

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE  
LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOLOGIE,  
GÉOCHIMIE ET GÉOPHYSIQUE SÉDIMENTAIRES

par

Patricia VANDERAVEROET



CONTRÔLE CLIMATIQUE DE LA  
SÉDIMENTATION ARGILEUSE CÉNOZOÏQUE SUR  
LA MARGE PASSIVE DU NEW JERSEY

*Soutenue le 6 Décembre 1996 devant la commission d'examen:*

*Président:* H. CHAMLEY

*Rapporteurs:* M. HOFFERT

M. STEINBERG

*Examineurs:* J.F. DECONINCK

J.C. DUPLESSY

D. STOW

## AVANT-PROPOS

*Ma reconnaissance s'adresse tout d'abord au Professeur Jean-François Deconinck sans qui ce travail n'aurait jamais vu le jour. En effet, c'est lui qui a bravé les flots durant deux mois lors de la mission ODP Leg 150 afin de prélever les échantillons constituant les fondations de ce mémoire. Je tiens également à lui exprimer ma sincère gratitude pour ses multiples conseils et surtout pour la patience dont il a toujours fait preuve durant ces trois dernières années.*

*Je remercie également le Professeur Hervé Chamley, tout d'abord pour m'avoir aussi gentiment accueillie dans son laboratoire, mais aussi pour ses judicieux conseils en fin de thèse.*

*Messieurs les Professeurs Michel Steinberg et Michel Hoffert m'ont fait l'honneur de rapporter sur ce travail de thèse malgré leur emploi du temps chargé. Je leur en suis profondément reconnaissante.*

*Messieurs les Professeurs Jean-Claude Duplessy et Dorrik Stow m'ont fait l'honneur de bien vouloir participer à ce jury. Je les en remercie vivement.*

*Mes remerciements vont également à Olivier Averbuch sans qui la susceptibilité magnétique serait restée un mystère pour moi.*

*Je remercie également Philippe Récourt et Deny Malengros pour leur gentillesse et leur disponibilité.*

*Mes remerciements s'adressent également à Loïc Brunet qui a su m'initier aux techniques de la microscopie électronique à transmission.*

*Je ne saurais oublier mes compagnons de tarot (Nico, Vivi, Philou, Deny, Miguel, Alain, Dan, Coco, Stan,...) sans qui les déjeuners au labo n'auraient pas été aussi distrayants.*

*Je remercie également tous les autres membres de la "maison" pour leur gentillesse et la chaleureuse ambiance qu'ils y ont créée.*

*A mes Parents, ma Grand-Mère,  
A la mémoire de mon Grand-Père.*

# SOMMAIRE

# SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
-------------------	---

## -CHAPITRE I-

LA MARGE EST-AMÉRICAINNE: CADRE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE ET PHYSIOGRAPHIQUE.....	5
I. Généralités .....	7
II. Cadre géographique.....	9
A- Généralités.....	9
B- Le Baltimore Canyon Trough.....	9
III. Cadre géologique, évolution tectono-sédimentaire.....	11
A- Cadre géologique.....	11
1. Période syn-rift.....	11
2. Période post-rift.....	12
a- Jurassique inférieur et moyen.....	12
b- Jurassique supérieur et Crétacé inférieur.....	13
c- Crétacé supérieur.....	13
d- Paléocène-Éocène.....	14
e- Oligocène à Pliocène.....	14
f- Quaternaire.....	15
B- Les taux d'accumulation sédimentaire.....	16
IV. Physiographie de la marge Est-Américaine.....	17
A- La plaine côtière Est américaine.....	17
B- La plate-forme continentale.....	18
C- La pente continentale.....	19
D- Le glacis continental.....	20
V. Principaux courants marins.....	22

## -CHAPITRE II-

MÉTHODES D'ÉTUDES ET RÉSULTATS.....	27
I. Méthodes d'étude.....	29
A- Analyses minéralogiques.....	29
1. Diffraction des rayons X.....	29
a- Préparation des pâtes orientées.....	29
b- Roche totale.....	30
2. Calcimétrie.....	30

3. Microscopie électronique à transmission .....	31
B- Analyses microgranulométriques .....	31
C- Analyses de la susceptibilité magnétique.....	31
II. Résultats.....	32
A- Les sites du Leg ODP 150.....	32
B- Site 903 .....	32
1. Caractéristiques du forage.....	32
2. Minéralogie de la fraction argileuse .....	39
3. Minéralogie de la roche totale.....	45
4. Analyses microgranulométriques.....	45
5. Susceptibilité magnétique .....	49
C- Site 902.....	51
1. Caractéristiques du forage.....	51
2. Minéralogie de la fraction argileuse .....	52
3. Minéralogie de la roche totale.....	57
4. Analyses microgranulométriques.....	57
5. Analyses de la susceptibilité magnétique .....	63
D- Site 905 .....	63
1. Caractéristiques du forage.....	63
2. Minéralogie de la fraction argileuse .....	68
E- Le forage d'Atlantic City.....	71
1. Caractéristiques du forage.....	71
2. Minéralogie de la fraction argileuse .....	74
F- Résumé.....	79

### -CHAPITRE III-

INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION.....	85
I. Introduction .....	87
A- Origine des minéraux argileux des sédiments atlantiques.....	87
B- Sources détritiques des sédiments forés sur la marge du New Jersey. 89	
1. Les sources proches .....	89
2. Les sources lointaines .....	89
a- Origine éolienne.....	90
b- Les courants océaniques.....	91
II. Sédimentation argileuse à l'Éocène.....	91
A- Introduction .....	91
B- Origine des smectites déposées sur la marge du New Jersey.....	93
1. Données antérieures.....	93
2. Origine détritique des smectites.....	94

3. Origine éolienne des smectites.....	94
4. Les smectites associées aux microtectites .....	95
a- Les tectites éocènes.....	95
b- Origine des smectites associées aux microtectites .....	97
C- Origine de la kaolinite .....	98
III. Sédimentation argileuse à l'Oligocène .....	99
A- Signification du réflecteur sismique O1.....	99
B- Origine des minéraux argileux déposés sur la marge du New Jersey	100
1. Apports détritiques.....	100
a- Relations entre les pourcentages de smectite et les teneurs en CaCO <sub>3</sub> .....	100
b- origine de la kaolinite .....	102
2. Minéraux argileux diagenétiques .....	103
IV. Comparaison de la sédimentation argileuse paléogène au site d'Atlantic City et au site 903.....	104
A- Changement minéralogique intra-Éocène .....	104
B- Le passage entre sédimentation carbonatée et silicoclastique .....	104
C- L'Oligocène supérieur.....	105
V. Sédimentation argileuse au Miocène .....	106
A- Introduction .....	106
B- Origine des minéraux argileux .....	108
1. Miocène inférieur.....	108
2. Miocène moyen.....	110
a- Rôle du climat.....	110
b- Rôle de la tectonique .....	111
c- Influence des dépôts gravitaires.....	112
3. Miocène supérieur.....	112
C- Comparaison entre les sites d'Atlantic City -Site 903-Site 905 .....	113
1. Points communs.....	113
2. Différences.....	113
a- Variations lithologiques.....	113
b- Sédimentation différentielle et influence des courants.	115
c- Authigenèse de smectite.....	116
VI. Sédimentation argileuse au Plio/Pléistocène.....	116
A- Introduction .....	116
B- Origine des minéraux argileux .....	117
C- Les alternances Glaciaire-Interglaciaire au Site 902 .....	120
1. Variations du rapport kaolinite/chlorite (K/C) .....	120
a- Épaisseur des stades glaciaires et interglaciaires .....	120
b- Le stade interglaciaire 5.5 .....	122

c- Le stade interglaciaire 7 .....	122
2. Variations granulométriques .....	122
a- Stades interglaciaire .....	123
b- Stades glaciaires .....	123
3. Variations de la susceptibilité magnétique.....	123
a- Généralités.....	123
b- Site 902.....	124
b1. Influence de la granulométrie et de la minéralogie des sédiments.....	124
b2. Stades 6 et 5 .....	125
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	127
A- Contrôle climato-eustatique.....	129
B- Contrôles tectonique, courantologique et diagénétique.....	132
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	135
LISTE DES FIGURES/FIGURE CAPTIONS .....	157
LISTE DES TABLEAUX/TABLE CAPTIONS .....	165
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES .....	169
ANNEXES .....	181

# LÉGENDE

## Lithologie:



craie à nannofossiles



craie argileuse



argile/argilite



argile silteuse/silt argileux



sable



sable silteux/silt sableux



sable argileux/argile sableuse



présence de galets

g

glauconie



coquille

## Argiles:



chlorite



illite



Interstratifiés illite/vermiculite



Interstratifiés illite/smectite



smectite



kaolinite



# INTRODUCTION

## INTRODUCTION

Au cours du Leg ODP 150 (Juin/Juillet 1993), des forages alignés selon un axe WNW-ESE ont été réalisés sur la marge passive du New Jersey (Atlantique Nord-Ouest), depuis la plaine côtière (forage onshore) jusqu'au glacis continental en passant par la pente. En mer, cinq sites ont été forés. Il s'agit des sites 902, 903, 904 et 906 situés sur la pente continentale à des profondeurs respectives de 811 m, 444 m, 1123 m et 913 m, et du site 905 situé sur la partie supérieure du glacis continental à une profondeur de 2698 m. Trois forages à terre ont été réalisés au niveau de la plaine côtière à Atlantic City, à Island Beach et à Cape May.

Le principal objectif du Leg ODP 150 était de dater les discontinuités majeures de l'Oligocène à l'Holocène et d'établir leur corrélation avec les événements glacioeustatiques enregistrés par le  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré sur le carbonate des tests de foraminifères planctoniques. La mission avait également pour objectif de déterminer les sources sédimentaires et d'évaluer l'importance des processus de transports sédimentaires et leurs relations avec les variations eustatiques (Mountain *et al.*, 1994). La transversale réalisée au cours du Leg 150 a permis de connaître la réponse de la sédimentation de la marge passive aux variations glacioeustatiques de l'Oligocène supérieur au Miocène. Cet intervalle caractérise la période glaciaire (Icehouse World) (Miller *et al.*, 1991). La période Paléocène-Éocène, quant à elle, est difficile à caractériser du point de vue des variations du niveau marin car la géométrie des séquences sismiques n'est pas bien développée dans cet intervalle. En effet, les séquences sédimentaires se sont déposées davantage vers le continent et ont été érodées. Il est alors difficile d'estimer l'amplitude des variations du niveau de la mer (Mountain *et al.*, 1994).

Quant aux forages à terre, leur principal objectif a été la mise en évidence des séquences de type glaciaire (Oligocène supérieur-Miocène inférieur), de transition glaciaire-effet de serre (Éocène moyen et supérieur) et effet de serre (Paléocène-Éocène inférieur). Cette dernière séquence n'a pas été forée au niveau d'Atlantic City (Miller *et al.*, 1994). Les sites à terre ont permis de mettre en évidence la chronologie et les faciès d'eau peu profondes en recouvrant la partie amont des séquences du large (Miller *et al.*, 1994).

Les forages au niveau de la plaine côtière et de la pente continentale fournissent un signal du niveau marin relatif; alors que les forages au niveau du glacis continental renseignent sur les taux d'accumulation, les sources et les structures sédimentaires (Mountain *et al.*, 1994).

Le but de la thèse a été de mettre en évidence les relations entre la nature des assemblages argileux et les variations climatiques, tectoniques et eustatiques au cours du Cénozoïque le long de la marge du New Jersey. Cette approche a été menée à différentes échelles, d'une part sur l'ensemble de l'intervalle Éocène/Pléistocène et d'autre part sur l'intervalle -450.000/-80.000 ans (Pléistocène) où une étude à haute résolution a été entreprise. La nature des assemblages argileux a par ailleurs été comparée aux données préexistantes de  $\delta^{18}\text{O}$ , à la granulométrie des sédiments et aux valeurs de susceptibilité magnétique.

Avant de présenter les résultats, voyons le cadre géographique, géologique et physiographique de la marge Est-Américaine.

CHAPITRE I: LA MARGE EST-  
AMÉRICAINNE: CADRE  
GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE  
ET PHYSIOGRAPHIQUE



# LA MARGE EST-AMÉRICAINNE: CADRE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE ET PHYSIOGRAPHIQUE

## I. Généralités

Les études géologiques de la plaine côtière ont débuté dès le début du 19<sup>ème</sup> siècle, tandis que les études au large n'ont commencé que vers les années 1950. Elles se sont intensifiées depuis 1973 avec l'intérêt des compagnies pétrolières. De nombreuses synthèses sur l'évolution des dépôts tant au point de vue stratigraphique que structural ont été publiés par un grand nombre d'auteurs tels que Schlee (1981), Klitgord et Grow (1980), Poag (1980, 1985a) et Tucholke (1986). Cette liste est loin d'être exhaustive. Sur la base de ces études, la marge du New Jersey a été choisie pour la réalisation de forages le long d'une transversale (MAT=Mid Atlantic Transect) allant d'affleurements de surface du centre du New Jersey jusqu'à 700 km au large, au niveau du glaciaire continental inférieur (Fig.I-1) (Poag et Watts, 1987; Mountain *et al.*, 1994).

La marge passive Est-Américaine du New Jersey, du Delaware et du Maryland (Fig.I-1) correspond à une zone particulièrement favorable à l'évaluation des effets des variations glacioeustatiques sur la sédimentation de marge continentale. En effet, sur la marge située en face du New Jersey, les taux de sédimentation de l'Oligocène supérieur au Miocène sont élevés ce qui permet une bonne corrélation entre les séquences sédimentaires et les données sismiques. De plus, la position latitudinale moyenne permet un bon contrôle biostratigraphique et les teneurs en carbonate des sédiments sont suffisamment élevées pour pouvoir utiliser les isotopes du strontium pour le calage stratigraphique. Enfin, la stabilité de la marge passive au cours du Cénozoïque permet d'étudier correctement l'enregistrement des variations du niveau marin dans les sédiments (Mountain *et al.*, 1994), les autres facteurs (tectonique, par exemple) intervenant de façon secondaire.

Le bassin du Baltimore Canyon Trough (BCT) est probablement le bassin sédimentaire le plus étudié de la marge passive Est-Américaine. Il regroupe la plaine côtière, la plate-forme continentale et la pente continentale du New Jersey, du Delaware, du Maryland et une partie de la Virginie.

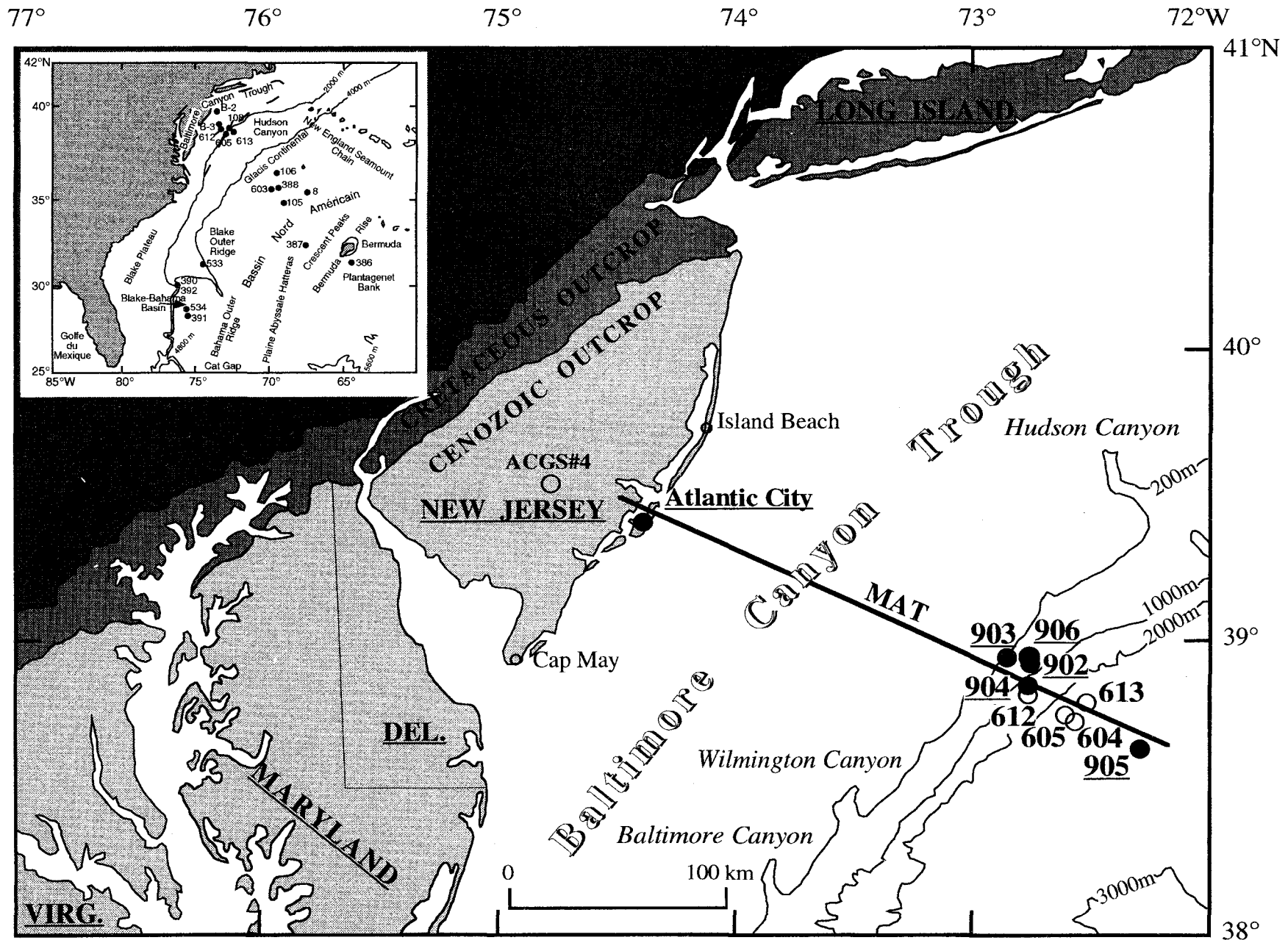


Fig.I-1: Localisation des sites forés au cours du Leg ODP 150 (MAT: Mid Atlantic Transect, DEL.: Delaware, VIRG.: Virginie)  
 Fig.I-1: Location of ODP sites from Leg 150 (MAT: Mid Atlantic Transect, DEL.: Delaware, VIRG.: Virginia) (Mountain et al., 1994)

## II. Cadre géographique

### A- Généralités

La marge Atlantique américaine s'étend sur 1.850 km du Georges Bank au Nord au Blake Plateau Basin au Sud (Fig.I-2). D'une surface de 655.000 km<sup>2</sup> (Schlee *et al.*, 1988), la marge comprend quatre grands bassins sédimentaires individualisés dès le début de son histoire, au Trias supérieur. Du Nord au Sud, on distingue les bassins suivants: Georges Bank Basin, Baltimore Canyon Trough, Carolina Trough et Blake Plateau Basin. Ces bassins séparés par des plates-formes, ont subi une évolution géodynamique comparable (mêmes phases de rifting et post-rifting) et une histoire sédimentaire voisine (Schlee et Jansa, 1981). On retrouve en particulier une discontinuité appelée "PostRift Unconformity (PRU)" qui sépare les sédiments pré-rift et syn-rift des sédiments post-rift de façon angulaire. C'est la discordance la plus remarquable visible dans les bassins sédimentaires de la marge Est-Américaine (Grow *et al.*, 1988).

### B- Le Baltimore Canyon Trough

Les forages réalisés au cours du Leg ODP 150 sont situés dans le Baltimore Canyon Trough (BCT). Ce bassin est limité au Nord-Est par la plate-forme de Long Island et au Sud-Ouest par la plate-forme de Caroline (Klitgord et Behrendt, 1979). Le BCT s'étend vers le Nord-Ouest sous la plaine côtière sous forme d'une série de dépressions formant des golfes (Poag, 1985a).

La limite vers le continent du BCT est marquée par une zone charnière, au niveau de laquelle le soubassement se trouve à une profondeur plus importante (4 ou 6 km). La profondeur de ce soubassement augmente vers l'"East Coast Magnetic Anomaly" (ECMA) qui délimite la croûte océanique vers le continent. La largeur de ce bassin, qui correspond à la distance comprise entre la zone charnière et l'axe principal de l'ECMA, varie de 60 km au large de la Virginie à 100 km au large du New Jersey (Grow *et al.*, 1988).

La partie "offshore" du BCT occupe une zone d'environ 200.000 km<sup>2</sup> de plate-forme et de pente continentales comprises entre Cap Hatteras (Caroline du Nord) et Long Island (New York) (Shor et McClennen, 1988).



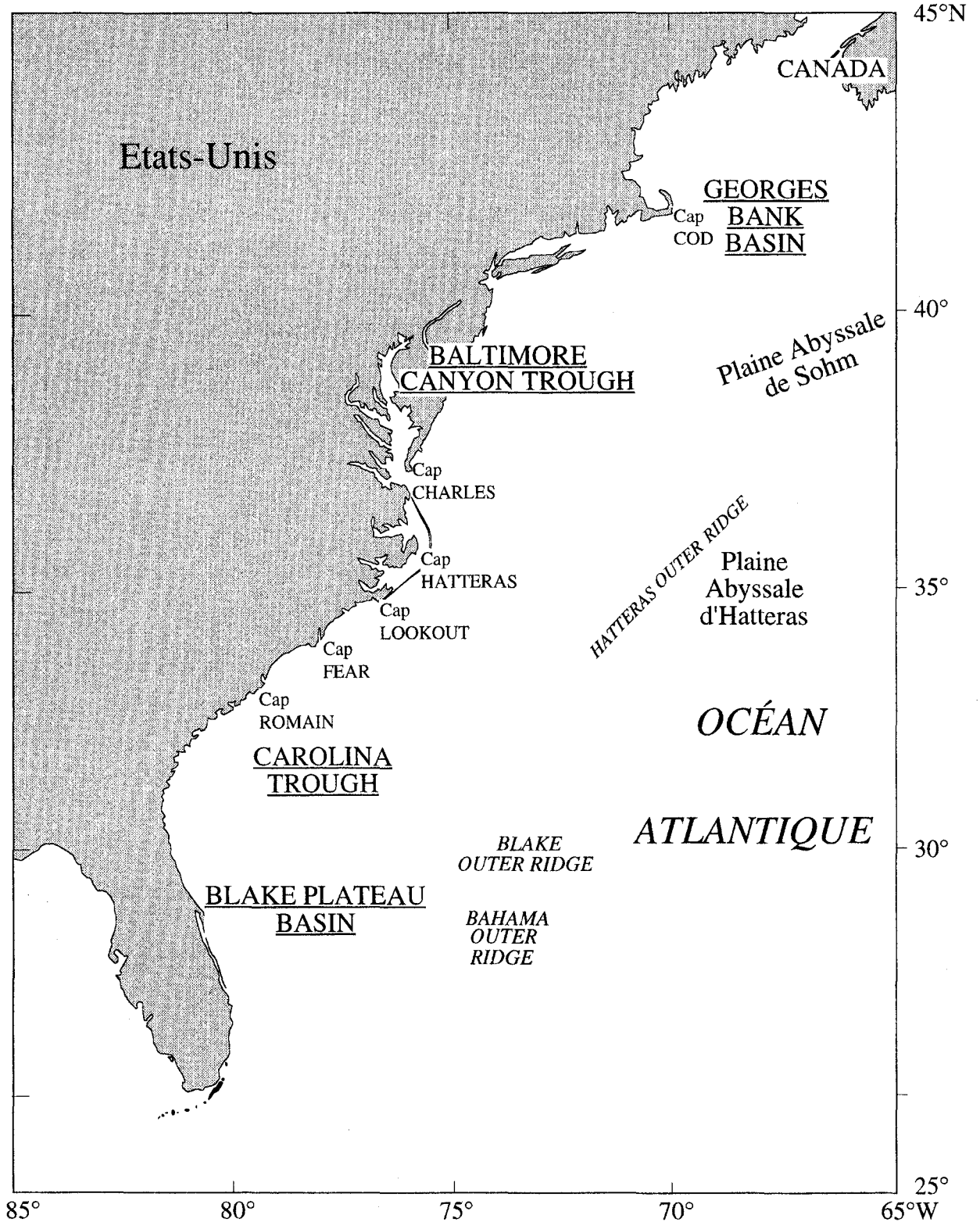


Fig.I-2: Carte des principaux bassins sédimentaires de la marge Est-américaine  
(modifiée d'après Mountain et Tucholke, 1985)

Fig.I-2: US Atlantic continental margin map showing the main sedimentary basins  
(modified from Mountain and Tucholke, 1985)

### III. Cadre géologique, évolution tectono-sédimentaire

#### A- Cadre géologique

L'époque à laquelle le rifting a débuté est encore assez controversée. Selon Grow et Sheridan (1988), il a débuté au Trias supérieur, tandis que Kent et Gradstein (1986) le situent entre -169 et -176 Ma (Bajocien, Jurassique moyen) et Haq *et al.* (1987) le placent entre -157 et -165 Ma (Bathonien-Callovien, Jurassique moyen). Quant à l'expansion océanique, elle a débuté au Callovien (Jurassique moyen, -165 Ma; Sheridan *et al.*, 1983; Klitgord *et al.*, 1988). Les grabens et les bassins marginaux profonds montrent des directions parallèles ou sub-parallèles à celles des Appalaches (Klitgord *et al.*, 1988; Grow *et al.*, 1988). Comme le rifting et l'expansion océanique ont eu lieu alors que la chaîne des Appalaches était encore relativement jeune, d'énormes quantités de matériel terrigène ont pu alimenter les bassins sédimentaires (Grow et Sheridan, 1988; Sheridan, 1989).

#### 1. Période syn-rift

Fin Jurassique, avant la formation de la croûte océanique, les futures marges de l'Atlantique Nord correspondaient à une zone de rift. Dans cette zone se trouvaient des bassins lacustres peu profonds occasionnellement envahis par les eaux de la Téthys. Ces incursions marines intermittentes en provenance du Nord-Est ont provoqué la formation d'évaporites jusqu'au Cap Hatteras situé vers le Sud-Ouest (Jansa, 1986).

Les plus vieux sédiments syn-rift sont d'âge Trias supérieur (-210 Ma, Norien). Ils se sont déposés dans des grabens et des demi-grabens durant le rifting continental. Il s'agit principalement de sédiments silicoclastiques terrigènes (sables, silts et argiles) provenant de l'érosion rapide des blocs surélevés du soubassement (Tucholke et McCoy, 1986; Manspeizer et Cousminer, 1988). Leur épaisseur maximale est de 5 km au niveau du Baltimore Canyon Trough (Poag et Valentine, 1988). Ces dépôts syn-rift constitués de grès arkosiques fluviaux et lacustres sont intercalés avec des roches volcaniques et des évaporites au sommet (Grow *et al.*, 1988; Sheridan, 1989).

La présence d'un diapir de sel a été détectée grâce aux anomalies magnétiques et gravitaires (Fig.I-3) (Grow, 1980). Ce sel pourrait faire partie des dépôts sédimentaires du stade syn-rift terminal ou du début du stade post-rift. Il se serait formé durant la transition distension-expansion océanique par évaporation de milieu marin restreint situé dans des grabens (Grow *et al.*, 1988).

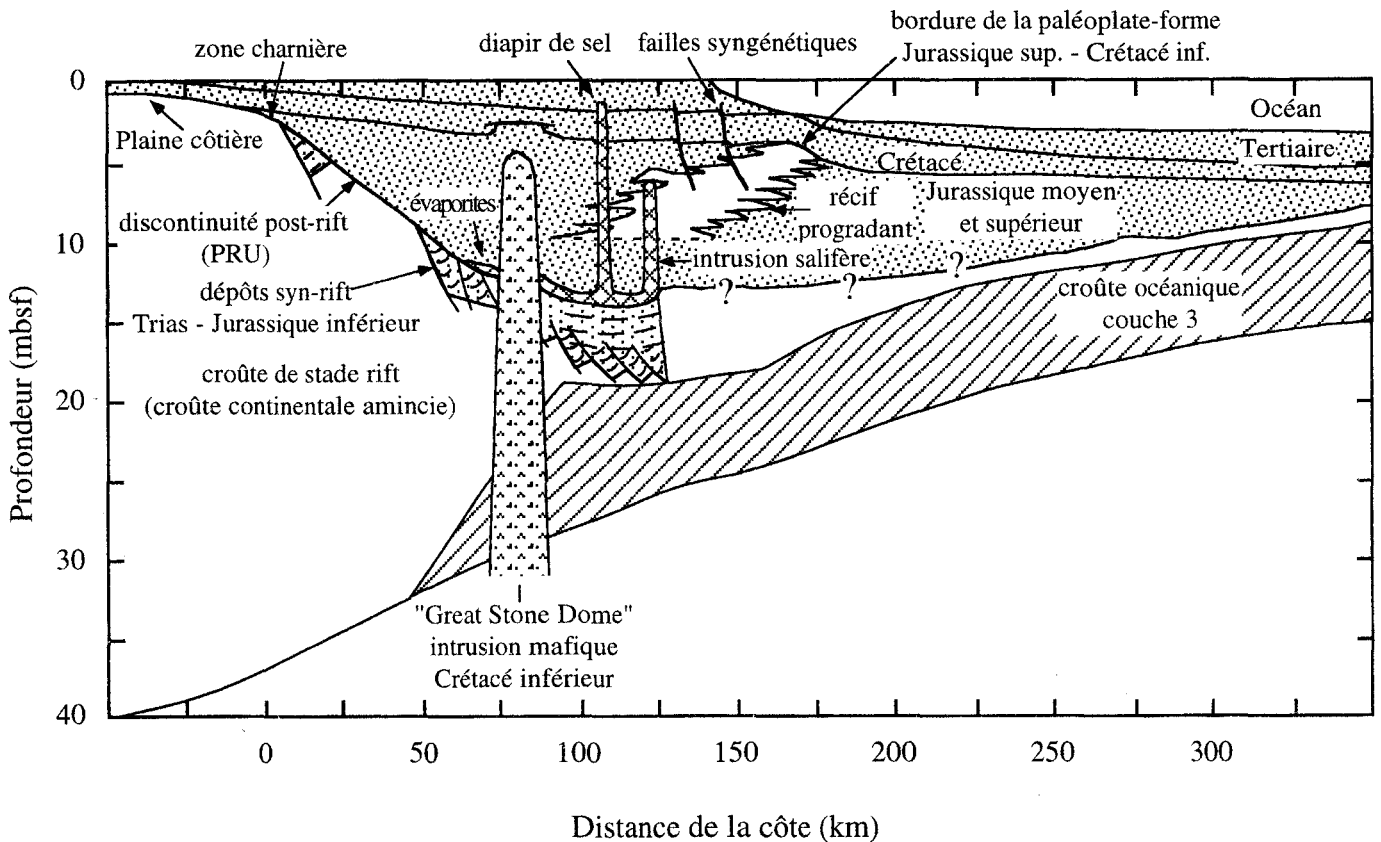


Fig.I-3: Coupe transversale de la plaine côtière du New Jersey jusqu'au glacis continental (d'après Grow et Sheridan, 1988)

*Fig.I-3: Cross-section running from the New Jersey coastal plain onto the continental slope and rise (after Grow and Sheridan, 1988)*

## 2. Période post-rift

### a- Jurassique inférieur et moyen

Après l'arrêt de la tectonique cassante qui caractérise la phase de rifting, des évaporites (halite) et des carbonates déposés en milieux restreints se sont déposés sous un climat aride. Ces premiers dépôts post-rift sont d'âge Jurassique inférieur (Poag, 1985a; Poag et Valentine, 1988). Selon Grow *et al.* (1988), les dépôts salifères sont caractéristiques de la transition syn-rift/post-rift.

Le Jurassique est constitué de calcaires déposés en milieux peu profonds, de sables et de shales. Leur épaisseur est comprise entre 8 et 12 km. Au Jurassique moyen, l'actuelle région de plate-forme et de pente supérieure correspondait à un environnement deltaïque à marin peu profond (Mountain et Tucholke, 1985). Jansa (1981) suggère que la marge correspondait à une rampe carbonatée au Jurassique moyen, alors qu'au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur se développent des plates-formes carbonatées avec des barrières récifales (Fig.I-3). Au cours du Jurassique moyen et supérieur, ces barrières récifales ont contrôlé le flux du matériel clastique et

des carbonates détritiques vers le bassin (Vogt et Tucholke, 1989). Les formations carbonatées de bordure de plate-forme ont perduré jusqu'à la fin du Crétacé inférieur (Poag, 1985a; Vogt et Tucholke, 1989).

L'exceptionnelle épaisseur de sédiments post-rift au large du New Jersey serait principalement due à l'énorme quantité de matériel clastique apporté durant le Jurassique moyen en provenance des jeunes Appalaches. Ces sédiments se sont concentrés au niveau du Baltimore Canyon Trough car ce bassin sédimentaire, "niché" dans la chaîne montagneuse, est entouré au Nord et à l'Ouest par des zones susceptibles de lui fournir des sédiments terrigènes (Grow *et al.*, 1988).

#### *b- Jurassique supérieur et Crétacé inférieur*

A la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur (Néocomien), la sédimentation carbonatée prévaut dans l'océan Atlantique Nord et dans le BCT en particulier (Jansa *et al.*, 1979; Tucholke et McCoy, 1986). Ceci s'explique en partie par le fait que le niveau de compensation des carbonates (NCC) se situait vers 4,5 km de profondeur (Tucholke et McCoy, 1986). Au Crétacé inférieur, le long des marges nord américaine et africaine, de larges prismes sédimentaires se sont développés par dépôt de matériel terrigène et de débris clastiques peu profonds. Ces sédiments se sont répandus au delà des plates-formes continentales dans les bassins profonds durant les périodes de bas niveaux marins (Vail *et al.*, 1984).

L'intervalle Barrémien-Cénomaniens se caractérise par la présence de black shales déposées dans des milieux anoxiques (Tucholke et Vogt, 1979; Arthur et Dean, 1986; Tucholke et McCoy, 1986). Ces conditions d'anoxie ou de faible oxygénation du bassin profond s'explique par l'isolement tectonique de l'Atlantique Nord profond. Des barrières à la circulation profonde se sont développées au niveau de Caraïbes actuelles et au passage de la Téthys eurasiennne (Vogt et Tucholke, 1989).

Une importante intrusion mafique d'âge Crétacé inférieur (Aptien) appelée "Great Stone Dome" caractérise le BCT (Fig.I-3). C'est la seule intrusion à recouper les dépôts post-rift de la marge Atlantique américaine (Grow, 1980; Grow *et al.*, 1988).

#### *c- Crétacé supérieur*

Au Crétacé supérieur, des connections d'eau profondes entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud ont permis la réoxygénation du bassin de l'Atlantique Nord. L'élévation importante du niveau marin a entraîné un piégeage des sédiments clastiques sur les bordures continentales. De ce fait, dans les bassins profonds, seuls des shales rougeâtres pélagiques se sont déposées (Arthur et Dean, 1986). Ces argilites étaient dépourvues de carbonates car le NCC se situait vers 2,5 km. La transition des dépôts de black shales aux dépôts de shales rougeâtres se situe au voisinage du passage Cénomaniens-Turonien (Tucholke et McCoy, 1986).

A la fin du Crétacé, la productivité des eaux de surface augmente et le NCC devient plus profond (5 km). Les accumulations carbonatées se généralisent à nouveau (Poag, 1985a; Tucholke et McCoy, 1986; Vogt et Tucholke, 1989).

Dans le Baltimore Canyon Trough et le Georges Bank Basin, les dépôts terrigènes ont enseveli le récif de bordure de plate-forme à l'Hauterivien-Barrémien, alors qu'au niveau du Blake Plateau, ce récif de bordure de plate-forme a persisté jusqu'à l'Aptien-Albien (Poag et Valentine, 1988). Les dépôts silicoclastiques ont dominé durant tout le reste du Crétacé bien que durant les périodes de hauts niveaux marins du Crétacé supérieur, il y ait eu à certains endroits accumulation de craies. Les dépôts crétacés ont été suivi par une période d'érosion et de non-dépôt (Poag et Valentine, 1988).

#### *d- Paléocène-Éocène*

Après cet épisode, un autre régime de dépôt carbonaté s'est installé le long de la marge américaine. En particulier durant les périodes de hauts niveaux marins de l'Éocène se sont mis en place d'épais dépôts carbonatés d'eau profonde (shales calcaires, calcaires et craies). La richesse en matériel biosiliceux de ces dépôts (diatomées et radiolaires) s'explique par une forte productivité de surface (Poag, 1985b; Tucholke et McCoy, 1986; Poag et Valentine, 1988). La diagenèse des tests siliceux (passage opale A--> opale CT) se traduit par des horizons de cherts et de porcellanite répandus dans une grande partie de l'Atlantique Nord. Le sommet de ces cherts correspond au réflecteur sismique A<sup>C</sup> (Jansa *et al.*, 1979; Tucholke et Mountain, 1986). Dans le Baltimore Canyon Trough, les dépôts carbonatés se sont mis en place de la plaine côtière du New Jersey jusqu'au glacis continental (Poag, 1985a; Poag et Valentine, 1988).

Les périodes de relativement bas niveaux marins du Cénozoïque ont provoqué un accroissement des flux de sédiments clastiques vers les bassins atlantiques profonds. Des systèmes d'éventails abyssaux et de plaine abyssale se sont alors mis en place (Mountain et Tucholke, 1985; Tucholke et Mountain, 1986). Ces transports de sédiments vers le bas de la pente se traduisent également par la formation de canyons sous-marins au niveau de la pente continentale inférieure (Mountain et Tucholke, 1985).

Cette période est également caractérisée par le début du refroidissement climatique du Tertiaire qui a débuté vers la fin de l'Éocène moyen (Tucholke et McCoy, 1986).

#### *e- Oligocène à Pliocène*

Durant cet intervalle intervient un événement paléocéanographique majeur entraînant le développement d'une circulation abyssale très importante au début de l'Oligocène, en réponse à l'ouverture d'origine tectonique du passage Nord Atlantique-Arctique (Tucholke et Mountain, 1979; Miller et Tucholke, 1983; Berggren et Olsson, 1986). La formation de ce fort courant de contour a provoqué une érosion importante le long de la marge atlantique américaine. Cette érosion massive a causé la remise en mouvement d'épaisses séquences sédimentaires, ce qui a fortement modifié la morphologie du glacis continental (Tucholke et McCoy, 1986; Tucholke et Mountain, 1986; Vogt et Tucholke, 1989).

A l'Oligocène et au Miocène, la sédimentation silicoclastique, caractérisée par une progradation deltaïque, domine; les taux de sédimentation atteignent 200 m/m.y (Poag, 1985a; Poag et Valentine, 1988). L'origine de la forte augmentation de l'apport sédimentaire pourrait

s'expliquer en partie par la baisse globale du niveau marin. Un événement tectonique se produisant dans l'arrière-pays nourricier (soulèvement important au niveau des Appalaches) pourrait également en être la cause (Schlee *et al.*, 1988; Poag et Sevon, 1989; Sugarman *et al.*, 1993). Les roches néogènes atteignent une épaisseur de plus de 1 km dans le Baltimore Canyon Trough (Poag, 1980; Poag, 1985a). Il s'agit de sables coquilliers et de cailloutis le long de la côte, d'argiles silteuses, de sables glauconitiques et de conglomérats au niveau de la pente et du glacis continental. Les dépôts sont majoritairement représentés par des lobes deltaïques d'âge Miocène moyen. Ces dépôts sont enrichis en carbone organique et en microfossiles siliceux (diatomées et radiolaires) (Poag et Valentine, 1988).

Durant l'Oligocène supérieur et le Néogène, les courants profonds ont contrôlé la sédimentation sur le glacis continental. Dans l'Atlantique Nord et Nord-Ouest, de nombreuses "rides" sédimentaires ("drift") se sont formées sous l'effet de ces courants de contour. Par exemple, de la fin du Miocène moyen au Pliocène supérieur, les sédiments se sont accumulés rapidement sur le glacis continental au large du BCT, en dépit du vannage de la sédimentation deltaïque au niveau de la plate-forme adjacente. Cela a créé la "Chesapeake Drift" (Mountain et Tucholke, 1985; Tucholke et Mountain, 1986).

#### *f- Quaternaire*

La sédimentation silicoclastique se poursuit de nos jours (Poag, 1985a; Poag et Valentine, 1988; Schlee *et al.*, 1988). Au Pléistocène, des argiles sableuses et silteuses caractérisent la bordure de la plate-forme du BCT. Les dépôts proximaux sont constitués de sables non-consolidés et de graviers (Poag et Valentine, 1988). Le tonnage annuel de sédiments en suspension arrivant dans l'Atlantique Nord-Ouest par les rivières du continent Nord américain est d'environ  $7,5 \cdot 10^8$  tonnes/an (Emery et Uchupi, 1984).

Durant les stades glaciaires du Pléistocène, une grande partie de la plate-forme continentale émergeait à cause de la baisse du niveau de la mer. Les courants de turbidité, les slumps et les debris flows ont joué un rôle important dans la sédimentation de la marge continentale. D'énormes volumes sédimentaires se sont déposés sur la pente et le glacis par l'intermédiaire des rivières qui traversaient la plate-forme continentale durant les périodes de bas niveaux marins (Tucholke et Mountain, 1986). Les sédiments arrivaient directement à l'embouchure des canyons sous-marins. Les deltas ont progradés au-delà de la bordure de la plate-forme (Laine *et al.*, 1986).

Comme le niveau marin était élevé à l'Holocène, au niveau du BCT, la plupart des sédiments apportés par les rivières sont piégés dans les estuaires des rivières Delaware et Hudson. Une faible quantité des ces sédiments parvient à atteindre la plate-forme externe et la pente continentale (Doyle *et al.*, 1979).

## B- Les taux d'accumulation sédimentaire

Au niveau du Baltimore Canyon Trough, la croûte océanique d'âge Jurassique est recouverte par 13 km de sédiments post-rift, ce qui constitue l'accumulation sédimentaire la plus importante de la marge Atlantique américaine. L'épaisseur globale des dépôts dépassent alors 18 km, dont 5 km de sédiments syn-rift (Fig.I-3) (Grow et Sheridan, 1988; Grow *et al.*, 1988; Poag et Valentine, 1988, Vogt et Tucholke, 1989). La concentration des sédiments le long de la marge reflète principalement la proximité des sources continentales (Vogt et Tucholke, 1989).

Le taux d'accumulation sédimentaire pour l'océan Atlantique Nord est relativement uniforme tout au long de l'histoire de cet océan. Il est de 3 à 5 mg/cm<sup>2</sup>/an en moyenne (Emery et Uchupi, 1984). Cependant, quelques variations importantes se sont produites. Par exemple au Crétacé supérieur, les shales rouges pélagiques se sont accumulés avec un taux de seulement 0,2 à 0,7 mg/cm<sup>2</sup>/an, alors qu'au Paléogène et au Pléistocène, les turbidites se sont accumulées dans des environnements profonds avec des taux au minimum 10 fois supérieur (Jansa *et al.*, 1979). Il existe de grandes variations du taux d'accumulation selon les régions de sédimentation, de valeurs inférieures à 0,3 mg/cm<sup>2</sup>/an dans la province pélagique de la zone atlantique moyenne, à 3 à 10 mg/cm<sup>2</sup>/an le long des pentes continentales et des glacis, à plus de 30 mg/cm<sup>2</sup>/an au niveau des plates-formes carbonatées tropicales (Vogt et Tucholke, 1989).

D'énormes quantités de sédiments sont parvenues dans le domaine profond par l'intermédiaire de deux phénomènes importants qui sont les courants de fond et les mouvements gravitaires (Vogt et Tucholke, 1989). De larges zones de l'océan Atlantique Ouest, en particulier les marges continentales, ont subi l'érosion par les courants de fond. De tels phénomènes d'érosion ont débuté à partir du moment où une circulation profonde importante s'est développée, c'est-à-dire dès l'Oligocène inférieur (Mountain et Tucholke, 1985; Tucholke et Mountain, 1986). Ces courants de fond sont responsables de la formation d'épaisses accumulations sédimentaires sur le glacis telles que la "Chesapeake Drift" et la "Hatteras Outer Ridge" (Vogt et Tucholke, 1989). Le deuxième processus de remise en mouvement et de redistribution des sédiments est constitué des mouvements gravitaires qui sont les slumps, les glissements, les courants de turbidité et les debris flows, phénomènes actifs caractéristiques des marges continentales (Embley et Jacobi, 1986). Au large du New Jersey, ces phénomènes sont fréquents, surtout au Quaternaire, et sont responsables d'importantes accumulations sédimentaires sur la pente inférieure et le glacis continental, surtout à proximité des canyons (McGregor et Bennett, 1979). Les courants de turbidité peuvent parfois transporter plus de 100 km<sup>3</sup> de sédiments à la fois de part et d'autre du glacis continental (Elmore *et al.*, 1979).

## IV. Physiographie de la marge Est-Américaine

Examinons les caractéristiques des principales provinces morphologiques en commençant par la partie la plus proximale correspondant à la plaine côtière et en terminant par la partie la plus distale correspondant au glacis continental (Fig.I-1). On s'intéressera plus précisément à la zone dans laquelle se situe l'étude c'est-à-dire celle située au large du New Jersey.

### A- La plaine côtière Est américaine

La plaine côtière nord Atlantique forme la partie occidentale du Baltimore Canyon Trough. La sédimentation dans cette région côtière est en relation directe avec l'évolution du Baltimore Canyon Trough qui s'est mis en place durant la phase post-rift de l'ouverture de l'océan Atlantique (Olsson *et al.*, 1988).

La plaine côtière Atlantique est constituée d'une série de bassins ou baies et de voûtes ou zones hautes (Fig.I-4). Les variations d'épaisseur des dépôts sont liées à ces zones hautes et basses du soubassement. En général, l'épaisseur de sédiments s'amincit vers le Nord-Est (Ward et Strickland, 1985; Olsson *et al.*, 1988; Gibson et Bybell, 1994). Ces caractéristiques ont influencé les environnements de dépôt et les tendances sédimentaires au cours du Tertiaire et du Quaternaire. Souvent, les arcs sont inondés durant les périodes de submersion à grande échelle causées par les élévations du niveau marin (Ward et Strickland, 1985).

Les sédiments de la plaine côtière se sont déposés sur un soubassement pré-Mésozoïque qui comprend des roches cristallines (gneiss, schistes, granites) (Olsson *et al.*, 1988). La sédimentation débute au cours du Crétacé inférieur ou au Jurassique supérieur (Olsson *et al.*, 1988). Les sédiments non consolidés ou semi-consolidés crétacés à quaternaires se sont déposés dans des environnements de dépôts marins peu profonds (plate-forme ou prodelta), dans des environnements littoraux (barrière, front deltaïque, estran) et dans des environnements non marins (plaine deltaïque inférieure) (Olsson *et al.*, 1988). La grande variété des faciès sédimentaires est très utile pour distinguer la position relative du niveau marin (Sugarman *et al.*, 1993).



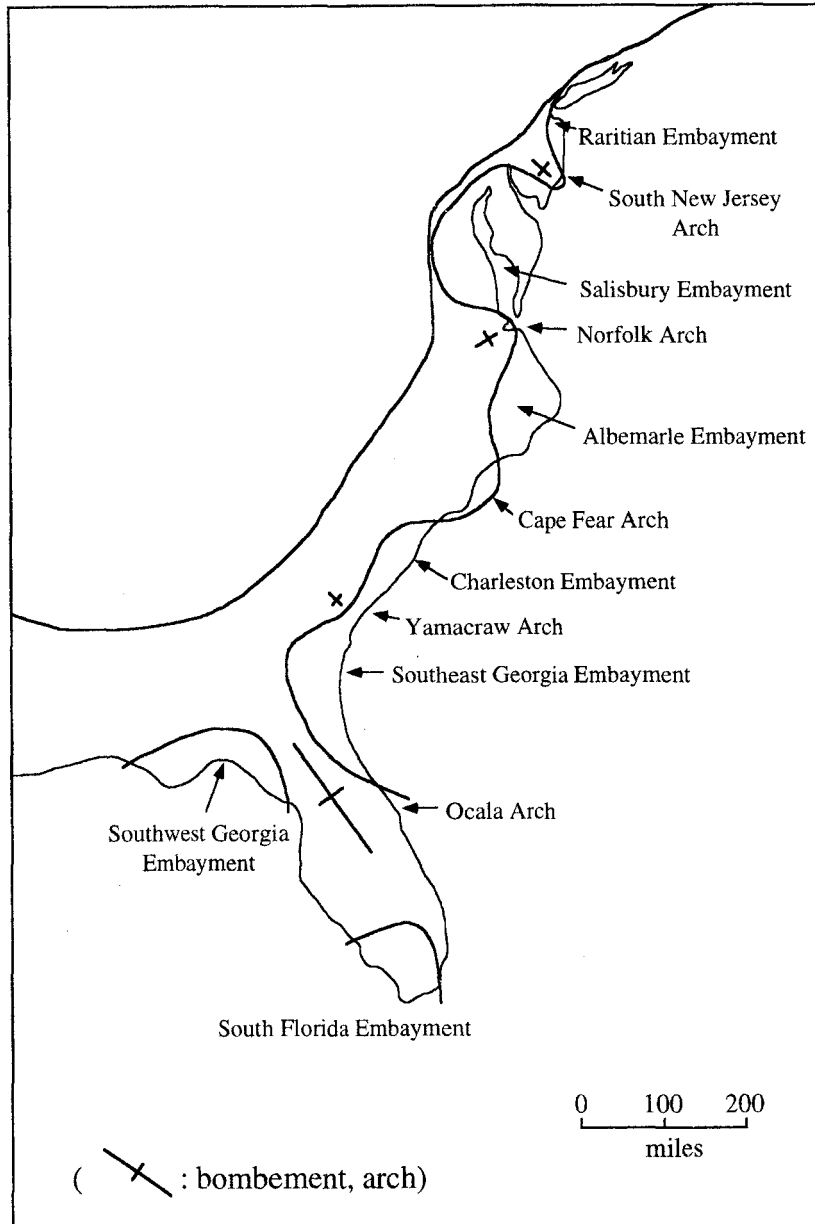


Fig.I-4: Carte structurale de la plaine côtière Est-américaine (d'après Ward et Strickland, 1985)

Fig.I-4: Structural map of the Atlantic coastal plain (after Ward and Strickland, 1985)

## B- La plate-forme continentale

La plate-forme présente une pente d'inclinaison inférieure à  $0,6^\circ$  (Miller *et al.*, 1994). Ce domaine comprend les six zones géographiques latitudinales suivantes (Shor et McClennen, 1988):

- la région du "Gulf of Main";
- la région du bassin du "Georges Bank";
- la région de "Southern New England";
- la région moyenne Atlantique de Rhode Island à Cap Hatteras;
- la région sud Atlantique de Cap Hatteras à la Floride du Sud et

- la région des Bahamas.

La zone dans laquelle se situe le domaine d'étude est celle qui s'étend de Rhode Island à Cap Hatteras (Fig.I-2). Cette plate-forme de 650 km de long est large de 20 à 150 km. Dans la région d'étude, la largeur est supérieure à 147 km (Miller *et al.*, 1994). Cette province morphologique est caractérisée par une abondance de rides allongées et de dépressions quasi parallèles. C'est donc une topographie en creux et en bosses parallèles à la côte qui est caractéristique de la plate-forme (Veatch et Smith, 1939; Stearns et Garrison, 1967; Uchupi, 1968). D'anciennes lignes de rivages ont été identifiées par Veatch et Smith (1939) et ont été utilisées par la suite pour évaluer l'influence glacio-tectonique (Dillon et Oldale, 1978).

Des chenaux de plate-forme et des plaines d'épandage deltaïques, qui à certains endroits s'étendent au-delà de la limite de plate-forme, ont été identifiés et mis en relation avec les bas niveaux marins du Pléistocène et/ou Holocène (Emery et Uchupi, 1972). Les chenaux de plate-forme et leur remplissage sédimentaire correspondent à des passages fluviatiles à travers la plate-forme vers les canyons adjacents (Shor et McClennen, 1988).

### C- La pente continentale

La limite entre la plate-forme et la pente continentale se situe vers 135 m de profondeur (Heezen *et al.*, 1959). La pente continentale qui présente une inclinaison supérieure à  $1,6^\circ$  (Miller *et al.*, 1994) est subdivisée en trois grandes parties (Shor et McClennen, 1988):

- la région comprise entre Cap Lookout et le "Georges Bank";
- la pente Floride-Hatteras;
- la pente au large du "Blake Plateau".

La zone d'étude située au large du New Jersey est la région comprise entre Cap Lookout et le "Georges Bank" (Fig.I-2). La profondeur de la limite plate-forme/pente continentale diminue vers le Sud. Elle passe de plus de 120 m au Nord-Est du Hudson Canyon (Fig.I-1) à environ 60 m au large du Cap Lookout. La largeur de la pente au Nord du Cap Lookout est réduite à moins de 20 km. La largeur moyenne entre Cap Cod et Cap Lookout est de 40 km. La base de la pente se situe entre 2.000 et 2.200 m (Shor et McClennen, 1988).

La pente continentale au Nord de Cap Hatteras est entaillée par de nombreux canyons sous-marins (Tucholke, 1986). Twichell et Roberts (1982) en ont identifié 51 au niveau de la pente supérieure entre les régions du Hudson Canyon et du Baltimore Canyon, alors que Tucholke (1986) en a recensé plus de 70 entre Cap Hatteras et la limite Nord-Est du Georges Bank. Il existe également quelques canyons au niveau de la pente continentale inférieure qui résulte de la coalescence de plusieurs canyons et de leur convergence vers le glaciaire (Shor et McClennen, 1988). Par ailleurs, il existe quelques canyons de 500 m à 1 km de large qui ne sont pas connectés à des canyons de la pente continentale supérieure. Ils sont interprétés comme des canyons de pente formés par des transports en masse sur la pente inférieure (Farre, 1985).

La taille des canyons varie fortement. Les plus grands peuvent atteindre 5 km ou plus en largeur et 1.000 m de profondeur, et les plus petits ont une largeur qui n'excèdent pas 2 km pour un relief maximum de 200 à 300 m (Shor et McClennen, 1988).

Au Nord, le long de la marge du "Georges Bank Basin", de nombreux canyons de grande taille recoupent la limite plate-forme/pente continentales, tandis qu'au Sud, seuls cinq canyons, les canyons Hudson, Baltimore, Wilmington, Washington et Norfolk, recoupent cette partie de la marge. Les chenaux de plate-forme relient deux de ces canyons à des systèmes fluviaux (les rivières Hudson et Delaware) (Shor et McClennen, 1988).

Des études récentes ont montré que la morphologie de la pente (le ravinement et le creusement des canyons) est le résultat de ruptures en masse locales des dépôts de la pente continentale. Ce modèle implique que la pente actuelle est une surface érosive incisée par de nombreux systèmes de canyons. Les courants de turbidité empêchent le comblement des chenaux en particulier pour les canyons servant de conduits pour les sédiments fluviaux, surtout durant les périodes de bas niveaux marins. Le phénomène de slump est à la base de la morphologie des canyons (Shor et McClennen, 1988).

Selon Tucholke (1986), la morphologie actuelle de la pente est le produit de processus sédimentaires d'âge Pléistocène incluant: 1) construction et progradation de la pente continentale par sédimentation deltaïque principalement durant les périodes de bas niveaux marins et 2) creusement de canyons par les mouvements gravitaires de sédiments (glissement, debris-flow, courant de turbidité, slumps).

#### D- Le glaciaire continental

Le glaciaire continental présente une pente d'environ  $0.6^\circ$  (Miller *et al.*, 1994). À l'opposé de la pente, le glaciaire continental est dominé par un régime de dépôt depuis au moins le Miocène (Shor et McClennen, 1988). Heezen *et al.* (1959) ont distingué un glaciaire supérieur et un glaciaire inférieur. Le glaciaire supérieur est une surface convexe qui s'étend de la base de la pente continentale à environ 4.000 m de profondeur. Quant au glaciaire inférieur, c'est une région relativement plate qui s'étend jusqu'à la limite de la plaine abyssale. Cependant, Tucholke (1986) divise le glaciaire continental en trois parties, le glaciaire supérieur (de 2000 m à 3000 m), le glaciaire moyen (de 3000 m à 4000 m) et le glaciaire inférieur (de 4000 m à la plaine abyssale). La bordure du glaciaire continental, située vers 4.200 m, sépare la marge de la plaine abyssale. La plaine abyssale située au Nord de  $37^\circ$  Nord porte le nom de Sohm et elle s'étend jusqu'à 5000 m de profondeur (Fig.I-2) (Tucholke, 1986).

Bien que la plupart des sédiments formant le glaciaire continental se soient mis en place par des processus de dépôt gravitaire, d'autres processus parallèles à la pente ont également une part importante dans la sédimentation sur le glaciaire (Heezen *et al.*, 1966; Mountain et Tucholke, 1985; McCave et Tucholke, 1986; Laine *et al.*, 1986). On y retrouve des dépôts de contourites composés principalement de sédiments fins déposés par le Western Boundary Undercurrent (WBCU,

Hollister et Heezen, 1972). Aux alentours des chenaux sous-marins de Wilmington et de Hudson, le glacis est caractérisé par des turbidites (Tucholke et Laine, 1982).

Des accumulations sédimentaires continues (“drift”) appelées “Outer Ridge” se sont formées sous l’action des courants de fond qui agissent surtout sur le glacis moyen et inférieur (Tucholke et Mountain, 1986). Ces principales formations sédimentaires correspondent à la Chesapeake Drift au large du New Jersey, la Hatteras Outer Ridge (Tucholke et Laine, 1982) et la Blake-Bahama Outer Ridge au Sud. Ces accumulations sédimentaires sont drapées par des vagues de sédiments caractéristiques des régions balayées par des courants de contour. Sur le flanc Est de la Hatteras Outer Ridge, entre 4600 m et 5200 m, ces vagues au niveau de la partie nord de la marge sont appelées “Lower Continental Rise Hills” (Asquith, 1979; Ayers et Cleary, 1980; Tucholke, 1986). Elles ont des amplitudes de 50 à 100 m pour des longueurs d’onde de 1 à 2 km (Shor et McClennen, 1988). La “Lower Continental Rise Hills” est une des manifestations géologiques les plus typiques formées par les courants de contour (Tucholke, 1986).

Les plus grands canyons recoupant la pente, sans doute les plus vieux, se prolongent sous forme de chenaux sur le glacis supérieur et moyen, et parfois également sur le glacis inférieur (Tucholke, 1986). En fait, le glacis continental est incisé par trois chenaux sous-marins majeurs le long de la marge Est américaine. Il s’agit des “Hudson Valley”, “Wilmington Valley” et “Carstens Valley”. Tous sont situés au Nord de Cap Hatteras (Shor et McClennen, 1988). Par exemple, le chenal “Hudson Valley” s’étend sur plus de 600 km de la base de la pente continentale à la plaine abyssale Hatteras. Il est connecté vers le haut de la pente avec le Canyon Hudson et donc avec le chenal de plate-forme “Hudson Shelf Valley” (Ewing *et al.*, 1963). Le “Hudson Valley” est caractérisé par un thalweg plat tapissé de sédiments grossiers comme des graviers (Hanselman et Ryan, 1983). Ces sédiments grossiers, incluant les gros blocs de craie éocène proviennent apparemment de la pente continentale. La présence de gros blocs loin de la pente est une preuve de la compétence élevée des courants de turbidité responsables de l’érosion des chenaux du glacis (Shor et McClennen, 1988). Ce “Hudson Valley” passe vers 4.000 m, d’un simple chenal sous-marin prolongeant un canyon à un système effluent de trois ou plus petits chenaux qui traversent les sédiments en surface derrière la “Hatteras Outer Ridge”. Plusieurs de ces chenaux rejoignent un chenal plus profond qui a érodé la crête de la “Hatteras Outer Ridge” permettant ainsi aux courants de turbidité d’atteindre la plaine abyssale (Asquith, 1979; Ayers et Cleary, 1980). Le “Wilmington Valley”, quant à lui, draine non seulement le “Wilmington Canyon”, mais également une grande partie de la pente continentale moyenne Atlantique, ce qui inclut les canyons Washington, Baltimore et Hatteras. Le “Wilmington Valley” s’étend loin au-delà du glacis continental et permet aux sédiments de se répandre de l’autre côté du “Lower Continental Rise Hills” au niveau de la plaine abyssale Hatteras (Shor et McClennen, 1988). Cette partie du glacis a été appelée le “Wilmington fan” par Ayers et Cleary (1980).

La construction du glacis continental au large du Baltimore Canyon Trough s’est faite en trois étapes. La première phase, durant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, a impliqué le remplissage vers la mer de la plate-forme carbonatée par des débris d’éventails carbonatés et de fins sédiments clastiques. La seconde phase correspond au dépôt d’une épaisse couverture

sédimentaire de sédiments clastiques fins au niveau de la future zone de pente et du glacis. Cela a causé l'enfouissement de la bordure de la paléoplate-forme durant le Crétacé supérieur. Durant la phase finale, au Cénozoïque, en réponse à la baisse irrégulière du niveau marin, la pente continentale a été recoupée de ravins et de chenaux. Il y a eu formations d'éventails sous-marins et de dépôts d'origine turbiditique (Grow *et al.*, 1988).

#### Remarques:

Les fluctuations du niveau marin au Cénozoïque ont provoqué une érosion importante au niveau de la pente continentale et la bordure de plate-forme a reculé de 10 à 20 km dans le Baltimore Canyon Trough. Alors qu'il y avait érosion au niveau de la pente continentale, le glacis était lui soumis à un régime de dépôt (Grow *et al.*, 1988).

On peut remarquer que près de la pente continentale, le niveau marin relatif, les apports fluviaux, les récifs, les slumps ont exercé un contrôle direct ou indirect sur la structure des corps sédimentaires. Le long du glacis continental inférieur, ces processus sont souvent secondaires aux contrôles marins profonds tels que les courants abyssaux et les fluctuations verticales du niveau de compensation des carbonates. Entre ces deux zones, le glacis continental supérieur est affecté par des processus marins profonds et peu profonds. De tous les processus sédimentaires affectant la marge continentale, les courants de turbidité ont probablement les effets les plus répandus. Cependant, depuis la fin de l'Éocène, les courants de contour jouent un rôle majeur dans la morphologie de la pente et du glacis (Mountain et Tucholke, 1985).

## V. Principaux courants marins

Les deux courants caractéristiques de l'Atlantique Nord-Ouest sont le Gulf Stream et le Western Boundary Undercurrent (WBUC) (Vogt et Tucholke, 1989).

Au voisinage de la pente continentale, on distingue trois masses d'eau de surface (Fig.I-5). Il s'agit tout d'abord d'une masse d'eau de plate-forme (Shelf Water) ayant une salinité inférieure ou égale à 35 ‰. Ensuite, on retrouve une masse d'eau plus salée correspondant à la masse d'eau de pente (Slope Water) de salinité égale à 35-36‰. Enfin, le Gulf Stream qui est une masse d'eau relativement chaude (>18°) et salée (>36‰) pilotée par les vents (Beardsley et Boicourt, 1981). La limite entre masse d'eau de pente et masse d'eau de plate-forme ne se situe cependant pas forcément au niveau de la limite plate-forme/pente continentales. La source des masses d'eau de pente a été attribuées au courant du Labrador (Fig.I-5) (Beardsley et Boicourt, 1981). La principale thermocline et la zone à minimum d'oxygène dans cette région sont peu profondes (<400 m) et saisonnièrement stables. Les teneurs en oxygène dans la colonne d'eau restent élevées (>3 mL/L), même dans la zone à minimum d'oxygène (Miller et Lohmann, 1982).

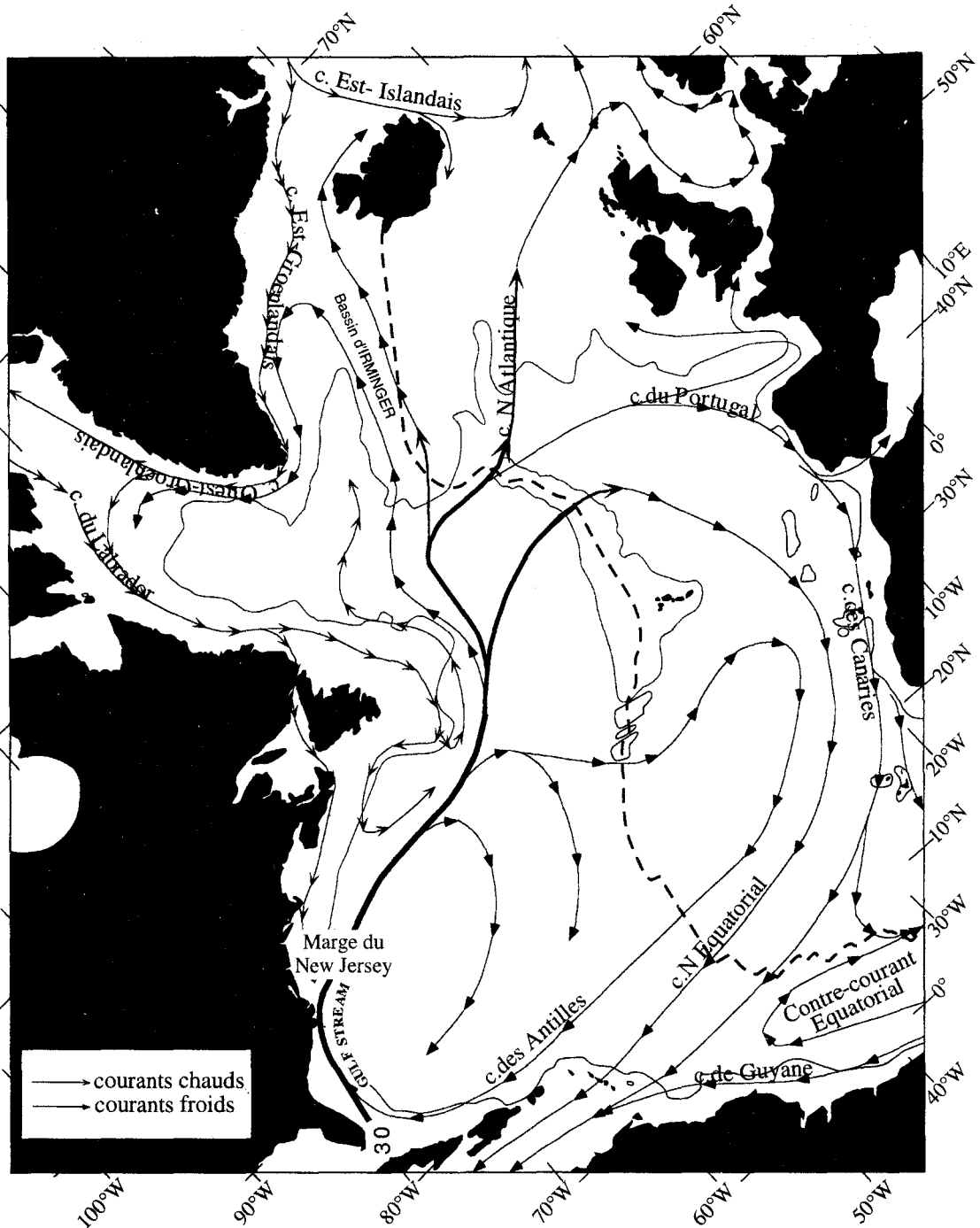


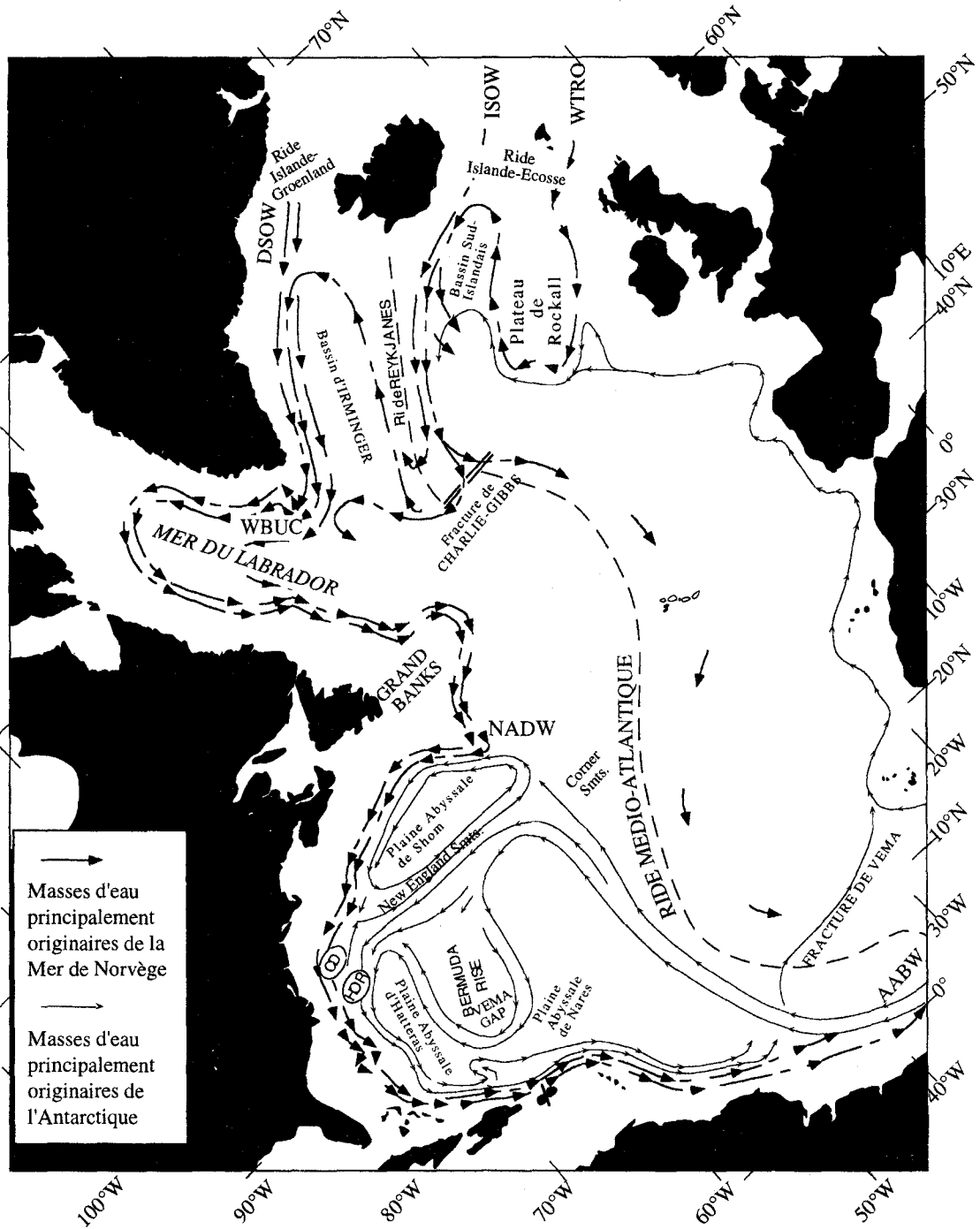
Fig.I-5: Carte des courants de surface de l'Océan Atlantique Nord (d'après Vogt et Tucholke, 1989)

*Fig.I-5: Generalized surface-water circulation in the North Atlantic Ocean (after Vogt and Tucholke, 1989)*

Le glacis continental est quant à lui sous l'influence du WBUC (Fig.I-6). Cette masse d'eau correspond à un fort courant de fond (10 à 20 cm/s en moyenne) s'écoulant vers le Sud-Ouest. C'est un courant de fond thermohalin ayant une grande capacité de chaleur (Vogt et Tucholke, 1989). Les eaux de fond constituant le WBUC prennent leur source en mer de Norvège (McCave et Tucholke, 1986). Ce courant qui coule du Nord de la mer du Labrador vers le Sud (Heezen *et al.*, 1966; Tucholke et Laine, 1982; McCave et Tucholke, 1986) le long du glacis est

composé principalement de la North Atlantic Deep Water (NADW) et des courants profonds en provenance des mers de Norvège et du Groenland (Tucholke *et al.*, 1973; Vogt et Tucholke, 1989), auxquels s'ajoute l'Antarctic Bottom Water (AABW) (Fig.I-6; Heezen *et al.*, 1966; Amos *et al.*, 1971; Mc Cave et Tucholke, 1986). Ce courant évolue entre des profondeurs allant de 1000 m à 5000 m (Tucholke, 1986) et transporte des sédiments le long de la marge (Heezen *et al.*, 1966; Zimmerman, 1972; Tucholke, 1986). Selon Schafer *et al.* (1985), le WBUC érode la base de la pente à des profondeurs allant de 2000 m à plus de 3000 m. Le flot le plus important de ce courant profond se situe entre 3000 et 4900 mètres de profondeurs au niveau du glacis continental. Ce WBUC est à l'origine de la mise en place de la plupart des accumulations sédimentaires dans l'Atlantique Nord-Ouest (drift; exemple: Chesapeake Drift; Fig.I-6) (Vogt et Tucholke, 1989). Les courants de fond correspondent essentiellement à des courants de contour. En effet, même si les masses d'eau profondes sont concentrées le long des marges de l'Atlantique Ouest, la topographie intraocéanique joue un rôle important dans le contrôle des masses d'eau profondes (McCave et Tucholke, 1986).

Le site 905 est situé sur la partie supérieure du glacis à 2698 m. Il est cependant probable que la sédimentation à cet endroit ait été influencée, ne fût-ce que périodiquement, par ce fort courant de contour qu'est le WBUC (Mountain *et al.*, 1994).



CD=Chesapeake Drift, HOR=Hatteras Outer Ridge

Le DSOW (Denmark Strait Overflow Water), le ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) et le WTRO (Wyville-Thomson Ridge Overflow Water) se combinent pour former le NADW (North Atlantic Deep Water) et le WBUC (Western Boundary Undercurrent)

The DSOW (Denmark Strait Overflow Water), the ISOW (Iceland-Scotland Overflow Water) and the WTRO (Wyville-Thomson Ridge Overflow Water), which combine to form the NADW (North Atlantic Deep Water) and the WBUC (Western Boundary Undercurrent)

Fig.I-6: Carte des courants profonds de l'Océan Atlantique Nord (d'après Vogt et Tucholke, 1989)  
 Fig.I-6: Generalized circulation of bottom water in the North Atlantic Ocean (after Vogt and Tucholke, 1989)





## CHAPITRE II: MÉTHODES D'ÉTUDES ET RÉSULTATS



## MÉTHODES D'ÉTUDES ET RÉSULTATS

### I. Méthodes d'étude

La diffraction des rayons X a été utilisée afin de déterminer la nature minéralogique des argiles et de la roche totale des sédiments cénozoïques prélevés au cours du Leg 150. D'autres méthodes analytiques telles que la mesure de la susceptibilité magnétique, la microscopie électronique à transmission et la microgranulométrie ont apporté des informations complémentaires aux analyses minéralogiques.

#### A- Analyses minéralogiques

##### 1. Diffraction des rayons X

C'est une méthode qui permet de définir la composition minéralogique de la fraction argileuse ( $< 2 \mu\text{m}$ ) ou de la roche totale. Cette méthode est basée sur le principe de la diffraction d'un faisceau de rayons X incidents par un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg:  $k\lambda = 2d\sin\Theta$  avec  $\lambda$ =longueur d'onde du faisceau,  $d$ =distance interréticulaire du réseau de plans cristallins et  $\Theta$ =angle d'incidence du faisceau sur le réseau. En faisant tourner selon un angle  $\Theta$  l'échantillon autour d'un axe perpendiculaire au faisceau incident, il est possible de déterminer les distances  $d$  caractéristiques des différents minéraux argileux (Holtzapffel, 1985).

Cette analyse est réalisée à l'aide d'un diffractomètre de type Philips Model 1730 à anticathode de cuivre. Les modalités expérimentales nécessitent une tension de 40 kV, une intensité de 25 mA et une sensibilité de 1000 coups/sec. Le balayage angulaire s'étend de  $2.49$  à  $28.51^\circ 2\Theta$  pour des distances  $d$  comprises entre  $35.45 \text{ \AA}$  et  $3.12 \text{ \AA}$ . Cet appareil permet de faire de la diffraction des rayons X avec un balayage de  $1^\circ 2\Theta/\text{min}$ .

##### a- Préparation des pâtes orientées

Les échantillons bruts sont mis à déliter dans de l'eau distillée. Ils sont ensuite décarbonatés par un traitement à l'acide chlorhydrique dilué à N/5. L'excès d'acide est ensuite éliminé par rinçages successifs jusqu'à défloculation du matériel argileux. La partie supérieure est ensuite prélevée à l'aide d'une seringue après homogénéisation et décantation selon un temps donné obéissant à la loi de Stokes (1 cm après 50 minutes). Le culot est alors récupéré et étalé sur une lame de verre rainurée afin de permettre l'orientation des minéraux argileux. Trois diffractogrammes sont réalisés: 1) après séchage à l'air libre à température ambiante, essai dit

“naturel”, 2) après saturation par l'éthylène glycol sous vide pendant 12 heures, c'est l'essai glycolé, 3) après chauffage à 490 °C pendant 2 heures.

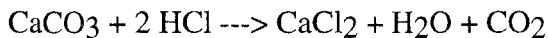
La détermination des minéraux argileux et leur semi-quantification (à  $\pm 5\%$ ) sont alors possible grâce à l'étude des 3 diffractogrammes obtenus (Holtzapffel, 1985).

### *b- Roche totale*

L'échantillon est broyé afin d'obtenir une poudre constituée de grains d'environ 40  $\mu\text{m}$  de diamètre. La poudre obtenue est alors passée au diffractomètre. C'est en fait une analyse sur roche totale qui permet de connaître tous les constituants cristallisés d'un échantillon.

## 2. Calcimétrie

La mesure du volume de  $\text{CO}_2$  dégagé lors de l'attaque par l'acide chlorhydrique d'une masse connue d'échantillon de sédiment permet de connaître le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  dans l'échantillon analysé. La réaction est la suivante:



L'appareil utilisé est le calcimètre de Bernard, et le détail de la méthode est décrit par Vatan (1967). Par ailleurs, il est possible de calculer le pourcentage en calcite du sédiment à partir de la mesure de l'intensité du pic principal à 3,02 Å de la calcite obtenu par la méthode de diffraction des rayons X faite sur la roche totale. L'équation a été obtenue par la corrélation faite entre ces deux paramètres mesurés sur les échantillons du site 903 (Fig.II-1). Cette équation est la suivante:

$$Y = 0,97556 + 0,043643 X$$

avec X = intensité du pic de la calcite et Y = %  $\text{CaCO}_3$ .

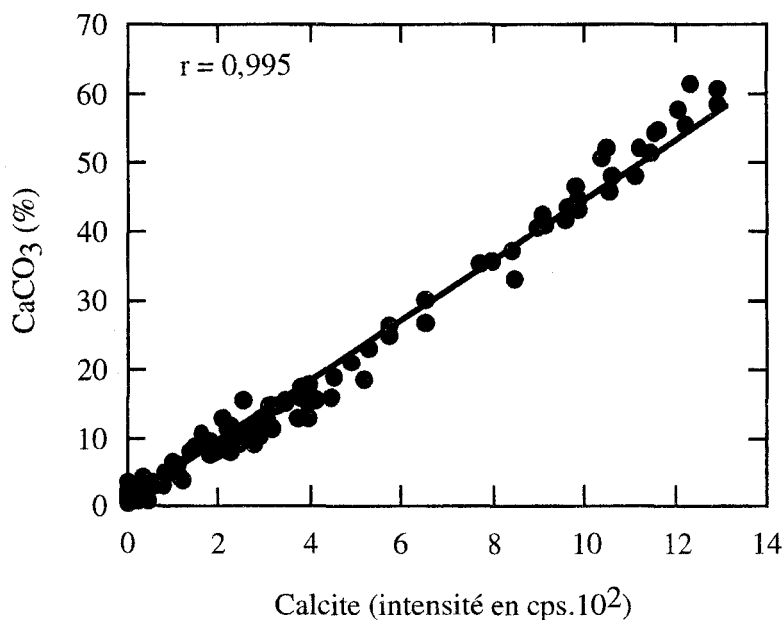


Fig.II-1: Corrélation entre le pourcentage de calcite mesuré par calcimétrie et l'intensité du pic de diffraction de ce minéral à 3,02Å

*Fig.II-1: Correlation between the proportion of calcite measured by calcimetry and the intensity of the main diffraction peak at 3.02Å*

### 3. Microscopie électronique à transmission

Cette méthode permet l'observation morphologique des particules argileuses. Le microscope utilisé est de type JEOL 100 CX. La tension requise est de 80 kV. Quelques gouttes de la fraction fine sont diluées dans une solution de buthylamine à 2/1000. La solution présente une concentration adéquate lorsqu'elle devient trouble. Une goutte de cette préparation est ensuite déposée sur une grille de cuivre préalablement recouverte d'un film de collodion. Cette grille est ensuite séchée dans un four à 25-30 °C.

#### B- Analyses microgranulométriques

Pour pouvoir calculer les flux terrigènes, il est nécessaire de faire l'étude de la distribution de la taille des particules de sédiments décarbonatés. L'analyse fondée sur la diffraction d'un rayon laser par des particules en suspension (McCave *et al.*, 1986), est réalisée grâce à un microgranulomètre laser de type Malvern 2600 E.

Le taux d'accumulation massique (Mass Accumulation Rates=MAR) est calculé selon la méthode de van Andel *et al.* (1975) et Thiede *et al.* (1982). La formule de calcul de flux est donnée dans l'article de Stein et Robert (1986):

$$\text{MAR (g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot 10^{-3} \text{ y}^{-1}) = \text{LSR} \cdot r_{\text{sec}} = \text{LSR} \cdot (r_{\text{humide}} - 1.026 \cdot \text{P0}/100)$$

dans laquelle MAR est égal au taux d'accumulation massique (MAR), LSR est égal au taux de sédimentation linéaire (Linear Sedimentation Rates), P0 est égal à la porosité moyenne,  $r_{\text{sec}}$  et  $r_{\text{humide}}$  correspondent respectivement à la densité totale sèche et à la densité totale humide.

Ensuite, le calcul du taux d'accumulation du sédiment décarbonaté (MART=Mass Accumulation Rates of the Terrigenous matter) se fait grâce à la formule suivante:

$$\text{MART} = \text{MAR} \cdot \% \text{ sédiment terrigène}/100$$

#### C- Analyses de la susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique (K) reflète, dans l'ensemble, le volume de grains magnétiques contenus dans le sédiment. Elle est donnée par l'équation:  $K = |J_i| / |H_i|$  où  $J_i$  = intensité du champ magnétique induit dans un matériau par le champ magnétique terrestre H et  $H_i$  = intensité du champ magnétique terrestre H (Poutiers, 1975; Poutiers et Gonthier, 1978).

En fait, tout corps soumis à un champ magnétique réagit en acquérant une aimantation induite, de même direction que celle du champ appliqué. Cette aimantation induite décroît dès que le champ appliqué s'annule. Il existe trois types différents de corps magnétiques:

1) Les corps diamagnétiques ont une aimantation inverse du champ magnétique appliqué. Cette aimantation proportionnelle au champ est toujours très faible et disparaît lorsque

celui-ci s'annule. Leur susceptibilité magnétique est négative, de l'ordre de  $-10^{-6}$  u.e.m (unité électromagnétique). C'est le cas de la calcite, des feldspaths, du quartz et des éléments biogéniques;

2) Les corps paramagnétiques s'aimantent dans le sens du champ appliqué. L'aimantation reste assez faible et la susceptibilité magnétique dépasse rarement  $10^{-4}$  u.e.m. Parmi les minéraux paramagnétiques, on trouve l'hématite, les silicates ferromagnésiens et les minéraux argileux;

3) Les corps ferromagnétiques possèdent une aimantation beaucoup plus forte que les deux catégories précédentes. Dans ce cas, il y a rémanence, et l'aimantation dépend de l'histoire magnétique antérieure de l'échantillon. Elle n'est pas forcément nulle en l'absence de champ. Les minéraux ferromagnétiques sont le plus souvent des oxydes et des sulfures de fer.

L'appareil utilisé pour mesurer la susceptibilité magnétique est le pont de susceptibilité Kappabridge KLY-2. L'opération est basée sur la mesure des changements d'inductivité dans la bobine due au type de roche.

## II. Résultats

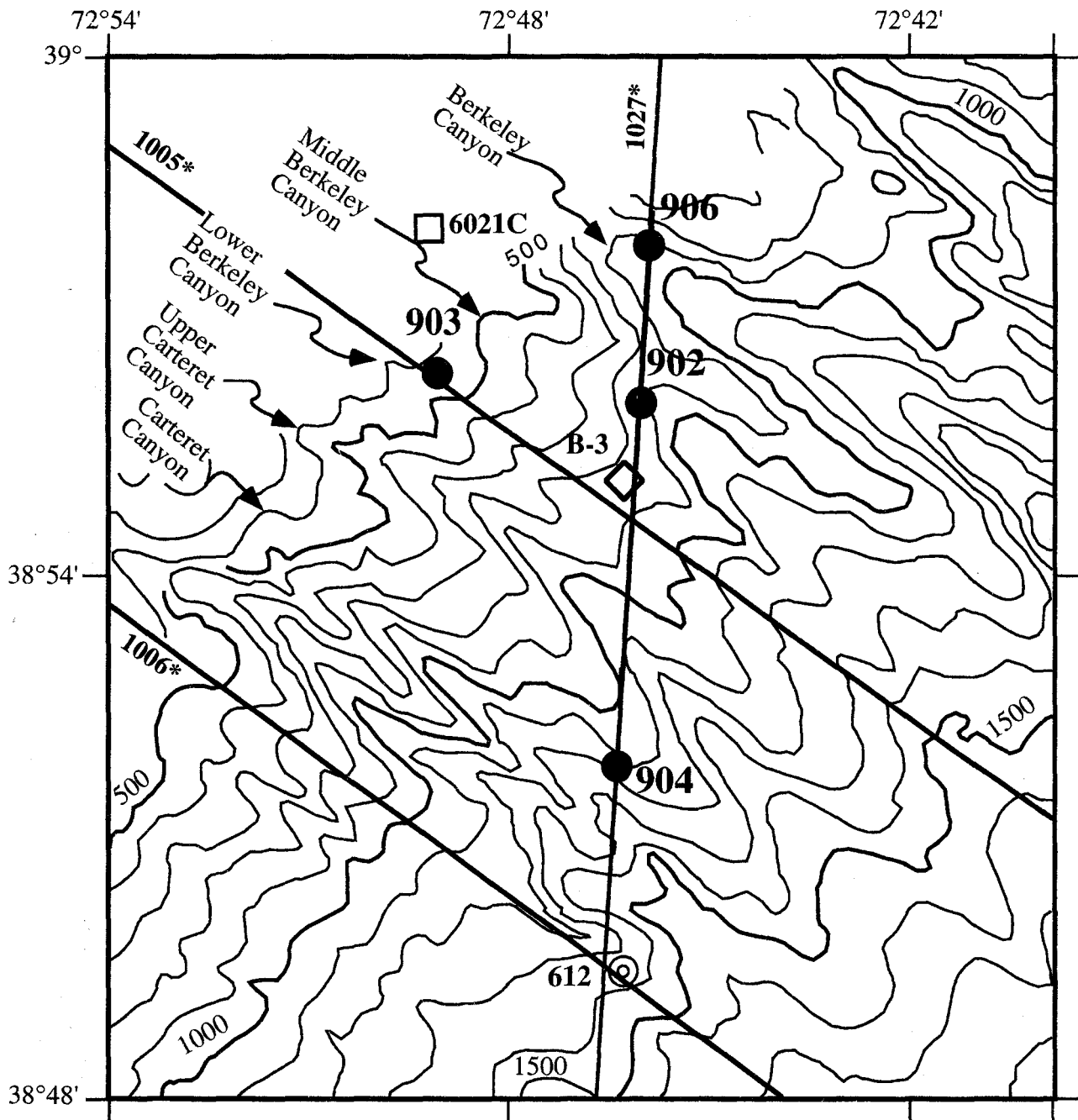
### A- Les sites du Leg ODP 150

Les échantillons étudiés proviennent des sites 902D, 903A, 903C, 905A et du forage à terre d'Atlantic City. Les sites 902 et 903 sont situés sur la pente continentale au large du New Jersey. Le site 905 est, quant à lui, situé sur le glaciaire continental supérieur (Fig.II-2). Les études sismiques ont permis d'identifier un certain nombre de réflecteurs sismiques d'âge Éocène à Pléistocène sur la pente continentale (Fig.II-3).

