

50 376  
1993  
370

50 376  
1993  
370

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

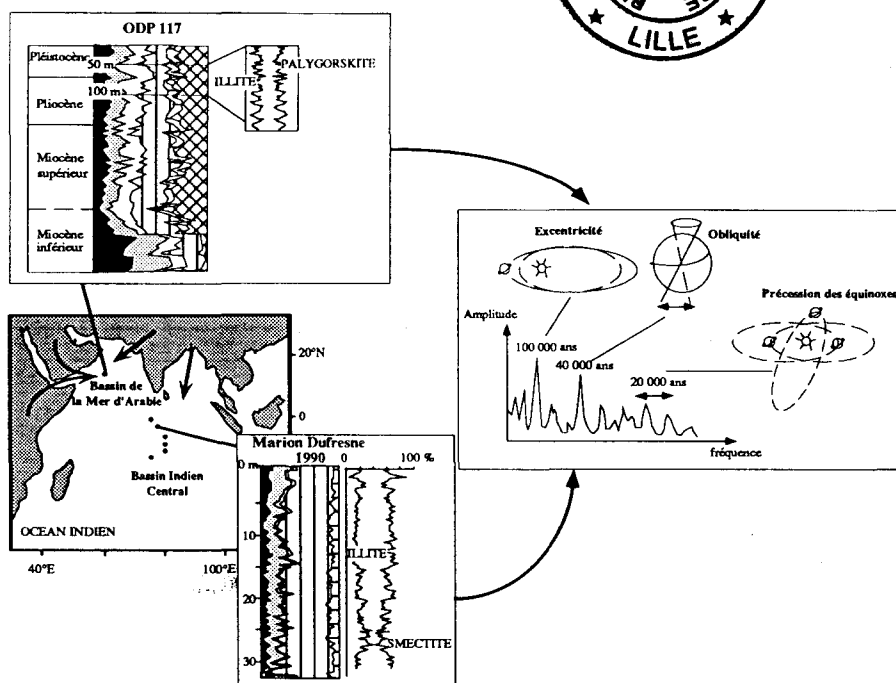
Publication n° 22

I.S.S.N. 0291 - 3062

Nathalie FAGEL

## Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord

### Mise en évidence et interprétation



S. G. N.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cédex

— 1994 —

## Avant-propos

Ce manuscrit correspond à la Thèse de Doctorat de l'Université de Lille soutenue le 14 octobre 1993 devant la commission d'examen composée de Messieurs : le Professeur P. Debrabant (Directeur de thèse), L. André (Rapporteur), le Professeur H. Chamley (Rapporteur), le Professeur A. Kemp (Rapporteur), J.P. Caulet (Examineur), C. France-Lanord (Examineur) et le Professeur L. Labeyrie (Examineur).

A l'issue de trois années de recherche passée au Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, je tiens à exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

Je remercie **M. le Pr. P. Debrabant**, mon directeur de thèse, pour la confiance qu'il m'a témoignée en me proposant ce sujet. Avec une très grande disponibilité et attention, il m'a guidée et encouragée tout au long de la réalisation et de la rédaction de ce travail. Il a su être à l'écoute de mes interrogations et m'a consacré une part importante de son temps.

Ma gratitude va également à **M. le Pr. Chamley**, qui m'a accueillie dans son laboratoire et s'est toujours enquis, avec bienveillance et enthousiasme, des résultats et de l'avancée du travail. Il a de plus accepté, malgré ses nombreuses occupations, la charge de rapporteur, qu'il en soit chaudement remercié.

**M. L. André**, chargé de recherche au Musée Royal de l'Afrique Centrale à Tervuren en Belgique, m'a fait découvrir concrètement la géochimie en m'invitant durant six mois dans son laboratoire. Après m'avoir initiée, il m'a autorisé à manipuler un matériel de pointe. Je le remercie pour avoir suscité et concrétisé cette collaboration enrichissante ainsi que pour ses suggestions et lectures critiques. Il a également accepté de juger ce mémoire en tant que rapporteur étranger, je lui suis reconnaissante. Son collaborateur, Mr J. Navez m'a également été d'une aide précieuse.

Je remercie **M. A. Kemp** de l'Université de Southampton pour avoir accepté la charge de rapporteur étranger.

Sans **M. J.P. Liégeois**, chargé de recherche au Musée Royal de l'Afrique Centrale, toute la partie isotopique de ce mémoire n'aurait pu être menée à bien. Non seulement il a effectué l'ensemble des analyses au spectromètre de masse mais il a également manifesté beaucoup d'intérêt pour mon travail et m'a apporté des idées concernant l'interprétation des résultats. Je lui adresse mes plus sincères remerciements.

C'est grâce à **M. J.P. Caulet**, chargé de recherche au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, que j'ai pu acquérir une part importante des échantillons traités. Il m'a laissé librement échantillonner des carottes récentes d'excellente qualité. Il m'a fait bénéficier de ses compétences de biostratigraphes pour des datations qui m'étaient indispensables en prévision d'une analyse spectrale. Je le remercie vivement.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans la collaboration, l'aide matérielle et la compétence de nombreuses personnes :

- M. et Mme Desmoulin m'ont toujours très bien reçue dans leur laboratoire de Radio-Propagation et Electronique à l'Université de Lille. Ils ont mis à ma disposition une infrastructure informatique adaptée mais également leur compétence mathématique dans le domaine de l'analyse du signal. M. Dubus m'a aussi expliqué avec beaucoup de pédagogie les subtilités des traitements relevant de l'analyse spectrale.

- M. P. De Menocal du Laboratoire du Lamont m'a apporté son aide pour l'échantillonnage et l'étude minéralogique du Site 721 du Leg 117 ODP.

- M. P. Récourt qui m'a non seulement initiée aux techniques d'analyses des argiles mais m'a également fourni une aide précieuse dans l'utilisation du matériel informatique.

- M. A. Bernard, chargé d'exercice à l'Université Libre de Bruxelles, m'a apporté son soutien par le biais d'observations à la microsonde.

- Mesdames Bocquet et Dujardin, Messieurs Ballenghien, Carpentier et Rouzé m'ont soulagé d'une partie des contraintes matérielles pour réaliser cette thèse.

Au cours de colloques ou autres opportunités, j'ai eu l'occasion de discuter avec de nombreux scientifiques qui m'ont apporté des suggestions précieuses, notamment Mme I. Cojan, M. le Pr. Desprairies, Melle A. Dia, M. C. France-Lanord, M. S. Goldstein, M. le Pr. A. Herbosch, M. le Pr. L. Labeyrie. Je les remercie.

- Merci à tous les membres, chercheurs, enseignants ou étudiants, de l'équipe lilloise qui m'ont aidé et/ou ont contribué à rendre l'ambiance de travail agréable durant ces trois ans ; Merci à J. Terry pour l'amélioration du texte anglais.

- Merci encore à tous ceux qui m'ont accueillie avec sympathie dans les divers laboratoires que j'ai fréquentés : J.P. Giannesini au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, E. Gilles et P. Hermand à Tervuren, C. Gilson à l'Université Libre de Bruxelles à qui je dois d'ailleurs la préparation des échantillons pour les analyses isotopiques.

Je terminerai en remerciant mes parents ainsi que l'ensemble de ma famille et de mes amis, plongeurs ou non, qui par leur soutien moral ont également amplement contribué à l'achèvement de cette thèse.

## RESUME

Les fluctuations des assemblages argileux détritiques au cours de la sédimentation Néogène à Pléistocène dans l'Océan Indien Nord sont examinées à travers l'analyse par diffraction des rayons X de 1 300 échantillons appartenant à deux bassins océaniques : le Bassin de la Mer d'Arabie (Site 721 du Leg 117 ODP) et le Bassin Indien Central (carottes de la mission SHIVA du Marion Dufresne, 1990).

La Ride d'Owen est le siège d'une sédimentation pélagique continue, protégée des apports turbiditiques de l'Indus. Le cortège argileux comprend des niveaux à palygorskites, issues des apports éoliens et détritiques de Somalie et d'Arabie, alternant avec des niveaux à illites issues de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet. L'analyse spectrale d'un paramètre minéralogique mesuré sur les diffractogrammes met en évidence des périodicités liées aux variations des paramètres orbitaux. Les influences évoluent au cours du temps, passant du contrôle de la précession à celui de l'obliquité. La fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  de la sédimentation pélagique sur la Ride d'Owen a d'abord enregistré (de 2,7 à 2,3 Ma) les variations périodiques du phénomène régional de la mousson contrôlées par la précession des équinoxes. Dès l'extension des calottes glaciaires septentrionales (après 2,3 Ma), les apports argileux sont plutôt contrôlés par des fluctuations climatiques liées à l'obliquité ou à des combinaisons obliquité/excentricité, caractéristiques des phénomènes glaciaires et interglaciaires plus globaux. Ces résultats prouvent l'utilité du matériel argileux en tant que marqueur dans l'étude des variations paléoclimatiques à court terme, confirment les hypothèses émises après les études de susceptibilité magnétique et permettent de proposer un schéma d'évolution sédimentologique sous contrôle climatique.

La sédimentation du Bassin Indien Central est mixte, influencée au nord par les apports terrigènes de la partie distale du Delta du Gange et au sud par les apports pélagiques liés à la zone équatoriale de haute productivité. Une étude minéralogique, spectrale, géochimique (éléments majeurs et traces) et isotopique (Sr-Nd) de cinq carottes disposées entre 1 et 10° S le long du méridien 80° E a permis une interprétation critique des assemblages smectites/illites et de leurs fluctuations durant la période Miocène supérieur/Pléistocène et l'établissement d'un schéma d'évolution sédimentologique. Les gradients minéralogiques suggèrent l'origine septentrionale des minéraux primaires (Complexe Himalayen), une origine différente des kaolinites au nord (Plaine Indo-Gangétique, Péninsule Sud Indienne, Sri Lanka) et au sud du transect étudié (Australie, Arc Indonésien). Les analyses géochimiques démontrent l'origine principalement détritique des smectites. Elles résultent de l'altération des produits himalayens au sein de la Plaine Indo-Gangétique. Les fluctuations argileuses sont attribuées à des variations de conditions paléoenvironnementales d'origine climatique puis tectonique. Le contrôle orbital Miocène supérieur à Pliocène inférieur, lié aux variations de l'excentricité de l'axe terrestre, influence les conditions d'altération de l'illite himalayenne en smectite au sein de la Plaine Indo-Gangétique. Lui succède un contrôle aperiodique tectonique du Pliocène inférieur au Pléistocène, puis tectonique et climatique au Pléistocène supérieur. Les alternances lithologiques (faciès noir / faciès vert) résultent plutôt d'apports latéraux NW irréguliers à matière organique terrestre (Péninsule Sud Indienne ou Sri Lanka) ou à carbonates (Ride de Chagos-Laccadive). Les données géochimiques et isotopiques suggèrent des modifications diagénétiques précoces, dont l'intensité est liée à l'activité biologique, résultant de la conjonction de deux phénomènes simultanés : incorporation d'une phase authigène dans le sédiment total, adsorption sur les argiles à partir de l'eau de mer

**Mots-Clés** : Minéraux argileux - Océan Indien Nord - Mer d'Arabie - Bassin Indien Central - Néogène à Quaternaire - Cyclicité orbitale - Paléoenvironnements - Flux sédimentaires - Géochimie des éléments traces - Isotopes du Sr et du Nd.

## ABSTRACT

In the North Indian Ocean, fluctuations of the Neogene to Pleistocene detrital clay sedimentation have been investigated by 1 300 X-ray diffraction analyses of samples collected from two basins : the Arabian Sea (Site 721 ODP Leg 117) and the Central Indian Basin (SHIVA Cores 1990).

The Arabian Sea Basin displays a pelagic and continuous sedimentation, without any Indus turbiditic supply. Palygorskite-rich levels from aeolian and detrital Somalian and Arabian supplies alternate with illite-rich levels from Himalayan-Tibet Complex erosion. Spectral analyses of mineralogical parameters measured on XR diffractograms allow to observe frequencies that are close to those of the Milankovitch cycles of the earth's orbital parameters. The periodic influences change with time from a precession dominated signal to a signal dominated by tilting. This shift appears at 2,3 My and reflects the transition from a dominant regional effect (monsoon) to a global and more complex effect (extension of the Northern ice sheets). These results show that the clay fraction could be an accurate marker of short-term paleoclimate variations and confirm previous observations obtained from magnetic susceptibility measurements. They allow to propose a sedimentological model controlled by climate.

The Central Indian Basin receives Bengal Fan supplies on its northern distal part and pelagic supplies from equatorial divergence to the south. Mineralogical, spectral, geochemical (major and trace elements) and isotopic (Sr-Nd) clay fraction studies of five cores, distributed along a North-South transect 80° E from 1° to 10° S, allow to explain Late Miocene to Pleistocene smectites/illites fluctuating assemblages and to propose a sedimentary model. Latitudinal evolutions attest a north source-area for primary minerals (Himalayan Complex) and a northern and southern origin for kaolinites (Indo-Gangetic Plain, South Indian Peninsula, Sri Lanka, Australia, Indonesian Arc). As smectites are detrital, from the same source-area as illites i.e. Himalayan-Tibet Complex, clay fluctuations reflect variable paleoenvironmental conditions. Late Miocene to Early Pliocene orbital control, by eccentricity, affects illite to smectite weathering conditions in the Indo-Gangetic Plain. From Early Pliocene to Pleistocene, control is aperiodic and tectonic, then tectonic and climatic during Late Pleistocene. Lithological alternances (black/green facies) reflect NW lateral supply with organic material (South Indian Peninsula, Sri Lanka) or carbonates (Chagos-Laccadive Ridge). Diagenetic events suggested by geochemical and isotopic results are associated with biogenic levels and consist of two simultaneous phenomena : neof ormation in the bulk sediment and adsorption from seawater on clay particles.

**Key-Words** : Clay minerals - North Indian Ocean - Arabian Sea - Central Indian Basin - Neogen to Quaternary - Orbital cyclicity - Paleoenvironment - Sedimentary flux - Trace element geochemistry - Sr and Nd isotopes.



## ABRIDGED VERSION

### I. SUBJECT APPROACH

**The main purpose of this thesis was to determine and explain fluctuating clay assemblages of Neogene to Quaternary sedimentation in the North Indian Ocean.** According to the available sedimentary material, two study areas were chosen

- the Arabian Sea Basin (Site 721 ODP Leg 117 - 300 samples) ;
- the Central Indian Basin (fives SHIVA cores - 1 000 samples).

X-ray diffractometry was used as basic support on all samples 2  $\mu\text{m}$  fraction. It allows to define clay assemblages, to select short particular intervals for spectral analysis, to chose mineralogical parameters useful to research periodicities and to select samples for complementary geochemical and isotopic analyses.

Spectral analysis treatments (autocorrelation, discrete Fourier transform DFT, DFT of autocorrelation) on several mineralogical parameters (peak height ratio, peak surface ratio or clay abundance measured on glycolated diffractograms) allow to detect climatic periodicities (10 000 to 100 000 yr) in mineralogical record but also, in Arabian Sea to determine a shift of the dominant periodicities. **In this first basin, sufficient bibliographic constraints were available to propose a clay sedimentation model on the Owen Ridge under climatic factor control.**

As in the Central Indian Basin, smectite origins and source-areas were numerous and much debated, we have used punctual mineralogical (thermal differential analysis, microprobe), geochemical (major and trace elements by ICP, AA and ICP-MS) and isotopic (Sr-Nd) analyses. The punctual mineralogical analyses as well as the major element content show a distinct chemical smectitic composition. Trace element content is more heterogeneous, associated with other mineralogical phases (oxydes, sulfates, biogenic tests). Several marks demonstrate the mainly detrital clay origin from a crustal derived material, lately affected by diagenetic processes. Isotopic results also argue in favour of a dominant northern source-area i. e. the Himalayan-Tibet Complex with secondary diagenetic modifications. **This pluridisciplinary approach allows to propose a sedimentological and diagenetic model in the Central Indian Basin under climate and/or tectonic control.**

### II. PRINCIPAL RESULTS

#### A. Arabian Sea Basin

During the Late Neogene, the sedimentation on the Owen Ridge (Arabian Sea) is pelagic and continuous, without any Indus turbiditic supplies. It has been possible to record paleoclimatic variations. These changes influenced the western, northern and northeastern detrital supplies related to monsoon and low-latitude aridity which

developed during glacial stages. In ODP Leg 117, previous studies on the distribution of clay assemblages show a great variety of mineral source-areas and their fluctuating contribution to the Neogene sedimentation. Bibliographic investigations of the sedimentological, magnetic, biogenic and geochemical properties of sediments have emphasized typical periodic sedimentary responses related to external forced functions of the earth's orbital parameters.

This research investigates whether clay fraction is able to record short-term periodicities. For this purpose we sampled site 721 with high-resolution over a short Plio-Pleistocene interval well known from magnetic susceptibility measurements.

The study brings some answers about :

- 1) spectral analyses conditions and limits on clay mineralogical parameter ;
- 2) an orbital climatic control on the Plio-Pleistocene clay sedimentation on Owen Ridge ;
- 3) a shift in orbital control, dominated by precession before 2,3 Myr and later by obliquity.

1) Clay fraction is made up of detrital palygorskites and illites. Fibrous mineral were brought by SW monsoon winds. Illites come from the erosion of the Himalayan-Tibet Complex and were supplied by Indus river or by NE monsoon winds. The palygorskite/illite ratio, directly measured on the XR diffractograms, has been chosen as a typical clay parameter. The fluctuations of this parameter, between 2,7 and 1,2 My, have defined a time-series which has been treated by spectral analysis autocorrelation, discrete Fourier Transform (DFT) and DFT of the autocorrelation function (DFTA). For such treatments, the parameter must be stationary i.e. its mean is stable on the time interval. The sedimentation rate must be constant. After a discussion of this important constraint, we have used the rate defined by paleomagnetists (35 m/Ma). The mean sample interval (20 cm) allows to detect any periodicity greater than 12 000 yr (Shannon law). Moreover we need a regulary sampled time series composed of  $2^9$  values. In order to respect this condition, the discrete natural curve has been interpolated every 10 cm to obtain 512 ( $2^9$ ) points.

2) Several spectral analysis treatments applied to the global stationary and regulary sampled time-series (2,7 -1,2 My) allow to detect classical Milankovitch periodicities of the earth's orbital parameters. More precisely, **the spectrograms reveal :**

- **fundamental periodicities of eccentricity<sup>1</sup>** (95 000 - 107 000 yr), **of obliquity** (40 000 - 43 000 yr) **and of precession** (19 000 - 24 000 yr) ;
- **secondary periodicities** (25 000, 31 000, 54 000, 60 000 yr) ;
- **non-linear combinations or fundamental periodicity harmonic.**

The comparison between several mathematical treatments is interesting : if only the peaks which appear on several spectrograms are retained, artefacts may be limited.

---

<sup>1</sup> According to Imbrie *et al.* (1992), the strong climatic response around 100 000 yr does not reflect the eccentricity but correspond to a non-linear influence of the precession. In the text, the term eccentricity is used in such meaning and writed between inverted commas.

3) Spectral analysis investigations on four successive fractions of 375 000 yr point to a shift in the dominant frequencies, from precession during preglacial stage to obliquity during glacial stage. This result confirms previous results obtained from magnetic susceptibility data on the same site and shows that clay fraction can be a marker of short-term paleoclimate variations. **On the Owen Ridge, relative illites and smectites proportions change with time according to paleoclimate conditions, defined by orbital parameters.** The following model is proposed :

Preglacial stage (before 2,3 My) - regional dominant effect : the monsoon

When monsoon is strong, SW aeolian palygorskite supply prevail during the Owen Ridge clay sedimentation. Associated upwelling block illitic supplies in the Indus Fan. When the monsoon strength decreases, illites reach the ridge whereas aeolian palygorskite supply is reduced.

Glacial stage (past 2,3 My) - global effect : the glaciation

During a glacial stage, the monsoon strength is weak but continental aridity, sea-level lowering and development of pericontinental evaporitic basins favor palygorskite formation as well as erosion. Sea-level lowering induces Indus Fan reworking which releases illites. On the contrary during interglacial stage, monsoon and associated aeolian palygorskite supplies increase.

## **B. The Central Indian Basin**

The Central Indian Basin is a more complex study-area compared with the previous one. To the north its distal part receives Bengal Fan supplies submitted to the Himalayan tectonic activity and to the south pelagic supplies from equatorial divergence. The sedimentary column is made up of Upper Miocene - Lower Pliocene green detrital, reduced, mud alternating with blackish organic interbeds covered by Upper Pliocene - Pleistocene light brown oxidized siliceous ooze or clayey mud. The clay mineralogy of five cores distributed along a North-South transect at 80° E from 1° to 10° S is investigated. Clay fraction is made up of alternate smectitic-rich levels and illitic-rich levels. First, we propose an Upper Miocene to Pleistocene sedimentary model based on latitudinal and stratigraphical clay assemblage evolutions and accordingly interpret paleoenvironmental modifications described in the bibliography (Himalayan tectonic, interplate deformation, seismic movements, climate, eustatism). Latitudinal evolutions attest a northern source-area for primary minerals (Himalayan Complex) and a northern and southern origin for kaolinites (Indo-Gangetic Plain, South Indian Peninsula, Sri Lanka, Indonesian Arc, Australia).

By using, complementary geochemical and isotopic investigations on the fine fraction, we are now able :

- 1) to demonstrate the detrital origin for all the clays, in particular the smectites ;
- 2) to identify dominant smectitic source-area, i.e. the Himalaya-Tibet Complex and the Indo-Gangetic Plain ;
- 3) to interpret Late Miocene to Pleistocene illites/smectites clay fluctuations according to paleoenvironmental variations of climatic and/or tectonic factors and to establish a shift of the dominant control with time ;
- 4) to point out diagenetic modifications of the geochemical and isotopic signatures, essentially associated with biogenic levels.



1) Smectites have got an alumino-ferriferous composition of beidellites, classical for pedogenetic clays. There is no continuous and irreversible clay assemblages evolution with depth, no Ce negative anomaly. Extended REE Chondrite normalised patterns on smectitic-rich levels (weathering mineral) are similar to those on illitic-rich levels (primary mineral). The spectra are in agreement with those of fluvial suspended material or crustal-derived material with Eu and Nb-Ta negative anomalies and a LREE/HREE fractionation. Moreover, Sr and Nd isotopic content are close to a mature crustal pole. **The smectites are detrital.**

2) The homogeneous mineralogical, geochemical and isotopic compositions of the fine fraction, the same trace element distribution of the illitic and smectitic-rich levels, the elementary ratio such as Th/Ta, Th/Hf, Ta/Hf agree with a **single, dominant, mature, calc-alkaline source-area**. The isotopic sample location relative to Leg 116 illites or smectites and the important potential supplies from Ganga-Brahmapoutra drainage basin are in favour of an himalayan source-area. Moreover, according to the Wood diagram (Th, Ta, Hf/3), there is no significant contribution from basaltic area like Deccan Traps or 90° E Ridge.

3) Stratigraphical clay assemblage evolution allows to divide the Upper Miocene to Pleistocene clay sedimentation into four intervals in which the principal controls differ.

a) From Late Miocene to Early Pliocene (MD 90-946 to MD 90-942, mineralogical zone 1a), spectral analyses were performed on mineralogical parameters from two cores MD 90-946 and MD 90-943. **Periodic mineralogical alternations are in agreement with orbital "eccentricity" fluctuations and are assigned to variable weathering and erosional conditions in the Indo-Gangetic Plain.** Lithological alternances (green/black facies) are independent from mineralogical ones and are associated with irregular lateral supplies of terrestrial organic material. These probably come from South Indian Peninsula and/or Sri Lanka but are quantitatively insufficient to affect the fine fraction geochemical and isotopic signatures.

b) During the second part of Early Pliocene (MD 90-946 to MD 90-942 - mineralogical zone 1b), spectral analysis on clay fluctuations in core MD 90-943 reveals some 100 000 yr periodicities. Anyway, constant sedimentation rate is not assumed as mineralogical fluctuations follow lithological variations. Illitic-rich peaks occur in coarse and detrital levels. **Those irregular illitic increases probably reflect successive tectonic events.**

c) From Late Pliocene to Pleistocene (MD 90-946 to MD 90-942 - mineralogical zone 2, MD 90-947 - zone 1), **the amplitude of the smectites/illites alternations decrease in all the cores and the clay content becomes homogeneous, rich in smectites.** By contrast, the northern core MD 90-947 always displays mineralogical alternations related to lithological variations. We could not performed spectral analysis of this core as no continuous biostratigraphic data are available because of its terrigenous component. Anyway, it was uncertain to define a constant sedimentation rate in a sedimentation with carbonates turbiditic supplies. However, spectral analysis on MD 90-946 core does not show any periodicity. The homogeneous clay content reflects a weathering condition stabilisation during a weak tectonic activity period. At 1° S (MD 90-947), mineralogical fluctuations record turbiditic lateral supplies : carbonates from Chagos-Lacadive Ridge, black material reworking from South Indian

Peninsula or Sri Lanka soils. The high abundance of the black levels in the western core is in agreement with their NW origin.

d) During L. Pleistocene ( MD 90-946 - mineralogical zone 3, MD 90-947, MD 90-944 to MD 90-942 - upper part zone 2), **mineralogical fluctuations disappeared** when lateral carbonates or organic supply stopped as a consequence of margin stability or because they do not reach the boreholes sites anymore. Illitic increase, especially important in MD 90-946 core, reflects a combination of climatic cooling and tectonic activity (Main Boundary Thrust).

4) Geochemical and isotopic content of Central Indian Basin sediment suggest diagenetic changes affecting the detrital signature especially in the biogenic levels, at the water/sediment interface or during burial.

Trace elements contents are different in clay fraction relative to bulk sediment. In clay-rich levels, there are only minor changes. Some sulfate precipitation (confirmed by visual observation) and minor adsorption processes occur. Initial detrital signature is mainly preserved. **Geochemical composition of such lithologic levels is useful to characterise the source-area.** However, in biogenic levels, numerous geochemical fractionations occur : positive Ce anomaly in clays, other REE depletion and V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta and Th enrichment in clay relative to bulk sediment. **In biogenic levels, we could only use as source-area tracer ratio between elements of a same group i.e. within the same fine fraction/bulk sediment (Th/Ta, La/Yb).** On the contrary ratio between different group elements indicate diagenetic event intensity (Sr/Nd).

In the clay, Sr-Nd ratios are comprised between those of Tibetan gneiss/Himalayan granites and Indian Ocean water. Isotopic studies of Sr and then Nd indicate himalayan signature changes by secondary events. Scattered  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio and leaching experiments are in agreement with seawater Sr adsorption on clay particules. Concentrations of elements like Ba, Ce, Pb also increase in the clay fraction by this process. Nd isotopic content is more radiogenic in the bulk sediment than in the clay fraction. Seawater Nd incorporation by the bulk sediment is suggested.

Geochemical fractionation and changes of the Sr-Nd isotopic content reflect two simultaneous diagenetic events :

- formation and incorporation of an authigenic mineral (barytes and/or Mn oxydes), enriched in REE and Y but depleted in V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta and Th ; such an element distribution is a consequence of a particular REE affinity for the mineral or reflects seawater content ;

- Ba, Sr, Ce and Pb seawater adsorption on clay particles.

Increasing biologic activity to the South is associated with more and more diagenetic changes :

- Surface organic productivity allows important Sr and Ba (biogenic elements) incorporation in test and/or organisms ; with increasing depth, those elements are partly released and are available for diagenetic exchanges (adsorption, sulfate precipitation).

- Slow sedimentation favours a long exchange interface reaction time and adsorption process increases (Ce anomaly increases).

### **C. Comparison between Arabian Sea and Central Indian Basins**

In the two basins, fluvial and aeolian detrital supplies show Neogene clay fluctuations between two clay minerals, palygorskite and illite or smectite and illite.

**In Arabian Sea**, Plio-Pleistocene periodic alternation illite/palygorskite sedimentation is exclusively controlled by climate. Orbital control changes with time from precession to obliquity or obliquity/"eccentricity" arrangements. It is first regional (monsoon) then more global (glaciation).

**In Central Indian Basin**, Upper Miocene to Pleistocene alternating smectite/illite sedimentation is periodical or not. Clay sedimentation control are climatic and/or tectonic. Late Miocene to Early Pliocene orbital control ("eccentricity") is followed by irregular tectonic or mixt (tectonic and climatic) control. Whereas Himalayan Complex influence the two basins (detrital Indus or Ganga-Brahmapoutra supplies, tectonic activity, weathering and erosional conditions in Indo-Gangetic Plain, monsoon mechanism), sedimentary controls are not associated. Monsoon fluctuation strength or Northern hemisphere ice-sheet extension are not recorded in the Central Indian Basin clay fluctuations.

Clay minerals have been useful as short-term paleoclimate markers in association with earth's orbital parameters. Anyway such studies need precautions. Spectral analysis treatments could only be used on continuous sedimentary series. Owen Ridge was a perfect study area without any turbiditic supply. On the contrary Central Indian Basin was more complex and clay origin as well as source-areas have to be determined before any mathematical treatment.

**PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION**

## **CHAPITRE I - GENERALITES**

## CHAPITRE I - GENERALITES

### I. OBJECTIFS ET PRESENTATION

L'objectif principal de ce travail est la mise en évidence et l'interprétation des assemblages minéralogiques de la sédimentation argileuse Néogène à Quaternaire de l'Océan Indien Nord. Il s'agit de retrouver, à travers des flux terrigènes, d'éventuelles périodicités d'origine paléoclimatique. Pour ce faire, deux domaines d'études ont été retenus en tenant compte de la disponibilité des matériels sédimentaires prélevés par les campagnes de forages récentes (missions Ocean Drilling Program et Marion Dufresne), soit :

- le site de la Mer d'Arabie, reconnu en détail en 1987 au cours du Leg 117, ODP (Prell *et al.*, 1989a; 1989c);
- le Bassin Indien Central, étudié en 1992 entre l'équateur et 10° S par la mission SHIVA du NO Marion Dufresne (Caulet, 1992).

Dans la Mer d'Arabie, le matériel Plio-Pléistocène du Site 721 (Leg 117 ODP) représente un enregistrement sédimentaire non perturbé par les apports turbiditiques de l'Indus. Le site est foré sur la Ride d'Owen, dans une région influencée par les conditions climatiques alternantes de la mousson. C'est un matériel de choix pour les études à "haute résolution". Il a déjà été reconnu par les paléomagnéticiens (De Menocal *et al.*, 1991) qui y ont rapidement décelé l'influence de périodicités proches de celles que met en évidence la théorie de Milankovitch. Ces premiers résultats sont une des raisons essentielles de l'intérêt du site 721 pour l'étude minéralogique envisagée et la confrontation des interprétations nouvelles et plus anciennes issues d'autres méthodes d'investigations.

Dans le Bassin Indien Central, cinq carottes longues ont été prélevées par le NO Marion Dufresne entre l'équateur et 10° S au voisinage de 80° de longitude E. Elles recèlent un Plio-Pléistocène hémipélagique qui intègre 1) les fractions distales des turbidites septentrionales du Delta du Gange, liées à l'histoire tectonique du Complexe Himalaya-Tibet ; 2) les flux bio-siliceux méridionaux générés par la haute productivité de la divergence équatoriale. Cette zone complexe fera l'objet d'un essai d'interprétation des flux argileux basé sur des investigations à la fois minéralogiques, géochimiques (éléments majeurs et éléments traces) et isotopiques (isotopes du Sr et du Nd) visant à préciser les sources et l'évolution de leurs influences.

Le texte est articulé en huit chapitres. Après une **introduction** (chapitre I) qui définit les caractéristiques paléoenvironnementales : géologiques, climatiques, sédimentologiques et minéralogiques de l'Océan Indien, le second chapitre précise les **techniques analytiques** (chapitre II). Deux parties distinctes sont ensuite consacrées à chacun des deux bassins étudiés. La première partie (chapitre III) intègre les résultats de l'**étude minéralogique** et de l'**analyse spectrale** des fluctuations des paramètres argileux dans les sédiments hémipélagiques de la Mer d'Arabie. Dans la seconde partie, les analyses **minéralogiques, géochimiques et isotopiques** des sédiments profonds du Bassin Indien Central entre l'équateur et 12° S sont décrits successivement dans les chapitres IV, V et VI. Complétée par une **analyse spectrale** des alternances minéralogiques (chapitre VII), ces approches permettent de proposer un schéma d'évolution de la sédimentation Mio-Pléistocène dans le Bassin Indien Central. L'ensemble des résultats est synthétisé dans les **conclusions générales** (chapitre VIII).

## II. CADRE DE L'ETUDE

### A. Physiographie de l'Océan Indien

La surface de l'Océan Indien est de 75 millions de kilomètres carrés, sa profondeur moyenne de l'ordre de 4 000m. La physiographie de l'Océan Indien (fig.1) est dominée par un système de dorsales océaniques réunies sous la forme d'un "Y" renversé divisant le plancher océanique en trois plaques principales. Les dorsales ouest et est indiennes se rejoignent en un point situé au nord-est de l'île Maurice, formant la dorsale centrale indienne de direction sud-nord. Plus au nord, la dorsale centrale s'infléchit vers le nord-ouest (Ride de Carlsberg) et s'enfonce sous le Golfe d'Aden et la Mer Rouge, écartant progressivement l'Arabie de l'Afrique. Les vitesses d'expansion actuelle sont de l'ordre de quelques centimètres par an. Les dorsales sont fracturées par de nombreuses failles transformantes (Leclaire, 1979; Vanney, 1991).

Le plancher océanique comporte aussi plusieurs rides isismiques de direction sensiblement SSW-NNE, dont les Rides d'Owen, de Chagos-Laccadive et du 90° E. Les reliefs sous-marins divisent l'Océan en neuf bassins : Bassins de Madagascar, de Crozet, de Wharton, de Somalie, des Mascareignes, du Mozambique, d'Australie, de la Mer d'Arabie et Indien Central. Ces bassins, moins profonds à l'ouest qu'à l'est, offrent des sédimentations différentes plutôt carbonatées à l'ouest, plutôt argileuses à l'est. Les marges continentales nord-ouest indienne et birmane subissent une importante accumulation sédimentaire depuis l'Eocène avec l'élaboration des Deltas de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre, liés à l'intense érosion que crée la surrection himalayenne générée par la collision entre l'Inde et l'Asie. Les fosses océaniques sont celles des Chagos-Laccadive, dans la partie centrale de l'Océan Indien, de Java et de Sumatra à l'Est.

### B. Paléogéographie

**Au Crétacé inférieur** (130 Ma), l'ouverture de l'Océan Indien, consécutive à la fragmentation du Gondwana (Leclaire, 1979), débute par le morcellement de l'ensemble Inde-Australie-Antarctique (Curry et Moore, 1974). L'Inde migre vers le nord-est alors que l'ensemble Australie-Antarctique suit une direction sud-est.

**Du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur**, le déplacement rapide de l'Inde vers le nord (15 cm/an - Peirce, 1978) permet le développement de l'Océan Indien avec un taux d'expansion de 6 à 12 cm/an (Mc Kenzie et Sclater, 1971; Sclater et Fischer, 1974; Schlich, 1982).

**Au Crétacé supérieur** (75 Ma), la direction d'expansion devient nord-sud ; cette orientation reste inchangée jusqu'au **Paléocène inférieur** (35 Ma). Il y a formation du Bassin de Wharton et peut-être des parties les plus anciennes des Bassins de Somalie, de Madagascar et du Crozet (Leclaire, 1979). Le passage à l'aplomb d'un point chaud provoque une intrusion magmatique à l'origine de la partie nord de la Ride du 90° E (Curry et Moore, 1974). La Ride serait d'âge campanien (75 Ma) au nord et de plus en plus récente vers le sud (Sclater *et al.*, 1974).

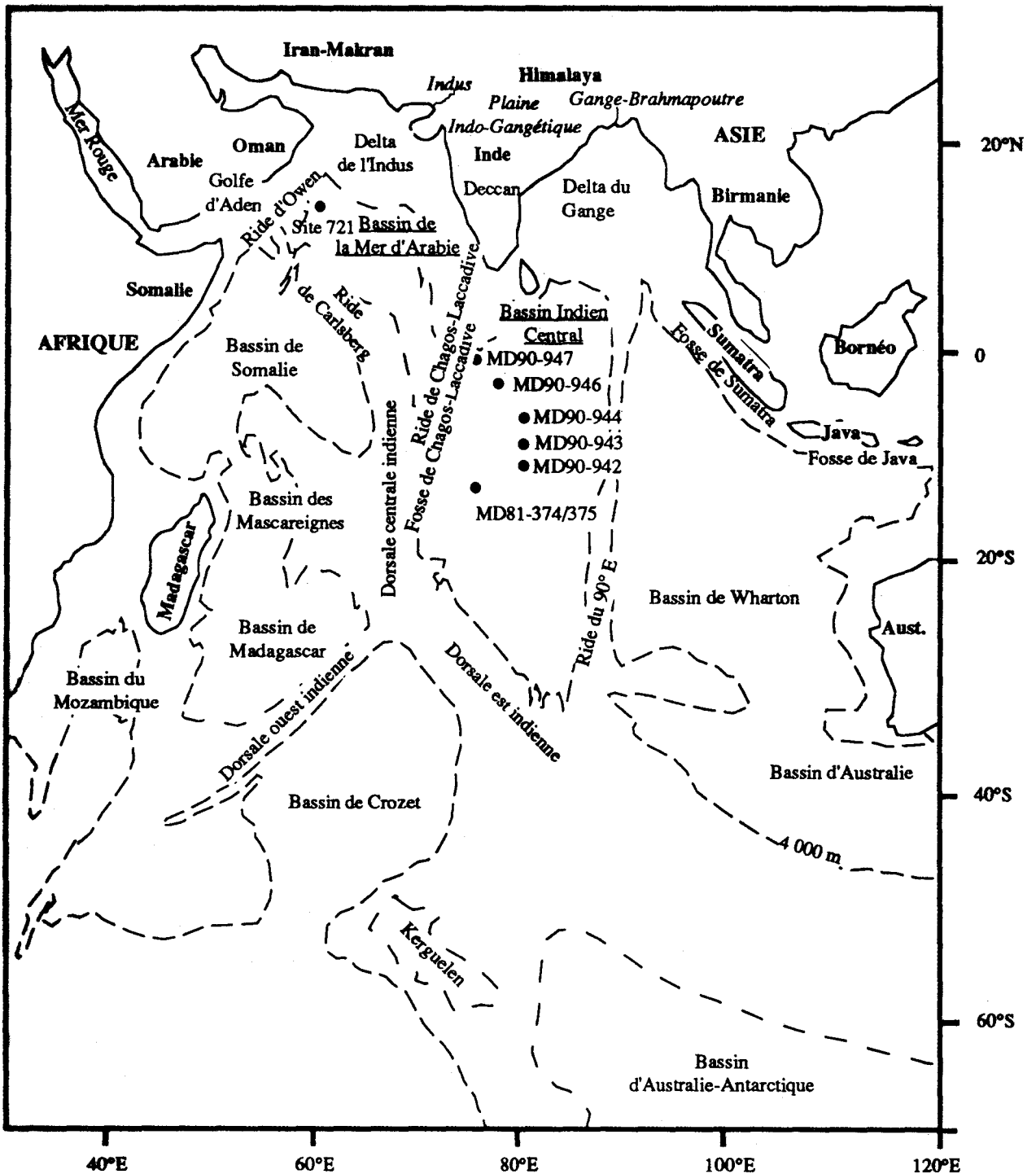


Figure 1. Physiographie de l'Océan Indien (Leclaire, 1979; Vanney, 1991) et localisation des sites d'étude.

A l'Eocène inférieur, la collision initiale entre l'Inde et l'Asie débute vers 50 Ma (Powell et Conaghan, 1973; Patriat et Achache, 1984; Cochran *et al.*, 1989). Elle occasionne une diminution du taux d'expansion de 8 à 4 cm/Ma (Sclater et Fischer, 1974). Cet événement s'accompagne de manifestations volcaniques et de la formation de



la dorsale est indienne avec, comme conséquence, la séparation de l'Australie et de l'Antarctique (Leclaire, 1979). Curray et Moore (1971) observent une discontinuité régionale à l'est de la Baie du Bengale. Cette discontinuité, prise comme marqueur du début de la formation du Delta du Gange (Curray et Moore, 1971; Moore *et al.*, 1974), est datée **Paléocène/Eocène moyen** par l'extrapolation des résultats obtenus au Site 218 DSDP (Leg 22), (Moore *et al.*, 1974). Curray *et al.* (1982) l'interprètent comme le marqueur d'une collision "souple" entre l'arc insulaire indien et le continent asiatique.

**A partir de l'Eocène moyen**, vers 40 Ma, se produit la collision "dure" (Cochran *et al.*, 1989) mettant en contact le continent indien et le continent asiatique. Cet âge est fixé principalement sur l'époque de la diminution du taux d'expansion de 4 à 2,5 cm/an (Curray *et al.*, 1982; Sclater et Fischer, 1974) et sur son changement de direction de S-N à SW-NE (Sclater *et al.*, 1976). Il est cohérent avec diverses observations géologiques telles que l'arrêt de la mise en place des granites transhimalayens et l'obduction des ophiolites dans la zone de suture tibétaine (Tapponnier *et al.*, 1981).

**A l'Oligocène**, le mouvement des plaques s'accélère dans la direction N-E. L'activité de la dorsale entre l'Inde et l'Australie s'estompe et les Fosses de Java et Sumatra se développent (Leclaire, 1979).

L'âge du début de la surrection himalayenne et son déroulement sont encore controversés (Cochran *et al.*, 1989). Curray et Moore (1971) mettent en évidence dans le Golfe du Bengale une discontinuité sismique majeure datée Miocène supérieur par extrapolation des données du Site 218 du Leg 22 DSDP (Moore *et al.*, 1974). Elle est contemporaine d'une autre discontinuité observée au sud dans les sédiments du Bassin Indien Central (Cochran *et al.*, 1989). Weissel *et al.* (1980) l'interprètent comme le marqueur du développement de la déformation intraplaque. Powell et Conaghan (1973) envisagent plutôt la discontinuité sismique comme une conséquence du chevauchement central himalayen (Main Central Thrust ou MCT). Ils considèrent que la collision initiale ne provoque pas de surrection immédiate car les dépôts carbonatés Eocène moyen, dans la région himalayenne, ne comportent pas de composante clastique. La fracturation de l'Inde se produirait durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène. Le chevauchement, responsable de la surrection, aurait lieu le long des zones de fractures du MCT au Miocène, puis du chevauchement bordier (Main Boundary Thrust ou MBT) au Pliocène (Gansser, 1964; Gansser, 1966; Powell et Conaghan, 1973). L'altitude actuelle du Complexe Himalaya-Tibet aurait été atteinte au Pliocène supérieur - Pléistocène (Powell et Conaghan, 1973). Des études plus récentes suggèrent que sa surrection débute avant le Miocène (Copeland *et al.*, 1987).

Powell (1986) et Le Fort (1989) situent le mouvement maximum de la surrection au Miocène alors que Gansser (1964; 1966; 1981) distingue deux phases orogéniques : la première au Miocène selon le MCT et la seconde au Pléistocène supérieur selon le MBT. Plus récemment, Copeland *et al.* (1990) suggèrent au contraire que la surrection n'est pas un phénomène continu mais qu'il se produit par de brèves pulsions localisées.

Ainsi, **depuis le Miocène**, l'Himalaya libère de façon tantôt discontinue, tantôt continue, d'importantes quantités de matériaux qui se déversent de part et d'autre de l'Inde, à l'ouest dans le Delta de l'Indus, et à l'est dans le Delta du Gange de chaque côté de la Ride du 90° E (Leclaire, 1979). Actuellement, l'Inde poursuit sa progression de 3

à 5 cm/an vers le nord-est sous le continent asiatique (Leclaire, 1979).

### C. Climat

La surface de l'Océan Indien, fermé au nord par le continent asiatique et largement ouvert au sud sur l'Antarctique, appartient aux 3/4 à l'hémisphère sud. Cette disposition particulière influe sur la distribution zonale des climats et provoque un glissement estival du climat tropical vers le nord (au-delà de 30° N) jusqu'à des latitudes ailleurs tempérées (Vanney, 1991).

A l'exception du voisinage continental, les variations annuelles de température ne dépassent pas 4° C sur tout l'Océan Indien Nord. Les températures de l'air sont comprises entre 23 et 27° C. A terre, la variation thermique atteint 20° C sur la Plaine de l'Indus et 40° C au nord du Tibet.

En hiver, le nord de l'Océan Indien subi un vent modéré. En été, une zone de basse pression s'installe sur l'Asie à la faveur du réchauffement marqué des aires continentales. Elle est à l'origine du phénomène de **mousson** qui règle les vents, les précipitations et la circulation océanique de surface. L'hiver, le régime des vents est classique, les alizés convergent vers l'équateur alors qu'en été l'alizé du SE franchit l'équateur jusqu'à la zone de basses pressions asiatiques (fig.2) (Pinot, 1985).

La zone de climat équatorial est limitée aux abords de Sumatra. Plus à l'ouest le climat, constamment chaud et humide saisonnièrement, est plutôt de type tropical. Ce régime règne également dans la région soumise à la mousson et dans le secteur océanique compris entre Madagascar et les Mascareignes. Des climats désertiques sévissent au niveau de l'Arabie et de l'Australie occidentale (Pinot, 1985).

### D. Hydrodynamisme

#### 1. Température et salinité de surface

En hiver les eaux de surface les plus chaudes (> 28° C) se concentrent au large de Sumatra et de Java entre l'équateur et 10° S. A l'ouest, le maximum de température atteint 27° C. La Mer Rouge et le Golfe Persique ont des eaux fraîches (15° C). Le maximum de température est atteint en mai ( $\pm$  30° C) sur le nord de l'Océan Indien. Les eaux du Golfe Persique, de la Mer Rouge et de l'ouest du Bassin du Bengale se réchauffent jusqu'en août. Ailleurs, la température se stabilise en juin puis baisse par suite des remontées d'eaux froides (upwelling de mousson) le long des côtes de Somalie et d'Arabie (Pinot, 1985).

La répartition des salinités est contrastée à l'est : un maximum (> 36 ‰) existe vers 30° S à l'ouest de l'Australie alors qu'au large de Java et Sumatra, la salinité des eaux est diluée (< 34 ‰) par les fortes pluies équatoriales. Les contrastes climatiques réduits à l'ouest expliquent que les variations de salinité y soient beaucoup plus faibles. Au

nord de l'équateur, la salinité varie saisonnièrement. L'opposition entre les régions arides et les régions soumises à la mousson devient très importante en été puisque la salinité de la Mer Rouge et du Golfe Persique dépasse 40 ‰ alors que la salinité du Bassin du Bengale descend jusqu'à 30 ‰ (Pinot, 1985). Ces différences de densité induisent des courants intermédiaires (courant intermédiaire de la Mer Rouge par exemple).

## 2. Circulation actuelle

### a. Courants de surface

**En hiver**, la situation est conforme au schéma global (fig.2). L'alizé du SE engendre entre 10 et 20° de latitude sud un "**courant sud équatorial**" (CSE) dirigé vers l'ouest. L'alizé ou mousson du NE engendre dans l'hémisphère nord un courant analogue "**courant nord équatorial**" (CNE), qui s'infléchit vers le S-SW au niveau de l'équateur. La convergence ouest du CSE et CNE crée un courant de compensation, le "**contre courant équatorial**" (CCE) portant à l'est (Pinot, 1985 ; Vanney, 1991).

Au voisinage de 10° S s'installe un front hydrologique résultant du contact entre les 2 masses d'eau du CCE et du CSE. Comme ces deux courants ne s'écoulent pas parallèlement, mais sont animés d'oscillations dans leur trajet, le front fonctionne tantôt comme une convergence hydrologique (les courants se concentrent vers la ligne de contact, les eaux tendent à s'enfoncer, les isothermes s'approfondissent), tantôt comme une divergence (les eaux s'écartent à partir du contact, les isothermes remontent (Pinot, 1985; Vanney, 1991). Dans le cas de la divergence, l'eau superficielle chaude et moins dense est entraînée hors de la zone d'affrontement. Son départ est compensé par des remontées d'eaux profondes riches en nutriments. Ce mouvement d'upwelling est responsable de la productivité biosiliceuse (Vanney, 1991).

**Le courant de la mousson du NE** part des côtes birmanes et ouest indiennes, où il provoque des upwellings littoraux. Dans le Golfe du Bengale, le courant est dévié vers le nord par Sri Lanka, créant un tourbillon dextrogyre. Plus à l'ouest le courant frappe obliquement la côte somalienne, s'écoule le long du littoral vers le SW et alimente le CCE. Dans sa course orientale, le CCE perd progressivement de sa vitesse initiale (0,75 m/s) et plonge sous les eaux chaudes et peu salées devant Java et Sumatra. Enfin le CSE se partage au nord de Madagascar en une branche septentrionale qui rejoint le CCE et une branche méridionale qui longe Madagascar (Pinot, 1985).

**En été**, le système hydrodynamique au sud de 10° S est stable alors que presque tous les courants s'inversent au nord du front hydrologique (fig.2). L'alizé du SE franchit l'équateur et s'infléchit vers le NE où, chargé d'humidité, il apporte des précipitations. Les eaux se réchauffent, surtout dans les golfes. Elles subissent en outre une dessalure partielle, proportionnelle à l'intensité des pluies et aux apports fluviaux (Vanney, 1991). Les vents et les courants sont forts durant cette période. **Le courant de la mousson du SW** pousse vers l'est les eaux superficielles au nord de l'équateur. Ceci entraîne des remontées d'eaux froides le long des côtes somaliennes et arabiques. Le courant littoral de Somalie s'inverse et s'accélère (2m/s - Vanney, 1991).

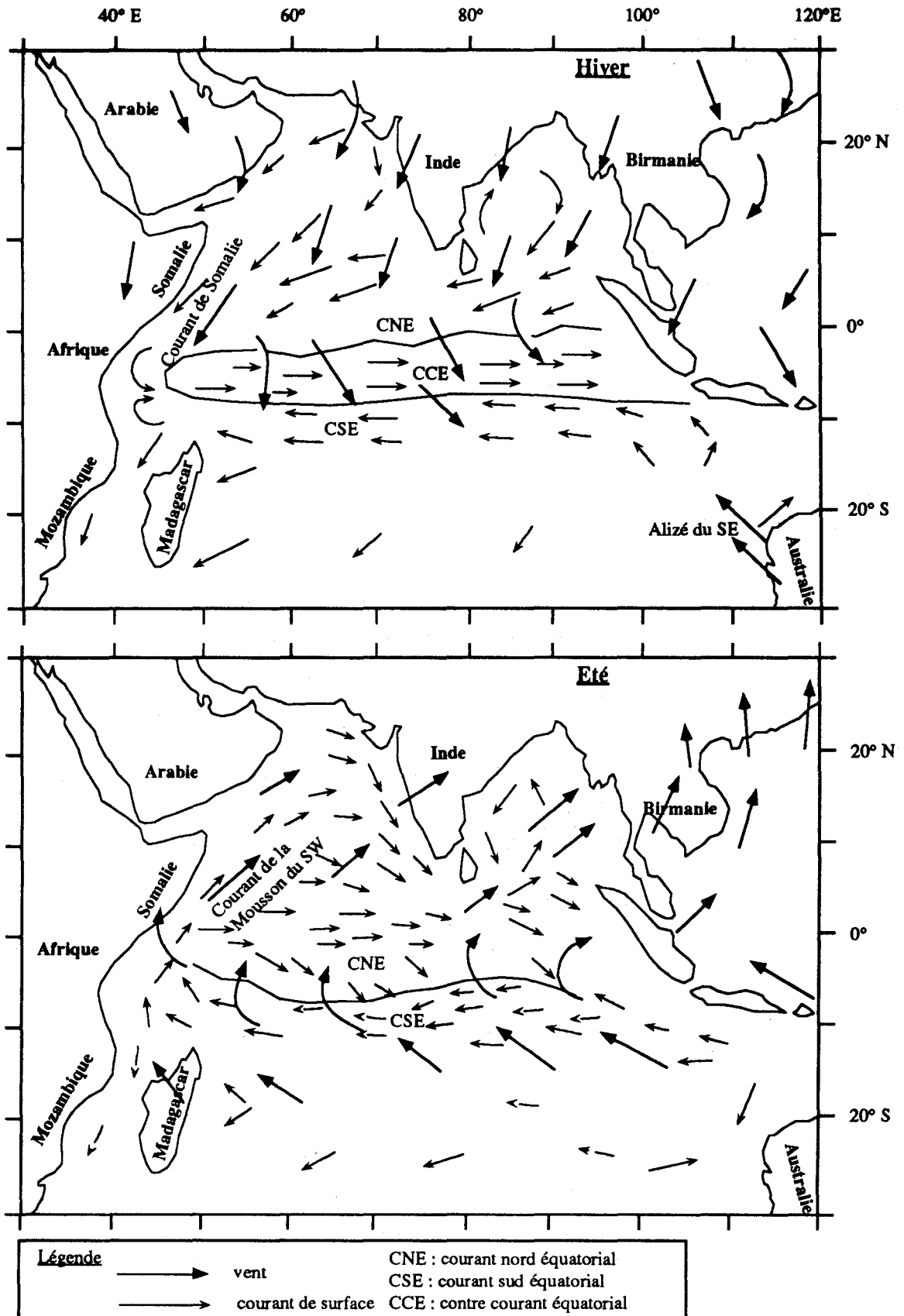


Figure 2. Cartes des vents et des courants de surface dans l'Océan Indien, modifiée d'après Yasuda *et al.* (1990); Vanney (1991).

Une partie du courant de la mousson s'enfoncé en se heurtant à la côte ouest indienne. Le reste passe au sud de Ceylan (1 m/s - Vanney, 1991), oblique vers le nord dans le Golfe du Bengale et dévie le courant qui longe les côtes birmanes, créant un tourbillon senestrogre. Enfin le CNE longe l'équateur jusqu'à Sumatra où il plonge sous les eaux chaudes superficielles (Pinot, 1985).

#### b. Courants profonds

La circulation profonde, complexe et instable, est mal connue mais semble moins active que dans les autres océans (Gamberoni, 1979). Sous les eaux superficielles, la structure hydrologique se compose de quatre masses d'eaux ; respectivement de la surface vers le fond, il vient :

- 1) l'eau intermédiaire Antarctique ;
- 2) l'eau intermédiaire de la Mer Rouge ;
- 3) l'eau profonde d'origine nord Atlantique (NADW) ;
- 4) l'eau de fond d'origine Antarctique (AABW).

1) **L'eau intermédiaire Antarctique**, caractérisée par un minimum de salinité, résulte du mélange des eaux de surface situées de part et d'autre du front polaire. Les eaux superficielles antarctiques, entraînées vers le nord par les vents d'ouest, rencontrent au niveau de ce front des eaux plus chaudes, plus salées et plus légères. Elles se mélangent et forment une masse d'eau qui s'enfoncé en poursuivant sa progression vers le nord (Gamberoni, 1979).

2) A partir de 10° S, des langues d'eaux salées **intermédiaires** formées dans le Golfe Persique, la Mer Rouge et la Mer d'Arabie, circulent vers l'est et le sud est, se refroidissent et s'enfoncent (Pinot, 1985 ; Vanney, 1991). Avant de se fondre dans l'AABW, ces eaux circulent entre 200 et 2 000 m de profondeur et sont caractérisées par un déficit en oxygène (Wyrki, 1971).

3) **L'eau profonde NADW** pénètre par le sud de l'Afrique et s'écoule d'une part vers l'est dans l'Océan Austral avec le courant Circumpolaire Antarctique, d'autre part vers le nord de l'Océan Indien. Il s'agit d'une masse d'eau plus chaude (0,5° - 2° C) et plus salée (34,70 - 34,76 ‰) que les eaux sus et sous-jacentes, circulant entre 250 et 3 000 mètres de profondeur (Gamberoni, 1979). Les effets érosifs du NADW sont négligeables sur le fond au nord de 20° S (Kolla et Kidd, 1982).

4) Au dessous de 3 000 m de profondeur, l'**eau de fond AABW** est dense et froide (< 0,5° C) et légèrement moins salée que l'eau sus-jacente (34,65 - 34,70 ‰). Elle se forme dans la région de la Mer de Weddell par mélange des eaux superficielles très froides et de l'eau Antarctique Circumpolaire. Elle s'écoule en suivant la topographie du fond. Une branche ouest alimente le Bassin de Crozet puis, successivement, les Bassins de Madagascar, des Mascareignes, de Somalie et d'Arabie et l'autre branche alimente les Bassins d'Australie et le Bassin Indien Central (Gamberoni, 1979). L'AABW a un effet érosif sur le fond, surtout dans les régions à l'ouest de 70° de longitude E, principalement au sud de 20° S (Kolla et Kidd, 1982).

### **3. Paléocirculation**

Les eaux de l'Océan Indien ont acquis progressivement leur structure thermohaline actuelle depuis 40 millions d'années. La divergence équatoriale se met en place vers 10 Ma, suite à un renforcement des alizés. Elle se marque par la transition sédimentaire brutale des argiles rouges plus anciennes aux diatomites brunes plus récentes, traduisant la mise en route de l'upwelling équatorial (Leclaire, 1979). Les conditions océaniques actuelles sont acquises dès le Miocène inférieur (Haq, 1984).

## **E. Environnements sédimentaires**

### **1. Sédimentation actuelle**

Schématiquement six types principaux de sédiments sont observés suivant la profondeur et la latitude du lieu de dépôt (Ewing *et al.*, 1969; Kidd et Davies, 1978; Leclaire, 1979; Pinot, 1985) (fig.3) :

- 1) les sédiments terrigènes (sables et silts) ;
- 2) les sédiments biogènes carbonatés (boues carbonatées) ;
- 3) les sédiments biogènes siliceux (boues siliceuses) ;
- 4) les sédiments argileux ;
- 5) les sédiments volcaniques ;
- 6) les nodules polymétalliques.

1) Sables et silts se déposent dans les bassins adjacents aux continents. Les principales accumulations sédimentaires se situent le long des marges nord et ouest de l'Océan Indien et sont liées à des événements tectoniques majeurs (Kidd et Davies, 1978). Il s'agit :

- des dépôts deltaïques du Zambèze liés à la tectonique sud et centre africaine ;
- des sédiments de la marge somalienne associés à la tectonique est africaine ;
- des sédiments des Deltas de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre, qui résultent d'une intense activité érosive consécutive à la collision indo-asiatique et à la surrection de l'Himalaya, depuis le Miocène moyen (King, 1962).

A l'ouest, les sédiments adjacents à l'Afrique sont principalement confinés dans les Bassins de Somalie et de Madagascar. A l'est, des petits bassins se développent également au nord et à l'ouest de l'Australie. L'absence d'accumulation sédimentaire au large de l'Indonésie est liée à la présence de la Fosse de Java qui piège les apports volcanogéniques (Kidd et Davies, 1978). L'extension des dépôts détritiques dans des zones plus distales, notamment dans la Baie du Bengale, résultent d'un transport via des courants de turbidités nord-sud et des slumpings latéraux (Cochran *et al.*, 1989; Stow *et al.*, 1990).

2) Les boues carbonatées se déposent dans les zones abritées des influences détritiques continentales et où la profondeur est inférieure au niveau de compensation des carbonates (CCD) située entre 4 500 et 5 000 m au niveau de l'équateur. Ces dépôts s'observent dans les zones peu profondes, le long des côtes africaines et australiennes, sur les rides et les plateformes de l'ouest de l'Océan, sur les Rides de Chagos-Laccadive, du 90° E et les zones les moins profondes du Bassin de Somalie.

3) Les boues siliceuses se développent dans les zones de haute productivité due à la remontée d'eau profonde riche en nutriments (upwelling). Elles sont connues en face des marges d'Oman et de Somalie, au niveau de la divergence équatoriale, entre 5 et 10° S (Bassin Indien Central et Bassin de Wharton), et au sud de la convergence Antarctique (front polaire) située entre 45 - 50° S (Bassin de Crozet, Plateau de Kerguelen) (Ewing *et al.*, 1969; Litzin, 1960).

4) Les sédiments argileux sont des dépôts résiduels liés à la dissolution des carbonates, à l'altération des basaltes océaniques et aux apports éoliens d'origine lointaine. Appelés "Boues Rouges des grands fonds" ils se déposent dans les régions abritées des apports terrigènes, situées sous la CCD et en dehors des zones de haute productivité siliceuse. Ces sédiments s'observent surtout dans les bassins profonds de part et d'autre de la Ride du 90° E, dans les parties sud du Bassin de Crozet et du Bassin Indien Central.

5) Les sédiments volcaniques sont représentés par lits de cendres peu abondants dans les sédiments superficiels, sauf au large de l'Arc Indonésien (Ninkovitch, 1979; Imbert, 1988).

6) Les nodules polymétalliques sont communs dans les bassins profonds mais également dans des zones moins profondes, dans certaines parties de la Ride médio-océanique et du Plateau D'Agulhas, où les courants de fond limitent la sédimentation et favorisent l'oxydation et la précipitation des oxydes métalliques (Kolla et Kidd, 1982).

## 2. Sédiments anciens

Les dépôts les plus anciens reconnus sont des argiles jurassiques (Oxfordien) observées au NW de l'Australie (Site DSDP 261 - Mc Gowran, 1978).

**Au Crétacé inférieur** (Sclater et Fischer, 1974), la séparation de l'Inde et de l'ensemble Australie-Antarctique permet le développement de petits bassins à circulation restreinte (tel le Bassin de Wharton) dans lesquels s'accumulent des matériaux détritiques argileux alors que des carbonates se déposent dans les bassins plus profonds (tel le Bassin de Mozambique). Des sédiments siliceux sont observés au NW de l'Australie (Kidd et Davies, 1978).

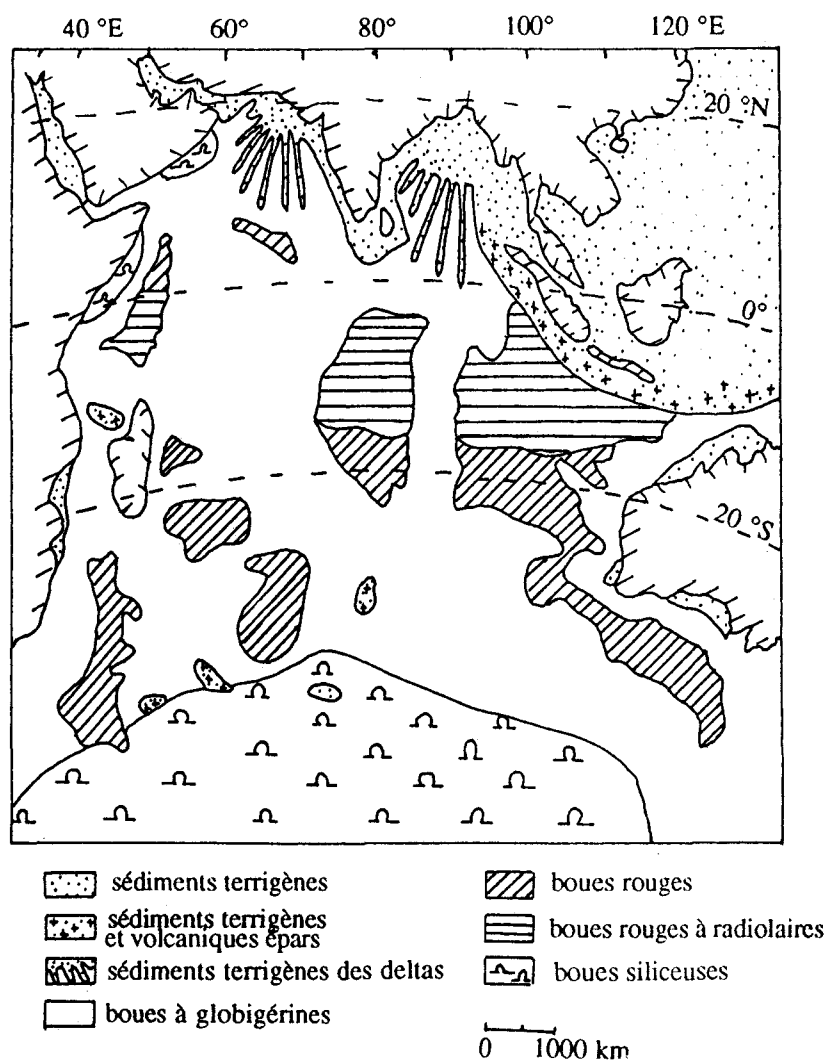


Figure 3. Répartition des sédiments actuels dans l'Océan Indien, in Pinot (1985).

**Au Crétacé supérieur**, des apports terrigènes véhiculés par les rivières Godavari et Krishna, se déposent dans la Baie du Bengale (Curry et Moore, 1974). Des argiles s'accumulent dans le Bassin Indien Central (Kidd et Davies, 1978).

**Au Paléocène**, des carbonates s'accumulent sur la Ride de Chagos-Laccadive (Mc Gowran, 1978), tandis que des argiles pélagiques carbonatées se déposent dans les bassins tel le Bassin Indien Central (Kidd et Davies, 1978; Mc Gowran, 1978). Des dépôts volcanogéniques se forment sur les Rides du 90° E et d'Owen (Kidd et Davies, 1978).

**A l'Eocène inférieur**, la sédimentation se caractérise par une dissymétrie dans la répartition des faciès : à l'est et sur la Ride du 90° E se déposent principalement des carbonates (sauf dans le Bassin de Wharton) ; à l'ouest de cette Ride et dans le Bassin de Wharton, des argiles brunes s'accumulent dans les zones plus profondes et plus étendues.



dont le Bassin Indien Central (Kidd et Davies, 1978).

**De l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur.** les premiers apports détritiques liés à la surrection himalayenne s'accumulent au nord dans les régions des Deltas de l'Indus et du Gange. Le développement de ces deltas se poursuit durant l'Oligocène. De nombreux hiatus sédimentaires dans les régions sud de l'Océan Indien reflètent la mise en place de l'AABW (Haq, 1984).

**Du Néogène à l'Actuel.** le volume des sédiments terrigènes augmente considérablement. Globalement leur répartition en pourcentage volumique atteint 70 % dont 35 % dans le Delta de l'Indus et 10 % dans le Delta du Gange (Ewing *et al.*, 1969). On mesure des taux de sédimentation de 350 m/Ma dans le Delta du Gange et de 240 m/Ma dans celui de l'Indus (Prell *et al.* 1989d; Cochran, 1990). Des études minéralogiques et isotopiques (Sr, Nd - Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  - Copeland et Harrison, 1990) démontrent qu'une grande partie du matériel du Delta du Gange dérive directement de l'érosion de l'Himalaya. **Au Miocène,** les sédiments argileux montrent leur distribution optimale lorsque les bassins ont atteint leur extension maximale. Ensuite, ce sont les sédiments carbonatés qui se développent du fait de l'approfondissement de la CCD qui tend vers sa profondeur actuelle de 4 500 m (Sclater *et al.*, 1977). Vers 10 Ma, le renforcement des alizés provoque le développement de l'upwelling équatorial et l'apparition des sédiments siliceux (Leclaire, 1979). L'arc volcanique indonésien, actif du Pliocène à l'Actuel, contribue également aux dépôts.

## F. Distribution du matériel argileux

### 1. Distribution des minéraux argileux dans les sédiments superficiels de l'Océan Indien

Des cartes de répartitions des principaux minéraux argileux (chlorite, illite, smectite, kaolinite) observés dans les sédiments superficiels de l'Océan Indien ont été proposées par Gorbunova (1966), Goldberg et Griffin (1970) et Kolla *et al.* (1976) (fig.4).

La chlorite, peu abondante, représente généralement moins de 10 % du cortège argileux sauf dans la partie nord ouest de l'Océan Indien où elle atteint 10 à 20 %, voire plus de 20 %. C'est également l'endroit où l'illite est maximale. Gorbunova (1966) et Kolla *et al.* (1976) présentent des résultats similaires alors que Goldberg et Griffin (1970) considèrent que la chlorite intervient sur une plus large échelle.

L'illite atteint des pourcentages supérieurs à 50 % en Mer d'Arabie, depuis l'embouchure de l'Indus jusqu'à l'équateur (Goldberg et Griffin, 1970). Goldberg (1970) attribue une telle dispersion à un processus éolien, cependant l'absence de palygorskite suggère à Kolla et Biscaye (1973) que l'illite de la zone équatoriale dérive du Gange.

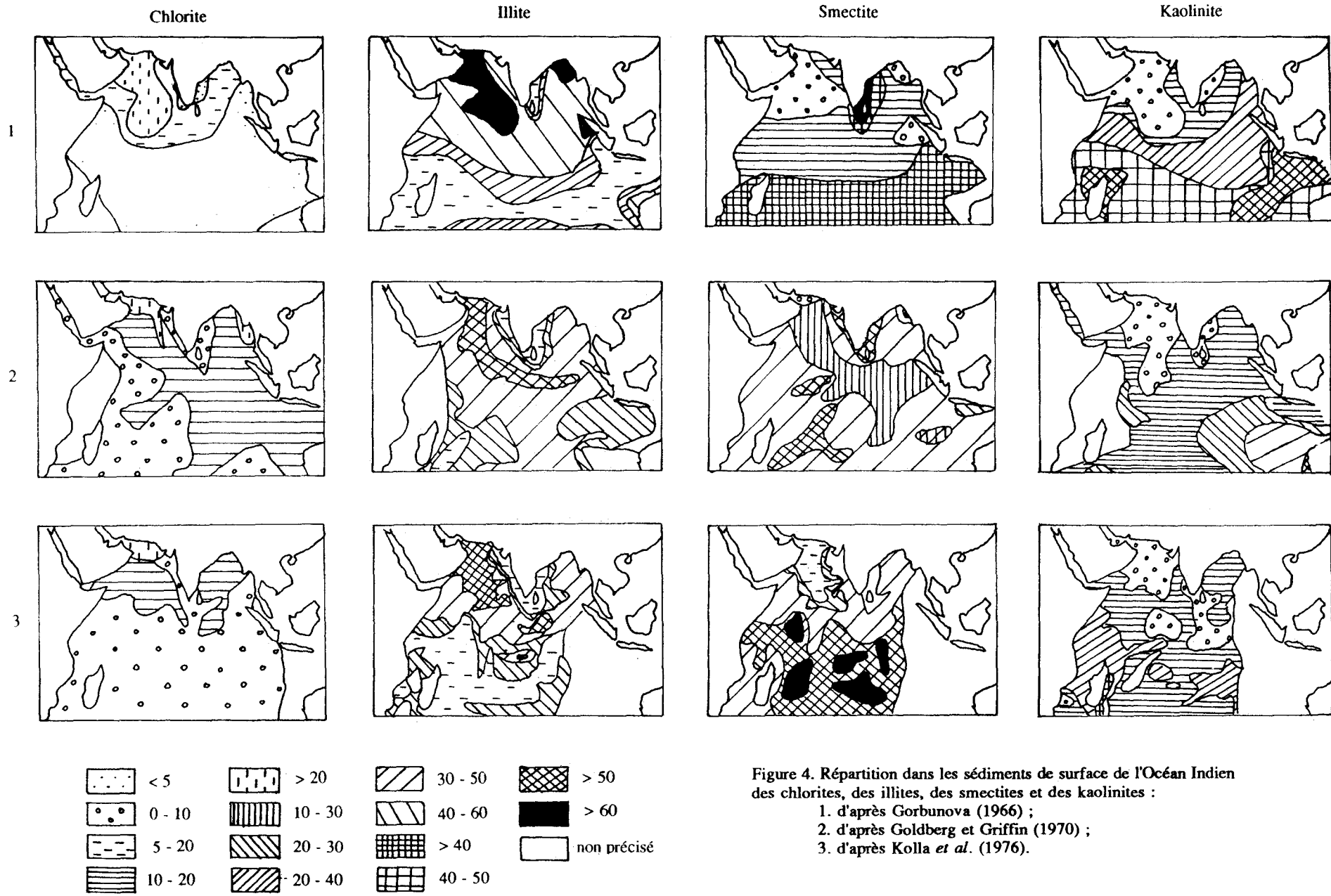


Figure 4. Répartition dans les sédiments de surface de l'Océan Indien des chlorites, des illites, des smectites et des kaolinites :  
 1. d'après Gorbunova (1966) ;  
 2. d'après Goldberg et Griffin (1970) ;  
 3. d'après Kolla *et al.* (1976).

La smectite, généralement comprise entre 30 et 50 %, est plus particulièrement abondante le long des côtes ouest et est indiennes et dans l'Océan Indien Central. Dans le premier cas, elle provient de l'érosion des Trapps basaltiques du Deccan et/ou de l'altération des roches anciennes du sud de l'Inde et du Sri Lanka. Dans le second cas, elle pourrait résulter de l'altération *in situ* de basaltes et/ou de cendres volcaniques transportées depuis l'Arc Indonésien par les vents du NE et par le courant équatorial.

Enfin, la kaolinite intervient pour 10 à 20 %, sauf autour de Madagascar où elle peut dépasser 50 % (Gorbunova, 1966), ainsi qu'à l'ouest de l'Australie où un gradient (de > 20 % à > 50 %) s'oriente vers la côte (Goldberg et Griffin, 1970). Cette zone se marque également dans la répartition proposée par Kolla *et al* (1976). Elle suggère un transport par les alizés du SE depuis les déserts ouest australiens.

Globalement, les résultats de Goldberg et Griffin (1970) concordent avec ceux de Kolla *et al* (1976). (Cependant les cartes de Kolla *et al* sont plus détaillées suite à un nombre de stations d'échantillonnage plus élevé). Par contre des divergences flagrantes existent entre ces travaux récents et les cartes proposées par Gorbunova (1966). Deux points sont à souligner.

1) Les cartes de Gorbunova reposent sur des interpolations importantes. D'une part le nombre d'échantillons est faible (70 contre 235 pour Kolla *et al* 1976) . d'autre part les stations sont concentrées au nord est de l'Océan Indien. Les différences les plus importantes s'observent effectivement surtout dans la partie sud des cartes.

2) Les estimations de Gorbunova sont systématiquement plus faibles en chlorite et plus élevées en kaolinite. Une confusion dans l'identification de ces deux minéraux pourrait expliquer notre constatation. D'ailleurs, Gorbunova souligne dans l'article la difficulté d'estimer les proportions relatives de chlorite et de kaolinite. Les remarques précédentes prouvent qu'il faut rester vigilant dans l'utilisation de telles cartes elles ne donnent qu'une idée très générale de la distribution argileuse

## **2. Définition des provinces minéralogiques actuelles**

Selon la répartition des principaux minéraux argileux dans les sédiments de surface, Kolla et Biscaye (1973), Kolla *et al* (1976) définissent six provinces minéralogiques actuelles (fig.5a).

1) La Province d'Arabie englobe l'ouest et le sud de la Mer d'Arabie. Elle se caractérise par des concentrations importantes en **palygorskite** (Kolla *et al* . 1976; Debrabant *et al* . 1991). Ces minéraux sont véhiculés par les vecteurs éoliens W liés à la mousson du SW et se chargent sur la Péninsule Arabique aride où se développent les argiles fibreuses (Goldberg et Griffin, 1970; Kolla *et al* . 1976). La Province d'Arabie reçoit encore les apports terrigènes à illites et chlorites de l'Indus qui érode une partie du secteur himalayen, les régions arides du NW de l'Inde et l'W du Pakistan. Les minéraux primaires sont également apportés par voie éolienne depuis les régions d'Iran-Makran (Kolla *et al* . 1981). Enfin les courants de surface dispersent en Mer d'Arabie une part des produits d'altération smectitiques, caractéristiques de la Province du Deccan et drainés par de petits émissaires indiens.

La Province d'Arabie inclut le premier domaine d'étude, la **Ride d'Owen**, alors que le **Bassin Indien Central** se trouve à la confluence de la Province du Gange et de la Province Inter Ride. Cependant, la composition minéralogique des provinces adjacentes devrait apporter des informations complémentaires sur les origines et les types de vecteurs argileux

2) La Province du Deccan s'étend parallèlement aux côtes ouest et est indiennes jusqu'au sud du Sri Lanka. Les assemblages argileux de cette zone comprennent au-moins 60 % de **smectite** alors que l'**illite** n'atteint pas 20 %, la **chlorite** et/ou la **kaolinite** n'excèdent pas 10 %. La richesse en smectites résulte de l'érosion et du drainage intense des sols basaltiques du Deccan. Par contre, la faible contribution kaolinique s'explique par la mauvaise irrigation des sols latéritiques du Sri Lanka et du sud de l'Inde. Les sédiments, dispersés par des phénomènes de déstabilisation morphologique (glissements, courants de turbidité) déclenchés au niveau du talus, se déplacent dans les canyons sous-marins au pied de la marge continentale. Les courants de surface entraînent les fractions les plus fines vers le sud.

3) La Province du Gange occupe la partie médiane du Golfe du Bengale et s'étend vers le sud de part et d'autre de la Ride du 90° E. Le Delta du Gange constitue le plus grand éventail sous-marin mondial. Des études sismiques montrent que la partie amont du delta comporte une accumulation de sédiments épaisse de 16 km (Curry *et al.*, 1982). Les minéraux primaires sont dominants la teneur en **illite** moins élevée à proximité de la ride, peut atteindre 70 % et celle de la **chlorite** plus de 10 %. Cet immense éventail détritique est surtout alimenté par les produits de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet véhiculés par le Gange et le **Brahmapoutre** ( $2,6 \cdot 10^{15}$  g/an, soit 1/7 des apports à l'Océan mondial). Les concentrations en **illite** et en **chlorite** dans ces fleuves (Gorbunova, 1966) sont les mêmes que celles des sols du N de l'Inde (Gradusov, 1974). Ils constituent les premiers vecteurs de minéraux primaires. Ensuite les courants de turbidités prennent le relais pour un transport plus lointain, jusqu'à plus de 3 000 km vers le sud. D'autres apports plus modestes proviennent des plateaux du Deccan (traversés par de multiples émissaires qui débouchent sur la côte est de l'Inde telles les rivières Godavari et Krishna), et des slumpings descendant des talus du sud de l'Inde, du Sri Lanka et des Rides du 90° E et de Chagos-Laccadive (Cochran *et al.*, 1989; Scott et Léger, 1990; Stow *et al.*, 1990).

4) La Province Indonésienne s'étend au large de Java et de Sumatra entre 5° N et 15° S, dans des zones peu profondes. Cette province est dominée par la **smectite** qui dépasse 60 % de la fraction argileuse ; l'**illite** et la **kaolinite** atteignent chacune 20 % et la **chlorite** parfois 10 %. Au sud, l'**illite** tend vers 25 %. Les argiles seraient issues du transport éolien des produits de l'altération du matériel volcanique de l'Arc Indonésien. Quelques smectites pourraient provenir de l'altération *in situ* des roches volcaniques. L'abondance de matériel volcanique et des smectites peut être liée tant à l'intensité des apports qu'à l'absence de dilution par d'autres apports.

5) La Province Inter Ride s'étend à l'ouest de la Ride du 90° E et de la Province Australienne jusqu'à la Ride médio-océanique. Elle est également caractérisée par la **smectite** (> 60 %) qui proviendrait partiellement du volcanisme de la Ride médio-océanique dont les apports sont dispersés par des phénomènes de resédimentation (slumping) et de sédimentation différentielle (vannage). Une part plus importante proviendrait de l'altération de volcans sous-marins locaux (Afanasinii Nikitin) ou de l'apport de poussières volcaniques dans une région où le taux de sédimentation reste faible (Litzin, 1972).

6) La Province Australienne occupe la partie sud du Bassin de Wharton. Elle se distingue par la présence d'au moins 20 % de **kaolinite**. Ce minéral provient de l'érosion des sols latéritiques du NW de l'Australie par les vents du SW (Goldberg et Griffin, 1970; Kolla et Biscaye, 1973). Les smectites qui interviennent pour moins de 60 % proviendraient en partie de l'altération *in situ* de matériel volcanique.

### 3. Provinces néogènes

La minéralogie des sédiments argileux néogènes du nord est de l'Océan Indien a déjà fait l'objet d'une reconnaissance détaillée (Bouquillon, 1987; Bouquillon *et al* 1989). Quatre provinces minéralogiques y sont reconnues (fig.5b : tab.1). Hormis la Province Deltaïque qui équivaut à la Province du Gange définie par Kolla *et al* (1976), les provinces néogènes correspondent à des subdivisions différentes de celles des provinces actuelles. Le Bassin Indien Central se situe dans la Province Deltaïque (parties médiane et distale).

1) La Province du Delta du Gange est subdivisée en une zone proximale (20° - 10°N), une zone médiane (10° N - 5° S) et une zone distale (5° - 10° S).

La zone proximale se caractérise par l'accumulation de turbidites silto-sableuses dans lesquelles la fraction biogène ne dépasse pas 30 %. L'assemblage argileux homogène est dominé par l'association **illite**, **chlorite** et **interstratifiés irréguliers** (70 %). Les smectites (20 %) et la kaolinite (10 %) viennent en complément (tab.1).

La zone médiane connaît une sédimentation biogène carbonatée ou siliceuse alternant avec des passées turbiditiques silteuses. Les turbidites ont le même cortège argileux que celui de la zone proximale : **illite** et **chlorite** constituent plus de 50 % du total aux dépens des smectites et de la kaolinite (tab.1). L'assemblage argileux des boues carbonatées se compose de 50 % de **smectite**, d'**illite** (20 %), de **chlorite** (10 %), de **kaolinite** (10 %) et d'**interstratifiés irréguliers** (10 %). Les minéraux des passées turbiditiques, comparables à ceux décrits dans le Bassin versant du Gange (Mukherjee, 1964; Kolla et Biscaye, 1973), proviennent de l'érosion des régions himalayennes. L'enrichissement en smectite des boues biogènes résulte du phénomène de sédimentation différentielle, les smectites étant transportées plus loin à cause de leur plus grande flottabilité. D'autres hypothèses ont été avancées : héritage, néoformation (Bouquillon et Chamley, 1986).

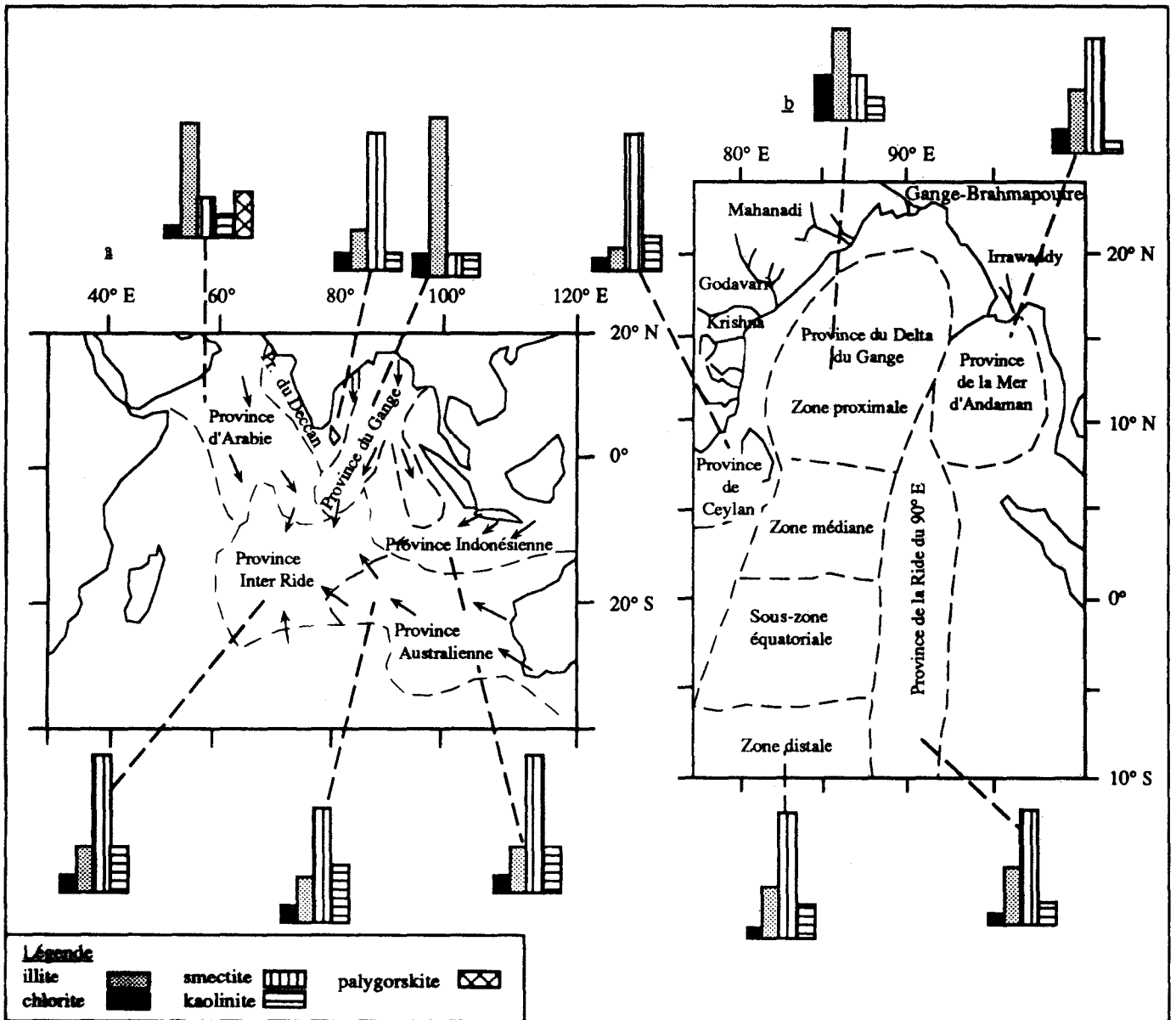


Figure 5 Provinces minéralogiques: localisation et histogrammes des proportions relatives (%) des différentes espèces argileuses.

a. Provinces minéralogiques actuelles de l'Océan Indien (Kolla *et al.*, 1976).

b. Provinces minéralogiques néogènes de l'Océan Indien nord est (Bouquillon, 1987; Bouquillon et Debrabant, 1987).

Au niveau de la divergence équatoriale, dans une sous-zone équatoriale, les sédiments montrent une augmentation relative des illites et chlorites par rapport aux smectites et aux kaolinites. Cette augmentation serait due à des apports latéraux d'origine NW (Bouquillon *et al.*, 1989). Des courants de surface longent la côte ouest de l'Inde et débouchent au large du Delta du Gange dans la zone équatoriale. Ces courants peuvent véhiculer des minéraux venus du NW de l'Inde : régions himalayennes drainées par l'Indus pour l'illite, Trapps du Deccan et les sols associés pour les smectites (Kolla et Kidd, 1982; Bouquillon *et al.*, 1989). Une origine NW est donc probable pour une partie du

matériel argileux présent dans le domaine équatorial (Bouquillon *et al.*, 1989). Goldberg et Griffin (1970) observent une zone enrichie en illite aux seuls dépens des smectites. Ils considèrent qu'un apport fluvial n'est pas réaliste et suggèrent des apports par les vents dominants depuis les régions arides du nord et de l'ouest. Par contre, Kolla *et al.* (1976) suggèrent que les illites sont apportées par le Gange car elles ne sont pas associées à de la palygorskite, comme c'est le cas dans la Mer d'Arabie.

La zone distale, située en dessous de la limite de compensation des carbonates (CCD), connaît une sédimentation biogène siliceuse à radiolaires et diatomées. Du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur (de 6,8 à 0,8 Ma - Bouquillon *et al.*, 1990), la fraction argileuse est dominée par la smectite (55 %). Viennent ensuite l'illite (15 %), la kaolinite (15 %) et les interstratifiés irréguliers (15 %). La chlorite n'apparaît qu'en traces (tab.1). Les smectites proviendraient non seulement de l'érosion de la Plaine Indo-Gangétique suite à une sédimentation différentielle poussée, mais également d'apports latéraux depuis le sud de l'Inde et du Sri Lanka (Cochran *et al.*, 1989; Bouquillon *et al.*, 1990; Stow *et al.*, 1990). Quant à la kaolinite, elle proviendrait, via les courants de surface, de l'érosion des latérites de la côte ouest australienne (Aoki et Sudo, 1973).

2) La Province de Ceylan est une zone de faible superficie entre la côte est de l'Inde et le Sri Lanka. La sédimentation y est essentiellement composée de boues biogènes vertes ou noires à Foraminifères, Nannofossiles et matière organique. Les fractions argileuses abondantes (30 à 40 %) sont dominées par la smectite (60 %) et par la kaolinite (15 %), tandis que l'illite intervient pour 10 %, la chlorite pour 5 % et les interstratifiés 10-14s et 14c-14s pour 5 % chacun (tab.1). Des traces de palygorskite sont observées. L'origine des matériaux argileux serait l'altération de la côte est de l'Inde et du Sri Lanka. Les smectites seraient issues de la pédogénèse sous climat chaud à saisons contrastées et la kaolinite de l'altération latéritique. Les pelotes de palygorskite caractérisent des apports éoliens. Elles proviendraient des carrières du sud de l'Inde ou des Provinces Arabiques via les courants de mousson du SW.

3) La Province de la Ride du 90° E, située à 2 500 m au dessus du plancher océanique, est le siège d'une sédimentation sableuse biogène carbonatée à Foraminifères. Le cortège argileux est homogène : 55 % de smectite, 25 % d'illite, 5 % de chlorite, 10 % de kaolinite et 5 % d'interstratifiés irréguliers (tab.1). Les smectites, transportées depuis la Plaine Indo-Gangétique par le Gange puis vannées par les courants de surface (Prell *et al.*, 1980; Bouquillon, 1987), seraient essentiellement détritiques plutôt que néoformées, ce qui s'oppose aux hypothèses volcanogéniques de Kolla et Kidd (1982). Plusieurs arguments sont en accord avec une telle origine. Les smectites sont aluminoferrifères, proches des smectites pédogénétiques formées en climat chaud. Leur morphologie et leur composition chimique sont indépendantes de la lithologie ou de l'âge. La taille des particules décroît vers le sud, ce qui suggère un tri granulométrique par vannage. Il n'existe pas de relation entre la nature ou l'abondance des smectites et la présence de verres volcaniques. Les courants de surface sont les vecteurs essentiels des smectites du Delta du Gange. Il est possible qu'une partie des smectites soit apportée par les vents de mousson (Bouquillon *et al.*, 1989).

Province	I.	C.	Int.	S.	K.	P.	Type de smectite
<u>Delta du Gange</u>							
zone proximale	30	20	20	20	10	-	Al - Fe
zone médiane :							
- biogène	20	10	10	50	10	+	Al - Fe
- détritique	40	15	10	25	10	-	Al - Fe
zone distale	15	traces	15	55	15	+	Al
<u>Bassin de Ceylan</u>	10	5	10	60	15	+	Al - Fe Fe
<u>Ride du 90°E</u>	25	5	5	55	10	-	Al - Fe Si - Fe
<u>Mer d'Andaman</u>	20	10	15	50	5	-	Na

Tableau 1. Composition moyenne du cortège argileux (en pourcentage) et nature chimique des smectites des provinces minéralogiques néogènes de l'Océan Indien Nord (Bouquillon et Debrabant, 1987) (I : illite, C : chlorite, Int : interstratifiés irréguliers, S : smectite, P: palygorskite).

4) La Province d'Andaman est une zone de faible profondeur (Rodolfo, 1969) occupée partiellement par le Delta sous-marin de l'Irrawaddy. Les sédiments sont des boues carbonatées à Foraminifères. Le cortège argileux est dominé par la **smectite** (50 %). L'illite (20 %), la chlorite (10 %), la kaolinite (5 %) et les interstratifiés irréguliers (15 %) viennent en complément (tab.1). Ces minéraux proviennent probablement de l'altération des terrains tertiaires drainés par l'Irrawaddy. Des apports deltaïques du Gange véhiculés par les courants de surface ne sont pas exclus.

#### 6.4. Origine des minéraux argileux

Les **Illites**, les **chlorites** (minéraux primaires) et les **interstratifiés irréguliers** résultent de l'érosion des roches magmatiques et métamorphiques ou des sols très peu évolués sous climat froid ou désertique (Millot, 1964; Chamley, 1989). Les minéraux primaires du Delta du Gange sont issus essentiellement de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet, transportés par les réseaux hydrographiques du Gange et du Brahmapoutre puis par des courants de turbidités qui prennent naissance sur la pente du Delta du Gange (fig.6). De nombreuses études attestent de cette origine :

- Sidhu et Gilkes (1977) observent le caractère dominant du groupe de l'illite dans le cortège argileux des sols de la Plaine Indo-Gangétique ;

- l'étude de la composition des particules en suspension dans le Gange et le Brahmapoutre y révèle respectivement 70 et 50 % de matériel primaire (Konta, 1985) ;

- les séries sédimentaires de la zone himalayenne renferment des illites et des chlorites en abondance (Mukherjee, 1964) ;



- Kolla et Biscaye (1973) mettent en évidence l'importance des minéraux primaires dans les sédiments de surface de la Baie du Bengale. Cette observation est confirmée et étendue à toute la zone du Delta du Gange par les analyses minéralogiques de sédiments quaternaires (Bouquillon, 1987; Bouquillon *et al.*, 1989; Bouquillon *et al.*, 1990).

**Les smectites** sont des minéraux argileux produits soit par l'hydrolyse des roches mères et des minéraux primaires sous climat chaud à saisons contrastées (Millot, 1964), soit par des néoformations (Chamley, 1989). Dans la Baie du Bengale, leurs sources sont multiples (fig.6) : a) septentrionales, b) méridionales ou c) latérales.

a) Selon Gupta (1961), les smectites sont rares dans les sols de la Plaine Indo-Gangétique. De même, Konta (1985) ne les mentionne pas dans les matières en suspension du Gange et du Brahmapoutre. Par contre, Gradusov (1974) affirme que les sols himalayens renferment 30 à 50 % de smectites. Satyanarayana et Poonachandra (1973) mesurent des teneurs en smectites de 40 % dans les apports du fleuve Mahanadi. Si le gradient source de smectite est septentrional, il faut préciser que les concentrations relatives de ce minéral doivent s'accroître vers le sud par sédimentation différentielle, car les smectites sont des minéraux de petites tailles sédimentant lentement (Gibbs, 1977). Par ailleurs, l'analyse d'échantillons néogènes du Site 717C (leg 116 ODP) tend à démontrer l'identité isotopique (Sr, Nd) des smectites et des argiles primaires (Bouquillon *et al.*, 1990). Ceci suppose une origine voisine ou commune pour ces minéraux : l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet libère des minéraux primaires qui, lorsque les conditions favorables à l'érosion mécanique s'amenuisent, peuvent subir une pédogénèse en smectites dans la Plaine Indo-Gangétique.

b) Cook *et al.* (1974) mettent en évidence de fortes proportions de smectites (65 %) au large de l'Australie. Ces minéraux peuvent être transportés par les courants de surface, en particulier le courant sud équatorial, jusque dans la partie distale du Delta du Gange, au sud de la divergence équatoriale.

c) La sismicité liée à la déformation intraplaque, active depuis 8 Ma, génère des slumpings latéraux qui descendent des talus du SE de l'Inde, du Sri Lanka et des Rides de Chagos-Laccadive et du 90° E (Cochran *et al.*, 1989; Scott et Léger, 1990; Stow *et al.*, 1990). A l'est, l'altération du matériel volcanique de l'Arc Indonésien libère des smectites qui seraient véhiculées par les vents (Kolla et Biscaye, 1973) ou par des courants de surface (Imbert, 1988).

Dans la zone équatoriale, les courants de surface qui longent la côte ouest de l'Inde apportent dans la Province de Ceylan d'importantes quantités de smectites issues de l'altération des Trapps du Deccan et les courants équatoriaux véhiculent des smectites d'Afrique australe et d'Indonésie.

En plus de ces phénomènes d'héritage, on ne peut exclure les produits de l'altération *in situ* des basaltes de la Ride du 90° E (Kolla et Biscaye, 1973; Sirocko et Lange, 1991).

La kaolinite peut être formée en environnement bien drainé sous climat très hydrolysant. Elle est présente dans de nombreuses régions bordières de l'Océan Indien (fig.6) : cuirasses latéritiques ou sols des côtes est et sud de l'Inde, du Sri Lanka, de Birmanie, de Sumatra, de l'ouest de l'Australie ainsi que dans les sols de la Plaine Indo-Gangétique.

Ce minéral, typiquement détritique, est probablement dispersé par les courants de surface (Bouquillon, 1987) et sédimente assez rapidement (Gibbs, 1977). Après Goldberg et Griffin (1970), Aoki et Sudo (1973) mettent en évidence un gradient décroissant de kaolinite depuis les déserts de l'ouest australien vers le large. Dans cette zone, la répartition des courants de surface est compatible avec un apport de minéraux alumineux (kaolinite, gibbsite) jusque dans la zone distale du Delta du Gange (Fieux, 1987). Mais il faut rappeler que la divergence équatoriale et le front hydrologique qui lui est associé pourraient constituer une barrière physique efficace au transport sédimentaire venant du sud et du sud-est.

La palygorskite (fig.6) est une argile fibreuse formée principalement dans les régions désertiques ou les bassins évaporitiques péricontinentaux (Chamley, 1989). Abondante dans la Péninsule Arabique et l'Afrique de l'est, elle est principalement véhiculée par les vents de la mousson du SW (Caulet *et al.*, 1988; Debrabant *et al.*, 1991) et par les vents associés du NW (Sirocko et Lange, 1991). Au sud de la divergence équatoriale, la palygorskite est originaire des déserts ouest australiens et également transportée par les vents (Aoki et Sudo, 1973).

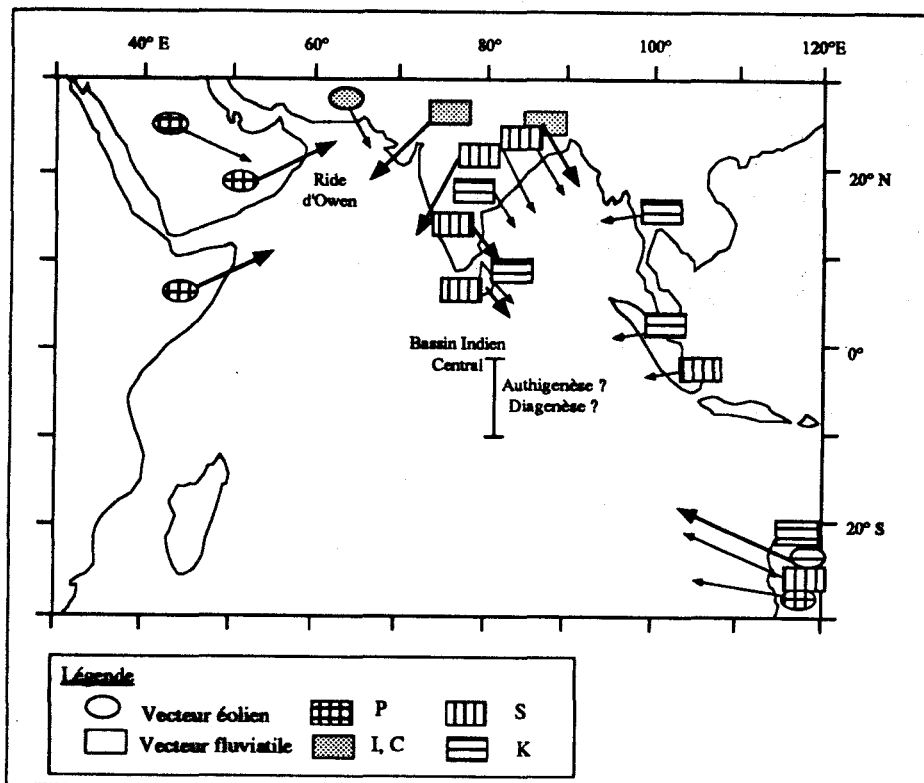


Figure 6. Origine des minéraux argileux dans l'Océan Indien. Compilation d'après les données bibliographiques. Références dans le texte.



