implications for the Pacific Warm Pool.» *Quaternary Research* 41: 255-264.
- Tiedemann, R., M. Sarnthein et N.J. Shackleton**, (1994). "Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust records of Ocean Drilling Program Site 659". *Paleoceanography*, 9, 619-638.

- Trentesaux, A., P. Recourt, V. Bout-Roumazeilles et N. Tribovillard** (2001). "Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer." *Journal of Sedimentary Research* 71(5): 858-862.
- Trentesaux, A., Z. Liu, C. Colin, S. Boulay, et P. Wang** (2003). «Data report: Pleistocene paleoclimatic cyclicality of southern China: clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146)». In Prell, W.L., P. Wang, P. Blum, D.K. Rea, et S.C. Clemens (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184 [Online]. Disponible à l'adresse (12/10/03): http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/210/210.htm.
- Tseng, R.-S. et Y.-T. Shen** (2003). «Lagrangian observations of surface flow patterns in the vicinity of Taiwan.» *Deep-Sea Research II* 50: 1107-1115.
- Vagner, P.** (2001). "Séquences de dépôts du Quaternaire supérieur et variations climatiques en mer Chine de l'est". Thèse de l'Université de Lille I, 247 pp.
- Vanderaverroet, P., O. Averbuch, J.-F. Deconinck et H. Chamley** (1999). «A record of glacial/interglacial alternations in Pleistocene sediments off New Jersey expressed by clay mineral, grain size and magnetic susceptibility data.» *Marine Geology* 159: 79-92.
- Voris, H. K.** (2000). «Maps of Pleistocene sea levels in Southeast Asia : shorelines, river systems and time durations.» *Journal of Biogeography* 27: 1153-1167.
- Wang, L. et P. Wang** (1990). «Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea : glacial-interglacial contrasts in an enclosed basin.» *Paleoceanography* 5(1): 77-90.
- Wang, L., M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, J. Grimalt, P. Grootes, S. Heilig, E. Ivanova, M. Kienast, C. Pelejero et U. Pflaumann** (1999). «East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea.» *Marine Geology* 156: 245-284.
- Wang, P.** (1990). "The Ice-Age China Sea. Research results and problems". First International Conference on Asian Marine Geology, Shanghai, China Ocean Press.
- Wang, P.** (1999). «Response of West Pacific marginal seas to glacial cycles : paleoceanographic and sedimentological features.» *Marine Geology* 156: 5-39.
- Wang, P. et X. Sun** (1994). «Last Glacial maximum in China : comparison between land and sea.» *Catena* 23: 341-353.
- Wang, P., L. Wang, Y. Bian et Z. Jian** (1995). «Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea surface circulation and carbonate cycles.» *Marine Geology* 127: 145-165.
- Wang, P., L. Wang, S. S. Ganzei, S. Tsukawaki, K. B. Hassan, W. S. Hantoro, S. Poobrasert, R. Burne, Q. Zhao et H. Kagami** (1997). "West Pacific marginal seas during last glacial maximum : amplification of environmental signals and its impact on monsoon climate". *Proc., 30th Int. Geol. Congr.*
- Wang, P., W.L. Prell, P. Blum et al.** (2000). "Proc. ODP, Init. Repts., 184" [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA.

- Wang, Y. et D. G. Aubrey** (1987). «The characteristics of the China coastline.» *Continental Shelf Research* 7(4): 329-349.
- Webster, P. J.** (1987). "The elementary monsoon". John Wiley & Sons Eds, New York: 3-32.
- Wehausen, R., J. Tian, H.-J. Brumsack, X. Cheng, et P. Wang** (2003). "Geochemistry of Pliocene sediments from ODP Site 1143 (southern South China Sea)". In Prell, W.L., P. Wang, P. Blum, D.K. Rea, et S.C. Clemens (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184 [Online]. Disponible à l'adresse (12/10/03): http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/201/201.htm.
- Wei, K. Y., T.-C. Chiu et Y.G. Chen** (2003). "Toward establishing a maritime proxy record of the East Asian summer monsoons for the late Quaternary." *Marine Geology* 201: 67-79.
- Weltje, G. J.** (1997). «End-member modeling of compositional data : numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem.» *Journal of Mathematical Geology* 29: 503-549.
- Weltje, G. J. et M. A. Prins** (2003). "Muddled or mixed ? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics." *Sedimentary Geology* 162: 39-62.
- Whitford, D. J.** (1975). «Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia, and their petrographic implications.» *Geochimica and Cosmochimica Acta* 39: 1287-1302.
- Wiesner, M. G., L. Zheng, H. K. Wong, Y. Wang et W. Chen** (1996). «Flux of particulate matter in the South China Sea". In Ittikot, V., P. Schäfer, S. Honjo, et P.J. Depetris (Eds.), *Particle Flux in the Ocean*. New York, Wiley: 293-312.
- Wolf-Welling, T. C. W., M. Cremer, S. O'Connell, A. Winkler et J. Thiede** (1996). *Cenozoic Arctic Gateway paleoclimate variability : Indications by changes in coarse-fraction composition (ODP Leg 151)*. *Proc. ODP, Sci. Repts.* In Thiede, J., A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson et W. F. Ruddiman (Eds). College Station, TX (Ocean Drilling Project). 515-525.
- Wolf, T. C. W. et J. Thiede** (1991). "History of terrigenous sedimentation during the past 10 my in the North Atlantic (OD-Leg's 104, 105, and DSDP-Leg 81)." *Marine Geology* 101: 83-102.
- Xiao, J. et Z. An** (1999). «Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 154: 179-189.
- Xiao, J., S. C. Porter, Z. An, H. Kumai et S. Yoshikawa** (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* 43: 22-29.
- Xiao, J., Y. Inouchi, H. Kumai, S. Yoshikawa, Y. Kondo, T. Liu et Z. An** (1997). «Eolian Quartz Flux to Lake Biwa, Central Japan, over the Past 145,000 Years.» *Quaternary Research* 48: 48-57.
- Xu, X. et M. Oda** (1999). "Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36 000 years." *Marine Geology* 156: 285-304.
- Yang, T. F., T. Lee, C.-H. Chen, S.-N. Cheng, U. Knittel, R. S. Punongbayan et A. R. Radas** (1996). "A double island arc between Taiwan and Luzon : consequence of ridge subduction." *Tectonophysics* 258: 85-101.

- Yu, H.-S.** (1990). "The Pearl River Mouth Basin: A rift basin and its geodynamic relationship with the southeastern Eurasian margin." *Tectonophysics* 183: 177-186.
- Zhang, C. et L. Wang** (2001). "Multi-element geochemistry of sediments from the Pearl River system, China." *Applied Geochemistry* 16: 1251-1259.
- Zhang, J., W. Huang et M. Liu** (1994). "Geochemistry of major Chinese river-estuary systems", in: *Oceanology of China Seas*. D. Zhou et al. (Eds.), Dordrecht, Kluwer Academic. 1: 179-188.
- Zhang, J., Z. G. Yu, J. T. Wang, J. L. Ren, H. T. Chen, H. Xiong, L. X. Dong et W. Y. Xu** (1999). "The subtropical Zhujiang (Pearl River) estuary: nutrients, trace species and their relationship to photosynthesis." *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49: 385-400.

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Liste des figures

Figure 1 : représentation schématique des localisations des trois principaux systèmes mondiaux de mousson et des directions et sens des vents dominants en hiver et en été. MCS : mer de Chine du Sud ; ZCIT : zone de convergence intertropicale ; HP : hautes pressions ; BP : basses pressions.....	7
Figure 2 : présentation schématique des processus pouvant contrôler les variations des signaux enregistrés par les sédiments marins.....	9
Figure 3 : carte géographique du domaine sud-est asiatique. La position distale maximale de la ligne de rivage pour le dernier maximum glaciaire (DMG, 18 ka) et les limites des bassins versants du Yangtze, de la rivière des Perles, du fleuve Rouge et du Mékong sont marquées en pointillés.....	15
Figure 4 : coupe bathymétrique schématique de la MCS et localisation des sites de forage du Leg ODP 184 étudiés (d'après Tamburini et al., 2003).....	16
Figure 5 : carte géologique de l'Asie du sud-est (Choubert et Faure-Muret, 1980).....	18
Figure 6 : légende de la carte géologique de l'Asie du sud-est (Choubert et Faure-Muret, 1980).....	19
Figure 7 : carte schématique de la répartition de la lithologie des formations géologiques du bassin versant de la rivière des Perles (d'après Zhang et Wang, 2001) et localisation des 3 principaux affluents de la rivière des Perles.....	21
Figure 8 : carte schématique des principales caractéristiques tectoniques de l'arc Taiwan-Luzon et localisation des formations volcaniques (d'après Yang et al., 1996).....	21
Figure 9 : cartes géologique et topographique de l'île de Taiwan (d'après Hovius et al., 2000 ; Liew et Hsieh, 2000).....	22
Figure 10 : coupe en long du Fleuve Mékong, lithologie et principaux sols rencontrés (d'après Liu et al., 2003).....	24
Figure 11 : carte de localisation des déserts, des formations sableuses et des dépôts de loess en Asie Centrale (d'après Lehmkuhl et Haselein, 2000).....	25
Figure 12 : cartes schématiques de la circulation atmosphérique en Asie en hiver (haut) et en été (bas). Les petites flèches représentent les vents de basse altitude. Les grandes flèches représentent les "jets", vents troposphériques. La zone de convergence intertropicale (ZCIT) est schématisée en pointillés. HP : haute pression, BP : basse pression.....	28
Figure 13 : précipitations annuelles (mm/an) autour de la MCS. Les lignes en pointillés séparent les trois zones pluviométriques décrites dans le texte.....	30
Figure 14 : répartition des différents types de végétation autour de la MCS (d'après Adam et Faure, 1995).....	31
Figure 15 : carte de distribution des différents types de sols autour de la MCS (Ségalen, 1985).....	32
Figure 16 : carte de répartition de la vulnérabilité des sols à l'érosion mécanique par l'eau de ruissellement (www.nrcs.usda.gov).....	33
Figure 17 : cartes de répartition des courants de surface en MCS (a) en été et (b) en hiver (d'après Hu et al., 2000).....	35
Figure 18 : cartes de répartition des températures de surface à l'actuel (source : données NOAA).....	36
Figure 19 : cartes de répartition des salinités des eaux de surface (source : Levitus, 1994).....	36
Figure 20 : variations du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques du site 659 (Atlantique Est, 20°N) au cours des derniers 3,5 Ma (d'après Tiedemann et al., 1994).....	38
Figure 21 : les principaux paramètres orbitaux de Milankovitch et leurs cyclicités.....	40
Figure 22 : évolution de la paléogéographie de la MCS au cours du dernier cycle climatique (d'après Voris, 2000). La courbe composite de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques (SPECMAP) et les variations du niveau marin (en m) associées y sont aussi reportées (Imbrie et al., 1984).....	43
Figure 23 : cartes de répartition des circulations atmosphériques et océaniques de surface en période de mousson d'été (a) et d'hiver (b) au cours du DMG. Les longues flèches symbolisent les vents et les courtes, les courants de surface. Pour le DMG, la position distale maximale de la ligne de rivage est représentée. (D'après Wang, 1990).....	44
Figure 24 : cartes de répartition des températures des eaux de surface en été et en hiver au cours du dernier maximum glaciaire (DMG) (d'après Wang et al., 1995).....	45
Figure 25 : carte bathymétrique de la MCS et localisation des sites ODP 1144, 1145 et 1146 (Leg 184) sélectionnés pour cette étude.....	46
Figure 26 : descriptions lithologiques des sites 1144, 1145 et 1146 choisis pour cette étude (Shipboard Scientific Party, 2000).....	49
Figure 27: profil sismique et localisation du site de forage 1144 ; paramètres physiques mesurés à bord lors du Leg ODP 184, rayonnement gamma naturel (cps), susceptibilité magnétique (10^{-5} SI), réflectance (%) (Wang et al., 2000) et modèle d'âge (Buehring et al., en prep).....	50
Figure 28: a) profil sismique et localisation du site de forage 1145 ; b) paramètres physiques mesurés à bord lors du Leg ODP 184, rayonnement gamma naturel (cps), susceptibilité magnétique (10^{-5} SI), réflectance (%) (Wang et al., 2000) et modèle d'âge (Mc Intyre et Oppo, com. pers.).....	51
Figure 29: a) profil sismique et localisation du site de forage 1146 ; b) paramètres physiques mesurés à bord lors du Leg ODP 184, rayonnement gamma naturel (cps), susceptibilité magnétique (10^{-5} SI), réflectance (%) (Wang et al., 2000) et modèle d'âge (Clemens et Prell, 2003).....	52

Figure 30 : évolutions du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques <i>G. ruber</i> des sites 1144, 1145 et 1146 et du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques <i>C.muellerstorfi</i> et <i>U.peregrina</i> du site 1146 en fonction de l'âge.	56
Figure 31 : variations des taux de sédimentation (cm/ka) et des flux (g/cm ² /ka) des sites 1144, 1145 et 1146, en fonction de l'âge des sédiments et de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques du site 1146 (Clemens et Prell, 2003). Les parties grisées correspondent aux stades interglaciaires.....	59
Figure 32 : exemples de distributions granulométriques caractéristiques de sédiments glaciaires et interglaciaires ; pourcentages volumiques des classes granulométriques du site 1144 (trait plein), échantillons des stades 1 (5,7 mcd) et 6 (166,7 mcd) et du site 1146 (pointillés), échantillons des stades 5 (23,4 mcd) et 10 (62,1 mcd).	66
Figure 33 : évolution de la moyenne granulométrique des sites 1144 et 1146 au cours des 1,8 derniers Ma.....	67
Figure 34 : analyses spectrales de Blackman-Tukey à transformée de Fourier des variations de la moyenne granulométrique des sites 1144 (sur 1,1 Ma) et 1146 (sur 1,8 Ma).....	69
Figure 35 : analyse en ondelettes des variations granulométriques du site 1144 au cours des derniers 1,1 Ma. Plus les couleurs sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent l' emplacement des périodicités de Milankovitch (100, 41 et 23 ka).....	70
Figure 36 : analyse en ondelettes des variations granulométriques du site 1146 au cours des derniers 1,8 Ma. Plus les couleurs sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent les emplacements des périodicités de Milankovitch (100, 41 et 23 ka).....	71
Figure 37 : spectres de fréquences du site 1146 calculés pour les périodes 0-0,4 Ma, 0,4-1,2 Ma et 1,2-1,8 Ma.	71
Figure 38 : écarts types calculés à partir de l'ensemble des distributions de tailles de grains pour chacune des classes granulométriques pour les sites 1144 et 1146.	73
Figure 39 : évolutions (% volumique) au cours du dernier 1,1 Ma des 3 populations granulométriques déterminées à partir du calcul d'écart type des classes granulométriques du site 1144 : populations à a) $\sim 10 \mu\text{m}$, b) 20-40 μm et c) 2,5-5 μm . Évolution de d) la moyenne (μm) et e) du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (<i>G. ruber</i>).....	74
Figure 40 : évolutions (% volumique) au cours du dernier 1,8 Ma, des 3 populations granulométriques déterminées à partir du calcul d'écart type des classes granulométriques du site 1146 : populations à a) $\sim 7 \mu\text{m}$, b) 10-20 μm et c) 1-4 μm . Évolution de d) la moyenne (μm) et e) du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques.....	75
Figure 41 : a) puissance des 10 premières valeurs singulières de la matrice de mélange des données granulométriques du site 1144 sur la période 0-1,1 Ma ; b) représentation 2D et détermination des pôles de mélange ; c) distributions granulométriques des 3 populations identifiées.	78
Figure 42 : contributions respectives et évolutions au cours des 1,1 derniers Ma, des trois populations granulométriques calculées pour le site 1144. a) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (<i>G.ruber</i>) ; b) population fine, mode à 5 μm ; c) population intermédiaire, mode à 11 μm et d) population grossière, mode à 25 μm	79
Figure 43 : a) représentation des 10 premières valeurs singulières de la matrice de mélange des données granulométriques du site 1146 sur la période 0-1,8 Ma ; b) représentation 2D et détermination des coordonnées des pôles de mélange ; c) distributions granulométriques des 3 populations identifiées.	81
Figure 44 : contributions respectives et évolutions au cours des 1,8 derniers Ma, des trois populations granulométriques calculées pour le site 1146. a) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (<i>G.ruber</i>) ; b) population fine, mode à 4 μm ; c) population intermédiaire, mode à 9 μm et d) population grossière, mode à 19 μm	82
Figure 45 : comparaison des résultats de la méthode de reconstitution des périodes 0-1,2 Ma et 1,2-1,8 Ma du site 1146.....	83
Figure 46 : répartition granulométrique des sédiments au large de Hong Kong (d'après Lüdmann et al., 2001).....	90
Figure 47 : présentation de 2 exemples de spectres de DRX caractéristiques du site 1145. a) échantillon B5H4 98-100 (43,13 mcd) à faible teneur en smectite ; b) échantillon C6H5 78-80 (57,83 mcd) à forte teneur en smectite.	98
Figure 48 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction $<2\mu\text{m}$ en fonction du temps et comparaison avec l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (<i>G.ruber</i>) pour les derniers 450 ka du site 1144. Les parties hachurées représentent des hiatus et les bandes grisées les stades interglaciaires.....	100
Figure 49 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction $<2\mu\text{m}$ du site 1145, en fonction du temps et comparaison avec l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (<i>G.ruber</i>) pour les derniers 450 ka. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires.	101
Figure 50 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction $<2\mu\text{m}$ du site 1146, en fonction du temps et comparaison avec l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (‰) des foraminifères planctoniques (<i>G.ruber</i>) pour les derniers 450 ka. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires.	102
Figure 51 : évolution des rapports smectite/(illite+chlorite) au cours des 450 derniers ka pour les sites 1144, 1145 et 1146, en comparaison avec les variations de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (‰) et la courbe d'insolation de septembre calculée pour les basses latitudes. Les bandes grisées correspondent aux périodes d'insolation maximales, et les pointillés symbolisent les limites des stades isotopiques.	104
Figure 52 : évolution de l'indice de cristallinité de l'illite des sites 1144, 1145 et 1146 en fonction de l'âge (ka), au cours des derniers 450 ka. Sont également représentés le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (<i>G.ruber</i>) du site 1145 et la courbe d'insolation d'été calculée pour les basses latitudes (20°N). Bandes grisées et pointillées : voir figure 5.....	106

Figure 53 : évolution des teneurs en kaolinite, smectite, illite et chlorite de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> du site 1146, en fonction du temps pour les 2 derniers Ma. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires ; les pointillés marquent les minima de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>U. peregrina</i>) avant 1,2 Ma.	108
Figure 54 : évolution de l'indice de cristallinité de l'illite et du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146, en fonction du temps pour les 2 derniers Ma. Les bandes grisées représentent les stades interglaciaires ; les pointillés marquent les minima de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (<i>C. wuellerstorfi</i> et <i>U. peregrina</i>) avant 1,2 Ma.	109
Figure 55 : analyses spectrales de type Blackman-Tukey du rapport smectite/(illite+chlorite). a) site 1145, sur 450 ka ; b) site 1146, sur 450 ka et 2 Ma.	110
Figure 56 : spectres en ondelettes du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1146 pour les 2 derniers Ma. Plus les couleurs sont foncées, plus les périodes sont présentes. Les traits horizontaux représentent les 3 périodicités principales de Milankovich (23, 41 et 100 ka).	111
Figure 57 : spectres en ondelettes du rapport smectite/(illite+chlorite) du site 1145 pour les derniers 450 ka. Plus les couleurs sont foncées, plus les périodes sont présentes. Les traits horizontaux représentent les 3 périodicités principales de Milankovich (23, 41 et 100 ka).	112
Figure 58 : évolution minéralogique type se produisant dans les sols en fonction des conditions de l'hydrolyse.	115
Figure 59 : carte de localisation des sites de prélèvement d'échantillons de rivières alimentant la MCS.	118
Figure 60 : localisation des coupes étudiées dans les provinces géologiques de Taiwan et assemblages argileux (d'après Chamley et al., 1993). Description des formations géologiques, cf. Figure 9.	121
Figure 61 : Site 1145, variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des sédiments décarbonatés en comparaison avec les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (<i>G. ruber</i>) au cours des derniers 800 ka.	134
Figure 62 : comparaison des variations isotopiques du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du sédiment total, et minéralogiques du rapport smectite/(illite+chlorite) de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> au cours des 450 derniers ka. Deux séries sont présentées pour le rapport smectite/(illite+chlorite), la série de données complète et une série dégradée ne présentant que les échantillons sur lesquels ont été mesurés les isotopes.	136
Figure 63 : comparaison des teneurs en argiles de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> (chlorite, illite, smectite et kaolinite) avec les mesures du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenues sur le sédiment décarbonaté, des périodes à insolation maximale (forte mousson d'été) et des périodes à insolation minimale (forte mousson d'hiver).	137
Figure 64 : carte de répartition des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des valeurs de l' $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ des sédiments de fleuves et de la MCS d'après une compilation de données bibliographiques (références, voir texte)	142
Figure 65 : confrontation des mesures isotopiques [Rb]/[Sr] et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments du site 1145 (losanges blancs) avec les données de la littérature pour les sédiments de la rivière des Perles, du fleuve Rouge, du Mékong, des Læss, de l'île de Taiwan et de l'arc de Luzon.	144
Figure 66 : confrontation des mesures isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ du site 1145 (losanges blancs) avec les données de la littérature.	145
Figure 67 : hyperbole de mélange $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre un pôle volcanique Arc de Luzon ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,7046 ; [Sr] : 570 ppm ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,51269 ; [Nd] : 18 ppm) et un pôle rivière des Perles ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,72765 ; [Sr] : 70 ppm ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,512064 ; [Nd] : 35 ppm) et position des mesures du site 1145 par rapport à cette hyperbole.	146
Figure 68 : influence de l'arc volcanique de Luzon sur la sédimentation du nord de la zone d'étude avec bathymétrie approximative, sur lequel sont représentées les signatures isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ de différentes carottes sédimentaires (Chen et al., 1990 ; McDermott et al., 1993), une moyenne des valeurs holocènes des sédiments du site 1145 ainsi que des valeurs de charges particulières de rivières de Taiwan et de Luzon.	147
Figure 69 : configuration schématique du climat, de la bathymétrie et de la granulométrie des apports de matériel terrigène en MCS au cours des stades interglaciaires.	157
Figure 70 : configuration schématique du climat, de la bathymétrie et de la granulométrie des apports de matériel terrigène en MCS au cours des stades glaciaires.	158
Figure 71 : configuration schématique du climat et des apports de matériel terrigène argileux (fraction <math><2\mu\text{m}</math>) en MCS au cours des périodes de forte insolation d'été (périodes de forte mousson d'été).	159
Figure 72 : configuration schématique du climat et des apports de matériel terrigène argileux (fraction <math><2\mu\text{m}</math>) en MCS au cours des périodes de faible insolation d'été (périodes de forte mousson d'hiver).	160
Figure 73 : représentation synthétique des principaux résultats de cette étude. Sur les 2 derniers Ma, les variations granulométriques ont été interprétées en terme de variations d'amplitude du niveau marin et de remaniement de la plate-forme ; les variations du rapport minéralogique smectite/(illite+chlorite) correspondent aux variations d'intensité de la mousson d'été.	162
Figure 74 : Diagramme schématique montrant le fonctionnement d'un granulomètre Malvern (ici le 3600E, comparable au Malvern Mastersizer X utilisé dans l'étude). D'après McCave et al., 1986)	197
Figure 75 : Diagramme schématique montrant le fonctionnement du granulomètre Coulter LS-130. D'après Loizeau et al., 1994.	198
Figure 76 : protocole d'analyse du Sr, Rb, Nd et Sm des échantillons du site 1145.	216

Liste des tableaux

Tableau 1 : caractéristiques des principaux fleuves alimentant la MCS.	26
Tableau 2 : comparaison des données granulométriques obtenues pour les sites 1144 et 1146.	66
Tableau 3 : intervalles de variation et moyennes des teneurs en chlorite, illite, smectite et kaolinite pour les sites 1144, 1145 et 1146 au cours des derniers 450 ka.	99
Tableau 4 : analyses semi-quantitatives du cortège argileux de 29 échantillons de sédiments de rivière des provinces de Guangdong et Fujian.	118
Tableau 5 : récapitulatif des proportions des principaux minéraux des sédiments des zones sources potentielles (- : très peu abondant ; - : faiblement abondant ; + : abondant ; + + : très abondant).....	124
Tableau 6 : analyses isotopiques des éléments Rb, Sr et Nd de la fraction décarbonatée du site 1145.....	133
Tableau 7 : synthèse bibliographique des compositions isotopiques des différentes sources alimentant la MCS. Les valeurs en gras ne sont pas des moyennes mais des mesures ponctuelles.	143

ANNEXES

ANNEXES

1. Granulométrie laser

1.1. Principe

La granulométrie laser est un moyen rapide d'étudier la distribution des tailles des grains d'un sédiment. La rapidité des temps d'acquisition des données rend cette méthode très attractive pour les études basées sur un grand nombre d'échantillons. Cet outil est donc particulièrement bien adapté à une étude paléoenvironnementale mettant en jeu plusieurs centaines d'échantillons.

Différents appareils de mesure peuvent être utilisés mais le principe d'analyse est identique. Les particules d'un échantillon sont mises en suspension dans un liquide (généralement de l'eau). Un faisceau laser de longueur d'onde connue passe au travers d'une cellule optique et se diffracte en rencontrant les particules. Les angles de diffraction sont inversement proportionnel à la taille du grain et sont mesurés à l'aide de cellules photoélectriques. Considérant toutes les particules comme des sphères, une série d'algorithmes est alors utilisée pour interpréter les signaux en termes de distribution granulométrique.

1.2. Protocole de préparation des échantillons

1.2.1. Échantillons du site 1144

Pour les échantillons du site 1144, nous avons utilisé un protocole analytique simple et très rapide, ne visant à supprimer que la fraction décarbonatée du sédiment. En effet, le site, 1144 étant soumis à des taux de sédimentation très forts liés à des apports de matériel terrigène importants, la fraction biogénique siliceuse est peu importante dans les sédiments de cette carotte (Shipboard Scientific Party, 2000)

La procédure analytique utilisée, décrite par Trentesaux et al. (2001), est résumée ci-dessous :

- ✓ quelques centaines de milligrammes sont prélevés pour l'analyse ;
- ✓ le sédiment brut est mis en suspension dans de l'eau déionisée ;

- ✓ une première analyse est effectuée sur ce sédiment ;
- ✓ dans la cuve d'analyse, de l'acide chlorhydrique (20%) est ajouté en excès ;
- ✓ une seconde analyse est alors effectuée sur la fraction décarbonatée du sédiment.

1.2.2. Échantillon du site 1146

Pour les échantillons du site 1146, nous avons utilisé un protocole préparatoire beaucoup plus long à mettre en œuvre permettant d'éliminer les fractions biogéniques carbonatées et siliceuses des sédiments.

Décarbonatation

- ✓ prélèvement de quelques centaines de milligrammes de sédiment brut ;
- ✓ séchage de l'échantillon ;
- ✓ attaque à l'acide chlorhydrique (20%), en excès, pendant 30 minutes ;
- ✓ rinçage de l'échantillon à l'eau distillée (x1) ;
- ✓ seconde attaque acide, mêmes conditions ;
- ✓ rinçage de l'échantillon à l'eau distillée, décantation et évacuation du surnageant (~x5) jusqu'à ce que le sédiment soit défloculé (pH proche de la neutralité) ;

Désopalisation

- ✓ attaque au carbonate de sodium (Na_2CO_3) à 1,5 N pendant 5 heures dans un bain-marie à 85°C, agitation toutes les heures ;
- ✓ plusieurs cycles (~5) de rinçages à l'eau distillée, décantation et évacuation du surnageant, jusqu'au retour à un pH neutre.