### B- Site 903

#### 1. Caractéristiques du forage

Le site 903, foré à une profondeur de 445 m est le site le moins profond du Leg 150 (Fig.II-2). Quatre forages (903A à 903D) ont été réalisés au site 903. Les 4 forages combinés fournissent une bonne section cénozoïque de l'Éocène moyen au Pléistocène. Le site 903C a atteint la profondeur de 1149,7m (Mountain *et al.*, 1994). Il comprend sept unités lithostratigraphiques allant de l'Holocène à l'Éocène supérieur. Ces unités peuvent être corrélées avec celles du site 902, sauf l'unité II, absente dans ce dernier site. A la base du forage, l'unité VII correspondant à l'Éocène est carbonatée, tandis que les six unités supérieures sont silicoclastiques (Fig.II-4).



(\*: ligne sismique, seismic line)

Fig.II-2: Carte bathymétrique et localisation des sites forés sur la pente de la marge du New Jersey au cours du Leg ODP 150 (d'après Mountain *et al.*, 1994)

Fig.II-2: SeaBeam bathymetry and location of sites drilled on the New Jersey continental slope (after Mountain *et al.*, 1994)



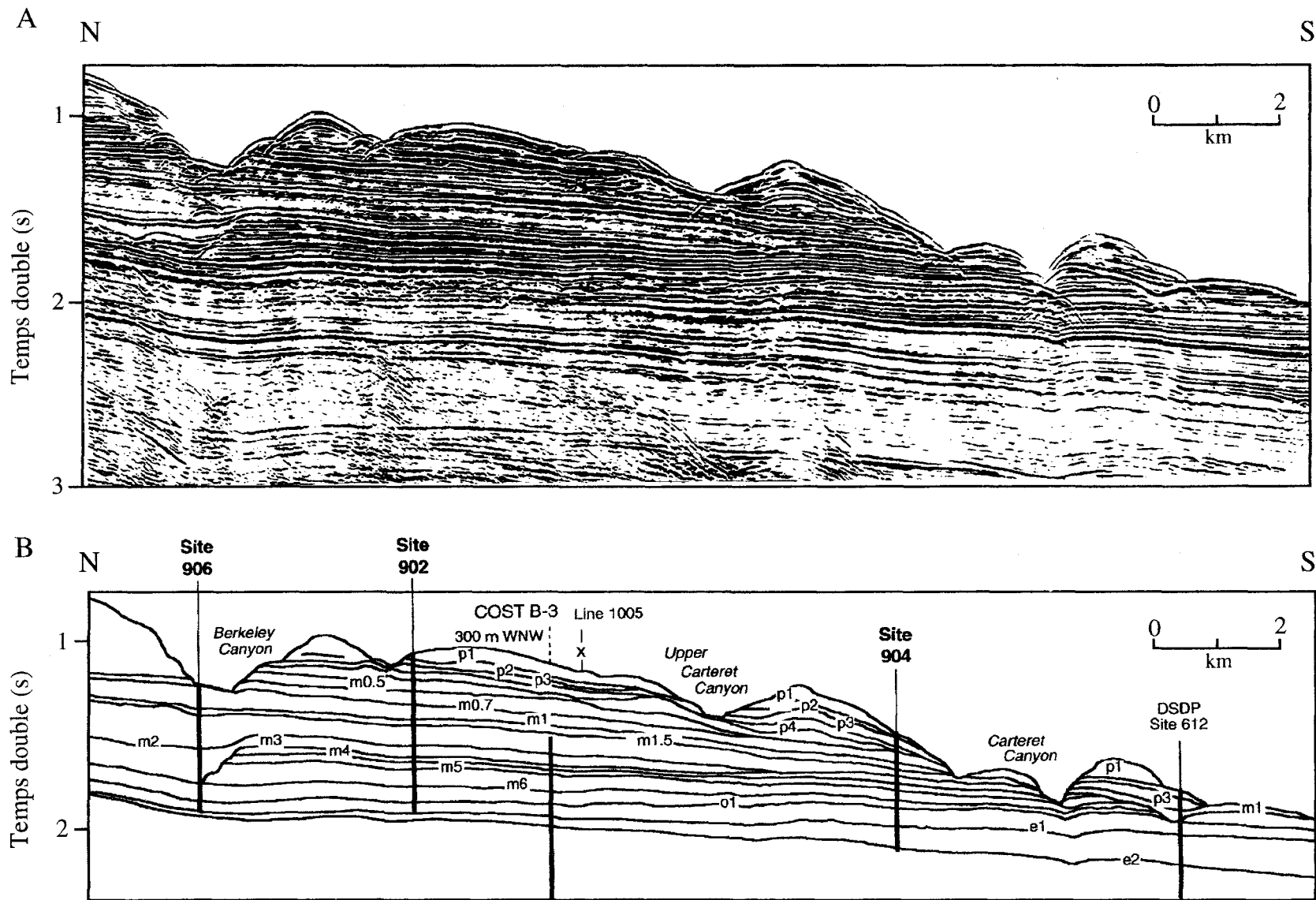


Fig.II-3: Ligne sismique 1027. A: Profil sismique. B: Profil sismique interprété avec les différents réflecteurs sismiques rencontrés au cours du Leg ODP 150 (d'après Mountain *et al.*, 1994)  
 Fig.II-3: Line 1027. A: Uninterpreted seismic section. B: Line drawing interpretation showing seismic reflectors (after Mountain *et al.*, 1994)

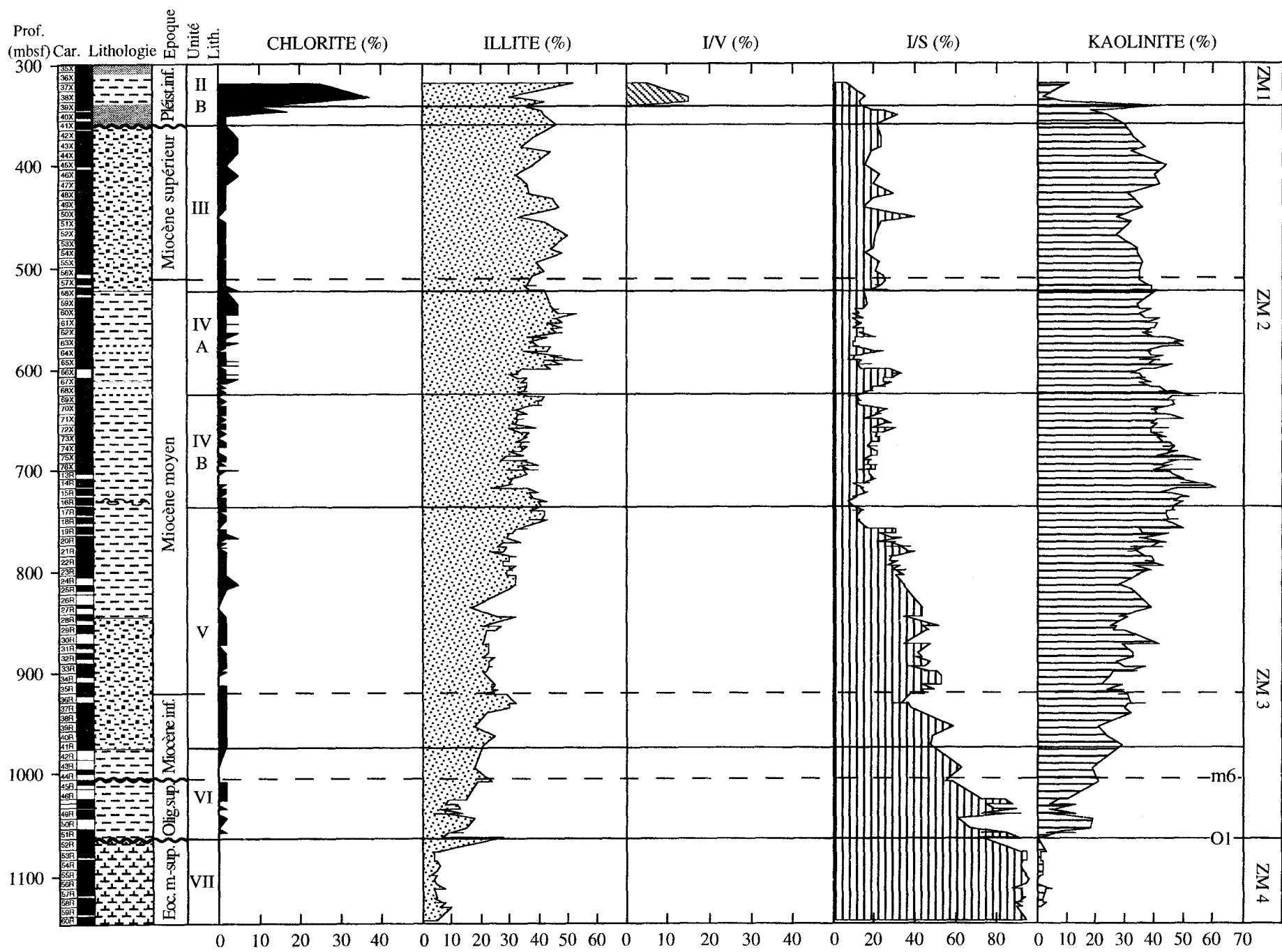


Fig.II-4: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments forés au site 903  
 Fig.II-4: Clay mineralogy of sediments drilled at ODP site 903

Les sédiments néogènes comprennent environ 1000 m d'argiles silteuses et de sables fins reposant sur des sédiments silteux riches en diatomées. Les sédiments oligocènes constitués d'argilites silteuses recouvrant la craie éocène ont moins de 200 m d'épaisseur (Mountain *et al.*, 1994).

Les nannofossiles calcaires permettent de dater les sédiments du Néogène supérieur, quant aux diatomées et aux dinocystes, ils permettent le contrôle stratigraphique du Miocène moyen et d'une partie du Miocène supérieur. Ces organismes étant rares de l'Éocène au Miocène inférieur, ce sont alors les microfossiles calcaires (foraminifères et nannofossiles) qui donnent l'âge pour cette tranche d'âge. Au Miocène supérieur, les diatomées sont les microfossiles dominants dans les sédiments.

Les foraminifères benthiques indiquent que la région autour du site 903 se trouvait à des profondeurs d'environnement bathyal moyen (600-1000 m) durant l'Éocène et l'Oligocène et bathyal supérieur (200-600 m) durant la majeure partie du Néogène. Au cours du Pliocène et du Pléistocène, la région était caractérisée par des assemblages faunistiques d'environnement bathyal moyen et supérieur (Mountain *et al.*, 1994).

Avant de présenter les résultats des analyses sur les échantillons du site 903, voyons les unités lithologiques dans l'ordre stratigraphique (Fig.II-4):

#### *L'unité lithologique VII (1150m à 1064,1m):*

Cette unité, relativement homogène, est composée de craie argileuse fortement bioturbée riche en nannofossiles. La craie évolue en porcellanite (présence d'opale C-T) vers le bas du forage (Mountain *et al.*, 1994).

L'homogénéité est rompue dans la partie médiane par la présence d'une zone de 60 cm d'épaisseur caractérisée par des dépôts silicoclastiques, une concentration élevée en glauconie et une cimentation carbonatée précoce, suggérant un intervalle de condensation (Mountain *et al.*, 1994). Dans la partie supérieure de l'unité correspondant aux biozones NP 19-20, les nannofossiles présentent des pourcentages allant de 40 à 80%. Le maximum est atteint vers 1110 m de profondeur. En-dessous de ce niveau, dans les zones NP 16 à NP 18, on passe dans la zone riche en porcellanite et l'abondance en nannofossiles est généralement inférieure à 50% (Mountain *et al.*, 1994).

Vers 1109,4 m, on a un contact lithologique formés par des sédiments silicoclastiques. De part et d'autre de ces sédiments, on trouve des craies. L'intervalle silicoclastique correspond à celui où des microtectites ont été décrites au site 904 (Mountain *et al.*, 1994). Les craies trouvées dans la partie inférieure de l'unité sont identiques à celles que l'on trouve dans la partie supérieure, hormis l'abondance en foraminifères. Tout au long de l'unité, la craie est faiblement à fortement silicifiée. La dissolution des tests d'organismes siliceux (opale A) semble être à l'origine de l'opale C-T. On trouve de la pyrite en petite quantité tout au long de l'unité VII (Mountain *et al.*, 1994).

#### *L'unité lithologique VI (1064,1m à 974,4m):*

L'unité lithologique VI est séparée de la précédente par un réflecteur sismique (O1) correspondant à un contact abrupt entre la craie éocène et les sédiments silicoclastiques

surincombants (Planche 1). Ce changement lithologique majeur est souligné par un lit de sable glauconieux (Mountain *et al.*, 1994).

L'unité lithologique VI comprend des sédiments majoritairement argileux de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur. A la base, les 3 derniers mètres sont constitués de siltites et de grès glauconieux (Mountain *et al.*, 1994). Les sables grossiers glauconieux de la base (1064,1-1061,6 m) contiennent des fragments coquilliers et sont fortement bioturbés et cimentés. Le contenu biologique est représenté par des foraminifères plus abondants vers la base, tandis que la quantité de diatomées augmente de la base vers le sommet. A la base, elles sont dissoutes et ont reprécipité sous forme d'opale C-T. La proportion de nannofossiles est d'environ 20%. La cimentation dans cette unité est de 2 types: dolomite/ankérite et calcite. L'opale C-T agit comme un ciment et remplit les tests de foraminifères (Mountain *et al.*, 1994).

Un réflecteur sismique (m6) proche de la limite Miocène-Oligocène apparaît au sein de l'unité VI, à 1006 m. Il est corrélé avec des argilites silteuses et glauconieuses à ciment dolomitique (Mountain *et al.*, 1994).

#### *L'unité lithologique V (974,4m à 733,1m):*

L'unité lithologique V d'âge Miocène inférieur et moyen est constituée d'argiles silteuses et glauconieuses riches en diatomées (Mountain *et al.*, 1994). Des sables glauconieux apparaissent de manière occasionnelle (Mountain *et al.*, 1994). Vers le sommet de l'unité V, on a de fines couches sans traces fossiles, ni terriers, mais montrant de très fines lamines caractéristiques d'eaux de fond anaérobiques (766,4-766,3 m). Tout au long de l'unité, on trouve des restes de plantes ligneuses en petites quantités. Le quartz et les feldspaths appartiennent en majorité à la fraction silteuse. On trouve également dans cette unité de la pyrite (Mountain *et al.*, 1994). La fraction argileuse diminue régulièrement vers le bas, tandis que les composants biogènes calcaires et siliceux augmentent.

Ce sont les diatomées qui dominent la fraction biogène (0-40%), surtout au milieu de l'unité. Les nannofossiles sont rares au sommet de l'unité, mais atteignent 20% vers la base.

Il existe trois types de cimentation dans l'unité V: sidérite+calcite, dolomite/ankérite et calcite (Mountain *et al.*, 1994). Les nodules et les lamines de sidérite+calcite sont présents du sommet jusqu'à 758 m. La cimentation dolomite/ankérite est principalement observée dans les argilites silteuses riches en diatomées. On observe 2 niveaux à cimentation de dolomite/ankérite, entre 934 et 933,1 m et entre 860,3 et 859,5 m. On retrouve également cette cimentation vers 900 m, à la base d'un niveau de sables glauconieux. Une cimentation carbonatée tardive est présente à la base de l'unité V et à la base de 2 cycles de sables glauconieux granoclassés (Mountain *et al.*, 1994).

Cinq réflecteurs sismiques (m5.4, m5.2, m5, m4 et m3) ont été mis en évidence au sein de l'unité V (Mountain *et al.*, 1994). Le réflecteur sismique m5.4, situé à 960 m, est associé à un lit de sable cimenté. Le réflecteur sismique m5.2, situé à 940 m, est corrélé avec un hiatus entre les zones NN2 et NN4 et correspond à la disparition des nannofossiles calcaires. Le réflecteur sismique m5, situé à 900 m et associé à un lit sableux, est proche de la limite Miocène moyen-

Miocène inférieur. Le réflecteur sismique m4, correspondant à un pic de la vitesse de réflexion sismique, est situé à 845 m et le réflecteur sismique m3, correspondant à un pic de densité, se trouve à 796 m (Mountain *et al.*, 1994).

*L'unité lithologique IV (733,1m à 522,9m):*

L'unité lithologique IV très argileuse et riche en diatomées ne contient pas de glauconie (Mountain *et al.*, 1994). Les argiles silteuses faiblement à moyennement bioturbées, datées par les foraminifères planctoniques ainsi que par les diatomées et les dinoflagellés, sont d'âge Miocène moyen. Elle est divisée en 2 sous-unités: IVA (522,9-624,6 m) et IVB (624,6-733,1 m), toutes deux caractérisées à leur base par la présence de slumps et de debris-flow (Mountain *et al.*, 1994).

Trois réflecteurs sismiques (m2, m1.5 et m1) sont identifiés au sein de l'unité IV. Le réflecteur sismique m2, associé à une vitesse de réflexion maximale, est situé à 700. Les réflecteurs sismiques m1.5 et m1, situés respectivement à 624,5 m et à 604,5 m sont associés à la base de slumps (Mountain *et al.*, 1994).

*L'unité lithologique III(522,9m à 358,9m):*

L'unité lithologique III, d'âge Miocène moyen et supérieur, est composée d'argiles silteuses et glauconieuses, dans lesquelles s'intercalent des sables glauconieux (Mountain *et al.*, 1994). Le faciès arénacé est dominé par la glauconie et le quartz, le faciès argileux est principalement constitué d'argiles silteuses moyennement bioturbées contenant de nombreux débris ligneux et en moindre proportions des fragments coquilliers. Les débris ligneux sont particulièrement abondants entre 500 et 495 m de profondeur. Les sables glauconieux fortement bioturbés contiennent de gros grains de quartz, des petits galets, ainsi que des fragments de plantes et de coquilles. La proportion de glauconie diminue de la base vers le sommet de l'unité III et peut atteindre 50 à 60% au milieu de l'unité III. Au sommet de l'unité III, le quartz et les feldspaths sont très abondants (Mountain *et al.*, 1994).

Les composants biogènes, dominés par les diatomées, sont peu abondants au sommet et augmentent vers le bas de l'unité lithologique, vers 500 m où la proportion est maximale (Mountain *et al.*, 1994).

La présence de nodules carbonatés contenant de la sidérite caractérise l'unité III. Des nodules de calcite/dolomite formés dans la zone de réduction des carbonates et des nodules de calcite et pyrite formés dans la zone de réduction des sulfates sont également signalés (Mountain *et al.*, 1994).

A l'intérieur de l'unité lithologique III, on retrouve 2 réflecteurs sismiques (m0.5 et m0.3). Le réflecteur sismique m0.5 associé à une couche sableuse est situé à 500. Le réflecteur sismique m0.3 se trouve à 405 m (Mountain *et al.*, 1994).

*L'unité lithologique II (358,9m à 273,9m):*

La partie inférieure de l'unité lithologique II est d'âge Pléistocène inférieur (Mountain *et al.*, 1994). Elle appartient à la sous-unité IIB qui s'étend de 358,9 à 307,5 m de profondeur. La

base de l'unité IIB est caractérisée par un intervalle grossier composé de sables entre 358,9 et 338,2 m et dont le contact basal est très bioturbé (Mountain *et al.*, 1994). Le contenu en sable est maximum à la base de l'unité (80%) et diminue vers le sommet, tandis que le silt montre une évolution inverse (seulement 10% à la base). La glauconie est très abondante à la base de l'unité, ainsi que le quartz et les feldspaths. Les composants biogènes sont principalement représentés par des nanofossiles. Entre 358 et 352 m, on note la présence d'un ciment calcitique dans les sables glauconieux (Mountain *et al.*, 1994).

Vers 357-353 m de profondeur, on trouve le réflecteur sismique p6 qui semble correspondre au passage entre les unités lithologiques III et II, c'est-à-dire au passage Miocène-Plio/Pléistocène (Mountain *et al.*, 1994).

La sous-unité IIA (307,5-273,9 m) et l'unité lithologique I (273,9-0 m) n'ont pas été échantillonnées. La sous-unité IIA est d'âge Pléistocène inférieur. Elle est principalement constituée d'argiles silteuses avec à sa base un intervalle de sables grossiers, tout comme pour la sous-unité IIB (Mountain *et al.*, 1994). L'unité lithologique I est d'âge Pléistocène moyen à Holocène. Elle est constituée d'argiles silteuses dans lesquelles sont intercalés de fins lits de sables fins, des debris-flow et des slumps, particulièrement à la base (Mountain *et al.*, 1994).

## 2. Minéralogie de la fraction argileuse

295 échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$ . La moyenne d'échantillonnage est d'environ un échantillon par section d'1,5 mètres. Le cortège argileux est composé des minéraux argileux suivants: chlorite (0 à 37%), illite (3 à 55%), kaolinite (0 à 61%) et des interstratifiés irréguliers illite/smectite (I/S, 8% à 96%) et illite/vermiculite (I/V, 0 à 15%) (Fig.II-4 et II-5; Tableau II-1).

Les pourcentages "absolus" d'argiles sont obtenus en multipliant les pourcentages relatifs des différents minéraux argileux déterminés par diffraction des rayons X et la proportion de fraction granulométrique inférieure à 2  $\mu\text{m}$  fournie par l'étude microgranulométrique. On fait alors l'hypothèse qu'il n'y a que des minéraux argileux dans la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  et que ceux-ci sont absents des fractions plus grossières.

Quatre zones minéralogiques argileuses (ZM) sont distinguées en fonction de l'apparition ou de la disparition des espèces argileuses et de leurs pourcentages relatifs. Ces quatre zones sont décrites dans l'ordre stratigraphique (Fig.II-4).

### ZM 4: Éocène supérieur:

La ZM 4 s'étend de la base du forage à 1074,3 m et correspond à l'unité lithologique VII (1150,0-1064,1 m) qui est d'âge Éocène. La fraction argileuse est composée principalement d'I/S, jusqu'à 96%. On trouve également des traces d'illite (3 à 10%) et de kaolinite (0 à 5%) (Fig.II-4 et II-5A; Tableau II-1). Les variations des pourcentages des différentes argiles sont très faibles. En calculant le "saddle index", on s'aperçoit que les pourcentages de feuillet smectitiques dans les I/S sont compris entre 70 et 90%. On pourrait donc considérer ces I/S comme étant très proches des

smectites. La réflexion (060) à 1,498 Å nous indique qu'il s'agit de minéraux dioctaédriques (Fig.II-6). Les observations par microscopie électronique à transmission nous montrent des smectites floconneuses sans croissance cristalline périphérique pouvant suggérer une origine diagénétique (Planche 2).

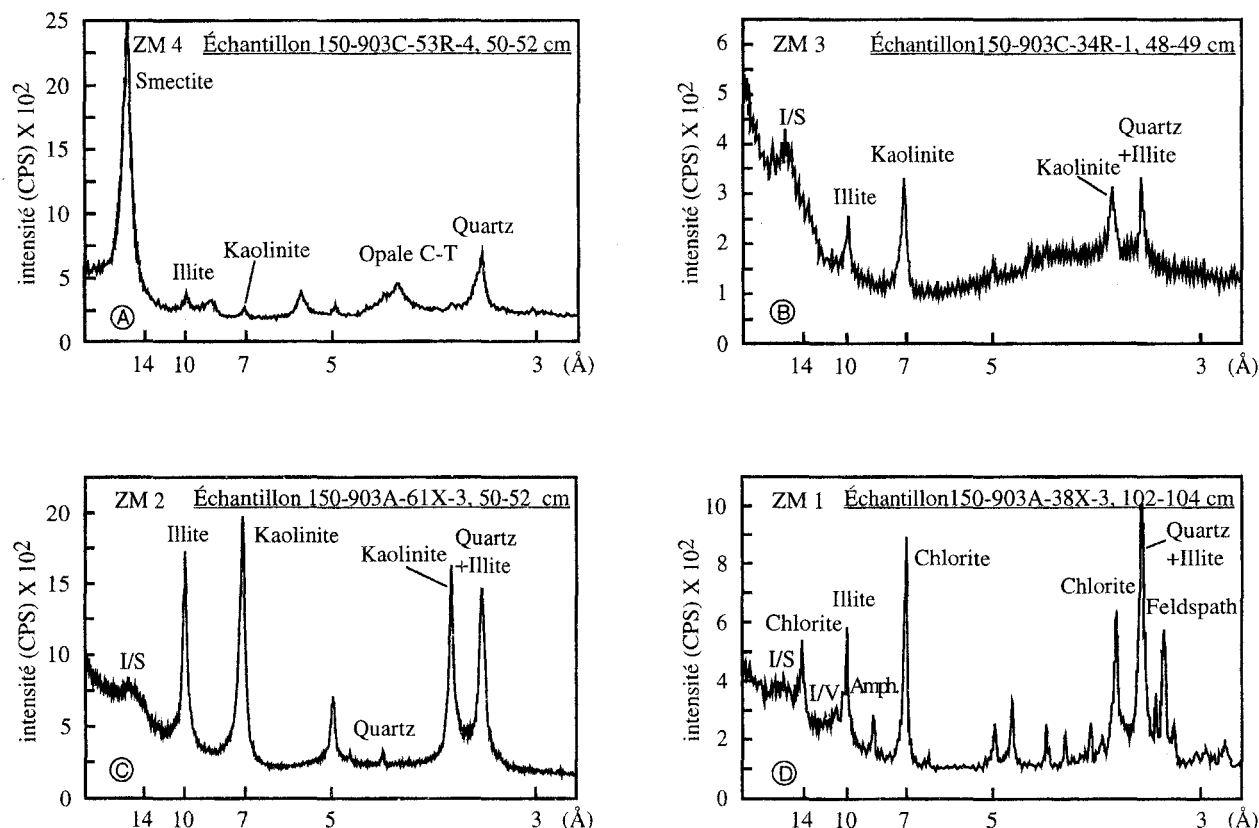


Fig.II-5: Diffractogrammes caractéristiques (saturés à l'éthylène glycol) de chaque zone minéralogique identifiée au site 903 (I/S: interstratifiés illite/smectite, I/V: interstratifiés illite/vermiculite, Amph.: amphibole)

Fig.II-5: Typical X-ray diffractograms (glycolated) from each clay mineral zone identified at ODP site 903

Comme au site 904, il existe une couche de microtectites (Mountain *et al.*, 1994; Planche 1). Au site 904, 14 échantillons provenant de la couche à microtectites ont été analysés par diffraction des rayons X. Ces microtectites sont concentrés dans la carotte 150-904-45X-2. La fraction argileuse de ces sédiments contenant des microtectites est composée essentiellement de smectite associée à de faibles quantités d'illite et de kaolinite (McHugh *et al.*, 1996). La proportion de smectite est également plus importante au-dessus de la couche à microtectites qu'en-dessous (McHugh *et al.*, 1996). Au site 903, dans les carottes 903C-56R, il existe un dépôt corrélable avec les sédiments contenant les microtectites au site 904. Tout comme au site 904, on note également un enrichissement en smectites au-dessus de la couche à microtectites dans les carottes 903C-56R.

Le pourcentage de smectite y atteint 96% (Tableau 1). Associés aux minéraux argileux, on trouve de l'opale C-T en plus ou moins grande quantité et du quartz (Fig.II-5A).

Les pourcentages "absolus" des minéraux argileux renforcent la nette dominance des smectites par rapport à l'illite et la kaolinite (Fig.II-7; Tableau II-2).

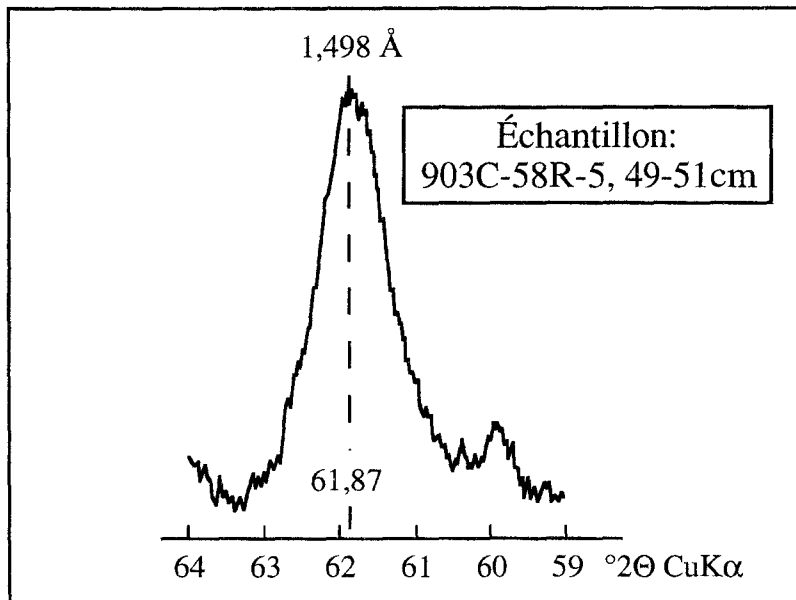


Fig.II-6: Raie 060 des smectites de la craie éocène au site 903

*Fig.II-6: 060 diffraction band of smectites sampled in the Eocene chalk at ODP site 903*

### ZM 3: Oligocène supérieur-Miocène moyen:

La ZM 3 s'étend de 1062,6 à 737,29 m de profondeur. Elle comprend les unités lithologiques VI (1064,1-974,4 m) et V (974,4-733,1 m) (Fig.II-4).

La fraction argileuse est composée principalement de kaolinite, d'I/S et d'illite bien cristallisée. L'illite et la kaolinite augmentent fortement en passant de la ZM 4 à la ZM 3 (Fig.II-4 et II-5B). De la base au sommet de la ZM 3, les minéraux smectitiques diminuent. On passe de 72% d'I/S à la base de la ZM à 10% au sommet (Tableau II-1). L'illite et la kaolinite montrent une évolution inverse à celle des I/S. En effet, vers le sommet de la ZM 3, l'illite atteint 43% et la kaolinite 50%. Les deux minéraux présentent une très bonne corrélation ( $r=0,844$ ) (Fig.II-8). Cette corrélation ne peut être due uniquement à l'effet de bouclage, mais traduit certainement une origine commune de ces deux minéraux. La mesure du "saddle index" des minéraux smectitiques montre que dans l'unité lithologique VI, la proportion de feuillets smectitiques varie entre 60 et 90%, tandis qu'elle n'atteint que 60% dans l'unité lithologique V (Tableau II-1). Le pourcentage des feuillets smectitiques au sein des I/S diminue donc en montant dans la colonne stratigraphique, en même temps que le pourcentage de ces I/S. Les pourcentages de chlorite restent très faibles. De la base de la ZM jusqu'à 1026 m, on note la présence d'opale C-T, ainsi qu'un peu de quartz (Fig.II-5B; Tableau II-1). Au-dessus, le quartz augmente et l'opale C-T disparaît.



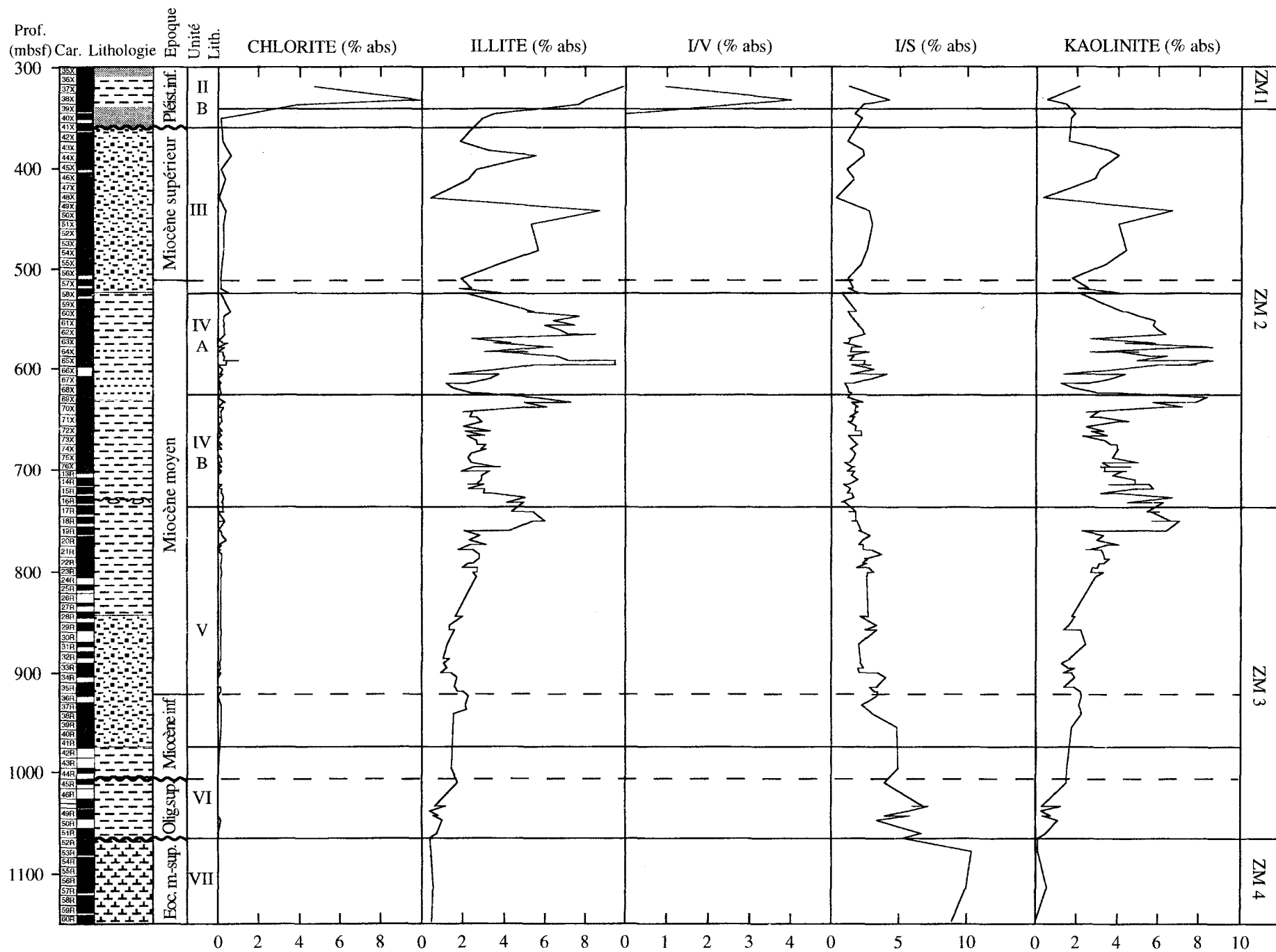


Fig.II-7: Proportions "absolues" des minéraux argileux dans les sédiments forés au site 903  
 Fig.II-7: Proportions of each clay mineral species in sediments drilled at ODP site 903

La microscopie électronique à transmission révèle la présence de quelques courtes fibres de palygorskite, cassées et en trop faible quantité pour être détectée par diffraction des rayons X (Planche 2).

*ZM 2: Miocène moyen-Pléistocène inférieur:*

La ZM 2 s'étend de 732,0 à 340,22 m de profondeur. Elle est constituée des unités lithologiques IV (733,1-522,9 m), III (522,9-358,9 m) et de la base de l'unité II (358,9-273,9) (Fig.II-4).

La fraction argileuse est composée principalement de kaolinite et d'illite bien cristallisée (Fig.II-4 et II-5C). L'illite continue à augmenter dans cette ZM, mais de façon beaucoup moins marquée que dans la ZM 3 sous-jacente. Elle atteint des pourcentages de 47 à 50% vers le haut de la ZM 2 (Tableau II-1). En revanche, la kaolinite, présente une évolution inverse. Les pourcentages de kaolinite diminuent du bas vers le haut; d'un maximum de 61% à 715,29 m de profondeur, elle n'atteint plus que 18% à 346,53 m (Tableau II-1). Contrairement à la ZM 3, ces deux minéraux argileux montrent une médiocre corrélation inverse ( $r=-0,44$ ) (Fig.II-9). Les minéraux smectitiques montrent peu de variations dans cette ZM. Ils ont un pourcentage moyen d'environ 20%. Le pourcentage de feuillets smectitiques de ces I/S est inférieur à 55%. La chlorite varie entre 0 et 5% sauf dans les trois derniers échantillons où elle atteint 17% (Tableau II-1). Les observations en microscopie électronique à transmission révèlent un mélange de grandes particules irrégulières à bords nets d'illite et de petits cristaux subhexagonaux de kaolinite, ainsi que la présence éventuelle de particules de palygorskite (Planche 2).

L'évolution des pourcentages "absolus" des différents minéraux argileux fait ressortir l'homogénéité des proportions d'I/S. Les pourcentages d'illite et de kaolinite diminuent du bas vers le haut (Fig.II-7; Tableau II-2).

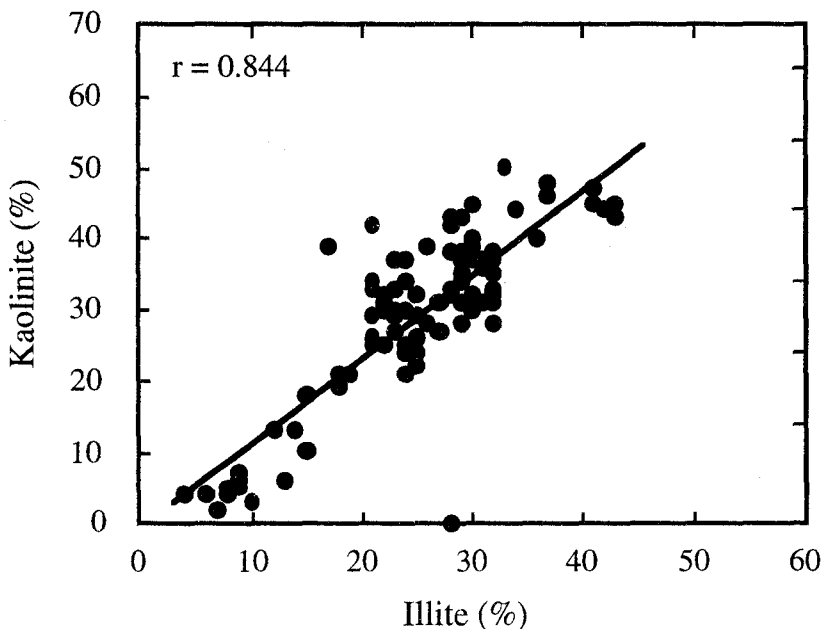


Fig.II-8: Corrélation positive entre les pourcentages relatifs d'illite et de kaolinite dans la zone minéralogique 3 au site 903

*Fig.II-8: Direct correlation between illite and kaolinite in clay mineral zone 3 at ODP site 903*

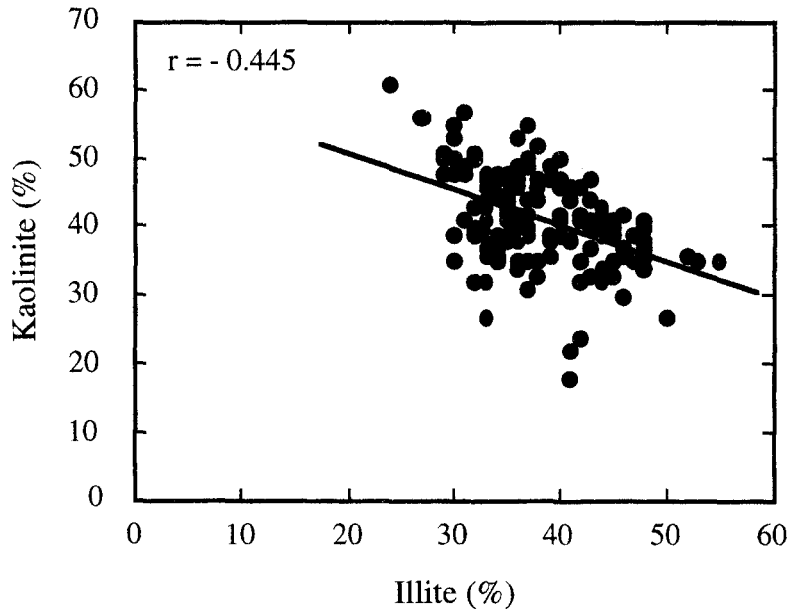


Fig.II-9: Corrélation négative peu nette entre les pourcentages relatifs d'illite et de kaolinite dans la zone minéralogique 2 au site 903

*Fig.II-9: Diagram showing the absence of correlation between illite and kaolinite in clay mineral zone 2 at ODP site 903*

*ZM 1: Pléistocène inférieur:*

La ZM 1 s'étend de 340,22 à 319,98 m de profondeur. Elle est constituée de la partie supérieure de l'unité lithologique IIB (358,9-307,5 m) (Fig.II-4).

La constitution de la fraction argileuse de la ZM 1 est très différente de celle des précédentes (Fig.II-4 et II-5D). La fraction argileuse est composée principalement d'illite (30 à 52%), de chlorite (22 à 37%) et d'I/V (5 à 15%) (Planche 2). A ces minéraux argileux est associée une faible quantité de kaolinite (2 à 11%) et d'I/S (7 à 16%) (Tableau II-1). Entre le Miocène supérieur et le Pléistocène inférieur, il existe donc un changement minéralogique important, mais le caractère assez brutal du changement est lié au fait qu'il manque la plus grande partie du Pliocène. La ZM 1 est par ailleurs caractérisée par l'apparition des feldspaths et de l'amphibole (Fig.II-5D). Cet assemblage minéralogique correspond à l'assemblage septentrional de la marge Est-américaine décrit par Hathaway (1972).

Les pourcentages absolus des argiles dans la ZM 1 soulignent la dominance des minéraux issus de l'altération mécanique tels que l'illite et la chlorite (Fig.II-7; Tableau II-2).

En ce qui concerne le Pléistocène, davantage de précisions seront présentées lors de l'étude du site 902D.

### 3. *Minéralogie de la roche totale*

Les analyses réalisées par diffraction des rayons X sur la roche totale des 295 échantillons nous révèlent la présence des minéraux suivants: quartz, feldspaths, amphibole, calcite, dolomite, opale C-T, sidérite et des traces de pyrite (Fig.II-10; Tableau II-3).

Le quartz est un constituant majeur du cortège minéralogique de la roche totale. Il est constamment présent tout au long du forage, de l'Éocène au Pléistocène. Peu abondant dans la ZM 4 (craie éocène), il augmente progressivement vers le haut; la tendance est voisine de celle observée pour l'illite dans la fraction argileuse. Au Pléistocène, la proportion de quartz diminue au profit des feldspaths et de l'amphibole (Fig.II-10).

Les feldspaths sont également présents tout au long du forage en proportion peu variable sauf dans la ZM 1, au Pléistocène, où ces minéraux augmentent très fortement (Fig.II-10).

L'amphibole n'est présente qu'au Pléistocène, et semble associée aux feldspaths (Fig.II-10).

La calcite est très abondante dans la ZM 4 (craie éocène). Au-dessus, dans la ZM 3, la proportion de calcite diminue progressivement. Dans la ZM 2, il n'existe plus que quelques traces du minéral. Par contre, dans la ZM 1, au Pléistocène, la calcite réapparaît (Fig.II-10). On peut remarquer le parallélisme très net existant entre l'évolution des pourcentages des I/S et ceux de la calcite (Fig.II-11).

La dolomite est rare sauf à 932,97 m (ZM 3). A ce niveau, l'intensité de son pic est maximale (Fig.II-10). La dolomite est diagénétique et forme le ciment de la roche.

L'opale C-T est abondante dans la ZM 4, notamment dans les porcellanites. Elle est également présente à la base de la ZM 3, mais dans des proportions moindres. Au-dessus de 1006,6 m, il n'y a plus de trace de ce minéral (Fig.II-10).

La sidérite et la pyrite sont peu abondantes. La sidérite est un constituant diagénétique. Associée à la calcite, elle constitue une phase de cimentation. La pyrite est elle aussi d'origine diagénétique.

### 4. *Analyses microgranulométriques*

L'étude microgranulométrique réalisée sur 169 échantillons révèle la dominance de la fraction silteuse (Fig.II-12).

Seuls trois échantillons éocènes ont été étudiés. Ils sont principalement composés de grains de la taille des silts (nanofossiles; 88%) et environ 12% d'argiles (Tableau II-4).

Au passage ZM 4/ZM 3, on note une augmentation de la teneur en sable qui atteint 9% à l'Oligocène supérieur. Plus haut dans la série, jusqu'au passage entre les unités lithologiques IVB et IVA, la quantité de sable reste faible et dépasse rarement les 3%. Les silts dominent largement. Les pourcentages en silts varient peu, avec une moyenne légèrement inférieure à 90%. Les argiles montrent une légère augmentation vers le haut de la ZM 3 (Fig.II-12).

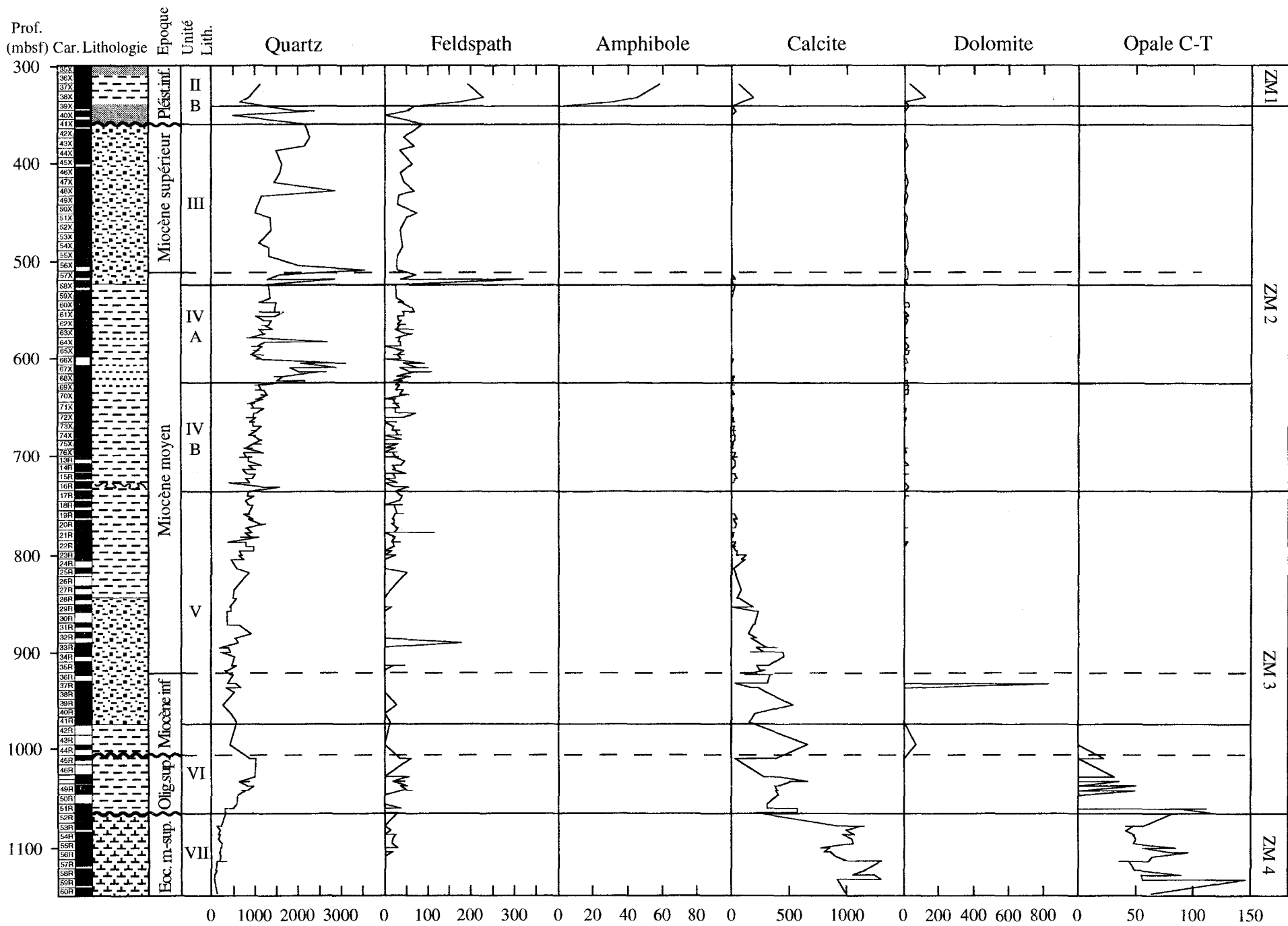


Fig.II-10: Minéralogie de la roche totale des échantillons prélevés au site 903 (intensité en coups)  
 Fig.II-10: Mineralogy of the bulk sediments drilled at ODP site 903

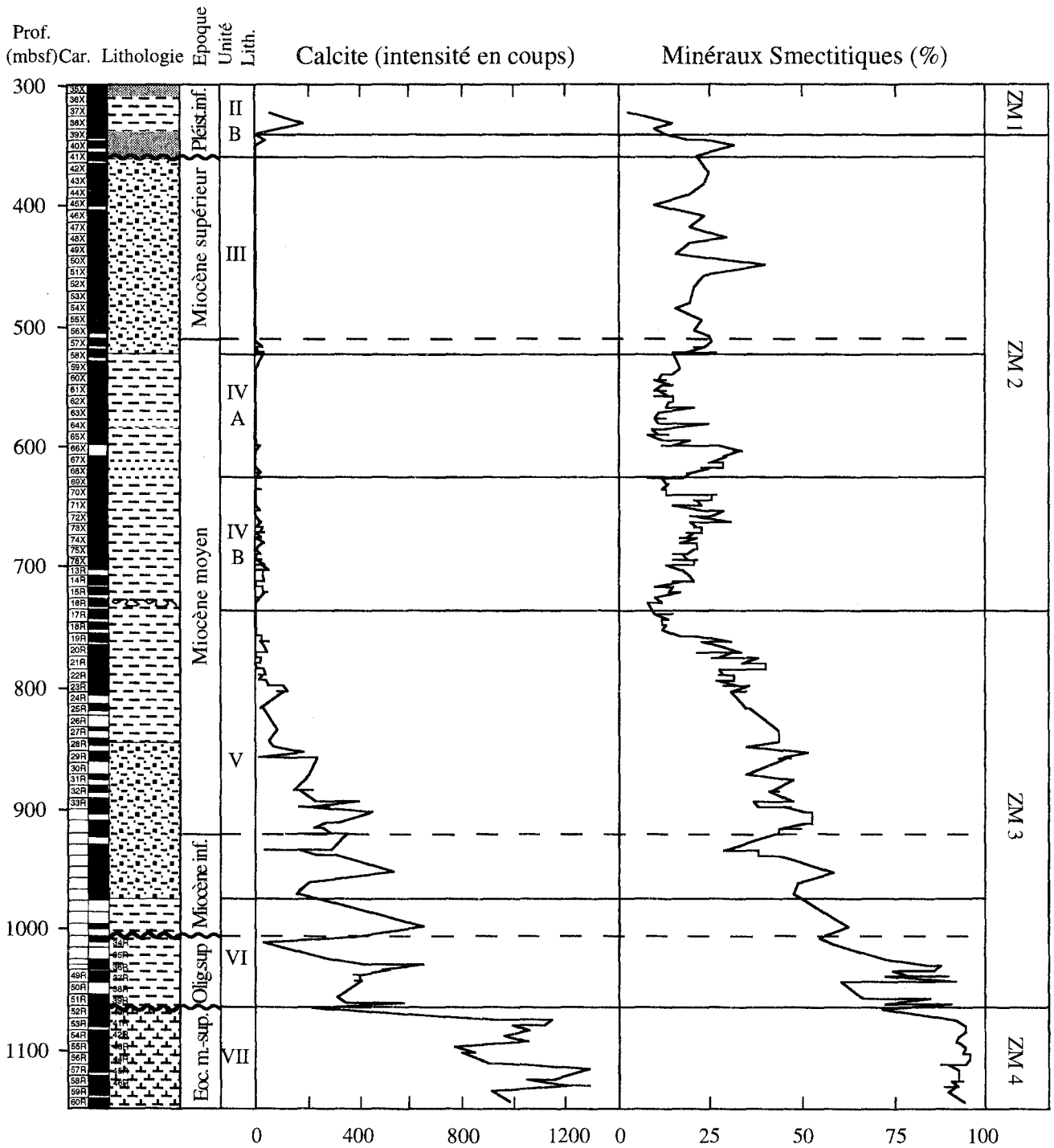


Fig.II-11: Comparaison entre l'évolution des proportions de calcite dans le sédiment total (intensité du pic de diffraction) et les pourcentages de minéraux smectitiques dans la fraction argileuse

*Fig.II-11: Comparison between the evolution of calcite proportions in the bulk rock (intensity of the diffraction peak) and percentages of smectitic minerals in the clay fraction*

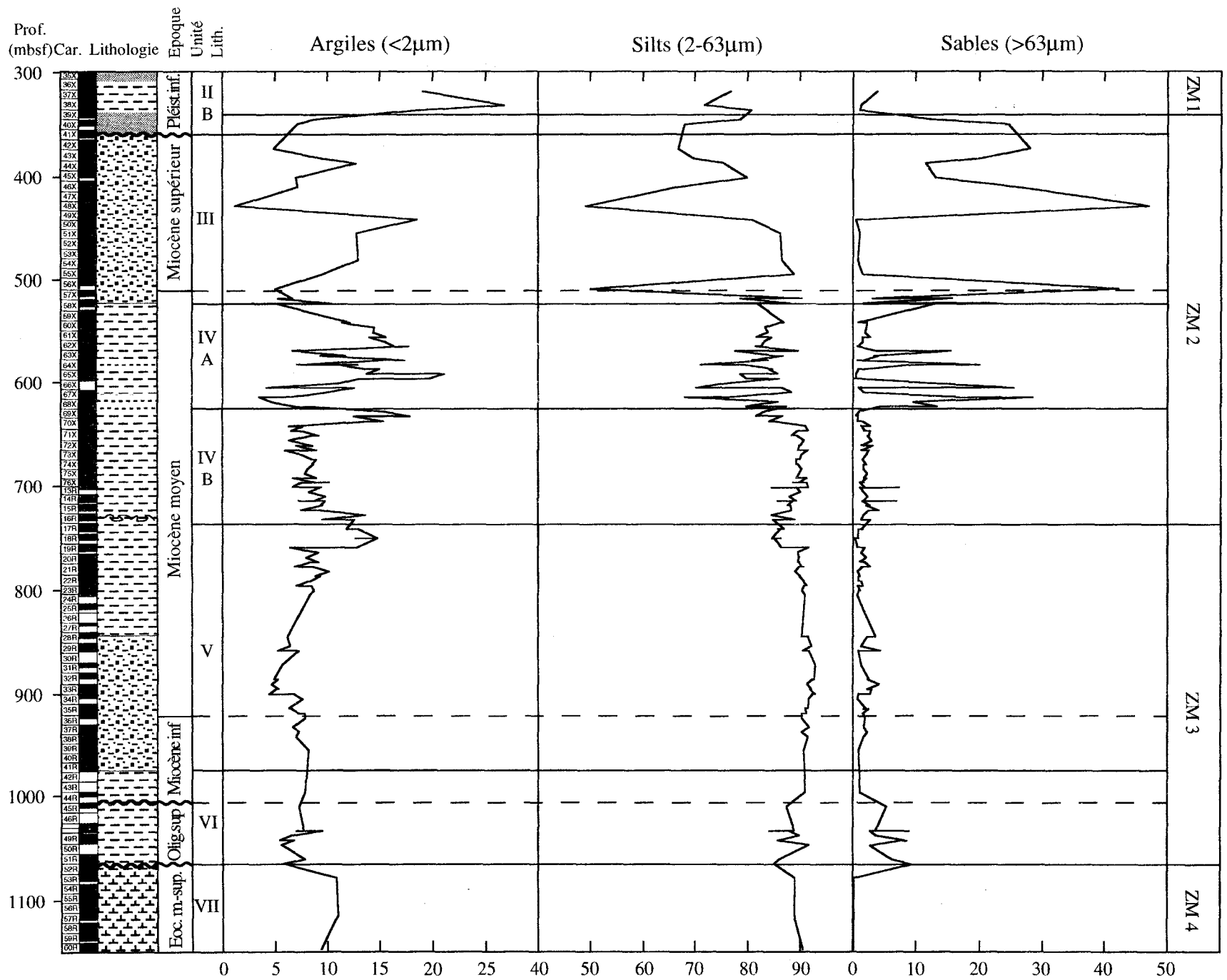


Fig.II-12: Évolution des proportions d'argiles, de silts et de sables dans les sédiments décarbonatés prélevés au site 903 (en %)  
 Fig.II-12: Grain-size analyses of carbonate-free sediments drilled at ODP site 903 (in %)

La sous-unité IVB est très homogène, les variations des pourcentages en silts et en sables sont faibles. La valeur moyenne des silts dans la ZM 2 (84%) est sensiblement plus faible que celle des ZM 3 (90%) et 4 (89%). Quant aux pourcentages des argiles, ils diminuent faiblement de la base de la sous-unité IVB jusqu'à 638,7 m. Ensuite, et jusqu'à la base de la sous-unité IVA, ces pourcentages augmentent à nouveau. Dans la sous-unité IVA, il existe de nombreuses passées sableuses. La valeur moyenne des silts dans la sous-unité IVA (82%) diminue par rapport à celle de la sous-unité IVB (89%). La proportion d'argiles augmente jusqu'à la moitié de la sous-unité IVA et diminue ensuite. Le reste de la ZM 2 est dominé par les silts avec une passée sableuse vers 427,29 m (Fig.II-12).

Dans la ZM 1, les quantités d'argiles sont plus importantes que dans les autres ZM. On atteint 26% de minéraux fins (Fig.II-12).

En résumé, les analyses granulométriques permettent de distinguer deux ensembles: un ensemble inférieur (ZM 4 et 3 et base de la ZM 2; 1150m à 624,6m) relativement homogène et dominé par les silts et un ensemble supérieur (624,6m à 319,98m), également dominé par les silts, mais beaucoup plus hétérogène (Fig.II-12).

### **5. Susceptibilité magnétique**

Des analyses de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur 142 échantillons du site 903 (Fig.II-13; Tableau II-5).

Dans la ZM 4 et à la base de la ZM 3, les variations de la susceptibilité magnétique sont très faibles. Du bas vers le haut de l'unité lithologique V, c'est-à-dire la partie supérieure de la ZM 3, la susceptibilité magnétique augmente légèrement. La valeur maximale est atteinte vers 732 m, à la transition ZM 3/ZM 2. Au-dessus de cette limite, on note une diminution faible et progressive de la susceptibilité magnétique, jusqu'à la base de la sous-unité IVA. Plus haut, dans la sous-unité IVA, les valeurs augmentent à nouveau de manière irrégulière. Au passage des unités lithologiques IV/III, la susceptibilité magnétique diminue rapidement et ensuite reste plus ou moins constante (Fig.II-13).

Si l'on compare la tendance de l'évolution de la susceptibilité magnétique et les pourcentages de la fraction argileuse, on s'aperçoit que les deux courbes montrent une évolution assez semblable surtout pour la ZM 3 et le bas de la ZM 2 qui correspond à l'unité lithologique IV (Fig.II-13).



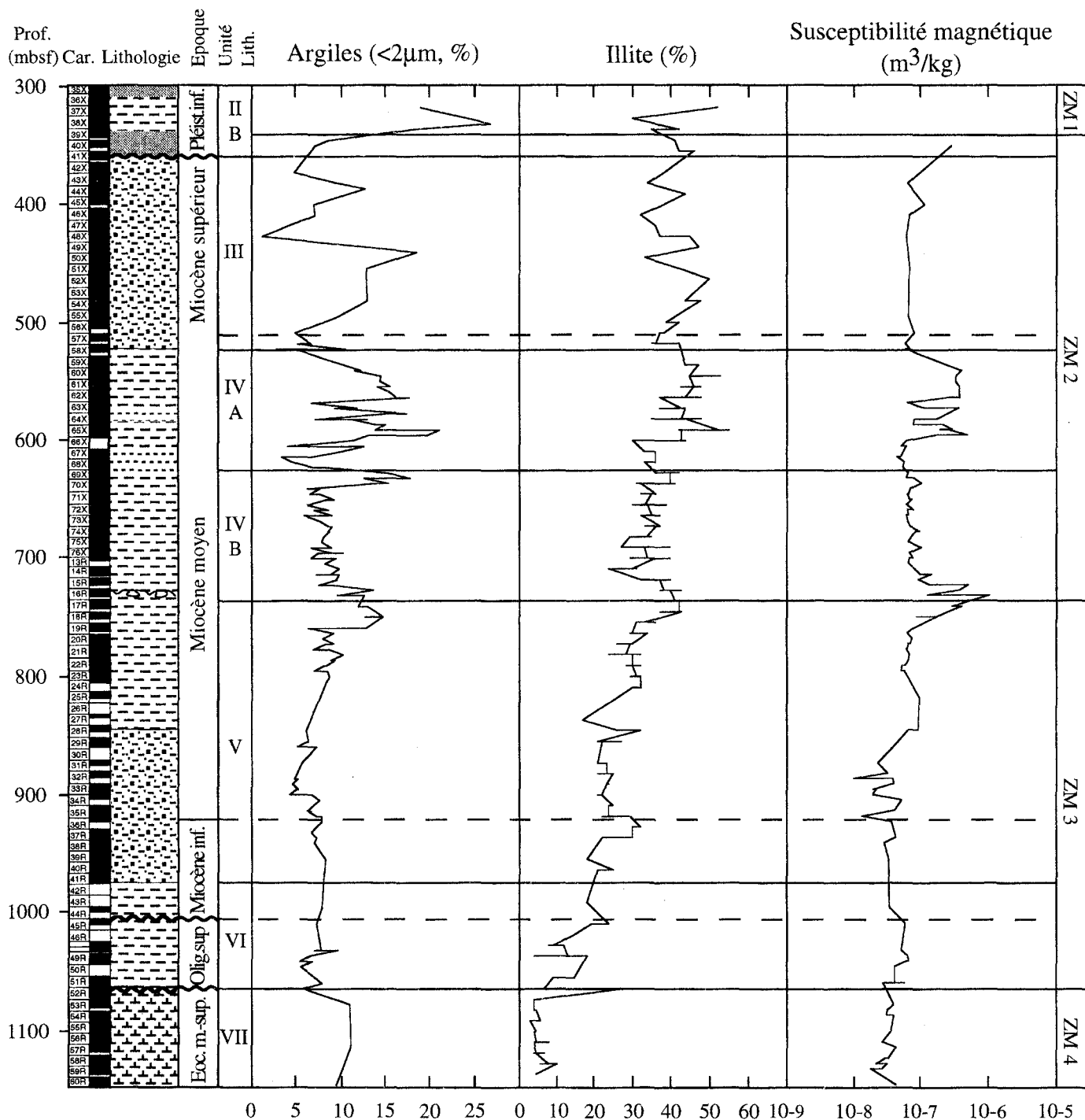


Fig.II-13: Comparaison entre les teneurs en argile, en illite et la susceptibilité magnétique du sédiment total au site 903

*Fig.II-13: Comparison between the amounts of clay, illite, and magnetic susceptibility in sediments drilled at ODP site 903*

## C- Site 902

### 1. Caractéristiques du forage

Le site 902 est situé entre 808 et 815 m de profondeur, sur la pente continentale supérieure. Il est localisé à 2 km au Nord du puits COST B-3 (Mountain *et al.*, 1994) (Fig.II-2 et II-3). Quatre forages ont été réalisés au site 902 (902A, 902B, 902C et 902D). La colonne de sédiments est divisée en 6 unités lithostratigraphiques (I, III, IV, V, VI et VII). Il s'agit des mêmes unités qu'au site 903. Les unités I, III, IV, V et VI, d'âge Pléistocène supérieur à Oligocène supérieur, sont constituées principalement d'argiles et de silts, comprenant des niveaux de sable glauconieux (Mountain *et al.*, 1994). L'unité VII est une unité carbonatée d'âge Éocène supérieur. Ces unités sont séparées par des réflecteurs sismiques. D'autres réflecteurs correspondent aux niveaux de sables (Mountain *et al.*, 1994).

Les échantillons étudiés proviennent du site 902D qui a été foré à une profondeur de 808 m. Ce forage a traversé une épaisseur de sédiments de 740,1 m (Mountain *et al.*, 1994).

Je me suis focalisée sur l'intervalle Holocène-Pléistocène moyen qui correspond à l'unité lithologique I; celle-ci est séparée de l'unité lithologique III (Miocène supérieur) par une discordance importante (Mountain *et al.*, 1994). L'unité I est caractérisée par une sédimentation hémipélagique interrompue de manière occasionnelle par des faciès resédimentés tels que des slumps et des debris flows. Les sédiments sont essentiellement constitués d'argiles silteuses, le sable fin ne constitue qu'une proportion mineure des sédiments (Mountain *et al.*, 1994).

A la base du Pléistocène moyen, dans les carottes 13H- et 12H-, de 121 à 113 m, on note la présence de mass flow reconnaissables à leurs bancs fins et plissés et par la présence de clastes argileux déformés, à l'intérieur d'une matrice argileuse. La base de cet ensemble resédimenté souligne la limite entre l'unité I et l'unité III. Ces deux carottes sont aussi caractérisées par l'existence de fortes perturbations liées au forage. On note également la présence de petits slumps et de debris flow au sein d'autres carottes (11H-, 5H-, 2H-) (Mountain *et al.*, 1994).

Les sédiments de l'unité lithologique I contiennent de 10 à 20% de microfossiles calcaires (nanfossiles et foraminifères), avec un pic à 30% vers 40 m de profondeur. Les microfossiles siliceux (diatomées et spicules d'éponge) ne se rencontrent qu'en-dessous de 40 m avec des pourcentages pouvant atteindre 50% (Mountain *et al.*, 1994).

Les nanfossiles (*P. lacunosa* et *E. huxleyi*) nous indiquent que l'unité I est plus récente que 474 ka et plus ancienne que 80 ka (Mountain *et al.*, 1994). Cette unité s'étend donc du stade isotopique 12 au stade isotopique 5.1 (terminologie de Imbrie *et al.*, 1984). Les mesures physiques réalisées à bord du Joïdes Resolution nous indiquent que les stades glaciaires montrent une densité plus élevée que les stades interglaciaires. Les interprétations glaciaire/interglaciaire sont confirmées par les foraminifères et les nanfossiles. Les stades interglaciaires sont caractérisés par un apport biogène calcaire et siliceux plus important que les stades glaciaires, ce qui explique leur plus faible densité (Mountain *et al.*, 1994). La courbe SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984) qui est la courbe synthétique du  $\delta O^{18}$  mesuré sur les foraminifères benthiques, montre une bonne

corrélation avec la courbe de densité, du stade isotopique 1 au stade isotopique 10. Le stade glaciaire 10 n'est caractérisé que par une très faible augmentation de la densité. Il existerait un hiatus au niveau de ce stade glaciaire (Mountain *et al.*, 1994). Le taux de sédimentation moyen entre le stade 5.4 et le stade 12.4 est de 29 cm/ka. (Mountain *et al.*, 1994).

Cinq réflecteurs sismiques ont été identifiés dans le Quaternaire du site 902D, quatre dans le Pléistocène et un dans l'Holocène. Il s'agit des réflecteurs p0, p1, p2, p3 et p4 (Fig.II-3) (Mountain *et al.*, 1994). Le réflecteur p4 est situé à une profondeur comprise entre 125 et 115 m (118 m). Il sépare le Miocène supérieur du Pléistocène moyen (stade isotopique 12.4). Ce réflecteur est donc associé à un hiatus regroupant le Pliocène et le Pléistocène inférieur. Il se trouve à la base d'un intervalle comprenant de nombreux slumps. Le réflecteur p3 est situé à une profondeur de 84 m. Il est associé à un hiatus caractérisé par un faible taux de sédimentation durant le stade isotopique 10. Le réflecteur p2 se situe à une profondeur de 58 m. Il est corrélé à la transition stade isotopique 9/stade isotopique 8. Le réflecteur p1 est situé à une profondeur de 23 m. Il correspond à un contact lithologique, à la base de slumps, au niveau de la section 150-902C-3H-5, 99 cm. Il est corrélé à la transition stade isotopique 7/stade isotopique 6. Enfin, le réflecteur p0 est situé à une profondeur de 1 m. Il représente la discordance séparant le Pléistocène moyen de l'Holocène (Mountain *et al.*, 1994). D'une façon générale, les réflecteurs sismiques correspondent aux dépôts gravitaires associés au début des stades glaciaires, c'est-à-dire aux épisodes de bas niveau marin (Mountain *et al.*, 1994).

## 2. Minéralogie de la fraction argileuse

229 échantillons prélevés dans le Quaternaire du site 902D ont été analysés par diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  et sur la roche totale. Le pas d'échantillonnage est d'environ de un échantillon tous les 50 cm, c'est-à-dire que la durée moyenne entre deux échantillons est comprise entre 1.500 et 2.000 ans. Sur ces mêmes échantillons, des analyses microgranulométriques et des mesures de susceptibilité magnétique ont été effectuées.

Le cortège argileux est composé de chlorite (14 à 43%), d'illite (23 à 57%), d'interstratifiés irréguliers I/S (2 à 26%) et I/V (5 à 30%) et de kaolinite (2 à 24%) (Fig.II-14; Tableau II-6). La chlorite et l'illite, minéraux issus de l'altération purement mécanique, dominent le cortège argileux. Cet assemblage minéralogique correspond à la zone minéralogique ZM 1 définie au site 903. On trouve également de façon commune d'autres minéraux tels que le quartz, les feldspaths et l'amphibole (Fig.II-15).

Il est possible de diviser cet ensemble sédimentaire en intervalles A et B alternant. Les intervalles A sont relativement épais et caractérisés par un assemblage argileux relativement riche en chlorite et pauvre en kaolinite. En revanche, les intervalles B sont plus minces, plus riches en kaolinite et moins riches en chlorite. En général, les intervalles A sont également plus riches en illite, bien que ceci soit moins évident que pour la chlorite. On retrouve 5 alternances A/B (Fig.II-14).

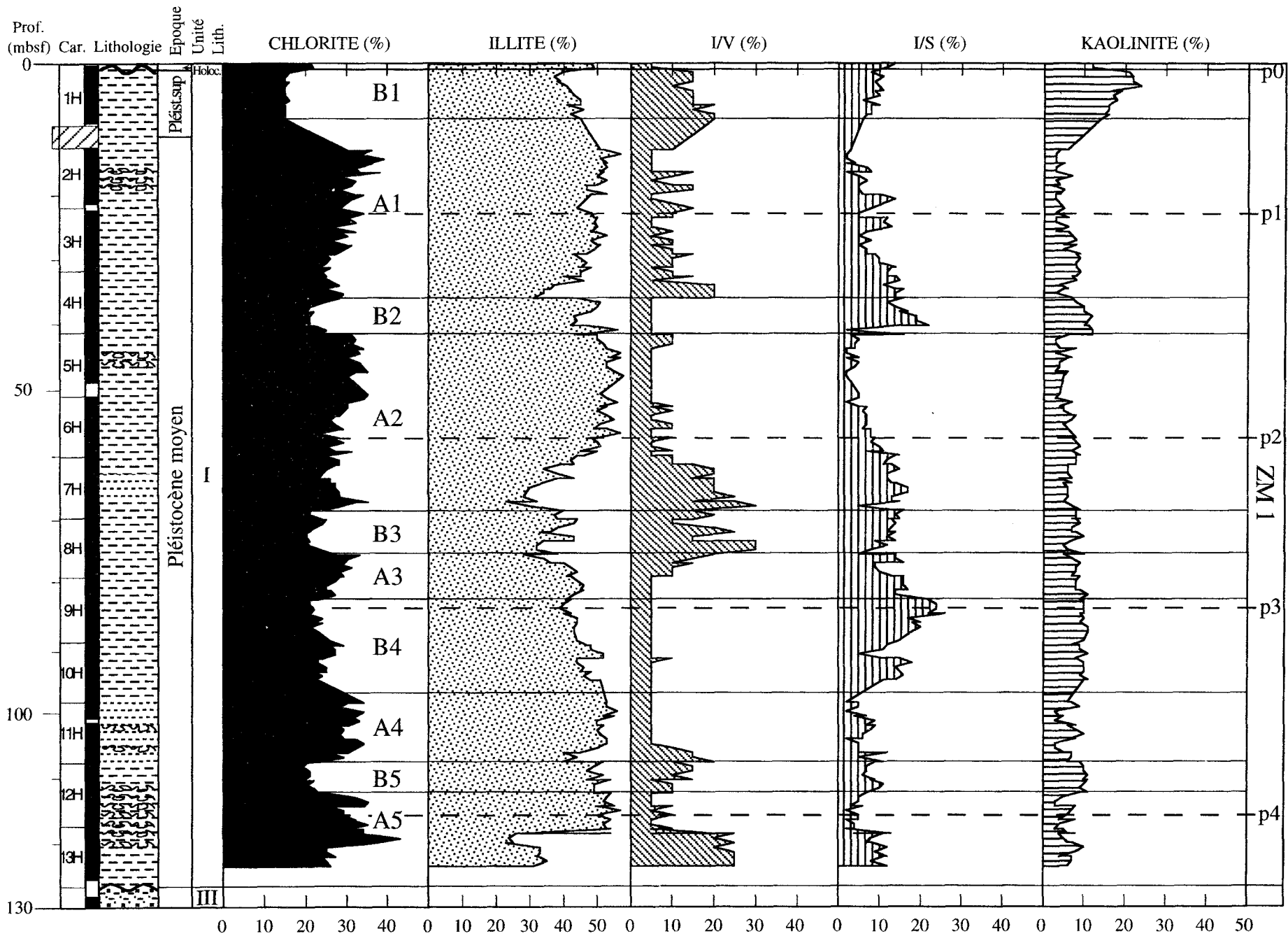


Fig.II-14: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments pléistocènes du forage 902D  
 Fig.II-14: Clay mineralogy of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D

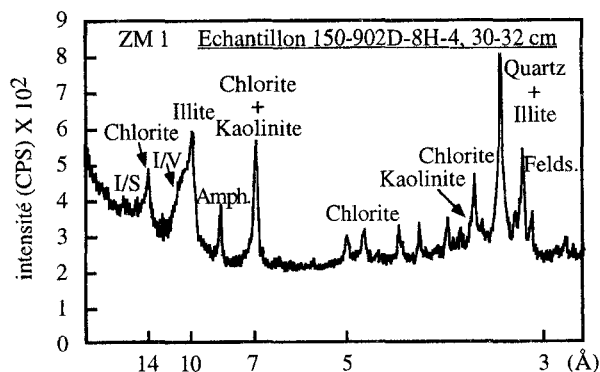


Fig.II-15: Diffractogramme caractéristique (saturé à l'éthylène glycol) de la fraction argileuse des sédiments pléistocènes du forage 902D (I/S: interstratifiés illite/smectite, I/V: interstratifiés illite/vermiculite, Amph.: amphibole, Felds.: feldspath)

*Fig.II-15: Typical X-ray diffractogram (glycolated) of the clay fraction of pleistocene sediments identified at ODP site 902D*

Les interstratifiés illite/vermiculite (I/V) augmentent, en général, au détriment de l'illite. En effet, dans l'intervalle compris entre 78,81 et 60,33 m, on a le taux le plus élevé d'I/V (30%), alors que le taux d'illite a diminué fortement jusqu'à 23%. La kaolinite varie peu par rapport aux autres minéraux argileux. A l'exception de la carotte 1H- où les pourcentages peuvent atteindre 24%, les pourcentages ne dépassent que rarement les 10% (Tableau II-6). Les pourcentages des I/S augmentent durant les intervalles B et diminuent durant les intervalles A. Le pourcentage maximal d'I/S (26%) se situe au niveau du réflecteur sismique p3, à 84,86 m.

Il nous a semblé intéressant d'étudier le rapport kaolinite/chlorite (K/C) obtenu en faisant le rapport des hauteurs de pic de diffraction de la kaolinite à 3,57Å et de la chlorite à 3,54Å, mesurés sur les diffractogrammes des échantillons glycolés. La courbe qui résulte de ce rapport peut être facilement corrélée avec la courbe SPECMAP, notamment au-dessus du réflecteur p3 (Fig.II-16; Tableau II-6). Il est plus difficile de corréliser les 2 courbes sous le réflecteur p3 pour deux raisons principales:

1) Le stade glaciaire 10 n'est pas représenté sur la pente continentale du New Jersey. A cause de la présence d'un hiatus, les stades interglaciaires 9 et 11, caractérisés par un intervalle présentant une proportion faible de chlorite et correspondant aux carottes 9H- et 10H-, sont amalgamés.

2) La base du Pléistocène moyen (carottes 10H-, 11H- et 12H-) présente de nombreux phénomènes de resédimentation perturbant le signal sédimentaire initial. De plus, ces carottes sont également caractérisées par d'importantes perturbations liées au forage lui-même.

Durant les stades interglaciaires, le rapport K/C est plus élevé que durant les stades glaciaires (Fig.II-16). On peut également constater que les stades interglaciaires sont nettement moins épais que les stades glaciaires.

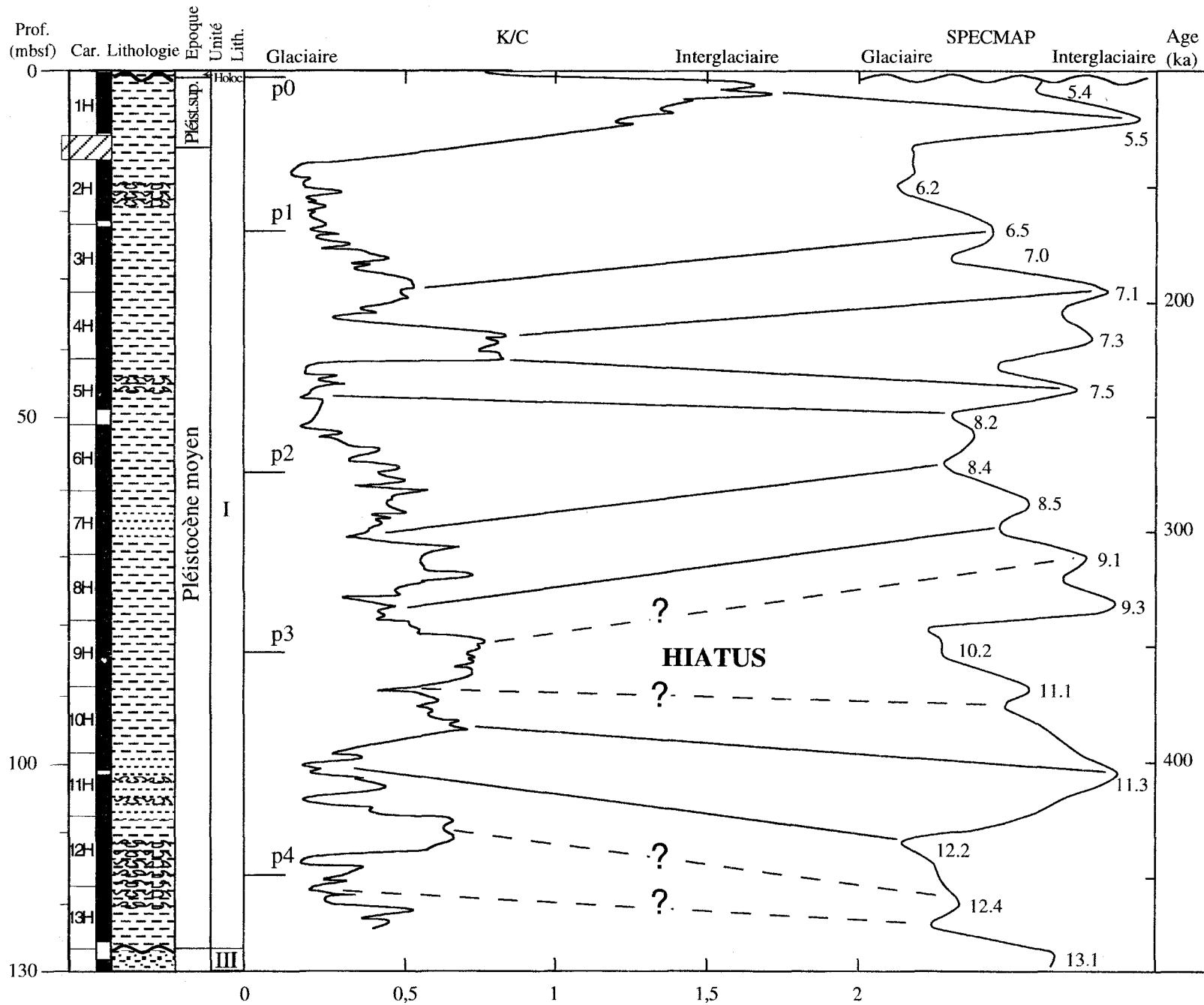


Fig.II-16: Comparaison entre les variations du rapport K/C et la courbe SPECMAP des sédiments pléistocènes du forage 902D  
 Fig.II-16: Comparison between variations of the K/C ratio and the SPECMAP curve of pleistocene sediments at ODP site 902D

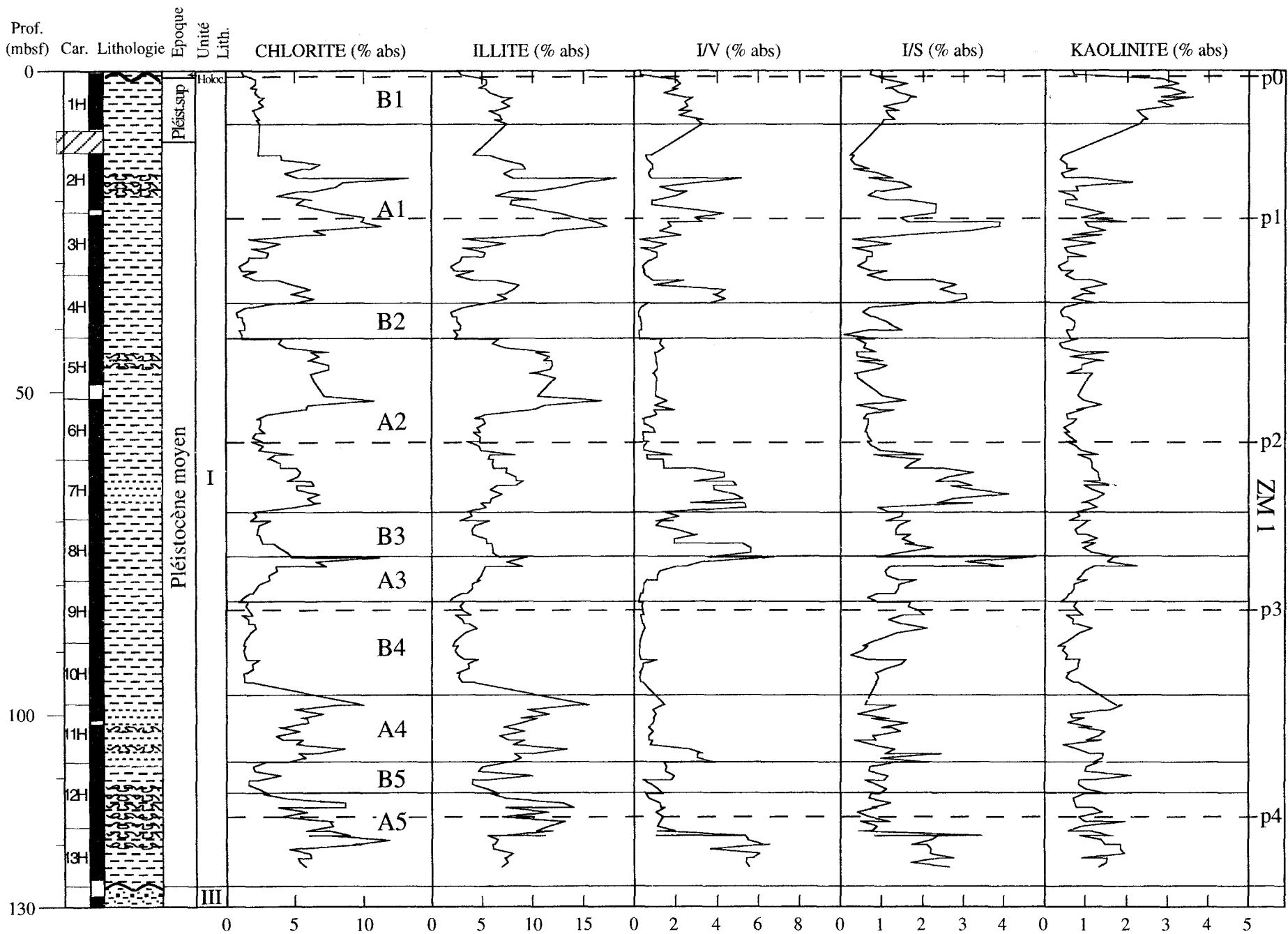


Fig.II-17: Proportions "absolues" des minéraux argileux dans les sédiments pléistocènes du forage 902D  
 Fig.II-17: Proportions of each clay mineral species in pleistocene sediments drilled at ODP site 902D

Le stade interglaciaire 5.5 montre un rapport K/C particulièrement élevé avec un maximum qui atteint 1,792 à 3,37 m de profondeur. Le stade glaciaire 6, quant à lui, est caractérisé par les plus bas rapports K/C voisins de 0,12 à 14,30 m. Le stade interglaciaire 7 est très peu épais et bien marqué par une forte augmentation du rapport K/C entre 37,33 et 41,31 m de profondeur (Fig.II-16).