## **CHAPITRE II - METHODES ANALYTIQUES**

## **CHAPITRE II. METHODES ANALYTIQUES**

La détermination de la nature minéralogique d'une argile repose principalement sur la diffraction des rayons X. Cependant, dans l'étude du Bassin Indien Central, l'utilisation ponctuelle de plusieurs autres techniques s'est avérée nécessaire pour préciser la chimie des particules et distinguer les diverses familles. Les modes de formation des argiles et les modifications post-dépositionnelles sont appréhendés par le dosage des éléments en traces. Quant aux sources des minéraux argileux détritiques, elles sont précisées par le contenu géochimique couplé à des mesures de rapports isotopiques (Sr et Nd).

### **I. MÉTHODES MINÉRALOGIQUES**

#### **A. Diffraction des rayons X**

Cette méthode permet de définir la composition minéralogique de la fraction argileuse (fraction < 2  $\mu\text{m}$ ) et d'estimer semi-quantitativement les proportions des minéraux présents.

##### **1. Principe**

Le principe est celui de la diffraction d'un faisceau de rayons X incidents par un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg,  $\lambda = 2d\sin\theta$  où  $\lambda$  est la longueur d'onde du faisceau ;  $d$  la distance interréticulaire du réseau de plans cristallins,  $\theta$  l'angle d'incidence du faisceau X sur le réseau. Par rotation  $\theta$  de l'échantillon autour d'un axe perpendiculaire au faisceau incident, il est possible de caractériser toutes les distances  $d$  caractéristiques des minéraux présents dans l'échantillon (Holtzapffel, 1985).

##### **2. Appareillage**

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips de type 1730 à anticathode de cuivre, équipé d'une table traçante munie d'un papier d'enregistrement gradué en  $\text{\AA}$  permettant une lecture rapide. Les modalités expérimentales sont les suivantes : tension de 40 kV ; intensité de 25 mA, sensibilité de 100 coups/s ; champ angulaire de  $2,49$  à  $28,51^\circ 2\theta$  pour des distances telles que  $35,45 \text{\AA} < d < 3,12 \text{\AA}$  ; vitesse de déroulement du papier de 1 cm/mm.

##### **3. Préparation des échantillons**

Quelques centimètres cubes d'échantillon brut sont mis à déliter dans de l'eau distillée puis décarbonatés, sous agitation magnétique par un traitement à l'acide chlorhydrique dilué (N/5). La défloculation du matériel argileux et l'élimination de l'excès d'acide sont réalisées par des rincages multiples soit par décantations, soit par centrifugations successives (2 500 tours/mn). Après homogénéisation mécanique et un temps de décantation calculé selon la loi de

Stokes (2 cm après 1h40), la partie supérieure de la solution enrichie en fraction  $< 2 \mu\text{m}$  est prélevée par pipetage à l'aide d'une seringue. Le culot récupéré après centrifugation (3 500 tours/mn pendant 40 mn) est étalé sur une lame de verre rainurée afin d'orienter les particules argileuses. Trois préparations sont réalisées par échantillon permettant d'obtenir trois diffractogrammes à partir : d'un échantillon non traité, séché à l'air (**essai naturel**) ; d'un échantillon saturé à l'éthylène glycol sous vide pendant 12 h afin de provoquer le gonflement des smectites (**essai glycolé**) ; d'un échantillon chauffé à 490 °C pendant 2 h afin de détruire l'essentiel de la kaolinite tout en préservant la chlorite (**essai chauffé**). Ce dernier traitement déshydrate les smectites de manière irréversible.

L'examen combiné des trois diffractogrammes permet de déterminer la composition minéralogique des assemblages argileux. L'évaluation semi-quantitative ( $\pm 5 \%$ ) des minéraux argileux se base sur la mesure des hauteurs de pics par rapport au bruit de fond stabilisé de l'essai glycolé (Holtzapffel, 1985). Des corrections sont appliquées à la hauteur de pics mesurés afin de tenir compte de leur surface, des recouvrements d'aires et des différents états de cristallinité, variables selon les espèces argileuses. Le pic à 10 Å de l'illite est pris comme référence. Les minéraux à pics étroits sont corrigés par soustraction (multiplication par un facteur de 0,5 à 0,7 selon la cristallinité). Les minéraux à pics larges sont affectés d'un facteur de 1,5 à 2. L'évaluation peut également reposer sur le calcul de la surface des pics, calculée selon un triangle interpolé à partir de la largeur du pic à mi-hauteur et de la ligne de base.

## **B. Analyse thermique différentielle (ATD)**

### **1. Principe**

L'ATD permet d'approcher la nature chimique d'un matériel argileux monophasé en suivant les réactions d'absorption ou de libération de chaleur d'un échantillon soumis à une élévation régulière de température. Ces variations d'énergie sont liées successivement à la déshydratation (entre 100 et 200° C), la déshydroxylation (entre 400 et 700° C) puis à la recristallisation des argiles au-delà de 800° C. Les courbes sont donc fonction de la structure cristalline et de la composition chimique des matériaux étudiés (Caillière *et al.*, 1982a).

### **2. Appareillage et préparation des échantillons**

Les ATD sont réalisées grâce à un thermo-analyseur SETARAM de type TAG 24 au Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale. L'appareil est équipé d'un système informatisé de saisie et de traitement de données. La gamme de température utilisée s'étend de 0 à 1 200° C. La vitesse de montée en température est de 10° C/mn. Le four est balayé par un courant d'argon afin d'éviter les phénomènes d'oxydation. Les variations d'énergie sont mesurées à l'aide d'un thermocouple par référence à un témoin inerte (alumine).

La fraction argileuse (50 mg) finement broyée, séchée à 40° C est placée dans un creuset de platine. Celui-ci est déposé dans un four, en même temps qu'un échantillon témoin.

### **C. Microscopie électronique à transmission (MET)**

Cette méthode permet d'une part d'observer la morphologie des particules argileuses, d'autre part de contrôler visuellement les déterminations diffractométriques.

Les observations sont réalisées sur un appareil JEOL de type 100 CX sous une tension de 80 kV à l'UFR de Biologie de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.

La préparation des échantillons est décrite par Beutelspacher et Van der Marel (1968). Une suspension de fraction fine est diluée dans une solution de buthylamine à 2/1 000 jusqu'à ce qu'un trouble apparaisse. Une goutte du mélange est déposée sur une grille de cuivre recouverte au préalable d'un film de collodion. Cette grille est ensuite séchée à 25 - 30° C.

### **D. Microsonde électronique**

Il s'agit d'une analyse semi-quantitative ponctuelle. Exprimée en concentration massique d'oxydes, elle permet de classer les particules en familles d'argile de composition différente et de calculer pour chacune de ces familles, une formule structurale approchée moyenne (Debrabant *et al.*, 1985).

#### **1. Principe**

Dans une colonne sous vide, un fin faisceau d'électrons (1  $\mu\text{m}$  de diamètre) interagit avec l'échantillon. Il y a notamment formation d'un faisceau secondaire de rayons X, de longueurs d'ondes spécifiques pour chaque élément chimique. Leur intensité permet d'obtenir une analyse chimique quantitative par comparaison avec des minéraux de référence. Les résultats sont corrigés des effets de numéro atomique (méthode ZAF), exprimés en concentrations massiques d'oxydes et normés à 100 % (Debrabant *et al.*, 1985).

#### **2. Appareillage et préparation des échantillons**

L'appareil utilisé est la microsonde Camebax de l'Ecole Nationale Supérieure de Chimie de l'Université de Lille selon les modalités exposées par Debrabant *et al.* (1985).

La fraction argileuse (100 mg) séchée à 40° C est diluée dans 10 ml d'eau ultra pure. On prélève 2 ml de cette solution auxquels on ajoute 10 ml de buthylamine-synthèse. Après dispersion aux ultrasons pendant 15 mn, une goutte de cette préparation est déposée sur un support en graphite poli. Après séchage à température ambiante, on métallise l'échantillon en vaporisant sur le support un film de carbone de 250 Å d'épaisseur.

## II. GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES

### A. Mise en solution des échantillons

L'échantillon, 100 mg de la fraction fine ( $< 2 \mu\text{m}$ ) ou du sédiment total, séché à  $105^\circ \text{C}$  pendant une nuit, est fondu, dans un creuset de platine à l'aide de 300 mg de méta-borate de lithium. Le creuset est porté à  $1050^\circ \text{C}$  pendant une heure. Le verre obtenu après refroidissement est dissous dans 50 ml d'une solution à 10 % d'acide nitrique suprapur sous agitation magnétique pendant une nuit. Cette solution diluée dans un matras de 100 ml est stockée dans un récipient de plastique. Elle est prête à être analysée par les différents spectromètres du Laboratoire de Géochimie du Musée Royal de l'Afrique Centrale de Tervuren (Belgique).

### B. Spectrométrie d'absorption atomique (SAA)

Cette appareil a été utilisé pour le dosage de K et de Na car, pour ces deux éléments, ses limites de détection sont meilleures que celles de l'ICP (Fairchild *et al.*, 1988).

#### 1. Principe

Une lampe à cathode creuse produit un spectre de raies spécifiques d'intensité  $I_0$  de l'élément à doser. L'échantillon liquide est injecté dans une flamme air-acétylène se situant sur le trajet du rayonnement. Il est réduit à l'état atomique fondamental et absorbe une partie du rayonnement  $I_0$ . L'intensité transmise  $I$  d'une raie de longueur d'onde  $\lambda$ , sélectionnée par le monochromateur, est mesurée par le photomultiplicateur et comparée à  $I_0$  pour définir l'absorbance de l'échantillon. En mesurant l'absorbance  $A$  de quelques standards (standards de roches du Musée ou standards artificiels) de concentration  $c$  connue, on déduit une droite de calibration entre ces deux paramètres, selon la loi de Beer-Lambert :  $A = \log I_0/I = k\lambda c$  où  $k$  est une constante (coefficient d'extension molaire de l'espèce atomique) (Fairchild *et al.*, 1988; Reed, 1990).

#### 2. Appareillage

Il s'agit d'un appareil de marque IL de type 551 (Navez, 1985). L'échantillon est introduit avec un débit de 5 ml/mn. L'intensité du courant est de 7 mA. La longueur d'onde est de 766,5 nm pour le K et de 330,2 nm pour le Na. Pour le K, les interférences sont corrigées en utilisant une lampe au deutérium.



### C. Spectrométrie d'émission dans un plasma à couplage inductif (ICP)

Les éléments majeurs, Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca ont été dosés par ce procédé, avec une limite de détection de l'ordre du ppm et une erreur de l'ordre de 5 % (Navez, 1985).

#### 1. Principe

Un gaz, l'argon, soumis à un puissant champ magnétique, s'ionise et forme un plasma dont la température atteint 10 000° C. Après nébulisation, la solution à analyser, véhiculée par un gaz porteur (Ar), est introduite dans une torche à plasma verticale. Sous l'action thermique, les éléments contenus dans l'échantillon passent à l'état atomique et émettent un ensemble de raies caractéristiques. Les différentes longueurs d'ondes du rayonnement émises sont séparées par un monochromateur dont la position est fixée par un moteur pas à pas (Muszynski et Lemasle, 1980; Navez, 1983). L'intensité du rayonnement, enregistrée par un photomultiplicateur, sera traduite en concentration grâce à une courbe d'étalonnage. Celle-ci a été calculée par la mesure des intensités de plusieurs solutions standards de concentration connues, soit des standards rocheux du Laboratoire de Géologie de Tervuren (M1, M5), soit des solutions artificielles préparées par dilution de solutions mères monoélémentaires de 1 000 ppm (Titrisol-Merck)(Navez, 1985). La dérive de l'appareil est contrôlée tous les 4 à 5 échantillons en mesurant une solution étalon et le blanc (solution HNO<sub>3</sub> ultrapur à 10 %).

#### 2. Appareillage

Le spectromètre utilisé et décrit par Navez (1983) est de marque ARL type 35 000 C. Son pilotage est informatisé. Les modalités expérimentales sont reprises par Navez (1985).

Pour la majorité des échantillons analysés (80 %), la somme des oxydes s'inscrit dans l'intervalle 85 à 91 %, elle est donc généralement proche de 88 %, valeur moyenne admise pour des smectites déshydratées (Newman, 1987).

### D. Spectrométrie d'émission à plasma couplée à un spectromètre de masse (ICP-MS)

L'appareillage correspondant permet une analyse multi-élémentaire, rapide, simultanée avec une limite de détection de l'ordre du ppb en roche (Fairchild *et al.*, 1988). Les éléments en traces suivants ont été dosés : V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Th et U.

#### 1. Principe

Le principe est identique à celui de l'ICP mais la technique de détection et de mesure des concentrations diffère : il s'agit d'une spectrométrie de masse et non plus d'une spectrométrie de rayonnement (Fairchild *et al.*, 1988). La solution, aspirée automatiquement, est nébulisée et introduite dans une torche à plasma horizontale. Le faisceau

d'ions, focalisé par un ensemble de lentilles, atteint le spectromètre de masse (quadrupôle). Les ions y sont séparés en fonction du rapport masse / charge et leur concentration est mesurée après amplification (VG Elemental Group, 1989; Reed, 1990; Jarvis et Jarvis, 1992).

## **2. Appareillage**

L'appareil, de marque Fisons Instruments est du type VG Elemental PlasmaQuad PQ 2 Plus. Avant l'analyse, on règle la position des lentilles afin d'optimiser le nombre de coups ( $3 \text{ à } 6 \cdot 10^5$  cps/s). Ensuite, l'appareil est calibré grossièrement avec une solution à 10 ppb d'In puis on affine avec une solution à 50 ppb de Be, Co, In, La, Pb et U. Ces calibrations consistent à aligner le détecteur sur le maximum des pics.

## **3. Conditions expérimentales**

Avant l'analyse, une dilution robotisée des échantillons est réalisée (Gilson, Sample Manager) avec ajout simultané d'un standard interne In-Bi de 10 ppb. Ce standard permet de contrôler les fluctuations de l'activité du plasma. Il est également nécessaire de définir :

1) les paramètres de l'expérience, sélection des éléments, choix d'une masse caractéristique par élément, équations pour la correction des interférences liées à la présence d'ions polymétalliques, d'ions doublement chargés et d'oxydes (Jarvis, 1988) ;

2) une procédure de travail, ordre de passage des solutions, facteur de dilution (de l'ordre de 5 000), concentration des standards internationaux, concentration des standards internes.

La procédure adoptée est la suivante : passage du blanc (solution  $\text{HNO}_3$  ultrapur à 5 %), du blanc d'attaque (métaborate de lithium), des standards internationaux, puis des échantillons après un rinçage avec un second blanc. Le temps d'aspiration de la solution, choisi selon le nombre d'éléments à doser, est de l'ordre de 40 s, le temps d'acquisition des résultats de l'ordre de 60 s. Pour chaque élément, les concentrations sont calculées automatiquement à partir de droites de calibration construites à partir de l'analyse de 7 standards internationaux (ACE, AGV, BCR, MAG, RGM, SCO, SDC). Des corrections sont appliquées afin de tenir compte des interférences. Ensuite les capillaires sont rincés par une solution d'acide nitrique 5 % (durée 40 s). L'analyse d'un échantillon dure de l'ordre de 3 mn, l'ensemble de la procédure qui permet l'analyse de quarante quatre solutions au maximum environ 3 heures.

## **4. Justesse et reproductibilité des mesures**

La justesse des analyses est appréciée à l'aide de standards internationaux. Leurs concentrations sont dosées en même temps que celle des échantillons. Pour chaque élément, la moyenne des concentrations mesurées lors des différentes procédures est comparée à la valeur recommandée du standard (tab.2. - Govindaradju, 1989). Globalement, une excellente concordance existe, pour l'ensemble des traces, selon les différents standards utilisés (fig.7).

Cependant, les valeurs mesurées de l'ACE s'écartent des valeurs théoriques pour les éléments de faible masse (V à Ni) : ce standard est éliminé lors de la calibration. Pour le Ni et le Cr, la droite de calibration repose sur respectivement 3 (MAG, SCO, SDC) ou 4 standards seulement (AGV, MAG, SCO, SDC).

Afin d'estimer la reproductibilité, nous avons analysé quelques éléments traces d'argiles de référence (smectite, illite, kaolinite, chlorite) utilisées au Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale de l'Université de Lille. Leur composition minéralogique a été contrôlée par des mesures diffractométriques : ces argiles sont monominérales à 90 - 95 %. Nous avons effectué plusieurs mesures sur des aliquotes à des moments différents. Les résultats, valeurs brutes, moyenne et reproductibilité, sont présentés dans le tableau 3. La reproductibilité est définie par le double de l'estimation standard en %. Elle tient compte de la représentativité de l'aliquote c'est-à-dire de l'homogénéité de l'échantillon, de l'erreur expérimentale, de l'erreur analytique et de la reproductibilité de l'appareil. Cette erreur est généralement inférieure à 10 %. Les analyses du Cr et du W représentent des évaluations semi-quantitatives (déviations standard de 60 % pour le Cr).

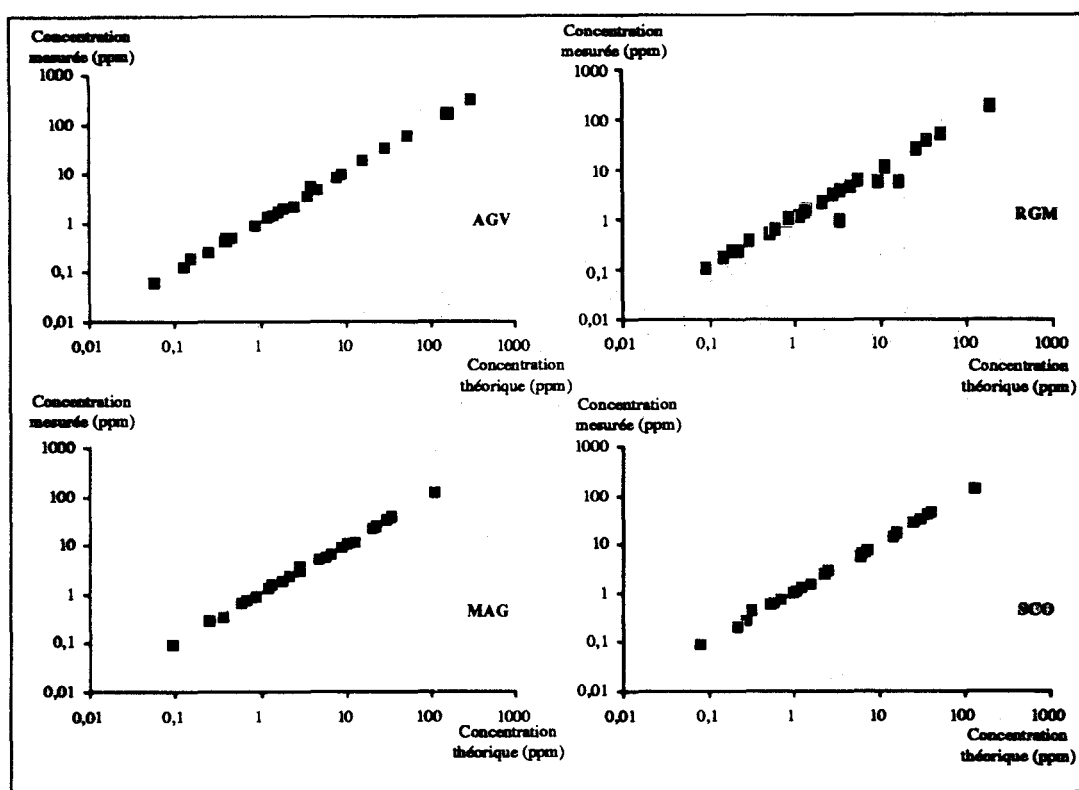


Figure 7. Corrélation entre les valeurs mesurées et les valeurs recommandées (Govindaradju, 1989). Exemple de 4 standards internationaux : AGV, MAG, RGM, SCO.

### III. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

#### A. Préparation des échantillons

Le traitement chimique en vue de l'analyse au spectromètre de masse comporte deux étapes : une mise en solution des échantillons et la séparation des différents éléments.

##### 1. Mise en solution des échantillons

La mise en solutions des échantillons est réalisée par une attaque acide. Après séchage à 105° C pendant une nuit, 50 à 80 mg d'échantillon (la fraction fine ou le sédiment total) sont dissous sous pression dans une bombe en téflon avec un mélange d'acides, pro analysis, fluorhydrique (4 g) et nitrique (1 g). Les bombes sont placées dans une étuve à 180° C pendant trois jours. Après ouverture des bombes, l'échantillon est mis à sec, trois fois consécutivement, sur une plaque chauffante, sous pression d'azote. Il est d'abord repris par 1 cc d'HCl 4 M et 1 cc d'HClO<sub>4</sub> afin d'éliminer les cristaux, ensuite uniquement par 1 cc d'HCl 4 M. La solution est homogénéisée par passage aux ultrasons, puis centrifugée. On prélève 1/5 de la solution pour l'analyse du Sr, le reste étant réservé pour la mesure du Nd. Ces deux préparations, mises à sec, reprises par HCl 2,5 M et homogénéisées, sont prêtes pour le passage sur colonne échangeuse d'ions.

	Masse	ACE		RGM		AGV		BCR		MAG		SCO		SDC	
		Th.	Mes.	Th.	Mes.	Th.	Mes.	Th.	Mes.	Th.	Mes.	Th.	Mes.	Th.	Mes.
V	51	0,74	0,16	3,1	2,9	29	31	100	105	33	34	31	32	25	24
Cr	52	0,84	2,0	0,88	3,4	2,5	2,1	3,9	6,6	23	23	16	16	16	16
Co	59	0,05	0,04	0,48	0,53	3,7	3,8	9,1	9,0	4,9	4,9	2,5	2,5	4,4	4,2
Ni	60	0,37	1,3	-	1,7	3,9	5,3	3,2	14	13	11	6,3	6,9	9,3	8,7
Rb	85	37	36	36	36	16	17	12	12	35	32	26	26	31	31
Sr	88	0,74	0,47	26	26	161	163	81	84	35	36	41	42	45	46
Y	89	45	42	6,0	5,4	4,9	4,7	9,3	9,0	6,7	6,4	6,1	5,4	9,8	9,6
Zr	90	192	173	52	51	55	53	47	44	30	31	38	39	71	73
Nb	93	27	26	2,1	2,1	3,6	3,4	3,4	3,0	2,9	3,5	2,6	2,7	4,4	4,6
Ba	137	13	14	190	192	298	290	167	166	112	116	135	135	149	153
La	139	14	14	5,7	9,8	9,2	9,3	6,1	6,1	10	10	7,0	6,8	10,0	10,0
Ce	140	37	36	11	11	16	17	13	13	21	21	15	14	22	22
Pr	141	5,3	4,8	1,1	1,1	1,8	1,9	1,7	1,5	2,2	2,2	1,6	1,5	2,3	2,5
Nd	146	22	22	4,5	4,6	8,0	7,8	7,1	6,9	8,9	8,9	6,2	6,3	9,5	10
Sm	151	5,75	6,19	1,01	0,93	1,42	1,40	1,61	1,58	1,76	1,73	1,26	1,22	1,94	1,98
Eu	152	0,47	0,49	0,16	0,15	0,40	0,41	0,48	0,48	0,36	0,35	0,28	0,27	0,40	0,50
Gd	158	6,18	6,40	0,87	0,85	1,21	1,16	1,64	1,58	1,36	1,43	1,10	1,06	1,71	1,70
Dy	163	6,89	7,39	0,96	0,88	0,87	0,86	1,55	1,44	1,22	1,22	1,00	0,95	1,59	1,60
Ho	165	1,55	1,62	0,22	0,19	0,16	0,17	0,31	0,33	0,24	0,25	0,23	0,21	0,35	0,35
Er	166	4,21	4,66	0,61	0,59	0,41	0,47	0,89	0,93	0,70	0,69	0,60	0,59	0,97	1,07
Yb	172	4,14	4,23	0,61	0,60	0,41	0,40	0,83	0,81	0,61	0,61	0,54	0,55	0,95	0,82
Lu	175	0,58	0,60	0,10	0,09	0,06	0,06	0,13	0,12	0,09	0,09	0,08	0,09	0,13	0,15
Hf	178	6,64	6,65	1,46	1,41	1,24	1,27	1,21	1,18	0,87	0,84	1,10	1,10	1,97	1,96
Ta	181	1,52	1,60	0,22	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,26	0,27	0,22	0,20	0,29	0,30
W	184	0,36	0,22	0,35	0,30	0,13	0,12	0,11	0,11	0,37	0,32	0,32	0,45	0,19	0,14
Pb	208	9,3	9,6	5,7	16,7	8,7	9,7	3,3	4,4	5,6	5,2	7,4	7,6	5,9	6,2
Th	232	4,4	4,4	3,6	3,4	1,6	1,6	1,5	1,5	2,8	2,7	2,3	2,3	2,9	2,9
U	238	1,09	1,10	1,36	1,33	0,47	0,46	0,42	0,40	0,63	0,65	0,72	0,73	0,74	0,71

Tableau 2. Estimation de la justesse des analyses géochimiques à l'ICP-MS. Comparaison des valeurs mesurées ("Mes.") et des valeurs recommandées ("Th" - Govindaradju, 1989) pour les 7 standards internationaux de roche analysés: ACE, RGM, AGV, BCR, MAG, SCO et SDC. Les concentrations sont exprimées en ppm. La masse retenue pour chaque élément est indiquée.

Type d'argile	N°	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
Smectite	S1	98	72,0	142	14,57	57,8	12,53	0,70	9,49	1,68	4,87	3,94	0,52	7,54	3,97	0,4	36,5	46,0	14,88
	S2	89	62,6	130	15,04	55,9	12,36	0,67	9,30	1,77	4,46	3,77	0,50	7,89	3,48	1,4	30,5	44,9	14,06
	S3	89	61,9	130	14,98	55,7	12,16	0,67	9,27	1,75	4,60	3,79	0,52	7,89	3,51	0,7	29,9	45,1	14,06
	S4	99	66,2	143	15,10	60,6	13,10	0,73	9,48	1,94	5,04	4,24	0,56	8,24	3,72	0,7	34,3	50,6	15,57
	S5	95	65,0	141	14,87	59,7	12,98	0,72	9,49	1,94	5,02	4,15	0,54	8,12	3,64	1,3	33,1	49,9	15,41
	S6	88	62,4	136	14,58	58,7	12,71	0,71	9,78	1,81	5,00	3,89	0,53	8,01	3,43	2,1	32,4	47,8	14,93
	S7	100	62,4	142	14,71	58,1	12,90	0,70	9,63	1,74	5,03	3,96	0,55	7,74	3,54	0,9	37,2	47,1	14,97
	Moyenne Reproductibilité		94	64,6	138	14,84	58,1	12,68	0,70	9,49	1,80	4,86	3,96	0,53	7,92	3,61	1,1	33,4	47,3
		11,5	11,1	8,3	3,0	6,3	5,5	6,6	3,7	11,4	9,7	8,9	6,9	5,8	10,2	105	16,7	9,4	7,9
Illite	I1	354	31,4	59	6,80	25,3	5,01	1,18	3,81	0,72	1,89	1,65	0,25	1,39	2,58	2,8	59,0	10,7	2,25
	I2	359	30,2	59	6,81	25,3	5,06	1,72	3,84	0,70	1,84	1,59	0,25	1,36	2,33	4,2	58,9	10,7	2,23
	I3	358	33,0	60	6,89	25,3	5,35	1,19	3,79	0,73	1,89	1,60	0,23	1,41	2,53	3,9	59,0	10,6	2,29
	I4	368	30,2	61	6,49	26,4	5,22	1,22	3,70	0,75	1,96	1,82	0,24	1,32	2,51	4,4	63,2	11,4	2,36
	I5	363	30,1	61	6,52	26,1	5,31	1,24	3,78	0,77	1,97	1,65	0,25	1,31	2,47	4,5	61,8	11,5	2,35
	I6	364	30,9	65	6,81	26,3	5,45	1,24	3,80	0,78	2,00	1,69	0,26	1,28	2,29	4,6	68,8	10,9	2,37
	I7	376	30,4	66	6,59	26,2	5,39	1,20	3,86	0,69	2,05	1,69	0,24	1,37	2,74	3,5	72,2	11,1	2,30
	Moyenne Reproductibilité		363	30,9	62	6,70	25,8	5,26	1,29	3,80	0,73	1,94	1,67	0,25	1,35	2,49	4,0	63,3	11,0
		3,9	6,8	8,5	4,8	4,0	6,3	30,2	2,7	9,0	7,5	9,4	6,6	6,9	12,2	32,7	16,7	6,0	4,7
Kaolinite	K1	155	46,1	87	11,06	44,4	12,49	2,89	6,21	0,84	1,62	0,98	0,13	3,97	0,94	1,7	131	11,7	11,52
	K2	147	36,7	84	10,47	42,7	12,02	2,81	6,10	0,83	1,57	0,97	0,13	3,95	0,81	2,1	128	11,4	11,35
	K3	147	40,6	81	10,35	41,5	11,79	2,74	5,73	0,79	1,57	0,91	0,12	3,92	1,61	1,3	125	11,1	11,38
	K4	160	39,2	91	10,71	47,0	12,94	3,04	6,18	0,91	1,68	0,96	0,13	3,77	1,04	1,8	144	12,4	12,15
	K5	161	37,9	92	10,71	46,7	12,97	3,05	6,28	0,89	1,74	1,00	0,14	3,92	0,94	1,9	144	12,5	12,22
	K6	140	34,7	84	9,85	42,9	11,88	2,85	6,10	0,83	1,73	1,00	0,13	3,97	0,85	3,6	138	11,7	11,93
	K7	169	36,9	94	10,62	46,3	12,98	2,90	6,33	0,82	1,81	1,05	0,14	3,81	1,18	2,7	166	12,1	12,09
	Moyenne Reproductibilité		154	38,9	88	10,54	44,5	12,44	2,90	6,13	0,84	1,67	0,98	0,13	3,90	1,05	2,2	139	11,9
		13,1	19,2	11,5	7,1	9,9	8,7	7,9	6,4	9,5	10,8	8,5	11,3	4,2	52,4	69,3	19,9	8,8	6,4
Chlorite	C1	46	28,4	46	4,22	12,7	1,33	0,23	0,87	0,24	0,70	0,79	0,12	1,21	0,71	1,5	11,4	3,5	0,89
	C2	46	28,0	46	4,23	13,2	1,30	0,23	0,86	0,22	0,72	0,78	0,13	1,25	0,50	1,8	11,3	3,5	0,81
	C3	47	26,4	50	4,07	13,1	1,31	0,23	0,91	0,22	0,85	0,84	0,13	1,21	1,68	1,2	11,5	3,8	0,94
	C4	64	25,4	50	4,15	13,2	1,37	0,23	0,88	0,23	0,83	0,81	0,13	1,24	0,60	2,4	11,9	3,7	0,81
	C5	48	24,6	51	4,05	13,2	1,30	0,23	0,89	0,23	0,82	0,82	0,13	1,13	0,72	1,1	11,3	3,6	0,79
	Moyenne Reproductibilité		50	26,5	49	4,14	13,1	1,32	0,23	0,88	0,23	0,79	0,81	0,13	1,21	0,84	1,61	11,5	3,6
		30,1	12,5	10,1	4,0	2,9	4,3	2,0	4,1	7,4	17,2	5,6	3,5	7,7	113	63,4	4,3	7,5	14,9

Tableau 3. Estimation de la reproductibilité des analyses géochimiques à l'ICP-MS basée sur l'analyse d'échantillons argileux monominéraux. Les résultats sont exprimés en ppm. La reproductibilité correspond au double de la déviation standard exprimée en %.

## 2. Séparation des éléments

### a. Strontium

Le Sr est séparé par élution sur une colonne cationique (AG 50WX 8) par HCl 2,5 N (Alibert *et al.*, 1983). Après évaporation, l'échantillon est repris par 20 µl d'HNO<sub>3</sub> à 2 %.

### b. Néodyme

La séparation du Nd se fait en deux étapes, par passage sur résines échangeuses d'ions calibrées au <sup>139</sup>Ce (Weis et Deutsch, 1984):

- 1) extraction des terres rares par élution avec de l'HCl 4 N sur une colonne cationique (Downex 50WX 8) ;
- 2) extraction du Nd par de l'HCl 0,3 N sur colonne préparée avec HDEHP (di(2-ethyl hexyl) orthophosphoric acid)).

Chaque fraction est évaporée lentement puis reprise par 10 µl d'HNO<sub>3</sub> (Weis et Deutsch, 1984).

## **B. Mesure des rapports isotopiques (MS)**

### 1. Principe

Le spectromètre de masse permet de séparer les différents isotopes d'un même élément, qui se distinguent par leur nombre de neutrons, en utilisant les propriétés des champs électriques et magnétiques sur les ions. L'échantillon préalablement traité est déposé sur un côté d'un double filament qui est introduit dans la source du spectromètre. Un vide poussé est créé dans le spectromètre ( $10^{-7}$  à  $10^{-8}$  mm de Hg) puis le filament est chauffé jusqu'à une température suffisante pour ioniser l'élément. Les ions sont accélérés par un champ électrique et focalisés dans un champ magnétique. Celui-ci dévie les ions selon des trajectoires circulaires dont les rayons de courbure sont proportionnels à la masse des isotopes. Un multicollecteur à l'extrémité du tube permet de détecter simultanément plusieurs faisceaux d'isotopes. Chaque isotope est représenté par un pic dont la hauteur est représentative de son abondance (Faure, 1986).

### 2. Appareillage

Il s'agit du spectromètre de masse multicollecteur de marque VG de type sector 54 du Centre belge de Géochronologie (Université Libre de Bruxelles). Les blancs, pour le Sr comme pour le Nd, sont de l'ordre du ng, négligeable vis-à-vis des concentrations des échantillons. La précision relative est de l'ordre de  $5 \cdot 10^{-5}$  (Weis et Deutsch, 1984).

### 3. Dosage

#### a. Stontium

Environ 2  $\mu\text{g}$  de Sr sont déposés sur un côté d'un double filament de Re. Le Sr génère un faisceau de  $2,5 \cdot 10^{-10}$  à  $2,3 \cdot 10^{-11}$  A dans lequel on mesure les isotopes 85, 86, 87 et 88. La mesure de la masse 85 permet de corriger éventuellement le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la présence de Rb. Le fractionnement isotopique est pris en compte en utilisant le rapport  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  (valeur théorique = 0,1194)(Liégeois *et al.*, 1991). La valeur du standard NBS 987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  durant la période d'analyse est de 0,710245 (valeur recommandée = 0,71015 à 0,71035).

#### b. Néodyme

On charge environ 1  $\mu\text{g}$  de Nd sur un côté du filament. Le Nd est ionisé en  $^{144}\text{Nd}^+$  et  $^{144}\text{Nd}^{4+}$ , générant un faisceau de 0,1 à  $1 \cdot 10^{-11}$  A dans lequel on mesure les isotopes 143, 144, 145 et 146. En plus du rapport isotopique  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , on calcule également des rapports connus afin de corriger d'éventuels fractionnements ( $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) et ensuite de vérifier ces corrections ( $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )(Weis et Deutsch, 1984). Les normalisations sont faites en utilisant un rapport  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511859$ . La valeur du standard Merck  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  est de  $0,511740 \pm 5 \cdot 10^{-6}$  (valeur recommandée =  $0,511735 \pm 10 \cdot 10^{-6}$ ).





**DEUXIEME PARTIE - LE BASSIN DE LA MER  
D'ARABIE**

**CHAPITRE III - LA SEDIMENTATION ARGILEUSE  
NEOGENE A QUATERNAIRE DANS LE BASSIN DE  
LA MER D'ARABIE**

## CHAPITRE III - LA SEDIMENTATION ARGILEUSE NEOGENE A QUATERNAIRE DANS LE BASSIN DE LA MER D'ARABIE

### I. INTRODUCTION

#### A. Objectif-Choix du site de la Ride d'Owen (Mer d'Arabie)

La sédimentation plio-pléistocène en Mer d'Arabie (fig.8) est influencée par le système d'inversion de vecteurs éoliens le plus actif du globe, lié à la mousson du SW (Kutzbach, 1981; Prell, 1984; Prell et Kutzbach, 1987; Prell *et al.*, 1989c). Ainsi l'histoire du climat et des conditions d'érosion en Asie occidentale et en Afrique orientale, depuis le Néogène, dépend largement de l'intensité et des variations de la mousson du SW, ainsi que des vecteurs éoliens et hydrodynamiques associés (vents du NW de la Péninsule Arabique, courants marins de surface, upwellings).

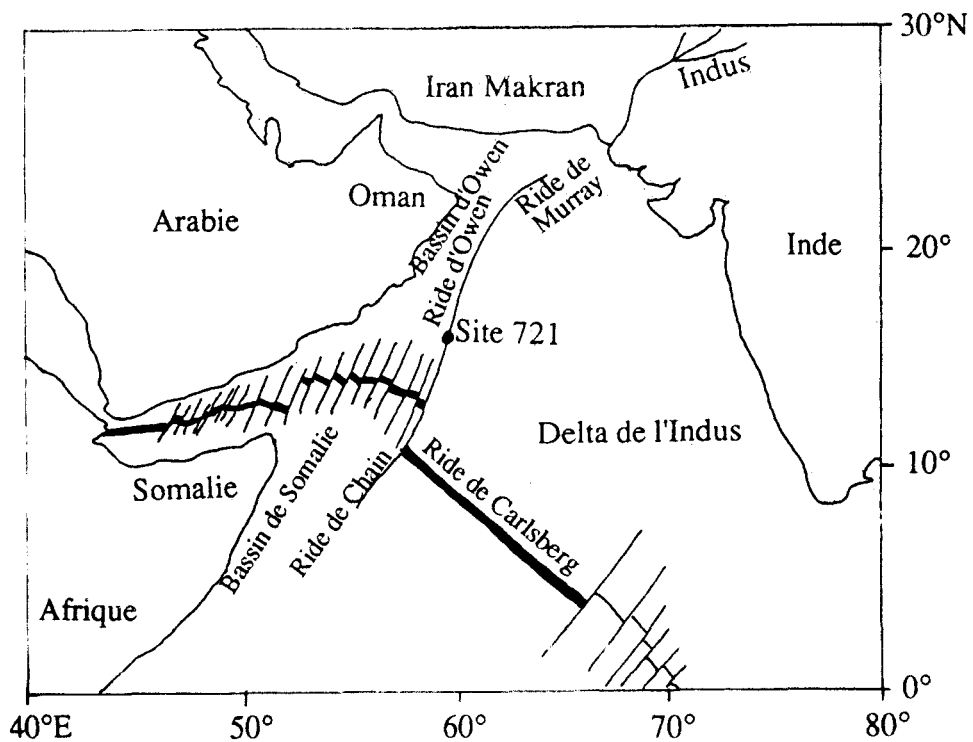


Figure 8. Domaine d'étude : localisation du Site 721 du Leg 117 ODP (Prell *et al.*, 1989a).

La mousson se traduit par d'intenses circulations océaniques et atmosphériques. Les causes de la mousson sont complexes incluant des interactions entre tectoniques marine et continentale, circulations océanique et atmosphérique, et variations du budget des radiations solaires atteignant la surface du globe. Les modèles climatiques considèrent quatre facteurs interdépendants (reliefs himalayens, albédo des couvertures glaciaires, variation d'insolation, température des eaux de surface) qui varient à différentes échelles de temps pour donner, par leur combinaison, une réponse complexe : **la mousson** (Prell *et al.*, 1989a).

Une approche du rôle de ces divers facteurs consiste à étudier l'enregistrement du phénomène des moussons par les constituants sédimentaires apportés par voies marine et éolienne. En effet, le régime de mousson a laissé son empreinte dans la sédimentation pélagique de l'Océan Indien Nord Occidental :

- par des apports détritiques éoliens (y compris les argiles) fonction des sources potentielles traversées par les vents (Est africain, Province Arabique) ;
- par des changements de productivité (taux d'accumulation biogène, % carbone organique, modifications des assemblages planctoniques et polliniques) liés aux upwellings associés (Van Campo *et al.*, 1982).

L'action du régime de mousson peut être mise en évidence si l'on dispose de séries sédimentaires pélagiques continues, à taux de sédimentation régulier et abritées des décharges turbiditiques issues des continents voisins (Prell *et al.*, 1989a; 1989c). La Ride d'Owen, étudiée lors du Leg 117 ODP, constitue l'un des meilleurs environnements pour observer les conséquences des circulations liées à la mousson (Prell *et al.*, 1989a). Cette structure tectonique située au NW de la Mer d'Arabie, à 350 km de la marge d'Oman, est depuis le Miocène moyen en position surélevée par rapport au Delta sous-marin de l'Indus. Elle est donc protégée des apports turbiditiques liés à la croissance du Cône de l'Indus et aux phases tectoniques de la surrection himalayenne (Gansser, 1966). De plus, la Ride d'Owen se situe dans la partie distale de la zone de productivité liée à l'upwelling de mousson (Prell *et al.*, 1989a). La sédimentation y est à la fois continue (Berggren *et al.*, 1985) et suffisamment lente (35 m/Ma) (De Menocal *et al.*, 1991) pour permettre un enregistrement non perturbé, à long et court termes, des apports éoliens.

Notre objectif est de quantifier les fluctuations des apports argileux, essentiellement éoliens, sédimentés depuis le Pliocène supérieur, et de décrypter les messages paléoclimatiques qui se déduisent de leurs assemblages et de la connaissance de leurs sources. Ce but peut être atteint par l'étude minéralogique des apports éoliens et fluviaux argileux d'échantillons prélevés sur la ride lors du forage du Site 721 C du Leg 117 ODP. Des traitements mathématiques appropriés, transformée discrète de Fourier (Discret Fourier Transform, DFT), autocorrélation (AUTO), doivent permettre d'étudier la variabilité d'un traceur des flux éoliens si celui-ci est soumis à des contraintes à caractère périodique. Les résultats confrontés aux réflexions suggérées par les fluctuations de la susceptibilité magnétique (De Menocal *et al.*, 1991) devraient aboutir à une meilleure connaissance des relations entre contrôle orbital cyclique du climat et flux éoliens.

## **B. Cadre de l'étude : climatologie, mécanisme et causes des moussons**

L'histoire du climat et des conditions d'érosion en Asie et en Afrique, depuis le Néogène, dépendent largement de l'intensité et des variations de la mousson du SW et des vecteurs éoliens et hydrodynamiques associés : vents du NW de la Péninsule Arabique, courants marins de surface, upwelling (Prell *et al.*, 1989a). Actuellement, la mousson se caractérise par un changement saisonnier des directions et intensités des vents sur le NW de l'Océan Indien et sur les régions adjacentes.

En été, le réchauffement du continent asiatique crée une cellule de basse pression centrée au-dessus du Plateau du

Tibet, caractérisé par une importante diminution estivale d'albédo. Un fort gradient de pression s'établit entre le continent asiatique et le sud de l'Océan Indien. Il provoque un déplacement des masses d'air du SW de l'Océan Indien vers le Complexe Himalaya-Tibet. Ce vent SW fort ( $v > 15\text{m/s}$ ), se déplaçant parallèlement aux côtes somalienne et arabique, repousse les eaux de surface vers l'Inde et le Pakistan et entraînent une charge hydraulique d'environ 80 cm entre la côte W et la côte E de la Mer d'Arabie. La réponse à ce gradient de surface est une remontée d'eau profonde (upwelling) vers l'ouest, au niveau de la Ride d'Owen, de la Marge d'Oman et de la Marge de Somalie (Van Campo *et al.*, 1982; Prell, 1984; Sirocko et Sarneathin, 1989; Clemens et Prell, 1990). La mousson d'été se caractérise également par de fortes précipitations sur l'Inde et l'Asie du sud, causées par la convergence des masses d'air et l'arrêt par les reliefs himalayens (a. fig.9).

En hiver l'albédo des glaciers du Complexe Himalaya-Tibet s'accroît considérablement, réfléchissant une grande partie de l'énergie solaire et créant, en altitude, une zone de haute pression. Le gradient de pression s'inverse : un vent sec de faible vitesse (2 à 3 m/s) souffle du continent asiatique vers la Mer d'Arabie (Webster, 1987; Prell *et al.*, 1989a ; b. fig.9).

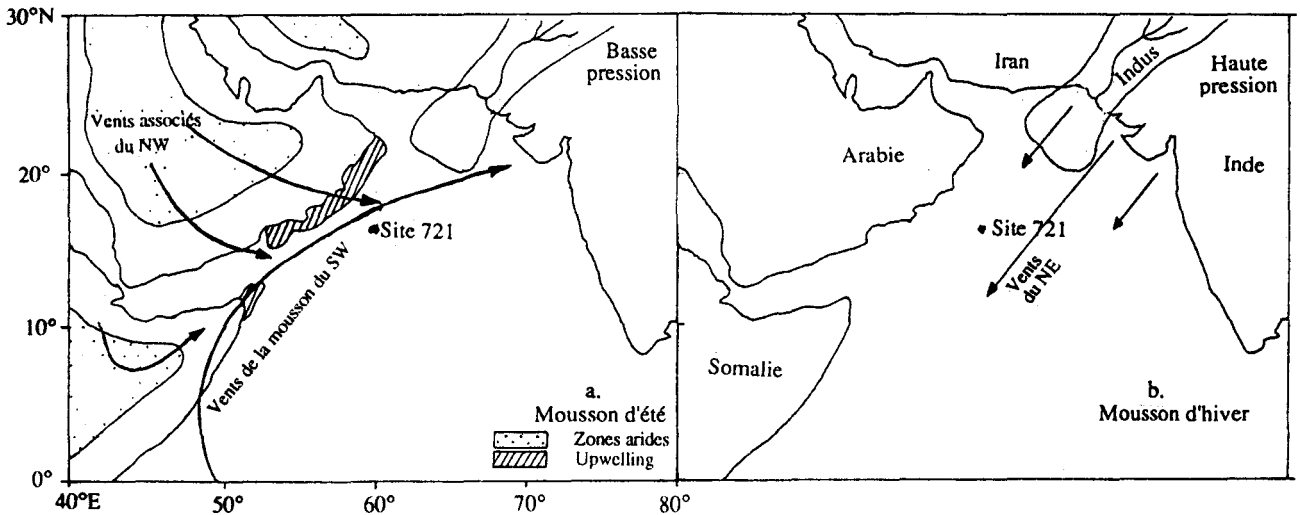


Figure 9. Modèle de circulation océanique dans l'Océan Indien.  
 a. Circulation hivernale à mousson du Nord-Est.  
 b. Circulation estivale dominée par la mousson du Sud-Ouest.  
 (d'après Brown *et al.* (1989); Sirocko et Sarneathin (1989); Clemens et Prell (1990)).

### C. Paléovariation de la mousson

Des études d'assemblages de foraminifères planctoniques (Climap, 1976; Climap, 1981; Prell, 1984) faites dans l'ouest de la Mer d'Arabie ont montré que l'intensité de la mousson du SW a fortement varié durant l'Holocène et le Quaternaire. Ces études ont mis en évidence des températures de surface (SST) plus chaudes lors du dernier maximum glaciaire ("LGM" pour "late glacial maximum", 18000 ans BP). Ces températures élevées correspondraient à une diminution de l'upwelling côtier et par conséquent à un affaiblissement des vents du SW. Cet affaiblissement de la mousson est suggéré par

- des observations sédimentologiques basées sur les niveaux de lacs africains (Street et Groove, 1979) ;
- des données polliniques en Mer d'Arabie (Van Campo *et al.*, 1982) et au Pakistan (Bryson et Swain, 1981) ;
- des mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  contrôlant la distribution de matière organique continentale (Fontugne et Duplessy, 1986)

et qui montrent un renforcement de la mousson au début de l'Holocène.

Les modèles théoriques aboutissent aux mêmes conclusions. Des simulations de la circulation estivale LGM indiquent un affaiblissement des vents de surface sur la Mer d'Arabie et moins de précipitations sur l'Inde (Gates, 1976; Manabe et Hahn, 1977). Kutzbach *et al.* établissent un modèle climatique qui évalue l'effet des radiations solaires sur le phénomène de mousson dans l'Océan Indien (Kutzbach, 1981; Kutzbach et Otto-Bliesner, 1982). Ils montrent qu'en été le réchauffement de l'Asie provoque un accroissement du gradient de pression entre l'océan et le continent, entraînant un renforcement de la mousson du SW.

### D. Causes des variations climatiques globales

L'essentiel des modifications globales périodiques du climat est lié aux variations des paramètres orbitaux (Hays *et al.*, 1976; Imbrie et Imbrie, 1980; Rossignol-Strick, 1983; Prell, 1984). La théorie astronomique (Milankovitch, 1930; Berger 1977, 1978, 1988) suggère que les fluctuations "d'intensité" de ces paramètres (excentricité, obliquité et précession des équinoxes ; fig.10) provoquent des changements dans la distribution saisonnière et latitudinale des radiations solaires reçues par la Terre (e.g. Gallimore et Kutzbach, 1989). L'insolation étant une des fonctions forçantes principales du climat (Prell, 1984), celui-ci peut se trouver gravement affecté.

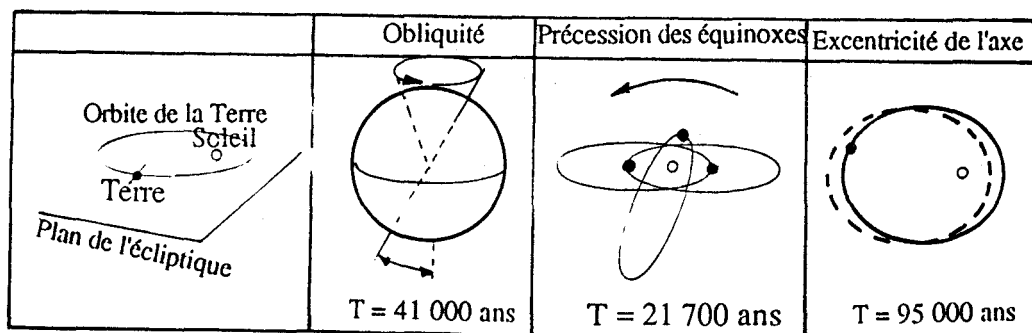


Figure 10. Représentation des paramètres orbitaux d'après Caron *et al.* (1989).

### E. Enregistrement des variations des paramètres orbitaux dans les sédiments

Les données géologiques fournissent un support quantitatif à l'existence d'une relation entre les éléments de l'orbite terrestre et le climat, à travers les variations à long terme de l'insolation (Berger, 1977; Berger, 1978). Rappelons que les périodes astronomiques fondamentales calculées par Berger (Berger, 1977) sont, pour l'excentricité, de 413 000 ans (premier terme de l'excentricité), de 95 000 ans (second terme) et de 123 000 ans (troisième terme) ; de 41 000 ans pour l'obliquité et de 23 000 ans et 19 000 ans pour la précession des équinoxes. Habituellement le second terme de l'excentricité est combiné au troisième pour produire, quand les séries ne sont pas trop longues (quelques millions d'années), une période de 100 000 ans <sup>(1)</sup> (Hays *et al.*, 1976; Beaufort et Aubry, 1990). De plus, Berger (1977) a déterminé des pics secondaires associés à l'obliquité à 31 000 et 54 000 ans, et à la précession à 15 000 et 50 000 ans, périodes qui devraient être trouvées dans les enregistrements "géo-écologiques".

De nombreuses études ont montré que **les périodicités associées aux paramètres orbitaux sont enregistrées dans les sédiments océaniques profonds** (Hays *et al.*, 1976; Berger, 1977; Pisias et Moore, 1981; Ruddiman et Mac Intyre, 1981). Par exemple, il est démontré que l'enregistrement des variations de la composition isotopique en oxygène des foraminifères planctoniques a un spectre périodique qu'on peut interpréter en terme de cycles de Mikankovitch (Hays *et al.*, 1976) : les périodicités mesurées sont proches de celles connues pour les paramètres orbitaux. Le climat est donc sensible aux variations orbitales et les réactions à ces changements périodiques se marquent dans les séquences sédimentaires. La coïncidence des périodicités découvertes par l'analyse de carottes océaniques (Hays *et al.*, 1976) avec celles que propose, par le calcul, la théorie astronomique (Berger, 1977) constitue donc une preuve de l'influence des paramètres orbitaux sur le climat. Le parallélisme entre données géologiques et astronomiques est renforcé par les résultats de Mann (1967) et de Chappel (1973) qui mettent en évidence, dans les sédiments, des rythmicités de 25 000, 31 000, 51 000, 60 000 et 100 000 ans correspondant précisément à des prévisions théoriques (Berger, 1988). L'analyse spectrale des enregistrements climatiques des derniers millions d'années montre l'importance des changements d'insolation accompagnant les variations des paramètres orbitaux (Imbrie et Imbrie, 1980; Berger, 1988; Berger, 1989).

### F. Lien entre paramètres orbitaux et mousson

Des simulations permettent de mieux comprendre comment les changements des paramètres orbitaux induisent et périodisent les variations climatiques telles que les cycles glaciaires-interglaciaires et les fluctuations de la mousson (Kutzbach, 1981; Kutzbach et Otto-Bliesner, 1982; Kutzbach et Guetter, 1986; Prell et Kutzbach, 1987; Kutzbach et Gallimore, 1988; Gallimore et Kutzbach, 1989).

---

(1) Plus récemment, Imbrie *et al.* (1992) suggèrent que la forte réponse climatique enregistrée vers 100 000 ans ne correspond pas à l'influence du paramètre de l'excentricité mais qu'elle refléterait plutôt une réponse non-linéaire aux fluctuations de la précession. Dans la suite du texte, nous utiliserons le terme excentricité dans cette acceptation (le mot sera d'ailleurs écrit avec des guillemets).

Plus particulièrement, des modèles de circulation atmosphérique générale montrent comment les changements d'insolation, causés par les variations des paramètres orbitaux, entraînent des modifications d'intensité de la mousson (Kutzbach et Otto-Bliesner, 1982; Kutzbach et Guetter, 1986; Prell et Kutzbach, 1987). Celles-ci sont liées aux variations saisonnières des radiations solaires et à la réponse thermique différentielle à ces changements du continent et de l'océan (Kutzbach et Gallimore, 1988). Par exemple, l'accroissement global d'insolation à 9 000 BP (Kutzbach et Street-Perrot, 1985) cause un réchauffement continental plus important par rapport au réchauffement océanique. Le contraste continent-océan augmente, le gradient de pression s'intensifie et renforce le phénomène de mousson.

Des observations ont confirmé que **les variations des paramètres orbitaux sont des stimulateurs des variations de la mousson** (Rossignol-Strick, 1983; Prell, 1984; Prell et Kutzbach, 1987). Par exemple, une corrélation linéaire a été établie entre les variations précessionnelles des radiations solaires et celles de l'upwelling de mousson (Prell, 1984). Cette démonstration fut faite par l'analyse spectrale de deux traceurs d'upwelling (abondance de foraminifères planctoniques, courbe  $\delta^{18}\text{O}$ ) dans deux carottes prélevées sur la Ride d'Owen. Les spectres révèlent la cohérence des enregistrements océaniques dans le domaine fréquentiel compris entre 20 000 et 23 000 ans typique de la précession des équinoxes. Ceci confirme que les modifications d'insolation induisent des changements de circulation de mousson : les variations d'upwelling correspondantes se produisent surtout à une fréquence de 23 000 ans.

Shimmiel *et al* (1990) démontrent également le lien entre les changements de circulations océanique et atmosphérique dans la Mer d'Arabie en étudiant les fluctuations du rapport Ti/Al, considéré comme un indicateur de l'intensité des vents : ce paramètre varie surtout à la fréquence de la précession. En étudiant la fraction lithogénique<sup>(1)</sup> des sédiments récents (0 à 370 000 ans) de la Ride d'Owen (Site 721, ODP 117), Clemens et Prell (1990) observent la cohérence entre leurs variations granulométriques (indicateur de l'aérodynamisme) et leur taux d'accumulation (indicateur de l'aridité des sources) à la fréquence de la précession. Ils confirment ainsi le lien entre la précession et l'intensité de la mousson. De plus, sur une plus large fenêtre de travail (0 à 1 Ma) du même site, Krissek et Clemens (1991) montrent que le taux d'accumulation des sédiments oscille avec des fréquences différentes selon l'assemblage minéralogique considéré : 23 000 ans seraient typiques de l'assemblage quartz/chlorite/dolomite, 41 000 ans typiques de l'assemblage kaolinite/plagioclase/illite et 100 000 ans de l'assemblage palygorskite/dolomite. Le processus physique responsable de ces relations est inconnu ; il pourrait être lié à une sensibilité différente des minéraux à l'altération et/ou au développement préférentiel de l'influence de sources différentes suite aux changements climatiques induits par les variations des paramètres orbitaux (Krissek et Clemens, 1991). Cette approche démontre la complexité de l'interprétation des résultats d'une analyse factorielle sur la minéralogie globale. Il me semble qu'une étude préalable sur des couples de minéraux devrait apporter des informations sur le lien minéralogie/cyclicité climatique.

---

(1) La fraction lithogénique est obtenue après avoir extrait du sédiment total les carbonates, la matière organique, les oxydes métalliques et la silice biogène.



## G. le Site 721 Leg 117 ODP

Le Site 721 a été foré lors de la campagne ODP 117 (Prell *et al.*, 1989a; 1989c). Il se localise sur la Ride d'Owen à l'ouest de la Mer d'Arabie (16°40' 636"N, 59°51' 879"E) (fig.8).

### 1. Etudes antérieures

Les modèles de l'influence de la mousson reconnue depuis le Miocène moyen-supérieur ont déjà fait l'objet de recherches sur les sédiments les plus récents de la Ride d'Owen. Ces modèles prennent en compte les variations du **taux d'accumulation** des apports terrigènes et de leur granulométrie moyenne (Clemens et Prell, 1990; Clemens et Prell, 1991), la susceptibilité magnétique totale du sédiment (Bloemendal et De Menocal, 1989; De Menocal *et al.*, 1991), la productivité biogénique (Shimmield et Mowbray, 1991; Weedon et Shimmield, 1991), la minéralogie des sédiments déposés depuis les derniers 430 000 ans (Krissek et Clemens, 1991). Toutes ces études prouvent que les **signaux temporels** identifiés correspondent aux principales composantes périodiques produites par les fluctuations des paramètres de l'orbite terrestre.

Parallèlement, par une étude minéralogique sur un échantillonnage lâche des Sites 721, 722 et 731 du Leg 117, Debrabant *et al.* (1991) montrent que les assemblages argileux subissent des modifications à long et court termes (cf fig.11). En particulier, les argiles fibreuses s'enrichissent dans les niveaux sombres des alternances décimétriques à métriques des séries du Miocène à l'Actuel de la Ride d'Owen. Ces variations de composition minéralogique sont globalement attribuées aux fluctuations de la mousson. Les minéraux argileux fibreux (palygorskite, sépiolite) sont formés dans les déserts salés d'Arabie et d'Afrique de l'est (Millot, 1964; Weser, 1974; Kolla *et al.*, 1976; Caulet *et al.*, 1988; Chamley, 1989) et apportées par les vents et/ou les courants de surface. Leur accroissement suggère un renforcement de la mousson d'été ou de l'aridité des sources pendant l'époque du dépôt. En revanche, les minéraux primaires (illite, chlorite, quartz, feldspath), également plus abondants dans les niveaux sombres, proviennent surtout de directions opposées, c'est-à-dire de l'E et du NE (Kolla *et al.*, 1981; Sirocko et Sarthein, 1989). Leur accumulation reflète l'accroissement de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet à la fois par un renforcement des précipitations de mousson, par soulèvement tectonique et par abaissement du niveau de base. Ils sont transportés par les courants intermédiaires, chargés par l'Indus et les vents hivernaux soufflant de l'est mais beaucoup moins intenses que la mousson. **Les origines antagonistes de ces deux groupes de minéraux argileux laissent présager qu'ils pourraient jouer un rôle dans l'enregistrement sédimentaire des alternances paléoclimatiques.**

**En résumé**, le système de mousson a laissé son empreinte dans la sédimentation pélagique de l'Océan Indien Nord Occidental avec des apports détritiques éoliens issus de l'est africain et de la Province Arabique (Debrabant *et al.*, 1991) et par le développement de critères biostratigraphiques liés aux upwellings associés (Nigrini et Caulet, 1992). Le modèle de cette influence, reconnue depuis le Miocène moyen-supérieur, a déjà fait l'objet de diverses recherches sur les sédiments les plus récents de la Ride d'Owen (De Menocal *et al.*, 1991). Il prend en compte, essentiellement l'évolution fine de la susceptibilité magnétique totale du sédiment, liée aux apports de magnétite et

d'ilménite détritique. Il montre que ce signal contient les principales composantes périodiques produites par les fluctuations des paramètres de l'orbite terrestre. Debrabant *et al.* (1991) mettent en évidence, par une étude minéralogique sur un échantillonnage lâche de Sites du Leg 117, un antagonisme entre les concentrations en argiles fibreuses et celles des autres minéraux argileux. Par ailleurs, à certains niveaux, et notamment au Miocène, l'évolution des concentrations en palygorskite paraît liée à la lithologie et peut suivre partiellement celle de la susceptibilité magnétique (Bouquillon *et al.*, 1988).

A la suite de ces résultats, le but de la présente étude est de vérifier, avec un échantillonnage à "haute résolution", que les assemblages argileux

- permettent d'élaborer des variables pouvant servir de marqueurs fins des fluctuations climatiques, gouvernées par l'évolution des paramètres orbitaux .
- confirment les résultats apportés dans la même région par d'autres variables géologiques, en particulier la susceptibilité magnétique ;
- affinent le modèle de fonctionnement des sources de matériel détritique déjà suggéré dans l'Océan Indien Nord Occidental.

## **2. Environnement naturel du site d'étude**

### a. Environnement tectonique

La Ride d'Owen, située à 350 km de la côte d'Oman, est un relief linéaire d'orientation NE-SW associé à la zone de fracture d'Owen. Il s'agit d'une ride asymétrique située actuellement à 2 000 m sous la surface et culminant à 2 000 m au-dessus du Delta profond de l'Indus. Son flanc est plonge rapidement (15°) vers le Delta de l'Indus (4 000 m) et son flanc ouest plonge doucement (4°) et atteint le Bassin d'Owen vers 3 500 m de profondeur (Prell *et al.*, 1989b; Clemens et Prell, 1990). Son origine est liée à la séparation de l'Inde et de Madagascar et à la réorganisation tectonique tertiaire. Son évolution paléocène peut se résumer en 3 étapes (Whitmarsch, 1979) :

- une période d'expansion rapide séparant 2 plaques et pendant laquelle la Ride d'Owen joue le rôle d'une faille transformante ;
- une période d'expansion plus lente .
- une période de changement de direction d'expansion jusqu'au début de l'Eocène, suivi d'une compression.

C'est la compression finale le long de la fracture d'Owen qui a probablement provoqué la remontée de la ride vers la transition Oligo-Miocène. Elle se concrétise par le passage de la sédimentation turbiditique, typique du Delta de l'Indus, à une sédimentation pélagique (Leg 23 DSDP, Sites 221 à 224 - Whitmarsch *et al.*, 1974; Leg 117 ODP, Sites 721 à 723 - Prell *et al.*, 1989b).

Depuis cette époque, la Ride joue le rôle de barrière sédimentaire entre le Delta de l'Indus et le Bassin d'Owen (Prell *et al.*, 1989; Weser, 1974; Whitmarsch *et al.*, 1974).

#### b. Environnement climatique

Le Site 721 est implanté dans une région soumise aux variations saisonnières d'intensité et de direction des vents (fig.9). En été, des vents forts (15 m/s) soufflent du SW de l'Océan Indien vers l'Asie (mousson du SW). Ils sont accompagnés par les vents de secteurs NW qui traversent la Péninsule Arabique. En hiver des vents plus faibles (2-3 m/s) soufflent du continent asiatique vers l'océan (mousson du NE)(Webster, 1987).

#### c. Environnement hydrodynamique

Au droit de la Ride d'Owen la colonne d'eau atteint 2 000 m et se stratifie en 3 zones (Prell *et al.*, 1989b; 1989c; Wyrтки, 1971):

- 1) des eaux de surface influencées par la mousson ;
- 2) des eaux intermédiaires salées et mal oxygénées ;
- 3) des eaux profondes froides.

1) Les eaux de surface sont renouvelées par la remontée d'eaux profondes (upwelling) suite à leur entraînement vers l'est par les vents de mousson.

2) Les eaux intermédiaires se forment à partir de la combinaison d'eaux salées issues des bassins marginaux adjacents à la Mer d'Arabie et au Golfe d'Aden (Mer Rouge, Golfe Persique). Ces eaux sont appauvries en oxygène suite à l'intense productivité de surface et à la décomposition de la matière organique. Elles constituent une couche à minimum d'oxygène (OMZ).

3) Les eaux profondes sont le résultat du mélange des eaux nord atlantique profondes (NADW), des eaux circumpolaires et des eaux antarctiques profondes (AABW) (Prell *et al.*, 1989a).

#### d. Environnement sédimentologique et minéralogique

Le nord de la Mer d'Arabie est une zone à sédimentation terrigène dominante, liée à la proximité des continents adjacents arides (Stewart *et al.*, 1965) et aux apports considérables de l'Indus (0,5 m/1000 ans, ). Les études de la sédimentation argileuse subactuelle de l'Océan Indien Nord (Goldberg et Griffin, 1970) et Nord Ouest (Weser, 1974; Kolla *et al.*, 1976; 1981) apportent des résultats sur la définition des provinces détritiques actuelles permettant de caractériser les flux de matière, leurs sources (Afrique, Arabie, Inde, Antarctique) et leurs vecteurs, surtout éoliens (Sirocko et Sarnthein, 1989). Ces études complétées par celles des forages océaniques profonds (DSDP Leg 23, Sites 221 à 224 - Whitmarsch *et al.*, 1974; Weser, 1974; ODP Leg 117, Sites 721, 722 et 731 - Prell *et al.*, 1989b; 1989c; Debrabant *et al.*, 1991) permettent de préciser l'origine des minéraux argileux du nord de la Mer d'Arabie.

1.) Les smectites sont issues de l'altération du Plateau du Deccan (NE), elles pénètrent dans la Mer d'Arabie via la décharge de l'Indus et les émissaires de la côte ouest de l'Inde et sont entraînées vers le sud par les courants de surface.

2.) Les illites et les chlorites sont apportées essentiellement par la décharge de l'Indus qui draine les produits d'altération du Complexe Himalayen. Cette contribution à la concentration sédimentaire des minéraux primaires (jusqu'à 80 %) est connue par l'ensemble des forages ayant traversé les sédiments turbiditiques du Delta profond de l'Indus (Leg DSDP 23 - Whitmarsh *et al.*, 1974) et par les études sédimentologiques des alluvions du cours inférieur de l'Indus (Förstner, 1971). D'autres sources de minéraux primaires seraient les régions désertiques d'Iran-Makran (N), de la Péninsule Arabique (W), du désert du Thar (au nord de l'Inde). Dans ce cas, la contribution du vecteur éolien aux dépôts sédimentaires est plus modeste.

3.) les palygorskites proviendraient de l'érosion des sols et des carbonates des déserts salés de Somalie (SW - Sirocco et Lange, 1991) et de la Péninsule Arabique (W - Ackerman et Cox, 1988; Muller, 1961). Elles sont véhiculées soit par la mousson du SW, soit par les vents de secteur NW traversant l'Arabie. Caulet *et al.* (1988) ont montré que le gradient SW-NE en palygorskite existe depuis le Pliocène moyen dans le Bassin de Somalie. Au cours du Leg 117, Debrabant *et al.* (1991) mettent en évidence, entre la Ride d'Owen et la Marge d'Oman, un gradient à palygorskite nettement orienté vers l'ouest, depuis la transition Oligo-Miocène.

4.) Les kaolinites dérivent des sols tropicaux du sud de l'Inde et d'Afrique équatoriale.

L'importance du transport éolien dans la sédimentation de la Mer d'Arabie, suggérée d'après la distribution des minéraux argileux dans les sédiments superficiels, est confirmée et quantifiée par l'analyse des aérosols (Chester *et al.*, 1985), par l'observation des trajectoires des poussières sur images satellites (Sirocco et Sarnthein, 1989), par le relevé de piège à sédiment (Nairn et Stehli, 1982). Les aérosols recueillis au nord de la Mer d'Arabie durant la mousson du NE ont la même composition argileuse que les sédiments superficiels sous-jacents et que les apports des régions d'Iran-Makran. Ceci confirme un apport argileux depuis ces régions via un vecteur éolien. L'analyse des pièges à sédiments démontre que 80% du flux terrigène est apporté lors de la mousson du SW et qu'il est d'origine éolienne. En ce qui concerne la Ride d'Owen, Clemens et Prell (1990) ont démontré l'origine éolienne de la fraction terrigène des sédiments en analysant la taille des grains et leur taux d'accumulation.

Sur la Ride d'Owen, l'étude sédimentologique et minéralogique (Debrabant *et al.*, 1991) met en évidence le point essentiel suivant : le Site 721 est sous l'influence des turbidites de l'Indus jusqu'au Miocène inférieur, époque vers laquelle la ride s'est élevée au-dessus des apports terrigènes directs issus du Complexe Himalaya-Tibet. Cette transition est clairement exprimée par le passage d'une sédimentation turbiditique à chlorite et illite dominantes vers une sédimentation hémipélagique puis pélagique à palygorskite dominante. C'est à partir de cette époque que la sédimentation argileuse est fortement assurée par les vecteurs éoliens et sera dépendante de leurs intensités.



L'unité IV (de 424 à 340 m, Miocène inférieur) comprend des turbidites silteuses et argileuses analogues à celles du Delta de l'Indus à la même époque.

L'unité III (de 340 à 310 m, Miocène moyen) se compose de craies à nannofossiles. Un hiatus d'environ 5 Ma existe au sommet de cette unité.

L'unité II (de 310 à 289 m, base du Miocène supérieur) montre des craies siliceuses à nannofossiles et diatomées. L'opale biogène est abondante dans cette unité, les microfossiles siliceux bien préservés représentent des assemblages caractéristiques d'upwelling.

L'unité I (de 289 à 0 m, Miocène supérieur à Actuel) consiste en une alternance de couches claires et sombres de craies/craies marneuses à nannofossiles et foraminifères.

La colonne lithostratigraphique suggère que **l'upwelling de mousson est actif dès le Miocène supérieur**. De plus, au cours du Miocène inférieur, la sédimentation turbiditique s'arrête du fait de la remontée de la Ride au-dessus du plancher océanique et donc du Delta de l'Indus. Cette remontée est contemporaine d'une réorganisation tectonique des centres d'expansion océanique et des failles transformantes (Prell *et al.*, 1989c).

#### **4. Minéralogie**

L'analyse diffractométrique sur roche totale propose un assemblage dominant de calcite, dolomite, quartz et plagioclase. Une relation antagoniste existe entre la susceptibilité magnétique et le pourcentage de carbonates. Par contre, les autres minéraux sont directement associés à la susceptibilité magnétique. Le quartz varie corrélativement avec les autres espèces minérales. Ceci suggère que l'augmentation de ce minéral s'accompagne d'apports croissants des autres minéraux terrigènes et notamment des substances magnétiques. Si on considère le quartz et la dolomite comme des traceurs éoliens la relation inverse entre la susceptibilité magnétique et le carbonate pourrait représenter une dilution des carbonates par le terrigène d'origine éolienne (Prell *et al.*, 1989c).

L'analyse diffractométrique de la fraction fine ( $< 2 \mu\text{m}$  - fig.11) montre une transition nette au Miocène inférieur (Debrabant *et al.*, 1991) : l'abondance des minéraux primaires (illite, chlorite) d'origine himalayenne décroît brutalement (de 60 à 30 %) ; ces argiles sont relayées par le développement d'une proportion importante (20 à 25 %) de palygorskite.

**Au Miocène inférieur, l'apparition massive des argiles fibreuses issues des zones arides de l'ouest et du sud-ouest de la Mer d'Arabie (Arabie, Somalie) souligne l'intensification du phénomène de la mousson du SW. La diminution des minéraux primaires reflète la surrection de la ride au-dessus des apports turbiditiques de l'Indus.**

### 5. Cycles sédimentaires

Du Miocène supérieur à l'Holocène, les sédiments se caractérisent par des alternances décimétriques à métriques de couches sombres et claires formées de boues pélagiques et de marnes crayeuses à nanfossiles et foraminifères. La cyclicité se marque non seulement par un changement de couleur mais également par une variation du taux de carbonates et de la susceptibilité magnétique. De tels cycles ont déjà été identifiés dans d'autres régions du globe (Gardner, 1982; Pias et Prell, 1985). Ils ont été attribués soit aux changements de productivité biogène carbonatée soit aux conditions de préservation des composants sédimentaires fragiles, soit aux changements dans les apports détritiques éoliens.

L'étude par analyse spectrale (méthode de Walsh - Weedon, 1985) de la cyclicité des couleurs sur les cent mètres supérieurs du forage 721 B montre des périodicités de dépôts proches des cycles de Milankovitch (19 000, 29 000, 46 000, et 124 000 ans (Prell *et al.*, 1989b; 1989c). Par ailleurs, le traitement d'un signal synthétisant 20 000 mesures de susceptibilité magnétique faite entre 2,7 Ma et l'Actuel met en évidence des périodicités de dépôts de 1 - 2, 3 - 4 et 12 - 14 mètres (Prell *et al.*, 1989b; De Menocal *et al.*, 1991). Fixant le taux de sédimentation à 35 m/Ma, De Menocal *et al.* (1991) obtiennent des périodes proches de 19 000, 23 000, 41 000, 100 et 400 000 ans. La covariance entre le quartz et la susceptibilité magnétique conforte l'origine éolienne du matériel magnétique (De Menocal *et al.*, 1991) (fig.12).

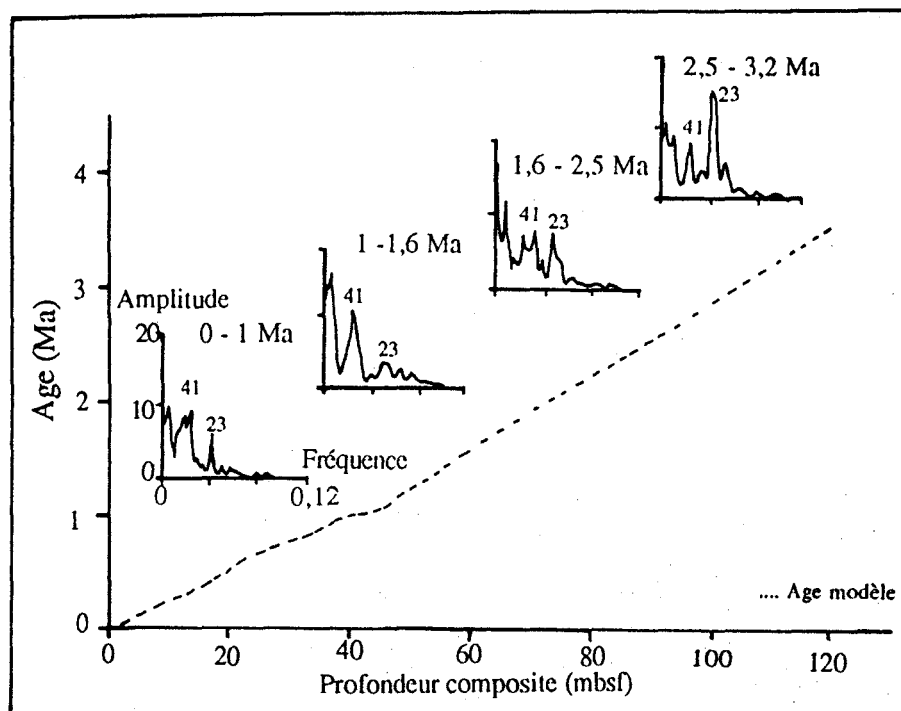


Figure 12. Analyse spectrale (DFTA) de la susceptibilité magnétique mesurée sur les sédiments du Site 721 ODP 117 (De Menocal *et al.*, 1991). Observer le passage de la précession dominante à l'obliquité dominante vers 2,5 Ma.

Vu la correspondance entre les cycles sédimentaires et les variations des paramètres orbitaux, les changements de composition minérale responsables des alternances seraient d'origine climatique. Ces observations renforcent l'hypothèse que la théorie astronomique des paléoclimats explique les variations du phénomène de mousson.

## H. Conclusions

L'étude minéralogique des sédiments Néogènes de la Ride d'Owen, effectuée sur un échantillonnage lâche (1 échantillon / 10 m - Debrabant *et al.*, 1991), a montré que :

- les assemblages argileux sont clairement soumis à de nombreuses variations de composition depuis le Miocène moyen ; ces variations sont essentiellement imputables aux antagonismes étroits entre les concentrations en minéraux primaires d'une part, et en argiles fibreuses d'autre part :

- les palygorskites, le carbone organique, le soufre et le quartz se concentrent préférentiellement dans les niveaux foncés de la sédimentation alternante claire et sombre.

L'étude de la susceptibilité magnétique du sédiment total (De Menocal *et al.*, 1991) fait ressortir :

- l'influence sur la sédimentation de l'évolution des paramètres orbitaux terrestres, modificateurs des climats et en particulier de la puissance et de la direction des vecteurs éoliens ;

- l'existence à partir de 2.4 / 2.5 Ma d'un relais de l'influence de la précession des équinoxes par celle de l'obliquité de l'axe terrestre.

Compte tenu de ces résultats préliminaires, le thème de notre réflexion est de déterminer si le matériel argileux contient des messages cycliques décodés à travers le comportement magnétique du sédiment, tout en apportant le complément d'informations paléoenvironnementales que leur confère leur évolution continentale classique avec les climats. En particulier, peut-on préciser les circonstances du glissement dans les fréquences dominantes (23 000 ans et 41 000 ans) décelé par De Menocal *et al.* (1991) vers 2.4 / 2.5 Ma BP, au début de l'extension des glaciers de l'hémisphère nord.

La démarche suivie comporte les points suivants :

- échantillonnage "haute résolution" de la séquence 2.7 - 1.2 Ma des dépôts sédimentaires de la Ride d'Owen ;
- établissement du log minéralogique précis de la fraction inférieure à 2 micromètres en profitant de toutes les analyses de minéraux argileux déjà faites dans cette série (Bouquillon, Debrabant, De Menocal, com. orale) ;

- détermination du ou des paramètres minéralogiques à retenir comme traceur du ou des flux éoliens dominants (mousson) ;

- analyse spectrale des courbes de fréquences paramétriques, avec l'aide des physiciens spécialistes du traitement de signal.



## II. ETUDE DES VARIATIONS MINÉRALOGIQUES DES SEDIMENTS NÉOGÈNES DE LA RIDE D'OWEN

### A. Définition du cortège argileux

#### 1. Echantillonnage

L'échantillonnage a été réalisé dans les niveaux plio-pléistocènes de l'unité supérieure IA du Site 721 du Leg 117 (fig.11). Ces niveaux sont caractérisés essentiellement par des alternances décimétriques à métriques de couches sombres et claires de boues pélagiques et de marnes crayeuses à nannofossiles et foraminifères. Deux cent échantillons ont été prélevés entre 115 et 44 mètres de profondeur (profondeur composite<sup>(1)</sup> - De Menocal *et al.*, 1991). Ils complètent un échantillonnage préliminaire d'une centaine de niveaux dont la minéralogie des argiles a été étudiée par P. De Menocal sur le diffractomètre lillois (1988, non publié).

#### 2. Résultats

Les résultats minéralogiques recourent parfaitement ceux des premières études (fig.11) (Debrabant *et al.*, 1991). Les assemblages argileux, très diversifiés (Annexe III.1), comprennent de la palygorskite (20 à 50 %) et de la smectite (20 à 45 %) dominantes, de la chlorite (5 à 20 %, y compris les interstratifiés irréguliers 14c-14s), de l'illite (10 à 30 %, y compris les interstratifiés 10-14s) et de la kaolinite (0 à 10 %).

### B. Choix du traceur paléoclimatique

Plusieurs tests d'homogénéité ont été réalisés entre les mesures récentes (1991) et antérieures (1988). Ces tests ont révélé une évolution non négligeable dans la calibration du diffractomètre entre les deux périodes de mesure. Il existait, par conséquent, certains risques à utiliser directement comme paramètres cycliques des pourcentages de minéraux argileux. En revanche, les rapports de hauteurs de pics sur l'essai glycolé des diffractogrammes se sont avérés plus fiables, leurs reproductibilités étant bonnes. Pour trois échantillons pris au hasard, dix préparations ont été réalisées et étudiées : l'écart-type sur le rapport P/I varie de 0.03 à 0.05.

Les rapports de hauteurs de pic, mesurés à 10 Å pour l'illite (I), à 10.4 Å pour la palygorskite (P), 14 Å pour la chlorite (C) et 17 Å pour la smectite (S), ont donc été retenus comme paramètres minéralogiques utilisés pour les études spectrales (fig.13).

---

(1) Les profondeurs composites correspondent aux profondeurs ODP corrigées en incluant les sections manquantes entre les carottes ; elles sont donc plus profondes que les profondeurs ODP. La correspondance est donnée dans l'annexe I.

De plus, la comparaison des variations des pourcentages des divers minéraux argileux (C, S, I, P) pris deux à deux met en évidence les points suivants :

- il n'apparaît aucune corrélation claire (positive ou négative) entre les variations des chlorites et des smectites ( $0,4 < C/S < 1,6$ ) d'une part, des smectites et des illites ( $0,5 < S/I < 1,6$ ) d'autre part. Il serait donc très aléatoire de tenter d'extraire les périodicités élémentaires d'une combinaison paramétrique C/S ou S/I de variables affectées, de toute évidence, de comportements disjoints cycliques ou non.

- dans la période considérée, les variations de concentration en palygorskites et illites ( $0,4 < P/I < 1,2$ ) ne sont pas indépendantes (fig.14). Il existe entre ces deux variables une anti-corrélation dont le coefficient vaut en moyenne - 0,60 pour l'ensemble de la série étudiée. L'intensité de cet antagonisme évolue également avec l'âge (tab.4.) : à la base, entre 2.7 et 2.3 Ma, le coefficient de corrélation est très faible (- 0,20) ; à partir de 2,3 Ma, le coefficient plus élevé (- 0,78 à - 0,59) souligne l'interdépendance de la palygorskite et de l'illite.

Intervalle de temps (Ma)	Intervalle de profondeur (profondeur composite - mètre)	Coefficient de corrélation R
2.7 à 1.2	95.25 à 44.15	- 0,61
1.6 à 1.2	57.00 à 44.15	- 0,59
2.0 à 1.6	70.00 à 57.00	- 0,77
2.3 à 2.0	83.17 à 70.00	- 0,78
2.7 à 2.3	95.25 à 83.17	- 0,20

Tableau 4. Antagonisme des concentrations en illite et palygorskite dans les sédiments plio-pléistocènes de la Ride d'Owen quantifié d'après le coefficient de corrélation R calculé entre les concentrations de ces deux minéraux, pour l'ensemble de l'intervalle étudié ainsi que pour différents intervalles de profondeur successifs.

Globalement, si l'un des termes du rapport P/I est affecté par un phénomène périodique, le second le sera également, au-moins postérieurement à 2.3 Ma. Concrètement le rapport P/I fluctue d'autant plus rapidement que P et I varient en sens contraire. Ce qui fait de P/I un paramètre évolutif beaucoup plus sensible que chacune des variables P et I prises isolément. Il paraît donc fondé de s'appuyer sur les variations du rapport des hauteurs de pic palygorskite/illite (P/I) pour déterminer si les dépôts plio-pléistocènes de la Ride d'Owen ont enregistré les variations climatiques liées aux cyclicités des paramètres orbitaux. Le rapport P/I sera retenu comme éventuel traceur des fluctuations des apports éoliens en Mer d'Arabie. En première approximation, la palygorskite enregistre les fluctuations d'intensité de la mousson du SW, l'illite celles du NE. Ces deux minéraux sont contrôlés par les mêmes paramètres orbitaux et le rapport P/I doit rendre compte d'une éventuelle périodicité dans l'intensité de la mousson. **L'étude des variations P/I devrait permettre de mieux cerner les relations entre les flux éoliens de particules détritiques et le contrôle orbital du climat dans l'Océan Indien Nord.**

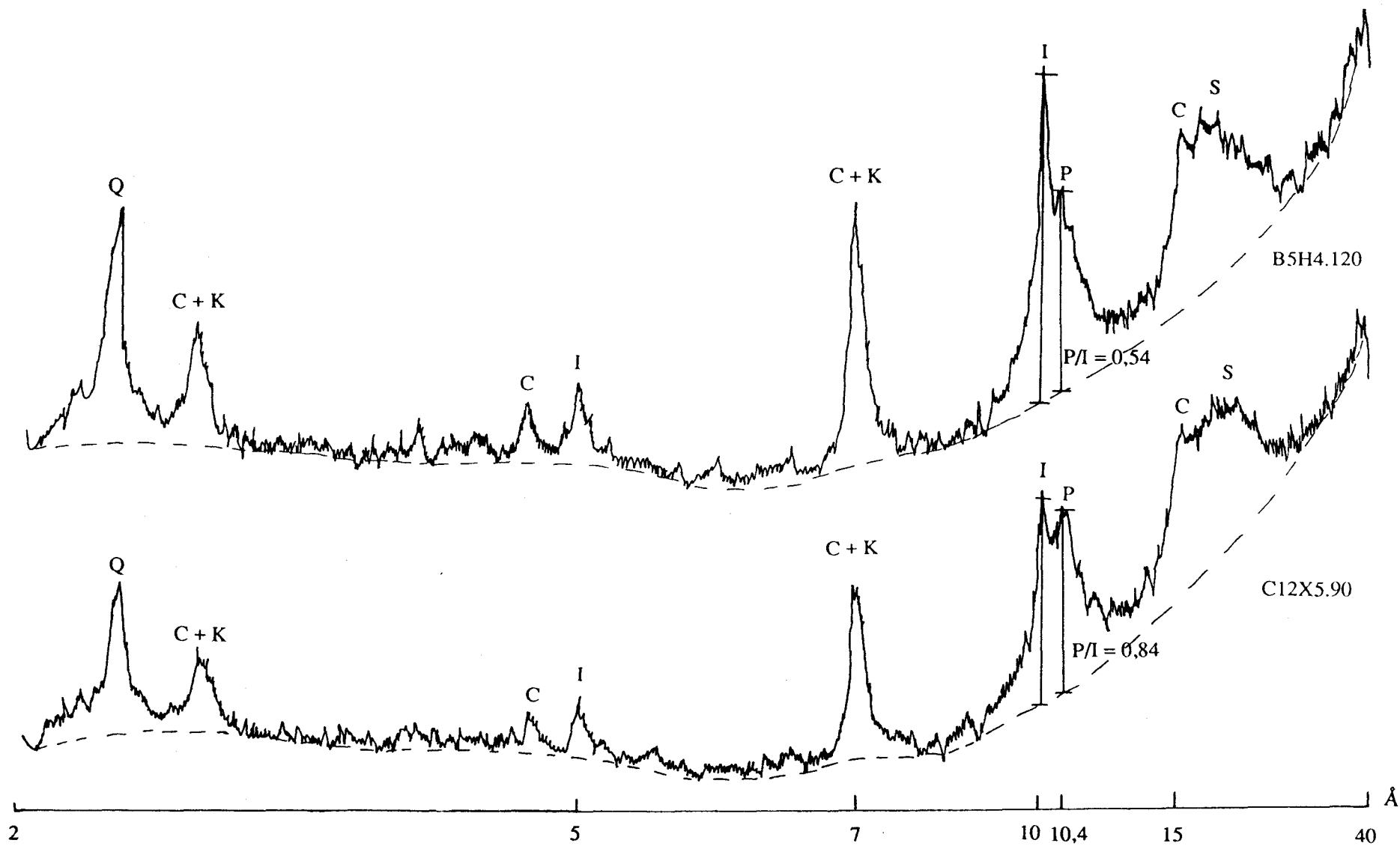


Figure 13. Mesure du rapport de hauteurs de pics P (à 10.4 Å) / I (à 10 Å) (P/I) sur l'essai glycolé. Exemple de deux diffractogrammes.

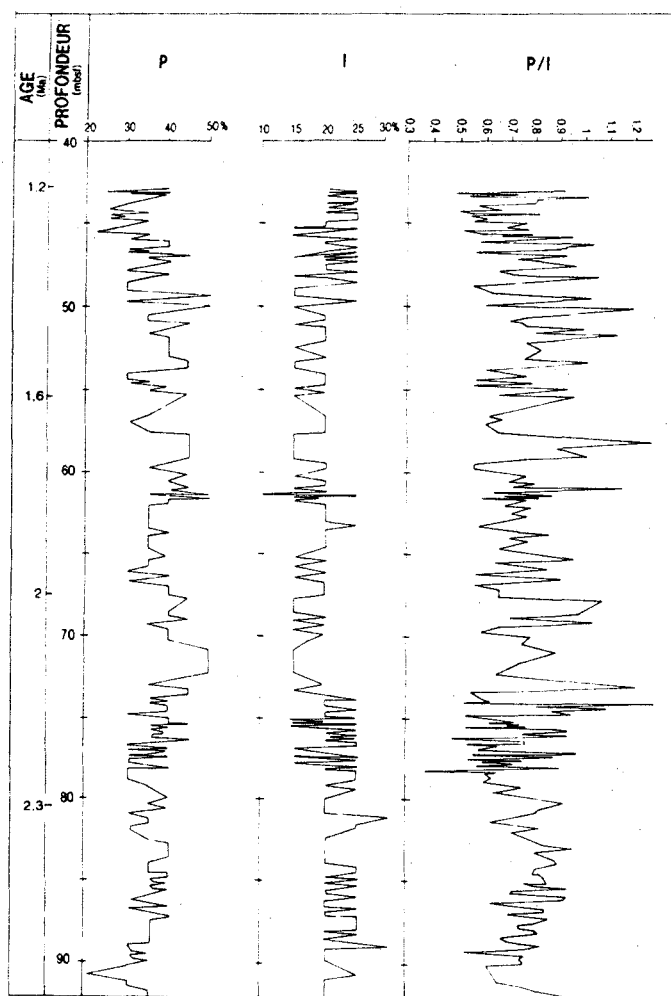


Figure 14. Evolution des pourcentages relatifs de palygorskite (P) et d'illite (I) et du rapport de hauteurs de pics glycolés P (à 10.4 Å) / I (à 10 Å) (P/I) en fonction de la profondeur dans le site 721.

### C. Analyse spectrale

#### 1. Définition et conditions d'application

La mise en évidence de signaux périodiques dans les variations d'un paramètre temporel nécessite l'utilisation d'un traitement mathématique relevant de l'analyse spectrale. Ce traitement conditionne l'échantillonnage nécessaire pour mettre en évidence l'information. L'analyse spectrale d'un signal brut fonction du temps (défini comme série temporelle), synthèse d'informations tant périodiques qu'aléatoires, doit permettre d'extraire l'ensemble des signaux élémentaires périodiques qu'il contient, par la reconnaissance de leur fréquences (Jenkins et Watts, 1968).

Une série temporelle est obtenue en échantillonnant à intervalles réguliers une série sédimentaire à taux d'accumulation constant (Weedon, 1985). Le nombre d'échantillons  $N$  et le pas d'échantillonnage  $T_e$  sont conditionnés par la méthode de traitement et les fréquences recherchées. La plus courte périodicité accessible par l'estimation spectrale numérique est donnée par la **condition de Shannon** (Bringham, 1974), elle correspond à  $2T_e$ . D'autre part la résolution des spectres dépendra de l'étendue de la fenêtre  $T_0$  de l'estimateur, laquelle est proportionnelle au nombre  $N$  d'échantillons considérés ( $T_0 = NT_e$ ). Cette résolution est inversement proportionnelle à  $T_0$ .

De plus, la série temporelle étudiée doit satisfaire aux conditions de stationnarité (1) et d'ergodicité (2) (Davis, 1986). Elle doit : (1) avoir atteint l'équilibre statistique en ce sens que ses propriétés statistiques (moyenne, variance) sont invariantes avec le temps ; (2) autoriser le remplacement de ses propriétés statistiques par des propriétés temporelles ; dans ce cas on suppose que la moyenne statistique qui serait calculée sur un intervalle de temps infini est équivalente à une moyenne calculée sur un intervalle de temps fini (Davis, 1986).

**En corollaire, en appliquant des opérateurs mathématiques linéaires aux échantillons réguliers, d'une série temporelle continue, stationnaire et ergodique que nous appellerons par la suite signal, nous parviendrons à reconnaître les périodicités recherchées et cachées dans ce signal à caractère aléatoire.**

Trois opérateurs seront successivement appliqués au signal P/I, la transformée discrète de Fourier (Discret Fourier Transform, DFT - Jenkins et Watts, 1968; Bringham, 1974), l'autocorrélation (AUTO - Jenkins et Watts, 1968; Davis, 1986) et la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation (DFTA - Blackman et Tukey, 1958; Bloomfield, 1976) Cette combinaison de plusieurs techniques de traitement du signal facilite l'interprétation et la critique des résultats. En effet, l'application de différents types d'estimateurs spectraux ne donne pas forcément la reproductibilité espérée (Berger et Pestiaux, 1984), à cause des artefacts produits par la troncature, c'est-à-dire l'influence des bornes de la séquence  $T_0$  étudiée. Dès lors, le choix simultané de trois opérateurs produira différents types d'artefacts et la confrontation des spectrogrammes (DFT), auto-spectres (DFTA) et corrélogrammes (AUTO) permettra de déceler plus facilement les périodicités recherchées.

## 2. Transformée discrète de Fourier (Discret Fourier Transform, DFT)

### a. Définition

La transformée discrète de Fourier est une fonction qui permet de reconnaître dans un signal  $s = f(t)$  les différentes composantes périodiques qui participent à son élaboration. L'application de cette opération mathématique consiste à décomposer le signal en une somme de sinusoides de fréquences différentes (Bringham, 1974). Le résultat de cette transformation donne un spectre de fréquences  $f = 1/T$  dans lequel chaque pic correspond à la fréquence de chacune des composantes sinusoidales. L'amplitude des pics reflète directement la contribution relative de la fréquence

correspondante dans la composition du signal global. La transformée de Fourier constitue un moyen puissant d'identification d'une composante de fréquence déterminée mélangée à d'autres signaux. Cependant, appliquée à un signal complexe cette méthode nécessite d'importants moyens de calcul. Dans la pratique, la DFT est une méthode programmable sur ordinateur permettant un calcul approché rapide en limitant le nombre d'opérations mathématiques à effectuer. L'application de la transformée discrète de Fourier s'effectue ainsi à partir d'algorithmes de transformée rapide (Fast Fourier Transform, FFT) et impose une condition à la base d'échantillonnage puisque le nombre d'échantillons  $N$  contenus dans la fenêtre de l'estimateur doit être tel que  $N = 2^n$  où  $n$  est un entier.

#### b. Propriétés du spectre de la transformée de Fourier

La transformée de Fourier est une fonction symétrique où seules les composantes fréquentielles allant de 0 à 0,5 sont significatives, les autres termes ne faisant que se répéter. L'énergie du spectre tend à se distribuer principalement sur les composantes de basses fréquences (Tessier, 1990). La précision dans la détermination de la fréquence ne dépend que de la précision sur la durée de l'intervalle échantillonné (Dubus, 1988). La DFT périodise un signal initialement non périodique : l'échantillonnage dans le domaine de temps correspond à une fonction périodique de fréquence et l'échantillonnage dans le domaine de fréquence correspond à une fonction périodique du temps (Dubus, 1988)

#### c. Remarques concernant l'application de la DFT

Etant donné la nature de la série de Fourier, seules des périodes régulières peuvent être décelées (Dunn, 1974). Comme la DFT fournit des spectres de fréquences discrets, il est possible qu'une fréquence intéressante soit située entre deux valeurs consécutives connues. Pour surmonter cette difficulté, il faudrait comparer les spectres obtenus à partir de plusieurs pas d'échantillonnage (Dunn, 1974).

De plus, la condition de Shannon fixe la plus haute fréquence décelable à  $1/2T_e$  où  $T_e$  est l'intervalle d'échantillonnage (Brigham, 1974) : le signal  $s(t)$  doit être échantillonné avec une fréquence au moins double de la fréquence recherchée afin qu'il n'y ait pas de perte d'information consécutive à l'échantillonnage. Une meilleure précision peut être obtenue en analysant des milliers d'échantillons car la résolution de la DFT est proportionnelle à l'inverse du nombre d'échantillons  $1/N$  (Berger et Pestiaux, 1984).

Enfin, l'estimateur spectral simple appliqué au signal  $P/I$  donnera un spectre dont l'enveloppe présente de nombreux pics. On peut attribuer à ces pics plusieurs origines. Il peut s'agir de la période fondamentale du phénomène recherché, mais aussi de ses proches harmoniques si le phénomène présente un comportement non-linéaire. Les pics peuvent également provenir d'artefacts produits par la troncature liée à la limitation du domaine d'échantillonnage. L'estimateur spectral simple possède l'inconvénient de générer des artefacts de grande amplitude. On peut réduire cet effet en moyennant plusieurs estimations. Cette méthode suppose toutefois de disposer d'une

fenêtre de travail étendue bien au-delà de la fenêtre d'analyse  $T_0$ , par exemple sur  $10 T_0$  et dans ce cas la période recherchée doit être très stable. Cette solution n'était pas envisageable dans la présente application.

### **3. L'autocorrélation**

#### a. Définition de la fonction d'autocorrélation

L'autocorrélation permet de détecter un signal périodique noyé dans un bruit. Il s'agit de comparer une série de données à elle-même par glissements d'amplitudes  $\Delta t = nT_e$ ,  $n$  allant de 1 à  $N$ . Les points de la série initiale sont comparés aux autres points décalés de  $nT_e$  et les positions de bonnes correspondances sont décelées par un bon coefficient de corrélation entre les amplitudes des points des deux séries. En résumé la fonction d'autocorrélation pour un décalage  $T_0 = nT_e$  est une mesure du coefficient de corrélation entre les observations  $s(t)$  et  $s(t+T_0)$  c'est-à-dire la corrélation calculée entre la série d'origine et elle-même glissée de  $T_0$  (Davis, 1986). L'opérateur d'autocorrélation s'obtient au moyen d'un estimateur appliqué sur la fenêtre temporelle  $T_0$  définie plus haut. L'estimateur fournira  $N/2$  échantillons répartis entre l'origine de la fenêtre et une excursion égale à  $T_0/2$ . L'amplitude de chaque échantillon donne une information sur la corrélation liant un événement retardé de  $n$  échantillons, soit  $t = nT_e$  par rapport à cette origine.

#### b. Propriétés de la fonction d'autocorrélation

La fonction d'autocorrélation d'un signal périodique est une fonction paire de même période que lui. Pour un signal quelconque et un décalage  $T_0 = NT_e$ , la fonction d'autocorrélation régulièrement décroissante s'étale de  $-T_0/2$  à  $+T_0/2$ . L'opérateur d'autocorrélation appliqué sur  $T_0$  fournira  $N/2$  échantillons répartis entre l'origine et  $T_0/2$ . Si le signal étudié comporte des événements périodiques, ce caractère apparaîtra sur le corrélogramme par des ondulations dont la période sera rigoureusement égale à la période des événements recherchés. L'opérateur de corrélation n'est pas à proprement parler un filtrage mais plutôt un artifice pour la recherche de périodicités. Il a l'avantage par rapport à l'estimateur spectral simple de réduire fortement l'amplitude des artefacts, ce qui facilite l'identification des périodes. Il est cependant beaucoup moins riche d'informations que la DFT.