Il s'est avéré parfois extrêmement difficile d'éliminer entièrement l'opale de nos sédiments. Des tests effectués sur plusieurs échantillons montrent que même après 5 heures d'attaque au Na_2CO_3 , il reste encore une faible part de tests d'organismes siliceux. Nous pouvons estimer que plus de 90% a tout de même été éliminé. Par ailleurs, il nous est impossible de laisser le sédiment trop longtemps au contact du Na_2CO_3 , sachant que les argiles sont attaquées et détériorées à partir d'une heure seulement.

Contrairement à la méthode préconisée par Loizeau et al. (1994), aucun ultrason n'a été utilisé pour compléter la dispersion des particules, afin de se prémunir de la désintégration des tests de foraminifères présents dans les échantillons. En revanche, les ultrasons ont été utilisés pour favoriser le dégazage de l'eau avant dispersion, ceci afin d'en limiter le bruit de fond.

1.3. Appareillage

L'analyse granulométrique de la fraction décarbonatée du Site 1144 a été effectuée au moyen d'un granulomètre laser Malvern Mastersizer X (Figure 74), dans le laboratoire "Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires" de l'Université de Lille I. Cet appareil fonctionne avec une source de lumière monochromatique de longueur d'onde 750 nm. L'utilisation d'une lentille de focale 100 μm a permis une gamme d'analyse comprise entre 0,2 et 160 μm , regroupés en 30 classes granulométriques.

L'analyse de la fraction décarbonatée et désopalisée du Site 1146 a été effectuée au moyen d'un granulomètre laser Coulter LS-130 (Figure 75) au laboratoire ORSAYTERRE de l'Université Paris-Sud, Orsay. Cet appareil fonctionne avec une source de lumière monochromatique de longueur d'onde 750 nm. La mesure des raies de diffraction par 130 récepteurs photoélectriques nous autorise une gamme d'analyse comprise entre 0,04 et 900 μm , répartis en 85 classes granulométriques.

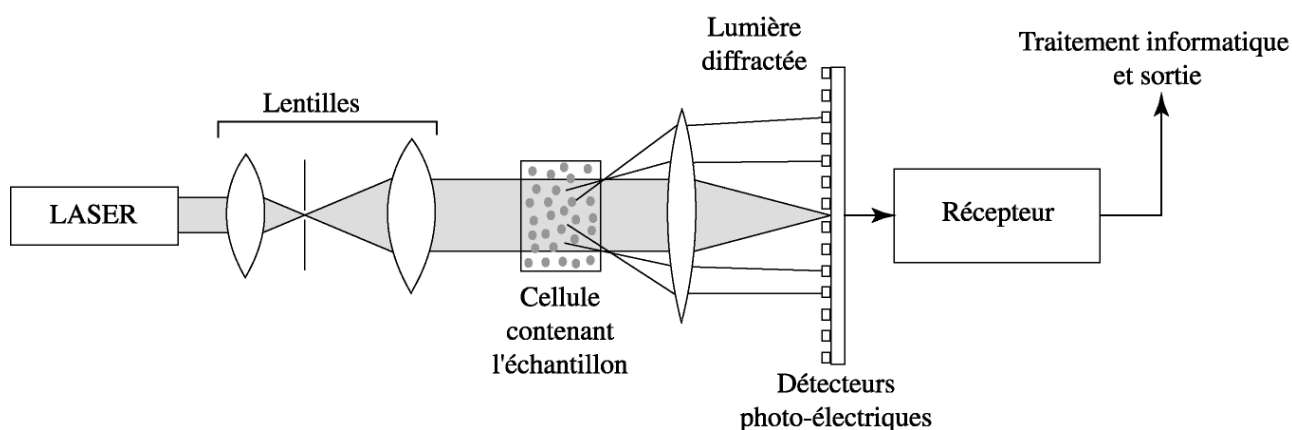


Figure 74: Diagramme schématique montrant le fonctionnement d'un granulomètre Malvern (ici le 3600E, comparable au Malvern Mastersizer X utilisé dans l'étude). D'après McCave et al., 1986)

Pour ces appareils, les constructeurs nous indiquent que la marge d'erreur typique est inférieure à 2% pour des particules comprises entre 900 et 5 μm et atteint les 6% pour les grains de tailles inférieures. Pour plus d'informations, voir aussi (McCave et al., 1986 ; Agrawal et al., 1991 ; McCave et Syvitski, 1991 ; Loizeau et al., 1994).

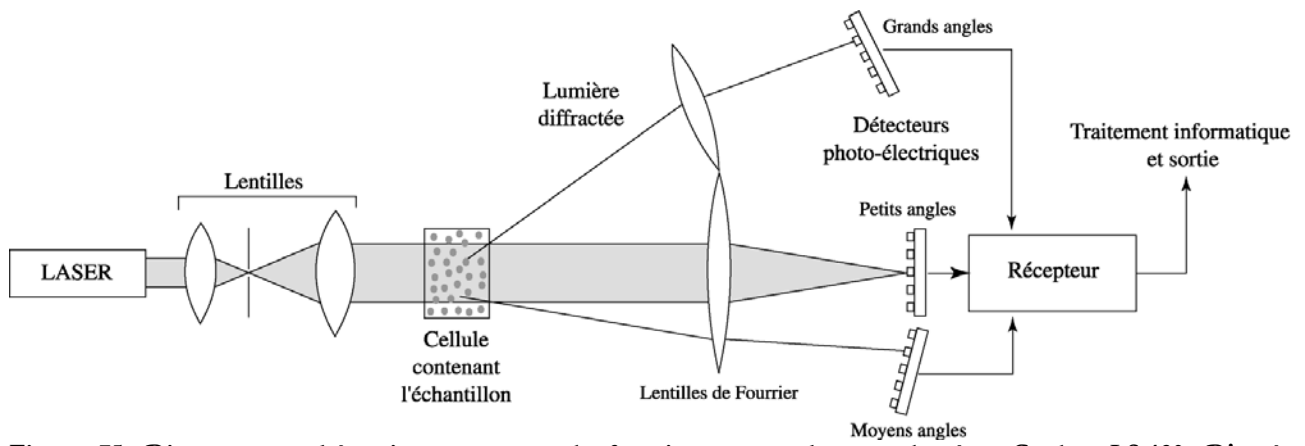


Figure 75: Diagramme schématique montrant le fonctionnement du granulomètre Coulter LS-130. D'après Loizeau et al., 1994.

2. Méthode de décomposition

Cette explication de la méthode de décomposition est largement inspirée d'un rapport de deux étudiants du CUST - Génie Mathématique et Modélisation, G. Colley et P. Delaunay, sous la direction de S. Clain, chercheur au laboratoire de mathématiques appliquées de l'Université de Clermont Ferrand avec qui nous avons collaboré pour la mise en œuvre de cette méthode.

Un sédiment marin peut résulter du mélange de plusieurs stocks sédimentaires apportés par les rivières, les vents, les courants marins, etc. Ainsi, chacune des sources apporte en quantité variable une partie des éléments qui composent le sédiment et est ainsi caractérisée par un certain pourcentage de contribution en chacun des critères définis. On appelle cette caractérisation la signature de la source.

La méthode de décomposition appliquée à nos sédiments nous permet, à partir des critères choisis (chacune des classes granulométriques), de différencier différentes sources (ou plus précisément des populations granulométriques) dont il est issu et les quantités relatives de chacune de ces sources.

2.1. Principe

Dans un exemple à trois sources, un échantillon i est représenté par le vecteur (appelé signature de l'échantillon) : $x_i = (x_{i1} ; x_{i2} ; x_{i3} ; x_{i4})$ avec $x_{i1} + x_{i2} + x_{i3} + x_{i4} = 1$. où

x_{i1} est la proportion massique de grains de taille 1,

x_{i2} est la proportion massique de grains de taille 2,

x_{i3} est la proportion massique de grains de taille 3,

x_{i4} est la proportion massique de grains de taille 4.

De même, chaque source $i, i \in \{1,2,3\}$ peut être caractérisée par la signature : $b_i = (b_{i1} ; b_{i2} ; b_{i3} ; b_{i4})$ avec $b_{i1} + b_{i2} + b_{i3} + b_{i4} = 1$.

Puisque la composition de l'échantillon résulte de la contribution des trois sources, la signature d'un échantillon est une combinaison convexe des signatures des trois sources.

On obtient pour l'échantillon i : $x_i = \lambda_{i1} b_1 + \lambda_{i2} b_2 + \lambda_{i3} b_3$;

où les λ_{ij} sont des réels de $[0;1]$ appelés coefficients de mélange avec $\lambda_{i1} + \lambda_{i2} + \lambda_{i3} = 1$

Si on réalise par exemple 4 échantillons, on obtient les échantillons x_1 ; à x_4 ;

$$x_1, = (x_{11}, x_{12}, x_{13}, x_{14}) = \lambda_{11}b_1, + \lambda_{12}b_2, + \lambda_{13}b_3,$$

$$x_2, = (x_{21}, x_{22}, x_{23}, x_{24}) = \lambda_{21}b_1, + \lambda_{22}b_2, + \lambda_{23}b_3,$$

$$x_3, = (x_{31}, x_{32}, x_{33}, x_{34}) = \lambda_{31}b_1, + \lambda_{32}b_2, + \lambda_{33}b_3,$$

$$x_4, = (x_{41}, x_{42}, x_{43}, x_{44}) = \lambda_{41}b_1, + \lambda_{42}b_2, + \lambda_{43}b_3,$$

On peut réécrire ces relations sous forme d'un système linéaire $X = \Lambda B$ où X est la matrice des échantillons,

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & x_{14} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} & x_{24} \\ x_{31} & x_{32} & x_{33} & x_{34} \\ x_{41} & x_{42} & x_{43} & x_{44} \end{pmatrix}$$

B est la matrices des signatures des sources,

$$B = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & b_{13} & b_{14} \\ b_{21} & b_{22} & b_{23} & b_{24} \\ b_{31} & b_{32} & b_{33} & b_{34} \end{pmatrix}$$

et Λ est la matrice de mélange.

$$\Lambda = \begin{pmatrix} \lambda_{11} & \lambda_{12} & \lambda_{13} \\ \lambda_{21} & \lambda_{22} & \lambda_{23} \\ \lambda_{31} & \lambda_{32} & \lambda_{33} \\ \lambda_{41} & \lambda_{42} & \lambda_{43} \end{pmatrix}$$

2.2. Application à notre étude

Ce chapitre présente l'explication complète de l'application de la méthode de décomposition à la granulométrie des sites 1144 et 1145. Pour des raisons de mise en page, nous utiliserons directement les explications des auteurs du rapport (Colley et Delaunay, 2003).

1 Approche mathématique du problème

1.1 Présentation du modèle mathématique

On considère n sections d'une carotte d'un fond (ou d'un sol) quelconque dont nous décrivons la constitution à travers p caractéristiques. X est donc une matrice de taille $n \times p$. On a:

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & \dots & x_{1p} \\ \vdots & & \vdots \\ x_{n1} & \dots & x_{np} \end{pmatrix} \quad (1)$$

On note dans toute la suite x_i , la $i^{\text{ème}}$ ligne de la matrice M et x_j sa $j^{\text{ème}}$ colonne.

Le vecteur $x_i = (x_{i1} x_{i2}, \dots, x_{ip})$ est la signature de l'échantillon i .

Nous cherchons donc B , matrice des sources, et M , la matrice de mélange, telles que:

$$X = MB$$

Cependant l'imprécision des mesures et les contributions négligées font qu'il existe une matrice d'erreur E de taille $n \times p$ telle que la matrice réelle des mesures est de la forme .

$$X = MB + E$$

Afin de décrire la méthode de décomposition, nous introduisons les définitions suivantes.

Définition

Un échantillon x_i , est dit *échantillon admissible* si et seulement si,

- $\forall j \in \{1..p\}, x_{ij} \geq 0$
- $\sum_{j=1}^p x_{ij} = 1$, c'est à dire que la somme des proportions en chaque caractéristique vaut 1.

Définition

Une source b_i , est dite *source admissible* si et seulement si,

- $\forall j \in \{1..p\}, b_{ij} \geq 0$
- $\sum_{j=1}^p b_{ij} = 1$, c'est à dire que la somme des proportions en chaque caractéristique vaut 1.

Définition

Un mélange $M = (m_{ij})_{ij}$ est dit *mélange admissible* si et seulement si,

- $\forall (i,j) \in \{1..n\} \times \{1..q\}, m_{ij} \geq 0$
- $\forall i \in \{1..n\}, \sum_{j=1}^q m_{ij} = 1$, c'est à dire que pour un échantillon i , la somme des proportions de contributions de chaque source vaut 1.

Le problème de décomposition se scinde en deux grandes étapes:

1. Déterminer q le nombre de sources (significatives) contribuant à l'état X et le sous espace S_q de dimension q contenant les échantillons X' "sans erreur" c'est à dire combinaisons linéaires convexes des q sources retenues.
2. A partir de X' , déterminer B , matrice des signatures des q sources et M matrice de mélange de manière à ce que les sources et le mélange soient admissibles.

1.2 Etape de projection

Afin de déterminer la dimension d'un sous espace de projection qui contiendra l'essentiel des informations fournies par les mesures, nous faisons appel au résultat suivant.

Proposition (décomposition en valeurs singulières)

Soit X une matrice $n \times p$, alors il existe

- $U = (u_{1,1}, u_{1,2}, \dots, u_{1,n})$, matrice orthonormée de taille $n \times n$
- $V = (v_{1,1}, v_{1,2}, \dots, v_{1,p})$, matrice orthonormée de taille $p \times p$
- $\Phi^{1/2}$, matrice diagonale de taille $n \times p$ de la forme

$$\Phi^{1/2} = \begin{pmatrix} \phi_1^{1/2} & & & & \\ & \ddots & & & \\ & & \phi_p^{1/2} & & \\ 0 & \dots & 0 & & \\ \vdots & & \vdots & & \\ 0 & \dots & 0 & & \end{pmatrix} \quad (2)$$

telles que:

$$X = U\Phi^{1/2}V^t,$$

Soit encore

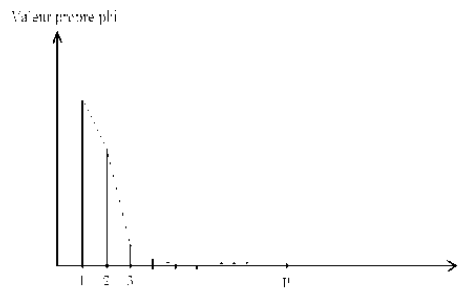
$$x_i = \sum_{j=1}^p u_{ij} \phi_j^{1/2} v_j^t$$

- $(\phi_i, u_{i,j})_{i=1, \dots, p}$ sont les p premiers éléments propres de XX^t avec $\forall i, \phi_i \geq 0$ tels que $\phi_1 \geq \dots \geq \phi_p$, et $\forall i, u_{i,j} \in \mathbb{R}^n$,

- $(\phi_i, v_i)_{i=1, \dots, p}$ sont les éléments propres de $X^t X$ avec $\forall i, \phi_i \geq 0$ tels que $\phi_1 \geq \dots \geq \phi_p$, et $\forall i, v_i \in \mathbb{R}^p$.

Filtrage

Si on considère l'ensemble des valeurs propres $\{\phi_i\}_i$, le principe est de "sélectionner" les valeurs propres les plus grandes correspondant en fait aux sources supposées prépondérantes (par exemple 99% de l'apport en masse), donc il existe $q \leq p$ tel que $\sum_{j=1}^q \phi_j \geq 0.99 \times \sum_{j=1}^p \phi_j$.



Supposons que q soit maintenant connu, en utilisant la décomposition, on a

$$x_i = \sum_{j=1}^q u_{ij} \phi_j^{1/2} v_j^t + \sum_{j=q+1}^p u_{ij} \phi_j^{1/2} v_j^t$$

On obtient ainsi l'approximation \tilde{x}_i , de x_i , en posant:

$$\tilde{x}_i = \sum_{j=1}^q u_{ij} \phi_j^{1/2} v_j^t$$

Sous forme matricielle, ceci s'écrit:

$$\tilde{X} = M_q V_q^t$$

où

- M_q est une matrice $n \times q$ formée des q premiers vecteurs de U multipliée par la matrice carrée diagonale de taille q des ϕ_i , $i = 1, \dots, q$.

$$M_q = (u_{1,1}, \dots, u_{1,q}) \times \begin{pmatrix} \phi_1^{1/2} & & (0) \\ & \ddots & \\ (0) & & \phi_q^{1/2} \end{pmatrix} \quad (3)$$

- V_q est la matrice $q \times p$ formée des q premiers vecteurs de V .

$$V_q = (v_{1,1}, \dots, v_{1,q})$$

Remarque: On peut aisément évaluer l'erreur $\|X - \tilde{X}\|_2$ car \tilde{X} est la projection orthogonale de X sur S_q .

On notera dans la suite S_q , le sous-espace vectoriel de \mathbb{R}^p engendré par la famille de vecteurs $\{v_1, \dots, v_q\}$.

On notera de plus S , l'ensemble convexe des points x de \mathbb{R}^p vérifiant $\sum_{j=1}^p x_j = 1$ et $\forall j \in \{1..p\} \quad x_j \geq 0$, c'est à dire l'ensemble des échantillons admissibles.

Plusieurs problèmes peuvent alors se poser, liés à des contraintes géologiques:

1. Les lignes de V_q^t ne satisfont pas *a priori* les contraintes de source admissible.
2. Les coefficients de M_q ne correspondent pas *a priori* à un mélange admissible.
3. Les vecteurs \tilde{x}_i , ne constituent pas *a priori* un échantillonnage admissible (composantes négatives de faibles valeurs ou bien $\sum_{j=1}^p \tilde{x}_{ij} \neq 1$)

Face au troisième problème deux solutions se présentent:

1. On a obtenu $\tilde{X} = M_q V_q^t$ mais *a priori* $\sum_{j=1}^p \tilde{x}_{ij} \neq 1$ pour i donné. On normalise \tilde{x}_i , de manière à avoir $\sum_{j=1}^p \tilde{x}_{ij} = 1$ en utilisant un coefficient multiplicatif μ_i . On obtient la matrice X' dont les lignes sont normalisées et ainsi $x'_i \in S_q$. Par contre X' peut contenir des coefficients négatifs et dans ce cas, $x'_i \notin S$.
2. Une deuxième méthode consiste à fixer à 0 les valeurs négatives de \tilde{x}_i , puis à normaliser \tilde{x}_i , de manière à avoir $\sum_{j=1}^p \tilde{x}_{ij} = 1$ en utilisant des coefficients multiplicatifs μ_i . On obtient ainsi $x'_i \in S$. Cette méthode pose tout de même un problème conséquent: x'_i , n'appartient plus à S_q .
3. Une méthode liée à la minimisation sous contraintes consiste à trouver x'_i , réalisant le minimum de la fonctionnelle $y \in \mathbb{R}^p \rightarrow \|x'_i - y\|_2^2$ sous les contraintes $y \in S_q \cap S$. Avec cette méthode on n'utilise pas le résultat de décomposition, on projette seulement x_i , sur $S_q \cap S$.

On opte finalement pour la première méthode. En effet, la seconde est proscrite puisque les résultats obtenus ne sont pas dans l'espace désiré et la troisième est plus complexe à mettre en oeuvre. En outre les erreurs induites par la projection sous contraintes peuvent être plus importantes que celles induites par la simple projection.

On définit pour utiliser la première méthode la notion de ϵ -admissibilité, en effet les valeurs négatives de \tilde{X} sont très faibles. On dit que \tilde{X} une matrice d'échantillon ϵ -admissible si le plus grand coefficient négatif de \tilde{X} en valeur absolue est inférieur à ϵ .

Renormalisation

L'objectif de la renormalisation est d'obtenir la matrice X' dont la somme de coefficients de chaque ligne soit égale à 1. Chaque ligne constituera alors un échantillon ϵ -admissible.

Notons μ_i la somme des valeurs de la ligne i pour $i = 1, \dots, n$. On calcule simplement le vecteur des μ_i en

faisant le produit suivant:

$$\mu = \tilde{X} \times \begin{pmatrix} 1 \\ \vdots \\ 1 \end{pmatrix} \quad (4)$$

On obtient la matrice X' en divisant chaque ligne i de la matrice \tilde{X} par le coefficient μ_i ainsi calculé. Puisque que l'on a la décomposition $\tilde{X} = M_q V_q^t$, il est équivalent de diviser chaque ligne i de la matrice M_q par le coefficient μ_i , on calcule ainsi la matrice M'_q . On obtient finalement la matrice X' dont les lignes sont normalisées, la matrice M'_q et la décomposition suivante:

$$X' = M'_q V_q$$

On considère finalement que l'on a obtenu X' de rang q dans l'espace S_q qui est un échantillonnage ε -admissible.

1.3 Etape de recomposition

Recomposition admissible

Nous supposons que X' est la matrice obtenue suite au filtrage présenté dans le paragraphe précédent. Les vecteurs lignes x'_i de X' appartiennent à S_q dont (v_1, \dots, v_q) est une base orthogonale.

On a obtenu une décomposition $X' = M'_q V_q^t$ qui n'est pas admissible puisque V_q n'est pas *a priori* une matrice de source admissible.

Le problème est alors de déterminer dans quelle mesure sont liés la décomposition obtenue et une décomposition MB admissible que l'on souhaite obtenir. S'il existe une telle décomposition de X' , il existe une matrice de changement de base F_q ($q \times q$):

$$X' = M'_q V_q^t = M'_q F_q^{-1} F_q V_q^t = MB$$

avec

$$\begin{cases} M = M'_q F_q^{-1} \\ B = F_q V_q^t \end{cases} \quad (5)$$

Pour obtenir le changement de base F_q de B vers V_q^t , il faut déterminer les composantes de B relativement à la base des v_j^t .

D'autre part, si on connaît la matrice B , on peut en déduire aisément la matrice M :

$$\begin{aligned} X' &= MB \\ X' B^t &= M B B^t \\ M &= X' B^t (B B^t)^{-1} \end{aligned} \quad (6)$$

Expression dans la base des $v_{i,j}^t$

Il est alors intéressant de déterminer l'expression d'un échantillon admissible x'_i dans la base $(v_{i,j}^t)_{j=1,\dots,q}$. On obtient alors une représentation des échantillons dans un espace à q dimensions. On pourra à partir de cette représentation identifier la représentation des sources et par la transformation inverse retrouver l'expression des signatures de ces sources dans l'espace \mathbb{R}^p .

On a:

$$X' = M'_q V_q^t$$

Soit pour la carotte i :

$$x'_i = \sum_{j=1}^q \left(\frac{u_{ij} \phi_j^{\frac{1}{2}} \mu_i}{\mu_i} \right) v_{i,j}^t$$

On peut encore écrire:

$$x'_i = \sum_{j=1}^q m'_{ij} v_{i,j}^t$$

où on note $M'_q = (m'_{ij})_{ij}$ avec $m'_{ij} = \frac{u_{ij} \phi_j^{\frac{1}{2}} \mu_i}{\mu_i} x'_i v_{i,j}$

On a donc une application P définie pour tout $i = 1, \dots, n$ par

$$P: x'_i = (x'_{i1}, \dots, x'_{ip}) \xrightarrow{S_q} m'_i = (m'_{i1}, \dots, m'_{iq}) \quad \text{avec } m'_{ij} = x'_i v_{i,j} \quad \forall j = 1, \dots, q \quad (7)$$

On définit également la transformation inverse:

$$P^{-1}: m'_i = (m'_{i1}, \dots, m'_{iq}) \xrightarrow{\mathbb{R}^q} x'_i = (x'_{i1}, \dots, x'_{ip}) \quad \text{avec } x'_i = \sum_{j=1}^q m'_{ij} v_{i,j}^t \quad (8)$$

Les m'_{ij} sont soumis à plusieurs contraintes de part les conditions d'admissibilité de X' :

- La condition $\sum_{k=1}^p x'_{ik} = 1$ donne $\sum_{k=1}^p (\sum_{j=1}^q m'_{ij} v_{kj}) = 1$ soit encore $\sum_{j=1}^q m_{ij} \xi_j = 1$ avec $\xi_j = \sum_{k=1}^p v_{kj}$. Ceci définit l'équation d'un plan \mathcal{P} de \mathbb{R}^q .
- D'autre part, les contraintes de positivité impliquent que $\forall k \in (1, \dots, p)$, $\sum_{j=1}^q m'_{ij} v_{kj} > 0$. Ceci défini p inégalité définissant des demi espaces dans \mathbb{R}^q . La condition de ϵ -admissibilité, moins contraignante, requière simplement que $\sum_{j=1}^q m'_{ij} v_{kj} > \epsilon$

Nous verrons dans l'approche pragmatique qui suit comment se traduisent ces contraintes sur les coefficients m'_{ij} .

2 Approche pragmatique dans le cas $q=3$

Nous allons dans cette section présenter les principales difficultés qui se présentent lorsqu'on souhaite déterminer les sources par une méthode graphique. Nous fixons $q = 3$ de manière à simplifier l'exposé.

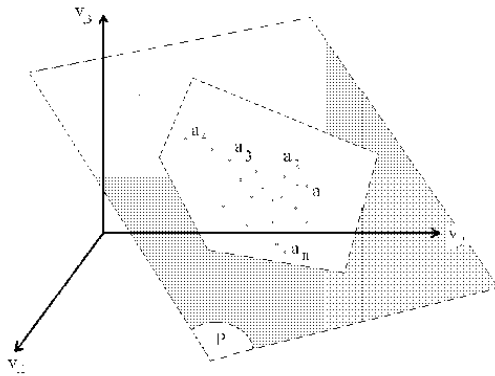
2.1 Evaluation des sources

Après avoir déterminé les vecteurs v_1, \dots, v_p et sélectionné les 3 premiers, on se place dans le repère de base (v_1, v_2, v_3) . Notons que en effectuant la transformation P , $(1,0,0)^t$ correspond à v_1 , $(0,1,0)^t$ correspond à v_2 et $(0,0,1)^t$ correspond à v_3 dans la base de \mathbb{R}^3 .

Les points x'_1, \dots, x'_n , sont représentés, moyennant les approximations présentées précédemment, par les vecteurs m'_1, \dots, m'_n , de leurs coordonnées dans la base (v_1, v_2, v_3) . Notons ces points a_1, \dots, a_n .

D'après ce qui précède, tous les points sont contenus dans un plan \mathcal{P} d'équation $\sum_{j=1}^3 m'_{ij} \xi_j = 1$, de manière à satisfaire la condition $\sum_{j=1}^n x'_{ij} = 1$, pour tout i . De plus les intersections des demi-espaces avec le plan définissent les zones admissibles afin de respecter les conditions de positivité. Tous les points sont ainsi contenus dans un polygone convexe inclus dans le plan \mathcal{P} .

Tout échantillon x'_i est donc représenté graphiquement dans \mathbb{R}^3 par le point a_i de coordonnées m'_i . On peut représenter la situation par le schéma suivant:



On a $X' = MB$ où M est une matrice de mélange admissible et B une matrice de source admissible. Ceci

se traduit de la manière suivante dans \mathbb{R}^3 , si on note encore F_3 la matrice des sources dans la base (v_1, v_2, v_3) :

$$X'V_3 = MBV_3$$

ou encore puisque $V_3^t V_3 = I_3$, avec la relation (5),

$$M'_3 = MF_3$$

où M'_3 est la matrice $(n \times 3)$ des coordonnées des échantillons dans la base canonique de \mathbb{R}^3 et F_3 est la matrice (3×3) des sources dans la base canonique de \mathbb{R}^3 .