On peut corrélérer les alternances des intervalles A et B avec les alternances glaciaire/interglaciaire. Les intervalles B correspondraient aux stades interglaciaires et les intervalles A aux stades glaciaires (B1-> stade 5, B2 -> stade 7 et B4 -> stade 9-11; A1-> stade 6, A2-> stade 8, A4 et A5-> stade 12). Les intervalles A3, B3 et B5 correspondraient à des variations climatiques au sein d'un stade (Fig.II-14).

De la même manière qu'au site 903, les pourcentages "absolus" d'argiles ont été calculés. Une évolution comparable à celle déduite de l'étude des pourcentages relatifs est visible sur la figure II-17 (Tableau II-7). L'illite montre les mêmes variations que la chlorite, ce qui n'apparaît pas sur la figure 14 relative aux pourcentages relatifs. Les I/S montrent des pourcentages légèrement plus élevés dans les intervalles B (B1, B2 et B3). La kaolinite varie peu et on s'aperçoit donc que c'est la chlorite qui pilote les variations du rapport K/C, excepté au niveau de l'intervalle B1 dans lequel la kaolinite augmente nettement (Fig.II-18).

En résumé, durant les stades glaciaires, les minéraux primaires, issus de l'altération mécanique, augmentent. Durant les stades interglaciaires, les I/S et la kaolinite augmentent.

### ***3. Minéralogie de la roche totale***

Les principaux minéraux identifiés sont le quartz, les feldspaths, l'amphibole, la calcite et la dolomite (Fig.II-19).

Le quartz, les feldspaths et l'amphibole présentent des fluctuations comparables. Ils sont plus abondants durant les stades glaciaires, en particulier les intervalles A1 et A2 correspondant respectivement aux stades isotopiques 6 et 8 (Fig.II-19; Tableau II-8).

En revanche, la calcite, majoritairement biogène (nanofossiles), est plus abondante durant les stades interglaciaires, ce qui est particulièrement net pour le stade 7, correspondant à l'intervalle B2, et de façon moindre pour l'intervalle B4 correspondant au stade isotopique 9 (Fig.II-19; Tableau II-8).

La dolomite montrent des fluctuations paraissant indépendantes des autres minéraux. Cependant, ce minéral semble plus abondant dans la partie supérieure des intervalles A1 et A2 correspondant respectivement aux stades isotopiques 6 et 8 (Fig.II-19; Tableau II-8).

### ***4. Analyses microgranulométriques***

Les mesures microgranulométriques présentées ici ont été réalisées sur des échantillons décarbonatés (Fig.II-20, II-21 et II-22). La fraction biogène siliceuse ne compose qu'une partie mineure de ces sédiments, estimée entre 0 et 5% à partir de l'étude des frottis.



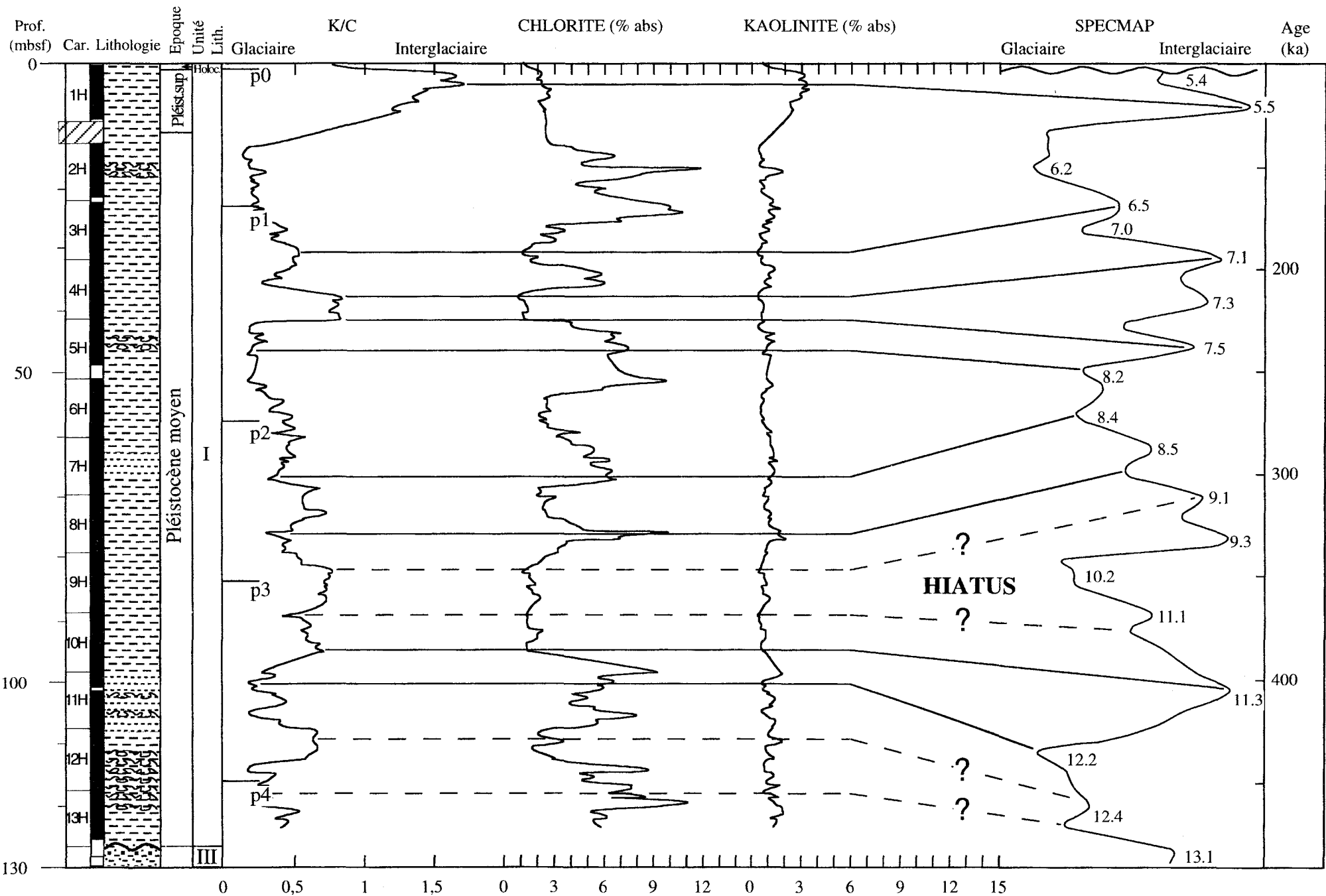


Fig.II-18: Corrélation entre la courbe SPECMAP, le rapport K/C et les teneurs absolues en chlorite et kaolinite au site 902D  
 Fig.II-18: Correlation between the SPECMAP curve, the K/C ratio, and the amounts of chlorite and kaolinite at ODP site 902D

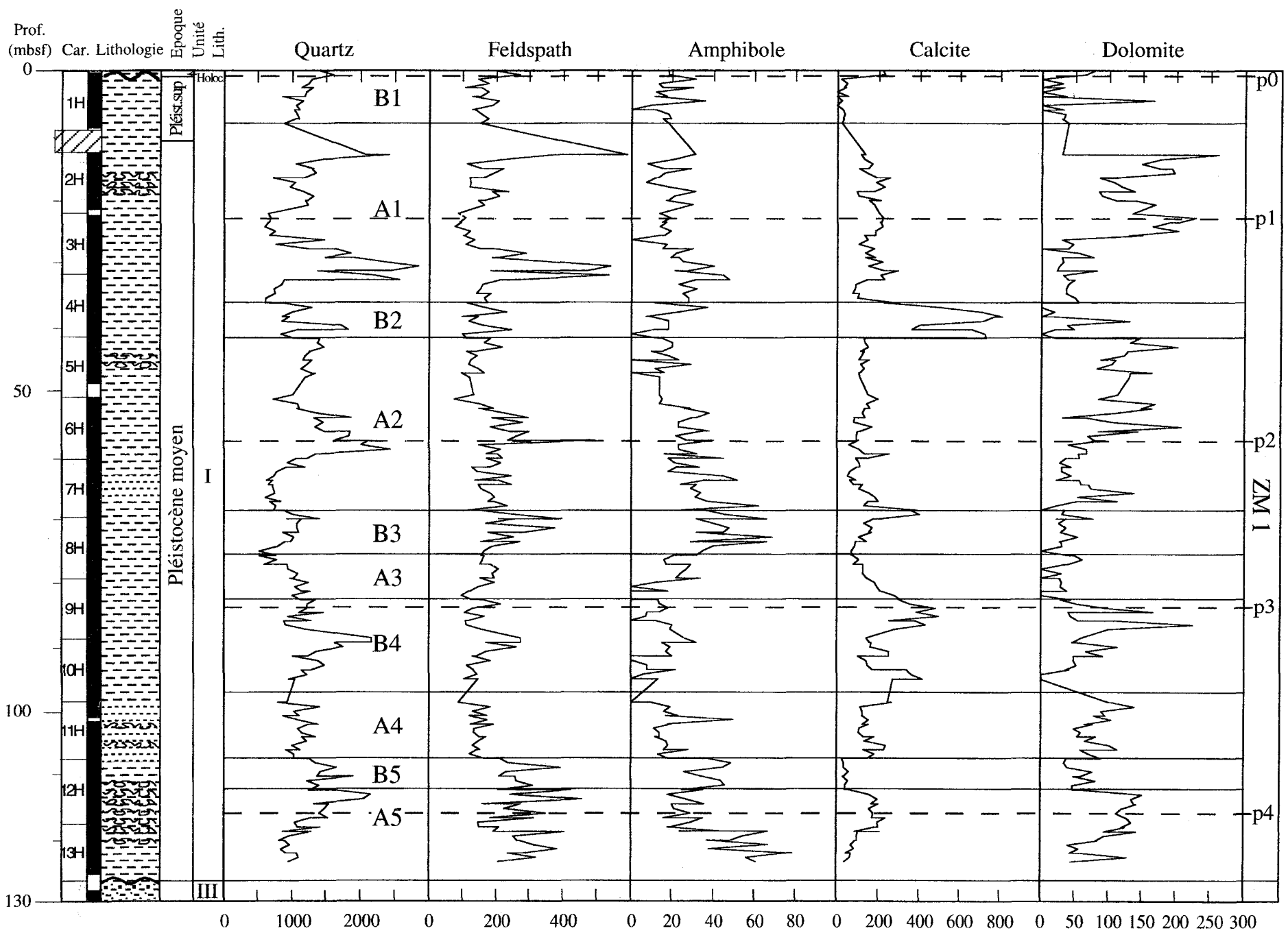


Fig.II-19: Minéralogie de la roche totale des sédiments pléistocènes prélevés au forage 902D (intensité en coups)  
 Fig.II-19: Mineralogy of the bulk rock of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D

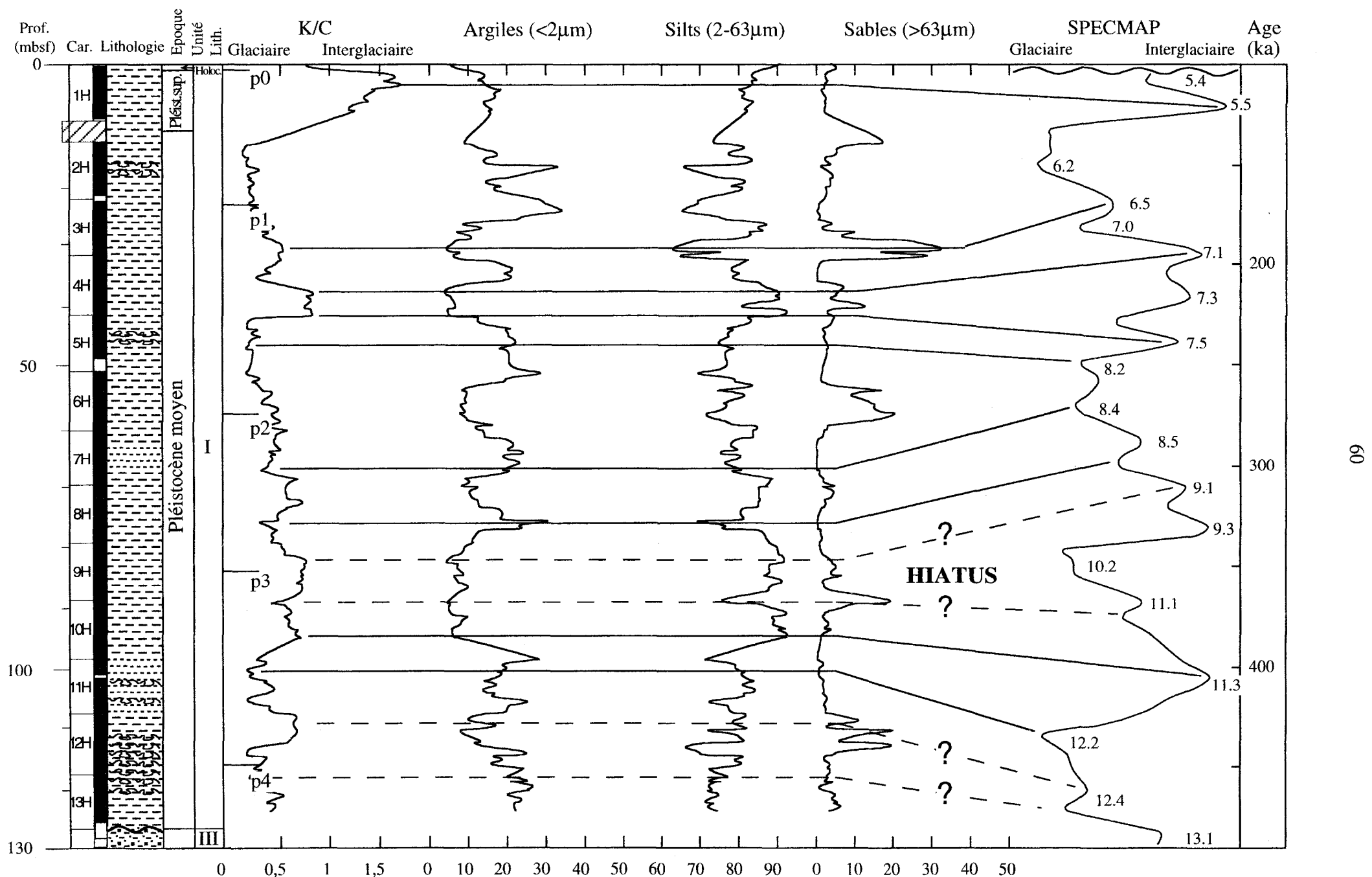


Fig.II-20: Comparaison entre les pourcentages d'argiles, de silts et de sables des sédiments décarbonatés du forage 902D, le rapport K/C et la courbe SPECMAP  
 Fig.II-20: Comparison between the clay, silt and sand sized percentages of carbonate-free pleistocene sediments drilled at ODP site 902D, the K/C ratio, and the SPECMAP curve

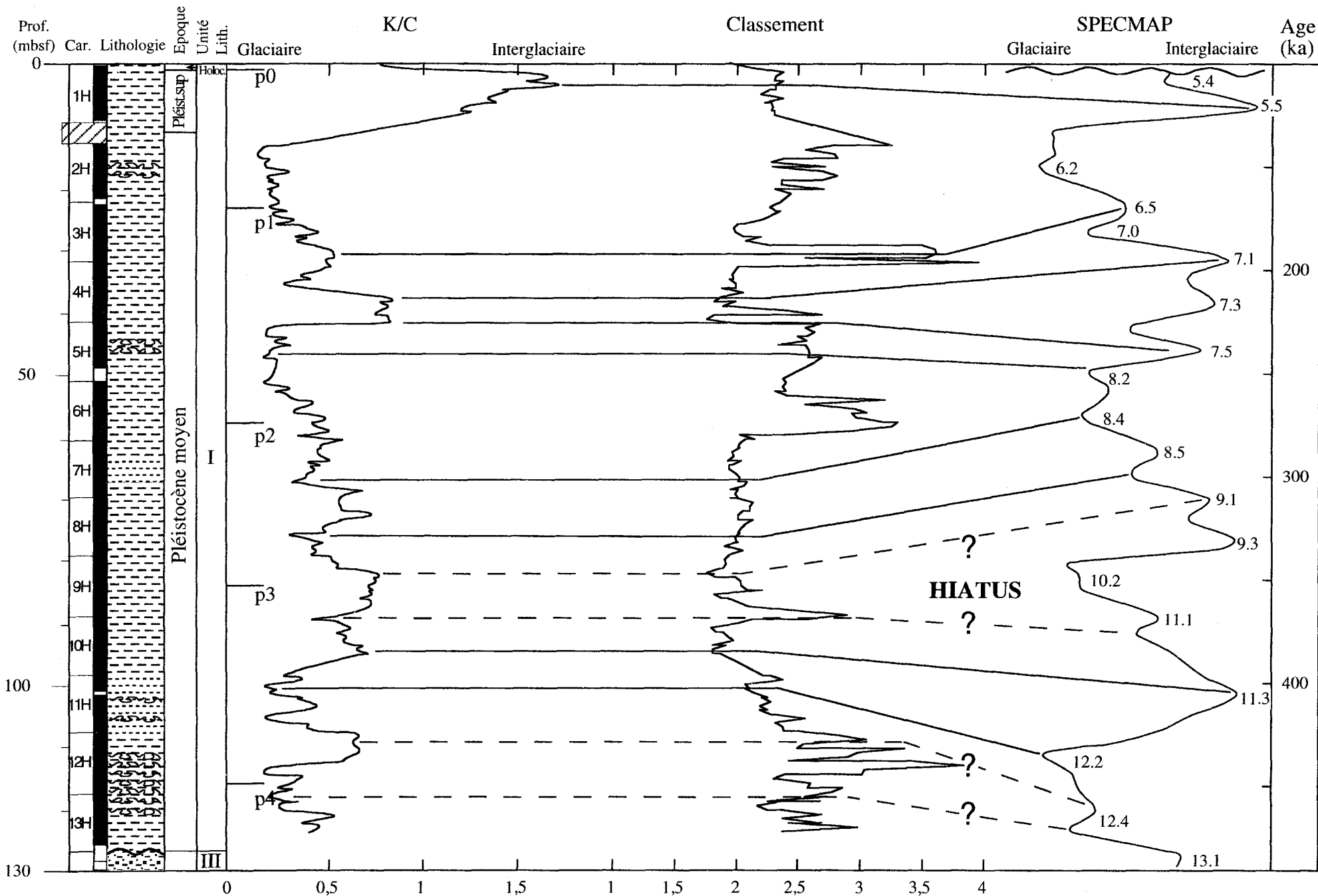
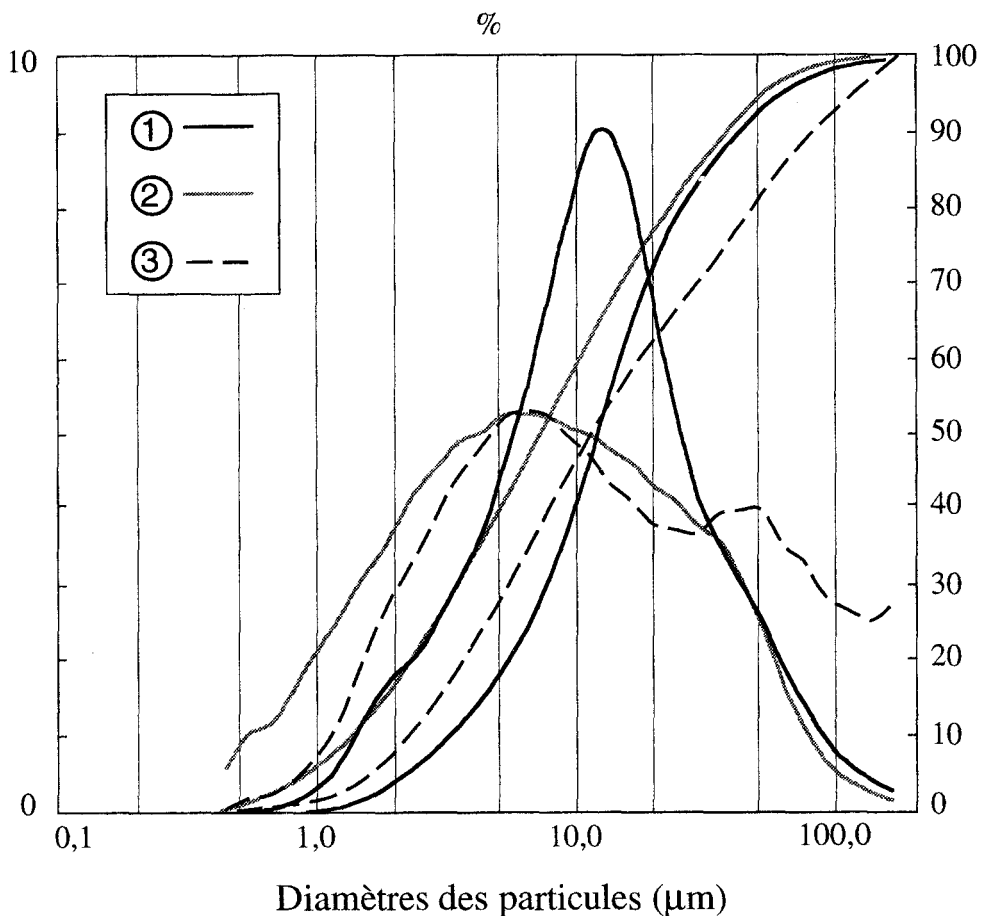


Fig.II-21: Comparaison entre le rapport K/C, la courbe SPECMAP et le classement des sédiments pléistocènes du forage 902D  
 Fig.II-21: Comparison between the K/C ratio, the SPECMAP curve, and the sorting index of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D



- ① Échantillon 150-902D-4H-6, 131-133 cm (stade interglaciaire 7)
- ② Échantillon 150-902D-5H-4, 128-130 cm (stade glaciaire 8)
- ③ Échantillon 150-902D-6H-4, 128-130 cm (stade glaciaire 8)

Fig.II-22: Exemples des différents types de courbes granulométriques caractéristiques des sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-22: Examples of different types of grain-size distribution curves of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

On obtient ainsi les proportions d'argiles, de silts et de sables dans la fraction terrigène. On considère donc que les carbonates détritiques ne représentent qu'une faible proportion du sédiment.

Par ailleurs, la comparaison des proportions des différentes classes granulométriques entre les échantillons décarbonatés et les échantillons non décarbonatés est très faible, en général, moins de 2%.

Les sédiments présentent des particules de la classe granulométrique des argiles (0-0,002 mm), des silts (0,002-0,063 mm) et des sables fins à très fins (0,063-0,250 mm). Il n'existe pas de sédiment dont la taille excède 0,2 mm (Fig.II-20; Tableau II-9).

La comparaison des courbes des classes granulométriques avec les courbes K/C et SPECMAP montre que les sédiments déposés durant les stades interglaciaires appartiennent à la classe des silts, alors que les sédiments de la taille des argiles et des sables dominant durant les stades glaciaires (Fig.II-20). Si on compare la courbe du classement avec les courbes K/C et SPECMAP, on s'aperçoit que le classement est souvent plus mauvais durant les stades glaciaires que durant les stades interglaciaires (Fig.II-21 et II-22; Tableau II-9).

### 5. Analyses de la susceptibilité magnétique

La corrélation des résultats des mesures de susceptibilité magnétique avec les courbes du rapport K/C et SPECMAP montre que les valeurs de la susceptibilité magnétique sont plus faibles durant les stades interglaciaires que durant les stades glaciaires. Cette relation est particulièrement nette à l'interglaciaire 7, entre 37,33 et 41,31 m de profondeur. C'est d'ailleurs durant ce stade interglaciaire que les valeurs de susceptibilité magnétique sont les plus basses. Entre le stade glaciaire 6 et le stade interglaciaire 5, on observe une importante augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique dont le maximum se situe dans la carotte 2H-, à 15,31 m (Fig.II-23; Tableau II-10).

## D- Site 905

### 1. Caractéristiques du forage

Le forage 905A a été foré à une profondeur de 2698 mètres sur le glacis supérieur du New Jersey, à 34,5 km du pied de la pente continentale. C'est le site le plus profond réalisé au cours du Leg 150. Il constitue le point le plus distal du Mid Atlantic Transect (MAT).

Sur une épaisseur de 910,6 m, les sédiments traversés sont d'âge Miocène moyen à Pléistocène inférieur. Quatre unités lithologiques séparées par des discordances sont distinguées (Fig.II-24) (Mountain *et al.*, 1994).

Avant de présenter les résultats des différentes analyses, voyons les principales caractéristiques des 4 unités lithologiques dans l'ordre stratigraphique.

#### *L'unité lithologique IV (910,6m à 679,87m):*

Elle correspond à un épisode de sédimentation hémipélagique s'étendant sur  $\pm 2,5$  Ma (Mountain *et al.*, 1994). Le taux de sédimentation moyen est de 9,2 cm/ka., ce qui est cohérent avec des taux de sédimentation habituels en domaine hémipélagique (Mountain *et al.*, 1994).

L'unité IV, d'âge Miocène moyen, est constituée d'argiles silteuses. Les sédiments situés dans les premiers mètres, à la base de l'unité, sont plus indurés en raison de la présence d'opale C-T. Le tiers inférieur de l'unité est fortement bioturbé et on y trouve quelques fragments de coquilles.

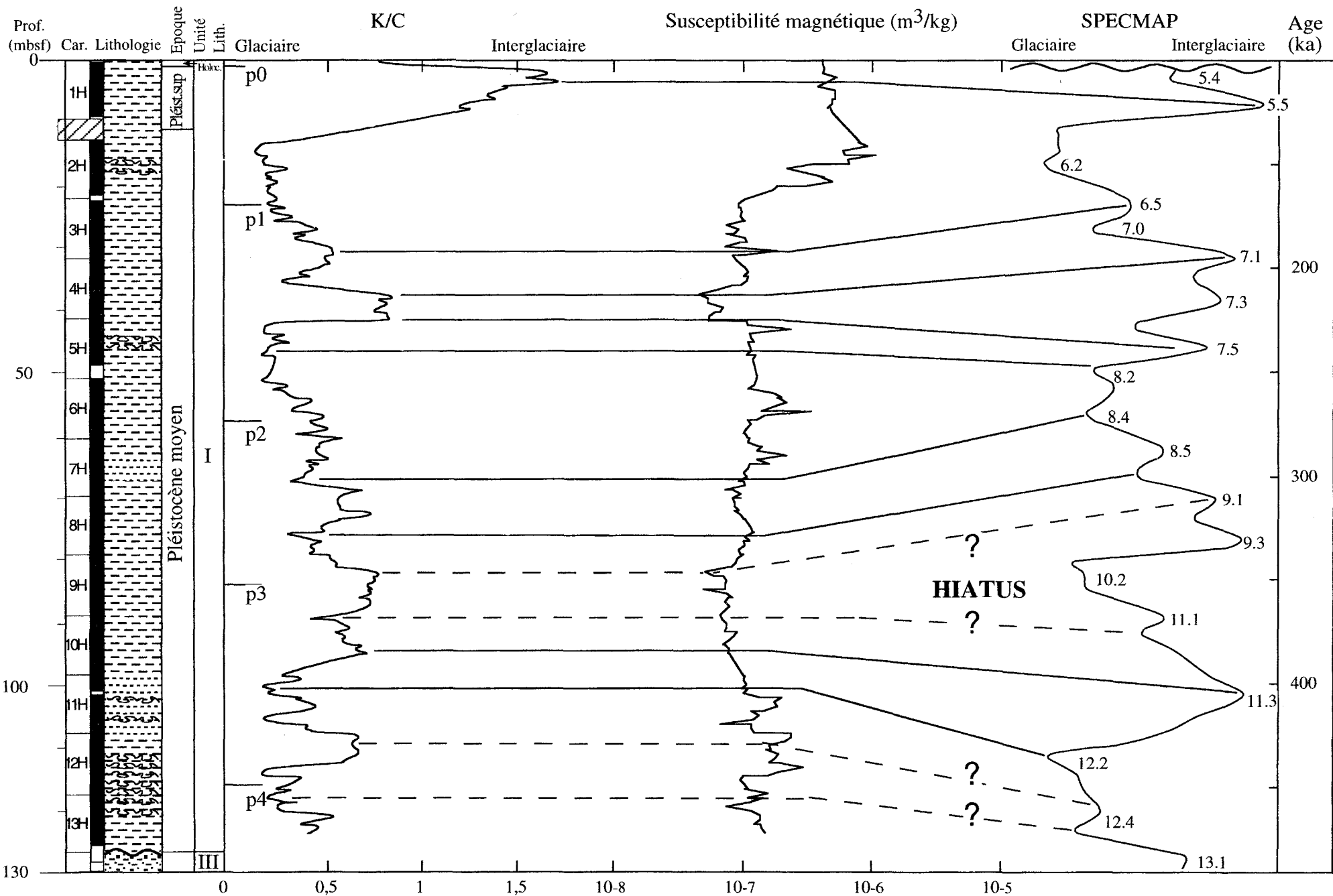


Fig.II-23: Comparaison entre le rapport K/C, la courbe SPECMAP et la susceptibilité magnétique des sédiments pléistocènes du forage 902D  
 Fig.II-23: Comparison between the K/C ratio, the SPECMAP curve, and the magnetic susceptibility of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D

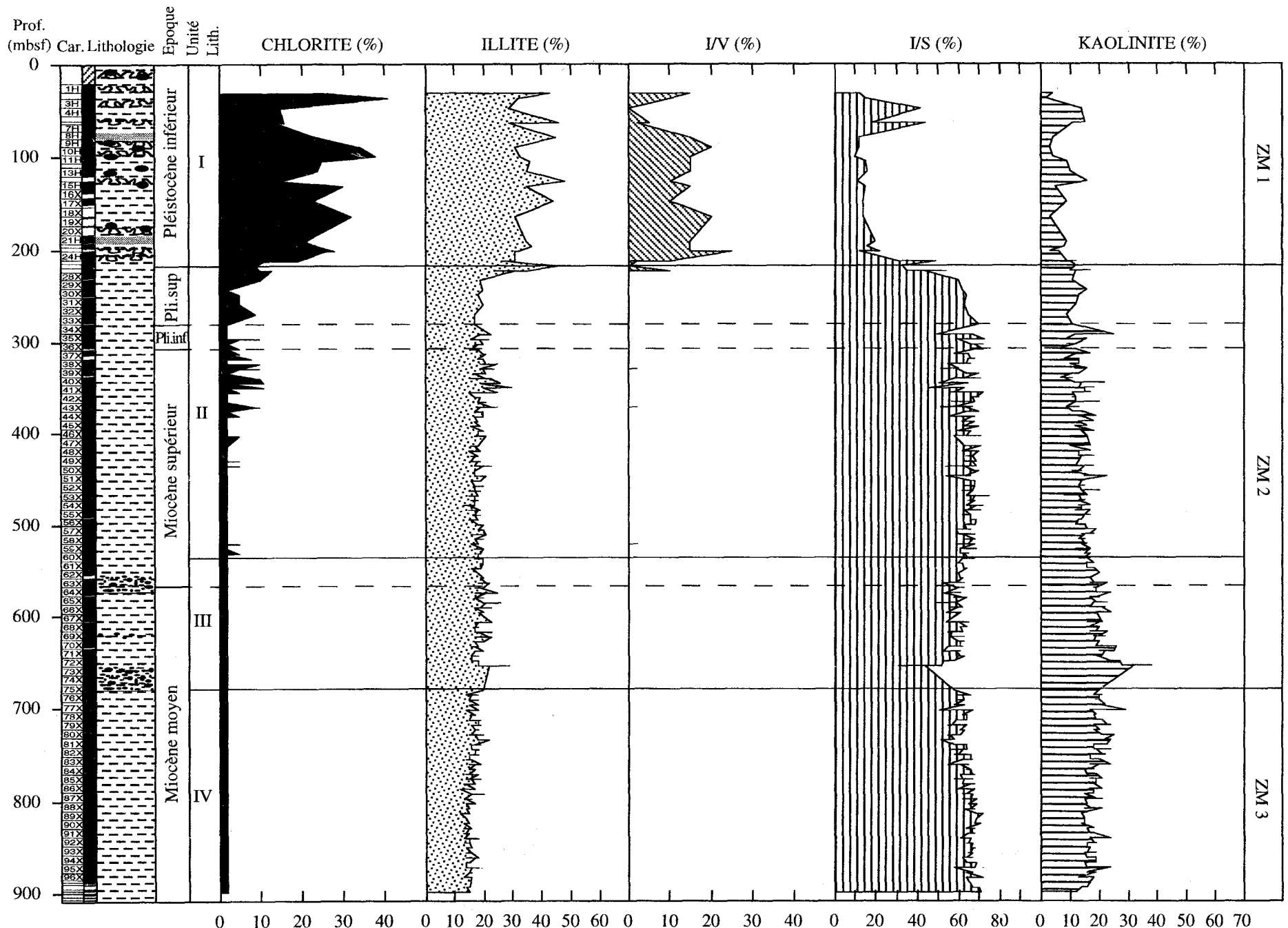


Fig.II-24: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments du forage 905A  
 Fig.II-24: Clay mineralogy of sediments drilled at ODP site 905A



Le contenu en silt et sable de l'unité lithologique IV est le plus faible sur l'ensemble du forage, tout comme les proportions de quartz. La glauconie est rare à absente et ne dépasse jamais plus de 2% sauf au niveau de 2 intervalles, entre 726,58 et 726,30 et entre 701,72 et 701,70 m où elle peut atteindre 10% (Mountain *et al.*, 1994).

Le sommet de cette unité est limité par des conglomérats à clastes argileux correspondant à la base de dépôts resédimentés de l'unité lithologique III (Mountain *et al.*, 1994).

A l'intérieur de cette unité lithologique IV, il existe un réflecteur sismique situé à une profondeur de 740 m, appelé "Yellow". Il serait corrélé à une discordance érosive due à l'intensification des courants de fonds (Mountain *et al.*, 1994).

#### *L'unité lithologique III (679,8m à 536,8m):*

L'unité lithologique III débute au Miocène moyen, à 679,8 m et se termine au Miocène supérieur, à 536,8 m. Elle est caractérisée par la fréquence de dépôts resédimentés (mass flow, debris flow, slump) (Planche 1). Ces dépôts ont des épaisseurs variables. Il en existe au moins 4 ou 5 séparés par des intervalles constitués argiles silteuses hémipélagiques apparemment non déformées et non resédimentées (Mountain *et al.*, 1994). De la base de cette unité jusqu'à 654,95 m se situe le plus épais de dépôts gravitaires (Mountain *et al.*, 1994).

Les dépôts resédimentés sont caractérisés par la présence de clastes de taille (de quelques mm à plus de 40 cm de diamètre), d'âge (de l'Éocène au Néogène) et de lithologie (argile ou craie) très variables, de galets, de lits sableux glauconieux ou non (Mountain *et al.*, 1994).

On note la présence d'un lit induré composé de siltite, à ciment carbonaté d'origine diagénétique, entre 575,2 et 574,55 m. Cette couche de siltite pourrait constituer un dépôt resédimenté caractérisé à sa base par des sédiments discordants (Mountain *et al.*, 1994).

La calcite diminue de la base vers le sommet. Les microfossiles siliceux et calcaires montrent des pourcentages de 0 à 30% (Mountain *et al.*, 1994).

Les études sismiques ont révélé la présence d'un réflecteur, appelé réflecteur "Merlin", au sein de l'unité lithologique III. Il est situé à 610 m de profondeur. Il correspond à une discontinuité érosive, tout comme le réflecteur "Yellow" (Mountain *et al.*, 1994).

#### *L'unité lithologique II (536,8m à 215,0m):*

L'unité lithologique II, d'âge Miocène supérieur à Pliocène supérieur, est séparée de l'unité lithologique III par une discordance en relation avec un hiatus biostratigraphique (Mountain *et al.*, 1994). Elle est composée principalement d'argiles silteuses homogènes généralement faiblement à modérément bioturbées (Mountain *et al.*, 1994). Bien qu'il puisse exister des lacunes stratigraphiques, la sédimentation hémipélagique semble être continue. Il existe 2 intervalles très minces constitués de sables fins riches en glauconie. A part ces 2 intervalles sableux, les pourcentages de quartz et de glauconie ne dépassent pas les 2%. Les minéraux opaques, principalement la pyrite, peuvent atteindre des proportions de 10%. Les foraminifères benthiques et planctoniques représentent en général 1% du sédiment. De la base vers le sommet de cette unité lithologique, la proportion de fossiles siliceux et carbonatés diminue. Les 322 m de sédiments de

cette unité se sont déposés en 6 Ma avec un taux d'accumulation moyen relativement faible, environ 5,5 cm/ka. (Mountain *et al.*, 1994).

Dans l'unité II, les études sismiques ont révélé la présence de deux réflecteurs. Il s'agit des réflecteurs appelés "Blue" et "Brown". Ils sont situés respectivement à des profondeurs de 335 et 240 m. Comme les réflecteurs sous-jacents, ils correspondent à des discontinuités érosives (Mountain *et al.*, 1994).

#### *L'unité lithologique I (215,0m à 0m):*

L'unité lithologique I, d'âge Pléistocène inférieur, est principalement composée de debris flow et de slumps (Planche 1) (Mountain *et al.*, 1994). Cette unité représente soit un seul dépôt transporté en masse, soit plusieurs dépôts plus minces et d'âges différents. Elle est principalement composée d'argiles silteuses bigarrées. Les variations de couleur sont généralement associées avec des lamines et des lits d'épaisseur variable représentant de légères variations de la lithologie (Mountain *et al.*, 1994).

Les lits sableux sont assez rares; le plus épais se situe entre 73,3 et 72 m de profondeur. Il est composé de sables moyens contenant des traces de glauconie, des micas et des fragments coquilliers. La présence de gros grains de quartz et de fragments de roches disséminés dans ce banc sableux suggère un dépôt d'écoulement en masse (Mountain *et al.*, 1994). Il existe 2 autres bancs sableux importants. Le premier se situe entre 192,5 et 192,2 m où on trouve un mélange de sables grossiers et de clastes argileux déformés. Le second banc sableux situé entre 192,2 et 185,3 m contient du sable moyen à très grossier. Les autres lits sableux de l'unité I sont très minces, moins de 1 cm (Mountain *et al.*, 1994).

21 des 23 carottes de l'unité I révèlent la présence de dépôt par processus de transport en masse. La plupart de ces carottes présentent des clastes argileux de différentes tailles, formes et couleurs (Mountain *et al.*, 1994). Les clastes les plus caractéristiques sont constitués de craie d'âge Éocène moyen. La majorité des autres clastes présente une grande diversité d'âges (Oligocène, Miocène et Pliocène) et de lithologies. Il existe quelques clastes composés de sables argileux moyens et riches en glauconie, ainsi que des galets émoussés de quartz et quelques rares débris lithiques gréseux (Mountain *et al.*, 1994).

Entre 153,8 et 144,1 et entre 106,5 et 98,5 m de profondeur, on trouve des argiles silteuses homogènes non déformées. Si ces intervalles représentent des sédiments en place, ils délimitent 3 unités distinctes de mass flow (Mountain *et al.*, 1994). Cependant, ils peuvent également constituer des intervalles non déformés transportés au sein d'un seul et épais mass flow. En général, les composants terrigènes (argiles, silts et sables) forment 80% des sédiments de l'unité lithologique I, ce qui est le taux le plus important des 4 unités lithologiques (Mountain *et al.*, 1994).

Les 20 m supérieurs de sédiments n'ont pas été carottés mais les données sismiques révèlent la présence de faciès "hummocky" caractéristiques de dépôts resédimentés comme les debris flow (Mountain *et al.*, 1994).

Bien que la concentration en sable soit assez faible, moins de 10%, c'est la plus élevée de tout le site 905. Le pourcentage en glauconie est en général très bas, moins de 4%. La proportion de composants biogènes est la plus faible de toutes les unités lithologiques (moins de 10%) tandis que la quantité de feldspaths et de dolomite détritique est la plus élevée (Mountain *et al.*, 1994).

Selon Tucholke et Mountain (1986), les sédiments d'âge Pliocène et Pléistocène sur le glaciaire supérieur au large du New Jersey forment une accumulation sédimentaire allongée et parallèle à la marge en réponse à des courants de fond.

## 2. Minéralogie de la fraction argileuse

391 échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2 µm. Le cortège argileux est composé des minéraux argileux suivants: chlorite (2 à 41%), illite (12 à 48%), kaolinite (2 à 38%) et des interstratifiés irréguliers illite/smectite (I/S, 10% à 73%) et illite/vermiculite (I/V, 0 à 25%) (Fig.II-24; Tableau II-11). La proportion des différents minéraux argileux est assez différente de celle rencontrée au 903. En effet, la fraction argileuse des sédiments forés au site 905 est beaucoup plus homogène. Comme pour les sites précédents, on a distingué différentes zones minéralogiques argileuses en fonction de l'apparition ou de la disparition des minéraux argileux et de leurs pourcentages relatifs. On a ainsi mis en évidence trois zones distinctes décrites ici dans l'ordre stratigraphique:

### ZM 3: Miocène moyen (910,6m à 680m):

La ZM 3 coïncide avec l'unité lithologique IV (Fig.II-24). La fraction argileuse est composée principalement d'I/S (Fig.II-24 et II-25A; Tableau II-11). Les pourcentages d'I/S varient peu, entre 51 et 72% (Fig.II-24). Les particules smectitiques montrent en microscopie électronique à transmission des formes lattées (Planche 3). Les proportions de kaolinite varient de 12 à 29%. De la base vers le haut de cette ZM 3, la kaolinite montre une légère augmentation (Fig.II-24), ce qui est semblable à ce que l'on rencontre dans la ZM 3 du site 903, correspondant à des sédiments contemporains (Fig.II-4). Cette augmentation des pourcentages de kaolinite au Miocène moyen paraît plus évidente en étudiant les variations du rapport kaolinite/illite (K/I) (Fig.II-26; Tableau II-11). La proportion d'illite bien cristallisée varie de 12 à 22%. La chlorite n'est présente qu'en traces (Fig.II-24; Tableau II-11). En plus des minéraux argileux, on rencontre également d'autres minéraux tels que le quartz. Les 3 échantillons de la base du forage révèlent la présence de trace d'opale C-T (Tableau II-11). De plus, la microscopie électronique à transmission a permis de déceler quelques rares fibres de palygorskite (Planche 3).

### ZM 2: Miocène moyen et supérieur, Pliocène inférieur et supérieur (679,8m à 215m):

Cette zone minéralogique regroupe les unités lithologiques III et II (Fig.II-24). Les analyses de la fraction argileuse sont caractérisées par un assemblage argileux relativement homogène où les I/S dominent tout comme dans la ZM 3 (Fig.II-24 et II-25C; Tableau II-11; Planche 3). Les I/S présentent peu de variations dans la plus grande partie de la ZM 2,

correspondant au Miocène moyen et supérieur et au Pliocène inférieur. Les pourcentages varient de 50 à 72% sauf pour les échantillons prélevés à 656,65 m et à 657,78 m au niveau d'un debris flow où ils n'atteignent respectivement que 31% et 44% (Fig.II-24 et II-25B). Les pourcentages d'illite varient de 13 à 30% et ne montrent pas de grandes variations.

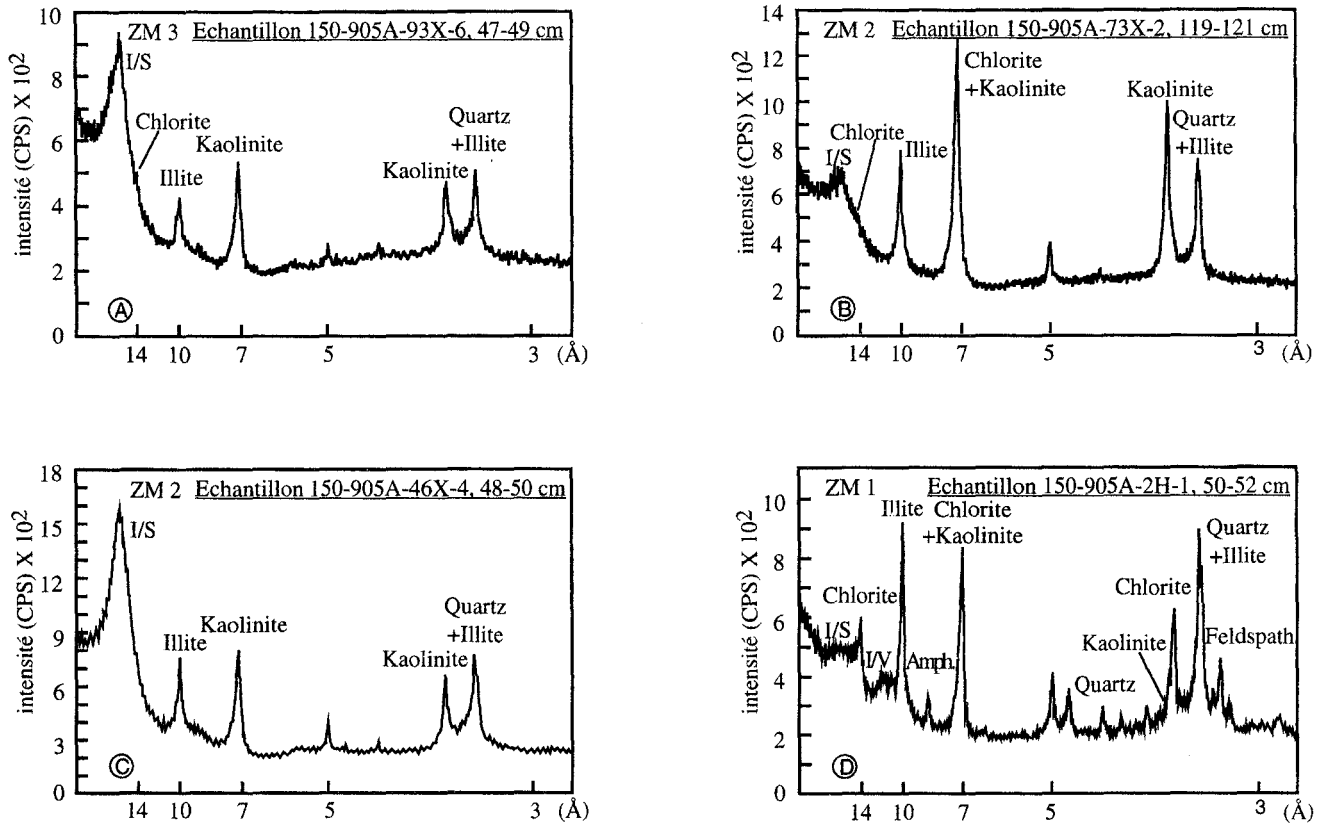


Fig.II-25: Diffractogrammes caractéristiques (saturés à l'éthylène glycol) de chaque zone minéralogique identifiée au forage 905A (I/S: interstratifiés illite/smectite, I/V: interstratifiés illite/vermiculite, Amph.: amphibole)

Fig.II-25: Typical X-ray diffractograms (glycolated) from each clay mineral zone identified at ODP site 905A

La chlorite qui ne se trouve qu'en traces au bas de cette ZM 2, atteint un pourcentage de 11% dès la fin du Miocène et dans les sédiments d'âge Pliocène inférieur. Une légère diminution des pourcentages de la kaolinite de la base de la ZM 2 à la fin du Pliocène inférieur est visible. Les pourcentages varient de 6 à 28%. Cependant, au niveau du debris flow situé à la base de la ZM 2, la kaolinite atteint 38% (Fig.II-24). Quant au Pliocène supérieur, le cortège argileux commence à évoluer et présente des variations. En effet, dans cet intervalle, la chlorite commence à augmenter fortement pour atteindre 17%. L'illite atteint 46% à la fin du Pliocène. Les I/S diminuent et passent de 65% à la base du Pliocène supérieur à 33% au sommet de la ZM 2 (Fig.II-24). Les pourcentages de kaolinite varient d'un échantillon à l'autre et passent de 9 à 17%. Les I/V

apparaissent au sommet de la ZM 2 (Fig.II-24; Tableau II-11). Le quartz est un minéral commun de la fraction argileuse de la ZM 2.

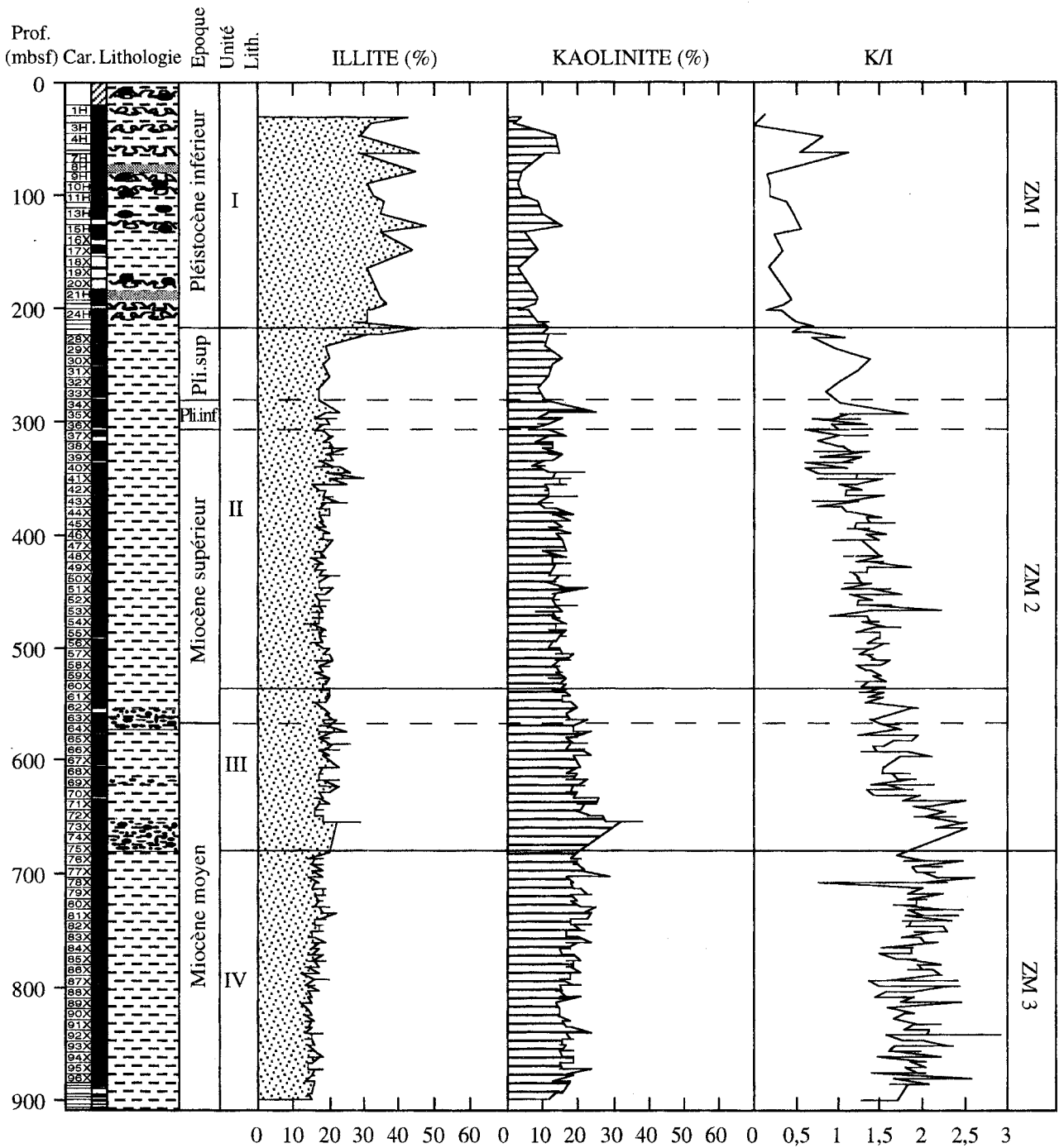


Fig.II-26: Comparaison entre les proportions d'illite, de kaolinite et le rapport K/I au forage 905A

Fig.II-26: Comparison between the proportions of illite, kaolinite, and the K/I ratio at ODP site 905A

### ZM 1: Pléistocène inférieur (215m à 0m):

Cette zone minéralogique coïncide avec l'unité lithologique I (Fig.II-24). La composition de la fraction argileuse montre une grande hétérogénéité d'un échantillon à l'autre comparée aux ZM décrites précédemment (Fig.II-24 et II-25D). Les I/S montrent des pourcentages plus faibles que dans les ZM 2 et 3 (Fig.II-24; Tableau II-11). Dans la plupart des cas, ils sont compris entre 10 et 22%, mais, à la base et au sommet, ils peuvent atteindre 49%. Les proportions de kaolinite (2 à 16%) sont également plus faibles que dans les autres zones minéralogiques. Les minéraux issus de l'altération mécanique tels que l'illite et la chlorite dominent. Les pourcentages de chlorite et d'illite montrent de grandes variations. Ceux de l'illite varient de 27 à 48 % et ceux de la chlorite, de 11 à 41%. Les I/V, quasiment absents des autres zones minéralogiques, constituent une part importante (25%) de la fraction argileuse (Fig.II-24 et II-25D; Tableau II-11). La microscopie électronique à transmission nous montre des particules d'illite à bords nets et de la kaolinite sous forme de petits cristaux hexagonaux (Planche 3). Le quartz, les feldspaths et l'amphibole sont des minéraux communs de la fraction inférieure à 2 µm (Fig.II-25D).

## E- Le forage d'Atlantic City

### 1. Caractéristiques du forage

Le forage d'Atlantic City présente des sédiments d'âge Éocène moyen à Holocène. Du sommet à la base, Miller *et al.* (1994) et Owens *et al.* (1995) distinguent six formations (Fig.II-27):

1) La formation "Cape May" (16 à 53 pieds, 4,9 à 16,1 m; Pléistocène supérieur-Holocène) est constituée de sables graveleux littoraux et d'argiles au sommet, et des dépôts fluviatiles à la base;

2) La formation "Cohansey" (53 à 293 pieds, 16,1 à 89,3 m; Miocène moyen (?)) comprend des dépôts fluviatiles représentés par des sables et des argiles sableuses;

3) La formation "Kirkwood" (293 à 914 pieds, 89,3 à 278,6 m; Miocène inférieur - Miocène moyen) est la formation sédimentaire néogène la plus épaisse. Elle est composée de sables, de silts et d'argiles déposés dans des environnements fluviatiles, littoraux et néritiques. Grâce à la stratigraphie isotopique du strontium et au découpage biostratigraphique fondé sur les diatomées (Andrew, 1988), trois séquences distinctes ont été mises en évidence dans la formation "Kirkwood" (Kw) (Sugarman *et al.*, 1993). Kw1 correspond à la "East Coast Diatom Zone (ECDZ)" 1, Kw2 correspond à la ECDZ 2 et Kw3 correspond à la ECDZ 6. Récemment, Miller et Sugarman (1995) et Miller *et al.* (sous presse) ont divisé la "Kirkwood Formation" en 7 sous-unités: Kw0 (23,8-21,9 Ma), Kw1a (20,7-20,5 Ma), Kw1b (20,4-20,2 Ma), Kw2a (18,2-17,0 Ma), Kw2b (16,3-15,9 Ma), Kw3 (13,6-13,3 Ma) (Fig.II-28) et peut-être une autre séquence d'âge Miocène moyen, Kw-Cohansey, regroupant la fin de la "Kirkwood Formation" et la formation qui la recouvre, la formation "Cohansey";

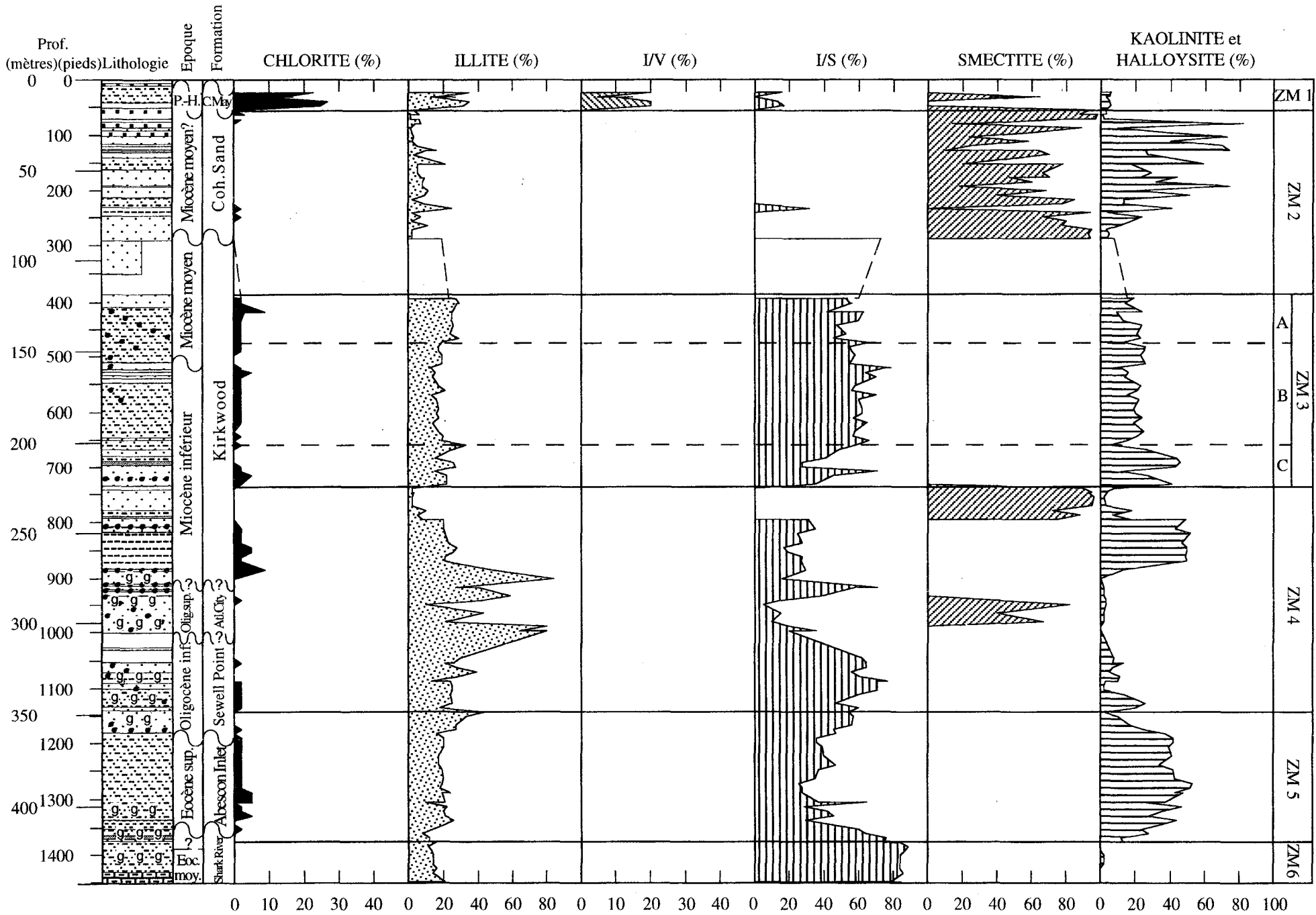


Fig.II-27: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments forés à Atlantic City  
 Fig.II-27: Clay mineralogy of sediments drilled at Atlantic City borehole

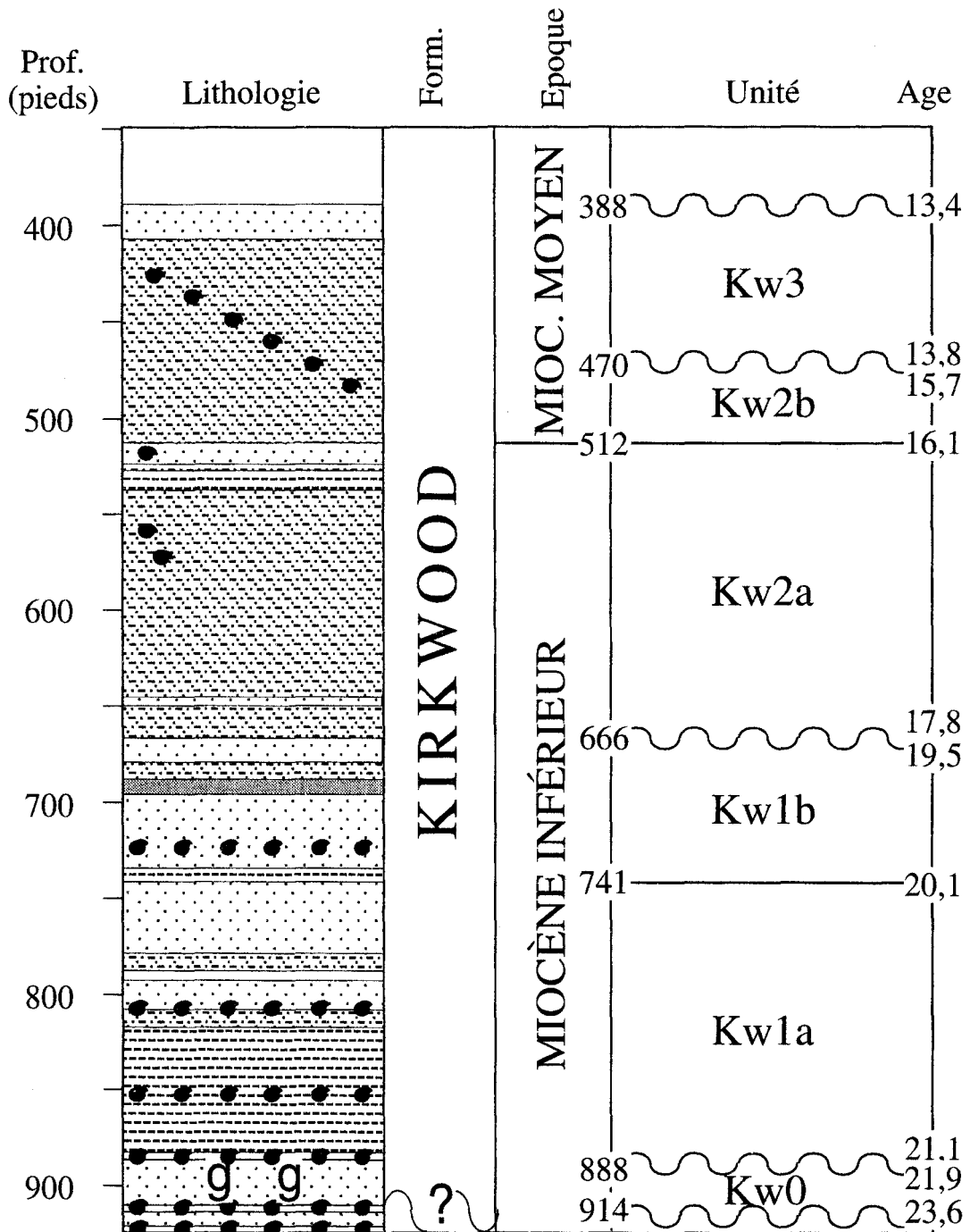


Fig.II-28: Divisions de la formation Kirkwood au forage d'Atlantic City (d'après Miller *et al.*, a, sous presse)

Fig.II-28: Divisions of the Kirkwood Formation at Atlantic City borehole (after Miller *et al.*, a, in press)

4) Quartz et sables glauconieux de l'Oligocène (914 à 1181,2 pieds, 278,6 à 360,1 m; fin de l'Oligocène inférieur - Oligocène supérieur): Cet intervalle est constitué de deux formations appelées formation "Atlantic City" (Oligocène supérieur; 914 à 1010 pieds, 278,6 à 307,9 m) et formation "Sewell Point" (Oligocène inférieur; 1010 à 1181,2 pieds, 307,9 à 360,1



m). Ces deux formations sont dominées par des sables et des silts glauconieux caractéristiques d'un environnement néritique et sont séparées par un contact brutal séparant des argiles silteuses (en-dessous) et des sables coquilliers argileux et glauconieux (au-dessus). La formation "Atlantic City" est principalement constituée de sables grossiers tandis que la formation "Sewell Point" est dominée par des sables glauconieux fins à moyens. Les argiles silteuses contiennent des foraminifères benthiques de plate-forme moyenne à externe;

5) La formation "Abescon Inlet" (1181,2 à 1352 pieds, 360,1 à 412,2 m; Éocène supérieur) est caractérisée par des argiles silteuses contenant des foraminifères benthiques d'environnement néritique externe à moyen;

6) La formation "Shark River Formation" (1352 pieds à la base du forage vers 1452 pieds, 412,2 à 442,7 m; Éocène moyen) est composée à sa base de craies silteuses et à son sommet d'argiles silteuses à glauconie. On y trouve également des foraminifères benthiques caractéristiques d'environnement néritique externe à moyen.

## ***2. Minéralogie de la fraction argileuse***

Les échantillons étudiés, au nombre de 158, ont été prélevés dans chaque carotte de 5 pieds c'est-à-dire 1,5 m environ.

Le cortège argileux des sédiments forés à Atlantic City est composé de chlorite (0% à 27%), d'illite (2% à 84%), de kaolinite (0% à 82%) et d'interstratifiés irréguliers illite/smectite (I/S, 0% à 89%) et illite/vermiculite (I/V, 0% à 20%) (Fig.II-27 et II-29; Tableau II-12).

Dans les intervalles sableux, la kaolinite est fréquemment associée à un autre minéral interprété comme de l'halloysite grâce aux observations par microscopie électronique à transmission. L'halloysite est constituée de feuillets de kaolinite séparés par des couches d'eau (Brown et Brindley, 1980). Sans traitement, ces deux minéraux argileux présentent les mêmes pics de diffraction, ce qui explique qu'on ne puisse pas les différencier facilement. Après saturation par l'éthylène glycol, alors que le pic principal de la kaolinite reste à 7Å, celui de l'halloysite passe à 10Å et vient se superposer au pic de l'illite. En parallèle aux argiles, on retrouve du quartz tout au long du forage. Les feldspaths et l'amphibole ne sont présents qu'au sommet du forage, de la carotte 3 à 9. L'opale C-T n'est présente qu'à la base, à partir de la carotte 176. On note également la présence occasionnelle de clinoptilolite et de gibbsite.

Comme pour les sites précédents, on a distingué différentes zones minéralogiques argileuses en fonction de l'apparition ou de la disparition des minéraux argileux et de leurs pourcentages relatifs. On a ainsi mis en évidence six zones distinctes, décrites dans l'ordre stratigraphique.

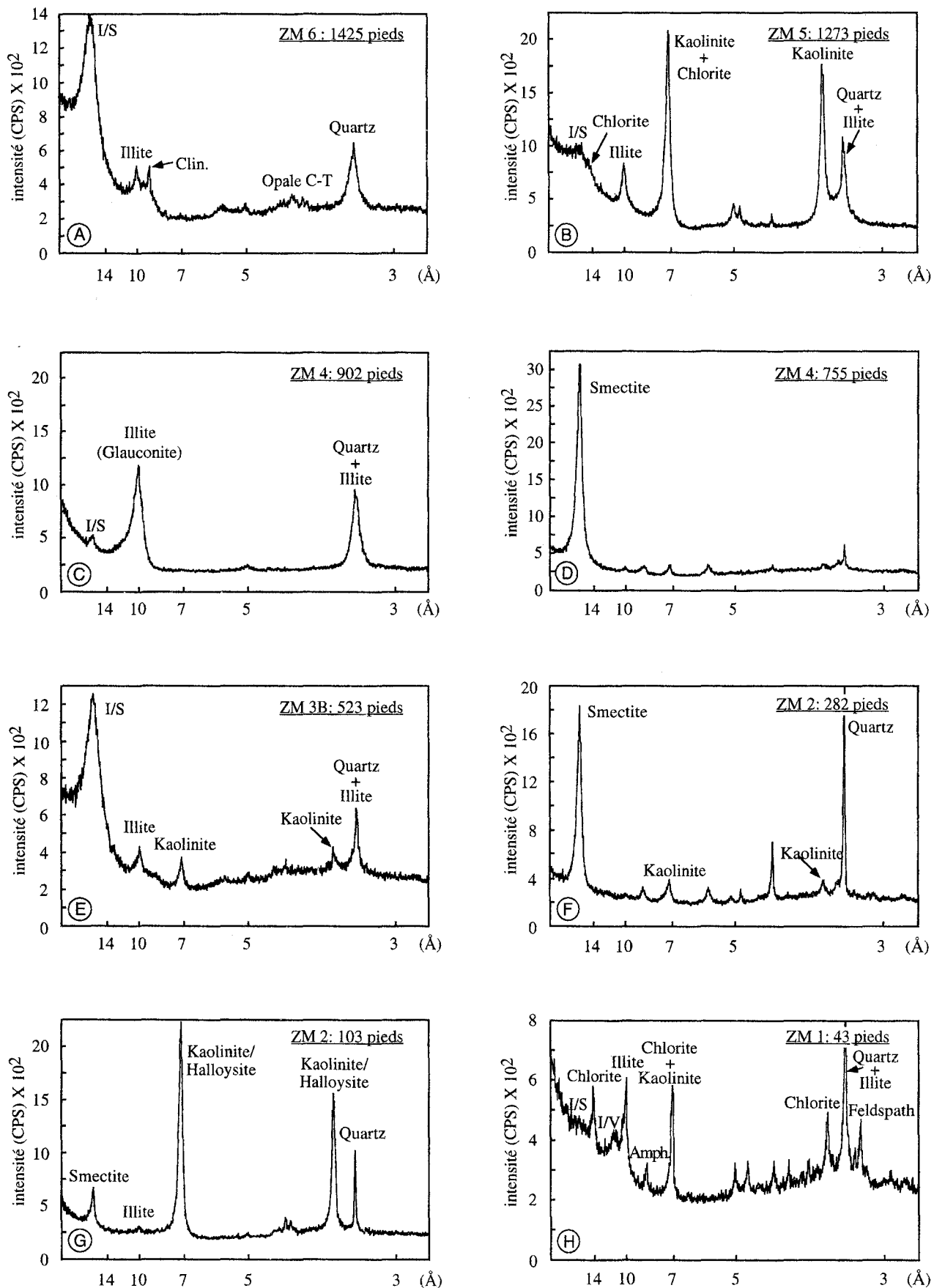


Fig.II-29: Diffractogrammes caractéristiques (saturés à l'éthylène glycol) de chaque zone minéralogique identifiée au forage d'Atlantic City (I/S: interstratifiés illite/smectite, I/V: interstratifiés illite/vermiculite, Amph.: amphibole)

Fig.II-29: Typical X-ray diffractograms (glycolated) from each clay mineral zone identified at Atlantic City borehole

**ZM 6: Éocène moyen** (base du forage à 1380 pieds, 442,7 à 420,7 m):

La ZM 6 correspond à la partie inférieure de la formation "Shark River" (Fig.II-27). Elle est constituée de craies argileuses et de marnes à la base. A 1431 pieds (436,3 m), on a un hiatus associé à une couche de sables glauconieux. Au-dessus, on passe à des sables glauconieux argileux et à des argiles laminées silteuses et glauconieuses (Miller *et al.*, 1994).

La fraction argileuse est composée d'I/S dominants (79% à 89%), d'illite (11% à 21%) et de traces de kaolinite (Fig.II-27 et II-29A; Tableau II-12; Planche 4). Les observations par microscopie électronique à transmission ont permis de voir que les I/S avaient une forme floconneuse (Planche 3). comparable à celle des I/S des craies éocènes des forages du large. Cette zone contient également du quartz. L'opale C-T et la clinoptilolite sont présents vers la base (Fig.II-29A; Tableau II-12).

**ZM 5: Éocène moyen et supérieur à Oligocène inférieur** (1380 à 1138 pieds, 420,7 à 347 m):

Elle regroupe le sommet de la formation "Shark River", la formation "Abescon Inlet" et la base de la formation "Sewell Point" (Fig.II-27) (Miller *et al.*, 1994).

Cette ZM est composée d'argiles silteuses laminées avec ou sans glauconie et de silts argileux et glauconieux. A 1380 pieds (420,7 m), la glauconie devient dominante. A 1352 pieds (412,2 m), un contact lithologique marque la limite entre la partie supérieure de la formation "Shark River" et la formation "Abescon Inlet" (Miller, sous presse). Les argiles glauconieuses ou silteuses dominant jusque 1273 pieds. Au-dessus, on a un faciès sableux. A 1181,2 pieds se situe un autre contact lithologique séparant la formation "Abescon Inlet" de la formation "Sewell Point" (Miller, sous presse). Ce contact sépare les argiles et les silts de l'Éocène des coquilles broyées et des sables glauconieux de l'Oligocène (Miller, sous presse). Le contenu en glauconie de la formation "Shark River" est faible par rapport aux formations qui l'entourent. On note la présence de pyrite dans l'intervalle situé entre 1326 et 1186 pieds (Miller *et al.*, 1994).

La base de cette zone minéralogique est marquée par une augmentation brutale des pourcentages de kaolinite (Fig.II-27 et II-29B; Tableau II-12). Les valeurs passent de 13 à 53%. Le maximum de kaolinite est atteint à 1273 pieds. Les I/S montrent une évolution contraire et à 1273 pieds (388,1 m), leur pourcentage est minimum avec 26%. Au-dessus de 1273 pieds, les valeurs de la kaolinite diminuent alors que celles des I/S augmentent. A 1145 pieds (349 m), on a 54% d'I/S pour seulement 2% de kaolinite. La chlorite ne s'observe qu'en traces. Les pourcentages d'illite montrent peu de variations avec une moyenne de 20% (Fig.II-27; Tableau II-12). Cette moyenne est légèrement plus élevée que dans la ZM précédente (18%). Le quartz est un minéral commun. La gibbsite n'apparaît que de façon occasionnelle.

**ZM 4: Oligocène supérieur à Miocène inférieur** (1138 à 741 pieds, 347 à 225,9 m):

Cette zone minéralogique comprend le sommet de la formation "Sewell Point", la formation "Atlantic City" et la base de la formation "Kirkwood" (Fig.II-27). La base de la "Kirkwood Formation" correspond aux sous-unités Kw0 et Kw1a (Miller et Sugarman, 1995; Miller *et al.*, sous presse).

Les formations “Sewell Point” et “Atlantic City” sont principalement constituées de sables glauconieux et argileux dans lesquels s’intercalent des couches d’argiles silteuses (Miller *et al.*, 1994). De 1045 à 1001 pieds (de 318,6 à 305,2 m), il n’y a pas de récupération. De 1001 à 937 pieds (de 305,2 à 285,7 m), on a des sables glauconieux avec des coquilles désagrégées et un peu d’argiles (Miller *et al.*, 1994). Le contact lithologique à 937 pieds correspond à la limite entre la formation “Atlantic City” et la “Kirkwood Formation”. La sous-unité Kw0 (914 à 888 pieds) contient des lits coquilliers alternant avec des sables glauconieux grossiers (Miller *et al.*, 1994). De 898 à 888 pieds (de 273,8 à 270,7 m), il n’y a pas de récupération. A 888 pieds, un contact lithologique sépare la sous-unité Kw0 de la sous-unité Kw1a. La Kw1a possède un banc coquillier à sa base, surmonté par des silts, des argiles laminées et des sables silteux. A 808 pieds (246,3 m), il existe de nouveau un contact lithologique recouvert par des sables fins à grossiers riches en matière organique et présentant parfois un faciès caillouteux (Miller *et al.*, 1994). Ces sables s’étendent jusqu’à 741 pieds (225,9 m) (Miller *et al.*, 1994).

De grandes variations dans la proportion des minéraux argileux caractérisent cette zone minéralogique. Les intervalles sableux sont caractérisés par la présence soit de glauconie, soit de smectite bien cristallisée dont les pourcentages peuvent atteindre 96% (Fig.II-27 et II-29D; Tableau II-12). La glauconie est identifiée sur les diffractogrammes par un pic à 10Å bien développé et un pic à 5Å de faible intensité (Fig.II-29C). Les pourcentages d’illite-glauconie peuvent atteindre un maximum de 84% à 902 pieds (Fig.II-27). La smectite se trouve entre 980 et 941,5 pieds (298,8 et 287 m) et entre 794 et 741 pieds (242,1 et 225,9 m) (Fig.II-27). Au microscope électronique à transmission, les smectites montrent des bordures relativement bien délimitées et parfois enroulées (Planche 4). Dans les intervalles sableux, la chlorite et la kaolinite sont peu représentées. Dans les intervalles argileux, la proportion de kaolinite peut atteindre 50%. Les I/S ont des pourcentages moyens de 27% et l’illite de 25% (Fig.II-27). Le quartz est un minéral commun tout au long de cette zone minéralogique. Occasionnellement, la gibbsite ou la clinoptilolite sont présentes (Tableau II-12).

### ZM 3: Miocène inférieur à Miocène moyen (741 à 388 pieds, 225,9 à 118,3 m):

La ZM 3 est formée de la partie supérieure de la “Kirkwood Formation”. Elle comprend les sous-unités Kw1b à Kw3 (Miller et Sugarman, 1995; Miller *et al.*, sous presse) (Fig.II-27).

La sous-unité Kw1b s’étend de 741 à 666 pieds (225,9 à 203,1 m) (Miller *et al.*, 1994). Cette sous-unité est principalement constituée de sables coquilliers, de sables et de silts laminés se transformant vers le haut en sables argileux contenant des coquilles, des alternances de sables et de silts à lignite et des sables caillouteux (Miller *et al.*, 1994). Le contact lithologique à 666 pieds correspond à un hiatus de 2 Ma. Au-dessus, on passe à la sous-unité Kw2a qui s’étend de 666 pieds à 512 pieds (de 203,1 à 156,1 m). Elle est constituée d’une couche basale de sables coquilliers silteux recouverts par des argiles silteuses. Le tout est surmonté par une alternance de sables et de silts carbonés (Miller *et al.*, 1994). A 512 pieds (156,1 m), on a une discontinuité qui correspond à un hiatus de 3,5 Ma qui recoupe la limite Miocène inférieur-Miocène moyen. Au-dessus, on passe à la sous-unité Kw2b s’étendant jusque 470 pieds (143,3 m) (Miller *et al.*,

1994). Celle-ci est constituée d'argiles silteuses coquillières intercalées avec des silts argileux (Miller *et al.*, 1994). Ensuite, on passe à l'unité Kw3 constituée d'argiles coquillières silteuses et de sables fins micacés qui passent à des argiles, des silts et des sables fins coquilliers et laminés (Miller *et al.*, 1994). De 388 à 292 pieds (de 118,3 à 89 m), on n'a pas de récupération (Miller *et al.*, 1994).

L'assemblage argileux est assez homogène avec en moyenne 2% de chlorite, 20% d'illite, 57% d'I/S et 21% de kaolinite (Fig.II-27 et II-29E; Tableau II-12). Cependant, on peut décomposer la ZM 3 en 3 sous-zones séparées par des discontinuités (Fig.II-27). La sous-zone inférieure, ZM 3A, correspond à la séquence Kw1a (Miller et Sugarman, 1995). Cette sous-zone est caractérisée par des variations importantes des proportions d'I/S et de kaolinite. La kaolinite présente des pourcentages relativement élevés, en moyenne, 34%. Les I/S varient de 28% à 71%. L'illite varie peu et a un pourcentage moyen de 22% (Fig.II-27). La deuxième sous-zone, ZM 3B, séparée de la précédente par une limite de séquence associée à un hiatus de 2 Ma, correspond à Kw2 (Miller *et al.*, 1994). Le hiatus correspond au réflecteur m5.2 (Miller *et al.*, 1996). La ZM 3B débute par une légère augmentation de l'illite (Fig.II-27). La sous-zone ZM 3C, séparée de la précédente par une discontinuité correspondant à un hiatus de 3.5 Ma, débute à 462 pieds. Le hiatus correspond au réflecteur sismique m3 (Miller *et al.*, 1994) Cette dernière sous-zone est caractérisée par une augmentation de l'illite par rapport aux I/S et à la kaolinite (Miller *et al.*, 1994). En effet, la moyenne des pourcentages d'illite est de 26% contre 17% dans la ZM 3B. La chlorite ne se trouve qu'en traces. Le quartz est commun. La gibbsite et la clinoptilolite sont présentes entre 864 et 662 pieds (263,4 et 201,8 m) (Tableau II-12).

**ZM 2: Miocène moyen à Pléistocène (293 à 53 pieds, 89,3 à 16,1 m):**

De 388 à 293 pieds (118,3 à 89,3 m), il n'y a pas de récupération. Cette zone minéralogique s'étend de 293 à 53 pieds. Elle correspond à la formation "Cohansey". Le Miocène supérieur et le Pliocène sont absents du forage d'Atlantic City (Fig.II-27).

De 293 à 223 pieds (de 89,3 à 67,9 m), on a un intervalle composé d'argiles, de silts et de sables fins riches en matière organique, le tout passant à des argiles, des silts et des sables fins laminés (Miller *et al.*, 1994). A 223 pieds (67,9 m), la lithologie devient caractéristique d'un environnement fluviatile. Elle est composée en majorité de sables moyens à grossiers comprenant parfois des cailloux et des couches d'argiles sableuses (Miller *et al.*, 1994). A 135 pieds (41,2 m), on a un contact lithologique (Miller *et al.*, 1994). La partie supérieure de la formation "Cohansey" est principalement constituée d'argiles sableuses et de sables fins à grossiers, l'ensemble contenant des graviers pouvant atteindre 3 cm (Miller *et al.*, 1994). De 56 à 52,5 pieds (de 17,1 à 16 m), on n'a pas de récupération (Miller *et al.*, 1994).

L'assemblage argileux est dominé soit par la smectite bien cristallisée, soit par une association de kaolinite et d'halloysite (Planche 4). La smectite bien cristallisée, semblable à celle identifiée dans la ZM 4, peut atteindre des pourcentages de 98% (Fig.II-27 et II-29F). La kaolinite peut se présenter seule ou associée à l'halloysite (Fig.II-29G). Les autres minéraux présents, illite,

I/S et chlorite, sont peu abondants (Fig.II-27; Tableau II-12). Le quartz est un minéral commun et, de 282 à 248,7 pieds (de 85,9 à 75,8 m), la gibbsite est présente (Tableau II-12).

*ZM 1: Pléistocène supérieur à Holocène (53 à 16 pieds, 16,1 à 4,9 m):*

Elle est formée par la formation "Cape May" (Fig.II-27), constituée principalement d'argiles plus ou moins sableuses. A 26 pieds (7,9 m), on passe à des sables fins et argileux (Miller *et al.*, 1994).

L'assemblage argileux est différent des précédents. La chlorite est présente en proportions élevées jusqu'à 27%. On a apparition des I/V dont les pourcentages varient de 5 à 20%. L'illite est relativement abondante, de 13 à 35% (Fig.II-27 et II-29H; Tableau II-12). Les I/S alternent avec de la smectite bien cristallisée. Dans cet intervalle, le quartz, les feldspaths et l'amphibole sont des minéraux communs (Fig.II-29H; Tableau II-12).

## F- Résumé

Les résultats présentés ci-dessus permettent d'avoir une vue d'ensemble de la sédimentation argileuse au Cénozoïque au large du New Jersey selon une transversale Plaine Côtière - Pente - Glacis, c'est-à-dire du forage d'Atlantic City au site 905, en passant par les sites 902 et 903 (Fig.II-30).

La colonne stratigraphique est de plus en plus complète et épaisse en direction du large. En effet, le Cénozoïque est caractérisé par une progradation du centre de dépôt vers le large liée à la baisse à long terme du niveau marin et à l'augmentation des apports détritiques (Poag et Sevon, 1989; Poag, 1992).

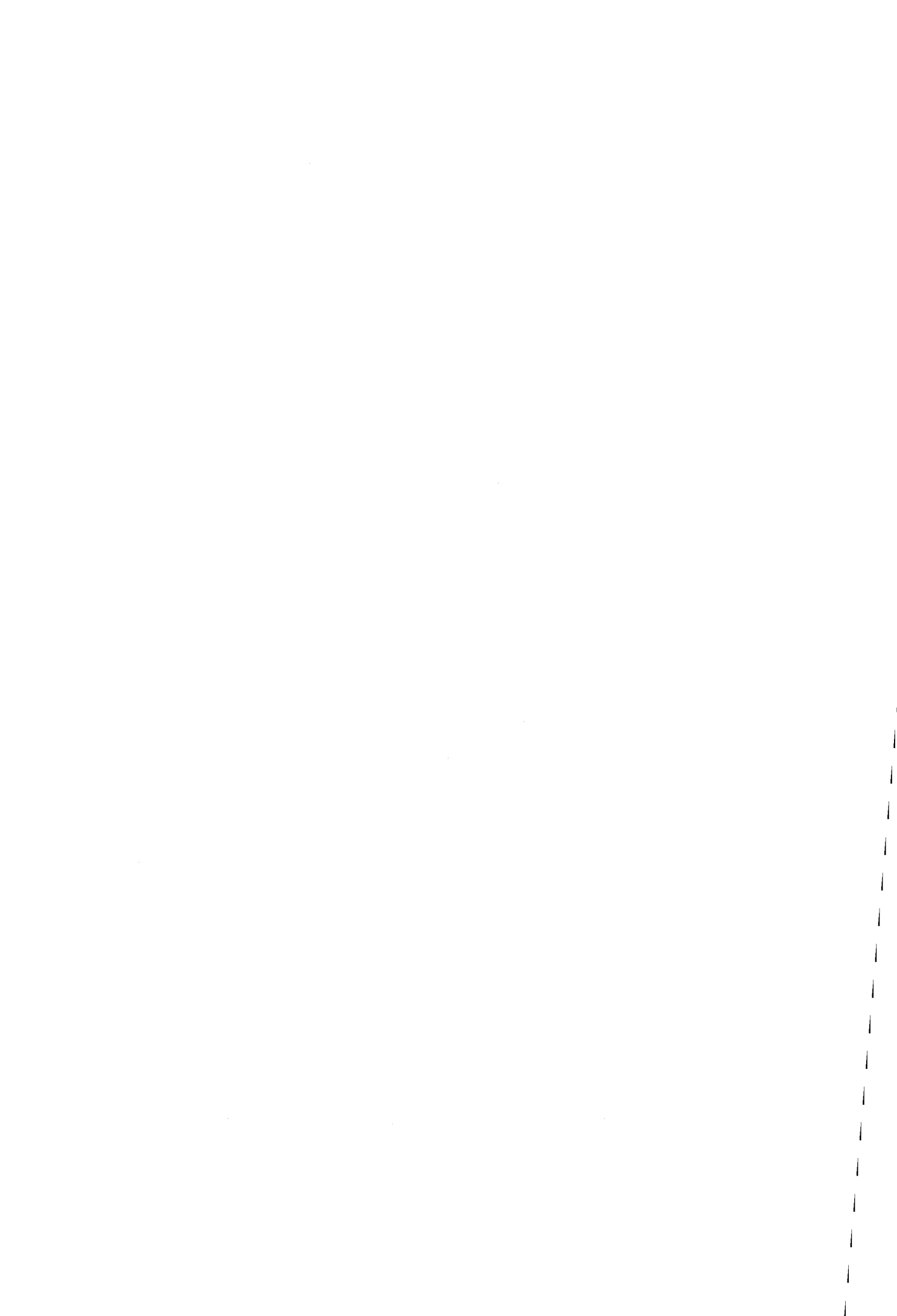
Du point de vue de la minéralogie des argiles, plusieurs points communs se dégagent d'un site à l'autre:

- 1) les minéraux smectitiques dominant dans les sédiments d'âge Paléogène de la plaine côtière et de la pente continentale;
- 2) dès l'Oligocène, les minéraux primaires (illite, chlorite) et la kaolinite augmentent de manière nette;
- 3) quel que soit le site, les sédiments du Pléistocène sont caractérisés par une nette augmentation des proportions de la chlorite et par l'apparition des interstratifiés illite/vermiculite. De plus, l'étude des sédiments d'âge Pléistocène au site 902D a pu mettre en évidence une corrélation entre les variations du rapport K/C et la courbe SPECMAP. Les valeurs de ce rapport sont plus élevées durant les stades interglaciaires que durant les stades glaciaires. De plus, les stades interglaciaires sont également caractérisés par des valeurs de susceptibilité magnétiques plus faibles que durant les stades glaciaires et par une fraction silteuse dominante, constituée principalement de biogène siliceux (frustules de diatomées), alors que durant les stades glaciaires, les fractions argileuses et sableuses dominant;
- 4) aux sites 903 et 905, il existe un maximum de kaolinite au Miocène moyen.