### **4. La transformée discrète de Fourier de la fonction d'autocorrélation (DFTA)**

L'application de l'estimateur spectral au corrélogramme donne un autre résultat : l'auto-spectre. Dans sa description globale l'auto-spectre peut être confondu avec le spectrogramme issu de l'estimateur spectral simple (DFT) appliqué au signal. Selon le Théorème de Wiener-Kintchine, la fonction  $S(f)$ , résultat de l'application de la DFT sur la fonction d'autocorrélation, est équivalente au module du carré de la DFT (Brigham, 1974). Cette

fonction donne des résultats comparables à ceux de la DFT. Elle offre cependant l'avantage que l'amplitude des artefacts se trouve bien réduite pour les raisons invoquées à propos de l'autocorrélation. Par ailleurs, les pics de basses fréquences plus particulièrement intéressants sont renforcés (Dubus, com. orale) et le bruit de fond est fortement atténué. Le principe de la DFTA est détaillé par Blackman and Tuckey (1958) ou Bloomfield (1976).

Pour calculer la DFTA on a rendu la fonction d'autocorrélation, connue sur  $N$  points, parfaitement symétrique afin d'obtenir un spectre à traiter s'étendant sur  $2N$  points.

### **5. Comparaison des spectres DFT, AUTO et DFTA**

La figure récapitulative 15 donne l'allure des spectres DFT, AUTO et DFTA d'une série temporelle  $s(t)$  échantillonnée avec un pas  $T_e$  en  $N$  points sur un intervalle  $T_0 = NT_e$ .

**Remarque :** le spectrogramme, le corrélogramme et l'auto-spectre ne donnent aucune information sur la phase des événements périodiques. L'accès à ce paramètre permettant d'évaluer l'origine des séquences géologiques périodiques ne peut se faire que si l'on dispose d'autres moyens, filtrage ou inter-corrélation entre deux séquences issues de paramètres physiquement indépendants mais cependant affectés par la même périodicité (Krissek et Clemens, 1991).

### **6. Limites d'application de l'analyse spectrale d'un signal géologique**

La mise en évidence par analyse spectrale de phénomènes périodiques dans une série temporelle d'histoire aussi complexe que celle d'une série minérale nécessite de vérifier que les données de base et les mécanismes qui les ont générées satisfont à un certain nombre de conditions. Les qualités requises sont commentées ci-après : stabilité des périodes recherchées, constance du taux de sédimentation, échantillonnage constant, absence de modifications post-dépositionnelles, stationnarité du paramètre étudié.

#### **a. Stabilité des périodes**

Seules les périodicités régulières peuvent être décelées (Dunn, 1974). Pour notre propos ce problème est résolu car les périodes recherchées sont relativement stables sur la durée géologique concernée. En effet, elles sont liées aux paramètres orbitaux qui n'ont pas variés de plus de quelques pourcents entre le Quaternaire et le Crétacé (Berger, 1989).



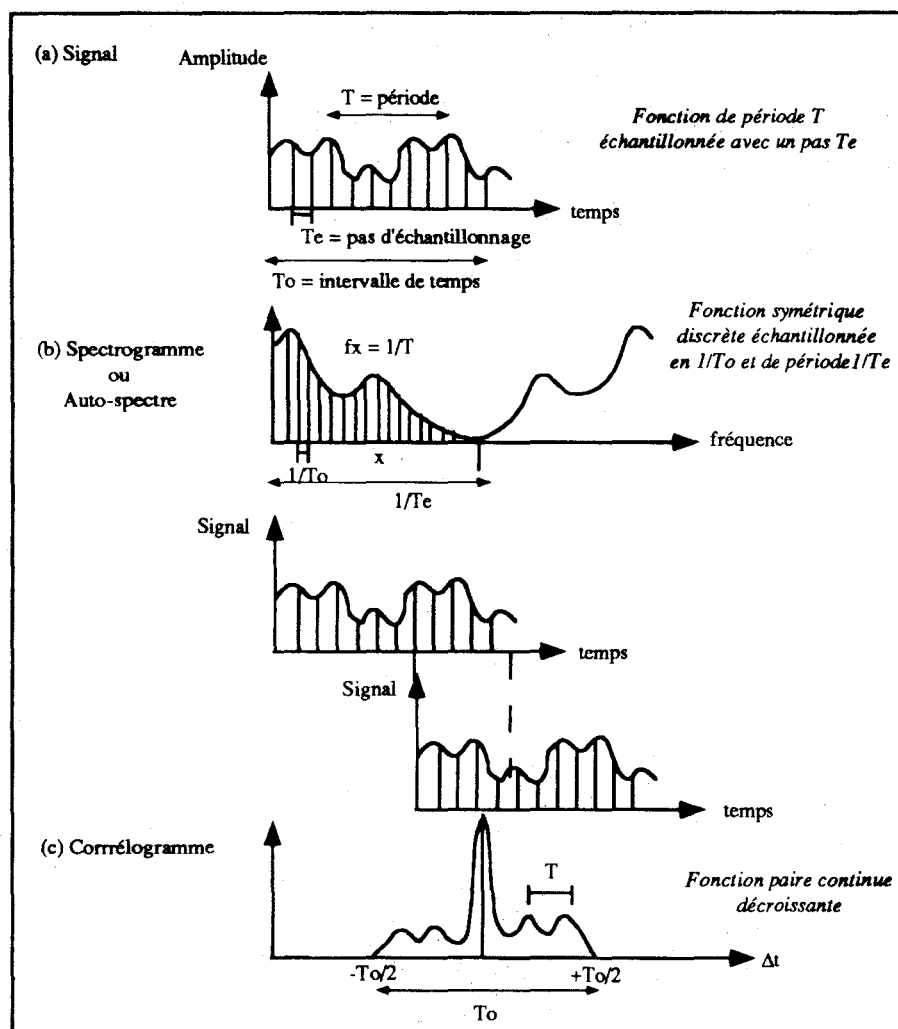


Figure 15. Schéma illustrant la correspondance entre un signal temporel (a) et les spectres de la transformée rapide de Fourier ou de la transformée de Fourier de l'autocorrélation (b) et la fonction d'autocorrélation (c). Le signal  $s(t)$  est échantillonné avec un pas  $T_e$  en  $N$  points sur un intervalle de temps  $T_0 = NT_e$  (d'après Dubus, 1988).

#### b. Stabilité du taux de sédimentation

Pour convertir les données minéralogiques en une série temporelle continue, il faut supposer que le temps est une fonction linéaire de la profondeur entre deux limites bien datées (Berger, 1984). Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiable avec une grande rigueur car non seulement les limites ne sont pas toujours précises, mais le taux de compaction varie avec la lithologie. Les variations du taux de sédimentation se marquent dans les spectres de fréquences par un élargissement et une diminution d'amplitude des pics (Berger et Pestiaux, 1984). Si possible constant dans l'intervalle étudié, le taux de sédimentation doit être connu avec précision pour que l'écart temporel entre deux échantillons voisins soit constant. Dans les sédiments de la Ride d'Owen, une évaluation de la dispersion des taux de sédimentation peut être faite en situant dans un diagramme temps-profondeur les zones d'extension des événements reconnus par la biostratigraphie et la magnétostratigraphie (Spaulding *et al.*, 1991). Dans le graphe de la figure 16 sont repérées les datations obtenues par la nannofaune (N), les radiolaires (R), les foraminifères planctoniques (P) et les changements de polarité magnétique (M) observés dans l'intervalle 92-43 m de la colonne

sédimentaire du site 721. Le taux de sédimentation est calculé en prenant comme limites de l'intervalle étudié la base B définie par les événements P11 à P15 et N21, et le sommet S défini par les événements N8 et P6. Ces repères pris deux à deux donnent des taux de sédimentation compris entre une valeur minimale de 28 m/Ma et une valeur maximale de 40 m/Ma. Le point B, estimé à 2,7 Ma par le modèle retenu par De Menocal *et al.* (1991), se situe dans une zone d'incertitude bornée par 2,51 et 2,84 Ma, tandis que le point S, estimé à 1,2 Ma, se trouve dans une zone d'incertitude bornée par 1,09 et 1,22 Ma. Ces incertitudes confèrent au taux de sédimentation des valeurs extrêmes, qui englobent la moyenne de 35 m/Ma utilisée par les paléomagnéticiens, et que nous conserverons dans cette étude. En pratique, lors de l'indexation des spectrogrammes, la valeur de la période attribuée à chaque pic ne sera qu'approximative (tab.5). Dans cette étude, nous nous intéressons à la mise en évidence de cyclicités dont seul l'ordre de grandeur nous importe.

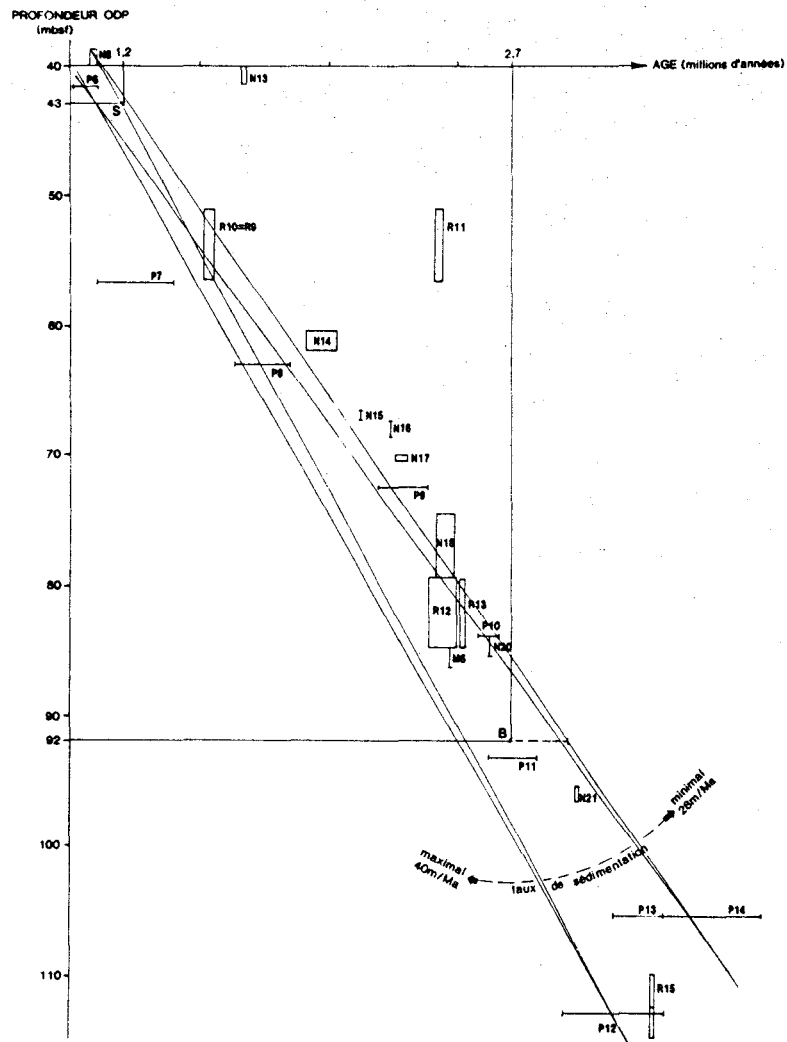


Figure 16. Estimation de la dispersion des valeurs du taux de sédimentation dans l'intervalle de profondeur OPD 92 à 43 m. Les coupures sont définies à partir des événements biostratigraphiques à nannofossiles (N), à radiolaires (R), à foraminifères planctoniques (P) et des événements paléomagnétiques (M) (Spaulding *et al.* 1991).

Indice spectral (x)	Périodicités	(T <sub>0</sub> / x, en années / 10 <sup>3</sup> )	
12	108	125 (123)	150
16	81	94 (95)	113
32	41	47	56
37	35	41	49
44	30	34	41
56	23	27	32
65	20	23	28
68	19	22	26
79	16	19	23
<b>Taux de sédimentation</b>			
(m/Ma)	28	35	40
T <sub>0</sub> (Ma)	1.3	1.5	1.8

Tableau 5. Influence des variations du taux de sédimentation sur l'indexation des pics de fréquences délivrés par l'analyse spectrale. Les périodicités de Milankovitch sont en caractère gras.

#### c. Régularité de l'échantillonnage

L'échantillonnage doit être régulier, ce qui n'est pas rigoureusement le cas pour l'ensemble des prélèvements effectués sur le matériel sédimentaire du Site 721. Néanmoins on dispose en moyenne d'un échantillon tous les 20 cm qui permet de construire la courbe naturelle P/I en fonction du temps. A partir de cette courbe est constituée une série temporelle continue de  $2^9 = 512$  points (N) théoriquement espacés de 10 cm. entre les profondeurs 95,25 et 44,15 m définies par les limites 2,7 Ma et 1,2 Ma ( $T_e$  de l'ordre de 3 000 ans, pour un taux de sédimentation de 35 m/Ma). Selon le théorème de Shannon, la plus courte période décelable sera de 12 000 ans (double de la fréquence d'échantillonnage). La base d'échantillonnage de 512 points fixe également la résolution spectrale, puisque l'estimateur appliqué dans les limites définies plus haut correspond à une fenêtre de travail  $T_0 = 1,5$  Ma, soit une résolution de  $1/T_0 = 2/3 \text{ Ma}^{-1}$ . la résolution de l'auto-corrélation correspond évidemment à la période d'échantillonnage, soit  $T_e = 3 000$  ans. Enfin dans la pratique, la plus longue période crédible qu'il soit possible de mettre en évidence équivaut à  $T_0/4$  soit 375 000 ans.

#### d. Modifications post-dépositionnelles

La régularité du signal paléoclimatique initial peut être altérée par des processus post-dépositionnels tels que la bioturbation, les déformations intra-sédimentaires (glissement, microfissuration) et la diagenèse. La bioturbation, qui lisse le spectre de fréquence (Dalfes *et al.*, 1984), est certainement intervenue dans la série étudiée. Cependant, son influence a été atténuée par l'effet de la zone à minimum d'oxygène, qui a limité le développement de la vie benthique. Cela est prouvé par la conservation, à certains niveaux, de fragiles laminations d'épaisseur millimétrique. Par ailleurs, aucune déformation mécanique, ni effet diagénétique, ne sont décrits dans la zone étudiée (Prell *et al.*, 1989c).

### e. Stationnarité des signaux

La non-stationnarité des signaux, liée à la non-linéarité<sup>(1)</sup> des données peut entraîner des modifications spectrales (Berger et Pestiaux, 1984). De tels changements apparaissent surtout dans les composantes à longues périodes (Pisias et Moore, 1981). Là encore, la limitation de l'étude à une période de 1,5 Ma diminue beaucoup les risques, qui devraient se traduire par des modifications de moyenne et de variance des données de base.

Le tableau 6 montre que dans l'ensemble la variable P/I étudiée présente les qualités d'une série temporelle représentative. En effet les estimateurs utilisés sont applicables si la stationnarité au premier ordre est satisfaite (moyenne stable), ce qui est présentement le cas. En revanche la stationnarité au second ordre (variance) n'est pas impérative.

Intervalle de profondeurs (mètre)	Moyenne	Variance
44,15 à 95,25	0,77	0,025
44,15 à 57,00	0,76	0,032
57,00 à 70,00	0,73	0,010
70,00 à 83,17	0,75	0,014
83,17 à 95,25	0,78	0,010

Tableau 6. Estimation de la stationnarité du paramètre P/I : stabilité de la moyenne et de la variance.

On constate que les valeurs de la variance du paramètre P/I sont proches dans l'ensemble de la série étudiée, excepté dans sa partie supérieure. La non-stationnarité du signal pourrait affecter les spectres de fréquences correspondant au sommet de la série. La quantification des modifications spectrales dues à la non-stationnarité d'un paramètre est un problème qui commence à être étudié (Berger et Pestiaux, 1984).

### III. RÉSULTATS DE L'ANALYSE SPECTRALE - COMPORTEMENT DU PARAMÈTRE MINÉRALOGIQUE HAUTEUR DU PIC À 10,5 Å DE LA PLYGOSKITE / HAUTEUR DU PIC À 10 Å DE L'ILLITE (P/I)

#### A. Remarques préliminaires

Afin de disposer de la plus grande variation d'amplitude possible, aussi bien pour les spectrogrammes que pour le corrélogramme, nous avons choisi de centrer le signal P/I par rapport à la moyenne (a, fig.17). L'estimation spectrale et la corrélation concernent l'ensemble des 512 échantillons uniformément répartis ( $T_e = 3\ 000$  ans) sur la fenêtre de 1,5 Ma ( $T_0$ ) entre 95,25 m (2,7 Ma) et 44,15 m (1,2 Ma) de profondeur. Cependant pour déceler

(1) Si le système physique forcé est linéaire, sa réponse doit contenir les fréquences des fonctions externes. Si ce système a un comportement non-linéaire le traitement du signal qu'il fournit contient en général, non seulement les fréquences des fonctions forçantes externes mais également certaines combinaisons de ces fréquences (sommées, différences, harmoniques d'ordre supérieur).

d'éventuelles dispersions dans l'amplitude des périodes recherchées, nous avons divisé l'intervalle initial en quatre séquences de 128 points, soit quatre fenêtres de 375 000 ans, sur lesquelles l'estimation spectrale et la corrélation ont été appliquées.

A titre de référence le tableau 7 reprend les périodes dites de Milankovitch ((Berger, 1977; Berger, 1978; Briskin et Harrel, 1980; Chappel, 1973) associées aux trois paramètres orbitaux, "excentricité" de l'orbite (E), obliquité de l'axe ou tilting (T) et précession des équinoxes (P).

Types de périodes	Périodes (*1000 ans)	Indice spectral x pour N=512 points, T <sub>0</sub> =1,5 Ma	Indice spectral x pour N=128 points, T <sub>0</sub> =375 000 ans
<b>Fondamentales théoriques</b>			
E	413	4	-
E	123	12	3
E	95	16	4
T	41	37	9
P	23	65	16
P	19	79	20
<b>Fondamentales observées</b>			
E	122	12	3
E	113	13	3
E	106	14	4
E	104	14	4
E	94	16	4
T	43	35	9
T	42	36	9
T	41	37	9
T	40	38	9
P	24	63	16
P	23	65	16
P	20	75	19
P	19	79	20
<b>Secondaires théoriques</b>			
T	56	27	7
T	54	28	7
T	50	30	7
T	31	48	12
T	15	100	25
<b>Secondaires observées</b>			
	100	15	4
	60	25	6
T	51	29	7
T	31	48	12
	25	60	15

Tableau 7. Tableau recensant les périodes de Milankovitch associées aux trois paramètres orbitaux (E : "excentricité", T : obliquité, P : précession) : périodes fondamentales théoriques (Berger, 1977; Berger, 1978) et observées (Briskin et Harrel, 1980) ; périodes secondaires théoriques (Berger, 1977; Berger, 1978) et observées (Chappel, 1973).

A chaque période est associé un indice spectral x obtenu en divisant la durée du signal étudié (T<sub>0</sub>) par la période. Le tableau reprend les indices spectraux d'une série échantillonnée en 128 points (N = 128 ; T<sub>0</sub> = 375 000 ans) et en 512 points (N= 512 ; T<sub>0</sub> = 1,5 Ma).

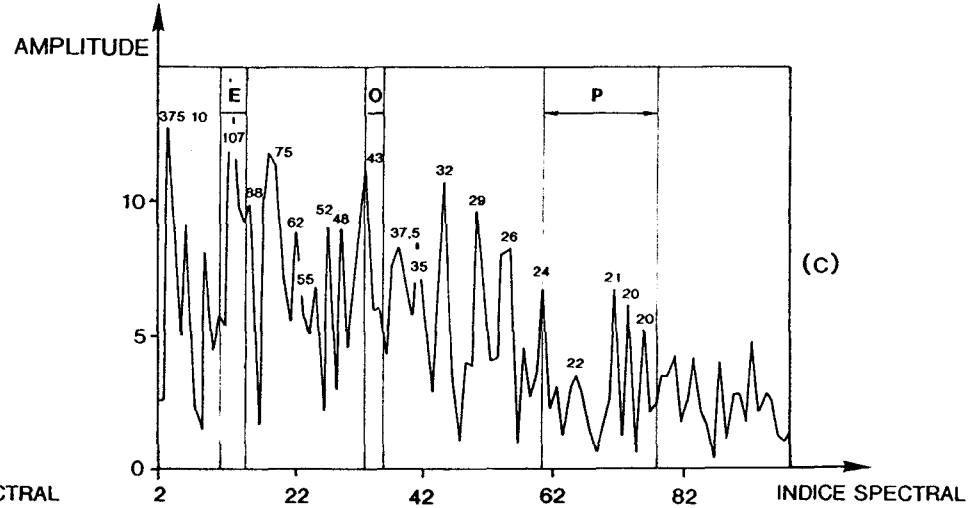
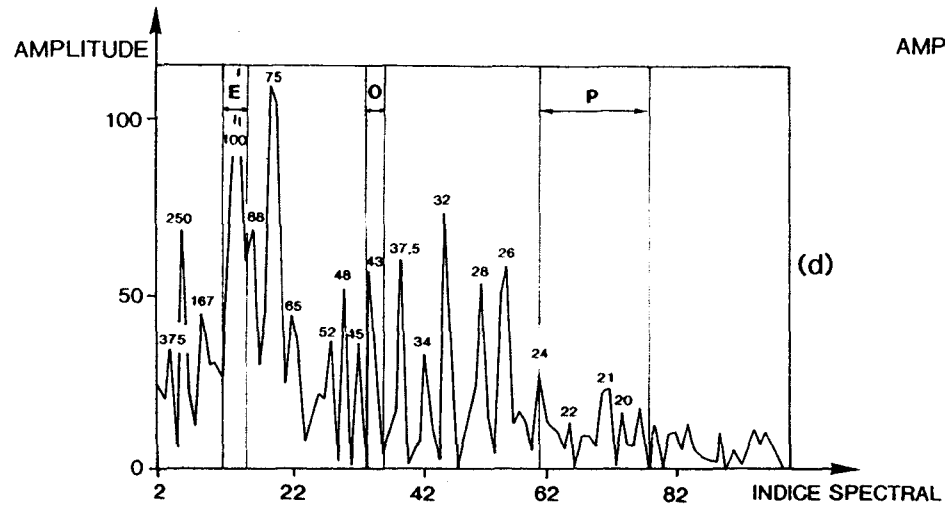
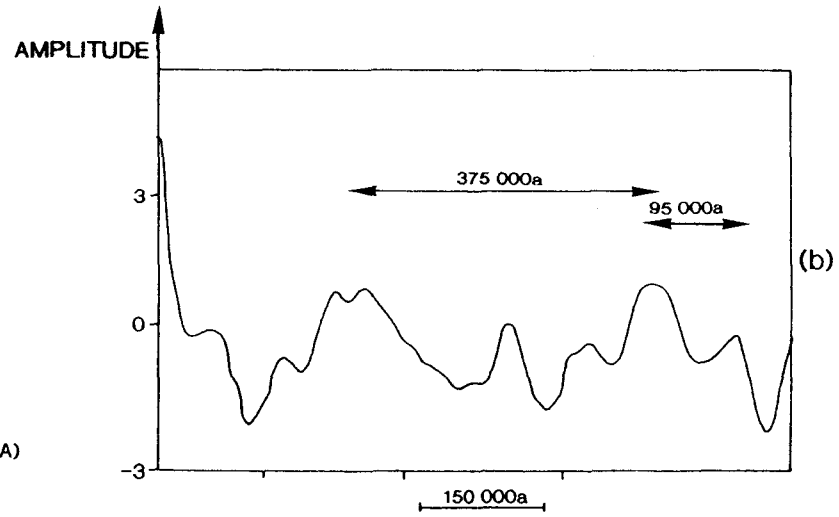
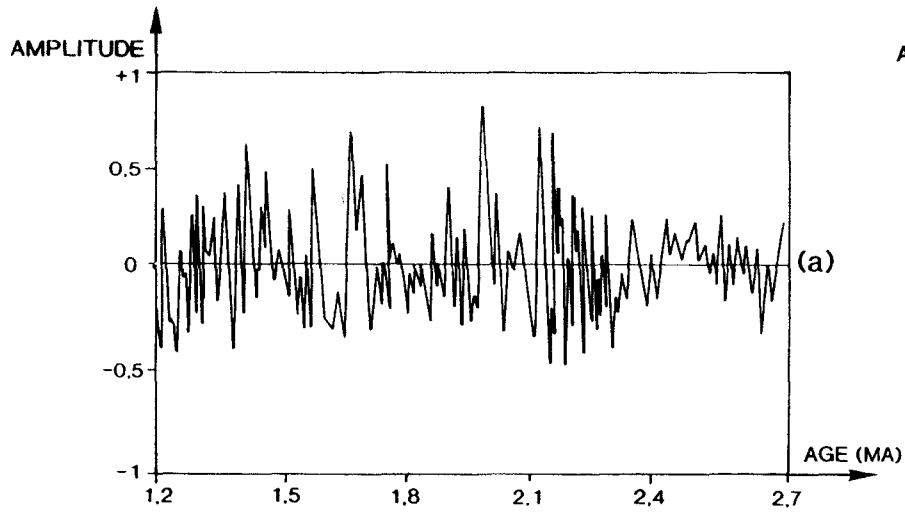


Figure 17. Analyse spectrale du signal P/I de 2,7 à 1,2 Ma échantillonné en 512 points.  
 a. Amplitude du signal P/I en fonction du temps, de 2,7 à 1,2 Ma  
 b. Spectre de la fonction d'autocorrélation : corrélogramme (AUTO)  
 c. Spectre de la transformée discrète de Fourier : spectrogramme (DFT)  
 d. Spectre de la transformée de Fourier de l'autocorrélation : auto-spectre (DFTA).

### B. Etude du signal complet ( $T_0=1,5$ Ma ; 512 points de calibration)

Bien que la variation possible du taux de sédimentation entre les points de calibration limite la précision des fréquences mesurées, le traitement du signal P/I donne des réponses cohérentes. L'application de l'estimateur d'auto-corrélation à la séquence sédimentaire révèle une périodicité de 375 000 ans (b, fig.17). Sur cette périodicité se superposent d'autres variations de période plus faible, 95 000 ans, sous-multiple de la précédente. Qu'il s'agisse de périodes fondamentales ou d'une période fondamentale et d'harmoniques associées, ces valeurs expriment clairement l'influence de "l'excentricité". Pour préciser ces observations, comparons auto-spectre et spectrogramme.

L'estimateur spectral appliqué à la même séquence est très encombré (c, fig.17). On peut toutefois trouver parmi les fréquences exprimées des valeurs identiques ou très proches de celles qui caractérisent les périodicités astronomiques : 19 000 à 24 000 ans (précession), 43 000 à 55 000 ans (obliquité), 107 000 ans ("excentricité") qui cache la période à 95 000 ans révélée par son harmonique d'ordre 4 à  $T_0/4 = 375 000$  ans (tab.8). Ce qui confirme les données du corrélogramme.

Indice spectral x	Période (*1000 ans)	Interprétation	DFT	DFTA
4	375	limité de crédibilité	+	+
6	250	?	-	+
8	188	?	-	+
9	167	?	-	+
14	107	E	+	-
15	100	E	-	+
17	88	harmonique de T	+	+
20	75	non-linéarité	+	+
23	65	?	-	+
24	62	?	+	-
27	55	période secondaire à 54	+	-
29	52	harmonique de 26 000 ?	+	+
31	48	harmonique de 24 000	+	+
33	45	?	-	+
35	43	T	+	+
40	37.5	?	+	+
43	35	?	+	-
44	34	secondaire à 31	-	+
47	32	secondaire à 31	+	+
52	29	secondaire à 31	+	-
53	28	secondaire à 31	-	+
57	26	secondaire à 25	+	+
62	24	P	+	+
67	22	P	+	+
73	21	P	+	+
75	20	P	+	+
78	19	P	-	+

Tableau 8. Tableau des périodes recensées d'après l'analyse spectrale (DFT, DFTA) de P/I sur l'ensemble de la série étudiée (de 2,7 à 1,2 Ma). Sur les spectrogrammes, chaque période est obtenue en divisant la durée de l'intervalle étudié ( $T_0=1,5$  Ma) par l'indice spectral x du pic ; elle est mesurée directement entre deux pics sur le corrélogramme.

La confrontation avec l'auto-spectre (d. fig.17) révèle effectivement des correspondances spectrales intéressantes puisqu'on retrouve sur l'auto-spectre des raies bien résolues déjà observées sur le spectrogramme et qui sont très probablement à l'origine d'événements périodiques naturels. La DFTA simplifie les résultats en atténuant le bruit de fond, lié au caractère aléatoire de la variable, tout en renforçant certaines basses fréquences aux dépens de la précession. Les trois paramètres de l'orbite terrestre sont exprimés : pics de 19 000 à 24 000 ans pour la précession, de 43 000 ans pour l'obliquité et de 100 000 ans pour "l'excentricité". L'importance du pic à 375 000 ans ( $T_0/4$ ) ne semble pas confirmée. Il s'agit d'une harmonique de l'excentricité ou encore d'un artefact, l'intervalle étudié n'étant que 4 fois supérieur à cette période.

**On constate que les périodicités principales affectant les paramètres orbitaux sont bien enregistrées dans l'évolution du paramètre argileux P/I.**

D'autres fréquences exprimées sont d'origine moins claire : 29 000, 32 000, 52 000, 75 000 et 88 000 ans.

Les périodicités de 29 000 (28 000) et 52 000 ans sont mises en évidence dans les sédiments du dernier million d'années du site 722 de la Ride d'Owen. Clemens et Prell (1991) interprètent ces valeurs comme des réponses non-linéaires du système climatique pléistocène au forçage externe, résultant d'une combinaison de fréquences : précession-obliquité ( $1/23\ 000 - 1/41\ 000 = 1/52\ 000$  ans) et obliquité-"excentricité" ( $1/41\ 000 + 1/100\ 000 = 1/29\ 000$  ans).

La périodicité de 32 000 ans se retrouve dans les spectres DFT et DFTA, il est peu probable qu'il s'agisse d'un artefact. Cette période est proche de celle de 31 000 ans qui a déjà été reconnue dans les sédiments Pléistocène du Pacifique Equatorial (Pisias et Rea, 1988) ou de l'Atlantique (Ruddiman *et al.*, 1986) et du Miocène supérieur (Beaufort et Aubry, 1990). Deux hypothèses sont envisageables. a) La période à 31 000 ans résulte d'une réponse non-linéaire du système climatique (Pisias et Rea, 1988). En effet, les interactions entre les périodes de "l'excentricité" à 107 000 ans et de l'obliquité à 43 000 ans, ou de la précession à 24 000 ans, peuvent générer une périodicité à 31 000 ans selon  $1/107\ 000 + 1/43\ 000$  ans =  $1/31\ 000$  ou  $1/107\ 000 - 1/24\ 000 = 1/31\ 000$ . b). Des périodes secondaires de l'obliquité de 31 000 et 54 000 ans pourraient être exprimées dans certains enregistrements sédimentaires. Elles sont calculées par Berger (1977, 1978).

Il est difficile de trancher entre ces deux hypothèses. Dans les sédiments Miocènes d'Atlantique Nord, Beaufort (1991) observe que la période à 31 000 ans subsiste dans un intervalle où la période de 100 000 ans de "l'excentricité" ne se manifeste pas. Ceci pourrait indiquer que cette période correspondrait plutôt au pic secondaire de l'obliquité prédit par Berger (hypothèse b).

Bien que dans les traitements DFT et DFTA, les périodes de 75 000 et 88 000 ans présentent les amplitudes les plus fortes, elles ne correspondent pas à des phénomènes naturels expliqués. Sans proposer d'interprétation, Beaufort et Aubry (1990) mettent également en évidence une période vers 85 000 ans dans l'enregistrement des fluctuations en  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord. Dans le cas de la Ride d'Owen, et sous réserve qu'il ne



s'agit pas d'artefacts, ces fréquences découleraient de réponses non-linéaires du paramètre argileux aux fonctions forçantes externes : 88 000 ans serait l'harmonique d'ordre 2 de l'obliquité et 75 000 ans pourrait résulter d'une combinaison de fréquences de l'obliquité et de "l'excentricité" présentes dans le spectre ( $1/43\ 000 - 1/100\ 000 = 1/75\ 400$ ).

### **C. Etude des signaux partiels ( $T_0 = 375\ 000$ ans, 128 points de calibration)**

Les résultats de l'autocorrélation et de la DFTA associée (fig.18 ; tab.9) sont comparés dans les quatre sous-zones successives de 375 000 ans constituant la série étudiée précédemment. On notera que les amplitudes des réponses fréquentielles sont nettement différentes dans l'intervalle 2,7 à 2,3 Ma et 2,3 à 1,2 Ma. La faible amplitude des réponses de 2,7 - 2,3 Ma est à mettre en relation avec l'indépendance relative des variables P et I ( $R = -0,21$  ; tab.4). Inversement, dans les intervalles postérieurs à 2,3 Ma, on peut admettre que l'anti-corrélation des deux variables ( $R > -0,59$  ; tab.4) leur confère des périodicités communes renforçant les réponses spectrales du paramètre P/I.

#### **1. Sous-zone de 2,7 à 2,3 Ma (points 512 à 385)**

Le corrélogramme recèle une nette périodicité comprise entre 19 000 et 29 000 ans (21 000 ans en moyenne), caractéristique de la précession des équinoxes (a, fig.18 ; tab.9.1). L'auto-spectre comporte principalement des réponses fréquentielles d'amplitude faible à moyenne pour les périodes de 21 000, 29 000, 42 000, 62 000 et 95 000 ans. A l'image du corrélogramme, l'expression de la précession définie par le pic à 21 000 ans est importante. L'obliquité donne un pic de très faible amplitude à 42 000 ans. Le faible pic observable vers 95 000 ans correspond au quart de l'intervalle de temps étudié. Il pourrait être attribué à "l'excentricité" mais aussi résulter d'un artefact, compte tenu de l'étroitesse de fenêtre considérée. Les pics à 29 000 et 62 000 ans seraient soit des réponses non-linéaires du paramètre argileux aux fonctions forçantes externes, soit des périodes secondaires déjà observées à 31 000 et 62 000 ans par Chappel (1974) dans le Quaternaire de Nouvelle-Guinée. La faiblesse de l'amplitude des réponses peut être interprétée par le fait que les flux d'illite et de palygorskite ne sont pas contrôlés de la même façon par les fonctions forçantes externes.

#### **2. Sous-zone de 2,3 à 2,0 Ma (points 384 à 257)**

La périodicité contenue dans le corrélogramme oscille entre 40 000 et 56 000 ans, périodes fondamentales et secondaires de l'obliquité (moyenne 45 000 ans) (b, fig.18 ; tab.9.2). L'auto-spectre, qui produit des réponses de forte amplitude, se simplifie à cause de l'influence prépondérante des fréquences moyennes. La fréquence précessionnelle, bien que déformée, subsiste avec des pics à 19 000, 21 000 et 23 000 ans.

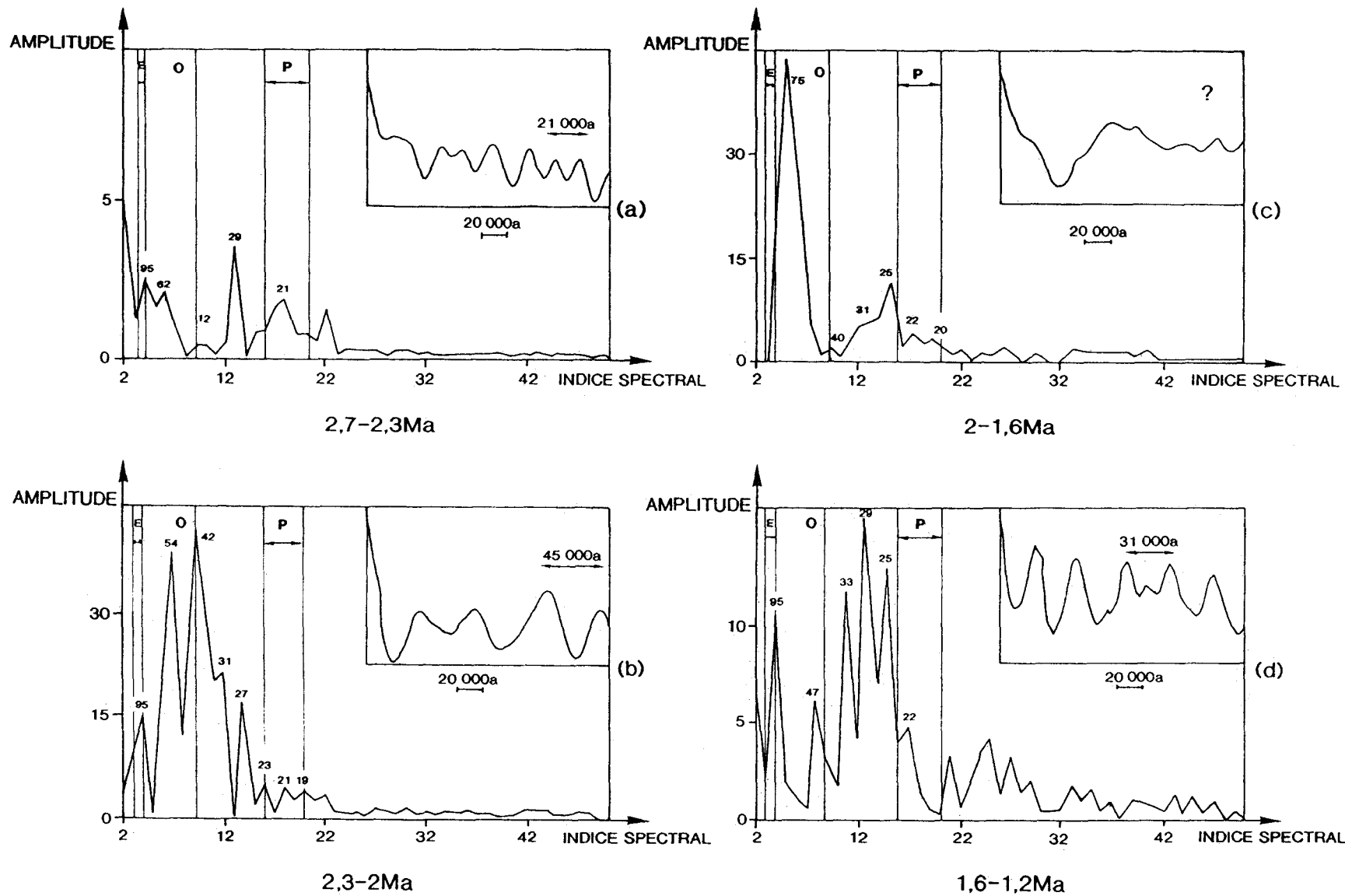


Figure 18. Analyse spectrale du signal palygorskite sur illite P/I sur les quatre intervalles de temps de 375 000 ans, pris entre 2,7 à 1,2 Ma : corrélogramme et auto-spectre (DFTA).

9.1 Indice spectral x	Période (1000 ans)	Interprétation	DFT	DFTA
3	125	E ou artefact	+	-
4	95	E ou artefact	-	+
6	62	secondaire à 60	+	+
9	42	T	+	+
13	29	secondaire à 31	+	+
16	23	P	+	-
18	21	P	-	+
19	20	P	+	-

9.2 Indice spectral x	Période (1000 ans)	Interprétation	DFT	DFTA
3	125	E ou artefact	+	-
4	95	E ou artefact	-	+
7	54	secondaire	+	+
9	42	T	+	+
11	34	secondaire à 31	+	-
12	31	secondaire	-	+
14	27	secondaire à 25	-	+
15	25	secondaire	+	-
16	23	P	-	+
18	21	P	+	+
20	19	P	-	+

9.3 Indice spectral x	Période (1000 ans)	Interprétation	DFT	DFTA
3	125	E ou artefact	+	-
5	75	non-linéarité	+	+
9	40	T	-	+
10	37.5	?	+	-
12	31	secondaire	-	+
13	29	secondaire à 31	+	-
15	25	secondaire	+	+
17	22	P	-	+
19	20	P	+	+

9.4 Indice spectral x	Période (1000 ans)	Interprétation	DFT	DFTA
4	95	E ou artefact	+	+
6	62	secondaire à 60	+	-
8	47	?	-	+
11	33	secondaire à 31	-	+
12	31	secondaire	+	-
13	29	secondaire à 31	-	+
14	27	secondaire à 25	+	-
15	25	secondaire à 25	-	+
16	23	P	+	-
17	22	P	-	+
20	19	P	+	-

Tableau 9. Tableau des périodes recensées d'après l'analyse spectrale (AUTO, DFT, DFTA) de P/I sur quatre intervalles de profondeurs successifs :  
 - de 2,7 à 2,3 Ma (tab.9.1.)  
 - de 2,3 à 2,0 Ma (tab.9.2.)  
 - de 2,0 à 1,6 Ma (tab.9.3.)  
 - de 1,6 à 1,2 Ma (tab.9.4.)

**L'influence de l'obliquité**, déjà suggérée par le corrélogramme, **domine la répartition du matériel argileux**, avec deux pics considérables à 42 000 et 54 000 ans, proches des résultats de l'autocorrélation. Il y a eu glissement du forçage orbital vers les basses fréquences. Le pic à 27 000 ans peut correspondre à une période secondaire, habituellement observée à 25 000 ans ou plus simplement une harmonique de second ordre de la période à 54 000 ans. Le pic vers 95 000 ans suggère autant une réponse à "l'excentricité" qu'un artefact, compte tenu de l'étroitesse de la fenêtre.

### 3. Sous-zone de 2,0 à 1,6 Ma (points 256 à 126)

Le corrélogramme n'apporte aucun résultat significatif, ce qui suggère **l'absence de périodicité prépondérante dans les domaines de la précession et de l'obliquité** ("l'excentricité" ne pouvant apparaître du fait de l'étroitesse de la fenêtre de l'estimateur) (c. fig.18 ; tab.9.3). L'influence de la précession s'estompe avec de très faibles pics à 20 000 et 22 000 ans. Des périodes secondaires à 25 000 et 31 000 ans apparaissent. La composante à 40 000 ans de l'obliquité présente une amplitude négligeable.

Le glissement vers les basses fréquences se poursuit. C'est à présent la composante à 75 000 ans qui domine. Elle résulterait d'interactions non-linéaires entre "l'excentricité" et des composantes intenses de l'obliquité selon :  $1/95\ 000 + 1/42\ 000 = 1/75\ 000$ . Cependant, elle est exactement égale au 1/5 de la fenêtre de l'estimateur et totalement absente du corrélogramme : un artefact n'est pas à rejeter.

### 4. Sous-zone de 1,6 à 1,2 Ma (points 128 à 1)

Une périodicité voisine de 31 000 ans, comprise entre 30 000 et 33 000 ans se dégage du corrélogramme (d. fig.18 ; tab.9.4). Dans l'auto-spectre, ce sont essentiellement des périodes secondaires qui dominent : période à 25 000 ans, puis périodes assimilables à celles mises en évidence dans le corrélogramme (29 000 et 33 000 ans) qui pourraient correspondre à la période à 31 000 ans (Chappel, 1974). La précession semble à nouveau définie avec une composante d'amplitude moyenne à 22 000 ans.

**Il n'y a plus de réponse linéaire à l'obliquité** dont les composantes fondamentales ont disparu (à l'exception de la valeur à 41 000 ans lue sur le corrélogramme). L'importance et la persistance du pic à 95 000 ans pourrait traduire une influence dominante de "l'excentricité" et la continuité du glissement vers les basses fréquences, mais avec les réserves évoquées précédemment (étroitesse de la fenêtre de l'estimateur par rapport à la période trouvée).

## D. Discussion des résultats et conclusion de l'analyse spectrale appliquée à un paramètre minéralogique - Exemple de la sédimentation plio-pléistocène sur la Ride d'Owen.

### 1. Remarques sur la méthode

L'étude comparée des corrélogrammes, spectrogrammes et auto-spectres souligne bien les limites de l'interprétation à partir d'une seule méthode et montre l'importance qu'il y a à utiliser en parallèle plusieurs techniques de traitements du signal.

L'autocorrélation est une méthode très sensible à la non-stationnarité du paramètre utilisé. Elle délivre des informations dépourvues d'artefacts mais peu nombreuses et surtout centrées sur la périodicité dominante. Cette méthode diminue considérablement le bruit de fond, tout en exaltant les pics de basses fréquences que l'on recherche plus particulièrement. Inversement, la DFT présente un spectre très riche mais multiplie les hautes fréquences inintéressantes et introduit d'autant plus d'artefacts que la méthode périodise un signal aléatoire. Par ailleurs le bruit de fond y est important.

**Le premier enseignement est donc d'éviter l'interprétation à la suite d'un traitement unique.** Algeo et Wilkinson (1988) proposent de comparer les spectres issus des traitements DFT et DFTA et de ne retenir que les périodes communes aux deux traitements. Quant à la DFTA, elle délivre un spectre dont le bruit de fond, largement atténué par rapport à celui de la DFT, est dépouillé des pics liés au caractère aléatoire de la variable. Résultant d'une combinaison des méthodes d'autocorrélation et de transformée de Fourier, **le traitement DFTA semble constituer un bon compromis** et divers auteurs l'ont utilisé avec succès au niveau de l'analyse géologique (Hilgen et Langereis, 1989; Mac Intyre *et al.*, 1989; De Menocal *et al.*, 1991; Krissek et Clemens, 1991)

### 2. Résultats

#### a. Mise en évidence des périodes

L'étude minéralogique de 300 échantillons de sédiments, prélevés dans les carottes du Site 721 ODP du Leg 117 foré sur la Ride d'Owen, permet de construire un signal palygorskite / illite (P/I), fonction du temps, qui répond aux exigences d'une série temporelle, utile pour la détection des variations paléoclimatiques à court terme. Le traitement de ce signal par les méthodes indépendantes d'auto-corrélation et de transformée discrète de Fourier montre clairement que **les fluctuations du rapport P/I renferment des périodicités égales ou voisines de celles qui caractérisent les paramètres orbitaux**, susceptibles d'influencer les facteurs climatiques et notamment les grands courants éoliens et hydrodynamiques de la Mer d'Arabie (Fagel *et al.*, 1992).

**Des périodicités fondamentales classiques** sont mises en évidence pour les oscillations liées à la précession des équinoxes de 19 000 à 24 000 ans, à l'obliquité de l'axe terrestre entre 40 000 à 43 000 ans et à "l'excentricité" de l'orbite terrestre à 95 000 et 107 000 ans.

**Des périodicités secondaires** prévisibles (Chappel, 1973) s'observent à 25 000 ans (pics à 25 000, 26 000, 27 000 ans), 31 000 ans (pics à 28 000, 29 000, 31 000 et 34 000 ans), 54 000 ans (pic à 55 000 ans) et 60 000 ans (pic à 62 000 ans). La période à 31 000 ans pourrait correspondre à la réponse non-linéaire du paramètre P/I aux actions conjuguées de "l'excentricité" et de l'obliquité ou de "l'excentricité" et de la précession.

**Des périodicités non prévues par la théorie** apparaissent avec des amplitudes parfois importantes, voire dominantes (75 000, 88 000 ans). Selon certains auteurs (Ruddiman et Mac Intyre, 1981; Ruddiman *et al.*, 1986; Pias et Rea, 1988), elles résulteraient d'interactions non-linéaires du système climatique et de phénomènes de résonance amplifiant les pics. Il est en effet possible de faire dériver ces fréquences particulières de sommes ou différences entre les composantes de "l'excentricité" et de l'obliquité, ou encore de les considérer comme harmoniques d'ordre supérieur des périodes fondamentales de l'obliquité.

#### b. Evolution des influences périodiques au cours du temps

L'analyse spectrale du paramètre P/I dans les quatre sous-zones de 375 000 ans ( de 2,7 à 1,2 Ma) qui composent la série étudiée met en évidence **une réelle évolution du contrôle paléoclimatique orbital par glissement du spectre vers les basses fréquences**. Ce glissement résulterait du passage du contrôle dominant des apports argileux par la précession au contrôle par l'obliquité. La transition s'effectuerait vers 2,3 Ma. Elle confirme les travaux de Bloemendal et De Menocal (1989) qui obtiennent un résultat voisin en utilisant des mesures de susceptibilité magnétique sur le sédiment total. En effet, à partir d'auto-spectres réalisés sur des intervalles de temps successifs et chevauchants de 400 000 ans, ils dégagent un transfert de l'influence dominante des paramètres orbitaux sur le paléoclimat depuis la précession vers l'obliquité (fig.12), dans l'intervalle compris entre 1,7 et 3,2 Ma. Plus précisément, ils font apparaître le passage de l'influence dominante de la précession à l'influence progressivement croissante de l'obliquité à partir de 2,4 Ma : cette prépondérance s'affirmant clairement après 1,7 Ma.

Le rôle particulier de l'obliquité dans le glissement de fréquences dominantes à 2,4 Ma est également signalé en Atlantique Nord où Shackleton *et al.* (1990) montrent que les variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères, traduisent un contrôle prépondérant par la période à 41 000 ans entre 2,4 et 0,75 Ma. De même, d'après les fluctuations de différents paramètres paléoclimatiques ( $\delta^{18}\text{O}$ , SST, %  $\text{CaCO}_3$ ), Ruddiman *et al.* (1986) déterminent un changement dans l'intensité relative dans l'influence des paramètres orbitaux, avec une dominance de la période à 41 000 ans de 2,47 à 0,75 Ma. En 1989, Ruddiman *et al.* précisent cet effet entre 2,8 et 1,6 Ma : l'influence de l'obliquité s'atténuant après 1,6 Ma.

L'interprétation de cette modification fait référence à la simultanéité de l'extension des glaciations dans l'hémisphère nord vers 2,4 Ma (Shackleton *et al.*, 1984 ; fig.19). Les modèles de circulation atmosphérique générale suggèrent en effet, qu'en l'absence de couverture neigeuse importante sur l'Asie, la mousson du SW répond linéairement à la fonction forçante orbitale de précession (De Menocal *et al.*, 1991; Kutzbach, 1981; Prell, 1984; Prell et Van Campo, 1986). Les flux argileux transportés par la mousson ont un comportement identique. Cela justifie l'importance relative de la réponse à 19 000 ans du matériel argileux entre 2,7 et 2,3 Ma. Vers 2,4 Ma, l'expansion glaciaire septentrionale (eurasienne et/ou nord américaine) accroît la couverture neigeuse et l'albédo, et donc les cellules de hautes pression s'accroissent au-dessus du Complexe Himalaya-Tibet ; soit indirectement par l'extension glaciaire mondiale qui se répercute sur l'Himalaya, soit directement par l'extension de la calotte himalayenne. Le modèle indique un affaiblissement de la mousson du SW (vecteur d'argiles fibreuses), un renforcement de la mousson du NE (contrariant le vecteur précédent) et un accroissement de l'aridité des régions sources (Bonnefille, 1976; Prell et Kutzbach, 1987; Sirocko et Sarnthein, 1989). Entre 2,4 et 0,7 Ma, les variations du volume des glaces sont faibles mais oscillent avec une périodicité de 41 000 ans (Raymo *et al.*, 1989) qu'elles imposent à l'environnement sédimentaire détritique.

Dans les sédiments néogènes de la Ride d'Owen, le relais de fréquences observé reflète bien l'effet de l'extension des calottes glaciaires septentrionales sur l'intensité des apports détritiques éoliens et fluviatiles (De Menocal *et al.*, 1991) et la composition des assemblages argileux. Il force le paramètre P/I à répondre d'abord linéairement à la mousson (19 000 ans) puis non-linéairement en exhaltant des fréquences harmoniques ou des composantes où intervient surtout l'obliquité (41 000 ans). **Pour résumer, le paramètre argileux P/I traduit l'expression du passage d'un effet régional dominant (mousson) à une composition plus complexe où l'effet global (glaciation) vient moduler la réponse régionale.**

#### **IV. CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE : SCHEMA D'EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE NEOGENE DANS LE BASSIN DE LA MER D'ARABIE, BASÉ SUR L'ANALYSE SPECTRALE DE FLUCTUATIONS ARGILEUSES**

Les fluctuations du traceur éolien P/I mesuré dans les sédiments Plio-Pléistocène du Site 721 (Leg 117 ODP) présentent des périodicités équivalentes à celles des paramètres orbitaux (excentricité, obliquité, précession). La précession contrôle ces variations dans tout l'intervalle étudié (de 2,7 à 1,2 Ma), sauf entre 2,3 et 2,0 Ma, où domine l'influence de l'obliquité. Ce changement est bien marqué à la fois dans le corrélogramme et les spectres DFT et DFTA. Il est ainsi possible de confirmer le glissement de fréquences décelé vers 2,4 Ma par De Menocal *et al.* (1991) et De Menocal et Bloemendal (1989) d'après les mesures de susceptibilité magnétique.

Les causes naturelles de ce comportement du paramètre P/I sont une source d'informations complémentaires pour affiner le modèle de fonctionnement des apports détritiques de l'Océan Indien Nord-Ouest. Un schéma d'évolution de la sédimentation argileuse dans le Bassin de la Mer d'Arabie serait le suivant.

**Avant 2,3 Ma** (a et b, fig.19), la variable P, c'est-à-dire la palygorskite des déserts salés arabiques (Muller, 1961; Ackerman et Cox, 1988) et est-africains (Sirocko et Lange, 1991) répond linéairement à la mousson du SW et aux vents associés du NW. L'importance de la palygorskite (repère 1 en a, fig.19) dans les sédiments de la Mer d'Arabie est liée à l'intensité de ses vecteurs éoliens, eux-mêmes dépendants directement de l'intensité de l'insolation aux basses latitudes (précession).

En période de fortes insolation (a, fig.III.19), la différence de pression entre l'Inde et l'Océan Indien est maximale. Les fortes précipitations accroissent l'érosion mécanique du Complexe Himalaya-Tibet (repère 2 en a, fig.19) : la charge de l'Indus en minéraux primaires (variable I) augmente. Les vents de secteurs W repoussent les eaux vers la marge E de la Mer d'Arabie, créant un gradient de pression hydraulique ( $\Delta H$  - repère 3 en a, fig.19). Des upwellings puissants se développent (repère 4 en a, fig.19). Ils dispersent les minéraux primaires de la décharge de l'Indus et freinent les courants de surface et/ou intermédiaires, imposant une accumulation en profondeur sur le Delta en accréation. La sédimentation de la Ride d'Owen s'enrichit en palygorskite.

Lorsque l'insolation diminue, l'intensité de la mousson et des vecteurs éoliens associés fléchit (repère 1 en b, fig.19). L'activité des upwellings est très atténuée (repère 2 en b, fig.19). Une part plus importante de la charge de l'Indus peut atteindre la Ride d'Owen par les courants intermédiaires (repère 3 en b, fig.19), aux dépens des palygorskites dont les vecteurs aérodynamiques sont moins puissants. Pendant toute cette période, **P et I sont antagonistes et P/I se trouve contrôlé par le moteur principal des variations climatiques de basse latitude : la précession des équinoxes.**

Figure 19. Représentation schématique des apports détritiques argileux Pliocène supérieur à Pléistocène sur la Ride d'Owen.

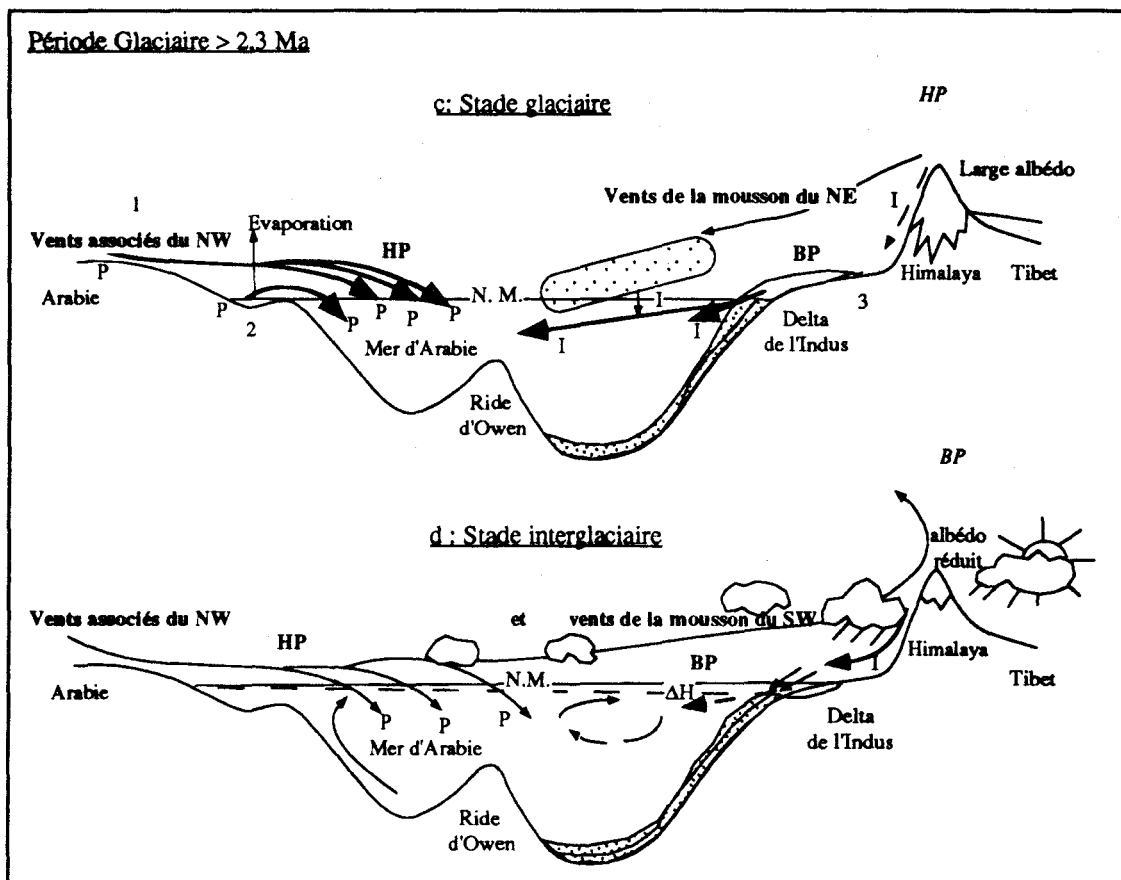
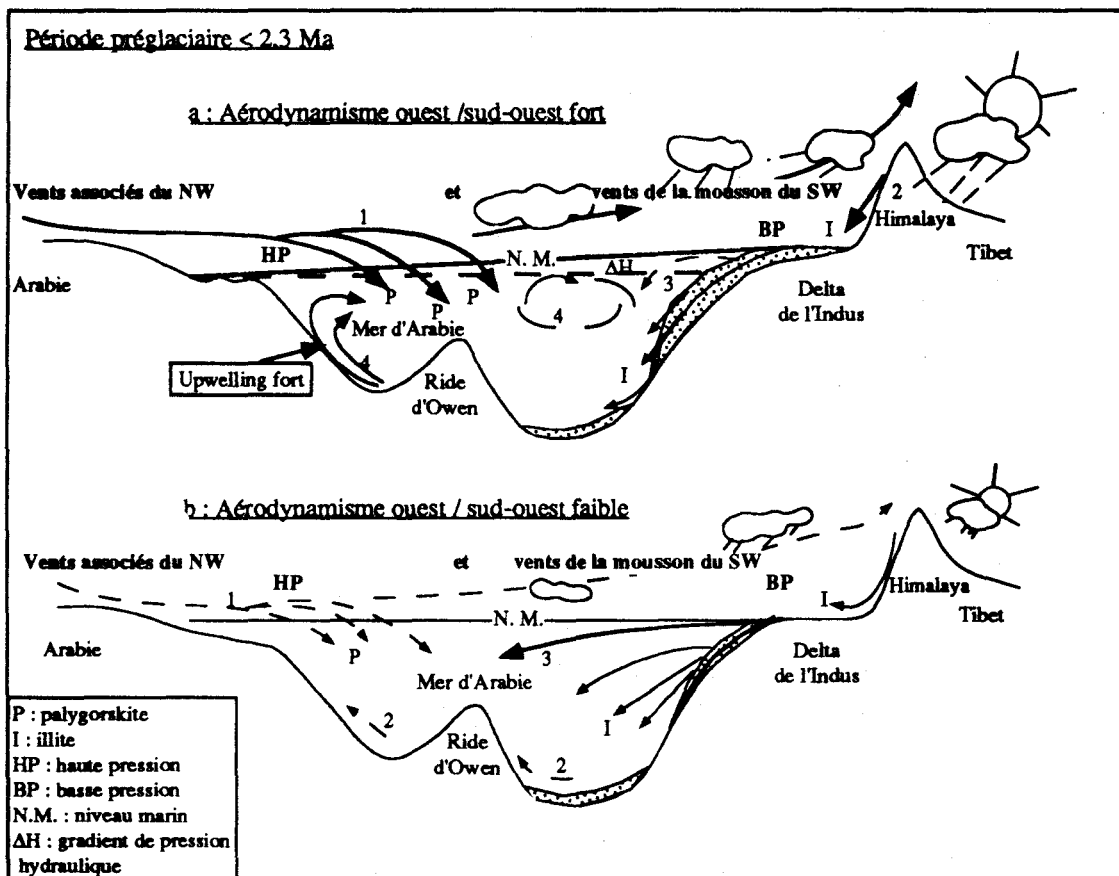
La période préglaciaire (< 2,3 Ma).

- a. La forte mousson du SW véhicule un flux important de palygorskite. Les upwellings puissants bloquent l'illite au niveau du Delta de l'Indus.
- b. En période d'affaiblissement de la mousson, les apports de palygorskite diminuent tandis que l'illite atteint plus facilement la Ride d'Owen.

La période glaciaire (> 2,3 Ma).

- c. En stade glaciaire, la mousson du SW s'affaiblit. Cependant l'aridification continentale, la diminution du niveau de la mer et peut-être la formation de bassins péricontinentaux favorisent les apports de palygorskite. L'illite est véhiculée par les vents de la mousson du NE relayés par les courants marins. La reprise d'érosion au niveau du Delta de l'Indus apporte également des minéraux primaires.
- d. En stade interglaciaire, la mousson reprend. les apports éoliens à palygorskite dominant la sédimentation sur la Ride d'Owen, l'illite étant bloquée au niveau du Delta de l'Indus par les upwellings.





**A partir de 2,3 Ma** (c et d, fig.19), l'expansion glaciaire provoque un abaissement du niveau marin (Haq *et al.*, 1987). La mousson s'affaiblit fortement (Kutzbach et Guetter, 1986), mais les apports éoliens de palygorskite se poursuivent suite à l'aridification des aires continentales, en particulier de la Péninsule Arabique (repère 1 en c, fig.19). De plus, le contexte climatique pourrait favoriser le développement de bassins évaporitiques péri-continentaux, sources de minéraux fibreux (repère 2 en c, fig.19). Cependant, aucun argument bibliographique ne permet d'étayer cette hypothèse.

Bien qu'amenuisé par une moindre contribution fluviale, l'apport d'argiles primaires peut être assuré par la reprise d'érosion des alluvions à l'aval de la vallée de l'Indus (repère 3 en c, fig.19), liée à l'abaissement du niveau de base et au renforcement des vents continentaux du NE, assuré par les hautes pressions liées à l'accroissement de l'albédo continental. Dans ce contexte, une source de poussières à illites et chlorite est également possible au niveau du Golfe Persique, asséché par l'abaissement du niveau de la mer (Sirocko et Lange, 1991).

En période interglaciaire (d, fig.19), le phénomène de mousson se développe à nouveau suite à la réduction de la couverture glaciaire sur l'Himalaya-Tibet (diminution de l'albédo, repère 1 en d, fig.19). Le relèvement eustatique bloque temporairement la charge de l'Indus sur le plateau continental (repère 2 en d, fig.19), freinant un peu plus l'influence des minéraux primaires au niveau de la Ride d'Owen, au profit des palygorskites.

Ainsi dans la période postérieure à 2,3 Ma, les apports de P et I ne sont plus contrôlés par un facteur unique. **Les réponses du paramètre P/I aux fonctions orbitales ne sont plus linéaires. Elle traduisent des interférences entre précession, obliquité et "excentricité"**. La précession continue d'influencer P en période interglaciaire; l'obliquité et l'excentricité dominent le contrôle du phénomène de glaciation (Ruddiman *et al.*, 1989) et agissent plus sélectivement sur les vecteurs du matériel détritique himalayen (I), mais aussi sur P en renforçant l'aridité des sources. L'abondance de P ne peut plus être utilisée comme un indicateur de l'intensité de la mousson puisqu'elle peut également traduire un renforcement de l'aridité des sources.

**En définitive, le traitement mathématique des variations à "haute résolution" d'un paramètre lié aux assemblages argileux sédimentaires peut servir de marqueur fin, et semble pouvoir apporter des réponses dans la recherche de l'évolution paléoclimatique de l'environnement de l'Océan Indien Nord-Occidental.** L'utilisation de tels critères peut donc être envisagée, au même titre que les paramètres biostratigraphiques, isotopiques, granulométriques ou magnétiques désormais classiques, pour poursuivre ce type d'investigation dans un autre secteur : **le Bassin Indien Central.**

**TROISIEME PARTIE - LE BASSIN INDIEN  
CENTRAL**

**CHAPITRE IV - LA SEDIMENTATION ARGILEUSE  
NEOGENE A QUATERNAIRE DANS LE BASSIN  
INDIEN CENTRAL**

## CHAPITRE IV - LA SÉDIMENTATION ARGILEUSE NÉOGENE A QUATERNAIRE DANS LE BASSIN INDIEN CENTRAL

### I. INTRODUCTION

#### A. Objectifs

L'objet de ce travail est de **préciser la nature des contrôles des flux sédimentaires dans le Bassin Indien Central, depuis le Miocène supérieur**, afin d'appréhender les causes des modifications paléocéanographiques et paléoclimatiques de l'environnement survenues depuis les 7 derniers millions d'années.

Le Bassin Indien Central se situe au niveau des influences conjuguées de plusieurs facteurs géodynamiques :

- les flux détritiques, essentiellement les apports distaux du Gange dont les fluctuations liées à la progradation de la partie distale du Delta du Gange sont en relation avec les pulsations tectoniques himalayennes ;
- les flux éoliens de l'W, du NW (Arabie, Afrique), de l'E (Arc Indonésien) et du SE (Australie) ;
- les flux biogènes siliceux associés à la ceinture de productivité équatoriale, actuellement à 10° S.

Se développant au sud de l'équateur à une distance notable des principales sources détritiques, la sédimentation du Bassin Indien Central offre un matériel privilégié pour identifier et mesurer la contribution relative de ces divers facteurs au cours du Néogène et du Pléistocène. La minéralogie et la géochimie des apports deltaïques distaux permettent d'établir une chronologie des épisodes turbiditiques majeurs, coïncidant avec les phases de surrection de l'Himalaya (Bouquillon et Chamley, 1986; Molnar, 1986; Cochran, 1990). Les accumulations biosiliceuses marquent l'évolution de l'influence de la ceinture de haute productivité au cours du déplacement de l'Inde vers le nord (Leclaire, 1979).

La réflexion et les hypothèses s'appuient en priorité sur les résultats de l'analyse sédimentologique et minéralogique de cinq carottes géantes (30 à 50 mètres) prélevées entre 4 800 m et 5 400 m de profondeur lors de la mission SHIVA 1990 du navire océanographique Marion Dufresne, selon un transect nord-sud proche de 80° de longitude est, entre l'équateur et 10° sud (fig.20). Elles reposent également sur une description lithologique détaillée, effectuée au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, un calage stratigraphique défini par les biozones de radiolaires (Caulet, 1992; Caulet et Nigrini, 1992) et par le paléomagnétisme (D. Schneider, com. orale). Elles tentent d'apporter des réponses aux questions suivantes :

- la limite sud de l'éventail profond du Gange a-t-elle évolué au cours des 7 derniers millions d'années?
- quelle est la limite sud des pulsions détritiques alternantes de sources himalayenne et Sud Indienne ou Sri Lankaise, caractéristiques de la sédimentation distale mises en évidence à l'équateur dans le Site 717C du Leg 116 ODP entre 6 et 0,8 Ma (Bouquillon *et al.*, 1990)? Ces alternances sont-elles d'origine eustatique, tectonique ou mixte? Ont-elles une périodicité particulière permettant de les rattacher à des contrôles plus globaux?

- quelles sont les différentes sources détritiques de la sédimentation du Bassin Indien Central entre l'équateur et 10°S? Ont-elles réagi à l'établissement des circulations océaniques et atmosphériques modernes? Existe-t-il des marqueurs précis permettant de comparer les évolutions du matériel éolien d'origine SE et du matériel apporté dans l'Océan Indien Nord Ouest par le régime des moussons, en particulier depuis 3,5 Ma?

L'approche adoptée s'appuie en premier lieu sur l'étude minéralogique de la fraction granulométrique inférieure à 2  $\mu\text{m}$  du sédiment. Elle sera complétée dans les chapitres suivants par des analyses géochimiques (chapitre V), isotopiques (chapitre VI) ainsi que par l'analyse spectrale de certains paramètres minéralogiques (chapitre VII). Les résultats seront confrontés à ceux d'études antérieures portant, au nord du transect, sur le Site 717 C du Leg 116 ODP et, au sud du transect, sur les carottes SAFARI II MD 81-374 et MD 81-375 prélevées en 1981 (fig.20).

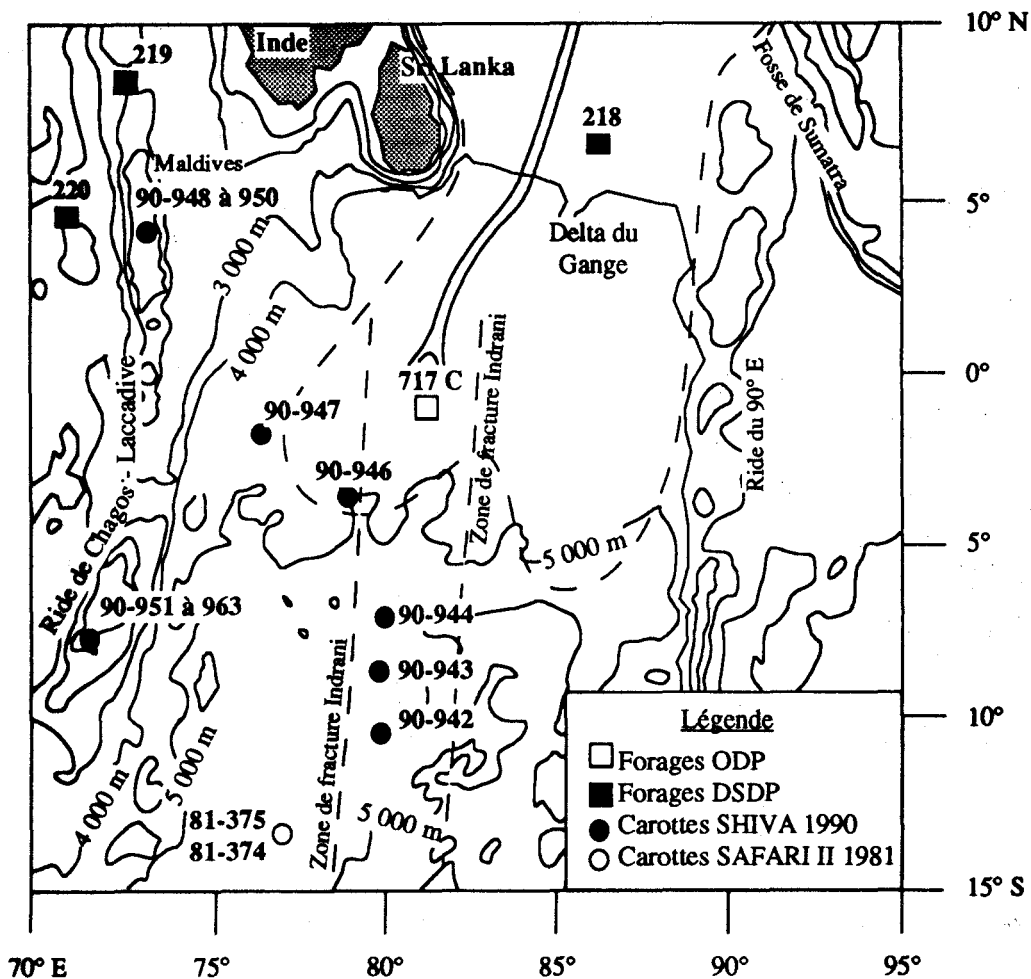


Figure 20. Domaine d'étude. Localisation des forages étudiés (Sites MD 90-942 à 90-947 mission SHIVA 1990 : rond noir) ou évoqués à titre de comparaison (ODP: carré blanc, DSDP : carré noir, SAFARI II 1981 : rond blanc, Sites MD 90-948 à 90-963 SHIVA 1990 : triangle noir).

## B. Cadre de l'étude - Environnement du Bassin Indien Central

Le Bassin Indien Central se développe entre les latitudes 8° N et 30° S et entre 70° et 90° de longitude est (fig.20). Il est limité au nord par la Baie du Bengale et le Sri Lanka, au sud par la branche SE de la ride médio-océanique, à l'est par la Ride du 90° E et à l'ouest par la Ride de Chagos-Laccadive. La profondeur moyenne évolue entre 4 800 m à l'équateur et 5 400 m à 10° S.

Cette région du globe est soumise au système de circulation saisonnière de la mousson. En hiver, les vents dominants de secteur NE soufflant du continent vers l'océan, s'y heurtent aux vents de secteur SE soufflant depuis l'Australie (Vanney, 1991). En été, les vents forts de la mousson du SW règnent dans l'hémisphère nord alors que dans l'hémisphère sud les vents ont une direction générale SE (Vanney, 1991 ; description détaillée chapitre I).

Bien que traversé par la divergence équatoriale susceptible de favoriser une sédimentation biogène forte, la plus grande partie du Bassin Indien Central ne comporte qu'une faible accumulation sédimentaire, souvent inférieure à 100 m d'épaisseur. Cette région, située sous la CCD et au nord de la zone à haute productivité Antarctique, est trop éloignée des marges continentales pour recevoir beaucoup de matériel terrigène. Elle est donc le siège d'une sédimentation pélagique à hémipélagique de type "Boues rouges" au taux moyen de 2 mm/1 000 ans (Ewing *et al.*, 1969). Cependant, le Delta du Gange émet des ramifications jusqu'au Bassin Indien Central. Il est divisé en une partie ouest et une partie est par la Ride du 90° E ; l'épaisseur équivalente de sédiments de part et d'autre de la Ride suggère qu'elle n'est pas une barrière au transport sédimentaire (Ewing *et al.*, 1969) et confirme l'origine septentrionale des sources.

**Le Delta du Gange établit la liaison entre les événements tectoniques himalayens, générés par la collision Indo-Asiatique, et la sédimentation pélagique dans le Bassin Indien Central.** Cette zone distale enregistre également les effets de la déformation intraplaque, active depuis 8 Ma et liée à la progression de l'Inde vers le NE (Karner et Weissel, 1990; Leger et Loudon, 1990).

## C. Matériel d'étude

### 1. Origine

Le matériel analysé provient de cinq carottes longues à piston de type Kullenberg, de dix centimètres de diamètre, prélevées entre 4 800 et 5 400 mètres de profondeur lors de la mission SHIVA 1990 du navire océanographique Marion Dufresne. Ces carottes ont été recueillies avec un espacement régulier de 2°, selon un transect nord-sud réalisé entre 1° S et 10° S au voisinage du méridien 80° E (fig.20 ; tab.10).

Carottes	Latitude (S)	Longitude (E)	Longueur (m)	Profondeur d'eau (m)	Age basal (Ma)
MD 90-947	1° 24'	76° 37'	34,00	4 781	Pliocène ?
MD 90-946	3° 16'	78° 08'	33,20	4 796	Miocène sup. > 6,7
MD 90-944	6° 39'	80° 06'	40,10	4 902	Miocène sup.> 5,7/6,3
MD 90-943	8° 19'	79° 49'	43,90	5 249	Miocène sup. > 6,3
MD 90-942	10° 02'	79° 48'	47,90	5 356	Miocène- Pliocène > 5

Tableau 10. Caractéristiques principales des carottes prélevées lors de la mission SHIVA du Marion Dufresne 1990.

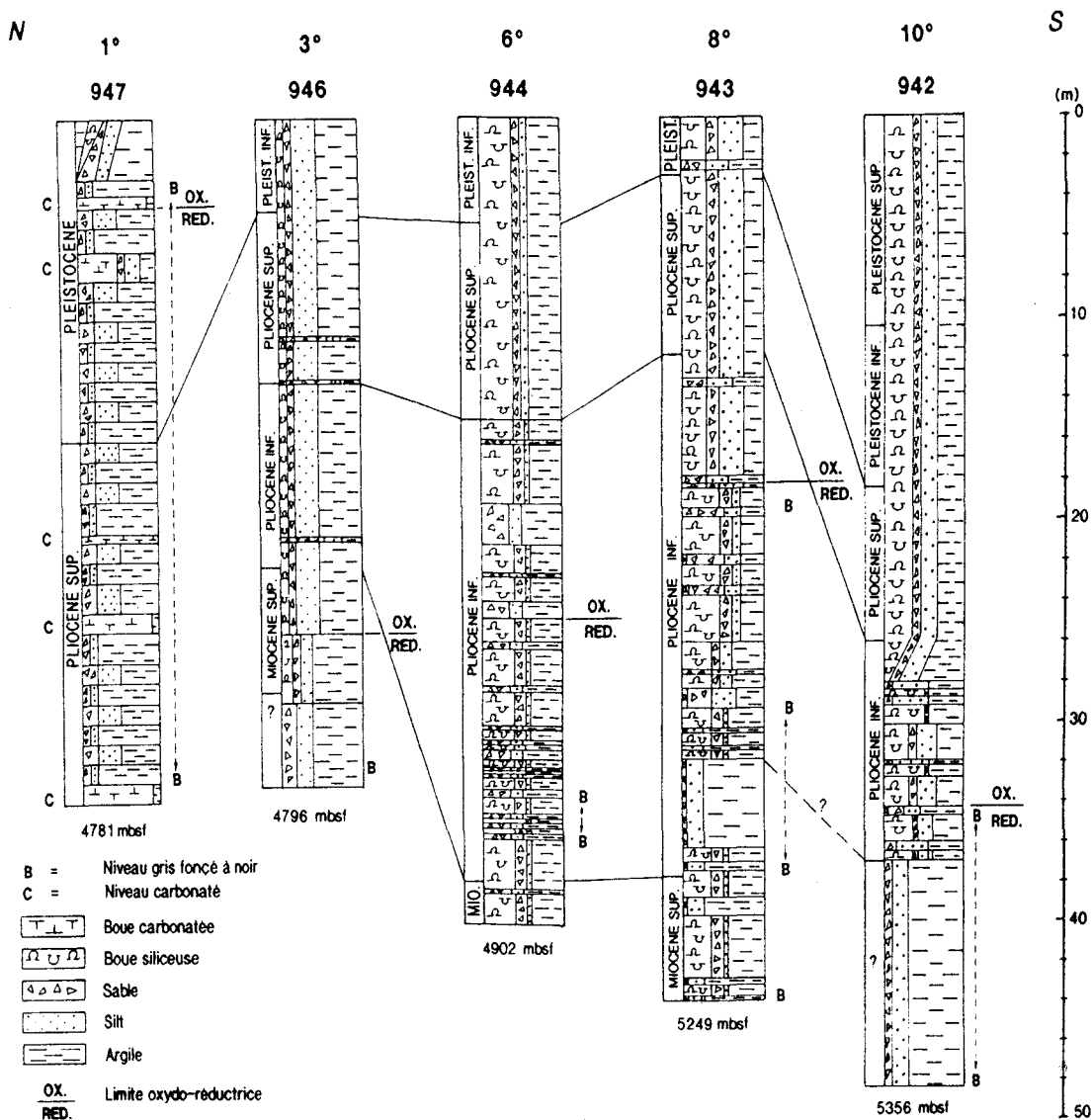


Figure 21. Lithologie des carottes de la mission SHIVA 1990 : site MD 90-942 à MD 90-947 (Caulet, 1992).



## 2. Lithologie des sédiments de la mission SHIVA 1990

La description lithologique réalisée à bord et complétée au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, est basée sur l'analyse de frottis (Caulet, 1992)(fig.21). Les principaux constituants sédimentaires sont : la fraction biogène (B) siliceuse (radiolaires, diatomées, spicules d'éponge) ou carbonatée (foraminifères, nannofossiles) ; la fraction détritique (D) minérale (quartz, feldspaths, micas) ; la fraction argileuse (A). Les faciès sont définis selon le pourcentage relatif de ces trois composants majeurs et par la couleur du sédiment (brun, vert, noir ou gris à blanc). Les verres volcaniques, les oxydes et les minéraux opaques sont estimés à part.

### Les faciès bruns

Ils constituent les 50 à 70 % supérieurs des séries sédimentaires prélevées, sauf dans la carotte MD 90-947 où ils n'apparaissent que dans les premiers mètres. Ces dépôts, silico-argileux (B:10 à 40 %, D:10 à 60 %, A:30 à 50 %) présentent des alternances centimétriques claires et sombres résultant de la variation des teneurs en silice biogène (plus importante dans les niveaux clairs), en argiles et oxydes (plus riches dans les niveaux sombres). Dans la carotte MD 90-946, la silice biogène, diluée par les argiles, ne dépasse pas 15 % alors qu'au sud de 3° S, elle atteint jusqu'à 40 % du sédiment total. Quelques dépôts décimétriques plus foncés, purement terrigènes (D:25 à 50 %, A:50 à 75 %), sont également observés dans le Pliocène inférieur des carottes méridionales : vers 14,9 m dans la carotte MD 90-944 ; vers 12,9 et 17,9 m dans la carotte MD 90-943 et vers 28,7 et 32,1 m dans la carotte MD 90-942. Ces matériaux sont proches des "Boues rouges" caractéristiques des zones détritiques profondes (Leclaire, 1979). La fraction détritique (20 % maximum) est constituée de quartz, associé à des feldspaths dans les carottes nord (MD 90-947 à MD 90-944). Parmi les constituants secondaires, on note la présence d'oxydes, sous forme d'enduits (MD 90-946 à MD 90-942), de micronodules (MD 90-946, -944 et -943) ou de lits de nodules (MD 90-946 à 21,9 m et MD 90-943 à 15,6 m) et de composés silico-ferriques amorphes, typiques des zones océaniques profondes (Fröhlich, 1981). Dans la carotte MD 90-946, quelques niveaux bruns riches en oxydes ont été observés vers 13,1; 18,7; 20,9; 22,3; 22,9 et 24,1 m. Des niveaux détritiques grossiers centimétriques à décimétriques sont observés localement dans la carotte MD 90-946 (D:70 à 80 %, A:20 à 30 % - vers 10,85 ; 13,05 et 20,80 m) et dans la carotte MD 90-943 (B:10 %, D:60 %, A:30 % - vers 19,6; 21,7; 23,3; 27,5 et 28,3 m). Des verres volcaniques rares sont décelés dans la carotte MD 90-946 (à 3 et 21 m) et dans la carotte MD 90-943 (de 0 à 1,3 m).

### Les faciès verts.

Ils occupent la partie inférieure des carottes, excepté en MD 90-947 où ils sont omniprésents. Ces faciès sont composés de niveaux argilo-silteux et argileux (B:0 à 35 %, D:20 à 50 %, A:45 à 60 %), alternant avec des niveaux argilo-détritiques noirs. La silice biogène diluée dans la carotte MD 90-946 (10 à 20 %) devient un composant majeur dans les carottes MD 90-943 et MD 90-944 (30 à 40 %). La carotte MD 90-947 ainsi que la

base de MD 90-942 comprend des niveaux argilo-détritiques (D:25 à 40 %, A:50 à 75 %). La fraction détritique est constituée principalement de quartz et dans une moindre mesure de feldspaths et de micas. De la pyrite en faibles proportions a été observée au microscope optique (microcristaux, sphérules, parfois associés aux débris siliceux). Des composés amorphes ont également été décelés.

### Les faciès noirs

Il s'agit de niveaux centimétriques intercalés généralement dans les faciès verts. Ces lits argilo-détritiques contiennent peu ou pas de silice biogène (0 à 10 % maximum). La fraction détritique importante (20 à 50 %) se compose de quartz, de feldspaths et de biotites. La pyrite est présente en traces.

Selon les sites, la limite oxydo-réductrice<sup>(1)</sup> apparaît à différentes époques sans relation avec l'âge ou la position latitudinale. Vers 3° N, le passage du faciès vert au faciès brun est brutal, matérialisant la transition oxydo-réductrice de l'environnement de manière irréversible : précoce dans la carotte MD 90-946 (6 Ma), tardif en MD 90-947 (0,17 Ma). Dans les carottes sud (MD 90-944 à MD 90-942), ce passage est plus progressif mais sans relation claire avec les apports biosiliceux. En effet, les premiers dépôts biosiliceux se développent dès 4,7/5 Ma (Pliocène inf.) mais des alternances de niveaux biogènes et de niveaux détritiques subsistent jusqu'à 3,7/3,8 Ma. La limite oxydo-réductrice s'établit dès l'apparition des dépôts biosiliceux dans les carottes MD 90-944 et 942 alors qu'elle ne s'installe dans la carotte MD 90-943 que lorsque la sédimentation biosiliceuse se stabilise (3,7 Ma).

La précocité de la limite oxydo-réductrice dans la carotte MD 90-946 peut s'expliquer par sa situation bathymétrique et structurale particulière. Actuellement, elle se situe à l'ouest de reliefs et sa profondeur est plus faible que celle des carottes méridionales dont elle est séparée par la zone de fracture Indrani (Cochran *et al.*, 1989a). Au Pliocène inférieur, son taux de sédimentation est faible. Les hiatus et/ou les séries condensées s'expliquent par le fonctionnement d'un seuil dont la surélévation résulterait de la compression intraplaque, active depuis 8 Ma (Karner et Weissel, 1990; Leger et Loudon, 1990). Cette ondulation du plancher océanique aurait soustrait la carotte MD 90-946 aux conditions réductrices de dépôt dès le Pliocène inférieur.

### Les faciès gris à blancs

Peu fréquents, ils sont constitués de sables à foraminifères et de boues à coccolithes et/ou discoasters. Ces dépôts carbonatés (20 à 80 % de CaCO<sub>3</sub>) s'individualisent dans les faciès argileux verts de la carotte MD 90-947 et à la base de la carotte MD 90-942.

---

(1) La définition de la limite oxydo-réductrice se base sur une observation macroscopique : la première apparition de la pyrite dans les carottes (Caulet, 1992).

### **3. Les facteurs de la stratigraphie**

#### a. Datation

Les sédiments étant essentiellement biosiliceux, leur datation, effectuée à bord, est fondée sur l'utilisation de deux échelles biostratigraphiques à Radiolaires (Caulet, 1992). Pour les sédiments de moins de 4,5 Ma, c'est l'échelle calée sur les inversions du champ magnétique, proposée par Jonshon *et al.* (1989), qui a été utilisée. Pour les sédiments plus anciens, l'échelle plus classique de Sanfilippo *et al.* (1985) pour la zone tropicale est retenue. Les niveaux carbonatés ont été datés d'après l'échelle biostratigraphique à Nannofossiles proposée par Martini (1971).

#### b. Stratigraphie et taux de sédimentation

Le Miocène supérieur est uniquement présent dans la carotte MD 90-946, prélevée sur un relief abyssal. La limite Mio-Pliocène (5,7 Ma - Cande et Kent, 1992) est repérée dans les carottes MD 90-944 et MD 90-943.

Le Pliocène est bien développé. Le taux de sédimentation moyen demeure relativement constant dans les carottes MD 90-946 à MD 90-942 (4 à 5 m/Ma) durant le Pliocène supérieur et le début du Pléistocène. Il est plus instable au Pliocène inférieur : plus élevé dans les carottes MD 90-944 et 943 (respectivement 10 et 14 m/Ma), plus faible dans les carottes MD 90-946 et 942 (7 m/Ma). Dans la carotte MD 90-946, le Pliocène est incomplet du fait de hiatus et/ou de séries condensées.

Le Pléistocène inférieur se retrouve dans toutes les carottes tandis que le Pléistocène récent (0,2 Ma à l'Actuel) n'est bien développé que dans la carotte la plus septentrionale (MD 90-947) où les taux de sédimentation sont les plus élevés. Dans les sites MD 90-946, 90-944 et 90-943, son absence pourrait être attribuée à des dysfonctionnements techniques liées à la méthode de carottage. Cependant, on constate également dans ces carottes l'absence du Pléistocène supérieur (depuis 0,4 Ma).

## **II. ANALYSE MINÉRALOGIQUE DES CAROTTES DE LA MISSION SHIVA 1990**

Sur les 200 m de sédiments étudiés, environ 600 échantillons prélevés régulièrement (un échantillon tous les 30 à 40 cm) ont été soumis à l'analyse minéralogique roentgenographique. La synthèse des résultats permet de définir les assemblages argileux, leurs variations et les unités minéralogiques qu'ils génèrent. Basée sur les données bibliographiques régionales, leur interprétation conduit à des hypothèses sur les sources des différentes espèces argileuses et sur l'éventuelle cyclicité des événements minéralogiques mis en évidence.



### A. Carotte MD 90-947 (1°24'S, 76°37'E, 123 échantillons)

Les cortèges argileux diversifiés comprennent de la smectite dominante, de l'illite, de la chlorite, de la kaolinite, des interstratifiés irréguliers 10-14s et 14c-14s ainsi que des traces de palygorskite (Annexe IV.1). Le quartz, parfois accompagné de feldspath, est ubiquiste mais présent en faible quantité. On distingue deux zones minéralogiques (fig.22 ; tab.11).

La zone 1 de 34 à 4 m couvre l'ensemble du faciès réduit du Pliocène supérieur au Pléistocène. Elle offre de nombreuses alternances, bien marquées, de niveaux enrichis en illites (35 % maximum) et en chlorites et de niveaux très enrichis en smectites (jusqu'à 75 %).

La zone 2 occupe le sommet (de 4 à 0 m) oxydé et biogène de la carotte, soit le Pléistocène récent (< 0,17 Ma). Son cortège argileux primaire se stabilise vers 35 %, il est proche des maxima à illites de la zone 1 (tab.11).

Profondeur (m)	Zone	chlorite (%)	illite (%)	10-14c et 14c-14s (%)	smectite (%)	kaolinite (%)
0 à 4	2	7 à 10 (10)	18 à 25 (20)	2 à 5 (5)	50 à 60 (55)	8 à 16 (10)
4 à 34	1 - niveau à chlorite et illite	5 à 12 (10)	15 à 35 (20)	2 à 5 (5)	50 à 75 (55)	5 à 20 (10)
4 à 34	1 - niveau à smectite	2 à 10 (5)	8 à 20 (5)	2 à 5 (5)	60 à 90 (75)	5 à 25 (10)

Tableau 11. Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses) des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-947.

Dans la zone 1 (fig.22), on dénombre une vingtaine de pulsions majeures à argiles primaires contenant au moins 30 % de chlorite, d'illite et d'interstratifiés irréguliers. Il n'existe pas de relation simple entre la minéralogie des argiles et la lithologie. Cependant, on constate que tous les échantillons carbonatés sont enrichis en illites et en chlorites ; la plupart des échantillons verts (2/3 d'entre eux) (a, fig.23) sont plutôt riches en illites ; la plupart des échantillons noirs (3/4 d'entre eux) (b, fig.23) sont plutôt riches en smectites et en kaolinites.

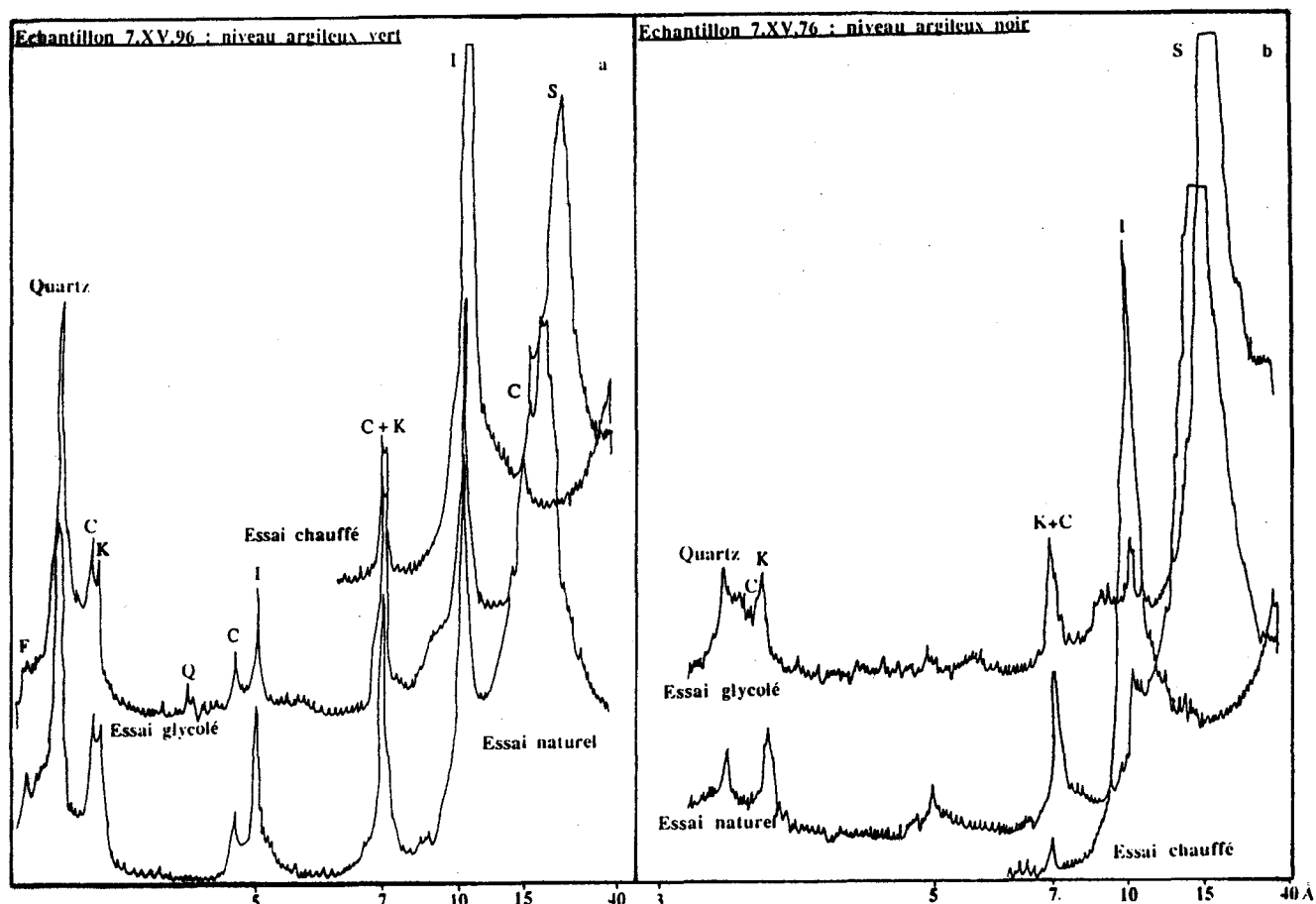


Figure 23. Comparaison des diffractogrammes de deux échantillons proches prélevés dans des niveaux lithologiques distincts: ) :

- a. niveau lithologique vert riche en illites (échantillon 76, XV. 96);
- b. niveau lithologique noir riche en smectites (échantillon 75, XV.76).

### B. Carotte MD90-946 (3°16'S, 78°08'E, 86 échantillons)

Prélevée à environ 300 km au SE de la carotte MD90-947 et à la même profondeur, la carotte MD 90-946 est la plus courte des carottes de la mission SHIVA 1990. La composition des cortèges argileux (fig.24 - Annexe IV.2), permet d'identifier trois zones minéralogiques indépendantes de la lithologie (tab.12).

La zone 1 Miocène supérieur à Pliocène inférieur (de 33,2 à 14 m ; 6,3 à 3,8 Ma) montre des alternances relativement régulières de niveaux enrichis soit en illites et chlorites, soit en smectites et en kaolinites. On distingue à la base une sous-zone 1a (Miocène supérieur), de 33,2 à 25 m correspondant au faciès vert, riche en smectites (jusqu'à 90 %) et appauvrie en kaolinites (5 %) par rapport aux assemblages sus-jacents (sous-zone 1b) de 25 à 14 m.

La zone 2 recouvre l'ensemble du Pliocène supérieur (de 14 à 4 m ; 3,8 à 1,2/1,5 Ma). L'amplitude des pics de minéraux primaires s'atténuent dans un fond smectitique plus abondant (jusqu'à 70 %).

La zone 3 Pléistocène inférieure ( de 4 à 0 m ; < 1,5 Ma) s'enrichit progressivement en minéraux primaires qui atteignent au sommet 40 % du matériel argileux.

Profondeur (m)	Zone	chlorite (%)	illite (%)	10-14c et 14c-14s (%)	smectite (%)	kaolinite (%)
0 à 4	3	2 à 10 (5)	15 à 25 (20)	0 à 5 (5)	50 à 70 (60)	5 à 15 (10)
14 à 4	2	0 à 12 (5)	10 à 25 (15)	0 à 5 (5)	55 à 70 (65)	5 à 15 (10)
14 à 33,20	1 - niveau à chlorite et illite	3 à 15 (10)	15 à 30 (20)	0 à 5 (5)	45 à 60 (60)	5 à 12 (5)
14 à 33,20	1 - niveau à smectite	0 à 10 (5)	5 à 20 (10)	0 à 5 (5)	50 à 90 (70)	5 à 20 (10)

Tableau 12. Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses), des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-946.

La carotte MD 90-946 présente une vingtaine de niveaux dans lesquels la somme chlorites+illites+interstratifiés irréguliers atteint 30% (fig.24). Les pics d'argiles primaires ne correspondent pas précisément à une lithologie particulière, exception faite pour deux niveaux minces particulièrement riches en fraction détritique grossière. Dans la zone 1, les trois échantillons prélevés dans les niveaux noirs sont riches en smectites alors que les prélèvements adjacents, de teinte verte, sont enrichis soit en illites, soit en smectites.

Dans la zone 1, les pics de minéraux primaires semblent régulièrement espacés. Plus particulièrement entre 3,5/3,7 Ma et 6,3/6,5 Ma, on en dénombre 12. En prenant les bornes les plus étroites, on peut calculer un intervalle de 200 000 ans entre deux pics consécutifs ; avec les bornes les plus larges, la rythmicité serait de l'ordre de 300 000 ans. Ces évaluations ne correspondent pas à des périodes répertoriées par la théorie de Milankovitch. Cependant le pas d'échantillonnage est ici de 40 cm, ce qui représente 90 000 ou 125 000 ans selon le taux de sédimentation (3,2 ou 4,5 m/Ma). Un pas d'échantillonnage aussi lâche ne permet pas de mettre en évidence les cycles géologiques de haute fréquence. Mais cette cyclicité apparente des flux argileux mérite un approfondissement. Il sera envisagé ultérieurement (chapitre VII) sur la base d'un échantillonnage à plus "haute résolution".

### C. Carotte MD 90-944 (6°39'S, 80°E, 137 échantillons)

D'après les résultats des analyses des 137 prélèvements (Annexe IV.3), la carotte peut être scindée en deux zones minéralogiques principales (fig.25 ; tab.13).

La zone 1 de 40 à 15 m couvre tout le Pliocène inférieur (6,3 à 3,5/3,7 Ma). Les cortèges argileux s'enrichissent alternativement en illites et chlorites ou en smectites, avec des variations de teneurs en kaolinites indépendantes. Comme dans la carotte précédente, deux sous-zones sont distinguées.