On peut donc conclure que si M est une matrice de mélange admissible, les points a_1, \dots, a_n sont des combinaisons convexes de trois points b_1, b_2, b_3 de coordonnées F_{31}, F_{32}, F_{33} , représentant les signatures des 3 sources dans la base canonique de \mathbb{R}^3 .

Graphiquement parlant, cette conclusion signifie que les points a_1, \dots, a_n sont contenus dans le triangle formé par les points b_1, b_2, b_3 .

Réciproquement, un triangle $b_1 b_2 b_3$ du plan \mathcal{P} qui contiendrait tous les points a_1, \dots, a_n constitue un ensemble de sources admissibles. La matrice M est alors constituée de coefficients convexes des combinaisons linéaires des points a_i de coordonnées m'_i , en fonctions des points b_1, b_2, b_3 de coordonnées F_{31}, F_{32}, F_{33} .

C'est ce point du vue que nous envisageront. A partir des données x'_1, \dots, x'_n , projetées dans un espace à trois dimensions, nous utiliserons la représentation des échantillons dans le \mathcal{P} contenant tous les x'_i . Nous chercherons alors un triangle contenant tous les points a_i dont les coordonnées des sommets nous donneront F_3 la représentation des signatures des sources dans l'espace \mathbb{R}^3 . La transformation P^{-1} permettra alors d'obtenir la matrice B recherchée. En effet nous avons,

$$B = F_3 V_3^t$$

et à partir de B on peut facilement retrouver M comme montré précédemment:

$$M = X' B^t (B B^t)^{-1}$$

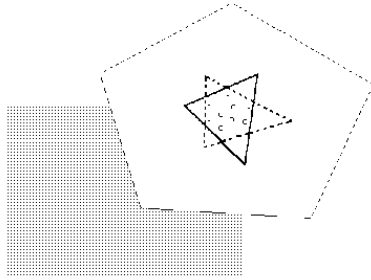
2.2 Problèmes liés à la méthode de recomposition

La méthode de recomposition graphique que nous avons choisie présente plusieurs problèmes liés à la détermination du triangle $b_1 b_2 b_3$. Ces problèmes sont développés dans la section qui suit. Plaçons nous dans le plan \mathcal{P} et supposons que les points a_i ont une enveloppe convexe en forme de pentagone régulier comme sur les figures qui suivent.

Problème d'unicité

Dans notre tentative d'inclure tous les points dans un triangle de surface minimale, nous pouvons être confrontés au problème de l'unicité de ce triangle $b_1 b_2 b_3$. Ce problème est illustré par la figure suivante, le

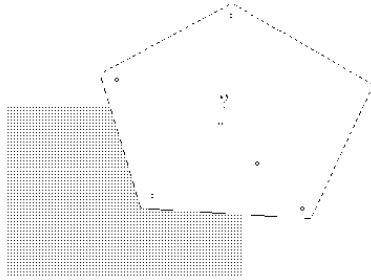
triangle en trait plein et celui en trait interrompu contiennent tous les deux tous les points et sont de même surface.



Il apparaît ici nécessaire de choisir un critère supplémentaire pour déterminer le triangle souhaité .

Problème d'existence

De même, il se peut qu'il n'existe pas de triangle contenu dans le polygone convexe et contenant tous les points. Ce problème de l'existence du triangle $b_1b_2b_3$ est illustré par la figure suivante:



Dans ce cas aucun triangle inclus dans le polygone convexe ne peut contenir tous les points a_1, \dots, a_n . Ainsi

il n'existe pas de matrice de mélange M de taille $n_{times} \times p$ et de matrice des sources B de taille $p \times 3$ telles que $X' = MB$.

L'hypothèse la plus vraisemblable est que q ne convient pas, on a probablement négligé une source trop importante.

2.3 Méthodes d'identification des sources

La littérature propose plusieurs méthodes pour déterminer le triangle $b_1b_2b_3$ à partir du nuage de point $(a_i)_i$. Quelques unes de ces méthodes sont présentées dans la suite. Elles pourraient faire l'objet d'une étude et d'une implémentation complète mais cette étude ne fait pas l'objet de notre travail. Nous nous limiterons dans la suite pour nos applications à déterminer de manière empirique (à la règle) les coordonnées des sommets du triangle.

Méthode des points extrêmes

Elle consiste à trouver les trois points du nuage les plus éloignés 2 à 2. Ensuite en conservant l'orientation du triangle (côtés parallèles) on déplace les côtés de manière à ce que le triangle soit minimal en surface tout en contenant tous les points du nuage.

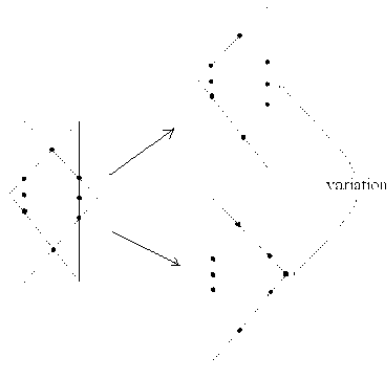
Méthode des clusters

Elle consiste à déterminer les trois points les plus représentatifs en terme de concentration de points (clusters). Ensuite on applique la même démarche de translation des côté que pour la méthode précédente.

Méthode de la surface minimale

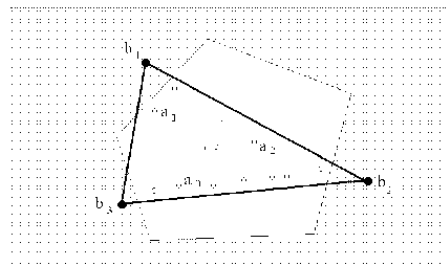
Elle consiste à déterminer le triangle de surface minimale contenant l'ensemble du nuage de points. Cette méthode présente le défaut d'être très instable: une petite perturbation en terme de position d'un point

peut engendrer une modification importante des sommets du triangle obtenu et donc des sources.



Défauts de ces méthodes

Ces méthodes ne prennent pas en compte toutes les contraintes d'admissibilité: les sources obtenues peuvent se situer en dehors de la zone d'admissibilité.



De plus on est confronté à plusieurs problèmes:

1. Comment étendre ces méthodes pour $q > 3$?
2. Comment évaluer la stabilité de ces méthodes?
3. Comment évaluer le conditionnement de F_3 ? En effet si le conditionnement de F_3 est très grand on peut supposer que deux sources sont très proches l'une de l'autre, une hypothèse probable est alors qu'elles n'en forment qu'une seule.

3. Diffraction des rayons X

3.1. Principe

Tout corps cristallisé présente des arrangements atomiques selon des plans cristallins spécifiques. La diffraction d'un faisceau de rayons X incident par ces plans cristallins s'effectue selon la loi de Bragg :

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

où k est une constante ; λ , la longueur d'onde de la source ; d , distance entre deux plans parallèles successifs du réseau et θ , l'angle du faisceau incident, permet de déterminer l'ensemble des espacements réticulaires d'un échantillon et d'en déduire l'identité des différents minéraux le composant.

3.2. Protocole analytique

Ne souhaitant étudier que la fraction argileuse, les échantillons ont subi un traitement préalable. Le protocole de préparation des échantillons suit celui décrit par Holtzapffel (1985). Quelques grammes d'échantillons sont délités dans de l'eau distillée puis, sous agitation, sont décarbonatés à l'acide chlorhydrique (N/5). Des séries de rinçage-décantation successives, à l'eau distillée, permettent la défloculation du matériel argileux et l'élimination de l'excès d'acide. Après homogénéisation de l'échantillon et un temps de décantation calculé selon la loi de Stokes :

$$v = C * d^2$$

où v est la vitesse de chute ; d , le diamètre de la particule et C , la constante de Stokes dépendant de la différence de densité entre particule et liquide, de la viscosité du liquide et de l'accélération de la pesanteur, les deux premiers centimètres du surnageant sont prélevé après 1h35 par pipetage. Après centrifugation (3500 tr/min pendant 40 min), le culot est récupéré puis étalé sur une lame rainurée.

Cette méthode vise à privilégier les plans 001 mais présente un certain nombre d'inconvénients : (1) elle supprime les minéraux argileux dont la taille dépasse 2 μm et ne prend pas en compte les minéraux détritiques de grosses tailles tels que les micas ; (2) la décarbonatation à l'acide chlorhydrique peut modifier la nature de certains minéraux argileux.

Trois préparations ont été réalisées pour chaque échantillon. Une, non traitée, est séchée à l'air (essai naturel) ; une deuxième est placée pendant 12 heures dans un environnement saturé en éthylène-glycol, ce qui a pour effet le gonflement de la smectite (essai glycolé) ; la dernière préparation est chauffée à 490°C pendant 2 heures. Ce traitement permet la caractérisation des minéraux particulièrement sensibles à la chaleur tels que les minéraux hydratés ou la kaolinite tout en préservant la chlorite (essai chauffé).

3.3.Appareillage

Deux diffractomètres ont été utilisés au cours de cette étude. Les échantillons du site 1144 ont été analysés au Laboratoire Orsayterre de l'Université Paris XI, Orsay, sur un appareil Philips Model 1730 à anticathode de cuivre. Les échantillons des Sites 1146 et 1145 ont quant-à eux été analysés au Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaire de l'Université de Lille I sur un diffractomètre MEB Philips PW 1710 à anticathode de cuivre et monochromateur de nickel.

3.4.Mesures semi-quantitatives

L'examen couplé des trois diffractogrammes ainsi obtenus permet de déterminer la composition minéralogique des assemblages argileux. L'identification des différents minéraux argileux est essentiellement basée sur la reconnaissance de la distance interréticulaire des plans (001) et de leurs harmoniques.

Une fois les minéraux reconnus, l'utilisation du logiciel MacDiff (Petschick, 1999) a permis leur évaluation semi-quantitative (marge d'erreur 5%) par mesure de surfaces des pics ainsi que leur cristallinité par la mesure de la largeur à mi-hauteur.

4. Géochimie isotopique des couples Rb/Sr et Nd/Sm

4.1. Principe

Les analyses isotopiques des trois éléments, Rubidium (Rb), Strontium (Sr) et Néodyme (Nd), ont été effectuées sur la fraction décarbonatée, en vue de tracer les sources du sédiment et d'obtenir des informations sur les degrés d'altération chimiques du matériel terrigène.

4.2. Protocole analytique

Le rubidium (Rb), le strontium (Sr) et le néodyme (Nd) sont mesurés par dilution isotopique au spectromètre de masse à thermo-ionisation. Cependant, avant la mesure proprement dite au spectromètre de masse, il est impératif:

- d'éliminer la fraction carbonatée du sédiment dont la signature isotopique masque celle de la fraction terrigène;
- de séparer le Rb, le Sr et le Nd des éléments isobariques pouvant interférer lors de la mesure au spectromètre de masse à thermo-ionisation;
- de déposer l'élément à analyser sur un support adéquat permettant une thermo-ionisation optimale.

Ces contraintes nécessitent un protocole dont le principe reste globalement le même pour les 3 éléments analysés. On peut distinguer 5 phases (Figure 76):

Décarbonatation : dans un sédiment marin, la fraction carbonatée biogène possède la signature isotopique de l'eau de mer ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70917$; $\epsilon\text{Nd}(0)$ entre -7,3 et -8,5 [Piegras et al., 1979] pour l'océan Indien) qui masque la composition isotopique de la fraction terrigène. La décarbonatation permet d'éliminer la fraction carbonatée du sédiment. Elle est réalisée par deux attaques successives à l'acide acétique 20% pendant 30 à 45 minutes et un passage aux ultra-sons. Le culot décarbonaté est centrifugé puis rincé à l'eau ultrapure (5 rinçages du culot sont effectués).

Ajout de traceur et dissolution : le traceur, nécessaire pour les calculs de dilution isotopique, est ajouté avant la dissolution pour assurer une bonne homogénéisation isotopique. La dissolution permet la mise en solution des différents éléments de la matrice minérale. Elle est réalisée par deux attaques acides successives à chaud pendant une semaine : (1) une attaque avec 200 ml d'acide perchlorique concentré et 2 ml d'acide fluorhydrique concentré ; (2) une seconde attaque avec 2 ml d'acide nitrique concentré et 2 ml d'acide chlorhydrique concentré.

Séparations chimiques : elles permettent de séparer chacun des éléments mesurés en phases distinctes et d'en extraire les éléments isobariques pouvant entraîner des interférences lors de la mesure au spectromètre de masse. Elles font appel aux techniques de chromatographie sur résines échangeuses d'ions. Le Sr, le Rb et les terres rares sont d'abord séparés sur une résine anionique AG 50X8 et la phase Sr est purifiée lors d'un passage sur 20 µl de résine SrSpec®. Le Nd et le Sm sont ensuite séparés de la fraction terres rares sur une résine voltaef imprégnée de Di(2-ethylhexyl)phosphate.

Dépôt et mesure au spectromètre de masse : il consiste à déposer l'élément à analyser sur un support adéquat (filament de tungstène ou de rhénium) que l'on peut, ensuite, analyser au spectromètre de masse. Le Sr et le Rb sont respectivement déposés sur un filament simple de tungstène avec un activateur TaF₅-H₃PO₄ et sur un double filament de tungstène. Le Nd et le Sm sont déposés sur un double filament de rhénium (Birck, 1986).

Les analyses ont été effectuées par un spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS) Finnigan MAT 262 au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CNRS-CEA).

Toute la chimie se fait à l'aide de récipients en téflon ou en polypropylène sous atmosphère contrôlée dans une salle blanche (classe 100).

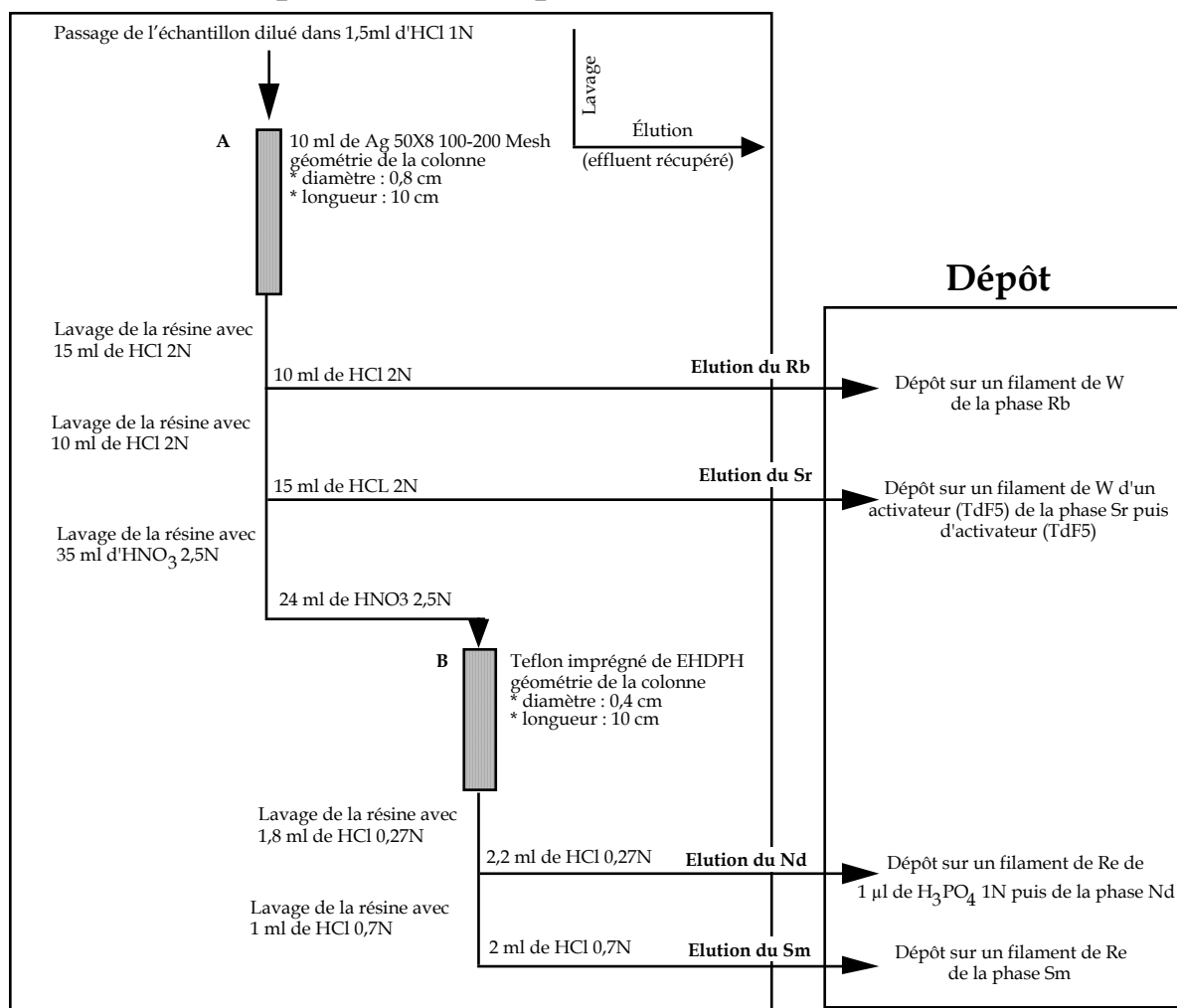
Conditionnement

Séchage à l'étuve de l'échantillon à 110°C
 Pesée de l'échantillon
 Décarbonatation par deux attaques à l'acide acétique 20% et 5 rinçages du culot à l'eau distillée
 Séchage à l'étuve du culot à 110°C
 Pesée du culot décarbonaté
 Ajout d'un traceur (^{84}Sr , ^{87}Rb , ^{150}Nd et ^{149}Sm)

Dissolution

Attaque des particules avec 200 μl de HClO_4 conc. + 2 ml de HF conc.
 évaporation à sec
 Dissolution du résidu avec 2 ml de HCl conc. + 2 ml de HNO_3 conc.
 évaporation à sec

Séparation chimique



Spectromètre de masse

Mesure du dépôt au spectromètre de masse à thermoionisation

Figure 76 : protocole d'analyse du Sr, Rb, Nd et Sm des échantillons du site 1145.

ARTICLES

MINERALOGY AND SEDIMENTOLOGY OF PLEISTOCENE SEDIMENT IN THE SOUTH CHINA SEA (ODP SITE 1144)¹

S. Boulay,² C. Colin,² A. Trentesaux,³ F. Pluquet,^{2,3} J. Bertaux,⁴
D. Blamart,⁵ C. Buehring,⁶ and P. Wang⁷

ABSTRACT

Grain size, detrital mineral, clay mineralogy (<2 µm), and major element analyses were carried out on the carbonate-free fraction of sediments from Ocean Drilling Program Site 1144 from the northern margin of the South China Sea (SCS), close to the mouth of the Pearl River. This site provides a 517-m sedimentary record extending back to 1.1 Ma. Clay content and the chemical index of alteration do not exhibit significant variation between glacial and interglacial changes, suggesting no important change in the proportion of primary to secondary minerals in the sediment. Two grain size populations were identified, 2.5–5 µm (clay) and 20–40 µm (silt). Glacial stages are characterized by higher proportions of silt size and quartz content than interglacial stages. Two hypotheses can explain these variations: (1) drier conditions associated with an intensification of winter monsoon transport of eolian loess to the northern part of the SCS during glacial periods and/or (2) an effect of sea level changes on the detrital material transport from continent or shelf to the deep ocean.

INTRODUCTION

One of the major components of the tropical climate system is the Asian monsoons, which result in a differential land-sea sensitive heating, inducing seasonal reversals in wind direction and producing intensive rainfall during the summer. Numerous paleoclimatic studies

¹Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Pluquet, F., Bertaux, J., Blamart, D., Buehring, C., and Wang, P., 2003. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144). In Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184, 1–21 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/211.PDF>. [Cited YYYY-MM-DD]

²FRE 2566 ORSAYTERRE, Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex, France. Correspondence author: colin@geol.u-psud.fr

³FRE 2255 CNRS, Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Technologies de Lille-SNS, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

⁴UR Paléotropical, Centre IRD, 72 route d'Aulnay, 93143 Bondy Cedex, France.

⁵Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

⁶Institut für Geowissenschaften Geologie, 24118 Kiel, Germany.

⁷Laboratory of Marine Geology, MOE, Tongji University, 1239 Siping Road, Shanghai, 200092, People's Republic of China.

Initial receipt: 12 September 2001
Acceptance: 1 November 2002
Web publication: 18 February 2003
Ms 184SR-211

(Clemens and Prell, 1991; Wang et al., 1999), based on different proxies, have led to the reconstruction of the strength of the paleomonsoon intensity. Such reconstructions have shown that variations in summer monsoon intensity are mainly forced by the contrast in insolation between the Northern and Southern Hemispheres (Clemens et al., 1991). When the summer insolation in the Northern Hemisphere decreases relative to present-day conditions, the low-pressure surface cell over the Asian continent is weaker. This results in a reduced land-sea pressure gradient and a weak summer monsoon, whereas increased summer insolation strengthens the summer monsoon (Clemens and Prell, 1990; Emeis et al., 1995).

On a regional scale, the climate of the South China Sea (SCS) and the ambient land masses is dominated by the East Asian monsoon, which represents an important factor driving weathering and erosion of the eastern Asian region. On geological timescales, changes in the strength of the summer monsoon rainfall and the winter monsoon wind have led to a modification of the chemical and physical weathering intensity of the East Asian continent (e.g., the Pearl River Basin) and of the eolian dust transportation patterns. Therefore, SCS sediments as well as the loess plateau provide records of the variability of the intensity in the erosion of the Asian continent, which is in turn related to paleoclimatic and paleoenvironmental variations affecting southeast Asia. Past East Asian monsoon variations have been extensively studied from Chinese loess plateau deposits using several proxies, such as grain size, magnetic susceptibility, or mineral distribution (An et al., 1990; Xiao et al., 1995; Chen et al., 1997; Lu et al., 2000; Porter and An, 1995). Similar studies of deep-sea sediments of the SCS, however, have seldom been performed (Wang et al., 1999).

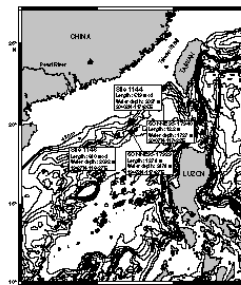
The main purpose of this pilot study is to reconstruct from deep-sea sediment the paleoenvironmental changes affecting the continent by (1) characterizing the mineralogy, the grain size distribution, and the geochemistry of major elements in the Pleistocene sediments from the northern part of the SCS over the last 1.1 Ma, (2) identifying the sources of these sediments, and (3) establishing the relationship between the variability of siliciclastic sediments and the climatic changes including monsoon and sea level changes during the Quaternary.

MATERIALS AND METHODS

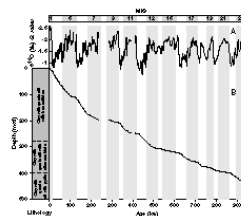
Materials

Ocean Drilling Program (ODP) Site 1144 was drilled on the northern margin of the SCS (20°3.18'N, 117°25.14'E) in ~2037 m water depth, with a maximum penetration of 452 meters below seafloor (mbsf). This site is at the same location as core 17940 (*Somme-95* cruise) (Fig. F1) and is considered particularly suitable for high-resolution paleoenvironmental reconstitutions of the last glacial period (pollen, siliciclastic grain size, etc.) (Sarnthein et al., 1994; Wang et al., 1999). Site 1144, located ~400 km off the Hong Kong shore and the Pearl River mouth, was drilled on a seamount in order to avoid turbidites. The lithology throughout the recovered section is quite homogeneous and is dominated by terrigenous silty clay with quartz silt and nannofossil carbonate ooze. Other minor lithologies including low proportions of sponge spicules and diatoms were also observed (Fig. F2B). Carbonate contents

F1. Topographic map of the SCS, p. 13.



F2. Sediment accumulation rate, p. 14.



are quite low and range from 10 to 20 wt% (Shipboard Scientific Party, 2000).

The stratigraphy of Site 1144 was established using (1) biostratigraphic datums (Shipboard Scientific Party, 2000; Shyu et al., this volume), (2) nine radiocarbon ^{14}C datings (five datings on mixed bulk planktonic foraminifers [Chen et al., this volume] and four datings based on samples of the planktonic foraminifers *Globigerina ruber* and *Globigerina sacculifer* [Buehring et al., this volume]), and (3) the high-resolution $\delta^{18}\text{O}$ record from the planktonic foraminifer *G. ruber*, using two references: the $\delta^{18}\text{O}$ stack of Bassinot et al. (1994) for the upper 413 meters composite depth (mcd), and below (413–517 mcd), the ODP Site 677 $\delta^{18}\text{O}$ record, as age reference. Site 1144 provides a sedimentary record extending back to marine isotopic Stage (MIS) 23 (Fig. F2A). This site presents small hiatuses during MIS 5.5 and MIS 11 as well as a 50-k.y. hiatus that comprises the lower part of MIS 7.5 and most of MIS 8.

The age (ka) vs. depth (mcd) diagram (Fig. F2B) shows a downcore decrease in sedimentation rates and higher sedimentation rates during glacial stages than interglacial stages. Such changes could be explained by (1) changes in the terrigenous supply to the SCS, (2) changes in the biogenic productivity, and/or (3) changes in the lithology that would provide differential compaction. The compaction has an important effect on the long-term downcore sedimentation rate decrease. However, as no important changes in lithology were observed between glacial and interglacial changes, it is unlikely that differential compaction has a major effect on the sediment between adjacent glacial and interglacial stages. Therefore, compaction cannot explain the important variations in sedimentation rates observed during glacial and interglacial stage changes. At Site 1144, glacial stages are characterized by an increase in sedimentation rates in agreement with the sedimentation rates calculated for several piston cores of the northern part of the SCS (Huang and Wang, 1998). This increase in sedimentation rates could be attributed to an increase in terrigenous supply, as the biogenic material (silica and carbonate) does not vary significantly between glacial and interglacial changes.

Site 1144 is characterized by high sedimentation rates (average = -48 cm/k.y.) that are particularly suitable for high-resolution paleoenvironmental reconstitution. Hole 1144A was sampled at 150-cm intervals for grain size and mineralogical and geochemical investigations.

Methods

Grain-size distribution measurements of carbonate-free sediment were carried out on a Malvern Mastersizer X apparatus following the procedure described in detail by Trentesaux et al. (2001). A 100- μm lens was used, allowing an analytical grain size range of 1–160 μm . Bulk sediments were first suspended in deionized water and gently shaken to achieve disaggregation. Ultrasound was used before pouring the sediment into the laser grain sizer in order to decrease the degassing time of the water. The suspension was then gently poured into the fluid module of the granulometer. After a first run, hydrochloric acid in excess was injected to obtain the carbonate-free fraction grain size distribution. Sonication was not used to complete the sediment dispersion, as previous measurements have shown that the use of ultrasonic dispersion has a dramatic effect on some particles such as foraminifers or vesicular volcanic glass. Grain size distributions of the carbonate-free fraction still include a small portion of marine opal.