Par ailleurs, quelques divergences minéralogiques ressortent de la comparaison entre ces sites:

1) les interstratifiés illite/smectite montrent des proportions plus importantes sur le glacis continental que sur la pente continentale et la plaine côtière;

2) au niveau de la plaine côtière, les variations minéralogiques et lithologiques sont très importantes, alors que vers le large, elles ont tendance à s'atténuer et à devenir très faibles, comme au site 905.





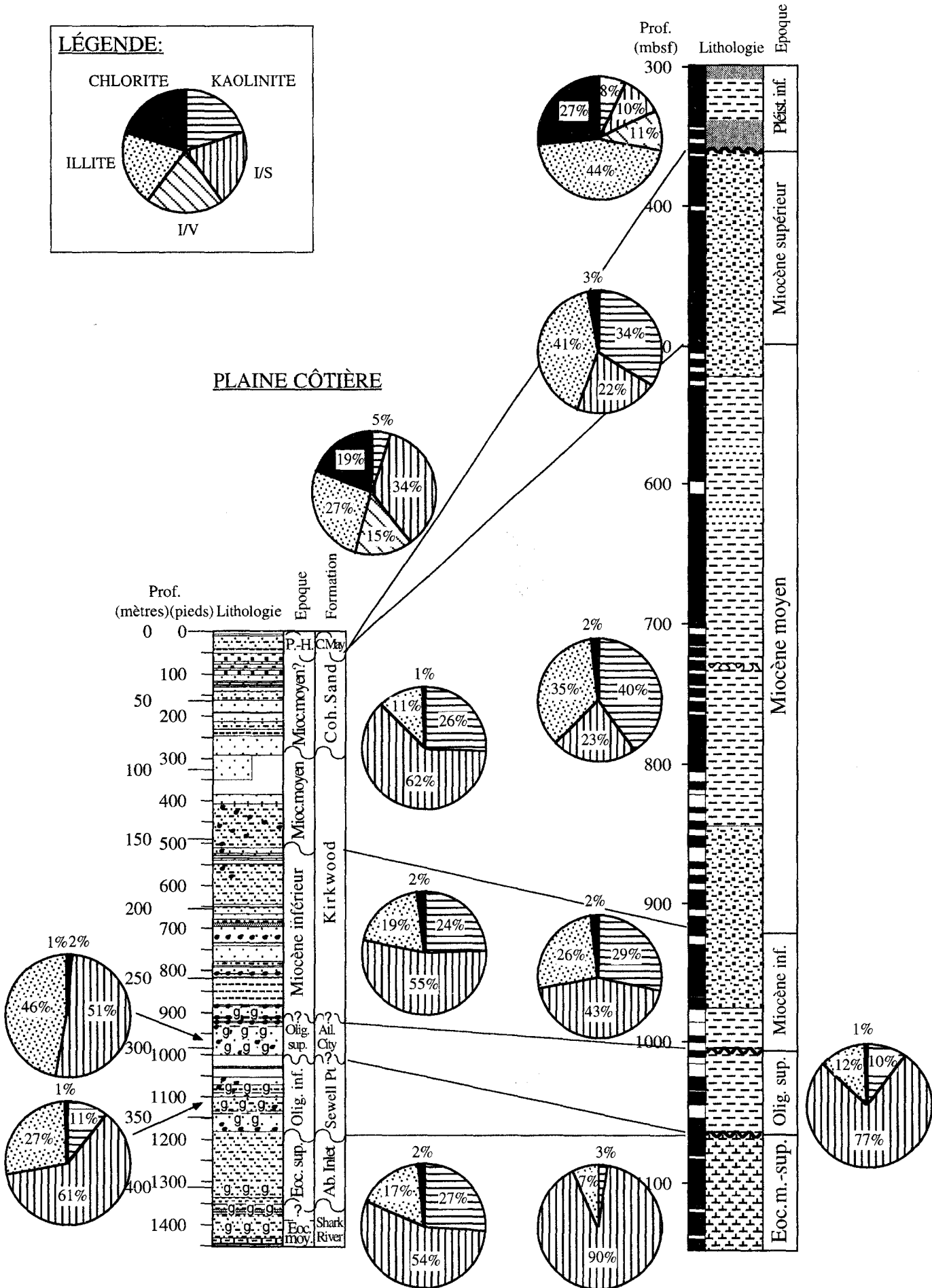
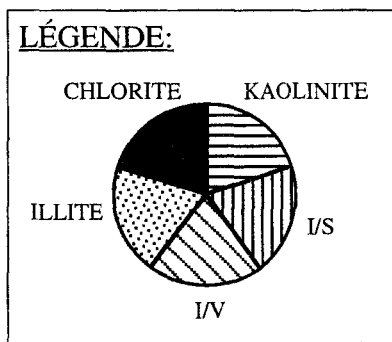


Fig.II-30: Schéma synthétique résumant l'évolution latérale des cortèges argileux de la plaine côtière au glaciaire supérieur au large du New Jersey

Fig.II-30: Synthetic chart summarizing the lateral evolution of clay minerals from the coastal plain to the upper rise off New Jersey

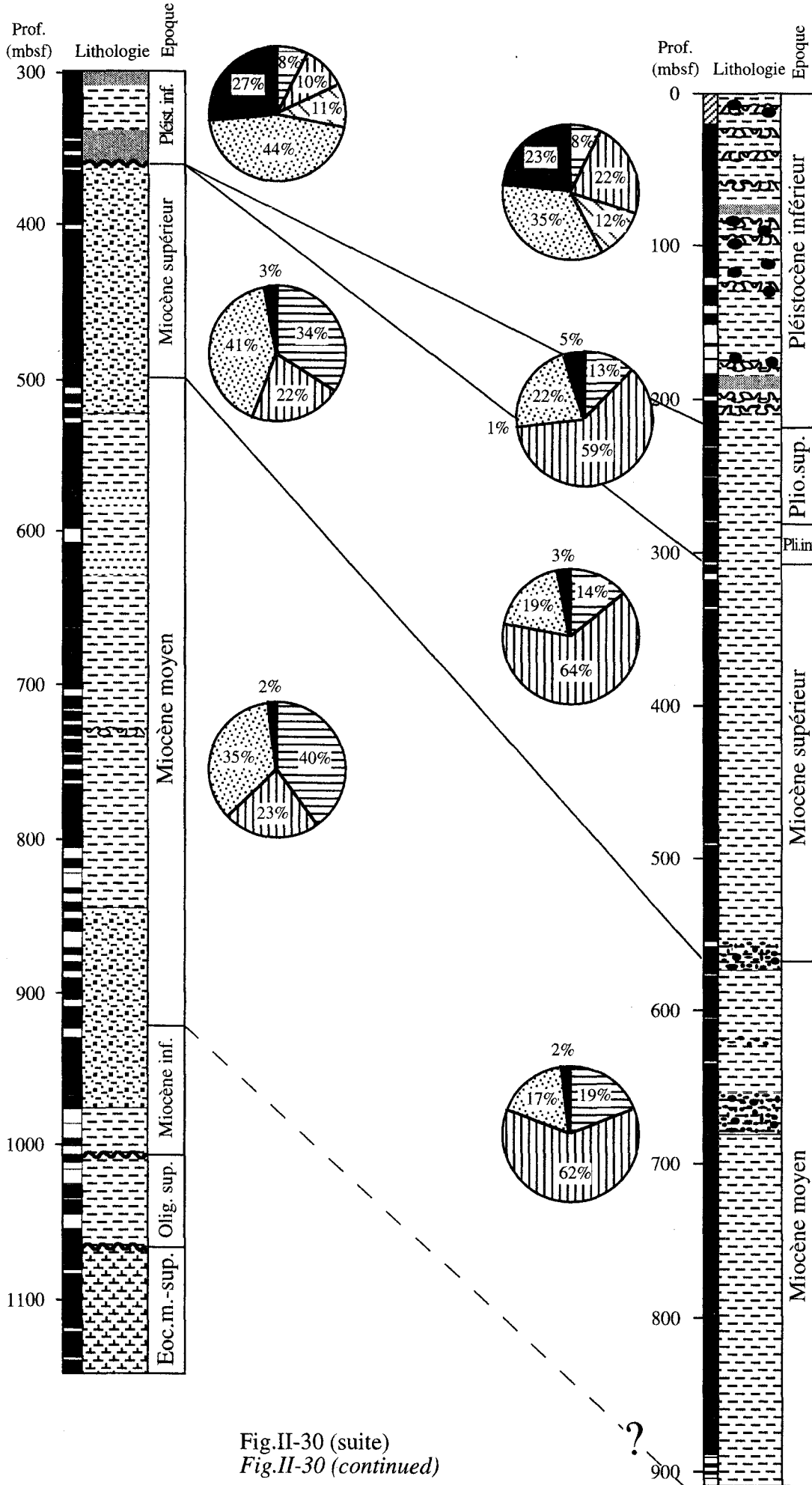


Fig.II-30 (suite)  
Fig.II-30 (continued)



CHAPITRE III:  
INTERPRÉTATIONS ET  
DISCUSSION



## INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

### I. Introduction

Avant d'interpréter les successions argileuses identifiées sur la marge du New Jersey, rappelons brièvement l'origine des principaux minéraux argileux des sédiments atlantiques.

En 1965, Biscaye a montré, entre autres, qu'il existait une zonation latitudinale du rapport kaolinite/chlorite dans les sédiments récents de l'Océan Atlantique. Ce rapport diminue des basses vers les hautes latitudes. La zonation latitudinale observée dans l'Atlantique, voisine de celle qui caractérise les altérations continentales, conduisit Biscaye à la conclusion que les argiles déposées dans l'Océan Atlantique provenaient principalement de l'érosion des continents adjacents et reflétaient les conditions d'altération et d'érosion. Depuis, les minéraux argileux ont été largement utilisés pour reconstituer les paléoenvironnements continentaux méso-cénozoïques (Chamley, 1979).

#### A- Origine des minéraux argileux des sédiments atlantiques

La plupart des auteurs s'accordent à reconnaître l'origine essentiellement détritique des illites, chlorites et kaolinites qui proviennent de l'érosion des roches et/ou des sols (Chamley, 1989; Weaver, 1989; Thiry et Jacquin, 1993).

L'illite et la chlorite (minéraux dits "primaires") proviennent généralement de l'érosion de roches magmatiques ou métamorphiques qui caractérisent les massifs anciens. Leur forte proportion dans les sédiments atlantiques traduit généralement une érosion suffisamment active et profonde pour affecter le substratum cristallin des domaines continentaux. L'accroissement de ces minéraux traduit souvent une intensification de l'érosion dont l'origine peut être tectonique, eustatique ou encore climatique (refroidissement).

La kaolinite peut être remaniée de sols, de paléoaltérations ou encore de roches sédimentaires peu évoluées. L'accroissement des proportions de ce minéral reflète généralement l'évolution vers un climat plus chaud et/ou plus humide, ou un remaniement de paléoaltérations (Chamley, 1979; Weaver, 1989).

Les smectites des sédiments présentent quant à elles des origines diversifiées. Dans les craies du Crétacé supérieur par exemple, les smectites présentent deux origines distinctes: détritique ou néoformée, que ce soit à partir de smectites préexistantes (smectites lattées) ou issue de l'altération de verres volcaniques (Deconinck et Chamley, 1995). L'origine des smectites déposées dans le domaine atlantique est controversée. De nombreuses études minéralogiques, micromorphologiques et chimiques dont les isotopes du Sr et les Terres Rares ont révélé que les smectites provenant de sédiments banals mésozoïques et cénozoïques étaient principalement

remaniées des couvertures pédologiques et avaient par conséquent une origine détritique (Chamley, 1989). L'abondance de smectites dans les sédiments reflète un climat chaud à saison contrastée humide dans des zones continentales peu déclives. Ces conditions favorisent la formation pédogénétique de smectites alumino-ferrifères dans les sols largement répandus sur les continents (Chamley, 1979). Une origine éolienne a également été évoquée par Lever et McCave (1983) pour les smectites contenues dans les sédiments crétacés dans l'Atlantique Nord. En effet, les échantillons d'âge Crétacé inférieur à Miocène supérieur étudiés par Lever et McCave (1983) révèlent pratiquement tous la présence de grains de quartz généralement fins (en moyenne, 2 à 6  $\mu\text{m}$ ), moyennement à bien classés, avec une asymétrie négative. En comparant les distributions de la taille des grains de quartz avec celles des poussières atmosphériques, ces auteurs sont parvenus à la conclusion que ces grains de quartz avaient une origine éolienne. De ce fait, les argiles associées à ces grains de quartz seraient également d'origine éolienne (Lever et McCave, 1983).

La néoformation de smectites dans les sédiments a été suggérée par Jeans (1978) qui a remarqué que les assemblages argileux dominés par la smectite étaient généralement associés avec des phases de silicification (opale C-T et quartz- $\alpha$ ). Selon Jeans (1978), la silice et la smectite précipiteraient dans les pores du sédiments à quelques mètres sous l'interface eau/sédiments. Des études plus récentes ont montré que dans des sédiments de l'Atlantique caractérisés par un faible taux de sédimentation, les smectites présentaient des croissances cristallines en forme de lattes, sans variations significatives du pourcentage total de minéraux smectitiques par rapport aux autres espèces argileuses (Holtzapffel *et al.*, 1985; Holtzapffel et Chamley, 1986; Steinberg *et al.*, 1987). Enfin, en 1993, Thiry et Jacquin ont suggéré que l'abondance de smectites dans les sédiments banals océaniques pouvait être le résultat de la transformation *in situ* de particules détritiques. Selon eux, la transformation de composants argileux terrigènes en smectite constitue le mécanisme expliquant le mieux l'abondance des smectites dans les sédiments océaniques.

Enfin, les smectites se forment par altération de matériel volcanique, en particulier à la transition basalte/sédiments et dans des environnements hydrothermaux (Chamley, 1989). Le matériel volcanique est transformé en smectite à composition magnésienne ou fortement ferrifère, et non pas en beidellite alumino-ferrifère caractéristique des sédiments océaniques. La théorie selon laquelle les smectites proviendraient de l'altération de verres volcaniques a souvent été utilisée pour expliquer l'abondance de celles-ci. Cependant, il aurait fallu une quantité énorme de matériel volcanique pour permettre la formation de pourcentages élevés de smectite, et par ailleurs, on ne retrouve que très rarement des débris volcaniques.

En conclusion, il existe au moins deux origines distinctes des smectites: détritique ou néoformée, à partir de smectites préexistantes (smectites lattées) ou issues de l'altération de matériel volcanique.

## B- Sources détritiques des sédiments forés sur la marge du New Jersey

### 1. *Les sources proches*

Le “Baltimore Canyon Trough” est bordé à l’Ouest par la chaîne des Appalaches qui comprend les Appalachian Highlands, les Blue Ridge Mountains en Virginie et les Adirondack Mountains dans l’État de New York (Fig.III-1) (Poag, 1987). Dans ce domaine affleurent principalement des roches métamorphiques et sédimentaires d’âge Précambrien à Pennsylvanien, et en moindre quantité des roches granitiques et volcaniques. Ces roches constituent la principale source des sédiments terrigènes du Baltimore Canyon Trough (Hack, 1982). La province du Piedmont, d’altitude comprise entre 90 et 120 m, forme une zone de transition entre les Appalaches et la plaine côtière (Fig.III-1). Elle comprend des roches magmatiques et métamorphiques et constitue depuis le Crétacé une source importante d’éléments terrigènes (Glaser, 1969). Les sédiments terrigènes sont amenés au bassin par une série de fleuves dont les principaux sont, du Nord au Sud (Fig.III-2) (Poag et Sevon, 1989; Poag, 1992):

- la Connecticut River,
- la Hudson River,
- la Delaware River,
- la Schuylkill River,
- la Susquehanna River,
- la Potomac River,
- la James River.

Plus au Nord, le Bouclier canadien constitue également une source importante de matériel terrigène. Les particules détritiques sont transportées du Nord au Sud, notamment par les glaciers durant les périodes glaciaires, et redistribuées par les courants le long de la marge du New Jersey.

Wall (1981) a caractérisé différentes zones sources de matériel terrigène par un type d’argile. La province des “New England Highlands” (Fig.III-1) fournit les apports en chlorite et en illite, ainsi qu’en kaolinite durant les épisodes glaciaires. La province du Piedmont est une source majeure de kaolinite et d’illite, particulièrement entre le Delaware et cap Romain (Fig.I-2). Quant à la plaine côtière, son cortège argileux est dominé par la smectite, associée à l’illite et la kaolinite.

### 2. *Les sources lointaines*

Les régions bordant la marge Atlantique Nord-Ouest ne sont pas les seules sources susceptibles de fournir du matériel terrigène. Il faut tenir compte de l’existence des courants océaniques et des mouvements éoliens capables de transporter des particules sur de très longues distances.



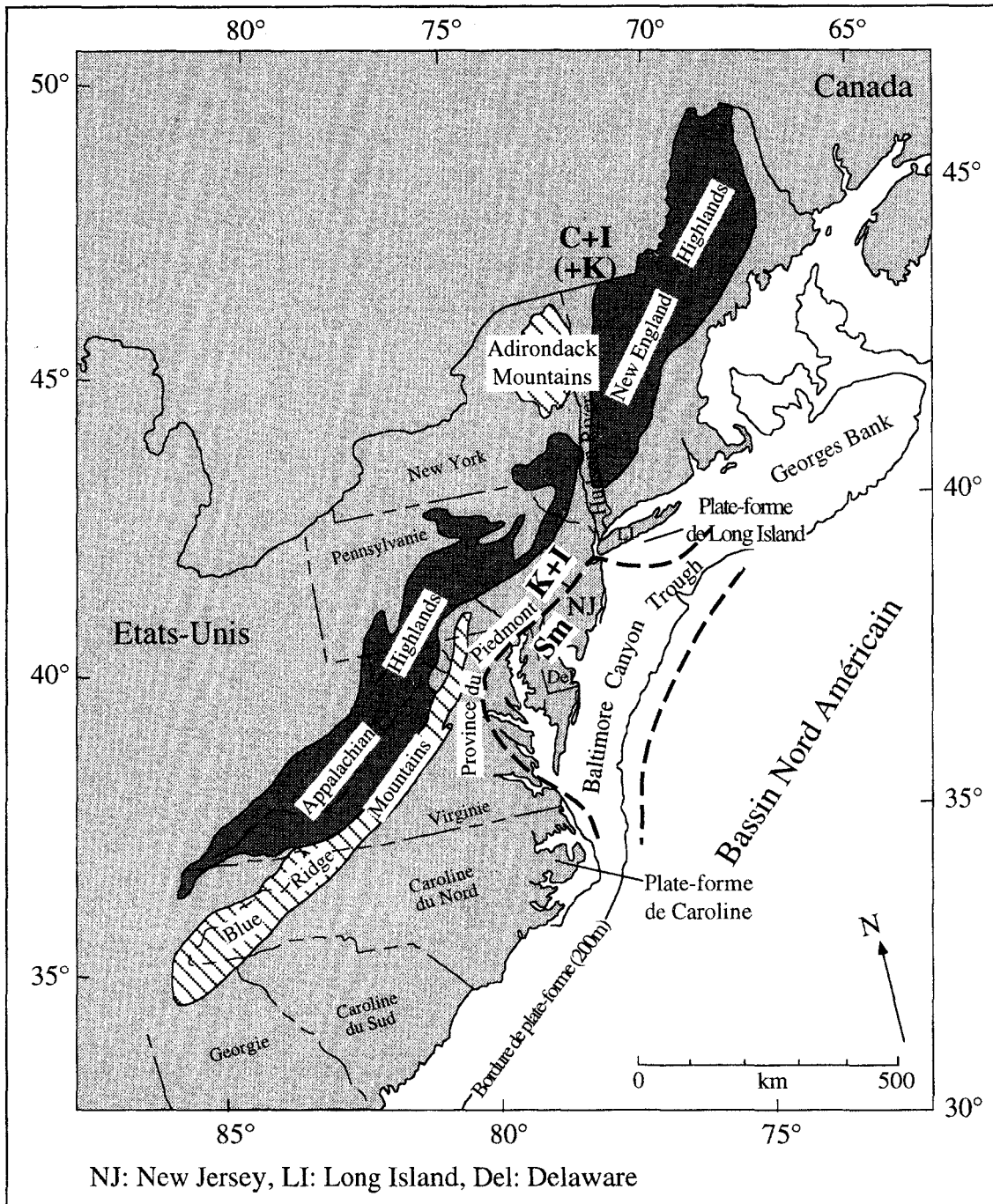


Fig.III-1: Carte géomorphologique de la marge Est-américaine (modifiée d'après Poag, 1987)

Fig.III-1: Geomorphological map of the US Atlantic continental margin (modified from Poag, 1987)

#### a- Origine éolienne

La contribution des particules éoliennes à la sédimentation sur la marge du New Jersey est en fait peu connue. Ces particules éoliennes sont constituées en grande partie par des grains de la taille des argiles ou des silts fins (Lever et McCave, 1983). Johnson (1979) a remarqué que les poussières en provenance du Sahara pouvaient atteindre la marge Atlantique américaine, entre 5°N

et 35°N, avec des taux d'accumulation de 0,4 mm/1000 ans. L'étude de la minéralogie des argiles et de la répartition de la taille des grains ont démontré qu'il existe en effet une similitude entre les sédiments déposés dans l'Atlantique Nord et les particules que l'on trouve au Sahara ou au Sahel (Johnson, 1979). De la même manière, il existe une "bande" latitudinale de sédiments riches en kaolinite et en quartz dans les sédiments de fond de l'Atlantique équatorial (Windom, 1975).

#### *b- Les courants océaniques*

Les courants océaniques constituent d'excellents agents de transport des particules sédimentaires sur de longues distances. Le Western Boundary Undercurrent (WBUC) (Fig.I-6) est un courant de fond très actif sur le glacis continental le long de la marge Atlantique américaine qui permet le transport des particules d'argiles vers le Sud (Heezen *et al.*, 1966; Tucholke, 1975). Il est responsable du taux de sédimentation élevé, excepté là où sa vitesse est la plus rapide et dans ce cas, ce courant est un puissant agent d'érosion (Heezen *et al.*, 1966). Par exemple, le WBUC constitue l'agent de transport vers la Mer du Labrador de sédiments riches en smectite en provenance des bassins d'Islande et d'Irminger (Fagel *et al.*, 1996). C'est également le WBUC qui transporte les argiles rougeâtres dérivant des sédiments rouges triasiques et paléozoïques du Golfe du Saint Laurent à 3000 km au Sud (Heezen *et al.*, 1966). Les sédiments sont injectés dans le WBUC par l'intermédiaire des courants de turbidité (Zimmerman, 1972).

## **II. Sédimentation argileuse à l'Éocène**

### **A- Introduction**

Les sédiments éocènes déposés dans le Baltimore Canyon Trough d'Atlantic City à la pente continentale correspondent à des boues carbonatées à nannofossiles et foraminifères et rares radiolaires, accumulées sous un climat maritime tropical chaud et humide (Frederiksen, 1984; Poag, 1987). Ce type de sédiment est très représentatif des dépôts éocènes de l'Atlantique Nord-Ouest (Rothe, 1989). Les apports détritiques terrigènes sont faibles, les teneurs en argiles atteignent au maximum 10% (Gibson, 1970). La fraction argileuse est essentiellement constituée de smectite, ce qui est le cas sur l'ensemble de la marge ouest-atlantique (Fig.II-4) (Hathaway, 1972; Dunn *et al.*, 1987; Thein et von Rad, 1987). Du côté Est de l'Atlantique, les assemblages argileux éocènes sont du même type (Chamley *et al.*, 1979; Debrabant *et al.*, 1979). En se rapprochant des domaines continentaux, la kaolinite a tendance à augmenter comme c'est le cas dans les sédiments d'âge Éocène supérieur à Atlantic City.

La palygorskite, minéral fibreux, est également caractéristique de l'Éocène dans de nombreux secteurs méridionaux et orientaux de l'Atlantique (au large de la Péninsule Ibérique, dans la Baie de Biscaye, au large de la côte occidentale de l'Afrique et au large de la Floride) (Chamley *et al.*, 1979; Chamley *et al.*, 1983; Debrabant *et al.*, 1979; Weaver, 1989). Ce minéral

se forme sous climat sub-tropical à tropical dans des bassins clos ou semi-clos caractérisés par un environnement basique (souvent carbonaté) (Chamley, 1979). Il n'a été observé qu'en trace dans notre secteur d'étude.

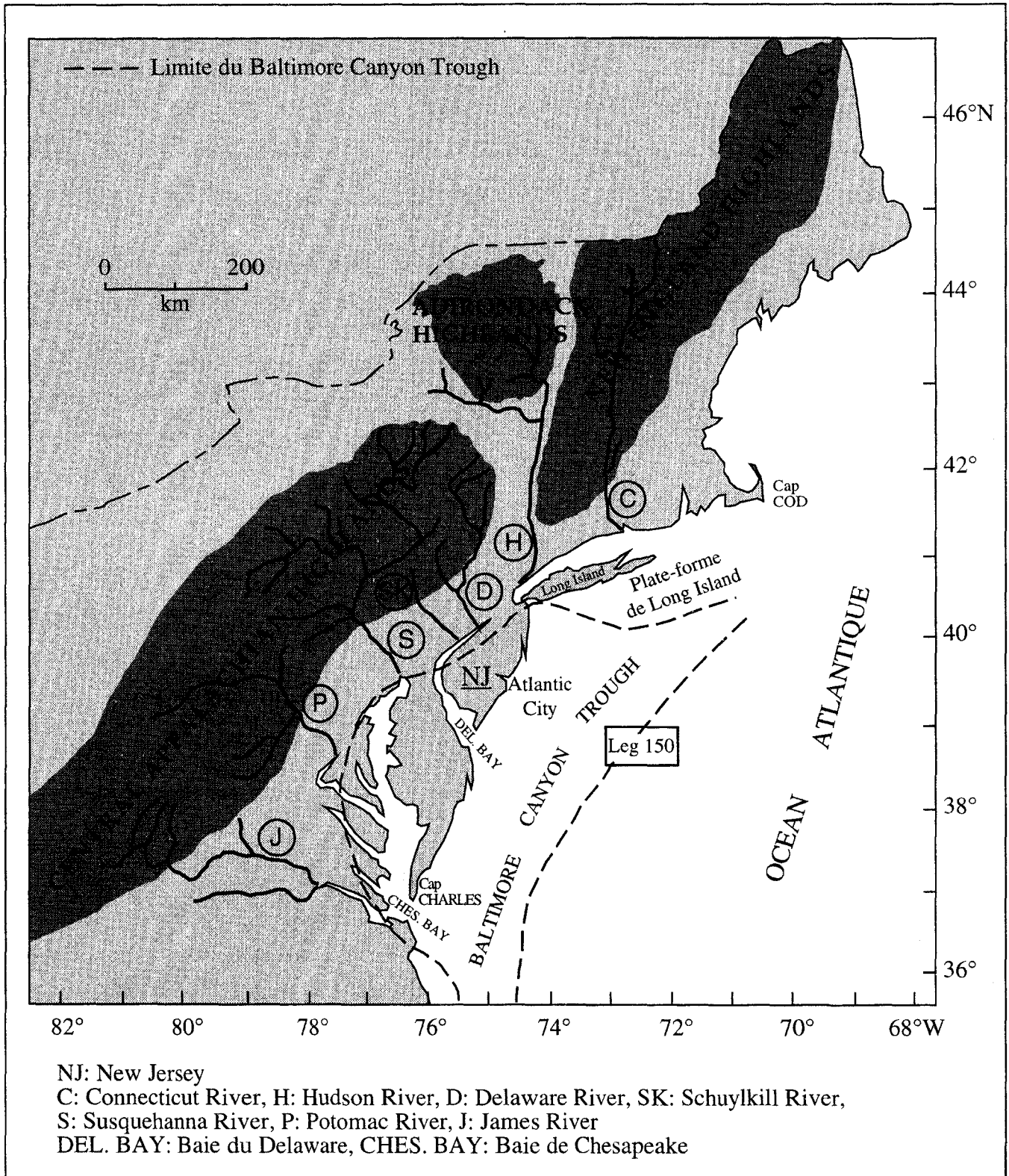


Fig.III-2: Localisation des principales chaînes de montagnes et des systèmes fluviatiles le long de la marge Est-américaine (d'après Poag et Sevon, 1989)

Fig.III-2: Location of the main mountain range and fluvial systems along the US Atlantic continental margin (after Poag and Sevon, 1989)

## B- Origine des smectites déposées sur la marge du New Jersey

### 1. *Données antérieures*

Les smectites proviendraient soit de l'altération de matériel volcanique (Gibson et Towe, 1971; Tucholke et Vogt, 1979; Dunn *et al.*, 1987; Nielsen *et al.*, 1987), soit de sols formés sous climats chauds à saisons contrastées qui régnaient durant l'Éocène (Weaver et Beck, 1977; Chamley, 1979; Debrabant *et al.*, 1979). L'hypothèse d'une origine volcanique des smectites est fondée sur son association avec la clinoptilolite et l'opale C-T (Gibson et Towe, 1971; Pomerol et Aubry, 1977; Tucholke et Vogt, 1979; Dunn *et al.*, 1987; Nielsen *et al.*, 1987). Par ailleurs, Dunn *et al.* (1987) suggère que la distribution stratigraphique irrégulière de la smectite au site 605 (glacis supérieur au large du New Jersey) reflète une origine non détritique. Cependant, seuls dix échantillons paléogènes contenant de la smectite ont été étudiés au site 605. De plus, la seule preuve d'une origine volcanique serait la présence d'une couche de cendres dans l'Éocène moyen (Dunn *et al.*, 1987). Quant à Riech et von Rad (1979), ils ne trouvent aucune trace de matériel volcanique pouvant être associé à la porcellanite éocène trouvée dans les échantillons du bassin Atlantique Nord-Ouest récoltés au cours du Leg 43. Selon Chamley *et al.* (1978), la cristobalite et la clinoptilolite traduiraient seulement une diagenèse précoce autochtone de la silice biogène (diatomées, radiolaires). De plus, Louail (1979) a démontré que dans les dépôts d'âge Cénomaniens du Bassin de Paris, l'association smectite-clinoptilolite-opale C-T ne pouvait être considérée systématiquement comme un indice de volcanisme.

La clinoptilolite est un minéral pouvant être soit hérité, soit néoformé (Louail, 1979). L'origine diagénétique de la clinoptilolite est l'hypothèse la plus souvent invoquée, que ce soit dans des séries contenant des particules pyroclastiques ou dans des sédiments dépourvus de matériel volcanique (Louail, 1979). Les conditions nécessaires à la formation de la clinoptilolite sont un pH élevé, une concentration importante de silice favorisant la coordinance tétraédrique de l'aluminium et une grande activité des ions alcalins et alcalino-terreux (Louail, 1979). Dans le cas de l'étude du Bassin de Paris, la forte pression en silice est due à la mise en solution dans les eaux interstitielles des opales biogènes, à laquelle s'ajoute la corrosion des quartz détritiques dans les milieux carbonatés. Cela constitue la cause des néoformations siliceuses telles que les opales cristobalites (Louail, 1979). Dans le Crétacé de Grande-Bretagne, ces opales cristobalites se forment à partir d'une phase biosiliceuse (Jeans, 1978). En fait, la néoformation de clinoptilolite peut avoir lieu par évolution diagénétique de matériel sédimentaire divers et la transformation de cendres volcaniques ne constitue qu'un cas particulier (Louail, 1979).

La présence de clinoptilolite dans les sédiments éocènes à Atlantic City n'indique donc pas obligatoirement une influence volcanique.

## 2. *Origine détritique des smectites*

Au site 903 et à Atlantic City, la composition de la fraction argileuse est relativement homogène tout au long des craies éocènes dans lesquelles la smectite est nettement dominante (Fig.II-4 et II-27). Cependant, la clinoptilolite a été identifiée dans les sédiments éocènes d'Atlantic City (Fig.II-29A), mais pas dans les sites du large. Il semblerait donc que l'hypothèse de l'altération de matériel volcanique ne soit pas vérifiée puisque dans ce cas, selon les auteurs partisans de cette théorie, il faudrait systématiquement retrouver l'association smectite/clinoptilolite. De plus, les smectites éocènes montrent des formes floconneuses en microscopie électronique à transmission, ce qui est assez caractéristique des smectites détritiques.

La morphologie floconneuse des particules smectitiques (Planche 1) et la nature dioctaédrique des smectites établie par l'étude de la raie 060 démontrent que l'on a probablement à faire à des smectites détritiques. L'origine détritique des smectites nous permet d'avancer certaines hypothèses sur le climat qui régnait à l'Éocène. En effet, selon Chamley (1989), les smectites des sédiments paléogènes de l'océan Atlantique dérivent principalement des continents où le faible drainage et les conditions climatiques ont favorisé leur formation. Un maximum de température au cours de l'Éocène est indiqué par les enregistrements marins et continentaux (Frederiksen, 1984; Miller *et al.*, 1987). Le climat régnant sur le continent Nord-américain était vraisemblablement un climat chaud à saison contrastée humide.

## 3. *Origine éolienne des smectites*

Au cours de l'Éocène, les apports terrigènes par les rivières étaient réduits le long de la marge Est-américaine (Steckler et Watts, 1979; Poag et Sevon, 1989). Ceci résulte probablement de l'existence de reliefs très aplanis dans l'arrière-pays et d'un niveau marin élevé. Par ailleurs, l'existence d'une forêt tropicale le long de la marge Est-américaine empêchait probablement l'érosion massive des sols (Cecil, 1990). La forêt et le climat tropicaux humides réduisaient la disponibilité et la dispersion des particules silicoclastiques (Cecil, 1990). Dans un tel contexte, les sols devaient être kaoliniques. On retrouve en effet de la kaolinite à Atlantic City, ce qui n'est pas le cas au site 903. Il faut donc rechercher un moyen différent de transport des particules. On suggère donc que les smectites éocènes pourraient avoir une origine éolienne, comme cela a déjà été suggéré par Lever et McCave (1983) (Fig.III-3). Kimblin (1992) a calculé le taux d'accumulation des minéraux smectitiques dans les craies du Coniacien en Angleterre, où l'on a des sédiments comparables aux craies éocènes du site 903. Selon lui, ces minéraux argileux proviendraient presque entièrement des poussières troposphériques. De plus, la circulation atmosphérique à l'Éocène moyen suggère la présence de vents soufflant d'Ouest en Est (Parrish et Curtis, 1982) qui auraient été capables de transporter les smectites depuis des sources lointaines du continent Nord-américain vers l'Océan Atlantique Nord.

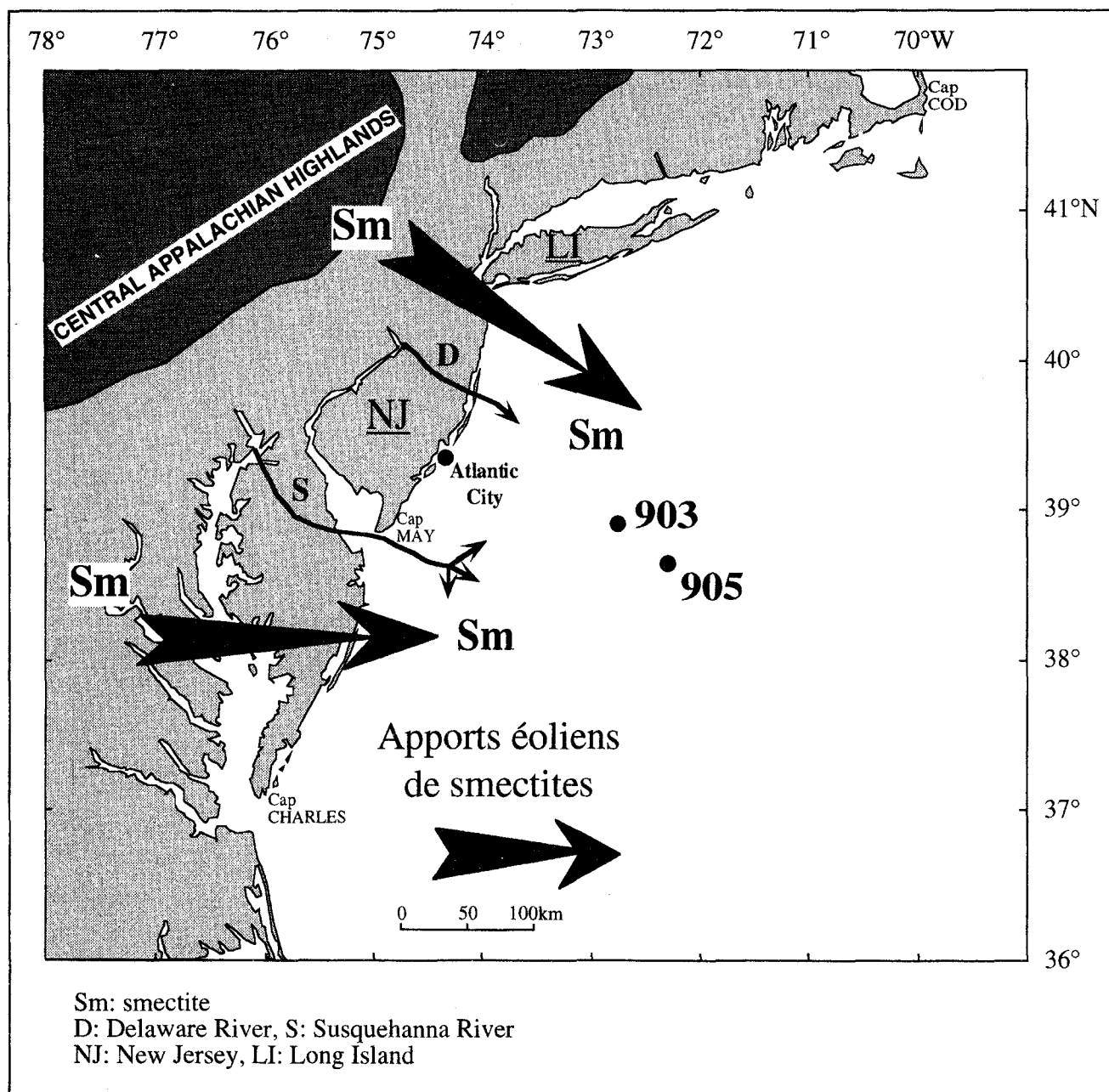


Fig.III-3: Sources possibles des smectites déposées sur la marge continentale à l'Éocène (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

Fig.III-3: Inferred origins of smectites deposited on the continental margin during the Eocene (modified from Poag and Sevon, 1989)

#### 4. Les smectites associées aux microtectites

##### a- Les tectites éocènes

Des sphérules appelées tectites, c'est-à-dire des particules de verre de la taille des sables présentant des cassures conchoïdales, ont été identifiées dans des sédiments d'âge Éocène

supérieur provenant de l'Atlantique Nord-Ouest, des Caraïbes, du Golfe du Mexique, du Pacifique Équatorial et de l'Est de l'Océan Indien Équatorial (Glass *et al.*, 1985; Keller *et al.*, 1987).

Au large du New Jersey, les microtectites ont été décrites pour la première fois au site 612 (DSDP Leg 95) où elles sont situées à 1404 m de profondeur, sur la pente continentale au large du New Jersey (Thein, 1987). Les microtectites, datées de  $35,5 \pm 0,3$  Ma, c'est-à-dire de l'Éocène supérieur (biochronozone P15) (Poag et Low, 1987; Obradovich *et al.*, 1989; Miller *et al.*, 1991; Koeberl *et al.*, 1996), traduisent l'impact d'un astéroïde dont la taille a été estimée à environ 1 km de diamètre et ayant causé la formation d'un cratère de 15x25 km (Poag *et al.*, 1992). L'impact en mer de la météorite serait à l'origine d'un tsunami générant des dépôts de vague tels que le "Exmore Boulder Bed" sur la plaine côtière Est-américaine (à 35 Ma) (Poag *et al.*, 1992). Par ailleurs, l'érosion importante des sédiments du début de l'Éocène supérieur de la plate-forme interne et de la plaine côtière de Cap Hatteras au Nord du New Jersey résulterait de cet événement (Poag *et al.*, 1992; Poag et Aubry, 1995). Il existe une controverse en ce qui concerne le nombre d'impacts ayant eu lieu à l'Éocène supérieur. Il y aurait eu 2 impacts (Glass *et al.*, 1985; Glass et Burns, 1987), 3 impacts (Keller *et al.*, 1987; D'Hondt *et al.*, 1987), 4 impacts (Miller *et al.*, 1991) ou plus de 6 (Hazel, 1989), le tout sur une durée de 10 à 20 ka. Les données les plus récentes suggèrent que le dépôt des microtectites serait dû à un impact dont le cratère se situerait dans la "Chesapeake Bay" (Fig.III-2), à 300 km de la pente continentale du New Jersey où les sites 612, 903 et 904 ont été forés (Poag *et al.*, 1994; Koeberl *et al.*, 1996).

Au site 904, dans la carotte 150-904A-45X, un intervalle contenant des tectites a été récupéré de manière remarquable. Comprises dans un intervalle de 24 cm d'épaisseur de craies biosiliceuses déposées au voisinage du passage Éocène moyen-Éocène supérieur, les tectites sont concentrées dans 3 lamines espacées de 6 cm. La sédimentation de ces dépôts se serait faite par décantation et non pas par l'intermédiaire de courants de turbidité car les foraminifères benthiques associés indiquent un environnement bathyal (McHugh *et al.*, 1996). Aux sites 612 et 904, les microtectites sont associées à des minéraux détritiques métamorphiques considérés comme faisant partie des projections de l'impact (McHugh *et al.*, 1996). Ces projections sont composées principalement de minéraux détritiques tels que le quartz et les feldspaths (McHugh *et al.*, 1996). Au site 903, malheureusement, la couche de microtectites est située entre deux carottes, mais on en observe la trace grâce à un enrichissement en smectite dans la carotte 150-903C-56R et grâce à la présence d'un intervalle de 3 cm constitué des projections de l'impact (carotte 150-903C-56R-6, 25-28 cm) (McHugh *et al.*, 1996; McHugh, sous presse). A Atlantic City, la partie supérieure de la formation "Shark River" (1390 à 1352 pieds) est composée d'un mélange de sédiments d'âge Éocène moyen et supérieur, dans lesquels on a également retrouvé des microtectites et des fragments de verre (McHugh, sous presse). Browning *et al.* (a, sous presse) corrèle ce dépôt avec l'"Exmore Boulder Bed" de Poag *et al.* (1992) et de Poag et Aubry (1995). La présence de microtectites et de verres à Atlantic City démontrent que les projections associées à l'impact d'une météorite se sont également déposées sur la plaine (McHugh, sous presse).

*b- Origine des smectites associées aux microtectites*

Au site 904, on note un enrichissement significatif en smectite dans la couche à microtectites et dans les sédiments situés immédiatement au-dessus (Fig.III-4). Les smectites de l'échantillon 904A-45X2-88-89 cm contiennent davantage de magnésium et de sodium et moins de fer, de potassium et de calcium que les autres smectites des craies de l'Éocène (Tableau III-1). Le magnésium et le sodium proviendraient de l'eau de mer, comme cela a déjà été mis en évidence pour des smectites étudiées dans des niveaux de cendres volcaniques (Jeans *et al.*, 1982). La courbe obtenue par l'analyse thermique différentielle révèle deux pics endothermiques de déshydroxylation à 490° et à 680° (Fig.III-5) (McHugh *et al.*, 1996) indiquant la présence de deux types distincts de smectites (McHugh *et al.*, 1996). Les niveaux à tectites seraient donc caractérisés par la coexistence de smectites détritiques semblables à celles identifiées dans les craies banales de l'Éocène et de smectites plus magnésiennes provenant de l'altération des sphérules vitreuses (McHugh *et al.*, 1996). La formation de ces smectites serait responsable du léger enrichissement observé au sein de la couche à microtectites (Fig.III-4).

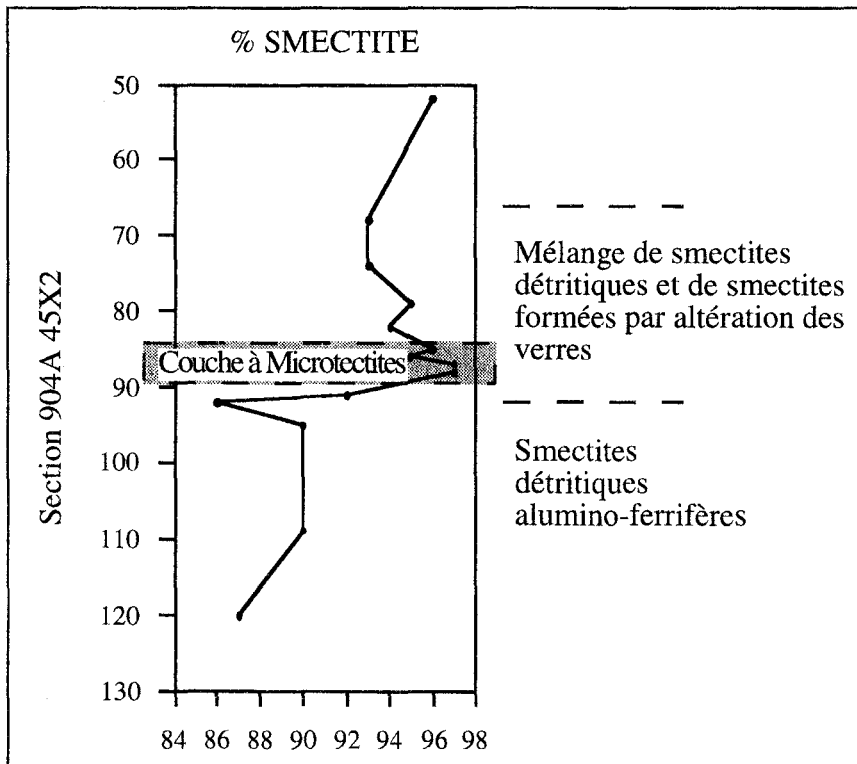


Fig.III-4: Augmentation des pourcentages de smectites associées aux microtectites (d'après McHugh *et al.*, 1996)

Fig.III-4: Increase of percentages of smectites associated with microtektites (after McHugh *et al.*, 1996)



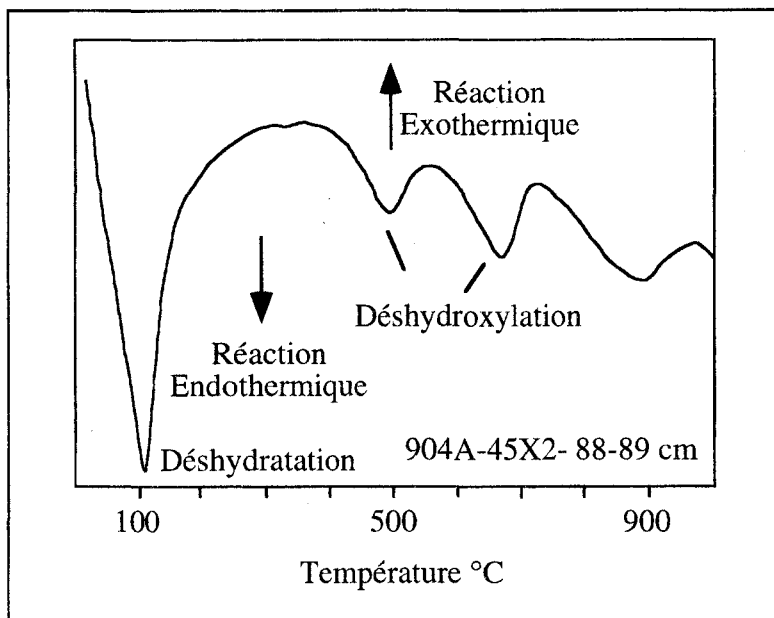


Fig.III-5: Courbe d'analyse thermique différentielle (ATD) d'un échantillon prélevé dans la couche à microtectites au site 904 (d'après McHugh *et al.*, 1996)

*Fig.III-5: Differential thermal curve of a smectite-rich sample from the microtektites layer recovered at ODP site 904 (after McHugh *et al.*, 1996)*

### C- Origine de la kaolinite

Au site d'Atlantic City, le cortège argileux des formations silteuses et argileuses de l'Éocène moyen et supérieur (partie supérieure de la formation "Shark river" et formation "Abescon Inlet") est caractérisé par la présence de kaolinite (Fig.II-27). Un changement minéralogique majeur se produit donc au passage Éocène moyen-Éocène supérieur où la sédimentation smectitique est relayée par la kaolinite, et par l'illite dans une moindre mesure.

Deux hypothèses ont été formulées pour expliquer la présence de kaolinite. La kaolinite pourrait traduire, tout comme l'illite, une diminution de la tranche d'eau et un dépôt dans un environnement plus proximal (formation "Abescon Inlet") (Owens *et al.*, 1988). En revanche, selon van Valkenburg *et al.* (sous presse), la présence de kaolinite dans les sédiments témoignerait d'un climat plus chaud et plus humide. Ceci est en accord avec les reconstitutions paléoclimatiques pour le Crétacé supérieur et le Paléogène qui indiquent un régime de fortes précipitations sur la marge Est-américaine (Parrish et Curtis, 1982; Barron, 1989).

Nos données montrent que les pourcentages maximum de kaolinite (Fig.II-27) coïncident avec la surface d'inondation maximale de la séquence E10 située à 1273 pieds (Browning *et al.*, b, sous presse). La correspondance entre surfaces d'inondation maximale et maximum en kaolinite a également été observée dans d'autres séries sédimentaires comme par exemple le Berriasien du Sud-Est de la France et du Maroc (Deconinck, 1993; Daoudi *et al.*, 1995). L'élévation du niveau marin aurait permis le remaniement des formations superficielles riches en kaolinite (Gibson *et al.*,

1993; Gibson *et al.*, 1994) déposées antérieurement sur la plaine côtière (Paléocène supérieur ou début de l'Éocène).

### III. Sédimentation argileuse à l'Oligocène



La période oligocène marque le début du refroidissement climatique caractéristique du Néogène. C'est le début des glaciations dans l'hémisphère Sud (Miller *et al.*, 1987; Frakes *et al.*, 1992). Le refroidissement climatique est particulièrement bien enregistré par une augmentation des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  (Shackleton et Kennett, 1975). Une des principales conséquences du refroidissement climatique global est une baisse importante du niveau marin qui débute à la fin de l'Éocène et au début de l'Oligocène. La baisse du niveau marin entraîne à son tour une augmentation des apports terrigènes dans de nombreuses régions. Dans le domaine atlantique, la sédimentation silicoclastique caractérisée par des proportions croissantes de minéraux argileux primaires tels que l'illite (Chamley, 1979; Chamley *et al.*, 1979; Debrabant *et al.*, 1979; Robert, 1980) prévaut alors sur la sédimentation carbonatée (Poag, 1980, 1985; Steckler *et al.*, 1995). Dans le Baltimore Canyon Trough en particulier, les sédiments oligocènes correspondent à des sédiments silicoclastiques séparés des craies éocènes par le réflecteur sismique O1 (Fig.II-4). D'après les analyses microgranulométriques (Fig.II-12), c'est essentiellement la fraction détritique sableuse qui augmente, les proportions d'argiles et de silts étant peu variables. On note même une légère diminution de la fraction argileuse au passage Éocène/Oligocène. En fait, les analyses granulométriques ne reflètent pas le changement lithologique. Dans les craies éocènes, la fraction silteuse est d'origine biogène (nannofossiles), alors que dans les sédiments oligocènes, elle est terrigène.

Sur la plaine côtière, l'Oligocène inférieur, constitué de sables plus ou moins glauconieux, a été découvert pour la première fois lors du forage ACGS#4 (Fig.I-1) (Owens *et al.*, 1988; Poore et Bybell, 1988). Il correspond à une période d'accumulation sédimentaire faible (Steckler et Watts, 1979). Par contre, au cours de l'Oligocène supérieur (26 Ma), les apports terrigènes augmentent fortement et la sédimentation clastique, principalement constituée de sables glauconieux, devient prédominante, notamment à Atlantic City (Pekar et Miller, a, sous presse).

#### A- Signification du réflecteur sismique O1

Le réflecteur O1 constitue une discontinuité majeure étendue à toute la marge Atlantique entre l'Éocène et l'Oligocène (Olsson *et al.*, 1980). Dans notre zone d'étude, le réflecteur O1 a été bien identifié entre l'Éocène supérieur carbonaté et l'Oligocène supérieur silicoclastique sur l'ensemble de la pente continentale supérieure et la plate-forme du New Jersey (Poag, 1980,

1985a). A Atlantic City, sur la plaine côtière, la discontinuité O1 est associée à des augmentations des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  à 33,5 Ma (Oi1) et 32,8 Ma (Oi1a) (Pekar et Miller, a, sous presse).

La discontinuité O1 a été particulièrement bien identifiée au site 902 (Planche 1). Initialement, la durée du hiatus marquée par cette discontinuité a été évaluée à environ 11 Ma (Poag, 1980, 1985a; Poag et Watts, 1987). La discontinuité serait le résultat de deux périodes d'érosion intense: l'une à la limite Éocène/Oligocène (Olsson *et al.*, 1980) et l'autre au milieu de la zone P21 (Oligocène moyen; Vail et Mitchum, 1979). Des études plus récentes montrent que le hiatus séparant l'Éocène supérieur (NP19-20) de l'Oligocène (NP23) correspond à l'intervalle de 36,6 Ma à 30,2 Ma, ce qui réduit la durée du hiatus à environ 6 Ma (Mountain *et al.*, 1994). Deux baïsses glacioeustatiques du niveau marin vers 35,8 et 32,5 Ma (Oi1 et Oi2 de Miller *et al.*, 1991) seraient responsables de l'érosion sur la pente continentale (Mountain *et al.*, 1994). Selon Greenlee et Moore (1988) et Greenlee *et al.* (1988), l'absence ou l'épaisseur réduite de sédiments d'âge Oligocène inférieur dans les sites du large s'expliquerait par la très faible accumulation due à une hausse du niveau marin identifiée en raison d'une augmentation de l'accommodation sur la plate-forme à l'Oligocène inférieur. Cette élévation du niveau marin est suivie d'une baisse importante vers 30 Ma.

## B- Origine des minéraux argileux déposés sur la marge du New Jersey

### 1. Apports détritiques

Au site 903, l'augmentation d'illite et de kaolinite aux dépens des smectites constitue le fait le plus marquant de l'Oligocène. L'augmentation concomitante de ces minéraux est un bon indicateur de l'érosion active des masses continentales, cohérente avec le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation silicoclastique. Les sédiments sont transportés des Appalachian Highlands au Baltimore Canyon Trough principalement par l'intermédiaire des réseaux fluviaux anciens des rivières Delaware, Hudson et Susquehanna (Poag et Sevon, 1989; Poag, 1992; Poag et Ward, 1993) (Fig.III-6).

#### a- Relations entre les pourcentages de smectite et les teneurs en $\text{CaCO}_3$

La diminution des pourcentages des minéraux smectitiques s'accompagne d'une diminution des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  (Fig.II-11). Il existerait donc un lien entre la minéralogie du cortège argileux et la lithologie. Une relation comparable a déjà été mise en évidence dans les formations du Jurassique terminal et du Crétacé déposée dans le Bassin subalpin (Deconinck *et al.*, 1985). Elle résulterait simplement du fait que l'érosion concomitante de l'illite et de la kaolinite aux dépens des smectites s'accompagne d'une augmentation du flux terrigène qui contrarie le dépôt des carbonates. Les variations de l'intensité de l'érosion seraient de ce fait principalement contrôlées par les fluctuations du niveau marin. En revanche, certaines séries sédimentaires présentent une relation inverse. C'est le cas en particulier dans les formations kimméridgiennes (Deconinck *et al.*,

1983) et cénomaniennes du Boulonnais (Nord de la France; Deconinck *et al.*, 1991; Deconinck et Chamley, 1995) où les accroissements simultanés d'illite et de kaolinite aux dépens des smectites se produisent au passage d'une sédimentation marneuse à une sédimentation carbonatée. Dans ces cas, la transition marquerait l'influence d'une intensification de l'érosion principalement sous contrôle tectonique.

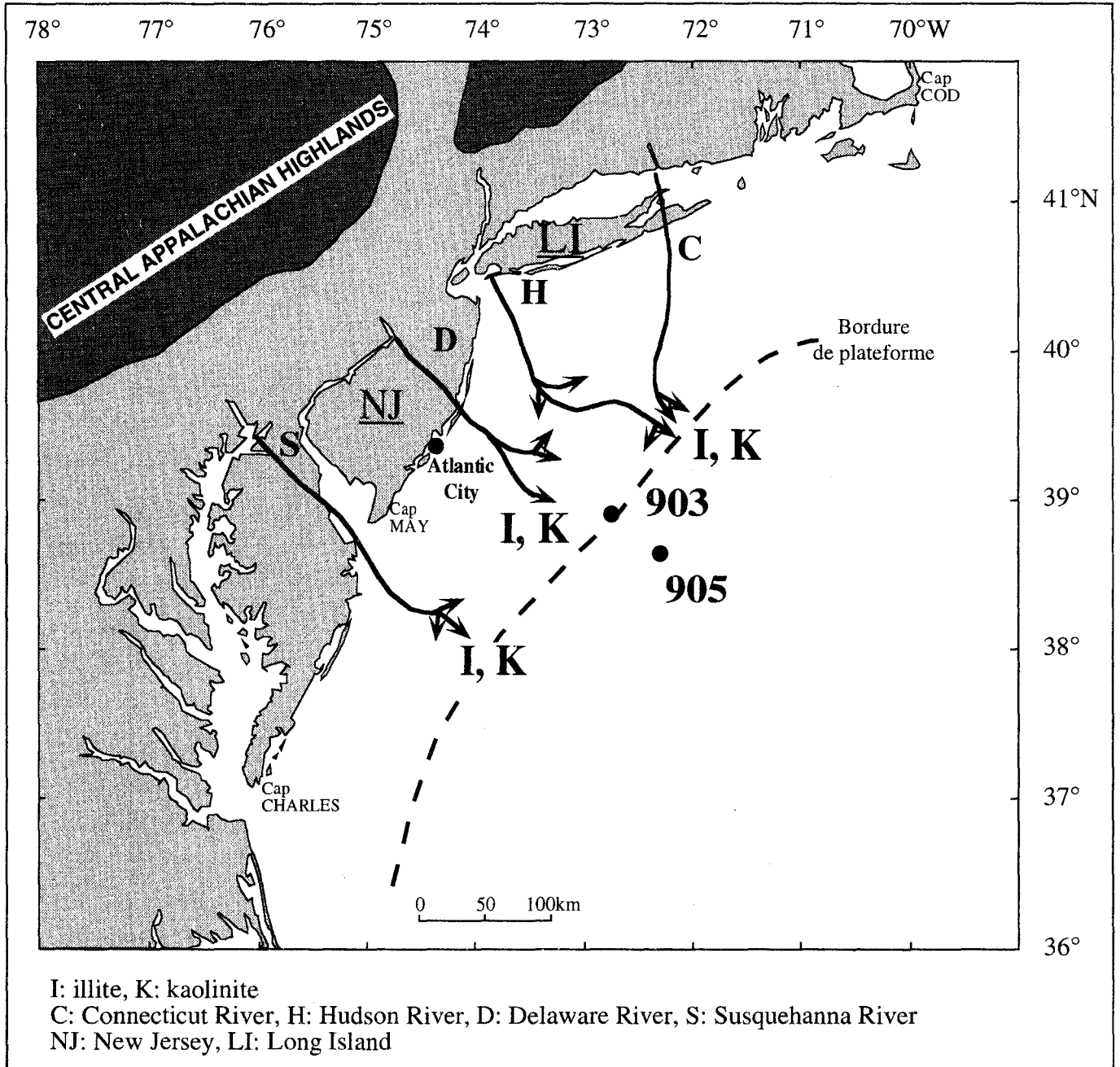


Fig.III-6: Sources possibles des minéraux argileux déposés sur la marge continentale à l'Oligocène supérieur (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

Fig.III-6: Inferred origins of clay minerals deposited on the continental margin during the Upper Oligocene (modified from Poag and Sevon, 1989)

### *b- origine de la kaolinite*

Compte tenu du refroidissement climatique enregistré au passage Éocène/Oligocène, l'augmentation des proportions de kaolinite (Fig.II-4) paraît *a priori* paradoxale dans la mesure où ce minéral caractérise les sédiments récents des zones tropicales et équatoriales. En revanche, l'augmentation des proportions d'illite et de chlorite s'accorde bien avec les données isotopiques. Toutefois, on note que le pourcentage de chlorite reste très faible (Fig.II-4), les conditions d'hydrolyse étaient sans doute encore trop importantes pour permettre la préservation de ce minéral.

La corrélation directe entre l'illite et la kaolinite (Fig.II-8) suggère une origine commune de ces deux minéraux argileux, voire une localisation voisine des sources. L'illite provient généralement de l'érosion mécanique de roches cristallines magmatiques et métamorphiques (Chamley, 1989). Les roches métamorphiques anté-Mésozoïque des Appalaches ne contiennent pas de kaolinite.

Deux hypothèses permettent d'expliquer cette observation:

- 1) l'érosion affecte simultanément les roches cristallines à illite et des formations sédimentaires anté-Oligocène riches en kaolinite;
- 2) l'érosion affecte en même temps les roches cristallines à illite et des formations pédologiques contemporaines de la sédimentation oligocène riches en kaolinite.

Le premier cas a été observé dans le bassin belge, où les proportions de kaolinite augmentent dans les sédiments à partir du Miocène lorsque le climat global se refroidit, par suite du remaniement d'anciennes couvertures pédologiques au cours des soulèvements tardifs de l'Ardenne (Mercier-Castiaux *et al.*, 1988). De même, dans les sédiments récents (< 300.000 ans) de l'Atlantique, entre 40 et 60°N, les proportions de kaolinite fluctuent parallèlement à celles de l'illite et augmentent durant les périodes plus froides en raison d'une altération physique plus intense sur les continents (Bout-Roumazeilles, 1995).

Gibson *et al.* (1993, 1994) et McCartan (1988) ont montré la prédominance de la kaolinite dans les sédiments du Paléocène supérieur et de l'Éocène inférieur du New Jersey, de Virginie et du Maryland. Cela indique qu'au cours du Paléogène, une intense altération chimique (hydrolyse) due à des températures élevées et à des précipitations importantes dans les zones sources de matériel argileux régnaient sur le domaine continental à l'Est du continent Nord-américain. Les couvertures pédologiques formées durant cet intervalle de temps ont ensuite été érodées en même temps que les roches cristallines des Appalaches, ce qui explique l'évolution parallèle de l'illite et de la kaolinite (Fig.II-8). La kaolinite semble donc provenir de l'érosion de roches pré-Oligocène ayant subi une altération chimique marquée sous climat hydrolysant. L'augmentation de l'érosion des domaines continentaux résulte probablement de la baisse glacioeustatique du niveau marin à l'Oligocène. De plus, d'après les données paléoclimatiques présentées par Barron (1989), les conditions climatiques ont été plus favorables à la formation de kaolinite à la fin du Crétacé et à l'Éocène qu'à l'Oligocène. L'ensemble de ces observations suggère par conséquent que la kaolinite serait plutôt remaniée des paléoaltérations paléogènes que de sols contemporains de la sédimentation oligocène.

## 2. Minéraux argileux diagénétiques

Une relation étroite entre la lithologie et la minéralogie des argiles caractérise les sédiments oligocènes forés à Atlantic City (Fig.II-27). Dans les formations sableuses, les assemblages argileux sont dominés par la smectite, la kaolinite et la glauconite. Les variations du cortège argileux dans ces intervalles sont très importantes d'un échantillon à l'autre. De plus, les pics de diffraction très aigus de la kaolinite et de la smectite indiquent une excellente cristallinité de ces deux espèces minérales (Fig.II-29). Les observations au microscope électronique à transmission révèlent une forme automorphe hexagonale des particules de kaolinite et des particules de smectite à contour relativement nets par rapport aux smectites banales d'origine détritique dont les contours apparaissent le plus souvent mal définis (Planche 4). Ces différentes observations suggèrent l'existence d'influences diagénétiques caractérisées par la présence de minéraux argileux néoformés.

L'existence d'argiles diagénétiques dans les sables et les grès est un fait commun. Les sédiments sableux constituent un environnement particulièrement favorable à la néoformation de minéraux argileux de par leur porosité et leur perméabilité élevées permettant la circulation des fluides (Wilson et Pittman, 1977; Huggett, 1984). Les espèces authigènes les plus fréquentes sont l'illite, la kaolinite et la chlorite (Chamley, 1989). La kaolinite est le minéral argileux le plus répandu dans les grès (Wilson et Pittman, 1977). L'authigenèse de la smectite est un phénomène beaucoup moins fréquent, rarement rapporté dans la littérature. Ce type d'authigenèse a été envisagé dans des grès d'âge Crétacé inférieur du flanc Nord du Haut-Atlas, où des smectites bien cristallisées sont également liées systématiquement aux faciès gréseux (Daoudi et Deconinck, 1994). La smectite qui s'est probablement formée après le dépôt dans des sables propres forme un revêtement sur des grains de quartz détritiques (Wilson et Pittman, 1977; Daoudi et Deconinck, 1994). A Atlantic City, les minéraux argileux diagénétiques ne constituent qu'une très faible proportion des sables. Pour cette raison, il a été impossible de séparer assez d'argiles pour réaliser des analyses géochimiques et des observations par microscopie électronique à balayage.

Dans la ZM 4 du forage d'Atlantic City (Fig.II-27), les pourcentages d'illite atteignent 80%. Les analyses par diffraction des rayons X indiquent que l'illite correspond en fait à de la glauconite (l'intensité du pic à 5Å est relativement faible) (Fig.II-29C), ce qui est confirmé par son association avec les intervalles glauconieux identifiés lors de la description visuelle. L'origine de la glauconite peut s'expliquer de deux manières:

1) la glauconite serait remaniée des sédiments éocènes et crétacés riches en glauconie, transportée par les fleuves et redéposée dans les prismes de haut niveau marin de l'Oligocène (Pekar et Miller, b, sous presse);

2) la glauconite se serait formée *in situ.*, dans des environnements marqués par des faibles taux de sédimentation. Les taux de sédimentation de l'ordre de 10 à 20 m/Ma indiquent que la plate-forme n'était pas soumise à de forts apports silicoclastiques, ce qui a favorisé la formation de la glauconie (McCartan, 1988).

Seule une datation de la glauconite par la méthode K/Ar permettrait de trancher entre ces deux hypothèses.

En résumé, la présence des espèces minérales authigènes dans les sédiments sableux du forage d'Atlantic City ont considérablement modifié l'assemblage des minéraux argileux détritiques. Du fait de l'existence d'influences mixtes détritiques et diagénétiques, l'interprétation du cortège argileux est plus complexe et le message sédimentaire initial fortement oblitéré.

#### **IV. Comparaison de la sédimentation argileuse paléogène au site d'Atlantic City et au site 903**

##### **A- Changement minéralogique intra-Éocène**

Les sédiments éocènes prélevés au site 903 et à Atlantic City sont contemporains. Au site 903, ils appartiennent aux zones de nannofossiles NP 16, 17, 18 (partiellement), 19 et 20, à Atlantic City les mêmes zones sont identifiées sauf la zone NP17 (Mountain *et al.*, 1994). Par conséquent, des comparaisons entre les deux sites sont possibles. D'emblée, on note la présence d'un changement minéralogique important intra-Éocène à Atlantic City (Fig.II-27), non enregistré au site 903 (Fig.II-4). Le changement minéralogique qui correspond à une augmentation importante des proportions de kaolinite coïncide avec la présence de sédiments remaniés sous l'effet de l'impact d'un astéroïde qui se serait produit dans la Chesapeake Bay, au passage Éocène moyen/Éocène supérieur (zone NP 19-20). Au site 903, seule une couche de microtectites témoigne de cet événement mais la proportion de kaolinite n'augmente pas. Au contraire, la néoformation de smectites aux dépens du matériel vitreux entraîne une diminution relative de la kaolinite. Malgré la coïncidence, l'augmentation de kaolinite enregistrée à Atlantic City (Fig.II-27) ne paraît pas liée à l'impact de l'astéroïde puisque la sédimentation argileuse à kaolinite se poursuit dans l'Éocène supérieur. En fait, l'augmentation de la kaolinite a vraisemblablement débuté dès l'Éocène moyen certainement dans la zone NP 18 voire dans la zone NP 17 avant l'impact, mais les sédiments de ces deux zones ont été érodés par le tsunami consécutif à l'impact. Par conséquent, en raison de la lacune de la zone NP 17 et d'une partie de la zone NP 18, l'accroissement de kaolinite paraît relativement brutal. Nous reviendrons plus loin sur l'origine de l'accroissement de kaolinite.

##### **B- Le passage entre sédimentation carbonatée et silicoclastique**

Le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation silicoclastique se retrouve dans les deux sites mais ce passage n'est pas synchrone. A Atlantic City, le changement lithologique se produit au cours de l'Éocène moyen (Fig.II-27), alors qu'au site 903, il coïncide

avec le réflecteur O1 à la transition Éocène/Oligocène (Fig.II-4). Le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation silicoclastique est donc antérieur sur la plaine côtière.

A Atlantic City, le contact situé à 1431 pieds (Fig.II-27), entre les sédiments carbonatés de la partie inférieure de la formation "Shark River" (Éocène moyen) et les sédiments sableux, correspond à une baisse majeure du niveau marin liée à un refroidissement marqué par une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  vers 43,4 Ma (Miller *et al.*, 1990; Browning *et al.*, a, sous presse).

Au site 903, le changement lithologique comparable mais plus tardif qui se produit à la fin de l'Éocène supérieur se marque par un changement minéralogique (Fig.II-4). Celui ci est identique à celui observé à Atlantic City à la transition Éocène moyen/Éocène supérieur (Fig.II-27). En d'autres termes, l'évolution minéralogique au cours du Paléogène présente la même tendance mais le relais de la smectite par la kaolinite est plus précoce vers le continent et s'effectue à lithologie constante alors que vers le large, ce relais est plus tardif et s'accompagne d'un changement lithologique.

Selon Browning *et al.* (a et b, sous presse), la discontinuité lithologique intra-Éocène identifiée à Atlantic City résulterait d'une baisse du niveau marin pouvant avoir pour origine un refroidissement marqué par une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  (Miller *et al.*, 1990) traduisant la première formation de glace en Antarctique. La discontinuité lithologique ne s'accompagne pas d'un changement minéralogique. Le fait que le cortège argileux ne change pas, suggère que la baisse du niveau marin a été insuffisante pour entraîner une érosion profonde des roches affleurant sur le domaine continental. Il est probable que seules les formations superficielles ont été érodées, apportant des smectites dans l'environnement de dépôt.

Le passage Éocène-Oligocène marqué par une importante augmentation des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig.III-7) correspond à un refroidissement important et au début de la formation de la calotte antarctique (Miller *et al.*, 1987). L'importante baisse du niveau marin a probablement entraîné une érosion plus profonde du domaine continental et un apport d'illite et kaolinite jusque sur la pente. L'ampleur de la baisse du niveau marin entraîne donc ici à la fois un changement lithologique et minéralogique.

### C- L'Oligocène supérieur

Les sédiments déposés au cours de l'Oligocène supérieur ont été identifiés à Atlantic City (zones NP 24 et 25) et au site 903 (zones NP 23 et 25, la zone NP 24 n'a pas été identifiée) (Mountain *et al.*, 1994). Les assemblages argileux des deux sites présentent de profondes différences liées à la néoformation de smectites dans les niveaux sableux forés à Atlantic City (Fig.II-27). Par ailleurs, la présence de glauconie dans les sédiments est responsable des fortes proportions d'illite. Ces deux facteurs ont probablement entraîné une forte diminution relative de la proportion de kaolinite (5% au maximum à Atlantic City; Fig.II-27), alors que les proportions de ce minéral atteignent 20% au site 903 (Fig.II-4). Indirectement, l'accroissement des proportions de kaolinite vers le large confirme l'importance des authigenèses observées à Atlantic City car, en cas



d'influences détritiques dominantes, la kaolinite aurait dû être plus abondante dans les faciès proximaux de la plaine côtière.

Le pourcentage en illite est un peu plus élevé à Atlantic City (en moyenne 15%; Fig.II-27) qu'au site 903 (en moyenne 5%; Fig.II-4), ce qui peut s'expliquer par la position plus proximale d'Atlantic City par rapport aux sources détritiques potentielles. En effet, l'illite est un minéral qui se dépose de préférence près des bordures continentales proches des sources.

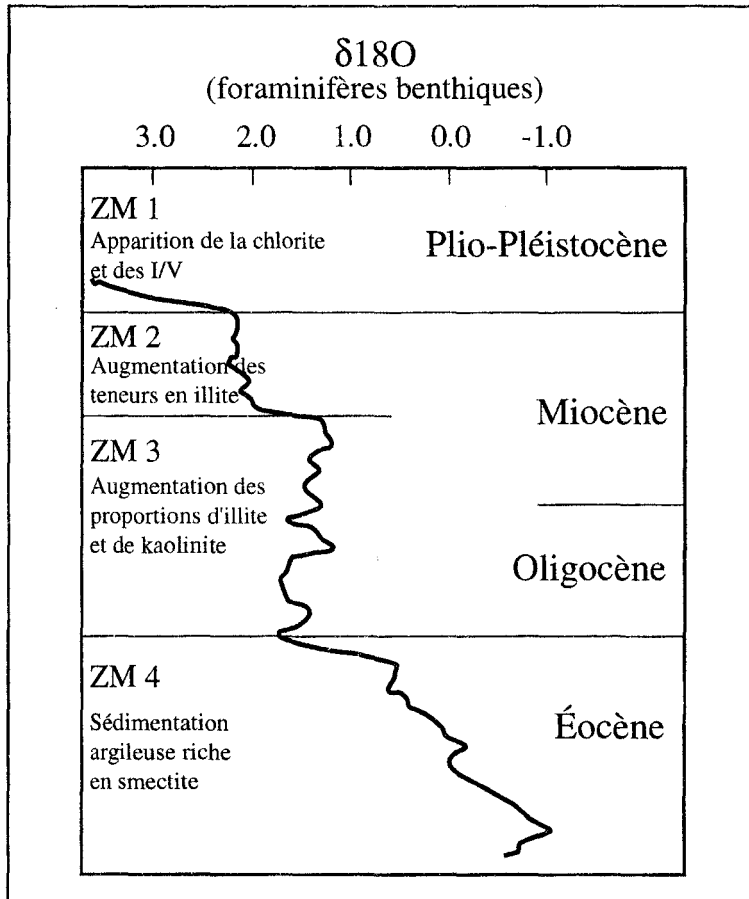


Fig.III-7: Évolution des valeurs de  $\delta^{18}O$  au cours du Cénozoïque en relation avec la sédimentation argileuse (modifié d'après Miller *et al.*, 1987)

*Fig.III-7: Evolution of the  $\delta^{18}O$  values during the Cenozoic compared with the clay sedimentation (modified from Miller *et al.*, 1987)*

## V. Sédimentation argileuse au Miocène

### A- Introduction

Dans le Baltimore Canyon Trough, le Miocène, et en particulier le Miocène moyen, correspond à une période caractérisée par un taux de sédimentation très élevé, localement supérieur

à 100 m/Ma. L'important flux sédimentaire au Miocène moyen s'explique par la combinaison de plusieurs facteurs: soulèvement tectonique important dans les Appalaches, refroidissement climatique associé à une baisse globale importante du niveau marin (Poag, 1992). Le flux sédimentaire élevé est à l'origine de la mise en place d'appareils deltaïques durant le Miocène au large du Sud du New Jersey (Poag, 1992), vers 22,2-21,4 Ma (Miller *et al.*, sous presse). La sédimentation deltaïque, notamment sur la pente continentale, s'étend progressivement vers le large de 21 à 14 Ma (Mountain *et al.*, 1994) et elle atteint une épaisseur d'environ 1000 m au niveau de la plate-forme externe (Poag, 1985a). La progradation deltaïque atteint sa position la plus distale au Miocène supérieur (Schlee, 1981). La progradation de centres d'accumulation sédimentaire serait favorisée en grande partie par deux baisses du niveau marin durant le Miocène moyen (13,8 et 12,5 Ma; Serravallien) (Haq *et al.*, 1987). Cette progradation est favorisée par la combinaison de plusieurs facteurs: faible subsidence tectonique couplée à la baisse à long terme du niveau marin et à un apport important de matériel détritique (Greenlee *et al.*, 1988; Greenlee *et al.*, 1992; Schroeder et Greenlee, 1993).

L'enrichissement en silice biogène (diatomées) aux dépens des fossiles calcaires constitue une autre caractéristique des dépôts d'âge Miocène. Il s'explique par l'apport important de nutriments par l'intermédiaire d'upwellings et des fleuves à l'origine des deltas. La combinaison des apports océaniques et continentaux ont entraîné une forte productivité sur la marge, en particulier au Miocène moyen (Poag, 1980, 1985a). La présence de ces upwellings est justifiée par un rapport (diatomées+radiolaires)/foraminifères élevé, la présence de diatomées d'eau froide dans les sédiments et une forte teneur en carbone organique (Poag, 1980, 1985a).

A Atlantic City, comme au site 903 situé sur la pente continentale, les dépôts d'âge Miocène sont séparés des dépôts d'âge Oligocène par le réflecteur sismique m6 (23,8 Ma; Mi1 de Miller *et al.*, 1991) (Mountain *et al.*, 1994). Ce réflecteur sismique coïncide avec un hiatus d'environ 3 Ma, corrélé avec une baisse glacioeustatique du niveau marin vers 25,5 Ma (Haq *et al.*, 1987).

Les dépôts d'âge Miocène s'amincissent vers la plaine côtière où ils sont constitués de sables alternant avec des argiles (Poag et Watts, 1987). Les sédiments du Miocène inférieur et moyen (formation Kirkwood) coïncident avec des dépôts dans des milieux littoraux et néritiques (de plate-forme) influencés par une sédimentation deltaïque (Miller *et al.*, sous presse). Entre les séquences Kw0 et Kw1a, on passe d'une sédimentation plutôt condensée riche en glauconie à une sédimentation deltaïque. La séquence Kw0 est caractérisée par un taux de sédimentation faible, environ 5 m/Ma. Ensuite, les taux de sédimentation moyens atteignent 40 m/Ma (Miller *et al.*, sous presse). A Atlantic City, durant le Miocène inférieur, les taux de sédimentation étaient compris entre 5 et 24 m/Ma, alors qu'au Miocène moyen, ils atteignent 40 à 90m/Ma lorsque la sédimentation deltaïque débute (Miller *et al.*, sous presse).

La région des Appalaches constitue la principale source des minéraux détritiques au Miocène, et en particulier au Miocène supérieur. Mazzullo (1987) qui a étudié la distribution de la forme des grains de quartz des sédiments prélevés au cours du Leg DSDP 95 distingue deux types de grains: le premier est constitué de grains arrondis provenant des sédiments d'âge Crétacé et

Tertiaire de la marge continentale du New Jersey et le second est composé de grains anguleux dérivés des roches cristallines et sédimentaires pré-Cénozoïque des Appalaches. Durant le Miocène, la majorité des grains de quartz était composée de grains du second type, amenés jusqu'à l'océan par les fleuves Hudson et Delaware (Mazzullo, 1987).

## B- Origine des minéraux argileux

Les cortèges argileux du Miocène sont constitués en proportions variables d'illite, de kaolinite et d'I/S et de traces de chlorite.

### 1. *Miocène inférieur*

Au Site 903, les sédiments du Miocène inférieur présentent une évolution des assemblages argileux identique à celle initiée durant l'Oligocène (Fig.II-4). Les proportions d'illite et de kaolinite continuent à augmenter aux dépens des I/S (Fig.II-4). Comme à l'Oligocène, la corrélation entre ces deux minéraux suggère une source détritique commune (Fig.II-8). Ils ont certainement été apportés ensemble par des rivières drainant les Appalaches (Fig.III-8). Il est vraisemblable que la kaolinite provienne d'altérations continentales d'âge Paléocène ou Éocène inférieur, voire Crétacé, mais il est également possible que la kaolinite se soit formée dans des sols au cours de la première moitié du Miocène (Dunn *et al.* 1987; Poag et Sevon 1989). Selon Hesselbo (1996), l'augmentation de kaolinite serait également due à l'environnement de dépôt prodeltaïque proximal pour les argiles de l'Oligocène au Miocène moyen. En effet, tout comme l'illite, la kaolinite se dépose préférentiellement en domaine proximal, en raison notamment de sa faible flottabilité. On retrouve également la même relation entre les pourcentages de smectite et les teneurs en CaCO<sub>3</sub> qu'au cours de l'Oligocène (Fig.II-11).

A Atlantic City, on note deux types de cortèges argileux durant le Miocène inférieur (Fig.II-27):

- 1) dans les formations silteuses et argileuses, les minéraux argileux paraissent principalement d'origine détritique;
- 2) les formations sableuses présentent des argiles authigènes de type smectite, halloysite ou glauconite.

La comparaison des assemblages argileux entre le site 903 et Atlantic City est difficile dans la mesure où la succession sédimentaire de la plaine côtière comprend essentiellement des intervalles transgressifs et des prismes de haut niveau alors que les sédiments se déposent préférentiellement sur la pente durant des périodes de bas niveau.

L'intervalle argileux de la ZM4 (Fig.II-27) (de 808 à 880 pieds) est principalement composé de kaolinite, d'illite et d'I/S détritiques. La proportion de kaolinite qui atteint 50% est nettement supérieure à celle du site 903 où elle n'est que de 30% (Fig.II-4). En supposant les intervalles comparés comme contemporains, cette différence peut s'expliquer par la sédimentation

différentielle des argiles qui privilégie le dépôt de la kaolinite dans les environnements proximaux (Chamley, 1989).

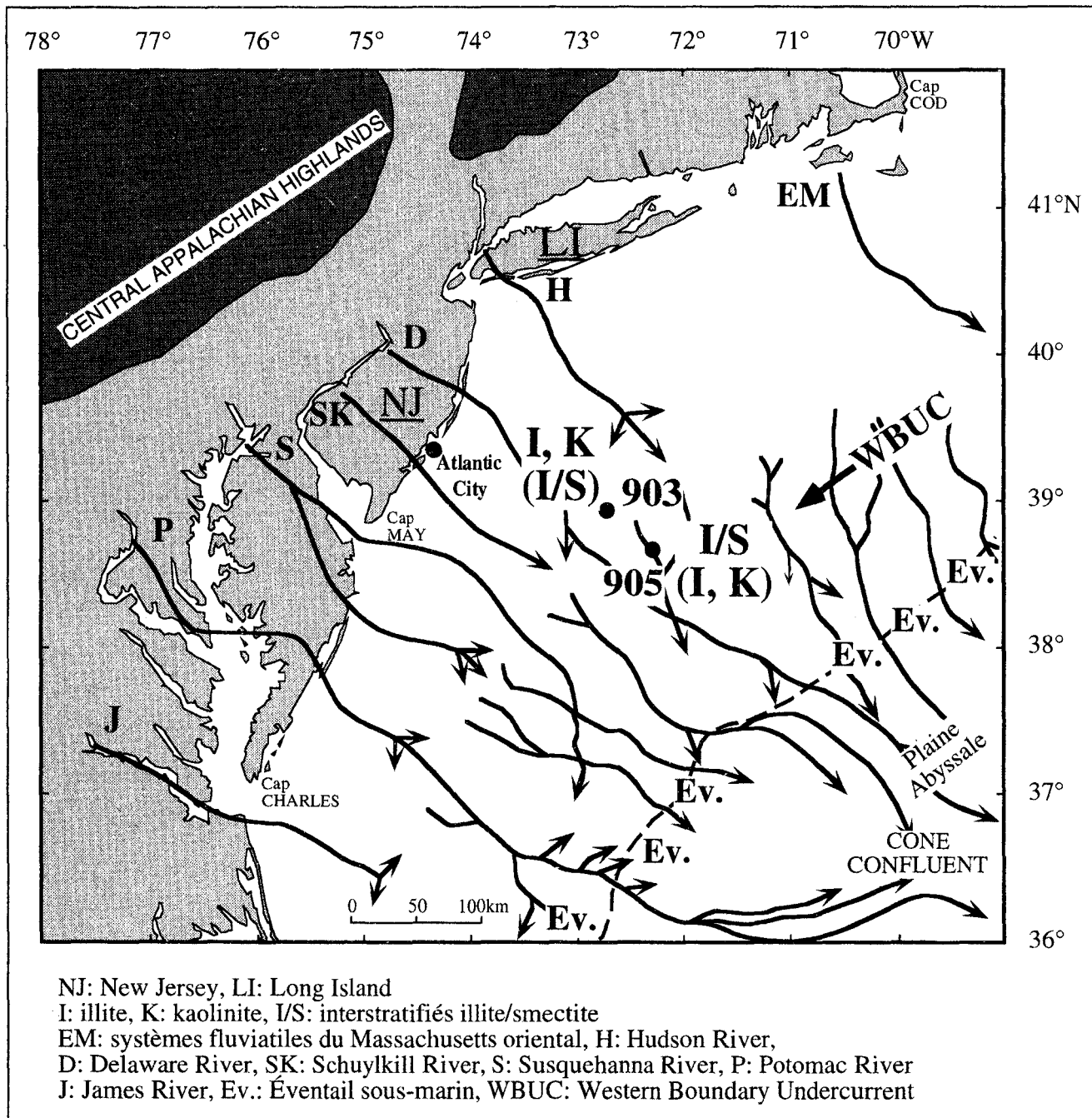


Fig.III-8: Sources possibles des minéraux argileux déposés sur la marge continentale au Miocène (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

*Fig.III-8: Inferred origins of clay minerals deposited on the continental margin during the Miocene (modified from Poag and Sevon, 1989)*

Dans la partie supérieure du Miocène inférieur (ZM3B), la tendance est différente. On observe une augmentation d'illite/smectite à Atlantic City et une diminution de la kaolinite (Fig.II-

27), alors qu'au site 903, la kaolinite continue d'augmenter (Fig.II-4). La ZM3 à Atlantic City (Fig.II-27) est principalement composée d'argiles détritiques telles que l'illite et les I/S, sauf à la base (ZM3C) où la présence d'halloysite n'est pas exclue. La ZM3B correspond à l'unité Kw2a (47 m d'épaisseur) qui correspondrait à un prisme de haut niveau marin (Miller *et al.*, sous presse). Il est possible de corréliser cet intervalle avec les dépôts correspondant aux carottes 903C-36R et -37R beaucoup moins épais dans la mesure où le taux d'accumulation sur la pente est faible en contexte de haut niveau marin. Les proportions relativement élevées d'I/S à Atlantic City par rapport au site 903 pourraient s'expliquer par le remaniement de sols riches en smectite sur la plaine côtière lors des périodes de haut niveau marin. La kaolinite et l'illite auraient alors sédimenté en domaine encore plus proximal. Dans cet intervalle, la proportion de kaolinite et surtout d'illite est supérieure au site 903 par rapport à Atlantic City (Fig.II-4 et II-27). Cette situation *a priori* paradoxale pourrait s'expliquer soit par une origine en partie authigène des smectites identifiées dans l'unité Kw2a, soit par l'existence de deux sources détritiques distinctes à l'origine des sédiments déposés à Atlantic City et au site 903.