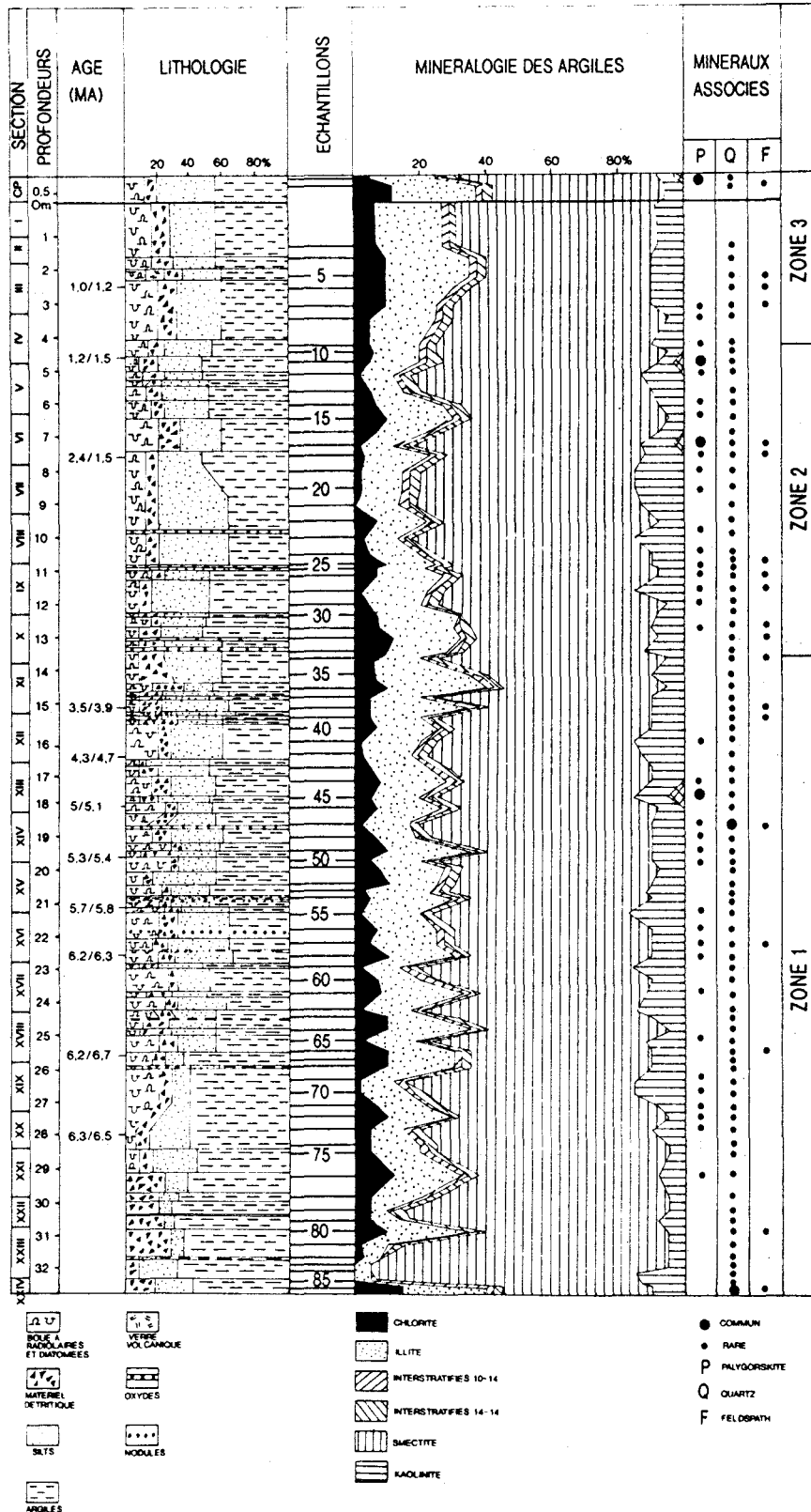


Figure 24. Carotte MD 90-946 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques. Les données biostratigraphiques, lithologiques (Caulet, 1992) ainsi que la localisation des échantillons analysés sont mentionnées.



A la base (de 40 à 31 m), la sous-zone 1a se marque par l'abondance relative des smectites, surtout à son sommet. Dans cet intervalle, le faciès argileux vert est interrompu par des niveaux noirs. La sous-zone 1b (de 31 à 15 m, de 4,9 à 3,5/3,7 Ma) dans laquelle les alternances sont bien définies, correspond à la zone de transition lithologique entre le faciès vert et le faciès brun. Dans cette sous-zone, le lien entre la lithologie et la minéralogie est net : les pics de minéraux primaires accompagnent des pulsions détritiques.

La zone 2 de 15 m au sommet est uniforme et dominée par les smectites (70 à 80 %). A partir de 0,9 Ma, l'abondance des minéraux primaires tend à s'accroître. Cette zone correspond au faciès biogène supérieur.

Profondeur (m)	Zone	chlorite (%)	illite (%)	10-14c et 14c-14s (%)	smectite (%)	kaolinite (%)
0 à 15	2	0 à 6 (0)	5 à 20 (15)	0 à 8 (5)	60 à 90 (70)	5 à 14 (10)
15 à 40	1 - niveau à illite et chlorite	0 à 10 (5)	10 à 37 (25)	5 à 8 (5)	40 à 75 (55)	5 à 15 (10)
15 à 40	1 - niveau à smectite	0 à 8 (0)	5 à 22 (15)	5 à 8 (5)	50 à 90 (70)	5 à 23 (10)

Tableau 13. Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses), des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-944.

Dans la zone 1 (fig.25), 13 pics d'argiles primaires contiennent au-moins 30 % de chlorites, d'illites et d'interstratifiés. Soixante pourcents d'entre eux correspondent à des niveaux dans lesquels la fraction détritique dépasse 50% (a, fig.26). Les échantillons noirs sont détritiques et 80 % d'entre eux sont riches en smectites (b, fig.27b).

Pour l'ensemble de la zone 1, les pulsions primaires se répètent tous les 150 000 à 215 000 ans, selon les limites temporelles choisies. La rythmicité est surtout marquée dans l'intervalle 4,7/4,9 à 3,8 Ma : de l'ordre de 112 000 à 137 000 ans, elle se rapproche des périodes de "l'excentricité" de l'orbite terrestre. D'ailleurs, étant donné le pas d'échantillonnage (30 cm = 24 000 à 34 000 ans), seules les périodes de ce paramètre peuvent être mises en évidence.

#### D. Carotte MD 90-943 (8°19'S, 79°E, 117 échantillons)

L'évolution des cortèges argileux permet de distinguer deux zones minéralogiques (Annexe IV.4 ; tab.14 ; fig.27).

La zone 1, de 44 à 13 m, s'étend de la base du Miocène supérieur jusqu'au sommet du Pliocène inférieur (6,3 à 3,5 Ma). Elle offre des alternances de niveaux riches en argiles primaires (40 % maximum) et de niveaux riches en smectites.

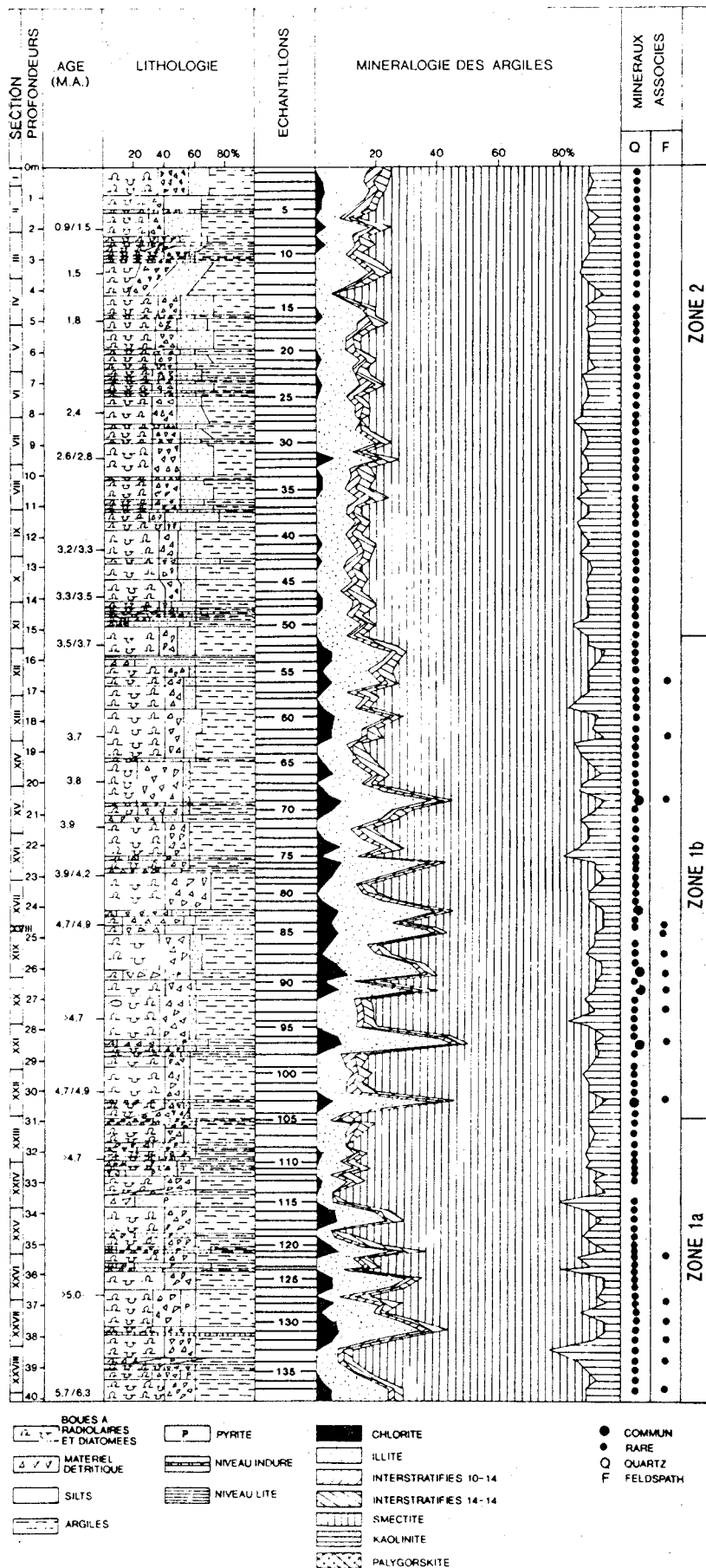


Figure 25. Carotte MD 90-944 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques. Les données biostratigraphiques, lithologiques (Caulet, 1992) ainsi que la localisation des échantillons analysés sont mentionnées.

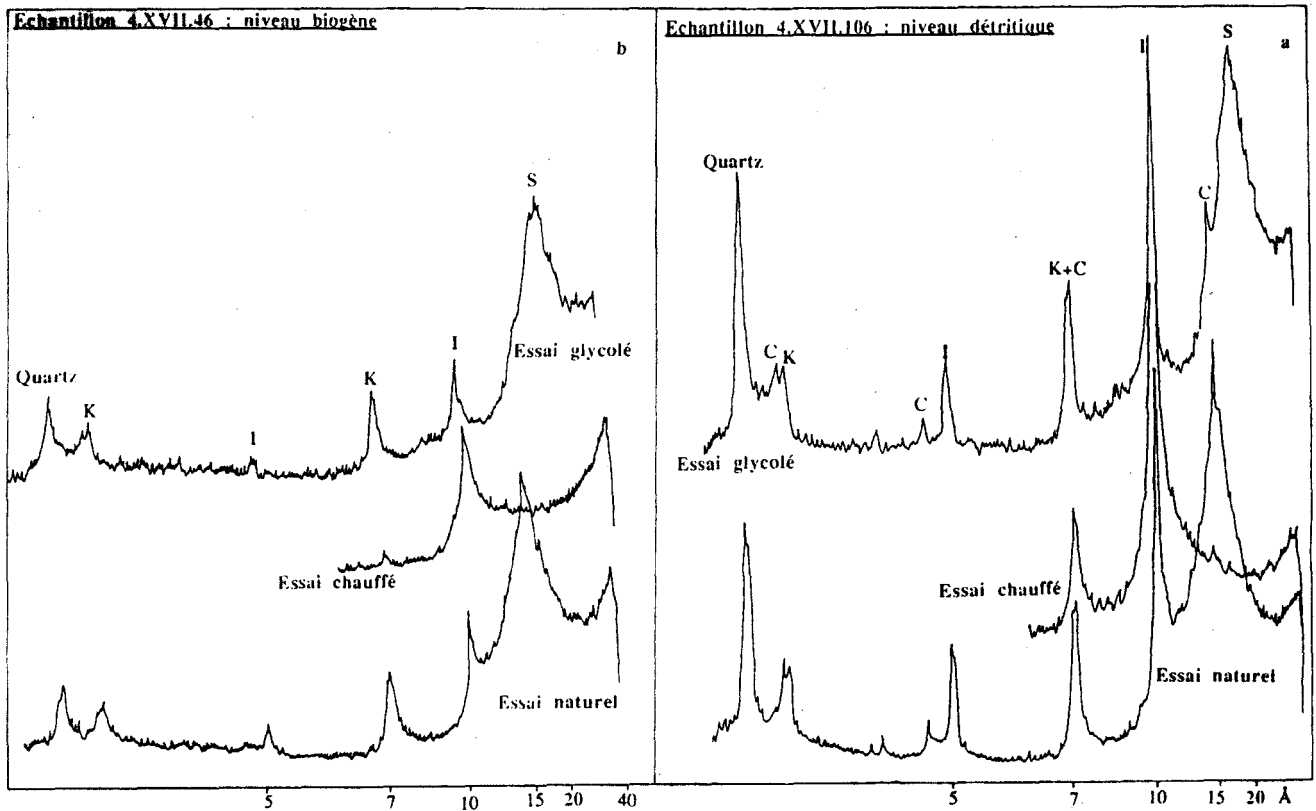


Figure 26. Comparaison des diffractogrammes de deux échantillons proches prélevés dans des niveaux lithologiques distincts:

a. niveau argilo-détritique à illites, chlorites et quartz (échantillon 82, XVII.106);

b. niveau biogène siliceux à smectites (échantillon 80, XVII.46).

La présence de silice biogène affecte systématiquement la qualité des diffractogrammes.



La partie inférieure (sous-zone 1a - de 44 à 25 m. de 6.3 à > 5 Ma) regroupe les niveaux lithologiques détritiques noirs, associés dans 80 % des cas au développement des smectites. Dans cet intervalle les pics de minéraux primaires sont indépendants des venues détritiques. Inversement, dans la partie supérieure de la zone 1 (sous-zone 1b - de 25 à 13 m. > 5 à 3.5 Ma), les pics de minéraux primaires sont étroitement liés aux niveaux argilo-détritiques. Selon la durée de la zone 1a (0.7 à 1.6 Ma), les pics de minéraux primaires ont une périodicité de 87 000 à 200 000 ans.

La zone 2 de 13 m au sommet de la carotte couvre le Pliocène supérieur et le Pléistocène (3.5 Ma à < 0.9 Ma). Elle se caractérise par un assemblage minéralogique homogène dominé par les smectites.

Profondeur (m)	zone	chlorite (%)	illite (%)	10-14c et 14c-14s (%)	smectite (%)	kaolinite (%)
0 à 13	2	2 à 8 (5)	10 à 20 (15)	0 à 10 (5)	50 à 80 (65)	5 à 15 (10)
44 à 13	1 - niveau à illite et chlorite	5 à 12 (10)	18 à 40 (25)	0 à 8 (5)	35 à 65 (50)	5 à 12 (10)
44 à 13	1 - niveau à smectite	2 à 5 (5)	5 à 20 (15)	0 à 10 (5)	60 à 85 (70)	5 à 12 (5)

Tableau 14. Proportions relatives (valeurs extrêmes et moyenne entre parenthèses) des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-943

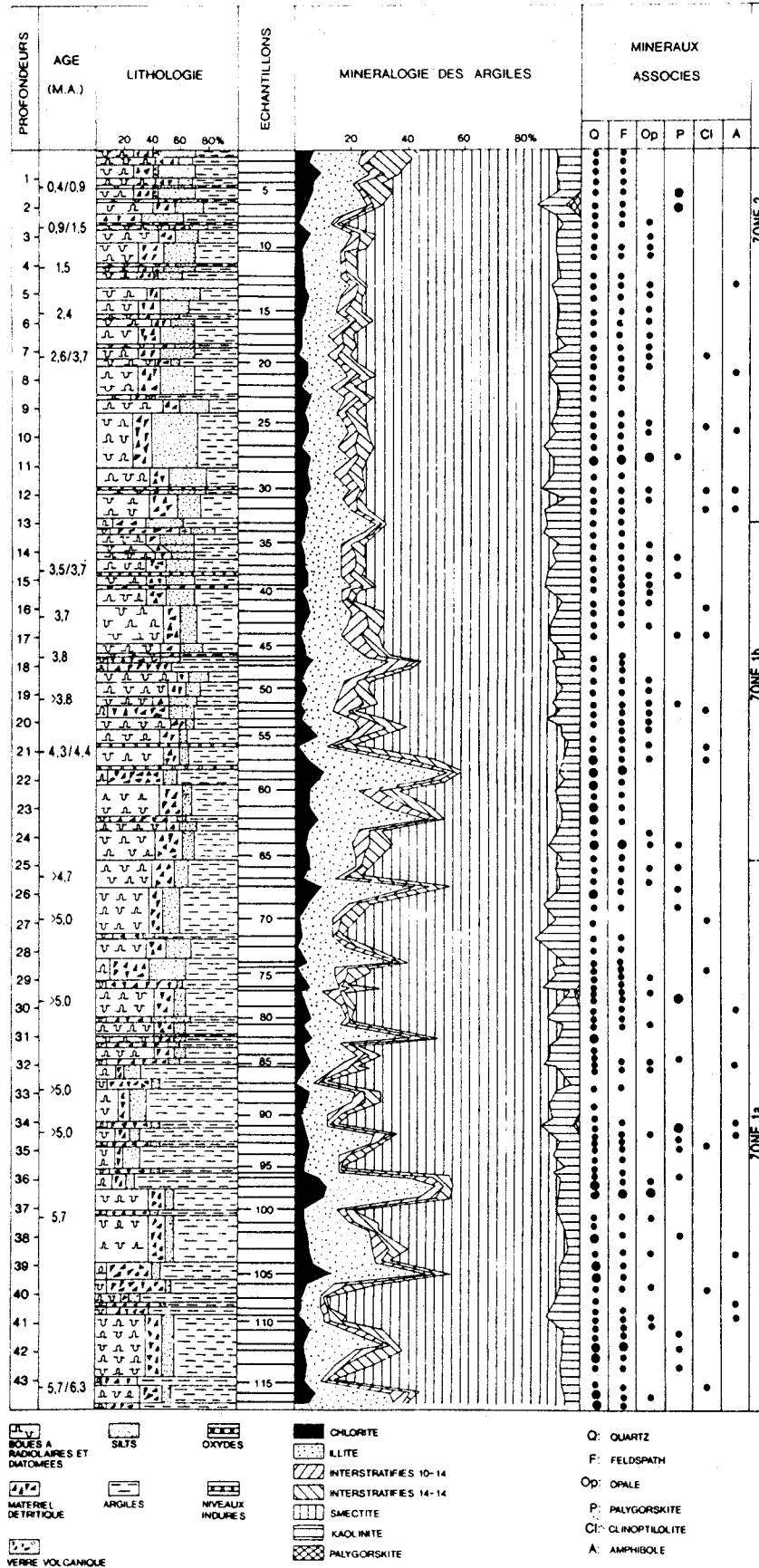


Figure 27. Carotte MD 90-943 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques. Les données biostratigraphiques, lithologiques (Caulet, 1992) ainsi que la localisation des échantillons analysés sont mentionnées.

### E. Carotte MD 90-942 (10°S, 79°E, 150 échantillons)

Prélevée au niveau de la divergence équatoriale actuelle, la carotte MD 90-942 est la plus profonde (5 346 m) et la plus longue (48.30 m) effectuée au cours de la mission SHIVA 1990. Le cortège argileux est largement dominé par des smectites (Annexe IV.5 ; fig.28). Il se distingue des autres carottes du Bassin Indien Central par l'abondance relative de la kaolinite, plus développée à la base (jusqu'à 25 %) et la très faible proportion de chlorite, en trace et souvent absente. On définit deux zones minéralogiques (fig.28) dont les compositions moyennes sont résumées dans le tableau 15.

La zone 1, de 48 à 28 m (de 5 à 3,5/3,8 Ma) présente quelques niveaux enrichis en illites et/ou en kaolinites. Deux sous-zones s'individualisent. Jusqu'à 5 Ma, la sous-zone 1a coïncide avec le faciès vert réduit (de 48 à 35,5 m) et comprend de nombreux niveaux noirs dont 80 % sont riches en smectites. A son sommet, se développe (entre 39 et 34 m) un assemblage enrichi en smectites. Très pauvre en chlorite, la sous-zone 1b (de 35,5 à 28 m) correspond à la zone de transition lithologique faciès vert / faciès brun, elle recèle trois pics de minéraux primaires systématiquement associés à des lits détritiques interrompant la sédimentation biosiliceuse.

A partir de 3,5/3,8 Ma ( Pliocène inférieure à Pléistocène, de 28 à 0 m), la zone 2 se marque par une dilution générale des minéraux argileux (illites, chlorites et kaolinites) par la smectite. Une légère tendance à l'augmentation des minéraux primaires se dessine cependant vers le sommet de la carotte.

Profondeur (m)	Zone	Chlorite (%)	Illite (%)	10-14c et 14c-14s (%)	Smectites (%)	Kaolinite (%)
0 à 28	2	0 à 3 (2)	8 à 20 (15)	2 à 5 (3)	50 à 75 (65)	7 à 20 (15)
28 à 48	1- niveau à illite	2 à 3 (2)	20 à 35 (30)	2 à 5 (3)	45 à 55 (50)	10 à 20 (15)
28 à 48	1 - niveau à smectite	0 à 3 (2)	3 à 20 (10)	0 à 5 (3)	50 à 90 (75)	5 à 25 (15)

Tableau 15. Proportions relatives des minéraux argileux, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses), calculées pour les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-942.

Remarque : Un niveau carbonaté de faible épaisseur est observé à la base de la carotte MD 90-942. Il n'est pas associé à un cortège argileux spécifique.

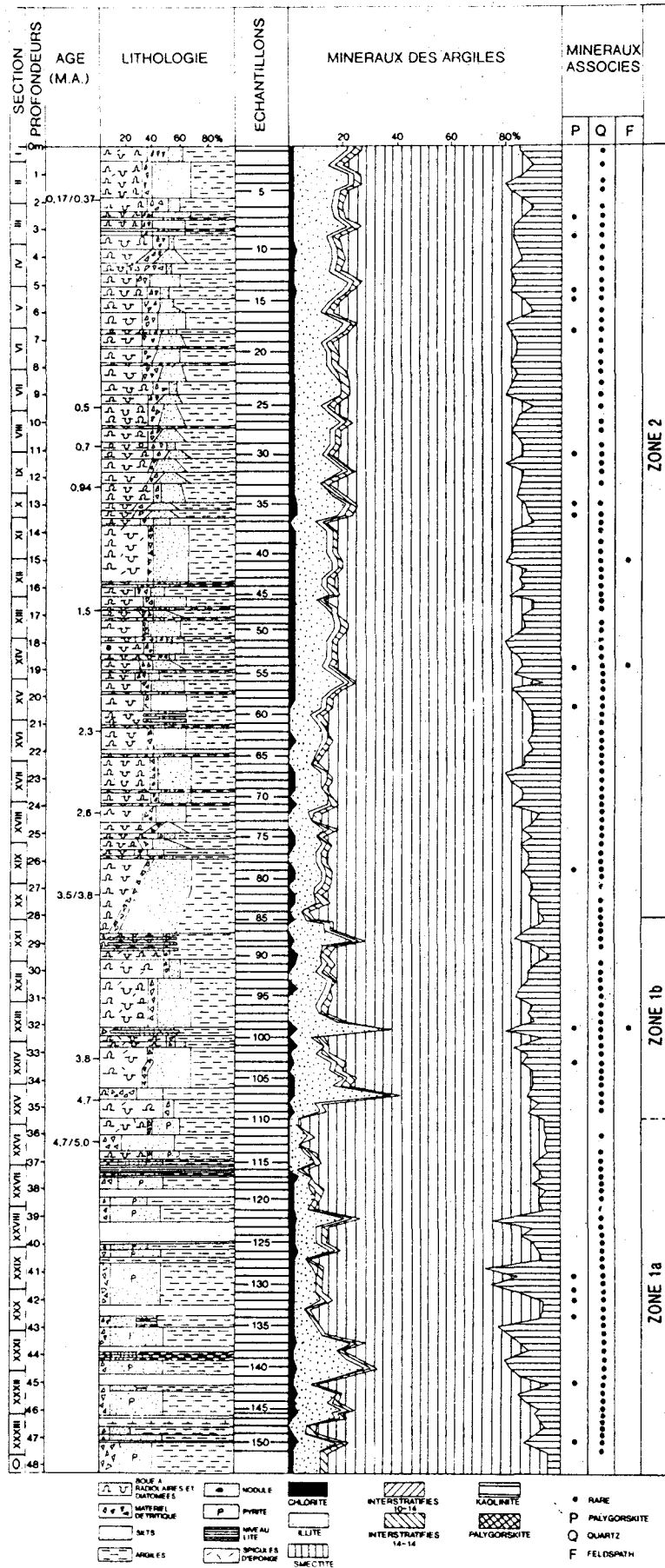


Figure 28. Carotte MD 90-942 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques. Les données biostratigraphiques, lithologiques (Caulet, 1992) ainsi que la localisation des échantillons analysés sont mentionnées.

### III. EVOLUTION LATITUDINALE DE LA COMPOSITION LITHOLOGIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES SÉDIMENTS DU BASSIN INDIEN CENTRAL

#### A. Origine des faciès lithologiques

Les faciès bruns, déposés dans un milieu de dépôt de caractère oxydant, sont surtout d'origine biologique (fig.29 ; Caulet, 1992). Ils sont d'âge Plio-Pléistocène dans les zones profondes (MD 90-944, MD 90-943 et MD 90-942), Miocène à Actuel aux latitudes plus élevées, à l'ouest des monts Afanasiin Nikitin. (MD 90-946).

Les faciès verts qui reflètent un environnement de dépôt à tendance réductrice, sont situés sous les faciès bruns (fig.29). Les fractions détritiques plus abondantes qu'ils contiennent suggèrent qu'il s'agit de dépôts distaux d'origine deltaïque (Caulet, 1992).

Les faciès noirs contiennent quelques pourcents de matière organique dont l'origine plutôt continentale (Bout-Roumazeilles, 1991), associée à l'importance de la fraction détritique et à l'absence de silice biogène, favorise l'hypothèse d'une origine deltaïque. Des variations dans l'importance relative des composants majeurs (silice biogène, argile, fraction détritique) déterminent des alternances centimétriques à contacts tranchés ou progressifs, de faciès bruns, verts et noirs à la limite Mio-Pliocène (fig.29).

Les faciès gris à blanc présentent des indices de remaniements. Ils sont assimilés à des turbidites bioclastiques d'origine probablement occidentale (fig.29 ; Caulet, 1992). Dans la carotte MD 90-947, les turbidites pourraient résulter du slumping des dépôts principalement carbonatés des reliefs sous-marins proches (Cochran *et al.*, 1989c) : soit la Ride de Chagos-Laccadive (Site 219, DSDP 23, Weser, 1974 ; carottes MD 90-948 à 950, Bassinot, 1993), soit le flanc est de la Ride des Maldives (carottes MD 90-951 à 963, Bassinot, 1993).

#### B. Evolution et interprétation des zones minéralogiques

L'étude de la distribution des minéraux argileux permet le regroupement des sites sud MD 90-944 à 942 par rapport aux sites nord, MD 90-947 et 946.

##### 1. Eléments de comparaison minéralogique

###### a. Les sites sud

Dans les sites sud, les smectites dominent largement le cortège argileux (jusqu'à 90 %) et sont accompagnées de proportions variables d'illites (5 à 45 %) et de kaolinites (5 à 15 %), de traces de chlorites (0 à 10 %) et de minéraux interstratifiés irréguliers (0 à 5 %) (fig.30).

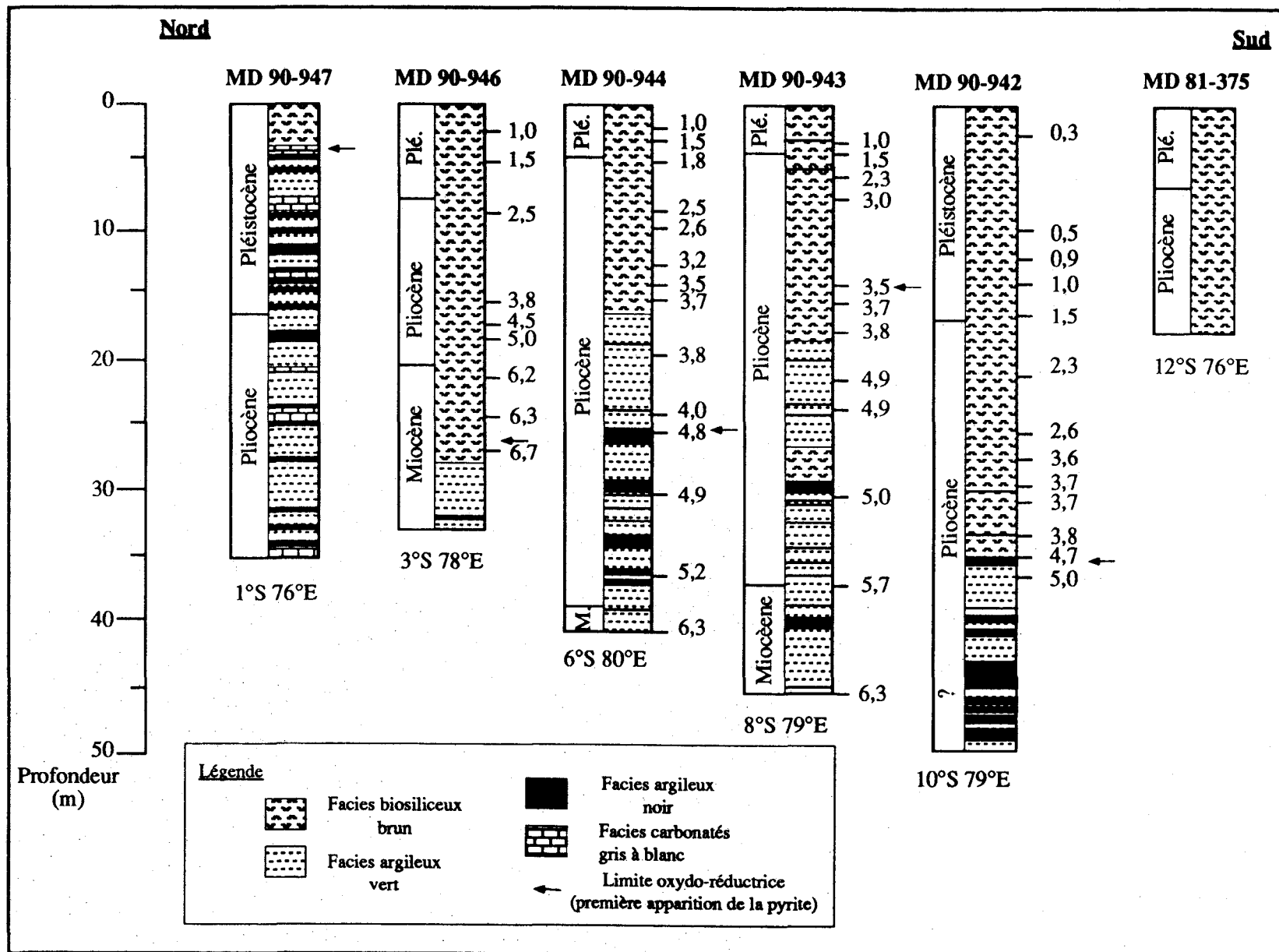


Figure 29. Evolution stratigraphique et latitudinale des faciès lithologiques des carottes SHIVA MD 90-947 à MD 90-942 (Caulet, 1992).



L'évolution stratigraphique des cortèges argileux conduit à définir deux zones minéralogiques principales liées à la lithologie des dépôts (fig.30). Le Miocène supérieur-Pliocène inférieur (zone 1 - 6,3 à 3,5 Ma) montre des assemblages alternativement enrichis en illites et en smectites. L'abondance de la kaolinite varie de manière indépendante. Deux sous-zones minéralogiques se rattachent à l'évolution lithologique. Ainsi les boues argileuses vertes sont interrompues de nombreux niveaux noirs, plutôt enrichis en smectites (sous-zone 1a). Le passage du faciès argileux vert réduit au faciès biogène brun oxydé comporte des passées détritiques riches en illites (sous-zone 1b). La transition 1a/1b s'effectue par une zone de quelques mètres d'épaisseur à smectites dominantes. Du Pliocène supérieur au Pléistocène (zone 2 : 3,5 à < 0,3 Ma), les boues siliceuses homogènes ont un cortège argileux stabilisé, dominé par 70 à 80 % de smectites. Une tendance à l'augmentation de l'illite associée ou non à de la chlorite se développe dans les niveaux les plus récents (< 0,9 Ma).

Latitudolement (fig.30) dans la sous-zone 1a, la carotte MD 90-942 (10°S) se distingue des carottes plus septentrionales par des pics d'illites moins nombreux et par une kaolinite plus abondante. Cependant, 7 niveaux noirs sont corrélables entre les carottes MD 90-944 et 942. Le fait que la carotte MD 90-943 en recèle plus (9) pendant le même temps peut être attribué à son taux de sédimentation Pliocène supérieur plus élevé (14 m/Ma) par rapport à celui des autres carottes (7 à 10 m/Ma). Dans la zone de transition (sous-zone 1b), les niveaux détritiques, généralement enrichis en illites, sont plus nombreux dans la carotte la plus septentrionale (MD 90-944). Cette fois, la corrélation entre les sites est moins aisée. Seules deux passées métriques se retrouvent simultanément dans les carottes MD 90-944 et 942, vers 4,7 et 3,8 Ma. En ce qui concerne les niveaux noirs, on en dénombre quatre, uniquement dans les carottes MD 90-944 et 943 dont un seul synchrone vers 4,7/4,9 Ma.

#### b. Les sites nord

En-deça de 6° S, les assemblages argileux, toujours dominés par la smectite, sont plus riches en matériel primaire que les sites sud (fig.31). La chlorite, toujours présente, atteint exceptionnellement 15 % (base de la carotte MD 90-946); la somme illite-chlorite peut dépasser 50 %. Les pulsions primaires persistent presque jusqu'au sommet de la carotte MD 90-947. Ceci confirme l'origine **septentrionale des minéraux primaires**.

Stratigraphiquement, les zones minéralogiques de la carotte MD 90-946 sont directement comparables à celles définies plus au sud. Par contre aucune relation n'apparaît avec la lithologie. La zone 1 Mio-Pliocène développe des flux alternants de même type que dans les zones 1a et 1b des carottes sud. Cependant, dans la carotte MD 90-946 les proportions de smectites et de kaolinites évoluant simultanément, ces argiles semblent liées aux mêmes sources. La zone 1 peut être également scindée en deux sous-zones : la sous-zone 1a, la plus profonde, est appauvrie en kaolinites, elle correspond au faciès réduit mais ne comporte qu'un seul niveau noir à smectites ; la sous-zone 1b correspond au faciès de transition, appauvri en smectites et enrichi en kaolinites. Comme dans les carottes sud, les alternances s'atténuent dans la zone 2 de la carotte MD 90-946. Un enrichissement sommital en minéraux primaires permet d'individualiser une zone 3.

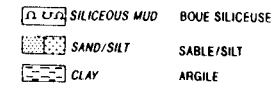
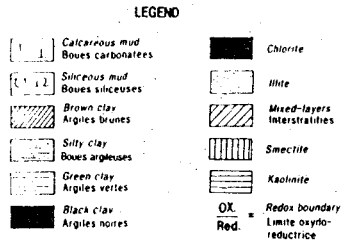
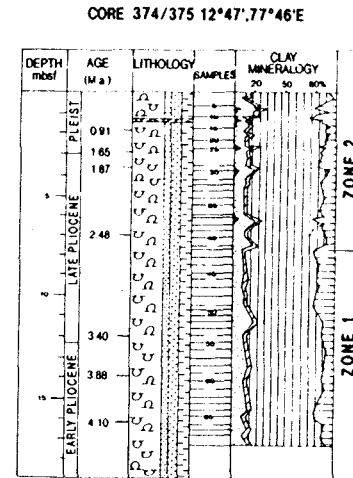
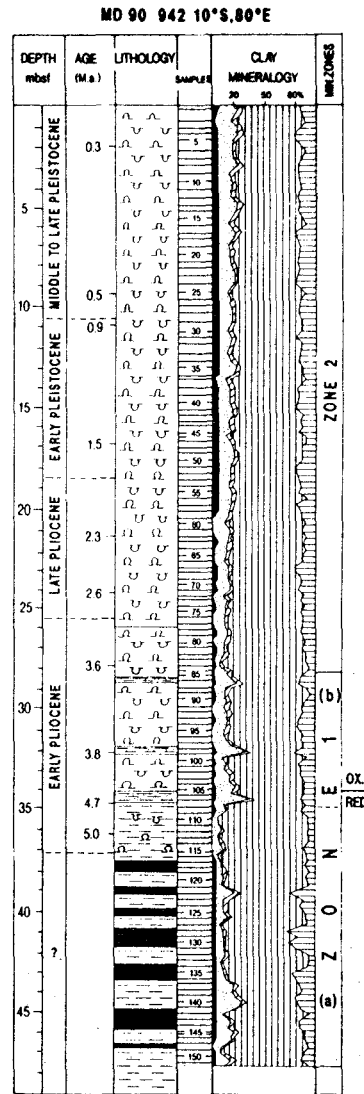
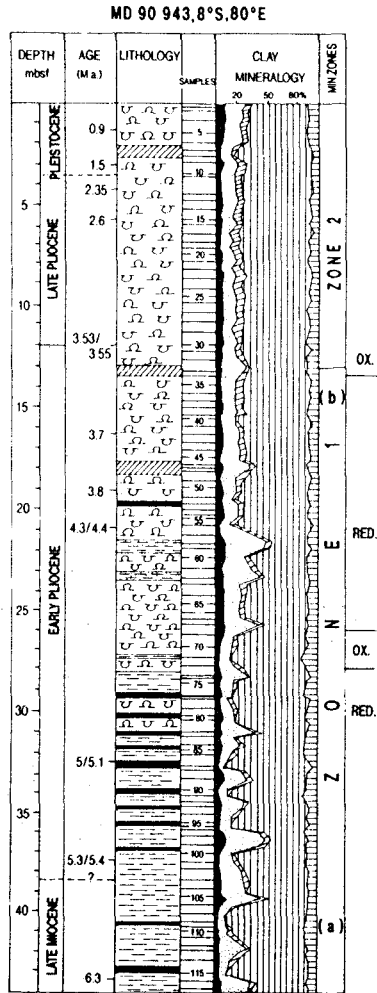
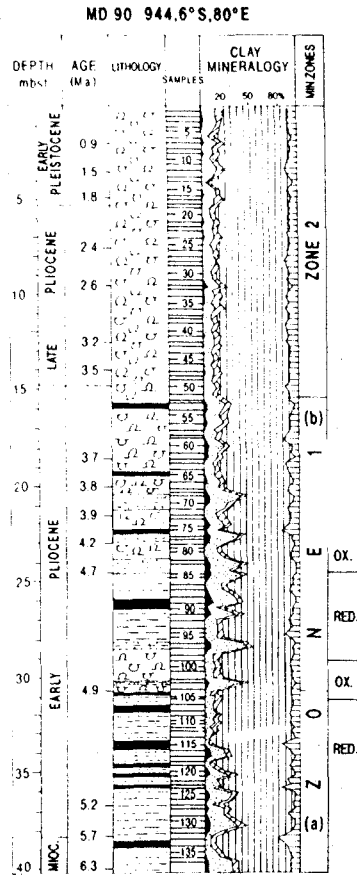


Figure 30. Evolution de la minéralogie des argiles des sites sud, entre 6° et 12° S : carottes MD 90-944, 90-943, 90-942 et MD 81-374/375 (Bout-Roumazailles, 1991).

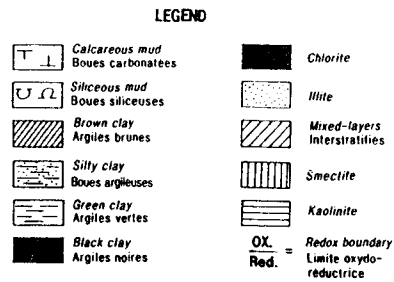
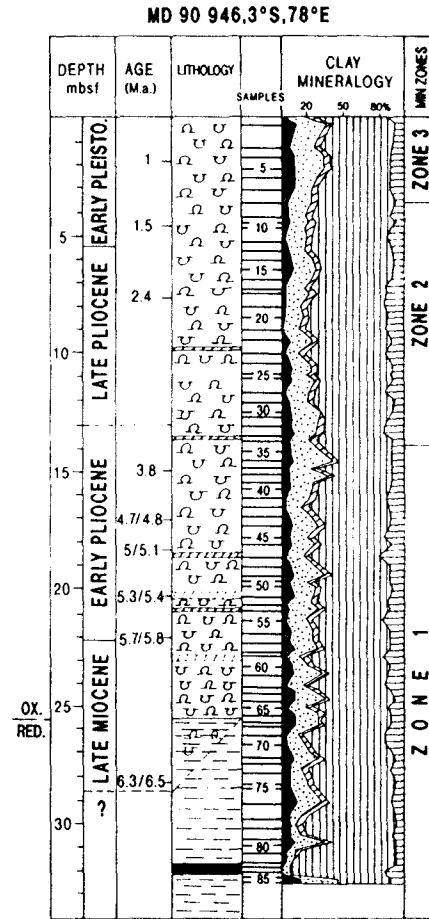
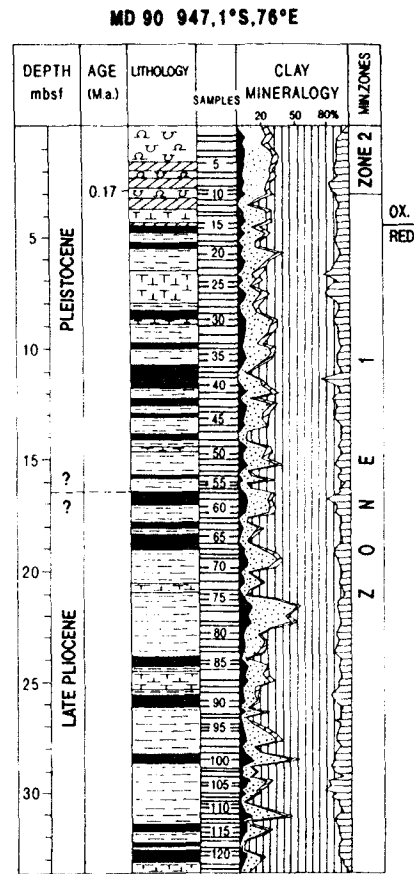
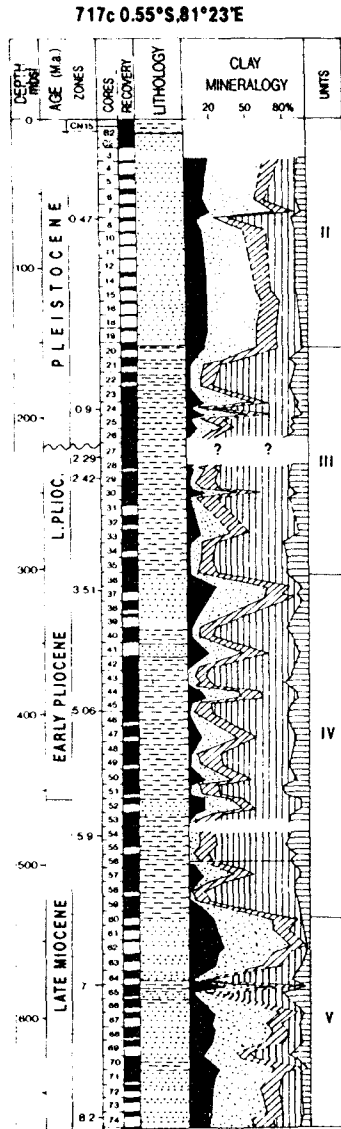


Figure 31. Evolution de la minéralogie des argiles des sites nord, entre l'équateur et 3° S : carotte MD 90-947, MD 90-946 et Site 717 C du Leg ODP 116 (Bouquillon *et al.*, 1990).

Dans la zone 1 de la carotte MD 90-947, les alternances nombreuses persistent jusqu'au Pléistocène où le cortège argileux s'enrichit en minéraux primaires (zone 2). La carotte MD 90-947 se distingue de la carotte MD 90-946 (fig.31) par le nombre et surtout l'amplitude des pics d'illites-chlorites au Pliocène supérieur, la persistance des niveaux noirs à smectites jusqu'au Pléistocène, la présence de niveaux carbonatés enrichis en illites. Ces différences sont à imputer à des situations géographiques et des taux de sédimentation différents.

- Une source détritique septentrionale rend logiquement compte de la richesse particulière en minéraux primaires du site 947 et de son taux de sédimentation élevé par rapport aux autres carottes. **Dans l'ensemble des carottes du Bassin Indien Central, un gradient latitudinal croissant en minéraux primaires se développe dans le sens sud-nord.** Ce gradient est parfaitement confirmé par les assemblages minéralogiques du Site 717 C du leg 116 ODP au nord et au sud par ceux des sites MD 81-374 et 375 au sud (fig. 32).

- La position plus occidentale du site 947 suggère une **origine sud indienne ou sri lankaise des constituants des faciès fins à smectites et matière organique.** La disparition de plus en plus précoce de ces niveaux vers le sud (au Pliocène supérieur à 6° S et au Pliocène inférieur à 10° S) conforte l'hypothèse de leur origine N-NW et suggère la mise en place d'un relief empêchant leur progression dans cette direction. Ce relief affecterait le site 946 à 3° S dès le Pliocène inférieur. Il a déjà été mentionné pour expliquer la transition oxydo-réductrice précoce lisible dans la carotte MD 90-946. Il résulterait de la compression intraplaque nord-sud génératrice de la tectonique cassante dont un témoin majeur (zone de fracture Indrani - Cochran *et al.*, 1989a) proche de la carotte MD 90-946 sépare les sites nord et sud.

- La préservation des niveaux carbonatés dans cette carotte ainsi qu'à la base de la carotte MD 90-942 pourrait s'expliquer par le taux de sédimentation élevé de ces carottes. Cependant dans le site 947, **l'association carbonates / minéraux primaires s'accorde mieux avec des apports turbiditiques latéraux.** Depuis le Miocène moyen, les sédiments de la Ride de Chagos-Laccadive (Site 219, DSDP 23) ainsi que les dépôts gravitaires accumulés à sa base (Site 220, DSDP 23) présentent un cortège argileux identique : 50 % d'illites et de chlorites de la charge de l'Indus, 30 % de smectites (Trapps du Deccan) et 20 % d'apports éoliens à palygorskites (Weser, 1974).

## 2. Interprétations minéralogiques, comparaison avec les données régionales

L'interprétation des données minéralogiques Néogène à Pléistocène du Bassin Indien Central est facilitée par la comparaison des résultats acquis sur les carottes SHIVA (947 à 942) avec ceux du Site 218 du Leg 22 DSDP foré dans le Delta du Gange (Von der borch *et al.*, 1974), du Site 717 réalisé à proximité de l'équateur lors du Leg 116 ODP dans la zone distale du Delta (Cochran *et al.*, 1989b, 1989c; Bouquillon *et al.*, 1990) et des carottes SAFARI II MD 81-374 et 81-375 (Bout-Roumazelles, 1991) vers 12° S (fig.20).

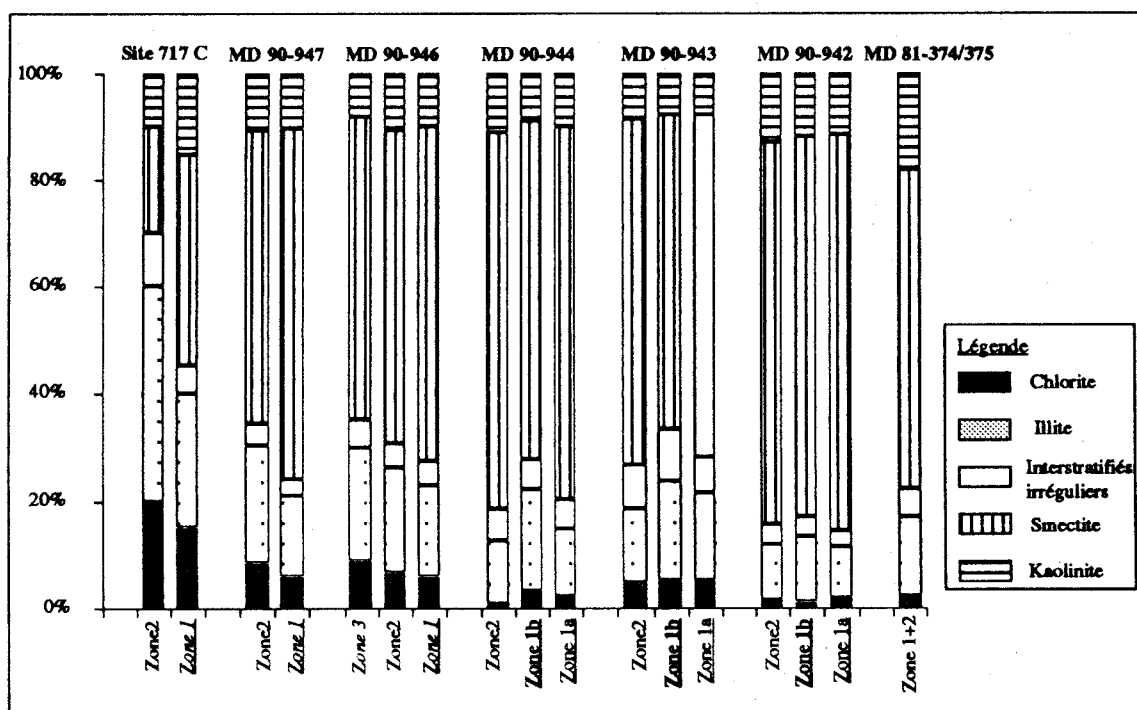


Figure 32. Synthèse de l'évolution stratigraphique, Miocène supérieur à Pléistocène, et latitudinale, de l'équateur à 12° S des assemblages argileux basée sur la composition moyenne des zones minéralogiques (Site 717 cf Bouquillon *et al.*, 1990; MD 81-374/375 cf Bout-Roumazeille, 1991).

a. La zone 1 (6.5 à 3.5 Ma)

Dans la Baie du Bengale, les sédiments Miocène supérieur à Pléistocène du Site 218 du Leg 22 DSDP (Von der borch *et al.*, 1974) comprennent des niveaux détritiques grossiers (Pimm, 1974; Ingersoll et Suczek, 1979) interprétés comme des pulsions turbiditiques de matériaux issus de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet. Le Miocène supérieur du Bassin Indien Central est par ailleurs contemporain d'une phase orogénique majeure (Gansser, 1964) tandis que l'hétérogénéité du Pliocène inférieur s'expliquerait par les divagations du chenal principal (Ingersoll et Suczek, 1979).

A l'équateur, dans le Site 717 C du Leg 116 ODP, des alternances du même type que celles du Bassin Indien Central mais d'amplitude plus importante (illites+chlorite > 70 %) sont observées du Miocène supérieur au Pliocène inférieur (fig.31). Elles sont expliquées par des venues de turbidites distales du Delta du Gange. La lithologie se compose de turbidites silteuses et argileuses de minéralogie très différente : les turbidites silteuses sont dominées par les chlorites et les illites (Bouquillon *et al.*, 1990; Brass et Raman, 1990) alors que les turbidites argileuses noires

sont enrichies en smectites et en kaolinites. Les études minéralogiques et isotopiques (Bouquillon *et al.*, 1990; Brass et Raman, 1990; Cochran, 1990; Stow *et al.*, 1990) ont montré que les produits des turbidites silteuses sont issus de l'érosion du Haut Himalaya cristallin et arrivent sur les lieux de sédimentation via le Gange-Brahmapoutre et les courants de turbidité.

La relation entre les faciès noirs à matière organique d'origine terrestre et les niveaux smectitiques va dans le sens d'une origine pédogénétique pour la smectite (Péninsule Indienne ou Plaine Indo-Gangétique). L'association smectite-kaolinite des turbidites argileuses souvent riches en matière organique d'origine continentale suggère une contribution de la Péninsule Indienne (Cochran, 1990; Stow *et al.*, 1990). Elle a des affinités avec les produits d'altération des basaltes du Deccan et/ou des roches métamorphiques du SE de l'Inde et du Sri Lanka (Sager et Stuart, 1990). En particulier, la composition des smectites (beidellites ferrières - Aoki *et al.*, 1991) ainsi que les minéraux lourds présents (Amano et Taira, 1992) suggèrent la contribution des Trapps du Deccan. Cependant, les études de traces de fission et les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Copeland *et al.*, 1990; Corrigan et Crowley, 1990) suggèrent que l'érosion rapide des reliefs himalayens se poursuit pendant le Pliocène. Et la géochimie isotopique (Sr, Nd, O, H) n'écarte pas le fait que beaucoup de smectites du Bassin Indien Central auraient pris naissance par altération des produits d'érosion himalayen accumulés dans la Plaine Indo-Gangétique (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a).

Des analogies flagrantes existent entre la composition minéralogique des carottes SHIVA 1990 du Bassin Indien Central et les sédiments de la zone distale du Delta du Gange (site 717) malgré des taux de sédimentation très différents (10 fois plus élevé dans le site 717). L'identité est particulièrement nette (alternances de niveaux à illites et de niveaux à smectites et matière organique) entre les sites 717, 944, 943 et 942, axés sur le méridien 80° E.

Dans les carottes de la mission SHIVA au SW du Site 717 (fig.30 et 31), les flux argileux alternant de minéraux primaires et d'altération de la zone 1 peuvent s'interpréter de plusieurs manières. Les niveaux illitiques seront ainsi interprétés comme des reprises d'érosion, d'origine tectonique (liées aux différentes phases de la surrection himalayenne) et/ou eustatique (Cochran *et al.*, 1989a).

Hypothèse 1: Au Miocène supérieur-Pliocène inférieur (sous-zone 1a), des pulsations transgressives successives remanient les sols indiens, apportant simultanément des smectites pédogénétiques et de la matière organique continentale. Puis, durant le Pliocène inférieur (sous-zone 1b), les variations du niveau marin s'inversent. L'abaissement sporadique du niveau de base par des pulsations régressives apporte davantage de minéraux primaires. Cependant, cette première hypothèse n'explique pas la persistance des dépôts noirs au niveau de la sous-zone 1b et surtout s'accorde mal avec l'allure de la courbe contemporaine de Haq *et al.* (1987).

Hypothèse 2: Dans un premier temps (sous-zone 1a), les apports continus de matériel primaire sont sporadiquement dilués par des venues turbides fines à smectites et matière organique. Puis la sédimentation continue à smectites s'installe (sous-zone 1b) pour être interrompue accidentellement ou périodiquement par des turbidites à illites.

Durant la première partie du Pliocène inférieur (sous-zone 1a), des épisodes successifs de surrection de l'Himalaya auraient été enregistrés dans les sédiments sous forme d'accroissements soudains de matériel détritique apporté par des turbidites très distales générées par la quantité énorme de matériel terrigène que fournit l'érosion intense des reliefs himalayens. Selon Cochran (1990), Stow *et al.* (1990), des turbidites smectitiques d'origine plus occidentale s'intercalent dans la sédimentation primaire suite à des déstabilisations de la marge indienne par les séismes liés à la déformation intraplaque. Le transport du matériel noir par des turbidites fines permet d'expliquer la corrélation entre les différents sites (fig.30). L'absence de ces niveaux dans le site le plus méridional (MD 90-942) dès le Pliocène inférieur, alors qu'ils persistent jusqu'au sommet du Pliocène inférieur dans les autres sites, suggère une origine septentrionale de ces turbidites.

Durant la seconde moitié du Pliocène inférieur (sous-zone 1b), des apports discontinus riches en illites atteignent toujours 10° S mais leur intensité et leur nombre s'estompent vers le sud. Seules les reprises d'érosion les plus intenses du Complexe Himalaya-Tibet influencent la sédimentation au niveau des forages méridionaux, dont MD 90-942 où seuls trois pics illitiques sont observés. Remarquons que les pulsions illitiques ne sont pas liées au faciès réduit des sédiments : elles persistent dans le faciès oxydé de la carotte MD 90-946. Ce qui s'accorde avec la relation supposée entre l'évolution de la limite oxydo-réductrice et celle du relief du plancher océanique. L'absence de corrélation entre les apports turbiditiques grossiers de la sous-zone 1b entre les différents sites serait liée aux divagations du chenal principal dont les levées limitent la dispersion des dépôts (fig.30). Quant aux turbidites noires, elles sont absentes dans la carotte MD 90-946 et n'atteignent pas 10° S, suite à une diminution de leur vélocité ou à un isolement du site MD 90-942. Le faible taux de sédimentation dans la carotte MD 90-946 ne permet pas la conservation de la matière organique dans le faciès oxydé. L'isolement du site 942 pourrait résulter soit de sa surélévation, consécutive à une ondulation du plancher océanique, liée à la déformation intraplaque, soit de la divagation du chenal principal. Le fond smectitique qui s'installe dans la carotte MD 90-942 résulte plutôt de la sédimentation différentielle qu'introduit la grande distance de transport sur les produits d'altération pédogénétique de la Plaine Indo-Gangétique ou de la Péninsule Indienne.

La transition 1a / 1b s'effectuant dans les carottes sud par quelques mètres très enrichis en smectite est contemporaine d'un maximum eustatique (Haq *et al.*, 1987).

La différence de comportement des variables du couple smectite-kaolinite (liées de 0 à 3° S, et indépendantes dans les carottes sud) suggère que **la kaolinite a une origine différente dans les sédiments situés au nord et au sud de 3° S**. Au nord, la kaolinite est originaire du NW, de la Plaine Indo-Gangétique, de la Péninsule Indienne, du Sri Lanka ; les diverses régions sources se relaient de sorte que les teneurs en kaolinite restent relativement constantes dans les différentes carottes. Au sud de 3° N, la kaolinite augmentant vers le sud / sud-est, elle est véhiculée par le courant Sud Equatorial et/ou les vents SE, venant de l'W de l'Australie ou de l'Arc Indonésien.

A l'équateur, du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur, ce sont les turbidites argileuses noires (unité III) à smectites et kaolinite qui alimentent le site 717 (fig.31). Les alternances sont moins nombreuses et leur amplitude décroît progressivement. De plus, la réduction des apports primaires septentrionaux reflète une période de stabilité tectonique (Bouquillon *et al.*, 1990; Cochran, 1990). En effet, la courbe de Haq *et al.* (1987) indique une période de niveau marin plutôt bas. Selon Cochran (1990), des changements dans le régime de transport favorisent des apports issus de la Péninsule Indienne.

De la même façon, dans les carottes SHIVA de 3 à 10° S (MD 90-946 à 942), les alternances s'atténuent et cèdent la place à une sédimentation smectitique plus homogène mais toujours influencée par des apports primaires. Cependant l'alimentation des carottes sud diffère de celle du site 717 (fig.30 et 31) : leur aire de sédimentation n'est plus atteinte par les turbidites noires. Le fond continu smectitique stabilisé, déjà installé au Pliocène inférieur à 10° S, se généralise jusqu'à 6° S. Quant à la carotte MD 90-947, elle comporte toujours de nombreux pics de minéraux primaires d'amplitude moindre. Mais le nombre de pics décelés est à relativiser par rapport à la carotte 717 où la fréquence d'échantillonnage est 2 à 3 fois plus faible.

A partir de 4 Ma, les hypothèses d'interprétations faites à propos des zones minéralogiques des carottes SHIVA 1990 peuvent être confortées par les observations réalisées sur les carottes MD 81-374 et MD 81-375 (fig.30) prélevées antérieurement vers 12,5° S 77° E et 5 532 m de profondeur. Leurs cortèges argileux (Bout-Roumazeilles, 1991) sont homogènes, smectitiques, à l'image de leur composition lithologique uniforme plus riche en silice biogène (60 %) que les carottes SHIVA 1990. Leurs caractères minéraux dominants sont et la stabilité des teneurs en smectite (jusqu'à 75 %) et l'importance relative de la kaolinite (jusqu'à 25 %).

L'évolution verticale du cortège argileux est différente de celle de la carotte 942 (10° S) la plus proche. Dans l'intervalle 4,1/3,5 Ma correspondant à la sous-zone 1b, aucune pulsion illitique n'interrompt le flux continu de smectites. Les apports deltaïques septentrionaux du Gange-Brahmapoutre s'arrêtent entre 10 et 12,5° S. La barrière hydrochimique que constitue la divergence équatoriale joue ainsi son rôle depuis au moins le Pliocène inférieur.

Le renforcement des teneurs en kaolinites par rapport à celles du site MD 90-942 (10° S) confirme l'origine méridionale ou SE de ce minéral. En effet, la contribution de la kaolinite, minimale dans la carotte MD 90-943 (5 %), augmente vers le sud passant de 15 % dans la carotte MD 90-942 à 25 % dans les carottes MD 81-374 et 375 (fig.32). Ce gradient suggère dans les sites sud la contribution d'une source différente de la Péninsule Indienne et que l'on peut rechercher au SE vers les régions désertiques de l'W australien et/ou du S de l'Arc Indonésien, riches en kaolinites (Goldberg et Griffin, 1970; Gorbunova, 1966). Les apports de kaolinites dateraient du Miocène (base des carottes SHIVA 1990) et coïncideraient avec le maximum d'accroissement de température et d'humidité en Australie (Gill, 1961). Comme la divergence équatoriale n'a pas d'influence nette, il faut envisager un vecteur plutôt éolien. La réalité de ce vecteur est d'ailleurs confortée par la présence de traces de palygorskites de même source dans les carottes MD 81-374 et 375.

Après 2,48 Ma, quelques pics à illites, chlorites, parfois accompagnés de kaolinites se manifestent à 12,5° S alors que plus au nord la composition minéralogique des argiles se stabilise (fig.30). Cet assemblage, typique à la



fois de la Province Indonésienne et de la Ride du 90° E (Aoki et Sudo, 1973; Kolla et Biscaye, 1973; Kolla *et al.*, 1976) suggère un renforcement des vecteurs éoliens et/ou hydrodynamiques E et SE (Fieux, 1987) à partir de l'extension des calottes glaciaires septentrionales. Cependant dans les carottes SHIVA 1990, l'extension glaciaire à 2,4/2,5 Ma ne donne lieu à aucune altération particulière des assemblages argileux.

### c. La zone 3 (> 0,8 Ma)

Dans le Delta du Gange, le niveau turbiditique (Von der borch *et al.*, 1974) observé au Pléistocène est contemporain d'une phase tectonique (Gansser, 1964) mais également d'un abaissement du niveau marin (Colchen *et al.*, 1984; Sclater et Fischer, 1974).

A l'équateur (fig.31), le Pléistocène supérieur se compose de turbidites silteuses (unité II du Site 717 ODP, Cochran *et al.*, 1989c) constituées principalement d'illites et de chlorites (illites+chlorites > 70-80 %). Bouquillon *et al.* (1990) interprètent ce renforcement des argiles primaires comme le reflet d'une période de tectonique himalayenne active.

Cependant, la tendance d'abord progressive de l'augmentation des minéraux primaires suggère plutôt l'effet d'un phénomène lui-même progressif tel que le refroidissement climatique Pléistocène (Ruddiman, 1986; 1988), et l'augmentation consécutive des amplitudes des variations du niveau marin dont le paroxysme se situe à 0,8 Ma (Prell, 1982; Cochran, 1990). Prell (1982) estime que le niveau marin diminue de près de 80 m et que l'accroissement de la charge sédimentaire est délivrée directement à l'extrémité de la plateforme.

La zone 3 s'individualise franchement dans la carotte MD 90-946 avec une contribution des minéraux primaires plus faible. Les produits d'érosion du Complexe Himalaya-Tibet sont ainsi apportés plus régulièrement jusqu'à au moins 3° S depuis 1 / 1,5 Ma (carotte MD 90-946) et ce, jusqu'au Pléistocène récent (fig.31). Dans les sites sud (fig.30), une légère augmentation des illites associée à la présence, croissante ou non de chlorites, est également observée depuis 0,9 / 1,5 Ma.

Quant à la stabilisation tardive des assemblages argileux dans la carotte MD 90-947, elle résulte plutôt de l'arrêt des turbidites noires à smectites et des carbonates suite à une activité sismique ralentie en liaison avec un relâchement de la déformation intraplaque et peut-être suite au piégage des apports carbonatés par la Fosse de Chagos-Laccadive. Remarquons que le Pléistocène récent est absent dans les carottes SHIVA de 8 à 3° S (MD 90-943, 944, 946).

### C. Synthèse

L'évolution stratigraphique et latitudinale des assemblages minéralogiques de cinq carottes prélevées le long d'un transect à 80° E entre 1° et 10° S apporte des informations sur 1) l'origine des minéraux argileux dans le Bassin Indien Central et 2) l'évolution de la sédimentation du Miocène supérieur au Pléistocène dans cette région.

1) La figure 33 synthétise les nombreuses sources potentielles en matériel argileux du Bassin Indien Central. Il s'agit, de l'ouest vers l'est : des Rides de Chagos-Laccadive et des Maldives, du sud de l'Inde, du Sri Lanka, du Delta du Gange, de l'Arc Indonésien, de la Ride du 90° E, de l'ouest australien.

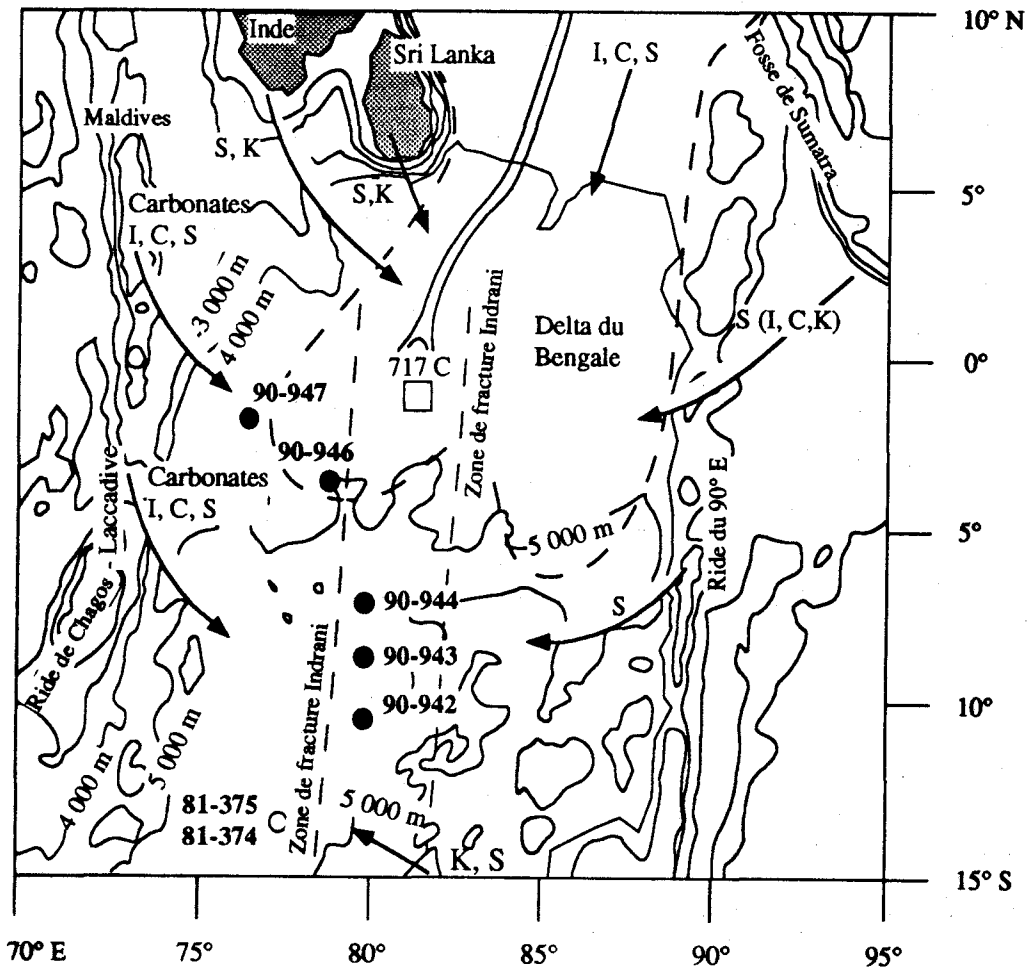


Figure.33. Origine des apports argileux détritiques dans le Bassin Indien Central.

Les sites SHIVA méridionaux (MD 90-944, 90-943 et 90-942) appartiennent à la partie distale de la Province minéralogique du Gange définie par Bouquillon (1987; Bouquillon *et al.*, 1989 - cf chapitre I). Les proportions des différentes espèces argileuses que nous observons au Pléistocène dans les forages SHIVA sont identiques à celles des sédiments de surface. Les résultats de Bouquillon semblent extrapolables au Pléistocène.

Par contre, les sites MD 90-947 et 90-946 se situent dans la sous-zone équatoriale. Celle-ci se caractérise au Quaternaire par un enrichissement en illites, lié à un apport par des courants de surface longeant la côte ouest indienne et arrivant dans le Bassin du Gange au niveau de l'équateur (Bouquillon, 1987 ; Bouquillon *et al.*, 1989). Les cortèges argileux pléistocènes des sites nord ne confirment pas l'existence de cette zone particulière : les gradients illitiques sont continus, décroissant du nord au sud. L'activité courantologique de surface semble un processus de transport ponctuel.

2) La confrontation de nos résultats avec ceux de l'étude pluridisciplinaire de la fraction fine du Leg 116 ODP (Bouquillon *et al.*, 1990), prélevée au nord du transect, est particulièrement intéressante. Les modifications paléoenvironnementales (tectonique himalayenne, déformation intraplaque, sismicité, climat, eustatisme) décrites dans la bibliographie rendent globalement compte des variations de la composition des cortèges argileux enregistrées dans cette région.

Cependant, l'origine des alternances illites/smectites reste ambiguë : sont-elles tectoniques ou climatiques? Avant d'entreprendre l'analyse spectrale de paramètres minéralogiques, nous devons d'une part vérifier l'origine des minéraux argileux, en particulier des smectites, et d'autre part identifier leurs sources. Ce sera l'objet des deux chapitres suivants.



**CHAPITRE V - GEOCHIMIE DE LA FRACTION FINE  
DES SEDIMENTS DU BASSIN INDIEN CENTRAL  
DEPUIS LE MIOCENE SUPERIEUR :  
IDENTIFICATIONS DES ORIGINES, SOURCES ET  
MARQUEURS DE LA DIAGENESE**

**CHAPITRE V - GÉOCHIMIE DE LA FRACTION FINE DES SÉDIMENTS DU  
BASSIN INDIEN CENTRAL DEPUIS LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR :  
IDENTIFICATION DES ORIGINES, SOURCES ET MARQUEURS DE LA  
DIAGENÈSE.**

**I. INTRODUCTION**

**A. Rôle des éléments majeurs et des éléments traces dans l'étude de la fraction fine (< 2 µm) des sédiments**

La distribution des éléments traces (< 0,1 %) est généralement contrôlée par celle des éléments majeurs auxquels ils peuvent se substituer (Norman et De Deckker, 1990). Le fractionnement des traces, plus prononcé que celui des éléments majeurs, peut apporter un complément d'informations (Taylor et Mc Lennan, 1985; Bathia et Crook, 1986) sur les conditions d'altération et de transport (Bathia, 1983), l'environnement de dépôt (Norman et De Deckker, 1990) ou la diagenèse (Bathia, 1983).

Dans un sédiment, le caractère géochimique varie selon les proportions relatives de trois composantes principales (Chester et Aston, 1976) :

- 1) la composante lithogène issue de l'altération des roches ;
- 2) la composante hydrogénée résultant de l'extraction des éléments marins par des réactions inorganiques variées (précipitation primaire, co-précipitation, échange cationique, adsorption par la matière organique, les oxydes ou les argiles) ;
- 3) la composante biogène constituée par l'incorporation métabolique ou non des éléments chimiques dans les tissus ou dans le test d'organismes vivants.

Les processus inorganiques intéressent des éléments à faible temps de résidence dans l'eau de mer, conduisant à un profil type de concentration dans la colonne d'eau avec enrichissement en surface et appauvrissement en profondeur. Les processus organiques concernent des éléments ayant un rôle nutritif : leur concentration est appauvrie en surface (suite à l'incorporation dans le cycle biologique) et enrichie en profondeur (suite à leur régénération par dissolution des tests et décomposition de la matière organique) (Chester, 1990).

**Globalement, la distribution des traces dans un sédiment est influencée par trois paramètres :**

- les apports détritiques externes fluviaux et/ou éoliens ;
- la circulation océanique ;
- les processus internes bio- et géochimiques permettant l'extraction des éléments traces de l'eau de mer et leur incorporation dans le sédiment.

De nombreuses tentatives d'identifications des sources de dépôts terrigènes se sont fondées sur la détermination de leurs compositions à la fois minéralogique et géochimique (e.g. Dickinson et Suczek, 1979; Bathia, 1983). Dans l'Océan Indien, les études de la composition chimique des sédiments marins sont actuellement peu nombreuses (Ben Otham *et al.*, 1989; Nath *et al.*, 1989). En général, elles ne portent que sur des groupes d'éléments particuliers, les terres rares par exemple, et sont effectuées sur le sédiment total sans regard sur la fraction fine décarbonatée, porteuse de l'héritage continental. Les progrès techniques récents permettent une détermination rapide et précise de nombreuses traces. Il est à présent possible d'obtenir une signature géochimique complète de la fraction argileuse des sédiments du Bassin Indien Central.

Dans cette étude, les objectifs de l'analyse des éléments majeurs sont de contrôler la composition minéralogique de la fraction fine décarbonatée du sédiment, d'attribuer une composition chimique moyenne aux assemblages argileux, d'identifier les sources et l'évolution latitudinale ou temporelle de leur contribution à la sédimentation. Une analyse particulière complétera l'analyse globale de la fraction  $< 2 \mu\text{m}$ . Le but de l'analyse des éléments traces est d'évaluer l'importance du rôle des argiles, relativement aux autres phases sédimentaires, dans le piégeage des éléments et de distinguer les éléments hérités, utiles à l'identification des sources, des éléments diagénétiques. L'interprétation de la composition en éléments traces des argiles s'appuiera sur la comparaison de celle du sédiment total. En effet, les travaux de Piper (1974), Tlig (1982) ou Bienvenu (1989) soulignent l'importance de distinguer les différentes phases d'un dépôt lors d'analyses chimiques.

## B. Choix des échantillons

Dans le Bassin Indien Central, les résultats de l'analyse diffractométrique ont guidé le choix des échantillons<sup>(1)</sup> pour l'analyse géochimique (Annexe V.1). Il fut fait en choisissant dans chaque carotte une dizaine de niveaux riches en smectites (65 à 85 % du cortège argileux) répartis de façon équilibrée entre le Miocène supérieur et le Pléistocène. Les prélèvements ont eu lieu dans chacun des sites étudiés depuis l'équateur (site MD 90-947) jusqu'à 12° S (site MD 81-375).

Ces échantillons peuvent être rattachés à deux ensembles lithologiques différents : des niveaux biogènes siliceux (20 % < biogène < 65 %) et des niveaux argileux (0 % < biogène < 20 %). Seuls les échantillons 7.1 et 7.11 de la carotte MD 90-947 comportent une faible fraction biogène carbonatée (5 %). Quelques niveaux enrichis en illites (20 % < illite < 40 %) complètent cet échantillonnage.

---

(1) Pour éviter les risques d'erreur, un numéro simplifié est attribué à chaque échantillon. Le premier chiffre de ce repère correspond au numéro de la carotte (MD 90-947 = 7, MD 90-946 = 6, MD 90-944 = 4, MD 90-943 = 3, MD 90-942 = 2 et MD 81-375 = 5), le second chiffre est relatif à la profondeur du prélèvement dans ces carottes (nombre croissant du sommet à la base).

## II. COMPOSITION CHIMIQUE DE LA FRACTION FINE DES SÉDIMENTS DU BASSIN INDIEN CENTRAL - ANALYSE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

### A. Analyse globale de la fraction fine

La composition en éléments majeurs (Annexes V.3 à 8) reflète l'hétérogénéité minéralogique de la fraction fine. Les fluctuations en silice (46 à 63 %) sont généralement antagonistes par rapport à celles des autres oxydes, principalement  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  (fig.34). Ces variations reflètent, en partie, la dilution des particules argileuses par le quartz ou la silice biogène, d'ailleurs détectés à la microsonde.

Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$ , et dans une moindre mesure  $\text{Na}_2\text{O}$ , varient corrélativement :  $r_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}} = 0,64$  à 0,68 (fig.34). Les variations reflètent des enrichissements en feldspaths, également observés à la microsonde, mais aussi en illites (cf par exemple les échantillons 7.3 (20 % illite) et 7.14 (40 %)).

MnO présente d'importantes variations (de 0,03 à 1,38 %). Elles sont attribuées à la présence sporadique d'enduits d'oxydes recouvrant les particules argileuses clairement évidentes à la microsonde dans le site MD 81-375.

Un léger enrichissement titanifère ( $\text{TiO}_2$ ), confirmé par les analyses microsondes, est perceptible uniquement dans la carotte MD 90-942 (Annexe V.7).

Globalement, la composition chimique de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central varie peu d'un site à l'autre (tab.16). Cependant latitudinalement, on constate : une diminution de la silice jusqu'à 10° S, probablement consécutive à un affaiblissement des apports septentrionaux de quartz détritique suivie d'une augmentation à 12° S, suite à la présence de tests de radiolaires ; un accroissement simultané de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et de  $\text{MgO}$  entre 6 et 10° S, dû à la diminution relative de la silice ; un enrichissement en MnO entre 6 et 8° S.

Lat.	Carotte	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1°S	MD 90-947	49-63 (56,6)	13-22 (17)	7-12 (8,5)	1,9-3,7 (2,6)	0,00-0,76 (0,17)	0,41-1,08 (0,69)	1,6-4,4 (2,4)
3°S	MD 90-946	51-63 (56,2)	12-21 (17,5)	7-13 (9,7)	1,8-3,0 (2,6)	0,04-0,44 (0,14)	0,32-1,28 (0,67)	1,4-4,3 (2,4)
6°S	MD 90-944	50-63 (56,7)	13-20 (16,9)	7-13 (8,9)	0,7-3,0 (2,3)	0,07-1,19 (0,41)	0,35-1,45 (0,62)	1,2-3,9 (2,2)
8°S	MD 90-943	47-61 (54)	14-21 (17,6)	7-12 (9,1)	1,9-3,5 (2,8)	0,02-1,38 (0,34)	0,25-1,37 (0,54)	1,4-4,2 (2,2)
10°S	MD 90-942	46-54 (51,2)	16-21 (18,1)	8-14 (10,7)	2,3-4,0 (3,0)	0,03-0,23 (0,07)	0,29-1,28 (0,54)	1,5-3,8 (2,1)
12°S	MD 81-375	51-63 (56)	15-20 (17,9)	7-12 (8,8)	1,8-3,3 (2,6)	0,06-0,79 (0,3)	0,30-0,93 (0,6)	1,8-3,9 (2,7)

Tableau 16. Variations de la composition en éléments majeurs, (intervalle des pourcentages d'oxydes et moyenne) dans les différentes carottes SHIVA.



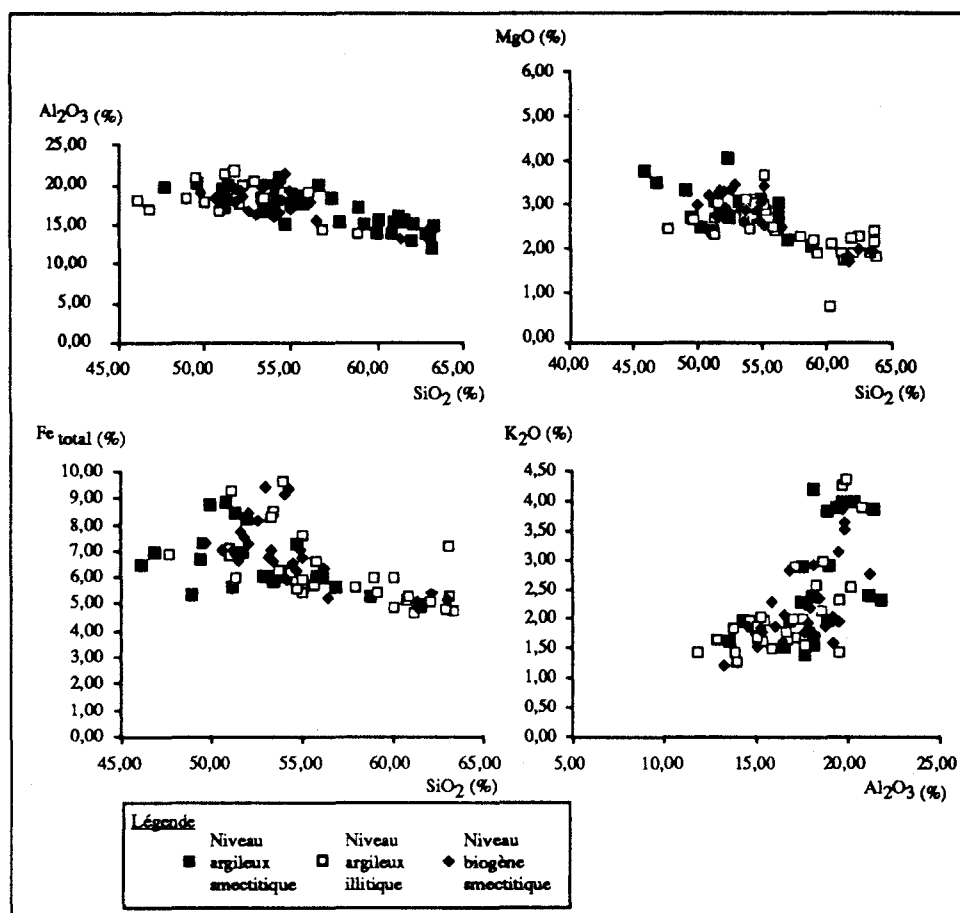


Figure 34. Corrélation entre les éléments majeurs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et SiO<sub>2</sub> dans la fraction fine des échantillons SHIVA (coefficients de corrélation  $r_{Al_2O_3-SiO_2} = 0,71$  à  $0,80$  ;  $r_{MgO-SiO_2} = 0,64-0,83$  ;  $r_{Fe_2O_3-SiO_2} = 0,58$  à  $0,67$ ).

Quelques analyses thermiques différentielles confirment l'homogénéité chimique des smectites sur l'ensemble du transect analysé. Les thermogrammes de huit échantillons smectitiques (80 à 90 %) prélevés du nord au sud sont très semblables (fig.35) : ils présentent trois pics endothermiques vers 130/140, 490/520 et 770/820° C et un pic exothermique vers 880/900° C. Il s'agit de smectites alumino-ferrifères ou beidellites (Mackenzie, 1972). Les minéraux de recristallisation, spinelle, cristobalite, cordiérite et mullite, sont typiques des smectites alumino-ferrifères (Chantret *et al.*, 1971). Cependant, dans les sites nord (échantillons 947.8.76, 947.23.6 et 946.23.115), la réaction exothermique est séparée de la troisième réaction endothermique par un plateau dont l'étendue dépend du rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Lucas et Trauth, 1965). Ces minéraux se rapprochent des smectites de type Cheto, alumino-magnésiennes (Lucas et Trauth, 1965).

Parallèlement à l'homogénéité latitudinale des concentrations en éléments majeurs, il n'apparaît aucun gradient d'ordre stratigraphique : les compositions sont stables depuis six millions d'années.

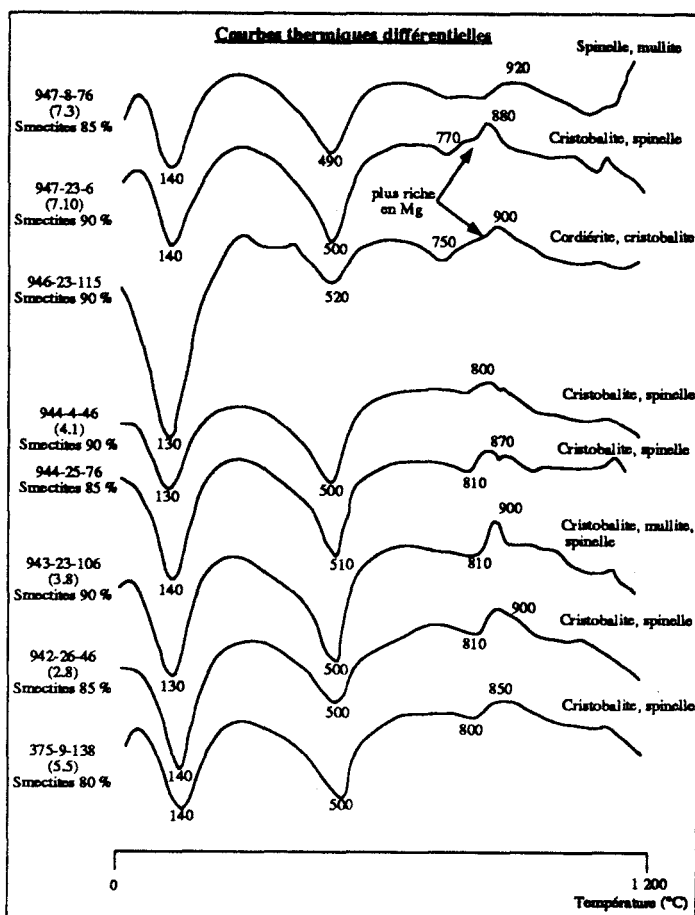


Figure 35. Analyses thermiques différentielles de huit échantillons smectitiques (80 à 90 %) prélevées entre 1 et 12° S dans le Bassin Indien Central.

## B. Analyse microchimique

L'analyse chimique ponctuelle (microsonde) est effectuée sur la fraction fine de sept échantillons, soit smectitiques (6.1, 4.1, 4.8, 3.17, 2.15), soit illitiques (6.11). Ils sont prélevés à la base et/ou au sommet des carottes dans des niveaux argileux (6.1, 4.1, 4.8, 3.17, 2.15) ou biogène (5.2).

L'interprétation des résultats est faite à partir d'une trentaine de particules élémentaires par échantillon. Elle confirme les résultats de l'analyse diffractométrique (chapitre IV) :

- la diversité des assemblages minéralogiques dans les échantillons 6.1 et 6.11 (smectite, chlorite, illite, kaolinite, quartz et feldspath) ;
- la prépondérance des smectites dans les échantillons 4.1, 4.8 et 3.17 ;
- l'importance des smectites relativisée par l'accroissement des kaolinites dans les échantillons 2.15 et 5.2.

Le quartz est ubiquiste, les feldspaths sporadiquement présents (6.1, 6.11, 4.1, 3.17, 2.15). Des oxydes de fer apparaissent dans l'échantillon 4.8. Des enduits de Mn sont décelés dans l'échantillon 5.2, ce qui confirme également les anomalies manganifères décelées par l'analyse chimique globale. De même, les anomalies titanifères caractéristiques de l'échantillon 2.15 confortent l'analyse globale.

Dans l'annexe V.2, les formules structurales sont classées par pourcentages croissants d' $Al_2O_3$  (> 35 % dans les kaolinites), de  $K_2O$  (> 25 % dans les illites), de  $Fe_2O_3$  (> 30 % dans les chlorites).

### Les smectites

Les analyses de smectites ont été reportées dans des diagrammes triangulaires (fig.36) :

- (Si tétr. - Al +  $Fe^{3+}_{oct}$  - Mg oct.) (a, fig.36) ;
- (Na+K+Ca inter. - Al +  $Fe^{3+}_{oct}$  - Mg oct) (b, fig.36).

Les échantillons 4.1 et 4.8 présentent un même taux de substitution tétraédrique et octaédrique. Il s'agit de smectites dioctaédriques, plus précisément de beidellites alumino-ferrifères (Caillière *et al.*, 1982b; Newman, 1987), comme le suggèrent les courbes thermiques obtenues sur l'ensemble de la fraction fine. Ainsi d'après les échantillons du site MD 90-944, la composition chimique des smectites n'évoluent pas verticalement.

De même, entre 6 et 10° S, les smectites de la base des carottes (4.8, 3.17 et 2.15) sont chimiquement proches et ne présentent pas d'évolution latitudinale.

Par contre, les compositions des argiles au nord du transect sont particulières. Si le déficit de charge octaédrique reste nul, le tétraèdre présente un taux de substitution important (> 0,60) proche de celui d'une illite (6.1, 6.11), accompagné par une introduction plus large de  $K^+$  dans l'interfoliaire et un enrichissement octaédrique en  $Mg^{2+}$ , avec une nette tendance di-trioctaédrique à la base (6.11). Cette observation particulière confirme les résultats obtenus par l'analyse thermique différentielle sur l'ensemble de la fraction fine. L'analyse chimique globale suggère plutôt un enrichissement en MgO au sud. Cet enrichissement sud global peut être interprété par un accroissement des concentrations en smectites dans la fraction < 2  $\mu m$  ; ces minéraux étant individuellement moins magnésiens que ceux du Nord.

Les échantillons du Bassin Indien Central offrent des taux de substitution tétraédrique et octaédrique identiques à ceux observés dans les données régionales (Bouquillon *et al.*, 1989) (a, fig.36). En ce qui concerne la charge magnésienne octaédrique, seul l'échantillon 6.11 se distingue. En prenant comme critère comparatif la composition de l'interfoliaire (b, fig.36), les points, excepté l'échantillon 6.11, se situent au coeur des représentations smectitiques régionales (zone médiane et distale du Delta du Gange, Ride du 90° E. Province de Ceylan).

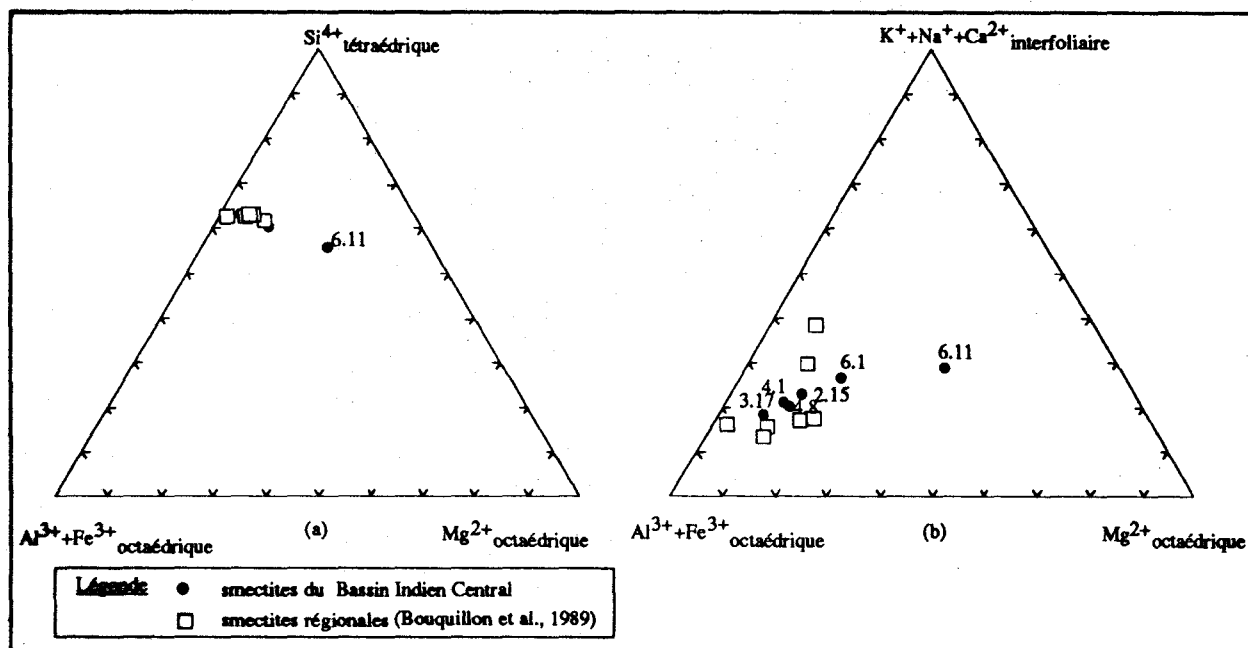


Figure 36. Position des smectites dans un diagramme triangulaire :

- a. Si tétr. - Al + Fe<sup>3+</sup><sub>oct.</sub> - Mg oct.) ;  
 b. Na+K+Ca inter - Al + Fe<sup>3+</sup><sub>oct.</sub> - Mg oct.) .

### Les kaolinites

Les quelques particules analysées montrent une certaine hétérogénéité chimique. L'échantillon 4.1 représente une kaolinite pure tandis que le taux de substitution augmente au nord et au sud. A 12° S, le caractère alumineux est maximum et l'interfoliaire s'enrichit en Na. Ceci suggère un caractère différent du terrigène du site méridional MD 81-375.

### Les illites

Le fait que seul le site MD 90-946 ait permis leur mise en évidence indiscutable sur les seuls critères chimiques conforte leur origine septentrionale. De plus, la composition constante des illites de la base et du sommet de la carotte atteste de l'unicité de la source dominante.

### C. Résumé des analyses ponctuelles et globales des éléments majeurs

La composition globale en élément majeurs de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central prélevés entre 1 et 12° S le long du méridien de 80° E est homogène du Miocène supérieur au Pléistocène. Les smectites sont identifiées comme des beidellites (c'est-à-dire des smectites alumino-ferrifères) d'après les analyses thermiques différentielles. Une tendance plus magnésienne des niveaux smectitiques dans les carottes nord est également décelée. Des enrichissements en MnO existent dans les sites compris entre 6 et 8° S : les observations macroscopiques (cf chapitre IV) mettent effectivement en évidence la présence d'oxydes et de micronodules dans ces carottes.

L'analyse particulière confirme la composition beidellitique des smectites ainsi que la tendance trioctaédrique (enrichissement en  $Mg^{2+}$ ) dans la carotte MD 90-946. La présence d'illites à composition stable uniquement dans les sites septentrionaux suggère l'origine septentrionale de ce minéral. La composition des kaolinites varie d'un site à l'autre sans qu'un gradient net ne se dégage latitudinalement.

## III. COMPORTEMENT DES ÉLÉMENTS TRACES DANS LES SÉDIMENTS DU BASSIN INDIEN CENTRAL

### A. Introduction - Fractionnement des éléments traces entre la fraction fine et le sédiment total.

Pour quantifier les influences respectives des vecteurs de la sédimentation, il faut comprendre comment les éléments se répartissent entre les différentes phases du sédiment. Aussi, nous avons étudié la distribution de l'ensemble des éléments traces analysés entre la fraction fine et le sédiment total. La concentration de la fraction fine (Annexes V.3 à 8) est normalisée à celle du sédiment correspondant (Annexe V.9). La figure 37 traduit, pour chaque élément, l'enrichissement ou l'appauvrissement moyen de la fraction fine par rapport à la roche totale. **La répartition des éléments dans les niveaux argileux (a, fig.37, < 20 % de silice biogène - 13 échantillons) diffère de celle observée dans les niveaux biogènes (b, fig.37, > 20 % de silice biogène - 7 échantillons).**

Fixant le seuil d'enrichissement ou d'appauvrissement significatif à 20 %<sup>(1)</sup>, l'histogramme différencie trois groupes d'éléments dans chaque lithologie. Le premier groupe comprend les éléments traces appauvris dans la fraction fine par rapport au sédiment total, le second les éléments qui ne sont pas fractionnés entre la fraction fine et le sédiment et le troisième ceux qui sont enrichis dans la fraction fine par rapport au sédiment.

---

(1) <sup>1</sup> Ce seuil correspond à l'erreur de reproductibilité ( $\pm 10\%$  - cf chapitre II) cumulée sur le dosage des traces de la fraction fine et du sédiment total.

**Les niveaux argileux** (< 20 % de silice biogène - 13 échantillons) (a, fig.37)

**Groupe A** : Sr, Ba, Pb et U sont appauvris dans 90 à 100 % des échantillons. Cet appauvrissement atteint un taux de 50 % pour le Sr. Ces éléments sont portés par la phase silteuse.

**Groupe B** : V, Rb, Y, Zr, Nb, TR<sup>(1)</sup>, Hf, Ta et Th ont une répartition identique entre la fraction fine et le sédiment total. Le Ni se rattache à ce groupe mais il présente une distribution très variable d'un échantillon à l'autre.

**Groupe C** : en moyenne, Co et Ta sont enrichis dans la fraction fine. Le comportement variable du Co ne permet pas de trancher. Dans 50 % des échantillons, Co est fortement enrichi (+ 90 %). Ta, systématiquement légèrement enrichi (+ 20 %), se concentre surtout dans les niveaux illitiques.

**Les niveaux biogènes** (> 20 % de silice biogène - 7 échantillons) (b, fig.37)

**Groupe D** : Ni et Sr suivent les TR (sauf le Ce) et l'Y: ils sont systématiquement appauvris.

**Groupe E** : Ce et U sont distribués équitablement entre la fraction fine et le sédiment total mais leurs comportements, plutôt antagonistes, varient d'un échantillon à l'autre (seul 2.1 est enrichi en U et en Ce).

**Groupe F** : V, Co, Rb, Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Pb et Th sont enrichis systématiquement dans la fraction fine. (Seul l'échantillon 4.5 est appauvri en Co, Ce, Pb et U). Ces éléments sont donc liés aux argiles, soit en substitution d'éléments majeurs, soit en adsorption sur les particules argileuses.

Sur la base de cette répartition, nous allons étudier successivement le comportement de trois ensembles d'éléments :

- V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th ;
- Sr, Ba, Pb et U ;
- Co et Ni.

**B. V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th**

**1. Description**

**a. Le sédiment total**

Les concentrations en éléments traces de 20 échantillons de sédiments prélevés dans les différentes carottes SHIVA montrent des variations de concentration d'un facteur 2 à 3 d'une analyse à l'autre (Annexe V.9). Elles reflètent partiellement les variations lithologiques. Les concentrations moyennes des sédiments SHIVA sont comparables aux compositions caractéristiques des sédiments océaniques (e.g. Bienvu, 1989). Dans les niveaux biogènes (20 à 65 % silice biogène), elles correspondent aux boues siliceuses ou aux argiles pélagiques voire aux argiles rouges dans le cas du Ce. Dans les niveaux argileux (0 à 20 % de silice biogène), elles sont généralement comprises entre celles de sédiments pélagiques et celles des sédiments terrigènes. Cependant, Zr est appauvri dans les échantillons SHIVA et Th au contraire enrichi.

---

(1) Dans le texte, "TR" correspond à l'abréviation de "terres rares". Il réunit l'ensemble des éléments dosés du La au Lu, soit La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb et Lu. Les premières, du La à l'Eu, sont qualifiées de terres rares légères, les suivantes, du Gd au Lu, de terres rares lourdes.