Clay mineralogy determinations were performed at the University of Orsay by standard X-ray diffraction (XRD) on the carbonate-free, $<2\text{-}\mu\text{m}$ size fraction, following the procedure described by Holtzapfell (1985). The $<2\text{-}\mu\text{m}$ clay fraction was isolated by gravitational settling. X-ray diffractograms were made on a Kristalloflex (Siemens) X-ray diffractometer from 3.5° to $30^\circ 2\theta$ using $\text{CuK}\alpha$ radiation. Three tests were performed on the oriented mounts: (1) untreated, (2) glycolated (12 hr in ethylene glycol), and (3) heated at 500°C for 2 hr. Diffractograms showed the presence of different minerals including quartz and feldspars. Clay minerals are composed of illite, chlorite, kaolinite, smectite, and complex mixed-layer minerals. These mixed-layer clays were mainly assigned to randomly mixed illite-smectite species, and they will be referred to as "smectites" in the text. The semiquantitative composition of the clay fraction was obtained by measuring the peak areas of basal reflections on XRD diagrams using the MacDiff software (Petschick, 1997).

Quartz and carbonate contents of the bulk fraction were determined by Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy (Pichard and Fröhlich, 1986). The samples were ground in acetone to a particle size of $<2\text{ }\mu\text{m}$ with small agate balls in an agate vial and kept at 4°C to prevent heating and structural changes. The powder was then mixed with KBr in an agate mortar with a dilution factor of 0.25%. A 300-mg pellet, 13 mm in diameter, was pressed into a vacuum die with up to 8 t/cm^2 of compression. For each sample, an infrared spectrum averaging 50 scans in the 4000- to 250-cm^{-1} energy range with a 2-cm^{-1} resolution was recorded using a Perkin-Elmer FT 16 PC spectrometer.

Major element content analyses were performed using an electron microprobe on glass samples obtained after fusion of the sediment (Colin et al., 1998). The carbonate fraction was removed by leaching 50 mg of sediment with 20% acetic acid in an ultrasonic bath, followed by rinsing several times and centrifuging to remove traces of carbonate solution. The carbonate-free fraction was subsequently carefully mixed by hand with 20% Li_2CO_3 SPMerck in an agate mortar. The mixture was fused in air on a platinum cell by radio frequency induction heating. The cell was heated to 900°C during 15 s to drive H_2O and CO_2 from the sample, and the temperature was then increased sufficiently above the mixture liquidus to ensure complete melting of the sample. Minimum temperatures required for rapid and complete fusion were established by trial and error and range from 1300° to 1450°C for the studied sediments. Similar techniques have been previously applied by Nicholls (1974) and Brown (1977) for major element content analysis.

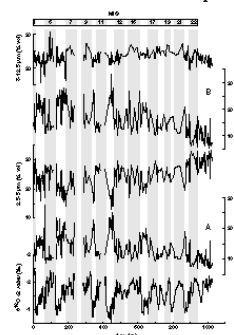
Taking into account the sedimentation rates and the sampling intervals (one sample every 150 cm), grain size analyses were performed with a chronological resolution of 1–4 k.y. for the last 300 k.y. and 4–10 k.y. for the older period. Clay mineralogy determinations and major element content analyses were performed with the same chronological resolution only for the last 400 and 250 k.y., respectively.

RESULTS

Siliciclastic Grain Size

Values of mean grain size plotted vs. time in Figure F3A show limited variations between 6 and $28\text{ }\mu\text{m}$, which are mostly silt size. However, a detailed examination of this curve indicates that interglacial stages are characterized, on average, by slightly finer grains ($\sim 10\text{--}15\text{ }\mu\text{m}$ for MIS 1,

F3. Grain size variations, p. 15.



5, 7, 9, 11, 13, 15, 19, 21, and 23) than glacial periods (~16–26 μm for MIS 2, 3, 4, 6, 10, 12, 16, 20, and 22). Besides, a long-term increase in grain-size can be observed prior to 600 ka. Such glacial–interglacial variations are confirmed on Figure F4, which shows different grain size distributions for interglacial (Holocene; 5.7 mcd) and glacial (Stage 6; 166.7 mcd) samples.

Previous studies on grain size variations (e.g., Wang et al., 1999) have used the standard grain size classification (clay = <6 μm and silt = 6 to >63 μm) to represent grain size variations through time. Here, we propose a new method, permitting easy identification of the grain size intervals with the highest variability along a sedimentary sequence. For each 30 grain size classes given by the Malvern Mastersizer, standard deviations were calculated for our 300 samples. Standard deviation values vs. grain size classes are displayed on Figure F5. Two peaks are observed in this plot, at 2.5- to 5- and 20- to 40- μm grain size intervals, respectively. Each of these size classes represents a population of grains with the highest variability through time. On the other hand, for instance, the intermediate 8- to 12.5- μm size class is characterized by low standard deviation values, implying no important change of the proportion of this grain size population in the siliciclastic fraction. This result is confirmed by the variations of the 2.5- to 5-, 8- to 12.5-, and 20- to 40- μm size class proportion (percent) through time (Figs. F4, F3B). Both the 2.5- to 5- and 20- to 40- μm grain size populations vary significantly with climate changes. No significant variation can be observed in the 8- to 12.5- μm grain size population (Fig. F3B). Long-term fluctuations of the 2.5- to 5- μm size class distribution are inversely correlated to those of the 20- to 40- μm size class. Interglacial stages are characterized by higher proportions of the 2.5- to 5- μm size interval than glacial stages.

Clay and Bulk Mineralogy

Throughout the entire Site 1144 sediment sequence, illite and chlorite are the dominant clay minerals and are in the range of 30%–60% and 15%–35% of the <2- μm clay mineral fraction, respectively (Fig. F6A). Smectite and kaolinite are of secondary importance, reaching values of 0%–30% and 5%–25%, respectively. These ranges are close to those observed for Site 1146 (Trentesaux et al., this volume).

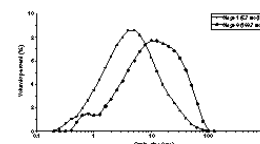
Over the last 400 k.y. no major change in clay mineral composition was recorded. There is a slight increase in chlorite during glacial Stages 2, 3, 6, and 10. There appears also to be a slight increase (decrease) in smectite (illite) during isotopic events 1, 3, 5.1, and 7.1, resulting in an increase of the smectite/(illite+chlorite) ratio.

Quartz and carbonate contents of the bulk fraction were determined by FTIR spectroscopy on 29 samples to compare the proportion of quartz with grain size and major element results. Quartz proportions were corrected for carbonate dilution using the following relationship:

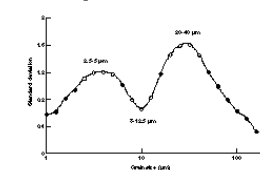
$$\% \text{Qz}_{\text{cor.}} = \% \text{Qz}_{\text{mes.}} / (100 - \% \text{CaCO}_3) \times 100.$$

Quartz proportions vary significantly with climate changes (Fig. F6B). Observed values are lower during MIS 1, 4, and 5 than during MIS 2, 3, and 6.

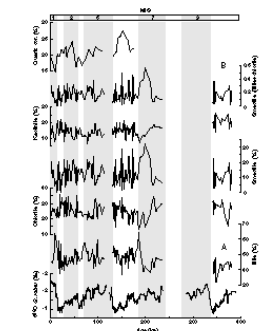
F4. Grain size classes in interglacial and glacial samples, p. 16.



F5. Standard deviation vs. grain size class, p. 17.



F6. Clay minerals, smectite/ (illite+chlorite), and quartz, p. 18.



Major Elements

Major element content analyses were performed on 87 samples (Fig. F7). CaO, Na₂O, TiO₂, and FeO do not present any significant variation during glacial–interglacial changes and range between 0.3 and 1.7, 1 and 1.6, 1 and 1.3, and 4 and 7.3 wt%, respectively. On the contrary, SiO₂, Al₂O₃, K₂O, and MgO contents vary significantly with climatic changes from 64 to 73, 15 to 20, 2.9 to 4.3, and 1.6 to 2.8 wt%, respectively. Al₂O₃, K₂O, and MgO display the same behavior, with an increase during interglacial Stages 1 and 5 and a decrease during glacial Stages 2, 3, 4, and 6. MIS 6.5 is also characterized by an increase of these elements. SiO₂ percent variations are opposite from those of Al₂O₃ and K₂O. Normalization to aluminum is commonly used to characterize terrigenous sediments. SiO₂/Al₂O₃ and K₂O/Al₂O₃ as well as SiO₂/K₂O ratios are displayed on Figure F8. Interglacial Stages 1 and 5 are characterized by lower values of the SiO₂/Al₂O₃ and SiO₂/K₂O ratios than during glacial Stages 2, 3, 4, and 6. The K₂O/Al₂O₃ ratio does not exhibit any significant variation along the entire record.

DISCUSSION

Sediment Sources

Major element contents of the sediment (Fig. F7) at Site 1144 are very similar to those of a granite. This suggests that the detrital material of the northern part of the SCS could be derived from a siliceous igneous source with no major contribution of basic igneous rocks, such as the basaltic volcanoes of the Luzon arc (Fig. F1).

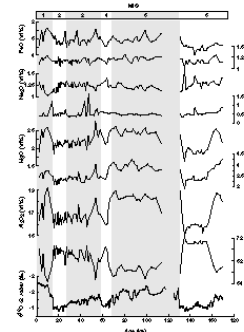
The Pearl River is the second largest river supplying the SCS in water discharge (320 km³/yr) with a modern sediment discharge of $\sim 95 \times 10^6$ t/yr. Its catchment area ($\sim 442,600$ km²) is mainly composed of Precambrian and Phanerozoic granitic rocks at the outcrop. The Pearl River thus appears to be the main contributor of detrital material to the northern part of the SCS. However, detrital material inputs from Taiwan ranges and/or from the East China Sea through the Taiwan Strait (Fig. F1) may also have contributed to Site 1144 sediments. Eolian sediment is another potential source of detrital material to the SCS (Wang et al., 1999) and will be discussed below.

Clay and Bulk Mineralogy Changes

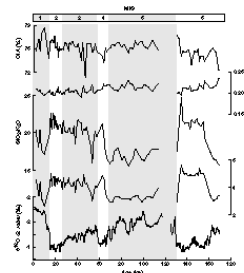
Numerous paleoclimatic studies have shown that clay mineral contents change through time as a result of climate modifications (Bouquillon et al., 1990; Fagel et al., 1994; Colin et al., 1999, 2001). To understand the meaning of changes in clay mineral composition, it is necessary to document the origins and potential source areas of minerals in the SCS sediment. Two groups of minerals can be distinguished:

1. Quartz, illite, and chlorite: quartz is a primary mineral and is abundant in igneous and metamorphic formations. Both illite and chlorite may derive either from the degradation of muscovite and biotite from metamorphic and igneous formations or from the erosion of sedimentary rocks (Chamley, 1989). Chlorite is also a common “primary” mineral of low-grade metamorphic rocks. Consequently, illite, chlorite, and quartz can be consid-

F7. $\delta^{18}\text{O}$ and major elements, p. 19.



F8. $\delta^{18}\text{O}$, SiO₂/Al₂O₃, SiO₂/K₂O, K₂O/Al₂O₃, and CIA, p. 20.



ered as mainly primary minerals, deriving from physical erosion or moderate chemical weathering.

2. Smectite and kaolinite: both smectite and kaolinite are formed by the hydrolysis of primary minerals in the Pearl River plain soils where detrital material is deposited and altered. The source of kaolinite and smectite is located in the downstream parts of the catchment of the Pearl River where lateritic red earths (ferrallitic soils) and red earths (bisialitic soils) are dominant (Ségalen, 1995). Such soils are mainly composed of secondary minerals.

Consequently, the smectite/(illite+chlorite) ratio can be used as a proxy for the intensity of chemical weathering and/or physical erosion on the continent. For Site 1144, the smectite/(illite+chlorite) ratio values exhibit a restricted range from 0 to 0.6 with no clear relation to glacial–interglacial changes except for a slight increase during the warm isotopic Substages 1, 5.1, 6.3, 6.5, and the end of MIS 7.

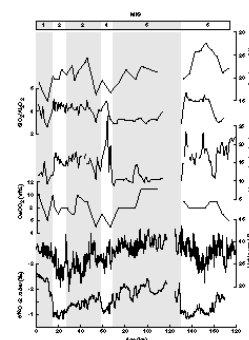
In order to assess the degree of chemical weathering of terrigenous detritus experienced prior to marine deposition, the chemical index of alteration (CIA)

$$\text{CIA} = \text{molar ratio } [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO_{\text{inorganic}}) \times 100],$$

introduced by Nesbitt and Young (1982), was also calculated from major element results (Fig. F8). This last parameter quantifies more precisely the effect of chemical weathering on the rocks by loss of the labile elements Na, Ca, and K. CIA for all feldspars = 50%, and the mafic minerals biotite, hornblende, and pyroxenes have CIA values = 50%–55%, 10%–30%, and 0%–10%, respectively. The secondary clay minerals and chlorite CIA values = 100%, and illite and smectite CIA values = 70%–85%. Consequently, the CIA reflects the proportions of primary and secondary minerals in bulk samples. It has been used as a climatic indicator in the Andaman Sea sediment where it is well correlated with the mineralogical record (Colin et al., 1998). CIA values obtained from Site 1144 exhibit a restricted range between 73% and 79% (Fig. F8), typical of altered rocks, suggesting low variations of the proportion of primary and secondary minerals in bulk sediment. This is in agreement with the small changes observed in the smectite/(illite+chlorite) ratio. A slight increase in the CIA values can be observed only in the earliest Holocene, during the warm MIS 5.1 and 5.3, and during the MIS 6–MIS 5 transition. At Site 1144, the sediment does not seem to have recorded any important changes in the intensity of the chemical weathering affecting the continent.

From the quartz concentration records through the last 180 k.y., displayed on Figure F9, it appears that minima coincide with interglacial periods, whereas during isotopic Stages 2, 3, and 6, quartz values are higher. There is no clear correlation between quartz and specific clay mineral composition (Fig. F6). However, long-term fluctuations of quartz are well correlated to SiO₂ variations (Fig. F9). An increase in quartz is characterized by an increase in SiO₂, suggesting that variations of SiO₂ mainly depend on quartz input. The SiO₂/Al₂O₃ ratio can also be controlled by hydrolysis during chemical weathering. As CIA values and clay distribution exhibit minor changes, we suggest that this ratio mainly reflects changes in the proportion of silt quartz and clay mineral content proportions. An increase in the SiO₂/Al₂O₃ ratio is attributed to an increase of the quartz proportion and a decrease of the aluminosili-

F9. δ¹⁸O, L*, CaCO₃, quartz, grain size, and SiO₂/Al₂O₃, p. 21.



cate fraction. As K_2O is mainly linked to the aluminosilicate fraction, variations of the SiO_2/K_2O ratio could also signify the same pattern.

Significance of Siliciclastic Grain Size Variations

Site 1144 grain size variations are similar to those obtained from cores 17940 and 17939 (Fig. F1) collected during the *Somme-95* cruise in the same area (Wang et al., 1999). In core 17940, the clay (<6 μm fraction) and silt (>6 μm fraction) contents present the same variations as those at Site 1144 for the last 40 k.y. The Holocene period is characterized by higher proportions of clay (70%–75%) than during the last glacial maximum (LGM) (50%–55%). Based on a simple empirical relationship (Koopmann, 1981) between the percentage of siliciclastic fine fraction (<6 μm) and the primary modal grain size of siliciclastic silt (>6 μm), Wang et al. (1999) distinguish two different sources for the clay and silt fractions. Clay and silt fractions have been mainly attributed to fluvial sediment supply and eolian input, respectively. The intensity of wet summer and dry winter monsoons thus was reconstructed from the history of continental aridity in South China, which in turn controls the fluvial and/or eolian sediment supply to the continental margin of the Pearl River mouth. On a global scale, an increase in summer monsoon rainfall implies an increase in clay supply by the Pearl River, whereas drier conditions associated with an intensification of winter monsoon transport carry more eolian loess to the northern part of the SCS.

During the last 180 k.y., grain size changes are correlated to quartz and SiO_2/Al_2O_3 variations (Fig. F9), suggesting that the silt fraction (20- to 40- μm grain size class) is mainly dependent on quartz input. Quartz is a common mineral in loess deposits of Central China (Porter and An, 1995) and has been widely studied on land or in marine sediments as an indicator of continental aridity and winter monsoon strength (e.g., Rea and Leinen, 1988; Xiao et al., 1995; Wang et al., 1999). Glacial stages are characterized by an enhanced winter monsoon that drives eastward eolian particles from the Central China deserts to the Pacific Ocean (Pettke et al., 2000; Jones et al., 1994). These may have an eolian origin at Site 1144, already supposed by Wang et al. (1999). Glacial stages are associated with a decrease in the summer monsoon rainfall and/or an increase in the winter monsoon transport. The long-term grain size increase observed between 1000 and 600 ka would be associated with global cooling, inducing drier conditions and/or an increase in the winter monsoon transport.

However, this increased supply of quartz and silt size class appears also to be correlated with a time of lowered sea level, which implies that sea level changes could also have an effect on detrital material transport from the continent or from the shelf to the deep ocean. The northern SCS shelf is wide at the Pearl River mouth and is mainly composed of sandy sediments (Wang et al., 1992). The distance from the shore to the –120-m bathymetry corresponds to ~250 km (Fig. F1), and a large part of the continental shelf emerged during the glacial low sea levels (–120 m for the LGM) (Wang et al., 1995). During high sea level stands, sediment could have been impounded on the shelf and coarser clastic deposition cut off from the margin. In contrast, during low sea level stands, the shelf was exposed to erosion and remobilized sediments were then redeposited in the deep sea. This is in agreement with higher sedimentation rates during glacial periods (Fig. F2) as well as with a

lower reflectance (L^* , lightness) than that during interglacial stages (Fig. F9). This last parameter often increases with increasing carbonate calcium content (Fig. F9) and, therefore, could be a proxy of either the CaCO_3 productivity by both benthic and planktonic organisms or the detrital input. Consequently, glacial times are expected to show an increase of terrigenous supply to the SCS. In addition, during low sea level stands, the Pearl River mouth is located closer to Site 1144 than during high sea level, suggesting intensified bypass of suspended matter from shelf/slope into the basin. This would transport higher proportions of silt to the continental margin in front of the Pearl River mouth.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

Detailed analysis of siliciclastic grain size in association with major element geochemistry and clay mineralogy were carried out on the carbonate-free fractions of sediments from Site 1144 on the northern margin of the SCS.

The smectite/(illite+chlorite) ratio and CIA exhibit minor changes with global climate changes, indicating that Site 1144 records no major changes of chemical weathering in the sediment source areas.

Two grain size populations with the highest variability through time were identified at 2.5–5 μm (clay) and 20–40 μm (silt). Glacial periods are characterized by higher proportions of silt size than interglacial stages. An increase in the grain size (silt proportion) can be observed between 1000 and 600 ka.

Glacial stages are also characterized by higher contents of quartz, higher sediment accumulation rates, lower reflectance (L^* , lightness), and higher $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ ratios than interglacial periods. Glacial grain size increases seem to be mainly related to an increase in quartz content in the siliciclastic fraction.

Two hypotheses can explain such changes in sediment supply, grain size, and composition:

1. Drier conditions and intensified winter monsoon transport of eolian loess to the northern part of the SCS during glacial periods (in this case, glacial periods would be associated with a decrease in the summer monsoon rainfall and/or an increase in the winter monsoon transport), and/or
2. An effect of sea level changes in the detrital material transport from continent or shelf to the deep ocean.

ACKNOWLEDGMENTS

This research used samples and/or data provided by the Ocean Drilling Program (ODP). The ODP is sponsored by the U.S. National Science Foundation (NSF) and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), Inc. Funding for this research was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) with the French Program OCEANS and by the APCRST PRA 99-02, which permits us to have helpful discussions with our Chinese colleagues. We wish to thank the two reviewers, Dr. Shu Gao and Dr. Karl Statteger, for their constructive comments on the manuscript. We are also grateful to Olivier Dufaure and Rémy Pichon, who helped us to

S. BOULAY ET AL.
PLEISTOCENE MINERALOGY AND SEDIMENTOLOGY

10

process XRD and major element analyses. This manuscript is dedicated to the memory of Dr. J. Bertaux, who died on 26 August 2002.

REFERENCES

- An, Z., Liu, T., Lu, Y., Porter, S.C., Kukla, G., Wu, X., and Hua, Y., 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat. Int.*, 8:91–95.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., and Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126:91–108.
- Bouquillon, A., France-Lanord, C., Michard, A., and Tiercelin, J.-J., 1990. Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal Fan sediments: the denudation of the Himalaya. In Cochran, J.R., Stow, D.A.V., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 116: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 43–58.
- Brown, R.W., 1977. A sample fusion technique for whole rock analysis with the electron microprobe. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41:433–438.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*: Berlin (Springer-Verlag).
- Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J., and Oldfield, F., 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 130:323–335.
- Clemens, S.C., and Prell, W.L., 1990. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 5:109–145.
- , 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the Owen Ridge (Site 722), northwest Arabian Sea. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 365–388.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Murray, D., Shimmield, G., and Weedon, G., 1991. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 353:720–725.
- Colin, C., Bertaux, J., Turpin, L., and Kissel, C., 2001. Dynamics of the erosion in the Irrawaddy River basin during the last two climatic cycles (280–0 ka). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332:483–489.
- Colin, C., Kissel, C., Blamart, D., and Turpin, L., 1998. Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160:623–635.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., and Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial–interglacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171:647–660.
- Emeis, K.-C., Anderson, D.M., Dooze, H., Kroon, D., and Schulz-Bull, D., 1995. Sea-surface temperatures and the history of monsoon upwelling in the northwest Arabian Sea during the last 500,000 years. *Quat. Res.*, 43:355–361.
- Fagel, N., Debrabant, P., and André, L., 1994. Clay supplies in the Central Indian Basin since the late Miocene: climatic or tectonic control? *Mar. Geol.*, 122:151–172.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. Geol. Nord.*, 12.
- Huang, W., and Wang, P., 1998. A quantitative approach to deep-water sedimentation in the South China Sea: changes since the last glaciation. *Sci. China*, Ser. D41:195–201.
- Jones, C.E., Halliday, A.N., Rea, D.K., and Owen, R.M., 1994. Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 127:55–66.
- Koopmann, B., 1981. Sedimentation von Saharastaub im subtropischen Atlantik während der letzten 25,000 Jahr. *“Meteor” Forschungsergeb. Reihe C*, 35:23–59
- Lu, H., van Huissteden, K., Zhou, J., Vandenberghe, J., Liu, X., and An, Z., 2000. Variability of East Asian winter monsoon in Quaternary climatic extremes in North China. *Quat. Res.*, 54:321–327.

- Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299:715–717.
- Nicholls, I.A., 1974. A direct fusion method of preparing silicate rock glasses for energy-dispersive electron microprobe analysis. *Chem. Geol.*, 14:151–157.
- Petschick, R., 1997. MacDiff 3.2.6 Manual. <http://servermac.geologi.uni-frankfurt.de/Rainer.html>. Johann Wolfgang Goethe-Univ. Frankfurt am Main, Germany.
- Pettke, T., Halliday, A.N., Hall, C.M., and Rea, D.K., 2000. Dust production and deposition in Asia and the North Pacific Ocean over the past 12 Myr. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178:397–413.
- Pichard, C., and Frölich, F., 1986. Note technique, analyse IR quantitatives des sédiments, exemple du dosage du quartz et de la calcite. *Rev. l'Inst. Français Pétrol.*, 1:809–819.
- Porter, S.C., and An, Z., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375:305–308.
- Rea, D.K., and Leinen, M., 1988. Asian aridity and the zonal westerlies: late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the Northwest Pacific Ocean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66:1–8.
- Sarnthein, M., Pflaumann, U., Wang, P.X., and Wong, H.K. (Eds.), 1994. Preliminary Report on *Somme-95* Cruise "Monitor Monsoon" to the South China Sea. *Rep. Geol.-Palaeontol. Inst. Univ. Kiel.*, 68.
- Ségalen, P., 1995. Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique, tome 3. *éditions de l'Orstom, coll. "Etudes et thèses"*: Paris, 201.
- Shipboard Scientific Party, 2000. Site 1144. In Wang, P., Prell, W.L., Blum, P., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 184, 1–103 [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazielles, V., and Tribovillard, N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *J. Sediment. Res.*, 71:858–862.
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., and Pflaumann, U., 1999. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geol.*, 156:245–284.
- Wang, P., Wang, L., Bain, Y., and Jian, Z., 1995. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Mar. Geol.*, 127:145–165.
- Wang, P., Zhimin, J., and Zhiwei, L., 1992. Late Quaternary sedimentation rate in the South China Sea. In Ye, Z., and Wang, P. (Eds.), *Contributions to Late Quaternary Paleooceanography of the South China Sea*: Qingdao (Qingdao Ocean Univ. Press), 23–41.
- Xiao, J., Porter, S.C., An, Z., Kumai, H., and 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. *Quat. Res.*, 43:22–29.

Figure F1. Topographic map of the South China Sea (SCS) and adjacent landmass showing locations of ODP Sites 1144 and 1146 and presite cores 17939 and 17940 from the *Sonne-95* cruise (Sarnthein et al., 1994). Present 120-m isobath shows the approximate position of the coastline during low sea level.

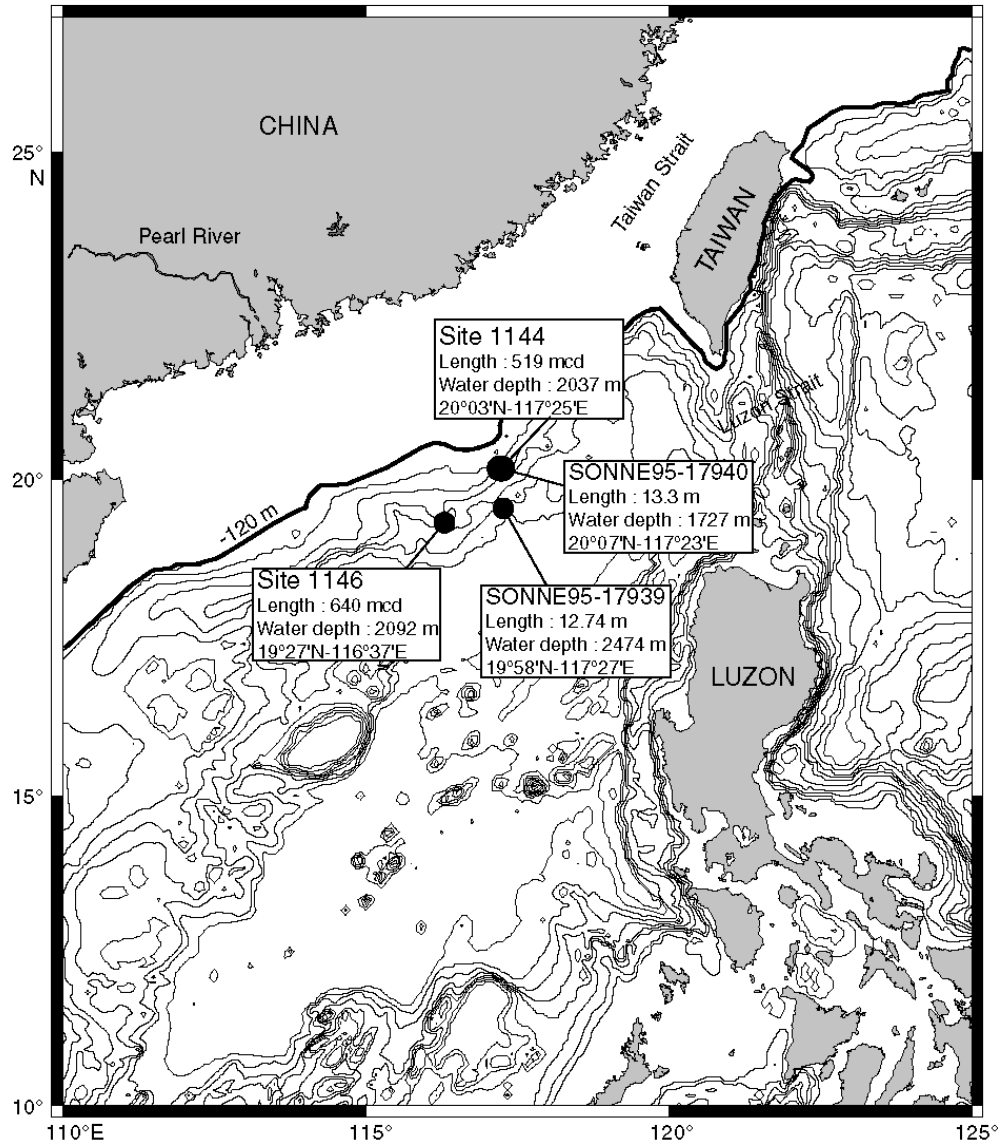


Figure F2. Variations of sediment accumulation rate for Site 1144 are linked to the planktonic foraminifer *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record. A. *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record. B. Age vs. depth diagram. MIS = marine isotopic stage.