## 2. Miocène moyen

L'évolution des assemblages argileux amorcée à l'Oligocène se poursuit dans la partie inférieure du Miocène moyen. Les pourcentages d'illite et de kaolinite continuent d'augmenter régulièrement aux dépens des I/S (Fig.II-4 et II-27). En revanche, une inversion de tendance se produit dans la partie supérieure du Miocène moyen (Fig.II-4). Les proportions d'illite continuent d'augmenter, alors que celles de kaolinite diminuent (Fig.II-9). Cette inversion constitue l'événement majeur de la sédimentation argileuse du Miocène moyen. Nettement enregistrée au site 903, elle est plus atténuée au site 905 (Fig.II-24). Le changement minéralogique paraît avoir deux origines, l'une climatique, l'autre tectonique.

### a- Rôle du climat

Au Miocène moyen (vers -13,5 Ma), un refroidissement net est suggéré par une augmentation importante des valeurs du  $\delta O^{18}$  traduisant une baisse importante du niveau marin corrélée avec une croissance de la calotte glaciaire antarctique (Fig.III-7) (Savin, 1977; Blackwelder, 1981; Miller *et al.*, 1987). La diminution des pourcentages de kaolinite et l'augmentation des pourcentages d'illite peut s'expliquer par une érosion de plus en plus active en domaine continental suite à la baisse importante du niveau marin. En domaine continental, l'érosion aurait donc atteint les roches du substratum, sources d'illite, et de ce fait, la réduction des couvertures pédologiques susceptibles de fournir de la kaolinite expliquerait l'inversion de tendance observée. Dans l'océan, la baisse du niveau marin est responsable d'une érosion importante ayant provoqué le creusement du paléo-canyon foré au site 906. Le réflecteur sismique m3 correspond à cet événement érosif (Fig.II-3; Mountain *et al.*, 1994).

Comme dans beaucoup de sites de l'océan Atlantique Nord et Sud et de l'océan Pacifique, les sédiments du Miocène moyen du site 903 sont caractérisés par un maximum de kaolinite

(Robert et Chamley, 1987). Ce maximum de kaolinite se retrouve également sur le glaciaire continental au site 905 (Fig.II-24), où cela est surtout visible grâce à l'évolution de la courbe du rapport kaolinite/illite (K/I, Fig.II-26). La proportion importante de kaolinite traduirait une importante humidité globale à cette époque (Fredericksen, 1984; Robert et Chamley, 1987) qui aurait également favorisé la formation de la calotte glaciaire Antarctique vers 14 Ma (Kennett, 1982). Les teneurs maximales en kaolinite se situent entre les réflecteurs sismiques m2 (12,5 Ma; situé à 700 m) et m3 (13,6 Ma; situé à 808 m). Ces réflecteurs traduisent des discontinuités lithologiques liées à une variation climatique identifiée grâce aux augmentations des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  (Miller *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1996). Par ailleurs l'humidité plus importante a probablement favorisé le développement de kaolinite dans les sols. Dunn *et al.* (1987) notent également un accroissement des proportions de kaolinite au cours du Miocène moyen qui s'expliquerait par les conditions climatiques tropicales à subtropicales régnant sur la marge Est-américaine. La présence d'espèces tropicales de radiolaires dans les sédiments forés au cours du Leg DSDP 44 (site 388A) (Weaver et Dinkelman, 1978) confirme cette hypothèse. Cependant, l'augmentation des proportions de kaolinite pourrait également traduire, comme à l'Oligocène, le remaniement de formations superficielles riches en kaolinite. Le régime climatique sub-tropical a causé une érosion mécanique rapide et importante ayant permis l'accumulation massive de sédiments dans le Baltimore Canyon Trough (Poag et Sevon, 1989).

#### *b- Rôle de la tectonique*

L'augmentation des proportions d'illite caractéristique de la partie supérieure du Miocène moyen peut traduire un renouvellement des sources dans les Appalaches. En effet, l'augmentation de l'accumulation de sédiments terrigènes dans le bassin pourrait traduire un soulèvement dans la partie Nord des Appalaches centrales (Central Appalachian Highlands) (Gibson, 1970; Gibson, 1983; Poag et Sevon, 1989; Poag, 1992). Le soulèvement tectonique des Appalaches centrales a favorisé l'érosion des roches cristallines, sources d'importantes quantités d'illite alors que la détérioration du climat empêchait la formation de kaolinite. Par ailleurs, on note que la susceptibilité magnétique des sédiments du site 903 présente des valeurs maximales qui coïncident précisément avec le maximum de kaolinite et d'illite (Fig.II-13). Les valeurs importantes de susceptibilité magnétique témoigneraient de la présence de titanomagnétite dans les apports détritiques.

Au Miocène moyen, il existe une importante zone d'accumulation au large du Maryland, du Delaware et du sud du New Jersey. Tous les anciens principaux systèmes fluviaux se rejoignent pour former un important delta confluent à la bordure de plate-forme (Poag, 1992) (Fig.III-8).

A Atlantic City, la base de la ZM3A (Fig.II-27) correspond au réflecteur sismique m3 (Miller *et al.*, sous presse). A Atlantic City, tout comme au site 903 situé sur la pente continentale, les dépôts situés au-dessus du réflecteur sismique m3 et appartenant à la ZM3A, sont caractérisés par une augmentation des proportions d'illite traduisant l'érosion postérieure au soulèvement tectonique des Appalaches, favorisant ainsi l'érosion de roches cristallines riches en micas (illite)

(Poag et Sevon, 1989; Poag, 1992). Cette interprétation est cohérente avec le taux d'accumulation de 40 m/Ma (Sugarman *et al.*, 1993).

### *c- Influence des dépôts gravitaires*

Au site 905, les dépôts gravitaires sont fréquents (unité lithologique III) (Mountain *et al.*, 1994). Il est surprenant dans cette unité de ne pas observer davantage d'illite et de kaolinite remaniées des domaines plus proximaux. En effet, les proportions moyennes d'illite et de kaolinite augmentent légèrement aux dépens des pourcentages d'I/S (Fig.II-24): la proportion moyenne d'I/S dans les unités lithologiques II et IV est d'environ 64%, alors que dans l'unité lithologique III, caractérisée par des processus sédimentaires gravitaires, la moyenne des pourcentages d'I/S n'atteint plus qu'environ 59%. Cette faible différence suggère que les remaniements gravitaires se sont effectués sur une distance relativement faible de la pente inférieure au glacis supérieur. En effet, si les sédiments provenaient de la partie supérieure de la pente, on devrait retrouver des proportions plus élevées d'illite et de kaolinite, comparables à celles identifiées au site 903.

En résumé, l'évolution du cortège argileux au cours du Miocène moyen semble être sous le contrôle à la fois du refroidissement climatique et d'influences tectoniques mais, pour l'instant, il paraît difficile d'établir la part respective de ces deux facteurs sur la sédimentation argileuse.

### **3. Miocène supérieur**

Le Miocène supérieur est une époque représentant une transition entre la sédimentation argileuse riche en kaolinite du Miocène moyen et la sédimentation argileuse pléistocène riche en illite et chlorite.

Sur la pente continentale, au site 903, les pourcentages de kaolinite continuent à diminuer et ceux d'illite à augmenter. Cependant, dans les sédiments contemporains du Tortonien (Zones N16-N17; 10 Ma), on observe une augmentation des pourcentages de kaolinite qui pourrait traduire une humidité globale plus importante ayant également favorisé une expansion de la calotte glaciaire Antarctique à cette époque (Kennett, 1982; Robert et Chamley, 1987). Les proportions de chlorite, minéral argileux sensible à l'hydrolyse, augmentent sensiblement, suggérant des conditions moins hydrolysantes que dans la zone minéralogique précédente (ZM3) (Fig.II-4). Cette tendance s'accorde avec la poursuite du refroidissement climatique cénozoïque qui serait également accompagné par une diminution des précipitations dans les Appalaches (Barron, 1989). La diminution moyenne des températures, le déclin des précipitations et des conditions moins hydrolysantes ont joué en faveur de la préservation de la chlorite et de l'illite et aux dépens de la formation de kaolinite.

L'absence de Miocène supérieur au niveau de la plaine côtière (Fig.II-27) s'expliquerait par la migration des centres d'accumulation. En effet, au Miocène inférieur, les taux de sédimentation étaient élevés au niveau du New Jersey et les deltas progradent sur la plaine côtière (Greenlee *et al.*, 1988). Au Miocène moyen, les deltas progradants se situent plus au large, au niveau de la

plate-forme moyenne actuelle et de ce fait, la subsidence due au poids des sédiments était plus élevée au niveau de la pente continentale que sur la plaine côtière. C'est au Miocène moyen que le taux d'accumulation est le plus élevé sur la pente continentale. Enfin, au Miocène supérieur, la progradation des deltas, ajoutée à la baisse à long terme du niveau marin, et en particulier à la baisse du niveau marin en relation avec la crise du Messinien (Chamley, 1979), a provoqué la formation de dépôts non-marins ou de hiatus (Pazzaglia et Gardner, 1994). De ce fait, les séquences deviennent de moins en moins profondes du Miocène inférieur au Miocène moyen, traduisant ainsi la réduction d'accommodation et l'abaissement du niveau marin (Miller *et al.*, sous presse). De plus, selon Pazzaglia (1993), la zone d'étude était sans doute émergée au Miocène supérieur en raison d'un soulèvement tectonique et d'un basculement vers le Sud-Ouest de la région. De ce fait, les centres de dépôts ont migré vers le Sud. Les formations d'âge Miocène supérieur sont donc absentes à Atlantic City.

## C- Comparaison entre les sites d'Atlantic City -Site 903-Site 905

### 1. *Points communs*

Les sédiments d'âge Miocène prélevés à Atlantic City, au site 903 et au site 905 sont caractérisés par la présence de kaolinite, d'illite et d'I/S. La chlorite n'est présente qu'en faible quantité dans les trois sites (Fig.II-4, II-24 et II-27). L'évolution verticale des cortèges argileux au site 903 et à Atlantic City est globalement identique. Par exemple, il existe une augmentation des pourcentages en illite dans la seconde moitié du Miocène moyen (ZM2 du site 903 et ZM3A du forage d'Atlantic City) (Fig.II-4 et II-27), traduisant une érosion active en domaine continental. De plus, on retrouve un maximum de kaolinite intra-Miocène moyen aussi au bien site 903 qu'au site 905 (Fig.II-4 et II-24).

### 2. *Différences*

Les fluctuations minéralogiques sont beaucoup plus marquées à Atlantic City qu'au site 905 où les assemblages argileux varient peu d'un échantillon à l'autre. Le site 903 en position géographique intermédiaire apparaît également intermédiaire du point de vue de la variabilité minéralogique. Plusieurs facteurs (variabilité lithologique, sédimentation différentielle, influences courantologiques et authigenèse océanique de smectites) paraissent à l'origine des différences observées. Examinons-les successivement.

#### *a- Variations lithologiques*

Les multiples fluctuations du niveau marin ont provoqué d'importants changements d'environnement de dépôt sur la plaine côtière, à l'origine de sédiments de granulométrie variée. En particulier, la présence de sable aurait permis la formation d'argiles diagénétiques telles que les



smectites et l'halloysite. Par ailleurs, la présence occasionnelle de glauconite dont les raies de diffraction sont superposées à celles de l'illite, aurait entraîné une surestimation des proportions d'illite. La suppression des échantillons sableux permet de soustraire les influences diagénétiques (Fig.III-9). On s'aperçoit alors que la minéralogie des argiles est relativement homogène et les tendances tout à fait comparables à celles observées au site 903. La proportion d'illite est voisine (environ 20%) à Atlantic City (Fig.III-9) et au site 903 (Fig.II-4). Par contre, la proportion de kaolinite est plus élevée en moyenne à Atlantic City. Il semble que la sédimentation différentielle affecte donc surtout la kaolinite, déposée en domaine proximal, et les I/S, déposés en domaine plus distal.

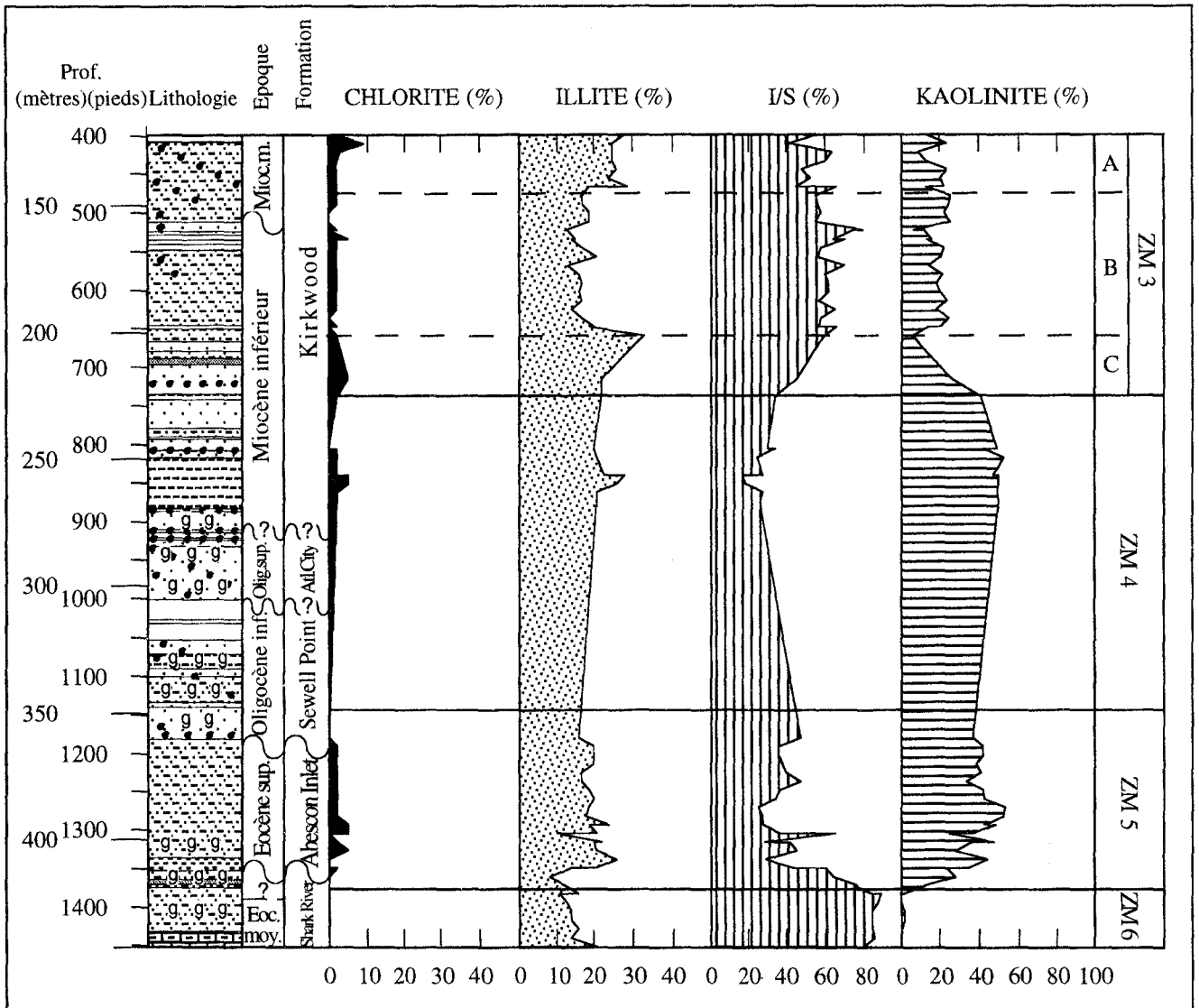


Fig.III-9: Composition minéralogique de la fraction argileuse détritique des sédiments forés à Atlantic City

Fig.III-9: Clay mineralogy of detrital sediments drilled at Atlantic City borehole

*b- Sédimentation différentielle et influence des courants*

Quand on compare les sites 903 et 905, le fait le plus marquant réside dans la différence des pourcentages d'I/S (Fig.II-30). Dans l'ensemble de l'intervalle d'âge Miocène, le pourcentage d'I/S s'avère nettement plus élevé sur le glacis continental que sur la pente. Par exemple, dans l'ensemble de la ZM2 du site 903 (deuxième partie du Miocène moyen-Miocène supérieur), le pourcentage moyen est de 18% alors qu'il atteint 62% dans les sédiments contemporains du site 905 (Fig.III-10). L'augmentation d'I/S vers le large peut s'expliquer par le processus de sédimentation différentielle. Cependant, dans les environnements actuels, les pourcentages de smectites passent de 30% dans des environnements côtiers à 60% à 120 km de la côte dans le cas du delta du Niger (Porrenga, 1966). De la même manière, Gibbs (1977) montre des pourcentages de smectites passant de 27% à l'embouchure de l'Amazone le long de la plate-forme continentale à 40%, 1400 km plus loin vers le Nord-Ouest. Le site 905 et le site 903 ne sont éloignés que d'environ 70 km. Par conséquent, la sédimentation différentielle ne semble pas pouvoir expliquer à elle seule les 40% de différences entre les deux sites.

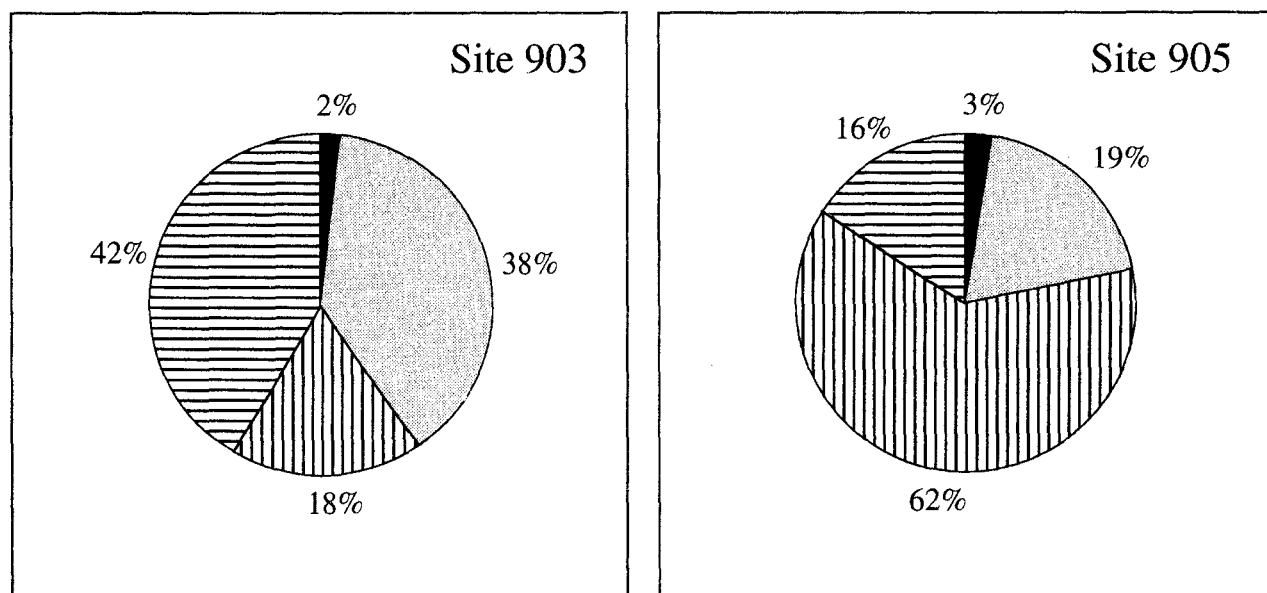


Fig.III-10: Comparaison des pourcentages moyens des différents minéraux argileux de la ZM 2 des sites 903 et 905

*Fig.III-10: Average proportions of clay minerals in clay mineral zone 2 of ODP sites 903 and 905*

Les minéraux smectitiques pourraient être apportés par des courants de fond. En effet, l'océan Nord Atlantique est caractérisé par une circulation abyssale importante au cours du Cénozoïque (Mountain et Tucholke, 1985; Tucholke et Mountain, 1986). La région étudiée semble avoir été soumise au Western Boundary Undercurrent (WBUC). Ce courant est capable de transporter des particules de la taille des argiles, sur de très longues distances (Heezen *et al.*, 1966; Zimmerman, 1972). Selon Tucholke (1975), au Pléistocène, la chlorite était transportée par ce courant le long de la marge vers le Sud jusqu'aux basses latitudes. De la même manière, durant le Miocène moyen et supérieur, ce courant de fond a pu transporter des I/S depuis le Nord. Dans les sédiments d'âge Miocène supérieur prélevés dans la mer du Labrador (ODP Site 646), la

proportion de smectite résultant de l'érosion d'anciennes formations atteint 60% (Cremer *et al.*, 1989). Le site ODP 645 a été foré dans la Baie de Baffin et les sédiments miocènes prélevés montrent une quantité de smectite atteignant 78% (Thiébault *et al.*, 1989). La smectite en provenance de la Baie de Baffin a donc pu rentrer dans la mer du Labrador. Depuis le début du Miocène moyen, la Baie de Baffin constituait probablement le principal passage entre les océans Arctique et Atlantique (Srivastava *et al.*, 1987). Les minéraux smectitiques identifiés au site 905 dans les sédiments miocènes proviendraient donc en grande partie du Nord et auraient été transportés par des courants de fond circulant vers le Sud. Cette hypothèse s'accorde avec les travaux de Fagel *et al.* (1996) qui ont mis en évidence le transport de smectite par le WBUC des Bassins d'Islande et d'Irminger (Fig.I-6) vers la Mer du Labrador.

### *c- Authigenèse de smectite*

La présence de smectites lattées (Planche 3) comparables à celles décrites par Holtzapffel *et al.* (1985), Steinberg *et al.* (1987) et Deconinck et Chamley (1995) suggère une authigenèse partielle des smectites qui pourrait avoir contribué à la forte proportion totale de minéraux smectitiques. Cette observation va également dans le sens de l'interprétation proposée par Thiry et Jacquin (1993) relative à la transformation de particules détritiques en smectites en domaine océanique. Cependant, au site 905, il paraît difficile de quantifier la part de smectites qui serait néoformées des I/S détritiques dont les sources pourraient être multiples.

## **VI. Sédimentation argileuse au Plio/Pléistocène**

### **A- Introduction**

La glaciation dans l'hémisphère Nord débute entre 3 et 2,4 Ma (Pliocène supérieur) et s'intensifie au Pléistocène moyen et supérieur (Berggren, 1972; Berggren et Olsson, 1986). Shackleton *et al.* (1984) ont montré grâce aux études réalisées lors d'une mission sur le plateau de Rockall (Leg DSDP 522A), l'existence de débris transportés par les glaces traduisant la croissance de calottes glaciaires dans l'hémisphère Nord vers 2,5-2,4 Ma. Les glaciations les plus importantes traduites par de fortes valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ , ont eu lieu durant les stades isotopiques 2 (20.000 ans), 6 (150.000 ans), 12 (430.000 ans) et 16 (630.000 ans) (Wright Jr, 1989).

Au Pliocène, les taux d'accumulation diminuent fortement (Poag et Sevon, 1989; Poag, 1992). Le volume important de sédiments quaternaires déposé le long de la marge nord-est américaine avec un taux d'accumulation de  $38.000 \text{ km}^3/\text{Ma}$ , est principalement attribué aux effets des glaciations continentales (Poag et Sevon, 1989). La plus grande accumulation de sédiments terrigènes au Quaternaire est située le long de la plate-forme externe et de la pente supérieure au large des États-Unis (Groot *et al.*, 1995). Des quantités importantes sont délivrées vers la pente et le glacis par les glaces et les fleuves traversant la plate-forme continentale durant les périodes de

bas niveaux marin (Lancelot *et al.*, 1972; Mountain et Tucholke, 1985; Tucholke et Mountain, 1986). Laine (1980) a estimé que plus de  $1.10^6 \text{ km}^3$  de sédiments terrigènes ont ainsi été amenés dans l'Atlantique Nord-Ouest durant les derniers 2,8 Ma. Braun (1989) a calculé que les Appalaches ont dû subir une érosion d'environ 170 m d'épaisseur pour obtenir le volume de sédiments terrigènes délivrés durant les 1,65 Ma qu'a duré le Pléistocène. Les sédiments se déposent majoritairement lors de la fonte des glaciers et de la mise en place d'importants systèmes fluviaux emportant une grande quantité de matériel silicoclastique vers l'océan (Groot *et al.*, 1995). Au Pliocène supérieur, le développement d'une calotte glaciaire au Groenland, en Amérique du Nord et en Eurasie a profondément modifié la sédimentation dans l'océan Atlantique Nord. Les processus sédimentaires gravitaires tels que les courants de turbidité, les slumps et les debris-flows deviennent importants le long des marges continentales (Robb *et al.*, 1981; Tucholke et Mountain, 1986; Christensen et Miller, 1991). Les transports gravitaires ont surtout lieu durant les stades glaciaires, en particulier lors des stades 12, 8 et 6 au site 902 (Mountain *et al.*, 1994). Les processus de dépôt et d'érosion gravitaires causés par les fluctuations importantes du niveau marin au cours du Pléistocène sont à l'origine du creusement de nombreux canyons à la bordure de plate-forme et sur la pente continentale supérieure (Poag, 1992).

Au site 903, dans la carotte 903A-40X, à 352,33 m, un échantillon sableux d'âge Pliocène a été identifié grâce aux nannofossiles (zone NN15 ou zones NN17-NN18) (Mountain *et al.*, 1994).

L'absence de sédiments d'âge Pliocène au niveau de la plaine côtière s'expliquerait par le fait que cette région était émergée et basculée vers le Sud-Ouest à cette époque. Des dépôts pliocènes ont été identifiés sur la plaine côtière plus au Sud, au Sud-Est de la Virginie (Owens *et al.*, 1988).

## B- Origine des minéraux argileux

Le cortège argileux est composé principalement de chlorite et d'illite dans les sédiments récents de l'océan Atlantique Nord-Ouest (Hathaway, 1972; Lancelot *et al.*, 1972; Wall, 1981; Dunn *et al.*, 1987; Rothe, 1989; Deconinck et Vanderaveroet, 1996). Ces minéraux résultent de l'érosion mécanique des domaines continentaux en période glaciaire (Chamley, 1979). Les glaciers ont transporté d'importantes quantités de chlorite et d'illite vers le Sud en provenance du Bouclier Canadien (Dunn *et al.*, 1987). Les minéraux interstratifiés I/V associés aux illites et chlorites sont caractéristiques du Pléistocène (Chamley *et al.*, 1983). Ils traduisent des apports en provenance du Nord (Bout-Roumazeilles, 1995; Fagel *et al.*, 1996). Les I/V sont particulièrement abondants dans la région des Appalaches, dans les sols développés à partir des schistes riches en micas (Rich, 1956). Les analyses minéralogiques de la fraction inférieure à  $2 \mu\text{m}$  de sols provenant de cette région ont montré que la vermiculite constituait le minéral dominant du cortège argileux et provenait de la transformation et du lessivage de la biotite (April *et al.*, 1986). L'illite et les minéraux interstratifiés I/V et I/S sont corrélés négativement ( $r=-0,931$ ), ce qui suggère que les

interstratifiés résultent de l'altération modérée de l'illite (Fig.III-11). Par ailleurs, la fraction inférieure à  $2\ \mu\text{m}$  est également caractérisée par la présence d'amphibole et de feldspaths. L'apparition de ces minéraux dans les sédiments pléistocènes avait déjà été notée par Lancelot *et al.* (1972). L'existence commune d'amphibole, de feldspaths et de chlorite suggère l'existence de fleuves et de glaciers drainant les roches cristallines et métamorphiques du Nord canadien sous climat glaciaire (Thiébault *et al.*, 1989).

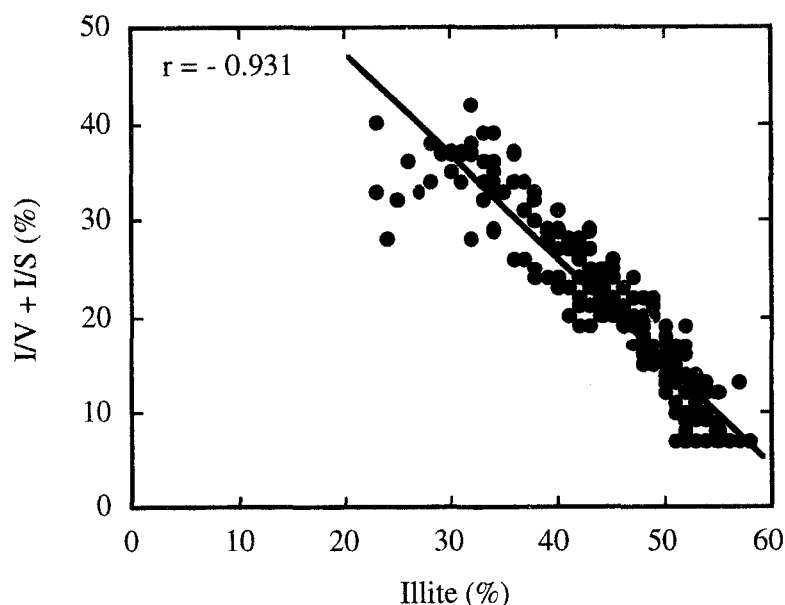


Fig.III-11: Corrélation négative entre les proportions d'illite et d'I/S + I/V dans les sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.III-11: Diagram showing the negative correlation between the proportions of illite and I/S + I/V in pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Les sédiments terrigènes situés au large du New Jersey sont amenés par les fleuves Hudson et Delaware (Fig.III-12) (Dunn *et al.*, 1987). L'analyse des sporomorphes du site 6021C situé sur la pente supérieure au large du New Jersey (Fig.II-2) montrent que ces éléments proviendraient d'une source située au Nord du Delaware, sans doute du Nord du New Jersey ou de l'état de New York, drainés par la "Hudson River" et ses affluents. Les éléments terrigènes ont sans doute la même origine que les sporomorphes (Groot *et al.*, 1995). La Hudson River a drainé une vaste région soumise aux glaciations (Fig.III-2) (Emery et Uchupi, 1972). Elle s'est étendue au Sud jusqu'au Washington Canyon et a également drainé les Adirondack Mountains (Kelling *et al.*, 1975; Poag et Sevon, 1989), région recouverte de glaciers durant le Pléistocène (April *et al.*, 1986).

Selon Mazzullo (1987), il se produit un changement des sources sédimentaires au Pléistocène inférieur. Les grains de quartz étudiés appartiennent au premier type de grains, c'est-à-dire que ce sont des grains arrondis provenant des sédiments d'âge Crétacé et Tertiaire de la

marge continentale du New Jersey et en particulier de la plaine côtière qui dominant dans les sédiments trouvés sur la pente.

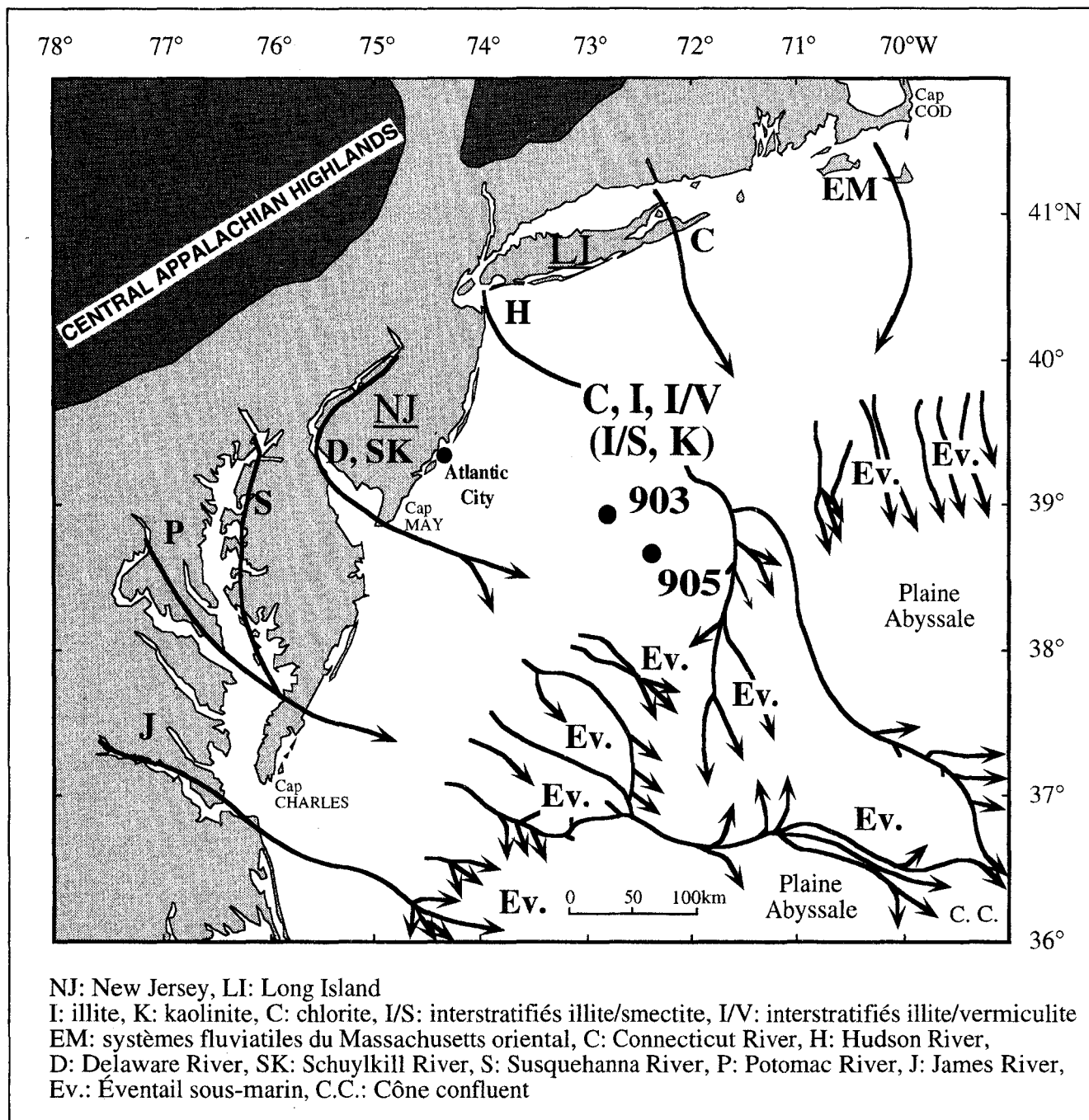


Fig.III-12: Sources possibles des minéraux argileux déposés sur la marge continentale au Pléistocène (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

Fig.III-12: Inferred origins of clay minerals deposited on the continental margin during the Pleistocene (modified from Poag and Sevon, 1989)

## C- Les alternances Glaciaire-Interglaciaire au Site 902

### 1. Variations du rapport kaolinite/chlorite (K/C)

D'après les données biostratigraphiques fournies par l'étude des nannofossiles, les sédiments étudiés se sont déposés entre -450.000 et -80.000 ans (Mountain *et al.*, 1994). 229 d'échantillons prélevés tous les 50 cm ayant été analysés, le temps moyen séparant deux échantillons est de 1.600 ans. Cependant, cette moyenne masque des hiatus, par exemple durant le stade glaciaire 10 (Mountain *et al.*, 1994), et une variation du taux de sédimentation durant les stades glaciaires et interglaciaires. Par exemple, durant le stade interglaciaire 7 dont le taux de sédimentation est de 24 cm/ka (Mountain *et al.*, 1994), 2.000 ans séparent chaque échantillon, alors que durant le stade glaciaire 8 caractérisé par un taux de sédimentation de 51 cm/ka (Mountain *et al.*, 1994), chaque échantillon n'est séparé que d'environ 1.000 ans.

La chlorite est considérée comme étant le produit typique de l'altération physique durant les périodes froides car ce minéral s'altère très rapidement sous des conditions hydrolysantes (Chamley, 1989). Par contre, la kaolinite se forme sous des climats plus hydrolysants (plus chaud et plus humide). C'est pourquoi le rapport kaolinite/chlorite (K/C) est susceptible de refléter au mieux les stades glaciaire/interglaciaire durant la sédimentation pléistocène. Le rapport K/C présente de nombreuses fluctuations que l'on peut corréliser avec les variations de la courbe SPECMAP qui est la courbe synthétique du rapport isotopique  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig.II-16) (Imbrie *et al.*, 1984). Il est donc vraisemblable que les fluctuations de K/C résultent de l'alternance des stades glaciaires et interglaciaires.

#### a- Épaisseur des stades glaciaires et interglaciaires

Les stades interglaciaires présentent une épaisseur de sédiments beaucoup plus faible que les stades glaciaires (Fig.II-16). Les flux terrigènes ont été calculés grâce à l'équation de l'accumulation massique (MART). En effet, les taux d'accumulation massiques de la fraction non carbonatée reflète principalement les apports sédimentaires terrigènes (Stein et Robert, 1986). Si on compare la courbe représentant les variations du MART avec la courbe SPECMAP, on note que le taux d'accumulation présente effectivement des valeurs plus faibles durant les stades interglaciaires que durant les stades glaciaires (Fig.III-13; Tableau III-2). Cela est particulièrement bien visible au cours des stades interglaciaires 7 et 9-11 au cours desquels on obtient une moyenne d'environ  $10 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3 \text{a}$ , alors qu'on atteint des valeurs supérieures à  $100 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3 \text{a}$  au cours du stade glaciaire 8. Durant les stades interglaciaires, l'érosion mécanique des domaines continentaux est plus faible que durant les stades glaciaires et, par ailleurs, le niveau marin plus haut gêne le transit de sédiments terrigènes du continent à la pente continentale.

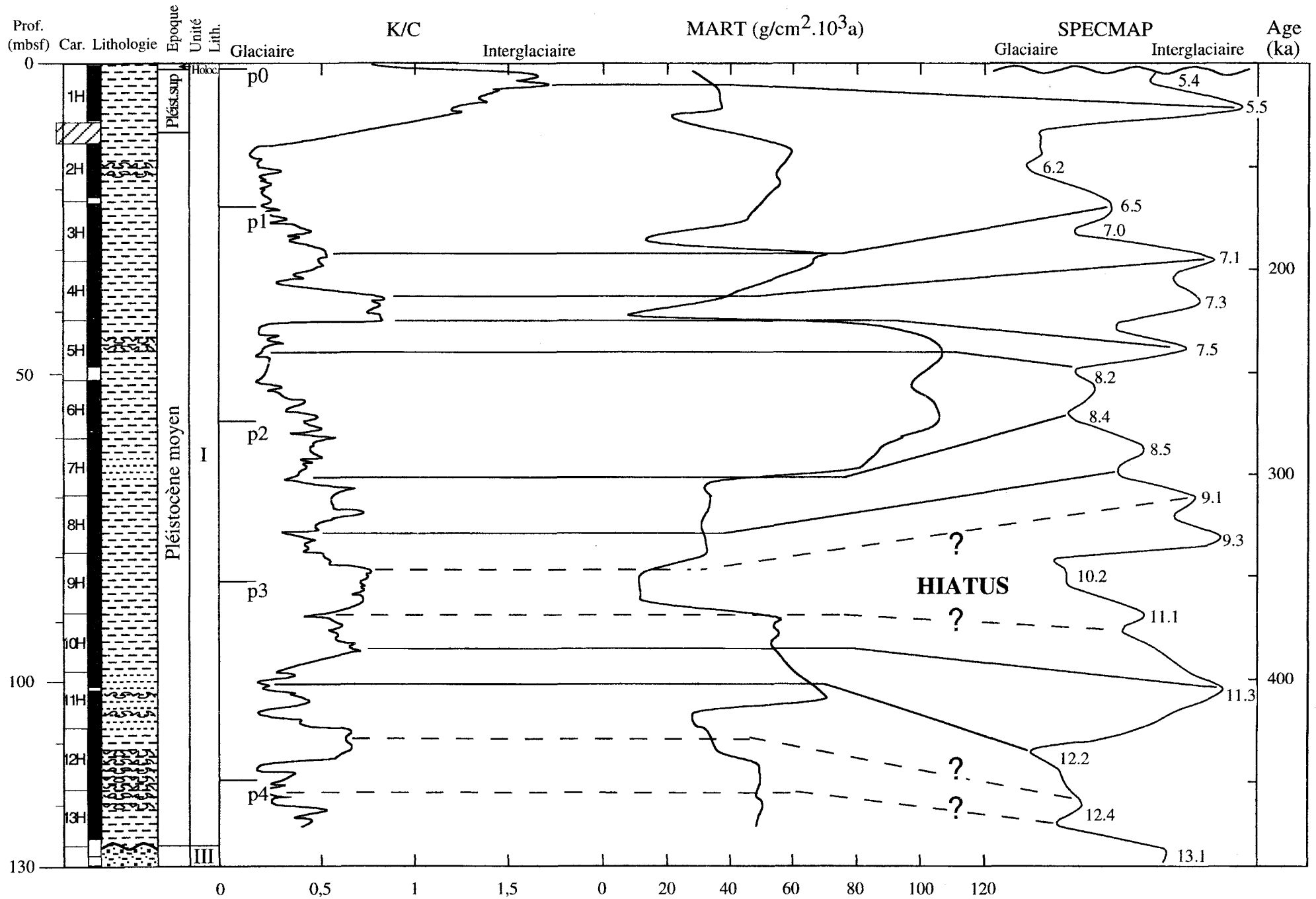


Fig.III-13: Comparaison entre le rapport K/C, la courbe SPECMAP et les variations du MART au forage 902D  
 Fig.III-13: Comparison between the K/C ratio, the SPECMAP curve, and the fluctuations of MART at ODP site 902D



### *b- Le stade interglaciaire 5.5*

La comparaison de la courbe K/C avec la courbe SPECMAP montre que l'amplitude des variations de K/C est du même ordre que les fluctuations de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig.II-16). Toutefois, au sommet du forage, le rapport K/C augmente fortement durant le stade isotopique 5.5 alors que les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  ne sont pas plus élevées que durant les autres stades interglaciaires.

Cette observation peut s'interpréter de diverses manières. Dans les stades antérieurs, l'évolution du rapport K/C est principalement pilotée par les teneurs en chlorite. En revanche, on note dans le stade 5.5 une augmentation des proportions en kaolinite (en proportions absolues) et la proportion de chlorite est identique à celle des autres stades interglaciaires (Fig.II-18). L'augmentation de kaolinite peut traduire un changement des sources détritiques, mais aucun argument minéralogique ne vient étayer cette hypothèse. En effet, les proportions de quartz, feldspath et amphibole sont identiques dans tous les stades interglaciaires. L'augmentation de kaolinite peut également résulter de l'établissement d'un climat relativement plus hydrolysant durant le stade 5.5 par rapport aux autres stades interglaciaires.

L'hydrolyse plus marquée ne semble pas résulter d'une température plus élevée puisque les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  ne sont pas plus forte que durant les autres stades interglaciaires, mais pourrait résulter de l'instauration d'un climat plus humide durant le stade 5.5 par rapport aux stades interglaciaires antérieurs. Du point de vue des minéraux contenus dans le sédiment total (Fig.II-19), on remarque que la proportion de calcite d'origine biogène est très faible durant le stade 5.5 alors que la proportion de nanofossiles et de foraminifères est beaucoup plus élevée dans les autres stades interglaciaires. Ces relations pourraient être liées à l'existence d'un flux terrigène plus élevé (MART plus fort dans le stade 5.5 par rapport aux autres stades interglaciaires; Fig.III-13) compatible avec une dilution plus importante des carbonates.

En conclusion, cette observation montre l'indispensable utilisation conjointe d'un indicateur d'origine continentale du climat (argile) et d'un indicateur d'origine marine du climat ( $\delta^{18}\text{O}$ ).

### *c- Le stade interglaciaire 7*

Ce stade est particulièrement bien marqué par la courbe K/C. Contrairement au stade 5.5, les proportions de kaolinite restent faibles mais les pourcentages de chlorite diminuent fortement (valeurs les plus faibles enregistrées le long du forage) (Fig.II-18). Le taux d'accumulation terrigène est très faible (Fig.III-13), ce qui peut expliquer la proportion élevée des carbonates biogènes alors que les températures déduites du  $\delta^{18}\text{O}$  ne semblent pas plus élevées que durant les autres stades interglaciaires.

## **2. Variations granulométriques**

Durant les stades glaciaires, les sédiments sont fréquemment plus grossiers que durant les stades interglaciaires (Chamley, 1979). Au site 902, les sédiments des stades interglaciaires se caractérisent par une proportion de silt plus importante que ceux des stades glaciaires. Par ailleurs,

la distribution de la taille des particules est unimodale et l'indice de classement est plus faible (Fig.II-21 et II-22). En revanche, les sédiments déposés durant un stade glaciaire présentent une distribution de la taille des particules bimodale et/ou un indice de classement plus élevé. Ceci résulte d'une teneur en silt relativement faible et d'une teneur en sable et/ou en argile plus élevée.

#### *a- Stades interglaciaire*

Les faibles teneurs en argiles des stades interglaciaires (Fig.II-20) sont inhabituelles. Elles pourraient s'expliquer par un enrichissement relatif des sédiments par les composants biogènes siliceux (diatomées principalement) dont la taille correspond à la classe des silts. Les proportions de diatomées déterminées par l'examen des frottis du sédiment total atteint en effet environ 5 %. On pourrait donc attribuer la proportion relativement élevée de sédiments de la taille des silts dans les stades interglaciaires à une influence biogène et non pas terrigène.

#### *b- Stades glaciaires*

Les sédiments présentent un mauvais classement (Fig.II-21 et II-22), ce qui est caractéristique des sédiments d'origine glaciaire (Chamley, 1988). La distribution bimodale de la taille des particules observée durant les stades glaciaires (Fig.II-22) pourrait traduire l'existence de deux sources détritiques distinctes; l'une correspondant à la plaine côtière (Mazzullo, 1987) et fonctionnant aussi durant les stades interglaciaires, l'autre plus septentrionale (Bouclier canadien) n'apportant des éléments détritiques par l'intermédiaire des glaciers que durant les stades glaciaires. Les apports tantôt plus argileux traduiraient une prépondérance des apports de la plaine côtière, alors qu'un fonctionnement des sources septentrionales conduirait aux dépôts plus sableux.

Au sein des stades glaciaires 6 et 8, les ensembles sableux semblent associés à des sous-stades marqués par une baisse des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig.II-20) traduisant un léger réchauffement. Les sables seraient alors les témoins d'une débâcle partielle provoquée par ces légers réchauffements.

Durant ces stades glaciaires, l'existence de nombreux dépôts gravitaires tels que les slumps apportent du matériel plus grossier en provenance de la plate-forme, ce qui pourrait également expliquer le mauvais classement observé durant les stades glaciaires.

### **3. Variations de la susceptibilité magnétique**

#### *a- Généralités*

La susceptibilité magnétique prend en compte les contributions de l'ensemble des minéraux d'une roche qu'ils soient diamagnétiques (quartz, calcite), paramagnétiques (argiles) ou ferromagnétiques (magnétite, hématite). Ainsi, toute variation minéralogique et granulométrique d'une roche sédimentaire peut être enregistrée très finement par la susceptibilité magnétique et donner des renseignements quantitatifs sur l'évolution des conditions de dépôt des sources détritiques et bioclastiques (Robinson, 1993).

Dans le secteur considéré, les sources sédimentaires se situent dans les Appalaches, région riche en roches magmatiques et métamorphiques susceptibles de fournir, en trace, des minéraux à forte susceptibilité tels que les titanomagnétites (Robinson *et al.*, 1995). Dans un tel contexte, le signal de susceptibilité magnétique est selon toute vraisemblance dominé par les minéraux ferromagnétiques. En général, ces grains se rencontrent dans la fraction silteuse, mais ils peuvent également appartenir à la classe granulométrique des argiles. Dès lors, le signal de susceptibilité magnétique peut être utilisé pour quantifier les apports détritiques si la teneur en carbonate et en quartz est assez faible pour ne pas diluer le signal (Bout-Roumazeilles, 1995).

Durant les stades glaciaires, les apports en matériel détritique étant plus élevés qu'en période interglaciaire, il a été démontré que les variations des valeurs de la susceptibilité magnétique se corrélaient assez bien avec les variations enregistrées sur la courbe SPECMAP (Robinson, 1986; Mountain *et al.*, 1994).

#### *b- Site 902*

Il suffit d'une très faible quantité de minéraux ferromagnétiques pour produire un signal magnétique. Au site 902, la présence de magnétite semble responsable des valeurs importantes de susceptibilité magnétique mesurée dans l'ensemble des sédiments (Urbat, 1995). Cependant, les proportions de magnétite sont trop peu importantes pour être détectées par diffraction des rayons X.

Les valeurs de la susceptibilité magnétique sont plus élevées durant les stades glaciaires que durant les stades interglaciaires (Fig.II-23). Cela est surtout vrai pour le stade interglaciaire 7 caractérisé par une susceptibilité magnétique faible. Au site 904 (voisin du site 902), les sédiments déposés durant le stade interglaciaire 7 sont également constitués d'une faible concentration en minéraux magnétiques suggérant un apport sédimentaire faible durant ce stade (Urbat, 1995).

A la transition stade isotopique 5/stade isotopique 6, les valeurs de la susceptibilité magnétique sont particulièrement élevées (Fig.II-23). Des valeurs comparables ont été mesurées au site 904 dans le même intervalle stratigraphique (Urbat, 1995). Selon cet auteur, les fortes valeurs de susceptibilité pourraient traduire la présence de magnétite authigène dans le sédiment. En effet, au passage stade isotopique 5/stade isotopique 6, les valeurs de la susceptibilité magnétique restent particulièrement élevées alors que l'on passe dans un stade interglaciaire.

#### *b1. Influence de la granulométrie et de la minéralogie des sédiments*

La comparaison entre la courbe des valeurs de la susceptibilité magnétique (Fig.II-23) avec les résultats de la microgranulométrie (Fig.II-20) montre qu'en général, les valeurs de la susceptibilité magnétique semblent se corrélérer avec les teneurs en argiles (< 2  $\mu\text{m}$ ) du sédiment. Il semblerait donc que le signal de la susceptibilité magnétique soit contenu dans la fraction fine. Par conséquent, il est important de connaître les minéraux contenus dans la fraction granulométrique des argiles afin de déterminer le minéral ou les minéraux porteurs du signal magnétique.

La comparaison des variations des pourcentages absolus des différents minéraux argileux et les résultats de la susceptibilité magnétique qu'il pourrait exister un lien entre l'évolution des

teneurs en chlorite (Fig.II-18) et les valeurs de la susceptibilité magnétique (Fig.II-23). Par conséquent, les plus fortes valeurs de susceptibilité magnétiques caractéristiques des stades glaciaires pourraient être liées aux teneurs plus élevées en chlorite des sédiments déposés dans cet intervalle.

#### b2. Stades 6 et 5

Au stade 6, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  sont particulièrement élevées, et le niveau marin d'autant plus bas (Wright Jr, 1989). Cela traduit le fait que la calotte glaciaire était plus développée durant cette période, et donc vraisemblablement plus proche du site 902. De ce fait, le volume de sédiments détritiques, dont les grains magnétiques (titanomagnétite), devait être plus élevé.

Par contre, le stade interglaciaire 5.5 pourtant marqué par des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  faibles, présente des valeurs de susceptibilité magnétique encore élevées. Cela pourrait probablement s'expliquer par l'authigenèse de magnétite (Urbat, 1995).

En résumé, les relations entre le rapport kaolinite/chlorite, données isotopiques, microgranulométrie et susceptibilité magnétique sont particulièrement nettes au sommet du forage, du stade 9 au stade 5, peu perturbés par les phénomènes de resédimentation et par les techniques de forage elles-mêmes.

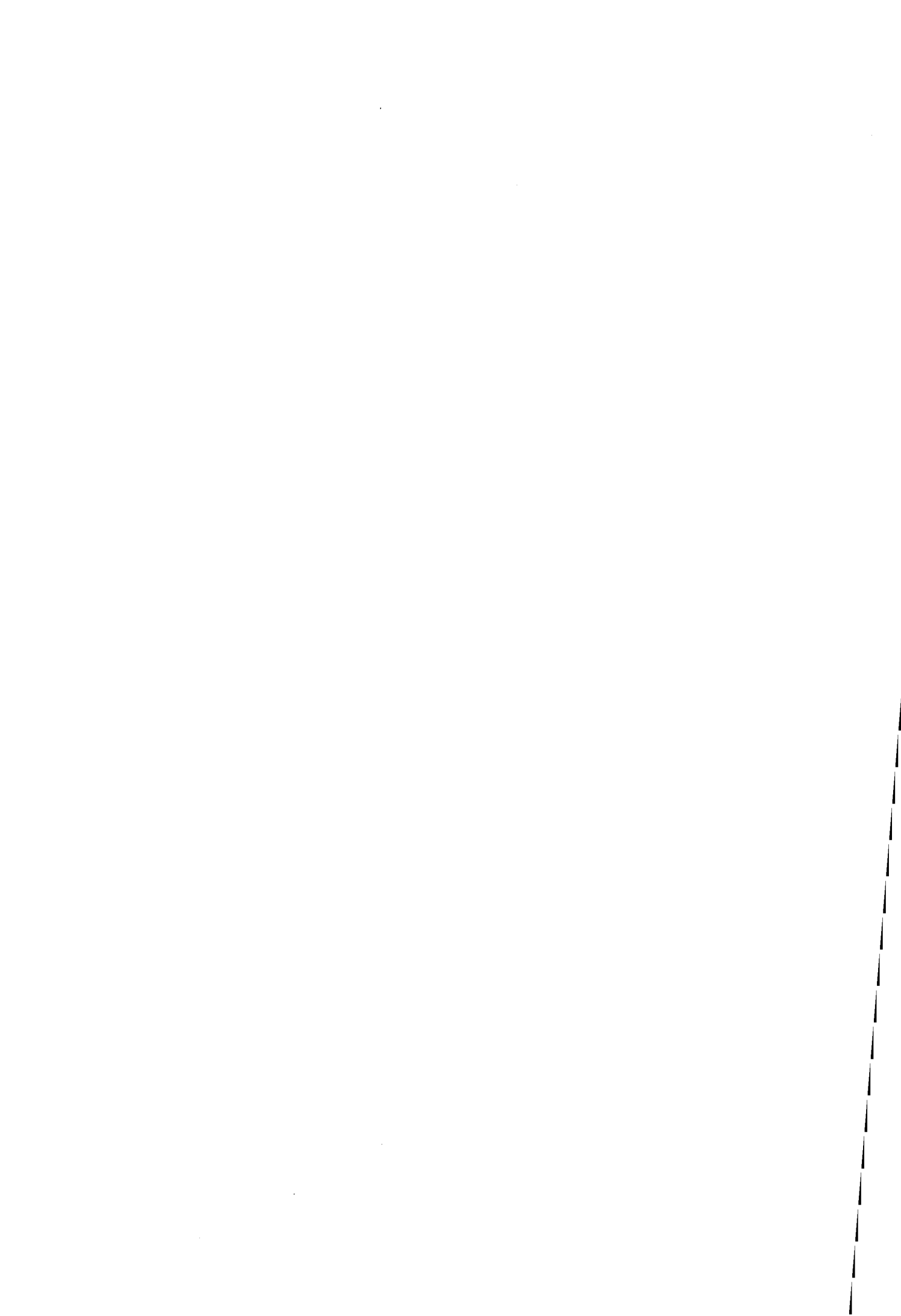
Le rapport kaolinite/chlorite (K/C) est un bon indicateur de l'intensité relative de l'altération chimique par rapport à l'altération physique. Dans les sédiments déposés durant les stades glaciaires, ce rapport plus faible refléterait donc l'érosion préférentielle des roches du substratum riches en chlorite. De plus, le rapport K/C pourrait également donner des indications sur l'intensité de l'hydrolyse, notamment durant le stade interglaciaire 5.5 marqué par des valeurs élevées de ce rapport. Il semblerait donc que ce stade 5.5 soit caractérisé par un taux d'humidité plus élevé que durant les autres stades interglaciaires, ce qui favoriserait la formation de la kaolinite.

La microgranulométrie permet de différencier les sédiments déposés durant les stades interglaciaires plus riches en silts des sédiments déposés durant les stades glaciaires dans lesquels dominant les argiles et les sables. La plus forte proportion de frustules de diatomées dans les sédiments déposés durant les stades interglaciaires semble responsable de cette différence granulométrique.

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont plus élevées durant les stades glaciaires caractérisés par un volume de sédiments détritiques plus important.

La proximité de la calotte glaciaire est suggérée par les valeurs de susceptibilité élevée durant le stade glaciaire 6.

Parmi les différents stades interglaciaires, le stade isotopique 7, peu épais, est particulièrement bien exprimé. Enfin, le stade interglaciaire 5.5 est caractérisé par des teneurs relativement élevées en kaolinite qui pourraient traduire un caractère plus humide du climat dans cet intervalle.



# CONCLUSIONS GÉNÉRALES



## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La constitution des assemblages argileux des sédiments prélevés au cours du Leg ODP 150 au large du New Jersey, a été étudiée à différentes échelles de temps:

- 1) sur l'ensemble de l'intervalle Éocène/Pléistocène;
- 2) sur l'intervalle d'âge Pléistocène de -450.000 à -80.000 ans.

L'étude des minéraux argileux par diffraction des rayons X a été combinée aux études microgranulométriques et aux mesures de susceptibilité magnétique.

Les sites étudiés, alignés selon une transversale WNW-ESE de la plaine côtière américaine au glacis supérieur, permettent d'appréhender également l'évolution latérale des cortèges argileux.

L'étude spatiale et temporelle permet de distinguer les principaux facteurs de contrôle de la sédimentation argileuse et d'établir leur influence respective.

### A- Contrôle climato-eustatique

La sédimentation argileuse paraît principalement sous contrôle climato-eustatique.

**A l'échelle du Cénozoïque**, le refroidissement climatique global entraîne, à la limite Éocène/Oligocène, le passage d'une sédimentation carbonatée riche en smectite à une sédimentation silicoclastique riche en illite et kaolinite (Fig.IV-1). Ce changement lithologique et minéralogique se produit antérieurement (limite Éocène moyen/Éocène supérieur) sur la plaine côtière en domaine plus proximal, très tôt affecté par la baisse du niveau marin consécutive à l'initiation de la formation de la calotte glaciaire antarctique.

Dans les sédiments plus récents, les assemblages minéralogiques s'enrichissent globalement en illite et en chlorite. Deux relais majeurs se produisent:

1) Au Miocène moyen, en coïncidence avec une croissance importante de la calotte antarctique caractérisée par une augmentation des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ , les proportions d'illite augmentent aux dépens de celles de kaolinite;

2) Au Pléistocène, suite à des conditions climatiques moins hydrolysantes, la chlorite, accompagnée d'interstratifiés illite/vermiculite, d'amphibole et de feldspaths, prend le relais de l'illite. Là encore, ce changement coïncide avec un refroidissement global (augmentation des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ ) et la formation des calottes glaciaires septentrionales.

De l'Éocène au Pléistocène, on assiste donc au remaniement des minéraux argileux issus, de manière croissante, des roches cristallines du substratum continental, témoin d'un relais de l'altération chimique par l'altération physique (Fig.IV-1).



Age	Cortège argileux	Origine des minéraux argileux	Événements environnementaux
Pléistocène	Assemblages argileux riches en illite et chlorite	Érosion du soubassement cristallin Nord-américain	Croissance des calottes glaciaires dans l'hémisphère Nord
Miocène moyen et supérieur	Augmentation de l'illite Diminution de la kaolinite  Pas de corrélation entre ces deux minéraux	Érosion profonde des roches cristallines des Appalaches	
Oligocène supérieur Miocène inférieur et début du Miocène moyen	Augmentation de l'illite et de la kaolinite  Corrélation directe entre ces deux minéraux	Illite issue des roches cristallines des Appalaches  Kaolinite remaniée principalement des profils d'altération d'âge Crétacé supérieur à Éocène	← Rajeunissement morphologique des Appalaches ← Maximum d'humidité ← Chute glacioeustatique
Éocène moyen et supérieur	Assemblages argileux riches en smectite	Smectites éoliennes ?	← Chute eustatique du niveau marin

Fig.IV-1: Diagramme résumant le lien entre la sédimentation argileuse cénozoïque et les événements environnementaux dans la zone d'étude.

Fig.IV-1: Table showing the relationship between clay sedimentation and related events occurring during the Cenozoic in the studied area

**A l'échelle du Pléistocène**, la glaciation dans l'hémisphère Nord qui a débuté au Pliocène supérieur, entre 3 et 2,4 Ma se marque par un changement important dans la minéralogie des argiles. Les minéraux primaires issus d'une altération mécanique intense des roches du substratum, tels que la chlorite et l'illite, dominant. Les minéraux interstratifiés illite/vermiculite apparaissent, en provenance des régions septentrionales. L'étude du rapport kaolinite/chlorite, combinée aux données isotopiques, microgranulométriques et de susceptibilité magnétique, est particulièrement intéressante pour identifier les différents stades glaciaires et interglaciaires, notamment dans des régions de marges soumises à des apports terrigènes importants. C'est ainsi que l'on a pu mettre en évidence au site 902, les stades isotopiques 5.5 à 12.

Par rapport aux stades glaciaires, les stades interglaciaires sont caractérisés par:

- 1) un rapport kaolinite/chlorite plus élevé;
- 2) des valeurs de susceptibilité magnétiques plus faibles;
- 3) une proportion des silts (de 2  $\mu\text{m}$  à 63  $\mu\text{m}$ ) plus élevée.

Durant les stades glaciaires, l'érosion affecte de façon préférentielle les roches du substratum riches en chlorite, alors que durant les stades interglaciaires, ce sont les formations superficielles riches en kaolinite qui fournissent les sédiments détritiques.

La susceptibilité magnétique, quant à elle, traduit principalement le volume de matériel détritique. Ce volume est nettement plus faible durant les stades interglaciaires que durant les stades glaciaires.

En raison de conditions climatiques plus favorables, les sédiments déposés durant les stades interglaciaires sont caractérisés par un taux important de matériel biogène, en particulier de biogène siliceux appartenant à la classe granulométrique des silts (diatomées), alors que les stades glaciaires se marquent par la prédominance des argiles et des sables.

En plus des informations sur l'évolution des températures, les minéraux argileux d'origine continentale permettent l'enregistrement des variations de l'humidité.

**A l'échelle du Cénozoïque**, la forte proportion de kaolinite au Miocène moyen, reconnue dans l'ensemble du domaine océanique atlantique, pourrait refléter l'établissement d'un climat plus humide. Cela pourrait également être le cas au Miocène supérieur (Tortonien) où une augmentation des pourcentages de kaolinite a été observée.

**A l'échelle du Pléistocène**, l'étude du cortège argileux révèle une forte proportion de kaolinite durant le stade interglaciaire 5.5, ce qui indiquerait un taux d'humidité plus important à cette époque par rapport au stade interglaciaire 7.

Il est difficile de distinguer la part respective des variations climatiques et eustatiques puisqu'un refroidissement climatique entraîne une baisse du niveau marin, mais qu'indépendamment, ces deux phénomènes provoquent une altération mécanique croissante sur le domaine continental.

Au passage Éocène/Oligocène, l'augmentation des proportions de kaolinite, remaniée des paléo-altérations, paraît principalement provoquée par la baisse du niveau marin puisque les données isotopiques indiquent un net refroidissement, alors que la formation de kaolinite nécessite un climat fortement hydrolysant.

Au Miocène moyen, l'augmentation des proportions d'illite et la diminution concomitante de celles de kaolinite s'accordent avec une influence climatique prépondérante (Fig.IV-1). De même, au Pléistocène, le contrôle climatique semble prévaloir et se traduit par un accroissement conjoint des teneurs en illite et chlorite.

## B- Contrôles tectonique, courantologique et diagénétique

- Dans un domaine de marge passive, le contrôle tectonique est *a priori* subordonné au contrôle climatique. Cependant, durant le Miocène moyen, l'accroissement des proportions relatives d'illite et la diminution de celles de kaolinite coïncident avec un soulèvement tectonique reconnu antérieurement se produisant dans les Appalaches (Fig.IV-1). Outre les facteurs climatiques et eustatiques évoqués précédemment, on ne peut exclure l'intervention d'un rajeunissement morphologique des Appalaches, par ailleurs responsable d'un flux détritique très élevé.

- L'influence des courants sur la sédimentation argileuse se manifeste en particulier sur le glacis continental. Dans ce domaine, la très forte proportion moyenne des interstratifiés illite/smectite contenue dans les sédiments miocènes par rapport à celle contemporaine des domaines plus proximaux, suggère un apport septentrional des interstratifiés illite/smectite par le WBUC.

- L'influence de la diagenèse des minéraux argileux s'exprime de diverses manières en fonction de la localisation des sites:

1) Elle s'exprime de manière discrète au large (site 905) par la formation de smectites lattées dans les sédiments homogènes miocènes. Les croissances cristallines pourraient avoir contribué aux fortes proportions de smectites caractéristiques des sédiments du glacis supérieur.

2) La diagenèse s'exprime de manière très nette dans les sédiments variés de la plaine côtière par des néoformations de smectite et de minéraux du groupe de la kaolinite dans les sédiments sableux. Dans certaines formations, l'influence de la diagenèse prévaut sur les influences détritiques.

3) Enfin, sur les sites situés sur la pente continentale, la formation de smectite par altération sous-marine des sphérules vitreuses liées à l'impact d'un astéroïde à la limite Éocène moyen/Éocène supérieur, constitue le seul indice d'une diagenèse précoce significative.

La sédimentation argileuse cénozoïque au large du New Jersey est donc sous le contrôle de facteurs multiples. Le rôle du climat semble dominant, mais le message climatique est occasionnellement oblitéré, de manière plus ou moins importante, par les autres facteurs (variations du niveau marin, courants océaniques, morphologies continentales et phénomènes diagénétiques) en fonction de l'âge et de l'environnement de dépôt des sédiments.

La transversale Plaine côtière - Pente continentale - Glacis continental n'est malheureusement pas complète. Une étude des sédiments prélevés sur la plate-forme du New

Jersey sera menée au cours de l'été 1997 grâce au Leg ODP 174A. L'objectif de cette étude sera de comparer les assemblages argileux des sédiments de plate-forme aux données de stratigraphie séquentielle. En effet, le cortège argileux sur la pente continentale (site 903) ne montre pas de variations au voisinage des réflecteurs sismiques. Sur la plaine côtière, plus sensible aux variations du niveau marin, cette comparaison n'a pu être menée à bien par suite de l'existence de manifestations diagénétiques (néoformation de smectite, de minéraux du groupe de la kaolinite) et par la présence abondante de glauconie dans les sédiments sableux, masquant le message détritique. La plate-forme semble constituer un environnement de dépôt *a priori* favorable à la comparaison des variations du cortège argileux et du découpage séquentiel établi sur la base des données sismiques.



RÉFÉRENCES  
BIBLIOGRAPHIQUES

---



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Andrews, G.W., 1988. A revised marine diatom zonation for Miocene strata of the southeastern United States. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1481*, 29 p.
- Amos, A.F., Gordon, A.L. et Schneider, E.D., 1971. Water masses and circulation patterns in the region of the Blake-Bahama Outer Ridge. *Deep-Sea Res. Part A*, 18: 145-165.
- April, R.H., Hluchy, M.M. et Newton, R.M., 1986. The nature of vermiculite in Adirondack soils and till. *Clays and Clay Min.*, 34 (5): 549-556.
- Arthur, M.A. et Dean, W.E., 1986. Cretaceous paleoceanography of the western North Atlantic Ocean. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol M): The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 617-630.
- Asquith, S.M., 1979. Nature and origin of the lower continental rise hills off the East Coast of the United States. *Mar. Geol.*, 32: 165-190.
- Ayers, M.W. et Cleary, W.J., 1980. Wilmington Fan: Mid-Atlantic lower rise development. *J. sediment. Petrol.*, 50: 235-245.
- Barron, E.J., 1989. Climate variations and the Appalachians from the late Paleozoic to the Present: results from model simulations. *Geomorphology*, 2: 99-118.
- Beardsley, R.C. et Boicourt, W.C., 1981. On the estuarine and continental-shelf circulation in the Middle Atlantic Bight. In Warren, B.A., and Wunsch, C. (Eds.), *Evolution of Physical Oceanography*: Cambridge, MA (MIT Press), 198-233.
- Berggren, W.A., 1972. Late Pliocene-Pleistocene glaciation. In Laughton, A.S., Berggren, W.A. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 12: Washington (U.S. Govt Printing Office), 965-1001.
- Berggren, W.A. et Olsson, R.K., 1986. North Atlantic Mesozoic and Cenozoic paleobiogeography. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol M): The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 565-587.
- Blackwelder, B.W., 1981. Late Cenozoic marine deposition in the United States Atlantic Coastal Plain related to tectonism and global climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 34: 87-114.



- Bout-Roumazeilles, V., 1995. Relations entre variabilités minéralogiques et climatiques enregistrées dans les sédiments de l'Atlantique Nord pendant les huit derniers stades glaciaires-interglaciaires. *Thèse de l'Université de Lille I*, 280 p.
- Braun, D.D., 1989. Glacial and periglacial erosion of the Appalachians. *Geomorphology*, 2: 233-256.
- Brown, G. et Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In Brindley, G.W., and Brown, G. (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*: London. Mineral. Soc. Monogr., 5: 305-359.
- Browning, J.V., Miller, K.G., Van Fossen, M., Liu, C., Pak, D.K., Aubry, M.P. et Bybell, L.M., sous presse (a). Early to middle Eocene sequences of the New Jersey Coastal Plain and their significance for global climate change. In Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 150X: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Browning, J.V., Miller, K.G. et Bybell, L.M., sous presse (b). Upper Eocene sequence stratigraphy and the Abescon Inlet Formation, New Jersey Coastal Plain. In Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 150X: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Cecil, C.B., 1990. Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliclastic rocks. *Geology*, 18: 533-536.
- Chamley, H., 1979. North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F., *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment*. Am. Geophys. Union, 3, 342-361.
- Chamley, H., 1988. Sédimentologie. Coll. Géosciences, Dunod (Ed.), 175 p.
- Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer Verlag, Berlin, 623 p.
- Chamley, H., Debrabant, P., Candillier, A.M. et Foulon, J., 1983. Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake-Bahama Basin since the Callovian, Site 534, Deep Sea Drilling Project Leg 76. In Sheridan, R.E., Gradstein, F.M. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 76: Washington (U.S. Govt. printing Office), 437-451.
- Chamley, H., Debrabant, P., Foulon, J., Girour d'Argoud, G., Latouche, C., Maillet, N., Maillot, H. et Sommer, F. 1979. Mineralogy and Geochemistry of Cretaceous and Cenozoic Atlantic sediments off the Iberian Peninsula (site 398, DSDP LEG 47B). In Sibuet, J.C., Ryan,

W.B.F. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP* (Part B), 47: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 429-449.

Chamley, H., Debrabant, P., Foulon, J. et Maillot, H., 1978. Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique nord-orientale ( Legs 47B, 48, 50, DSDP). *Bull. Soc. Géol. France*, 4: 401-410.

Christensen, B.A. et Miller, K.G., 1991. Benthic foraminiferal distributions and Plio-Pleistocene to Recent sedimentation on the N.J. slope and upper rise. *Eos*, 72: 165.

Cremer, M., Maillot, N. et Latouche, C., 1989. Analysis of sedimentary facies and clay mineralogy of the Neogene-Quaternary sediments in ODP Site 646, Labrador Sea; *In* Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. *et al.* (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 71-81.

D'Hondt, S.L., Keller, G. et Stallerd, R.F., 1987. Major element compositional variations within and between different late Eocene microtektite strewnfields. *Meteoritics*, 22: 61-79.

Daoudi, L. et Deconinck, J.F., 1994. Contrôles diagénétique et paléogéographique des successions sédimentaires argileuses du bassin atlasique au Crétacé (Haut-Atlas occidental, Maroc). *J. African Earth Science*, Vol. 18, 2: 123 - 134.

Daoudi, L., Deconinck, J.F., Witam, O. et Rey, J., 1995. Impact des variations du niveau marin sur les argiles: exemple du Crétacé inférieur du Bassin d'Essaouira (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa: 707-711.

Debrabant, P., Chamley, H., Foulon, J. et Maillot, H., 1979. Mineralogy and Geochemistry of Upper Cretaceous and Cenozoic sediments from North Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic), DSDP LEG 48. *In* Montadert, L., and Roberts, D.G. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 77: Washington (U.S. Govt. printing Office), 703-725.

Deconinck, J.F., 1993. Clay mineralogy of the Upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of the Vocontian Trough (SE France): relationships with sequence stratigraphy, *Bull. Centre Rech. Elf Aquitaine*, 17: 224-233.

Deconinck, J.F., Amedro, F., Fiolet-piette, A., Juignet, P., Renard, M. et Robaszynski, F., 1991. Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomaniens du Boulonnais et du Pays de Caux. *Ann. Soc. géol. Nord.*, 1, 2<sup>ème</sup> série: 57-66.

Deconinck, J. F., Beaudoin B., Chamley H., Joseph P. et Raoult, J. F., 1985. Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 26/5: 311-320.

Deconinck, J.F. et Chamley, H., 1995. Diversity of smectite origins in late Cretaceous sediments: example of chalks from Northern France. *Clay Min.*, 30: 365-379.

Deconinck, J. F., Chamley, H., Debrabant, P. et Colbeaux, J. P., 1983. Le Boulonnais au Jurassique supérieur: données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Ann. Soc. géol. Nord*, 102: 145-152.

Deconinck, J.F. et Vanderaveroet, P., 1996. Eocene to Pleistocene clay mineral sedimentation off New Jersey, Western North Atlantic (ODP LEG, sites 903 and 905). In Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W., and Twichell, D.C. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 150: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 147-170.

Dillon, W.P. et Oldale, R.N., 1978. Late Quaternary sea-level curve: Reinterpretation based on glaciotectonic influence. *Geology*, 6: 56-60.

Doyle, L.J., Pilkey, O.H. et Woo, C.C., 1979. Sedimentation on the eastern United States continental slope. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 27: 119-130.

Dunn, D.A., Patrick, D.M. et Cooley, U., Jr., 1987. Cenozoic clay mineralogy of Sites 604 and 605, New Jersey Transect, Deep Sea Drilling Project Leg 93. In van Hinte, J.E., Wise, S.W., Jr. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 93: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1023-1037.

Elmore, R.D., Pilkey, O.H., Cleary, W.J. et Curran, H.A., 1979. Black Shell Turbidite, Hatteras Abyssal Plain, Western North Atlantic Ocean Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 1165-1176.

Embley, R.W. et Jacobi, R.D., 1986. Mass wasting in the western North Atlantic. In Vogt, P.R., and Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. M): The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 479-490.

Emery, K.O., et Uchupi, E., 1972. Western North Atlantic: topography, rocks, structure, waterlife, and sediments. *Am. Ass. Pet. Geol. Mem.*, 17.

Emery, K.O. et Uchupi, E., 1984. *The geology of the Atlantic Ocean*: New York, Springer Verlag, 1050 p.

- Ewing, J.I., Le Pichon, X. et Ewing, M., 1963. Upper stratification of Hudson Apron region. *Jour. Geophys. Research*, 68: 6303-6316.
- Fagel, N., Robert, C. et Hillaire-Marcel, C., 1996. Clay mineral signature of the NW Atlantic Boundary Undercurrent. *Mar. Geol.*, 130: 19-28.
- Farre, J.A., 1985. The importance of mass wasting processes on the continental slope. *Ph.D. thesis*. Columbia University, New-York.
- Frakes, L.A., Francis, J.E. et Syktus, J.I., 1992. *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge.
- Frederiksen, N.O., 1984. Stratigraphic, paleoclimatic, and paleobiogeographic significance of Tertiary sporomorphs from Massachusetts. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1308, 25 p.
- Gibbs, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, 47: 237-243.
- Gibson, T.G., 1970. Late Mesozoic-Cenozoic Tectonic Aspect of the Atlantic Coastal Margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1813-1822.
- Gibson, T.G., 1983. Stratigraphy of Miocene through lower Pleistocene strata of the United States Central Atlantic Coastal Plain. In Ray, C.E. (Ed.), *Geology and paleontology of the Lee Creek Mine, North Carolina, I. Smithsonian Institution Press*, 53: 35-80.
- Gibson, T.G. et Bybell, L.M., 1994. Sedimentary patterns across the Paleocene-Eocene boundary in the Atlantic and Gulf coastal plains of the United States. *Bull. Soc. belge Géol.*, 103 (3-4): 237-265.
- Gibson, T.G., Bybell, L.M. et Owens, J.P., 1993. Latest Paleocene lithologic and biotic events in neritic deposits from southwestern New Jersey. *Paleoceanography*, 8: 495-514.
- Gibson, T.G., Bybell, L.M., Owens, J.P., Mason, D.B., McCartan, L. et Snow, J.N., 1994. Climatic and stratigraphic implications of clay mineral changes in Paleocene/Eocene boundary strata - Eastern United States. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 26(4): 15.
- Gibson, T.G. et Towe, K.M., 1971. Eocene volcanism and the origin of Horizon A. *Science*, 172: 152-154.
- Glass, B.P. et Burns, C.A., 1987. Late Eocene crystal-bearing spherules: two layers or one?. *Meteoritics*, 22: 265-279.

Glass, B.P., Burns, C.A., Crosbie, J.R. et Dubois, D.L., 1985. Late Eocene North American microtectites and clinopyroxene-bearing spherules, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15th*, 1: 175-195.

Glaser, J.D., 1969. Petrology and origin of Potomac and Magothy (Cretaceous) sediments, middle Atlantic Coastal Plain. *Maryland Geol. Surv. Rept. Invest.*, 11.

Greenlee, S.M., Devlin, W.J., Miller, K.G., Mountain, G.S. et Flemings, P.B., 1992. Integrated sequence stratigraphy of Neogene deposits, New Jersey continental shelf and slope: Comparison with the Exxon model. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1403-1411.

Greenlee, S.M. et Moore, T.C., 1988. Recognition and interpretation of depositional sequences and calculation of sea level changes from stratigraphic data-offshore New Jersey and Alabama Tertiary. In Wilgus, C.K., Posamentier, H., Ross, C.A., and Kendall, C.G. (Eds.), *Sea Level Changes: an integrated Approach. Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 42: 329-353.

Greenlee, S.M., Schroeder, F.W et Vail, P.R., 1988. Seismic stratigraphic and geohistory analysis of Tertiary strata from the continental shelf off New Jersey; Calculation of eustatic fluctuations from stratigraphic data. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. I-2): The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 437-444.

Groot, J.J., Benson, R.N. et Weymiller, J.F., 1995. Palynological, foraminiferal, and aminostratigraphic studies of Quaternary sediments from the U.S. Middle Atlantic upper continental slope, continental shelf and coastal plain. *Quat. Sci. Rev.*, 14: 17-49.

Grow, J.A., 1980. Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the COST No. B-3 well. In Scholle, P.A. (Ed.), *Geological studies of the COST No. B-3 well, United states Mid-Atlantic Continental Slope area*: U.S. Geological Survey Circular, 883: 117-125.

Grow, J.A., Kligord, K.D. et Schlee, J.S. 1988. Structure and evolution of Baltimore Canyon Trough. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. I-2): The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 169-290.

Grow, J.A. et Sheridan, R.E., 1988. U.S. Atlantic continental margin; a typical Atlantic-type or passive continental margin. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. I-2): The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 1-7.

- Hack, J.T., 1982. Physiographic divisions and differential uplift in the Piedmont and Blue Ridge. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1265.
- Hanselman, D.H. et Ryan, W.B.F., 1983. 1978 Atlantic 3800-meter radioactive waste disposal site survey; sedimentary micromorphologic and geophysical analysis: Environmental Protection Agency 520/1-83-017.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.M., et Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hathaway, J.C., 1972. Regional clay mineral facies in estuaries and continental margin of the United States east coast. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 133: 293-316.
- Hazel, J.E., 1989. Chronostratigraphy of upper Eocene microspherules, *Palaios*, 4: 318-329.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D. et Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152: 502-508.
- Heezen, B.C., Tharp, M. et Ewing, M., 1959. The floors of the Ocean, 1. The North Atlantic. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 65.
- Hesselbo, S.P., 1996. Spectral gamma-ray logs in relation to clay mineralogy and sequence stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. In Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W., and Twichell, D.C. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 150: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 411-422.
- Hollister, C.D. et Heezen, B.C., 1972. Geological Effects of Ocean bottom currents, western North Atlantic. In Gordon, A.L. (Ed.), *Studies in Physical Oceanography*, London, Gordon and Breach, 37-66.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, Publ. n°12, 135 p.
- Holtzapffel, T., Bonnot-Courtois, C., Chamley, H. et Clauer, N., 1985. Héritage et diagenèse de smectites du domaine sédimentaire nord-atlantique (Crétacé-Paléogène). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 8: (1) 23-32.
- Holtzapffel, T. et Chamley, H., 1986. Les smectites lattées du domaine atlantique depuis le Jurassique supérieur: gisement et signification. *Clay Min.*, 21: 133-148.

- Huggett, J.M., 1984. Controls on mineral authigenesis in coal measures sandstones of the East Midlands, UK. *Clay Min.*, 19: 343-357.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. et Shackelton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In Berger, A., Imbrie, J., Hays, J. Kukla, G., and Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate* (Pt. 1): Dordrecht (D. Reidel), 269-305.
- Jansa, L.F., 1981. Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin. *Mar. Geol.*, 44: 97-117.
- Jansa, L.F., 1986. Palaeoceanography and evolution of the North Atlantic Ocean basin during the Jurassic. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America* (Vol M): *The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 603-616.
- Jansa, L.F., Enos, P., Tuchloke, B.E., Gradstein, F.M. et Sheridan, R.E., 1979. Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin; western North Atlantic. In Talwani, M., Hay, W.W., and Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean; Continental margins and paleoenvironments* (Maurice Ewing Series 3), American Geophysical Union, 1-57.
- Jeans, C.V., 1978. Silicifications and associated clay assemblages in the Cretaceous marine sediments of southern England. *Clay Min.*, 13: 101-126.
- Jeans, C.V, Merriman, R.J., Mitchell, J.G. et Bland, D.J., 1982. Volcanic clays in the Cretaceous of Southern England and Northern Ireland. *Clay Min.*, 17: 105-156.
- Johnson, L.R., 1979. Mineralogical dispersal patterns of North Atlantic deep-sea sediments with particular reference to eolian dusts. *Mar. Geol.*, 29: 335-345.
- Keller, G., D'Hondt, S.L., Orth, C.J., Gilmore, J.S., Olivier, P.Q., Shoemaker, E.M. et Molina, E., 1987. Late Eocene impact microspherules: stratigraphy, age and geochemistry, *Meteoritics*, 22: 25-59.
- Kelling, G., Sheng, H. et Stanley, D.J., 1975. Mineralogical composition of sand-sized sediment on the outer margin off the Mid-Atlantic states: assesment of the influence of the ancestral Hudson and other fluvial systems, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 853-862.
- Kennett, J.P., 1982. *Marine Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 813 p.

- Kimblin, R.T., 1992. The origin of clay minerals in the Coniacian Chalk of London. *Clay Min.*, 27: 389-392.
- Kent, D.V. et Gradstein, F.M., 1986. A Jurassic to recent chronology. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol M): The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 45-50.
- Klitgord, K.D. et Behrendt, J.C., 1979. Basin structure of the U.S. Atlantic margin. In Watkins, J.S., Montadert, L., and Dicherson, P.W. (Eds.), *Geological and geophysical Investigations of Continental Margins: Am. Ass. Pet. Geol. Mem.*, 29: 85-112.
- Klitgord, K.D. et Grow, J.A., 1980. Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of western Atlantic magnetic quiet zone. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 64: 1658-1680.
- Klitgord, K.D., Hutchinson, D.R. et Schouten, H., 1988. U.S. Atlantic continental margin; Structural and tectonic framework. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. I-2): The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 19-56.
- Koeberl, C., Poag, C.W., Reimold, W.U. et Brandt, D., 1996. Impact origin of the Chesapeake Bay structure and the source of the North American tektites. *Science*, 271: 1263-1266.
- Laine, E.P., 1980. New evidence from beneath the western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America. *Quaternary Research*, 14: 188-198.
- Laine, E.P., Damuth, J.E. et Jacobi, R.D., 1986. Surficial sedimentary processes revealed by echo-character mapping in the western North Atlantic. In Vogt, P.R., and Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. M): The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 427-436.
- Lancelot, Y., Hathaway, J.C. et Hollister, C.D., 1972. Lithology of sediments from the western North Atlantic, Leg 11, Deep Sea Drilling Project. In Hollister, C.D., Ewing, J.I. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 11: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 901-949.
- Lever, A. et McCave, I.N., 1983. Eolian components in cretaceous and tertiary North Atlantic sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 53 (3): 811-832.
- Louail, J., 1979. Origine et signification des zéolites dans les dépôts cénomaniens de la bordure Sud-Est du Massif Armoricaïn. *Clay Min.*, 14: 67-85.



Manspeizer, W. et Cousminer, H.L., 1988. Late Triassic-Early Jurassic synrift basins of the U.S. Atlantic margin. *In* Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America* (Vol. I-2): *The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 197-216.

Mazzullo, J., 1987. Sources of Miocene, Pliocene, and Pleistocene siliciclastic sediments in Unit I, Sites 612 and 613. *In* Poag, C.W., Watts, A.B. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 95*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 581-585.