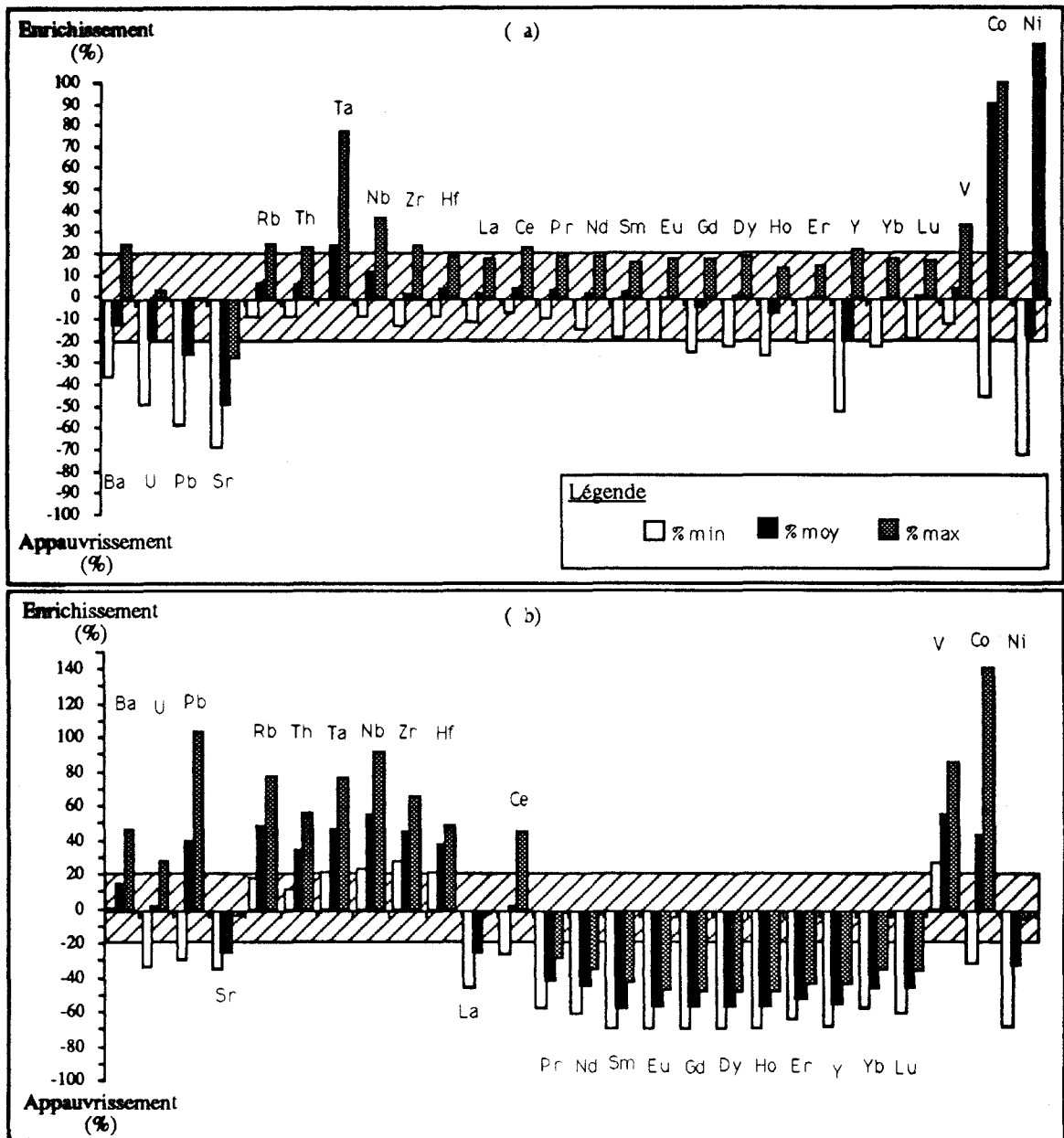


Figure 37. Fractionnement de l'ensemble des éléments traces entre la fraction fine et le sédiment total : enrichissement (signe +) ou appauvrissement (signe -), exprimé en %, dans les échantillons argileux (a) et dans les échantillons biogènes (b).

Dans la suite du travail, nous avons choisi de normaliser les résultats géochimiques selon deux références classiques, les chondrites et les shales. Ces deux représentations expriment les mêmes fractionnements mais permettent de les visualiser différemment.

La figure 38 (a, fig.38) présente les diagrammes TR étendus<sup>(1)</sup> normalisés aux chondrites (Bougault, 1980; Bienvenu, 1989) correspondant aux niveaux biogènes et argileux. Les sédiments présentent un enrichissement en TR légères et en Th, une légère anomalie<sup>(2)</sup> positive en Ce, des anomalies négatives en Nb-Ta et Zr-Hf. L'Y suit les TR lourdes. Il n'y a pas de fractionnement significatif entre les éléments Nb et Ta, Zr et Hf. Les rapports de concentration Nb/Ta et Zr/Hf sont proches de leurs valeurs dans les chondrites (17,6 et 36,3 - Sun et Mc Donough, 1989) :  $12 < \text{Nb/Ta} < 16$  (moyenne 13) ;  $36 < \text{Zr/Hf} < 43$  (moyenne 39). Les deux lithologies offrent des distributions similaires avec cependant des anomalies négatives en Zr-Hf plus marquées dans les niveaux argileux.

La composition des sédiments du Bassin Indien Central est comparée à celle des shales (b, fig 38 ; Taylor et Mc Lennan, 1985) qui représentent une moyenne de sédiments continentaux argilo-silteux représentative du matériel terrigène transporté à l'océan (Haskin *et al.*, 1968). Il y a peu de fractionnements : les teneurs en Th et TR légères (La, Ce, Pr, Nd) sont voisines de celles des shales ; celles en TR lourdes et en Y sont légèrement supérieures. Dans ce mode de représentation, l'anomalie en Nb-Ta s'estompe : elle est donc intrinsèque aux sédiments. Par contre une forte anomalie négative en Zr-Hf se dégage ainsi que de légères anomalies positives en Ce et en Eu (Annexes V.9). Les niveaux biogènes sont globalement plus fractionnés que les niveaux argileux, et leurs anomalies positives en Ce sont d'amplitudes plus importantes ( $0,91 < \text{Ce/Ce}^* < 1,72$  - Annexe V.9).

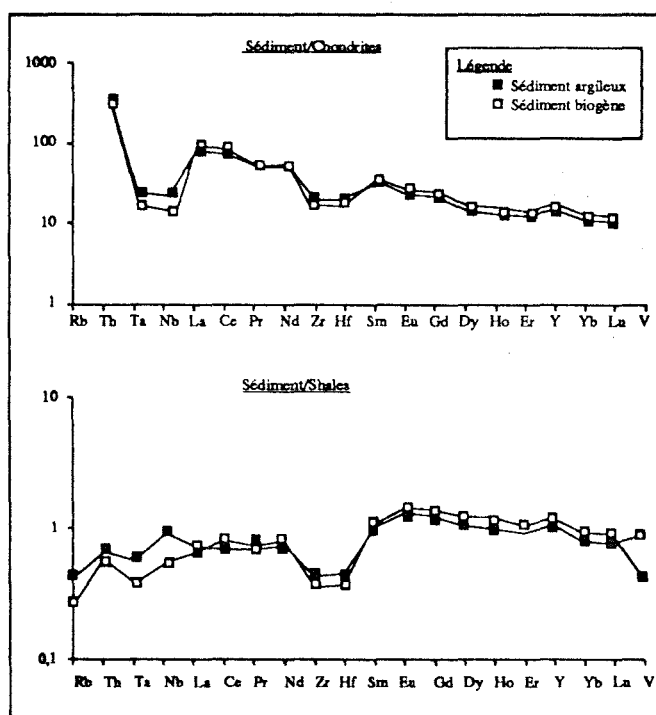


Figure 38. Diagrammes des TR étendus (Bougault, 1980) de la moyenne des sédiments des niveaux biogènes et des niveaux argileux :  
 - normalisés aux chondrites (Bougault, 1980) ;  
 - normalisés aux shales (Haskin *et al.*, 1968).

(1) Bougault (1980) a proposé d'étendre les diagrammes classiques de normalisation des terres rares en y incluant les éléments Y, Zr, Nb, Hf, Ta et Th. Nous avons retenu ce type de diagramme avec une disposition des éléments modifiée par Bienvenu (1989).

(2) L'anomalie en Ce (notée Ce/Ce\*) est obtenue en divisant la concentration en Ce normalisée par rapport aux shales par une concentration interpolée (Ce\*), déduite des concentrations normalisées des TR adjacentes, le La et le Pr.

$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_N / (\text{La}_N \times \text{Pr}_N)^{1/2}$ . [Mc Lennan, 1989 #450]

L'anomalie en Eu (notée Eu/Eu\*) est calculée de la même façon, à partir des concentrations en Sm et Gd.



## b. La fraction fine

Contrairement aux éléments majeurs, les concentrations des éléments traces fluctuent selon le site, la lithologie ou même au sein d'échantillons similaires (Annexes V.3 à 8). Les variations sont du même ordre de grandeur ou supérieures à celles observées dans les sédiments totaux : elles atteignent un facteur 6 pour les TR et 10 pour l'Y. Les éléments de ce premier groupe sont associés corrélativement ( $r_{Zr-Hf} = 0.9$ ;  $r_{Rb-Th} = 0.6$  à  $0.84$ ) mais n'offrent aucune relation avec les éléments majeurs.

Par rapport aux sédiments océaniques, les concentrations en éléments traces de la fraction  $< 2 \mu m$  sont du même ordre de grandeur que le sédiment total. Cependant, dans les niveaux argileux, des enrichissements en V, Rb, Y, Zr, Nb, TR légères, Hf, Ta et Th se produisent par rapport au sédiment total dans les niveaux noirs (carottes MD 90-947, MD 90-944 et MD 90-943), à la base de la carotte MD 90-944 et dans les niveaux illitiques de la carotte MD 90-943. Ces éléments sont donc étroitement liés aux niveaux les plus détritiques, smectitiques noirs ou illitiques : il s'agit comme nous le verrons d'éléments hérités.

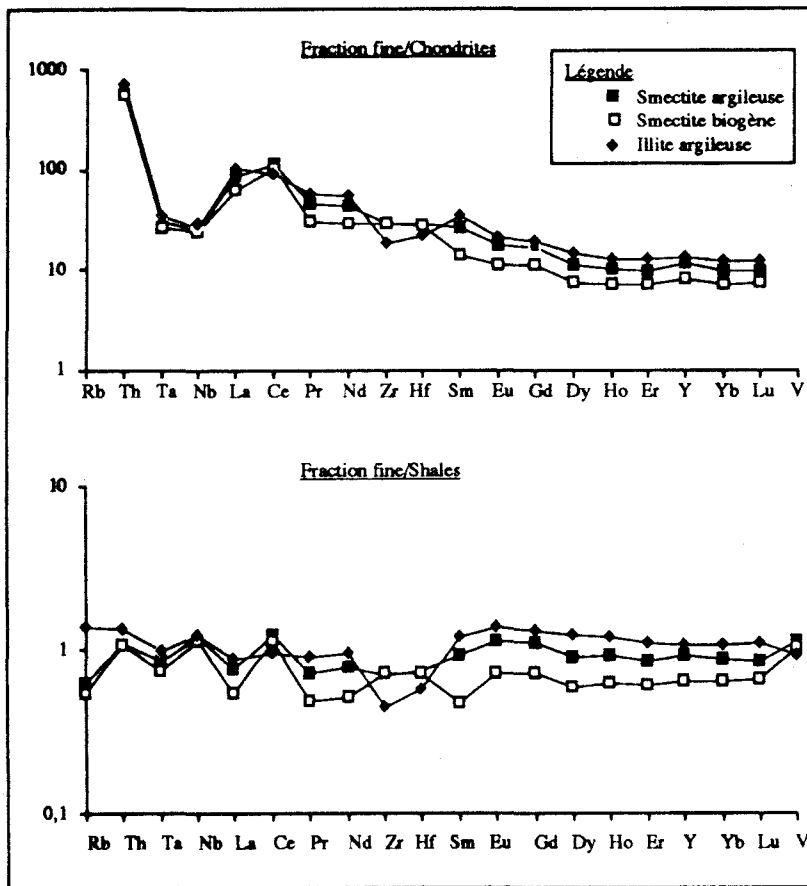


Figure 39. Diagrammes des TR étendus (Bougault, 1980) de la fraction fine d'un niveau smectitique argileux (4.1) ou biogène (4.2) et d'un niveau illitique argileux (4.12) :

- normalisés aux chondrites (Bougault, 1980);
- normalisés aux shales (Haskin *et al.*, 1968).

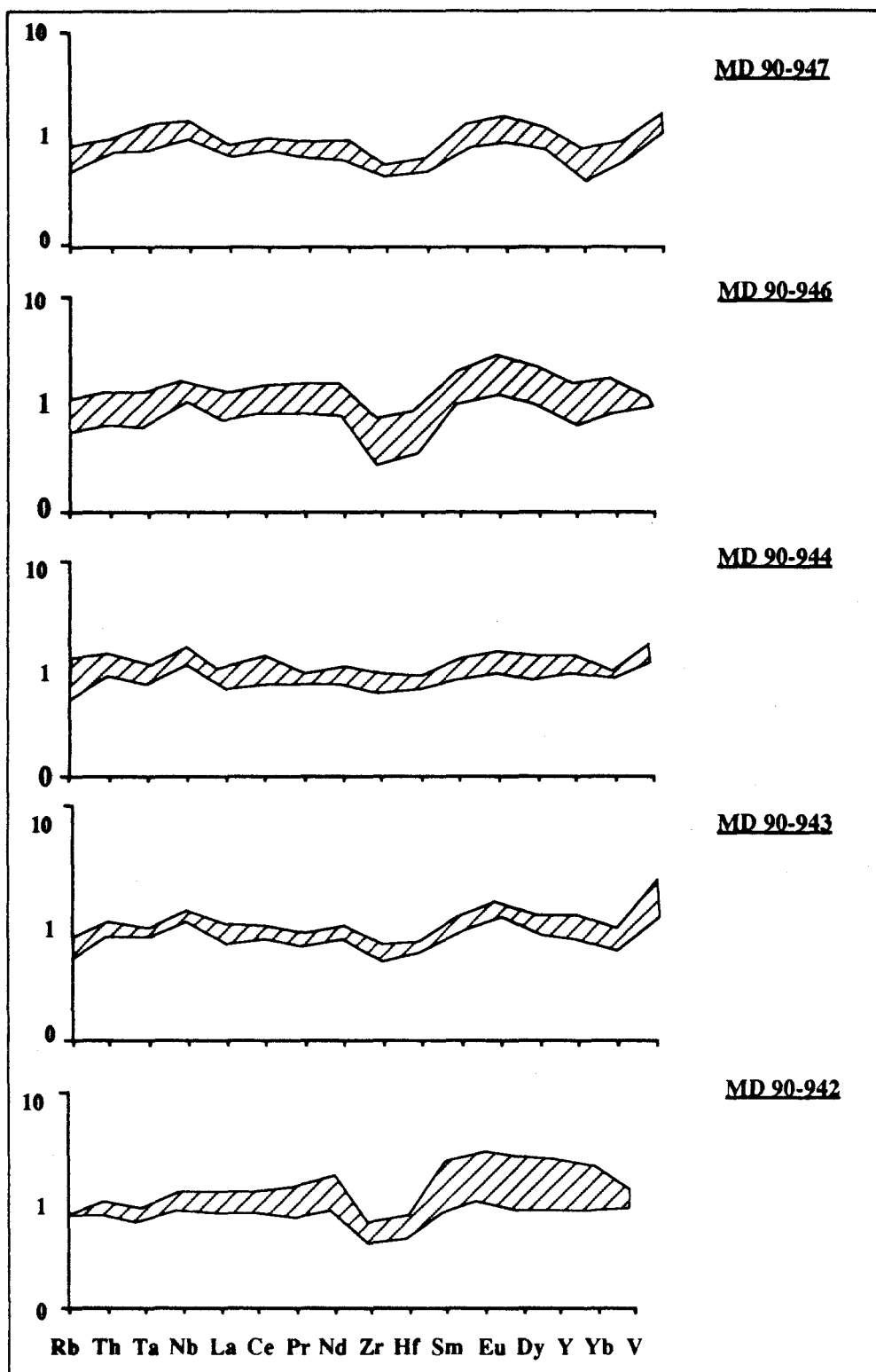


Figure 40. Spectres des TR étendus, normalisés par rapport aux shales, de la fraction fine des sédiments argileux des carottes SHIVA MD 90-947 à MD 90-942.

La fraction fine normalisée aux chondrites (a, fig.39) ou aux shales (b, fig.39) offre la même distribution des éléments traces que le sédiment total. Les spectres des niveaux argileux, smectitiques d'une part et illitiques d'autre part, sont identiques avec un enrichissement en Th dans les niveaux à illites. Ils sont uniformes pour l'ensemble des sites étudiés : la figure 40 présente la gamme de variations des spectres pour les différentes carottes (MD 90-947 à MD 90-942). Ils se caractérisent par :

- un fractionnement entre les TR légères et les TR lourdes ( $8 < La_N/Yb_N^{(1)} < 14$ ) ;
- des anomalies négatives en Zr-Hf ;
- l'absence d'anomalie positive en Ce significative dans le sédiment total ( $0,98 < Ce/Ce^* < 1,11$  - Annexe V.9) comme dans la fraction fine ( $0,81 < Ce/Ce^* < 1,21$ , exceptionnellement 1,68 - Annexes V.3 à 8).

Les spectres des niveaux biogènes présentent également le même fractionnement TR légères / TR lourdes mais se distinguent des niveaux précédents par :

- un appauvrissement de toutes les TR (Ce excepté) ;
- un enrichissement en Zr et en Hf et donc une anomalie négative réduite ;
- une anomalie positive en Ce d'amplitude variable, plus faible dans le sédiment total ( $1,03 < Ce/Ce^* < 1,72$  - Annexe V.9) que dans la fraction fine ( $0,9 < Ce/Ce^* < 3,31$  - Annexe V.3 à 8).

Le Ce présente donc un comportement antagoniste par rapport aux autres TR que nous allons étudier (fig.41). Comme le spectre théorique<sup>(2)</sup> des TR des phases résiduelles (fig.41) biogène et silteuse est plat et dépourvu d'anomalie en Ce (moyenne 1.06), **l'anomalie positive dans les échantillons SHIVA est entièrement liée aux argiles**. Peu développée dans les sites nord (0.8 à 1.2 dans les sites MD 90-947 et MD 90-946) à facies détritique, l'anomalie en Ce devient franchement positive dans les sites sud, s'accroissant jusqu'à 3,3 dans la carotte MD 81-375 (Annexe V.3 à 8). L'anomalie se développe dans la fraction fine de niveaux : biogènes ; prélevés dans le faciès oxydé, simultanément (MD 90-944 et MD 90-943) ou postérieurement à l'établissement de la limite oxydo-réductrice (MD 90-942) ; riches en Ba et en Sr (fig.43). Par contre, il n'y a pas de relation significative entre le pourcentages de MnO ou de Fe<sub>total</sub> et l'amplitude de l'anomalie en Ce (fig.43). Les concentrations en Sr, Ba, Pb et Th (fig.44) évoluent linéairement avec l'anomalie en Ce lorsqu'elles sont normalisées à une terre rare, le Nd par exemple. De plus, les rapports Zr/Nd, Hf/Nd, Ta/Nd ou Nb/Nd varient de manière aléatoire tant qu'il n'y a pas d'anomalie en Ce ( $Ce/Ce^* = 1$ ) mais évoluent corrélativement dès que l'anomalie se développe ( $Ce/Ce^* < 1$ ). Quant au rapport Rb/Nd, il décroît légèrement ou reste invariant lorsque  $Ce/Ce^*$  augmente. Enfin, l'anomalie en Ce de la fraction fine, comme celle du sédiment total, diminue avec la profondeur et s'annule dans toutes les carottes à partir d'une profondeur limite comprise entre 20 et 30 m (fig.42).

(1)  $La_N/Yb_N$  correspond au rapport des concentrations en La et en Yb mesurées, préalablement normalisées aux valeurs chondritiques ( $La = 0,367$  ;  $Yb = 0,248$  - Taylor & Mc Lennan, 1985).

(2) Le spectre résiduel théorique est obtenu en calculant la concentration de chacune des TR dans la phase résiduelle selon la relation : (concentration) résiduelle = [concentration<sub>sédiment total</sub> - (concentration<sub>fraction fine</sub> x % fraction fine) / (1 - % fraction fine).

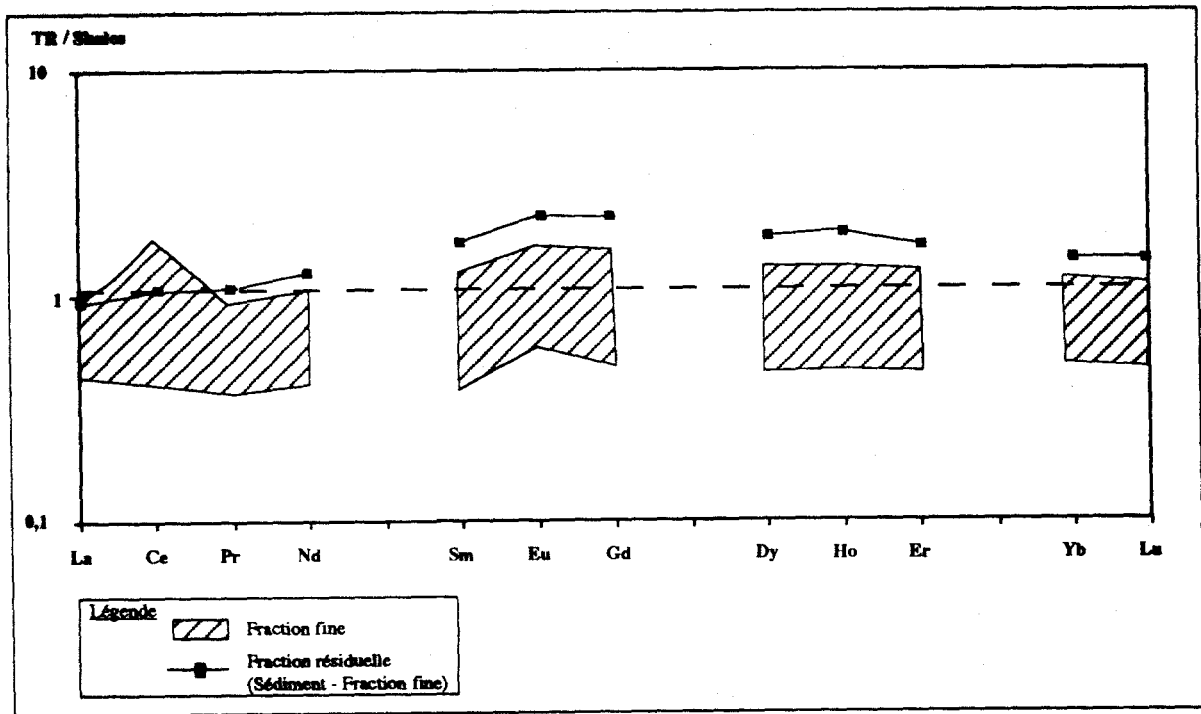


Figure 41. Spectre des TR, normalisées aux shales, de la fraction fine des échantillons biogènes : gamme de variation montrant la présence ou non d'une anomalie positive en Ce. Les spectres sont comparés au spectre théorique moyen des phases résiduelles biogène et silteuse. Le spectre résiduel, obtenu en soustrayant aux concentrations en TR du sédiment total les concentrations de la fraction fine, ne comporte pas d'anomalie en Ce. L'anomalie est donc entièrement liée à la fraction fine.

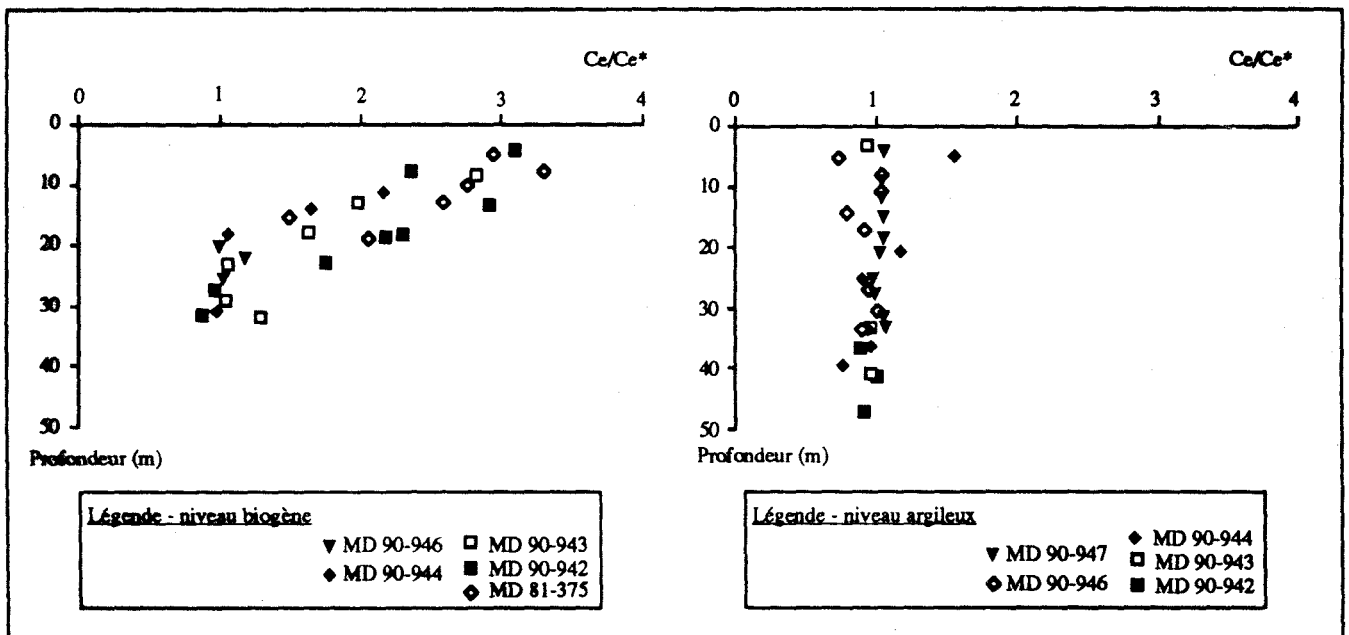


Figure 42. Evolution de l'amplitude de l'anomalie positive en Ce en fonction de la profondeur. Dans la fraction fine des niveaux argileux, les anomalies sont rares et s'annulent dès 20 m. Dans la fraction fine des niveaux biogènes, l'anomalie diminue régulièrement au fur et à mesure que la profondeur augmente et disparaît entre 20 et 30 m selon les sites.

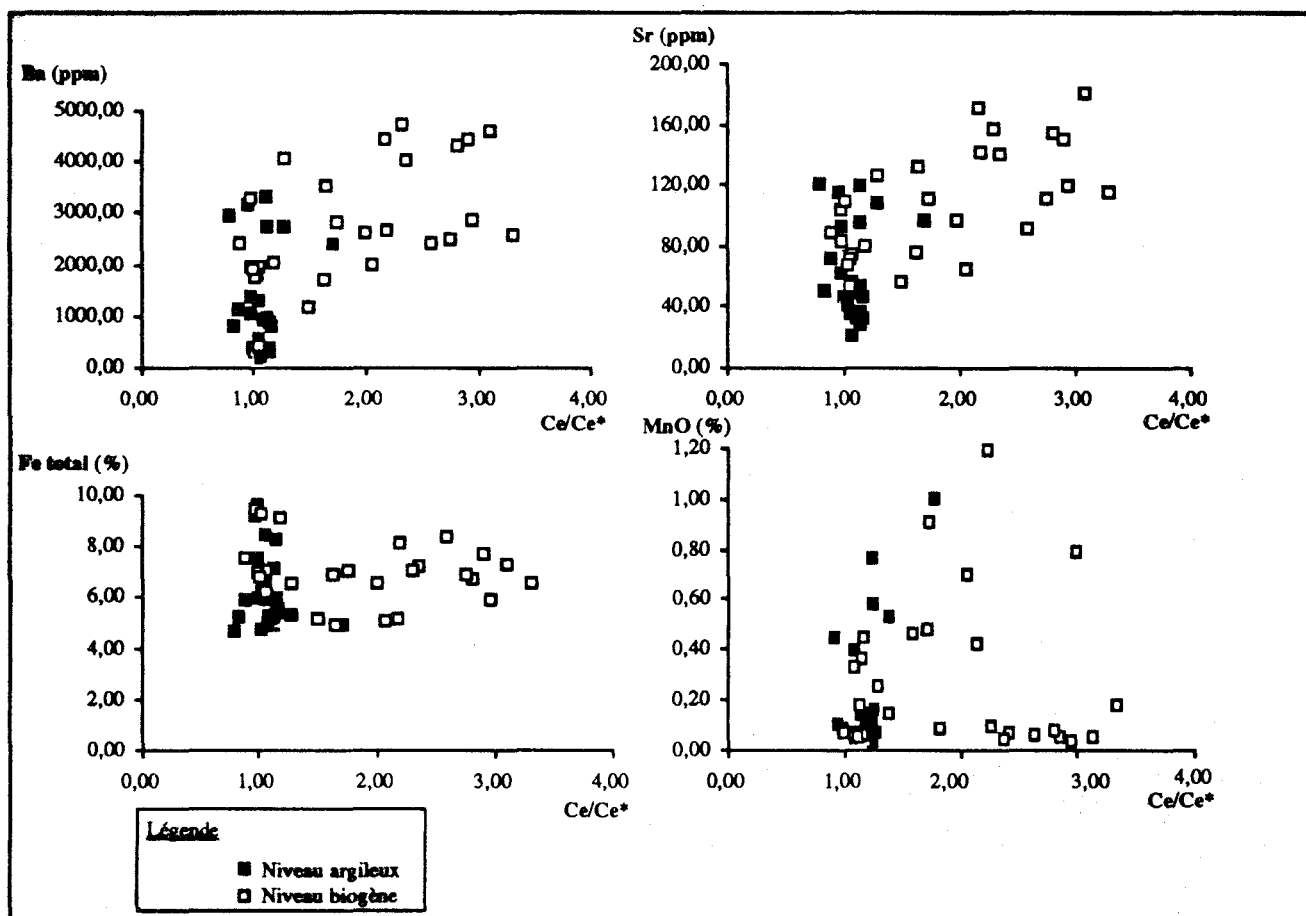


Figure 43. Relation entre l'anomalie du Ce et les concentrations en Sr, Ba, Nd ou Pb.

## 2. Discussion et Interprétation

### a. Origine détritique

La distribution relative de ce premier groupe d'éléments (V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th) dans les sédiments argileux du Bassin Indien Central reflète essentiellement une origine détritique. De nombreuses observations confirment cette hypothèse.

Dans les spectres normalisés aux chondrites, les spectres des illites (minéraux primaires) sont identiques à ceux des smectites (minéraux d'altération) ; les rapports  $La_N/Yb_N$  compris entre 8 et 14 correspondent aux rapports des roches sédimentaires et de la croûte (10 à 15 - Taylor et Mc Lennan, 1985). L'anomalie négative en Nb-Ta est également caractéristique des roches crustales (Taylor et Mc Lennan, 1985).

Dans les spectres normalisés aux shales, les traces sont peu fractionnées ; le spectre est conforme à celui des matières en suspension fluviales (Martin et Whitefield, 1983) ; la légère anomalie positive en Eu est typique des roches crustales (Taylor et Mc Lennan, 1985).

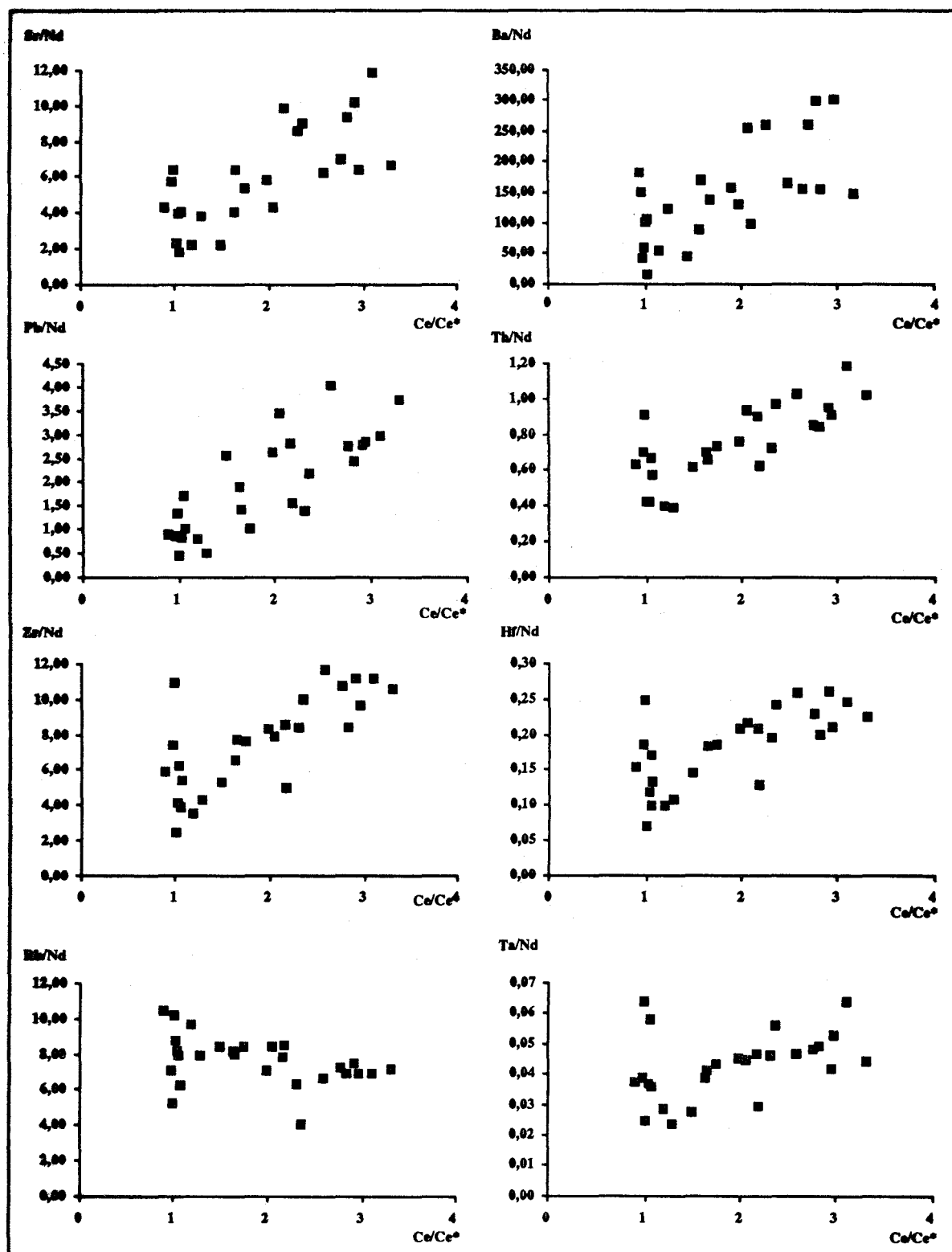


Figure 44. Evolution des rapports Rb/Nd, Sr/Nd, Zr/Nd, Ba/Nd, Hf/Nd, Ta/Nd, Pb/Nd et Th/Nd en fonction de la valeur de l'anomalie du Ce ( $Ce/Ce^*$ ).

## b. Phénomènes secondaires

Dans les spectres de la fraction fine normalisée aux shales, les anomalies négatives en Zr-Hf surtout marquées dans les niveaux argileux, ainsi que l'appauvrissement en TR et Y et l'enrichissement en V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th, les anomalies positives en Ce spécifiques aux sédiments biogènes suggèrent l'influence de phénomènes secondaires. Remarquons que le comportement différent de ces deux ensembles d'éléments pourrait refléter leur localisation dans les argiles. En effet, dans les sédiments, V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th s'associent principalement aux argiles (Pachadzhinov, 1963; Pushkina, 1974; Sawlan et Murray, 1983; Paterson *et al.*, 1986) dans lesquelles ils substituent des éléments majeurs :

- au niveau du tétraèdre, Nb<sup>5+</sup> et V<sup>5+</sup> remplacent Al<sup>3+</sup> (Güven, 1988; Pushkina, 1974) ;
- au niveau de l'octaèdre, Ta<sup>5+</sup>, Nb<sup>5+</sup>, V<sup>5+</sup>, Zr<sup>4+</sup> ou Hf<sup>4+</sup> se substituent à Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup> ou Ti<sup>4+</sup> (Nicholls et Loring, 1962; Ataman et Lucas, 1968; Shannon, 1976; Güven, 1988) ;
- au niveau de l'interfoliaire, Th<sup>4+</sup> pourrait remplacer Ca<sup>2+</sup>, vu leur rayons ioniques proches (Shannon, 1976), Rb<sup>+</sup> substitue K<sup>+</sup> (Thiry et Trauth, 1976).

Par contre, le rayon ionique des TR ne leur permet pas d'occuper un site tétraédrique ou octaédrique (Clauer, 1976) : les argiles adsorbent des TR (Roaldset, 1973; Elderfield *et al.*, 1990) ou les incorporent en position interfoliaire (Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renault, 1982). Elles sont donc moins bien fixées.

### L'anomalie négative en Zr-Hf

L'anomalie en Zr-Hf, mentionnée par Patchett *et al* (1984) dans un seul échantillon, caractérise les argiles pélagiques et les boues carbonatées (Bienvenu, 1989). Vu son absence dans les sédiments terrigènes, elle résulterait selon Bienvenu (1989) de processus authigéniques qui prennent place dans le milieu marin. Comme c'est le cas pour l'anomalie négative en Ce (Piper, 1974; Elderfield *et al.*, 1981), ce fractionnement reflèterait selon lui la distribution relative de ces éléments dans l'eau de mer. Le manque de données ne permet pas de vérifier cette hypothèse. Quoiqu'il en soit, dans nos échantillons, l'anomalie caractérise plutôt les argiles des niveaux détritiques. Cette observation ne s'accorde pas avec l'hypothèse de Bienvenu (1989).

### Phase(s) porteuse(s) des TR dans les niveaux biogènes

Les fortes teneurs des phases silteuses ne peuvent être imputées à la seule phase biogène : la somme des TR des tests siliceux est négligeable, de l'ordre de 10 ppm (Piper, 1974; Elderfield, 1981). L'apport de TR dans un sédiment se produit lors de l'altération continentale par incorporation directe de particules détritiques, par exemple des argiles, avec un spectre hérité de la roche-mère ; ensuite par adsorption à partir de l'eau de mer. (Murray *et al.*, 1990 ; 1991). L'adsorption est influencée par le temps d'exposition du sédiment à l'eau de mer, contrôlé par la vitesse d'enfouissement (Bonnot-Courtois, 1981; Murray *et al.*, 1990; 1991).

Dans les sédiments pélagiques, les TR peuvent se concentrer dans des micronodules ou enduits d'oxydes, l'apatite, la barytine, les zéolites (Piper, 1974; Cullers *et al.*, 1979; Tlig, 1982; De Baar *et al.*, 1985; Prudencio *et al.*, 1989). Dans le Bassin Indien Central, Tlig (1982) observe que les fractions grossières (20 et 35  $\mu\text{m}$ ) ont des teneurs en TR et en Hf, Zr, Ta et Th plus fortes que les fractions fines. Il explique cet enrichissement par la présence de verres volcaniques, feldspaths et minéraux lourds. Récemment, Nath *et al.* (1992) attribuent l'importance des TR dans les sédiments siliceux du Bassin Indien Central aux argiles authigènes et à leur adsorption sur les oxydes de Fe-Mn. Discutons ces différentes hypothèses.

Dans les échantillons SHIVA, les verres volcaniques sont rares, les feldspaths peu abondants. Les zéolites et les apatites n'ont pas été observées. En outre, l'absence de fractionnement entre la fraction fine et le sédiment total dans les niveaux argileux rend improbable un rôle important des phases accessoires telles que les minéraux lourds. Par contre, l'observation macroscopique et/ou microscopique des carottes SHIVA révèle la présence de micronodules, d'oxydes de Mn (cf chapitre IV) et de barytines (cf plus loin). **Ainsi, dans les sédiments du Bassin Indien Central, seuls les micronodules, les barytines et peut-être les argiles authigènes sont susceptibles de contenir les TR.**

De plus, les faibles teneurs mesurées en Zr, Nb, Hf, Ta par rapport aux TR sont également compatibles avec la présence de phases authigènes. Deux hypothèses permettent d'expliquer l'origine de ce fractionnement.

1) Soit il résulte d'une plus grande affinité des TR pour le minéral authigène, les barytines par exemple (Piper, 1974), par rapport aux éléments tels que Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th.

2) Soit il reflète directement la signature de l'eau de mer. En effet, Bienvenu (1989) observe ce type de fractionnement dans des oxyhydroxydes. Son explication est la suivante. Lors de processus d'altération variés (continentale, interaction eau de mer-basalte, hydrothermalisme), les éléments TR et Y sont évacués en solution tandis que les éléments Zr, Nb, Hf, Ta et Th restent associés aux produits d'altération (Cramer et Nesbitt, 1983; Middelburg *et al.*, 1988; Bienvenu, 1989). Ainsi, le stock de TR disponibles dans l'eau de mer pour la formation des minéraux authigènes serait plus important que celui des éléments comme Zr, Hf, Nb, Ta (Bienvenu, 1989). Le manque de données ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

#### L'anomalie positive en Ce

En milieu sédimentaire, Ce se différencie des autres TR car il est susceptible de présenter une forme oxydée ( $\text{Ce}^{4+}$ ) et une forme réduite ( $\text{Ce}^{3+}$ ). L'oxydation du  $\text{Ce}^{3+}$  en  $\text{Ce}^{4+}$  conduit au développement d'une anomalie négative (Ce est appauvri par rapport aux éléments voisins, La et Pr) ou positive (Ce est enrichi par rapport aux TR voisines) selon les possibilités de piégeage du  $\text{Ce}^{4+}$  insoluble, à l'extérieur ou au sein du sédiment (Goldberg *et al.*, 1963; Piper, 1974).

Dans la fraction fine des sédiments, les anomalies positives en Ce, rarement rencontrées, sont généralement interprétées par des néogènes argileuses issues de l'altération de matériel volcanique (Desprairies et Bonnot-



Courtois, 1980; Tlig et Steinberg, 1982; Sholkovitz et Schneider, 1991) ou la présence d'enduits d'oxydes de Mn sur les argiles (Addy, 1979). On peut aussi envisager le rôle de l'adsorption préférentielle du Ce marin par les argiles lors de l'interaction avec l'eau de mer (à l'interface ou dans le sédiment) au cours de la diagenèse précoce suite à la migration du front oxydo-réducteur lors de l'enfouissement.

L'hypothèse de l'altération volcanique doit être envisagée puisque Kolla *et al.* (1976) suggèrent que de nombreuses smectites du Bassin Indien Central sont d'origine volcanique. Dans les échantillons SHIVA, deux arguments infirment cette hypothèse :

- 1) les smectites sont de types beidellites aluminoferrifères et non de types nontronites volcanogènes comme les minéraux étudiés par Bonnot-Courtois (1981) ;
- 2) les roches volcaniques les plus proches, susceptibles de servir de sources de smectites d'altération, sont les basaltes tholéiitiques de la Ride du 90° E. Tous les spectres des smectites des sites SHIVA sont homogènes avec un fractionnement significatif entre les TR lourdes et les TR légères ( $8 < La_N/Yb_N < 14$ ) tandis que les tholéïtes sont peu fractionnées par rapport aux chondrites ou appauvries en TR légères ( $La_N/Yb_N = 0,8$  - Gast, 1968).

L'hypothèse d'un piégage du Ce par les enduits d'oxydes, recouvrant les particules argileuses et identifiés dans les échantillons étudiés, n'est pas confortée par une relation entre les concentrations en Ce (ou l'anomalie en Ce) et les pourcentages de MnO ou de Fe<sub>total</sub>.

L'adsorption du Ce par les particules argileuses s'accorde avec l'anomalie positive spécifique de la fraction fine. Les relations entre l'anomalie en Ce et les concentrations en Ba et l'amplitude croissante de l'anomalie en Ce vers le sud suggèrent que la productivité des eaux sus-jacentes influent sur le développement de cette anomalie. En effet, d'une part le barium est un indicateur de la paléoprodutivité du milieu (Dymond *et al.*, 1992), d'autre part les sites sud se rapprochent de la divergence équatoriale (Caulet, 1992; Leclaire, 1979). On peut supposer que le contrôle par la productivité se manifeste indirectement par une sédimentation à caractère de plus en plus lent vers le sud. Ceci permet un contact de durée de plus en plus prolongée entre l'eau de mer et le sédiment, donc des phénomènes d'adsorption de plus en plus prononcés, aboutissant à des anomalies en Ce de plus en plus importantes. Cependant, cette hypothèse est en désaccord avec les données de German et Elderfield (1990) qui suggèrent que l'anomalie en Ce ne se développe qu'en milieu interstitiel et non à l'interface eau-sédiment.

Enfin, la diminution de l'anomalie en Ce en fonction de la profondeur dans les carottes peut résulter d'un changement de potentiel oxydo-réducteur. Le développement de conditions réductrices dans le sédiment au cours de la diagenèse serait responsable de la réduction du Ce<sup>4+</sup> en Ce<sup>3+</sup> qui passe de la phase solide vers la solution interstitielle. Le sédiment perdrait alors son anomalie positive en Ce. Le Ce libéré pourrait diffuser vers le haut et se concentrer dans les sédiments oxydés surincombants à l'instar de Fe<sup>2+</sup> et Mn<sup>2+</sup> (Michard, 1971). Une exception apparaît dans la carotte MD 90-942 où l'anomalie disparaît vers 20-25 m c'est-à-dire à une profondeur inférieure à la limite oxydo-réductrice située entre 30 et 36 m. Rappelons toutefois que l'établissement de la limite oxydo-réductrice se base sur une observation macroscopique : la première apparition de la pyrite (cf chapitre IV). Il est plausible que

ce critère ne coïncide pas exactement avec le changement de potentiel oxydo-réducteur.

### **3. Résumé du comportement des éléments V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th**

Dans les niveaux argileux, il n'y a pas de fractionnement de ces éléments entre la fraction fine et le sédiment total. Les diagrammes de normalisation prouvent leur origine détritique.

Par contre, dans les niveaux biogènes, les fractionnements observés entre la fraction fine et le sédiment total suggèrent l'influence de modifications diagénétiques. Les argiles sont toujours héritées mais acquièrent, par adsorption (diagenèse précoce) une anomalie positive en Ce. Nous interprétons le fractionnement entre les TR et les autres éléments de ce groupe (V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th) par la formation et l'incorporation dans le sédiment total d'une phase authigène (oxyde ou barytine). Le fractionnement est directement hérité de l'eau de mer ou reflète l'affinité différentielle des deux ensembles d'éléments pour le minéral hôte (barytine et/ou oxydes).

## **C. Sr, Ba, Pb et U**

### **1. Description**

Parmi les traces analysées, Ba montre les variations de concentrations les plus importantes : de 100 à 5 000 ppm. Ces teneurs, nettement supérieures à celles des shales (600 ppm - Taylor et Mc Lennan, 1985) s'observent également dans la fraction fine de boues siliceuses du Bassin Indien Central (Tlig, 1982).

Dans les niveaux argileux du Bassin Indien Central, Ba se concentre plutôt dans le sédiment total. Les faibles teneurs de la fraction fine évoluent linéairement avec celles en TR (fig.45). De plus, Ba, Sr et Pb varient corrélativement deux à deux (fig.45). Par contre, dans les niveaux biogènes, Ba se répartit équitablement entre les argiles et le sédiment ; les teneurs sont plus élevées et varient de manière aléatoire vis-à-vis du Pb ou des TR mais sont associées aux concentrations en Ce et en Sr (fig. 45).

Les teneurs en Sr, comprises entre 20 et 180 ppm dans la fraction fine, varient avec les concentrations en TR ou en Pb uniquement dans les niveaux argileux (fig.46). Elles augmentent dans le sédiment total et sont moins fluctuantes (variation d'un facteur 3). Les teneurs en Pb, généralement proches de celles des shales (20 ppm - Taylor et Mc Lennan, 1985), augmentent dans des niveaux illitiques (Annexe V.7 - l'échantillon 2.14 contient 114 ppm de Pb). Leurs fluctuations atteignent un facteur 3 dans le sédiment total et jusqu'à 10 dans les argiles. Aucune relation ne se dégage entre les concentrations en Pb et les pourcentages de MnO ou de Fe<sub>total</sub>.

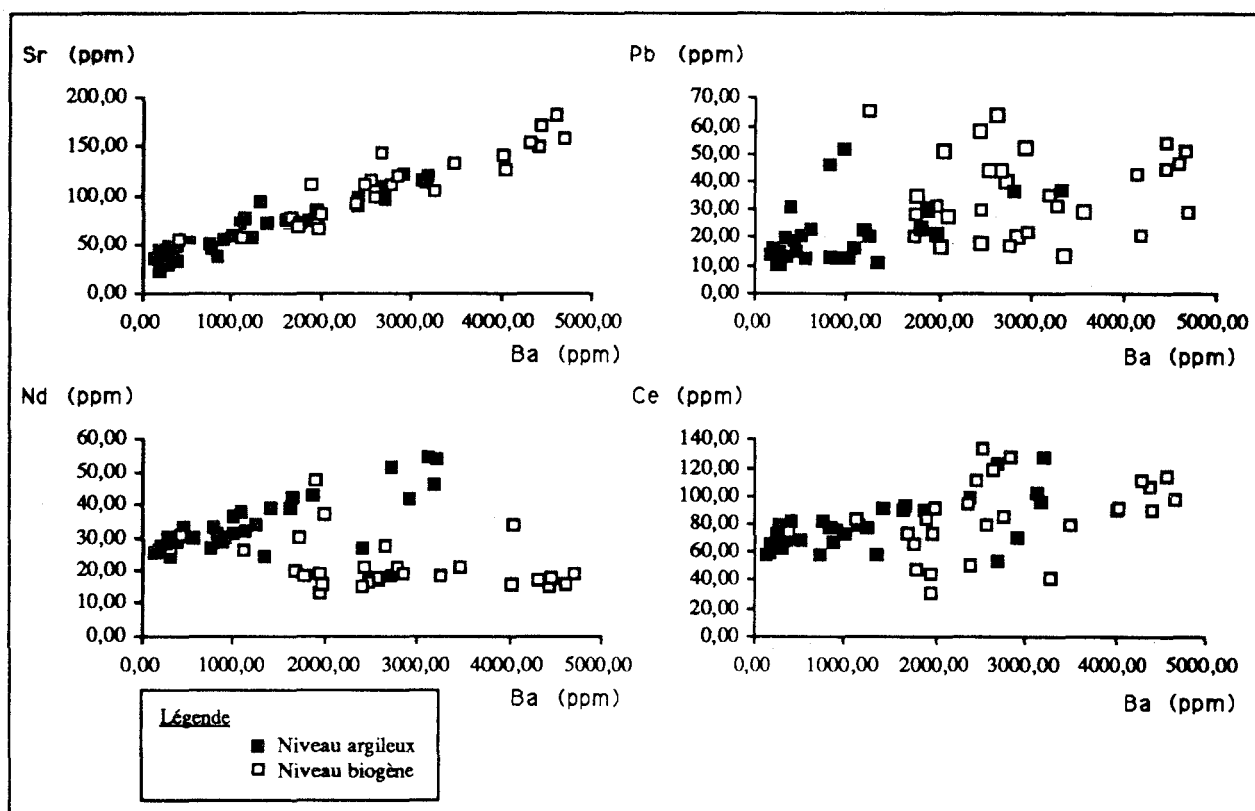


Figure 45. Relation entre les concentrations en Ba et celles en Sr, Pb et TR (exemple du Nd et du Ce) dans les niveaux biogènes et argileux.

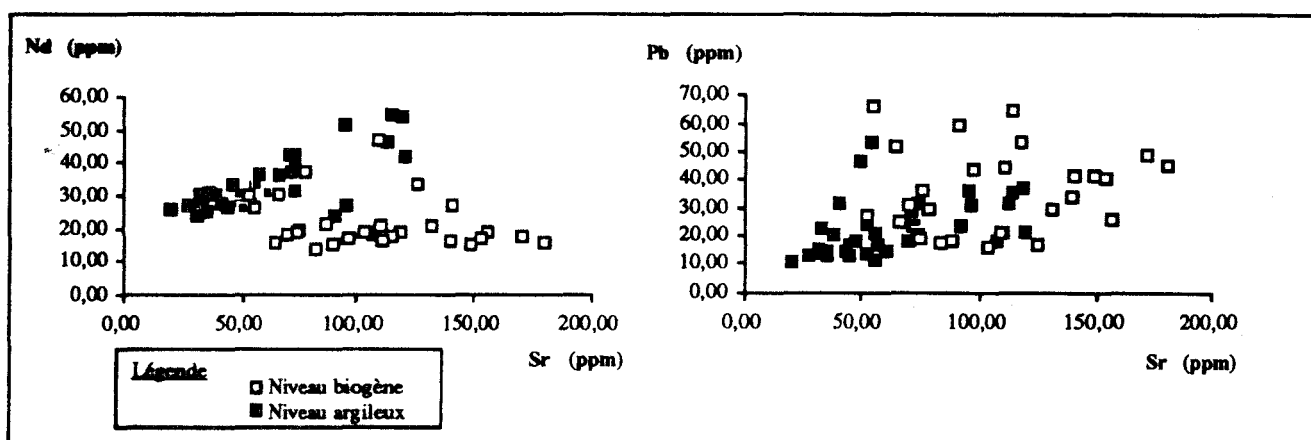


Figure 46. Relation entre les concentrations en Sr et celles en Pb et en Nd.

Dans les sédiments du Bassin Indien Central, des observations à la microsonde mettent en évidence de cristaux de barytine. Il s'agit de particules longues de quelques microns (1 à 5  $\mu\text{m}$ ), de formes variées, ellipsoïdales, sphériques ou automorphes. Dans le sédiment argileux 2.8, les barytines présentent fréquemment une forme cristalline. Ces minéraux sont nombreux : on en a dénombré une vingtaine sur une surface de 300  $\mu\text{m}^2$ . Dans le spectre en dispersion d'énergie, l'identification d'un pic de Sr associé aux pics de Ba et de S n'est pas sûre. Dans le sédiment biogène 2.1, les cristaux micrométriques de  $\text{BaSO}_4$ , généralement ellipsoïdaux, s'associent aux nombreux fragments siliceux présents ou s'intègrent dans les tests. Par contre, dans la fraction fine du même échantillon, les cristaux de barytine sont rares (4 identifiés) et ne peuvent expliquer l'enrichissement en Ba de la fraction  $< 2 \mu\text{m}$ .

Variante de 1 à 4 ppm, les teneurs en U sont comparables à celles des shales (3 ppm - Taylor et Mc Lennan, 1985) et similaires à celles de la fraction fine de sédiments du Bassin Indien Central (Tlig, 1982). Elles atteignent 10 ppm dans les niveaux lithologiques gris foncés à noirs (échantillons 7.1, 7.3, 7.4, 7.5, 7.9, 6.10, 4.4, 3.1, 3.8). L'étude de la carotte MD 90-943 a montré que les niveaux noirs étaient enrichis en matière organique continentale (carbone organique total  $> 1 \%$  - Bout-Roumazeilles, 1991). Les fluctuations de l'U ne sont donc pas liées aux argiles mais à la précipitation de sa forme réduite par la présence variable de la matière organique (Borovec, 1981).

## 2. Discussion et interprétation

### a. L'héritage

**Dans les niveaux argileux, le lien entre le Ba et les TR suggère qu'une partie au moins du Ba est détritique.** Tlig (1982) suggère le rôle des feldspaths qui peuvent contenir jusqu'à 2 % de Ba (Vlasov, 1966). En effet, la distribution des concentrations en Ba en fonction des classes granulométriques suit celle des proportions en feldspaths des différentes fractions mais ceci implique des proportions trop élevées de feldspaths. De même, le lien Sr-TR et en particulier Sr-Nd reflète la présence de Sr hérité. Le Pb suit les illites.

### b. Activité biologique et processus diagénétiques

**Une influence diagénétique précoce est suggérée par :**

- 1) la présence de barytine dans les sédiments argileux et biogènes ;
- 2) l'évolution de certains rapports tel le rapport Sr/Nd en fonction de l'anomalie en Ce.

1) Les corrélations Ba-Sr parfois associées à celle du Pb sont interprétées comme un indicateur de sulfates cryptocristallins (Ataman et Lucas, 1968; Toyoda et Masuda, 1990). En effet, les sédiments des zones de haute productivité biologique s'enrichissent en Ba (Gansser, 1966; Sawlan et Murray, 1983), probablement sous forme de barytine (Dymond *et al.*, 1992; Goldberg et Arrhenius, 1958). Trois hypothèses de transfert du Ba de la phase dissoute vers les phases minérales sont envisagées (Bishop, 1988) : la précipitation directe de  $\text{BaSO}_4$  par les

organismes planctoniques ; l'incorporation du Ba dans les tests planctoniques siliceux ; la précipitation inorganique dans un microenvironnement où se produit une décomposition de matière organique (Dehairs *et al.*, 1980). Ainsi, dans les échantillons SHIVA, la dernière hypothèse semble la plus plausible. La dégradation de la matière organique sulfurée dans l'environnement de dépôt favorise la précipitation diagénétique des sulfates (Toyoda et Masuda, 1990) ; les débris de tests siliceux catalysant la réaction (Bishop, 1988). Malgré sa taille, la barytine se concentre dans le sédiment total : lors du prélèvement de la fraction fine, sa densité élevée accélère la sédimentation des particules de BaSO<sub>4</sub>.

Dans les échantillons, l'existence de Sr dans les barytines est difficile à mettre en évidence. La distribution du Sr n'est que partiellement contrôlée par ces minéraux. En effet, l'appauvrissement plus important en Sr qu'en Ba et le fractionnement différent entre fraction fine et sédiment total suggèrent la présence d'une autre phase porteuse de Sr, de la célestine par exemple. Ainsi, dans les niveaux biogènes, une incorporation du Sr dans les tests est possible à partir des eaux de surface (Bruland, 1983) : les tests de radiolaires (Acanthaires) peuvent contenir de la célestine SrSO<sub>4</sub> (Odum, 1951). La zone de haute productivité organique marquée par l'importante fraction biogène siliceuse des carottes MD 90-944 à MD 81-375 est favorable à un tel piégeage.

Malgré un fractionnement différent entre la fraction fine et le sédiment total selon la lithologie (fig.37), **la relation linéaire entre les concentrations en Ba et en Sr (fig.45) s'explique par leur lien commun avec la zone de haute productivité.** En surface, la productivité organique favorise l'incorporation du Sr dans les tests planctoniques alors que Ba est utilisé par le plancton comme élément nutritif. A la mort du plancton, la décomposition de la matière organique libère le Ba, alors que le Sr reste dans la partie minérale et se concentre dans le sédiment total. Ba est soit précipité sous forme de sulfates, soit adsorbé à la surface des particules argileuses (Caillière *et al.*, 1982a; Mosser, 1979) ou dans l'interfoliaire (Burt, 1988). La seconde hypothèse est confortée par :

- l'enrichissement de la fraction fine par rapport au sédiment total ;
- l'affaiblissement de la concentration en Ba des illites, argiles à capacité d'échange faible ;
- la faible proportion de barytine dans la fraction fine.

2) L'augmentation des rapports Sr/Nd, Ba/Nd, Pb/Nd, Th/Nd en fonction du développement de l'anomalie positive en Ce (fig.44) suggère que les argiles s'enrichissent en Sr, Ba, Pb, Th au cours d'un processus diagénétique précoce. D'ailleurs, parmi ces éléments, Sr, Ba et Th participent aisément à des réactions d'adsorption (Nyffeler *et al.*, 1984).

L'enrichissement est simultané à un appauvrissement en TR dans la fraction fine des niveaux biogènes. De même, des éléments comme Zr, Hf, Nb et Ta subissent l'appauvrissement des TR, soit activement (les concentrations augmentent en valeurs absolues, ils participent aux phénomènes d'échanges), soit passivement (les concentrations s'élèvent relativement).

### 3. Résumé du comportement du Sr, du Ba et du Pb

En plus de leur composante héritée, les concentrations en Sr, Ba et Pb augmentent :

- dans le sédiment total, suite à la précipitation diagénétique de phases sulfatées ;
- dans la fraction fine, suite à des processus d'adsorption à partir de l'eau de mer.

La zone de haute productivité favorise ce dernier processus. En effet, la sédimentation pélagique lente allonge le temps d'exposition du sédiment à l'eau de mer et facilite les réactions d'échanges à l'interface eau/sédiment. De plus, l'activité biologique intense permet une importante incorporation de Sr, Ba et peut-être de Pb dans les organismes. Ces éléments seront partiellement libérés en profondeur suite à la dissolution des tests et/ou à la décomposition des parties organiques.

#### D. Co et Ni

Variables, les concentrations en Ni (10 à 200 ppm) et en Co (40 à 300 ppm) sont nettement supérieures à celles des shales (55 et 20 ppm respectivement, Taylor et Mc Lennan, 1985).

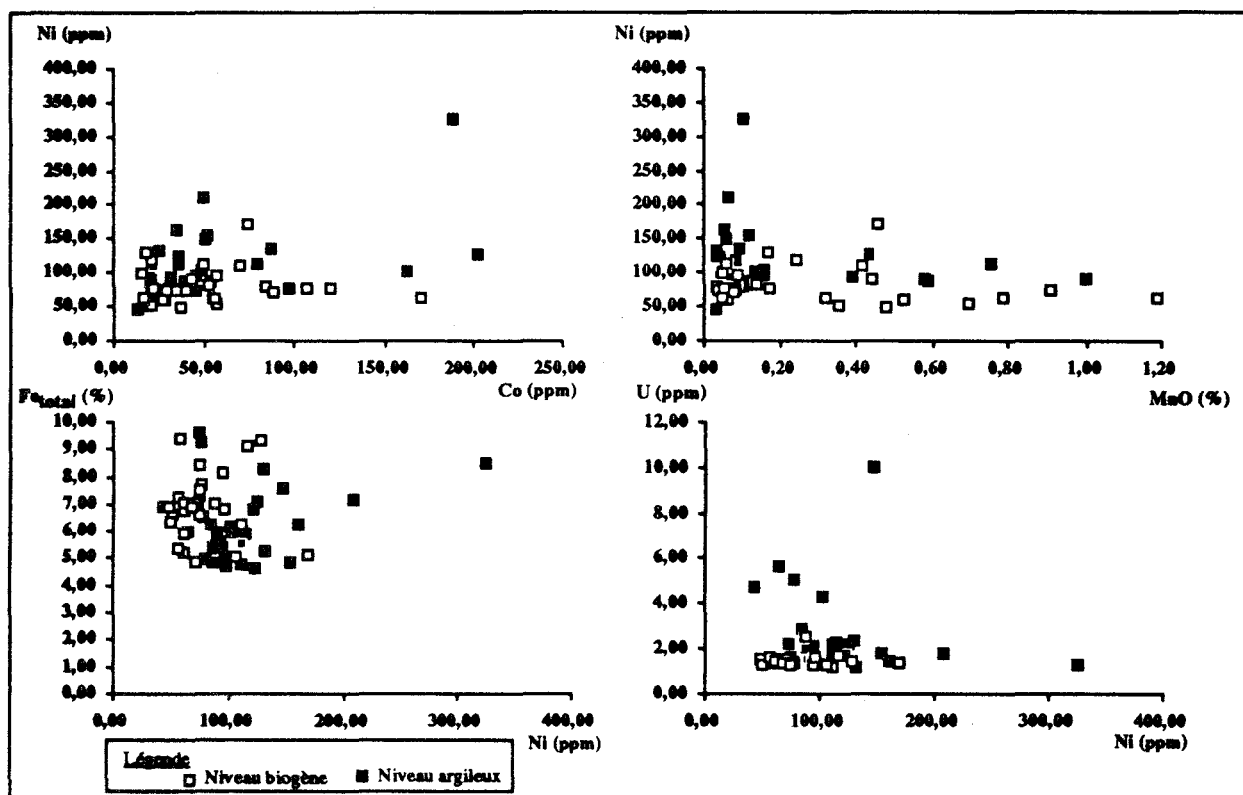


Figure 47. Relations entre les concentrations en Co, Ni, Fe<sub>total</sub>, Pb et U.

Ni et Co sont soit des marqueurs détritiques (Norman et De Deckker, 1990), associés aux argiles (Ataman et Lucas, 1968), soit des marqueurs authigéniques (Thompson *et al.* 1984; Toyoda et Masuda, 1990), associés aux oxydes et hydroxydes de Fe-Mn (Pushkina, 1974; Thiry et Trauth, 1976) ou aux sulfures (Nicholls et Loring, 1962; Paterson *et al.*, 1986; Sawlan et Murray, 1983). En particulier,  $\text{Co}^{2+}$  peut remplacer  $\text{Fe}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$  (Nicholls et Loring, 1962). Son adsorption sur les argiles est également possible car l'affinité des smectites pour le Co est plus importante que pour le Fe (Farrah *et al.*, 1980).

Dans le Bassin Indien Central, le Ni et le Co présentent un comportement variable selon les échantillons. Ils n'ont pas de relations communes et ne présentent, ni l'un ni l'autre, des liens avec les concentrations en MnO, Fe total ou U (fig.47). Ils ne sont donc pas associés systématiquement à des oxydes ou à de la matière organique. Cependant, des enrichissements se produisent dans le sédiment (échantillon 5.2 - Annexe V.8) ou dans le sédiment et la fraction fine (échantillons 5.5 cf Annexe V.8) dans des sédiments à nodules polymétalliques : ils seraient piégés par les oxydes du sédiment total et/ou par les enduits d'oxydes sur les particules argileuses. Tlig (1982) qui mesure des teneurs similaires dans les argiles du Bassin Indien Central, observe également des enrichissements dans le sédiment, surtout marqués en Ni, coïncidant avec l'existence de micronodules.

#### IV. CONCLUSION DE L'ANALYSE GÉOCHIMIQUE DE LA FRACTION FINE DES SÉDIMENTS DU BASSIN INDIEN CENTRAL

Le dosage des éléments majeurs de la fraction fine smectitique des sédiments du Bassin Indien Central met en évidence **une homogénéité de composition chimique**, tant stratigraphique (du Miocène supérieur au Pléistocène) que latitudinale (de 1 à 12° S). A l'échelle de l'analyse globale, les argiles sont alumino-ferrifères et identifiées comme des beidellites. Quelques mesures à la microsonde confirment ce résultat à l'échelle particulière.

Les éléments traces montrent des fluctuations de concentrations plus importantes. En particulier, **la répartition des éléments entre la fraction fine et le sédiment total varie selon la lithologie du dépôt.**

Dans les niveaux argileux, il y a peu de fractionnement entre la fraction fine et le sédiment total. Les spectres des TR étendus normalisés aux chondrites présentent un enrichissement en TR légères par rapport aux TR lourdes ( $8 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 14$ ) et des anomalies négatives en Nb-Ta et en Eu. Ces caractéristiques sont typiques des sédiments d'origine détritique. Parmi les éléments dosés, seuls le barium, le strontium et peut-être le plomb participent à des réactions diagénétiques (précipitation de sulfates).

**L'étude des teneurs et de la distribution en V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th dans la fraction fine des niveaux argileux sera utilisée ultérieurement (chapitre VII) pour définir la nature des régions sources de la sédimentation du Bassin Indien Central.**

Dans les niveaux biogènes, sont mis en évidence deux types de fractionnements géochimiques :

- l'un entre la fraction argileuse et le sédiment (appauvrissement en TR et Y, enrichissement en V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th) ;
- l'autre entre la fraction fine et les shales (anomalie positive en Ce, atténuation de l'anomalie négative en Zr-Hf).

Ces fractionnements sont imputables à des remobilisations diagénétiques pouvant se produire dès l'interface eau-sédiment (diagenèse précoce).

**L'utilisation de la géochimie des argiles dans les niveaux biogènes en termes de la détermination des sources nécessitera davantage de précautions.** Les rapports entre éléments d'un même groupe ayant un comportement similaire apporteront des informations complémentaires. Il s'agit de rapports entre :

- les TR (tel  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ ) ;
- V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th (tels  $\text{Th}/\text{Ta}$ ,  $\text{Ta}/\text{Hf}$ ,  $\text{Th}/\text{Hf}$ ) ;
- Ba, Sr et Pb.

Par contre, les rapports intergroupes permettront d'estimer l'importance des modifications diagénétiques ( $\text{Th}/\text{Nd}$ ,  $\text{Zr}/\text{Nd}$ ,  $\text{Ba}/\text{Nd}$ ,  $\text{Sr}/\text{Nd}$ ). La détermination des sources ainsi qu'un modèle d'évolution diagénétique seront présentés (chapitre VII) après avoir synthétisé les résultats isotopiques (chapitre VI).





**CHAPITRE VI - APPORT DE LA GEOCHIMIE DES  
ISOTOPES DU Sr ET DU Nd A LA DETERMINATION  
DES SOURCES DE MINERAUX ARGILEUX DU  
BASSIN INDIEN CENTRAL**

## CHAPITRE VI - APPORT DE LA GEOCHIMIE DES ISOTOPES DU Sr ET DU Nd A LA RECONNAISSANCE DES SOURCES DE MINÉRAUX ARGILEUX DU BASSIN INDIEN CENTRAL.

### I. INTRODUCTION

L'étude géochimique de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central suggère pour les argiles, en particulier les smectites, une origine détritique dominante mais aussi des redistributions diagénétiques des éléments traces. L'absence de gradient géochimique latitudinal dans la fraction fine des sédiments rend vaine en revanche la recherche, par ces paramètres, de sources septentrionales ou méridionales. Ces informations sont cependant essentielles pour comprendre et interpréter les fluctuations minéralogiques observées. L'utilisation des signatures isotopiques s'étant avérée antérieurement un recours efficace dans l'identification des sources (e.g. O'Nions *et al.*, 1983; Bouquillon *et al.*, 1990), nous allons tenter de caractériser les minéraux argileux par leur contenu en isotopes du strontium (Sr) et du néodyme (Nd). Ces éléments ont été choisis car ils sont tous deux marqueurs du matériel parental, tout en présentant une sensibilité différente aux processus sédimentaires. En particulier, l'étude géochimique a mis en évidence que Sr et Nd sont corrélés dans la fraction fine des niveaux argileux alors qu'ils sont découplés dans cette même fraction dans les niveaux biogènes (chapitre V). Cette observation illustre les influences conjuguées de plusieurs facteurs (temps de résidence, concentration dans l'eau de mer, minéraux hôtes) différents pour le Sr et le Nd. Pour une appréhension correcte de l'interprétation des résultats, il est bon de rappeler leur comportement à travers le cycle sédimentaire.

### II. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU Sr DANS LE CYCLE SÉDIMENTAIRE

#### A. Généralités

La composition isotopique du Sr varie avec la teneur en  $^{87}\text{Rb}$  qui se désintègre naturellement en  $^{87}\text{Sr}$ . La composition isotopique en Sr d'une roche à l'instant  $t$  se caractérise par un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  qui dépend de l'âge et de sa nature chimique exprimée par le rapport Rb/Sr (Faure, 1986). En laboratoire, on mesure le rapport actuel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$  ( $t = 0$ ). Ensuite, on calcule le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'échantillon à l'âge du dépôt ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ ). La concentration en Rb des roches magmatiques et sédimentaires varie de moins d'1 ppm (roches ultrabasiques et carbonates) à 170 ppm (roches granitiques). La concentration en Sr varie de quelques ppm (roches ultrabasiques) à 465 ppm dans les basaltes et atteint des valeurs très élevées dans les carbonates (> 2000 ppm) (Faure, 1986). Lors de la cristallisation fractionnée, le Sr se concentre dans les plagioclases, le Rb dans les phases encore liquides. Ainsi, le rapport Rb/Sr des roches augmente avec le degré de différenciation magmatique (Faure, 1986).

De nombreux auteurs (Dasch, 1969; Biscaye et Dasch, 1971; Mc Culloch et Wasserburg, 1978; O'Nions *et al.*, 1983) ont proposé d'utiliser le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de sédiments marins terrigènes comme signature de leur source car les processus sédimentaires (altération continentale, transport, sédimentation, diagenèse) affectent peu ce paramètre.

## B. Localisation de Sr dans les argiles

$\text{Rb}^+$  est un alcalin dont le rayon ionique (1,48 Å) est proche de celui du  $\text{K}^+$  (1,33 Å) auquel il se substitue dans les feldspaths potassiques et les phyllosilicates (Faure, 1986). Dans les argiles,  $\text{Rb}^+$  se situe en position interfoliaire (Thiry et Trauth, 1976) où son adsorption est favorisée par rapport à celle de  $\text{K}^+$  (Caillière *et al.*, 1982a).

$\text{Sr}^{2+}$  est un alcalino-terreux dont le rayon ionique (1,13 Å) est proche de celui de  $\text{Ca}^{2+}$  (0,99 Å) et du  $\text{K}^+$  (1,33 Å) (Faure, 1986). Dans les argiles,  $\text{Sr}^{2+}$  ne peut occuper que des sites interfoliaires (Clauer, 1976). En effet, sa coordinance VI ne lui permet pas d'occuper un site tétraédrique et, en position octaédrique, son rayon ionique important (1,22 Å) provoquerait des déformations de réseaux. Dans l'interfoliaire, le Sr radiogénique serait plus vulnérable que le Sr primaire et moins bien fixé suite peut-être au remplacement de cations monovalents  $\text{Rb}^+$  par des cations bivalents plus petits  $\text{Sr}^{2+}$  (Clauer, 1976).

## C. Altération continentale

### 1. Généralités

Lors de l'altération continentale, Sr est libéré en solution et suit le cycle géochimique de Ca. La composition isotopique en Sr de la roche altérée sera influencée par la solubilité des minéraux présents, porteurs de Sr ou de Rb (Faure, 1986). Les résultats obtenus sur des profils d'altération variés suggèrent que les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des roches totales anciennes ne sont que peu modifiés (Dasch, 1969).

### 2. Le cas de la Plaine Indo-Gangétique

Dans le Delta du Bengale (Leg 116 ODP), les rapports isotopiques en Sr des smectites varient. Ces minéraux se forment au niveau de la Plaine Indo-Gangétique à partir d'une source himalayenne constante (France-Lanord *et al.*, 1993b), chaque composition isotopique reflète des conditions d'altération particulières. Lorsque l'érosion est faible (de 6,8 à 0,8 Ma), les minéraux d'altération dominants ont un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  voisin de 0,740 (0,730 à 0,760). Il descend à 0,715-0,720 durant les périodes d'érosion intense à minéraux primaires (de 0,8 à 0 Ma). Ces variations du rapport isotopique en Sr, sont largement supérieures à celles de l'eau de mer. Elles sont interprétées en terme de changements de contexte tectonique et/ou climatique au cours du Miocène (France-Lanord *et al.*, 1993b). Elles sont contrôlées par l'équilibre entre l'altération des silicates du Haut Himalaya Cristallin (0,730-0,760), de l'Himalaya Inférieur (> 0,780) et la dissolution des formations carbonatées (0,709) (France-Lanord *et al.*, 1993a; 1993b).

#### D. Composition isotopique de l'eau de mer et apports fluviaux

La composition isotopique en Sr des océans actuels est homogène avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0,70906 \pm 0,00003$  (Faure, 1986). Cette homogénéité est la conséquence du temps de résidence élevé du strontium (de l'ordre de  $10^6$  ans) par rapport à la durée de mélange de l'océan (de l'ordre de  $10^3$  ans) (Faure, 1986). Au Néogène, la courbe d'évolution du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des eaux océaniques montre une augmentation rapide (de 0,708925 à 0,709025) entre 5,5 et 4,5 Ma suite à l'accroissement des aires continentales résultant d'une phase régressive et d'une intense activité tectonique himalayenne (Hoddell *et al.*, 1989). La composition isotopique de l'eau de mer est contrôlée par l'équilibre entre les apports fluviaux (moyenne 0,7119), hydrothermaux (moyenne 0,7035) et le cycle des carbonates marins (moyenne 0,7087) (Krishnaswami *et al.*, 1992). Actuellement, **le budget du Sr océanique est dominé par les apports continentaux** (Palmer et Edmond, 1989), l'apport hydrothermal représentant 25 % des apports fluviaux (Richter *et al.*, 1992).

Etant donné les taux d'érosion exceptionnels qu'elle induit, la collision Indo-Asiatique contribue pour 30 % du Sr total apporté à l'océan depuis 20 Ma (Krishnaswami *et al.*, 1992). Alors que le système Gange-Brahmapoutre a une concentration moyenne en Sr ( $0,91 \mu\text{mol/l}$ ) identique à celle du réseau fluvial global ( $0,89 \mu\text{mol/l}$ ), il se caractérise par un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus élevé (Gange : 0,7239 ; Brahmapoutre : 0,7192) par rapport à la moyenne mondiale (0,7119) (Krishnaswami *et al.*, 1992).

#### E. Les sédiments marins profonds

La composition en Sr des sédiments est contrôlée par 1) les composants authigènes qui ont un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  identique à celui de l'eau de mer à partir de laquelle ils précipitent ; 2) les minéraux allogènes qui conservent le rapport de la région source (Dasch, 1969; Faure, 1986). Si l'apport est bipolaire, la composition isotopique en Sr du sédiment résulte du mélange des deux composantes dont les proportions respectives peuvent être estimées à partir d'une droite de mélange  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(1/[\text{Sr}])$  (De Paolo et Wasserburg, 1979; Faure, 1986).

Dans un sédiment, des variations isotopiques sont également liées à la fraction granulométrique étudiée et à la minéralogie des argiles (Murthy et Beiser, 1968; Dasch, 1969). La fraction fine décarbonatée enrichie en Rb contribue majoritairement au Sr radiogénique de la roche totale (Biscaye et Dasch, 1971). Le rapport isotopique en Sr est lié corrélativement avec le pourcentage d'illites et est fonction inverse du pourcentage de smectites.

L'illite, qui est le principal minéral argileux transportant le Rb, peut au cours du temps acquérir un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus élevé que les autres minéraux (Dasch, 1969).

Etant donné sa capacité d'échange élevée, la smectite est susceptible d'atteindre plus rapidement un équilibre avec l'eau de mer lorsqu'elle résulte de l'altération sous-marine de basaltes (Dasch, 1969). Quantitativement, les échanges élémentaires entre l'eau de mer interstitielle et une phase solide dépendent du rapport eau/roche et des concentrations de l'élément considéré dans les deux phases (Faure, 1986). Le rapport isotopique en Sr d'une roche volcanique sous-marine altérée augmente significativement de 0,70300 à 0,70905 lorsque le rapport eau/roche passe de 10 à  $10^4$  (Faure, 1986). Cependant, selon Murthy et Beiser (1968), il n'y a pas de rééquilibrage entre les argiles terrigènes et l'eau de mer.

Plus récemment, des expériences de lessivage sur des argiles détritiques montrent que des quantités importantes de Sr peuvent être extraites des smectites (> 50 %) (Clauer, 1976). Après un lessivage qui consiste en une attaque acide à froid (Clauer, 1976), les particules argileuses résiduelles ou "résidu" perdent du Sr commun (c'est-à-dire du Sr ambiant adsorbé), depuis des sites facilement accessibles, sans extraction préférentielle du  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique par rapport au  $^{86}\text{Sr}$  (Bros *et al.*, 1992; Clauer *et al.*, 1993). La solution de lessivage ou "lessivat" a la composition isotopique de l'eau environnante. Ainsi dans le cas d'un mélange avec de l'eau de mer, la fraction fine non lessivée présentera une composition isotopique plus basse par rapport à celle de la source déritique que l'on veut mettre en évidence (Clauer, 1976).

La kaolinite contient peu de Sr et a un effet insignifiant sur le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  d'argiles terrigènes (Dasch, 1969).

Enfin, l'abondance des chlorites n'a pas de relation directe avec les concentration en Sr. Son rôle est mal connu mais, en général, il s'agit d'un constituant mineur dans les sédiments marins profonds, exception faite des turbidites proximales deltaïques (Bouquillon *et al.*, 1990; Dasch, 1969).

Vis-à-vis du strontium, les argiles ont donc des comportements différents et des possibilités d'évolution différentes dans le milieu de sédimentation (Clauer, 1976). Les illites et les kaolinites sont des minéraux dits "inertes" (Clauer, 1976). Ils arrivent dans le bassin de sédimentation avec un rapport isotopique acquis sur le continent et qui ne change plus après dépôt. Ils n'ont pas d'échange avec le milieu extérieur car ce sont des minéraux bien cristallisés. Par contre, les smectites sont des minéraux dits "actifs" (Clauer, 1976). Elles arrivent dans le bassin de sédimentation avec peu de  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique et de Rb. L'interfoliaire peu chargé permet aisément les échanges avec le milieu environnant. L'homogénéité apparente de la composition isotopique en Sr de smectites reflète la capacité de ces minéraux à adsorber des quantités significatives de Sr ambiant (Clauer, 1976).

**En résumé**, alors que les minéraux argileux néoformés, recristallisés, transformés ou gonflants acquièrent progressivement la signature isotopique du milieu ambiant, les argiles héritées se caractérisent par une composition hétérogène dépendant de l'âge et de la composition des roches-mères.

## F. Diagenèse

Selon les travaux de Dasch (1969), l'homogénéisation isotopique en Sr ne se produit ni par simple contact entre les particules et l'eau de mer, ni lors de la diagenèse de basse température mais nécessite une diagenèse profonde. Par contre, selon Clauer *et al.* (1993), l'évolution diagénétique précoce de smectites néoformées permet un enrichissement en Rb et un appauvrissement en Sr par rapport aux eaux interstitielles. De plus, Clauer (1976) observe que le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des eaux interstitielles de sédiments terrigènes augmente avec la profondeur suite à la migration préférentielle du  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique des particules argileuses vers les eaux interstitielles.

## III. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU Nd EN MILIEU SEDIMENTAIRE

### A. Généralités

L'isotope  $^{143}\text{Nd}$  est produit par désintégration radioactive de l'isotope  $^{147}\text{Sm}$ . Le rapport isotopique  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  d'une roche à l'instant  $t$ , exprimé conventionnellement par  $\epsilon_{\text{Nd}t}$ , reflète son âge et sa nature chimique via son rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (Faure, 1986; Piegras et Jacobsen, 1988).

$$\epsilon_{\text{Nd}t} = 10^4 \times \left[ \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \text{ échantillon}(t)}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \text{ CHUR}(t)} - 1 \right]$$

où CHUR représente un réservoir chondritique (De Paolo, 1988). Comme  $t=0$  représente l'Actuel,  $\epsilon_{\text{Nd}0}$  représente le rapport mesuré en laboratoire. En général, on exprime le paramètre  $\epsilon_{\text{Nd}}$  à l'âge du dépôt ( $\epsilon_{\text{Nd}t}$ ) en calculant le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de l'échantillon à l'âge de ce dépôt.

Les concentrations en Sm et en Nd des roches magmatiques augmentent avec le degré de différenciation mais le rapport Sm/Nd diminue, Nd croissant plus vite que Sm (Faure, 1986). Les roches crustales ont des rapports Sm/Nd généralement inférieures (granite : 0,19) à ceux des roches mantelliques (basalte : 0,32). Les roches sédimentaires ont des rapports de l'ordre de 0,20 (shales : 0,21 ; carbonates : 0,23) (Faure, 1986).

### B. Localisation de Sm et Nd dans les argiles

Le samarium (Sm) et le néodyme (Nd) sont des éléments du groupe des terres rares (TR). Ces éléments ont un rayon ionique élevé (Nd = 1,08 Å, Sm = 1,04 Å - Faure, 1986) de sorte que dans les argiles, ils se situent en position interfoliaire ou en bordure des feuillettes (Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renault, 1982). Aucune substitution tétraédrique ou octaédrique n'a pu être mise en évidence (Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renault, 1982). Selon Cullers *et al.* (1979), il n'y a pas de corrélation directe entre les TR et l'espèce minérale argileuse.

### C. Altération continentale

Mc Culloch et Wasserburg (1978) observent une similitude entre les rapports Sm/Nd de roches sédimentaires et ceux des roches ignées ou métamorphiques dont elles dérivent. Ils en concluent que le rapport Sm/Nd des sédiments n'est pas modifié lors des processus sédimentaires. De même, Goldstein et Jacobsen (1988) montrent que les compositions isotopiques en Nd des particules en suspension dans les fleuves sont similaires à celles des sédiments marins profonds. Le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  est donc utilisé pour déterminer la source des sédiments (O'Nions *et al.*, 1978; 1983) d'autant que, contrairement au système du Sr, les différences d'altérabilité de minéraux n'interviennent pas (Fortin, 1986)

### D. Composition isotopique en Nd de l'eau de mer

Le temps de résidence court du Nd dans l'eau de mer (de l'ordre de 10 à 100 ans - Piepgras *et al.*, 1979; Shaw et Wasserburg, 1985), par rapport à la durée de mélange de l'océan, explique la variabilité des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  dans et entre les différents bassins océaniques (Faure, 1986). La concentration en Nd et le rapport isotopique  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sont essentiellement contrôlés par les apports continentaux et, dans une moindre mesure, par les interactions entre l'eau de mer et le plancher océanique (Faure, 1986). Suite aux processus de différenciation terrestre, la croûte continentale s'est enrichie en TR légères ( $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$ ) au dépens du manteau océanique ( $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ ) - (Piepgras et Jacobsen, 1988). Globalement, chaque océan a une valeur distincte en isotopes du Nd selon la contribution relative de ces deux composants : Océan Pacifique  $\epsilon_{\text{Nd}} = -3$  ; Océan Indien  $\epsilon_{\text{Nd}} = -8$  et Océan Atlantique  $\epsilon_{\text{Nd}} = -12$  (Piepgras *et al.*, 1979; Goldstein et O'Nions, 1981). Les valeurs plus négatives des eaux Atlantique reflètent la dominance d'apports d'une croûte continentale ancienne riche en TR légères ; d'autant que 70 % des apports continentaux aboutissent à cet océan. Les valeurs des eaux Pacifique reflètent l'âge relativement jeune de la croûte continentale adjacente et/ou une plus grande contribution de l'activité hydrothermale ( $\epsilon_{\text{Nd}} = +10$ ) (Shaw et Wasserburg, 1985). La composition en Nd des eaux est utilisée comme un marqueur de déplacement des masses d'eaux (Piepgras et Wasserburg, 1980).

### E. Les sédiments marins

Dans les différents océans, les rapports isotopiques  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  des argiles pélagiques, des dépôts ferromanganifères et ceux de l'eau de mer montrent la même relation :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  Pacifique  $>$   $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  Indien  $>$   $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  Atlantique (Goldstein et O'Nions, 1981). Ceci suggère la domination des apports continentaux dans le contrôle du budget en Nd dans les argiles pélagiques. Goldstein et O'Nions (1981) expliquent cette identité eau/sédiment par un échange cationique continu entre les argiles pélagiques et l'eau de mer, mécanisme contrôlant la composition isotopique de l'eau de mer. Cependant, des exceptions existent. Ainsi dans le Pacifique ouest, les rapports isotopiques d'argiles pélagiques sont différents de ceux des eaux surincombantes.



Ce qui implique qu'une partie du Nd des argiles ait été protégée d'un contact avec l'eau de mer (Goldstein et O'Nions, 1981). D'après Addy (1979), 10 % de la teneur en Nd dans des argiles pélagiques de l'Atlantique peuvent s'échanger avec l'eau de mer. Le déséquilibre isotopique entre les sédiments et l'eau de mer a été utilisé par Albarède et Goldstein (1992) pour démontrer que le Nd dissout n'est pas en équilibre avec le Nd des sédiments terrigènes. Ces déséquilibres ont été observés dans des argiles de sédiments profonds du Pacifique (Goldstein et O'Nions, 1981) ou de l'Atlantique (Ben Otham *et al.*, 1989), où les argiles ont une signature en Nd peu radiogénique ( $\epsilon_{Nd0} = -7$ ) comparée à la signature des nodules Fe-Mn adjacents ( $\epsilon_{Nd0} = -3$ ). Des observations de ce type concernent également des sédiments deltaïques. En effet, dans le Delta du Bengale, les apports terrigènes très peu radiogéniques ( $\epsilon_{Nd0} = -13,9$  à  $-18,8$ ) (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a) caractérisant les apports himalayens (France-Lanord *et al.*, 1993a) n'influencent pas la composition isotopique des eaux locales (Albarède et Goldstein, 1992). Leur mise en place est trop rapide, ainsi que leur compaction qui expulse rapidement l'eau interstitielle.

La concordance entre les variations régionales de la composition isotopique en Nd des nodules et la circulation océanique profonde actuelle suggère un système stable à long terme qui, étant donné la brièveté du temps de résidence du Nd, ne peut s'expliquer que si les apports particuliers et les mouvements d'eau sont restés stables depuis le Pliocène (Albarède et Goldstein, 1992). Ainsi, la circulation circum-Antartique donne sa signature à tout l'Océan Indien ( $\epsilon_{Nd0} = -7$  à  $-10$ ) (Albarède et Goldstein, 1992).

Une étude récente des sédiments de l'Océan Indien (Dia *et al.*, 1992) montre qu'il existe une certaine homogénéité dans la répartition de la composition isotopique en Nd. Il n'y a que trois domaines qui sont distingués.

1) de 60 à 100° de longitude E et de 0 à 30° de latitude S : le Bassin Indien Central et le Nord de l'Océan Indien dont les  $\epsilon_{Nd0} = -7$  suite au mélange des apports du Gange ( $-15,7$ ) et des produits d'érosion de l'Arc Indonésien ( $-3$ ).

2) de 40 à 50° de longitude E et de 20 à 30° de latitude S : le Bassin Médian,  $\epsilon_{Nd0} = -10$  résultant du mélange des apports fluviaux ou éoliens d'Afrique du Sud ( $-9,5$ ) et des eaux Atlantique ( $-12$ ).

3) de 50 à 70° de longitude E et de 35 à 55° de latitude S : le Bassin Sud,  $\epsilon_{Nd0} = -5$  lié à l'érosion des plateaux de Kerguelen.

Dia *et al.* (1992) déduisent de ces observations que la composition isotopique en Nd est effectivement dominée par des apports continentaux mais homogénéisée par les courants océaniques.

## F. Interaction avec l'eau de mer

Etant donné la faible concentration en Nd de l'eau de mer ( $2,6 \cdot 10^{-6}$  ppm), la composition isotopique en Nd de roches volcaniques océaniques n'est altérée par l'eau de mer que lorsque le rapport volumique eau/roche dépasse  $10^5$  (Faure, 1986). Dans les sédiments marins, malgré la capacité d'échange élevée des smectites terrigènes, les phénomènes d'échanges sont limités (Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renault, 1982). En effet, 1) dans l'eau de mer, les TR étant 10 000 fois moins abondantes que les éléments majeurs, la probabilité qu'une TR remplace un cation interfoliaire d'une argile est faible (Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renault, 1982). Cependant, des expériences récentes de lessivage montrent que des TR sont adsorbées (Clauer *et al.*, 1993). 2) La désorption des TR est également

difficile car leur trivalence tend à les stabiliser en position interfoliaire. Les TR des sédiments ne s'équilibrent donc pas totalement avec l'eau de mer.

### G. Diagenèse

Des observations de Mc Culloch et Wasserburg (1978) suggèrent que les rapports isotopiques en Nd restent inchangés au cours de la diagenèse. Comme Sm et Nd ont des comportements géochimiques voisins, ils occupent les mêmes sites dans les phyllosilicates et sont donc peu sensibles aux fractionnements (Bros *et al.*, 1992). Cependant, dans un cas de diagenèse de black shales à kérogène, Bros *et al.* (1992) ont mis en évidence une incorporation préférentielle du Nd dans des argiles authigènes aboutissant à un équilibrage isotopique en Nd et un fractionnement entre le Sm et le Nd entre le fluide diagénétique et les argiles. Dans les échantillons du Bassin Indien Central, la répartition des TR entre la fraction fine et le sédiment total suggère un appauvrissement systématique de l'ensemble des TR (Ce excepté) dans les argiles des niveaux biogènes. Dans ce cas, la diagenèse n'induit pas de fractionnement géochimique entre le Sm et le Nd.

**En résumé**, par leur comportement cohérent dans le cycle sédimentaire, les signatures isotopiques en Nd et en Sr des argiles détritiques devraient permettre de déterminer la nature du matériel parental et donc d'identifier les sources des phyllosilicates.

**La mémoire isotopique du Sr ne serait qu'en partie conservée** suite à l'influence des conditions d'altération (France-Lanord *et al.*, 1993b) mais également du fait du piégeage possible de Sr par les argiles (surtout les smectites) au cours du transport et de la sédimentation (Clauer, 1976; Faure, 1986).

**Nd semble un meilleur traceur** car il n'est pas affecté par l'altération (Fortin, 1986; Claparols, 1992). Cependant une tendance à l'homogénéisation de la signature isotopique en Nd par la circulation océanique a été observée dans des sédiments du Bassin Indien Central. Au niveau des marges continentales, il se produit un rééquilibrage partiel entre le Nd particulaire et le Nd dissout, la signature isotopique des sédiments reflète les sources dominantes. Par contre, dans l'océan ouvert, l'homogénéité isotopique des eaux reflète un brassage des différentes masses d'eaux, chacune d'elle ayant une signature unique ; les variations régionales tracent la circulation océanique profonde. Dans les sédiments, l'homogénéité observée reflète soit uniquement le brassage de particules de signatures isotopiques différentes, soit l'importance de la contribution des minéraux authigènes à la signature isotopique globale. La situation particulière des sédiments étudiés devrait permettre de suivre l'évolution des compositions isotopiques en Nd dans la fraction fine et le sédiment total lors du passage d'un domaine fluvial (le delta du Bengale) à un domaine océanique (le Bassin Indien Central).

#### IV. COMPOSITION ISOTOPIQUE EN Sr ET EN Nd DE LA FRACTION FINE DES SÉDIMENTS ARGILEUX DU BASSIN INDIEN CENTRAL.

##### A. Résultats des analyses en Sr et Nd

Les compositions isotopiques en Sr et en Nd ont été déterminées sur la fraction fine de quinze échantillons smectitiques, choisis parmi des niveaux déjà caractérisés par leur géochimie. Les résultats sont résumés dans le tableau 17. Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ ) varient de 0,713499 à  $0,748597 \pm 0,000020$  alors que les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$  sont compris dans une gamme de valeurs beaucoup plus étroites, de 0,511887 à  $0,512231 \pm 0,000020$ . En ce qui concerne Sr, un essai de lessivage a été réalisé sur quatre échantillons (2.1, 2.5, 2.8, 2.9) ; les rapports isotopiques des résidus argileux et des lessivats ont été mesurés. Pour le Nd, une analyse complémentaires de quatre roches totales (RT) a également été réalisée (6.5, 6.9, 2.1, 2.8).

La figure 48 compare les résultats des échantillons SHIVA avec les données régionales. Les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  corrigés (résultats rapportés à l'âge du dépôt) et exprimés sous forme d' $\epsilon_{\text{Nd}t}$  sont portés en fonction des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  corrigés ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ ). Les échantillons du Bassin Indien Central occupent une position intermédiaire entre deux pôles :

- un pôle radiogénique en Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}t}$  positif ou faiblement négatif) et pauvre en  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique, représenté par des roches magmatiques basiques (Trapps du Deccan, basaltes de la Ride médio-océanique ou de la Ride 90° E) (Subbarao *et al.*, 1979; Dupré et Allègre, 1983; Hamelin *et al.*, 1986; Dosso *et al.*, 1988; Hofmann, 1988; Mahoney, 1988; ) ;

- un pôle peu radiogénique en Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}t}$  nettement négatif) et riche en  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique, représenté par les roches granitiques et gneissiques du Complexe Himalaya-Tibet (Vidal *et al.*, 1982; Deniel *et al.*, 1987). Les rapports isotopiques en Sr des granulites de la Péninsule Indienne sont également reportées (Spooner et Fairbairn, 1970).

A priori, les résultats correspondant aux fractions fines des échantillons du Bassin Indien Central se situent sur une "droite" de mélange comprise entre deux pôles, l'un juvénile ( $\epsilon_{\text{Nd}t}$  positif ou faiblement négatif) et l'autre plus mature ( $\epsilon_{\text{Nd}t}$  nettement négatif). Leurs positions résulteraient du mélange des apports particuliers issus de ces deux pôles. Au contraire, la fraction fine des sédiments du Leg 116 ODP (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a) se situe au niveau du pôle crustal, dans la gamme des valeurs des roches himalayennes. Ce qui suggérerait pour les sites SHIVA des alimentations multiples, plus complexes que les apports septentrionaux himalayens du Leg 116 (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a). Remarquons que les fractions fines des niveaux biogènes sont moins radiogéniques en Sr et plus radiogéniques en Nd que celles des niveaux argileux.

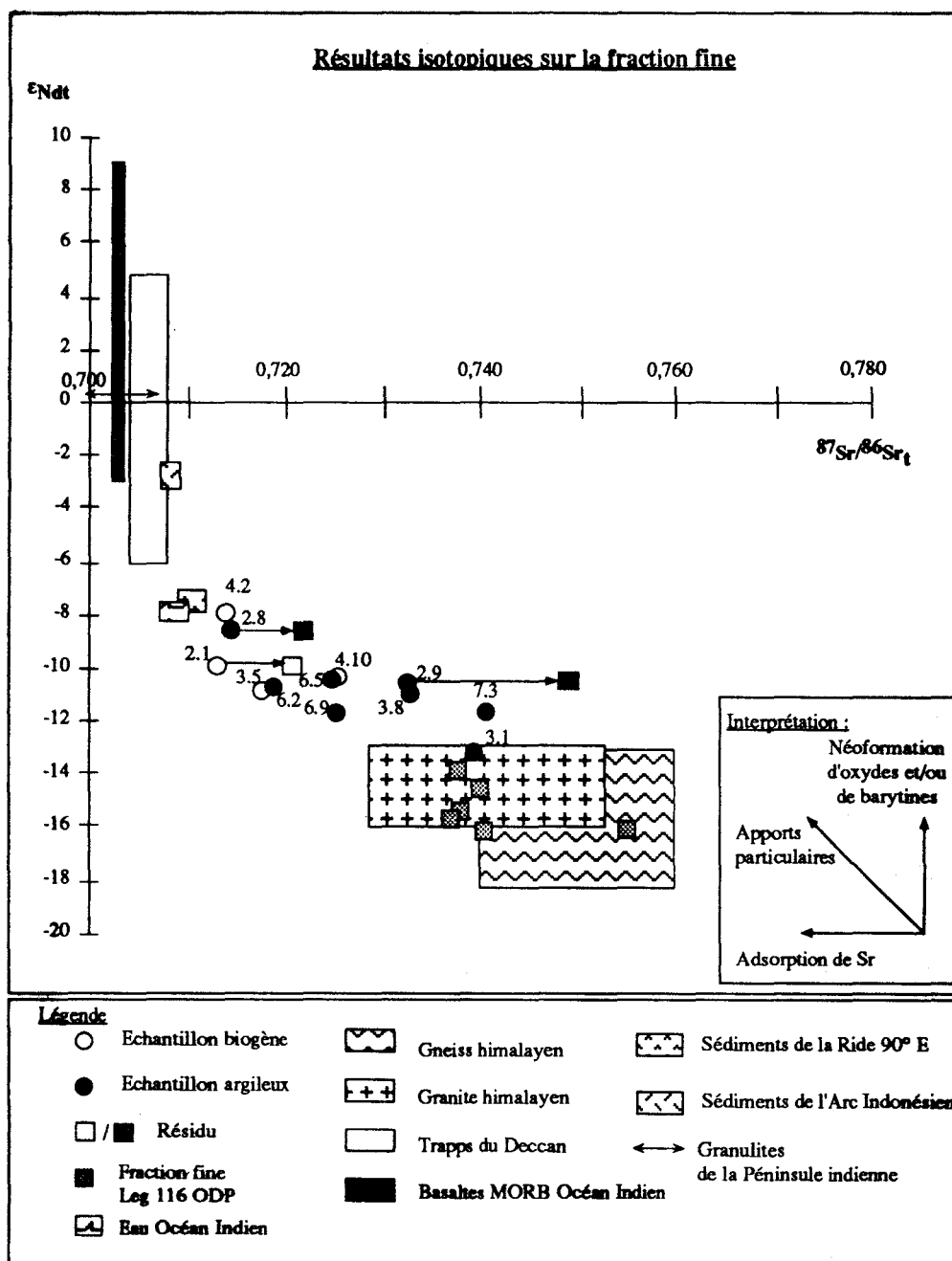


Figure 48. Synthèse des analyses isotopiques en Sr en en Nd de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central : les compositions isotopiques en Nd, exprimées par le paramètre  $\epsilon_{Nd_t}$ , sont exprimées en fonction du rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr_t$  (les résultats sont rapportés à l'âge du dépôt des sédiments). Le rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$  après lessivage a été mesuré sur quelques échantillons ; le rapport  $^{143}Nd/^{144}Nd$  n'a pas été mesuré, il est considéré comme invariant. Comparés aux données régionales, les échantillons SHIVA (tab.17) occupent une position intermédiaire entre un pôle mantellique juvénile et un pôle crustal mature. La fraction fine des sédiments du Leg ODP 116 se situent au niveau de ce pôle (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a). Les échantillons des niveaux biogènes se rapprochent du point représentatif des eaux de l'Océan Indien. Les références sont les suivantes : (Cox et Hawkesworth, 1985; Mahoney, 1988) pour les Trapps du Deccan ; (Vidal *et al.*, 1982; Deniel *et al.*, 1987) pour les formations himalayennes ; (Spoonner et Fairbairn, 1970) pour les Granulites de la Péninsule Indienne ; (Subbarao *et al.*, 1979; Hamelin *et al.*, 1986; Dosso *et al.*, 1988; Hofmann, 1988) pour les basaltes médio-océaniques ; (Subbarao *et al.*, 1979; Dupré et Allègre, 1983) pour les basaltes de la Ride 90° E ; (Piegras *et al.*, 1979) pour l'eau de l'Océan Indien.