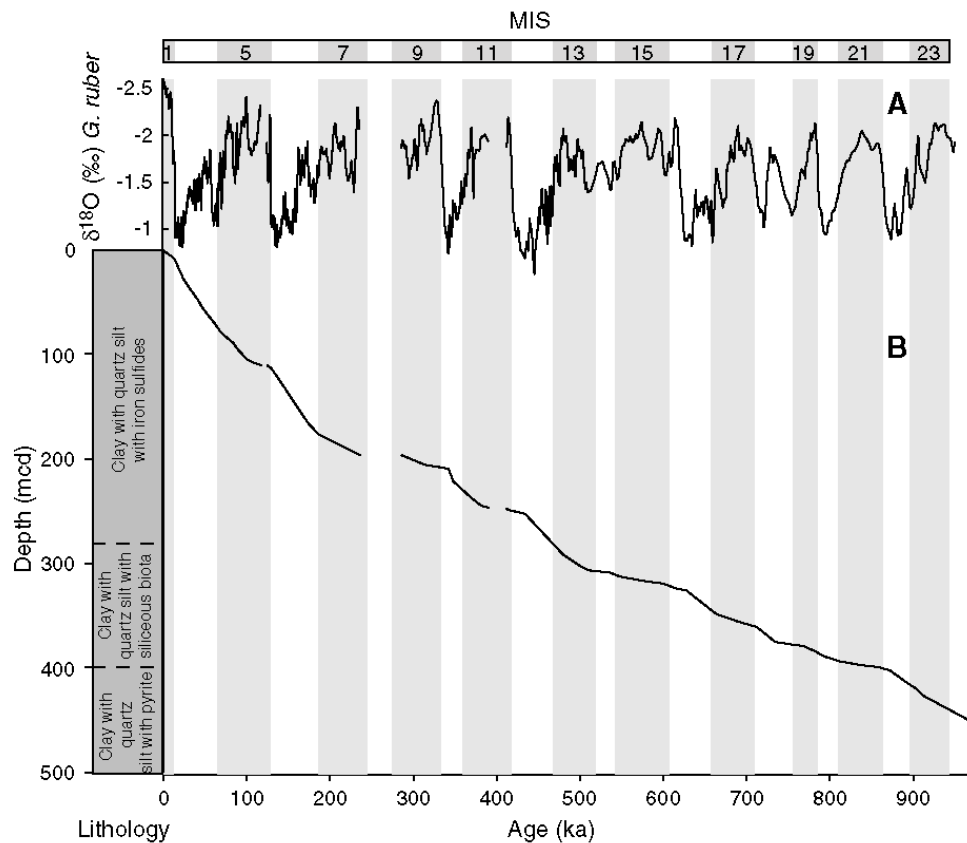


Figure F3. Planktonic foraminifer *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record vs. age. A. Mean grain size variations of the siliciclastic fraction vs. age. B. Variations of the proportion of the grain size classes 2.5–5, 8–2.5, and 20–40 μm vs. age. Shaded areas highlight interglacial stages. MIS = marine isotopic stage.

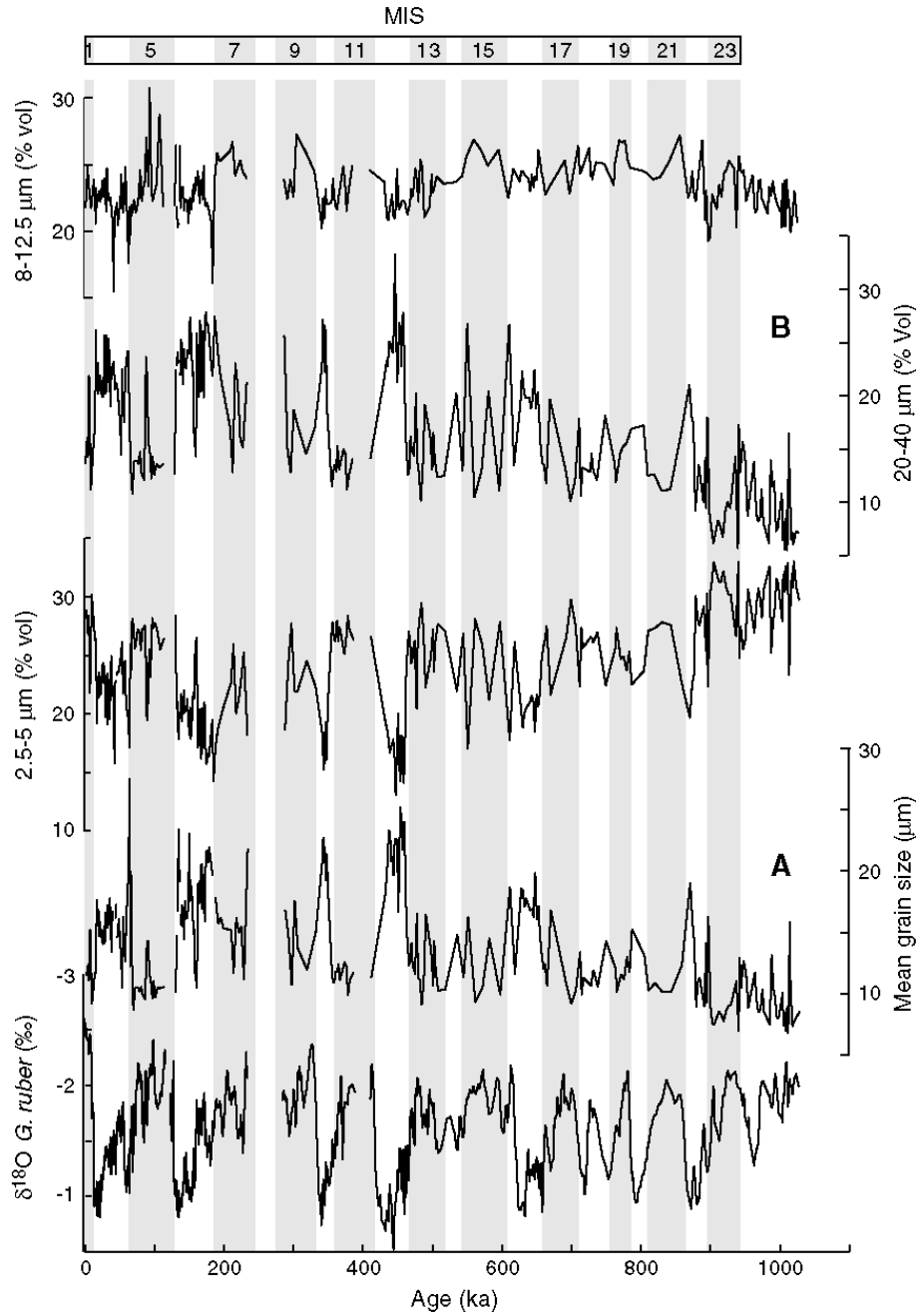


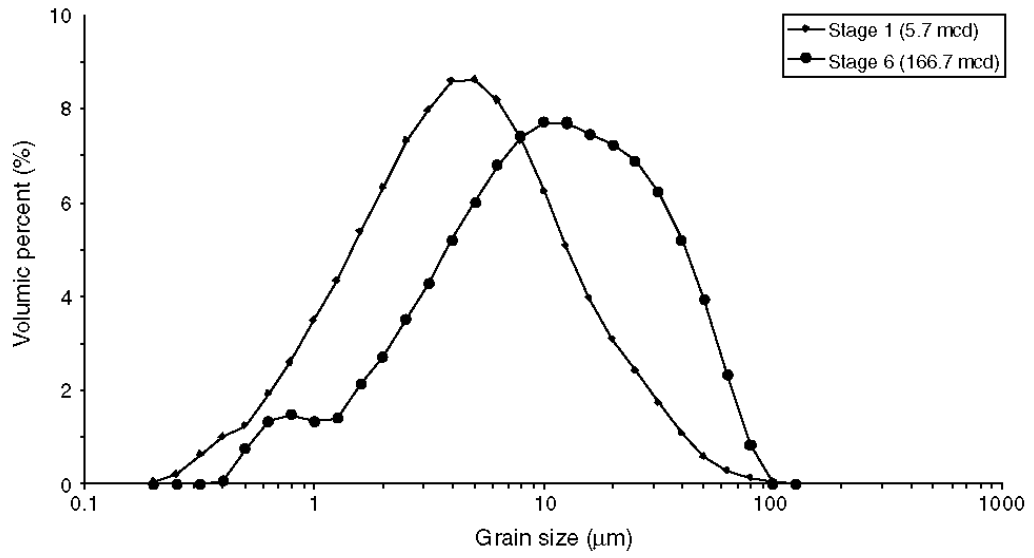
Figure F4. Volumic percent of each grain size class of interglacial and glacial samples.

Figure F5. Standard deviation values vs. grain size class diagram. Open circles = classes taking into account the limited three populations: 2.5–5, 8–12.5, and 20–40 μm .

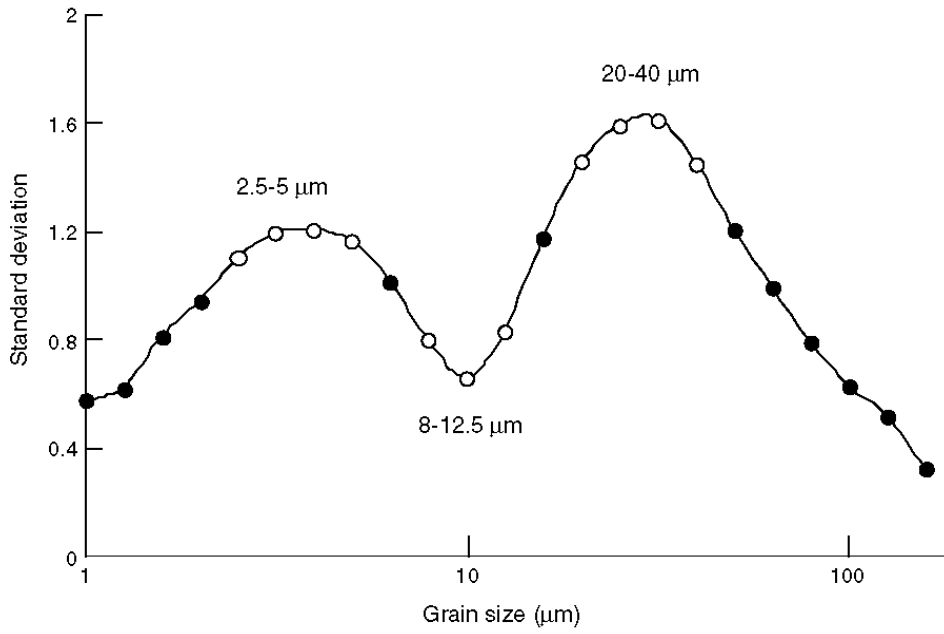


Figure F6. Planktonic foraminifer *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record vs. age. A. Clay mineral proportions in the $<2\text{-}\mu\text{m}$ size fraction and smectite/(illite+chlorite) ratio vs. age. B. Quartz (corrected from carbonate dilution) content vs. age. MIS = marine isotopic stage.

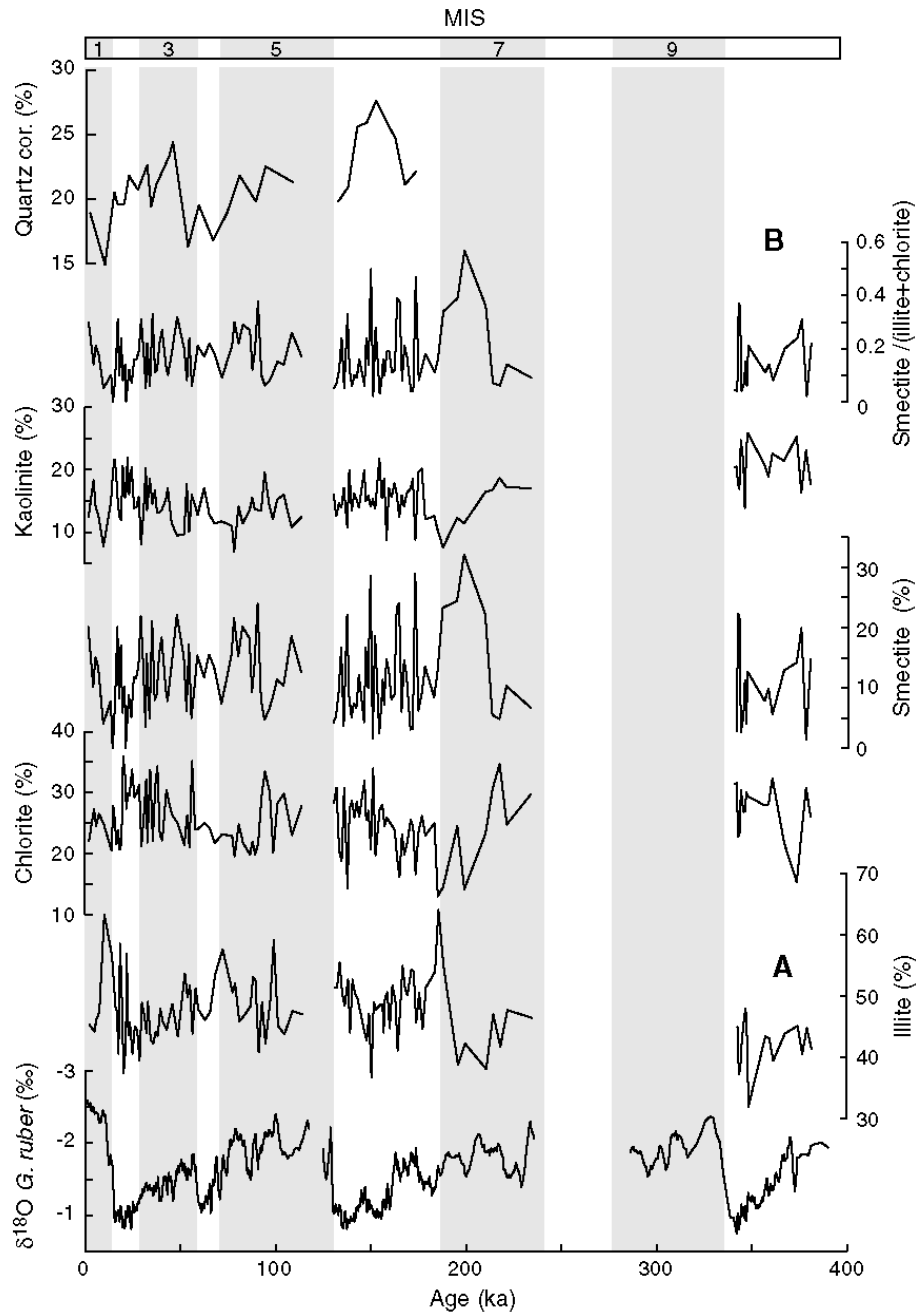


Figure F7. Planktonic foraminifer *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record and major element contents for Site 1144 vs. age. MIS = marine isotopic stage.

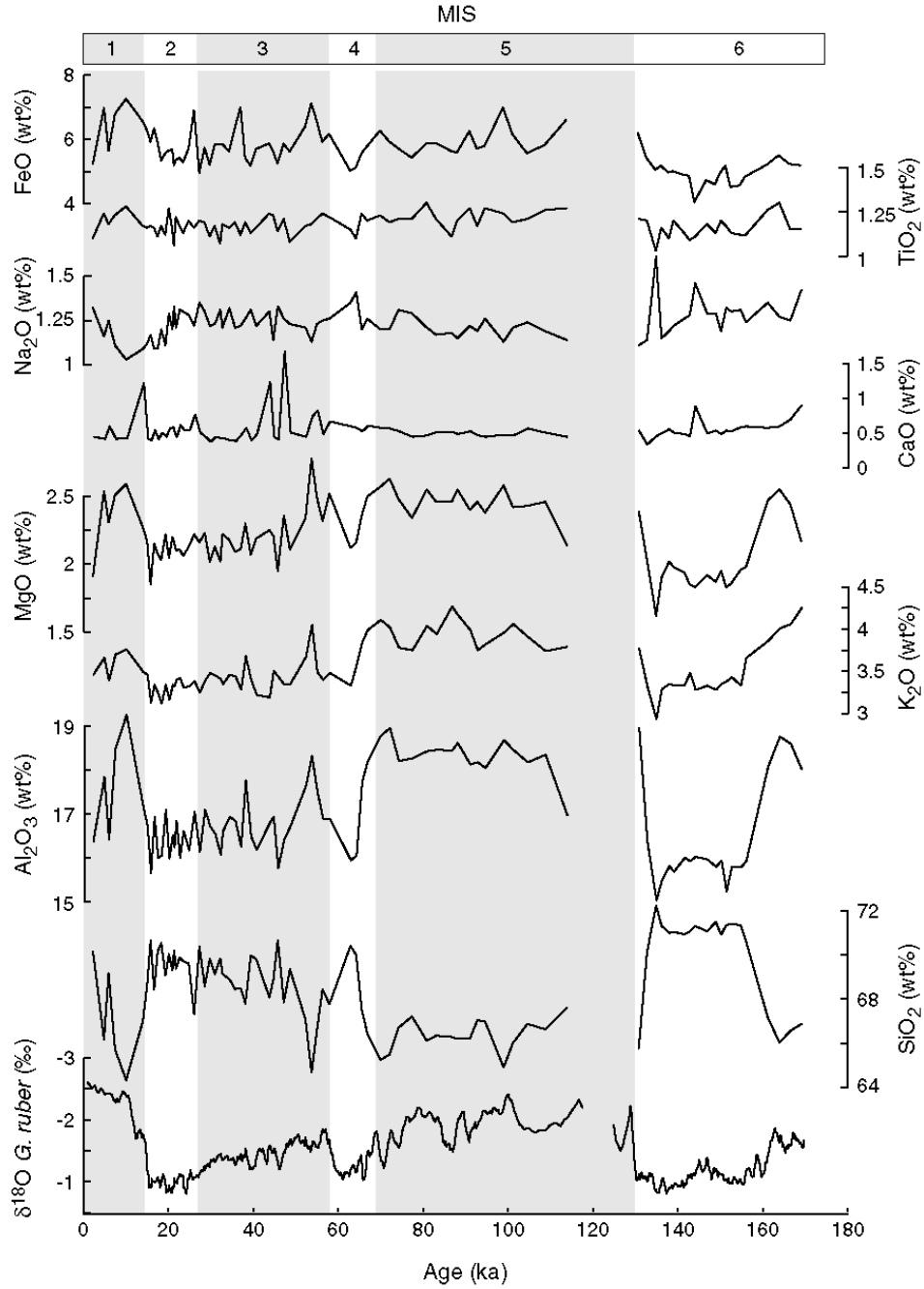


Figure F8. Planktonic foraminifer *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios, and CIA (CIA = molar ratio of $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}_{\text{inorganic}})] \times 100$) vs. age. MIS = marine isotopic stage.

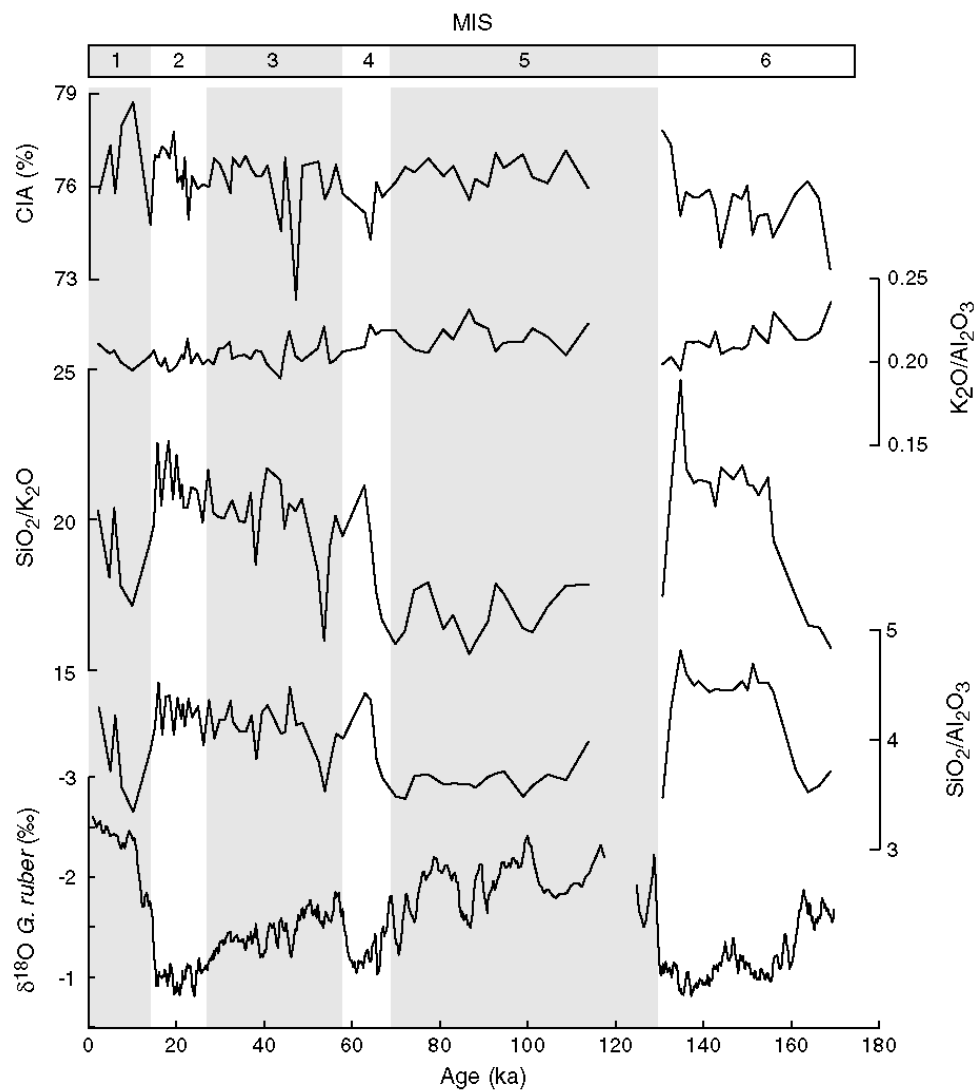
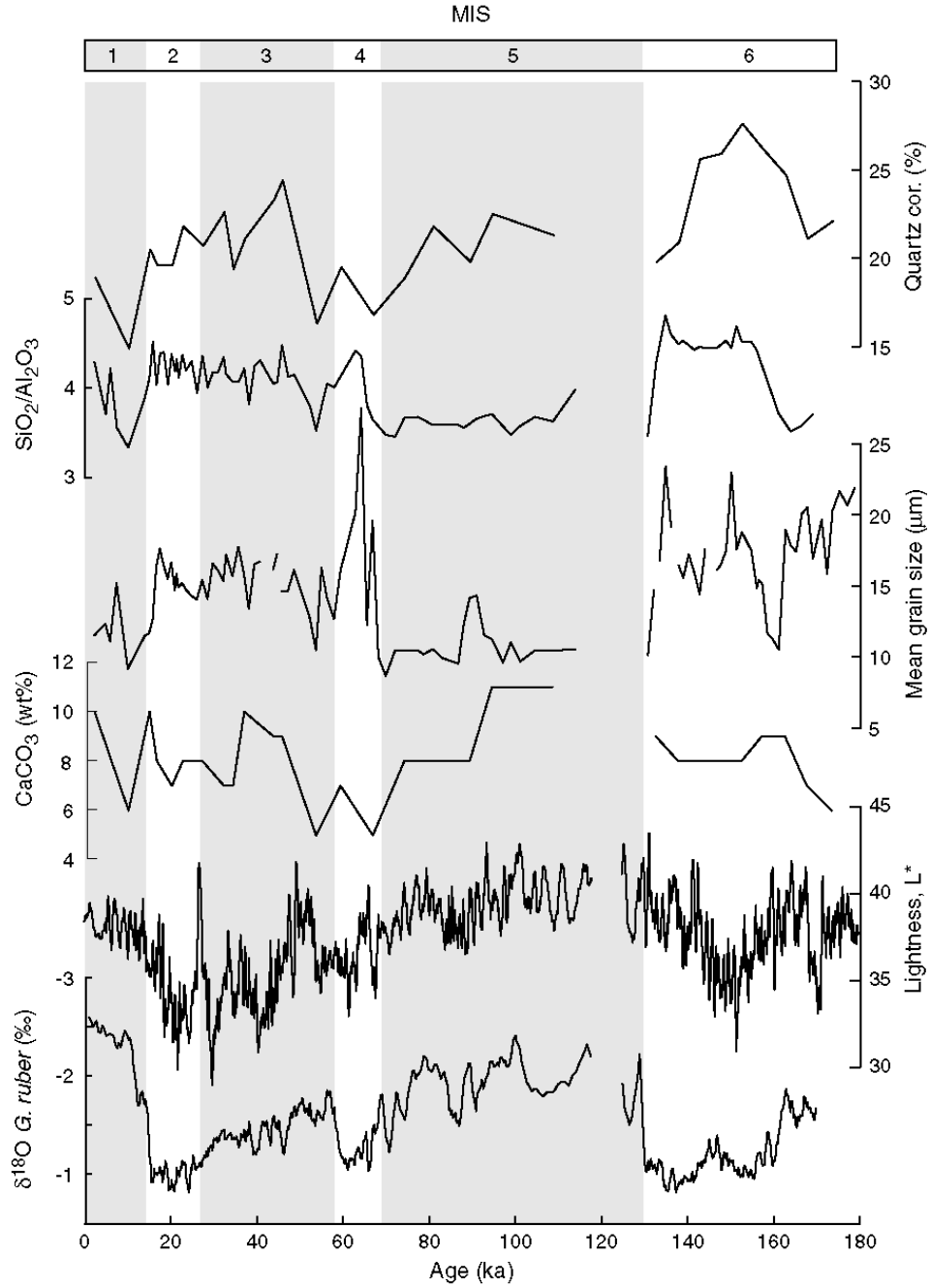


Figure F9. Planktonic foraminifer *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ record, reflectance (L^* , lightness), CaCO_3 , quartz, mean grain size, and $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio vs. age. MIS = marine isotopic stage.



Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.)
Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Volume 184

DATA REPORT: PLEISTOCENE PALEOCLIMATIC CYCLICITY OF SOUTHERN CHINA: CLAY MINERAL EVIDENCE RECORDED IN THE SOUTH CHINA SEA (ODP SITE 1146)¹

Alain Trentesaux,² Zhifei Liu,³ Christophe Colin,⁴
 Sébastien Boulay,⁴ and Pinxian Wang³

ABSTRACT

The preliminary results of a comprehensive study of clay minerals (<2 µm) are presented for the upper 2 m.y. of sediments from Ocean Drilling Program Leg 184 Site 1146 from the northern margin of the South China Sea, close to the Pearl River mouth. More than 500 samples were analyzed, and four main mineral species are present: smectite, illite, chlorite, and kaolinite. On a general basis, illite + chlorite and smectite display anti-correlated behavior in relation to changes in the proportion of primary to secondary minerals in the sediment. Low-frequency and high-frequency changes are observed in the smectite/(illite+chlorite) ratio.

INTRODUCTION

The South China Sea (SCS) is one of the marginal seas found in the western Pacific Ocean. Sediments typically consist of terrigenous material, biogenic carbonates, and opal, as well as small amounts of volcanic material. The sea is mainly fed by discharges from the Mekong, Red, and Pearl Rivers. However, during past glacial stages, the paleo-Sunda River system may have contributed large amounts of sediment to the

¹Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Boulay, S., and Wang, P., 2003. Data report: Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). In: Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Rea, D.K., and Clemens, S.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 184, 1–10 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/210.PDF>. [Cited YYYY-MM-DD]

²UMR PBDS du CNRS, FR 1818. Université des Sciences et Technologies de Lille SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

Alain.trentesaux@univ-lille1.fr

³Laboratory of Marine Geology, MOE, Tongji University, 1239 Siping Road, Shanghai 200092, People's Republic of China.

⁴Géochimie des Roches Sédimentaires, UMR CNRS-UPS Orsayterre, Université de Paris-Sud., Bat 504, 91405 Orsay Cedex, France.

Initial receipt: 12 September 2001
 Acceptance: 19 December 2002
 Web publication: 16 May 2003
 Ms 184SR-210

SCS (Shipboard Scientific Party, 2000). Our objective is to study the detrital input to hemipelagic sedimentation during the Pleistocene using clay minerals as tracers.

Clay minerals are thought to change through time because of climate modifications (Windom, 1976; Bouquillon et al., 1990; France-Lanord et al., 1993). Specifically, smectite, mixed-layer clay minerals, and kaolinite could be produced under high hydrolysis regimes in soils, whereas illite and chlorite are produced by physical erosion of igneous and other rocks. If these statements are correct on a long-term basis, very rapid changes in clay mineral content, such as those observed during the Pleistocene, cannot be a result of similarly rapid changes in hydrolysis conditions; instead, clay mineral assemblages could reflect changes in the sedimentation/erosion balance on the continent. Therefore, sea level changes could have caused a very efficient redistribution of clay minerals from the continent or shelf to the ocean.

During the Pleistocene, the Asian continent experienced many changes, especially because of glacial–interglacial climate oscillations. These changes in climate conditions could also have altered either the intensity or seasonality of the Asian monsoon. Such changes are likely to have been recorded in the sediments through their finest component, the clay minerals. While the history of the East Asian monsoon has been well studied from sediments of the Chinese loess plateau using different proxies such as grain size or clay minerals (An et al., 1990; Chen et al., 1997; Lu et al., 2000), very few similar studies of SCS sediments have been undertaken (Wang et al., 1999). Clay minerals are very sensitive to the inland hydrolysis regime. Our objective is to use the mineralogical-assemblage inclinations as tracers of the climatic changes.

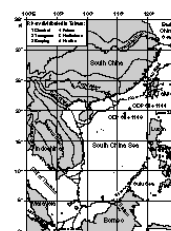
The size of the exposed continental shelf has varied considerably during such climatic oscillations on similar timescales. Site 1146 is located ~400 km offshore from Hong Kong and the Pearl River mouth, at 2092 m water depth. At this location, 200 km separates the shore from the –100-m isobath contour line (Fig. F1). Accordingly, the drainage basin area of the Pearl River (and limited coastal rivers flowing into the SCS between the Hainan and Taiwan Islands) would have increased by ~45% when the sea level was located at around –100 m during glacial maxima.

MATERIALS AND METHODS

Core

During Ocean Drilling Program (ODP) Leg 184, a series of six sites was drilled in the South China Sea. Among them, Site 1146, located within a small rift basin on the midcontinental slope of the northern SCS (Fig. F1), was cored with a maximum penetration of 633 meters below seafloor (mbsf). This core contains hemipelagic sediments dating from the early Miocene to the Pleistocene. For this study, our analysis concentrated on the latest 2 m.y., corresponding to the upper 190 meters composite depth (mcd). The sediment is relatively homogeneous and consists of greenish gray nannofossil clay with an average of ~21 wt% carbonate content, and the age model was established using paleontological and magnetic data (Shipboard Scientific Party, 2000).

F1. Location of Site 1146 and major drainage systems, p. 7.



Methods

Clay mineralogy determination was performed by standard X-ray diffraction (XRD) on a set of 508 samples on the composite splice from Site 1146 from Holes 1146A, 1146B, and 1146C. According to the preliminary sedimentation rate calculated onboard and in order to keep an average sampling interval of 4 k.y., the sampling interval was averaged to 40 cm, reducing with decreasing sedimentation rate downcore. An extra set of 181 samples was later collected from the upper 60 m for refining the latest intervals. All samples were disaggregated in water and treated with 0.2-N hydrochloric acid to remove carbonates. During this operation, the suspension was kept agitated and the pH checked to avoid irregular or prolonged exposure to the acid. The decarbonated suspensions were washed with demineralized water to remove excess ions and to help disperse the clays. Stoke's Law was applied for the determination of settling time and depth to isolate the $<2\text{-}\mu\text{m}$ size fraction. The clay fraction was concentrated in a centrifuge, and the resulting paste was spread into a calibrated recess cut into rounded glass slides.

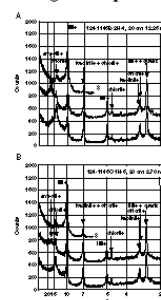
Preparation and measurement were performed according to the routine procedures of Holtzapffel (1985). Briefly, a Philips PW 1710 diffractometer equipped with a Cu tube and Ni monochromator was used with the following settings: 40 kV, 25-mA generator tension/current, 1° fixed divergence slit, 0.1° receiving slit, with sample spinner on. All samples were scanned three times in step-scan mode with 1 s per step of $0.02^\circ 2\theta$: (1) air-dried, (2) glycolated (12 hr under vacuum in ethylene glycol at room temperature), and (3) heated (2 hr at 490°C) from 2.5° to $32.5^\circ 2\theta$.

The diffractometer is driven by a computer that gives peak intensities for each $0.02^\circ 2\theta$ interval. The spectra were then studied using the MacDiff software (Petschick, 1997). We used the peak surface calculated by the software as an indicator of clay-mineral amount. We realize that this technique does not permit the production of fully quantitative results, but rather results in semiquantitative mineral percentages. Repeated measurements indicate that replicates of the same sample give very similar results and that peak ratio calculations are very stable, thus lowering the uncertainties resulting from preparation and analysis. Measurements have been carried out on the basal reflections from the ethylene glycol XRD diagram, adjusted on the $4.26\text{-}\text{\AA}$ quartz peak.

RESULTS

XRD diagrams display different minerals including quartz and feldspars. Clay minerals mainly consist of chlorite, illite, smectite, and kaolinite (Fig. F2). Analyses indicate that illite-smectite mixed layers are also present in small amounts. We decided to combine the smectite and illite-smectite mixed-layer content, since in detail, these two minerals vary with the same trends and are sometimes hard to distinguish on the diagrams. Mixed-layer clay minerals slightly enlarge the glycolated peak of smectite at 17 \AA . Smectite-illite mixed layers correspond to randomly mixed-layered clays. Combining these two species as "smectite" follows naturally, as some studies have shown a very similar behavior of these phases and smectite is sometimes considered as a special case of illite-smectite mixed layers (see numerous examples, e.g., Chamley, 1989). For the rest of this study, we group these minerals under the generic

F2. XRD diagrams, p. 8.



term of "smectite." Kaolinite and chlorite are the less abundant species, with an average content of 2%–18% and 10%–30%, respectively (Fig. F3; Table T1). In contrast, illite and smectite are more abundant and represent 22%–43% and 30%–55% of the clay fraction, respectively. These sediments are, on average, slightly enriched in smectite compared to equivalent sediments studied from Site 1144 (Fig. F1) (Boulay et al., this volume). Chlorite and illite display similar behavior with in-phase peaks, whereas illite and smectite display antiphase behavior indicative of a change in the clay mineral input. The opposition between smectite and illite + chlorite is especially well expressed below 110 mcd but is also visible in the upper part of this section. The last mineral, kaolinite, does not seem to vary in phase with any of the other minerals and exhibits a relatively stable average abundance of 12%.

PRELIMINARY OBSERVATIONS

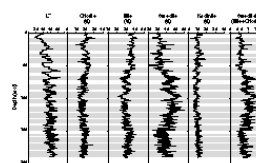
Overall, two groups of clay minerals display opposite behavior. Illite and chlorite mainly derive from the degradation of micas (biotite and muscovite) from igneous, metamorphic, or sedimentary rocks (Chamley, 1989). These two minerals are, therefore, considered as primary minerals, derived from physical erosion or weak chemical weathering. On the contrary, both smectite and kaolinite are formed by the hydrolysis of primary minerals in the soils. These soils are located in the lowermost parts of the Pearl River drainage basin, where soils can develop and produce secondary minerals. In response to the climatic changes described earlier, it is likely that the mineral composition will have changed because of the physical/chemical weathering balance. Since kaolinite is present only in low amounts, we focus our clay-mineral analysis on the smectite/(illite+chlorite) ratio. This ratio is compared with the L* index (Fig. F3), representing the sediment lightness (Blum, 1997; Balsam et al., 1999). This parameter typically increases with increasing calcium carbonate content and therefore could be a proxy for either elevated calcium carbonate production or reduced input of the detrital fraction. According to the preliminary age model (Shipboard Scientific Party, 2000), predominantly lighter intervals coincide with interglacial stages.

On a long-term basis, smectite exhibits a three-step behavior, with an increase between 1200 and 400 ka. During this interval, chlorite and illite decrease relatively, whereas the abundance of kaolinite appears to remain stable. At higher temporal frequency, smectite/(illite+chlorite) display large variations throughout the core, most of them being associated with changes in L*.

CONCLUSION

The study of the clay content of >500 samples covering ~2 m.y. from Site 1146, located in the northern part of the SCS, indicates that clay-mineral content varies widely with different frequency orders. A refined age-model is needed to study the mechanisms that drive these changes.

F3. L* and clay-mineral assemblages, p. 9.



T1. Depth and relative abundance of clay-mineral constituents, p. 10.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are pleased to thank the French-Chinese program under the NR APCRST PRA 99-02. This program allowed Z. Liu to visit France as a postdoctoral researcher during which he performed most of the clay analyses. This research used samples provided by the Ocean Drilling Program (ODP). ODP is sponsored by the U.S. National Science Foundation (NSF) and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), Inc. Funding for this research was provided by the French "Océans" Program of INSU that helped us in performing the analyses and the French committee of ODP. P. Recourt and D. Malengros are warmly thanked for their technical assistance in the laboratory. We thank Matthew Higginson for his patient and thorough editing of a draft of this manuscript. The authors gratefully acknowledge G.J. Reichert, D.C. Leuschner, and L. Krissek and the Senior Publications Coordinator G. Delgado for her thorough review.

REFERENCES

- An, Z., Liu, T., Lu, Y., Porter, S.C., Kukla, G., Wu, X., and Hua, Y., 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat. Int.*, 8:91–95.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., and Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Mar. Geol.*, 161:141–153.
- Blum, P., 1997. Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deep-sea cores. *ODP Tech. Note*, 26 [Online]. Available from World Wide Web: <<http://www-odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn26/INDEX.HTM>>. [Cited 2003-03-05]
- Bouquillon, A., France-Lanord, C., Michard, A., and Tiercelin, J.-J., 1990. Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal Fan sediments: the denudation of the Himalaya. In Cochran, J.R., Stow, D.A.V., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 116: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 43–58.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*: Berlin (Springer-Verlag).
- Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J., and Oldfield, F., 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 130:323–335.
- France-Lanord, C., Derry, L., and Michard, A., 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene times: isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan. In Treloar, P.J., and Searle, M. (Eds.), *Himalayan Tectonics*. Spec. Publ.—Geol. Soc. London, 7:603–621.
- Hiscott, R.N., 2001. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo. *Mar. Geol.*, 175:67–102.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. Geol. Nord.*, 12.
- Lu, H., van Huissteden, K., Zhou, J., Vandenberghe, J., Liu, X., and An, Z., 2000. Variability of East Asian winter monsoon in Quaternary climatic extremes in North China. *Quat. Res.*, 54:321–327.
- Petschick, R., 1997. Powder Diffraction Software. *MacDiff* [Online]. Available from World Wide Web: <<http://www.servermac.geologie.uni-frankfurt.de/Staff/Homepages/Petschick/RainerE.html>>. [Cited 2003-03-05]
- Shipboard Scientific Party, 2000. Site 1146. In Wang, P., Prell, W.L., Blum, P., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 184, 1–101 [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA.
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., and Pflaumann, U., 1999. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geol.*, 156:245–284.
- Windom, H., 1976. Lithogenous material in marine sediments. In Riley, J.P., and Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography* (Vol. 5): New York (Academic Press), 103–135.

TRENTESAUX ET AL.
 DATA REPORT: PLEISTOCENE PALEOCLIMATIC CYCLICITY

7

Figure F1. Location of Site 1146 in the South China Sea and major drainage systems. The thick line offshore corresponds to the present 100-m isobath, approximating the lowest sea level during glacial maxima. The location of the major rivers on the emerged glacial shelf, corresponding to paleorivers, are adapted from Wang et al. (1999) and Hiscott (2001).

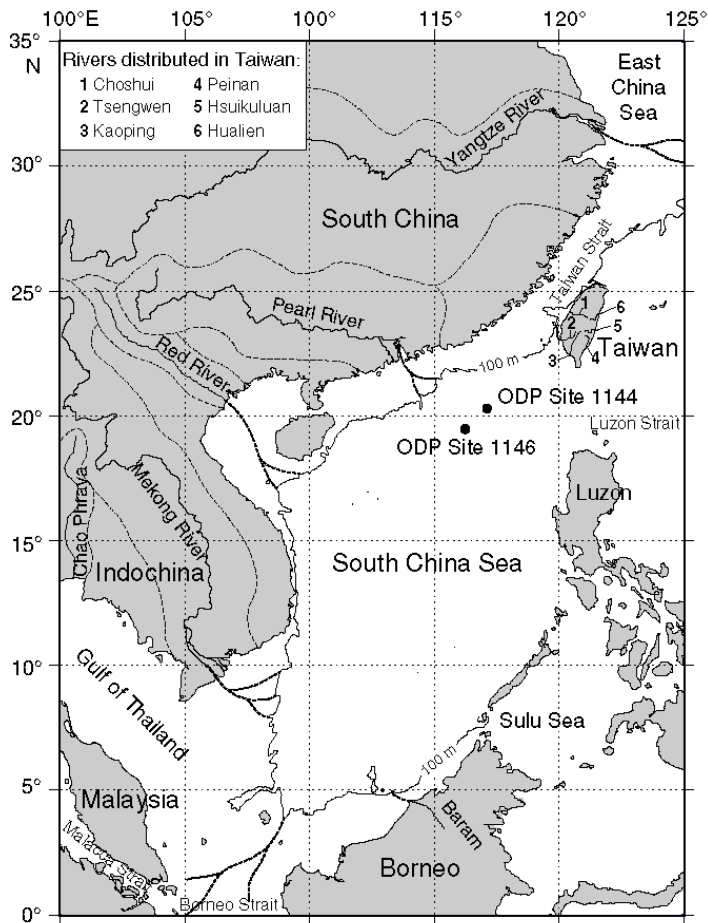


Figure F2. Typical XRD diagrams showing (A) smectite-type rich (relative to illite) and (B) smectite-type poor samples. The three curves represent (1) normal, (2) glycolated, and (3) heated diagrams.

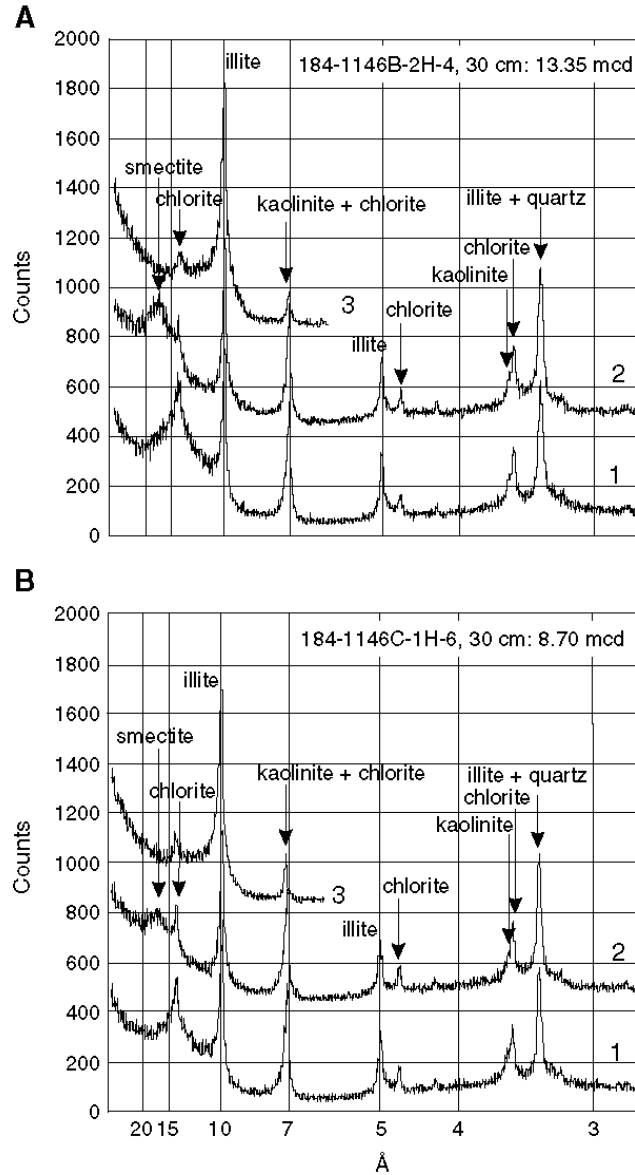


Figure F3. Color reflectance parameter L^* and variations of clay-mineral assemblages. Smectite corresponds to smectite and illite-smectite mixed-layer minerals.

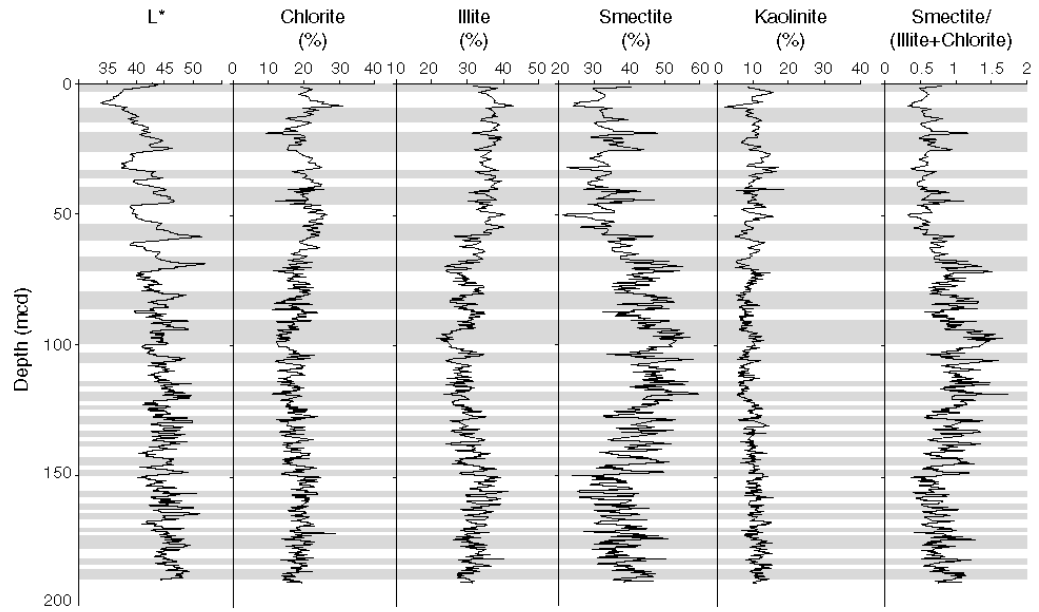
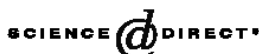


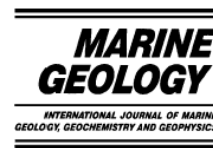
Table T1. Summary of depth and relative abundance of clay-mineral constituents.

Core, section, interval* (cm)	Depth (mcd)	Chlorite (%)	Illite (%)	Kaolinite (%)	Smectite (%)	Core, section, interval* (cm)	Depth (mcd)	Chlorite (%)	Illite (%)	Kaolinite (%)	Smectite (%)
184-1146B-1H-1, 105	1.05	19.2	31.7	8.4	40.7	184-1146B-5H-2, 30	41.10	17.4	31.9	8.6	42.1
1H-2, 30	1.80	22.4	38.3	9.6	29.7	184-1146C-4H-7, 30	41.25	21.7	36.1	10.2	32.0
1H-2, 105	2.55	21.5	35.6	12.5	30.5	5H-1, 30	41.50	18.0	30.5	8.1	43.4
1H-3, 30	3.30	20.2	33.0	15.3	31.5	184-1146B-5H-2, 105	41.85	21.1	33.7	7.4	37.7
1H-3, 105	4.05	18.6	34.9	13.2	33.4	184-1146C-5H-1, 105	42.25	19.2	34.4	11.1	35.2
1H-4, 30	4.80	21.2	35.9	9.6	33.3	5H-2, 30	43.00	20.1	35.8	10.1	34.0
184-1146C-1H-4, 105	6.45	21.9	37.6	9.6	30.9	5H-2, 105	43.75	21.3	36.9	9.6	32.3
1H-5, 30	7.20	25.7	37.4	12.6	24.3	184-1146B-5H-4, 30	44.10	21.2	38.1	10.3	30.5
1H-5, 105	7.95	24.9	41.2	8.7	25.3	184-1146C-5H-3, 30	44.50	12.0	30.1	10.7	47.1
1H-6, 30	8.70	31.2	42.6	2.1	24.2	184-1146B-5H-4, 105	44.85	20.7	33.1	8.3	37.9
1H-6, 105	9.45	19.7	35.1	9.9	35.3	184-1146C-5H-3, 105	45.25	20.4	36.3	8.7	34.6
184-1146B-2H-2, 30	10.35	24.1	36.7	7.8	31.4	184-1146B-5H-5, 30	45.60	20.3	33.4	8.6	37.7
2H-2, 105	11.10	20.0	37.6	9.9	32.5	184-1146C-5H-4, 30	46.00	16.3	33.3	12.5	37.9
2H-3, 30	11.85	22.5	36.9	7.9	32.6	184-1146B-5H-5, 105	46.35	24.7	36.9	10.2	28.2
2H-3, 105	12.60	20.3	38.3	8.8	32.5	184-1146C-5H-4, 105	46.75	21.3	34.8	13.1	30.9
2H-4, 30	13.35	15.0	34.1	11.0	39.8	184-1146C-5H-6, 30	47.10	20.0	34.0	13.5	32.5
2H-4, 105	14.10	17.8	33.7	12.3	36.2	184-1146C-5H-5, 30	47.50	20.1	35.0	12.9	32.0
2H-5, 30	14.85	22.1	37.5	10.4	30.0	5H-5, 105	48.25	25.2	32.4	6.8	35.5
184-1146C-2H-4, 30	15.90	20.3	38.8	9.6	31.4	5H-6, 30	49.00	21.2	33.8	9.1	36.0
2H-4, 105	16.65	17.8	37.1	11.7	33.4	184-1146B-6H-1, 105	49.75	26.3	40.2	12.1	21.3
2H-5, 30	17.40	14.8	38.5	11.2	35.5	6H-2, 30	50.50	24.8	37.7	15.6	21.9
2H-5, 105	18.15	18.2	36.7	9.7	35.4	6H-2, 105	51.25	25.3	35.8	10.1	28.9
2H-6, 30	18.90	9.4	31.4	11.3	48.0	6H-3, 30	52.00	21.4	36.3	11.7	30.7
2H-6, 105	19.65	19.8	36.1	10.5	33.6	6H-3, 105	52.75	21.5	34.9	7.6	36.0
2H-7, 30	20.40	20.3	39.5	11.1	29.2	6H-4, 30	53.50	25.3	35.0	7.6	32.1
184-1146B-3H-2, 30	20.90	17.2	36.1	8.3	38.4	6H-4, 105	54.25	19.7	36.9	8.4	35.0
3H-2, 105	21.65	20.7	39.1	7.6	32.6	6H-5, 30	55.00	23.7	40.2	10.0	26.1
3H-3, 30	22.40	17.6	37.1	6.8	38.4	6H-5, 105	55.75	20.9	35.3	9.6	34.2
3H-3, 105	23.15	19.3	37.7	8.5	34.5	6H-6, 30	56.50	24.3	34.7	6.8	34.3
3H-4, 30	23.90	15.9	35.7	11.9	36.5	6H-6, 105	57.25	22.0	36.6	8.2	33.2
3H-5, 30	25.40	15.2	32.0	8.7	44.1	184-1146C-6H-5, 30	57.65	24.1	36.6	7.2	32.0
184-1146C-3H-4, 30	25.60	17.9	36.4	11.5	34.1	6H-5, 105	58.40	21.7	26.5	4.9	46.9
3H-5, 30	27.10	19.7	35.0	14.5	30.8	6H-6, 30	59.15	21.0	33.3	9.0	36.8
3H-5, 105	27.85	20.1	33.7	14.2	32.1	6H-6, 105	59.90	19.9	28.7	9.3	42.1
3H-6, 30	28.60	22.5	36.5	12.1	28.9	184-1146B-7H-2, 30	60.60	18.8	33.7	13.3	34.2
184-1146B-4H-1, 105	29.85	21.2	33.4	12.9	32.5	7H-2, 105	61.35	19.3	32.0	11.4	37.3
4H-2, 30	30.60	23.3	34.2	8.7	33.8	7H-3, 30	62.10	21.9	27.7	9.5	40.9
4H-2, 105	31.35	23.1	34.0	8.2	34.7	7H-3, 105	62.85	24.5	31.6	8.6	35.4
4H-3, 30	32.10	25.1	35.6	16.8	22.5	7H-4, 30	63.60	18.8	34.2	11.8	35.2
4H-3, 105	32.85	21.0	38.5	12.5	27.9						
4H-4, 30	33.60	16.7	32.2	16.3	34.9						
4H-4, 105	34.35	20.3	33.8	10.8	35.0						
4H-5, 30	35.10	20.9	37.8	8.8	32.5						
184-1146C-4H-3, 105	36.00	19.8	37.8	12.2	30.2						
4H-4, 30	36.75	22.6	34.9	10.0	32.5						
4H-4, 105	37.50	22.0	39.5	10.3	28.1						
4H-5, 30	38.25	25.0	37.7	8.8	28.5						
4H-5, 105	39.00	24.7	36.6	9.7	29.0						
184-1146B-5H-1, 30	39.60	21.1	36.6	8.3	34.0						
184-1146C-4H-6, 30	39.75	22.5	38.2	7.4	31.8						
184-1146B-5H-2, 105	40.35	15.7	38.5	18.8	27.1						
184-1146C-4H-6, 105	40.50	25.5	37.4	5.4	31.7						

Notes: Clay mineral content corresponds to semiquantitative data, based on the measurement of the surface of the basal reflection on the ethylene glycol XRD diagram. Smectite content combines smectite and illite-smectite mixed-layer minerals. * = all intervals are 2 cm long, and the top of each interval is given. Only a portion of this table appears here. The complete table is available in [ASCII](#).