McCartan, L., 1988. Geology and Paleontology of the Haynesville Cores Northeastern Virginia coastal plain. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1489.

McCave, I.N., Bryant, R.J., Cook, H.F. et Coughanowr, C.A., 1986. Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 56: 561-564.

McCave, I.N. et Tucholke, B.E., 1986. Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. *In* Vogt, P.R., and Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America* (Vol. M): *The Western North Atlantic Region*. Geol. Soc. Am., 451-468.

McGregor, B.A. et Bennett, R.H., 1979. Mass movement of sediment on the Continental Slope and Rise seaward of the Baltimore Canyon Trough. *Mar. Geol.*, 33: 163-174.

McHugh, C.M., sous presse. Effects of relative sea-level changes and an impact event on the diagenesis of Eocene sediment: New Jersey Coastal Plain and Slope. *In* Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results, 150X*: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

McHugh, C.M., Snyder, S.W., Deconinck, J.F., Saito, Y., Katz, M.E. et Aubry, M.P., 1996. Upper Eocene tektites of the New Jersey continental margin, Site 904. *In* Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W., and Twichell, D.C. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results, 150*: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 241-265.

Mercier-Castiaux, M., Chamley, H. et Dupuis, C., 1988. La sédimentation argileuse tertiaire dans le Bassin Belge et ses approches occidentales. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 107: 139-154.

Miller, K.G., sous presse. Coastal Plain drilling and the New Jersey sea level transect. *In* Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results, 150X*: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Miller, K.G., Browning, J.V., Liu, C., Sugarman, P.J., Kent, D.V., Van Fossen, M., Queen, D., Goss, M., Gwynn, D., Mullikin, L., Feigenson, M.D., Aubry, M.P. et Burckle, L.D.,

- 1994a. Atlantic City Report, *Proc. ODP, Init. Repts.*, 150X: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 59 p.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G. et Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2: 1-19.
- Miller, K.G., Kent, D.V., Brower, A.N., Bybell, L.M., Feigenson, M.D., Olsson, R.K. et Poore, R.Z., 1990. Eocene-Oligocene sea-level changes on the New Jersey coastal plain linked to the deep-sea record, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 331-339.
- Miller, K.G. et Lohmann, G.P., 1982. Environmental distribution of Recent benthic foraminifera on the Northeast United States continental slope. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 200-206.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., the Leg 150 Shipboard Party and Members of the New Jersey Coastal Plain Drilling Project, 1996. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: Ice volume, global sea level, and Exxon records. *Science*, 271: 1092-1095.
- Miller, K.G., Rufolo, S., Sugarman, P.J., Pekar, S.F., Browning, J.V. et Gwynn, D.W., sous presse. Early to middle Miocene sequences, systems tracts, and benthic foraminiferal biofacies, New Jersey Coastal Plain. In Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 150X: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Miller, K.G. et Sugarman, P.J., 1995. Correlating Miocene sequences in onshore New Jersey boreholes (ODP Leg 150X) with global  $\delta^{18}\text{O}$  and Maryland outcrops. *Geology*, 23: 747-750.
- Miller, K.G. et Tucholke, B.E., 1983. Development of Cenozoic abyssal circulation south of the Greenland-Scotland Ridge. In Bott, M.H.P., Saxov, S., Talwani, M., and Thiede, J. (Eds.), *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge*: Plenum Press, New York, 549-589.
- Miller, K.G., Wright, J.D. et Fairbanks, R.G. 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *J. Geophys. Res.*, 96: 6829-6848.
- Mountain, G.S. et Tucholke, B.E., 1985. Mesozoic and Cenozoic geology of the U.S. Atlantic continental slope and rise. In Poag, C.W. (Ed.), *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*: New York (Van Nostrand Reinhold), 293-341.
- Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P. et al., 1994. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 150: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 885 p.

- Nielsen, O.B., Cremer, M., Stein, R., Thiébault, F. et Zimmerman, H., 1989. Analysis of sedimentary facies, clay mineralogy, and geochemistry of the Paleogene sediments of site 647, Labrador Sea. In Srivastava, S.P., Arthur, M.A., Clement, B. *et al.* (Eds.), *Proc.ODP, Sci. Results*, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 101-110.
- Obradovich, J., Snee, L.W. et Iztt, G.A., 1989. Is there more than one impact layer in the late Eocene?. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 21(6): 134.
- Olsson, R.K., Gibson, T.G., Hansen, H.J. et Owens, J.P., 1988. Geology of the northern Atlantic coastal plain: Long Island to Virginia. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America* (Vol. I-2): *The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 87-106.
- Olsson, R.K., Miller, K.G. et Ungrady, T.E., 1980. Late Oligocene transgression of middle Atlantic coastal plain. *Geology*, 8: 549-554.
- Owens, J.P., Bybell, L.M., Paulachok, G., Ager, T.A., Gonzales, V.M. et Sugarman, P.J., 1988. Stratigraphy of the Tertiary sediments in a 945-foot-deep core hole near Mays Landing in the southeastern New Jersey Coastal Plain. *Geol. Surv. Prof. Pap. U.S.*, 1484.
- Owens, J.P., Sugarman, P.J., Sohl, N.F., Parker, R., Houghton, H.H., Volkert, R.V., Drake, A.A. et Orndorff, R.C., 1995. Geological map of New Jersey: Central Sheet, U.S. *Geological Survey Open-File Report*, 95-253.
- Parrish, J.T. et Curtis, R.L., 1982. Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40: 31-66.
- Pazzaglia, F.J., 1993. Stratigraphy, petrography, and correlation of late Cenozoic middle Atlantic Coastal Plain deposits: Implications for late-stage passive-margin geologic evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105: 1617-1634.
- Pazzaglia, F.J. et Gardner, T.W., 1994. Late Cenozoic flexural deformation of the middle U.S. passive margin. *J. Geo. Res.*, 99: 143-157.
- Pekar, S.F. et Miller, K.G., sous presse (a). New Jersey coastal plain Oligocene sequences, ODP LEG 150X. In Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results*, 150X: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Pekar, S.F. et Miller, K.G., sous presse (b). New Jersey Oligocene "Icehouse" sequences (ODP Leg 150X) correlated with global  $\delta^{18}\text{O}$  and Exxon eustatic records. *Geology*.

Poag, C.W., 1980. Foraminiferal stratigraphy, paleoenvironments, and depositional cycles in the outer Baltimore Canyon Trough. In Scholle, P.A. (Ed.), *Geological Studies of the COST No. B-3 Well, United States Mid-Atlantic Continental Slope Area*. *Geol. Surv. Circ.* (U.S.), 833: 44-65.

Poag, C.W., 1985a. Depositional history and stratigraphic reference section for central Baltimore canyon Trough. In Poag, C.W., (Ed.), *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*: New York (Van Nostrand Reinhold), 217-263.

Poag, C.W., 1985b. Cenozoic and Upper Cretaceous sedimentary facies and depositional systems of the New Jersey slope and rise. In Poag, C.W. (Ed.), *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*: New York (Van Nostrand Reinhold), 343-365.

Poag, C.W., 1987. The New Jersey transect: stratigraphic framework and depositional history of a sediment-rich passive margin. In Poag, C.W., Watts, A.B. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 95*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 763-816.

Poag, C.W., 1992. U.S. Middle atlantic Continental Rise: Provenance, dispersal, and deposition of Jurassic to Quaternary sediments. In Poag, C.W., and de Graciansky, P.C. (Eds.). *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*: New York (Van Nostrand Reinhold), 100-156.

Poag, C.W. et Aubry, M.P., 1995. Upper Eocene impactites of the U.S. East coast: depositional origins, biostratigraphic framework, and correlation. *Palaios*, 10: 16.

Poag, C. W. et Low, D., 1987. Unconformable sequence boundaries at deep sea drilling project site 612, New Jersey transect: their characteristics and stratigraphic significance. In Poag, C.W., Watts, A.B. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 95*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 453-498.

Poag, W.C., Powars, D.S., Poppe, L.J. et Mixon, R.B., 1994. Meteoroid mayhem in Ole Virginny: source of the North American tektite strewn field. *Geology*, 22: 691-694.

Poag, C.W., Powars, D.S., Poppe, L.J., Mixon, B., Edwards, L.E., Folger, D.W. et Bruce, S. 1992. Deep Sea Drilling Project Site 612 bolide event: New evidence of a late Eocene impact-wave deposit and a possible impact site, U.S. east coast. *Geology*, 20: 771-774.

Poag, C.W. et Sevon, W.D., 1989. A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. middle Atlantic margin. *Geomorphology*, 2: 119-157.

Poag, C.W. et Valentine, P.C., 1988. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the United States Atlantic continental shelf and slope. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America* (Vol. I-2): *The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 67-85.

Poag, C.W. et Ward, L.W., 1993. Allostratigraphy of the U.S. Middle Atlantic continental margin - Characteristics, distribution, and depositional history of principal unconformity - Bounded Upper Cretaceous and Cenozoic sedimentary units. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1542*, 81 p

Poag, C.W., Watts, A.B. *et al.*, 1987. *Init. Repts. DSDP, 95*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 817 p.

Pomerol, B. et Aubry, M.P., 1977. Relation between western european chalks and opening of the North Atlantic. *J. sediment. Petrol.*, 47: 1027-1035.

Poore, R.Z. et Bybell, L., 1988. Eocene to Miocene biostratigraphy of the New Jersey core ACGS#4: implications for regional stratigraphy. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1829: 1-22.

Porranga, D.H., 1966. Clay minerals in recent sediments of the Niger delta. *Clays and Clay Min. 14th Nat. Conf.*: Oxford, New York (Pergamon), 221-233.

Poutiers, J., 1975. Sur les propriétés magnétiques de certains sédiments continentaux et marins: applications. *Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux*, 266 p.

Poutiers, J. et Gonthier, E., 1978. Sur la susceptibilité magnétique des sédiments du Bassin d'Islande comme indicateur de la dispersion du matériel volcanoclastique à partir de l'Islande et des Faeroe. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 23: 214-226.

Rich, C.I., 1956. Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia Piedmont. *Clays and Clay Min.*, 16:15-30.

Riech, V. et von Rad, U., 1979. Eocene porcellanites and early Cretaceous cherts from the Western North Atlantic basin. In Tucholke, B.E., Vogt, P.R. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 43*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 437-448.

Robb, J.M., Hampson, J.C., Jr. et Twichell, D.C., 1981. Geomorphology and sediment stability of a segment of the U.S. continental slope off New Jersey. *Science*, 211: 935-937.

Robert, C., 1980. Climats et courants cénozoïques dans l'Atlantique Sud d'après l'étude des minéraux argileux (legs 3, 39 et 40 DSDP). *Oceanologica Acta*, 3 (3): 369-376.

- Robert, C. et Chamley, H., 1987. Cenozoic evolution of continental humidity and paleoenvironment, deduced from the kaolinite content of oceanic sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 60: 171-187.
- Robinson, S.G., 1986. The late Pleistocene paleoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 42: 22-47.
- Robinson, S.G., 1990. Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediments: Leg 115 results. In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C. et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 737-771.
- Robinson, S.G., 1993. Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores: examples from ODP Leg 115. In Hailwood, E.A., and Kidd, R.B. (Eds.), *High Resolution Stratigraphy. Spec. Publ.-Geol. Soc.*, 70: 65-98.
- Robinson, S.G., Maslin, M.A. et McCave, I.N., 1995. Magnetic susceptibility variations in upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 10: 221-250.
- Rothe, P., 1989. Mineral composition of sedimentary formations in the North Atlantic Ocean. *Geol. Rundschau*, 78 (3): 903-942.
- Savin, S.M., 1977. The history of the earth's surface temperature during the last 100 million years. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5: 319-355.
- Schafer, C.T., Tan, F.C., Williams, D.F. et Smith, J.N., 1985. Late glacial to Recent stratigraphy, paleontology, and sedimentary processes: Newfoundland continental slope and rise. *Can. J. Earth Sci.*, 22:266-282.
- Schlee, J.S., 1981. Seismic stratigraphy of Baltimore Canyon Trough. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 65: 26-53.
- Schlee, J.S. et Jansa, L.F., 1981. The paleoenvironment and development of the eastern North American continental margin. *Proceedings 26th International Geological Congress, Paris, 1980: Geology of continental margins symposium. Oceanologica Acta*, No. Sp.: 71-80.
- Schlee, J.S., Manspeizer, W. et Riggs, S.R., 1988. Paleoenvironments: Offshore Atlantic U.S. margin. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. I-2): The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 365-386.

Schroeder, F.W. et Greenlee, S.M., 1993. Testing eustatic curves based on Baltimore Canyon Trough Neogene stratigraphy: an example application of basin-fill simulation. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 77: 638-656.

Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddelstun, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. et Westberg-Smith, J., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307: 620-623.

Shackleton, N.J. et Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In Kennett, J.P., Houtz, R.E. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 29: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 743-755.

Sheridan, R.E., 1989. The Atlantic passive margin. In Bally, A.W., and Palmer, A.R. (Eds.), *The Geology of North America (Vol A): An overview*. Geol. Soc. Am., 81-96.

Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al., 1983. *Init. Repts. DSDP*, 76: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 947 p..

Shor, A.N. et McClennen, C.E., 1988. Marine physiography of the U.S. Atlantic margin. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (Eds.), *The Geology of North America (Vol. I-2): The Atlantic Continental Margin*. Geol. Soc. Am., 9-18.

Srivastava, S.P., Arthur, M.A., Clement, B. et al., 1987. *Proc. ODP, Init. Repts (Part A)*, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 917 p.

Stearns, F. et Garrison, L.E., 1967. Bathimetric maps, middle Atlantic U.S. continental shelf: Rockville, Maryland. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Survey, scale 1: 125,000.

Steckler, M.S., Seranne, M. et Lavier, L., 1995. From carbonate ramps to clastic progradation: morphology and stratigraphy of continental margins during Tertiary global change. *Eos Transactions*, 76 supplement: S188.

Steckler, M.S. et Watts, A.B., 1979. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 1-13.

Stein, R. et Robert, C., 1986. Siliciclastic sediments at sites 588, 590, and 591: Neogene and Paleogene evolution in the Southwest Pacific and Australian climates. In Kennett, J.P., von der Borch, C.C. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 90: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1437-1455.

Steinberg, M., Holtzapffel, T. et Rautureau, M., 1987. Characterization of overgrowth structures formed around individual clay particles during early diagenesis. *Clays and Clay Min.*, 35 (3): 189-195.

Sugarman, P.J., Miller, K.G., Owens, J.P. et Feigenson, M.D., 1993. Strontium-isotope and sequence stratigraphy of the Miocene Kirkwood Formation, Southern New Jersey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105: 423-436.

Thein, J., 1987. A tektite layer in upper Eocene sediments of the New Jersey continental slope (Site 612, Leg 195). In Poag, C.W., Watts, A.B. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 95: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 565-579.

Thein, J. et von Rad, U., 1987. Silica diagenesis in continental rise and slope sediments off eastern North America (Sites 603 and 605, Leg 93; Sites 612 and 614, Leg 95). In Poag, C.W., Watts, A.B. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 95: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 501-525.

Thiébault, F., Cremer, M., Debrabant, P., Foulon, J., Nielsen, O.B. et Zimmerman, H., 1989. Analysis of sedimentary facies, clay mineralogy, and geochemistry of the Neogene-Quaternary sediments in site 645, Baffin Bay. In Srivastava, S.P., Arthur, M.A., Clement, B. *et al.* (Eds.), *Proc.ODP, Sci. Results*, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 83-100.

Thiede, J., Suess, E. et Mueller, P. 1982. Late quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. In von Rad, U., Hinz, K., Sarn thein, M., and Seibold, E. (Eds), *Geol. of the Northwest African Continental Margin*: Berlin (Springer Verlag), 605-631

Thiry, M. et Jacquin, T., 1993. Clay mineral distribution related to rift activity, sea-level changes and palaeoceanography in the Cretaceous of the Atlantic Ocean. *Clay Min.*, 28: 61-84.

Tucholke, B.E., 1975. Sediment distribution and deposition by the western boundary undercurrent: the greater Antilles outer ridge. *Journal of Geology*, 83: 177-207.

Tuchloke, B.E., 1986. Structure of basement and distribution of sediments in the western North Atlantic Ocean. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol M): The Western North Atlantic Region..* Geol. Soc. Am., 331-340.



Tuchloke, B.E., 1986. Submarine Geology. In Milliman, J.D., and Wright, W.R. (Eds.), *The Marine Environment of the U.S. Atlantic Continental Slope and Rise*: Boston (Jones and Bartlett Publ.), 56-113.

Tucholke, B.E. et Laine, E.P., 1982. Neogene and Quaternary development of the lower continental rise off the central U.S. East Coast. In Watkins, J.S., and Drake, C.L. (Eds.), *Studies in Continental Margin Geology. Am. Ass. Pet. Geol. Mem.*, 34: 295-305.

Tucholke, B.E. et McCoy, F.W., 1986. Paleogeographic and paleobathymetric evolution of the North Atlantic Ocean. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol M): The Western North Atlantic Region.* Geol. Soc. Am., 589-602.

Tucholke, B.E. et Mountain, G.S., 1979. Seismic stratigraphy, lithostratigraphy, and paleosedimentation patterns in the North American basin. In Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment.* Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3: 58-86.

Tucholke, B.E. et Mountain, G.S., 1986. Tertiary paleoceanography of the western North Atlantic Ocean. In Vogt, P.R., and Tuchloke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America (Vol M): The Western North Atlantic Region.* Geol. Soc. Am., 631-650.

Tucholke, B.E. et Vogt, P.R., 1979. Western North Atlantic: sedimentary evolution and aspects of tectonic history. In Tucholke, B.E., Vogt, P.R. et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 43: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 791-825.

Tucholke, B.E., Wright, W.R. et Hollister, C.D., 1973. Abyssal circulation over the Greater Antilles Outer Ridge. *Deep-Sea Research*, 20: 973-995.

Twichell, D.C. et Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons: *Geology*, 10: 408-412.

Uchupi, E., 1968. The Atlantic continental shelf and slope of the United States-physiography. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 529-C*, 30 p.

Urbat, M., 1995. Rock magnetic properties of Pleistocene marine sediments of the U.S. middle Atlantic margin and the Japan Sea: Case studies on the diagenesis and environmental changes (Ocean Drilling Program Sites 903, 904, and 798). Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität zu Köln, 106p.

Vail, P.R., Hardenbol, J. et Todd, R.G., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *In* Schlee, J.S. (Ed.), *Inter-regional unconformities and hydrocarbon accumulation*. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 62: 201-222.

Vail, P.R. et Mitchum, R.M., Jr., 1979. Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. *In* Watkins, J.S., Montadert, L., and Dickerson, P.W. (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. *Am. Ass. Pet. Geol. Mem.*, 29: 469-472.

van Andel, T.H., Heath, G.R. et Moore, T.C., 1975. Cenozoic tectonics, sedimentation, and paleoceanography of the central equatorial Pacific: a regional synthesis of Deep Sea Drilling Project data. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 143.

Van Valkenburg, S.G., Mason, D.B., Owens, J.P. et McCartan, L., sous presse. Clay mineralogy of the Cape May, Atlantic City and Island Beach cores, New Jersey. *In* Miller, K.G., Snyder, S.W. (Eds), *Proc. ODP, Sci. Results, 150X*: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Vatan, A., 1967. Manuel de sédimentologie. Technip (Ed.), 397 p.

Veatch, A.C. et Smith, P.A., 1939. Characterization of alluvial sources in the Owens Valley of eastern California using Fourier shape analysis. *J. Sediment. Petrol.*, 52: 209-214.

Vogt, P.R. et Tucholke, B.E., 1989. North Atlantic Ocean basin; Aspects of geologic structure and evolution. *In* Bally, A.W., and Palmer, A.R. (Eds.), *The Geology of North America* (Vol. A): *The Geology of North America- An overview*. *Geol. Soc. Am.*, 53-80.

Wall, F.M., 1981. The clay mineralogy of continental slope and rise sediments off the Eastern United States (M.S. thesis): St. Petersburg, University of South Florida, 81 p.

Ward, L.W. et Strickland, G.L., 1985. Outline of Tertiary stratigraphy and depositional history of the U.S. Atlantic coastal plain. *In* Poag, C.W. (Ed.), *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*: New York (Van Nostrand Reinhold), 87-123.

Weaver, C.E., 1989. Clays, Muds, and Shales. Elsevier, Amsterdam, 819 p.

Weaver, C.E. et Beck. K.C., 1977. Miocene of the S.E. United States: a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sedimentary Geology*, 17: 1-234.

Weaver, F.M. et Dinkelman, M.G., 1978. Cenozoic radiolarians from the Blake Plateau and the Blake-Bahama Basin, DSDP Leg 44. In Benson, W.E., Sheridan, R.E. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 44*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 865-885.

Wilson, M.D. et Pittman, E.D., 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sedim. Petrol.*, 47: 3-31.

Windom, H.L., 1975. Eolian contributions to marine sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 45: 520-529.

Wright, Jr., H.E., 1989. The Quaternary. In Bally, A.W., and Palmer, A.R. (Eds.), *The Geology of North America (Vol A): An overview*. Geol. Soc. Am., 513-536.

Zimmerman, H.B., 1972. Sediments of the New England continental rise. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3709-3724.

## LISTE DES FIGURES



## LISTE DES FIGURES/FIGURE CAPTIONS

Fig.I-1: Localisation des sites forés au cours du Leg ODP 150 (d'après Mountain *et al.*, 1994)

*Fig.I-1: Location of ODP sites from Leg 150 (after Mountain et al., 1994)*

Fig.I-2: Carte des principaux bassins sédimentaires de la marge Est-américaine (modifiée d'après Mountain et Tucholke, 1985)

*Fig.I-2: US Atlantic continental margin map showing the main sedimentary basins (modified from Mountain and Tucholke, 1985)*

Fig.I-3: Coupe transversale de la plaine côtière du New Jersey jusqu'au glacis continental (d'après Grow et Sheridan, 1988)

*Fig.I-3: Cross-section running from the New Jersey coastal plain onto the continental slope and rise (after Grow and Sheridan, 1988)*

Fig.I-4: Carte structurale de la plaine côtière Est-américaine (d'après Ward et Strickland, 1985)

*Fig.I-4: Structural map of Atlantic coastal plain (after Ward and Strickland, 1985)*

Fig.I-5: Carte des courants de surface de l'Océan Atlantique Nord (d'après Vogt et Tucholke, 1989)

*Fig.I-5: Generalized surface-water circulation in the North Atlantic Ocean (after Vogt and Tucholke, 1989)*

Fig.I-6: Carte des courants profonds de l'Océan Atlantique Nord (d'après Vogt et Tucholke, 1989)

*Fig.I-6: Generalized circulation of bottom water in the North Atlantic Ocean (after Vogt and Tucholke, 1989)*

Fig.II-1: Corrélacion entre le pourcentage de calcite mesuré par calcimétrie et l'intensité du pic de diffraction de ce minéral à 3,02Å

*Fig.II-1: Correlation between the proportion of calcite measured by calcimetry and the intensity of the main diffraction peak at 3.02 Å*

Fig.II-2: Carte bathymétrique et localisation des sites forés sur la pente de la marge du New Jersey au cours du Leg ODP 150 (d'après Mountain *et al.*, 1994)

*Fig.II-2: SeaBeam bathymetry and location of sites drilled on the New Jersey continental slope (after Mountain et al., 1994)*

Fig.II-3: Ligne sismique 1027. A: Profil sismique. B: Profil sismique interprété avec les différents réflecteurs sismiques rencontrés au cours du Leg ODP 150 (d'après Mountain *et al.*, 1994)

*Fig.II-3: Line 1027. A: Uninterpreted seismic section. B: Line drawing interpretation showing seismic reflectors (after Mountain et al., 1994)*

Fig.II-4: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments forés au site 903

*Fig.II-4: Clay mineralogy of sediments drilled at ODP site 903*

Fig.II-5: Diffractogrammes caractéristiques (saturés à l'éthylène glycol) de chaque zone minéralogique identifiée au site 903

*Fig.II-5: Typical X-ray diffractograms (glycolated) from each clay mineral zone identified at ODP site 903*

Fig.II-6: Raie 060 des smectites de la craie éocène au site 903

*Fig.II-6: 060 diffraction band of smectites sampled in the Eocene chalk at ODP site 903*

Fig.II-7: Proportions "absolues" des minéraux argileux dans les sédiments forés au site 903

*Fig.II-7: Proportions of each clay mineral species in sediments drilled at ODP site 903*

Fig.II-8: Corrélation positive entre les pourcentages relatifs d'illite et de kaolinite dans la zone minéralogique 3 au site 903

*Fig.II-8: Direct correlation between illite and chlorite in clay mineral zone 3 at ODP site 903*

Fig.II-9: Corrélation négative peu nette entre les pourcentages relatifs d'illite et de kaolinite dans la zone minéralogique 2 au site 903

*Fig.II-9: Diagram showing the absence of correlation between illite and kaolinite in clay mineral zone 2 at ODP site 903*

Fig.II-10: Minéralogie de la roche totale des échantillons prélevés au site 903

*Fig.II-10: Mineralogy of the bulk sediments drilled at ODP site 903*

Fig.II-11: Comparaison entre l'évolution des proportions de calcite dans le sédiment total (intensité du pic de diffraction) et les pourcentages de minéraux smectitiques dans la fraction argileuse

*Fig.II-11: Comparison between the evolution of calcite proportions in the bulk rock (intensity of the diffraction peak) and percentages of smectitic minerals in the clay fraction*

Fig.II-12: Évolution des proportions d'argiles, de silts et de sables dans les sédiments décarbonatés prélevés au site 903 (en %)

*Fig.II-12: Grain-size analyses of carbonate-free sediments drilled at ODP site 903 (in %)*

Fig.II-13: Comparaison entre les teneurs en argile, en illite et la susceptibilité magnétique du sédiment total au site 903

*Fig.II-13: Comparison between the amounts of clay, illite, and magnetic susceptibility in sediments drilled at ODP site 903*

Fig.II-14: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-14: Clay mineralogy of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Fig.II-15: Diffractogramme caractéristique (saturé à l'éthylène glycol) de la fraction argileuse des sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-15: Typical X-ray diffractogram (glycolated) of the clay fraction of pleistocene sediments identified at ODP site 902D*

Fig.II-16: Comparaison entre les variations du rapport K/C et la courbe SPECMAP des sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-16: Comparison between variations of the K/C ratio and the SPECMAP curve of pleistocene sediments at ODP site 902D*

Fig.II-17: Proportions "absolues" des minéraux argileux dans les sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-17: Proportions of each clay mineral species in pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Fig.II-18: Corrélation entre la courbe SPECMAP, le rapport K/C et les teneurs absolues en chlorite et kaolinite au site 902D

*Fig.II-18: Correlation between the SPECMAP curve, the K/C ratio, and the amounts of chlorite and kaolinite at ODP site 902D*

Fig.II-19: Minéralogie de la roche totale des sédiments pléistocènes prélevés au forage 902D

*Fig.II-19: Mineralogy of the bulk rock of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Fig.II-20: Comparaison entre les pourcentages d'argiles, de silts et de sables des sédiments pléistocènes décarbonatés du forage 902D, le rapport K/C et la courbe SPECMAP

*Fig.II-20: Comparison between the clay, silt and sand sized percentages of carbonate-free pleistocene sediments drilled at ODP site 902D, the K/C ratio, and the SPECMAP curve*

Fig.II-21: Comparaison entre le rapport K/C, la courbe SPECMAP et le classement des sédiments pléistocènes du forage 902D



*Fig.II-21: Comparison between the K/C ratio, the SPECMAP curve, and the sorting index of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Fig.II-22: Exemples des différents types de courbes granulométriques caractéristiques des sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-22: Examples of different types of grain-size distribution curves of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Fig.II-23: Comparaison entre le rapport K/C, la courbe SPECMAP et la susceptibilité magnétique des sédiments pléistocènes du forage 902D

*Fig.II-23: Comparison between the K/C ratio, the SPECMAP curve, and the magnetic susceptibility of pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

Fig.II-24: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments du forage 905A

*Fig.II-24: Clay mineralogy of sediments drilled at ODP site 905A*

Fig.II-25: Diffractogrammes caractéristiques (saturés à l'éthylène glycol) de chaque zone minéralogique identifiée au forage 905A

*Fig.II-25: Typical X-ray diffractograms (glycolated) from each clay mineral zone identified at ODP site 905A*

Fig.II-26: Comparaison entre les proportions d'illite, de kaolinite et le rapport K/I au forage 905A

*Fig.II-26: Comparison between the proportions of illite, kaolinite, and the K/I ratio at ODP site 905A*

Fig.II-27: Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments forés à Atlantic City

*Fig.II-27: Clay mineralogy of sediments drilled at Atlantic city borehole*

Fig.II-28: Divisions de la formation Kirkwood au forage d'Atlantic City (d'après Miller *et al.*, a, sous presse)

*Fig.II-28: Divisions of the Kirkwood Formation at Atlantic City borehole (after Miller *et al.*, a, in press)*

Fig.II-29: Diffractogrammes caractéristiques (saturés à l'éthylène glycol) de chaque zone minéralogique identifiée au forage d'Atlantic City

*Fig.II-29: Typical X-ray diffractograms (glycolated) from each clay mineral zone identified at Atlantic city borehole*

Fig.II-30: Schéma synthétique résumant l'évolution latérale des cortèges argileux de la plaine côtière au glaciaire supérieur au large du New Jersey

*Fig.II-30: Synthetic chart summarizing the lateral evolution of clay minerals from the coastal plain to the upper rise off New Jersey*

Fig.III-1: Carte géomorphologique de la marge Est-américaine (modifiée d'après Poag, 1987)

*Fig.III-1: Geomorphological map of the US Atlantic continental margin (modified from Poag, 1987)*

Fig.III-2: Localisation des principales chaînes de montagnes et des systèmes fluviaux le long de la marge Est-américaine (d'après Poag et Sevon, 1989)

*Fig.III-2: Location of the main mountain range and fluvial systems along the US Atlantic continental margin (after Poag and Sevon, 1989)*

Fig.III-3: Sources possibles des smectites déposées sur la marge continentale à l'Éocène (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

*Fig.III-3: Inferred origins of smectites deposited on the continental margin during the Eocene (modified from Poag and Sevon, 1989)*

Fig.III-4: Augmentation des pourcentages de smectites associées aux microtectites (d'après McHugh *et al.*, 1996)

*Fig.III-4: Increase of percentages of smectites associated with microtektites (after McHugh *et al.*, 1996)*

Fig.III-5: Courbe d'analyse thermique différentielle (ATD) d'un échantillon prélevé dans la couche à microtectites au site 904 (d'après McHugh *et al.*, 1996)

*Fig.III-5: Differential thermal curve of a smectite-rich sample from the microtektites layer recovered at ODP site 904 (after McHugh *et al.*, 1996)*

Fig.III-6: Sources possibles des minéraux argileux déposés sur la marge continentale à l'Oligocène supérieur (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

*Fig.III-6: Inferred origins of clay minerals deposited on the continental margin during the Upper Oligocene (modified from Poag and Sevon, 1989)*

Fig.III-7: Évolution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  au cours du Cénozoïque en relation avec la sédimentation argileuse (modifié d'après Miller *et al.*, 1987)

*Fig.III-7: Evolution of the  $\delta^{18}\text{O}$  values during the Cenozoic compared with the clay sedimentation (modified from Miller *et al.*, 1987)*

Fig.III-8: Sources possibles des minéraux argileux déposés sur la marge continentale au Miocène (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)

*Fig.III-8: Inferred origins of clay minerals deposited on the continental margin during the Miocene (modified from Poag and Sevon, 1989)*

**Fig.III-9: Composition minéralogique de la fraction argileuse détritique des sédiments forés à Atlantic City**

*Fig.III-9: Clay mineralogy of detrital sediments drilled at Atlantic City borehole*

**Fig.III-10: Comparaison des pourcentages moyens des différents minéraux argileux de la ZM 2 des sites 903 et 905**

*Fig.III-10: Average proportions of clay minerals in clay mineral zone 2 of ODP sites 903 and 905*

**Fig.III-11: Corrélation négative entre les proportions d'illite et d'I/S + I/V dans les sédiments pléistocènes du forage 902D**

*Fig.III-11: Diagram showing the negative correlation between the proportions of illite and I/S + I/V in pleistocene sediments drilled at ODP site 902D*

**Fig.III-12: Sources possibles des minéraux argileux déposés sur la marge continentale au Pléistocène (modifié d'après Poag et Sevon, 1989)**

*Fig.III-12: Inferred origins of clay minerals deposited on the continental margin during the Pleistocene (modified from Poag and Sevon, 1989)*

**Fig.III-13: Comparaison entre le rapport K/C, la courbe SPECMAP et les variations du MART au forage 902D**

*Fig.III-13: Comparison between the K/C ratio, the SPECMAP curve, and the fluctuations of MART at ODP site 902D*

**Fig.IV-1: Diagramme résumant le lien entre la sédimentation argileuse cénozoïque et les événements environnementaux dans la zone d'étude**

*Fig.IV-1: Table showing the relationship between clay sedimentation and related events occurring during the Cenozoic in the studied area*

# LISTE DES TABLEAUX



**LISTE DES TABLEAUX/TABLE CAPTIONS**

Tableau II-1: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Tableau II-2: Pourcentages “absolus” des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Tableau II-3: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 903

Tableau II-4: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 903

Tableau II-5: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 903

Tableau II-6: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Tableau II-7: Pourcentages “absolus” des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Tableau II-8: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 902D

Tableau II-9: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 902D

Tableau II-10: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 902D

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A

Tableau II-12: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés à Atlantic City

Tableau III-1: Composition chimique de la fraction argileuse des craies éocènes forées au site 904A (d'après McHugh *et al.*, 1996)

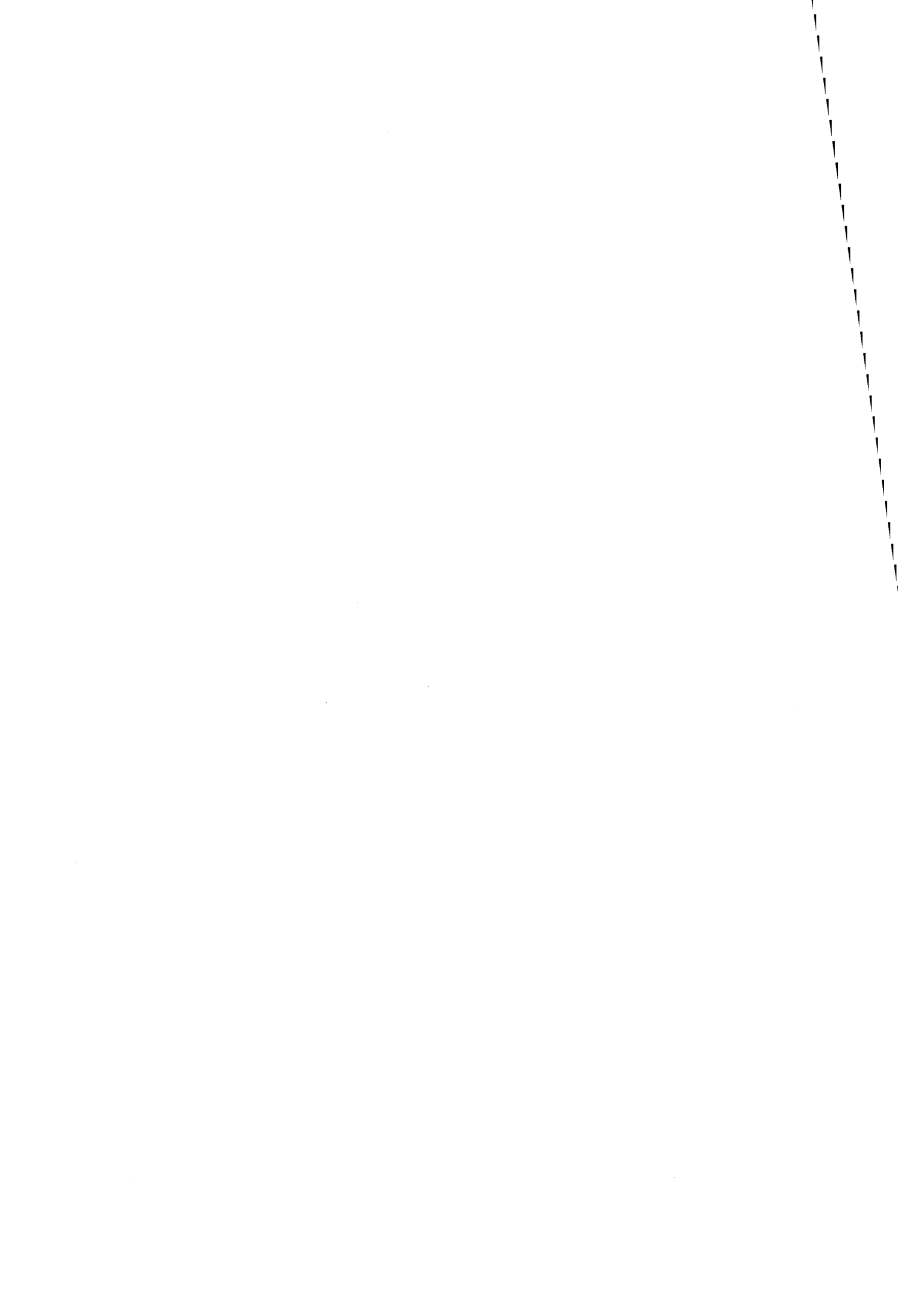
Tableau III-2: Analyses du flux terrigène des sédiments pléistocènes forés au site 902D (MART)



# PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES





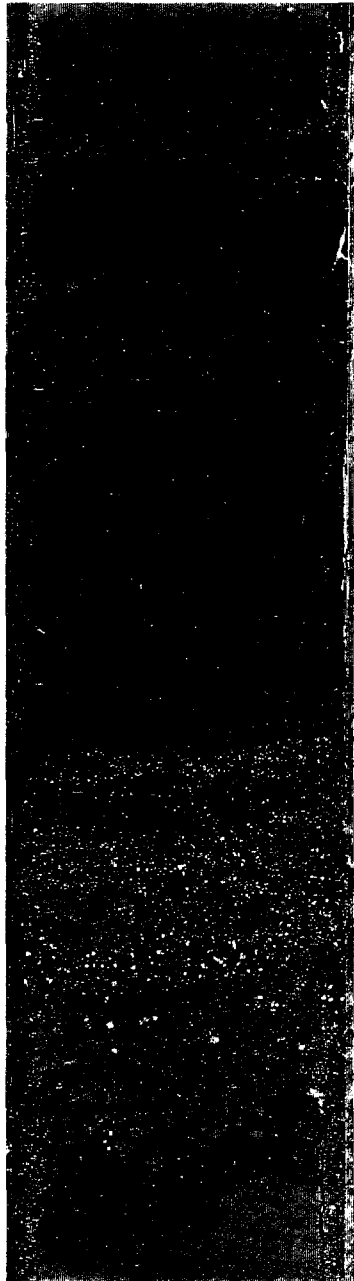


**Planche 1:** 1. Couche à tectites situées dans les craies éocènes du site 904 (unité lithologique VII) entre 415,5 et 415,9 mètres de profondeur (Intervalle 150-904A-45X2, 70-95 cm). 2. Contact lithologique entre les craies éocènes et les sédiments silicoclastiques oligocènes, correspondant au réflecteur sismique O1. 3. Exemple de dépôts conglomératiques (debris-flow) dans l'unité lithologique III du forage 905A (carotte 150-905A-73X).

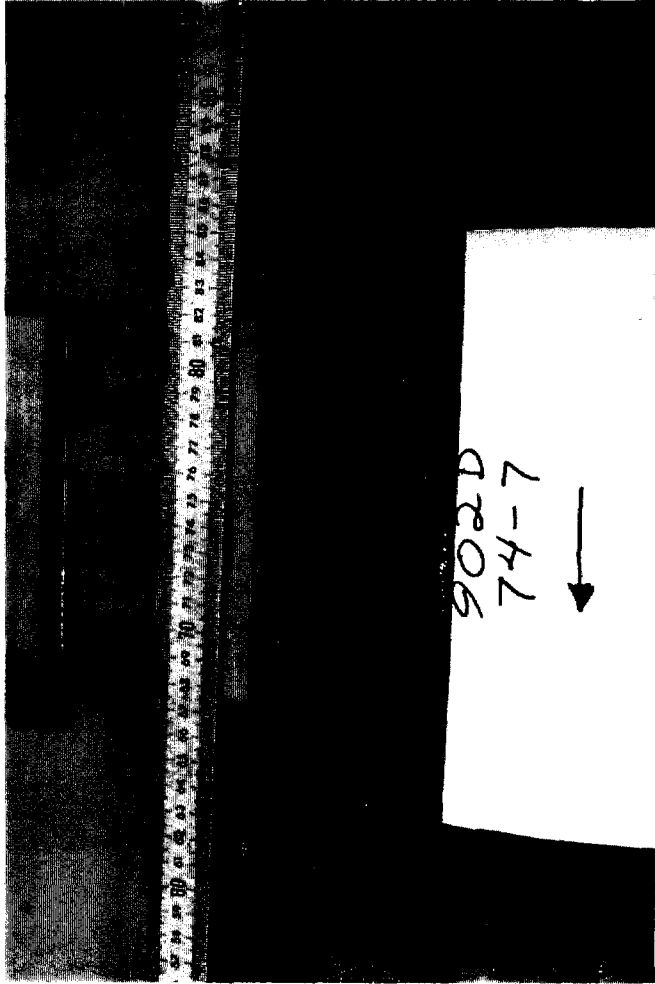
**Plate 1:** 1 The tektite layer drilled in the eocene chalk at ODP site 904 (lithologic unit VII) between 415.5 and 415.9 meters (Interval 150-904A-45X2-, 70-95 cm). 2. Lithologic contact between the Eocene chalk and the Oligocene siliciclastic sediments, corresponding to the reflector O1. 3. Example of clay conglomerates (debris-flow) occurring in the lithologic unit III at ODP site 905A (core 150-905A-73X).

Planche 1

cm  
70  
75  
80  
85  
90  
95

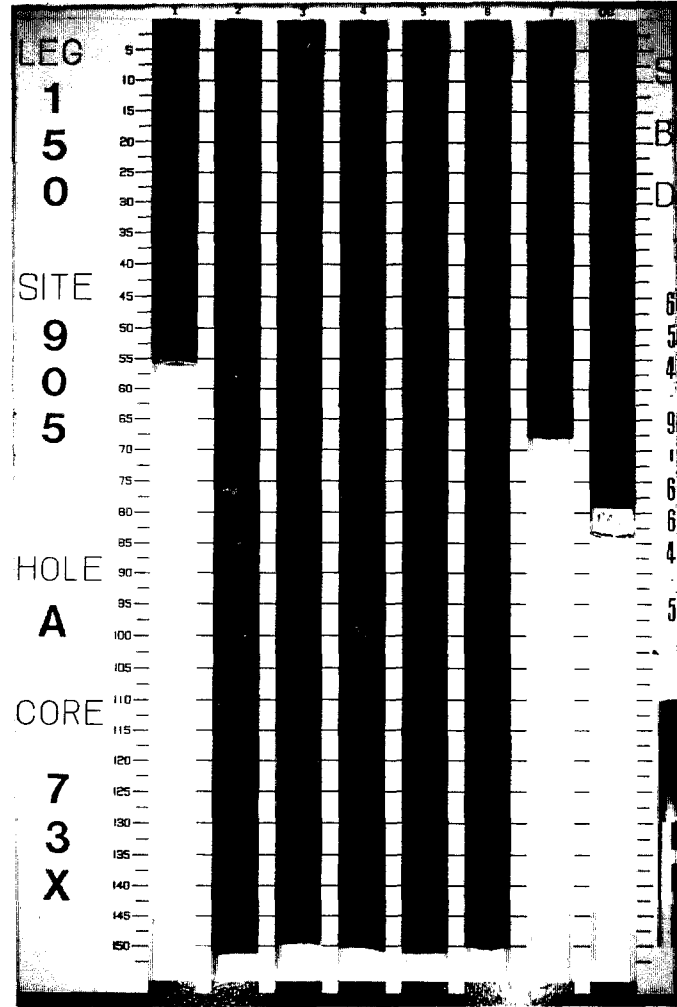


1



902D  
74-7  
↓

2



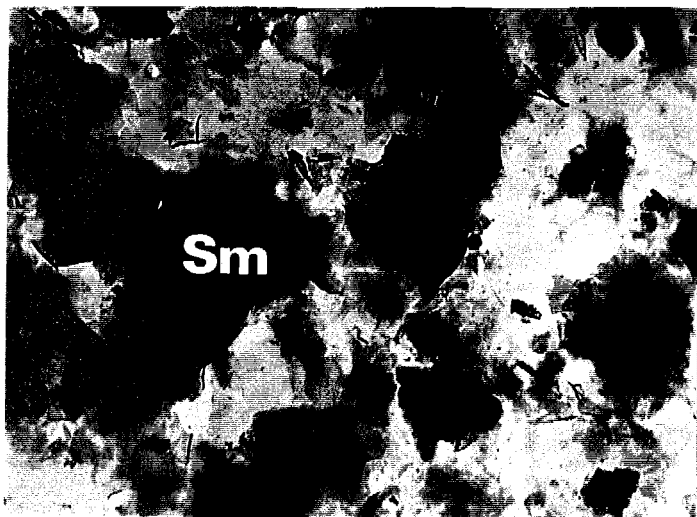
3



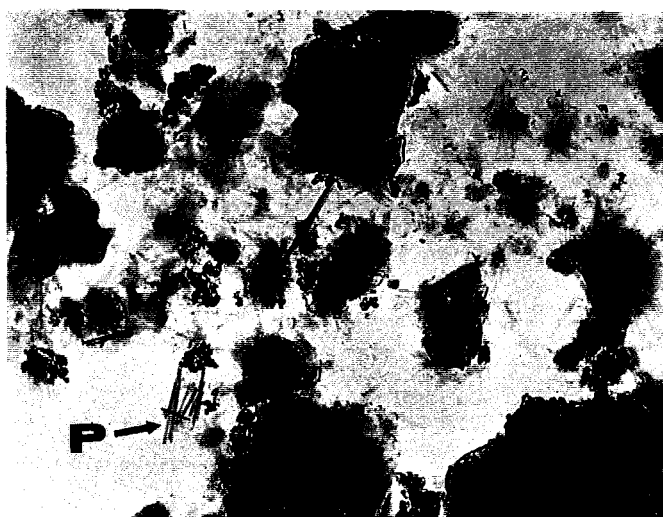


**Planche 2:** Photographies prises en microscopie électronique à transmission des échantillons du site 903, échelle=1  $\mu\text{m}$ . 1. Échantillon 150-903C-57R-3, 50-52 (ZM 4) caractérisé par l'abondance des particules floconneuses de smectite (Sm). 2. Échantillon 150-903C-39R-3, 40-42 (ZM 3) montrant des particules de smectite lattée et quelques rares fibres de palygorskite (P). 3. Échantillon 150-903A-63X-3, 50-52 (ZM 2) représentant de larges particules d'illite (I) et de petites particules sub-hexagonales de kaolinite (K). 4. Échantillon 150-903A-75X-6, 48-50 (ZM 2) montrant la forte proportion de particules de kaolinite (K) et la présence possible de palygorskite (P). 5-6. Échantillon 150-903A-38X-3, 102-104 (ZM 1) dans lequel on observe des particules détritiques à contour net de chlorite et d'illite.

**Plate 2:** TEM pictures of clay fractions from site 903, scale bar=1 $\mu\text{m}$ . 1. Sample 150-903C-57R3, 50-52 cm (CMZ 4) showing abundant fleecy particles of smectite (Sm). 2. Sample 150-903C-39R-3, 40-42 (CMZ 3) showing abundant lathed-shaped particles of smectite. Notice the occurrence of short fibers of palygorskite (P). 3. Sample 150-903A-63X-3, 50-52 (CMZ 2) showing large particles of illite (I) occurring together with very small sub-hexagonal crystals of kaolinite (K). 4. Sample 150-903A-75X-6, 48-50 (CMZ 2) showing the abundance of kaolinite particles (K) and the possible occurrence of palygorskite (P). 5-6. Sample 150-903A-38X-3, 102-104 (CMZ 1) showing well-outlined detrital illite and chlorite.



1



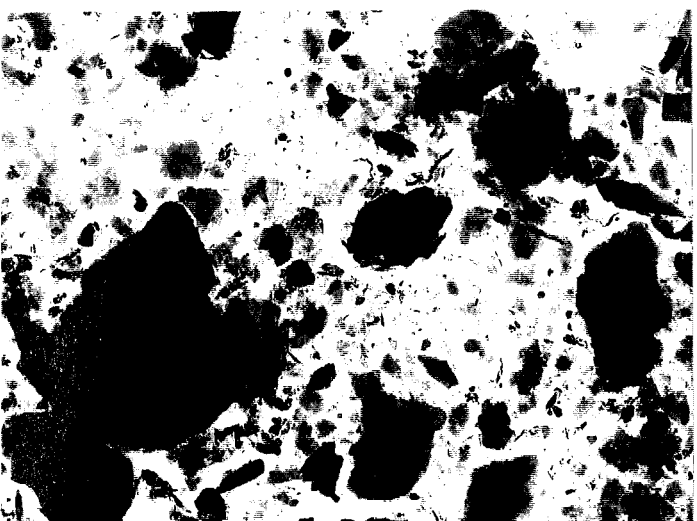
2



3



4



5



6





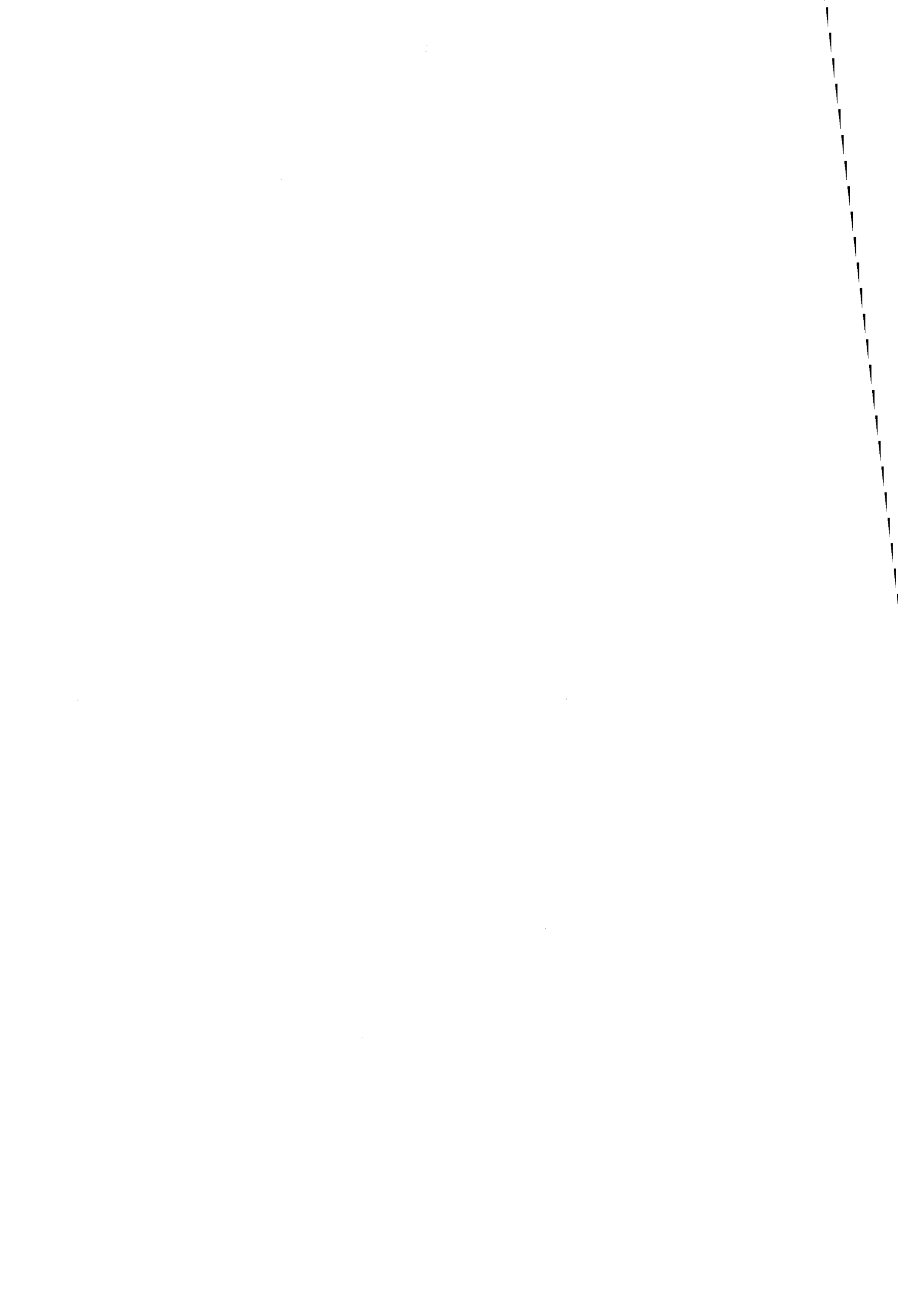


Planche 3: Photographies prises en microscopie électronique à transmission des échantillons du site 905, échelle=1  $\mu\text{m}$ , excepté pour la photo 4 pour laquelle l'échelle=0,25  $\mu\text{m}$ . 1-2. Échantillon 150-905A-92X-8, 45-47 (ZM 3) dans lequel on note la présence de particules de smectite lattée (Sm) et la présence de palygorskite (P). 3. Échantillon 150-905A-58X-5, 48-50 (ZM 2) représentant une association de larges particules d'illite (I), de particules sub-hexagonales de kaolinite (K) et de particules floconneuses de smectite (Sm). 4. Échantillon 150-905A-58X-5, 48-50 (ZM 2) montrant dans le détail une particule sub-hexagonale de kaolinite (K). 5-6. Échantillon 150-905A-6H-1, 50-52 (ZM 1) dans lequel on observe des particules détritiques à contour net de chlorite et d'illite.

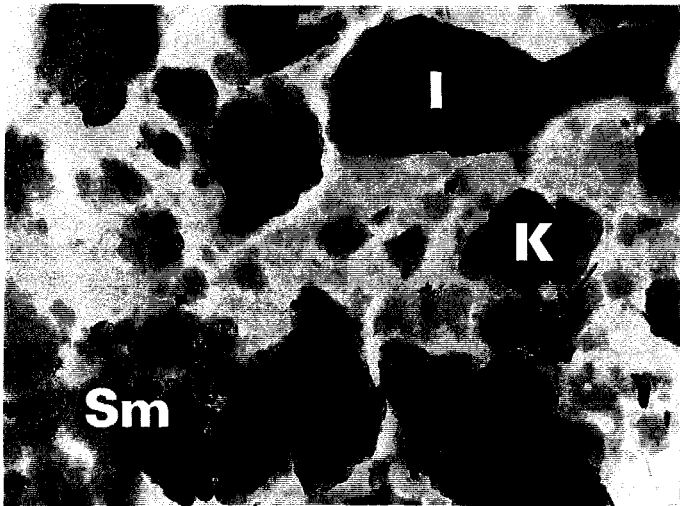
Plate 3: TEM pictures of clay fractions from site 905, scale bar=1 $\mu\text{m}$ , except for picture 4, scale bar=0.25 $\mu\text{m}$ . 1-2. Sample 150-905A-92X-8, 45-47 (CMZ 3) showing the abundance of smectite displaying a lathed shape (Sm) and the occurrence of palygorskite (P). 3. Sample 150-905A-58X-5, 48-50 (CMZ 2) showing a mixture of large particles of illite (I), sub-hexagonal kaolinite (K) and fleecy particles of smectite (Sm). 4. Sample 150-905A-58X-5, 48-50 (CMZ 2) showing a detail of sub-hexagonal, small particle of kaolinite (K). 5-6. Sample 150-905A-6H-1, 50-52 (CMZ 1) showing a mixture of well-outlined clay minerals comprising abundant illite and chlorite.



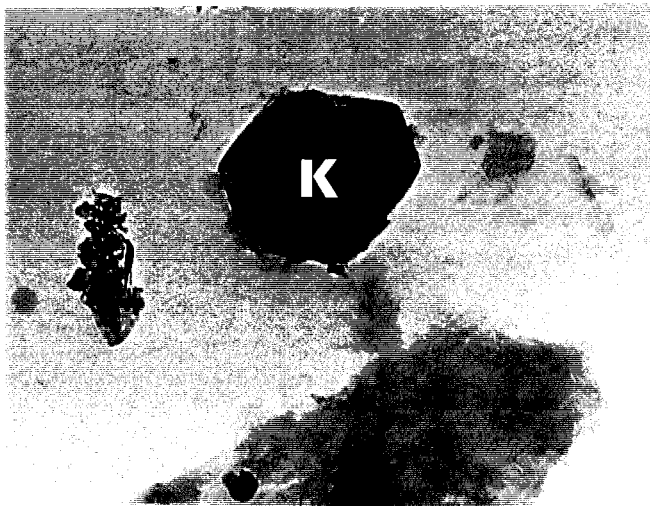
1



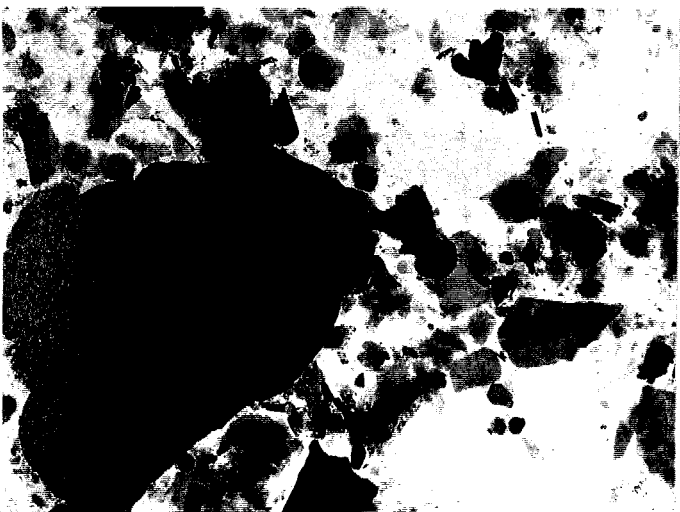
2



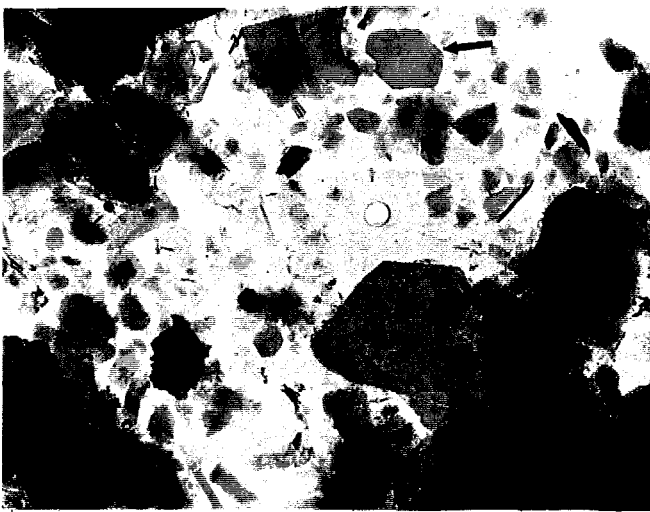
3



4



5



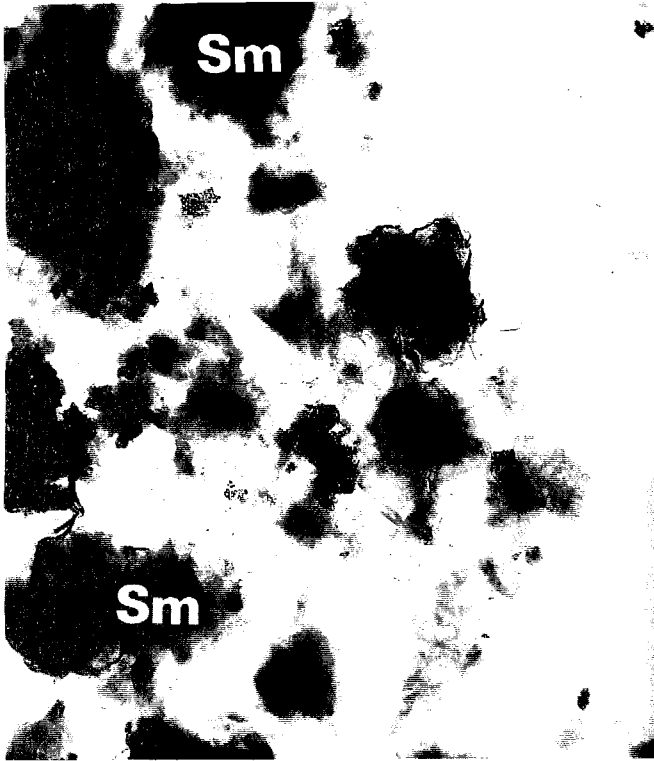
6



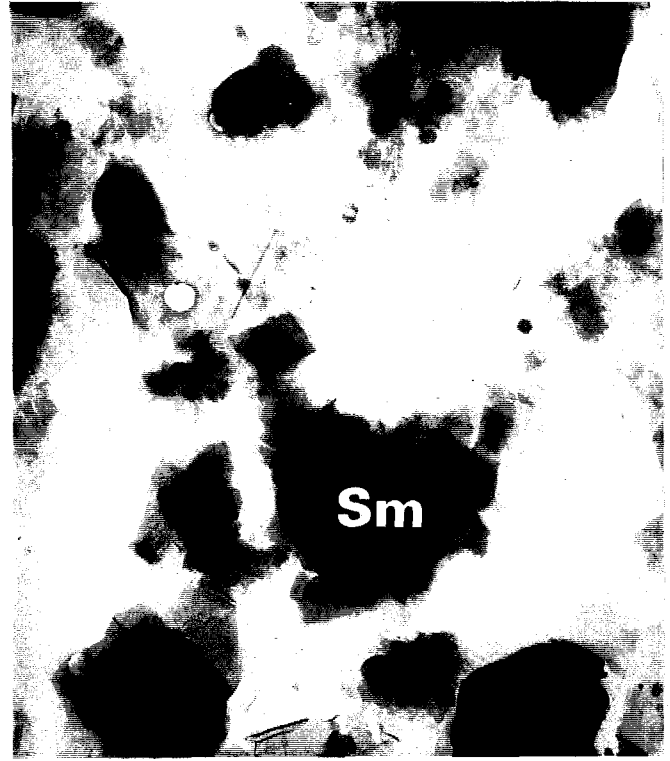


**Planche 4:** Photographies prises en microscopie électronique à transmission des échantillons du forage d'Atlantic City, échelle=1  $\mu\text{m}$ . 1. Échantillon 150X-AC-173-1394 (ZM 6) montrant l'abondance des particules floconneuses d'interstratifiés illite/smectite (Sm). 2. Échantillon 150X-AC-93-755 (ZM 4) montrant des particules de smectite authigène (Sm) dans les intervalles sableux. 3. Échantillon 150X-AC-36-193 (ZM 2) sur laquelle figurent des particules hexagonales de kaolinite (K). 4. Échantillon 150X-AC-16-83 (ZM 2) représentant une association de particules de kaolinite et d'halloysite tubulaire (H).

**Plate 4:** TEM pictures of clay fractions from Atlantic City borehole, scale bar=1 $\mu\text{m}$ . 1. Sample 150X-AC-173-1394 (CMZ 6) showing abundant fleecy particles of I/S (Sm). 2. Sample 150X-AC-93-755 (CMZ 4), notice authigenic smectite (Sm) from sandy intervals. 3. Sample 150X-AC-36-193 (CMZ 2) showing euhedral, hexagonal particles of kaolinite (K). 4. Sample 150X-AC-16-83 (CMZ 2) showing a mixture of kaolinite and tubular particles of halloysite (H).



1



2



3



4





# ANNEXES



Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T
150-903A-										
37X-3, 69-71	319,98	25	52	5	7	11	++	+	+	
38X-3, 102-104	330,72	37	30	15	16	2	++	++	++	
39X-1, 92-94	337,32	22	42	15	13	8	++	++	++	
903A-39X-3, 82-84	340,22	9	35	0	14	42	++			
39X-4, 109-111	341,99	17	41	0	20	22	++			
40X-1, 53-56	346,53	16	41	0	25	18	++			
40X-3, 60-62	349,6	2	42	0	32	24	++			
41X-3, 82-84	359,52	2	46	0	22	30	++			
42X-4, 81-83	370,71	5	38	0	24	33	++			
43X-4, 82-84	380,22	5	34	0	24	37	++			
44X-3, 17-19	387,77	5	44	0	19	32	++			
45X-4, 12-14	398,92	2	38	0	16	44	++			
46X-4, 27-29	408,27	5	32	0	23	40	++			
47X-3, 21-23	416,91	2	36	0	20	42	++			
48X-3, 99-101	427,29	2	37	0	30	31	++			
48X-6, 123-125	432,03	2	45	0	20	33	++			
49X-4, 49-51	437,99	2	47	0	15	36	++			
50X-3, 105-107	446,75	0	33	0	40	27	++			
51X-3, 86-88	456,06	2	42	0	24	32	++			
52X-3, 110-120	466	2	50	0	21	27	++			
53X-6, 39-41	479,49	2	44	0	20	34	++			
54X-3, 100-102	485,3	2	48	0	16	34	++			
55X-4, 29-31	495,69	2	39	0	23	36	++			
56X-2, 59-61	502,69	2	42	0	21	35	++			
903C-05R-2, 39-41	507,49	2	38	0	25	35	++			
903A-57X-3, 129-131	514,49	2	37	0	26	35	++			
903C07R-1, 52-54	515,82	2	36	0	24	38	++			
07R-2, 43-45	517,23	2	39	0	21	38	++			
07R-3, 45-47	518,75	2	35	0	24	39	++			
07R-4, 50-52	520,3	5	37	0	19	39	++			
903A-58X-1, 82-84	520,72	2	38	0	27	33	++			
903C-07R-5, 29-31	521,59	2	41	0	19	38	++			
07R-6, 27-29	523,07	2	42	0	15	41	++			
903A-59X-3, 127-129	533,77	5	44	0	17	34	++			
60X-1, 49-51	539,69	5	45	0	15	35	++			
60X-2, 48-50	541,18	5	47	0	12	36	++			
60X-3, 50-52	542,7	5	45	0	11	39	++			
60X-4, 49-51	544,19	5	47	0	13	35	++			
60X-5, 50-52	545,7	2	53	0	10	35	++			
60X-6, 50-52	547,2	2	46	0	15	37	++			
61X-1, 50-52	549,4	2	45	0	12	41	++			
61X-2, 50-52	550,9	2	46	0	10	42	++			
61X-3, 50-52	552,4	2	48	0	13	37	++			
61X-4, 50-52	553,9	5	45	0	11	39	++			
61X-5, 50-52	555,4	2	43	0	14	41	++			
61X-6, 50-52	556,9	2	48	0	10	40	++			
62X-1, 50-53	559	2	44	0	15	39	++			
62X-2, 50-53	560,5	2	46	0	15	37	++			
62X-3, 50-53	562	2	44	0	15	39	++			
62X-4, 50-52	563,5	2	48	0	14	36	++			
62X-5, 50-52	565	5	46	0	13	36	++			
62X-6, 50-52	566,5	2	37	0	20	40	++			
63X-1, 50-52	568,3	0	37	0	21	42	++			
63X-2, 50-52	569,8	2	43	0	11	44	++			
63X-3, 50-52	571,3	2	37	0	11	50	++			
63X-4, 50-52	572,8	5	38	0	10	47	++			
63X-5, 50-52	574,3	0	40	0	10	50	++			
63X-6, 50-52	575,8	0	37	0	13	50	++			
63X-7, 35-37	577,15	2	39	0	10	49	++			
64X-1, 50-52	578	2	44	0	11	43	++			
64X-2, 50-52	579,5	0	43	0	20	37	++			
64X-3, 50-52	581	0	40	0	21	39	++			
64X-4, 03-05	582,03	2	35	0	25	38	++			
64X-5, 49-51	583,99	2	47	0	12	39	++			
64X-6, 47-49	585,47	2	48	0	9	41	++			
64X-7, 10-12	586,6	2	44	0	11	43	++			
903C-9R-1, 50-52	587	2	44	0	11	43	++			

Tableau II-1: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale	C-T
150-903A-											
65X-1, 50-52	587,6	2	52	0	10	36	++				
903C-9R2, 50-52	588,5	5	45	0	10	40	++				
903A-65X2, 51-54	589,11	2	46	0	10	42	++				
903C-9R-3, 50-52	590	2	42	0	14	42	++				
903A-65X-3, 50-52	590,6	2	55	0	8	35	++				
65X-4, 50-52	592,1	2	45	0	12	41	++				
903C-10R-1, 49-51	592,59	2	44	0	14	40	++				
903A-65X-5, 50-52	593,6	2	48	0	12	38	++				
903C-10R-2, 49-51	594,09	2	42	0	15	41	++				
903A-65X-6, 50-52	595,1	0	44	0	14	42	++				
903C-10R-3, 49-51	595,59	5	43	0	19	33	++				
10R-4, 18-20	596,78	2	43	0	15	40	++				
903A-66X-CC	597,03	0	42	0	12	46	++				
903C-10R-5, 19-21	598,29	2	44	0	14	40	++				
10R-7, 10-12	600	2	34	0	28	36	++				
11R-1, 49-51	602,29	2	32	0	34	32	++				
11R-2, 58-60	603,88	5	33	0	30	32	++				
11R-2, 131-133	604,6	2	30	0	33	35	++				
903A-67X-1, 50-52	606,8	2	33	0	29	36	++				
67X-2, 51-53	608,31	0	33	0	30	37	++				
67X-3, 50-52	609,8	5	36	0	25	34	++				
67X-4, 49-51	611,29	2	34	0	25	39	++				
67X-5, 49-51	612,79	2	34	0	29	35	++				
67X-6, 49-51	614,29	0	36	0	29	35	++				
68X-1, 50-52	616,5	2	36	0	23	39	++				
68X-2, 50-52	618	2	33	0	26	39	++				
68X-3, 50-52	619,5	0	36	0	20	42	++				
68X-4, 50-52	621	2	35	0	19	44	++				
68X-5, 50-52	622,5	2	36	0	20	42	++				
68X-6, 32-34	623,82	2	33	0	18	47	++				
68X-7, 33-34	625,33	0	36	0	11	53	++				
69X-1, 50-52	626,1	0	37	0	8	55	++				
69X-2, 50-52	627,6	0	42	0	12	46	++				
69X-3, 50-52	629,1	2	41	0	13	44	++				
69X-4, 50-52	630,6	0	39	0	14	47	++				
69X-5, 52-54	632,12	2	40	0	12	46	++				
69X-6, 52-54	633,62	0	40	0	13	47	++				
70X-1, 50-52	635,7	0	41	0	13	46	++				
70X-2, 50-52	637,2	2	38	0	13	47	++				
70X-3, 50-52	638,7	2	32	0	27	39	++				
70X-4, 50-52	640,2	2	31	0	26	41	++				
70X-5, 50-52	641,7	2	32	0	26	40	++				
70X-6, 50-52	643,2	2	36	0	21	41	++				
70X-7, 50-52	644,2	0	35	0	24	41	++				
71X-1, 49-51	645,19	2	35	0	22	41	++				
71X-2, 50-52	646,7	0	33	0	23	44	++				
71X-3, 44-46	648,14	2	32	0	16	50	++				
71X-4, 50-52	649,7	2	35	0	15	48	++				
71X-5, 50-52	651,2	2	33	0	24	41	++				
71X-6, 49-51	652,69	0	32	0	29	39	++				
72X-1, 50-52	654,9	2	31	0	26	41	++				
72X-2, 48-50	656,38	2	39	0	20	39	++				
72X-3, 38-39	657,78	0	34	0	21	45	++				
72X-4, 39-41	659,29	0	30	0	31	39	++				
72X-5, 49-51	660,89	2	34	0	25	39	++				
72X-6, 43-45	662,33	2	35	0	20	43	++				
73X-1, 48-50	664,58	2	37	0	22	39	++				
73X-2, 51-53	666,11	0	35	0	21	44	++				
73X-3, 50-52	667,6	0	36	0	23	41	++				
73X-4, 50-52	669,1	2	32	0	23	43	++				
73X-5, 50-52	670,6	2	37	0	19	42	++				
73X-6, 48-50	672,08	0	35	0	21	44	++				
74X-1, 48-50	674,28	2	34	0	19	45	++				
74X-2, 47-49	675,77	2	34	0	17	47	++				
74X-3, 44-46	677,24	2	33	0	22	43	++				
74X-4, 45-47	678,75	0	36	0	17	47	++				
74X-5, 48-50	680,28	0	34	0	21	45	++				

Tableau II-1: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T
150-903A-										
74X-6, 47-49	681,77	0	30	0	22	48	++			
75X-1, 48-50	683,98	2	35	0	22	41	++			
75X-2, 48-50	685,48	2	29	0	21	48	++			
75X-3, 48-50	686,98	2	29	0	19	50	++			
75X-4, 48-50	688,48	2	27	0	15	56	++			
903C-12R-1, 47-49	689,07	2	35	0	18	45	++			
903A-75X-5, 48-50	689,98	0	35	0	18	47	++			
903C-12R-2, 69-71	690,79	0	33	0	19	48	++			
903A-75X-6, 48-50	691,48	0	36	0	15	49	++			
903C-12R-3, 34-36	691,94	0	34	0	18	48	++			
12R-4, 39-41	693,49	2	40	0	17	41	++			
903A-76X-1, 50-52	693,6	0	38	0	16	46	++			
903C-12R-5, 21-23	694,81	2	36	0	22	40	++			
903A-76X-2, 43-45	695,03	0	33	0	21	46	++			
76X-3, 45-47	696,55	0	34	0	21	45	++			
76X-4, 49-51	698,09	0	37	0	21	40	++			
903C-13R-1, 50-52	698,7	2	29	0	18	51	++			
903A-76X-5, 51-53	699,61	0	40	0	18	42	++			
903C-13R-2, 51-53	700,21	5	36	0	13	46	++			
903A-76X-6, 53-56	701,13	0	30	0	17	53	++			
903C-13R-3, 49-51	701,69	2	35	0	18	45	++			
903A-76X-7, 45-47	702,05	0	36	0	18	46	++			
903C-14R-1, 50-52	708,3	0	30	0	20	50	++			
14R-2, 50-52	709,8	0	31	0	21	48	++			
14R-3, 51-53	711,31	0	30	0	15	55	++			
14R-4, 50-52	712,8	2	31	0	18	49	++			
14R-5, 48-50	714,28	2	31	0	10	57	++			
14R-6, 49-51	715,29	0	24	0	15	61	++			
15R-1, 52-54	717,72	2	32	0	15	51	++			
15R-2, 51-53	719,21	2	36	0	14	48	++			
15R-3, 50-52	720,7	2	40	0	16	42	++			
15R-4, 50-52	722,2	2	37	0	17	44	++			
16R-1, 50-52	727,5	0	38	0	10	52	++			
16R-2, 50-52	729	2	37	0	12	49	++			
16R-3, 50-52	730,5	2	43	0	8	47	++			
16R-4, 50-52	732	2	40	0	8	50	++			
17R-1, 49-51	737,29	2	41	0	10	47	++			
17R-2, 50-52	738,8	2	37	0	15	46	++			
17R-3, 50-52	740,3	2	41	0	10	47	++			
17R-4, 50-52	741,8	0	42	0	14	44	++			
17R-5, 49-51	743,29	2	42	0	12	44	++			
18R-1, 40-42	746,9	2	41	0	12	45	++			
18R-2, 50-52	747,63	0	43	0	12	45	++			
18R-3, 50-52	749,13	2	37	0	13	48	++			
18R-4, 50-52	750,63	2	43	0	12	43	++			
19R-1, 50-52	756,7	0	33	0	17	50	++			
19R-2, 50-52	758,2	2	36	0	22	40	++			
19R-3, 51-53	759,71	2	32	0	31	35	++			
19R-4, 51-53	761,21	2	31	0	31	36	++			
19R-5, 51-53	762,21	2	30	0	23	45	++			
20R-2, 50-52	766,61	5	29	0	29	37	++			
20R-3, 50-52	768,11	2	29	0	34	35	++			
20R-4, 50-52	769,61	0	34	0	22	44	++			
20R-5, 48-50	771,09	2	30	0	31	37	++			
20R-6, 50-52	772,61	2	28	0	28	42	++			
20R-7, 50-52	774,11	0	26	0	35	39	++			
21R-1, 50-52	776	2	29	0	26	43	++			
21R-2, 50-52	777,08	2	28	0	38	32	++			
21R-3, 50-52	778,58	0	29	0	34	37	++			
21R-4, 50-52	780,08	2	28	0	37	33	++			
21R-5, 50-52	781,58	2	27	0	40	31	++			
21R-6, 50-52	783,08	2	24	0	40	34	++			
21R-7, 50-52	784,58	2	31	0	30	37	++			
22R-1, 50-52	785,7	2	32	0	28	38	++			
22R-2, 50-52	787,2	2	30	0	29	39	++			
22R-3, 50-52	788,7	2	30	0	28	40	++			
22R-4, 50-52	790,2	2	29	0	32	37	++			

Tableau II-1: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T
150-903C-										
22R-5, 50-52	791,7	2	28	0	32	38	++			
22R-6, 50-52	793,2	2	28	0	27	43	++			
23R-1, 50-52	795,4	2	32	0	33	33	++			
23R-2, 50-52	796,9	2	30	0	29	39	++			
23R-3, 50-52	798,4	2	31	0	36	31	++			
23R-4, 26-28	799,66	2	29	0	31	38	++			
23R-5, 50-52	801,4	2	29	0	35	34	++			
23R-6, 50-52	802,9	2	32	0	31	35	++			
25R-1, 19-21	813,99	5	32	0	35	28	++			
25R-2, 59-61	815,89	2	30	0	36	32	++			
27R-1, 112-114	834,22	0	17	0	44	39	++			
28R-1, 99-101	843,69	2	26	0	44	28	++			
28R-2, 100-102	845,2	2	32	0	35	31	++			
29R-1, 49-51	852,89	2	21	0	52	25	++			
29R-2, 50-52	854,4	2	27	0	44	27	++			
29R-3, 130-132	856,7	2	25	0	47	26	++			
29R-5, 86-88	859,26	2	22	0	46	30	++			
31R-1, 49-51	872,19	2	21	0	35	42	++			
31R-2, 97-99	874,17	0	23	0	48	29	++			
32R-1, 50-52	881,9	2	23	0	42	33	++			
32R-2, 50-52	883,4	2	21	0	44	33	++			
32R-3, 83-85	885,23	2	25	0	41	32	++			
33R1, 49-51	891,59	2	23	0	48	27	++			
33R-2, 49-51	893,09	2	23	0	45	30	++			
33R-3, 49-51	894,59	2	24	0	37	37	++			
33R-4, 49-51	896,09	2	23	0	38	37	++			
33R-5, 49-51	897,59	0	22	0	47	31	++			
33R-6, 49-51	899,09	0	21	0	45	34	++			
34R-1, 48-49	901,18	2	21	0	51	26	++			
34R-2, 48-49	902,68	0	22	0	53	25	++			
35R-2, 50-52	911,31	0	25	0	53	22	++			
35R-3, 50-52	912,81	0	24	0	51	25	++			
35R-4, 50-52	914,31	2	25	0	44	29	++			
35R-5, 47-49	915,78	2	24	0	50	24	++			
35R-6, 50-52	917,31	2	24	0	44	30	++			
35R-7, 50-52	918,81	2	26	0	44	28	++			
36R-1, 48-50	920,48	2	22	0	45	31	++			
36R-2, 48-50	921,98	0	29	0	43	28	++			
36R-3, 48-50	923,48	2	29	0	38	31	++			
37R-1, 49-51	930,19	2	32	0	34	32	++			
37R-2, 49-51	931,69	2	32	0	29	37	++			
37R-3, 27-28	932,97	2	30	0	37	31	++			
37R-4, 49-51	934,69	2	30	0	38	30	++			
37R-5, 49-51	936,19	2	30	0	38	30	++			
37R-6, 49-51	937,69	2	22	0	44	32	++			
39R-3, 40-42	952	2	18	0	59	21	++			
40R-3, 50-52	961,7	2	25	0	49	24	++			
41R-3, 52-54	971,02	2	21	0	48	29	++			
44R-1, 104-106	997,54	0	18	0	63	19	++			
45R-1, 44-46	1006,6	0	24	0	55	21	++			
45R-2, 114-116	1008,8	2	19	0	58	21	++			
47R-1, 51-52	1026	2	15	0	73	10	+			+
47R-2, 91-92	1027,9	0	9	0	84	7	+			+
48R-1, 49-51	1029,6	0	8	0	88	4	+			+
48R-2, 118-120	1031,8	0	9	0	86	5	+			+
48R-3, 49-51	1032,6	0	12	0	75	13	+			+
49R-2, 50-52	1035,8	2	13	0	79	6	+			+
49R-3, 50-52	1037,3	0	6	0	90	4	+			+
49R-4, 49-51	1038,8	0	14	0	73	13	+			+
49R-5, 50-52	1040,3	0	4	0	92	4	+			+
49R-6, 50-52	1041,8	0	8	0	87	5	+			+
49R-7, 50-52	1043,3	2	18	0	61	19	+			+
51R-2, 49-51	1055,1	0	15	0	67	18	+			+
51R-3, 51-53	1056,6	2	10	0	85	3	+			+
51R-4, 48-50	1058,1	0	14	0	73	13	+			+
51R-5, 47-48	1059,6	0	9	0	85	6	+			+
51R-6, 50-52	1061,1	0	7	0	91	2	+			+

Tableau II-1: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T
150-903C-										
51R-7, 49-51	1062,6	0	28	0	72	0	+			+
53R-1, 50-52	1074,3	0	5	0	92	3	+			+
53R-2, 50-52	1075,8	0	6	0	92	2	+			+
53R-3, 50-52	1077,3	0	4	0	95	1	+			+
53R-4, 50-52	1078,8	0	4	0	95	1	+			+
53R-5, 50-52	1080,3	0	4	0	95	1	+			+
54R-1, 50-52	1083,9	0	4	0	95	1	+			+
54R-3, 49-51	1086,9	0	5	0	93	2	+			+
54R-5, 49-51	1089,9	0	6	0	92	2	+			+
55R-1, 50-51	1093,3	0	5	0	93	2	+			+
55R-4, 50-52	1097,8	0	3	0	95	2	+			+
55R-5, 139-140	1100,2	0	5	0	94	1	+			+
56R-1, 49-51	1102,8	0	4	0	96	0	+			+
56R-3, 49-51	1105,2	0	4	0	96	0	+			+
56R-5, 49-51	1108,2	0	5	0	95	0	+			+
56R-7, 49-51	1111,2	0	8	0	88	4	+			+
57R-1, 50-52	1112	0	5	0	90	5	+			+
57R-3, 50-52	1115	0	4	0	93	3	+			+
58R-2, 54-56	1121,8	0	5	0	93	2	+			+
58R-3, 43-45	1123,2	0	4	0	94	2	+			+
58R-4, 52-54	1124,8	0	7	0	91	2	+			++
58R-5, 49-51	1126,3	0	5	0	93	2	+			++
58R-6, 48-50	1127,7	0	8	0	89	3	+			++
58R-7, 50-52	1129,3	0	6	0	93	1	+			++
58R-8, 47-50	1130,7	0	8	0	92	0	+			++
59R-2, 52-54	1131,5	0	10	0	90	0	+			++
60R-4, 47-49	1143,8	0	5	0	95	0	+			+

Tableau II-1: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 903



Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-903A-						
37X-3, 69-71	319,98	4,7575	9,8956	0,9515	1,3321	2,0933
38X-3, 102-104	330,72	9,9123	8,037	4,0185	4,2864	0,5358
39X-1, 92-94	337,32	4,0194	7,6734	2,7405	2,3751	1,4616
39X-4, 109-111	341,99	1,4688	3,5424	0	1,728	1,9008
40X-3, 60-62	349,6	0,1426	2,9946	0	2,2816	1,7112
42X-4, 81-83	370,71	0,2435	1,8506	0	1,1688	1,6071
43X-4, 82-84	380,22	0,4805	3,2674	0	2,3064	3,5557
44X-3, 17-19	387,77	0,632	5,5616	0	2,4016	4,0448
45X-4, 12-14	398,92	0,1412	2,6828	0	1,1296	3,1064
46X-4, 27-29	408,27	0,3565	2,2816	0	1,6399	2,852
48X-3, 99-101	427,29	0,0232	0,4292	0	0,348	0,3596
49X-4, 49-51	437,99	0,3712	8,7232	0	2,784	6,6816
51X-3, 86-88	456,06	0,2548	5,3508	0	3,0576	4,0768
53X-6, 39-41	479,49	0,2592	5,7024	0	2,592	4,4064
55X-4, 29-31	495,69	0,1914	3,7323	0	2,2011	3,4452
903C-5R-2, 39-41	507,49	0,0994	1,8886	0	1,2425	1,7395
7R-1, 52-54	515,82	0,1342	2,4156	0	1,6104	2,5498
7R-3, 45-47	518,75	0,1046	1,8305	0	1,2552	2,0397
7R-4, 50-52	520,3	0,5225	3,8665	0	1,9855	4,0755
903A-58X-1, 82-84	520,72	0,0562	1,0678	0	0,7587	0,9273
903C-7R-6, 27-29	523,07	0,101	2,121	0	0,7575	2,0705
903A-60X-1, 49-51	539,69	0,606	5,454	0	1,818	4,242
60X-3, 50-52	542,7	0,574	5,166	0	1,2628	4,4772
60X-5, 50-52	545,7	0,2898	7,6797	0	1,449	5,0715
61X-1, 50-52	549,4	0,2868	6,453	0	1,7208	5,8794
61X-3, 50-52	552,4	0,312	7,488	0	2,028	5,772
61X-5, 50-52	555,4	0,2794	6,0071	0	1,9558	5,7277
62X-1, 50-53	559	0,3082	6,7804	0	2,3115	6,0099
62X-3, 50-53	562	0,3264	7,1808	0	2,448	6,3648
62X-4, 50-52	563,5	0,3546	8,5104	0	2,4822	6,3828
62X-6, 50-52	566,5	0,1338	2,4753	0	1,338	2,676
63X-1, 50-52	568,3	0	2,5345	0	1,4385	2,877
63X-3, 50-52	571,3	0,2338	4,3253	0	1,2859	5,845
63X-4, 50-52	572,8	0,465	3,534	0	0,93	4,371
63X-6, 50-52	575,8	0	6,4047	0	2,2503	8,655
63X-7, 35-37	577,15	0,3076	5,9982	0	1,538	7,5362
64X-2, 50-52	579,5	0	3,0745	0	1,43	2,6455
64X-3, 50-52	581	0	5,168	0	2,7132	5,0388
64X-4, 03-05	582,03	0,222	3,885	0	2,775	4,218
64X-6, 47-49	585,47	0,2748	6,5952	0	1,2366	5,6334
64X-7, 10-12	586,6	0,3	6,6	0	1,65	6,45
65X-1, 50-52	587,6	0,2762	7,1812	0	1,381	4,9716
903C-9R2, 50-52	588,5	0,971	8,739	0	1,942	7,768
903A-65X2, 51-54	589,11	0,3154	7,2542	0	1,577	6,6234
65X-3, 50-52	590,6	0,3356	9,229	0	1,3424	5,873
65X-4, 50-52	592,1	0,4216	9,486	0	2,5296	8,6428
65X-5, 50-52	593,6	0,3958	9,4992	0	2,3748	7,5202
65X-6, 50-52	595,1	0	7,6428	0	2,4318	7,2954
903C-10R-4, 18-20	596,78	0,3922	8,4323	0	2,9415	7,844
903A-66X-CC	597,03	0	5,4978	0	1,5708	6,0214
903C-10R-7, 10-12	600	0,2248	3,8216	0	3,1472	4,0464
11R-1, 49-51	602,29	0,0834	1,3344	0	1,4178	1,3344
11R-2, 131-133	604,6	0,251	3,765	0	4,1415	4,3925
903A-67X-2, 51-53	608,31	0	3,3033	0	3,003	3,7037
67X-4, 49-51	611,29	0,1346	2,2882	0	1,6825	2,6247
67X-5, 49-51	612,79	0,0702	1,1934	0	1,0179	1,2285
68X-2, 50-52	618	0,092	1,518	0	1,196	1,794
68X-4, 50-52	621	0,1382	2,4185	0	1,3129	3,0404
68X-6, 32-34	623,82	0,1678	2,7687	0	1,5102	3,9433
69X-1, 50-52	626,1	0	5,6351	0	1,2184	8,3765
69X-3, 50-52	629,1	0,3562	7,3021	0	2,3153	7,8364
69X-5, 52-54	632,12	0,2504	5,008	0	1,5024	5,7592
69X-6, 52-54	633,62	0	6,104	0	1,9838	7,1722
70X-2, 50-52	637,2	0,2746	5,2174	0	1,7849	6,4531
70X-3, 50-52	638,7	0,1266	2,0256	0	1,7091	2,4687
70X-5, 50-52	641,7	0,1536	2,4576	0	1,9968	3,072
70X-6, 50-52	643,2	0,1304	2,3472	0	1,3692	2,6732