Carotte	Echantillon Lithologie (B-D-A)	S (%)	Age (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{86}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$	Erreur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ x 10 <sup>-6</sup>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0$	Erreur $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ x 10 <sup>-6</sup>	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	
MD 90-947	7.3	0-50-50	85	0,9-2	131	31	12,27	0,740914	13	0,740650	4,8	24	0,12	0,512035	35	0,512030	11,75
MD 90-946	6.2	15-45-40	65	2,4	120	119	2,92	0,718755	36	0,718670	12	54	0,13	0,512093	13	0,512088	10,61
	6.5	15-45-40	65	3,8-4,7	113	74	4,42	0,724233	16	0,723950	9,2	42	0,13	0,512100	8	0,512093	10,46
	<i>6.5 RT</i>													0,512175	12	0,512170	9,00
	6.9	0-25-75	75	>6,5	98	55	5,16	0,724939	15	0,724430	6,5	28	0,14	0,512033	28	0,512021	11,79
	<i>6.9 RT</i>													0,512031	14	0,512030	11,75
MD 90-944	4.2	35-30-35	75	2,4-2,6	87	171	1,47	0,713499	14	0,713450	5,1	17	0,18	0,512231	12	0,512230	7,93
	4.4	30-25-45	65	3,5-3,7							6,1	30	0,12	0,511887	20	0,511880	14,61
	4.10	20-30-50	75	5,7-6,3	73	50	4,23	0,724968	13	0,724610	5,8	26	0,13	0,512111	37	0,512110	10,23
MD 90-943	3.1	0-55-45	80	0,9-1,5	115	38	8,78	0,739387	14	0,739200	6,2	30	0,12	0,511956	45	0,511950	13,28
	3.5	35-30-35	80	4,3-4,4	83	75	3,20	0,717531	9	0,717350	3,5	19	0,11	0,512071	18	0,512070	11,02
	3.8	5-35-60	90	5-5,1	92	48	5,56	0,733957	15	0,733560	6,4	31	0,12	0,512063	36	0,512060	11,17
MD 90-942	2.1	35-25-40	70	0,3	95	181	1,52	0,713516	17	0,713520	2,1	15	0,08	0,512128	14	0,512130	9,95
	<i>2.1 Résidu</i>							0,720398	79	0,720398							
	<i>2.1 Lessivat</i>							0,709126	7	0,709130							
	<i>2.1 RT</i>													0,512222	10	0,512220	8,11
	2.5	35-25-40	78	1,5-2,3	89	110	2,34	0,715986	13	0,715923							
	<i>2.5 Résidu</i>							0,720469	9	0,720400							
	<i>2.5 Lessivat</i>							0,709151	9	0,709080							
	2.8	0-55-45	85	4,7-5	75	114	1,90	0,714204	17	0,714073	12	54	0,13	0,512201	12	0,512200	8,48
	<i>2.8 Résidu</i>							0,722370	10	0,722230							
	<i>2.8 Lessivat</i>							0,709032	9	0,708900							
	<i>2.8 RT</i>													0,512232	11	0,512230	7,88
	2.9	0-45-55	85	>5	95	36	7,65	0,733749	19	0,733210	5	25	0,12	0,512094	14	0,512085	10,56
<i>2.9 Résidu</i>							0,748597	9	0,748050								
<i>2.9 Lessivat</i>							0,709395	9	0,708850								
MD 81-375	5.2	65-15-20	65	1,87-2,48	88	114	2,23	0,716023	37	0,715960							

Tableau 17. Résultats des mesures isotopiques en Sr et en Nd faites sur la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central (analyse de la fraction fine en caractères normaux; analyse du sédiment total en italique et résultats de lessivage soulignés). La lithologie du sédiment total (B : fraction biogène - D : fraction détritique - A : fraction argileuse, exprimée en %), la proportion de smectites dans le cortège argileux (S, en %) et l'âge sont mentionnés pour chaque échantillon.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  normalisé à  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Valeur moyenne du standard NBS987 durant la période d'analyse = 0,710245 (0,71015 < valeur recommandée < 0,71035). Erreur analytique sur analyses réalisées en double  $\pm 0,000020$ .  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  normalisé à  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5119$ . Valeur moyenne du standard MERCK durant la période d'analyse = 0,511740  $\pm 0,000005$  (valeur recommandée = 0,511735  $\pm 0,000010$ ).

Dans la discussion qui va suivre, nous étudierons successivement les résultats isotopiques en Sr, en Nd. Nous mettrons en évidence que les résultats isotopiques peuvent résulter en plus de l'apport particulaire de l'action conjuguée de deux processus, d'une part l'adsorption de Sr marin et d'autre part la néoformation d'oxydes ou d'une autre phase susceptible de piéger les TR de l'eau de mer. Ainsi, dans la figure 48, le vecteur oblique qui caractérise les apports particuliers est équivalent à la résultante d'un vecteur horizontal correspondant à l'influence de l'adsorption et d'un vecteur vertical résultant de la néoformation.

## B. Le comportement du Sr

Peu d'études se sont focalisées sur la composition isotopique de la fraction argileuse des sédiments marins. Cependant, dans le Bassin Indien Central, les résultats concernant les sédiments des sites SHIVA sont comparables à ceux du site 717 du Leg 116 ODP à la même époque (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a; 1993b) au niveau de l'équateur.

Globalement, la distribution des rapports isotopiques en Sr en fonction de la latitude (fig.49) définit deux populations d'échantillons correspondant aux deux lithologies recensées dans les carottes SHIVA. Nous discuterons successivement les résultats obtenus dans les échantillons argileux, puis dans les échantillons biogènes ; ensuite nous dégagerons les tendances communes

### 1. Les échantillons argileux (moins de 20 % de biogène siliceux)

Ils se caractérisent par un rapport isotopique moyen élevé (0,7285). 4 échantillons (7.3, 3.1, 3.8 et 2.9) ont des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  supérieurs à 0,730. Ces valeurs sont identiques à celles des minéraux d'altération contemporains (Leg 116) formés dans la Plaine Indo-Gangétique lors des périodes d'érosion ralentie (France-Lanord *et al.*, 1993a; 1993b). Ces quatre niveaux, lithologiquement et minéralogiquement proches, comportent donc des composants détritiques originaires de la même région source : le Complexe Himalayen. Deux de ces échantillons appartiennent à la zone minéralogique inférieure réduite (Miocène inférieur), prélevés dans un niveau vert (2.9) et un niveau noir (3.8). Les deux autres échantillons correspondent à des niveaux Pléistocène oxydés, purement argileux (3.1) ou argilo-détritique noir (7.3). Selon leur lithologie, les niveaux 7.3, 3.1 et 3.8 pourraient correspondre à des apports turbiditiques (cf chapitre IV).

Parmi les autres échantillons, 6.2 et 6.5 se rapprochent des échantillons biogènes : en effet, ils comportent 15 % de fraction biogène. La position de l'échantillon 2.8, pourtant minéralogiquement et lithologiquement proche de l'échantillon 2.9, est étonnante. Son sédiment total étant très riche en cristaux de barytine ( chapitre V), une contamination est envisageable.

Quoiqu'il en soit, les échantillons à rapport isotopique élevé sont éloignés dans l'espace (prélevés respectivement à 1°, 8° et 10° S) et dans le temps (prélevés entre le Pléistocène et le Miocène supérieur). La **source himalayenne unique** dont l'influence prédominante est proposée depuis 17 Ma dans le Leg 116 ODP (France-Lanord *et al.*, 1993a) a donc alimenté l'ensemble du transect 80° E jusqu'à 10° S. Ceci conforte les interprétations minéralogiques (cf chapitre IV) basées sur les niveaux détritiques à illites et chlorites observés à la base de la carotte MD 90-942. De plus cette alimentation concerne des intervalles de temps différents selon les sondages : Pléistocène dans les carottes MD 90-947 et MD 90-943 et Miocène supérieur dans les carottes MD 90-943 et MD 90-942.

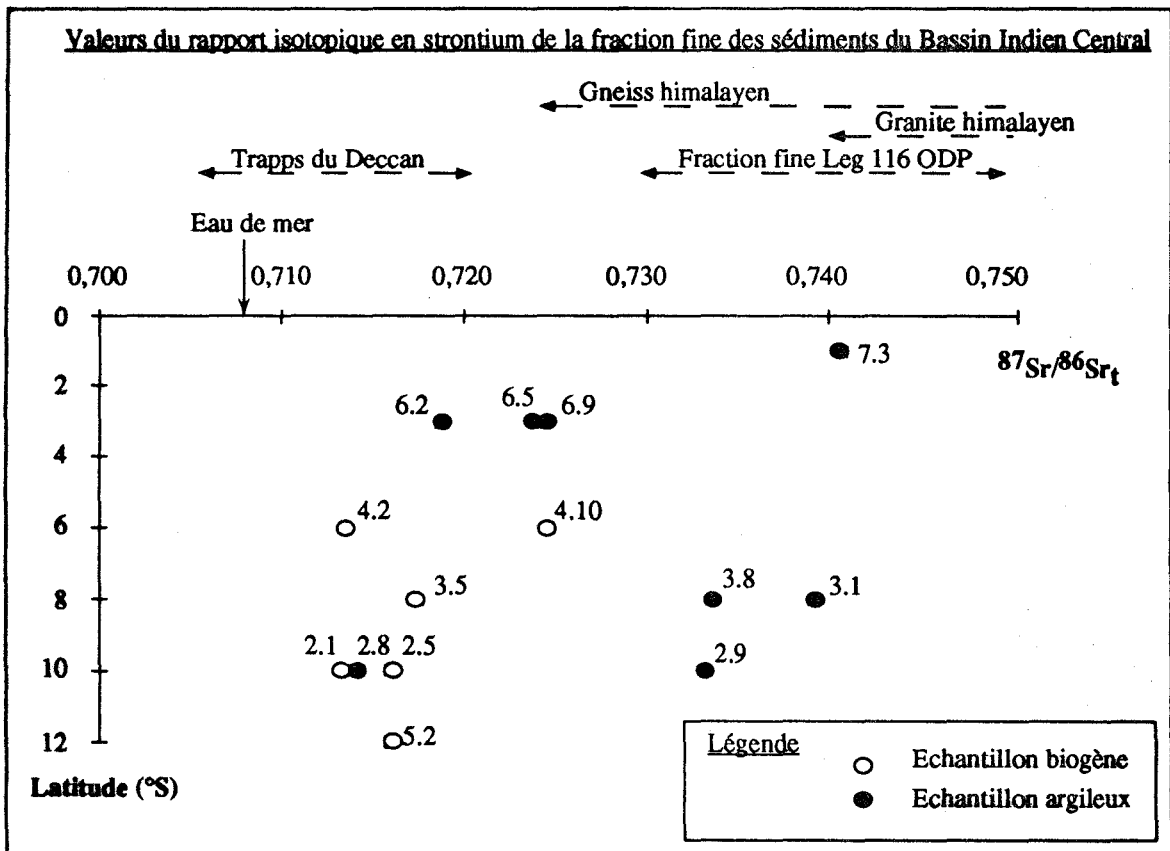


Figure 49. Distribution des résultats isotopiques en Sr de la fraction fine en fonction de latitude des échantillons (les références bibliographiques sont données dans la légende de la figure 48). La fraction fine des niveaux biogènes présentent une composition moins radiogénique, plus proche de l'eau de mer que celle des niveaux argileux. Ceux-ci appartiennent au domaine des argiles du Leg 116 ODP.

## 2. Les échantillons biogènes (plus de 20 % de biogène siliceux)

Leurs rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  compris entre 0,713 et 0,725 (0,7168 en moyenne) les rapprochent de ceux de l'eau de mer (0,709 - fig.49).

## 3. Les tendances communes

Dans un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 1/[\text{Sr}]$  (fig.50), l'ensemble des échantillons se dispose le long d'une droite de mélange, entre un pôle à composition isotopique élevée ( $\pm 0,740$ ) et concentration en Sr faible ( $\pm 30$  ppm) et un pôle à composition isotopique faible ( $\pm 0,710$ ) et concentration en Sr élevée ( $\pm 1000$  ppm), pouvant représenter l'eau de mer. Une expérience de lessivage (fig.51) a été réalisée sur quatre échantillons d'un même forage (MD 90-942). La comparaison des rapports isotopiques des résidus (issus de l'attaque à froid par de l'acide chlorydrique (1N) pendant 15 minutes - Clauer, 1976) et des lessivats démontre que la composition isotopique des argiles a été modifiée par l'adsorption de Sr marin. En effet, par rapport à la composition en Sr de la fraction fine non traitée, le résidu présente un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  plus élevé tandis que le lessivat a un rapport plus bas, identique pour tous les échantillons (0,709) et équivalent à la composition isotopique en Sr de l'eau de mer.

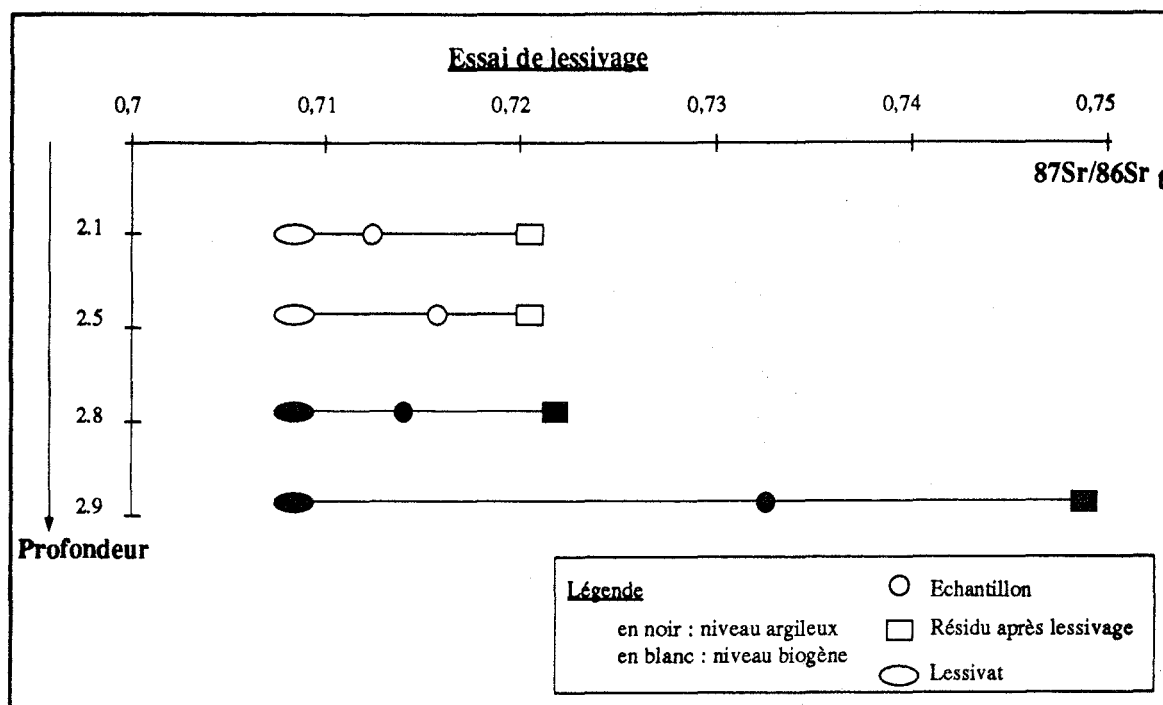


Figure 51. Comparaison des compositions isotopiques en Sr avant et après lessivage de la fraction fine par HCl. Le lessivage entraîne une augmentation du rapport isotopique du résidu et une diminution de celui du lessivat. Tous les lessivats offrent une signature isotopique identique, équivalente à celle de l'eau de mer. Il s'est produit une adsorption de Sr marin sur les particules argileuses de tous les échantillons (biogènes et argileux).



Remarquons que le comportement géochimique de certains éléments (Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Pb et Th) similaire à celui du Sr, en particulier vis-à-vis de l'anomalie en Ce, suggère également un apport par adsorption (cf chapitre V). La relation entre les concentrations élémentaires et les rapports isotopiques en Sr (fig.50) confirme l'adsorption de Ba, Ce et peut-être du Pb sur les particules argileuses. En ce qui concerne les autres éléments (Zr, Nb, Hf, Ta et Th - chapitre V), ce processus n'est pas confirmé.

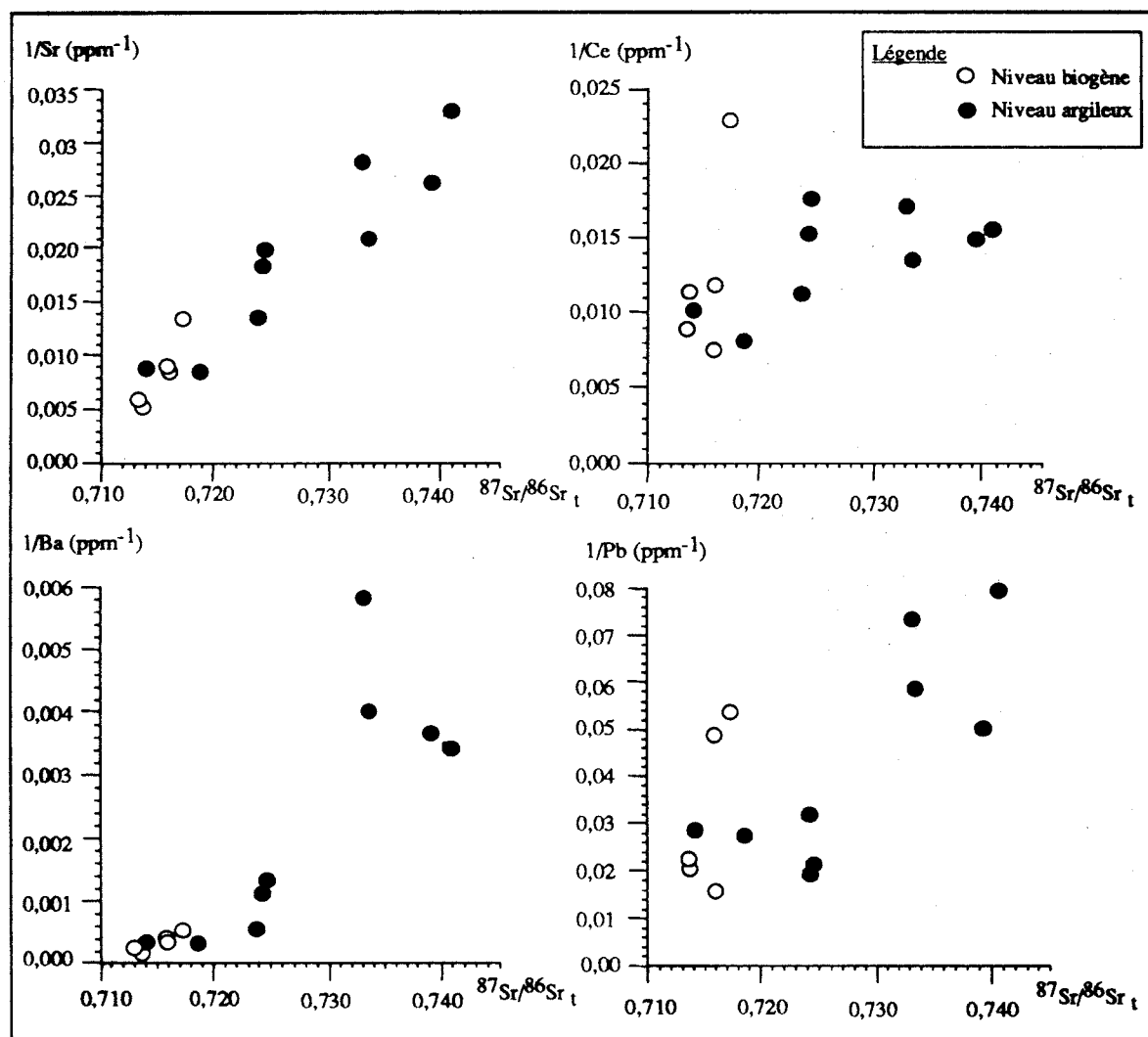


Figure 50.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$  en fonction de l'inverse de la concentration en Sr. La fraction fine des sédiments présentent des concentrations en Sr de plus en plus importantes lorsque le rapport isotopique diminue et tend vers la composition isotopique de l'eau de mer. Les échantillons biogènes occupent la partie inférieure de la courbe, suggérant une influence plus grande de l'adsorption de Sr marin. Parallèlement, les concentrations en Ba, Ce ou Pb montrent la même tendance vis-à-vis des rapports isotopiques en Sr : ces éléments sont également incorporés dans les argiles suite à un processus d'adsorption marine.

En supposant que seul Sr adsorbé à partir de l'eau de mer est lessivé tandis que Sr hérité reste dans le résidu, on peut estimer dans chacun des échantillons traité les proportions de Sr marin (x %) et de Sr hérité (y %) par la relation suivante :

$$100 * (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{échantillon}} = x * (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{marin}} + y * (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{hérité}} \text{ où } x + y = 100.$$

Par exemple pour l'échantillon 2.1, on a  $100 * 0,71352 = (100 - y) * 0,709 + y * 0,720398$  ; soit  $y = 40 \%$ ,  $x = 60 \%$ . Les mêmes proportions sont obtenues pour l'échantillon 2.8. En ce qui concerne 2.5 et 2.9, le Sr hérité domine ( $x = 40 \%$ ,  $y = 60 \%$ ).

Les échantillons argileux sont donc également affectés par le phénomène d'adsorption (fig.50). L'adsorption étant proportionnelle à la durée de contact avec l'eau de mer (Bonnot-Courtois, 1981), il devrait y avoir une différence entre les échantillons selon le taux de sédimentation et la lithologie du sédiment total. De plus l'adsorption étant liée à la capacité d'échange (Dasch, 1969; Clauer, 1976), elle devrait s'accroître lorsque le pourcentage de smectite augmente. Nous allons évaluer successivement l'influence a) du taux de sédimentation, b) de la minéralogie des argiles, c) de la lithologie.

#### a. Le taux de sédimentation

Les taux de sédimentation varient de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres par millions d'années (Caulet, 1992). Il n'apparaît pas de relation entre ces valeurs et les mesures isotopiques : des taux différents peuvent correspondre à des rapports proches, des taux similaires à des rapports très différents. Par exemple, les échantillons 4.2 et 2.1 ont un rapport isotopique de 0.7135 alors que les taux de sédimentation sont respectivement de 10 m/Ma et de plus de 25 m/Ma. Les échantillons 4.2, 6.9 et 7.3 ont le même taux de sédimentation de 10 m/Ma et leurs rapports isotopiques sont très différents, respectivement de 0.7135, 0.7249 et 0.7409 (Tab.VI.1). L'efficacité de l'adsorption marine ne s'explique pas par le taux de sédimentation. En effet, l'échantillon 2.1, fort influencé par l'adsorption, offre un taux 2 fois plus élevé (20 m/Ma) par rapport à l'échantillon 2.5 (10 m/Ma). Les taux de sédimentation des échantillons 2.8 et 2.9 ne sont pas estimables d'après les données biostratigraphiques.

#### b. La minéralogie des argiles

Le contrôle possible des mesures isotopiques par les variations de la minéralogie des argiles a été minimisé en choisissant des niveaux smectitiques. Cependant, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés ne sont pas fonction des proportions relatives d'illites et de smectites de la fraction fine. Des échantillons ayant un même pourcentage en smectites (2.8, 2.9) ont des rapports très différents (2.8 = 0,7142, 2.9 = 0,7337). Une altération préférentielle par l'eau de mer des niveaux les plus riches en smectites n'apparaît pas. Au contraire, l'échantillon 2.5, plus riche en

smectites (80 %) que l'échantillon 2.1 (70 %), adsorbe moins de Sr marin.

### c. La lithologie du sédiment

Il existe une relation entre la lithologie et les données isotopiques en Sr : les valeurs basses coïncident avec l'unité biosiliceuse supérieure et les valeurs élevées avec l'unité argileuse inférieure. Cette relation ne peut s'expliquer par un effet de la diagenèse d'enfouissement qui se marquerait par un effet inverse (Clauer, 1976). La différence entre les rapports isotopiques des échantillons biogènes et des échantillons argileux indique soit 1) une source distincte pour les deux niveaux lithologiques, soit 2) une modification diagénétique précoce, liée à l'altération par l'eau de mer, plus importante sur les niveaux biogènes.

Toutefois, il n'y a pas de relation entre les rapports observés et le pourcentage de matériel biogène présent dans le sédiment total. Par exemple, les échantillons 2.8, 4.2 et 5.2 présentent un même rapport isotopique alors que le pourcentage biogène augmente de 0 à 35 %, puis à 65 %.

1) Les effets d'un échange isotopique entre l'eau de mer et une roche dépendent du rapport eau/roche (W/R) et de la concentration de l'élément considéré dans l'eau et dans la roche. Si  $\epsilon$  est un paramètre exprimant un rapport isotopique d'un élément X, W et R les volumes d'eau et de roche qui participent à l'échange, on obtient la relation suivante (Faure, 1986):

$$\frac{W}{R} = \left( \frac{\epsilon_r^i - \epsilon_r^f}{\epsilon_r^f - \epsilon_w^i} \right) \left( \frac{X_r}{X_w} \right)$$

où  $X_r$  et  $X_w$  sont les concentrations de l'élément dans la roche (r) et dans l'eau (w) et les indices i et f désignent le rapport initial et le rapport final, respectivement. Des équations peuvent être écrites pour calculer des rapports de roches altérées pour différents rapports W/R.

Par exemple, depuis un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,74065 (échantillon 7.3), le rapport résultant de l'altération par l'eau de mer ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  eau = 0.70906 ; [Sr] = 8 ppm) passe à 0.71788 avec un rapport W/R de 10 <sup>(1)</sup>, à 0,710238 pour W/R de 100 et à 0.70918 pour W/R de 1000.

2) Inversement, si on considère que les sources des deux niveaux lithologiques sont identiques, il est possible d'estimer le rapport eau/roche (W/R) nécessaire pour que le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'unité argileuse diminue, par interaction avec l'eau de mer, jusqu'à atteindre le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'unité biosiliceuse. Le rapport W/R maximum, pour passer du rapport isotopique mesuré le plus élevé (0.74065) au rapport le plus bas (0,713516), est de 24. Il est de l'ordre de 4 dans les carottes MD 90-946 (6.9 à 6.2) et MD 90-943 (3.8 à 3.5) et proche de 20 dans les carottes MD 90-944 (4.10 à 4.2 : 16) et MD 90-942 (2.9 à 2.1 : 20 <sup>(2)</sup>). Il s'agit de calculs approchés étant donné que les échantillons argileux adsorbent également du Sr marin (cf échantillons 2.8 et 2.9 - fig.50).

(1)  $7.3 : 10 = [0.74065 - \epsilon_r^f / \epsilon_r^f - 0.70906] * (31/8)$ , soit  $\epsilon_r^f = 0.71788$ .

(2)  $2.1 \text{ à } 2.9 : W/R = [0.733749 - 0.713516 / 0.713516 - 0.70906] * (36/8)$ , soit  $W/R = 20$ .

**En résumé.** l'altération par l'eau de mer permet d'expliquer la différence entre les rapports isotopiques mesurés dans les différents niveaux lithologiques. Les rapports mesurés sur la fraction fine non lavée sont donc des valeurs minimales, leur rapport ayant fortement diminué suite à l'adsorption de Sr marin à rapport isotopique bas. L'impact du processus d'adsorption varie d'un échantillon à l'autre, sans lien évident avec le taux de sédimentation, la minéralogie des argiles ou la lithologie des dépôts. Cependant, les résultats isotopiques de certains échantillons argileux montrent la contribution du Complexe Himalaya-Tibet. Ce qui s'accorde bien avec le gradient minéralogique illites / smectites décroissant du nord vers le sud.

### C. Le comportement du Nd

Bien que les compositions isotopiques en Nd mesurées sur la fraction fine s'échelonnent entre - 7,9 et - 14,6, 70 % des échantillons ont une composition isotopique assez homogène, comprise entre - 10 et - 12 (a, fig.53). Il s'agit de valeurs intermédiaires entre les argiles du Delta du Bengale ( $\epsilon_{Nd0}$  moyen = - 16 ; c, fig.53) (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a) et divers sédiments du Bassin Indien Central ( $\epsilon_{Nd0}$  moyen = - 8 ; c, fig.52) (Ben Otham *et al.*, 1989; Dia *et al.*, 1992).

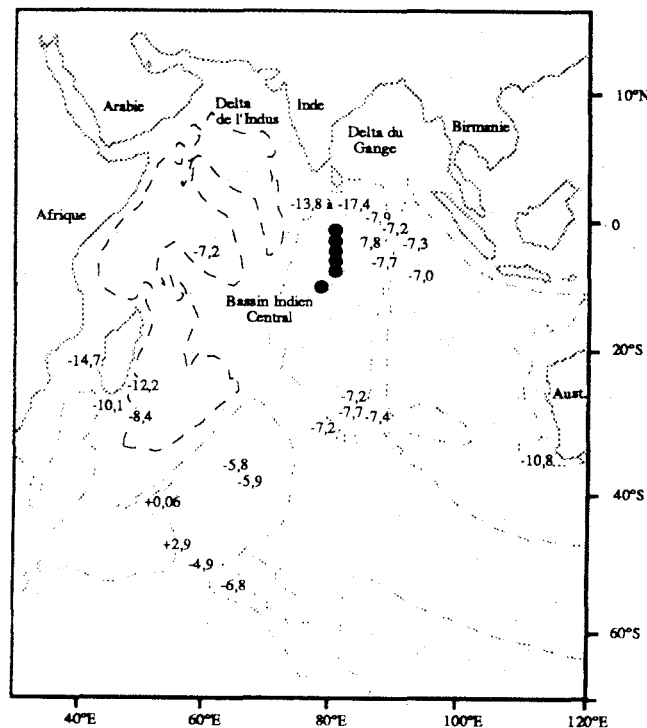


Figure 52. Carte des valeurs du paramètre  $\epsilon_{Nd0}$  de l'Océan Indien : analyse des sédiments (Ben Otham *et al.*, 1989; Dia *et al.*, 1992) ou de la fraction fine (Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a).

### Résultats isotopiques du Néodyme - Bassin Indien Central

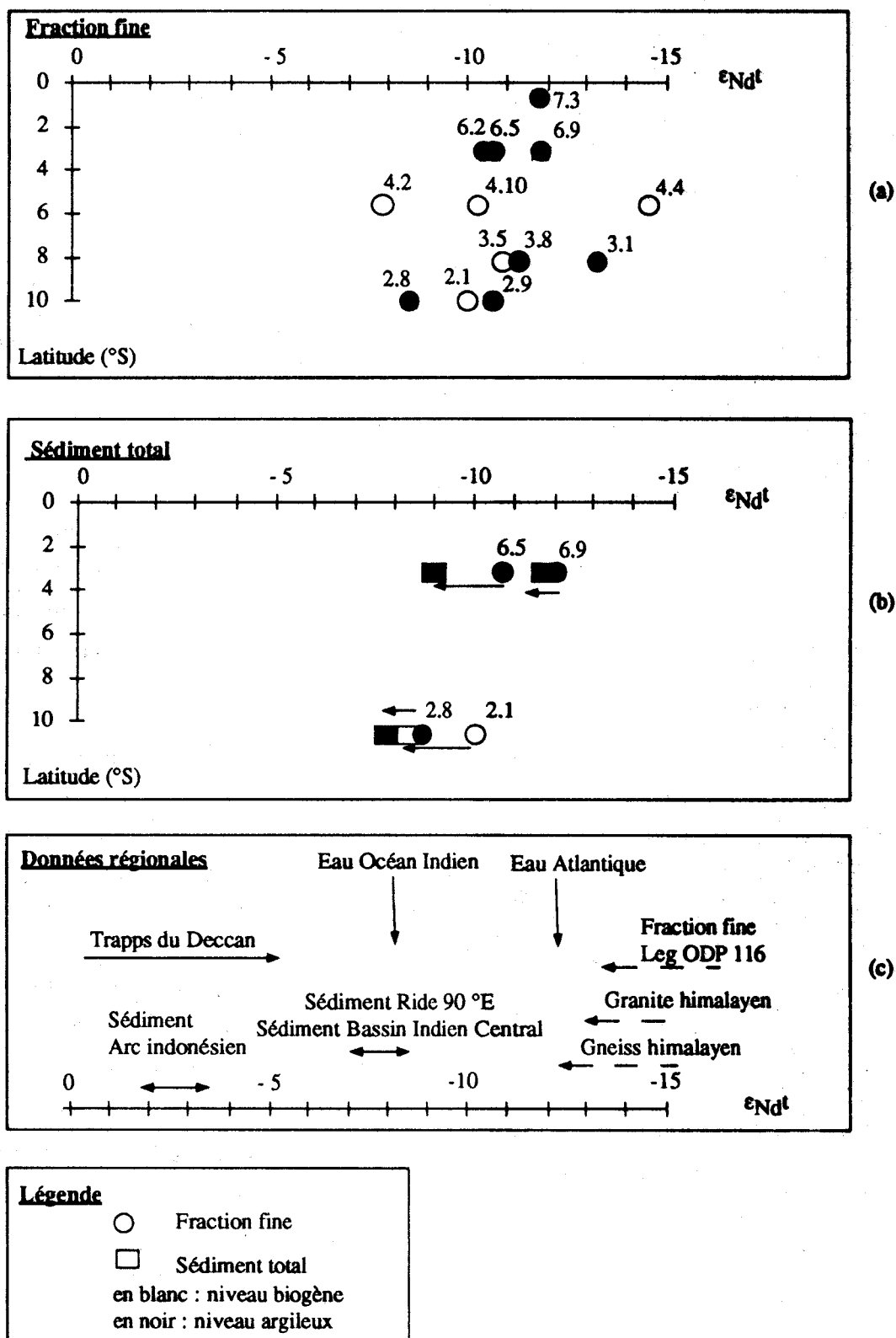


Figure 53. Résultats des analyses isotopiques du Nd et distribution du paramètre  $\epsilon_{Nd}^t$  en fonction de la latitude.

a. Comportement de la fraction fine.

b. Comportements respectifs du sédiment total et de sa fraction fine.

c. Comparaison avec les données régionales - les références sont données dans la légende de la figure 48.

### 1. La fraction fine

Par rapport aux résultats du Leg 116 ODP, les échantillons SHIVA (fig.54) montrent :

- un intervalle de variation des compositions isotopiques identique, mais des rapports à caractère plus radiogénique ;
- une dispersion des concentrations en Nd deux fois plus importante, de 15 à 54 ppm (de 19 à 37 ppm dans le Leg 116) ; cette dispersion est surtout le fait de la fraction fine des niveaux biogènes ;
- un seul échantillon (4.4) peut être inclus dans le domaine des compositions isotopiques en Nd des roches himalayennes : l'échantillon 4.4 prélevé dans un niveau lithologique noir appartient au domaine des argiles du Leg 116.

Pour affecter significativement le rapport en Nd d'un sédiment, l'altération par l'eau de mer nécessite des rapports W/R très importants contrairement au Sr. Par exemple, le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de l'échantillon 7.3 reste inchangé pour des rapports W/R croissants<sup>(1)</sup> ensuite il augmente légèrement de 0,512030 à 0,512032 lorsque le rapport W/R atteint  $10^5$ . Pour passer du rapport isotopique en Nd minimal mesuré (0,511880) à un rapport proche de celui de l'eau de mer ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  eau de l'Océan Indien = 0,51220,  $[\text{Nd}] = 2,6 \cdot 10^{-6}$ ), W/R atteint  $4 \cdot 10^8$ . **L'altération par l'eau de mer ne peut donc rendre compte des différences observées entre les rapports isotopiques en Nd des échantillons SHIVA et ceux des échantillons du Leg 116.**

Entre 1 et  $10^\circ$  S, les argiles contiennent du Nd plus radiogénique qu'à l'équateur. Globalement, dans les niveaux argileux, la fraction fine a une composition isotopique légèrement moins radiogénique ( $\epsilon_{\text{Nd}t}$  moyen = -11,2) que celle mesurée dans les niveaux biogènes ( $\epsilon_{\text{Nd}t} = -10,8$ ), mais cette différence n'est pas significative ( $< 0,5 \epsilon =$  erreur analytique). **Dans les niveaux argileux de la base des forages, les variations décelées ne sont pas significatives avant  $10^\circ$  S. L'alimentation est donc restée identique.** Dans les niveaux biogènes, aucun gradient n'est décelé, selon la latitude ou la profondeur, dans les compositions isotopiques. Les variations résultent de l'imprécision analytique ( $\pm 0,5 \epsilon$ ), sauf dans le site MD 90-944 où elles atteignent un maximum. Tout se passe comme si la contribution himalayenne, dominante au niveau de l'équateur (Leg 116) diminue brutalement entre 1 et  $10^\circ$  S, diluée par d'autres sources. Dans les niveaux biogènes, la dilution est encore plus marquée. Globalement, tous les forages le long du transect analysé entre 1 et  $10^\circ$  S sont influencés par des apports crustaux multiples. Les proportions des apports des différentes sources sont restées stables dans l'espace. Dans le temps, l'unité argileuse inférieure a une signature isotopique homogène dans laquelle la contribution himalayenne est légèrement plus importante que celle de l'unité biogène supérieure. Toutefois la source himalayenne est préservée dans des niveaux particuliers, dans un des niveaux lithologiques noirs (4.4) et vraisemblablement dans le niveau purement argileux (3.1), très proche du domaine du Leg 116 ODP.

(1) 7.3 : soit  $W/R = (0,51203 - \epsilon_{\text{Nd}}^f / \epsilon_{\text{Nd}}^r - 0,5122) * (24/2,6 \cdot 10^{-6})$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}^f = 0,51203$  pour des valeurs W/R de  $10$  à  $10^4$ .

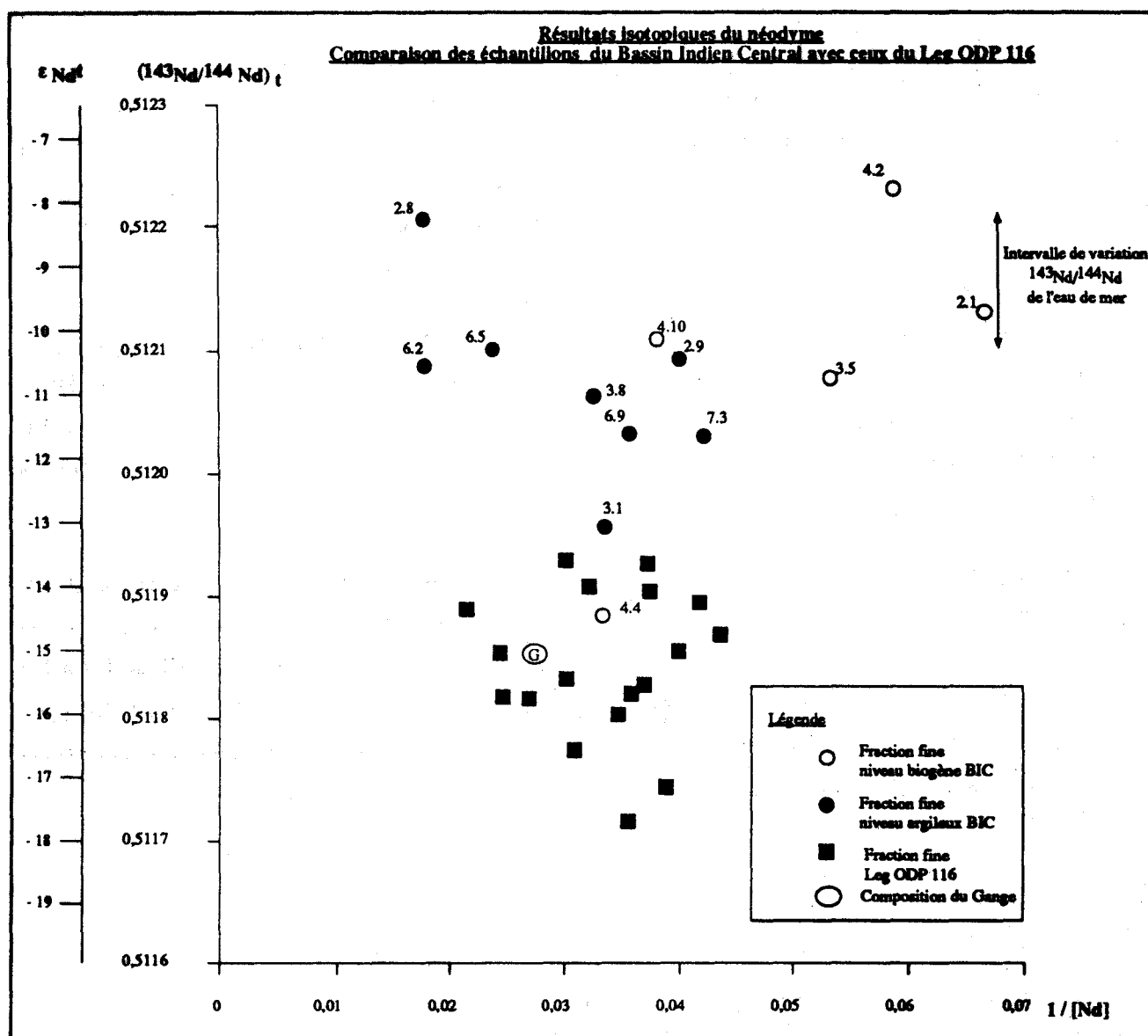


Figure 54. Comparaison des compositions isotopiques en Nd de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central et des dépôts du Delta du Bengale (Site 717 Leg 116 ODP ; Bouquillon *et al.*, 1990; France-Lanord *et al.*, 1993a). Variation de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction de l'inverse de la concentration en Nd. Les échantillons SHIVA présentent des compositions plus radiogéniques et un intervalle de concentrations plus dispersés que ceux du Site 717, de l'ordre de deux fois.

## 2. Le sédiment total

Dans les niveaux argileux (2.8, 6.9), les compositions isotopiques du sédiment total sont identiques à celles de la fraction fine équivalente (b, fig.53). Par contre dans les niveaux biogènes (2.1) ou à tendance biogénique (6.5), le sédiment total présente une composition significativement plus radiogénique que la fraction fine (de l'ordre de 2  $\epsilon$ ). La différence observée entre les argiles des deux niveaux lithologiques s'accroît dans le sédiment total où les rapports isotopiques tendent de plus en plus vers la signature des eaux de l'Océan Indien (- 8 à - 9 ; Piepgras *et al.*,

1979; Goldstein *et al.*, 1984; Albarède et Goldstein, 1992).

Ceci s'accorde avec la répartition des TR entre la fraction fine et le sédiment (chapitre V). Dans les niveaux argileux, il n'y a pas de fractionnement et les rapports isotopiques sont similaires. Au contraire dans les niveaux biogènes, le sédiment total est souvent enrichi en TR par rapport à la fraction argileuse fine et particulièrement en Nd. Ainsi la fraction fine de l'échantillon 6.5 à tendance biogène comporte 221 ppm de TR dont 42 de Nd ; le sédiment total correspondant contient 250 ppm de TR dont 51 de Nd. La concentration en Nd de l'échantillon 2.1 est également plus élevée dans le sédiment total (24 ppm) par rapport à la fraction fine (15 ppm).

**Il y a donc dans le sédiment total un apport de Nd à composition isotopique plus radiogénique.** La présence d'une phase authigène permettrait d'expliquer non seulement la richesse en TR du sédiment, mais encore les signatures isotopiques intermédiaires entre celles de l'eau de mer et des roches himalayennes. Parmi les phases néoformées classiques, seuls des oxydes et des barytines ont été décrits dans les sédiments.

Dans la fraction fine, les barytines sont rares, mais les oxydes qui recouvrent les particules argileuses (chapitre V) influencent probablement les rapports isotopiques mesurés. Dans la carotte MD 90-946, la diminution du paramètre  $\epsilon_{Nd}$  observée entre les échantillons 6.9 et 6.2 correspond à une augmentation de la somme des TR, de 154 à 293 ppm (cf chapitre V) de même dans le site MD 90-942, 2.9 contient 136 ppm de TR, 2.1 163 et 2.8 268 ppm. **Ainsi, des néoformations sur les particules argileuses permettent d'expliquer les variations des rapports isotopiques en Nd observées,** au moins dans les sites MD 90-942 et 946.

## V. CONCLUSIONS

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd mesurés sur la fraction fine des échantillons du Bassin Indien Central mettent en évidence la contribution des produits d'altération du Complexe Himalaya-Tibet. Cependant, la signature himalayenne conservée à l'équateur dans les argiles du Cône du Bengale (Leg 116 ODP) est diluée, dans des proportions variables, dans la fraction fine des échantillons du transect analysé, de 1° à 12° S. Cette dilution résulte d'un mélange, sous forme particulaire ou dissoute, avec une source ayant la signature de l'Océan Indien.

Pour le strontium, les expériences de lessivage ainsi que les calculs théoriques montrent que la composition isotopique des argiles détritiques est altérée par l'eau de mer. **L'adsorption de Sr marin sur les particules argileuses explique entièrement les variations des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  observées.** Ce processus affecte aussi bien les échantillons des niveaux biogènes que ceux des échantillons argileux. De plus, il n'est pas directement lié au taux de sédimentation, sauf cas extrêmes (turbidites), ni à la richesse en smectites du cortège argileux.

La signature himalayenne est totalement préservée dans certains échantillons argilo-détritiques verts (2.9) et noirs (3.8) de la base des forages, et d'autre part dans des niveaux purement argileux (3.1) ou argilo-détritiques noirs (7.3) du



sommet des carottes. Ces niveaux correspondraient à des dépôts turbiditiques liés à des pulsions successives de la tectonique himalayenne. Leur taux d'accumulation rapide limiterait les échanges à l'interface sédiment / eau de mer.

**Pour le néodyme, la comparaison des compositions isotopiques du sédiment total et de la fraction fine équivalente suggère une introduction de Nd radiogénique dans le sédiment par incorporation d'une phase authigène (barytine et/ou oxyde de Mn-Fe).** Les variations des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  au sein de la fraction fine résulte également de la précipitation d'oxydes sur les particules argileuses. Cette hypothèse est vérifiée pour 2 sites, MD 90-946 à 3° S et MD 90-942 à 10° S. En effet, le gradient des compositions isotopiques en Nd s'associe à un gradient de la concentration en Nd des échantillons. Pour les autres carottes, surtout MD 90-944 où les variations isotopiques sont maximales, des apports particuliers supplémentaires sont envisageables.

**Ainsi le long du transect analysé situé à 80° E, les apports septentrionaux himalayens persistent de 1° à 10° S. La composition isotopique des argiles, acquise au niveau de la Plaine Indo-Gangétique, est altérée suite à l'action de deux processus : l'adsorption de Sr marin et la néoformation d'oxyde et /ou de barytine. L'action de ces processus semble simultanée. En effet, les échantillons fortement influencés par la néoformation sont également affecté par l'adsorption (cf échantillon 2.8).**



**CHAPITRE VII - INTERPRETATION DES  
ALTERNANCES MINERALOGIQUES  
ILLITES/SMECTITES NEOGENES DANS LE BASSIN  
INDIEN CENTRAL**

## **CHAPITRE VII - INTERPRÉTATION DES ALTERNANCES MINÉRALOGIQUES ILLITES/SMECTITES NEOGENES DANS LE BASSIN INDIEN CENTRAL.**

### **I. INTRODUCTION**

La première partie de ce travail (chapitre III) a permis de définir les conditions d'application des traitements de l'analyse spectrale sur des paramètres minéralogiques. Nous allons tenter d'appliquer ce même type d'approche sur les alternances illites/smectites décelées dans la sédimentation argileuse néogène du Bassin Indien Central (chapitre IV). L'origine détritique des minéraux argileux et la constance de leurs sources, démontrées par les résultats géochimiques (chapitre V) et isotopiques (chapitre VI), permettent en effet d'envisager un contrôle périodique des assemblages argileux. Les résultats mathématiques seront ensuite intégrés aux données minéralogiques, géochimiques, isotopiques afin de proposer un schéma d'évolution sédimentologique.

### **II. ETUDE DE LA CYCLICITÉ DES FLUX ARGILEUX - EXEMPLE DES CAROTTES MD 90-946 ET MD 90-943.**

L'analyse spectrale des fluctuations argileuses illites/smectites a été réalisée sur deux carottes de la mission SHIVA : la carotte MD 90-946 forée au nord du transect, la carotte MD 90-943 implantée plus au sud. Le choix est limité par les données biostratigraphiques disponibles. L'application des traitements mathématiques a nécessité l'analyse minéralogique par diffraction des rayons X de 400 échantillons supplémentaires (échantillonnage "haute résolution", un échantillon tous les 10 cm) (Annexes VII.1 à 4).

#### **A. Essais d'analyse spectrale sur le matériel argileux dans la carotte MD 90-946**

Pour travailler avec des conditions de sédimentation régulière, deux intervalles particuliers ont été retenus dans la carotte MD 90-946 : un intervalle Miocène supérieur dans la zone minéralogique 1 (de 21,96 à 28,36 m) et un intervalle Pliocène supérieur dans la zone minéralogique 2 (de 4,46 à 16,75 m).

##### **1. Analyse de la zone 1**

66 échantillons prélevés tous les 10 cm, entre les profondeurs 28,36 et 21,96 m (échantillons 946-XVI-66 à 946-XX-106 - Annexe VII.1), couvrent un intervalle de 500 000 à 800 000 ans selon la valeur affectée aux bornes

biostratigraphiques (de 5,7/5,8 à 6,3/6,5 Ma). La résolution de l'évolution des cortèges argileux est nettement améliorée par le nouvel échantillonnage qui multiplie par 2 le nombre des pics de minéraux primaires par rapport aux résultats de l'analyse globale (fig.55). Le pas d'échantillonnage de 30/40 cm de l'analyse globale était donc insuffisant pour décrire l'ensemble de la variabilité des cortèges argileux. Au contraire, le pas de 10 cm finalement choisi convient parfaitement. D'autant qu'il correspond à une périodicité de 8 000 à 13 000 ans, permettant de déceler les périodes de "l'excentricité", de l'obliquité, voire même celles de la précession (relation de Shannon, cf chapitre III).

#### a. Taux de sédimentation

Selon les bornes choisies (tab.18), le pas d'échantillonnage de 10 cm correspondra à 8 000, 10 000, 11 000 ou 13 000 ans, soit à des taux de sédimentation de 8 à 12 m/Ma.

Événement	Niveau (section - cm)	Profondeur (m)	Age (Ma)
Sommet <i>Stichocorys</i>	XVI-66	21,96	5,7/5,8
<i>johnsoni</i>	XVI-86	22,16	
Base <i>Solenosphaera</i>	XX-76	28,06	6,3/6,5
<i>omnitubus</i>	XX-106	28,36	

Tableau 18. Carotte MD 90-946, datation biostratigraphique de la période Miocène retenue pour l'analyse spectrale (Johnson *et al.*, 1989; Caulet, com. pers. ; Nigrini et Caulet, 1992). Le taux de sédimentation est supposé constant entre deux limites.

#### b. Choix du paramètre minéralogique temporel et construction du signal

Les rapports de hauteur ("H") de pics d'illite à 10 Å et de smectite à 17 Å ainsi que les rapports de surface ("S") ont été mesurés sur les diffractogrammes glycolés. Il existe une bonne correspondance entre les deux paramètres H et S malgré une amplitude beaucoup plus grande des variations de H (fig.55). L'analyse spectrale a été réalisée sur ces deux paramètres.

Pour effectuer un traitement de type DFT, les courbes temporelles ont été construites en interpolant les courbes naturelles H et S de façon à obtenir  $128 = 2^7$  valeurs discrètes des deux variables. Etant entendu que seules les valeurs naturelles garantissent le respect de la loi de Shannon. La variable est centrée (a, fig.56) préalablement au traitement, pour limiter l'influence de la moyenne.

Figure 55. Essais d'analyse spectrale de l'évolution du matériel argileux dans la carotte MD 90-946.

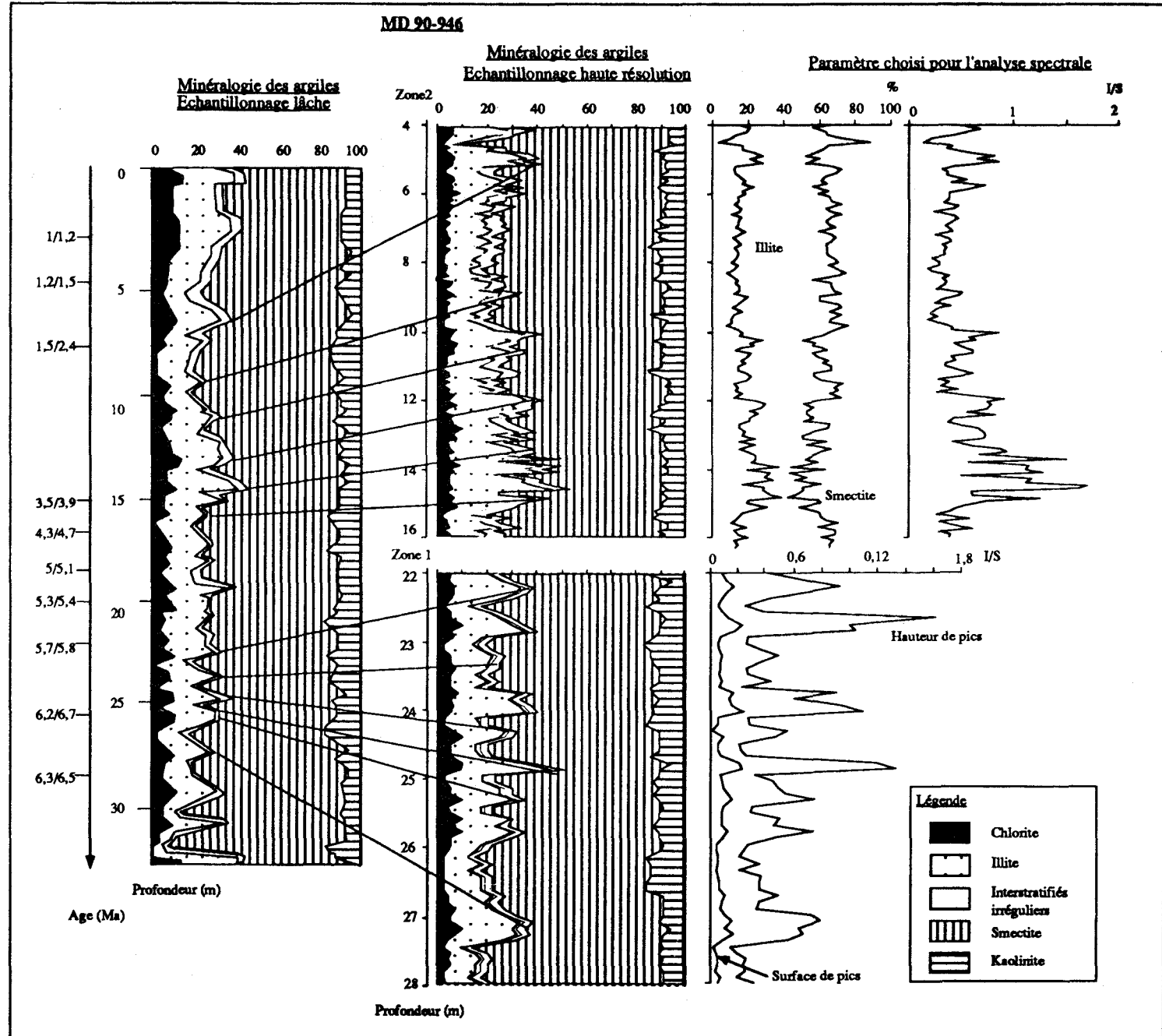
Correspondance entre l'évolution des assemblages argileux obtenus selon des résolutions différentes :

- étude globale (échantillonnage lâche ;
- étude spectrale (échantillonnage "haute résolution").

Choix du paramètre minéralogique temporel.

**Zone 1 :** évolution du rapport des hauteurs de pics I/S mesuré sur l'essai glycolé des diffractogrammes (I à 10 Å, S à 17Å) ; ce paramètre reflète l'antagonisme entre les pourcentages d'illites et de smectites.

**Zone 2 :** correspondance entre les rapports de hauteur H et les rapports de surface S des pics d'illite (10 Å) et de smectite (17 Å), mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes.



## c. Résultats et interprétation

La figure 56 présente les résultats de l'application de la fonction d'autocorrélation ("AUTO" - b, fig.56), de la transformée rapide de Fourier ("DFT" - c, fig.56) et de la DFT de l'autocorrélation ("DFTA" - d, fig.56) sur la courbe interpolée des surfaces de pics (a, fig.56). La figure 57 concernent les mêmes traitements mathématiques appliqués à la variable H. Globalement, les résultats sont très voisins. Par ailleurs, étant donné l'imprécision sur l'âge des bornes de l'intervalle étudié, les interprétations spectrales prendront en compte quatre fenêtres de travail possibles (500 000, 600 000, 700 000 et 800 000 ans).

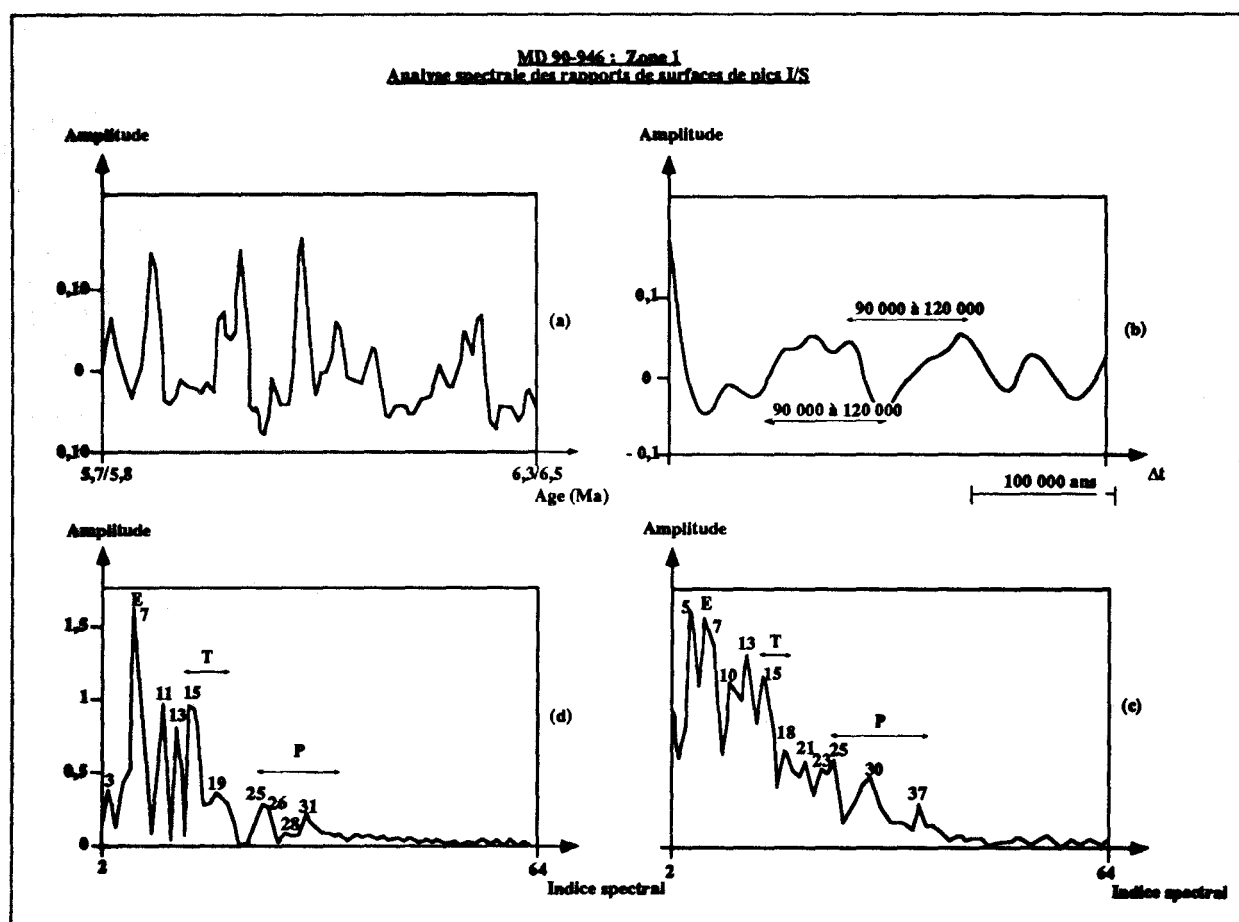


Figure 56. Carotte MD 90-946, zone 1 : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport de surface I/S" des pics.

- a. Signal rapport de surface I/S dans la zone 1.
- b. Autocorrélation.
- c. Transformée discrète de Fourier (DFT).
- d. Transformée discrète de Fourier de l'autocorrélation.

Dans les spectres DFT et DFTA, l'indice spectral des pics est repéré. Les périodes correspondantes sont reprises dans le tableau 19 de l'intervalle étudié.

Quelque soit le taux de sédimentation choisi, le spectrogramme propose des périodes proches de celles de la théorie de Milankovitch (tab.19). Certains de ces pics se renforcent dans l'auto-spectre (tab.19). Le pic d'indice 7 qui domine à la fois les réponses spectrales des paramètres H et S (c. fig.56 et fig.57) correspond à des périodes de l'ordre de  $10^5$  ans, comprises entre 100 000 et 114 000 ans pour des fenêtres de travail de 700 à 800 000 ans; il refléterait l'influence de "l'excentricité". Un autre pic dominant dans les spectres de H (pic d'indice 15) couvre des périodes de 40 000 à 53 000 ans pour des fenêtres de travail de 600 à 800 000 ans, soit des périodes primaires ou secondaires de l'obliquité. Des périodes précessionnelles sont également observées dans les spectres DFT et DFTA.

Dans les corrélogrammes (b. fig.56 et 57), une période de 20 000 ans (précession) se dégage localement dans le traitement de H avec l'hypothèse d'une fenêtre de travail de 600 000 ans. Il n'y a aucune réactions à l'obliquité. Mais par contre, une certaine périodicité de 90 000/120 000 ans confirme le contrôle de "l'excentricité" par la DFT.

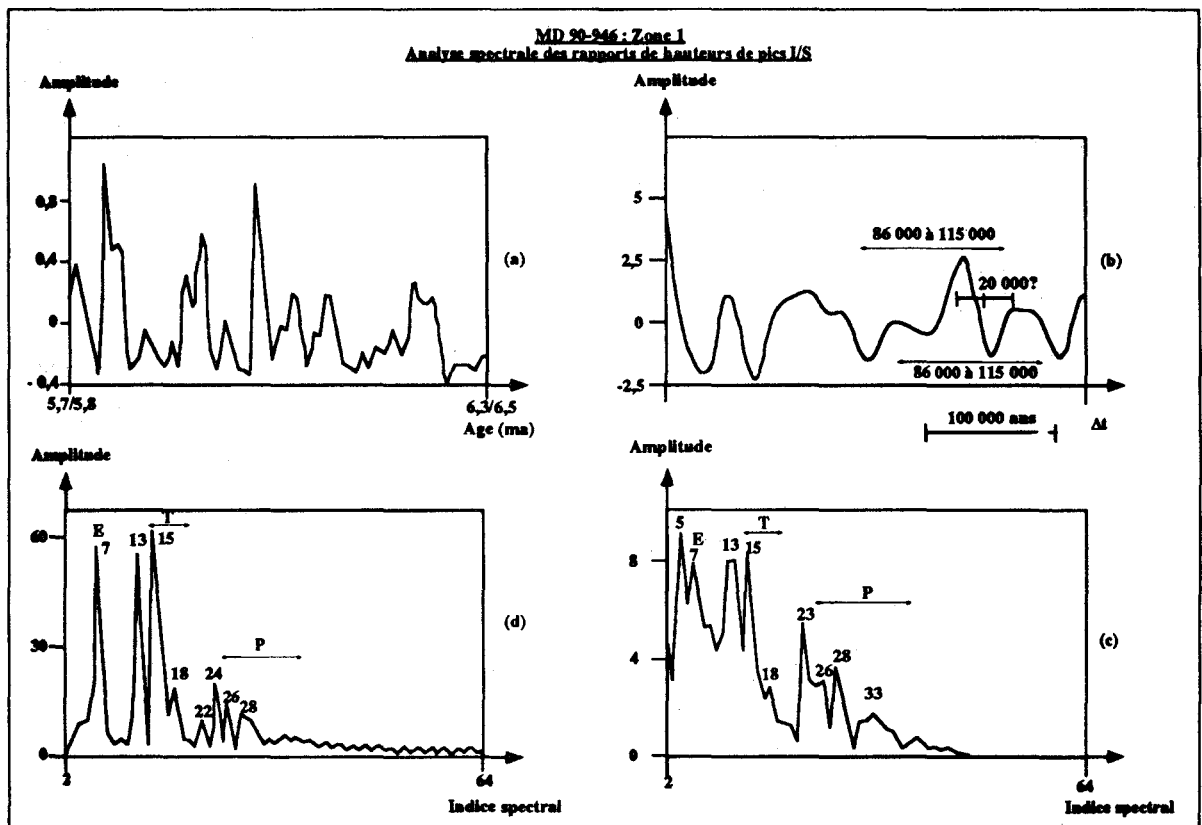


Figure 57. Carotte MD 90-946, zone 1 : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport de hauteur I/S" des pics.

- Signal rapport de hauteur I/S dans la zone 1.
- Autocorrélation.
- Transformée discrète de Fourier (DFT).
- Transformée discrète de Fourier de l'autocorrélation.

Dans les spectres DFT et DFTA, l'indice spectral des pics est repéré. Les périodes correspondantes sont reprises dans le tableau 19, selon la durée de l'intervalle étudié.



Indice du pic	DFT	DFTA	Fenêtre de 800 000	Fenêtre de 700 000	Fenêtre de 600 000	Fenêtre de 500 000
3		S	267 000	233 000	200 000	167 000
5	SH		160 000	140 000	<b>120 000</b>	<b>100 000</b>
7	SH	SH	<b>114 000</b>	<b>100 000</b>	86 000	71 000
10	S		80 000	70 000	60 000	50 000
11		S	72 000	64 000	<b>54 000</b>	45 000
13	SH	SH	61 500	<b>54 000</b>	46 000	38 000
15	SH	SH	<b>53 000</b>	47 000	<b>40 000</b>	33 000
18	SH	H	<b>44 000</b>	<b>39 000</b>	33 000	28 000
19		S	<b>42 000</b>	37 000	31 000	26 000
21	S		38 000	33 000	29 000	<b>24 000</b>
22		H	36 000	32 000	27 000	<b>23 000</b>
23	SH		35 000	30 000	26 000	<b>22 000</b>
24		H	33 000	29 000	25 000	<b>21 000</b>
25	S	S	32 000	28 000	<b>24 000</b>	<b>20 000</b>
26	H	SH	31 000	27 000	<b>23 000</b>	<b>19 000</b>
28	H	SH	29 000	25 000	<b>21 000</b>	<b>19 000</b>
30	S		27 000	<b>23 000</b>	<b>20 000</b>	17 000
31		S	26 000	<b>23 000</b>	<b>19 000</b>	16 000
33	H		<b>24 000</b>	<b>21 000</b>	<b>18 000</b>	15 000
37	S		<b>22 000</b>	<b>19 000</b>	16 000	13 000

Tableau 19. Interprétation des pics de fréquence présents dans les spectogrammes (DFT) et les auto-spectres (DFTA) de S et de H en fonction de la durée de la fenêtre de travail définie par la variabilité des bornes stratigraphiques (de 500 000 à 800 000 ans). La période correspondant à chaque pic est obtenue en divisant la durée de la fenêtre de travail par l'indice du pic.

Les périodes proches de celles de Milankovitch sont en caractères gras.

**En résumé.** les alternances illites-chlorites et smectites-kaolinites Miocène supérieur (zone 1) pourraient être guidées par des fluctuations climatiques de l'ordre de "l'excentricité". De toute façon, les périodes de la précession et de l'obliquité de l'axe sont absentes bien que le pas d'échantillonnage permette leur mise en évidence.

## 2. Analyse de la zone 2

Selon les âges donnés aux bornes stratigraphiques, le second intervalle, étudié entre 4.46 et 16.75 m de profondeur (échantillons 946-IV-116 à 946-XII-145), couvre 2.8 à 3.5 Ma (de 1,2/1,5 à 4,3/4,7 Ma). L'évolution des cortèges argileux basée sur l'analyse minéralogique de 125 échantillons, prélevés tous les dix centimètres (Annexe VII.2) confirme l'allure générale obtenue à partir d'un pas d'échantillonnage 3 à 4 fois plus faible (fig.55). Cette fois l'analyse globale semble suffisante pour rendre compte de la variabilité des cortèges argileux.

### a. Choix du paramètre minéralogique temporel et construction du signal

Les variations des concentrations en illites (4 à 40 %) et en smectites (43 à 90 %) sont antagonistes, les teneurs des autres minéraux argileux varient peu. Après mesures faites sur l'essai glycolé des diffractogrammes, le choix de la variable temporelle s'est porté sur le paramètre H bien que sa stationnarité soit médiocre. H est compris entre 0,14

et 1,72 (moyenne 0,52) mais il passe d'une valeur moyenne élevée de 0,7 à l'origine de la fenêtre à une valeur basse de 0,4 à la fin (fig.55).

Le signal est une courbe passant par 128 points interpolés à partir de 125 échantillons. Le pas d'échantillonnage correspondant doit permettre de déceler au mieux (relation de Shannon) des périodes de 41 000 ans (22 000 ans / 10 cm pour un intervalle de temps de 2,8 Ma). Les périodes précessionnelles ne seront pas décelables avec certitude. Enfin, la stabilité du taux de sédimentation est mise en doute par l'éventualité d'une condensation des séries, envisagée sans précision par les biostratigraphes (Caulet, com. pers.).

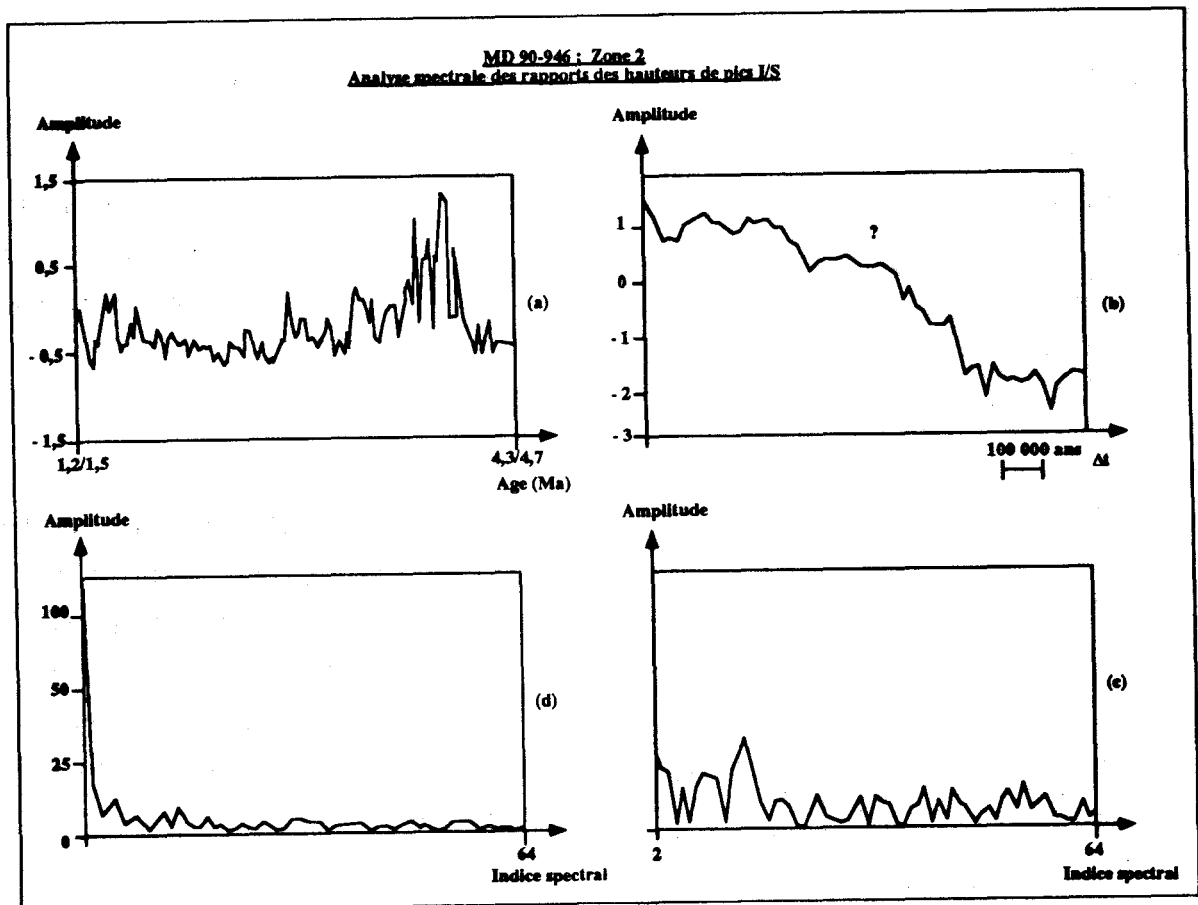


Figure 58. Carotte MD 90-946, zone 2 : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport de surface I/S" des pics.  
 a. Signal rapport de surface I/S dans la zone 2.  
 b. Autocorrélation.  
 c. Transformée discrète de Fourier (DFT).  
 d. Transformée discrète de Fourier de l'autocorrélation.

#### b. Résultats et interprétation des spectres

La figure 58 montre les différents spectres obtenus après traitement mathématique de la variable H interpolée et centrée (a, fig.58). Le corrélogramme est ininterprétable (b, fig.58). Le spectrogramme, affecté par un important

bruit de fond (c. fig.58), recèle un seul pic vers 25 000 ans sans signification mathématique (loi de Shannon). La présence de cette période est d'ailleurs infirmée par l'auto-spectre (d. fig.58).

**L'analyse spectrale des assemblages minéralogiques Pliocène supérieur (zone 2) de la carotte MD 90-946 ne met en évidence aucune périodicité.** Ce résultat négatif peut être l'effet d'un taux de sédimentation mal maîtrisé, mais il suggère que les alternances minéralogiques Pliocène supérieur des sites nord ne sont pas contrôlées par les fréquences basses ("excentricité") et moyennes (obliquité) de la théorie de Milankovitch. Compte tenu du pas d'échantillonnage, on ne peut rien avancer quand à l'effet de la précession des équinoxes.

### **B. Essais d'analyse spectrale sur le cortège argileux de la carotte MD 90-943**

Compte tenu de la stabilité présumée du taux de sédimentation et de la précision relative des bornes stratigraphiques, deux intervalles successifs ont été sélectionnés dans le Pliocène inférieur. Le premier, de 30,06 à 40,06 m, couvre l'essentiel de la première moitié du Pliocène inférieur avec la transition Mio-Pliocène dans la sous-zone minéralogique 1a. Le second, dans la sous-zone minéralogique 1b, de 20.35 à 32.86 m, couvre une partie de la seconde moitié du Pliocène inférieur et recouvre légèrement l'intervalle précédent.

#### **1. Analyse de la sous-zone 1a**

102 échantillons ont été prélevés dans les 10 m de la zone 1a (échantillons 943-XXI-140 à 943-XXVIII-96 - Annexe VII.3). L'évolution à "haute résolution" du cortège argileux peut être comparée à celle de l'étude globale obtenue à partir d'un pas d'échantillonnage trois fois plus faible (fig.59). Dans l'analyse "haute résolution", le nombre de pic de minéraux primaires augmente sensiblement. Des pics larges de l'analyse globale se dédoublent clairement dans l'analyse de l'échantillonnage "haute résolution". Ainsi, même s'il induit des variabilités faibles (inférieures à la résolution de l'analyse diffractométrique), il permet d'individualiser de nouveaux pics. Le pas d'échantillonnage de 10 cm s'avère donc essentiel pour une analyse précise.

##### **a. Taux de sédimentation**

Dans la zone 1a, comprise entre 5 et 5,6 Ma, le taux de sédimentation est stabilisé autour de 17 m/Ma. Il a été confirmé par des mesures paléomagnétiques (D. Schneider, com. pers.). L'intervalle de 10 m correspond à une durée d'environ 600 000 ans (588 000 ans). Le pas d'échantillonnage de 10 cm permet ainsi, selon la loi de Shannon, de détecter toute période supérieure à 12 000 ans ( $2 \times 6\,000$  ans).

Figure 59. Essais d'analyse spectrale de l'évolution du matériel argileux dans la carotte MD 90-943.

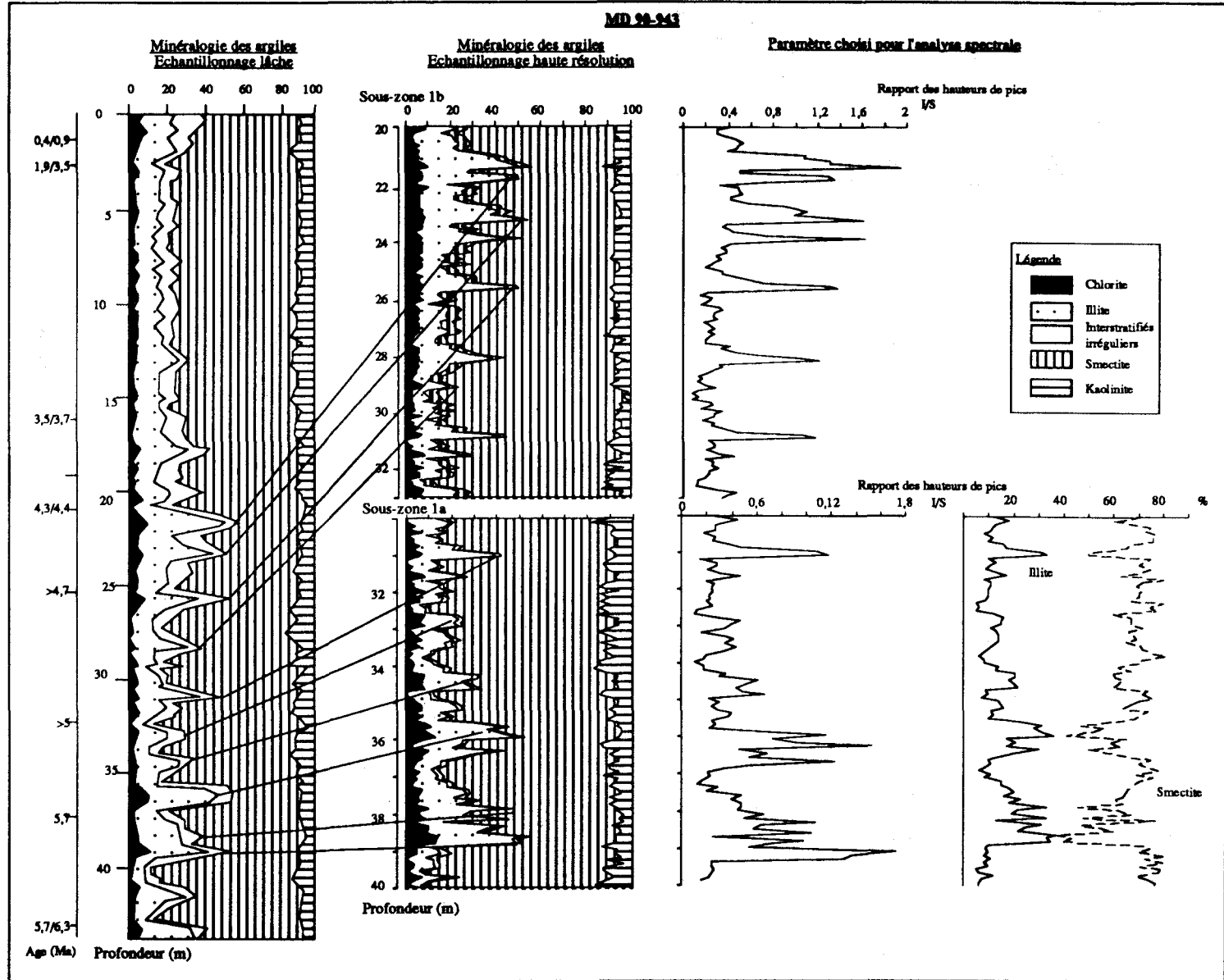
Correspondance entre l'évolution des assemblages argileux obtenus selon des résolutions différentes :

- étude globale (échantillonnage lâche) ;
- étude spectrale (échantillonnage "haute résolution").

Choix du paramètre minéralogique temporel.

Sous-zone 1a : évolution des pourcentages d'illite mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes (1 à 10 Å).

Sous-zone 1b : évolution des rapports de hauteur de pics I/S, mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes (1 à 10 Å, S à 17 Å).



## b. Choix du paramètre minéralogique temporel et construction du signal

Il est apparu précédemment que l'application de l'analyse spectrale aux variations des rapports des hauteurs ou des surfaces des pics d'illites et de smectites des diffractogrammes glycolés donnent les mêmes résultats en terme de périodicité. Comme la mesure des hauteurs de pics introduit moins d'interpolations que celle des surfaces (cf chapitre II), le seul rapport des hauteurs de pics H est à présent retenu comme paramètre temporel. Une analyse spectrale des variations d'abondances de l'illite (I) et de la smectite (S) est également envisagée. L'illite varie de 4 à 34 % (moyenne 15%), la smectite de 67 à 81 % (moyenne de 70 %). Les variations des pourcentages relatifs d'illites et de smectites sont antagonistes, mais le paramètre H (I/S) présente une stationnarité médiocre (fig.59).

L'autocorrélation a été réalisée sur l'intervalle de base de 600 000 ans à partir de la courbe initiale d'échantillonnage. Par contre, pour les traitements par la DFT le signal doit comporter  $2^n$  points. Ainsi les signaux naturels H, I et S, basés sur 100 valeurs, ont été extrapolés artificiellement par l'ajout de zéros jusqu'à obtenir une courbe de 128 points (N) ; la fenêtre de travail (T) est étendue à 750 000 ans. Cet artifice ne modifie pas les réponses spectrales (Demoulin, com. pers. ).

Indice du pic	DFT	DFTA	Période
6	HIS	HIS	<b>125 000</b>
8	HIS		<b>94 000</b>
9		I	84 000
10		SH	75 000
11	HIS		68 000
12		H	63 000
14	HIS		<b>54 000</b>
15		H	50 000
16	HIS	S	47 000
17		I	44 000
18	HIS		<b>42 000</b>
19		IH	<b>40 000</b>
21	HIS	S	36 000
22		IH	34 000
23		S	33 000
25	IS	IS	30 000
28	HIS	S	27 000
29		IH	26 000
30	HIS		25 000
31		IS	<b>24 000</b>
33		I	<b>23 000</b>
34	S	H	<b>22 000</b>
35	IH		<b>21 000</b>
36		S	<b>21 000</b>
37	HIS	I	<b>20 000</b>
38		SH	<b>20 000</b>
40	H		<b>19 000</b>
41		IH	<b>18 000</b>
42	HIS	S	<b>18 000</b>

Tableau 20. Interprétation des pics présents dans les spectrogrammes (DFT) et les auto-spectres (DFTA) des trois paramètres : teneurs en illite (I), en smectite (S) et rapport de hauteurs de pics I/S (H). Les périodes proches de celles de Milankovitch sont en caractères gras.

## c. Interprétation des spectres

Les spectrogrammes ( $N = 128$  points,  $T = 750\,000$  ans) des trois paramètres sont proches. Les résultats obtenus sur le pourcentage de smectites (I) sont présentés à la figure 60. Les périodes présentes dans les différents traitements sont énumérées dans le tableau 20. **L'interprétation des spectres propose le contrôle de la sédimentation argileuse par "l'excentricité", l'obliquité et la précession** (tab.20 ; c, fig.60). Cependant, l'importance du bruit de fond minimise l'intérêt des pics de haute fréquence et l'on retiendra surtout les résultats confirmés par l'auto-spectre (tab.20 ; d, fig.60). Les pics de fréquence liés à "l'excentricité" et présents dans la DFT, évoluent dans la DFTA. Le pic d'indice 6 (125 000 ans) présent dans la DFT est confirmé dans la DFTA des paramètres I et H aux dépens du pic d'indice 8 (95 000 ans) qui diminue ou disparaît (d, fig.60). Les pics correspondant à l'obliquité sont bien individualisés dans la DFT (pics 14 et 18). Ils sont atténués mais bien conservés dans les DFTA des paramètres H et I. Ils se rassemblent en un seul pic large (pic 16) dans la DFTA de S (d, fig.60). Les pics de la précession ne sont guère confirmés par l'auto-spectre. Pour les trois paramètres, les fonctions d'autocorrélation ( $N = 50$  points,  $T = 600\,000$  ans - b, fig.60) dégagent une périodicité de l'ordre de 120 000 ans assimilables à celle de "l'excentricité".

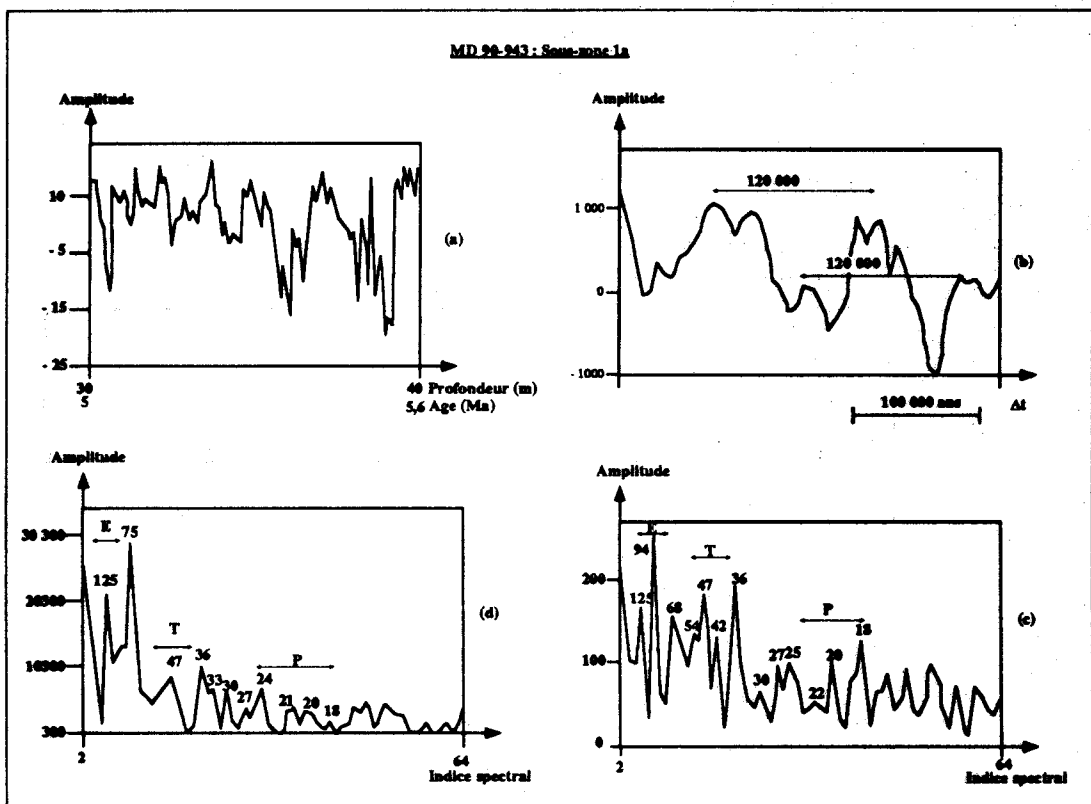


Figure 60. Carotte MD 90-943, sous-zone 1a : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "pourcentage de smectites".

- Signal "pourcentage de smectites dans la sous-zone 1a".
- Autocorrélation.
- Transformée discrète de Fourier (DFT).
- Transformée discrète de Fourier de l'autocorrélation.

La période correspondant à chaque pic observé dans les spectres DFT et DFTA est précisée en milliers d'années.

**En résumé,** parmi les périodes observées dans les spectres DFT, seule celle de "l'excentricité" est non seulement renforcée dans la DFTA, mais également exprimée dans l'autocorrélation et ce pour tous les paramètres analysés. Le contrôle de la sédimentation argileuse Pliocène inférieur (sous-zone 1a) par l'obliquité est plus douteux bien que le pic de forte amplitude à 75 000 ans puisse être interprété comme une combinaison de type  $1/42\ 000 - 1/95\ 000 = 1/75\ 000$ . L'influence de la précession n'est pas confirmée.

## 2. Analyse de la sous-zone 1b

L'évolution à "haute résolution" des cortèges argileux de la sous-zone 1b (124 échantillons, de 943-XV-75 à 943-XXIII-130 - Annexe VII.4) peut être comparée à celle de l'étude globale (fig.59). Elle recouvre partiellement la sous-zone 1a. De l'analyse globale à l'analyse "haute résolution", le nombre de pic augmente et leur largeur diminue. Le nombre de pics est approximativement doublé par la "haute résolution". Le pas d'échantillonnage de 10 cm rend mieux compte de la variabilité minéralogique.

### a. Taux de sédimentation

L'échantillonnage couvre un intervalle de 600 000 à 800 000 ans dont la largeur est fonction de l'imprécision des âges absolus des bornes choisies (tab.21). Le taux de sédimentation se situe entre 16 m/Ma (6 500 / 10 cm) et 20 m/Ma (5 000 / 10 cm). L'interprétation des spectres sera réalisée en tenant compte de ces imprécisions.

Evénement	Niveau (section - cm)	Profondeur (m)	Age (Ma)
Base <i>Spongaster pentas</i>	XV-75	20,35	4,3/4,4
	XV-95	20,55	
Sommet <i>Siphostichartus corona</i>	XXIII-116	32,72	5,0/5,1
	XXIII-130	32,86	

Tableau 21. Carotte MD 90-943, datation biostratigraphique de la période Pliocène inférieur retenue pour l'analyse spectrale (Jonshon *et al.*, 1989; Caulet, com. pers. ; Nigrini et Caulet, 1992). Le taux de sédimentation est posé constant entre les deux limites.

### b. Choix du paramètre temporel et construction du signal

Nous avons mesuré la hauteur du pic de smectites à 17 Å sur l'essai glycolé. A partir des 124 échantillons, nous avons construit sur le même intervalle de temps une courbe interpolée de 128 valeurs.

## c. Résultats et interprétation des spectres

Dans la DFTA comme dans la DFT, le pic majeur d'indice 6 ou 7 correspond à une période de "l'excentricité" (tab.22 ; b et c, fig.61) de 95 000 à 125 000 ans. Les deux autres pics importants qui subsistent dans la DFTA (indices 11 et 14) sont attribuables à des périodes de l'obliquité de 40 000 à 54 000 ans (tab.22 ; d, fig.61). Enfin, des pics de faible amplitude coïncident avec des périodes précessionnelles de 19 000 à 24 000 ans (tab.22 ; d, fig.61).

La fonction d'autocorrélation (a, fig.61) propose des périodes de l'ordre de 100 000/120 000 ans ("excentricité"). Aucun intervalle correspondant à l'obliquité n'est mesuré. Quant à la précession, elle n'apparaît que très accessoirement.

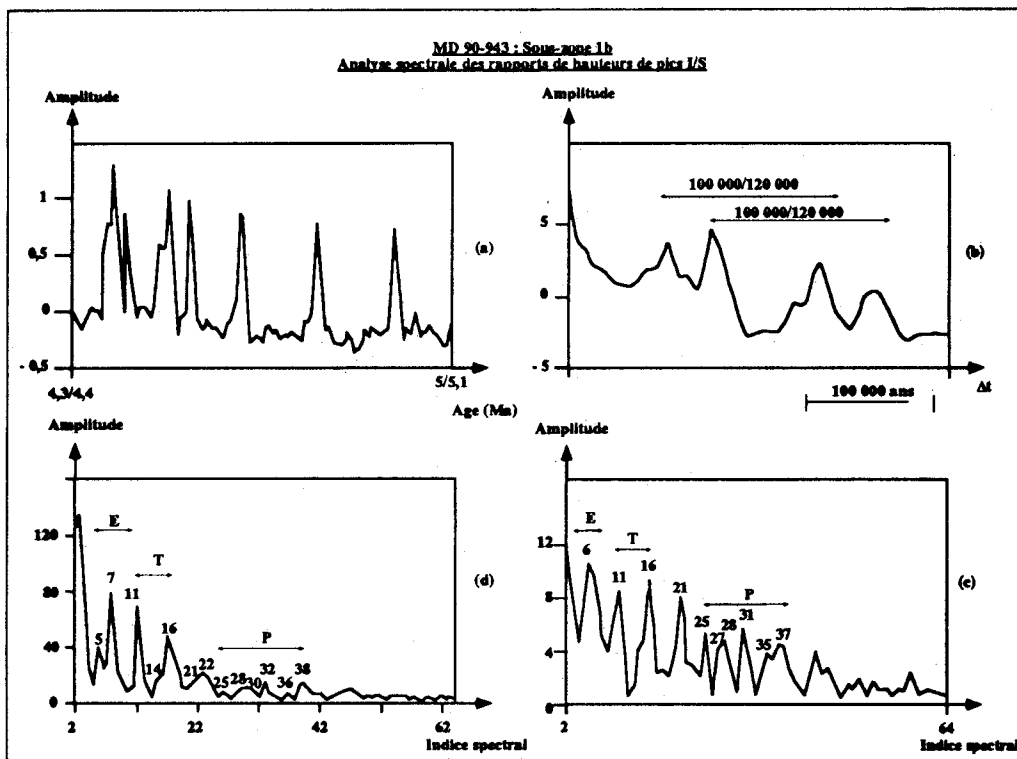


Figure 61. Carotte MD 90-943, sous-zone 1b : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport des hauteurs I/S".

- Signal "rapport des hauteurs I/S" dans la sous-zone 1b.
- Autocorrélation.
- Transformée discrète de Fourier (DFT).
- Transformée discrète de Fourier de l'autocorrélation.

Dans les spectres DFT et DFTA, l'indice spectral des pics est repéré. Les périodes correspondantes sont reprises dans le tableau 22, selon la durée de l'intervalle étudié.



Indice du pic	DFT	DFTA	Fenêtre de 800 000	Fenêtre de 700 000	Fenêtre de 600 000
5		+	160 000	140 000	<b>120 000</b>
6	+		133 000	<b>117 000</b>	<b>100 000</b>
7		+	<b>114 000</b>	<b>100 000</b>	86 000
11	+	+	73 000	64 000	<b>54 500</b>
14		+	57 000	50 000	<b>43 000</b>
16	+	+	50 000	44 000	37 500
21	+		38 000	33 000	29 000
22		+	36 000	32 000	27 000
25	+	+	32 000	28 000	<b>24 000</b>
27	+		30 000	27 000	<b>22 000</b>
28	+	+	28 500	25 000	<b>21 000</b>
30		+	27 000	<b>23 000</b>	<b>20 000</b>
31	+		26 000	<b>23 000</b>	<b>19 000</b>
32		+	25 000	<b>22 000</b>	<b>19 000</b>
35	+		<b>23 000</b>	<b>20 000</b>	17 000
36		+	<b>22 000</b>	<b>20 000</b>	17 000
37	+		<b>22 000</b>	<b>19 000</b>	16 000

Tableau 22. Interprétation du spectrogramme (DFT) et des auto-spectres (DFTA) des hauteurs ("H") des pics selon l'importance de la fenêtre de travail envisagée (600 000, 700 000 et 800 000 ans). Les périodes proches de celles de Milankovitch sont en caractères gras.

**En résumé**, l'analyse des fluctuations antagonistes du couple des variables smectites, illites (S.I) au Pliocène inférieur (sous-zone 1b) met en évidence l'effet du contrôle par des périodicités de l'ordre de 100 000/120 000 ans ("haute résolution"). Les périodes de l'obliquité sont plus douteuses. L'amplitude très faible des fréquences précessionnelles n'autorise pas leur prise en considération.

### III. DISCUSSION ET SYNTHÈSE DE L'ETUDE DE LA SEDIMENTATION ARGILEUSE ALTERNANTE MIO-PEISTOCENE DANS LE BASSIN INDIEN CENTRAL

L'analyse pluridisciplinaire de la fraction fine de sédiments du Bassin Indien Central permet de proposer un schéma d'évolution de la sédimentation argileuse du Miocène supérieur au Pléistocène.

Les données géochimiques (chapitre V) et isotopiques (chapitre VI) permettent d'une part d'affiner le "modèle" minéralogique 1) en précisant l'origine des minéraux argileux et 2) en identifiant leurs sources ; d'autre part de déceler une évolution diagénétique des sédiments du Bassin Indien Central. L'analyse spectrale des paramètres minéralogiques apporte des informations sur la nature du contrôle de la sédimentation.

### A. Origine du matériel argileux

Les compositions minéralogiques, géochimiques et isotopiques des argiles Mio-Pléistocène du Bassin Indien Central suggèrent une origine essentiellement détritique. Il n'y a pas d'évolution continue et irréversible des assemblages argileux avec la profondeur. Les smectites ont une composition alumino-ferrifère ou beidellitique, classique des argiles pédogénétiques. De plus, les spectres des TR étendus normalisés aux chondrites des niveaux smectitiques (minéraux d'altération) sont identiques à ceux des niveaux illitiques (minéraux primaires). Ces spectres offrent des anomalies négatives en Eu et en Nb-Ta, des fractionnements TR légères/TR lourdes ( $8 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 14$ ) typiques des roches de la croûte continentale supérieure ( $10 < \text{La}_N/\text{Yb}_N < 15$  - Taylor et Mc Lennan, 1985). Normalisés aux shales, les spectres sont conformes à ceux des matières en suspension fluviales (Martin et Whithfield, 1983). Enfin, les compositions isotopiques en Sr et en Nd des niveaux argileux se rapprochent de ce pôle crustal mature.