Available online at www.sciencedirect.com

Marine Geology 201 (2003) 133–146

www.elsevier.com/locate/margeo

Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years

Zhifei Liu^{a,*}, Alain Trentesaux^b, Steven C. Clemens^c, Christophe Colin^d,
Pinxian Wang^a, Baoqi Huang^a, Sébastien Boulay^d

^a *Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, PR China*

^b *Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires, UMR PBDS CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq, France*

^c *Department of Geological Sciences, Brown University, 324 Brook Street, Box 1846, Providence, RI 02912, USA*

^d *Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, FRE 2566 Orsayterre, BAT. 504, Université de Paris XI, 91405 Orsay, France*

Accepted 19 June 2003

Abstract

Clay mineral assemblages at ODP Site 1146 in the northern South China Sea are used to investigate sediment source and transport processes and to evaluate the evolution of the East Asian monsoon over the past 2 Myr. Clay minerals consist mainly of illite (22–43%) and smectite (12–48%), with associated chlorite (10–30%), kaolinite (2–18%), and random mixed-layer clays (5–22%). Hydrodynamic and mineralogical studies indicate that illite and chlorite sources include Taiwan and the Yangtze River, that smectite and mixed-layer clays originate predominantly from Luzon and Indonesia, and that kaolinite is primarily derived from the Pearl River. Mineral assemblages indicate strong glacial interglacial cyclicity, with high illite, chlorite, and kaolinite content during glacials and high smectite and mixed-layer clay content during interglacials. During interglacials, summer enhanced monsoon (southwesterly) currents transport more smectite and mixed-layer clays to Site 1146 whereas during glacials, enhanced winter monsoon (northerly) currents transport more illite and chlorite from Taiwan and the Yangtze River. The ratio (smectite+mixed layers)/(illite+chlorite) was adopted as a proxy for East Asian monsoon variability. Higher ratios indicate strengthened summer-monsoon winds and weakened winter-monsoon winds during interglacials. In contrast, lower ratios indicate a strongly intensified winter monsoon and weakened summer monsoon during glacials. Spectral analysis indicates the mineral ratio was dominantly forced by monsoon variability prior to the development of large-scale glaciation at 1.2 Myr and by both monsoon variability and the effects of changing sea level in the interval 1.2 Myr to present.

© 2003 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: clay minerals; East Asian monsoon; Pleistocene; South China Sea; ODP Leg 184

* Corresponding author. Tel.: +86-21-6598-4877; Fax: +86-21-6598-8808.
E-mail address: lzhifei@online.sh.cn (Z. Liu).

1. Introduction

1.1. East Asian monsoon climate and the South China Sea (SCS)

East Asian monsoon circulation is driven by differential heating between the WPWP (western Pacific warm pool) and the Asian continent. Seasonally reversing summer- and winter-monsoon winds drive seasonal precipitation and runoff regimes which determine, in part, the soil and vegetation characteristics of eastern Asia (Webster, 1994; Ding et al., 1998; Wang et al., 1999). The East Asian winter monsoon is characterized by continental cooling and the development of high pressure over northern Asia, resulting in northeast winds across the SCS (Fig. 1a). In contrast, the summer monsoon is characterized by continental heating, the development of low pressure over central China, and moderate (5 m/s) southerly winds that bring high precipitation to southern and eastern Asia driving southwesterly surface currents in the SCS (Fig. 1a). Thus, the SCS is well located to record short- and long-term paleoceanographic responses to both winter- and summer-monsoons circulation (Wang et al., 1999, 2000).

Many previous studies have addressed East Asian monsoon variability from the Late Pleistocene to the Holocene using both terrestrial and marine sediment records. These studies indicate that the Holocene and other interglacial periods were characterized by strengthened summer-monsoon and weakened winter-monsoon winds (Wang et al., 1999; Jian et al., 2001), leading to enhanced soil formation as documented in Chinese loess profiles (Kukla et al., 1988; Banerjee,

1995; Porter and An, 1995). In contrast, intensified winter-monsoon and weakened summer-monsoon circulation characterized glacial periods (Huang et al., 1997; Wang et al., 1999), leading to enhanced continental aridity and loess transport (Ding et al., 1998). Dry phases have also been linked to short-term Heinrich events and to the Younger Dryas, as observed in the Sulu Sea (Kudrass et al., 1991; Garidel-Thoron et al., 2001) and the SCS (Wang et al., 1999). The long-term history of the past 6 Myr obtained from magnetic susceptibility and aeolian grain size (Sun et al., 1998) and aeolian flux in the North Pacific (Rea et al., 1998) identified continued strengthening of the East Asian winter monsoon since 2.6 Ma. (Xiao and An, 1999; An et al., 2001). These studies were mainly based on species distribution of flora and fauna, geochemistry, and physical properties such as sedimentation rate and grain size. Clay mineralogical records from the SCS have not been widely reported. This study as well as Tamburini et al. (2003) is among the first time series records from the SCS.

1.2. Previous studies on surface sediment mineralogy

The worldwide distribution of clay minerals was examined by Griffin et al. (1968) and Rateev et al. (1969), but did not include the SCS. A few studies have been published on the clay mineral composition of surface sediments in the SCS (Chen, 1978; Clift et al., 2002). Here we use data from Chen (1978) as well as unpublished data obtained from other Chinese colleagues to compile a map of clay mineral composition for SCS surface sediments. From this we infer source

Table 1
Average clay compositions for clay mineral provinces in the SCS and early Holocene sediments at ODP Site 1146

Clay mineral	Province						ODP1146 E. Holocene
	A	B	C	D	E	F	
Kaolinite	6	12	15	20	50	20	10
Chlorite	25	21	20	19	25	23	22
Illite	65	55	42	31	20	47	38
Smectite+mixed layers	4	12	23	30	5	10	30

Data of province E after Chen and Tan (1991); others after Chen (1978); province D resulted from a combination of provinces D and E of Chen (1978).

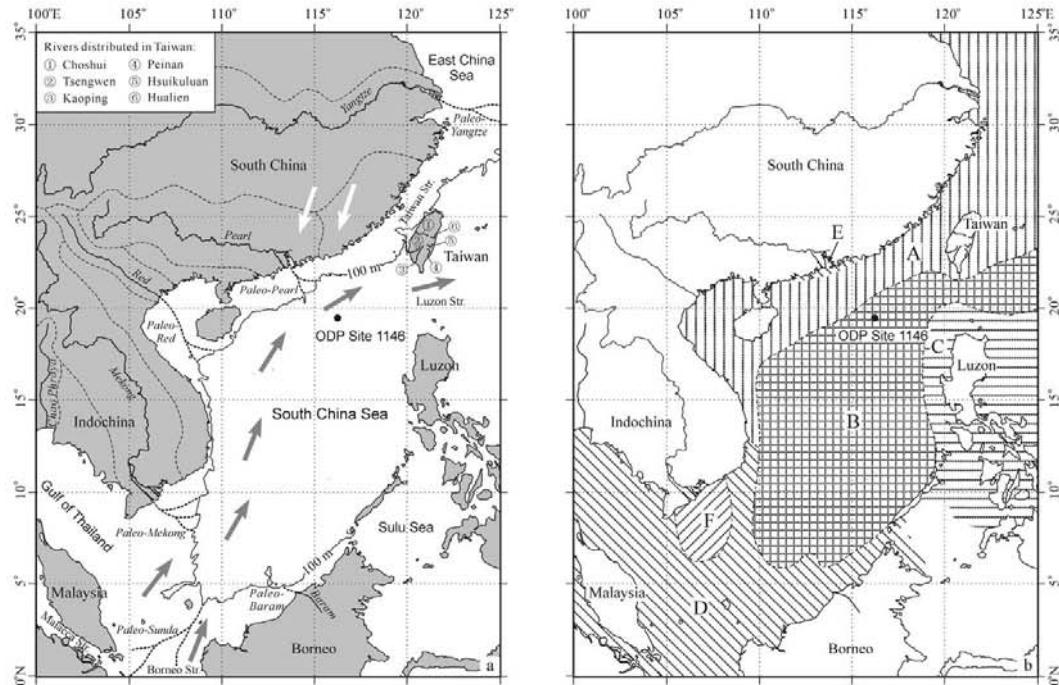


Fig. 1. (a) Major drainage systems surrounding the SCS (South China Sea) and the location of ODP Site 1146. Dashed lines in the Asian continent outline major drainage basins in South China and Indochina. Six major rivers in Taiwan are labeled. Present 100-m isobath shows approximate position of the coastline during glacial low sea level. Major rivers on the emerged glacial shelf are indicated as paleo-rivers as adapted from Wang et al. (1999) and Hiscott (2001). Gray arrows show modern surface currents during summer monsoon and white arrows during winter monsoon. (b) Clay mineral provinces for modern surface sediments throughout SCS, indicating that the provenance-controlled patterns of clay mineral distribution. Data of province E after Chen and Tan (1991); others after Chen (1978).

and transport paths in an effort to interpret downcore variability in clay mineral assemblages and ratios.

The surface distribution (modified after Chen, 1978) can be divided into six clay mineral provinces (Fig. 1b, Table 1). Province A, dominated by illite and chlorite, includes the northern shelf of the SCS, the Taiwan Strait, and the East China Sea, but not the inner estuary of the Pearl River (Fig. 1b). The illite content increases southward from about 65% at the Yangtze River estuary (Guo et al., 1995; Wang, Y. et al., 1995) to 73% at the northeastern Taiwan Strait, and 84% at the southwestern Taiwan Strait (You et al., 1993). The province has an average illite content of 65% and chlorite of 25% (Table 1). Province B

includes the central part of the SCS and extends northeastward through the Luzon Strait. Relative to province A, illite and chlorite are reduced by 5–10% whereas smectite (and mixed layers) and kaolinite increase by 6–8%. In northern parts of province B, illite content reaches 60–65% (He, 1992). In province C, surrounding the Luzon islands, smectite increases to 23%, twice the amount in province B. Province D covers most of the Sunda shelf and extends to the Gulf of Thailand and the Malacca Strait. Smectite becomes very prominent in this province, ranging from 20% to 50%, with an average of 30% (Chen, 1978). Coastal province E, including the bay and inner estuary of the Pearl River, is characterized by high kaolinite (50%) which rapidly decreases slope-ward (Chen

and Tan, 1991). Province F, the Mekong River estuary, is relatively rich in illite and chlorite (47% and 23% respectively). The kaolinite content in provinces C, D, and F averages about 20%, but reaches 50% in the Malacca Strait (Chen, 1978).

The surface clay mineral composition in the SCS does not appear to correlate with lithological variation, environmental energy conditions, or diagenetic state (Chen, 1978). The primary control on the variation of mineral assemblages in surface sediments, therefore, is provenance (Chen, 1978; He, 1989; Tan and Wang, 1992). Two main source areas with markedly different geological characteristics contribute sediment to the SCS. The northern source is mainly the Asian continent and Taiwan while the southern source consists of islands or volcanic arcs that bound the SCS to the east and south. Weathering products from the Asian continent are transported to the SCS chiefly by rivers, including the Yangtze, Mekong, and Red rivers which discharge 768×10^6 tons of sediments annually (Table 2). About 30% of the Yangtze sediment discharge is observed to be transported southward (Milliman et al., 1985), in nearshore currents along the China coast (Chen, 1978). All three rivers originate in the Tibetan Plateau flowing through tectonically active areas of central China or the Indochina Peninsula characterized by strong physical weathering regimes. Suspended sediments in these rivers are characterized by abundant illite and chlorite and rather scarce kaolinite and smectite in the

clay fraction (Wang, Y. et al., 1995; Nguyen and Egashira, 2000) and are primary sources for provinces A and F. However, the Pearl River, draining sub-tropical, vegetated South China, flows through kaolinite-developed soils in Guangdong Province (Xu et al., 1999) and contributes kaolinite to the SCS via province E (Chen and Tan, 1991).

Six major rivers from Taiwan (Fig. 1a) contribute 185×10^6 tons of sediments annually to the SCS (Table 2; Milliman and Meade, 1983). The suspended sediments in clay fractions surrounding Taiwan mainly consist of illite and chlorite (Chen, 1978; Dorsey et al., 1988). Clay mineral assemblages in the sea surrounding the Luzon islands and in the southwestern SCS are characterized by a high content of smectite and kaolinite (Fig. 1b, Table 1). The origin of smectite is generally related to volcanic activity or the alteration of volcanic materials by hydrothermal and weathering processes (Chamley, 1989). The abundance of smectite surrounding the Luzon islands is similar that of volcanoclastic sediments (Shi et al., 1995) suggesting that volcanoes are principal sources for smectite in the surrounding seas (province C). Other river inputs to the southwest SCS include the Baram from northwest Borneo and the Chao Phraya from west Indochina, with a combined annual sediment discharge of 23×10^6 tons (Fig. 1a, Table 2) (Milliman and Syvitski, 1992; Hiscott, 2001). Their clay compositions are poorly known and are considered of minor importance

Table 2
Drainage area, water and suspended sediment discharges for major rivers surrounding SCS

River	Drainage area ($\times 10^6$ km ²)	Water discharge (km ³ /yr)	Suspended sediment discharge ($\times 10^6$ tons/yr)	Data source
Yangtze River	1.94	900	478	Milliman and Meade (1983)
Mekong River	0.79	470	160	
Red River	0.12	123	130	
Pearl River	0.44	302	69	
Choshui (Taiwan)	0.003	6	66	
Kaoping (Taiwan)	0.003	9	39	
Tsengwen (Taiwan)	0.001	2	28	
Hualien (Taiwan)	0.002	4	19	
Peinan (Taiwan)	0.002	4	17	
Hsiukuluan (Taiwan)	0.002	4	16	
Baram (Malaysia)	0.0192	46	12	Hiscott (2001)
Chao Phraya (Thailand)	0.16	30	11	Milliman and Syvitski (1992)

given the small annual discharge. The Indonesian islands, south of the Sunda shelf, provides 20–40% smectite and 30–40% kaolinite to the Java Sea (Gingele et al., 2001) suggesting that they are also mineral sources for province D. The central SCS (province B) is considered as a transitional area in that it contains a mixture of all mineral compositions from surrounding continents and islands. Therefore, downcore clay mineral assemblages in province B reflect relative contributions from different sources according to changes in source area weathering and transport paths, which are, in turn, driven by monsoon circulation. Here we perform clay mineral analyses from Ocean Drilling Program (ODP) Site 1146, which is situated in the northern part of province B (Fig. 1), to evaluate East Asian monsoon variability over the past 2 Myr.

2. Materials and methods

ODP Site 1146 is located at 19°27.40'N, 116°16.37'E, at a water depth of 2092 m, within a small rift basin on the mid-continental slope of the northern SCS (Fig. 1a). A total of 515 samples were taken at ~40-cm intervals from the upper part of holes 1146A, B, and C (1–190 mcd, meters composite). This yields a temporal resolution of about 4 kyr per sample. These sediments are composed of greenish-gray nannofossil clay.

The methodology and clay mineral data are reported in Trentesaux et al. (2003). Here we present detailed analysis and interpretation of these data relative to paleoceanographic and paleoclimatic change in the SCS. Briefly, preparation and measurement of clay mineral analysis were performed at the Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaire, Université de Lille I. Clay minerals were identified by X-ray diffraction (XRD) on oriented mounts of clay-sized particles (Holtzapfel, 1985). Deflocculation was accomplished by successive washing with distilled water after decarbonation with 0.2 N HCl. The particles less than 2 µm were separated by sedimentation and centrifugation. XRD diagrams were obtained using a Philips PW 1710 diffractometer with CuK α radiation and Ni filter, under

a voltage of 40 kV and an intensity of 25 mA. Three XRD runs were performed, following air-drying, ethylene-glycol solvation for 12 h, and heating at 490°C for 2 h. Goniometer scans were from 2.5° to 32.5° 2 θ for air-dried and glycolated conditions, and from 2.5° to 14.5° 2 θ for heated conditions.

Identification of clay minerals was made mainly according to the position of the (001) series of basal reflections on the three XRD diagrams. Semi-quantitative estimates of peak areas of the basal reflections of the main clay mineral groups of smectite (17 Å), mixed-layer clays (15 Å), illite (10 Å), and kaolinite/chlorite (7 Å) were carried out on the glycolated curve (Holtzapfel, 1985) using the MacDiff software (Petschick, 2000). Kaolinite and chlorite were separated by relative proportions according to the ratios of the areas of the 3.57/3.54 Å peaks. Kaolinite/chlorite proportions were used to compute proportions of the 7 Å peak area for the respective mineral. The mixed-layer clays mainly consist of random smectite-illite and smectite-chlorite mixed layers. Smectite-illite mixed layers have small asymmetric peaks between 10 and 14 Å in the air-dried sample, while smectite-chlorite mixed layers give a plateau (or shoulder) between 10 and 14 Å in the heated sample. But they move to the area between 14 and 17 Å in the glycolated sample. These characteristic peaks of mixed-layer minerals are largely due to random interstratification of smectite with minor illite and chlorite. The clay mineral ratio, (smectite+mixed layers)/(illite+chlorite), was derived to evaluate the relative significance of clay mineral sources, serving as an indicator of the East Asian monsoon evolution.

The $\delta^{18}\text{O}$ record (0–167 mcd; *Globigerinoides ruber*, white) has a nominal 2 kyr temporal resolution and was generated at Brown University on a Finnigan MAT 252 with a Kiel III carbonate device (Clemens and Prell, 2003). Results are reported relative to the Vienna Pee Dee belemnite (VPDB) standard and have an external error of $\pm 0.10\text{‰}$. The age-depth model used in this paper was established using oxygen isotope stratigraphy, biostratigraphy, and paleomagnetism (Table 3). The last occurrence of *G. ruber* (pink) at about 120 kyr (Thompson et al., 1979) appeared

at depth of 25.95 mcd (Huang, 2002). Several paleomagnetic boundaries, including Brunhes/Matuyama, Upper Jaramillo, and Lower Jaramillo, occurred at 115.50, 132.50, and 137.90 mcd, respectively (Shipboard Scientific Party, 2000). The age–depth model in the lower part of the core (185.5–190 mcd) is based on $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy obtained from *C. wuellerstorfi*, measured at an average of 40-cm intervals on a Finnigan MAT 252 mass spectrometer with a Kiel carbonate device at Laboratory of Marine Geology, Tongji

University. These data (VPDB) have an external error of $\pm 0.07\%$ (Huang, 2002).

3. Results

Illite (22–43%) and smectite (12–48%) dominant during most of Quaternary (10–1988 kyr before present) at Site 1146 with a combined total of more than 60% (Fig. 2). Clay minerals in less abundance include chlorite (10–30%), kaolinite

Table 3
Data of age–depth model for Site 1146 in the northern SCS

Event	Depth (mcd)	Age (kyr)	Data source
Oxygen isotope	0.00	8	Clemens and Prell (2003)
	6.00	21	
	16.00	65	
<i>G. ruber</i> (pink), LO	25.95	120	Huang (2002)
Oxygen isotope	27.00	135	Clemens and Prell (2003)
	32.27	180	
	41.47	228	
	47.00	249	
	56.00	299	
	60.00	343	
	66.57	400	
	71.22	415	
	77.00	472	
	86.19	540	
	93.80	610	
	95.70	635	
	102.19	660	
	107.46	716	
	111.23	755	
	113.80	770	
Brunhes/Matuyama, PM	115.50	780	Shipboard Scientific Party (2000)
Oxygen isotope	116.60	800	Clemens and Prell (2003)
	119.38	845	
	122.00	872	
	127.00	921	
Upper Jaramillo, PM	132.50	990	Shipboard Scientific Party (2000)
Lower Jaramillo, PM	137.90	1070	
Oxygen isotope	139.25	1090	Clemens and Prell (2003)
	141.00	1130	
	146.00	1190	
	150.00	1250	
	152.00	1295	
	155.00	1365	
	161.00	1445	
	163.00	1495	
	163.00	1495	
	198.70	2084	

LO = last occurrence; PM = paleomagnetism.

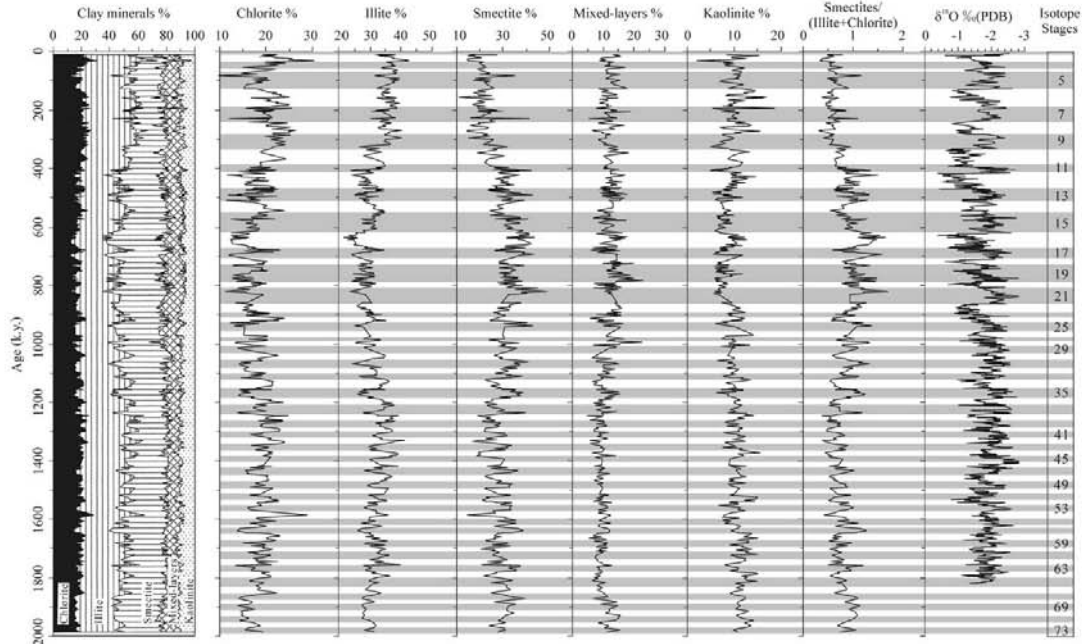


Fig. 2. Variations of clay mineral assemblages of Site 1146 over the past 2 Myr. Mixed layers mainly refer to random smectite illite and smectite chlorite mixed layers. Isotope stages were obtained by visually correlating $\delta^{18}\text{O}$ (Clemens and Prell, 2003) (stages 1–65) and smectites/(illite+chlorite) ratio (stages 66–73) to $\delta^{18}\text{O}$ records of ODP Site 677 (Shackleton et al., 1990).

(2–18%), and random mixed layers (5–22%). Lesser amounts of quartz and feldspar also occur in the clay fraction. Core top samples from Site 1146 have not been radiometrically dated although isotope stratigraphy suggests they are early Holocene in age. These samples consist mainly of illite (38%) and smectite (and mixed layers) (30%), with associated chlorite (22%) and kaolinite (10%), indicating higher smectite (and mixed layers) and lower illite content relative to surface sediments in province B (Table 1). Such differences can result from different climate conditions between early Holocene and present or from differences in the semi-quantitative analytical techniques applied by laboratories generating the two data sets.

The clay mineral concentrations indicate the strong glacial-interglacial cyclicity throughout the past 2 Myr (Fig. 2). Generally, illite and chlorite show a similar pattern of cyclic change, with

high values during glacials, when illite reaches 35–43% and chlorite 20–30%. On the contrary, smectite has a range of over 30% with high values during interglacials. Relatively high values of smectite occur in the interval 1200–400 kyr (Fig. 2). Kaolinite has a mean of $\sim 12\%$ with high values during most glacial cycles (Fig. 2). Unlike other clay minerals, mixed-layer clays and smectite have similar variability but no obvious relation to changes in ice volume ($\delta^{18}\text{O}$). Considering that the mixed-layer clays mainly originate from random interstratification of smectite with minor illite and chlorite and that smectite and mixed-layer clays have similar variability, we group both as 'smectites' = (smectite + mixed layers) for the purposes of this study.

The clay mineral ratio, smectites/(illite+chlorite) varies from 0.3 to 1.8, with an average of 0.9. The ratio mean reaches a maximum in the interval 1200–400 kyr. Overall, the variability is

strongly correlated with the oxygen isotope record (higher values during interglacials) prior to about 1000 kyr, moderately correlated from 1000 kyr to 400 kyr, and poor correlation in the uppermost part of the record (Fig. 2).

4. Discussion

4.1. Clay mineral sources

The paleoclimatic interpretation of clay mineral data requires knowledge of the potential source areas as well as the mode and strength of transport processes (Diekmann et al., 1996; Gingele et al., 1998). As previously described, Site 1146 is located in the northern part of clay mineral province B (Fig. 1b), which contains a mixture of minerals from surrounding continents and islands. Illite and chlorite at Site 1146 are mainly derived from the Asian continent via the Yangtze River, as well as from Taiwan, through province A (Fig. 1b) with less important contributions by aeolian input from northern Asia.

Smectites at Site 1146 likely come from the Luzon islands in the east and the Indonesian islands in the south. These areas, characterized by the common occurrence of volcanoclastic sediments, provide abundant smectite to provinces C and D, respectively (Shi et al., 1995; Gingele et al., 2001). The source of kaolinite at Site 1146 is more complicated, because South China (Pearl River) and the Luzon and Indonesian islands all contribute kaolinite to the SCS (Table 1). Relative contributions from these sources vary with transport paths (ocean currents) and paleoclimate conditions.

During interglacial periods, the coastline is approximately similar to present and southwesterly surface currents driven by summer-monsoon winds prevailed in most areas of the SCS (Wang et al., 1995; Huang et al., 1997) (Fig. 3a). These currents presumably transport abundant smectites from the Indonesian islands through the Borneo Strait in the south and from the Luzon islands in the east to the position of Site 1146. Because decreased illite and kaolinite content does not follow changes in smectite during interglacials, illite and

chlorite from the Red and Mekong rivers and kaolinite from Luzon and Indonesia are considered of minor importance in terms of contribution to Site 1146. Instead, illite and chlorite likely come from Taiwan and the Yangtze River through the Taiwan Strait. Kaolinite, less than 10% during interglacials, is thought to originate from the Pearl River, which carries an abundance of this mineral in the modern (Chen and Tan, 1991). During glacial periods, the coastline follows the approximate position of the present-day 100-m isobath; the Borneo Strait, the Gulf of Thailand, and the Taiwan Strait were closed (Fig. 3b). Counter-clockwise surface circulation driven by strengthened winter-monsoon winds dominated the semi-enclosed SCS (Wang et al., 1995). The Paleo-Yangtze River estuary shifted southeastward about 3500 km closer to the SCS. However, sediments from this paleo-river system were likely contained within the Okinawa Trough, offshore northeast Taiwan. Thus, we suggest that Taiwan is the most important source of illite and chlorite to Site 1146 during glacial intervals with the Yangtze River of lesser importance. A recent study on geochemical analysis of the past 1.05 Myr for the provenance of ODP Site 1144, which is situated to the northeast of Site 1146, suggested Taiwan as the main source area as well (Shao et al., 2001). The exposed shelf of the northern SCS during glacial low stands as well as aeolian transport from northern Asia may also contribute illite and chlorite. Kaolinite is likely sourced by the Paleo-Pearl River, whose estuary was shifted closer to Site 1146 and its content shows higher values during glacials. Smectites likely originate from the Luzon islands in the east and the exposed Sunda shelf in the south, delivered by the Paleo-Sunda River and transported to Site 1146 by counter-clockwise surface currents during glacials.