Tableau II-2: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-903A-						
70X-7, 50-52	644,2	0	2,5025	0	1,716	2,9315
71X-1, 49-51	645,19	0,153	2,6775	0	1,683	3,1365
71X-3, 44-46	648,14	0,183	2,928	0	1,464	4,575
71X-4, 50-52	649,7	0,168	2,94	0	1,26	4,032
71X-6, 49-51	652,69	0	2,0256	0	1,8357	2,4687
72X-2, 48-50	656,38	0,172	3,354	0	1,72	3,354
72X-4, 39-41	659,29	0	2,127	0	2,1979	2,7651
72X-5, 49-51	660,89	0,1796	3,0532	0	2,245	3,5022
73X-1, 48-50	664,58	0,1192	2,2052	0	1,3112	2,3244
73X-2, 51-53	666,11	0	2,674	0	1,6044	3,3616
73X-4, 50-52	669,1	0,1716	2,7456	0	1,9734	3,6894
73X-6, 48-50	672,08	0	3,157	0	1,8942	3,9688
74X-2, 47-49	675,77	0,171	2,907	0	1,4535	4,0185
74X-4, 45-47	678,75	0	3,1248	0	1,4756	4,0796
74X-6, 47-49	681,77	0	2,442	0	1,7908	3,9072
75X-2, 48-50	685,48	0,1576	2,2852	0	1,6548	3,7824
75X-4, 48-50	688,48	0,1798	2,4273	0	1,3485	5,0344
75X-6, 48-50	691,48	0	2,412	0	1,005	3,283
903C-12R-4, 39-41	693,49	0,179	3,58	0	1,5215	3,6695
903A-76X-1, 50-52	693,6	0	3,8418	0	1,6176	4,6506
903C-12R-5, 21-23	694,81	0,1586	2,8548	0	1,7446	3,172
903A-76X-2, 43-45	695,03	0	2,7324	0	1,7388	3,8088
76X-3, 45-47	696,55	0	2,5704	0	1,5876	3,402
903C-13R-1, 50-52	698,7	0,1334	1,9343	0	1,2006	3,4017
903A-76X-5, 51-53	699,61	0	3,18	0	1,431	3,339
76X-6, 53-56	701,13	0	2,508	0	1,4212	4,4308
903C-13R-3, 49-51	701,69	0,1896	3,318	0	1,7064	4,266
903A-76X-7, 45-47	702,05	0	2,952	0	1,476	3,772
903C-14R-1, 50-52	708,3	0	2,922	0	1,948	4,87
14R-3, 51-53	711,31	0	2,655	0	1,3275	4,8675
14R-4, 50-52	712,8	0,1456	2,2568	0	1,3104	3,5672
14R-5, 48-50	714,28	0,1958	3,0349	0	0,979	5,5803
14R-6, 49-51	715,29	0	2,268	0	1,4175	5,7645
15R-1, 52-54	717,72	0,1922	3,0752	0	1,4415	4,9011
15R-3, 50-52	720,7	0,1514	3,028	0	1,2112	3,1794
15R-4, 50-52	722,2	0,1828	3,3818	0	1,5538	4,0216
16R-2, 50-52	729	0,2738	5,0653	0	1,6428	6,7081
16R-3, 50-52	730,5	0,192	4,128	0	0,768	4,512
16R-4, 50-52	732	0,25	5	0	1	6,25
17R-2, 50-52	738,8	0,237	4,3845	0	1,7775	5,451
17R-3, 50-52	740,3	0,2582	5,2931	0	1,291	6,0677
17R-4, 50-52	741,8	0	5,4138	0	1,8046	5,6716
18R-1, 40-42	746,9	0,2938	6,0229	0	1,7628	6,6105
18R-2, 50-52	747,63	0	5,4524	0	1,5216	5,706
18R-3, 50-52	749,13	0,2936	5,4316	0	1,9084	7,0464
19R-1, 50-52	756,7	0	4,2405	0	2,1845	6,425
19R-3, 51-53	759,71	0,1296	2,0736	0	2,0088	2,268
19R-4, 51-53	761,21	0,1832	2,8396	0	2,8396	3,2976
20R-2, 50-52	766,61	0,4015	2,3287	0	2,3287	2,9711
20R-4, 50-52	769,61	0	3,145	0	2,035	4,07
20R-6, 50-52	772,61	0,167	2,338	0	2,338	3,507
20R-7, 50-52	774,11	0	1,7914	0	2,4115	2,6871
21R-2, 50-52	777,08	0,1556	2,1784	0	2,9564	2,4896
21R-3, 50-52	778,58	0	2,523	0	2,958	3,219
21R-4, 50-52	780,08	0,2028	2,8392	0	3,7518	3,3462
22R-1, 50-52	785,7	0,1774	2,8384	0	2,4836	3,3706
22R-2, 50-52	787,2	0,1858	2,747	0	2,6941	3,6231
22R-3, 50-52	788,7	0,1678	2,517	0	2,3492	3,356
22R-5, 50-52	791,7	0,1626	2,2764	0	2,6016	3,0894
22R-6, 50-52	793,2	0,1414	1,9796	0	1,9089	3,0401
23R-1, 50-52	795,4	0,1694	2,7104	0	2,7951	2,7951
23R-3, 50-52	798,4	0,175	2,7125	0	3,15	2,7125
23R-4, 26-28	799,66	0,174	2,523	0	2,697	3,306
23R-6, 50-52	802,9	0,1676	2,6816	0	2,5978	2,933
28R-1, 99-101	843,69	0,1248	1,6224	0	2,7456	1,7472
28R-2, 100-102	845,2	0,1238	1,9808	0	2,1665	1,9189
29R-1, 49-51	852,89	0,128	1,344	0	3,328	1,6

Tableau II-2: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-903C-						
29R-3, 130-132	856,7	0,1054	1,3175	0	2,4769	1,3702
29R-5, 86-88	859,26	0,1458	1,6038	0	3,3534	2,187
31R-1, 49-51	872,19	0,1152	1,2096	0	2,016	2,4192
32R-2, 50-52	883,4	0,0986	1,0353	0	2,1692	1,6269
32R-3, 83-85	885,23	0,1052	1,315	0	2,1566	1,6832
33R-1, 49-51	891,59	0,0926	1,0649	0	2,2224	1,2501
33R-2, 49-51	893,09	0,1072	1,2328	0	2,412	1,608
33R-4, 49-51	896,09	0,1024	1,1776	0	1,9456	1,8944
33R-5, 49-51	897,59	0	0,9636	0	2,0586	1,3578
34R-1, 48-49	901,18	0,1354	1,4217	0	3,4527	1,7602
34R-2, 48-49	902,68	0	1,6874	0	4,0651	1,9175
35R-2, 50-52	911,31	0	1,5775	0	3,3443	1,3882
35R-3, 50-52	912,81	0	1,6176	0	3,4374	1,685
35R-4, 50-52	914,31	0,1296	1,62	0	2,8512	1,8792
35R-6, 50-52	917,31	0,146	1,752	0	3,212	2,19
35R-7, 50-52	918,81	0,1564	2,0332	0	3,4408	2,1896
36R-2, 48-50	921,98	0	2,2852	0	3,3884	2,2064
37R-1, 49-51	930,19	0,1324	2,1184	0	2,2508	2,1184
37R-4, 49-51	934,69	0,145	2,175	0	2,755	2,175
37R-6, 49-51	937,69	0,14	1,54	0	3,08	2,24
39R-3, 40-42	952	0,1658	1,4922	0	4,8911	1,7409
44R-1, 104-106	997,54	0	1,4166	0	4,9581	1,4953
45R-1, 44-46	1006,6	0	1,7328	0	3,971	1,5162
48R-1, 49-51	1029,6	0	0,62	0	6,82	0,31
48R-2, 118-120	1031,8	0	0,6336	0	6,0544	0,352
48R-3, 49-51	1032,6	0	1,146	0	7,1625	1,2415
49R-3, 50-52	1037,3	0	0,3906	0	5,859	0,2604
49R-4, 49-51	1038,8	0	0,7714	0	4,0223	0,7163
49R-6, 50-52	1041,8	0	0,5408	0	5,8812	0,338
49R-7, 50-52	1043,3	0,1114	1,0026	0	3,3977	1,0583
51R-5, 47-48	1059,6	0	0,7101	0	6,7065	0,4734
51R-6, 50-52	1061,1	0	0,4074	0	5,2962	0,1164
53R-3, 50-52	1077,3	0	0,4356	0	10,345	0,1089
57R-1, 50-52	1112	0	0,552	0	9,936	0,552
60R-4, 47-49	1143,8	0	0,47	0	8,93	0

Tableau II-2: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Feldspath	Calcite	Dolomite	%CaCO3
150-903A-							
37X-3, 69-71	319,98	1136	58	193	58	28	3,35
38X-3, 102-104	330,72	864	45	228	185	119	9,354
39X-1, 92-94	337,32	666	31	174	88	0	4,654
903A-39X-3, 82-84	340,22	1296	0	67	0	25	0,82
39X-4, 109-111	341,99	1980	0	53	31	0	2,051
40X-1, 53-56	346,53	2381	0	56	36	0	2,033
40X-3, 60-62	349,6	497	0	0	0	0	1,64
41X-3, 82-84	359,52	2144	0	88	0	0	0,82
42X-4, 81-83	370,71	2285	0	44	0	0	1,23
43X-4, 82-84	380,22	2144	0	69	0	21	0,813
44X-3, 17-19	387,77	1505	0	34	0	0	1,119
45X-4, 12-14	398,92	1632	0	64	0	0	1,627
46X-4, 27-29	408,27	1584	0	36	0	0	1,241
47X-3, 21-23	416,91	1459	0	45	0	20	1,231
48X-3, 99-101	427,29	2862	0	67	0	0	0,771
48X-6, 123-125	432,03	1170	0	32	0	16	1,64
49X-4, 49-51	437,99	1089	0	29	0	0	1,935
50X-3, 105-107	446,75	1024	0	74	0	0	0,82
51X-3, 86-88	456,06	1376	0	50	0	14	0,82
52X-3, 110-120	466	1391	0	37	0	0	1,22
53X-6, 39-41	479,49	1096	0	40	0	19	1,22
54X-3, 100-102	485,3	1332	0	41	0	19	1,23
55X-4, 29-31	495,69	1340	0	29	0	0	1,64
56X-2, 59-61	502,69	2016	0	27	0	0	1,269
903C-05R-2, 39-41	507,49	3516	0	28	0	15	1,465
903A-57X-3, 129-131	514,49	1568	0	72	0	20	0,82
903C07R-1, 52-54	515,82	1303	0	38	27	17	1,558
07R-2, 43-45	517,23	1815	0	41	0	0	0,405
07R-3, 45-47	518,75	2852	0	320	0	0	1,779
07R-4, 50-52	520,3	1211	0	44	12	16	2,023
903A-58X-1, 82-84	520,72	3147	0	36	0	0	0,813
903C-07R-5, 29-31	521,59	1406	0	24	24	14	0,825
07R-6, 27-29	523,07	1325	0	26	31	0	1,981
903A-59X-3, 127-129	533,77	1376	0	27	0	0	1,231
60X-1, 49-51	539,69	1116	0	45	0	0	1,692
60X-2, 48-50	541,18	1406	0	32	0	21	1,679
60X-3, 50-52	542,7	1498	0	38	0	25	1,675
60X-4, 49-51	544,19	1475	0	59	0	27	1,22
60X-5, 50-52	545,7	1467	0	64	0	0	1,256
60X-6, 50-52	547,2	1467	0	69	0	0	1,675
61X-1, 50-52	549,4	1116	0	41	0	0	1,259
61X-2, 50-52	550,9	1673	0	44	0	0	1,256
61X-3, 50-52	552,4	1467	0	45	0	22	1,23
61X-4, 50-52	553,9	1296	0	38	0	0	1,22
61X-5, 50-52	555,4	1030	0	30	0	0	1,64
61X-6, 50-52	556,9	1232	0	31	0	13	1,23
62X-1, 50-53	559	1384	0	38	0	19	1,22
62X-2, 50-53	560,5	1325	0	29	0	0	1,269
62X-3, 50-53	562	1176	0	48	0	0	1,259
62X-4, 50-52	563,5	1232	0	41	0	0	1,627
62X-5, 50-52	565	1239	0	35	0	0	1,64
62X-6, 50-52	566,5	1414	0	27	0	0	1,673
63X-1, 50-52	568,3	1376	0	66	0	0	1,64
63X-2, 50-52	569,8	1102	0	24	0	0	1,22
63X-3, 50-52	571,3	1204	0	46	0	0	1,668
63X-4, 50-52	572,8	1246	0	64	0	0	1,679
63X-5, 50-52	574,3	906	0	28	0	0	1,675
63X-6, 50-52	575,8	824	0	34	0	0	1,64
63X-7, 35-37	577,15	912	0	26	0	18	1,675
64X-1, 50-52	578	1122	0	35	0	0	1,679
64X-2, 50-52	579,5	2673	0	32	0	0	1,269
64X-3, 50-52	581	1253	0	34	0	0	1,186
64X-4, 03-05	582,03	1239	0	37	0	0	1,206
64X-5, 49-51	583,99	1063	0	37	0	23	1,259
64X-6, 47-49	585,47	1096	0	38	0	24	1,259
64X-7, 10-12	586,6	936	0	26	0	17	1,692
903C-9R-1, 50-52	587	1183	0	0	0	22	1,832

Tableau II-3: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Feldspath	Calcite	Dolomite	%CaCO3
150-903A-							
65X-1, 50-52	587,6	1050	0	41	0	0	1,692
903C-9R2, 50-52	588,5	1018	0	34	0	25	2,143
903A-65X2, 51-54	589,11	1122	0	38	0	31	1,692
903C-9R-3, 50-52	590	980	0	29	0	15	2,149
903A-65X-3, 50-52	590,6	1005	0	35	0	30	1,269
65X-4, 50-52	592,1	1063	0	42	0	26	1,679
903C-10R-1, 49-51	592,59	1063	0	45	0	22	2,211
903A-65X-5, 50-52	593,6	930	0	30	0	19	1,679
903C-10R-2, 49-51	594,09	936	0	29	0	0	1,639
903A-65X-6, 50-52	595,1	1024	0	46	0	0	1,679
903C-10R-3, 49-51	595,59	1211	0	32	0	20	1,598
10R-4, 18-20	596,78	1082	0	21	0	0	0,811
903A-66X-CC	597,03	955	0	30	0	0	1,184
903C-10R-5, 19-21	598,29	1156	0	38	0	0	2,173
10R-7, 10-12	600	1050	0	0	17	12	1,827
11R-1, 49-51	602,29	2905	0	92	0	18	1,301
11R-2, 58-60	603,88	3114	0	64	0	0	0,794
11R-2, 131-133	604,6	2079	0	45	0	0	1,735
903A-67X-1, 50-52	606,8	2884	0	77	0	0	1,269
67X-2, 51-53	608,31	1910	0	100	0	0	1,679
67X-3, 50-52	609,8	1823	0	37	0	9	1,269
67X-4, 49-51	611,29	2043	0	59	0	0	1,259
67X-5, 49-51	612,79	2652	0	108	0	0	1,259
67X-6, 49-51	614,29	2460	0	67	0	0	1,259
68X-1, 50-52	616,5	1689	0	29	0	0	0,831
68X-2, 50-52	618	1467	0	44	0	0	0,81
68X-3, 50-52	619,5	1656	0	58	23	0	1,23
68X-4, 50-52	621	1513	0	23	3	0	1,64
68X-5, 50-52	622,5	2162	0	22	16	0	1,692
68X-6, 32-34	623,82	2052	0	41	0	13	0,813
68X-7, 33-34	625,33	1082	0	25	0	16	0,813
69X-1, 50-52	626,1	1018	0	30	20	0	1,692
69X-2, 50-52	627,6	1102	0	35	0	24	1,627
69X-3, 50-52	629,1	1163	0	25	0	13	1,22
69X-4, 50-52	630,6	1037	0	34	0	0	1,675
69X-5, 52-54	632,12	1225	0	42	0	25	1,231
69X-6, 52-54	633,62	1296	0	34	21	18	1,23
70X-1, 50-52	635,7	1163	0	55	0	0	1,22
70X-2, 50-52	637,2	1303	0	56	0	0	1,692
70X-3, 50-52	638,7	1082	0	0	0	0	1,675
70X-4, 50-52	640,2	1030	0	26	0	0	3,339
70X-5, 50-52	641,7	1197	0	19	0	0	1,675
70X-6, 50-52	643,2	894	0	24	0	0	1,69
70X-7, 50-52	644,2	841	0	31	0	0	1,667
71X-1, 49-51	645,19	1005	0	19	0	0	0,82
71X-2, 50-52	646,7	924	0	24	0	0	1,679
71X-3, 44-46	648,14	986	0	35	0	0	1,675
71X-4, 50-52	649,7	918	0	0	0	0	1,679
71X-5, 50-52	651,2	1218	0	24	17	7	1,243
71X-6, 49-51	652,69	1050	0	25	0	0	1,23
72X-1, 50-52	654,9	992	0	71	0	0	1,675
72X-2, 48-50	656,38	973	0	44	0	0	1,673
72X-3, 38-39	657,78	807	0	0	0	0	1,23
72X-4, 39-41	659,29	1037	0	0	14	7	1,23
72X-5, 49-51	660,89	888	0	0	10	0	1,679
72X-6, 43-45	662,33	1011	0	27	22	0	1,627
73X-1, 48-50	664,58	955	0	0	0	0	1,679
73X-2, 51-53	666,11	967	0	18	0	0	1,256
73X-3, 50-52	667,6	1170	0	20	24	0	1,679
73X-4, 50-52	669,1	1050	0	18	18	0	2,094
73X-5, 50-52	670,6	1024	0	36	31	0	1,675
73X-6, 48-50	672,08	942	0	26	0	0	1,679
74X-1, 48-50	674,28	1063	0	25	19	0	1,692
74X-2, 47-49	675,77	870	0	32	21	0	1,675
74X-3, 44-46	677,24	1037	0	40	0	0	1,675
74X-4, 45-47	678,75	973	0	0	32	0	2,115
74X-5, 48-50	680,28	1109	0	40	28	0	2,094

Tableau II-3: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Feldspath	Calcite	Dolomite	%CaCO3
150-903A-							
74X-6, 47-49	681,77	1183	0	0	30	0	2,538
75X-1, 48-50	683,98	980	0	0	0	0	1,675
75X-2, 48-50	685,48	1156	0	26	0	0	1,231
75X-3, 48-50	686,98	980	0	31	14	0	1,675
75X-4, 48-50	688,48	795	0	0	0	0	2,099
903C-12R-1, 47-49	689,07	882	0	18	10	17	1,972
903A-75X-5, 48-50	689,98	961	0	25	0	0	1,22
903C-12R-2, 69-71	690,79	762	0	0	0	0	1,985
903A-75X-6, 48-50	691,48	835	0	19	18	0	1,627
903C-12R-3, 34-36	691,94	773	0	23	0	0	1,619
12R-4, 39-41	693,49	1218	0	0	0	12	0,77
903A-76X-1, 50-52	693,6	790	0	28	23	0	1,679
903C-12R-5, 21-23	694,81	762	0	23	0	0	0,803
903A-76X-2, 43-45	695,03	773	0	18	0	0	1,692
76X-3, 45-47	696,55	756	0	18	34	0	2,538
76X-4, 49-51	698,09	818	0	26	17	0	1,692
903C-13R-1, 50-52	698,7	912	0	0	20	0	1,131
903A-76X-5, 51-53	699,61	671	0	31	0	0	1,692
903C-13R-2, 51-53	700,21	767	0	15	22	0	0,824
903A-76X-6, 53-56	701,13	942	0	26	48	0	0,822
903C-13R-3, 49-51	701,69	858	0	22	0	0	1,986
903A-76X-7, 45-47	702,05	853	0	46	30	0	1,692
903C-14R-1, 50-52	708,3	1156	0	38	27	23	1,468
14R-2, 50-52	709,8	870	0	18	32	0	2,42
14R-3, 51-53	711,31	967	0	26	0	0	1,183
14R-4, 50-52	712,8	1024	0	26	0	0	1,923
14R-5, 48-50	714,28	734	0	17	0	0	1,157
14R-6, 49-51	715,29	824	0	49	0	0	2,002
15R-1, 52-54	717,72	894	0	0	27	25	2,038
15R-2, 51-53	719,21	1024	0	19	24	0	2,777
15R-3, 50-52	720,7	949	0	26	45	0	2,695
15R-4, 50-52	722,2	795	0	0	32	0	4,089
16R-1, 50-52	727,5	894	0	29	16	0	1,233
16R-2, 50-52	729	416	0	0	0	0	2,35
16R-3, 50-52	730,5	1211	0	22	0	24	1,85
16R-4, 50-52	732	1576	0	55	0	25	1,594
17R-1, 49-51	737,29	858	0	26	0	0	1,191
17R-2, 50-52	738,8	829	0	37	0	0	2,275
17R-3, 50-52	740,3	918	0	38	0	25	2,344
17R-4, 50-52	741,8	980	0	40	0	0	1,738
17R-5, 49-51	743,29	790	0	35	0	0	1,228
18R-1, 40-42	746,9	882	0	0	0	0	1,589
18R-2, 50-52	747,63	967	0	41	0	0	1,222
18R-3, 50-52	749,13	900	0	28	0	0	1,508
18R-4, 50-52	750,63	973	0	22	0	0	0,779
19R-1, 50-52	756,7	864	0	28	0	0	1,185
19R-2, 50-52	758,2	894	0	45	23	0	2,048
19R-3, 51-53	759,71	745	0	23	23	0	1,17
19R-4, 51-53	761,21	967	0	18	48	0	2,38
19R-5, 51-53	762,21	858	0	21	16	0	2,79
20R-2, 50-52	766,61	1109	0	22	35	0	1,951
20R-3, 50-52	768,11	1253	0	16	42	0	3,419
20R-4, 50-52	769,61	801	0	28	27	0	3,072
20R-5, 48-50	771,09	841	0	26	0	17	0,406
20R-6, 50-52	772,61	824	0	31	0	0	1,19
20R-7, 50-52	774,11	936	0	22	0	0	0,807
21R-1, 50-52	776	942	0	25	11	0	2,368
21R-2, 50-52	777,08	824	0	114	20	0	1,215
21R-3, 50-52	778,58	784	0	0	15	0	1,975
21R-4, 50-52	780,08	924	0	23	8	0	2,268
21R-5, 50-52	781,58	686	0	18	0	0	2,3
21R-6, 50-52	783,08	1102	0	24	0	0	0,813
21R-7, 50-52	784,58	388	0	15	0	0	0,816
22R-1, 50-52	785,7	745	0	36	30	0	2,565
22R-2, 50-52	787,2	790	0	19	36	18	3,005
22R-3, 50-52	788,7	818	0	21	12	0	2,635
22R-4, 50-52	790,2	900	0	22	27	0	2,058

Tableau II-3: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Feldspath	Calcite	Dolomite	%CaCO3
150-903C-							
22R-5, 50-52	791,7	992	0	20	12	0	2,797
22R-6, 50-52	793,2	986	0	0	36	0	3,521
23R-1, 50-52	795,4	645	0	15	49	0	2,473
23R-2, 50-52	796,9	697	0	0	42	0	3,427
23R-3, 50-52	798,4	724	0	25	104	0	6,497
23R-4, 26-28	799,66	630	0	26	125	0	3,701
23R-5, 50-52	801,4	745	0	0	81	0	3,673
23R-6, 50-52	802,9	454	0	0	112	0	6,156
25R-1, 19-21	813,99	595	0	0	18	0	0,778
25R-2, 59-61	815,89	870	0	50	30	0	1,499
27R-1, 112-114	834,22	515	0	14	81	0	2,883
28R-1, 99-101	843,69	506	0	0	48	0	3,209
28R-2, 100-102	845,2	586	0	0	64	0	2,873
29R-1, 49-51	852,89	420	0	0	185	0	9,441
29R-2, 50-52	854,4	458	0	15	10	0	1,205
29R-3, 130-132	856,7	462	0	0	199	0	7,709
29R-5, 86-88	859,26	369	0	0	234	0	9,609
31R-1, 49-51	872,19	365	0	0	204	0	8,681
31R-2, 97-99	874,17	630	0	0	188	0	7,273
32R-1, 50-52	881,9	924	0	0	144	0	7,974
32R-2, 50-52	883,4	534	0	0	216	0	8,716
32R-3, 83-85	885,23	557	0	0	169	0	9,56
33R1, 49-51	891,59	615	0	177	231	0	11,711
33R-2, 49-51	893,09	185	0	0	296	0	12,838
33R-3, 49-51	894,59	207	0	0	396	0	12,637
33R-4, 49-51	896,09	400	0	0	216	0	12,709
33R-5, 49-51	897,59	437	0	0	282	0	11,566
33R-6, 49-51	899,09	228	0	0	166	0	10,361
34R-1, 48-49	901,18	256	0	0	449	0	15,801
34R-2, 48-49	902,68	538	0	0	454	0	18,63
35R-2, 50-52	911,31	475	0	0	320	0	11,299
35R-3, 50-52	912,81	566	0	46	266	0	10,756
35R-4, 50-52	914,31	590	0	21	222	0	11,105
35R-5, 47-49	915,78	376	0	0	246	0	8,944
35R-6, 50-52	917,31	357	0	0	259	0	15,159
35R-7, 50-52	918,81	317	0	0	292	0	11,055
36R-1, 48-50	920,48	441	0	0	117	0	3,981
36R-2, 48-50	921,98	462	0	0	350	0	14,994
36R-3, 48-50	923,48	506	0	0	331	0	14,707
37R-1, 49-51	930,19	380	0	0	310	0	12,429
37R-2, 49-51	931,69	524	0	0	292	0	10,167
37R-3, 27-28	932,97	562	0	0	32	829	2,241
37R-4, 49-51	934,69	681	0	0	169	0	9,883
37R-5, 49-51	936,19	331	0	0	231	0	7,843
37R-6, 49-51	937,69	529	0	0	299	0	11,509
39R-3, 40-42	952	272	0	27	534	0	22,755
40R-3, 50-52	961,7	437	0	0	204	0	8,253
41R-3, 52-54	971,02	595	0	12	154	0	8,743
44R-1, 104-106	997,54	428	0	0	655	69	29,967
45R-1, 44-46	1006,6	888	0	35	380	0	17,04
45R-2, 114-116	1008,8	1037	0	61	30	0	1,203
47R-1, 51-52	1026	999	0	0	282	0	9,104
47R-2, 91-92	1027,9	986	0	56	416	0	15,27
48R-1, 49-51	1029,6	630	0	18	655	0	26,651
48R-2, 118-120	1031,8	870	0	46	493	0	20,772
48R-3, 49-51	1032,6	640	0	18	520	0	18,404
49R-2, 50-52	1035,8	824	0	53	404	0	15,382
49R-3, 50-52	1037,3	973	0	37	376	0	12,881
49R-4, 49-51	1038,8	835	0	50	396	0	17,441
49R-5, 50-52	1040,3	702	0	62	400	0	14,818
49R-6, 50-52	1041,8	778	0	40	380	0	15,772
49R-7, 50-52	1043,3	600	0	0	404	0	15,831
51R-2, 49-51	1055,1	586	0	0	313	0	14,155
51R-3, 51-53	1056,6	493	0	38	313	0	14,681
51R-4, 48-50	1058,1	515	0	18	346	0	15,321
51R-5, 47-48	1059,6	313	0	0	576	0	26,156
51R-6, 50-52	1061,1	320	0	0	576	0	24,733

Tableau II-3: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Feldspath	Calcite	Dolomite	%CaCO3
150-903C-							
51R-7, 49-51	1062,6	331	0	30	219	0	8,118
53R-1, 50-52	1074,3	216	0	0	918	0	40,866
53R-2, 50-52	1075,8	161	0	0	1149	0	51,185
53R-3, 50-52	1077,3	161	0	0	1122	0	51,902
53R-4, 50-52	1078,8	128	0	0	1116	0	48,076
53R-5, 50-52	1080,3	190	0	14	992	0	44,645
54R-1, 50-52	1083,9	166	0	0	1063	0	47,733
54R-3, 49-51	1086,9	188	0	25	961	0	41,634
54R-5, 49-51	1089,9	151	0	17	1043	0	50,426
55R-1, 50-51	1093,3	237	0	16	1056	0	45,643
55R-4, 50-52	1097,8	222	0	30	773	0	34,997
55R-5, 139-140	1100,2	204	0	0	847	0	37,074
56R-1, 49-51	1102,8	188	0	0	801	0	35,636
56R-3, 49-51	1105,2	177	0	17	853	0	33,018
56R-5, 49-51	1108,2	207	0	0	900	0	40,176
56R-7, 49-51	1111,2	182	0	0	992	0	42,917
57R-1, 50-52	1112	324	0	0	967	0	43,372
57R-3, 50-52	1115	110	0	0	1296	0	58,448
58R-2, 54-56	1121,8	94	0	0	1156	0	54,372
58R-3, 43-45	1123,2	117	0	0	1163	0	54,7
58R-4, 52-54	1124,8	77	0	0	1050	0	51,934
58R-5, 49-51	1126,3	83	0	0	1211	0	57,687
58R-6, 48-50	1127,7	85	0	0	1239	0	61,355
58R-7, 50-52	1129,3	67	0	0	1296	0	60,663
58R-8, 47-50	1130,7	69	0	0	1225	0	55,299
59R-2, 52-54	1131,5	53	0	0	912	0	42,177
60R-4, 47-49	1143,8	125	0	0	986	0	46,436

Tableau II-3: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 903



Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable
150-903A-				
37X-3, 69-71	319,98	19,03	76,94	4,03
38X-3, 102-104	330,72	26,79	71,81	1,4
39X-1, 92-94	337,32	18,27	80,55	1,2
39X-4, 109-111	341,99	8,64	78,54	12,83
40X-3, 60-62	349,6	7,13	67,97	24,6
42X-4, 81-83	370,71	4,87	66,8	28,18
43X-4, 82-84	380,22	9,61	69,77	20,39
44X-3, 17-19	387,77	12,64	75,37	11,54
45X-4, 12-14	398,92	7,06	79,85	13,07
46X-4, 27-29	408,27	7,13	66,53	26,05
48X-3, 99-101	427,29	1,16	49,11	46,98
49X-4, 49-51	437,99	18,56	80,82	0,64
51X-3, 86-88	456,06	12,74	86,1	1,15
53X-6, 39-41	479,49	12,96	86,36	0,71
55X-4, 29-31	495,69	9,57	88,91	1,51
903C-5R-2, 39-41	507,49	4,97	50,12	42,36
7R-1, 52-54	515,82	6,71	90,27	3,05
7R-3, 45-47	518,75	5,23	78,5	15,84
7R-4, 50-52	520,3	10,45	87,83	1,72
903A-58X-1, 82-84	520,72	2,81	74,38	22,78
903C-7R-6, 27-29	523,07	5,05	81,67	13,27
903A-60X-1, 49-51	539,69	12,12	86,82	1,07
60X-3, 50-52	542,7	11,48	86,1	2,43
60X-5, 50-52	545,7	14,49	83,24	2,28
61X-1, 50-52	549,4	14,34	83,68	2
61X-3, 50-52	552,4	15,6	81,56	2,84
61X-5, 50-52	555,4	13,97	84,52	1,51
62X-1, 50-53	559	15,41	82,99	1,58
62X-3, 50-53	562	16,32	82,61	1,07
62X-4, 50-52	563,5	17,73	81,45	0,81
62X-6, 50-52	566,5	6,69	89,61	3,69
63X-1, 50-52	568,3	6,85	77,65	15,42
63X-3, 50-52	571,3	11,69	85,04	3,3
63X-4, 50-52	572,8	9,3	86,72	3,99
63X-6, 50-52	575,8	17,31	80,87	1,81
63X-7, 35-37	577,15	15,38	83,87	0,75
64X-2, 50-52	579,5	7,15	71,01	20,08
64X-3, 50-52	581	12,92	73,26	12,12
64X-4, 03-05	582,03	11,1	79,19	9,61
64X-6, 47-49	585,47	13,74	84,75	1,53
64X-7, 10-12	586,6	15	84,14	0,88
65X-1, 50-52	587,6	13,81	85,67	0,53
903C-9R2, 50-52	588,5	19,42	80,04	0,53
903A-65X2, 51-54	589,11	15,77	83,68	0,52
65X-3, 50-52	590,6	16,78	82,56	0,64
65X-4, 50-52	592,1	21,08	78,43	0,5
65X-5, 50-52	593,6	19,79	79,74	0,47
65X-6, 50-52	595,1	17,37	82,07	0,58
903C-10R-4, 18-20	596,78	19,61	80,02	0,37
903A-66X-CC	597,03	13,09	85,86	1,07
903C-10R-7, 10-12	600	11,24	76,07	12,53
11R-1, 49-51	602,29	4,17	70,16	25,57
11R-2, 131-133	604,6	12,55	86,54	0,9
903A-67X-2, 51-53	608,31	10,01	88,31	1,67
67X-4, 49-51	611,29	6,73	76,08	17,04
67X-5, 49-51	612,79	3,51	67,97	28,47
68X-2, 50-52	618	4,6	85,64	9,62
68X-4, 50-52	621	6,91	79,81	13,22
68X-6, 32-34	623,82	8,39	87,33	4,27
69X-1, 50-52	626,1	15,23	83,61	1,15
69X-3, 50-52	629,1	17,81	81,57	0,63
69X-5, 52-54	632,12	12,52	86,61	0,89
69X-6, 52-54	633,62	15,26	83,92	0,83
70X-2, 50-52	637,2	13,73	84,7	1,58
70X-3, 50-52	638,7	6,33	90,89	2,76
70X-5, 50-52	641,7	7,68	90,96	1,38
70X-6, 50-52	643,2	6,52	91,45	2,04

Tableau II-4: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable
150-903A-				
70X-7, 50-52	644,2	7,15	91,13	1,68
71X-1, 49-51	645,19	7,65	89,58	2,77
71X-3, 44-46	648,14	9,15	88,29	2,56
71X-4, 50-52	649,7	8,4	89,25	2,34
71X-6, 49-51	652,69	6,33	90,72	2,97
72X-2, 48-50	656,38	8,6	89,94	1,44
72X-4, 39-41	659,29	7,09	89,8	3,1
72X-5, 49-51	660,89	8,98	89,55	1,45
73X-1, 48-50	664,58	5,96	91,41	2,64
73X-2, 51-53	666,11	7,64	90,15	2,22
73X-4, 50-52	669,1	8,58	89,88	1,55
73X-6, 48-50	672,08	9,02	89,32	1,65
74X-2, 47-49	675,77	8,55	89,24	2,21
74X-4, 45-47	678,75	8,68	89,49	1,83
74X-6, 47-49	681,77	8,14	90,16	1,68
75X-2, 48-50	685,48	7,88	89,68	2,44
75X-4, 48-50	688,48	8,99	89,34	1,67
75X-6, 48-50	691,48	6,7	91,16	2,13
903C-12R-4, 39-41	693,49	8,95	89,66	1,37
903A-76X-1, 50-52	693,6	10,11	88,66	1,24
903C-12R-5, 21-23	694,81	7,93	90,86	1,22
903A-76X-2, 43-45	695,03	8,28	89,88	1,84
76X-3, 45-47	696,55	7,56	91,24	1,2
903C-13R-1, 50-52	698,7	6,67	91,31	2
903A-76X-5, 51-53	699,61	7,95	90,61	1,41
76X-6, 53-56	701,13	8,36	84,38	7,27
903C-13R-3, 49-51	701,69	9,48	89,35	1,17
903A-76X-7, 45-47	702,05	8,2	89,98	1,81
903C-14R-1, 50-52	708,3	9,74	87,86	2,43
14R-3, 51-53	711,31	8,85	89,33	1,83
14R-4, 50-52	712,8	7,28	85,72	6,96
14R-5, 48-50	714,28	9,79	88,62	1,61
14R-6, 49-51	715,29	9,45	87,7	2,85
15R-1, 52-54	717,72	9,61	88,17	2,21
15R-3, 50-52	720,7	7,57	88,25	4,16
15R-4, 50-52	722,2	9,14	88,37	2,49
16R-2, 50-52	729	13,69	84,59	1,71
16R-3, 50-52	730,5	9,6	89,07	1,32
16R-4, 50-52	732	12,5	84,73	2,78
17R-2, 50-52	738,8	11,85	86,83	1,29
17R-3, 50-52	740,3	12,91	85,58	1,51
17R-4, 50-52	741,8	12,89	86,14	1
18R-1, 40-42	746,9	14,69	84,52	0,77
18R-2, 50-52	747,63	12,68	86,23	1,08
18R-3, 50-52	749,13	14,68	84,99	0,34
19R-1, 50-52	756,7	12,85	86,48	0,69
19R-3, 51-53	759,71	6,48	91,67	1,86
19R-4, 51-53	761,21	9,16	89,47	1,36
20R-2, 50-52	766,61	8,03	89,78	2,19
20R-4, 50-52	769,61	9,25	89,57	1,19
20R-6, 50-52	772,61	8,35	89,67	1,99
20R-7, 50-52	774,11	6,89	90,31	2,79
21R-2, 50-52	777,08	7,78	90,79	1,44
21R-3, 50-52	778,58	8,7	89,65	1,65
21R-4, 50-52	780,08	10,14	89,08	0,78
22R-1, 50-52	785,7	8,87	89,91	1,22
22R-2, 50-52	787,2	9,29	89,79	0,92
22R-3, 50-52	788,7	8,39	90,73	0,89
22R-5, 50-52	791,7	8,13	90,46	1,41
22R-6, 50-52	793,2	7,07	91,3	1,62
23R-1, 50-52	795,4	8,47	90,73	0,8
23R-3, 50-52	798,4	8,75	90,15	1,11
23R-4, 26-28	799,66	8,7	90,31	1,01
23R-6, 50-52	802,9	8,38	90,86	0,76
28R-1, 99-101	843,69	6,24	90,16	3,57
28R-2, 100-102	845,2	6,19	91,39	2,43
29R-1, 49-51	852,89	6,4	92,19	1,39

Tableau II-4: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable
150-903C-				
29R-3, 130-132	856,7	5,27	90,45	4,29
29R-5, 86-88	859,26	7,29	91,72	0,98
31R-1, 49-51	872,19	5,76	92,81	1,45
32R-2, 50-52	883,4	4,93	92,55	2,52
32R-3, 83-85	885,23	5,26	92,33	2,39
33R-1, 49-51	891,59	4,63	91,26	4,1
33R-2, 49-51	893,09	5,36	92,27	2,35
33R-4, 49-51	896,09	5,12	91,87	3,02
33R-5, 49-51	897,59	4,38	92,94	2,69
34R-1, 48-49	901,18	6,77	92,32	0,88
34R-2, 48-49	902,68	7,67	91,64	0,71
35R-2, 50-52	911,31	6,31	91,43	2,27
35R-3, 50-52	912,81	6,74	91,48	1,78
35R-4, 50-52	914,31	6,48	91,04	2,48
35R-6, 50-52	917,31	7,3	91,16	1,53
35R-7, 50-52	918,81	7,82	90,39	1,77
36R-2, 48-50	921,98	7,88	90,23	1,9
37R-1, 49-51	930,19	6,62	91,71	1,67
37R-4, 49-51	934,69	7,25	90,37	2,37
37R-6, 49-51	937,69	7	91,32	1,66
39R-3, 40-42	952	8,29	90,65	1,06
44R-1, 104-106	997,54	7,87	90,98	1,19
45R-1, 44-46	1006,6	7,22	87,46	5,3
48R-1, 49-51	1029,6	7,75	88,72	3,54
48R-2, 118-120	1031,8	7,04	84,02	8,95
48R-3, 49-51	1032,6	9,55	87,81	2,66
49R-3, 50-52	1037,3	6,51	89,75	3,73
49R-4, 49-51	1038,8	5,51	85,94	8,55
49R-6, 50-52	1041,8	6,76	85,66	7,58
49R-7, 50-52	1043,3	5,57	91,79	2,66
51R-5, 47-48	1059,6	7,89	85,94	6,15
51R-6, 50-52	1061,1	5,82	84,95	9,25
53R-3, 50-52	1077,3	10,89	88,97	0,18
57R-1, 50-52	1112	11,04	88,87	0,1
60R-4, 47-49	1143,8	9,4	90,47	0,14

Tableau II-4: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-903A-		
40X-3, 60-62	349,6	2,90E-07
43X-4, 82-84	380,22	6,31E-08
45X-4, 12-14	398,92	1,13E-07
46X-4, 27-29	408,27	6,81E-08
48X-3, 99-101	427,29	6,17E-08
51X-3, 86-88	456,06	6,91E-08
55X-4, 29-31	495,69	6,55E-08
903C-05R-2, 39-41	507,49	7,80E-08
07R-1, 52-54	515,82	5,88E-08
07R-3, 45-47	518,75	5,77E-08
07R-4, 50-52	520,3	6,73E-08
07R-6, 27-29	523,07	5,80E-08
903A-60X-1, 49-51	539,69	3,96E-07
60X-3, 50-52	542,7	4,22E-07
60X-5, 50-52	545,7	3,41E-07
61X-1, 50-52	549,4	3,24E-07
61X-3, 50-52	552,4	3,81E-07
62X-3, 50-53	562	3,77E-07
62X-4, 50-52	563,5	2,65E-07
63X-1, 50-52	568,3	6,29E-08
63X-3, 50-52	571,3	1,13E-07
63X-4, 50-52	572,8	3,64E-07
64X-2, 50-52	579,5	1,79E-07
64X-3, 50-52	581	7,98E-08
64X-6, 47-49	585,47	7,48E-08
64X-7, 10-12	586,6	2,16E-07
903C-9R2, 50-52	588,5	3,00E-07
903A-65X2, 51-54	589,11	1,99E-07
65X-4, 50-52	592,1	2,58E-07
65X-5, 50-52	593,6	4,98E-07
65X-6, 50-52	595,1	4,46E-07
903C-10R-4, 18-20	596,78	1,68E-07
10R-7, 10-12	600	6,06E-08
11R-1, 49-51	602,29	5,10E-08
11R-2, 131-133	604,6	6,09E-08
903A-67X-4, 49-51	611,29	5,10E-08
67X-5, 49-51	612,79	4,47E-08
68X-2, 50-52	618	5,73E-08
68X-4, 50-52	621	5,40E-08
69X-1, 50-52	626,1	6,68E-08
69X-3, 50-52	629,1	6,06E-08
69X-5, 52-54	632,12	7,78E-08
70X-2, 50-52	637,2	1,02E-07
70X-3, 50-52	638,7	7,18E-08
70X-6, 50-52	643,2	6,59E-08
70X-7, 50-52	644,2	6,69E-08
71X-1, 49-51	645,19	6,36E-08
71X-3, 44-46	648,14	6,86E-08
71X-4, 50-52	649,7	7,25E-08
71X-6, 49-51	652,69	6,00E-08
72X-2, 48-50	656,38	7,52E-08
72X-4, 39-41	659,29	6,41E-08
72X-5, 49-51	660,89	6,48E-08
73X-1, 48-50	664,58	6,10E-08
73X-2, 51-53	666,11	6,30E-08
73X-6, 48-50	672,08	6,81E-08
74X-2, 47-49	675,77	9,32E-08
74X-4, 45-47	678,75	8,23E-08
75X-2, 48-50	685,48	6,53E-08
75X-4, 48-50	688,48	1,02E-07
903C-12R-4, 39-41	693,49	7,32E-10
903A-76X-1, 50-52	693,6	6,83E-08
903C-12R-5, 21-23	694,81	6,86E-08
13R-1, 50-52	698,7	7,48E-08
903A-76X-6, 53-56	701,13	6,87E-08
903C-13R-3, 49-51	701,69	6,84E-08
903A-76X-7, 45-47	702,05	6,61E-08

Tableau II-5: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-903C-		
14R-1, 50-52	708,3	7,96E-08
14R-3, 51-53	711,31	9,85E-08
14R-4, 50-52	712,8	1,13E-07
14R-5, 48-50	714,28	1,44E-07
15R-1, 52-54	717,72	9,12E-08
15R-3, 50-52	720,7	1,37E-07
15R-4, 50-52	722,2	5,20E-07
16R-2, 50-52	729	3,77E-07
16R-3, 50-52	730,5	1,29E-07
16R-4, 50-52	732	1,03E-06
17R-2, 50-52	738,8	2,96E-07
17R-3, 50-52	740,3	3,34E-07
17R-4, 50-52	741,8	4,22E-07
18R-1, 40-42	746,9	1,70E-07
18R-2, 50-52	747,63	8,45E-08
18R-3, 50-52	749,13	1,80E-07
19R-3, 51-53	759,71	7,75E-08
19R-4, 51-53	761,21	6,32E-08
20R-2, 50-52	766,61	7,23E-08
20R-4, 50-52	769,61	6,99E-08
20R-6, 50-52	772,61	6,50E-08
21R-2, 50-52	777,08	6,44E-08
21R-3, 50-52	778,58	6,11E-08
21R-4, 50-52	780,08	6,71E-08
21R-5, 50-52	781,58	6,83E-08
22R-1, 50-52	785,7	6,57E-08
22R-3, 50-52	788,7	5,92E-08
22R-5, 50-52	791,7	5,23E-08
22R-6, 50-52	793,2	5,00E-08
23R-1, 50-52	795,4	5,66E-08
25R-2, 59-61	815,89	9,32E-08
28R-1, 99-101	843,69	9,05E-08
28R-2, 100-102	845,2	6,68E-08
29R-3, 130-132	856,7	3,95E-08
29R-5, 86-88	859,26	3,92E-08
31R-1, 49-51	872,19	2,23E-08
32R-1, 50-52	881,9	3,19E-08
32R-2, 50-52	883,4	1,00E-08
32R-3, 83-85	885,23	3,76E-08
33R1, 49-51	891,59	3,98E-08
33R-2, 49-51	893,09	1,97E-08
33R-4, 49-51	896,09	2,20E-08
33R-6, 49-51	899,09	1,96E-08
34R-2, 48-49	902,68	5,34E-08
35R-2, 50-52	911,31	4,09E-08
35R-3, 50-52	912,81	3,93E-08
35R-7, 50-52	918,81	1,33E-08
36R-2, 48-50	921,98	3,67E-08
37R-4, 49-51	934,69	4,16E-08
37R-6, 49-51	937,69	2,84E-08
39R-3, 40-42	952	3,25E-08
44R-1, 104-106	997,54	3,37E-08
45R-1, 44-46	1006,6	5,83E-08
48R-1, 49-51	1029,6	5,00E-08
49R-3, 50-52	1037,3	6,21E-08
49R-4, 49-51	1038,8	6,67E-08
49R-6, 50-52	1041,8	6,01E-08
49R-7, 50-52	1043,3	4,03E-08
51R-3, 51-53	1056,6	4,13E-08
51R-4, 48-50	1058,1	5,58E-08
51R-5, 47-48	1059,6	2,72E-08
53R-1, 50-52	1074,3	3,94E-08
53R-5, 50-52	1080,3	3,20E-08
54R-1, 50-52	1083,9	3,09E-08
54R-3, 49-51	1086,9	3,87E-08
55R-4, 50-52	1097,8	3,58E-08
56R-5, 49-51	1108,2	2,64E-08

Tableau II-5: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-903C-		
57R-1, 50-52	1112	4,28E-08
58R-2, 54-56	1121,8	3,30E-08
58R-3, 43-45	1123,2	2,95E-08
58R-4, 52-54	1124,8	2,19E-08
58R-6, 48-50	1127,7	3,12E-08
58R-7, 50-52	1129,3	2,58E-08
58R-8, 47-50	1130,7	1,82E-08
60R-4, 47-49	1143,8	4,16E-08

Tableau II-5: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 903

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	K/C
150-902D										
1H-1, 23-25	0,23	21	48	5	14	12	++	+		0,776
1H-2, 32-34	0,87	22	49	5	12	12	+++	++		0,714
1H-2, 84-86	1,39	16	40	15	8	21	+++	+		1,562
1H-2, 131-133	1,86	15	37	15	11	22	+++	+		1,686
1H-3, 32-34	2,37	15	39	15	9	22	+++	+		1,577
1H-3, 84-86	2,89	16	38	15	9	22	+++	+		1,527
1H-3, 131-133	3,36	15	41	10	10	24	+++	+		1,792
1H-4, 32-34	3,87	15	42	15	11	17	+++	+		1,385
1H-4, 84-86	4,39	15	42	15	9	19	+++	+		1,464
1H-4, 131-133	4,86	15	43	15	10	17	+++	+		1,397
1H-5, 32-34	5,37	16	45	15	6	18	+++	+		1,328
1H-5, 84-86	5,89	14	45	15	10	16	+++	+		1,402
1H-5, 131-133	6,36	15	41	20	8	16	+++	+		1,324
1H-6, 32-34	6,87	15	46	15	8	16	+++	+		1,203
1H-6, 84-86	7,39	15	42	20	8	15	+++	+		1,189
1H-6, 131-133	7,86	15	42	20	7	16	+++	+		1,274
1H-7, 30-32	8,35	15	45	20	6	14	+++	+		1,157
2H-1, 30-32	12,8	30	51	10	3	6	+++	+	+	0,283
2H-1, 78-80	13,28	36	52	5	3	4	+++	+	+	0,167
2H-1, 131-133	13,81	33	57	5	2	3	+++	+	+	0,146
2H-2, 30-32	14,3	39	51	5	2	3	+++	+	+	0,121
2H-2, 78-80	14,78	35	53	5	4	3	+++	+	+	0,141
2H-2, 131-133	15,31	36	52	5	2	5	+++	+	+	0,2
2H-3, 30-32	15,8	32	53	5	7	3	+++	+	+	0,16
2H-3, 78-80	16,28	33	51	5	8	3	+++	+	+	0,172
2H-3, 131-133	16,81	38	52	15	2	3	+++	+	+	0,167
2H-4, 30-32	17,3	28	50	10	5	7	+++	+	+	0,333
2H-4, 78-80	17,78	32	53	5	7	3	+++	++	+	0,152
2H-4, 131-133	18,31	31	50	10	5	4	+++	+	+	0,226
2H-5, 30-32	18,8	31	47	15	5	2	+++	++	+	0,162
2H-5, 78-80	19,28	28	47	15	5	5	+++	++	+	0,266
2H-5, 131-133	19,81	32	53	5	6	4	+++	++	+	0,169
2H-6, 30-32	20,3	34	48	5	10	3	+++	++	+	0,21
2H-6, 78-80	20,78	31	47	5	14	3	+++	++	+	0,17
3H-1, 31-33	22,31	28	44	15	8	5	+++	++	+	0,262
3H-1, 79-81	22,79	34	48	10	5	3	+++	++	+	0,159
3H-1, 130-132	23,3	30	49	10	5	6	+++	++	+	0,312
3H-2, 31-33	23,81	30	50	5	12	3	+++	+++	+	0,205
3H-2, 79-81	24,29	32	49	5	11	3	+++	++	+	0,208
3H-2, 130-132	24,8	26	50	5	13	6	+++	++	+	0,358
3H-3, 31-33	25,31	32	48	10	7	3	+++	++	+	0,18
3H-3, 79-81	25,79	28	49	10	7	6	+++	++	+	0,358
3H-3, 130-132	26,3	30	53	5	5	7	++	+	+	0,381
3H-4, 31-33	26,81	26	48	10	8	8	++	++	+	0,479
3H-4, 79-81	27,29	30	50	10	5	5	++	++	+	0,288
3H-4, 130-132	27,8	31	51	5	5	8	++	+	+	0,413
3H-5, 31-33	28,31	29	49	10	7	5	+++	++	+	0,301
3H-5, 79-81	28,79	27	47	10	7	9	++	+	+	0,434
3H-5, 130-132	29,3	25	43	15	9	8	++	+	+	0,425
3H-6, 31-33	29,81	26	45	10	10	9	++	+	+	0,516
3H-6, 79-81	30,29	25	47	10	10	8	++	+	+	0,528
3H-6, 130-132	30,8	23	45	10	14	8	++	+	+	0,538
3H-7, 30-32	31,3	26	48	5	13	8	++	+	+	0,484
4H-1, 27-29	31,77	24	45	10	12	9	++	+	+	0,486
4H-1, 80-82	32,3	25	45	10	12	8	+++	++	+	0,518
4H-1, 131-133	32,81	24	40	15	14	7	++	++	+	0,482
4H-2, 27-29	33,27	26	46	5	15	8	++	++	+	0,458
4H-2, 80-82	33,8	28	37	20	11	4	++	++	++	0,323
4H-2, 131-133	34,31	24	36	20	14	6	++	++	++	0,431
4H-3, 27-29	34,79	25	34	20	16	5	++	++	++	0,344
4H-3, 80-82	35,32	29	34	20	14	3	++	+++	++	0,233
4H-3, 131-133	35,83	28	31	20	14	7	++	+++	++	0,403
4H-4, 27-29	36,29	28	44	5	16	7	+++	++	+	0,425
4H-4, 80-82	36,82	24	51	5	12	8	++	+		0,597
4H-4, 131-133	37,33	21	50	5	14	10	++	+		0,824
4H-5, 27-29	37,79	20	48	5	17	10	++	+		0,842

Tableau II-6: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	K/C
150-902D										
4H-5, 80-82	38,32	22	48	5	15	10	++	+		0,746
4H-5, 131-133	38,83	21	43	5	19	12	++	+		0,828
4H-6, 27-29	39,29	21	44	5	19	11	++	+		0,764
4H-6, 80-82	39,82	21	42	5	22	10	++	+		0,734
4H-6, 131-133	40,33	22	47	5	15	11	++			0,811
4H-7, 33-35	40,86	25	56	5	2	12	++	+		0,817
5H-1, 31-33	41,31	23	44	5	16	12	++	+		0,84
5H-1, 82-84	41,82	31	50	10	3	6	+++	+		0,258
5H-1, 128-130	42,28	32	50	10	5	3	+++	+		0,178
5H-2, 26-28	42,76	31	52	10	4	3	+++	+		0,177
5H-2, 82-84	43,32	34	53	5	4	4	+++	+		0,163
5H-2, 128-130	43,78	32	53	5	2	8	+++	+		0,312
5H-3, 26-28	44,26	33	57	5	2	3	+++	+		0,181
5H-3, 82-84	44,82	29	54	5	5	7	+++	+	+	0,329
5H-3, 128-130	45,28	30	57	5	2	6	+++	+		0,244
5H-4, 26-28	45,81	33	53	5	5	4	+++	+		0,19
5H-4, 82-84	46,37	34	53	5	4	4	+++	+	+	0,193
5H-4, 128-130	46,83	35	55	5	2	3	+++	+		0,14
5H-5, 26-28	47,31	32	55	5	2	6	+++	+		0,234
5H-5, 82-84	47,87	30	58	5	2	5	+++	+		0,231
6H-1, 33-35	50,83	35	51	5	5	4	+++	+		0,202
6H-1, 82-84	51,32	34	53	5	5	3	+++	+		0,139
6H-1, 128-130	51,78	30	56	5	2	7	+++	+		0,333
6H-2, 33-35	52,33	30	51	10	5	4	+++	+	+	0,197
6H-2, 82-84	52,82	30	53	5	7	5	+++	+		0,263
6H-2, 131-133	53,31	29	50	10	6	5	+++	+	+	0,296
6H-3, 33-35	53,83	28	53	5	7	7	+++	+		0,329
6H-3, 82-84	54,32	27	53	5	7	8	+++	+		0,421
6H-3, 123-125	54,73	26	55	5	7	7	+++	+		0,412
6H-4, 33-35	55,33	27	51	10	7	5	+++	+		0,324
6H-4, 82-84	55,82	29	49	10	6	6	+++	+	+	0,307
6H-4, 128-130	56,28	28	53	5	8	6	+++	+		0,387
6H-5, 33-35	56,83	23	57	5	8	7	+++	+	+	0,5
6H-5, 82-84	57,32	28	51	5	8	8	+++	+		0,446
6H-5, 128-130	57,78	26	48	10	9	7	+++	+		0,404
6H-6, 33-35	58,33	29	50	5	8	8	+++	+	+	0,432
6H-6, 82-84	58,82	25	51	5	10	9	+++	+	+	0,531
6H-6, 128-130	59,28	27	45	10	11	7	+++	+	+	0,367
6H-7, 30-32	59,8	31	50	5	7	7	+++	+	+	0,319
6H-7, 81-83	60,31	25	46	5	15	9	++	+	+	0,567
7H-1, 33-35	60,33	24	44	10	14	8	++	+	+	0,579
7H-2, 33-35	60,96	28	42	10	12	8	++	+	+	0,456
7H-2, 83-85	61,46	28	43	10	11	8	+++	++	+	0,461
7H-2, 127-129	61,9	27	39	15	13	6	+++	++	+	0,443
7H-3, 33-35	62,46	25	34	20	15	6	++	++	+	0,439
7H-3, 83-85	62,96	24	38	20	12	6	++	++	+	0,468
7H-3, 127-129	63,4	23	43	15	12	7	++	++	+	0,523
7H-4, 33-35	63,96	26	38	20	12	4	++	++	++	0,354
7H-4, 83-85	64,46	26	34	20	13	7	++	++	++	0,475
7H-4, 127-129	64,9	27	34	20	14	5	++	++	++	0,392
7H-5, 34-36	65,47	27	30	20	17	6	++	+++	++	0,439
7H-5, 83-85	65,96	28	29	20	17	6	++	+++	++	0,381
7H-5, 126-127	66,39	28	28	25	13	6	++	+++	++	0,382
7H-6, 33-35	66,96	35	32	15	13	5	++	+++	++	0,293
7H-6, 83-85	67,46	32	23	25	15	5	++	+++	++	0,338
7H-6, 127-129	67,9	28	30	30	5	7	++	+++	+++	0,444
7H-7, 32-34	68,45	24	39	15	13	9	++	+++	++	0,68
7H-7, 80-82	68,93	21	40	15	16	8	++	+++	++	0,673
7H-7, 133-135	69,46	21	37	20	14	8	++	+++	++	0,583
8H-1, 30-32	69,8	24	38	15	15	8	++	+++	++	0,556
7H-8, 32-34	69,95	24	40	15	12	9	++	+++	++	0,6
7H-8, 70-72	70,33	25	43	10	15	7	++	+++	++	0,522
8H-1, 85-87	70,35	25	44	10	13	8	++	+++	++	0,561
8H-1, 130-132	70,8	24	43	10	14	9	++	+++	++	0,55
8H-2, 30-32	71,3	22	38	20	13	7	++	+++	++	0,569
8H-2, 85-87	71,85	20	36	25	12	7	++	+++	++	0,569

Tableau II-6: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D



Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	K/C
150-902D										
8H-2, 121-123	72,21	20	33	25	14	8	++	+++	++	0,702
8H-3, 42-44	72,92	20	43	15	12	10	++	+++	++	0,739
8H-3, 85-87	73,35	21	43	15	14	7	++	+++	++	0,545
8H-3, 131-133	73,81	20	34	30	9	7	+++	+++	+++	0,581
8H-4, 30-32	74,3	21	32	30	12	5	++	+++	+++	0,481
8H-4, 85-87	74,85	24	32	30	8	6	++	+++	+++	0,46
8H-4, 131-133	75,31	27	38	20	5	10	++	+++	++	0,5
8H-5, 30-32	75,8	33	28	20	14	5	++	+++	+++	0,252
8H-5, 85-87	76,35	30	34	15	14	7	++	+++	++	0,375
8H-5, 131-133	76,81	29	36	10	16	9	++	+++	++	0,454
8H-6, 30-32	77,3	27	40	15	9	9	++	+++	++	0,478
8H-6, 85-87	77,85	31	42	10	9	8	++	+++	++	0,395
8H-6, 131-133	78,31	28	44	10	10	8	++	+++	++	0,449
8H-7, 31-33	78,81	29	41	10	13	7	++	+++	++	0,392
9H-1, 33-35	79,33	28	42	5	16	9	++	++	+	0,515
9H-1, 81-83	79,81	27	44	5	16	8	++	++	+	0,506
9H-1, 117-119	80,17	25	46	5	16	8	++	+	+	0,559
9H-2, 33-35	80,83	25	45	5	17	8	++	++	+	0,533
9H-2, 81-83	81,31	26	46	5	14	9	++	+		0,629
9H-2, 131-133	81,81	27	43	5	14	11	++			0,764
9H-3, 33-35	82,33	23	41	5	22	9	++	+		0,767
9H-3, 81-83	82,81	21	42	5	22	10	++			0,733
9H-3, 131-133	83,31	21	40	5	24	10	++	+		0,759
9H-4, 33-35	83,88	22	39	5	24	10	+++	+		0,69
9H-4, 81-83	84,36	21	42	5	22	10	+++	+		0,742
9H-4, 131-133	84,86	20	40	5	26	9	++	+		0,7
9H-5, 33-35	85,38	24	44	5	17	10	++	+		0,738
9H-5, 81-83	85,86	22	44	5	20	9	++	+		0,646
9H-5, 131-133	86,36	24	44	5	18	9	++			0,714
9H-6, 33-35	86,88	21	43	5	20	11	+++	+		0,722
9H-6, 81-83	87,36	23	43	5	18	11	+++	+		0,713
10H-1, 32-34	88,82	26	44	5	15	10	++	+		0,585
10H-1, 81-83	89,31	29	47	5	12	7	++	+		0,366
10H-1, 112-114	89,62	26	48	5	12	9	++	+		0,53
10H-2, 32-34	90,32	27	48	5	11	9	++	+		0,567
10H-2, 81-83	90,81	27	52	5	5	11	++	+		0,625
10H-2, 123-125	91,23	24	52	5	11	8	++	+		0,557
10H-3, 32-34	91,82	23	44	10	15	8	++	++	+	0,534
10H-3, 81-83	92,31	23	44	5	18	10	++	+		0,606
10H-3, 107-109	92,57	25	46	5	14	10	+++	+		0,566
10H-4, 32-34	93,32	25	45	5	15	10	++	+		0,621
10H-4, 81-83	93,81	22	48	5	15	10	++	+		0,691
10H-4, 132-134	94,32	24	46	5	16	9	++	+		0,633
10H-5, 32-34	94,82	22	48	5	14	11	++	+		0,725
10H-5, 81-83	95,31	23	51	5	11	10	++	+		0,662
11H-1, 27-29	98,27	34	53	5	2	6	+++	+		0,211
11H-1, 81-83	98,81	30	53	5	5	7	+++	+	+	0,338
11H-1, 128-130	99,28	28	53	5	5	9	+++	+		0,373
11H-2, 27-29	99,77	34	56	5	2	3	+++	+	+	0,139
11H-2, 81-83	100,31	32	52	5	7	4	+++	+	+	0,21
11H-2, 128-130	100,78	31	55	5	4	5	+++	+	+	0,227
11H-3, 27-29	101,27	33	50	5	9	3	+++	+	+	0,163
11H-3, 81-83	101,81	30	50	5	7	8	+++	+		0,389
11H-3, 128-130	102,28	28	52	5	9	6	+++	+		0,321
11H-4, 27-29	102,77	29	50	5	8	8	+++	+		0,405
11H-4, 81-83	103,31	28	51	5	6	10	+++	+		0,456
11H-4, 128-130	103,78	29	53	5	6	7	+++	+		0,359
11H-5, 27-29	104,27	32	53	5	2	8	+++	+		0,34
11H-5, 81-83	104,81	34	53	5	5	3	+++	+		0,167
11H-5, 128-130	105,28	32	50	10	5	3	+++	+		0,164
11H-6, 27-29	105,77	30	45	15	5	5	+++	++	+	0,312
11H-6, 81-83	106,31	26	40	15	12	7	+++	++	+	0,407
11H-6, 128-130	106,78	29	44	15	5	7	++	++	+	0,37
11H-7, 30-32	107,3	23	40	20	11	6	++	++	+	0,463
12H-1, 30-32	107,8	20	52	10	9	9	+++	+	+	0,63
12H-2, 30-32	108,43	19	49	15	7	10	+++	+		0,672

Tableau II-6: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	K/C
150-902D										
12H-2, 83-85	108,96	21	47	15	7	10	+++	++		0,63
12H-3, 30-32	109,73	21	52	10	6	11	+++	+		0,628
12H-3, 83-85	110,26	19	47	15	9	10	+++	+		0,662
12H-3, 116-118	110,59	22	54	5	8	11	+++	+		0,661
12H-4, 30-32	111,23	20	49	10	11	10	+++	+		0,661
12H-4, 83-85	111,76	22	49	10	10	9	+++	+		0,6
12H-4, 122-124	112,15	23	49	10	7	11	+++	+		0,571
12H-5, 30-32	112,73	25	54	5	7	9	+++	+		0,554
12H-5, 83-85	113,26	32	53	5	5	5	+++	+		0,202
12H-5, 122-124	113,65	35	52	5	5	3	+++	+		0,158
12H-6, 30-32	114,23	34	55	5	3	3	+++	++	+	0,156
12H-6, 79-81	114,72	26	50	10	6	8	+++	++	+	0,379
12H-6, 130-132	115,23	29	57	5	2	7	+++	++	+	0,337
12H-7, 30-32	115,73	29	50	10	5	6	+++	++	+	0,302
12H-7, 79-81	116,22	32	54	5	5	4	+++	++	+	0,206
12H-7, 130-132	116,73	31	54	5	2	8	+++	+	+	0,345
13H-1, 19-21	117,19	35	52	5	4	4	+++	+	÷	0,205
12H-8, 79-81	117,72	30	53	10	4	3	+++	+	+	0,183
13H-1, 79-81	117,79	34	54	5	2	5	+++	+	+	0,198
13H-1, 130-132	118,3	34	27	20	13	6	++	+++	+++	0,284
12H-9, 74-76	118,55	29	54	5	4	8	+++	+	+	0,359
13H-2, 29-31	118,79	34	26	25	11	4	++	+++	+++	0,25
13H-2, 79-81	119,29	43	24	20	8	5	++	+++	+++	0,233
13H-2, 130-132	119,8	37	25	25	7	6	++	+++	+++	0,26
13H-3, 29-31	120,29	37	23	25	8	7	+++	+++	+++	0,308
13H-3, 79-81	120,79	25	33	20	12	10	++	+++	+++	0,574
13H-3, 130-132	121,3	25	33	25	9	8	++	+++	+++	0,441
13H-4, 29-31	121,79	27	32	25	12	4	++	+++	+++	0,333
13H-4, 79-81	122,29	24	33	25	11	7	++	+++	+++	0,448
13H-4, 130-132	122,8	25	35	25	8	7	++	+++	+++	0,451
13H-5, 29-31	123,29	26	31	25	12	6	++	+++	+++	0,397

Tableau II-6: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-902D						
1H-1, 23-25	0,23	1,1361	2,5968	0,2705	0,7574	0,6492
1H-2, 32-34	0,87	1,3134	2,9253	0,2985	0,7164	0,7164
1H-2, 84-86	1,39	2,184	5,46	2,0475	1,092	2,8665
1H-2, 131-133	1,86	2,226	5,4908	2,226	1,6324	3,2648
1H-3, 32-34	2,37	1,8195	4,7307	1,8195	1,0917	2,6686
1H-3, 84-86	2,89	2,24	5,32	2,1	1,26	3,08
1H-3, 131-133	3,36	2,1435	5,8589	1,429	1,429	3,4296
1H-4, 32-34	3,87	2,523	7,0644	2,523	1,8502	2,8594
1H-4, 84-86	4,39	2,8635	8,0178	2,8635	1,7181	3,6271
1H-4, 131-133	4,86	2,448	7,0176	2,448	1,632	2,7744
1H-5, 32-34	5,37	2,7904	7,848	2,616	1,0464	3,1392
1H-5, 84-86	5,89	1,9908	6,399	2,133	1,422	2,2752
1H-5, 131-133	6,36	2,1045	5,7523	2,806	1,1224	2,2448
1H-6, 32-34	6,87	2,2035	6,7574	2,2035	1,1752	2,3504
1H-6, 84-86	7,39	2,502	7,0056	3,336	1,3344	2,502
1H-6, 131-133	7,86	2,262	6,3336	3,016	1,0556	2,4128
1H-7, 30-32	8,35	2,4825	7,4475	3,31	0,993	2,317
2H-1, 30-32	12,8	2,415	4,1055	0,805	0,2415	0,483
2H-1, 78-80	13,28	4,05	5,85	0,5625	0,3375	0,45
2H-1, 131-133	13,81	4,1316	7,1364	0,626	0,2504	0,3756
2H-2, 30-32	14,3	6,903	9,027	0,885	0,354	0,531
2H-2, 78-80	14,78	6,16	9,328	0,88	0,704	0,528
2H-2, 131-133	15,31	5,6016	8,0912	0,778	0,3112	0,778
2H-3, 30-32	15,8	4,3136	7,1444	0,674	0,9436	0,4044
2H-3, 78-80	16,28	5,2569	8,1243	0,7965	1,2744	0,4779
2H-3, 131-133	16,81	13,27	18,158	5,238	0,6984	1,0476
2H-4, 30-32	17,3	8,5204	15,215	3,043	1,5215	2,1301
2H-4, 78-80	17,78	7,9392	13,149	1,2405	1,7367	0,7443
2H-4, 131-133	18,31	6,2899	10,145	2,029	1,0145	0,8116
2H-5, 30-32	18,8	5,2669	7,9853	2,5485	0,8495	0,3398
2H-5, 78-80	19,28	3,7828	6,3497	2,0265	0,6755	0,6755
2H-5, 131-133	19,81	6,2752	10,393	0,9805	1,1766	0,7844
2H-6, 30-32	20,3	5,661	7,992	0,8325	1,665	0,4995
2H-6, 78-80	20,78	5,1553	7,8161	0,8315	2,3282	0,4989
3H-1, 31-33	22,31	8,1312	12,778	4,356	2,3232	1,452
3H-1, 79-81	22,79	10,044	14,179	2,954	1,477	0,8862
3H-1, 130-132	23,3	9,954	16,258	3,318	1,659	1,9908
3H-2, 31-33	23,81	9,786	16,31	1,631	3,9144	0,9786
3H-2, 79-81	24,29	11,309	17,317	1,767	3,8874	1,0602
3H-2, 130-132	24,8	6,4116	12,33	1,233	3,2058	1,4796
3H-3, 31-33	25,31	7,2608	10,891	2,269	1,5883	0,6807
3H-3, 79-81	25,79	6,3756	11,157	2,277	1,5939	1,3662
3H-3, 130-132	26,3	1,734	3,0634	0,289	0,289	0,4046
3H-4, 31-33	26,81	3,9728	7,3344	1,528	1,2224	1,2224
3H-4, 79-81	27,29	2,865	4,775	0,955	0,4775	0,4775
3H-4, 130-132	27,8	1,8786	3,0906	0,303	0,303	0,4848
3H-5, 31-33	28,31	3,1755	5,3655	1,095	0,7665	0,5475
3H-5, 79-81	28,79	2,9538	5,1418	1,094	0,7658	0,9846
3H-5, 130-132	29,3	1,7475	3,0057	1,0485	0,6291	0,5592
3H-6, 31-33	29,81	1,6094	2,7855	0,619	0,619	0,5571
3H-6, 79-81	30,29	1,0175	1,9129	0,407	0,407	0,3256
3H-6, 130-132	30,8	1,1983	2,3445	0,521	0,7294	0,4168
3H-7, 30-32	31,3	2,2776	4,2048	0,438	1,1388	0,7008
4H-1, 27-29	31,77	1,3008	2,439	0,542	0,6504	0,4878
4H-1, 80-82	32,3	2,28	4,104	0,912	1,0944	0,7296
4H-1, 131-133	32,81	3,9048	6,508	2,4405	2,2778	1,1389
4H-2, 27-29	33,27	4,9036	8,6756	0,943	2,829	1,5088
4H-2, 80-82	33,8	6,1712	8,1548	4,408	2,4244	0,8816
4H-2, 131-133	34,31	4,8336	7,2504	4,028	2,8196	1,2084
4H-3, 27-29	34,79	4,7925	6,5178	3,834	3,0672	0,9585
4H-3, 80-82	35,32	6,4061	7,5106	4,418	3,0926	0,6627
4H-3, 131-133	35,83	5,0344	5,5738	3,596	2,5172	1,2586
4H-4, 27-29	36,29	3,5588	5,5924	0,6355	2,0336	0,8897
4H-4, 80-82	36,82	1,4472	3,0753	0,3015	0,7236	0,4824
4H-4, 131-133	37,33	0,7896	1,88	0,188	0,5264	0,376
4H-5, 27-29	37,79	0,864	2,0736	0,216	0,7344	0,432

Tableau II-7: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-902D						
4H-5, 80-82	38,32	1,1748	2,5632	0,267	0,801	0,534
4H-5, 131-133	38,83	1,2432	2,5456	0,296	1,1248	0,7104
4H-6, 27-29	39,29	1,4049	2,9436	0,3345	1,2711	0,7359
4H-6, 80-82	39,82	1,4364	2,8728	0,342	1,5048	0,684
4H-6, 131-133	40,33	1,0208	2,1808	0,232	0,696	0,5104
4H-7, 33-35	40,86	1,185	2,6544	0,237	0,0948	0,5688
5H-1, 31-33	41,31	1,1983	2,2924	0,2605	0,8336	0,6252
5H-1, 82-84	41,82	4,1323	6,665	1,333	0,3999	0,7998
5H-1, 128-130	42,28	3,8816	6,065	1,213	0,6065	0,3639
5H-2, 26-28	42,76	4,4175	7,41	1,425	0,57	0,4275
5H-2, 82-84	43,32	7,4562	11,623	1,0965	0,8772	0,8772
5H-2, 128-130	43,78	6,2304	10,319	0,9735	0,3894	1,5576
5H-3, 26-28	44,26	6,7551	11,668	1,0235	0,4094	0,6141
5H-3, 82-84	44,82	5,9479	11,075	1,0255	1,0255	1,4357
5H-3, 128-130	45,28	6,252	11,879	1,042	0,4168	1,2504
5H-4, 26-28	45,81	7,458	11,978	1,13	1,13	0,904
5H-4, 82-84	46,37	7,5038	11,697	1,1035	0,8828	0,8828
5H-4, 128-130	46,83	6,1915	9,7295	0,8845	0,3538	0,5307
5H-5, 26-28	47,31	6,1856	10,632	0,9665	0,3866	1,1598
5H-5, 82-84	47,87	6,294	12,168	1,049	0,4196	1,049
6H-1, 33-35	50,83	7,203	10,496	1,029	1,029	0,8232
6H-1, 82-84	51,32	10,781	16,806	1,5855	1,5855	0,9513
6H-1, 128-130	51,78	5,982	11,166	0,997	0,3988	1,3958
6H-2, 33-35	52,33	5,883	10,001	1,961	0,9805	0,7844
6H-2, 82-84	52,82	5,619	9,9269	0,9365	1,3111	0,9365
6H-2, 131-133	53,31	3,074	5,3	1,06	0,636	0,53
6H-3, 33-35	53,83	2,254	4,2665	0,4025	0,5635	0,5635
6H-3, 82-84	54,32	2,5893	5,0827	0,4795	0,6713	0,7672
6H-3, 123-125	54,73	2,5428	5,379	0,489	0,6846	0,6846
6H-4, 33-35	55,33	2,4192	4,5696	0,896	0,6272	0,448
6H-4, 82-84	55,82	2,8478	4,8118	0,982	0,5892	0,5892
6H-4, 128-130	56,28	2,1868	4,1393	0,3905	0,6248	0,4686
6H-5, 33-35	56,83	1,9573	4,8507	0,4255	0,6808	0,5957
6H-5, 82-84	57,32	2,6712	4,8654	0,477	0,7632	0,7632
6H-5, 128-130	57,78	1,8954	3,4992	0,729	0,6561	0,5103
6H-6, 33-35	58,33	2,7492	4,74	0,474	0,7584	0,7584
6H-6, 82-84	58,82	2,4425	4,9827	0,4885	0,977	0,8793
6H-6, 128-130	59,28	4,9707	8,2845	1,841	2,0251	1,2887
6H-7, 30-32	59,8	3,6301	5,855	0,5855	0,8197	0,8197
6H-7, 81-83	60,31	3,0775	5,6626	0,6155	1,8465	1,1079
7H-1, 33-35	60,33	3,3528	6,1468	1,397	1,9558	1,1176
7H-2, 33-35	60,96	4,032	6,048	1,44	1,728	1,152
7H-2, 83-85	61,46	4,0096	6,1576	1,432	1,5752	1,1456
7H-2, 127-129	61,9	5,1678	7,4646	2,871	2,4882	1,1484
7H-3, 33-35	62,46	5,425	7,378	4,34	3,255	1,302
7H-3, 83-85	62,96	5,2608	8,3296	4,384	2,6304	1,3152
7H-3, 127-129	63,4	4,4804	8,3764	2,922	2,3376	1,3636
7H-4, 33-35	63,96	6,2218	9,0934	4,786	2,8716	0,9572
7H-4, 83-85	64,46	6,4194	8,3946	4,938	3,2097	1,7283
7H-4, 127-129	64,9	5,1705	6,511	3,83	2,681	0,9575
7H-5, 34-36	65,47	5,2083	5,787	3,858	3,2793	1,1574
7H-5, 83-85	65,96	6,7928	7,0354	4,852	4,1242	1,4556
7H-5, 126-127	66,39	5,95	5,95	5,3125	2,7625	1,275
7H-6, 33-35	66,96	6,398	5,8496	2,742	2,3764	0,914
7H-6, 83-85	67,46	6,8768	4,9427	5,3725	3,2235	1,0745
7H-6, 127-129	67,9	5,0792	5,442	5,442	0,907	1,2698
7H-7, 32-34	68,45	2,1648	3,5178	1,353	1,1726	0,8118
7H-7, 80-82	68,93	2,016	3,84	1,44	1,536	0,768
7H-7, 133-135	69,46	2,2386	3,9442	2,132	1,4924	0,8528
8H-1, 30-32	69,8	1,7808	2,8196	1,113	1,113	0,5936
7H-8, 32-34	69,95	2,9832	4,972	1,8645	1,4916	1,1187
7H-8, 70-72	70,33	2,575	4,429	1,03	1,545	0,721
8H-1, 85-87	70,35	3,27	5,7552	1,308	1,7004	1,0464
8H-1, 130-132	70,8	2,4576	4,4032	1,024	1,4336	0,9216
8H-2, 30-32	71,3	2,3034	3,9786	2,094	1,3611	0,7329
8H-2, 85-87	71,85	2,272	4,0896	2,84	1,3632	0,7952

Tableau II-7: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-902D						
8H-2, 121-123	72,21	2,46	4,059	3,075	1,722	0,984
8H-3, 42-44	72,92	2,532	5,4438	1,899	1,5192	1,266
8H-3, 85-87	73,35	2,6817	5,4911	1,9155	1,7878	0,8939
8H-3, 131-133	73,81	3,514	5,9738	5,271	1,5813	1,2299
8H-4, 30-32	74,3	3,9585	6,032	5,655	2,262	0,9425
8H-4, 85-87	74,85	4,5408	6,0544	5,676	1,5136	1,1352
8H-4, 131-133	75,31	4,8411	6,8134	3,586	0,8965	1,793
8H-5, 30-32	75,8	11,213	9,5144	6,796	4,7572	1,699
8H-5, 85-87	76,35	6,597	7,4766	3,2985	3,0786	1,5393
8H-5, 131-133	76,81	7,2703	9,0252	2,507	4,0112	2,2563
8H-6, 30-32	77,3	3,6261	5,372	2,0145	1,2087	1,2087
8H-6, 85-87	77,85	3,7603	5,0946	1,213	1,0917	0,9704
8H-6, 131-133	78,31	3,1612	4,9676	1,129	1,129	0,9032
8H-7, 31-33	78,81	3,1958	4,5182	1,102	1,4326	0,7714
9H-1, 33-35	79,33	3,234	4,851	0,5775	1,848	1,0395
9H-1, 81-83	79,81	2,4192	3,9424	0,448	1,4336	0,7168
9H-1, 117-119	80,17	2,21	4,0664	0,442	1,4144	0,7072
9H-2, 33-35	80,83	1,9525	3,5145	0,3905	1,3277	0,6248
9H-2, 81-83	81,31	1,716	3,036	0,33	0,924	0,594
9H-2, 131-133	81,81	1,2717	2,0253	0,2355	0,6594	0,5181
9H-3, 33-35	82,33	0,9614	1,7138	0,209	0,9196	0,3762
9H-3, 81-83	82,81	1,6086	3,2172	0,383	1,6852	0,766
9H-3, 131-133	83,31	1,4427	2,748	0,3435	1,6488	0,687
9H-4, 33-35	83,88	1,7556	3,1122	0,399	1,9152	0,798
9H-4, 81-83	84,36	1,9593	3,9186	0,4665	2,0526	0,933
9H-4, 131-133	84,86	1,174	2,348	0,2935	1,5262	0,5283
9H-5, 33-35	85,38	1,6512	3,0272	0,344	1,1696	0,688
9H-5, 81-83	85,86	1,6434	3,2868	0,3735	1,494	0,6723
9H-5, 131-133	86,36	2,0592	3,7752	0,429	1,5444	0,7722
9H-6, 33-35	86,88	2,2176	4,5408	0,528	2,112	1,1616
9H-6, 81-83	87,36	1,7779	3,3239	0,3865	1,3914	0,8503
10H-1, 32-34	88,82	1,3858	2,3452	0,2665	0,7995	0,533
10H-1, 81-83	89,31	1,2876	2,0868	0,222	0,5328	0,3108
10H-1, 112-114	89,62	1,4352	2,6496	0,276	0,6624	0,4968
10H-2, 32-34	90,32	1,3068	2,3232	0,242	0,5324	0,4356
10H-2, 81-83	90,81	1,3743	2,6468	0,2545	0,2545	0,5599
10H-2, 123-125	91,23	1,476	3,198	0,3075	0,6765	0,492
10H-3, 32-34	91,82	2,4334	4,6552	1,058	1,587	0,8464
10H-3, 81-83	92,31	1,886	3,608	0,41	1,476	0,82
10H-3, 107-109	92,57	2,0425	3,7582	0,4085	1,1438	0,817
10H-4, 32-34	93,32	1,415	2,547	0,283	0,849	0,566
10H-4, 81-83	93,81	1,2914	2,8176	0,2935	0,8805	0,587
10H-4, 132-134	94,32	1,3968	2,6772	0,291	0,9312	0,5238
10H-5, 32-34	94,82	1,3794	3,0096	0,3135	0,8778	0,6897
10H-5, 81-83	95,31	1,886	4,182	0,41	0,902	0,82
11H-1, 27-29	98,27	9,9688	15,54	1,466	0,5864	1,7592
11H-1, 81-83	98,81	8,106	14,321	1,351	1,351	1,8914
11H-1, 128-130	99,28	5,0008	9,4658	0,893	0,893	1,6074
11H-2, 27-29	99,77	7,0652	11,637	1,039	0,4156	0,6234
11H-2, 81-83	100,31	5,456	8,866	0,8525	1,1935	0,682
11H-2, 128-130	100,78	5,8931	10,456	0,9505	0,7604	0,9505
11H-3, 27-29	101,27	5,9796	9,06	0,906	1,6308	0,5436
11H-3, 81-83	101,81	4,35	7,25	0,725	1,015	1,16
11H-3, 128-130	102,28	3,878	7,202	0,6925	1,2465	0,831
11H-4, 27-29	102,77	5,3708	9,26	0,926	1,4816	1,4816
11H-4, 81-83	103,31	3,7184	6,7728	0,664	0,7968	1,328
11H-4, 128-130	103,78	4,1992	7,6744	0,724	0,8688	1,0136
11H-5, 27-29	104,27	5,6	9,275	0,875	0,35	1,4
11H-5, 81-83	104,81	5,1374	8,0083	0,7555	0,7555	0,4533
11H-5, 128-130	105,28	8,5888	13,42	2,684	1,342	0,8052
11H-6, 27-29	105,77	6,612	9,918	3,306	1,102	1,102
11H-6, 81-83	106,31	5,3378	8,212	3,0795	2,4636	1,4371
11H-6, 128-130	106,78	5,829	8,844	3,015	1,005	1,407
11H-7, 30-32	107,3	4,4873	7,804	3,902	2,1461	1,1706
12H-1, 30-32	107,8	2,86	7,436	1,43	1,287	1,287
12H-2, 30-32	108,43	1,9361	4,9931	1,5285	0,7133	1,019

Tableau II-7: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite*	Illite*	I/V*	I/S*	Kaolinite*
150-902D						
12H-2, 83-85	108,96	2,0622	4,6154	1,473	0,6874	0,982
12H-3, 30-32	109,73	4,0152	9,9424	1,912	1,1472	2,1032
12H-3, 83-85	110,26	2,2344	5,5272	1,764	1,0584	1,176
12H-3, 116-118	110,59	1,6566	4,0662	0,3765	0,6024	0,8283
12H-4, 30-32	111,23	1,662	4,0719	0,831	0,9141	0,831
12H-4, 83-85	111,76	2,4992	5,5664	1,136	1,136	1,0224
12H-4, 122-124	112,15	3,1556	6,7228	1,372	0,9604	1,5092
12H-5, 30-32	112,73	2,72	5,8752	0,544	0,7616	0,9792
12H-5, 83-85	113,26	4,4608	7,3882	0,697	0,697	0,697
12H-5, 122-124	113,65	8,6765	12,891	1,2395	1,2395	0,7437
12H-6, 30-32	114,23	8,67	14,025	1,275	0,765	0,765
12H-6, 79-81	114,72	3,822	7,35	1,47	0,882	1,176
12H-6, 130-132	115,23	5,8899	11,577	1,0155	0,4062	1,4217
12H-7, 30-32	115,73	4,0513	6,985	1,397	0,6985	0,8382
12H-7, 79-81	116,22	7,808	13,176	1,22	1,22	0,976
12H-7, 130-132	116,73	7,5361	13,127	1,2155	0,4862	1,9448
13H-1, 19-21	117,19	7,7735	11,549	1,1105	0,8884	0,8884
12H-8, 79-81	117,72	5,853	10,34	1,951	0,7804	0,5853
13H-1, 79-81	117,79	7,5208	11,945	1,106	0,4424	1,106
13H-1, 130-132	118,3	8,993	7,1415	5,29	3,4385	1,587
12H-9, 74-76	118,55	6,0552	11,275	1,044	0,8352	1,6704
13H-2, 29-31	118,79	7,3134	5,5926	5,3775	2,3661	0,8604
13H-2, 79-81	119,29	11,902	6,6432	5,536	2,2144	1,384
13H-2, 130-132	119,8	9,2463	6,2475	6,2475	1,7493	1,4994
13H-3, 29-31	120,29	9,7495	6,0605	6,5875	2,108	1,8445
13H-3, 79-81	120,79	4,625	6,105	3,7	2,22	1,85
13H-3, 130-132	121,3	6,075	8,019	6,075	2,187	1,944
13H-4, 29-31	121,79	6,2208	7,3728	5,76	2,7648	0,9216
13H-4, 79-81	122,29	5,256	7,227	5,475	2,409	1,533
13H-4, 130-132	122,8	5,4125	7,5775	5,4125	1,732	1,5155
13H-5, 29-31	123,29	5,7954	6,9099	5,5725	2,6748	1,3374

Tableau II-7: Pourcentages "absolus" des minéraux argileux des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Felspath	Calcite	Dolomite
150-902D						
1H-1, 23-25	0,23	1376	18	190	219	79
1H-2, 32-34	0,87	1600	18	269	231	64
1H-2, 84-86	1,39	1289	31	146	19	0
1H-2, 131-133	1,86	1239	13	177	49	31
1H-3, 32-34	2,37	1136	15	108	30	0
1H-3, 84-86	2,89	1303	30	156	40	32
1H-3, 131-133	3,36	1211	12	177	0	0
1H-4, 32-34	3,87	1183	17	154	52	36
1H-4, 84-86	4,39	853	11	128	0	0
1H-4, 131-133	4,86	1156	36	207	22	166
1H-5, 32-34	5,37	1063	9	188	0	0
1H-5, 84-86	5,89	1109	0	128	29	32
1H-5, 131-133	6,36	1030	12	139	27	0
1H-6, 32-34	6,87	1069	18	156	34	34
1H-6, 84-86	7,39	1102	19	177	28	32
1H-6, 131-133	7,86	1056	15	177	32	30
1H-7, 30-32	8,35	882	18	154	25	40
2H-1, 30-32	12,8	2070	31	586	135	31
2H-1, 78-80	13,28	2421	30	369	114	262
2H-1, 131-133	13,81	1452	21	228	132	177
2H-2, 30-32	14,3	1063	8	114	172	149
2H-2, 78-80	14,78	1310	15	156	149	174
2H-2, 131-133	15,31	1289	29	222	106	193
2H-3, 30-32	15,8	1354	16	193	142	196
2H-3, 78-80	16,28	1183	13	166	190	108
2H-3, 131-133	16,81	724	12	121	253	86
2H-4, 30-32	17,3	1050	7	125	185	108
2H-4, 78-80	17,78	967	18	123	231	119
2H-4, 131-133	18,31	1170	31	237	180	137
2H-5, 30-32	18,8	1170	31	190	96	85
2H-5, 78-80	19,28	1310	21	210	102	90
2H-5, 131-133	19,81	1232	18	166	210	110
2H-6, 30-32	20,3	1197	17	149	156	137
2H-6, 78-80	20,78	1239	30	166	177	169
3H-1, 31-33	22,31	660	14	88	204	135
3H-1, 79-81	22,79	692	19	110	222	228
3H-1, 130-132	23,3	671	15	92	213	204
3H-2, 31-33	23,81	660	17	98	207	190
3H-2, 79-81	24,29	595	14	76	219	164
3H-2, 130-132	24,8	756	19	123	182	202
3H-3, 31-33	25,31	671	16	108	182	130
3H-3, 79-81	25,79	724	14	102	130	149
3H-3, 130-132	26,3	1475	0	137	146	30
3H-4, 31-33	26,81	762	17	110	102	46
3H-4, 79-81	27,29	1246	15	154	177	40
3H-4, 130-132	27,8	1608	30	199	180	0
3H-5, 31-33	28,31	1849	22	289	135	55
3H-5, 79-81	28,79	1482	19	207	182	77
3H-5, 130-132	29,3	1892	23	190	135	30
3H-6, 31-33	29,81	2352	25	372	219	32
3H-6, 79-81	30,29	2852	40	538	151	26
3H-6, 130-132	30,8	2440	28	471	228	22
3H-7, 30-32	31,3	1376	21	185	296	81
4H-1, 27-29	31,77	2190	45	534	210	32
4H-1, 80-82	32,3	2570	48	253	231	40
4H-1, 131-133	32,81	888	31	213	142	49
4H-2, 27-29	33,27	847	23	161	92	40
4H-2, 80-82	33,8	740	32	154	85	36
4H-2, 131-133	34,31	756	25	142	76	37
4H-3, 27-29	34,79	756	25	185	108	36
4H-3, 80-82	35,32	625	28	166	100	50
4H-3, 131-133	35,83	610	28	174	279	55
4H-4, 27-29	36,29	853	11	112	228	0
4H-4, 80-82	36,82	1289	37	166	506	0
4H-4, 131-133	37,33	999	23	231	708	19
4H-5, 27-29	37,79	864	7	98	807	0

Tableau II-8: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 902D.