### B. Sources des argiles

L'altération et l'érosion des produits himalayens dans la Plaine Indo-Gangétique alimentent de façon dominante la sédimentation argileuse du Bassin Indien Central depuis les six derniers millions d'années.

L'hypothèse d'une source unique ou d'un mélange stable de sources distinctes est suggérée par l'homogénéité de la composition en éléments majeurs, la similitude des courbes thermiques différentielles et des formules structurales établies sur la fraction argileuse des différents échantillons, l'uniformité des spectres des TR étendus (normalisés aux shales) des niveaux argileux quel que soit l'âge ou la latitude de prélèvement des échantillons, la relation linéaire entre l'inverse des concentrations en Sr et les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Les rapports Th/Ta, Th/Hf, Hf/Ta mesurés dans la fraction fine permettent de positionner les échantillons dans un diagramme de Wood (1980). La fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  des niveaux biogènes et argileux y occupe le même pôle, pauvre en Ta et Hf, caractérisant le domaine des magmas orogéniques calco-alcalins (fig.62). Ceci permet d'éliminer les apports des zones basaltiques des rides (Ride 90° E, Ride médio-océanique) et du domaine intraplaque. En particulier, les points représentatifs des basaltes des Trapps du Deccan (Mahoney, 1988) sont largement distincts de ceux des échantillons du Bassin Indien Central. Contrairement aux suggestions de nombreux auteurs, basées sur des arguments minéralogiques et sédimentologiques (Aoki *et al.*, 1991; Amano et Taira, 1992; Bouquillon *et al.*, 1990; Cochran *et al.*, 1989b; 1989c; Cochran, 1990; Stow *et al.*, 1990), nos observations rendent improbable une contribution significative de cette source. Nous rejoignons ainsi l'opinion de France-Lanord *et al.* (1993a) qui rejettent l'influence des Trapps du Deccan sur la base de résultats isotopiques obtenus sur la minéralogie des sédiments du Site 717 du leg 116 ODP.

Les compositions isotopiques en Sr et en Nd reflètent la contribution d'un pôle crustal. Celui-ci correspond aux granites et aux gneiss du Complexe Himalaya-Tibet. De plus, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de certains niveaux détritiques, probablement turbiditiques, se rapprochent de la composition des argiles (illites ou smectites) du Leg 116, dont la signature isotopique en Sr et en Nd coïncide avec celle des roches himalayennes.

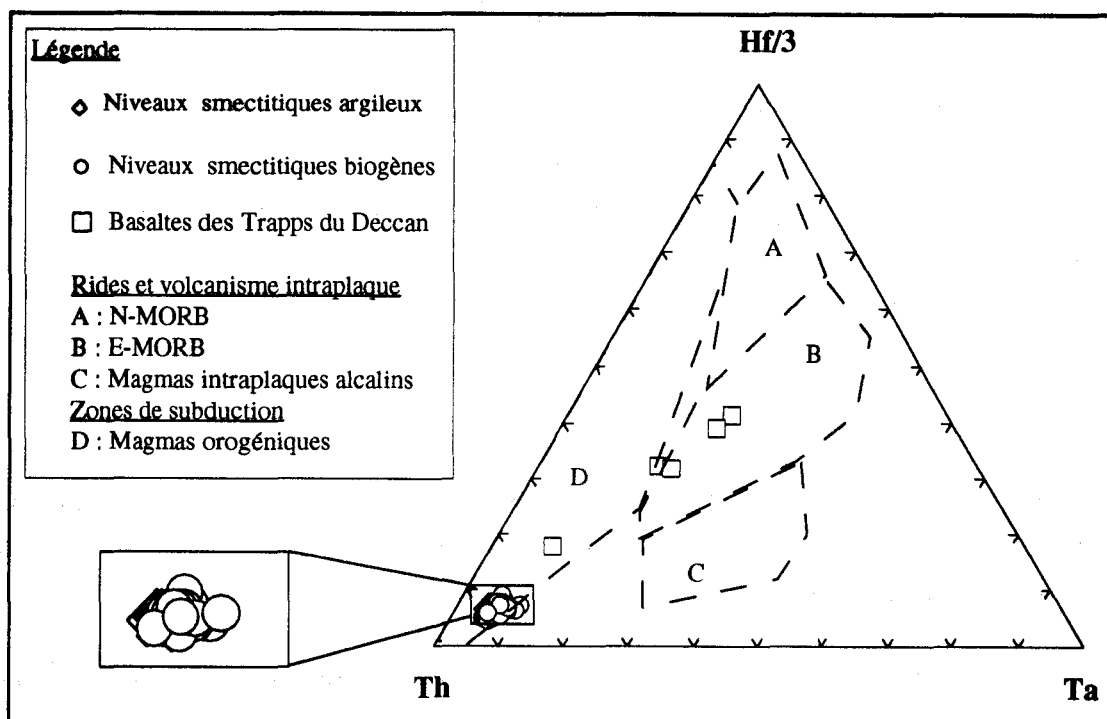


Figure 62. Localisation de la fraction fine des sédiments biogènes (en blanc) et des sédiments argileux (en noir) dans un diagramme de Wood (1980, modifié par Bienvenu, 1989). Les échantillons du Bassin Indien Central appartiennent au domaine des magmas orogéniques calco-alcalins et sont éloignés des points représentatifs des basaltes des Trapps du Deccan (Mahoney, 1988).

### C. Influence de la diagenèse précoce sur la composition en éléments traces des sédiments

Les compositions géochimiques et isotopiques des sédiments du Bassin Indien Central suggèrent des modifications diagenétiques précoces des apports détritiques, d'autant plus importantes que la fraction biogène se développe.

Les compositions isotopiques en Sr et en Nd de la fraction fine des échantillons occupent une position intermédiaire entre celles des roches himalayennes et la signature des eaux de l'Océan Indien. Les études séparées des isotopes du Sr puis du Nd mettent en évidence l'altération de la signature himalayenne par des phénomènes secondaires.

La dispersion des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  illustre la présence plus ou moins importante de Sr marin associé aux

argiles, soit par suite d'un processus d'adsorption sur les particules argileuses, soit par suite de l'incorporation d'une phase minéralogique riche en Sr (barytine). La forte concentration des barytines dans le sédiment total rend improbable la seconde hypothèse. Le Sr marin est donc adsorbé. Ba, Ce et Pb, sont également incorporés de cette façon vu leur comportement vis-à-vis des rapports isotopiques en Sr. Les teneurs en Ba, Sr et Pb, évoluant parallèlement avec l'anomalie en Ce, sont influencées par l'oxydation du  $Ce^{3+}$  en  $Ce^{4+}$ . Par contre, les concentrations en TR diminuent dans la fraction fine.

La composition isotopique en Nd, plus élevée dans le sédiment total que dans la fraction fine correspondante, suggère la présence de Nd marin.

**Les fractionnements géochimiques et l'altération des signatures isotopiques résultent de la conjonction de deux phénomènes simultanés :**

1) **la formation et l'incorporation dans le sédiment total d'une phase authigène** (barytine et/ou oxydes de Mn) présentant un enrichissement en TR et Y et un appauvrissement en V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th ; le fractionnement reflète la plus grande affinité des TR pour cette phase et/ou un stock de TR dans l'eau de mer plus important par rapport aux stock en V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th ;

2) **l'adsorption à partir de l'eau de mer de Ba, Sr, Ce et Pb** et leur fixation préférentielle sur les particules argileuses.

L'activité biologique croissante vers le sud entraîne des remobilisations diagénétiques de plus en plus intenses. D'une part, la productivité biologique favorise l'incorporation de Sr et de Ba (éléments biogènes) dans les tests des organismes siliceux et/ou l'utilisation du Ba comme nutriment. Ces éléments, partiellement libérés au cours de la dissolution des organismes, seront disponibles pour les réactions diagénétiques (adsorption sur les argiles, précipitation de sulfates). D'autre part, vers le sud, le caractère de plus en plus lent de la sédimentation allonge le temps de réaction à l'interface eau de mer/sédiment et permet des processus d'adsorption de plus en plus intenses (développement de l'anomalie positive en Ce).

## **D. Evolution de la sédimentation argileuse dans le Bassin Indien Central depuis 6 Ma**

### **1. Introduction**

Dans les 5 carottes étudiées, aucun effet de la diagenèse d'enfouissement n'est reconnu, ce qui est compatible avec la faible épaisseur des dépôts (< 50 m) et le taux moyen de sédimentation. Les assemblages argileux peuvent donc être interprétés en terme d'héritage et de paléoenvironnements de dépôts. Une relation nette existe entre la tectonique himalayenne et la sédimentation dans le Bassin Indien Central qui enregistre les déplacements de l'Inde vers le N/NE (Cochran, 1990). **Depuis le Miocène supérieur, les apports minéralogiques argileux du Bassin Indien Central sont principalement contrôlés par l'évolution tectonique et/ou climatique du Complexe Himalaya-Tibet.**

Discutons successivement les zones minéralogiques identifiées dans les carottes MD 90-947 à MD 90-942, soit :

- la zone minéralogique 1, du Miocène supérieur au Pliocène inférieur ;
- la zone minéralogique 2, du Pliocène supérieur au Pléistocène ;
- la zone minéralogique 3 (ou sommet de la zone 2), Pléistocène supérieur.

## 2. Zone minéralogique 1 : du Miocène supérieur au Pliocène inférieur

### a. Sous-zone minéralogique 1a

De 1 à 10° S, les assemblages argileux sont homogènes : les sites sont alimentés par des flux alternants de minéraux issus de l'érosion (illite, chlorite) et de l'altération (smectite). Une interprétation des gradients minéralogiques latitudinaux suggère une alimentation à partir de deux sources distinctes, d'une part le Complexe Himalaya-Tibet à dominance illitique, d'autre part la Péninsule Sud Indienne ou le Sri Lanka à dominance smectitique (Debrabant *et al.*, 1993). Les pulsions illitiques résulteraient de reprises d'érosion du Complexe himalayen. Pendant les intervalles smectitiques, des sources latérales prendraient le relais, favorisées par une période de relaxation de la tectonique himalayenne (Gansser, 1966), une phase transgressive (Haq *et al.*, 1987; Stow *et al.*, 1990) bloquant la charge des rivières sur le plateau continental (Cochran, 1990), la déformation intraplaque (Léger et Loudon, 1990) provoquant des slumpings latéraux détruisant des sols à smectites.

Le gradient latitudinal en illites décroissant vers le sud, les rapports isotopiques en Sr-Nd des argiles du Leg 116 suggèrent qu'effectivement ces minéraux sont d'origine septentrionale et résultent de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet. Par contre, en ce qui concerne les smectites, bien que leurs sources soient potentiellement nombreuses dans ce bassin (chapitre IV), elles ont des caractéristiques géochimiques stables stratigraphiquement et latitudinalement, identiques à celles des illites. La position des résultats isotopiques en Sr-Nd par rapport aux signatures des niveaux illitiques du Leg 116 suggère la contribution de roches d'origine himalayenne. **Les illites et les smectites ont donc une source commune septentrionale.**

L'analyse spectrale de paramètres minéralogiques exprimant les fluctuations antagonistes illites/smectites, mesurée dans les carottes nord et sud (MD 90-946 et MD 90-943), révèle des périodes de l'ordre de 100 000 ans. Une telle rythmicité implique un **contrôle orbital de la sédimentation argileuse, plutôt d'origine climatique** (fig.63). (Des reprises d'érosion d'origine tectonique généreraient un signal aléatoire). Nous l'attribuons à des conditions variables d'altération et d'érosion dans la Plaine Indo-Gangétique. Les variations de "l'excentricité" seraient susceptibles de modifier les taux d'hydrolyse, favorisant ou non la transformation de l'illite himalayenne en smectite. Cette hypothèse s'accorde avec les compositions isotopiques en O et H mesurées sur la fraction fine du Site 717 (Bouquillon *et al.*, 1990 ; France-Lanord *et al.*, 1993a). En effet, les relations entre les valeurs  $\delta D$  et  $\delta^{18}O$  suggèrent que les illites préservent la signature d'un précurseur métamorphique, sans effet décelable de l'altération. Au contraire, les smectites semblent avoir subi une altération à basse température dans la Plaine Indo-Gangétique. Ainsi, les différences entre les compositions en isotopes stables des fractions illitiques et smectitiques traduisent différentes histoires d'altération d'un même matériel.

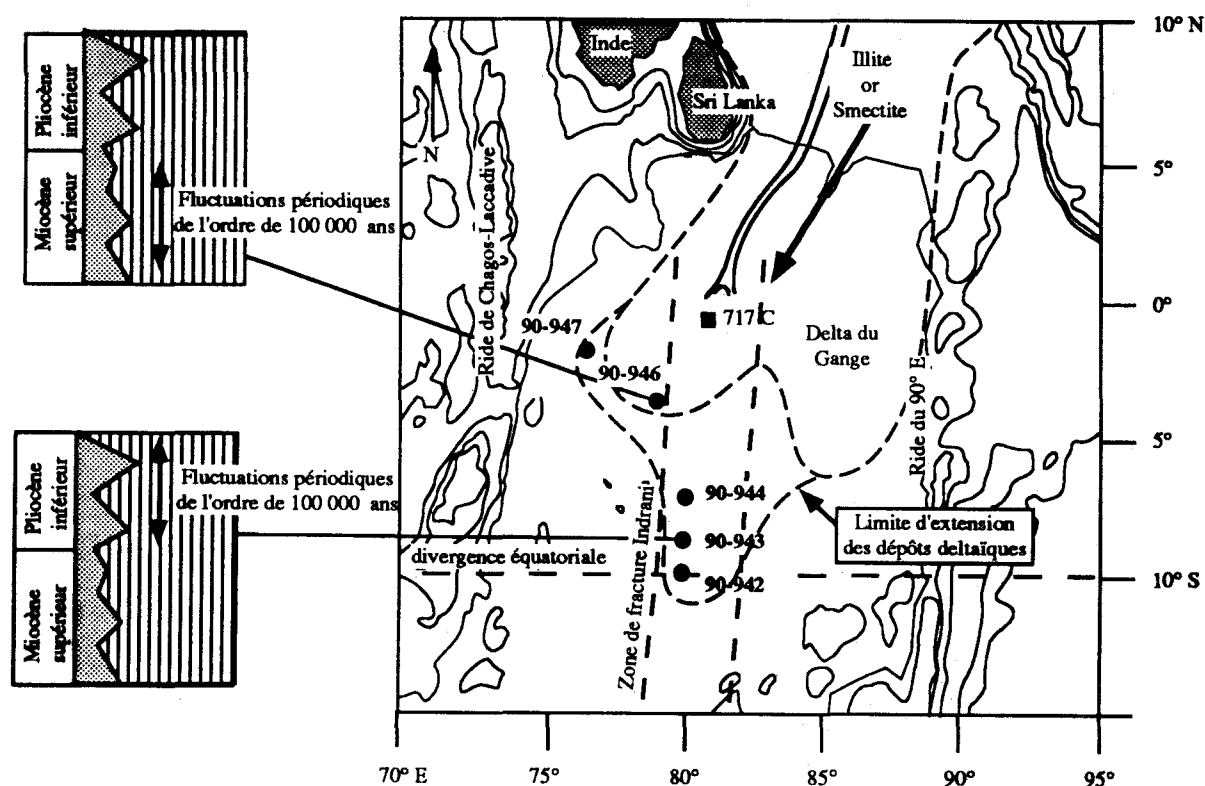


Figure 63. Schéma d'interprétation des assemblages argileux dans le Bassin Indien Central du Miocène supérieur à la première moitié du Pliocène inférieur. Les niveaux illitiques alternent avec les niveaux smectitiques selon des périodicités de l'ordre de 100 000 ans. Le contrôle de la sédimentation argileuse est d'origine climatique. Les sites sont alimentés en illites ou en smectites selon des conditions d'altération et d'érosion variables dans la Plaine Indo-Gangétique.

Ainsi, les fluctuations minéralogiques basales (sous-zone 1a) des carottes prélevées entre 3 et 10° S (MD 90-946, 90-944, 90-943 et 90-942) résultent d'une alimentation à partir d'une source unique dominante, soumise à des conditions périodiques d'érosion et d'altération : le **Complexe Himalaya-Tibet** et la **Plaine Indo-Gangétique** qui lui est associée. La tectonique active liée au Chevauchement Central Majeur (Gansser, 1966) favorise une importante érosion des roches cristallines du Complexe Himalaya-Tibet. Selon les conditions d'altération variables au niveau de la Plaine Indo-Gangétique, les illites sont soit directement transportées vers le bassin océanique via le Gange, soit préalablement transformées en smectites. La limite distale des apports terrigènes du Delta du Gange se situe au Miocène supérieur-Pliocène inférieur entre 10 et 12° S (fig.63).

Remarquons qu'en plus de la périodicité minéralogique apparaissent des alternances faciologiques indépendantes. Les argiles vertes sont interrompues par des niveaux noirs à matière organique continentale et généralement riches en smectites et kaolinites (Debrabant *et al.*, 1993). Les quelques investigations que nous avons menées montrent que ces niveaux ne se distinguent ni par leur géochimie, ni par leur signature isotopique. Ils conservent la même source dominante. En particulier, c'est la signature isotopique en Nd d'un de ces niveaux (4.4) qui coïncide le mieux avec celle des argiles du Leg 116 et les roches himalayennes. L'irrégularité de ces apports suppose une contribution

latérale supplémentaire, riche en matière organique et parfois accompagné de smectites et kaolinites, minéraux classiques d'altération pédogénétique. Toutefois, quantitativement, elle est insuffisante pour affecter les compositions géochimiques et isotopiques mesurées. Selon la bibliographie (Cochran *et al.*, 1989a, 1989b, 1989c ; Debrabant *et al.*, 1993), le matériel noir aurait une origine NW depuis les régions de la Péninsule Sud Indienne ou du Sri Lanka, et serait véhiculé par des slumps déclenchés par la déstabilisation sismique des marges.

#### b. Sous-zone minéralogique 1b

Durant la seconde moitié du Pliocène inférieur, les alternances illites/smectites s'estompent dans les sites méridionaux (MD 90-944, 90-943 et 90-942). Seules persistent des pulsions illitiques à lithologie systématiquement grossière. **Ces niveaux résultent d'apports turbiditiques irréguliers, reflétant des pulsions successives de la tectonique himalayenne** (fig.64). En effet, bien que dans cette région le Pliocène soit considéré comme une période de stabilité tectonique (Gansser, 1964, 1966, 1981 ; Le Fort, 1989 ; Powell, 1986), Copeland *et al.* (1990a, 1990b) suggèrent au contraire une surrection épisodique, se produisant par de petits mouvements localisés.

### 3. Zone minéralogique 2 : Du Pliocène supérieur au Pléistocène

A partir du Pliocène supérieur, l'évolution des cortèges argileux varie le long du transect étudié (fig.64). La sédimentation argileuse alternante persiste dans les carottes MD 90-947 et 90-946. Par contre, les niveaux à minéraux primaires disparaissent dans les carottes sud et sont remplacés par une sédimentation à dominante smectitique.

Un essai d'analyse spectrale sur la carotte MD 90-946 ne met en évidence aucune périodicité dans les variations minéralogiques. Dans la carotte MD 90-947, l'application des traitements mathématiques des fluctuations argileuses n'a pas été possible. D'une part, la composante essentiellement terrigène de la sédimentation ne permet pas de datation biostratigraphique continue. D'autre part, il était aléatoire de proposer un taux de sédimentation constant dans cette carotte où les venues carbonatées sont d'origine turbiditique (Caulet, 1992 ; Debrabant *et al.*, 1993).

Le contexte tectonique néogène régional pourrait expliquer les différences décelées entre les forages nord et sud. La résistance accrue à la subduction, la collision continent-continent, l'expansion de la Ride Sud-Est Indienne soumettent le Bassin Indien Central à de larges contraintes compressives nord-sud (Stein et Okal, 1978). Depuis le Miocène supérieur, une importante déformation intraplaque se développe, de façon relativement continue dans le bassin (Cochran *et al.*, 1989c). Elle s'accompagne de zones de fracture, dont la fracture Indrani (Sclater et Fischer, 1974) qui séparent les sites nord et les sites sud (fig.64). Des mouvements tectoniques le long de cette zone pourraient ainsi isoler les forages SHIVA. L'observation de foraminifères remaniés dans la partie supérieure du site 717 (Pliocène supérieur/Pléistocène) supporte l'hypothèse d'une accélération de la déformation vers deux millions

d'années (Scott et Léger, 1990). Scott et Léger (1990) suggèrent que les niveaux carbonatés proviennent de la Ride de 90° E ou de la Ride de Chagos-Laccadive. Dès que la déformation s'accélère, le matériel deltaïque du Gange n'atteint plus le Site 717. D'autres apports sédimentaires, plus latéraux, peuvent alors s'exprimer.

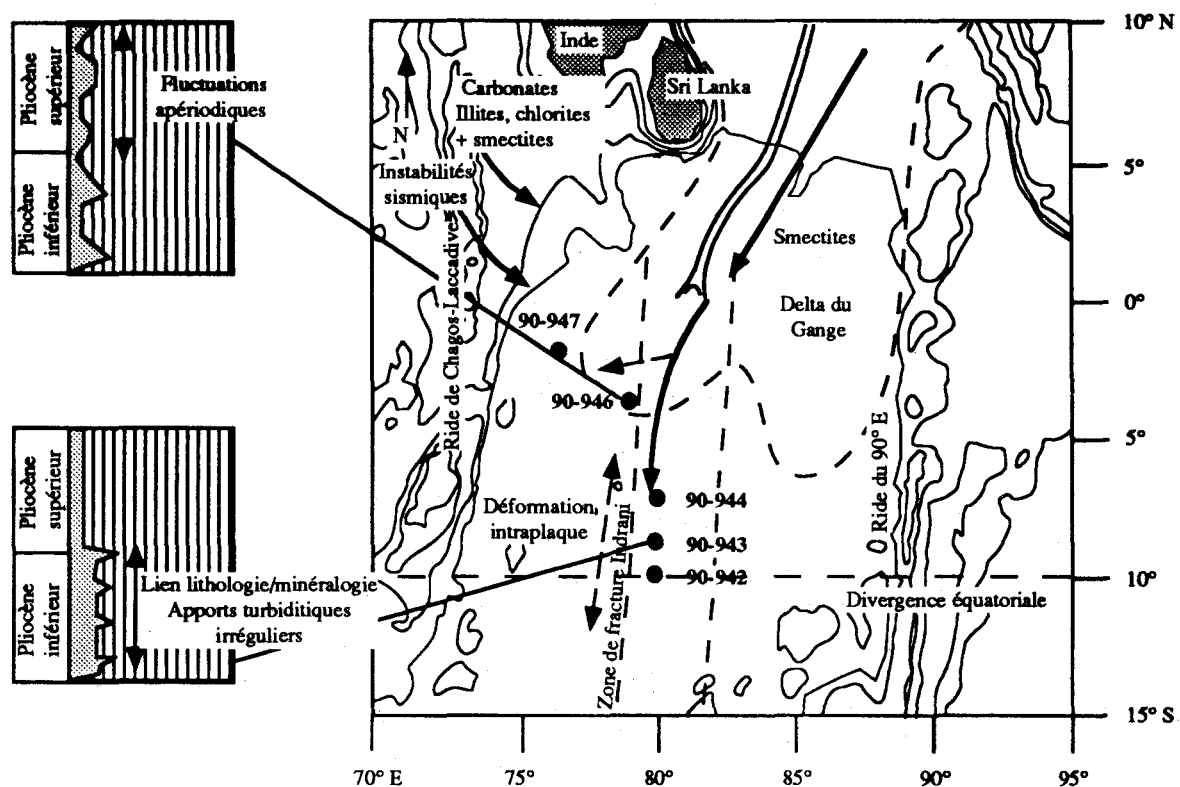


Figure 64. Schéma d'interprétation des assemblages argileux dans le Bassin Indien Central de la seconde moitié du Pliocène inférieur au Pliocène supérieur. Les assemblages argileux se distinguent au nord et au sud du transect. Au sud, des niveaux illitiques à lithologie grossière caractérisent des apports turbiditiques himalayens. Ensuite, la dominance des smectites reflète une stabilisation des conditions d'altération et d'érosion dans la Plaine Indo-Gangétique. Au nord, les alternances persistent mais elles sont aléatoires. La déformation intraplaque le long de la fracture Indrani limite les apports septentrionaux. Les forages MD 90-947 et 90-946 sont alimentés latéralement depuis les rides soumises à des instabilités sismiques. Le contrôle de la sédimentation argileuse est d'origine tectonique.

L'interprétation que nous proposons est la suivante. Au cours du Pliocène supérieur, le matériel deltaïque du Gange alimente toujours les sites méridionaux. En cette période de calme tectonique, la stabilisation des conditions d'altération et d'érosion dans la Plaine Indo-Gangétique favorise des apports continus de smectites issues de la pédogenèse. Au contraire, dans les sites MD 90-947 et 90-946, l'accélération de la déformation intraplaque le long de la zone de fracture et/ou les ondulations du plancher océanique (Cochran *et al.*, 1989b ; Geller *et al.*, 1983 ; Weissel *et al.*, 1980) limiteraient l'influence des apports septentrionaux. L'instabilité sismique sur la Ride de Chagos-Laccadive pourrait engendrer des apports turbiditiques. Un tel mode de dépôt expliquerait le **contrôle aperiodique d'origine tectonique de la sédimentation argileuse**. L'influence de cette ride a d'ailleurs déjà été mentionnée (Caulet, 1992; Debrabant *et al.*, 1993). De plus, la lithologie (niveaux bioclastiques carbonatés, abondance de matériel organique noir remanié des sols du sud de l'Inde ou de Sri Lanka) et la minéralogie des argiles (illites et chlorites) de la carotte MD 90-947 s'accordent avec la composition de cette source. Debrabant *et al.* (1993)



interprètent plutôt l'évolution latitudinale des compositions minéralogiques par la présence d'un obstacle vers 3° S qui empêcherait l'alimentation des sites sud. Cependant, vu l'identité de compositions géochimique et isotopique des différentes carottes et les gradients minéralogiques, cette hypothèse est peu probable. D'autant que les alternances s'atténuent également dans le Site 717 du Leg 116, pourtant plus septentrional.

#### **4. Zone minéralogique 3 ou sommet de la zone 2 ; Pléistocène supérieur**

Une augmentation des minéraux primaires se marque dans la carotte MD 90-947 dès 1,5 Ma. Elle est plus tardive et souvent moins marquée dans les autres carottes (0,9 Ma). L'activation du Chevauchement Majeur Frontal (Main boundary Thrust ou MBT, Gansser, 1966 ; Stow *et al.*, 1990) et la diminution importante du niveau marin liée à l'extension des glaciations septentrionales (Pisias et Moore, 1981 ; Ruddiman et Kutzbach, 1989) provoquent une reprise de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet. Les fortes turbidites, également perceptibles au site 717, n'atteignent pas 10° S. La déformation intraplaque isolerait le site MD 90-942 suite aux ondulations structurales E-W du plancher océanique ou aux rejeux des fractures (Weissel *et al.*, 1980 ; Cochran *et al.*, 1989c). Les cortèges argileux stabilisés s'enrichissent en illites. La reprise de l'activité tectonique himalayenne (Chevauchement Majeur Frontal) et le refroidissement climatique généralisé réduisent l'altération chimique et favorisent les apports de minéraux primaires. **La sédimentation argileuse est sous un contrôle mixte, tectonique et climatique.**

## **CHAPITRE VIII - CONCLUSIONS GENERALES**

## CHAPITRE VIII. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

### I. DÉMARCHES SUIVIES

**L'objectif au cours de ce travail était de mettre en évidence et d'interpréter l'évolution des assemblages argileux de la sédimentation Néogène à Quaternaire de l'Océan Indien Nord en terme de flux contrôlés par le climat ou la tectonique.**

Selon la disponibilité du matériel sédimentaire, deux domaines d'étude ont été choisis :

- le Bassin de le Mer d'Arabie (Site 721 du Leg 117 ODP - 300 échantillons) ;
- le Bassin Indien Central (cinq carottes de la mission SHIVA du Marion Dufresne - 1 000 échantillons).

La diffractométrie des rayons X a été utilisée comme technique de base sur la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  de tous les échantillons. Elle a permis de définir les cortèges argileux, de sélectionner les intervalles utiles pour l'analyse spectrale des signaux fonction du temps, de choisir les paramètres minéralogiques les mieux adaptés dans la recherche de périodicités et de sélectionner les échantillons pour les analyses géochimiques complémentaires.

Les traitements mathématiques de l'analyse spectrale (autocorrélation, transformée discrète de Fourier, transformée de l'autocorrélation) appliqués sur différents paramètres minéralogiques (rapport de hauteurs de pics, rapports de surface de pics ou pourcentages de minéraux argileux mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes) ont permis de déceler, dans l'enregistrement des flux minéralogiques, des périodicités d'origine orbitale (10 000 à 100 000 ans), donc liées aux climats, et de suivre leur transformation. **Il est proposé un modèle d'évolution de la sédimentation argileuse sur la Ride d'Owen, sous le contrôle des facteurs climatiques.**

Dans le Bassin Indien Central, les origines et les sources des minéraux argileux surtout smectitiques étant potentiellement nombreuses et controversées, nous avons développé le recours à des analyses minéralogiques ponctuelles (ATD, microsonde) et géochimiques (spectrométries d'émission ou d'adsorption : ICP-MS, ICP, SAA ; spectrométrie de masse). **L'approche pluridisciplinaire permet d'établir un modèle d'évolution sédimentologique et diagénétique dans le Bassin Indien Central sous le contrôle double des facteurs climatiques et tectoniques.**

## II. APPORTS DU TRAVAIL

### 1. Le Bassin de la Mer d'Arabie

Nous avons pu ainsi définir :

- les conditions et les limites d'application des traitements mathématiques relevant de l'analyse spectrale sur des paramètres minéralogiques argileux :
- l'existence d'un contrôle climatique aux différentes fréquences des paramètres orbitaux ("excentricité", obliquité et précession) dans la sédimentation argileuse Plio-Pléistocène de la Ride d'Owen :
- l'évolution de ce contrôle orbital et son interprétation en terme de réponses simultanées ou différées des sources de gradients opposés.

1) La sédimentation pélagique, continue, non perturbée par les apports turbiditiques de l'Indus a essentiellement enregistré les fluctuations du phénomène climatique régional, la mousson. Le cortège argileux est surtout constitué de palygorskites et d'illites détritiques. Les minéraux fibreux sont véhiculés par les vents de la mousson du SW et les courants aériens associés du NW qu'elle génère au-dessus de l'Arabie ; les illites résultent de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet et sont apportées par l'Indus ou par les vents de la mousson du NE.

Après avoir défini l'évolution du cortège argileux, nous avons choisi une analyse "à haute résolution" dans l'intervalle Plio-Pléistocène (2.7 à 1.2 Ma) afin de comparer nos résultats à ceux des paléomagnéticiens (basés sur la susceptibilité magnétique). Les fluctuations antagonistes de la palygorskite et de l'illite ont guidé le choix du paramètre analysé : le rapport des hauteurs des pics mesurées sur l'essai glycolé des diffractogrammes. Ce paramètre s'est révélé raisonnablement stationnaire sur l'intervalle choisi pour son taux de sédimentation uniforme (35 m/Ma), déjà utilisé par les paléomagnéticiens. Le pas d'échantillonnage moyen de 20 cm permet ainsi la mise en évidence de périodes supérieures à 12 000 ans (limite prévue par la loi de Shannon dans ce cas précis).

2) L'application de trois opérateurs linéaires sur le signal temporel défini ci-dessus a révélé des périodicités de l'ordre de celles que propose la théorie de Milankovitch. Plus précisément, **les spectres de fréquence et les corrélogrammes recèlent**

- **des périodes fondamentales de "l'excentricité"** (95 000 - 107 000 ans), **de l'obliquité** (40 000 - 43 000 ans) **et de la précession** (19 000 à 24 000 ans) ;
- **des périodes secondaires des fonctions forçantes externes** (25 000, 31 000, 54 000, 60 000 ans) ;
- **des combinaisons non linéaires ou des harmoniques des périodes fondamentales** (75 000, 88 000 ans).

La confrontation des résultats de ces traitements permet d'éliminer, ou au moins de réduire, les artefacts en ne retenant que les périodes extraites simultanément par les différents modes de calcul.

3) L'analyse spectrale de quatre intervalles de temps successifs montre un glissement des fréquences dominantes, de la précession en période préglaciaire à l'obliquité en période glaciaire. Cette observation confirme celle obtenue par De Menocal *et al.* (1991) à partir des fluctuations de la susceptibilité magnétique. **Les apports argileux à palygorskites et illites de la Ride d'Owen évoluent en fonction des conditions paléoclimatiques, elles-mêmes contrôlées par différents paramètres orbitaux au cours du temps.** Le schéma suivant est proposé :

En période préglaciaire (avant 2,3 Ma) : les flux argileux sont principalement contrôlés par les variations régionales de la mousson

Lorsque la mousson est intense, les apports éoliens SW de palygorskite dominent la sédimentation argileuse sur la Ride d'Owen. Les upwellings dévient les apports illitiques à l'avant du Delta de l'Indus. En période de faible mousson, les illites atteignent plus facilement la Ride, tandis que les apports de palygorskite régressent.

En période glaciaire (après 2,3 Ma) : les flux argileux sont contrôlés par les variations globales de la glaciation

Lors d'un stade glaciaire, la mousson est affaiblie mais l'aridification continentale, l'abaissement du niveau marin (et peut-être le développement de bassins évaporitiques péricontinentaux) favorisent la formation, l'érosion et le transport de la palygorskite. Les apports à illites résultent surtout des reprises d'érosion du Delta de l'Indus suite à la régression. En stade interglaciaire, la mousson se développe à nouveau et les apports de minéraux fibreux sont favorisés.

## **2. Le Bassin Indien Central**

Le Bassin Indien Central est un domaine d'étude plus complexe que le précédent. La sédimentation y est mixte, influencée simultanément par les apports terrigènes de la partie distale du Delta du Bengale, en relation avec les facteurs de l'érosion du Complexe Himalaya-Tibet et de la Plaine Indo-Gangétique, ainsi que par les apports pélagiques liés à la mise en place de la divergence équatoriale. La distribution des cortèges argileux montre des alternances de niveaux smectitiques et de niveaux illitiques, généralement attribuées à des changements de source.

Une investigation pluridisciplinaire, minéralogique et géochimique, a permis :

- de démontrer l'origine principalement détritique des minéraux argileux ;
- d'identifier la source dominante des smectites qui résultent principalement de la transformation des produits himalayens dans la Plaine Indo-Gangétique ;

- d'interpréter les fluctuations argileuses illites/smectites Miocène supérieur à Pléistocène en terme de variations paléoenvironnementales des facteurs climatiques et/ou tectoniques et de dégager une évolution du contrôle dominant selon l'intervalle de temps considéré :

- de mettre en évidence des modifications diagénétiques des compositions géochimiques, dont l'intensité relativement modeste est surtout liée à l'activité biologique de la divergence équatoriale.

1) l'absence d'évolution continue et irréversible des assemblages argileux en fonction de la profondeur d'enfouissement, la composition géochimique uniforme et identique à celle des roches de la croûte continentale, l'absence d'anomalie négative en Ce, les valeurs des rapports isotopiques en Sr et en Nd impliquent **une origine détritique des smectites**.

2) l'homogénéité des compositions minéralogique et géochimique, l'identité des distributions des éléments traces des niveaux illitiques et smectitiques, les rapports de concentrations élémentaires tels Th/Ta, Th/Hf, Ta/Hf s'accordent avec **une source détritique dominante unique, mature, de nature calco-alcaline**. La position isotopique des échantillons par rapport aux illites ou aux smectites du Leg 116 couplée aux possibilités d'apports considérables depuis le bassin de drainage himalayen sont favorables à l'hypothèse d'une source himalayenne directe ou différée (altération du matériel himalayen dans la Plaine Indo-Gangétique).

3) l'évolution stratigraphique des assemblages argileux permet de subdiviser la sédimentation argileuse du Bassin Indien Central Miocène supérieur à Pléistocène en quatre intervalles de temps dans lesquels ils sont contrôlés par des facteurs différents.

a) Du Miocène supérieur au Pliocène inférieur, les alternances minéralogiques périodiques ont la fréquence des fluctuations orbitales longues ("excentricité"), et sont attribuées aux variations climatiques des conditions d'altération et d'érosion au niveau de la Plaine Indo-Gangétique. Quant aux alternances lithologiques (faciès vert/faciès noir), elles sont indépendantes, liées à des flux latéraux irréguliers de matière organique continentale. Ce matériel est probablement issu de la Péninsule Sud Indienne et/ou du Sri Lanka mais est quantitativement insuffisant pour modifier la signature géochimique de la fraction fine.

b) Durant la seconde moitié du Pliocène inférieur, le caractère périodique de la distribution des argiles dans la carotte MD 90-943 est contestable, les alternances minéralogiques étant associées à des changements lithologiques. **Le contrôle est davantage d'origine tectonique** : les maxima illitiques irréguliers reflètent des pulsions tectoniques successives et apériodiques.

c) Du Pliocène supérieur au Pléistocène, les alternances s'estompent dans l'ensemble des carottes (sauf dans la MD 90-947) suite à une stabilisation des conditions d'altération en période de ralentissement tectonique.

Dans le site MD 90-947, des alternances minéralogiques persistent mais elles sont associées à des variations lithologiques. Elles résultent d'apports latéraux probablement turbiditiques, soit carbonatés et issus de la Ride de Chagos-Laccadive, soit à contenu organique et issu de la déstabilisation des marges de la Péninsule Sud Indienne et/ou du Sri Lanka. D'ailleurs l'abondance des niveaux organiques dans la carotte la plus occidentale conforte l'hypothèse du gradient NW de leur source.

d) Au Pléistocène supérieur, les fluctuations minéralogiques cessent dans tous les sites suite à l'arrêt de l'alimentation latérale carbonatée ou organique. Le renforcement des illites, surtout marqué dans la carotte MD 90-946, résulte de l'action conjuguée de la reprise d'activité tectonique et du refroidissement climatique (**contrôle mixte**).

4) La distribution des éléments traces entre la fraction fine et le sédiment total, la comparaison des rapports isotopiques de la fraction fine par rapport à ceux du sédiment total impliquent une altération des propriétés initiales de la composante détritique par des modifications diagénétiques précoces, particulièrement marquées dans les niveaux biosiliceux.

Dans les niveaux argileux, la composante détritique est peu altérée. Il se produit des processus d'adsorption à partir de l'eau de mer et surtout des précipitations de minéraux sulfatés. **Les teneurs et les distributions des éléments traces de la fraction fine des niveaux argileux sont donc directement utilisables pour la détermination de la nature des régions sources.**

Par contre, dans les niveaux biogènes, davantage de précautions doivent être prises pour interpréter les résultats géochimiques en terme de sources allochtones. En effet, de nombreux fractionnements géochimiques sont mis en évidence : anomalie positive en Ce liée aux argiles, appauvrissement en TR et Y et enrichissement en V, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta et Th de la fraction fine par rapport au sédiment total. Ils sont attribués à l'action conjuguée de deux processus, d'une part la formation et l'incorporation d'une phase néoformée (barytine et/ou oxydes de Mn), d'autre part l'adsorption à partir de l'eau de mer de Ba, Sr, Ce et Pb fixés préférentiellement sur les particules argileuses. La productivité biologique croissante augmente les concentrations en éléments biogènes (Ba, Sr et peut-être Pb) disponibles pour ces réactions d'échanges favorisées par le caractère de plus en plus lent de la sédimentation. **Dans les niveaux biogènes, la géochimie des éléments traces n'est utilisable, pour définir les sources, qu'à travers les rapports entre des éléments ayant un fractionnement similaire entre la fraction fine et le sédiment total similaire (La/Yb, Th/Ta).** Les rapports entre différents groupes sont cette fois indicateurs de l'intensité des phénomènes diagénétiques (Sr/Nd).

### III. COMPARAISON DES DEUX DOMAINES D'ETUDE

Dans les deux bassins, les apports détritiques fluviatiles et éoliens présentent au cours du Néogène des fluctuations antagonistes entre deux types d'argiles, soit entre les palygorskite et les illites, soit entre les smectites et les illites.

**Dans le Bassin de la Mer d'Arabie, la sédimentation argileuse illites/palygorskites Plio-Pléistocène est sous un contrôle exclusivement climatique.** Le contrôle orbital évolue depuis des périodicités précessionnelles vers des périodicités plus longues de l'obliquité ou des combinaisons de périodes obliquité/"excentricité". Il est d'abord régional (mousson) puis plus global (glaciation).

**Dans le Bassin Indien Central, la sédimentation argileuse smectites/illites Miocène supérieur à Pléistocène est sous un contrôle mixte, climatique et/ou tectonique.** Au contrôle orbital périodique Miocène supérieur à Pliocène inférieur, lié aux variations de l'excentricité, succède un contrôle a périodique tectonique ou tectonique et climatique.

Le Complexe Himalaya-Tibet influence les deux domaines étudiés:

- dans le Bassin de la Mer d'Arabie, par son rôle prépondérant dans le développement du mécanisme de la mousson et les apports détritiques illitiques véhiculés par l'Indus :
- dans le Bassin Indien Central, par les conditions d'altération et d'érosion régnant au niveau de la Plaine Indo-Gangétique, par les mouvements tectoniques, par les apports fluviatiles drainés par le système Gange-Brahmapoutre. Les fluctuations de l'intensité de la mousson et l'extension des calottes glaciaires septentrionales, bien marquées dans les sédiments argileux de la Ride d'Owen, ne sont pas enregistrées dans les fluctuations minéralogiques décelées dans le Bassin Indien Central.

Cette étude montre la potentialité des argiles en tant que marqueurs paléoclimatiques des variations à court terme, liées aux paramètres orbitaux. Cependant des précautions sont nécessaires au niveau de l'interprétation. L'analyse spectrale ne peut être réalisée que sur des séries sédimentaires détritiques, continues, à taux de sédimentation stable, en particulier sur des séries non perturbées par des apports turbiditiques. La Ride d'Owen est un site d'étude privilégié. Le Bassin Indien Central est plus complexe et une étude particulière de l'origine des argiles et des alimentations de ce bassin s'est avérée indispensable à l'interprétation des résultats des traitements mathématiques. La complémentarité des études minéralogiques et géochimiques est ainsi confirmée.



**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackerman, S.A., and Cox, S.K.** (1988). Dust outbreaks associated with the southwest monsoon region. Meteorology and Atmospheric Physics, 41(1), 19-34.
- Addy, S. K.** (1979). Rare earth element patterns in manganese nodules and micronodules from northwest Atlantic. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, 1105-1115.
- Albarède, F., and Goldstein, S. L.** (1992). World map of Nd isotopes in sea - floor ferromanganese deposits. Geology, 20, 761-763.
- Algeo, T. J., and Wilkinson, B. H.** (1988). Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. Journal of Geology, 96, 313-322.
- Alibert, C., Michard, A., and Albarède, F.** (1983). The transition from alkali basalts to kimberlites : isotope and trace element evidence from melilitites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82, 176-186.
- Amano, K., and Taira, A.** (1992). Two phases uplift of higher himalayas since 17 Ma. Geology, 20, 391-394.
- Aoki, S., and Sudo, T.** (1973). Mineralogical study of the core samples from the Indian Ocean, with special reference to the vertical distribution of clay minerals. J. Oceanogr. Soc. Japan, 29, 87-93.
- Aoki, S., Kohyama, N., and Ishizuka, T.** (1991). Sedimentary history and chemical characteristics of clay minerals in cores from the distal part of the Bengal Fan (ODP Leg 116). Marine Geology, 99, 175-185.
- Ataman, G., et Lucas, J.** (1968). Relation entre la répartition des éléments dans les minéraux argileux et la paléogéographie triassique du Jura. In L. H. Ahrens (Eds.), Origin and distribution of the elements Oxford : Pergamon Press Ltd. 1023-1037.
- Bassinot, F.** (1993). Etude paléocéanographique à haute résolution des carbonates pélagiques des océans Indien et Pacifique en région tropicale. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, 225 p.
- Bathia, M. R.** (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal of Geology, 91(6), 611-627.
- Bathia, M. R., and Crook, K. A. W.** (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 181-193.
- Beaufort, L.** (1991). Dynamique du nannoplancton calcaire au cours du Néogène : implications climatiques et océanographiques. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, 156 p.
- Beaufort, L., and Aubry, M. P.** (1990). Fluctuations in the composition of L. Miocene calcareous nanofossil assemblages as a response to orbital forcing. Paleoceanography, 5(6), 845-865.
- Ben Otham, D., White, W. M., and Patchett, J.** (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. Earth and Planetary Science Letters, 94, 1-21.
- Berger, A.** (1977). Support for the astronomical theory of climatic change. Nature, 269, 44-45.
- Berger, A.** (1978). Théorie astronomique des paléoclimats. une nouvelle approche. Bull. Soc. belge Géol., 87(1), 9-25.

- Berger, A.** (1984). Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the quaternary. *In* A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman (Eds.), Milankovitch and Climate. Amsterdam: Reidel D., 3-39.
- Berger, A., and Pestiaux, P.** (1984). Accuracy and stability of the Quaternary terrestrial insolation. *In* A. Berger *et al.* (Eds.), Milankovitch and Climate Amsterdam: Reidel D., 83-111.
- Berger, A.** (1988). Milankovitch theory and climate. Rev. Geophys., 26(4), 624-657.
- Berger, A.** (1989). The spectral characteristics of pre-Quaternary climate records, an example of the relationship between astronomical theory and geosciences. *In* A. Berger, S. Schneider, and J. Duplessy (Eds.), Climates and Geosciences. Reidel Nato ASI. Dordrecht : Kluwer Academic Publ., 47-76.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., and Vancouvering, J. A.** (1985). The Neogene : Part 2 , Neogene geochronology and chronostratigraphy. *In* N. Snelling (Eds.), The chronology of the geological record. London: Geol. Soc. Mem, 211-260.
- Beutelspacher, H., and Van der Marel, H. W.** (1968). Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam, New York, London: Elsevier Publ. Comp., 333 p.
- Biscaye, P. E., and Dasch, E. J.** (1971). The rubidium, strontium, strontium isotopes system in deep sea sediments : Argentine basin. Journal of Geophysical Research, 76, 5087-5096.
- Biennvenu, P.** (1989) Géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles dans le système exogène océanique. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale. 290 p.
- Bishop, J. K. B.** (1988). The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. Nature, 332, 341-343.
- Blackman, R. B., and Tukey, J. W.** (1958). The measurement of power spectra. New York: Dover Publ., Inc., 190 p.
- Bloemendal, J., and De Menocal, P.** (1989). Evidence for a shift in the climatic variability of the African and Asian monsoons at 2.5 Ma : an application of whole-core magnetic susceptibility measurements to paleoclimatology. Nature, 342, 897-899.
- Bloomfield, P.** (1976). Fourier analysis of time series : an introduction. New York: J. Wiley and Sons Ed., 258 p.
- Bonnefille, R.** (1976). Palynological evidence for an important change in the vegetation of the Oma Basin between 2.5 and 2 Ma. *In* Y. Coppens *et al.* (Eds.), Earliest man and the environments in the Lake Rudolf basin Chicago: University of Chicago Press, 421-431.
- Bonnot-Courtois, C.** (1981) Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse de doctorat d'état. Université de Paris Sud - Orsay, 217 p.
- Bonnot-Courtois, C., et Jaffrezic-Renault, N.** (1982). Etude des échanges entre terres rares et cations interfoliaires de deux argiles. Clay minerals, 17, 409-420.
- Borovec, Z.** (1981). The adsorption of uranyl species by fine clay. Chemical Geology, 32, 45-58.
- Bougault, H.** (1980) Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments-traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse de doctorat. Université de Paris VII. 235 p.

- Bouquillon, A., et Chamley, H.** (1986). Sédimentation et diagenèse récentes dans l'éventail profond du Gange (Océan Indien). C. R. Acad. Sci., Paris, série II, 16(303), 1461-1466.
- Bouquillon, A.** (1987) Influences continentales et marines dans les sédiments cénozoïques de l'Océan Indien Nord Oriental. Thèse de doctorat, Université de Lille, 270 p.
- Bouquillon, A., et Debrabant, P.** (1987). Distribution des minéraux argileux dans l'Océan Indien Nord Oriental. J. Rech. Oceanogr., 12, 8-11.
- Bouquillon, A., Debrabant, P., Niitsuma, N., Prell, W. L., and Shipboard Scientific Party.** (1988). Clay mineralogy in Neogene to Quaternary sediments of the NW Indian Ocean. 9th IAS Regional Meeting Sedimentol., Leuven (Abstract).
- Bouquillon, A., Chamley, H., et Frölich, F.** (1989). Sédimentation argileuse au Cénozoïque de l'Océan Indien Nord Oriental. Oceanologica Acta, 12(3), 133-147.
- Bouquillon, A., France-Lanord, C., Michard, A., and Tiercelin, J. J.** (1990). Sedimentology and isotopic chemistry of the Bengal fan sediments : the denudation of the Himalaya. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 43-57.
- Bout-Roumazeilles, V.** (1991). Flux sédimentaires argileux Néogènes et Quaternaires dans le Bassin Indien Central. DEA. Université de Lille, 57 p.
- Brass, G. W., and Raman, C. V.** (1990). Clay mineralogy of sediments from the Bengal Fan. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 ; College Station, TX (Ocean Drilling Program), 35-41.
- Brigham, O.** (1974). The Fast Fourier Transform. Oran: Prentice Hall, 252 p.
- Briskin, M., and Harrel, J.** (1980). Time-series analysis of the Pleistocene deep-sea paleoclimatic record. Marine Geology, 36, 1-22.
- Bros, R., Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., and Clauer, N.** (1992). Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material : an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. Earth and Planetary Science Letters, 113, 207-218.
- Brown, J. et al.** (1989). Ocean circulation. Oxford : Open University and Pergamon Press, 238 p.
- Bruland, K. W.** (1983). Trace elements in sea water. *In* J. P. Riley and R. Chester (Eds.), Chemical Oceanography. London: Academic Press, 157-220.
- Bryson, R. A., and Swain, A. M.** (1981). Holocene variations in monsoon rainfall in Rajasthan. Quaternary Research, 16, 135-145.
- Burt, D. M.** (1988). Vector representation of phyllosilicate compositions. *In* S. W. Bailey (Eds.), Hydrous phyllosilicates. Michigan: Min. Soc. Am, 561-599.
- Caillière, S., Hénin, S., et Rautureau, M.** (1982a). Minéralogie des argiles. 1. Structure et propriétés physico-chimiques. Paris: Masson, 184 p.
- Caillière, S., Hénin, S., et Rautureau, M.** (1982b). Minéralogie des argiles. 2. Classification et nomenclature. Paris: Masson, 189 p.

- Cande, S. C., and Kent, D. V.** (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 97(B10), 13917-13951.
- Caron, J. M., Gauthier, A., Schaaf, A., Ulysse, J., et Wozniak, J.** (1989). Comprendre et enseigner la planète terre Paris : Orphys. 271 p.
- Caulet, J. P., Debrabant, P., et Fieux, M.** (1988). Dynamique des masses d'eaux océaniques et sédimentation quaternaire sur la marge de l'Afrique de l'Est et dans le Bassin de Somalie. Résultats préliminaires de la Mission MD-INDUSOM du Marion Dufresne. C.R. Acad. Sci. Paris, II(307), 281-288.
- Caulet, J. P.** (1992). Les rapports des campagnes à la mer à bord du "Marion-Dufresne", MD65/SHIVA du 17 août au 14 septembre 1990. Paris : TAAF-MNHN Publ. (ed.), 53 p.
- Chamley, H.** (1989). Clay sedimentology. Heidelberg Berlin, New York: Springer-Verlag, 623 p.
- Chantret, F., Desprairies, A., Douillet, P., Jacob, C., Steinberg, M., et Trauth, N.** (1971). Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (montmorillonites). Bull. Groupe Franç. Argiles, 23, 141-172.
- Chappel, J.** (1973). Astronomical theory of climatic change : status and problem. Quaternary Research, 32, 221-236.
- Chappel, J.** (1974). Geology of coral terraces. Huon Peninsula, New Guinea : a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. Geol. Soc. Am. Bull. 85, 553-570.
- Chester, R., et Aston, S. R.** (1976). Géochimie des sédiments profonds. In J. P. Riley et R. Chester (Eds.), Chemical oceanography, 281-390.
- Chester, R., Sharples, E. J., and Sanders, G. S.** (1985). The concentration of particulate aluminium and clay minerals in aerosols from the northern Arabian Sea. J. Sed. Petr., 55, 37-41.
- Chester, R.** (1990). Marine geochemistry. Londres: Unwin Hyman Ltd., 698 p.
- Claparols, C.** (1992) Comportements des éléments en traces et variations des compositions isotopiques du Nd et du Sr au cours de l'altération de dépôts volcaniques : études de cas et application aux séries de "black shales" de l'Océan Indien Austral. Thèse de doctorat. Université de Paris Sud - Orsay, 305 p.
- Clauer, N.** (1976). Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Sci. Géol. Mém., Strasbourg, 45, 256.
- Clauer, N., Chaudhuri, S., Kralik, M., and Bonnot-Courtois, C.** (1993). Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite. Chemical Geology, 103, 1-16.
- Clemens, S. C., and Prell, W. L.** (1990). Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity : eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. Paleoceanography, 5(2), 109-146.
- Clemens, S. C., and Prell, W. L.** (1991). Late Quaternary forcing of Indian Ocean summer -monsoon winds : a comparison of Fourier model and general circulation model results. Journal of Geophysical Research, 96(D12), 22683-22700.
- Climap, P. M.** (1976). The surface of the ice-age earth. Science, 191, 1131-1137.

- Climap, P. M.** (1981). Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum. Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MC36.
- Cochran, J. R., Stow, D. A. V., et al.** (1989a). Intraplate deformation and Bengal Fan sedimentation : background and objectives. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts., 116 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-12.
- Cochran, J. R., Stow, D. A. V., et al.** (1989b). ODP Leg 116 Site survey. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts., 116 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 197-210.
- Cochran, J. R., Stow, D. A. V., et al.** (1989c). Shipboard Scientific Party. Sites 717-719, Bengal Fan. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP Init. Repts. 116 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 45-198.
- Cochran, J. R.** (1990). Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Fan sedimentation at the ODP Leg 116 Sites. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 : College Station, TX, Washington. (Ocean Drilling Program), 397-414.
- Colchen, M., Bassoulet, J. P., et Mascle, G.** (1984) La paléogéographie des orogènes, l'exemple de Himalaya. Mémoire, 7. Dijon, 453-471.
- Cook, H. E., Zemmels, I., and Matti, J. C.** (1974). X ray mineralogy data, Southern Indian Ocean - Leg 26, Deep Sea Drilling Project. Init. Repts. DSDP, 26 : Washington (U. S. Govt. Printing Office), 573-592.
- Copeland, P., Harrison, T. M., Burchfield, B. C., Hodges, K. V., and Kidd, W. S. F.** (1987). Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizung (southern Tibet) and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. Earth and Planetary Science Letters, **86**, 240-252.
- Copeland, P., Harrison, T. M., and Heizler, M. T.** (1990).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  single-crystal dating of detrital muscovite and K-Feldspar from Leg 116, southern Bengal Fan : implications for the uplift and erosion of the Himalayas. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 93-114.
- Copeland, P., and Harrison, T.M.** (1990). Episodic uplift in the Himalayan revealed by  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal fan. Geology, **18**, 354-357.
- Corrigan, J. D., and Crowley, K. D.** (1990). Fission-track analysis of detrital apatites from Sites 717 and 718, Leg 116, Central Indian Ocean. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 75-92.
- Cox, K. G., and Hawkesworth, C. J.** (1985). Geochemical stratigraphy of the Deccan Trapps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. Journal of Petrology, **26**, 355-377.
- Cramer, J.J. , and Nesbitt, H. W.** (1983). Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering of various igneous rocks. Sci. Géol. Mém., **73**, 63-73.

- Cullers, R. L., Sambhudgas, C., Kilbane, N., and Koch, R.** (1979). Rare earth in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from midcontinent of the USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, **43**, 1285-1301.
- Curray, J. R., and Moore, D. G.** (1971). Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and denudation of the Himalayas. Geol. Soc. Am. Bull., **82**, 563-572.
- Curray, J. R., and Moore, D. G.** (1974). Sedimentology and tectonic processes in the Bengal Deep-Sea Fan and geosyncline. In G. Burk and C. Drake (Eds.), Geology of Continental Margins. New-York: Springer-Verlag, 617-627.
- Curray, J. R., Emmel, F. J., Moore, D. G., and Raitt, R. W.** (1982). Structure, tectonics and geological history of the northeastern Indian Ocean. In A. E. M. Nairn and F. G. Stehli (Eds.), Ocean basins and margins. New York-London: Plenum Press, 399-450.
- Dalfes, H. N., Schneider, S. H., and Thompson, S. L.** (1984). Effects of bioturbation on climatic spectra inferred from deep sea cores. In A. Berger *et al.* (Eds.), Milankovitch and Climate, part 1 Dordrecht : Kuwkler Academic Press, 481-492.
- Dasch, E. J.** (1969). Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments and sedimentary rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, **33**, 1521-1552.
- Davis, J. C.** (1986). Statistics and Data analysis in Geology. New York : J. Wiley and Sons (Eds.), second edition, 550 p.
- De Baar, H. J. W., Bacon, M. P., Brewer, P. G., and Bruland, K. W.** (1985). Rare earth elements in the Pacific and the Atlantic oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta, **49**(9), 1943-1959.
- Debrabant, P., Delbart, S., et Lemaguer, D.** (1985). Microanalyses géochimiques de minéraux argileux. Applications à l'étude de quelques sédiments prélevés dans l'Atlantique Nord, à la base des forages du DSDP. Clay minerals, **20**, 125-145.
- Debrabant, P., Krissek, L., Bouquillon, A., and Chamley, H.** (1991). Clay mineralogy of Neogene sediments of the Western Arabian Sea : mineral abundances and paleoenvironmental implications. In W. L. Prell, N. Niitsuma, and Schipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 117, Part B : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 183-196.
- Debrabant, P., Fagel, N., Chamley, H., Bout, V., and Caulet, J.P.** (1993). Neogene to Quaternary clay mineral fluxes in the Central Indian Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. (in press).
- Dehairs, F., Chesselet, R., and Jedwab, J.** (1980). Discrete suspended particules of barite and the barium cycle in the open ocean. Earth and Planetary Science Letters, **49**, 529-550.
- De Menocal, P., Bloemendal, J., and King, J.** (1991). A rock magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian Sea : evidence for a shift in mode deposition at 2.4 Ma. In W. L. Prell, N. Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Sci. Res., 117, Part B : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 389-407.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., and Le Fort, P.** (1987). Isotopic study of the Manasalu granite (Himalaya, Nepal) : inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. Contributions to Mineralogy and Petrology, **96**, 78-92.

- De Paolo, D.J., and Wasserburg, G.J.** (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochimica et Cosmochimica Acta, **43**, 615-627.
- De Paolo, D. J.** (1988). Neodymium isotope geochemistry - An introduction. Mineral and rocks, 20. Berlin: Springer Verlag, 187 p.
- Desprairies, A., et Bonnot-Courtois, C.** (1980). Relation entre la composition des smectites d'altération sous-marine et leur cortège de terres rares. Earth and Planetary Science Letters, **48**, 124-130.
- Dia, A., Dupré, B., and Allègre, C. J.** (1992). Nd isotopes in Indian Ocean sediments used as a tracer of supply to the ocean and circulation paths. Marine Geology, **103**, 349-359.
- Dickinson, W. R., and Suczek, C. A.** (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **63**, 2164-2182.
- Dosso, L., Bougault, H., Beuzart, P., Calvez, J. V., and Joron, J. L.** (1988). The geochemical structure of the South East Indian Ridge. Earth and Planetary Science Letters, **88**, 47-59.
- Dubus, J. P.** (1988). Théorie de la transmission de l'information et traitement du signal. Cours de l'Université des Sciences et Technologie de Lille, 51-124.
- Dunn, C. E.** (1974). Identification of sedimentary cycles through Fourier analysis of geochemical data. Chemical Geology, **13**, 217-232.
- Dupré, B., and Allègre, C. J.** (1983). Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. Nature, **303**, 142-146.
- Dymond, J., Suess, E., and Lyle, M.** (1992). Barium in deep-sea sediment : a geochemical proxy for paleoproductivity. Paleoceanography, **7**, 163-181.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C. J., Greaves, M. J., and Calvert, S. E.** (1981). Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, **45**, 513-528.
- Elderfield, H. R., Upstill-Goddard, and Sholkovitz, E. R.** (1990). The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**, 971-991.
- Emmel, F.J. , and Curray, J.R.** (1985). Bengal Fan, Indian Ocean. In A.H. Bouma *et al.* (Eds.), Submarine fans and related turbidite systems, 107-113.
- Ewing, M., Eitrem, S., Truchan, M., and Ewing, J. I.** (1969). Sediment distribution in the Indian Ocean. Deep Sea Res., **16**, 231-248.
- Fagel, N., Debrabant, P., De Menocal, P., et Dumoulin, B.** (1992). Utilisation des minéraux argileux pour la reconstitution des variations paléoclimatiques à court terme en Mer d'Arabie. Oceanologica Acta, **15.2**, 125-136.
- Fairchild, I., Henry, G., Quest, M., and Tucker, M.** (1988). Chemical analysis of sedimentary rocks. In M. Tucker (Eds.), Techniques in sedimentology. London : Blakwell Sci. Publ., 274-354.
- Farrah, H., Hatton, D., and Pickering, W. F.** (1980). The affinity of metal ions for clay surfaces. Chemical Geology, **28**, 55-68.
- Faure, G.** (1986). Principles of isotope geology. New York: J. Wiley and Sons Ed., 589 p.



- Fieux, M.** (1987). Conférence à la mémoire d'Anton Bruun : Mousson et courants dans l'Océan Indien. 14e session de la commission océanographique intergouvernementale, UNESCO.
- Fontugne, M. R., and Duplessy, J. C.** (1986). Variations of the monsoon regime during the Upper Quaternary : evidence from carbon isotopic record of organic matter in North Indian sediments core. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 56, 69-88.
- Förstner, U.** (1971). Geochemische-Sedimentenpetrographische Untersuchungen an den Endseen und anderen Zulfussen in Afghanistan. Habilitation-gschrift. University Heidelberg, 122 p.
- Fortin, P.** (1986). Mobilisation, fractionnement et accumulation des terres rares lors de l'altération latéritique des sédiments argilo-sableux du Bassin de Curitiba (Brésil). Mém. Sci. Terre, Ecole Mines de Paris, 10, 186.
- France-Lanord, C., Derry, L., and Michard, A.** (1993a). Evolution of the Himalaya since Miocene time : isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal Fan. *In* P. J. Treloar and M. Searle (Eds.), Himalayan tectonics. Geological Soc. London, Londres.
- France-Lanord, C., Derry, L., and Gally, A.** (1993b). Variations of the weathering conditions in the Himalaya Indo-Gangetic plain system since Early Miocene. Terra. Nova, 5, EUG VII. Strasbourg, France, 4-8 april, 339.
- Fröhlich, F.** (1981). Les silicates dans l'environnement pélagique de l'Océan Indien au Cénozoïque. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Nvelle série, Série C, t XLVI, 206 p.
- Gallimore, R. G., and Kutzbach, J. E.** (1989). Effects of soil moisture on the sensitivity of a climate model to earth orbital forcing at 9,000 years BP. Climatic change, 14, 175-205.
- Gamberoni, L.** (1979). Quelques éléments sur l'hydrologie des océans indiens et antarctiques (secteur indien). *In* Mémoire MHN, Recherches océanographiques dans l'Océan Indien, Série C, XLIII, Paris, 21-31.
- Gansser, A.** (1964). Geology of the Himalayas. L.U. de Sitter (Ed.). Intersciences Publishers, 289 p.
- Gansser, A.** (1966). The Indian Ocean and the Himalayas, a geological interpretation. Eclogae Geol. Helv., 59, 831-848.
- Gansser, A.** (1981). The timing and significance of orogenic events in the Himalaya. *In* Geological and Ecological studies of the Qinghai-Zizang Plateau, 23-30.
- Gardner, J. V.** (1982). High resolution carbonate and organic-carbon stratigraphies for the late Neogene and Quaternary from the eastern equatorial Pacific. *In* W. L. Prell, J. Gardner, *et al.* (Eds.), Init. Repts. DSDP 68 : Washington (US Govt. Printing Office), 347-364.
- Gast, P.W.** (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. Geochimica et Cosmochimica Acta, 32, 1057-1086.
- Gates, W. L.** (1976). Modelling the Ice Age climate. Science, 191, 1138-1144.
- Geller, C. A., Weissel, J. K., and Anderson, R. N.** (1983). Heat transfer and interplate deformation in the Central Indian Ocean. Journal of Geophysical Research, 88, 1018-1032.
- German, C. R., and Elderfield, H. R.** (1990). Rare earth elements in the NW Indian Ocean. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 1929-1940.
- Gibbs, R. J.** (1977). Clay mineral segregation in the marine environment. J. Sed. Petr., 47, 237-243.

- Gill, E. D. (1961). The climates of gondwanaland in Cenozoic times. In A. E. M. Nairn (Eds.), Descriptive paleoclimatology. Intersciences Publishers, 322-354.
- Goldberg, E. D., and Arrhenius, G. O. S. (1958). Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 13, 153-212.
- Goldberg, E. D., Koide, M., Schmidt, R. A., and Smith, R. H. (1963). Rare earth distributions in the marine sediments. Journal of Geophysical Research, 68, 4209-4217.
- Goldberg, E. D., and Griffin, J. J. (1970). The sediments of the northern Indian Ocean. Deep Sea Research, 17, 513-537.
- Goldstein, S. L., and O'Nions, R. K. (1981). Nd and Sr isotopic relationship in pelagic clays and ferromanganese deposits. Nature, 292, 324-327.
- Goldstein, S. L., O'Nions, R. K., and Hamilton, P. J. (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust particulates from major river systems. Earth and Planetary Science Letters, 70, 221-236.
- Goldstein, S. J., and Jacobsen, S. B. (1988). Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material : implications for crustal evolution. Earth and Planetary Science Letters, 87, 249-265.
- Gorbunova, Z. N. (1966). Clay mineral distribution in Indian Ocean sediments. Oceanology, 6, 215-221.
- Govindaradju, K. (1989). Compilation of working values and sample description for 272 Geostandards. Geostand. Newsl., 123, 13-113.
- Gradusov, B. P. (1974). A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world. Geoderma, 12, 49-55.
- Gupta, R. N. (1961). Clay minerals in soils of the lower Gangetic Plain of Uttar Pradesh. J. Indian Soc. Soil. Sci., 9, 141-149.
- Guven, N. (1988). Smectites. In S. W. Bailey (Eds.), Hydrous phyllosilicates. Rev. Mineralogy, 19. Michigan: Min. Soc. Am. 497-561.
- Hamelin, B., Dupré, B., and Allègre, C. J. (1986). Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean Ridges : new evidence of large scale mapping of mantle heterogeneities. Earth and Planetary Science Letters, 76, 228-298.
- Haq, B. V. (1984). Paleooceanography : a synoptic overview of 200 millions years of Ocean History. In B. V. Haq and J. D. Milliman (Eds.), Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 201-231.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. Science, 235, 1156-1167.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., and Wildeman, T. R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundance of rare earths. In L. H. Arhens (Eds.), Origin and distribution of the elements. Intern. Ser. Monograph Earth Sci., 889-912.
- Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N. J. (1976). Variations in the earth's orbit : pacemaker of the Ice Ages. Science, 194, 1121-1132.
- Henderson, P. (1984). Inorganic geochemistry. Oxford: Pergamon Press, 353 p.
- Hilgen, F. J., and Langereis, C. G. (1989). Periodicities of CaCO<sub>3</sub> cycles in the Pliocene of Sicily : discrepancies with the quasi-periods of the earth's orbital cycles. Terra Nova, 1(5), 409-415.

- Hoddell, D. A., Mueller, P. A., Mc Kenzie, J. A., and Mead, G. A.** (1989). Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean. Earth and Planetary Science Letters, 92, 165-178.
- Hofmann, A. W.** (1988). Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 90, 297-314
- Holtzapffel, T.** (1985). Les minéraux argileux Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Soc. Géol. Nord, publ. 12, 136 p.
- Ingersoll, R. V., and Suczek, C. A.** (1979). Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal Fans. DSDP Sites 211 and 218. Journal of Sedimentary Petrology, 49, 1217-1228.
- Imbert, T.** (1988) La sédimentation volcanogène récente dans le Nord-Est de l'Océan Indien. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud, 165 p.
- Imbrie, J., and Imbrie, J. Z.** (1980). Modelling the climatic response to orbital variations. Science, 207, 943-953.
- Imbrie J., Boyle E. A., Clemens S. C., Duffy A., Howard W. R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D. G., Mc Intyre A., Mix A. C., Molfino B., Morley J. J., Peterson L. C., Pisias N. G., Prell W. L., Raymo M. E., Shackleton N. J. and Toggweiler J. R.** (1992). On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear response to Milankovitch forcing. Paleoceanography, 7, 6. 701-738.
- Jarvis, K. E.** (1988). Inductively coupled plasma mass spectrometry : a new technique for the rapid or ultra-trace level determination of the rare earth elements in geological materials. Chemical Geology, 68, 31-39.
- Jarvis, I., and Jarvis, K. E.** (1992). Plasma spectrometry in the earth sciences : techniques, applications and future trends. Chemical Geology, 95, 1-33.
- Jenkins, W. M., and Watts, D. G.** (1968). Spectral analysis and its applications. California: Holden Day, 525 p.
- Jonshon, D. A., Schneider, D. A., Nigrini, C. A., Caulet, J. P., and Kent, D. V.** (1989). Pliocene-Pleistocene radiolarian events and magnetostratigraphic calibrations for the tropical Indian Ocean. Marine Micropaleontology, 14, 33-66.
- Karner, G. D., and Weissel, J. K.** (1990). Compressional deformation of oceanic lithosphere in the Central Indian Ocean : why it is where it is. In J. R. Cochran, D. A. V. Stow, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 ; college Station, TX (Ocean Drilling Program), 279-289.
- Kidd, R. B., and Davies, T. A.** (1978). Indian Ocean sediment distribution since the Late Jurassic. Marine Geology, 26, 49-70.
- King, L. C.** (1962). Morphology of the Earth. Edinburgh: Olivier and Boyd L.T.D., 699 p.
- Kolla, V., and Biscaye, P.** (1973). Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian Ocean. Deep Sea Research, 20, 727-738.
- Kolla, V., Henderson, L., and Biscaye, P. E.** (1976). Clay mineralogy and sedimentation in the Western Indian Ocean. Deep Sea Research, 23, 949-961.
- Kolla, V., Kostecky, J. A., Robinson, F., Biscaye, P. E., and Ray, P. K.** (1981). Distribution and origins of clay minerals and quartz in surface sediments of the Arabian Sea. J. Sed. Petrol., 51, 563-569.

- Kolla, V., and Kidd, R. B.** (1982). Sedimentation and sedimentary processes in the Indian Ocean. *In* A.E.M. Nairn and F.G. Stehli (Eds.), Ocean Basins and margins. New York - London : Plenum Press, 1-50.
- Konta, J.** (1985). Crystalline minerals and chemical maturity of suspended solids of some major world rivers. Mineralogy Petrography Acta, 29A, 121-133.
- Krishnaswami, S., Trivedi, J. R., Sarin, M. M., Ramesh, R., and Sharma, K. K.** (1992). Strontium isotopes and rubidium in the Ganga-Brahmaputra river system : weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Earth and Planetary Science Letters, 109, 243-253.
- Krissek, L. A., and Clemens, S. C.** (1991). Mineralogic variations in a Pleistocene high-resolution eolian record from the Owen Ridge, western Arabian Sea (Site 722) : implications for sediment source conditions and monsoon history. *In* W. L. Prell, N. Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts., 117 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 197-214.
- Kutzbach, J. E.** (1981). Monsoon climate of the early Holocene : climate experiment with the earth's orbital parameters for 9,000 years ago. Science, 214, 59-61.
- Kutzbach, J. E., and Otto-Bliesner, B. L.** (1982). The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9,000 years BP in a low resolution GCM. J. Atmos. Sci., 39, 1177-1188.
- Kutzbach, J. E., and Street-Perrott, F. A.** (1985). Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. Nature, 317, 130-134.
- Kutzbach, J. E., and Guetter, P. J.** (1986). The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. J. Atmos. Sci., 43(16), 1726-1759.
- Kutzbach, J. E., and Gallimore, R. G.** (1988). Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9,000 years BP. Journal of Geophysical Research, 93(D1), 803-821.
- Leclaire, L.** (1979). L'Océan Indien : une introduction à sa paléogéographie. Cahiers de l'Indo-Pacifique, 1, 249-296.
- Le Fort, P.** (1989). The Himalayan orogenic segment. *In* A. M. C. Sengor (Eds.), Tectonic evolution of the Tethyan region. Proc. NATO ASI meeting, Istanbul, Turkey, October, 1985. New York: D. Reidel Publ. Co., 289-386.
- Léger, G. T., and Loudon, K. E.** (1990). Seismic refraction measurements in the Central Indian Basin : Evidence for crustal thickening related to interplate deformation. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 : college Station, TX (Ocean Drilling Program), 291-309.
- Liégeois, J. P., Claessens, W., Camara, D., and Klerkx, J.** (1991). Short-lived Eburnian orogeny in Southern Mali. Geology, tectonics. U-Pb and Rb-Sr geochronology. Precambrian Res., 50, 111-136.
- Litzin, A. P.** (1960). Bottom sediments of the Eastern Antarctic and the Southern Indian Ocean. Deep Sea Research, 7, 89-99.
- Litzin, A. P.** (1972). Sedimentation in the World Ocean, with Emphasis on the Nature, Distribution and Behavior of Marine Suspensions. Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ. Tulsa, 218 p.

- Lucas, J., et Trauth, N.** (1965). Etude du comportement des montmorillonites à haute température. Bull. Service Carte géol. Als. Lorr., 18, 217-242.
- Mackenzie, R. C.** (1972). Differential analysis, the montmorillonite minerals. London and New York: Mackenzie, R.C (Ed.), 140-164.
- Mahoney, J. J.** (1988). Deccan Traps. In J. D. Macdougall (Eds.), Continental flood basalts. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 151-194.
- Mac Intyre, A., Ruddiman, W. F., Karlin, K., and Mix, A. C.** (1989). Surface water response of the equatorial atlantic ocean to orbital forcing. Paleoceanography, 4(1), 19-55.
- Manabe, S., and Hahn, D. G.** (1977). Simulation of the tropical climate of an Ice Age. Journal of Geophysical Research, 82, 3889-3911.
- Mann, J.** (1967). Spectral analysis of stratigraphic data computer - Applications in the Earth Sciences State Survey. University of Kansas, contribution 18, 41-45.
- Martin, J. M., and Whithfield, D. M.** (1983). The significance of the river input of chemical elements to the ocean. In C. S. Wong, E. Boyle, K. W. Bruland, and E. D. Goldberg (Eds.), Trace metals in sea water. Marine Sciences, 265-296.
- Martini, E.** (1971). Strandard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton biozonation. In A. Farinacci (Eds.), Proceedings II Planktonic Conference. Roma 1970, 739-785.
- Mc Culloch, M. T., and Wasserburg, G. J.** (1978). Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science, 200, 1003-1011.
- Mc Gowran, B.** (1978). Stratigraphic record of the Early Tertiary oceanic and continental events in the Indian Ocean region. Marine Geology, 26, 1-39.
- Mc Kenzie, D., and Sclater, J. G.** (1971). The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London, 24, 437-528.
- Mc Lennan, S.M.** (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks : influence of provenance and sedimentary processes. In B.R. Lipin and G.A. Mc Kay (Eds.), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Rev. Mineralogy, 21. Michigan : Min. Soc. Amer., 169-199.
- Michard, G.** (1971). Theoretical model for manganese distribution in calcareous sediments cores. Journal of Geophysical Research, 76, 9, 2179-2186.
- Middelburg, J.J., Van der Weijden, C.H., and Woittiez, J.R.W.** (1988). Chemical processe affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. Chemical Geology, 68, 253-273.
- Milankovitch M.** (1930) - Mathematische klimalehre und astronomische theorie der klimaschwankungen. Berlin : Borntraeger Gedrunder, 176 p.
- Millot, G.** (1964). Géologie des argiles. Paris : Masson, 499 p.
- Molnar, O.** (1986). The geology history and structure of the Himalaya. Am. Sci., 74, 144-154.
- Moore, D. G., Curray, J. R., Raitt, R. W., and Emmel, F. J.** (1974). Stratigraphic-seismic section correlations and implications in Bengal Fan history. In C. C. Von der Borch, J. G. Sclater, *et al.* (Eds.), Init. Repts. DSDP, 22 : Washington (U.S. Govt. Printing Office), 403-412.

- Mosser, C.** (1979). Eléments traces dans quelques argiles des altérations et des sédiments. *In* L. A. Ahrens (Eds.), Origin and distribution of the elements. Oxford, England: Pergamon Press Ltd., 315-329.
- Muller, G.** (1961). Paligorskite und sepiolith in tertiären und quartären sedimenten von Hadramaunt. Neues Jahrbuch Mineralogisch Abhandlungen, **97**, 275-288
- Mukherjee, B.** (1964). Clay minerals in argillaceous sediments of the Himalayan zone. Clay Min. Bull., **5**, 363-372.
- Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, D. C., Gerlach, G., Russ III, G. P., and Jones, D. L.** (1991). Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, **55**, 1875-1895.
- Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, M. R., Jones, D. L., Gerlach, D. C., and Russ, G. P. I.** (1990). Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. Geology, **18**, 268-271.
- Murthy, V. R., and Beiser, E.** (1968). Strontium isotopes in ocean water and marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, **32**, 1121-1126.
- Muszynski, M., and Lemasle, J. M.** (1980). Manuel d'utilisation du spectromètre ICP 35 000C, 184 p.
- Nairn, A. E. M., and Stehli, F. G.** (1982). The Ocean Basins and Margins, the Indian Ocean. New York: Plenum Press, 776 p.
- Nath, B. N., Rao, V. P., and Becker, K. P.** (1989). Geochemical evidence of terrigenous influence in deep-sea sediments up to 8°S in the Central Indian Basin. Marine Geology, **87**, 301-313.
- Nath, B. N., Roelandts, I., Sudhakar, M., and Pluger, W. L.** (1992). Rare earth element patterns of the Central Indian Basin sediments related to their lithology. Geophys. Res. Lett., **19**, 1197-1200.
- Navez, J.** (1983). Détermination de 11 éléments en traces dans les roches silicatées par spectrométrie d'émission dans un plasma à couplage inductif. Mus. roy. Afr. centr. Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1981-1982, 115-118.
- Navez, J.** (1985). Méthodes d'analyse des éléments majeurs dans les roches silicatées basée sur la spectrométrie d'émission dans un plasma à couplage inductif. Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1983-1984, 87-90.
- Newman, A. C. D.** (1987). Chemistry of clays and clay minerals. *In* A.C.D. Newman (Ed.), Min. Society Monograph 6. London: Longman Sci. Techn., 480 p.
- Nicholls, G. D., and Loring, D. H.** (1962). The geochemistry of some British Carboniferous sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, **26**, 181-223.
- Nigrini, C., and Caulet, J.P.** (1992). Late Neogene Radiolarian assemblages unique to Indo-Pacific areas of upwellings. Micropaleontology, **38**, 2, 119-164.
- Ninkovitch, D.** (1979). Distribution, age and chemical composition of tephra layers in deep-sea sediments off western Indonesia. Jour. Volcanology and Geoth. Res., **5**, 67-86.
- Norman, M. D., and De Deckker, P.** (1990). Trace metals in lacustrine and marine sediments: A case study from the Gulf of Carpentaria, northern Australia. Chemical Geology, **82**, 299-318.

- Nyeffeler, U.P., Li, Y.H., and Santschi, P.H.** (1984). A kinetic approach to describe trace-element distribution between particles and solution in natural aquatic system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 1513-1522.
- Odum, H. T.** (1951). Notes on the strontium content of sea water, celestite, radiolaria, and strontianite snail shells. *Science*, **114**, 211.
- O'Nions, R. K., Carter, S. R., Cohen, R. S., Evensen, N. M., and Hamilton, P. J.** (1978). Pb, Nd and Sr isotopes in ferromanganese deposits and ocean floor basalts. *Nature*, **273**, 435-438.
- O'Nions, R. K., Hamilton, P. J., and Hooker, P. J.** (1983). A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth and Planetary Science Letters*, **63**, 229-240.
- Pachadzhyanov, D. N.** (1963). Geochemistry of niobium and tantalum in clays. *Geochemistry*, **10**, 963-976.
- Palmer, M. R., and Edmond, J. M.** (1989). The strontium isotope budget of modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**, 11-26.
- Patchett, P. J., White, W. M., Feldmann, H., Kielinczuk, S., and Hofmann, A. W.** (1984). Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **69**, 365-378.
- Paterson, J. H., Ramsden, A. R., Dale, L. S., and Fardy, J. J.** (1986). Geochemistry and mineralogical residences of trace elements in oil shales from Julia Creek, Queensland, Australia. *Chemical Geology*, **55**, 1-16.
- Patriat, P., and Achache, J.** (1984). India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, **311**, 615-621.
- Peirce, J. W.** (1978). The northward motion of India since the Late Cretaceous. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London*, **52**, 277-311.
- Piegras, D. J., Wasserburg, G. J., and Dash, E. J.** (1979). The isotopic composition of Nd in different ocean masses. *Earth and Planetary Science Letters*, **45**, 223-236.
- Piegras, D. J., and Wasserburg, G. J.** (1980). Neodymium isotopic variations in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, 128-138.
- Piegras, D. J., and Jacobsen, S. B.** (1988). The isotopic composition of neodymium in the North Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 1373-1381.
- Pimm, A. C.** (1974). Sedimentology and history of the northeastern Indian Ocean from Late Cretaceous to Recent. In C. Von der Borch, J. G. Sclater, *et al* (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 22* (U.S. Govt. Printing Office), 717-804.
- Pinot, J. P.** (1985). Indien (Océan). In *Encyclopaedia Universalis*. Paris: France S.A., 986-992.
- Piper, D. Z.** (1974). Rare earth elements in the sedimentary cycle - a summary. *Chemical Geology*, **14**, 285-304.
- Pisias, N., and Moore, T. C.** (1981). The evolution of Pleistocene climate - a time serie approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **52**, 450-458.
- Pisias, N. G., and Prell, W. L.** (1985). High resolution carbonate records from the hydraulic piston cored section of Site 572. In L. Mayer, F. Theyer, *et al* (Eds.), *Init. Repts. DSDP 85* : Washington (US Govt. Print. Office), 711-722.

- Pisias, N. G., and Rea, D. K.** (1988). Late Pleistocene paleoclimatology of the Central Equatorial Pacific : sea surface response to the southeast trade winds. Paleoceanography, 3(1), 21-37.
- Powell, C. M., and Conaghan, P. J.** (1973). Plate tectonics and the Himalayas. Earth and Planetary Sciences Letters, 20, 1-12
- Powell, C. M.** (1986). Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau. Earth and Planetary Science Letters, 81, 79-94.
- Prell, W. L., Huston, W. H., Williams, D. F., Be, A. W. L., Geitzenauer, K., and Molfino, B.** (1980). Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18 000 Yr B.P. Quaternary Research, 14, 309-336.
- Prell, W. L.** (1982). Oxygen and isotope stratigraphy for two Quaternary of Hole 502B : evidence for two modes of isotopic variability. In W.L. Prell *et al* (Eds.), Init. Repts. DSDP, 68, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 455-464
- Prell, W. L.** (1984). Monsoonal climate of the Arabian sea during the Late Quaternary a response to changing solar radiation. In A. Berger *et al* (Eds.), Milankovitch and Climate, Dordrecht D. Reidel Publ. Company, 349-366.
- Prell, W. L., and Van Campo, E.** (1986) Coherent response of Arabian sea upwelling and pollen transport to Late Quaternary monsoonal winds. Nature, 323, 526-528.
- Prell, W. L., and Kutzbach, J. E.** (1987). Monsoon variability over the past 150,000 years. Journal of Geophysical Research, 92, 8411-8425.
- Prell, W.L., Niitsuma, N. et al.** (1989a). Introduction, background, and major objectives for ODP Leg 117 (Western Arabian Sea) in search of ancient monsoons. In W L Prell, N Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts, 117, Part A, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5-10.
- Prell, W. L., Niitsuma, N., et al.** (1989b). Background and summary of drilling results - Owen Ridge. In W L Prell, N Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts, 117, Part A : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 35-50
- Prell, W. L., Niitsuma, N., et al.** (1989c). Site 721. In W. L. Prell, N. Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts, 117, Part A : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 197-254.
- Prell, W. L., Niitsuma, N., et al.** (1989d). Site 723. In W. L. Prell, N. Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts, 117, Part A : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 319-384.
- Prudencio, M. I., Figueiredo, M. O., and Cabral, M. P.** (1989) Rare earth distribution and its correlation with clay mineralogy in the clay sized fraction of Cretaceous and Pliocene sediments (central Portugal). Clay minerals, 24, 67-74
- Pushkina, Z. V.** (1974) Sedimentary niobium and tantalum on a profile crossing the northwestern Pacific basin. Dokl. Earth Sci. Sect., 216, 223-225
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Blackman, J., Clement, B. M., and Martinson, D. G.** (1989). Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Deep Water circulation. Paleoceanography, 4, 413-446.
- Reed, S. J. B.** (1990). Recent developments in geochemical microanalysis. Chemical Geology, 83, 1-9.



- Richter, F. M., Rowley, D. B., and De Paolo, D. J.** (1992). Sr isotope evolution of seawater : the role of tectonics. Earth and Planetary Science Letters, 109, 11-23.
- Roldalset, E.** (1973). REE in Quaternary clays of the Numedal area, southern Norway. Lithos, 6, 349-372.
- Rodolfo, K. S.** (1969). Sediments of the Andaman basin, Northeastern Indian Ocean. Marine Geology, 7, 371-402.
- Rossignol-Strick, M.** (1983). African monsoon, as immediate climate response to orbital insolation. Nature, 503, 46-49.
- Ruddiman, W. F., and Mac Intyre, A.** (1981). Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000 year ice volume cycle. Science, 212, 617-627
- Ruddiman, W. F., Raymo, M., and Mac Intyre, A.** (1986). Matuyama 41,000-year cycles . North Atlantic Ocean and Northern Hemisphere ice sheets. Earth and Planetary Science Letters, 80, 117-129.
- Ruddiman, W.F., and Raymo, M.E.** (1988). Northern hemisphere climate regimes during the past 3 Ma : possible tectonic connections. Publ. Trans. R. Soc. London, 318, B, 411-430.
- Ruddiman, W.F., and Kutzbach, J.E.** (1989). Effects of plateau uplift on late Cenozoic climates. EOS, 70, 294.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., Martinson, D. G., Clement, B., and Blackman, J.** (1989) Pleistocene evolution : Northern ice sheets and the North Atlantic Ocean. Paleoceanography, 4, 353-412.
- Sager, W. W., and Stuart, A. H.** (1990). Magnetic properties of black mud turbidites from ODP Leg 116, distal Bengal Fan, Indian Ocean. In J. R. Cochran, D. A. V. Stow, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 : college Station, TX (Ocean Drilling Program), 317-336.
- Sanfilippo, A., Westberg-Smith, M. J., and Riedel, W. R.** (1985). Cenozoic radiolaria. In H. M. Bolli, K. Perch-Nielsen, and J. B. Saunders (Eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 631-712.
- Satyanarayana, K., and Poornachandra Rao, M.** (1973). Clay minerals in the modern deltaic sediments of Mahanadi delta. Indian Miner., 14, 1-7.
- Sawlan, J. J., and Murray, J. W.** (1983). Trace metal remobilization in the interstitial waters of red clay and hemipelagic marine sediments. Earth and Planetary Science Letters, 64, 213-230.
- Schlich, R.** (1982). The Indian Ocean : Aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins. In A. E. M. Nairn and F. G. Stehli (Eds.), The Ocean Basins and Margins, The Indian Ocean. New York: Plenum Press, 51-148 p.
- Sclater, J. G., and Fischer, R. L.** (1974). Evolution of the east central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 683-702.
- Sclater, J. G., Von der borch, C. C., et al.** (1974). Regional synthesis of the deep sea drilling results from Leg 22 in the eastern Indian Ocean. In C. C. Von der borch, J. G. Sclater, *et al.* (Eds.), Init. Repts DSDP, 22. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 815-831.
- Sclater, J. G., Luyendyls, B. P., and Meinke, L.** (1976). Magnetic lineations in the southern part of the Central Indian Basin. Geol. Soc. Am. Bull., 87, 371-376.

- Slater, J. G., Abbott, D., and Thiede, J.** (1977). Paleobathymetry and sediments of the Indian Ocean. In Hertzler (Eds.), DSDP Joïdes Spec. Publ. 1.
- Scott, D. B., and Léger, G. T.** (1990). Benthic foraminifers and implications for intraplate deformation, Site 717, distal Bengal Fan. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116, College Station, TX (Ocean Drilling Program). 189-205.
- Sidhu, P. S., and Gilkes, R. J.** (1977). Mineralogy of soils developed on alluvium in the Indo-Gangetic plain (India). Soil Sci. Soc. Am. J. **41**, 1194-1201.
- Shackleton, N. J., Backman, J., and Schipboard Scientific Party.** (1984). Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting in DSDP site 552A : history of glaciation in the North Atlantic region. Nature, **307**, 620-623
- Shackleton, N. J., Berger, A., and Peltier, W. A.** (1990). An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. TREASO, **81**, 251-262
- Shannon, R. D.** (1976). Revised ionic radii and systemati studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. Acta. Cryst., A, **32**, 751-767
- Shaw, H. F., and Wasserburg, G. J.** (1985). Sm-Nd in marine carbonates and phosphates : implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. Geochimica et Cosmochimica Acta, **49**, 503-518.
- Sholkovitz, E. R., and Schneider, D. L.** (1991). Cerium redox cycles and rare earth elements in the Sargasso Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta, **55**, 2737-2743.
- Shimmield, G. B., Mowbray, S. R., and Weedon, G. P.** (1990). A 350 ka history of the Indian Southwest Monsoon - evidence from deep-sea cores, northwest Arabian Sea. TREASO, **81**, 315-326.
- Shimmield, G. B., and Mowbray, S. R.** (1991). The inorganic geochemical record of the northwest arabian sea a history of productivity variation over the last 400 K.Y. from Sites 722 and 724. *In* W. L. Prell, N. Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Init. Repts, 117, Part B : College Station, TX (Ocean Drilling Program). 409-429.
- Sirocko, F., and Sarnthein, M.** (1989). Wind-borne deposits in the Northwestern Indian Ocean : record of Holocene sediments versus modern satellite data. *In* M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), Paleoclimatology and paleometeorology. Modern and Past patterns of global atmospheric transport, Nato ASI Series, Dordrecht : Kluwer Academic Publ., 401-434
- Sirocko, F., and Lange, H.** (1991). Clay mineral accumulation rates in the Arabian Sea during the Late Quaternary. Marine Geology, **97**, 105-119.
- Spaulding, S. A., Bloemendal, J., and Schipboard Scientific Party.** (1991). Magnetostratigraphic and biostratigraphic synthesis. Leg 117, Arabian Sea. *In* W. L. Prell, N. Niitsuma, *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, Part B, 117 : College Station, TX (Ocean Drilling Program). 127-145.
- Spooner, C. M., and Fairbairn, H. W.** (1970). Strontium 87/strontium 86 initial ratios in pyroxene granulite terranes. Journal of Geophysical Research, **75(32)**, 6706-6713.
- Stein, S., and Okal, E.A.** (1978). Seismicity and tectonics of the Ninety East Ridge area : evidence for internal deformation of the indian plate. Journal of Geophysical Research, **83**, 2233-2245.

- Stewart, R., Pilkey, O., and Nelson, B. W.** (1965). Sediments of the northern Arabian Sea. Marine Geology, 3, 411-427.
- Stow, D. A. V., Amano, K., et al.** (1990). Sediment facies and processes on the Distal Bengal Fan, Leg 116. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 377-396.
- Street, F. A., and Groove, A. T.** (1979). Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 years BP. Quaternary Research, 12, 83-118
- Subbarao, K. V., Kempe, D. R. C., Reddy, V. V., and Reddy, G. R.** (1979). Review of the geochemistry of Indian and other oceanic rocks. *In* L. H. Ahrens (Eds.), Origin and distribution of the elements. Oxford, England: Pergamon Press Ltd., 367-399.
- Sun, S. S., and Mc Donough, W.F.** (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. London, Spec. Publication, 42, 313-345.
- Tapponnier, P., Mercier, J. L., Rengt, P., Adrioux, J., and Armijo, R.** (1981). The Tibetan side of the Indian - Eurasian collision. Nature, 294, 405-410.
- Taylor, S. R., and Mc Lennan, S. M.** (1985). The continental crust : its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Tessier, B.** (1990). Enregistrement des cycles tidaux en accretion verticale dans un milieu actuel (la Baie du Mont Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la Molasse marine Miocene du Bassin de Digne). Thèse de doctorat. Université de Caen, 122 p.
- Thiry, M., et Trauth, N.** (1976). Les sédiments paléocènes et éocènes inférieurs du Bassin de Paris. Sci. Geol. Bull., 29, 33-43.
- Thompson, J., Carpenter, M. S. N., Colley, S., and Wilson, T. R. S.** (1984). Metal accumulation rates in northwest Atlantic pelagic sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 1935-1948.
- Tlig, S.** (1982) Géochimie comparée de sédiments de l'Océan Indien et de l'Océan Pacifique. Intérêt du fractionnement minéralogique et de l'étude de plusieurs groupes d'éléments dosés par activation neutronique. Thèse de doctorat. Université de Paris Sud-Orsay, 262 p.
- Tlig, S., and Steinberg, M.** (1982). Distribution of rare earth elements (REE) in size fractions of recent sediments of the Indian Ocean. Chemical Geology, 37, 317-333.
- Toyoda, K., and Masuda, A.** (1990). Sedimentary environments and chemical composition of Pacific pelagic sediments. Chemical Geology, 88, 127-141.
- Van Campo, E., Duplessy, J. C., and Rossignol-Strick, M.** (1982). Climatic conditions deduced from a 150-kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabian Sea. Nature, 296, 56-59.
- Vanney, J. R.** (1991). L'Océan Indien. *In* Oceanis (Eds.). Introduction à la géographie de l'Océan. Paris, 179-191.
- VG Elemental Group.** (1989). PlasmaQuad System Manual. Version 2b, 192 p.
- Vidal, P., Cocherie, A., and Le Fort, P.** (1982). Geochemical investigations of the origin of the Manacleduc leucogranite (Himalaya, Nepal). Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 2279-2292.

- Vlasov, K. A. (1966).** Geochemistry of rare elements. *In* K. A. Vlasov (Eds.), Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits. Jerusalem: Irs. Prog. Sci. Transl., 688 p.
- Von der borch, C. C., Sclater, J. G., et al. (1974).** Site reports. *In* C. C. Von der borch, J. G. Sclater, et al. (Eds.), Init. Repts DSDP, 22 (U.S. Govt. Printing Office), 267-348.
- Webster, P. J. (1987).** The elementary monsoon. *In* J. Fein et al. (Eds.), Monsoons. New York: J. Wiley and Sons, 3-32.
- Weedon, G. P. (1985).** Hemipelagic sedimentation and climatic cycles : the basal jurassic (Blue Lias) of S. W. Britain. Earth Planetary Science Letters, 76, 321-325.
- Weedon, G. P., and Shimmiel, G. B. (1991).** Late Pleistocene upwelling and productivity variations in the Northwest Indian Ocean deduced from spectral analyses of geochemical data from sites 722 and 724. *In* W. Prell, N. Niitsuma, and Shipboard Scientific Party (Eds.), Proc. ODP, Sci. Res., 117, Part B : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 127-145.
- Weis, D., and Deutsch, S. (1984).** Nd and Pb isotope evidence from the Seychelles granites and their xenoliths : mantle origin with slight upper-crust interaction for alkaline anorogenic complexes. Isot. Geosci., 2, 13-35.
- Weissel, J. K., Anderson, R. N., and Geller, C. A. (1980).** Deformation of the Indo - Australian plate. Nature, 287, 284-291.
- Weser, O. E. (1974).** Sedimentological aspects of strata encountered on Leg 23 in the Northern Arabian Sea. *In* Init. Repts. DSDP, 23, Washington (US Govt. Printing Office), 503-519.
- Whitmarsch, R. B. (1979).** The Owen Basin off the south east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fracture Zone. Geophys. J. R. Astr. Soc., 58, 441-470.
- Whitmarsch, R. B., Weser, O. E., Ross, D. A., et al. (1974).** Init. Repts DSDP 23. Washington : U.S. Govt. Printing Office, 3-535.
- Wood, D.A. (1980).** The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planetary Science Letters, 50, 11-30.
- Wyrтки, K. (1971).** Oceanographic Atlas of the International Indian Expedition. Washington: Natl. Sci. Found. 531 p.
- Yasuda, Y., Amano, K., and Yamanoi, T. (1990).** Pleistocene climatic changes as deduced from a pollen analysis of Site 717 cores. *In* J. R. Cochran, D. A. V. Stow, et al. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 116. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 249-253.



## **ANNEXES**

**ANNEXE III<sup>(1)</sup>****Minéralogie des argiles du Site 721 (Leg ODP 117)**

**Annexe III.1.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles du Site 721 ODP 117. Le tableau reprend les pourcentages des minéraux argileux ( $\pm 5\%$ ) et les rapports de pics P/I, C/S et S/I. Les échantillons précédés par la lettre p ont été traités par P.De Menocal en 1988.

---

(1) La numérotation des annexes suit celle des chapitres.