4.2. Mineralogical indicator of East Asian monsoon evolution

Variations in the downcore clay mineral distribution in deep-sea sediments have been interpreted in terms of changes in the climatic conditions prevailing in the continental source area (Chamley, 1967, 1989; Clayton et al., 1999; Colin

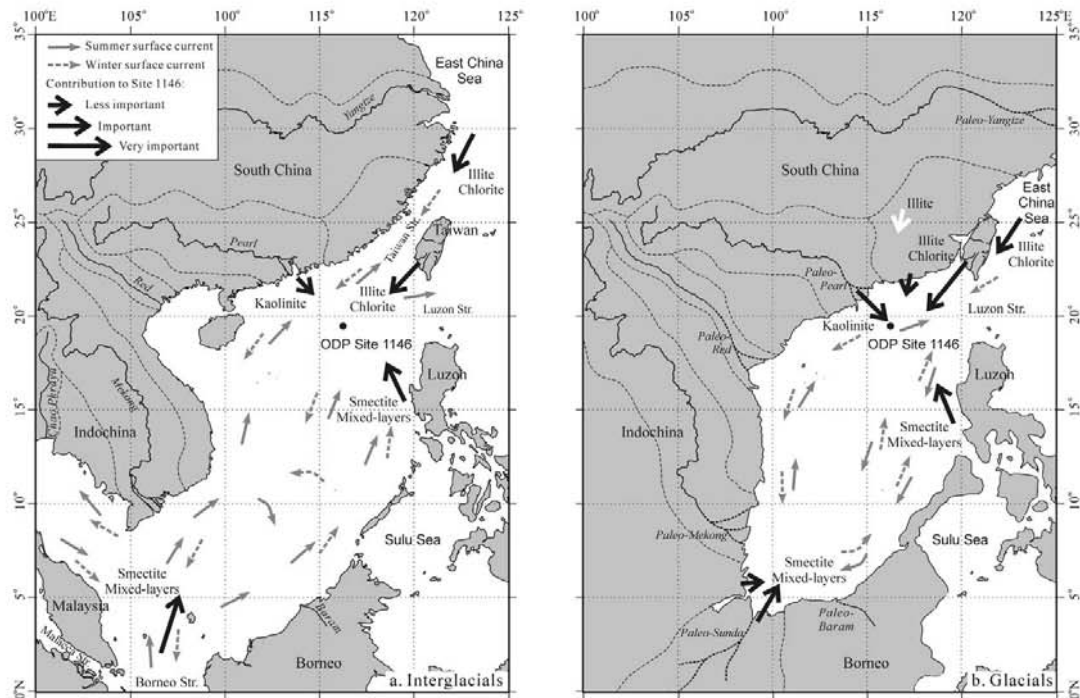


Fig. 3. Source analysis of clay minerals at Site 1146. (a) Interglacial periods: the coastline is approximately the present one. Illite and chlorite mainly come from Taiwan and the Yangtze River through the Taiwan Strait. Smectites are mainly transported in from the Indonesian islands through the Borneo Strait and also from the Luzon islands. Kaolinite is mainly brought in from the Pearl River. (b) Glacial periods: the coastline is moved to the approximate position of present 100-m isobath; the Borneo Strait, Gulf of Thailand, and the Taiwan Strait were closed. Illite and chlorite mainly came from Taiwan, as well as the Paleo-Yangtze River through via southward coastal currents. The exposed shelf of the northern SCS and aeolian transport from northern Asia provide less important contributions of illite and chlorite. Smectites mainly came from the Luzon islands in the east and the exposed Sunda shelf in the south, transported by the Paleo-Sunda River. The Paleo-Pearl River contributed most of the kaolinite to Site 1146. Data for surface ocean currents after Wang et al. (1995).

et al., 1999; Foucault and Mélières, 2000). However, recent investigations (Thiry, 2000) suggest that changes in marine clay mineral assemblages do not uniquely reflect changes in weathering conditions of the terrigenous source, because weathering profiles develop over long periods of time. Concerning our study of Site 1146 in the northern SCS, illite and chlorite mainly come from Taiwan and the Yangtze River (Fig. 3), which drain vast source areas with a wide variety of environmental conditions. In particular during glacial periods, when values of illite and chlorite are highest, additional sources include the exposed shelf of the northern SCS as well as aeolian transport from

northern Asia. Kaolinite carried by the Pearl River primarily originates from weathering profiles that prevail in sub-tropical areas during interglacials. The higher kaolinite content during glacials may also reflect the overall increase in terrigenous input during sea level low stands (Wang et al., 1995). Smectites, provided mainly by the Luzon and Indonesian islands, could be formed preferentially from volcanic rocks, regardless of climate conditions, if there is sufficient water to allow hydrolytic processes (Chamley, 1989). Consequently, the clay mineral assemblages at Site 1146 were not only controlled by contemporary climates of sources surrounding the SCS but

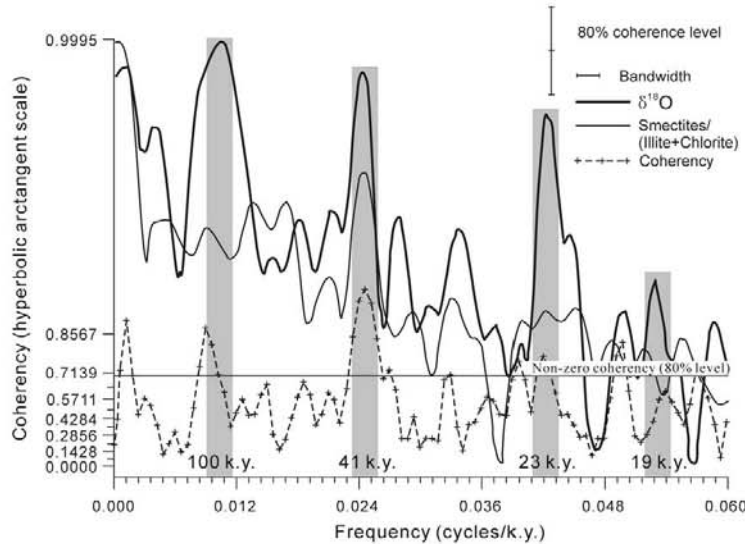


Fig. 4. Cross-spectral analysis between the clay mineral ratio of smectites/(illite+chlorite) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ at ODP Site 1146. $N=900$, interpolation=2 kyr, 300 lags. The solid horizontal line indicates 80% non-zero coherence level. Eccentricity (100 kyr), obliquity (41 kyr), and precession (23 and 19 kyr) bands are shaded.

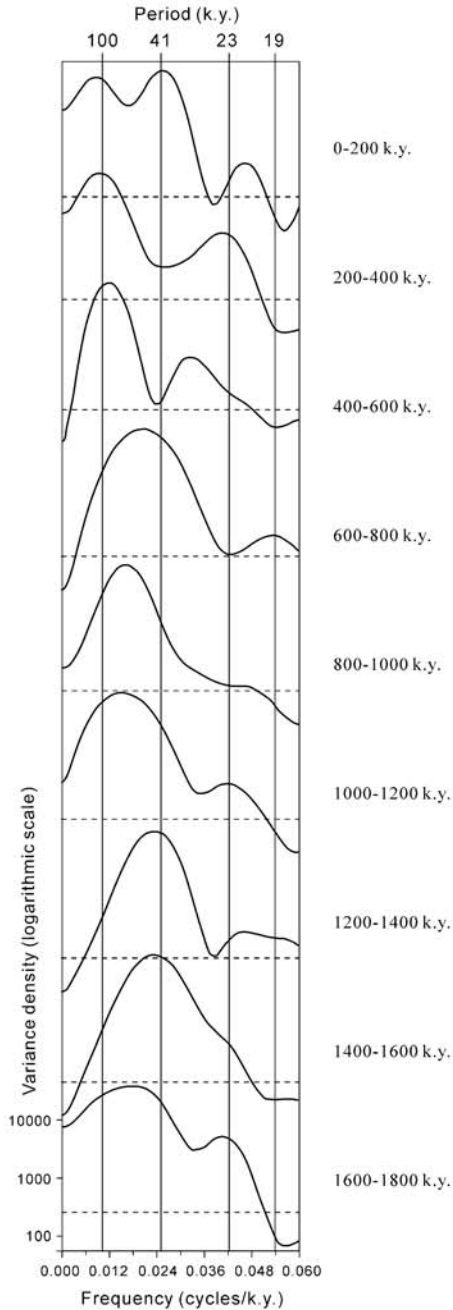
also by changing strength of the transport processes. As such, clay mineral records at Site 1146 can be used to trace summer- and winter-monsoon variability, which controls the intensity of the surface ocean currents in the SCS. Similar approaches have been used by other investigators on ocean-wide (Petschick et al., 1996) as well as regional scales (Gingele, 1996; Gingele et al., 2001).

Generally, multiple sources and transport processes as well as the dilution of individual clay minerals make it difficult to assign changes in the downcore record of any one component to a change in a specific paleoclimatic factor (Gingele et al., 1998). The comparison of two components by their ratio offers the advantage of reducing dilution effects by other components.

In general, illite and chlorite content increased during glacials and decreases during interglacials, whereas smectite content varies in opposition, increasing during interglacials and decreasing during glacials (Fig. 2). Kaolinite generally follows illite and chlorite with high values during glacials. Here we adopt the ratio of smectites/(illite+chlorite)

as a mineralogical indicator of East Asian monsoon evolution in the northern SCS. The relatively high ratio during interglacials reflects strengthened summer-monsoon and weakened winter-monsoon winds; in contrast, the lower ratio during glacials indicates a strongly intensified winter monsoon and weakened summer monsoon, as suggested by previous studies using micropaleontological proxies (Huang et al., 1997; Wang et al., 1999; Jian et al., 2001).

In the interval 1200–400 kyr, the ratio indicates relatively higher values. The smectites/(illite+chlorite) ratio is generally larger than 1.0 during interglacials and smaller than 1.0 during glacials (Fig. 2). This suggests reduced seasonality due to strengthened interglacial summer-monsoon winds which enhance southwesterly surface ocean currents bringing in increased smectites from southern and eastern sources. During other intervals (2000–1200 and 400–0 kyr) the ratio generally is less than 1.0 for both interglacials and glacials, suggesting the East Asian winter monsoon is dominant during most of the Pleistocene as indicated by the Chinese loess records spanning the



past 2.6 Ma (An et al., 2001). These patterns are also observed in loess–paleosol records in northern Asia as increased contrast between the East Asian summer and winter monsoons beginning about 1200 kyr and a strongly developed summer- and winter-monsoon circulation since about 550 kyr (Xiao and An, 1999).

4.3. Spectral analysis of the mineralogical ratio

Cross-spectral analysis between the clay mineral ratio of smectites/(illite+chlorite) and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ at Site 1146 is used to assess the relationship between the two proxy climate indicators in the frequency domain (Fig. 4). Over the past 1800 kyr, the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record indicates strong concentrations of variance at all orbital periods (100, 41, and 23 kyr). In contrast, the mineral ratio proxy indicates a strong concentration of variance only in the 41-kyr obliquity band, where coherence with $\delta^{18}\text{O}$ is above the 90% confidence interval. This indicates that 41-kyr cycles dominated the mineral ratio over much of the past 1.8 Myr. Evolutionary spectra (Fig. 5) of the mineralogical indicator indicate particularly strong 41-kyr cycles in the intervals from 1.6 to 1.2 Myr, prior to the development of the 100-kyr ice age cycles. During this interval, the ratio was likely forced predominantly by monsoon-related transport processes. From 1200 to 600 kyr the dominant spectral peak is between the 100-kyr eccentricity and the 41-kyr obliquity periods, possibly responding to both monsoon forcing and sea level changes; beating between a 100-kyr sea level period and a 41-kyr monsoon period will yield a 70-kyr beat period. In the last 600 kyr the 100-kyr period dominated, suggesting that the sea level changes contributed to variability in the mineral ratio indicator during this interval.

Fig. 5. Evolutionary spectra for the clay mineral ratio of smectites/(illite+chlorite) at ODP Site 1143. Each successive spectrum is an offset of 200 kyr. Spectra were generated from data interpolated to a constant 2-kyr interval, 30 lags, $N=100$ samples. Dashed horizontal line indicates 80% non-zero coherency intervals.

5. Conclusions

Variations of clay mineral assemblages at ODP Site 1146 in the northern SCS have been studied to investigate sources and transport processes of clay minerals, and to deduce the evolution of East Asian monsoon over the past 2 Myr. From this study, we draw the following conclusions:

(1) The clay mineral assemblages mainly consist of illite (22–43%), smectite (12–48%), chlorite (10–30%), kaolinite (2–18%), and random mixed layers (5–22%). Generally, illite and chlorite content increased during glacials reaching as much as 35–43% for illite and 20–30% for chlorite, whereas smectite and mixed-layer content shows high values during interglacials. The kaolinite content increased during glacials for most of the glacial–interglacial cycles.

(2) For both interglacial and glacial periods, illite and chlorite at Site 1146 mainly come from Taiwan and the Yangtze River on the Asian continent; smectite and mixed-layer clays basically originate from the Luzon and Indonesian islands; kaolinite is primarily sourced by the Pearl River in South China. During interglacials, prevailing southwesterly surface currents driven by enhanced summer-monsoon winds transport increased smectite and mixed layers to Site 1146 whereas during glacials, southward nearshore currents driven by enhanced winter-monsoon winds transported more illite and chlorite from the Yangtze River to Site 1146 through the Luzon Strait. Glacial transport of illite and chlorite from Taiwan is important as well. Fluctuations of kaolinite were due to shifts in the proximity of the Pearl River estuary relative to Site 1146 during sea level low stands.

(3) The smectites/(illite+chlorite) ratio was adopted as a proxy for East Asian monsoon variability. Higher ratios indicate strengthened summer-monsoon winds and weakened winter-monsoon winds during interglacials. In contrast, lower ratios indicate a strongly intensified winter monsoon and weakened summer monsoon during glacials. Generally higher mean values indicate enhanced seasonality in the interval 1200 to 400 kyr. Spectral analysis of the mineral ratio indicates the strong orbital-scale cyclicity throughout

the past 2 Myr with a particularly strong 41-kyr component prior to the development of large-scale glaciation at 1.2 Myr. Evolutionary spectral analysis suggests that the mineral ratio was dominantly forced by monsoon variability prior to the development of large-scale glaciation at 1.2 Myr and by both monsoon variability and the effects of changing sea level in the interval 1.2 Myr to present.

Acknowledgements

We are thankful to Philippe Récourt and Deny Malengros for their technical assistance in the laboratory and to Prof. H. Chamley for helpful comments. We specially thank the Marine Geology Editor-in-Chief, Dr. Eve Arnold, and one anonymous reviewer for their encouragement and constructive reviews that significantly helped to improve this work. All samples used in this study were provided by ODP, which is sponsored by the U.S. National Science Foundation (NSF) and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), Inc. This study was supported by the French-China program (PRA T99-02), the National Key Basic Research Special Foundation Project of China (G2000078500), and the National Natural Science Foundation of China (49999560 and 40102010).

References

- An, Z., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature* 411, 62–66.
- Banerjee, S.K., 1995. Chasing the paleomonsoon over China: its magnetic record. *GAS Today* 5, 93–97.
- Chamley, H., 1967. Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. *C. R. Acad. Sci. Paris Sér. D* 265, 184–187.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin, 623 pp.
- Chen, P.-Y., 1978. Minerals in bottom sediments of the South China Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 211–222.
- Chen, Y., Tan, H., 1991. Clay minerals in surface sediment of Lingdingyang Bay in the Zhujiang River Mouth (in Chinese, with English abstr.). *Trop. Geogr.* 11, 39–44.

- Clayton, T., Pearce, R.B., Peterson, L.C., 1999. Indirect climatic control of the clay mineral composition of Quaternary sediments from the Cariaco basin, northern Venezuela (ODP Site 1002). *Mar. Geol.* 161, 191–206.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. Data report: preliminary oxygen and carbon isotopes from site 1146, northern South China Sea. In: Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Clemens, S. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, Vol. 184, 1–8 (online).
- Clift, P., Lee, J.I., Clark, M.K., Blusztajn, J., 2002. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening: a record from the South China Sea. *Mar. Geol.* 184, 207–226.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 647–660.
- Diekmann, B., Petschick, R., Gingele, F.X., Fütterer, D.K., Abelmann, A., Gersonde, R., Brathauer, U., Mackensen, A., 1996. Clay mineral fluctuations in late Quaternary sediments of the southeastern South Atlantic: implications for past changes of deepwater advection. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D. (Eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer, Berlin, pp. 621–644.
- Ding, Z.L., Sun, J.M., Yang, S.L., Liu, T.S., 1998. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red-clay loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1225–1228.
- Dorsey, R.J., Buchovecky, E.J., Lundberg, N., 1988. Clay mineralogy of Pliocene-Pleistocene mudstones, eastern Taiwan: combined effects of burial diagenesis and provenance unroofing. *Geology* 16, 944–947.
- Foucault, A., Mélières, F., 2000. Palaeoclimatic cyclicity in central Mediterranean Pliocene sediments: the mineralogical signal. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 311–323.
- Garidel-Thoron, T.d., Beaufort, L., Linsley, B.K., Dannemann, S., 2001. Millennial-scale dynamics of the East Asian winter monsoon during the last 200,000 years. *Paleoceanography* 16, 491–502.
- Gingele, F.X., 1996. Holocene climatic optimum in Southwest Africa - evidence from the marine clay mineral record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 122, 77–87.
- Gingele, F.X., Deckker, P.D., Hillenbrand, C.-D., 2001. Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia - source and transport by ocean currents. *Mar. Geol.* 179, 135–146.
- Gingele, F.X., Müller, P.M., Schneider, R.R., 1998. Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area - clay mineral evidence from the last 200 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 138, 17–26.
- Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968. The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep-Sea Res.* 15, 433–459.
- Guo, Z., Yang, Z., Wang, Z., 1995. Influence of water masses on the distribution of sea-floor sediments in the Huanghai Sea and the East China Sea (in Chinese, with English abstr.). *J. Ocean Uni. Qingdao* 25, 75–84.
- He, L., 1989. Clay minerals in the Chinese and adjacent seas (in Chinese). *Sci. China Ser. B* 1, 75–83.
- He, L., 1992. Clay minerals in the cores from the South China Sea (in Chinese, with English abstr.). *J. Ocean Uni. Qingdao* 22, 73–81.
- Hiscott, R.N., 2001. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo. *Mar. Geol.* 175, 67–102.
- Holtzapffel, T., 1985. *Les Minéraux Argileux: Préparation, Analyse Diffractométrique et Détermination*. Soc. Géol. Nord Publ. 12, 136 pp.
- Huang, B., 2002. Late Plio-Pleistocene Evolution of the East Asian Monsoon Recorded by Foraminiferal Fauna in the Northern South China Sea. Tongji University, Shanghai, 98 pp.
- Huang, C.-Y., Liew, P.-M., Zhao, M., Chang, T.-C., Kuo, C.-M., Chen, M.-T., Wang, C.-H., Zhang, L.-F., 1997. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 59–72.
- Jian, Z., Huang, B., Kuhnt, W., Lin, H.-L., 2001. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian Monsoon forcing in the South China Sea. *Quat. Res.* 55, 363–370.
- Kudrass, H.R., Erlenkeuser, H., Vollbrecht, R., Weiss, W., 1991. Global nature of the Younger Dryas cooling event inferred from oxygen isotope data from Sulu Sea cores. *Nature* 349, 406–409.
- Kukla, G., Heller, F., Ming, X.L., Chun, X.-T., Liu, T.-S., An, Z.-S., 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology* 16, 811–814.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, 1–21.
- Milliman, J.D., Shen, H.-T., Yang, Z.-S., Meade, R.H., 1985. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 4, 37–45.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100, 525–544.
- Nguyen, H.U., Egashira, K., 2000. Clay mineralogical composition of some fluvisols in Vietnam. *Clay Sci.* 11, 205–217.
- Petschick, R., 2000. MacDiff 4.2.2. Available at: <http://server-mac.geologie.un-frankfurt.de/Rainer.html>.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.* 130, 203–229.
- Porter, S.C., An, Z., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375, 305–308.
- Rateev, M.A., Gorbunova, Z.N., Lisitzyn, A.P., Nosov, G.L., 1969. The distribution of clay minerals in the oceans. *Sedimentology* 13, 21–43.
- Rea, D.K., Snoeck, H., Joseph, L.H., 1998. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific Asian drying, Tibetan

- uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography* 13, 215–224.
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time-scale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 81, 251–261.
- Shao, L., Li, X., Wei, G., Liu, Y., Fang, D., 2001. Provenance of a prominent sediment drift on the northern slope of the South China Sea. *Sci. China Ser. D* 44, 919–925.
- Shi, X., Chen, L., Li, K., Wang, Z., 1995. Study on minerageny of the clay sediment in the west of Philippine Sea (in Chinese, with English abstr.). *Mar. Geol. Quat. Geol.* 15, 61–72.
- Shipboard Scientific Party, 2000. Site 1146. In: Wang, P., Prell, W.L., Blum, P., et al. (Eds.), *Proc. ODP Init. Rep.*, Vol. 184 [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, USA, pp. 1–101.
- Sun, D.H., An, Z.S., Shaw, J., Bloemendal, J., Sun, Y.B., 1998. Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary Aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. *Geophys. J. Int.* 134, 207–212.
- Tamburini, F., Adatte, T., Föllmi, K., Bernasconi, S.M., Steinmann, P., 2003. Investigating the history of East Asian monsoon and climate during the last glacial interglacial period (0–140,000 years): mineralogy and geochemistry of ODP Sites 1143 and 1144, South China Sea. *Mar. Geol.* 201, doi:S0025-3227(03)00214-7, this issue.
- Tan, Z., Wang, Y., 1992. Distribution of clay minerals in the northern South China Sea (in Chinese). *Acta Oceanol. Sin.* 14, 64–71.
- Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth Sci. Rev.* 49, 201–221.
- Thompson, P.R., Bé, A.W.H., Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr B.P. in the Indian and Pacific Oceans. *Nature* 280, 554–558.
- Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Clemens, S.C., Boulay, S., Wang, P., 2003. Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). In: Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Clemens, S. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, Vol. 184, 1–10 (online).
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., Pflaumann, U., 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geol.* 156, 245–284.
- Wang, P., Prell, W.L., Blum, P., et al. (Eds.), 2000. *Proc. ODP Init. Rep.*, Vol. 184 [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, USA.
- Wang, P., Wang, L., Bian, Y., Jian, Z., 1995. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Mar. Geol.* 127, 145–165.
- Wang, Y., Zhang, Z., Huang, W., Gu, J., 1995. Hydrochemical characteristics and clay minerals of suspended sediment in south channel, Changjiang Estuary (in Chinese, with English abstr.). *Mar. Sci. Bull.* 14, 106–113.
- Webster, P.J., 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys.* 32, 427–476.
- Xiao, J., An, Z., 1999. Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 154, 179–189.
- Xu, Y., Zhu, Z., Wen, Q., Wen, G., Pu, Z., 1999. Clay mineral, chemical characteristics and environmental record of the multi-stage laterite at Yingfengling Section, Leizhou Peninsula (in Chinese, with English abstr.). *Geochimica* 28, 281–288.
- You, Z., Tang, J., Liao, L., 1993. Study on clay mineral in sediment cores from western Taiwan Strait (in Chinese, with English abstr.). *J. Oceanogr. Taiwan Strait* 12, 1–7.

Résumé :

L'objectif principal de cette thèse est l'étude de l'impact des variations de la mousson sud-est asiatique sur l'enregistrement sédimentaire en mer de Chine du Sud (MCS) au cours des 2 derniers Ma. La fraction terrigène de 3 sites ODP (Leg 184, sites 1144, 1145 et 1146) localisés dans la partie nord de la MCS, a servi de base à une approche pluridisciplinaire alliant sédimentologie, minéralogie et géochimie.

L'utilisation combinée de la diffraction des rayons X et de la géochimie isotopique (systèmes Rb/Sr et Sm/Nd) a permis d'identifier les sources du sédiment. Le matériel fin ($<2\mu\text{m}$), provient majoritairement de la rivière des Perles avec toutefois, lorsque l'intensité de la mousson d'été augmente (cycles de 23ka), des apports importants de smectite se faisant depuis l'arc volcanique de Luzon (3 à 15% de la fraction $<2\mu\text{m}$).

L'étude granulométrique a permis de caractériser la dynamique sédimentaire en individualisant 3 populations granulométriques évoluant différemment au cours du temps et en montrant des augmentations de tailles de grains nettes lors des épisodes glaciaires. Ces variations sont attribuées au remaniement de la plate-forme lors des changements du niveau marin, remettant en question les précédentes hypothèses associant ces variations à des apports éoliens plus important lors de l'augmentation de la mousson d'hiver.

Au cours des 2 derniers Ma, l'intensité de la mousson d'été présente trois grandes phases de variations :

2-1,2 Ma : oscillation de faible amplitude en relation avec l'insolation aux hautes latitudes (41ka).

1,2-0,9 Ma : intensification liée au ralentissement de la circulation océanique mondiale et à la fermeture des seuils indonésiens.

0,9-0 Ma : diminution progressive associée au refroidissement global.

Mots clés : Mer de Chine du Sud, mousson, Pléistocène, paléoenvironnement, fraction terrigène, minéralogie des argiles, granulométrie, géochimie isotopique (Rb/Sr, Sm/Nd)

Abstract :

The aim of this work was the study of the impact of the South-East Asian monsoon on the South China Sea (SCS) sedimentary record along the last 2 Ma.

The terrigenous fraction of 3 ODP Sites (Leg 184 - Sites 1144, 1145 and 1146) located in the northern part of the SCS, was investigated in terms of sedimentology, mineralogy and geochemistry.

X-ray diffraction (XRD) associated with isotopic geochemistry (Rb/Sr and Sm/Nd) allows us to identify the sources of the sediment. The fine fraction ($<2\mu\text{m}$) comes mainly from the Pearl River with, however, some important inputs (3 to 15% of the $<2\mu\text{m}$ fraction) of smectite from the Luzon volcanic arc when the summer monsoon strengthens (23ka cycles).

The grain-size analyses allows us to characterize the sedimentary dynamic by identifying 3 granulometric populations, varying separately along the record et showing grain-size increases during the glacial stages. These variations are attributed to the shelf reworking during the sea level variations. These results are in contradictions with the previous hypothesis, which linked the grain-size increases to eolian inputs associated with enhanced winter monsoon winds.

During the last 2 Ma, the summer monsoon intensity shows 3 major periods of variations :

2-1,2 Ma : low amplitude oscillations linked with the high latitude insolation (41ka).

1,2-0,9 Ma : intensification associated with the decrease of the global oceanic circulation strength and the closing of the Indonesian thresholds.

0,9-0 Ma : gradual decrease linked with the global cooling of the climate.

Keywords : South China Sea, monsoon, Pleistocene, paleoenvironment, terrigenous fraction, clay mineralogy, grain size, isotopic geochemistry (Rb/Sr, Sm/Nd).