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Felspath	Calcite	Dolomite
150-902D						
4H-5, 80-82	38,32	955	9	146	767	18
4H-5, 131-133	38,83	847	18	119	713	130
4H-6, 27-29	39,29	1714	18	159	400	38
4H-6, 80-82	39,82	1823	18	246	361	48
4H-6, 131-133	40,33	1082	11	246	660	20
4H-7, 33-35	40,86	835	0	100	724	0
5H-1, 31-33	41,31	1037	14	114	729	22
5H-1, 82-84	41,82	1406	15	185	132	146
5H-1, 128-130	42,28	1376	20	166	135	132
5H-2, 26-28	42,76	1467	20	219	151	202
5H-2, 82-84	43,32	1253	15	139	114	128
5H-2, 128-130	43,78	1267	10	112	130	128
5H-3, 26-28	44,26	1197	18	144	119	123
5H-3, 82-84	44,82	1156	23	125	108	88
5H-3, 128-130	45,28	1289	0	125	154	110
5H-4, 26-28	45,81	1218	29	119	114	104
5H-4, 82-84	46,37	1129	12	149	132	83
5H-4, 128-130	46,83	1296	16	166	110	164
5H-5, 26-28	47,31	1347	0	98	106	132
5H-5, 82-84	47,87	1197	14	123	110	130
6H-1, 33-35	50,83	1018	14	135	149	114
6H-1, 82-84	51,32	729	15	76	199	85
6H-1, 128-130	51,78	1089	14	151	142	169
6H-2, 33-35	52,33	1116	29	193	159	149
6H-2, 82-84	52,82	1076	26	151	137	164
6H-2, 131-133	53,31	1369	38	228	123	110
6H-3, 33-35	53,83	1866	32	296	137	32
6H-3, 82-84	54,32	1325	30	188	88	66
6H-3, 123-125	54,73	1459	23	279	81	106
6H-4, 33-35	55,33	1340	23	185	169	207
6H-4, 82-84	55,82	1490	38	243	110	85
6H-4, 128-130	56,28	1858	35	299	98	144
6H-5, 33-35	56,83	1832	22	262	96	69
6H-5, 82-84	57,32	1608	27	237	94	79
6H-5, 128-130	57,78	2116	40	493	106	94
6H-6, 33-35	58,33	2007	23	151	59	41
6H-6, 82-84	58,82	2430	23	213	108	67
6H-6, 128-130	59,28	1429	32	169	130	67
6H-7, 30-32	59,8	1354	16	204	250	55
6H-7, 81-83	60,31	1218	45	219	144	56
7H-1, 33-35	60,33	1063	18	172	92	36
7H-2, 33-35	60,96	936	21	216	106	28
7H-2, 83-85	61,46	1190	33	182	112	44
7H-2, 127-129	61,9	924	22	128	96	30
7H-3, 33-35	62,46	773	18	144	64	31
7H-3, 83-85	62,96	740	45	246	53	44
7H-3, 127-129	63,4	635	52	139	90	22
7H-4, 33-35	63,96	713	36	207	61	56
7H-4, 83-85	64,46	650	24	246	79	58
7H-4, 127-129	64,9	718	32	149	123	69
7H-5, 34-36	65,47	724	29	156	108	74
7H-5, 83-85	65,96	756	34	185	156	137
7H-5, 126-127	66,39	615	31	196	182	53
7H-6, 33-35	66,96	835	37	177	199	112
7H-6, 83-85	67,46	681	37	193	151	52
7H-6, 127-129	67,9	767	62	234	132	23
7H-7, 32-34	68,45	745	23	117	392	0
7H-7, 80-82	68,93	876	36	144	357	35
7H-7, 133-135	69,46	1018	46	259	400	31
8H-1, 30-32	69,8	1414	66	396	204	76
7H-8, 32-34	69,95	936	40	207	196	23
7H-8, 70-72	70,33	1149	32	210	219	35
8H-1, 85-87	70,35	1136	32	256	180	36
8H-1, 130-132	70,8	1076	40	169	130	26
8H-2, 30-32	71,3	1082	48	376	172	37
8H-2, 85-87	71,85	1098	45	282	156	29

Tableau II-8: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 902D



Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Feldspath	Calcite	Dolomite
150-902D						
8H-2, 121-123	72,21	876	32	177	166	30
8H-3, 42-44	72,92	1030	69	253	106	53
8H-3, 85-87	73,35	980	29	156	144	28
8H-3, 131-133	73,81	900	66	272	92	30
8H-4, 30-32	74,3	790	40	190	85	31
8H-4, 85-87	74,85	524	35	164	71	0
8H-4, 131-133	75,31	767	32	156	71	40
8H-5, 30-32	75,8	520	21	166	76	49
8H-5, 85-87	76,35	773	16	159	108	61
8H-5, 131-133	76,81	600	17	154	77	40
8H-6, 30-32	77,3	936	29	185	125	34
8H-6, 85-87	77,85	942	27	207	125	0
8H-6, 131-133	78,31	1089	24	188	125	30
8H-7, 31-33	78,81	1024	22	196	142	0
9H-1, 33-35	79,33	967	34	154	144	28
9H-1, 81-83	79,81	1246	12	196	182	31
9H-1, 117-119	80,17	1043	0	149	193	29
9H-2, 33-35	80,83	1149	18	125	210	38
9H-2, 81-83	81,31	1267	0	119	216	0
9H-2, 131-133	81,81	999	0	98	279	0
9H-3, 33-35	82,33	1136	0	128	310	44
9H-3, 81-83	82,81	1354	13	161	303	29
9H-3, 131-133	83,31	1232	14	216	353	52
9H-4, 33-35	83,88	1225	18	132	484	98
9H-4, 81-83	84,36	1109	14	108	392	166
9H-4, 131-133	84,86	1459	8	106	392	41
9H-5, 33-35	85,38	949	7	166	497	44
9H-5, 81-83	85,86	1282	0	119	256	55
9H-5, 131-133	86,36	882	12	110	384	110
9H-6, 33-35	86,88	912	20	112	433	225
9H-6, 81-83	87,36	1204	19	156	282	100
10H-1, 32-34	88,82	2172	26	276	144	59
10H-1, 81-83	89,31	2162	32	276	161	46
10H-1, 112-114	89,62	1624	15	169	166	52
10H-2, 32-34	90,32	1747	19	262	164	114
10H-2, 81-83	90,81	1369	17	172	253	67
10H-2, 123-125	91,23	1239	20	144	256	92
10H-3, 32-34	91,82	1011	0	130	104	49
10H-3, 81-83	92,31	1384	0	185	142	49
10H-3, 107-109	92,57	1490	8	114	149	52
10H-4, 32-34	93,32	1282	8	137	174	37
10H-4, 81-83	93,81	1149	22	135	342	42
10H-4, 132-134	94,32	1218	6	144	361	0
10H-5, 32-34	94,82	961	0	104	420	0
10H-5, 81-83	95,31	1043	13	146	272	0
11H-1, 27-29	98,27	936	0	88	246	102
11H-1, 81-83	98,81	795	10	88	266	106
11H-1, 128-130	99,28	1406	19	185	114	139
11H-2, 27-29	99,77	1030	16	130	123	90
11H-2, 81-83	100,31	1109	23	174	128	96
11H-2, 128-130	100,78	876	17	121	123	79
11H-3, 27-29	101,27	1102	50	174	156	104
11H-3, 81-83	101,81	1391	18	125	125	64
11H-3, 128-130	102,28	1239	20	193	156	77
11H-4, 27-29	102,77	1089	11	137	110	49
11H-4, 81-83	103,31	1149	14	135	108	58
11H-4, 128-130	103,78	1347	14	151	132	53
11H-5, 27-29	104,27	1142	12	169	182	81
11H-5, 81-83	104,81	1218	17	149	137	66
11H-5, 128-130	105,28	999	18	132	240	102
11H-6, 27-29	105,77	1122	16	154	231	114
11H-6, 81-83	106,31	918	28	144	130	58
11H-6, 128-130	106,78	1024	13	123	182	72
11H-7, 30-32	107,3	1024	18	164	151	90
12H-1, 30-32	107,8	1260	37	213	29	38
12H-2, 30-32	108,43	1347	49	240	34	35

Tableau II-8: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Quartz	Amphibole	Felspath	Calcite	Dolomite
150-902D						
12H-2, 83-85	108,96	1648	45	392	34	40
12H-3, 30-32	109,73	1421	26	231	59	76
12H-3, 83-85	110,26	1376	34	210	36	59
12H-3, 116-118	110,59	1901	34	259	32	49
12H-4, 30-32	111,23	1232	44	262	56	81
12H-4, 83-85	111,76	1399	46	310	44	46
12H-4, 122-124	112,15	1253	25	207	44	48
12H-5, 30-32	112,73	1624	35	424	62	61
12H-5, 83-85	113,26	2153	18	243	161	151
12H-5, 122-124	113,65	2052	27	458	199	135
12H-6, 30-32	114,23	1325	36	159	172	139
12H-6, 79-81	114,72	1537	20	276	202	142
12H-6, 130-132	115,23	1490	21	228	159	121
12H-7, 30-32	115,73	1414	29	350	177	112
12H-7, 79-81	116,22	1529	16	185	174	128
12H-7, 130-132	116,73	1282	35	313	237	128
13H-1, 19-21	117,19	1037	29	149	199	135
12H-8, 79-81	117,72	1089	19	151	202	121
13H-1, 79-81	117,79	1421	18	210	188	125
13H-1, 130-132	118,3	876	44	193	92	94
12H-9, 74-76	118,55	1267	24	210	210	121
13H-2, 29-31	118,79	1274	67	404	108	142
13H-2, 79-81	119,29	955	55	253	98	94
13H-2, 130-132	119,8	812	49	266	98	83
13H-3, 29-31	120,29	900	37	272	90	85
13H-3, 79-81	120,79	973	67	317	71	41
13H-3, 130-132	121,3	835	38	384	85	56
13H-4, 29-31	121,79	924	79	282	48	44
13H-4, 79-81	122,29	1069	74	237	72	61
13H-4, 130-132	122,8	1102	56	320	66	128
13H-5, 29-31	123,29	955	61	207	40	45

Tableau II-8: Analyses minéralogiques de la roche totale des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable	Classement
150-902D					
1H-1, 23-25	0,23	5,41	90,79	3,8	1,94
1H-2, 32-34	0,87	5,97	87,82	6,21	2,11
1H-2, 84-86	1,39	13,65	83,8	2,55	2,38
1H-2, 131-133	1,86	14,84	83,05	2,11	2,32
1H-3, 32-34	2,37	12,13	85,11	2,76	2,3
1H-3, 84-86	2,89	14	83,07	2,93	2,38
1H-3, 131-133	3,36	14,29	83,76	1,95	2,32
1H-4, 32-34	3,87	16,82	81,18	2	2,31
1H-4, 84-86	4,39	19,09	79,64	1,27	2,27
1H-4, 131-133	4,86	16,32	82,13	1,55	2,2
1H-5, 32-34	5,37	17,44	80,05	2,51	2,38
1H-5, 84-86	5,89	14,22	83,68	2,1	2,23
1H-5, 131-133	6,36	14,03	83,81	2,16	2,28
1H-6, 32-34	6,87	14,69	82,74	2,57	2,29
1H-6, 84-86	7,39	16,68	81,25	2,07	2,28
1H-6, 131-133	7,86	15,08	82,63	2,29	2,3
1H-7, 30-32	8,35	16,55	81,47	1,98	2,3
2H-1, 30-32	12,8	8,05	71,45	20,5	3,25
2H-1, 78-80	13,28	11,25	78,19	10,56	2,78
2H-1, 131-133	13,81	12,52	82,56	4,92	2,56
2H-2, 30-32	14,3	17,7	76,82	5,48	2,78
2H-2, 78-80	14,78	17,6	77,99	4,41	2,81
2H-2, 131-133	15,31	15,56	82,14	2,3	2,39
2H-3, 30-32	15,8	13,48	84,29	2,23	2,28
2H-3, 78-80	16,28	15,93	79,71	4,36	2,71
2H-3, 131-133	16,81	34,92	64,57	0,51	2,29
2H-4, 30-32	17,3	30,43	67,39	2,18	2,69
2H-4, 78-80	17,78	24,81	71,06	4,13	2,81
2H-4, 131-133	18,31	20,29	75,31	4,4	2,69
2H-5, 30-32	18,8	16,99	79,73	3,28	2,36
2H-5, 78-80	19,28	13,51	82,69	3,8	2,36
2H-5, 131-133	19,81	19,61	76,88	3,51	2,7
2H-6, 30-32	20,3	16,65	81,13	2,22	2,32
2H-6, 78-80	20,78	16,63	80,67	2,7	2,44
3H-1, 31-33	22,31	29,04	68,81	2,15	2,35
3H-1, 79-81	22,79	29,54	69,89	0,57	2,27
3H-1, 130-132	23,3	33,18	66,34	0,48	2,32
3H-2, 31-33	23,81	32,62	66,8	0,58	2,35
3H-2, 79-81	24,29	35,34	64,47	0,19	2,28
3H-2, 130-132	24,8	24,66	74,12	1,22	2,21
3H-3, 31-33	25,31	22,69	76,66	0,65	2,06
3H-3, 79-81	25,79	22,77	76,92	0,31	2,02
3H-3, 130-132	26,3	5,78	89,09	5,13	1,98
3H-4, 31-33	26,81	15,28	84,02	0,7	1,99
3H-4, 79-81	27,29	9,55	87,33	3,12	2,05
3H-4, 130-132	27,8	6,06	82,2	11,74	2,19
3H-5, 31-33	28,31	10,95	83,67	5,38	2,08
3H-5, 79-81	28,79	10,94	79,42	9,64	2,27
3H-5, 130-132	29,3	6,99	69,51	23,5	3,49
3H-6, 31-33	29,81	6,19	66,3	27,51	3,6
3H-6, 79-81	30,29	4,07	62,77	33,16	3,61
3H-6, 130-132	30,8	5,21	63,23	31,56	3,53
3H-7, 30-32	31,3	8,76	79,86	11,38	2,56
4H-1, 27-29	31,77	5,42	59,29	35,29	3,96
4H-1, 80-82	32,3	9,12	82,88	8	2,31
4H-1, 131-133	32,81	16,27	82,08	1,65	2,01
4H-2, 27-29	33,27	18,86	80,36	0,78	1,99
4H-2, 80-82	33,8	22,04	77,56	0,4	1,97
4H-2, 131-133	34,31	20,14	79,53	0,33	1,98
4H-3, 27-29	34,79	19,17	80,67	0,16	1,95
4H-3, 80-82	35,32	22,09	77,5	0,41	1,99
4H-3, 131-133	35,83	17,98	81,81	0,21	1,99
4H-4, 27-29	36,29	12,71	85,37	1,92	1,89
4H-4, 80-82	36,82	6,03	86,17	7,8	2,05
4H-4, 131-133	37,33	3,76	90,13	6,11	1,87
4H-5, 27-29	37,79	4,32	90,92	4,76	1,83

Tableau II-9: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable	Classement
150-902D					
4H-5, 80-82	38,32	5,34	89,08	5,58	1,99
4H-5, 131-133	38,83	5,92	91,59	2,49	1,9
4H-6, 27-29	39,29	6,69	81,65	11,66	2,4
4H-6, 80-82	39,82	6,84	80,02	13,14	2,69
4H-6, 131-133	40,33	4,64	90,85	4,51	1,83
4H-7, 33-35	40,86	4,74	93,11	2,15	1,76
5H-1, 31-33	41,31	5,21	90,24	4,55	2,02
5H-1, 82-84	41,82	13,33	81,75	4,92	2,67
5H-1, 128-130	42,28	12,13	83,77	4,1	2,56
5H-2, 26-28	42,76	14,25	81,89	3,86	2,62
5H-2, 82-84	43,32	21,93	76,33	1,74	2,57
5H-2, 128-130	43,78	19,47	79,02	1,51	2,5
5H-3, 26-28	44,26	20,47	77,01	2,52	2,57
5H-3, 82-84	44,82	20,51	77,47	2,02	2,34
5H-3, 128-130	45,28	20,84	77,22	1,94	2,56
5H-4, 26-28	45,81	22,6	74,95	2,45	2,58
5H-4, 82-84	46,37	22,07	74,98	2,95	2,59
5H-4, 128-130	46,83	17,69	79,23	3,08	2,58
5H-5, 26-28	47,31	19,33	78,09	2,58	2,68
5H-5, 82-84	47,87	20,98	76,02	3	2,64
6H-1, 33-35	50,83	20,58	77,84	1,58	2,37
6H-1, 82-84	51,32	31,71	66,66	1,63	2,4
6H-1, 128-130	51,78	19,94	78,86	1,2	2,38
6H-2, 33-35	52,33	19,61	78,98	1,41	2,4
6H-2, 82-84	52,82	18,73	79,56	1,71	2,32
6H-2, 131-133	53,31	10,6	85,44	3,96	2,41
6H-3, 33-35	53,83	8,05	73,46	18,49	3,19
6H-3, 82-84	54,32	9,59	76,1	14,31	3,16
6H-3, 123-125	54,73	9,78	82,57	7,65	2,56
6H-4, 33-35	55,33	8,96	79,02	12,02	2,95
6H-4, 82-84	55,82	9,82	75,77	14,41	3,05
6H-4, 128-130	56,28	7,81	76,85	15,34	2,93
6H-5, 33-35	56,83	8,51	76,75	14,74	2,96
6H-5, 82-84	57,32	9,54	73,56	16,9	3,18
6H-5, 128-130	57,78	7,29	71,54	21,17	3,3
6H-6, 33-35	58,33	9,48	71,69	18,83	3,25
6H-6, 82-84	58,82	9,77	76,95	13,28	2,93
6H-6, 128-130	59,28	18,41	78,44	3,15	2,39
6H-7, 30-32	59,8	11,71	85,33	2,96	2,03
6H-7, 81-83	60,31	12,31	84,67	3,02	2,15
7H-1, 33-35	60,33	13,97	83,93	2,1	2,07
7H-2, 33-35	60,96	14,4	83,63	1,97	2,03
7H-2, 83-85	61,46	14,32	84,13	1,55	2,01
7H-2, 127-129	61,9	19,14	80,13	0,73	2,03
7H-3, 33-35	62,46	21,7	78,08	0,22	1,97
7H-3, 83-85	62,96	21,92	77,91	0,17	1,98
7H-3, 127-129	63,4	19,48	80,39	0,13	1,93
7H-4, 33-35	63,96	23,93	75,77	0,3	2,04
7H-4, 83-85	64,46	24,69	75,07	0,24	1,97
7H-4, 127-129	64,9	19,15	80,49	0,36	1,94
7H-5, 34-36	65,47	19,29	80,59	0,12	1,94
7H-5, 83-85	65,96	24,26	75,53	0,21	1,99
7H-5, 126-127	66,39	21,25	78,52	0,23	2,03
7H-6, 33-35	66,96	18,28	81,48	0,24	2,01
7H-6, 83-85	67,46	21,49	77,29	1,22	2,09
7H-6, 127-129	67,9	18,14	81,37	0,49	2,06
7H-7, 32-34	68,45	9,02	88,95	2,03	1,96
7H-7, 80-82	68,93	9,6	88,51	1,89	2,01
7H-7, 133-135	69,46	10,66	87,82	1,52	1,99
8H-1, 30-32	69,8	7,42	86,78	5,8	2,02
7H-8, 32-34	69,95	12,43	86,07	1,5	1,99
7H-8, 70-72	70,33	10,3	88,02	1,68	1,96
8H-1, 85-87	70,35	13,08	85,12	1,8	2
8H-1, 130-132	70,8	10,24	85,21	4,55	2,13
8H-2, 30-32	71,3	10,47	85,23	4,3	2,11
8H-2, 85-87	71,85	11,36	85,19	3,45	2,11

Tableau II-9: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable	Classement
150-902D					
8H-2, 121-123	72,21	12,3	85,63	2,07	2,05
8H-3, 42-44	72,92	12,66	84,81	2,53	2,02
8H-3, 85-87	73,35	12,77	85,26	1,97	2,02
8H-3, 131-133	73,81	17,57	80,99	1,44	2,13
8H-4, 30-32	74,3	18,85	80,22	0,93	2,07
8H-4, 85-87	74,85	18,92	80,79	0,29	2,04
8H-4, 131-133	75,31	17,93	81,65	0,42	2,02
8H-5, 30-32	75,8	33,98	65,88	0,14	2,03
8H-5, 85-87	76,35	21,99	77,66	0,35	1,99
8H-5, 131-133	76,81	25,07	74,56	0,37	2
8H-6, 30-32	77,3	13,43	85,15	1,42	2,02
8H-6, 85-87	77,85	12,13	86,91	0,96	1,91
8H-6, 131-133	78,31	11,29	86,97	1,74	2,05
8H-7, 31-33	78,81	11,02	88,04	0,94	1,94
9H-1, 33-35	79,33	11,55	87,59	0,86	1,95
9H-1, 81-83	79,81	8,96	89,97	1,07	1,91
9H-1, 117-119	80,17	8,84	90,04	1,12	1,92
9H-2, 33-35	80,83	7,81	90,5	1,69	1,9
9H-2, 81-83	81,31	6,6	91,32	2,08	1,87
9H-2, 131-133	81,81	4,71	91,76	3,53	1,77
9H-3, 33-35	82,33	4,18	91,36	4,46	1,84
9H-3, 81-83	82,81	7,66	88,23	4,11	1,99
9H-3, 131-133	83,31	6,87	87,61	5,52	2,04
9H-4, 33-35	83,88	7,98	88,18	3,84	2,04
9H-4, 81-83	84,36	9,33	86,84	3,83	2,09
9H-4, 131-133	84,86	5,87	86,38	7,75	2,21
9H-5, 33-35	85,38	6,88	91,35	1,77	1,83
9H-5, 81-83	85,86	7,47	91,04	1,49	1,88
9H-5, 131-133	86,36	8,58	89,55	1,87	1,93
9H-6, 33-35	86,88	10,56	87,39	2,05	2,01
9H-6, 81-83	87,36	7,73	88,02	4,25	2,1
10H-1, 32-34	88,82	5,33	74,52	20,15	2,89
10H-1, 81-83	89,31	4,44	77,22	18,34	2,58
10H-1, 112-114	89,62	5,52	85,61	8,87	2,13
10H-2, 32-34	90,32	4,84	87,99	7,17	2,02
10H-2, 81-83	90,81	5,09	92,62	2,29	1,8
10H-2, 123-125	91,23	6,15	91,93	1,92	1,84
10H-3, 32-34	91,82	10,58	88,06	1,36	1,9
10H-3, 81-83	92,31	8,2	89,53	2,27	1,93
10H-3, 107-109	92,57	8,17	88,28	3,55	1,98
10H-4, 32-34	93,32	5,66	92,85	1,49	1,81
10H-4, 81-83	93,81	5,87	89,48	4,65	1,92
10H-4, 132-134	94,32	5,82	92,72	1,46	1,81
10H-5, 32-34	94,82	6,27	92,48	1,25	1,81
10H-5, 81-83	95,31	8,2	90,42	1,38	1,87
11H-1, 27-29	98,27	29,32	70,59	0,089996	2,22
11H-1, 81-83	98,81	27,02	72,34	0,64	2,28
11H-1, 128-130	99,28	17,86	79,77	2,37	2,37
11H-2, 27-29	99,77	20,78	78,73	0,49	2,08
11H-2, 81-83	100,31	17,05	81,98	0,97001	2,11
11H-2, 128-130	100,78	19,01	80,42	0,57	2,08
11H-3, 27-29	101,27	18,12	81,15	0,73	2,15
11H-3, 81-83	101,81	14,5	83,38	2,12	2,26
11H-3, 128-130	102,28	13,85	84,29	1,86	2,21
11H-4, 27-29	102,77	18,52	79,92	1,56	2,28
11H-4, 81-83	103,31	13,28	84,74	1,98	2,19
11H-4, 128-130	103,78	14,48	83,66	1,86	2,25
11H-5, 27-29	104,27	17,5	80,91	1,59	2,19
11H-5, 81-83	104,81	15,11	81,95	2,94	2,28
11H-5, 128-130	105,28	26,84	70,61	2,55	2,55
11H-6, 27-29	105,77	22,04	76,18	1,78	2,31
11H-6, 81-83	106,31	20,53	77,2	2,27	2,32
11H-6, 128-130	106,78	20,1	77,37	2,53	2,38
11H-7, 30-32	107,3	19,51	78,3	2,19	2,39
12H-1, 30-32	107,8	14,3	81,95	3,75	2,51
12H-2, 30-32	108,43	10,19	81,62	8,19	2,83

Tableau II-9: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Argile	Silt	Sable	Classement
150-902D					
12H-2, 83-85	108,96	9,82	77,71	12,47	3,05
12H-3, 30-32	109,73	19,12	79,64	1,24	2,54
12H-3, 83-85	110,26	11,76	83,39	4,85	2,5
12H-3, 116-118	110,59	7,53	69,18	23,29	3,36
12H-4, 30-32	111,23	8,31	79,35	12,34	2,97
12H-4, 83-85	111,76	11,36	80,23	8,41	2,9
12H-4, 122-124	112,15	13,72	81,99	4,29	2,42
12H-5, 30-32	112,73	10,88	71,72	17,4	3,41
12H-5, 83-85	113,26	13,94	64,88	21,18	3,84
12H-5, 122-124	113,65	24,79	69,77	5,44	3,03
12H-6, 30-32	114,23	25,5	70,25	4,25	3,01
12H-6, 79-81	114,72	14,7	82,87	2,43	2,4
12H-6, 130-132	115,23	20,31	77,88	1,81	2,3
12H-7, 30-32	115,73	13,97	82	4,03	2,6
12H-7, 79-81	116,22	24,4	73,06	2,54	2,58
12H-7, 130-132	116,73	24,31	72,16	3,53	2,85
13H-1, 19-21	117,19	22,21	74,25	3,54	2,77
12H-8, 79-81	117,72	19,51	78,03	2,46	2,55
13H-1, 79-81	117,79	22,12	74,48	3,4	2,73
13H-1, 130-132	118,3	26,45	71,6	1,95	2,26
12H-9, 74-76	118,55	20,88	76,17	2,95	2,67
13H-2, 29-31	118,79	21,51	73,51	4,98	2,36
13H-2, 79-81	119,29	27,68	71,88	0,44	2,17
13H-2, 130-132	119,8	24,99	73,44	1,57	2,25
13H-3, 29-31	120,29	26,35	71,37	2,28	2,36
13H-3, 79-81	120,79	18,5	75,95	5,55	2,68
13H-3, 130-132	121,3	24,3	72,17	3,53	2,38
13H-4, 29-31	121,79	23,04	70,94	6,02	2,69
13H-4, 79-81	122,29	21,9	74,22	3,88	2,42
13H-4, 130-132	122,8	21,65	70,88	7,47	2,97
13H-5, 29-31	123,29	22,29	74,42	3,29	2,38

Tableau II-9: Analyses granulométriques des sédiments décarbonatés forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-902D		
1H-1, 23-25	0,23	4,14E-07
1H-2, 32-34	0,87	4,14E-07
1H-2, 84-86	1,39	4,17E-07
1H-2, 131-133	1,86	4,07E-07
1H-3, 32-34	2,37	5,23E-07
1H-3, 84-86	2,89	5,10E-07
1H-3, 131-133	3,36	4,43E-07
1H-4, 32-34	3,87	3,83E-07
1H-4, 84-86	4,39	3,80E-07
1H-4, 131-133	4,86	5,15E-07
1H-5, 32-34	5,37	5,19E-07
1H-5, 84-86	5,89	5,18E-07
1H-5, 131-133	6,36	4,88E-07
1H-6, 32-34	6,87	4,91E-07
1H-6, 84-86	7,39	4,43E-07
1H-6, 131-133	7,86	4,71E-07
1H-7, 30-32	8,35	4,83E-07
2H-1, 30-32	12,8	8,01E-07
2H-1, 78-80	13,28	7,67E-07
2H-1, 131-133	13,81	9,02E-07
2H-2, 30-32	14,3	5,86E-07
2H-2, 78-80	14,78	5,99E-07
2H-2, 131-133	15,31	1,05E-06
2H-3, 30-32	15,8	6,34E-07
2H-3, 78-80	16,28	6,60E-07
2H-3, 131-133	16,81	3,46E-07
2H-4, 30-32	17,3	2,19E-07
2H-4, 78-80	17,78	3,06E-07
2H-4, 131-133	18,31	4,30E-07
2H-5, 30-32	18,8	3,96E-07
2H-5, 78-80	19,28	4,80E-07
2H-5, 131-133	19,81	3,05E-07
2H-6, 30-32	20,3	1,83E-07
2H-6, 78-80	20,78	1,69E-07
3H-1, 31-33	22,31	1,02E-07
3H-1, 79-81	22,79	9,40E-08
3H-1, 130-132	23,3	9,39E-08
3H-2, 31-33	23,81	9,57E-08
3H-2, 79-81	24,29	9,70E-08
3H-2, 130-132	24,8	9,61E-08
3H-3, 31-33	25,31	1,00E-07
3H-3, 79-81	25,79	1,02E-07
3H-3, 130-132	26,3	7,45E-08
3H-4, 31-33	26,81	9,36E-08
3H-4, 79-81	27,29	8,51E-08
3H-4, 130-132	27,8	7,43E-08
3H-5, 31-33	28,31	1,03E-07
3H-5, 79-81	28,79	1,07E-07
3H-5, 130-132	29,3	9,63E-08
3H-6, 31-33	29,81	7,25E-08
3H-6, 79-81	30,29	1,86E-07
3H-6, 130-132	30,8	9,72E-08
3H-7, 30-32	31,3	8,25E-08
4H-1, 27-29	31,77	8,75E-08
4H-1, 80-82	32,3	9,47E-08
4H-1, 131-133	32,81	9,56E-08
4H-2, 27-29	33,27	1,03E-07
4H-2, 80-82	33,8	1,10E-07
4H-2, 131-133	34,31	1,02E-07
4H-3, 27-29	34,79	1,09E-07
4H-3, 80-82	35,32	1,08E-07
4H-3, 131-133	35,83	9,54E-08
4H-4, 27-29	36,29	8,23E-08
4H-4, 80-82	36,82	6,27E-08
4H-4, 131-133	37,33	4,46E-08
4H-5, 27-29	37,79	5,32E-08

Tableau II-10: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-902D		
4H-5, 80-82	38,32	5,34E-08
4H-5, 131-133	38,83	5,28E-08
4H-6, 27-29	39,29	6,96E-08
4H-6, 80-82	39,82	6,63E-08
4H-6, 131-133	40,33	6,06E-08
4H-7, 33-35	40,86	5,56E-08
5H-1, 31-33	41,31	5,53E-08
5H-1, 82-84	41,82	1,06E-07
5H-1, 128-130	42,28	1,09E-07
5H-2, 26-28	42,76	2,36E-07
5H-2, 82-84	43,32	1,16E-07
5H-2, 128-130	43,78	1,14E-07
5H-3, 26-28	44,26	1,15E-07
5H-3, 82-84	44,82	1,22E-07
5H-3, 128-130	45,28	1,09E-07
5H-4, 26-28	45,81	1,11E-07
5H-4, 82-84	46,37	1,17E-07
5H-4, 128-130	46,83	1,08E-07
5H-5, 26-28	47,31	1,25E-07
5H-5, 82-84	47,87	1,19E-07
6H-1, 33-35	50,83	1,28E-07
6H-1, 82-84	51,32	1,25E-07
6H-1, 128-130	51,78	1,21E-07
6H-2, 33-35	52,33	1,11E-07
6H-2, 82-84	52,82	1,14E-07
6H-2, 131-133	53,31	1,74E-07
6H-3, 33-35	53,83	2,02E-07
6H-3, 82-84	54,32	1,84E-07
6H-3, 123-125	54,73	2,19E-07
6H-4, 33-35	55,33	1,76E-07
6H-4, 82-84	55,82	1,40E-07
6H-4, 128-130	56,28	3,40E-07
6H-5, 33-35	56,83	1,50E-07
6H-5, 82-84	57,32	1,30E-07
6H-5, 128-130	57,78	1,09E-07
6H-6, 33-35	58,33	1,16E-07
6H-6, 82-84	58,82	1,08E-07
6H-6, 128-130	59,28	1,02E-07
6H-7, 30-32	59,8	1,05E-07
6H-7, 81-83	60,31	1,10E-07
7H-1, 33-35	60,33	1,13E-07
7H-2, 33-35	60,96	1,10E-07
7H-2, 83-85	61,46	1,31E-07
7H-2, 127-129	61,9	1,43E-07
7H-3, 33-35	62,46	1,31E-07
7H-3, 83-85	62,96	2,18E-07
7H-3, 127-129	63,4	1,29E-07
7H-4, 33-35	63,96	1,31E-07
7H-4, 83-85	64,46	1,63E-07
7H-4, 127-129	64,9	1,14E-07
7H-5, 34-36	65,47	1,09E-07
7H-5, 83-85	65,96	1,00E-07
7H-5, 126-127	66,39	1,07E-07
7H-6, 33-35	66,96	9,32E-08
7H-6, 83-85	67,46	1,01E-07
7H-6, 127-129	67,9	1,05E-07
7H-7, 32-34	68,45	7,27E-08
7H-7, 80-82	68,93	8,42E-08
7H-7, 133-135	69,46	9,49E-08
8H-1, 30-32	69,8	8,34E-08
7H-8, 32-34	69,95	9,60E-08
7H-8, 70-72	70,33	8,70E-08
8H-1, 85-87	70,35	8,36E-08
8H-1, 130-132	70,8	8,64E-08
8H-2, 30-32	71,3	8,62E-08
8H-2, 85-87	71,85	9,23E-08

Tableau II-10: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 902D



Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-902D		
8H-2, 121-123	72,21	8,46E-08
8H-3, 42-44	72,92	9,59E-08
8H-3, 85-87	73,35	9,94E-08
8H-3, 131-133	73,81	1,04E-07
8H-4, 30-32	74,3	1,10E-07
8H-4, 85-87	74,85	1,14E-07
8H-4, 131-133	75,31	1,20E-07
8H-5, 30-32	75,8	1,22E-07
8H-5, 85-87	76,35	1,02E-07
8H-5, 131-133	76,81	1,14E-07
8H-6, 30-32	77,3	1,01E-07
8H-6, 85-87	77,85	1,03E-07
8H-6, 131-133	78,31	9,20E-08
8H-7, 31-33	78,81	9,44E-08
9H-1, 33-35	79,33	1,01E-07
9H-1, 81-83	79,81	9,16E-08
9H-1, 117-119	80,17	8,78E-08
9H-2, 33-35	80,83	8,12E-08
9H-2, 81-83	81,31	7,57E-08
9H-2, 131-133	81,81	5,12E-08
9H-3, 33-35	82,33	5,94E-08
9H-3, 81-83	82,81	7,11E-08
9H-3, 131-133	83,31	7,33E-08
9H-4, 33-35	83,88	7,15E-08
9H-4, 81-83	84,36	7,17E-08
9H-4, 131-133	84,86	4,90E-08
9H-5, 33-35	85,38	7,52E-08
9H-5, 81-83	85,86	8,38E-08
9H-5, 131-133	86,36	7,58E-08
9H-6, 33-35	86,88	7,25E-08
9H-6, 81-83	87,36	7,93E-08
10H-1, 32-34	88,82	6,62E-08
10H-1, 81-83	89,31	6,86E-08
10H-1, 112-114	89,62	6,88E-08
10H-2, 32-34	90,32	7,47E-08
10H-2, 81-83	90,81	7,55E-08
10H-2, 123-125	91,23	7,16E-08
10H-3, 32-34	91,82	9,11E-08
10H-3, 81-83	92,31	8,65E-08
10H-3, 107-109	92,57	7,92E-08
10H-4, 32-34	93,32	7,08E-08
10H-4, 81-83	93,81	7,30E-08
10H-4, 132-134	94,32	7,84E-08
10H-5, 32-34	94,82	7,71E-08
10H-5, 81-83	95,31	7,88E-08
11H-1, 27-29	98,27	1,02E-07
11H-1, 81-83	98,81	1,02E-07
11H-1, 128-130	99,28	1,00E-07
11H-2, 27-29	99,77	1,07E-07
11H-2, 81-83	100,31	9,74E-08
11H-2, 128-130	100,78	1,08E-07
11H-3, 27-29	101,27	9,98E-08
11H-3, 81-83	101,81	1,37E-07
11H-3, 128-130	102,28	2,04E-07
11H-4, 27-29	102,77	1,75E-07
11H-4, 81-83	103,31	1,87E-07
11H-4, 128-130	103,78	1,46E-07
11H-5, 27-29	104,27	1,16E-07
11H-5, 81-83	104,81	1,32E-07
11H-5, 128-130	105,28	1,18E-07
11H-6, 27-29	105,77	6,63E-08
11H-6, 81-83	106,31	1,14E-07
11H-6, 128-130	106,78	1,16E-07
11H-7, 30-32	107,3	1,24E-07
12H-1, 30-32	107,8	2,38E-07
12H-2, 30-32	108,43	2,37E-07

Tableau II-10: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Susceptibilité
150-902D		
12H-2, 83-85	108,96	2,13E-07
12H-3, 30-32	109,73	1,59E-07
12H-3, 83-85	110,26	1,67E-07
12H-3, 116-118	110,59	1,52E-07
12H-4, 30-32	111,23	1,87E-07
12H-4, 83-85	111,76	1,79E-07
12H-4, 122-124	112,15	1,61E-07
12H-5, 30-32	112,73	1,87E-07
12H-5, 83-85	113,26	2,94E-07
12H-5, 122-124	113,65	2,01E-07
12H-6, 30-32	114,23	1,58E-07
12H-6, 79-81	114,72	1,00E-07
12H-6, 130-132	115,23	9,51E-08
12H-7, 30-32	115,73	1,05E-07
12H-7, 79-81	116,22	1,11E-07
12H-7, 130-132	116,73	1,03E-07
13H-1, 19-21	117,19	1,56E-07
12H-8, 79-81	117,72	1,09E-07
13H-1, 79-81	117,79	1,46E-07
13H-1, 130-132	118,3	1,11E-07
12H-9, 74-76	118,55	1,14E-07
13H-2, 29-31	118,79	1,12E-07
13H-2, 79-81	119,29	7,42E-08
13H-2, 130-132	119,8	1,15E-07
13H-3, 29-31	120,29	1,15E-07
13H-3, 79-81	120,79	1,38E-07
13H-3, 130-132	121,3	1,36E-07
13H-4, 29-31	121,79	1,24E-07
13H-4, 79-81	122,29	1,38E-07
13H-4, 130-132	122,8	1,38E-07
13H-5, 29-31	123,29	1,50E-07

Tableau II-10: Analyses de la susceptibilité magnétique des sédiments forés au site 902D

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T	K/I
150-905A-											
2H-1, 50-52	30	26	43	15	12	4	++	++	++		0,13
3H-1, 50-52	36,5	41	32	10	15	2	++	++	++		0
4H-1, 50-52	46	15	29	0	42	14	++	+			0,813
6H-1, 50-52	61,5	16	46	5	18	15	++	+	+		0,533
7H-1, 50-52	63,5	14	29	2	44	11	++	+			1,128
9H-1, 48-50	80,48	24	45	15	12	4	++	++	++		0,158
10H-1, 49-51	89,49	34	31	20	12	3	++	++	++		0,187
11H-1, 49-51	98,99	38	33	15	10	4	++	++	++		0,187
12H-1, 50-52	107	25	36	15	15	9	++	++	++		0,385
13H-2, 93-95	113,93	24	35	15	16	10	++	++	++		0,456
15H-1, 50-52	126,5	15	48	10	11	16	++	+			0,55
16X-1, 49-51	134,99	30	35	15	15	5	++	++	++		0,232
17X-2, 50-52	146,1	23	44	10	14	9	++	+	+		0,333
19X-1, 49-51	163,89	32	31	20	14	3	++	++	++		0,182
22H-1, 50-52	192,7	21	35	15	20	9	++	++	++		0,443
23H-1, 50-52	196,2	24	37	15	16	8	++	++	++		0,351
24H-1, 50-52	202	28	32	15	22	3	++	++	++		0,139
24H-2, 50-52	203,5	26	31	25	12	6	++	++	++		0,317
25H-1, 50-52	211,5	19	31	10	31	9	++	++	++		0,487
25H-2, 50-52	213	13	27	0	48	12	++	+			0,71
25H-3, 50-52	214,5	14	31	0	43	12	++	+			0,654
26H-1, 50-52	215,5	11	28	2	49	10	++	+			0,571
27X-1, 46-48	219,46	9	46	0	33	12	++	+			0,447
27X-2, 50-52	221	10	35	10	35	10	++	+			0,494
27X-3, 50-52	222,5	12	24	0	54	10	++	+			0,648
27X-4, 50-52	224	5	26	0	52	17	++				1,07
28X-2, 47-49	225,97	13	31	0	44	12	++				0,681
29X-1, 49-51	232,89	10	19	0	60	11	++				0,966
30X-1, 49-51	242,49	2	20	0	62	16	++				1,382
31X-1, 49-51	252,19	5	18	0	64	13	++				1,239
32X-1, 50-52	261,8	5	20	0	63	12	++				1,018
33X-1, 48-50	271,48	9	17	0	65	9	++				0,843
34X-1, 53-55	281,13	2	17	0	70	11	++				1,022
35X-1, 49-51	290,69	2	23	0	50	25	++				1,826
35X-2, 50-52	292,2	2	19	0	67	12	++				1,02
35X-3, 50-52	293,7	2	19	0	67	12	++				1,106
35X-4, 50-52	295,2	2	16	0	73	9	++				0,93
35X-5, 50-52	296,7	2	19	0	64	15	++				1,263
35X-6, 50-52	298,2	10	22	0	59	9	++				0,683
36X-1, 50-52	300,1	5	19	0	60	16	++				1,345
36X-2, 50-52	301,6	2	20	0	66	12	++				1
36X-3, 50-52	303,1	2	17	0	72	9	++				0,921
36X-4, 51-53	304,61	2	18	0	69	11	++				1
36X-5, 50-52	305,24	2	18	0	68	12	++				1,12
37X-1, 50-52	309,4	5	16	0	72	6	++				0,595
37X-2, 50-52	310,9	2	18	0	68	12	++				1,022
37X-3, 50-52	312,4	5	20	0	58	17	++				1,359
37X-4, 50-52	313,9	2	21	0	65	12	++				1
38X-1, 49-51	318,79	8	18	0	66	8	++				0,75
38X-2, 49-51	320,29	2	19	0	68	11	++				1
38X-3, 49-51	321,79	2	20	0	65	13	++				1,062
38X-4, 49-51	323,29	2	21	0	64	13	++				1,053
38X-5, 49-51	324,79	2	19	0	66	13	++				1,154
38X-6, 49-51	326,29	10	25	0	55	10	++				0,705
39X-1, 50-52	328,2	5	19	0	60	16	++				1,37
39X-2, 50-52	329,7	10	24	2	52	12	++				0,779
39X-3, 50-52	331,2	5	20	0	59	16	++				1,274
39X-4, 50-52	332,7	2	21	0	64	13	++				1,035
39X-5, 50-52	334,2	2	21	0	64	13	++				1,068
39X-6, 50-52	335,7	2	17	0	70	11	++				1,174
40X-1, 50-52	337,8	9	21	0	63	7	++				0,603
40X-2, 50-52	339,3	2	18	0	69	11	++				1,106
40X-3, 50-52	340,8	2	16	0	71	11	++				1,098
40X-4, 50-52	342,3	10	23	0	59	8	++				0,597
40X-5, 50-52	343,8	11	26	0	51	12	++				0,762
40X-6, 50-52	345,3	5	22	0	51	22	++				1,671
41X-1, 48-50	347,48	2	22	0	60	16	++				1,229

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T	K/I
150-905A-											
41X-2, 50-52	349	2	19	0	65	14	++				1,214
41X-3, 50-52	350,53	11	30	0	46	13	++				0,736
41X-4, 55-57	352,08	2	20	0	60	18	++				1,525
41X-5, 50-52	353,56	2	20	0	63	15	++				1,218
41X-6, 50-52	355,06	5	25	0	58	15	++				1
42X-1, 49-51	357,09	5	22	0	56	17	++				1,294
42X-2, 49-51	358,59	2	15	0	72	11	++				1,171
42X-3, 49-51	360,09	2	17	0	69	12	++				1,1
42X-4, 49-51	361,59	2	17	0	70	11	++				1,087
42X-5, 49-51	363,09	2	19	0	67	12	++				1,091
42X-6, 49-51	364,59	2	18	0	68	12	++				1,176
42X-7, 19-21	365,79	2	19	0	66	13	++				1,132
43X-1, 50-52	366,7	2	21	0	57	20	++				1,551
43X-2, 50-52	368,2	2	18	0	68	12	++				1,111
43X-3, 50-52	369,7	9	23	0	59	9	++				0,686
43X-4, 50-52	371,2	2	18	0	67	13	++				1,245
43X-5, 50-52	372,7	10	25	2	52	11	++				0,735
43X-6, 50-52	374,2	9	19	0	63	9	++				0,789
44X-1, 50-52	376,4	2	17	0	70	11	++				1,041
44X-2, 50-52	377,9	2	19	0	67	12	++				1,104
44X-3, 50-52	379,4	2	17	0	70	11	++				1,136
44X-4, 50-52	380,9	2	20	0	64	14	++				1,147
44X-5, 50-52	382,4	5	20	0	56	19	++				1,522
44X-6, 50-52	383,9	2	20	0	61	17	++				1,415
44X-7, 50-52	384,9	2	17	0	68	13	++				1,333
45X-1, 50-52	386	2	17	0	67	14	++				1,388
45X-2, 50-52	387,5	2	18	0	62	18	++				1,679
45X-3, 50-52	389	2	18	0	67	13	++				1,22
45X-4, 50-52	390,5	2	17	0	68	13	++				1,191
45X-5, 50-52	392	2	19	0	63	16	++				1,373
45X-6, 50-52	393,5	2	19	0	66	13	++				1,113
46X-1, 50-52	395,7	2	16	0	70	12	++				1,244
46X-2, 50-52	397,2	2	20	0	60	18	++				1,582
46X-3, 49-51	398,69	2	18	0	65	15	++				1,44
46X-4, 48-50	400,18	2	18	0	66	14	++				1,333
46X-5, 49-51	401,69	2	18	0	64	16	++				1,5
46X-6, 50-52	403,2	2	17	0	71	10	++				0,929
47X-1, 48-50	405,28	5	21	0	58	16	++				1,286
48X-1, 49-51	414,99	2	18	0	63	17	++				1,509
48X-2, 49-51	416,49	2	16	0	70	12	++				1,204
48X-3, 50-52	418	2	17	0	71	10	++				1,068
48X-4, 37-39	419,37	2	19	0	62	17	++				1,528
48X-5, 49-51	420,99	2	17	0	68	13	++				1,235
48X-6, 49-51	422,49	2	15	0	70	13	++				1,538
48X-7, 49-51	423,5	2	18	0	67	13	++				1,224
49X-1, 49-51	424,29	2	17	0	67	14	++				1,383
49X-2, 47-49	425,77	2	16	0	64	18	++				1,864
49X-3, 45-47	427,25	2	17	0	67	14	++				1,349
49X-4, 47-49	428,77	2	16	0	69	13	++				1,364
49X-5, 48-50	430,28	2	16	0	69	13	++				1,357
49X-6, 48-50	431,78	5	19	0	63	13	++				1,131
49X-7, 32-34	433,12	2	18	0	67	13	++				1,224
50X-1, 50-52	433,8	2	17	0	69	12	++				1,17
50X-2, 54-56	435,34	5	23	0	54	18	++				1,257
50X-4, 49-51	438,29	2	20	0	63	15	++				1,231
50X-6, 50-52	441,3	2	17	0	68	13	++				1,292
50X-7, 50-52	442,8	2	17	0	70	11	++				1,071
51X-1, 50-52	443,5	2	17	0	67	14	++				1,4
51X-2, 50-52	445	2	17	0	70	11	++				1,041
51X-3, 48-50	446,48	2	17	0	64	17	++				1,63
51X-4, 48-50	447,98	2	17	0	66	15	++				1,413
51X-5, 48-50	449,48	2	21	0	54	23	++				1,764
51X-6, 48-50	450,98	2	19	0	66	13	++				1,135
52X-1, 48-50	453,18	2	19	0	65	14	++				1,161
52X-2, 48-50	454,68	2	16	0	68	14	++				1,405
52X-3, 48-50	456,18	2	17	0	68	13	++				1,28
52X-4, 48-50	457,68	2	20	0	63	15	++				1,246

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T	K/I
150-905A-											
52X-5, 18-20	458,88	2	17	0	68	13	++				1,233
52X-6, 48-50	460,68	2	17	0	67	14	++				1,362
52X-7, 48-50	462,18	2	18	0	62	18	++				1,636
53X-1, 50-52	462,8	2	18	0	65	15	++				1,34
52X-8, 48-50	463,68	2	15	0	63	20	++				2,209
53X-2, 50-52	464,3	2	19	0	63	16	++				1,431
53X-3, 50-52	465,8	2	17	0	67	14	++				1,37
53X-4, 50-52	467,3	2	18	0	64	16	++				1,429
53X-5, 49-51	468,79	2	15	0	75	8	++				0,902
53X-6, 50-52	470,3	2	17	0	68	13	++				1,333
54X-1, 20-22	472,2	2	17	0	67	14	++				1,348
54X-2, 20-22	472,65	2	18	0	65	15	++				1,388
54X-3, 20-22	474,15	2	17	0	67	14	++				1,349
54X-4, 20-22	475,65	2	16	0	68	14	++				1,5
54X-5, 20-22	477,15	2	17	0	68	13	++				1,295
54X-6, 20-22	478,65	2	17	0	64	17	++				1,583
54X-7, 20-22	480,15	2	13	0	72	13	++				1,743
54X-8, 20-22	481,65	2	15	0	70	13	++				1,45
55X-1, 35-37	481,95	2	15	0	69	14	++				1,45
55X-2, 35-37	483,45	2	19	0	65	14	++				1,217
55X-3, 35-37	484,95	2	15	0	71	12	++				1,3
55X-4, 35-37	486,45	2	18	0	63	17	++				1,509
55X-5, 35-37	487,95	2	17	0	66	15	++				1,511
55X-6, 35-37	489,45	2	19	0	62	17	++				1,472
56X-1, 47-49	491,77	2	17	0	66	15	++				1,468
56X-2, 47-49	493,27	2	18	0	66	14	++				1,354
56X-3, 47-49	494,77	2	15	0	69	14	++				1,61
56X-4, 50-52	496,3	2	15	0	69	14	++				1,548
56X-5, 50-52	497,8	2	16	0	69	13	++				1,422
56X-6, 50-52	499,3	2	18	0	68	12	++				1,182
57X-1, 49-51	501,09	2	18	0	65	15	++				1,383
57X-2, 47-49	502,57	2	20	0	63	15	++				1,26
57X-3, 47-49	504,07	2	18	0	64	16	++				1,429
57X-4, 47-49	505,57	2	18	0	66	14	++				1,356
57X-5, 47-49	507,07	2	19	0	62	17	++				1,46
57X-6, 47-49	508,57	2	20	0	59	19	++				1,566
57X-7, 47-49	510,07	2	21	0	60	17	++				1,393
58X-1, 48-50	510,68	2	18	0	62	18	++				1,627
58X-2, 48-50	512,18	2	16	0	68	14	++				1,524
58X-3, 48-50	513,68	2	21	0	62	15	++				1,25
58X-4, 48-50	515,18	2	17	0	68	13	++				1,213
58X-5, 48-50	516,68	2	20	0	63	15	++				1,333
58X-6, 48-50	518,18	2	17	0	67	14	++				1,4
59X-1, 48-50	520,38	2	18	0	65	15	++				1,4
59X-2, 48-50	521,88	5	18	2	59	16	++				1,519
59X-3, 48-50	523,38	2	16	0	68	14	++				1,432
59X-4, 48-50	524,88	2	20	0	61	17	++				1,42
59X-5, 48-50	526,38	2	17	0	65	16	++				1,581
59X-6, 48-50	527,88	2	17	0	69	12	++				1,209
60X-1, 48-50	529,98	2	20	0	61	17	++				1,373
60X-2, 48-50	531,48	5	19	0	61	15	++				1,281
60X-3, 48-50	532,98	2	18	0	65	15	++				1,356
60X-4, 48-50	534,48	2	18	0	63	17	++				1,566
60X-5, 48-50	535,98	2	18	0	65	15	++				1,34
60X-6, 48-50	537,48	2	17	0	68	13	++				1,255
61X-1, 47-49	539,57	2	18	0	63	17	++				1,551
61X-2, 48-50	541,08	2	20	0	62	16	++				1,364
61X-3, 46-48	542,56	2	20	0	60	18	++				1,49
61X-4, 46-48	544,06	2	19	0	62	17	++				1,544
61X-5, 46-48	545,56	2	20	0	62	16	++				1,328
61X-6, 47-49	547,07	2	19	0	63	16	++				1,4
62X-2, 46-48	550,76	2	16	0	64	18	++				1,952
62X-3, 47-49	552,27	2	18	0	60	20	++				1,865
63X-2, 45-47	560,45	2	20	0	61	17	++				1,453
63X-3, 47-49	561,97	2	19	0	62	17	++				1,449
63X-4, 47-49	563,47	2	21	0	59	18	++				1,386
63X-5, 47-49	564,97	2	18	0	63	17	++				1,52

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T	K/I
150-905A-											
63X-6, 47-49	566,47	2	22	0	53	23	++				1,719
64X-1, 46-48	568,66	2	20	0	59	19	++				1,532
64X-2, 48-50	570,18	2	17	0	63	18	++				1,765
64X-3, 47-49	571,67	2	18	0	62	18	++				1,654
64X-4, 48-50	573,18	2	19	0	60	19	++				1,686
64X-5, 58-60	574,78	2	25	0	54	19	++				1,245
64X-6, 41-43	576,11	2	17	0	61	20	++				1,877
65X-1, 48-50	578,28	2	21	0	53	24	++				1,949
65X-2, 48-50	579,78	2	17	0	62	19	++				1,878
65X-3, 49-51	581,29	2	20	0	58	20	++				1,679
65X-4, 49-51	582,79	2	17	0	64	17	++				1,667
65X-5, 48-50	584,28	2	20	0	59	19	++				1,559
65X-6, 46-48	585,76	2	26	0	49	23	++				1,429
66X-1, 46-48	587,86	2	21	0	59	18	++				1,473
66X-2, 46-48	589,36	2	19	0	62	17	++				1,595
66X-3, 47-49	590,87	2	23	0	57	18	++				1,281
66X-4, 46-48	592,36	2	20	0	56	22	++				1,83
66X-5, 47-49	593,77	2	17	0	60	21	++				2,108
66X-6, 48-50	595,28	2	20	0	54	24	++				2
66X-7, 48-50	596,78	2	18	0	61	19	++				1,739
68X-1, 44-46	607,14	2	23	0	54	21	++				1,545
68X-2, 44-46	607,99	2	17	0	65	16	++				1,535
68X-3, 43-45	609,48	2	18	0	60	20	++				1,851
68X-4, 48-50	611,03	2	17	0	64	17	++				1,649
68X-5, 51-53	612,56	2	18	0	62	18	++				1,714
68X-6, 48-50	614,03	2	17	0	61	20	++				1,927
68X-7, 48-50	615,53	2	17	0	62	19	++				1,881
69X-1, 48-50	616,78	2	23	0	55	20	++				1,397
68X-8, 46-48	617,01	2	19	0	62	17	++				1,556
69X-2, 48-50	618,28	2	18	0	57	23	++				2,128
69X-4, 46-48	621,26	2	22	0	56	20	++				1,585
69X-5, 48-50	622,78	2	17	0	63	18	++				1,786
69X-6, 47-49	624,27	2	20	0	57	21	++				1,809
69X-7, 46-48	625,76	2	20	0	56	22	++				1,884
70X-1, 48-50	626,48	2	23	0	56	19	++				1,356
70X-2, 48-50	627,98	2	20	0	60	18	++				1,431
70X-3, 48-50	629,48	2	18	0	63	17	++				1,604
70X-4, 48-50	630,98	2	17	0	61	20	++				1,973
70X-5, 45-47	632,45	2	18	0	61	19	++				1,767
70X-6, 50-52	633,5	2	16	0	62	20	++				2,135
71X-1, 46-48	636,06	2	17	0	55	26	++				2,5
71X-2, 46-48	637,56	2	20	0	53	25	++				2,077
71X-3, 46-48	639,06	2	18	0	60	20	++				1,891
71X-4, 46-48	640,56	2	17	0	61	20	++				1,907
71X-5, 46-48	642,06	2	17	0	59	22	++				2,239
71X-6, 46-48	643,56	2	16	0	61	21	++				2,262
72X-1, 47-49	645,67	2	18	0	59	21	++				2,021
72X-2, 48-50	647,18	2	16	0	63	19	++				1,905
72X-3, 47-49	648,67	2	16	0	58	24	++				2,378
72X-4, 46-48	650,16	2	18	0	57	23	++				2,04
72X-5, 50-52	651,7	2	18	0	53	27	++				2,412
72X-6, 50-52	653,2	2	18	0	52	28	++				2,509
73X-2, 119-121	656,65	2	29	0	31	38	++				2,137
73X-3, 82-84	657,78	2	22	0	44	32	++				2,512
76X-1, 46-48	684,26	2	20	0	58	20	++				1,698
76X-2, 49-51	685,69	2	14	0	66	18	++				2,038
76X-3, 52-54	686,47	2	18	0	61	19	++				1,788
76X-4, 47-49	687,92	2	14	0	63	21	++				2,464
76X-5, 46-48	689,41	2	18	0	60	20	++				1,889
76X-6, 46-48	690,91	2	16	0	62	20	++				2,185
76X-7, 49-51	692,44	2	15	0	63	20	++				2,229
77X-1, 45-48	693,85	2	17	0	62	19	++				1,875
77X-2, 45-50	694,45	2	18	0	60	20	++				1,93
77X-3, 45-47	695,95	2	15	0	63	20	++				2,139
77X-4, 46-48	697,46	2	18	0	58	22	++				2
77X-5, 47-50	698,97	2	17	0	59	22	++				2,162
77X-6, 48-52	700,48	2	15	0	63	20	++				2,25

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale C-T	K/I
150-905A-											
77X-7, 47-50	701,97	2	18	0	51	29	++				2,604
78X-1, 46-48	703,36	2	16	0	63	19	++				1,973
78X-2, 47-49	704,87	2	15	0	62	21	++				2,29
78X-3, 47-49	706,37	2	14	0	67	17	++				2,029
78X-4, 47-49	707,87	2	17	0	62	19	++				0,764
78X-5, 47-49	709,37	2	16	0	63	19	++				2
78X-6, 48-50	710,88	2	16	0	64	18	++				1,878
79X-1, 47-49	713,07	2	15	0	64	19	++				2
79X-2, 47-49	714,57	2	19	0	59	20	++				1,837
79X-3, 47-49	716,07	2	18	0	59	21	++				1,87
79X-4, 46-48	717,56	2	18	0	57	23	++				2,24
79X-5, 46-48	719,06	2	19	0	59	20	++				1,837
79X-6, 47-49	720,57	2	19	0	55	24	++				2,052
80X-1, 48-50	722,68	2	16	0	64	18	++				1,921
80X-2, 48-50	724,18	2	17	0	61	20	++				1,93
80X-3, 48-50	725,68	2	18	0	62	18	++				1,667
80X-4, 48-50	727,18	2	17	0	63	18	++				1,732
80X-5, 48-50	728,68	2	16	0	61	21	++				2,231
80X-6, 48-50	730,18	2	15	0	61	22	++				2,475
80X-7, 48-50	731,68	2	20	0	55	23	++				1,833
81X-1, 47-49	732,27	2	19	0	56	23	++				2
81X-2, 47-49	732,83	2	17	0	56	25	++				2,413
81X-4, 47-49	735,83	2	18	0	58	22	++				2,038
81X-5, 47-49	737,33	2	22	0	52	24	++				1,791
81X-6, 46-48	738,82	2	17	0	58	23	++				2,333
81X-7, 47-49	740,33	2	16	0	61	21	++				2,085
81X-8, 47-49	741,83	2	17	0	63	18	++				1,775
82X-1, 48-50	741,98	2	19	0	58	21	++				1,86
82X-2, 48-50	743,08	2	16	0	64	18	++				1,848
82X-3, 48-50	744,23	2	16	0	64	18	++				1,806
82X-4, 48-50	745,73	2	17	0	59	22	++				2,237
82X-5, 47-49	747,22	2	18	0	56	24	++				2,289
82X-6, 46-48	748,71	2	17	0	62	19	++				1,909
82X-7, 47-49	750,22	2	17	0	60	21	++				2,026
83X-1, 49-51	751,59	2	18	0	58	22	++				2,135
83X-2, 47-49	753,07	2	17	0	63	18	++				1,756
83X-3, 46-48	754,56	2	15	0	66	17	++				1,921
83X-4, 38-40	755,98	2	15	0	66	17	++				1,971
83X-5, 47-49	757,57	2	14	0	67	17	++				2,026
83X-6, 45-47	759,05	2	16	0	62	20	++				2,15
83X-7, 47-49	760,57	2	19	0	55	24	++				2,173
84X-1, 49-51	761,19	2	18	0	63	17	++				1,515
84X-2, 47-49	762,67	2	15	0	65	18	++				1,889
84X-3, 48-50	764,18	2	17	0	61	20	++				1,868
84X-4, 47-49	765,67	2	15	0	66	17	++				1,871
84X-5, 47-49	767,17	2	16	0	65	17	++				1,882
84X-6, 46-48	768,66	2	16	0	64	18	++				1,806
84X-7, 48-50	770,18	2	17	0	66	15	++				1,5
85X-2, 50-52	772,4	2	15	0	67	16	++				1,697
85X-3, 48-50	773,88	2	14	0	68	16	++				1,923
85X-4, 48-50	775,38	2	18	0	61	19	++				1,806
85X-5, 47-49	776,87	2	15	0	62	21	++				2,208
85X-6, 47-49	778,37	2	14	2	67	17	++				1,941
85X-7, 47-49	779,87	2	19	0	58	21	++				1,947
86X-1, 42-44	780,52	2	16	0	63	19	++				2
86X-2, 45-47	782,05	2	17	0	62	19	++				1,825
86X-3, 47-49	783,57	2	14	0	67	17	++				2,115
86X-4, 47-49	785,07	2	13	0	68	17	++				2,2
86X-5, 44-46	786,54	2	14	0	66	18	++				2,219
86X-6, 48-50	788,08	2	17	0	60	21	++				2,121
87X-1, 47-49	790,17	2	17	0	64	17	++				1,585
87X-2, 47-49	791,67	2	12	0	68	18	++				2,407
87X-3, 47-49	793,17	2	16	0	64	18	++				1,943
87X-4, 46-48	794,66	2	20	0	62	16	++				1,375
87X-5, 46-48	796,16	2	16	0	67	15	++				1,5
87X-6, 47-49	797,67	2	13	0	66	19	++				2,417
87X-7, 47-49	799,17	2	13	0	67	18	++				2,424

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Opale	C-T	K/I
150-905A-												
88X-1, 47-49	799,87	2	15	0	62	21	++					2,3
88X-2, 47-49	800,94	2	16	0	64	18	++					1,889
88X-3, 49-51	802,46	2	14	0	69	15	++					1,815
88X-4, 46-48	803,93	2	17	0	65	16	++					1,576
88X-5, 46-48	805,43	2	17	0	67	14	++					1,447
88X-6, 47-49	806,94	2	14	0	69	15	++					1,897
88X-7, 47-49	808,44	2	15	0	66	17	++					1,889
89X-1, 49-51	809,59	2	15	0	68	15	++					1,75
89X-3, 44-46	812,54	2	14	0	63	21	++					2,458
89X-5, 48-50	815,58	2	15	0	69	14	++					1,586
90X-1, 45-47	819,15	2	12	0	72	14	++					1,909
90X-3, 44-46	822,14	2	14	0	69	15	++					1,8
90X-5, 44-46	824,94	2	15	0	68	15	++					1,667
91X-1, 52-54	828,92	2	13	0	71	14	++					1,939
91X-2, 46-48	829,52	2	16	0	64	18	++					1,947
91X-3, 49-51	831,05	2	13	0	68	17	++					2,212
91X-4, 48-50	832,54	2	16	0	64	18	++					1,902
91X-5, 48-50	834,04	2	15	0	67	16	++					1,786
91X-6, 50-52	835,56	2	14	0	67	17	++					2,079
91X-7, 49-51	837,05	2	13	0	68	17	++					2,086
92X-1, 47-50	838,47	2	15	0	65	18	++					2,05
92X-2, 49-51	839,99	2	13	0	61	24	++					2,923
92X-3, 46-49	841,46	2	18	0	63	17	++					1,585
92X-4, 49-53	842,99	2	16	0	65	17	++					1,769
92X-5, 47-49	844,47	2	15	0	66	17	++					1,929
92X-6, 48-50	845,98	2	15	0	65	18	++					2
92X-8, 45-47	847,88	2	14	0	65	19	++					2,276
93X-1, 37-39	848,07	2	13	0	67	18	++					2,361
93X-2, 40-42	849,27	2	15	0	64	19	++					2,059
93X-3, 40-42	850,77	2	15	0	67	16	++					1,879
93X-4, 46-48	852,33	2	16	0	66	16	++					1,675
93X-5, 46-48	853,83	2	15	0	68	15	++					1,615
93X-6, 47-49	855,34	2	14	0	67	17	++					1,97
93X-7, 47-49	856,84	2	16	0	66	16	++					1,667
94X-1, 46-48	857,86	2	14	0	65	19	++					2,216
94X-2, 48-50	858,46	2	15	0	67	16	++					1,833
94X-3, 48-50	859,96	2	16	0	67	15	++					1,595
94X-4, 48-50	861,46	2	18	0	64	16	++					1,465
94X-5, 48-50	862,96	2	14	0	67	17	++					2,031
94X-6, 48-50	864,46	2	16	0	65	17	++					1,852
94X-7, 48-50	865,96	2	17	0	62	19	++					1,871
95X-1, 47-49	867,47	2	15	0	64	19	++					2,031
95X-2, 47-49	868,97	2	14	0	67	17	++					1,935
95X-3, 47-49	870,47	2	14	0	69	15	++					1,793
95X-4, 47-49	871,97	2	14	0	68	16	++					1,935
95X-5, 47-49	873,47	2	14	0	66	18	++					2,028
95X-6, 47-49	874,97	2	18	0	65	15	++					1,395
95X-7, 47-49	876,47	2	16	0	58	24	++					2,567
96X-1, 46-48	877,06	2	15	0	67	16	++					1,774
96X-2, 47-49	878,57	2	16	0	65	17	++					1,667
96X-5, 47-49	883,07	2	15	0	64	19	++					2,074
96X-6, 45-47	884,55	2	13	0	72	13	++					1,621
96X-7, 47-49	886,07	2	16	0	64	18	++					1,829
100R-1, 48-50	895,98	2	15	0	67	16	++				+	1,711
100R-2, 51-53	897,51	2	14	0	70	14	++				+	1,579
102R-1, 50-52	900,1	2	15	0	71	12	++				+	1,241

Tableau II-11: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés au site 905A



Carotte-Prof. (pieds)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Smectite	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Clinoptilolite	Gibbsite	Opale C-T
150X-AC-												
3-19	23	35	20	16	0	6	++	++	++			
4-26	14	17	5	0	59	5	++	++	++			
5-29	17	27	15	0	36	5	++	++	++			
6-33	9	13	10	0	65	3	++	+	+			
8-43	27	35	20	13	0	5	++	++	++			
9-51	25	32	20	17	0	6	++	++	++			
10-56	0	3	0	0	94	3	++					
11-61	3	6	0	0	88	3	++					
12-66	0	1	0	0	98	1	++					
13-71	0	1	0	0	97	2	++					
14-72.3	2	6	0	0	81	11	++					
15-76.8	0	7	0	0	28	65	++					
16-83	0	4	0	0	14	82	++					
17-87	0	1	0	0	88	11	++					
18-89.5	0	1	0	0	89	10	++					
19-93	0	2	0	0	60	38	++					
22-103	0	3	0	0	24	73	++					
24-113	0	2	0	0	58	40	++					
25-118	0	5	0	0	25	70	++					
26-123.5	0	16	0	0	10	74	++					
27-128	0	10	0	0	64	26	++					
28-132.5	0	3	0	0	70	27	++					
29-137	0	3	0	0	68	29	++					
31-152.1	0	21	0	0	20	59	++					
32-154.8	0	5	0	0	78	17	++					
33-165	0	5	0	0	66	29	++					
34-173	0	7	0	0	70	23	++					
34-177	0	9	0	0	47	44	++					
35-183	0	8	0	0	60	32	++					
36-193	0	8	0	0	18	74	++					
37-200	0	11	0	0	68	21	++					
38-207.5	0	9	0	0	40	51	++					
39-213.3	0	2	0	0	85	13	++					
40-226	0	9	0	0	78	13	++					
41-236	2	25	0	32	0	41	++					
42-244	0	2	0	0	94	4	++					
44-248.7	2	7	0	0	67	24	++					
45-253.7	0	2	0	0	80	18	++				+	
46-266	0	11	0	0	78	11	++				++	
47-276	0	2	0	0	95	3	++				+	
48-282	0	2	0	0	93	5	++					+
49-287	0	2	0	0	94	4	++					
50-292	0	19	0	73	0	8	++					
51-391	2	23	0	60	0	15	++					
52-395	2	27	0	52	0	19	++					
53-400	2	29	0	55	0	14	++					
54-404	2	28	0	56	0	14	++					
55-414	9	25	0	42	0	24	++					
56-422	3	25	0	63	0	9	++					
57-432	2	25	0	60	0	13	++					
58-444	2	26	0	48	0	24	++					
59-454	2	24	0	53	0	21	++					
60-462	2	29	0	46	0	23	++					
61-473	2	19	0	66	0	13	++					
62-483	2	17	0	55	0	26	++					
63-494	2	17	0	56	0	25	++					
64-500	0	19	0	58	0	23	++					
65-510	0	19	0	55	0	26	++					
66-523	2	12	0	79	0	7	++					
67-525	0	13	0	75	0	12	++					
68-532	5	15	0	64	0	16	++					
69-541	2	14	0	70	0	14	++					
70-552	2	17	0	58	0	23	++					
71-562.7	2	21	0	56	0	21	++					
72-572	2	13	0	70	0	15	++					
73-582	2	16	0	60	0	22	++					
74-592	2	17	0	62	0	19	++					
75-604	2	16	0	62	0	20	++					
76-612	2	17	0	57	0	24	++					
77-622	2	14	0	65	0	19	++					
78-634	0	17	0	58	0	25	++					
79-643	2	20	0	57	0	21	++					
80-652	0	19	0	66	0	15	++					

Tableau II-12: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés à Atlantic City

Carotte-Prof. (pieds)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Smectite	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Clinoptilolite	Gibbsite	Opale C-T
150X-AC-												
81-662	2	33	0	59	0	6	++			+++		
82-672	0	25	0	49	0	26	++			++		+
84-683	0	15	0	41	0	44	++					+
85-692	0	26	0	28	0	46	++					++
86-700	2	27	0	28	0	43	++			+		+
87-710.5	2	15	0	71	0	12	++					+
88-720	5	22	0	46	0	27	++					+
89-734	2	22	0	35	0	41	++					+
90-740	0	2	0	0	90	8	++					
91-745	0	2	0	0	95	3	++					
92-749.5	0	3	0	0	93	4	++					
93-755	0	2	0	0	96	2	++					
96-772.5	0	2	0	0	95	3	++					
97-782	0	10	0	0	72	18	++					
98-789.5	0	5	0	0	88	7	++					++
99-794	0	8	0	0	75	17	++					++
100-802	0	20	0	31	0	49	++					+
101-812	2	20	0	35	0	43	++					+
102-822	2	21	0	25	0	52	++					+
103-834	2	23	0	28	0	47	++					+
104-842	5	28	0	17	0	50	++					+
105-852	5	26	0	19	0	50	++					+
106-864	2	21	0	28	0	49	++					+
107-872	2	21	0	27	0	50	++					
108-882	9	48	0	30	0	13	++					
112-902	0	84	0	16	0	0	++					
113-916	0	27	0	71	0	2	++					
114-920	0	40	0	58	0	2	++					
117-935	0	59	0	39	0	2	++					
119-941.5	2	42	0	15	38	3	++					
121-950	0	10	0	5	82	3	++					
123-970	0	43	0	15	40	2	++					
124-980	0	21	0	10	67	2	++					
125-989	0	80	0	20	0	0	++					
126-999	0	64	0	36	0	0	++					
127-1000.5	0	80	0	20	0	0	++					
133-1053.4	2	26	0	65	0	7	++					
134-1057	2	21	0	64	0	13	++					
135-1062.2	0	28	0	65	0	7	++					
136-1071	0	39	0	56	0	5	++					
137-1075.5	0	28	0	61	0	11	++					
138-1083	0	13	0	77	0	10	++			+		
139-1087	2	24	0	71	0	3	++			+		
140-1093	2	25	0	71	0	2	++			+		
141-1104	2	25	0	71	0	2	++			+		
142-1112	2	24	0	60	0	14	++			+		
143-1124	2	25	0	47	0	26	++			++		
144-1134.5	2	18	0	60	0	20	++					
145-1145	0	44	0	54	0	2	++					
146-1148	0	30	0	62	0	8	++					
147-1155.5	0	33	0	57	0	10	++					
148-1164	0	27	0	56	0	17	++					
149-1172.8	2	27	0	46	0	25	++					
150-1183	0	16	0	47	0	37	++					+
151-1189.5	2	20	0	36	0	42	++					+
152-1200	2	20	0	36	0	42	++					+
153-1210	2	20	0	39	0	39	++					+
154-1220	2	17	0	40	0	41	++					+
156-1240	2	17	0	47	0	34	++					+
157-1252	2	19	0	37	0	42	++					+
158-1262	2	20	0	35	0	43	++					+
159-1273	2	19	0	26	0	53	++					+
160-1282	2	18	0	28	0	52	++					+
161-1290	5	24	0	28	0	43	++					+
162-1293	5	19	0	28	0	48	++					+
163-1302	5	21	0	37	0	37	++					
164-1306	0	10	0	65	0	25	++					
165-1314	2	22	0	29	0	47	++					
166-1320	2	20	0	42	0	36	++					
167-1330	5	21	0	46	0	28	++					
168-1339	0	26	0	30	0	44	++					
169-1344	0	21	0	44	0	35	++					
170-1350	2	14	0	60	0	24	+					

Tableau II-12: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés à Atlantic City

Carotte-Prof. (pieds)	Chlorite	Illite	I/V	I/S	Smectite	Kaolinite	Quartz	Feldspath	Amphibole	Clinoptilolite	Gibbsite	Opale C-T
150X-AC-												
171-1360	0	8	0	64	0	28	+			+		
172-1370	0	12	0	76	0	12	+					
173-1375.5	0	12	0	75	0	13	+			+		
174-1380	0	16	0	84	0	0	+			+		
175-1387	0	11	0	89	0	0	+			+		
176-1394	0	13	0	87	0	0	+			++		+
177-1404.3	0	14	0	84	0	2	+			++		
178-1414	0	14	0	84	0	2	+			+		
179-1425	0	16	0	84	0	0	+			++		+
180-1434	0	14	0	86	0	0	+			++		+
181-1446.5	0	21	0	79	0	0	+			+++		++
182-1451	0	15	0	85	0	0	+			++		++

Tableau II-12: Pourcentages des minéraux argileux des sédiments forés à Atlantic City

Carotte, section, Intervalle (cm)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	TiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O
150-904A-								
45X-2, 52-53	72,33	15,85	4,94	2,92	0,51	1,45	1,15	0,85
45X-2, 88-89	67,06	21,09	4,61	3,77	0,59	1,00	0,36	1,51
45X-2, 109-110	71,09	16,63	4,92	3,12	0,47	1,84	1,36	0,57

Tableau III-1: Composition chimique de la fraction argileuse des craies éocènes forées au site 904A (d'après McHugh *et al.*, 1996)

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	MART
150-902D		
1H-2, 84-86	1,39	28,26
1H-3, 84-86	2,89	32,68
1H-4, 84-86	4,39	36,80
1H-5, 84-86	5,89	36,92
1H-6, 84-86	7,39	38,07
1H-7, 30-32	8,35	13,30
2H-1, 78-80	13,28	60,19
2H-2, 78-80	14,78	58,20
2H-3, 78-80	16,28	56,04
2H-4, 78-80	17,78	54,06
2H-5, 78-80	19,28	56,51
2H-6, 78-80	20,78	52,72
3H-1, 79-81	22,79	49,25
3H-2, 79-81	24,29	46,08
3H-3, 79-81	25,79	44,87
3H-4, 79-81	27,29	12,18
3H-5, 79-81	28,79	14,26
3H-6, 79-81	30,29	73,94
3H-7, 30-32	31,3	65,84
4H-1, 80-82	32,3	65,89
4H-2, 80-82	33,8	57,25
4H-3, 80-82	35,32	51,32
4H-4, 80-82	36,82	41,82
4H-5, 80-82	38,32	37,45
4H-6, 80-82	39,82	9,00
4H-7, 33-35	40,86	6,64
5H-1, 82-84	41,82	80,97
5H-2, 82-84	43,32	100,65
5H-3, 82-84	44,82	105,24
5H-4, 82-84	46,37	107,44
5H-5, 82-84	47,87	106,28
6H-1, 82-84	51,32	96,55
6H-2, 82-84	52,82	97,48
6H-3, 82-84	54,32	103,67
6H-4, 82-84	55,82	105,80
6H-5, 82-84	57,32	106,41
6H-6, 82-84	58,82	103,60
6H-7, 81-83	60,31	93,03
7H-1, 33-35	60,33	95,21
7H-2, 83-85	61,46	87,46
7H-3, 83-85	62,96	86,27
7H-4, 83-85	64,46	82,55
7H-5, 83-85	65,96	79,74
7H-6, 83-85	67,46	34,88
7H-7, 80-82	68,93	30,93
7H-8, 32-34	69,95	34,16
7H-8, 70-72	70,33	33,42
8H-1, 85-87	70,35	34,06
8H-2, 85-87	71,85	33,57
8H-3, 85-87	73,35	31,54
8H-4, 85-87	74,85	30,75
8H-5, 85-87	76,35	32,07
8H-6, 85-87	77,85	32,73
8H-7, 31-33	78,81	33,02
9H-1, 81-83	79,81	32,26
9H-2, 81-83	81,31	21,57
9H-3, 81-83	82,81	11,02
9H-4, 81-83	84,36	11,24
9H-5, 81-83	85,86	11,89
9H-6, 81-83	87,36	11,34
10H-1, 81-83	89,31	58,74
10H-2, 81-83	90,81	52,83
10H-3, 81-83	92,31	56,62
10H-4, 81-83	93,81	51,92
10H-5, 81-83	95,31	54,67
11H-1, 81-83	98,81	59,89
11H-2, 81-83	100,31	66,16

Tableau III-2: Analyses du flux terrigène des sédiments forés au site 902D (MART)

Carotte, section, Intervalle (cm)	Prof. (mbsf)	MART
150-902D		
11H-3, 81-83	101,81	68,77
11H-4, 81-83	103,31	71,71
11H-5, 81-83	104,81	28,63
11H-6, 81-83	106,31	27,66
11H-7, 30-32	107,3	29,33
12H-1, 30-32	107,8	32,03
12H-2, 83-85	108,96	34,05
12H-3, 83-85	110,26	35,04
12H-4, 83-85	111,76	36,21
12H-5, 83-85	113,26	49,32
12H-6, 79-81	114,72	49,38
12H-7, 79-81	116,22	49,70
12H-8, 79-81	117,72	48,42
13H-1, 79-81	117,79	48,74
12H-9, 74-76	118,55	47,80
13H-2, 79-81	119,29	50,24
13H-3, 79-81	120,79	50,25
13H-4, 79-81	122,29	48,58
13H-5, 29-31	123,29	48,07

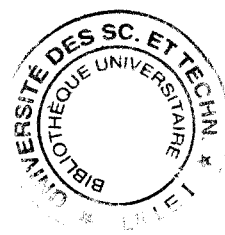


Tableau III-2: Analyses du flux terrigène des sédiments forés au site 902D (MART)