## Annexe III - Site 721

Profondeur composite (m)	Profondeur ODP	N°	Référence ODP de l'échantillon	C	I	S	K	P	P/I	C/S	S/I
43.75	42.45	p1	C6H1.05	15	25	20	5	35	0.57	0.79	0.56
44.15	43	1	B5H4.0	10	20	25	5	40	0.92	0.85	1.04
44.3	43.15	2	B5H4.15	15	25	30	5	25	0.49	0.76	0.88
44.43	43.28	3	B5H4.28	15	25	25	5	30	0.54	0.86	0.85
44.5	43.2	p2	C6H1.80	15	20	20	5	40	0.72	1.11	0.55
44.6	43.45	4	B5H4.45	10	20	25	5	40	1.01	0.89	1.06
44.75	43.6	5	B5H4.60	10	25	25	5	35	0.8	1.04	0.71
44.9	43.75	6	B5H7.75	10	25	25	5	35	0.79	0.81	0.93
45.03	43.88	7	B5H4.88	10	25	30	5	30	0.57	0.78	0.86
45.15	43.85	p4	C6H1.145	15	20	30	5	30	0.6	0.74	0.92
45.35	44.2	9	B5H4.120	15	25	25	10	25	0.5	0.86	0.8
45.4	44.1	p5	C6H2.20	15	20	30	5	30	0.65	0.76	0.74
45.48	44.33	10	B5H4.133	15	25	30	5	30	0.55	0.75	0.91
45.62	44.47	11	B5H4.147	10	25	35	5	25	0.54	0.83	0.96
45.7	44.4	p6	C6H2.50	15	20	25	5	35	0.80	0.75	0.82
45.8	44.65	12	B5H5.15	10	25	30	5	30	0.60	0.80	0.88
45.95	44.8	13	B5H5.30	10	25	30	5	25	0.55	0.77	1.02
46.1	44.95	14	B5H5.45	10	20	30	5	35	0.76	0.79	1.08
46.4	45.25	16	B5H5.75	10	20	35	5	30	0.70	0.70	1.19
46.5	45.2	p8	C6H2.130	15	20	30	5	30	0.67	0.69	1.39
46.55	45.4	17	B5H5.90	15	25	30	5	25	0.52	0.95	0.76
46.65	45.35	p9	C6H2.145	10	15	40	5	30	0.76	0.91	0.83
46.7	45.55	18	B5H5.105	8	20	45	5	22	0.59	0.43	1.78
46.82	45.67	19	B5H5.117	15	20	35	5	25	0.67	0.66	1.48
46.9	45.6	p10	C6H3.20	15	20	30	5	30	0.78	0.78	1.00
47	45.85	20	B5H5.135	10	20	30	5	35	0.79	0.7	1.35
47.05	45.75	p11	C6H3.35	15	15	30	5	35	0.94	1.09	0.69
47.16	46.01	21	B5H6.1	10	25	30	5	30	0.58	0.81	0.83
47.3	46.15	22	B5H6.15	15	20	25	0	40	0.91	0.8	1.25
47.42	46.27	23	B5H6.27	10	20	25	5	40	1.02	1.07	1.01
47.6	46.45	24	B5H6.45	10	25	20	5	40	0.92	1.17	0.75
47.75	46.6	25	B5H6.60	15	25	25	5	30	0.56	0.90	0.75
47.9	46.75	26	B5H6.75	10	25	30	5	30	0.68	0.92	0.87
47.95	46.65	p12	C6H3.125	15	20	25	5	35	0.66	0.91	0.70
48.02	46.87	27	B5H6.87	10	20	25	5	40	0.92	0.96	0.98
48.2	47.05	28	B5H6.105	10	25	25	5	35	0.73	1.04	0.72
48.3	47	p13	C6H4.10	10	15	25	5	45	0.88	0.94	0.83
48.35	47.2	29	B5H6.120	10	20	30	5	35	0.82	0.94	0.98
48.5	47.35	30	B5H6.135	10	25	20	5	40	0.86	1.06	1.75
48.63	47.48	31	B5H6.148	10	20	25	5	40	0.96	0.9	1.04
48.8	47.65	32	B5H7.15	10	20	30	5	35	0.76	0.88	1.07
48.95	47.8	33	B5H7.30	10	20	35	5	30	0.65	0.69	1.16
49	47.7	p14	C6H4.80	10	20	30	5	35	0.71	0.71	0.95
49.1	47.95	34	B5H7.45	20	25	25	0	30	0.70	0.88	0.86
49.22	48.07	35	B5H7.57	10	20	25	5	40	0.79	1.01	0.86
49.4	48.25	36	B5H7.75	10	20	30	5	35	0.93	0.79	1.24
49.5	48.2	p16	C6H4.130	10	15	30	5	40	1.04	0.89	1.08
49.9	48.6	p17	C6H5.20	10	25	30	5	30	0.55	0.62	0.84
50.3	49	p18	C6H5.60	10	15	40	5	30	0.63	0.60	1.22
50.7	49.4	p19	C6H5.100	10	15	20	5	50	1.03	0.93	0.76
51.05	49.75	p20	C6H5.135	10	25	30	5	30	0.60	0.90	0.72
51.35	50.05	p21	C6H6.15	15	15	20	0	50	1.18	1.21	0.83
51.8	50.5	p22	C6H6.60	10	20	30	5	35	0.79	0.76	1.06



## Annexe III - Site 721

Profondeur composite (m)	Profondeur ODP	N°	Référence ODP de l'échantillon	C	I	S	K	P	P/I	C/S	S/I
52.05	50.75	p23	C6H6.85	10	20	30	5	35	0.70	0.92	0.81
52.15	50.85	p24	C6H6.95	15	20	25	5	35	0.75	0.79	0.85
52.35	51.05	p25	C6H6.115	10	15	25	5	45	0.76	0.83	0.85
52.55	51.25	p26	C6H6.135	10	20	25	5	40	1.00	1.00	0.89
52.75	51.45	p27	C6H7.05	10	20	25	5	40	0.80	0.94	0.72
52.95	51.65	p28	C6H7.25	10	20	30	5	35	1.12	0.92	0.79
53.2	51.9	p29	C6H7.50	10	20	25	5	40	0.93	1.04	0.77
53.75	52.05	p30	C7H1.05	15	20	20	5	40	0.76	1.00	0.63
54.2	52.5	p31	C7H1.50	15	15	25	5	40	0.82	1.00	0.70
54.75	53.05	p32	C7H1.105	10	20	25	5	40	0.75	0.86	0.70
55	53.3	p33	C7H1.130	15	15	20	5	45	1.00	1.16	0.70
55.35	53.65	p34	C7H2.15	10	15	25	5	45	0.60	0.74	0.90
55.75	54.05	p35	C7H2.55	15	20	30	5	30	0.76	0.85	0.79
56	54.3	p36	C7H2.80	15	20	30	5	30	0.56	0.66	0.88
56.25	54.55	p37	C7H2.105	10	20	30	5	35	0.79	0.86	0.88
56.35	54.65	p38	C7H2.115	15	20	30	5	30	0.55	0.86	0.69
56.6	54.9	p39	C7H2.140	10	15	30	5	40	0.93	0.81	0.96
57.05	55.35	p41	C7H3.35	10	15	25	5	45	0.95	0.77	0.92
58.25	56.55	p42	C7H4.05	15	20	25	5	35	0.61	1.00	0.74
58.45	56.75	p43	C7H4.25	10	20	30	5	35	0.67	0.86	0.79
58.7	57	p44	C7H4.50	15	20	30	5	30	0.60	0.74	0.87
59.25	57.55	p45	C7H4.105	15	20	25	5	35	0.65	0.91	0.64
59.4	57.7	p46	C7H4.120	10	15	25	5	45	0.88	1.09	0.69
59.85	58.15	p47	C7H5.15	10	15	25	5	45	1.27	1.15	0.91
60.1	58.4	p48	C7H5.40	10	15	25	5	45	0.97	0.87	0.70
60.25	58.55	p49	C7H5.55	10	15	25	5	45	0.88	0.87	0.72
60.75	59.05	p50	C7H5.105	15	15	20	5	45	1.00	1.30	0.67
60.85	59.15	p51	C7H5.115	15	15	25	5	45	0.76	0.63	1.54
61.15	59.45	p52	C7H5.145	10	20	25	5	40	0.55	0.75	1.05
61.4	59.7	p53	C7H6.20	15	20	25	5	35	0.55	0.70	1.14
61.85	60.15	p54	C7H6.65	10	15	25	5	45	0.76	0.62	1.29
62.2	60.5	p55	C7H6.100	15	20	20	5	40	0.68	0.65	1.01
62.3	60.6	p56	C7H6.110	15	20	20	5	40	0.79	1.03	0.62
62.5	60.8	p57	C7H6.130	10	20	25	5	40	0.70	0.85	0.72
62.65	60.95	p58	C7H6.145	10	15	25	5	45	1.14	1.11	0.86
62.85	61.15	p59	C7H7.15	10	20	25	5	40	0.62	0.61	1.53
63.05	61.35	p60	C7H7.35	10	10	25	5	50	0.86	0.63	1.62
63.15	61.45	p62	C7H7.45	15	10	20	5	50	0.81	0.52	1.50
63.3	61.6	p64	C7H7.60	10	15	20	5	50	0.77	0.64	1.35
64	61.4	p61	C8H1.10	10	25	25	5	35	0.67	0.83	0.73
64.1	61.5	p63	C8H1.20	10	20	30	5	35	0.59	0.82	0.76
64.3	61.7	p65	C8H1.40	10	15	30	5	40	0.72	0.76	0.83
64.55	61.95	p66	C8H1.65	10	20	25	5	40	0.67	0.98	0.69
64.7	62.1	p67	C8H1.80	10	20	30	5	35	0.77	0.76	0.97
65	62.4	p68	C8H1.110	15	20	25	5	35	0.69	0.97	0.76
65.25	62.65	p69	C8H1.135	10	20	30	5	35	0.76	0.65	0.92
65.65	63.05	p70	C8H2.25	15	20	25	5	35	0.61	1.02	0.71
65.8	63.2	p71	C8H2.40	10	25	25	5	35	0.57	0.91	0.61
66.1	63.5	p73	C8H2.70	10	20	30	5	35	0.73	0.84	0.79
66.25	63.65	p74	C8H2.85	10	20	25	5	40	0.84	0.91	0.87
66.35	63.75	p75	C8H2.95	10	20	25	5	40	0.85	0.51	0.85
66.5	63.9	p76	C8H2.110	10	20	30	5	35	0.69	1	0.63
66.7	64.1	p77	C8H2.130	15	20	25	5	35	0.77	0.84	0.69

## Annexe III - Site 721

Profondeur composite (m)	Profondeur ODP	N°	Référence ODP de l'échantillon	C	I	S	K	P	P/I	C/S	S/I
67.15	64.55	p78	C8H3.25	10	20	30	5	35	0.65	0.76	0.84
67.75	65.15	p79	C8H3.85	10	15	30	5	40	0.96	0.85	1.32
67.95	65.35	p80	C8H3.105	15	20	25	5	35	0.63	0.86	0.69
68.35	65.75	p81	C8H3.145	10	15	35	5	35	0.85	0.70	1.25
68.7	66.1	p82	C8H4.30	15	20	30	5	30	0.56	0.84	0.79
68.95	66.35	p83	C8H4.55	10	15	30	5	40	0.90	0.66	1.17
69.35	66.7	p84	C78H4.90	15	20	30	5	30	0.56	0.90	0.74
69.55	66.95	p85	C8H4.115	10	20	25	5	40	0.65	0.77	0.78
70	67.4	p86	C8H5.10	15	20	20	5	40	0.65	1.11	0.48
70.25	67.65	p87	C8H5.35	10	15	25	5	45	1.07	0.81	1.10
71.1	68.5	p88	C8H5.120	10	15	30	5	40	0.97	0.66	1.24
71.35	68.75	p89	C8H5.145	15	20	20	5	40	0.69	1.10	0.61
71.6	69	p90	C8H6.20	10	15	25	5	45	1.03	0.78	1.03
71.9	69.3	p91	C8H6.50	15	20	25	5	35	0.65	0.87	0.72
72.2	69.6	p92	C8H6.80	10	15	30	5	40	0.58	0.64	1.20
72.45	69.85	p93	C8H6.105	15	20	20	5	40	0.78	1.13	0.63
72.85	70.25	p94	C8H6.145	15	17	25	3	40	0.75	1.11	0.69
73.4	70.8	p95	C8H7.50	10	15	20	5	50	0.89	1.22	0.64
74.05	71.45	p96	C9H1.65	10	15	20	5	50	0.73	0.86	1.70
74.8	72.2	p97	C9H1.140	12	15	20	3	50	0.64	0.88	1.45
75.55	72.95	p98	C9H2.65	15	20	25	5	35	1.20	0.83	1.08
75.85	73.25	p99	C9H2.95	15	15	20	5	45	0.54	0.85	1.13
76.2	73.6	p100	C9H2.130	10	20	20	5	45	0.58	0.88	1.10
76.4	73.8	78	C9H3.00	15	25	20	5	35	0.62	1.27	0.53
76.45	73.85	p101	C9H3.05	15	20	25	5	35	0.52	0.78	1.12
76.55	73.95	79	C9H3.15	10	20	25	5	40	1.28	1.00	0.85
76.7	74.1	80	C9H3.30	10	20	30	5	35	0.8	0.89	1.08
76.85	74.25	81	C9H3.45	5	20	30	5	40	1.08	1.20	0.79
77	74.4	82	C9H3.60	10	25	20	5	40	0.85	1.18	0.66
77.15	74.55	83	C9H3.75	10	20	25	5	40	0.94	1.05	0.88
77.22	74.62	p102	C9H3.82	10	20	25	5	40	0.52	0.90	1.29
77.45	74.85	85	C9H3.105	10	20	35	5	30	0.65	0.75	0.97
77.5	74.9	p103	C9H3.110	15	20	25	5	35	0.62	1.04	0.87
77.6	75	86	C9H3.120	10	25	25	5	35	0.74	1	0.78
77.75	75.15	87	C9H3.135	10	20	30	5	35	0.74	0.88	0.87
77.8	75.2	p105	C9H3.140	15	15	25	5	40	0.68	0.80	1.00
77.9	75.3	88	C9H4.0	10	25	25	5	35	0.76	1.08	0.76
78	75.4	p106	C9H4.10	15	15	20	5	45	0.53	0.84	1.25
78.05	75.45	89	C9H4.15	10	20	30	5	35	0.88	0.90	0.94
78.2	75.6	90	C9H4.30	15	20	25	0	40	0.93	1.12	0.78
78.35	75.75	91	C9H4.45	15	25	25	0	35	0.75	0.98	0.72
78.5	75.9	92	C9H4.60	10	20	25	5	40	0.92	0.87	0.86
78.6	76.2	94	C9H4.90	10	25	25	5	35	0.68	0.97	0.75
78.62	76.02	93	C9H4.72	10	25	25	5	35	0.66	0.93	0.65
78.65	76.05	p107	C9H4.75	10	20	25	5	40	0.47	0.76	1.00
78.75	76.35	95	C9H4.105	10	20	30	5	45	0.99	1.12	0.66
78.8	76.4	p108	C9H4.110	10	20	25	5	40	0.53	0.76	1.08
78.9	76.5	96	C9H4.120	10	25	25	5	35	0.65	0.91	0.82
79.05	76.65	97	C9H4.135	10	25	30	5	30	0.63	0.75	0.9
79.2	76.8	98	C9H5.0	10	20	35	5	30	0.65	0.83	0.96
79.25	76.85	p109	C9H5.05	10	15	30	5	40	0.63	0.77	1.63
79.3	76.7	37	B9H1.30	10	25	30	5	30	0.58	0.73	0.88
79.35	76.95	99	C9H5.15	5	20	30	5	40	0.95	0.99	0.93

## Annexe III - Site 721

Profondeur composite (m)	Profondeur ODP	N°	Référence ODP de l'échantillon	C	I	S	K	P	P/I	C/S	S/I
79.45	77.05	p110	C9H5.25	10	20	25	5	40	0.55	0.82	1.29
79.5	77.1	100	C9H5.30	5	20	30	5	40	0.88	1.15	0.87
79.57	76.97	38	B9H1.57	10	20	35	5	30	0.81	0.74	1.1
79.8	77.4	102	C9H5.60	10	20	30	5	35	0.75	0.82	1.00
79.9	77.3	39	B9H1.90	10	25	30	5	30	0.7	0.86	1.03
79.93	77.53	103	C9H5.73	10	25	30	5	30	0.6	1.04	0.76
79.95	77.35	p111	C9H5.55	10	15	30	5	40	0.54	0.91	1.60
80.1	77.7	104	C9H5.90	5	20	40	5	30	0.71	0.7	1.55
80.15	77.75	p112	C9H5.95	10	15	35	5	35	0.58	0.63	1.49
80.17	77.57	40	B9H1.117	10	25	30	5	30	0.7	0.86	1.01
80.24	77.84	105	C9H5.104	10	20	30	5	35	0.81	0.77	1.24
80.4	78	106	C9H5.120	10	25	25	5	35	0.73	1.06	0.70
80.46	77.86	41	B9H1.146	10	20	30	5	35	0.88	0.83	1.03
80.5	78.1	p113	C9H5.130	15	20	20	5	40	0.38	0.75	1.17
80.55	78.15	107	C9H5.135	10	25	25	5	35	0.63	1.14	0.67
80.77	78.17	42	B9H2.27	15	25	25	5	30	0.59	0.79	0.87
81.08	78.48	43	B9H2.58	10	25	30	5	30	0.62	0.8	1.02
81.38	78.78	44	B9H2.88	15	25	25	5	30	0.59	0.91	0.87
81.69	79.09	45	B9H2.119	10	20	30	5	35	0.74	0.80	1.05
81.97	79.37	46	B9H2.147	15	25	20	5	35	0.63	1.44	0.53
82.57	79.97	48	B9H3.57	10	20	25	5	40	0.92	0.84	0.99
82.9	80.3	49	B9H3.90	10	20	30	5	35	0.81	0.98	0.81
83.17	80.57	50	B9H3.117	10	20	25	5	40	0.8	1.24	0.71
83.48	80.88	51	B9H3.148	10	20	35	5	30	0.72	0.59	1.32
83.78	81.18	52	B9H4.28	10	30	20	5	35	0.62	1.35	0.53
84.09	81.49	53	B9H4.59	10	25	25	5	35	0.81	1.22	0.69
84.38	81.78	54	B9H4.88	10	25	30	5	30	0.7	0.82	0.97
85.07	82.47	56	B9H5.7	10	20	30	5	35	0.83	0.8	1.06
85.31	82.71	57	B9H5.31	10	20	25	5	40	0.95	1.07	0.88
85.57	82.97	58	B9H5.57	10	20	25	5	40	0.8	1.11	0.75
85.9	83.3	59	B9H5.90	10	20	25	5	40	0.88	1.12	0.8
86.17	83.57	60	B9H5.117	10	20	25	5	40	0.89	1.11	0.87
86.78	84.18	62	B9H6.28	15	25	25	0	35	0.79	1.25	0.7
87.1	84.5	63	B9H6.60	10	25	20	5	40	0.84	1.23	0.7
87.37	84.77	64	B9h6.87	10	20	25	5	40	0.85	1.47	0.62
87.7	85.1	65	B9H6.120	10	20	25	5	40	0.93	0.64	0.76
87.9	83.9	108	C10H3.60	10	20	30	5	35	0.80	1.20	0.76
88.2	84.2	109	C10H3.90	10	25	25	5	35	0.82	1.34	0.57
88.49	84.49	110	C10H3.119	10	25	25	5	35	0.84	1.09	0.81
88.81	84.81	111	C10H4.1	10	25	25	5	35	0.75	1.23	0.63
88.95	84.95	112	C10H4.15	10	25	25	5	35	0.80	1.19	0.68
89.25	85.25	114	C10H4.45	10	25	25	5	35	0.71	1.25	0.65
89.39	85.39	115	C10H4.59	10	25	25	5	35	0.70	1.37	0.56
89.55	85.55	116	C10H4.75	10	20	25	5	40	0.93	1.36	0.68
89.7	85.7	117	C10H4.90	10	20	30	5	35	0.92	0.97	0.97
89.85	85.85	118	C10H4.105	10	25	25	5	35	0.80	1.21	0.78
90	86	119	C10H4.120	10	25	25	5	35	0.62	1.20	0.59
90.15	86.15	120	C10H4.135	5	20	40	5	30	0.71	0.7	1.55
90.32	86.32	121	C10H5.2	10	20	30	5	35	0.84	0.88	1.01
90.47	86.47	122	C10H5.17	10	20	25	5	40	0.84	1.13	0.70
90.62	86.62	123	C10H5.32	10	25	30	5	30	0.69	1.18	0.73
90.87	86.87	125	C10H5.57	10	20	25	10	35	0.86	1.03	0.90
91.02	87.02	126	C10H5.72	10	20	25	5	40	0.83	1.14	0.80

## Annexe III - Site 721

Profondeur composite (m)	Profondeur ODP	N°	Référence ODP de l'échantillon	C	I	S	K	P	P/I	C/S	SI
91.18	87.18	127	C10H5.88	8	25	22	5	40	0.80	0.91	0.76
91.33	87.33	128	C10H5.103	10	25	25	5	35	0.73	1.16	0.78
91.47	87.47	129	C10H5.117	10	25	25	5	35	0.74	1.12	0.74
91.62	87.62	130	C10H5.132	10	25	25	5	35	0.80	1.13	0.73
91.82	87.82	131	C10H6.2	10	25	25	5	35	0.82	1.14	0.74
91.95	87.95	132	C10H6.15	10	25	25	5	35	0.72	1.14	0.65
92.11	88.11	133	C10H6.31	10	20	30	5	35	0.66	0.88	1
92.27	88.27	134	C10H6.47	10	25	25	5	35	0.68	0.98	0.79
92.4	88.4	135	C10H6.60	5	25	30	3	37	0.73	0.98	0.94
92.55	88.55	136	C10H6.75	10	20	30	5	35	0.82	1.18	0.84
92.7	88.7	137	C10H6.90	10	20	30	5	35	0.76	1.12	0.84
92.85	88.85	138	C10H6.105	15	25	25	5	30	0.65	1.13	0.63
92.97	88.97	139	C10H6.117	10	30	25	5	30	0.52	1.29	0.56
93.15	89.15	140	C10H6.135	10	20	35	5	30	0.76	0.88	1.16
93.31	89.31	141	C10H7.1	10	20	30	5	35	0.74	0.99	0.90
93.45	89.45	142	C10H7.15	20	20	30	0	30	0.75	0.88	1.01
93.6	89.6	143	C10H7.30	10	20	35	5	30	0.75	0.68	1.41
93.75	89.75	144	C10H7.45	10	20	30	5	35	0.61	1.02	0.81
93.91	90.66	66	B10X4.16	10	25	35	10	20	0.65	0.85	1.09
94.17	90.92	67	B10X4.42	10	20	35	5	30	0.73	0.7	1.32
94.48	91.23	68	B10X4.73	15	20	35	0	30	0.8	0.52	1.39
94.82	91.57	69	B10X4.107	10	20	30	5	35	0.94	0.92	0.95
95.4	92.15	71	B10X5.15	10	20	30	5	35	0.73	0.91	0.9
95.7	92.45	72	B10X5.45	10	25	25	5	35	0.78	1.08	0.65
95.98	92.73	73	B10X5.73	10	20	20	5	45	0.83	1.29	0.71
96.59	93.34	75	B10X5.134	10	20	30	5	35	0.79	0.85	1.08
96.9	93.65	76	B10X6.15	10	20	30	5	35	0.74	0.79	1.18
97.2	93.95	77	B10X6.45	10	20	30	5	35	0.83	1.28	0.94
97.5	93.3	145	C11X3.40	15	20	30	0	35	0.97	1.08	1.05
97.8	93.6	146	C11X3.70	10	20	25	5	40	0.91	1.04	0.89
98.1	93.9	147	C11X3.100	10	20	25	5	40	0.88	0.80	0.95
98.4	94.2	148	C11X3.130	10	20	35	5	30	0.70	0.94	1.06
98.7	94.5	149	C11X4.10	10	25	20	5	40	0.79	1.39	0.56
99	94.8	150	C11X4.40	10	25	25	5	35	0.78	1.10	0.74
99.3	95.1	151	C11X4.70	10	20	25	5	40	0.88	1.00	0.86
99.6	95.4	152	C11X4.100	10	25	20	5	40	0.81	1.36	0.60
99.9	95.7	153	C11X4.130	5	20	30	5	40	0.85	1.07	0.85
100.2	96	154	C11X5.10	10	20	30	5	35	0.80	1.02	0.93
100.5	96.3	155	C11X5.40	5	25	25	5	40	0.78	1.15	0.68
100.8	96.6	156	C11X5.70	8	22	25	5	40	0.88	1.09	1.00
101.14	96.94	157	C11CC10	10	20	30	5	35	0.75	0.83	0.86
101.44	99.6	158	C12X1.1	10	25	25	5	35	0.69	1.29	0.67
101.49	99.65	159	C12X1.15	10	25	25	5	35	0.74	1.07	0.85
101.64	99.8	160	C12X1.30	10	20	25	5	40	0.82	1.14	0.72
101.79	99.95	161	C12X1.45	10	25	30	5	30	0.72	0.96	0.88
101.94	100.1	162	C12X1.60	10	25	25	5	35	0.69	1.12	0.64
102.09	100.25	163	C12X1.75	10	20	30	5	35	0.81	0.93	1.07
102.24	100.4	164	C12X1.90	20	20	30	0	30	0.65	0.94	0.93
102.35	100.55	165	C12X1.105	15	20	35	0	30	0.76	0.69	1.16
102.54	100.7	166	C12X1.120	15	20	30	0	35	0.72	0.72	1.09
102.69	100.85	167	C12X1.135	10	20	25	5	40	0.9	1.08	1.04
102.81	100.97	168	C12X1.147	10	20	30	5	35	0.82	1.77	1.29
102.99	101.15	169	C12X2.15	10	20	30	5	35	0.84	1	1.11

## Annexe III - Site 721

Profondeur composite (m)	Profondeur ODP	N°	Référence ODP de l'échantillon	C	I	S	K	P	P/I	C/S	S/I
103.14	101.3	170	C12X2.30	10	20	30	5	35	0.81	1.05	0.82
103.29	101.45	171	C12X2.45	5	20	40	5	30	0.92	0.65	1.73
103.44	101.6	172	C12X2.60	10	20	35	5	30	0.97	0.73	1.43
103.59	101.75	173	C12X2.75	10	25	25	5	35	0.64	1.18	0.58
103.74	101.9	174	C12X2.90	10	20	30	5	35	0.79	0.95	0.93
103.89	102.05	175	C12X2.105	10	20	30	5	35	0.93	0.90	1.04
104.04	102.2	176	C12X2.120	10	20	35	5	30	0.79	0.72	0.79
104.19	102.35	177	C12X2.135	10	20	25	5	40	0.97	0.99	0.92
104.32	102.48	178	C12X2.148	20	20	20	0	40	0.77	1.03	0.70
104.49	102.65	179	C12X3.15	10	25	25	5	35	0.73	1.23	0.74
104.64	102.8	180	C12X3.30	10	25	25	5	35	0.8	1.23	0.77
104.94	103.1	182	C12X3.60	10	20	30	5	35	0.93	1.05	0.98
105.09	103.25	183	C12X3.75	10	25	25	5	35	0.81	1.12	0.76
105.39	103.55	185	C12X3.105	10	25	20	5	40	0.84	1.23	0.7
105.54	103.7	186	C11X3.120	5	20	25	5	45	0.99	1.03	0.76
105.69	103.85	187	C12X3.135	10	20	25	5	40	0.89	1.28	0.67
105.81	103.97	188	C12X3.147	10	20	30	5	35	0.81	1.19	0.81
106.14	104.3	189	C12X4.30	10	25	20	5	40	0.85	1.6	0.61
106.44	104.6	190	C12X4.60	10	20	30	5	35	0.85	1.06	1.15
106.74	104.9	191	C12X4.90	10	15	35	5	35	0.92	0.75	1.59
107.04	105.2	192	C12X4.120	10	20	30	5	35	0.9	1.11	1.04
107.32	105.48	193	C12X4.148	10	20	25	5	40	1.00	1.11	0.79
107.64	105.8	194	C12X5.30	10	25	25	5	35	0.80	1.05	0.67
107.94	106.1	195	C12X5.60	5	15	40	5	35	1.16	0.77	1.65
108.24	106.4	196	C12X5.90	10	20	30	5	35	0.84	1.12	0.84
108.54	106.7	197	C12X5.120	10	20	25	5	40	0.85	1.1	0.83
108.71	101.57	198	A11X4.87	10	20	25	5	40	0.91	1.13	0.77
109.06	101.92	199	A11X4.122	10	25	25	5	35	0.71	1.14	0.78
109.44	102.21	200	A11X5.1	10	20	25	5	40	1	1.02	1
109.61	102.47	201	A11X5.27	10	15	30	5	40	0.76	0.91	1.09
110.21	103.07	202	A11X5.87	10	20	25	5	40	0.87	0.9	1.01
110.51	103.37	203	A11X5.117	10	20	25	5	40	0.87	1.21	0.81
110.8	103.66	204	A11X5.146	10	20	25	5	40	0.87	1.06	0.82
111.41	104.27	206	A11X6.57	10	25	25	5	35	0.78	1.04	0.81
111.71	104.57	207	A11x6.87	10	20	25	5	40	0.85	1.43	0.58

**ANNEXE IV<sup>(1)</sup>****Minéralogie des argiles des carottes SHIVA****MD 90-947 à MD 90-942**

**Annexe IV.1.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-947

Le tableau reprend les pourcentages des minéraux argileux ( $\pm 5\%$ ), chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; les minéraux accessoires (+ présent, ++ abondant, +++ très abondant), palygorskite (P), quartz (Q), feldspath (F) ; les rapports de pics de smectites et d'illites S/I mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes à 10 et 17 Å.

**Annexe IV.2.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-946.

Le tableau reprend les pourcentages des minéraux argileux ( $\pm 5\%$ ), chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; les minéraux accessoires (+ présent, ++ abondant, +++ très abondant), palygorskite (P), quartz (Q), feldspath (F).

**Annexe IV.3.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-944

Le tableau reprend les pourcentages des minéraux argileux ( $\pm 5\%$ ), chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; les minéraux accessoires (+ présent, ++ abondant, +++ très abondant), quartz (Q), feldspath (F) ; les rapports de pics de d'illites et de smectites I/S mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes à 17 et 10 Å.

**Annexe IV.4.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-943

Le tableau reprend les pourcentages des minéraux argileux ( $\pm 5\%$ ), chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; les minéraux accessoires (+ présent, ++ abondant, +++ très abondant), quartz (Q), feldspath (F) ; les rapports de pics de d'illites et de smectites I/S mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes à 17 et 10 Å.

**Annexe IV.5.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-942.

Le tableau reprend les pourcentages des minéraux argileux ( $\pm 5\%$ ), chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; les minéraux accessoires (\* présent, \*\* abondant), quartz (Q), feldspath (F) ; les rapports de pics de smectites et d'illites S/I mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes à 10 et 17 Å

(1) La numérotation des annexes suit celle des chapitres.

## Annexe IV.1. - MD 90-947

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	P	Q	F	S/I
1	I.46	0,46	10	18	3	3	58	8		+		1,57
2	I.76	0,76	7	18	2	3	60	10		+	+	1,66
3	I.106	1,065	10	23	0	2	55	10		+		1,62
4	I.136	1,36	10	25	2	3	50	10		+		0,99
5	II.16	1,61	9	24	2	3	53	9		+		1,46
6	II.46	2,01	8	23	0	2	55	12		++	+	1,61
7	II.76	2,31	7	25	2	3	55	8		+		1,03
8	II.106	2,61	8	20	0	3	53	16		+		1,52
9	II.136	2,91	7	20	2	3	55	13		+		1,91
10	III.16	3,11	10	20	2	3	55	10		+		1,16
11	III.36	3,31	5	15	2	3	65	10		+		2,97
12	III.64	3,59	3	8	0	2	80	7		+		6,6
13	III.93	3,88	8	20	2	3	58	9	+			1,5
14	III.116	4,11	8	20	2	3	58	9				-
15	III.145	4,4	10	18	2	3	57	10		+	+	2,14
16	IV.16	4,61	5	10	2	3	70	10		+		4
17	IV.46	4,91	9	18	2	2	60	9		+		2,21
18	IV.76	5,21	3	14	2	3	68	10		+		3,38
19	IV.106	5,51	7	10	2	3	70	8		+		4,47
20	IV.136	5,81	5	33	2	3	52	5		+	+	0,8
21	V.16	6,11	9	20	0	2	60	9		+		1,81
22	V.60	6,55	7	13	2	5	60	13		+		3,19
23	V.86	6,81	2	13	2	3	60	20		+		3,08
24	V.106	7,01	7	12	2	3	67	9		+		3,29
25	V.136	7,31	2	10	0	2	70	16		+		3,85
26	VI.16	7,61	10	15	2	3	50	20		+		1,87
27	VI.46	7,91	8	12	2	3	65	10		+		3,35
28	VI.76	8,21	4	12	2	3	72	7		+		4,2
29	VI.106	8,51	6	13	0	3	68	10		+		7,2
30	VI.136	8,81	10	25	0	3	50	12	+	++	+	1
31	VII.16	9,11	10	20	2	5	53	10		++	+	1,26
32	VII.46	9,41	8	20	0	3	60	9		+	+	1,81
33	VII.89	9,84	7	12	2	3	68	8	+	+		4,19
34	VII.106	10,01	7	22	2	5	58	6		+	+	1,35
35	VII.136	10,31	8	24	0	2	57	9		+		0,96
36	VIII.16	10,51	10	18	2	3	57	10		+	+	2,04
37	VIII.46	10,81	5	15	0	2	68	10		+		3,27
38	VIII.76	11,11	2	8	0	0	85	5		+		3,68
39	VIII.106	11,41	2	21	0	0	52	25		+		2,46
40	VIII.136	11,71	5	18	2	3	62	10		+		2,33
41	IX.16	12,01	10	23	2	3	55	7		+	+	1,38
42	IX.46	12,31	2	10	2	3	68	15		+		4,62
43	IX.76	12,61	10	22	2	3	53	10		+		1,34
44	IX.106	12,91	8	17	2	3	58	12		+		1,98
45	IX.136	13,21	6	17	2	3	60	12		+		2,4
46	X.16	13,51	8	20	0	2	65	5	+	+		1,85
47	X.46	13,81	3	7	0	0	85	5		+		8,3
48	X.76	14,21	2	6	0	0	85	7		+		5
49	X.106	14,51	9	18	0	3	60	10		+		1,86
50	X.136	14,81	6	18	2	5	64	5		+	+	3,23
51	XI.16	15,01	6	16	2	3	63	10		+		2,55
52	XI.46	15,31	10	27	2	3	45	13		++	+	1,07
53	XI.76	15,61	3	7	0	0	85	5	+	+		5,3
54	XI.100	15,85	3	10	0	3	74	10		+		5,45
55	XI.120	16,05	7	20	2	5	58	8		+	+	1,73
56	XII.10	16,2	3	5	0	0	90	2		+		10
57	XII.30	16,4	4	8	0	2	78	8		+		5,8
58	XII.50	16,6	8	22	2	2	58	8		+		2,66
59	XII.80	16,9	10	17	2	3	48	20		+		1,84
60	XII.110	17,2	9	20	2	3	56	10		+		1,67
61	XII.140	17,5	8	20	2	3	55	12		+	+	1,92
62	XIII.10	17,7	2	7	0	0	85	6		+		4,6
63	XIII.30	17,9	3	6	0	0	85	6		+		6,38

## Annexe IV.1. - MD 90-947

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	P	Q	F	S/I
64	XIII.60	18,2	6	13	2	3	68	8		+		3,5
65	XIII.90	18,5	4	10	0	2	77	7	+	+		5,23
66	XIII.120	18,8	3	7	0	0	85	5		+		5
67	XIII.146	19,06	6	13	2	3	63	13		+		3,24
68	XIV.16	19,26	7	23	2	3	51	14		+		1,48
69	XIV.46	19,56	10	27	0	3	50	10		+		1,1
70	XIV.76	19,86	8	22	2	3	57	8		+		1,44
71	XIV.106	20,16	3	7	0	0	85	5		+	+	6,67
72	XIV.136	20,46	5	10	0	0	78	7		+	+	5
73	XV.16	20,76	7	15	0	2	67	9		+		2,92
74	XV.46	21,06	3	9	0	2	80	6		+		5
75	XV.76	21,36	2	4	0	5	85	4		+		10
76	XV.96	21,56	8	28	0	2	52	10		+	+	1,23
77	XV.126	21,86	14	40	0	2	33	11		++	+	0,55
78	XVI.16	22,26	10	32	0	2	47	9		++	+	0,99
79	XVI.46	22,56	12	35	2	3	40	8		++	+	0,77
80	XVI.76	22,86	7	21	0	2	60	10		++	+	1,91
81	XVI.106	23,16	5	13	0	2	68	12		+		3,54
82	XVI.136	23,46	6	18	0	2	65	9		+		2,1
83	XVII.16	23,76	6	15	2	3	62	12		+	+	2,9
84	XVII.46	24,06	5	13	2	3	62	15		+		3,22
85	XVII.70	24,3	2	5	0	0	85	8		+		6
86	XVII.96	24,56	9	18	0	0	63	10		+		2,05
87	XVII.140	25	7	15	2	3	65	8		+		2,5
88	XVIII.16	25,26	10	20	0	3	57	10		+		1,77
89	XVIII.46	25,56	5	10	2	2	71	10		+		4,9
90	XVIII.76	25,86	5	10	0	2	66	17		+		4,7
91	XVIII.106	26,16	7	10	0	2	68	13		+		4,5
92	XVIII.136	26,46	3	6	0	0	85	6		+		5
93	XIX.8	26,68	7	16	2	3	62	10		+		2,37
94	XIX.30	26,9	2	5	0	0	85	8		+		10
95	XIX.45	27,05	2	7	0	0	76	15		+		5,8
96	XIX.60	27,2	4	8	3	2	75	8		+		6,14
97	XIX.100	27,6	7	22	2	3	54	12		+		1,6
98	XIX.132	27,92	8	27	2	3	48	12		++	+	1,2
99	XX.10	28,2	4	10	0	2	76	8		+		5,12
100	XX.30	28,5	7	13	0	2	65	13		+		3,35
101	XX.60	28,8	15	33	5	2	32	13		++	+	0,47
102	XX.90	29,1	2	7	0	0	75	16		+		6,75
103	XX.115	29,35	5	10	0	2	70	13		+		3,78
104	XX.140	29,6	3	6	0	0	85	6		+	+	4
105	XXI.16	29,76	10	15	2	3	50	20		+		2,09
106	XXI.46	30,06	7	12	2	3	58	18		+		3,28
107	XXI.60	30,2	3	12	0	2	60	23		+		3,52
108	XXI.76	30,36	6	10	0	2	70	12		+		4,22
109	XXI.96	30,56	3	8	0	2	70	17		+		5,74
110	XXI.116	30,76	2	3	0	0	85	10		+		11
111	XXI.136	30,96	5	12	2	3	69	9		+		3,72
112	XXII.10	31,2	7	27	2	3	55	6		++	+	1,37
113	XXII.30	31,4	13	32	0	3	40	12		++	+	0,8
114	XXII.50	31,6	2	5	0	3	77	13		+		11,4
115	XXII.70	31,8	6	5	0	2	75	12		+		9,5
116	XXII.90	32	7	20	0	3	60	10		++	+	1,9
117	XXII.110	32,2	5	15	2	3	65	10		+		3,46
118	XXII.136	32,46	2	5	0	0	85	8		+		8
119	XXIII.6	32,66	0	5	0	0	85	10		+		11,8
120	XXIII.36	32,96	2	3	0	0	85	10		+		15
121	XXIII.66	33,26	7	12	2	2	67	10		+		3,08
122	XXIII.90	33,5	5	14	0	0	75	6		+		3,6
123	XXIII.105	33,65	4	10	0	2	78	6		+		5,2



Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	P	Q	F
1	CP.10	0,1	5	20	2	5	60	5	3	+	-
2	CP.30	0,3	12	25	2	3	52	6	-	+	+
3	II.30	1,3	7	20	2	3	60	8	-	+	-
4	II.134	1,64	10	25	2	3	50	10	-	+	-
5	III.41	2,21	10	25	2	3	50	10	-	+	+
6	III.76	2,56	10	20	2	3	55	10	-	+	+
7	III.127	3,07	10	15	2	3	60	10	-	+	+
8	IV.36	3,66	5	20	2	3	65	5	-	+	-
9	IV.97	4,27	5	15	2	3	65	10	-	+	-
10	IV.116	4,46	6	16	2	3	68	5	-	+	-
11	IV.144	4,74	5	14	2	5	65	6	3	+	-
12	V.36	5,16	2	18	2	3	63	12	-	+	-
13	V.86	5,66	5	14	2	3	68	8	-	+	-
14	V.127	6,07	7	19	2	3	62	7	-	+	-
15	VI.15	6,45	9	19	2	3	60	7	-	+	-
16	VI.56	6,86	6	17	2	3	64	8	-	+	-
17	VI.96	7,26	2	15	2	3	64	11	3	+	+
18	VI.126	7,56	3	19	2	3	60	13	-	+	+
19	VII.25	8,05	2	13	2	3	65	15	-	+	-
20	VII.76	8,56	2	15	2	3	66	12	-	+	-
21	VII.126	9,06	0	14	3	2	68	13	-	+	-
22	VIII.25	9,55	7	18	2	3	61	9	-	+	-
23	VIII.76	10,06	3	11	2	2	68	14	-	+	-
24	VIII.125	10,55	7	16	2	3	63	9	-	+	-
25	IX.6	10,86	8	17	2	3	62	8	-	+	+
26	IX.15	10,95	7	14	2	3	65	9	-	+	-
27	IX.36	11,16	7	20	3	2	60	8	-	+	+
28	IX.86	11,66	2	20	2	3	58	15	-	+	+
29	IX.126	12,06	5	15	2	3	69	6	-	+	-
30	X.15	12,45	7	25	0	0	60	8	-	+	-
31	X.45	12,75	8	22	2	3	54	11	-	+	+
32	X.74	13,04	7	22	2	3	52	14	-	+	+
33	X.116	13,46	10	18	3	2	51	15	-	+	-
34	X.136	13,66	6	16	2	3	65	8	-	+	+
35	XI.35	14,15	7	25	3	2	53	10	-	+	-
36	XI.76	14,56	9	33	2	3	44	9	-	+	-
37	XI.106	14,86	5	18	3	2	62	10	-	+	-
38	XI.136	15,16	5	33	3	2	48	9	-	+	+
39	XII.15	15,45	5	20	2	3	62	8	-	+	+
40	XII.45	15,75	7	18	2	3	61	9	-	+	-
41	XII.86	16,16	2	20	2	3	60	13	-	+	-
42	XII.126	16,56	2	13	2	3	69	11	-	+	-
43	XIII.15	16,95	5	18	2	3	62	10	-	+	-
44	XIII.56	17,36	8	22	3	2	55	10	-	+	-
45	XIII.106	17,86	5	15	2	3	60	10	5	+	-
46	XIII.137	18,17	7	20	2	3	60	8	-	+	-
47	XIV.36	18,66	2	15	0	3	60	20	-	+	-
48	XIV.75	19,05	7	18	2	3	60	10	-	+	-
49	XIV.116	19,46	10	25	2	3	50	10	-	+	-
50	XIV.146	19,76	5	15	2	3	65	10	-	+	-
51	XV.15	19,95	7	20	2	3	60	8	-	+	-
52	XV.56	20,36	10	15	2	3	60	10	-	+	-
53	XV.86	20,66	3	20	2	3	60	12	-	+	-
54	XV.107	20,87	5	25	2	3	55	10	-	+	-
55	XVI.4	21,34	2	18	0	3	60	17	-	+	-
56	XVI.55	21,85	7	18	2	3	60	10	-	+	-
57	XVI.95	22,25	5	20	2	3	60	10	-	+	+
58	XVI.134	22,64	10	20	3	2	55	10	-	+	-
59	XVII.13	22,93	2	12	2	3	65	16	-	+	-
60	XVII.54	23,34	7	13	0	5	65	10	-	+	-
61	XVII.94	23,74	8	25	2	3	50	12	-	+	-
62	XVII.144	24,24	2	15	0	3	65	15	-	+	-

## Annexe IV.2. - MD 90-946

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	P	Q	F
63	XVIII.16	24,46	10	15	2	3	60	10	-	+	-
64	XVIII.56	24,86	10	25	3	2	55	5	-	+	-
65	XVIII.87	25,17	3	15	2	3	65	12	-	+	-
66	XVIII.118	25,48	10	20	2	3	55	10	-	+	+
67	XVIII.147	25,77	10	20	0	0	60	10	-	+	-
68	XIX.14	25,94	10	20	2	3	55	10	-	+	-
69	XIX.56	26,35	2	10	0	3	70	15	-	+	-
70	XIX.96	26,76	2	15	2	3	63	15	-	+	-
71	XIX.135	27,15	7	15	2	3	65	8	-	+	-
72	XX.15	27,45	10	20	2	3	60	5	-	+	-
73	XX.55	27,85	5	10	2	3	70	10	-	+	-
74	XX.103	28,33	5	15	2	3	70	5	-	+	-
75	XXI.16	28,51	5	15	3	2	70	5	-	+	-
76	XXI.86	29,21	12	20	2	3	55	8	-	+	-
77	XXI.147	29,82	5	10	2	3	75	5	-	+	-
78	XXII.36	30,21	5	5	2	3	80	5	-	+	-
79	XXII.136	30,66	5	10	2	3	72	8	-	+	-
80	XXIII.14	30,94	10	25	2	3	55	5	-	+	+
81	XXIII.55	31,35	2	8	2	3	80	5	-	+	-
82	XXIII.95	31,75	3	5	0	0	87	5	-	+	-
83	XXIII.115	31,95	0	5	0	0	90	5	-	+	-
84	XXIII.135	32,15	0	5	0	0	80	15	-	+	-
85	XXIV.6	32,36	0	5	0	2	80	13	-	+	-
86	XXIV.26	32,56	15	25	2	3	45	10	-	++	+

229  
Annexe IV.3. - MD 90-944

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	Q	F	MS
1	I.20/21	0,2	0	17	5	3	65	10	+		0,68
2	I.60/61	0,49	2	14	3	5	67	9	+		0,52
3	II.20/21	0,79	3	15	3	2	67	10	+		0,56
4	II.48/49	1,07	2	14	3	2	68	11	+		0,52
5	II.78/79	1,37	2	10	5	3	70	10	+		0,42
6	II.107/108	1,66	0	8	3	2	80	7	+		0,29
7	II.138/139	1,97	3	15	2	5	65	10	+		0,44
8	III.16/17	2,25	0	12	2	3	75	8	+		0,43
9	III.46/47	2,55	3	10	2	5	70	10	+		0,23
10	III.75/76	2,84	0	10	2	3	75	10	+		0,23
11	III.106/107	3,15	0	14	2	5	67	12	+		0,37
12	III.136/137	3,45	0	18	2	5	62	13	+		0,43
13	IV.16/17	3,85	0	12	2	3	73	10	+		0,29
14	IV.46/47	4,15	0	5	0	0	90	5	+		-
15	IV.86/87	4,55	0	15	2	3	69	11	+		0,39
16	IV.115/116	4,84	2	15	0	3	72	8	+		0,4
17	IV.146/147	5,05	0	14	5	5	68	8	+		0,32
18	V.16/17	5,25	0	14	2	3	70	11	+		0,34
19	V.46/47	5,55	0	10	2	3	75	10	+		0,22
20	V.86/87	5,95	0	10	3	2	75	10	+		0,24
21	V.116/117	6,25	2	13	2	3	70	10	+		0,94
22	V.146/147	6,55	0	12	2	3	75	8	+		0,38
23	VI.16/17	6,75	0	13	0	5	70	12	+		0,32
24	VI.46/47	7,05	2	13	5	3	66	11	+		0,4
25	VI.86/87	7,45	0	10	2	3	75	10	+		0,65
26	VI.116/117	7,75	0	13	3	2	70	12	+		0,36
27	VI.146/147	8,05	0	13	2	3	70	12	+		0,34
28	VII.16/17	8,25	0	15	0	0	70	15	+		0,49
29	VII.46/47	8,55	0	13	2	3	70	12	+		0,38
30	VII.86/87	8,95	0	20	2	3	75	10	+		0,35
31	VII.116/117	9,25	0	12	2	3	71	12	+		0,35
32	VII.146/147	9,55	6	14	2	5	67	6	+		0,42
33	VIII.16/17	9,75	0	11	2	5	72	10	+		0,3
34	VIII.46/47	10,05	2	12	3	5	65	13	+		0,32
35	VIII.86/87	10,45	2	8	3	5	72	10	+		0,2
36	VIII.116/117	10,75	0	14	5	5	62	14	+		0,33
37	VIII.146/147	11,05	0	10	3	2	75	10	+		0,23
38	IX.16/17	11,25	0	10	2	3	75	10	+		0,34
39	IX.46/47	11,55	0	13	2	3	68	14	+		0,29
40	IX.86/87	11,95	0	10	2	3	73	12	+		0,26
41	IX.116/117	12,25	2	10	3	5	70	10	+		0,23
42	IX.146/147	12,55	0	12	2	3	70	13	+		0,41
43	X.16/17	12,75	2	10	5	3	70	10	+		0,34
44	X.46/47	13,05	0	9	3	2	77	9	+		0,3
45	X.86/87	13,45	0	12	2	3	72	11	+		0,34
46	X.116/117	13,75	0	8	2	5	75	10	+		0,22
47	X.146/147	14,05	2	10	2	5	70	11	+		0,29
48	XI.16/17	14,25	2	10	3	5	70	10	+		0,4
49	XI.46/47	14,55	0	10	2	3	75	10	+		0,28
50	XI.76/77	14,85	0	15	2	3	65	15	+		0,35
51	XI.116/117	15,25	0	10	2	3	75	10	+		0,36
52	XI.146/147	15,55	2	17	3	5	63	10	+		0,46
53	XII.16/17	15,75	5	20	2	3	65	5	+		0,56
54	XII.46/47	16,05	5	17	2	3	66	7	+		0,53
55	XII.76/77	16,35	2	15	3	5	65	10	+		0,43
56	XII.116/117	16,75	5	17	2	3	63	10	+	+	0,55
57	XII.146/147	17,05	2	10	3	5	70	10	+		0,32
58	XIII.16/17	17,25	0	16	2	3	66	13	+		0,36
59	XIII.46/47	17,55	2	11	2	3	65	17	+		0,27
60	XIII.76/77	17,85	6	18	2	3	64	7	+		0,58
61	XIII.116/117	18,25	5	10	2	3	71	9	+		0,26
62	XIII.146/147	18,55	5	10	2	5	73	5	+	+	0,33
63	XIV.16/17	18,75	0	10	2	3	70	15	+		0,25
64	XIV.46/47	19,05	0	12	0	5	70	13	+		0,35
65	XIV.76/77	19,35	2	10	3	5	70	10	+		0,26
66	XIV.116/117	19,75	5	14	2	3	70	6	+		0,41
67	XIV.146/147	20,05	0	15	3	2	68	12	+		0,49
68	XV.16/17	20,25	2	20	2	3	60	13	+		0,66
69	XV.46/47	20,55	8	32	3	2	50	5	++	+	1,35
70	XV.76/77	20,85	5	20	2	5	60	8	+		0,71

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	T	10 14	14 14	S	K	Q	F	IS
71	XV.106/107	21,15	0	22	2	3	60	13	+		0,66
72	XV.136/137	21,45	0	12	2	5	71	10	+		0,32
73	XVI.16/17	21,75	2	13	3	5	67	10	+		0,41
74	XVI.46/47	22,05	8	14	2	5	58	13	+		0,38
75	XVI.76/77	22,35	2	12	2	2	63	19	+		0,27
76	XVI.106/107	22,65	8	30	2	3	49	8	+		1,08
77	XVI.124/125	22,83	7	25	2	3	55	8	+		0,91
78	XVI.146/147	23,05	5	15	3	2	70	5	+		0,45
79	XVII.16/17	23,25	0	13	2	3	75	7	+		0,46
80	XVII.46/47	23,55	0	15	2	3	70	10	+		0,46
81	XVII.76/77	23,85	2	20	5	0	63	10	+		0,54
82	XVII.106/107	24,15	7	33	2	3	50	5	++		1,27
83	XVII.146/147	24,55	5	20	2	3	65	5	+		0,6
84	XVIII.10/11	24,69	6	29	2	3	55	5	+	+	0,93
85	XIX.6/7	24,83	7	32	2	2	49	8	++	+	1,16
86	XIX.46/47	25,23	0	17	3	2	70	8	+		0,65
87	XIX.76/77	25,53	2	18	2	3	64	11	+	+	0,48
88	XIX.106/107	25,83	6	25	2	3	58	6	+		0,86
89	XIX.146/147	26,23	10	25	2	3	55	5	++	+	0,98
90	XX.16/17	26,43	2	10	3	5	72	8	+		0,4
91	XX.46/47	26,73	7	26	2	5	52	8	++	+	0,5
92	XX.76/77	27,03	0	13	2	3	70	12	+		0,33
93	XX.116/117	27,43	0	14	2	3	73	8	+	+	0,33
94	XX.146/147	27,73	0	14	2	3	64	17	+		0,32
95	XXI.16/17	27,93	0	13	2	5	70	10	+		0,35
96	XXI.46/47	28,23	7	33	2	3	50	5	+		1,35
97	XXI.66/67	28,43	8	37	2	3	42	8	++	+	1,52
98	XXI.106/107	28,83	0	8	5	5	75	7	+		0,3
99	XXI.146/147	29,23	0	10	3	2	75	10	+		0,28
100	XXII.16/17	29,43	0	12	2	5	69	12	+		0,34
101	XXII.46/47	29,73	0	10	2	3	75	10	+		0,25
102	XXII.76/77	30,03	0	10	5	5	70	10	+		0,45
103	XXII.106/107	30,33	5	35	2	3	50	5	++	+	1,33
104	XXII.146/147	30,73	0	10	2	3	75	10	+		0,28
105	XXIII.20/21	30,97	0	5	2	5	78	10	+		0,12
106	XXIII.26/27	31,03	0	12	3	5	70	10	+		0,33
107	XXIII.66/67	31,43	0	10	2	3	77	8	+		0,23
108	XXIII.106/107	31,83	0	10	0	0	80	10	+		0,26
109	XXIII.126/127	32,03	2	11	2	2	72	11	+		0,25
110	XXIV.6/7	32,33	0	8	2	3	77	10	+		0,2
111	XXIV.25/26	32,52	0	13	2	3	71	11	+		0,28
112	XXIV.46/47	32,73	0	5	2	5	83	5	+		0,09
113	XXIV.66/67	32,93	2	9	2	3	75	9	+		0,18
114	XXIV.106/107	33,33	0	5	0	0	90	5	+		-
115	XXIV.136/137	33,63	0	5	2	3	70	20	+		0,19
116	XXV.16/17	33,93	6	14	2	3	64	11	+		0,33
117	XXV.46/47	34,23	7	17	0	5	65	6	+		0,38
118	XXV.76/77	34,53	0	5	0	0	85	10	+		0,11
119	XXV.96/97	34,73	0	6	2	5	75	12	+		0,37
120	XXV.126/127	35,03	5	10	2	5	70	8	+		0,32
121	XXV.146/147	35,23	7	20	3	5	60	5	+		0,62
122	XXVI.16/17	35,43	0	12	2	3	69	14	+	+	0,26
123	XXVI.46/47	35,73	0	16	2	3	69	10	+		0,36
124	XXVI.59/60	35,86	0	10	2	3	65	20	+		0,36
125	XXVI.86/87	36,13	5	25	2	3	60	5	+		0,88
126	XXVI.116/117	36,43	5	20	2	3	65	5	+		0,92
127	XXVI.146/147	36,73	0	8	5	5	75	7	+		0,23
128	XXVII.16/17	36,93	5	16	2	5	67	5	+	+	0,42
129	XXVII.46/47	37,23	2	17	2	2	64	13	+		0,55
130	XXVII.76/77	37,53	6	23	2	3	61	5	+	+	0,77
131	XXVII.106/107	37,83	7	28	3	5	52	5	+		0,93
132	XXVII.136/137	38,13	5	13	2	5	66	9	+	+	0,5
133	XXVIII.16/17	38,43	0	7	2	3	65	23	+		0,17
134	XXVIII.56/57	38,83	0	7	2	3	74	14	+	+	0,15
135	XXVIII.86/87	39,13	0	12	5	0	72	11	+		0,28
136	XXVIII.116/117	39,43	2	15	2	3	70	8	+		0,54
137	XXVIII.142/143	39,69	5	25	2	3	55	10	+	+	0,66

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	Q	1/S
1	I 2	0,2	8	20	3	5	53	11	+	0,38
2	I 38	0,38	7	18	3	3	58	11	+	0,31
3	I 80	0,8	8	18	3	3	58	10	+	0,31
4	I 115	1,15	7	15	2	5	60	11	+	0,25
5	II 6	1,41	7	17	2	3	60	11	+	0,28
6	II 56	1,91	5	21	2	3	59	10	+	0,36
7	II 86	2,21	3	12	5	0	72	8	+	0,17
8	II 120	2,55	2	11	2	0	79	6	+	0,14
9	III 16	2,91	6	15	3	5	63	8	+	0,24
10	III 57	3,42	3	15	5	3	66	8	+	0,23
11	III 66	3,51	3	14	2	3	70	8	+	0,20
12	IV 5	4,4	4	13	2	4	71	6	+	0,18
13	IV 36	4,71	4	16	3	3	64	10	+	0,25
14	IV 75	5,11	5	12	5	2	68	8	+	0,18
15	IV 125	5,6	4	11	3	5	70	7	+	0,16
16	V 5	5,9	4	16	2	3	65	10	+	0,25
17	V 56	6,41	3	9	5	4	74	5	+	0,12
18	V 96	6,81	3	13	2	4	68	10	+	0,19
19	V 126	7,11	2	10	3	5	70	10	+	0,14
20	VI 5	7,4	5	11	2	5	69	8	+	0,16
21	VI 46	7,81	5	14	3	3	64	11	+	0,22
22	VI 85	8,2	3	10	4	4	71	8	+	0,14
23	VI 125	8,6	6	12	5	5	65	7	+	0,18
24	VII 25	9,1	4	11	3	4	70	8	+	0,16
25	VII 66	9,51	5	13	3	5	64	10	+	0,20
26	VII 96	9,81	5	14	4	3	66	8	+	0,21
27	VIII 145	10,31	5	13	3	3	64	12	+	0,20
28	VIII 37	10,72	6	14	3	3	65	9	+	0,22
29	VIII 87	11,22	5	9	5	5	67	9	+	0,13
30	VIII 147	11,82	6	14	4	0	63	13	+	0,22
31	IX 26	12,11	4	13	5	0	73	5	+	0,18
32	IX 66	12,51	5	15	2	4	62	12	+	0,24
33	IX 116	13,01	4	25	2	0	58	11	+	0,43
34	IX 147	13,32	4	21	3	0	60	12	+	0,35
35	X 37	13,72	3	14	3	5	68	7	+	0,21
36	X 77	14,12	4	13	5	3	66	9	+	0,20
37	X 117	14,52	4	13	5	4	66	8	+	0,20
38	X 147	14,82	5	12	3	4	65	11	+	0,18
39	XI 35	15,2	5	15	5	4	59	12	+	0,25
40	XI 45	15,3	3	14	3	2	67	11	+	0,21
41	XI 85	15,7	5	12	2	2	73	6	+	0,16
42	XI 125	16,1	6	15	3	2	63	11	+	0,24
43	XII 17	16,52	6	16	2	2	64	10	+	0,25
44	XII 57	16,92	6	15	3	3	63	10	+	0,24
45	XII 96	17,31	4	19	3	3	63	8	+	0,30
46	XII 132	17,67	3	19	2	3	65	8	+	0,29
47	XII 147	17,82	6	25	2	3	52	12	+	0,48
48	XIII 16	18,01	7	26	2	2	53	10	+	0,49
49	XIII 66	18,51	3	15	5	5	64	8	+	0,23
50	XIII 96	18,81	5	13	2	3	68	9	+	0,19
51	XIII 146	19,31	6	13	2	2	65	12	+	0,20
52	XIV 26	19,61	4	10	2	0	73	11	+	0,14
53	XV 25	19,85	5	16	2	3	66	8	+	0,24
54	XV 55	20,15	6	15	2	3	65	9	+	0,23
55	XV 85	20,46	8	13	2	3	65	9	+	0,20
56	XV 119	20,79	2	10	2	3	79	4	++	0,13
57	XVI 17	21,27	4	30	2	2	52	10	++	0,58
58	XVI 57	21,67	9	40	3	2	36	10	++	1,11
59	XVI 87	21,97	9	37	5	2	42	5	+	0,88
60	XVI 127	22,37	9	18	3	2	58	10	++	0,31
61	XVII 37	22,97	5	30	3	3	50	9	++	0,60
62	XVII 77	23,37	7	38	3	0	44	8	+	0,86

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	Q	I/S
63	XVII 116	23,76	6	17	3	5	62	7	++	0,27
64	XVIII17	24,27	6	18	2	3	61	10	+	0,30
65	XVIII 57	24,67	6	16	2	3	63	10	+	0,25
66	XVIII 97	25,07	6	16	2	3	65	8	+	0,25
67	XVIII 137	25,47	6	18	2	3	61	10	++	0,30
68	XIX 16	25,76	8	35	2	3	43	9	+	0,81
69	XIX76	26,36	7	10	2	2	67	12	+	0,15
70	XIX126	26,86	4	12	3	3	70	8	+	0,17
71	XX 41	27,51	3	11	0	0	71	15	+	0,15
72	XX 77	27,87	2	17	3	3	64	11	+	0,27
73	XX 128	28,38	5	30	0	0	60	5	+	0,50
74	XX 146	28,56	4	14	2	2	69	9	+	0,20
75	XXI 17	28,77	4	13	2	2	70	9	+	0,19
76	XXI 67	29,27	6	10	0	0	72	12	+	0,14
77	XXI 72	29,32	6	12	2	2	68	10	+	0,18
78	XXI 80	29,4	3	7	3	2	80	5	+	0,09
79	XXI 137	29,97	5	12	2	3	70	8	+	0,17
80	XXII 27	30,37	6	13	0	0	70	11	+	0,19
81	XXII 47	30,57	4	13	3	0	74	6	++	0,18
82	XXII 97	31,07	7	34	2	3	45	9	+	0,76
83	XXII 117	31,27	4	13	2	0	71	10	+	0,18
84	XXIII 5	31,65	7	18	2	3	58	12	+	0,31
85	XXIII 34	31,94	6	11	0	0	71	12	+	0,15
86	XXIII 45	32,05	5	11	2	2	68	12	+	0,16
87	XXIII 106	32,66	2	5	0	0	90	3	+	0,06
88	XXIV 136	32,96	8	18	2	2	62	8	+	0,29
89	XXIV 26	33,36	10	22	2	3	53	10	+	0,42
90	XXIV 77	33,87	3	9	5	0	74	9	+	0,12
91	XXIV 106	34,16	4	8	0	0	75	13	+	0,11
92	XXIV 137	34,47	6	23	2	3	56	10	+	0,41
93	XXV 16	34,76	6	20	2	0	65	7	+	0,31
94	XXV 57	35,17	5	11	3	3	69	9	+	0,16
95	XXV 97	35,57	4	12	0	0	79	5	+	0,15
96	XXV 117	35,77	4	12	0	0	75	9	+	0,16
97	XXV 137	35,97	9	34	2	3	42	10	++	0,81
98	XXVI 15	36,25	12	38	3	3	37	7	++	1,03
99	XXVI 55	36,65	10	35	2	3	40	10	++	0,88
100	XXVI 96	37,06	4	11	3	0	74	8	+	0,15
101	XXVI 145	37,55	4	17	2	2	67	8	+	0,25
102	XXVII 25	37,85	5	21	2	2	65	5	++	0,32
103	XXVII 86	38,46	6	23	2	3	59	7	+	0,39
104	XXVII 136	38,96	7	23	2	0	63	5	++	0,37
105	XXVIII 16	39,27	13	34	3	5	38	7	++	0,89
106	XXVIII 56	39,66	5	12	2	2	72	7	+	0,17
107	XXVIII 106	40,16	3	7	0	0	82	8	+	0,09
108	XXVIII 141	40,51	3	7	2	0	78	10	+	0,09
109	XXIX 14	40,74	5	9	2	3	70	11	+	0,13
110	XXIX 34	40,94	4	7	2	5	73	9	+	0,10
111	XXIX 65	41,25	6	13	2	3	67	9	+	0,19
112	XXIX 115	41,75	4	28	2	2	58	6	++	0,48
113	XXIX 135	41,95	5	20	3	2	61	9	++	0,33
114	XXX 34	42,44	5	10	2	3	74	6	+	0,14
115	XXX 96	43,06	4	6	0	0	84	6	+	0,07
116	XXX 136	43,46	8	28	2	3	51	8	++	0,55
117	XXXI 13	43,73	6	29	3	0	57	5	++	0,51

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 - 14	14 - 14	S	K	P	Q	F	S/I
1	I.15	0,15	2	20	2	3	57	15		*		1,54
2	II.20	0,73	0	15	2	3	70	10		*		2,1
3	II.50	1,03	2	20	2	2	60	14		*		1,62
4	II.80	1,33	2	20	2	3	53	20		*		1,38
5	II.128	1,61	2	15	2	3	60	18		*		2,04
6	III.16	2,19	2	14	2	2	70	10		*		2,7
7	III.54	2,57	2	15	2	2	65	14	*	*		2,09
8	III.86	2,89	2	20	2	3	56	17		*	*	1,47
9	III.124	3,27	2	12	2	3	64	17	*	*		2,72
10	IV.16	3,69	3	13	2	2	65	15		*		2,5
11	IV.56	4,09	2	14	2	3	65	14		*		2,3
12	IV.96	4,49	2	13	2	2	63	18		*		2,39
13	IV.135	4,88	2	20	2	3	57	16		*		1,5
14	V.16	5,19	3	17	2	2	58	18	*	*		1,71
15	V.56	5,59	2	13	2	2	68	13	*	*		2,65
16	V.97	6	2	10	2	3	73	10		*		2,7
17	V.136	6,39	2	18	3	2	55	20		*		2,45
18	VI.16	6,69	2	16	2	2	60	18	*	*		2,06
19	VI.56	7,09	2	10	2	2	68	16		*		3,53
20	VI.97	7,48	2	12	2	3	65	16		*		2,92
21	VI.136	7,89	2	12	2	2	64	18		*		3,14
22	VII.16	8,19	2	14	2	3	63	16		*		2,35
23	VII.56	8,59	2	17	0	3	60	18		*		2
24	VII.96	8,99	2	17	0	3	58	20		*		1,64
25	VII.136	9,39	2	10	0	3	75	10		*		3,3
26	VIII.16	9,69	2	13	2	0	68	15		*		2,63
27	VIII.46	9,99	2	12	2	3	65	16		*		2,6
28	VIII.76	10,29	2	13	2	2	63	18		*		2,4
29	VIII.126	10,79	2	13	2	2	67	14		*		2,67
30	IX.16	11,19	2	10	2	2	70	14	*	*		3,22
31	IX.46	11,49	2	14	2	2	60	20		*		2,07
32	IX.76	11,79	2	13	2	2	67	14		*		2,5
33	IX.126	12,29	2	10	0	3	70	15		*		3,53
34	X.16	12,69	2	14	2	3	63	16		*		2,6
35	X.106	12,99	3	18	2	2	62	13	*	*		1,67
36	X.146	13,39	3	15	2	3	65	12	*	*		2,1
37	XI.16	13,59	0	10	2	2	76	10		*		3,6
38	XI.56	13,99	2	12	2	2	64	18		*		3,15
39	XI.97	14,4	2	12	2	2	65	17		*		2,6
40	XI.136	14,79	2	12	2	2	64	18		*		3
41	XII.16	15,09	2	14	2	2	60	20		*	*	2,3
42	XII.46	15,39	2	14	2	2	68	12		*		2,5
43	XII.76	15,69	2	10	2	3	68	15		*		3,3
44	XII.106	15,99	2	10	2	3	70	13		*		5,5
45	XII.136	16,29	2	13	2	2	63	18		*		2,9
46	XIII.16	16,46	2	8	0	3	77	10		*		4,3
47	XIII.46	16,76	2	12	2	2	72	10		*		3
48	XIII.76	17,06	2	14	2	0	68	14		*		2,6
49	XIII.106	17,36	2	15	2	3	65	13		*		2,1
50	XIII.136	17,66	2	15	2	3	64	14		*		2,1
51	XIV.16	17,99	2	12	2	2	62	20		*		2,48
52	XIV.46	18,29	2	12	2	2	64	18		*		2,92
53	XIV.76	18,59	2	12	2	2	67	15		*		3,4
54	XIV.106	18,89	2	10	2	2	70	14	*	*	*	3,8
55	XIV.136	19,19	2	14	2	2	63	17		*		2,5
56	XV.16	19,49	2	13	2	3	73	7		*		2,2
57	XV.46	19,79	2	13	2	2	63	18		*		3,2
58	XV.76	20,09	2	10	2	2	70	14		*		3,6
59	XV.106	20,39	0	12	2	2	72	12	*	*		3
60	XV.132	20,65	0	8	2	2	78	10		*		4,9
61	XVI.16	20,99	0	14	2	2	68	14		*		
62	XVI.46	21,29	0	12	0	2	76	10		*		3,3

Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 - 14	14 - 14	S	K	P	Q	F	S/I
63	XVI.76	21,59	2	10	2	2	72	12		*		3,4
64	XVI.106	21,89	0	10	2	2	76	10		*		3,8
65	XVI.136	22,19	0	10	0	2	75	13		*		3,3
66	XVII.16	22,49	0	8	2	2	75	13		*		4,7
67	XVII.46	22,79	2	10	2	2	64	20		*		4,06
68	XVII.73	23,09	2	10	2	2	66	18		*		3,5
69	XVII.106	23,39	2	10	0	2	72	14		*		3,1
70	XVII.136	23,69	0	14	0	2	70	14		*		3
71	XVIII.16	23,99	2	12	2	2	65	17		*		3,16
72	XVIII.46	24,29	0	7	2	3	80	8		*		4,2
73	XVIII.76	24,59	0	8	0	2	80	10		*		6,2
74	XVIII.106	24,89	0	13	2	3	68	14		*		2,6
75	XVIII.136	25,19	2	8	0	2	78	10		*		4,9
76	XIX.13	25,46	2	10	2	2	70	14		*		3,7
77	XIX.46	25,79	0	10	2	2	74	12		*		4,1
78	XIX.76	26,09	0	10	2	2	74	12		*		3,5
79	XIX.106	26,39	2	10	2	2	70	14	*	*		3,2
80	XIX.136	26,69	2	10	2	2	72	12		*		3,2
81	XX.15	26,98	0	10	2	3	75	10		*		4,3
82	XX.46	27,29	2	7	0	3	76	12		*		7,3
83	XX.76	27,59	2	8	2	3	77	8		*		4,9
84	XX.106	27,89	0	5	0	2	85	8		*		8,8
85	XX.136	28,19	2	4	2	2	84	6		*		14
86	XXI.17	28,3	0	13	2	2	76	7		*		4
87	XXI.46	28,59	0	13	2	2	70	13		*		3,6
88	XXI.86	28,99	2	22	2	3	55	16		*		1,4
89	XXI.106	29,19	0	12	2	3	75	8		*		3
90	XXI.136	29,49	3	8	0	3	82	4		*		4,1
91	XXII.16	29,79	2	10	2	3	73	10		*		3,3
92	XXII.46	30,09	0	10	2	3	73	12		*		3,8
93	XXII.76	30,39	0	14	2	2	70	12		*		2,3
94	XXII.106	30,69	3	10	2	0	70	15		*		3,7
95	XXII.136	30,99	0	12	2	2	68	16		*		3,5
96	XXIII.16	31,29	0	10	2	3	75	10		*		3,7
97	XXIII.46	31,59	0	12	0	2	74	12		*		3
98	XXIII.76	31,89	0	18	2	2	68	10		*		1,8
99	XXIII.106	32,19	3	32	0	2	43	20	*	**	*	1,3
100	XXIII.136	32,49	0	8	2	3	80	7		*		5
101	XXIV.16	32,79	2	10	0	2	70	16		*		3,3
102	XXIV.46	33,09	0	10	2	3	72	12		*		3,5
103	XXIV.76	33,39	2	14	2	3	65	14	*	*		2,2
104	XXIV.106	33,69	0	15	2	3	70	10		*		2,3
105	XXIV.136	33,99	2	20	0	3	65	10		*		1,7
106	XXV.16	34,29	2	15	2	2	67	10		*		2,1
107	XXV.46	34,59	2	36	0	2	48	12		*		0,75
108	XXV.76	34,89	0	10	0	2	80	8		*		3,9
109	XXV.106	35,19	2	10	0	2	74	12		*		3,3
110	XXV.136	35,49	0	4	0	0	90	6		*		15
111	XXVI.16	35,79	0	4	0	0	90	6		*		23
112	XXVI.46	36,09	0	7	0	3	85	5		*		13
113	XXVI.76	36,39	0	4	0	0	90	6		*		15
114	XXVI.106	36,69	0	6	2	2	85	5		*		13
115	XXVI.136	37,05	0	10	0	2	78	10		*		4,6
116	XXVII.16	37,29	0	3	2	2	85	8		*		17
117	XXVII.46	37,59	3	5	0	0	85	7		*		10
118	XXVII.76	37,79	2	5	0	3	80	10		*		7
119	XXVII.106	38,09	2	6	2	3	82	5		*		9,7
120	XXVII.136	38,39	2	8	0	2	80	8		*		4
121	XXVIII.16	38,79	2	5	0	2	85	6		*		8
122	XXVIII.46	39,09	3	18	2	3	50	24		*		1,58
123	XXVIII.76	39,39	2	8	2	3	75	10		*		6,8
124	XXVIII.106	39,69	2	8	2	2	72	14		*		5,7



Numéro	Référence	Profondeur (m)	C	I	10 - 14	14 - 14	S	K	P	Q	F	S/I
125	XXVIII.136	39,99	2	8	2	2	76	10		*		7,1
126	XXIX.16	40,29	3	12	2	2	73	8		*		3,5
127	XXIX.46	40,59	2	4	0	2	85	7		*		10
128	XXIX.76	40,89	2	7	2	2	60	27		*		5,6
129	XXIX.106	41,19	2	8	0	2	72	16	*	*		?
130	XXIX.136	41,49	2	8	0	2	63	25		*		5,1
131	XXX.16	41,79	2	8	0	2	72	16	*	*		6,7
132	XXX.46	42,09	2	10	2	2	77	7	*	*		4,6
133	XXX.76	42,39	2	4	0	2	85	7		*		15
134	XXX.106	42,69	2	6	0	2	82	8	*	*		10
135	XXX.136	42,99	2	8	0	2	65	23		*		5,6
136	XXXI.16	43,29	2	10	0	2	68	18		*		4,9
137	XXXI.46	43,59	2	18	2	3	60	15		*		1,8
138	XXXI.76	43,89	2	16	0	2	68	12		*		2,7
139	XXXI.106	44,19	2	20	2	2	54	20		*		1,7
140	XXXI.136	44,49	3	25	2	2	50	18		*		1,2
141	XXXII.16	44,79	2	17	0	2	65	14		*		2,5
142	XXXII.46	45,09	2	6	0	2	85	5	*	*		6
143	XXXII.76	45,39	3	15	0	2	65	15		*		2,4
144	XXXII.106	45,69	2	12	2	3	68	13		*		4
145	XXXII.136	45,99	3	17	2	2	68	8		*		2,1
146	XXXII.147	46,1	3	13	2	2	70	10		*		3,2
147	XXXIII.16	46,29	2	15	2	3	70	8		*	*	2,8
148	XXXIII.46	46,59	0	7	0	2	85	6		*		8
149	XXXIII.76	46,89	2	5	0	3	80	10		*		8,9
150	XXXIII.106	47,19	3	15	2	2	65	13	*	*		2,1
151	XXXIII.136	47,49	2	10	0	3	80	5		*		4,2

**ANNEXE V<sup>(1)</sup>****Géochimie des carottes SHIVA****MD 90-947 à MD 90-942**

**Annexe V.1.** Echantillons des sédiments du Bassin Indien Central retenus pour l'analyse géochimique : lithologie du sédiment total (B: biogène, S: silt, A: argile), minéralogie de la fraction fine (C: chlorite, I: illite, int: interstratifiés irréguliers, S: smectite, K: kaolinite), profondeur de prélèvement, âge approximatif des échantillons et numéro de référence (numéro de la carotte - numéro de la section - intervalle de prélèvement en centimètres).

Pour éviter les risques d'erreur, un numéro simplifié est attribué à chaque échantillon. Le premier chiffre de ce repère correspond au numéro de la carotte (MD 90-947 = 7, MD 90-946 = 6, MD 90-944 = 4, MD 90-943 = 3, MD 90-942 = 2 et MD 81-375 = 5), le second chiffre est relatif à la profondeur du prélèvement dans ces carottes (nombre croissant du sommet à la base). Les reprises dans la succession verticale sont imputables au fait que l'échantillonnage et le traitement furent effectués en deux temps.

**Annexe V.2.** Formules structurales des smectites, kaolinites et illites, établies d'après les analyses particulières effectuées à la microsonde. Les valeurs sont données en nombre d'atomes par demi-maille.

**Annexes.V.3 à 8.** Résultats des analyses géochimiques de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central (sites MD 90-947, MD 90-946, MD 90-944, MD 90-943, MD 90-942 et MD 81-375) : concentration des éléments majeurs, exprimée en pourcentages d'oxydes ; des éléments traces, exprimée en ppm et moyenne pour chaque élément.

**Annexe V.9.** Résultats des analyses géochimiques des sédiments du Bassin Indien Central des sites MD 90-947, MD 90-946, MD 90-944, MD 90-943, MD 90-942 et MD 81-375 : concentration des éléments traces exprimée en ppm et moyennes des sédiments biogènes (moy B) et des sédiments argileux (moy A).

---

(1) La numérotation des annexes suit celle des chapitres.

237  
Annexe. V.1.

Ech.	Référence	Lithologie B-S-A	Minéralogie C-I-int-S-K	Profondeur (m)	Age (Ma)
7.1	946-3-64/65	5+20-5-70	3-8-2-80-7	3,59	<0,2
7.2	947-6-76/77	0-40-60	4-12-5-72-7	8,21	?
7.3	947-8-76/77	0-50-50	2-8-0-85-5	11,11	?
7.4	947-10-76/77	0-50-50	2-6-0-85-7	14,21	?
7.5	947-13-30/31	0-50-50	3-6-0-85-6	17,9	?
7.6	947-14-106/107	0-40-60	3-7-0-85-5	20,16	?
7.7	947-17-70/71	0-35-65	2-5-0-85-8	24,3	?
7.8	947-19-30/31	0-30-70	2-5-0-85-8	26,9	?
7.9	947-21-116/117	0-25-75	2-3-0-85-10	30,76	?
7.10	947-23-6/7	0-25-75	0-5-0-85-10	32,66	?
7.11	947-1-136/137	5-30-65	10-25-5-50-10	1,36	?
7.12	947-4-136/137	0-30-70	5-33-5-52-5	5,81	?
7.13	947-12-80/81	0-50-50	10-17-5-48-20	16,90	?
7.14	947-15-126/127	0-50-50	14-40-2-33-11	21,86	?
7.15	947-20-30/31	0-50-50	7-13-2-65-13	28,50	?

6.1	946-4-116/117	10-40-50	5-15-5-70-5	4,46	1,5
6.2	946-6-96/97	15-45-40	2-15-5-65-10	7,26	2,4
6.3	946-8-76/77	5-55-40	3-10-4-68-15	10,06	2,4-3,8
6.4	946-10-136/137	5-50-45	5-15-5-70-5	13,66	<3,8
6.5	946-12-126/127	15-45-40	2-15-5-65-13	16,56	3,8-4,7
6.6	946-14-146/147	25-25-50	5-15-5-65-10	19,76	5,3-5,4
6.7	946-17-54/55	25-25-50	7-13-5-65-16	23,34	5,7-5,8
6.8	946-19-56/57	20-20-60	2-10-3-70-15	26,35	5,8-6,3
6.9	946-21-147/148	0-25-75	5-10-5-75-5	29,82	>6,5
6.10	946-23-135/136	0-20-80	0-5-2-80-13	32,70	>6,5
6.11	946-13-137/138	25-30-45	7-20-5-60-8	18,17	4,8-5

4.1	944-4-46/47	10-40-50	0-5-0-90-5	4,15	1,5-1,8
4.2	944-7-86/87	35-30-35	0-20-5-75-10	8,95	2,4-2,6
4.3	944-9-86/87	40-15-45	0-10-5-73-12	11,95	2,6-3,2
4.4	944-12-46/47	30-25-45	5-17-5-66-7	16,05	3,5-3,7
4.5	944-14-116/117	20-35-45	5-14-5-70-6	19,75	3,7-3,8
4.6	944-17-146/147	5-50-45	5-20-5-65-5	24,55	4,7
4.7	944-21-106/107	40-10-50	0-8-10-75-7	28,83	4,7-4,9
4.8	944-24-46/47	0-45-55	0-5-7-83-5	32,73	4,9-5,2
4.9	944-26-46/47	0-55-45	0-16-5-69-10	35,73	4,9-5,2
4.10	944-28-56/57	10-40-50	0-7-5-74-14	38,83	5,7-6,3
4.11	944-15-46/47	20-35-45	8-32-5-50-5	20,55	3,8-3,9
4.12	944-16-106/107	15-45-40	8-30-5-49-8	22,85	4,20
4.13	944-17-106/107	5-50-45	7-33-5-50-5	24,15	4,70
4.14	944-21-66/67	5-60-35	8-37-5-42-8	28,43	4,7-4,9
4.15	944-22-106/107	5-60-35	5-35-5-50-5	30,33	4,90
4.16	944-27-106/107	5-60-36	7-28-8-52-5	37,83	5,70

238  
Annexe. V.1.

Ech.	Référence	Lithologie B-S-A	Minéralogie C-I-int-S-K	Profondeur (m)	Age (Ma)
3.1	943-2-120/121	0-55-45	2-11-2-79-6	2,55	0,9-1,5
3.2	943-5-56/57	30-35-35	3-9-9-74-5	6,41	2,6
3.3	943-8-37/38	30-35-35	6-14-6-65-9	10,72	<3,5
3.4	943-11-85/86	35-30-35	5-12-4-73-6	15,7	3,7
3.5	943-15-119/120	35-30-35	2-10-5-79-4	20,79	4,3-4,4
3.6	943-19-126/127	40-20-40	4-12-6-70-8	26,86	4,4-4,5
3.7	943-21-97/98	40-20-40	3-7-5-80-5	29,57	4,4-4,5
3.8	943-23-106/107	5-35-60	2-5-0-90-3	32,66	5-5,1
3.9	943-25-97/98	10-20-70	4-12-0-79-5	35,57	5,1-5,3
3.10	943-28-106/107	10-20-70	3-7-0-82-8	40,16	<6,3
3.11	943-12-147/148	5-45-50	6-25-5-52-12	17,82	3,7-3,8
3.12	943-16-57/58	0-50-50	9-40-5-36-10	21,67	>4,4
3.13	943-17-77/78	5-55-45	7-38-3-44-8	23,37	4,4-5,1
3.14	943-22-97/98	5-50-45	7-34-5-45-9	31,07	<5,1
3.15	943-26-15/16	5-20-75	12-38-6-37-7	36,25	5,1-5,3
3.16	943-28-16/17	5-35-60	13-34-8-38-7	39,27	<6,3
3.17	943-30-96/97	5-20-75	4-6-0-84-6	43,06	<6,3

2.1	942-3-16/17	35-25-40	2-14-4-70-10	2,19	0,3
2.2	942-5-56/57	35-20-45	2-13-4-68-13	5,59	0,4
2.3	942-9-16/17	40-20-40	2-10-4-70-14	11,19	0,9
2.4	942-12-106/107	30-20-50	2-10-5-70-13	15,99	<1,5
2.5	942-15-132/133	35-25-40	0-8-4-78-10	20,65	<2,3
2.6	942-18-136/137	40-10-50	2-8-2-78-10	25,19	>2,6
2.7	942-21-136/137	50-10-40	3-8-3-82-4	29,49	3,7
2.8	942-26-46/47	0-55-45	0-7-3-85-5	36,09	5
2.9	942-29-46/47	0-45-55	2-4-2-85-7	40,59	>5
2.10	942-33-46/47	0-20-80	0-7-2-85-6	46,59	>5
2.11	942-12-136/137	30-20-50	2-13-4-63-18	16,29	<2,3
2.12	942-21-86/87	0-60-40	2-22-5-55-16	28,99	3,70
2.13	942-23-106/107	0-60-40	3-32-2-43-20	32,19	3,80
2.14	942-25-46/47	5-35-60	2-36-2-48-12	34,59	4,70
2.15	942-27-136/137	0-45-55	2-8-2-80-8	38,39	>5
2.16	942-31-136/137	0-45-55	3-25-4-50-18	44,49	>5

5.1	375-2-130/131	65-15-20	3-15-2-65-15	2,8	1,65-1,87
5.2	375-4-89/90	65-15-20	3-15-2-65-15	5,39	1,87-2,48
5.3	375-6-60/61	65-15-20	3-15-2-65-15	8,11	2,48-3,40
5.4	375-8-19/20	65-15-20	3-15-2-65-15	10,69	2,48-3,40
5.5	375-9-138/139	65-15-20	3-15-2-65-15	13,38	3,40-3,88
5.6	375-12-41/42	65-15-20	3-15-2-65-15	16,91	>4,10

Ech.	Prof. (m)	Lat. (°S)	Age (Ma)	Formules structurales des smectites	Nb. anal.
6.1	4,5	3	1,6	(Si 3,21 Al 0,79) (Al 0,57 Mg 0,55 Fe 0,97 Ti 0,07) K 0,67 Na 0,08 Ca 0,02 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	8
6.11	18,2	3	5	(Si 3,03 Al 0,97) (Al 0,38 Mg 1,27 Fe 0,72 Ti 0,04) K 0,83 Na 0,05 Ca 0,10 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	8
4.1	4,1	6	1,6	(Si 3,38 Al 0,62) (Al 0,88 Mg 0,28 Fe 0,88 Ti 0,04) K 0,41 Na 0,07 Ca 0,02 Mg 0,05 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	13
4.8	32,7	6	5	(Si 3,45 Al 0,55) (Al 0,70 Mg 0,21 Fe 1,12 Ti 0,03) K 0,29 Na 0,08 Ca 0,02 Mg 0,07 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	18
3.17	43,1	8	6,3	(Si 3,45 Al 0,55) (Al 0,84 Mg 0,32 Fe 0,88 Ti 0,05) K 0,39 Na 0,12 Ca 0,02 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	23
2.15	38,4	10	> 5	(Si 3,31 Al 0,69) (Al 0,85 Mg 0,35 Fe 0,77 Ti 0,11) K 0,49 Na 0,08 Ca 0,03 Mg 0,03 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	5

Ech.	Formules structurales des kaolinites	Nb. anal.
6.1	(Si 1,90 Al 0,10) (Al 1,69 Mg 0,08 Fe 0,20 Ti 0,02) K 0,12 Na 0,03 Ca 0,02 O <sub>5</sub> OH <sub>4</sub>	2
6.11	(Si 1,91 Al 0,09) (Al 1,82 Mg 0,04 Fe 0,10) K 0,16 Na 0,03 Ca 0,03 O <sub>5</sub> OH <sub>4</sub>	3
4.1	(Si 2) (Al 1,70 Mg 0,10 Fe 0,14 Ti 0,01) K 0,14 Na 0,04 Ca 0,03 O <sub>5</sub> OH <sub>4</sub>	3
2.15	(Si 1,92 Al 0,08) (Al 1,57 Mg 0,12 Fe 0,14 Ti 0,11) K 0,19 Na 0,02 Ca 0,03 O <sub>5</sub> OH <sub>4</sub>	2
5.2	(Si 2) (Al 1,85 Mg 0,03 Fe 0,06) K 0,09 Na 0,08 Ca 0,02 O <sub>5</sub> OH <sub>4</sub>	2

Ech.	Formules structurales des illites	Nb. anal.
6.1	(Si 3,12 Al 0,88) (Al 1,27 Mg 0,24 Fe 0,44 Ti 0,01) K 0,95 Na 0,16 Ca 0,06 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	6
6.11	(Si 3,09 Al 0,91) (Al 1,43 Mg 0,22 Fe 0,25 Ti 0,01) K 1,23 Na 0,10 Ca 0,03 O <sub>10</sub> OH <sub>2</sub>	8

240  
Annexe V.3. - MD 90-947

Ech.	7.11	7.1	7.12	7.2	7.3	7.4	7.13	7.5	7.6	7.14	7.7	7.8	7.15	7.9	7.10	Moy
Prof. (m)	1,36	3,59	5,81	8,21	11,11	14,21	16,90	17,9	20,16	21,86	24,3	26,9	28,50	30,76	32,66	
Type	IA	SAN	IA	SA	SAN	SAN	IAN	SA	SA	IA	SA	SA	SAN	SAN	SA	
S-I (%)	50-25	80-8	52-33	72-12	85-8	85-6	48-17	85-6	85-7	33-40	85-5	85-5	65-13	85-3	85-5	
<b>SiO2</b>	51,9	53,4	49,4	62,1	63,2	63,0	53,0	60,1	57,8	52,3	59,2	61,5	51,4	55,0	54,7	56,5
<b>TiO2</b>	0,09	0,11	0,08	0,06	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09	0,06	0,03	0,08	0,06	0,08	0,07
<b>Al2O3</b>	21,8	18,3	20,9	12,8	13,5	13,7	20,4	15,5	15,3	19,8	14,9	15,1	19,9	18,1	15,1	17,0
<b>Fe2O3</b>	10,0	12,0	10,0	7,0	7,0	7,0	9,0	8,0	8,0	10,0	8,0	7,0	8,0	8,0	8,0	8,4
<b>MgO</b>	2,8	2,6	2,6	2,2	2,1	1,8	3,0	2,0	2,2	2,6	1,9	2,2	3,0	3,6	3,0	2,5
<b>MnO</b>	0,00	0,04	0,23	0,16	0,03	0,76	0,07	0,16	0,14	0,05	0,04	0,09	0,07	0,58	0,06	0,17
<b>CaO</b>	0,34	0,23	0,29	0,22	0,22	0,19	0,35	0,20	0,18	0,19	0,16	0,18	0,25	0,26	0,15	0,23
<b>Na2O</b>	0,93	0,86	0,95	0,64	0,52	0,50	1,08	0,48	0,54	0,87	0,45	0,63	0,98	0,57	0,41	0,69
<b>K2O</b>	2,2	2,5	2,4	1,6	1,6	1,8	3,9	1,9	2,0	3,9	1,8	1,8	4,3	1,7	1,6	2,3
<b>Total</b>	90,2	90,2	87,0	86,9	88,4	88,9	91,1	88,5	86,3	90,0	86,5	88,6	88,1	88,0	83,2	88,1
<b>V</b>	157	197	197	172	198	219	199	251	175	158	194	182	178	239	205	195
<b>Cr</b>	108	176	116	170	171	180	128	182	160	114	169	162	104	192	160	153
<b>Co</b>	37,7	25,5	29,8	22,0	21,8	36,3	31,0	49,6	45,5	24,6	21,3	19,3	21,5	21,2	80,1	32,5
<b>Ni</b>	124	130	161	95	87	112	97	103	93	85	95	81	66	88	112	102
<b>Rb</b>	126	109	123	130	130	115	110	112	104	206	104	96	102	82	83	116
<b>Sr</b>	137	32,6	155	52,8	30,5	27,5	37,3	32,0	32,2	77,8	56,2	20,3	57,4	35,7	45,7	55,4
<b>Y</b>	41,8	13,4	48,3	17,2	12,3	13,4	24,7	15,7	13,9	22,36	22,1	11,2	35,0	18,4	20,6	22,0
<b>Zr</b>	111	117	145	116	107	116	108	113	95	99	122	116	110	124	110	114
<b>Nb</b>	11,3	12,0	15,5	13,7	12,7	14,8	12,8	12,7	11,0	16,4	12,7	11,0	12,8	10,9	10,5	12,7
<b>Ba</b>	1816	370	2190	933	291	277	247	278	262	499	1268	179	1020	842	774	750
<b>La</b>	39,1	29,9	40,7	32,3	27,3	29,9	31,0	32,7	31,1	33,0	33,9	28,7	36,0	31,9	33,2	32,7
<b>Ce</b>	93	72	86	76	64	71	75	78	72	73	77	64	83	77	81	76
<b>Pr</b>	9,70	6,89	10,39	7,27	5,99	6,72	7,27	7,40	7,09	7,32	8,10	6,46	8,64	7,42	7,95	7,64
<b>Nd</b>	41,0	28,2	44,6	29,7	23,7	26,8	29,8	29,8	28,3	29,1	33,5	25,7	36,3	30,7	32,9	31,3
<b>Sm</b>	8,37	5,73	9,42	6,23	4,81	5,51	6,41	6,13	5,84	5,60	7,52	5,43	7,82	6,84	7,37	6,60
<b>Eu</b>	1,92	1,26	2,24	1,37	1,06	1,22	1,48	1,37	1,28	1,12	1,82	1,20	1,88	1,65	1,78	1,51
<b>Gd</b>	7,89	4,95	9,20	5,40	4,10	4,79	5,56	5,64	5,18	4,35	6,57	4,56	7,35	6,07	6,51	5,87
<b>Dy</b>	7,02	4,32	8,26	4,71	3,55	3,97	4,99	4,91	4,33	4,09	5,88	3,86	7,00	5,37	5,70	5,20
<b>Ho</b>	1,47	0,79	1,71	0,88	0,70	0,75	1,00	0,89	0,81	0,86	1,12	0,69	1,44	1,00	1,07	1,01
<b>Er</b>	3,95	2,39	4,59	2,74	2,14	2,25	2,65	2,68	2,28	2,41	3,33	2,05	3,82	2,97	3,07	2,89
<b>Yb</b>	3,60	2,21	4,27	2,33	1,89	2,00	2,44	2,28	1,87	2,39	2,73	1,79	3,40	2,62	2,55	2,56
<b>Lu</b>	0,56	0,31	0,66	0,35	0,28	0,29	0,37	0,34	0,27	0,37	0,40	0,25	0,52	0,36	0,37	0,38
<b>Hf</b>	2,89	3,36	3,72	3,17	3,05	3,27	3,21	3,20	2,67	2,90	3,30	3,26	3,48	3,61	2,96	3,20
<b>Ta</b>	1,0	1,19	1,17	1,58	1,14	1,39	1,04	1,19	1,18	1,47	1,29	0,88	1,08	0,93	0,96	1,17
<b>W</b>	1,8	0,8	2,3	2,1	2,9	3,5	1,6	0,6	3,6	2,1	2,9	3,7	2,5	3,1	2,6	2,4
<b>Pb</b>	24,7	22,6	18,0	13,0	12,6	12,3	16,0	15,6	14,7	18,7	11,3	10,3	16,3	12,6	12,4	15,4
<b>Th</b>	17,5	14,9	13,6	14,0	13,5	14,5	15,7	14,5	13,8	22,8	13,8	13,1	17,7	13,6	12,0	15,0
<b>U</b>	1,81	2,30	2,23	2,05	2,44	2,15	7,51	4,25	1,42	3,52	1,60	1,48	5,65	2,47	1,76	2,84
<b>Ce/Ce*</b>	1,10	1,16	0,97	1,14	1,15	1,16	1,15	1,17	1,12	1,09	1,07	1,08	1,09	1,16	1,17	1,12
<b>Eu/Eu*</b>	1,10	1,10	1,12	1,10	1,12	1,11	1,15	1,08	1,09	1,06	1,21	1,13	1,16	1,19	1,20	1,13
<b>Som. TR</b>	218	159	222	169	139	155	168	173	160	163	182	144	198	174	184	174

<b>Ech.</b>	<b>6.1</b>	<b>6.2</b>	<b>6.3</b>	<b>6.4</b>	<b>6.5</b>	<b>6.11</b>	<b>6.6</b>	<b>6.7</b>	<b>6.8</b>	<b>6.9</b>	<b>6.10</b>	<b>Moy</b>
<b>Prof. (m)</b>	4,46	7,26	10,06	13,66	16,56	18,17	19,76	23,34	26,35	29,82	32,70	
<b>Type</b>	SA	SA	SA	SA	SA	1A	SB	SB	SB	SA	SAN	
<b>S-I (%)</b>	70-15	65-15	68-10	70-15	65-15	60-20	65-15	65-13	70-10	75-10	80-5	
<b>SiO2</b>	61,3	63,2	61,6	55,1	51,1	53,5	54,1	54,4	53,8	54,4	55,0	56,1
<b>TiO2</b>	0,06	0,04	0,05	0,06	0,13	0,09	0,08	0,10	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>Al2O3</b>	15,8	11,8	15,3	17,7	19,5	19,8	15,9	16,5	19,8	20,7	18,7	17,4
<b>Fe2O3</b>	7,0	10,0	7,0	8,0	10,0	10,0	13,0	13,0	9,0	9,0	11,0	9,7
<b>MgO</b>	1,7	2,3	1,8	2,8	2,7	2,8	2,7	2,8	2,4	2,6	2,9	2,5
<b>MnO</b>	0,44	0,06	0,12	0,08	0,04	0,05	0,25	0,17	0,06	0,05	0,06	0,13
<b>CaO</b>	0,34	0,32	0,31	0,34	0,41	0,30	0,32	0,25	0,18	0,22	0,21	0,29
<b>Na2O</b>	0,63	0,68	0,63	0,63	0,40	1,28	0,67	0,32	0,66	0,76	0,68	0,67
<b>K2O</b>	1,4	1,4	1,5	1,5	1,4	3,5	2,2	1,6	4,2	3,8	2,9	2,3
<b>Total</b>	88,8	90,0	88,6	86,3	85,7	91,5	89,4	89,2	90,2	91,9	91,8	89,4
<b>V</b>	147	162	166	152	142	115	146	128	152	173	160	149
<b>Cr</b>	125	126	128	147	116	94	129	125	132	137	243	137
<b>Co</b>	20,5	50,7	52,9	21,1	36,6	15,8	21,4	17,9	35,2	22,1	51,1	31,4
<b>Ni</b>	125	209	154	116	122	96	117	129	162	102	147	134
<b>Rb</b>	132	120	103	187	113	130	116	94	108	98	87	117
<b>Sr</b>	120	118	94	71,8	73,7	108	79,0	67,0	71,6	54,8	61,0	83,8
<b>Y</b>	35,7	46,0	42,2	21,2	31,9	47,0	25	18,1	29,8	17,5	33,2	31,7
<b>Zr</b>	147	152	153	114	133	115	128	122	134	115	60,7	125
<b>Nb</b>	14,4	16,2	15,4	15,2	12,2	12,8	12,0	10,8	16,1	10,7	11,1	13,4
<b>Ba</b>	2935	3225	2712	1110	1878	1893	2005	1748	1670	904	1009	1917
<b>La</b>	39,3	50,7	48,6	52,2	40,9	47,6	35,1	29,2	42,5	28,0	36,9	41,0
<b>Ce</b>	69,6	126	122	84	89	82	90	64,4	91	66,0	71,6	87
<b>Pr</b>	9,86	12,7	12,32	9,46	10,1	10,9	8,66	7,04	9,66	6,80	7,45	9,55
<b>Nd</b>	41,3	53,8	51,1	37,3	42,3	47,0	36,8	29,8	41,9	28,1	30,7	40,0
<b>Sm</b>	9,06	12,0	11,5	7,56	9,18	10,5	8,26	6,58	9,58	6,51	6,11	8,81
<b>Eu</b>	2,21	3,04	2,92	1,69	2,26	2,52	2,01	1,53	2,22	1,51	1,43	2,12
<b>Gd</b>	8,41	11,4	10,9	6,46	8,67	10,2	7,26	5,53	8,15	5,36	5,53	8,00
<b>Dy</b>	7,38	9,86	9,83	5,60	7,57	9,36	6,83	5,27	7,81	5,17	5,52	7,29
<b>Ho</b>	1,55	2,04	1,99	1,13	1,58	1,90	1,31	1,03	1,46	0,96	1,19	1,47
<b>Er</b>	4,53	5,66	5,43	3,16	4,41	5,01	3,99	3,11	4,33	2,75	3,88	4,21
<b>Yb</b>	4,08	4,93	4,73	2,77	3,76	4,51	3,45	2,75	3,71	2,37	3,63	3,70
<b>Lu</b>	0,61	0,75	0,72	0,43	0,57	0,69	0,52	0,42	0,58	0,35	0,57	0,57
<b>Hf</b>	3,66	3,94	4,20	3,18	3,71	3,24	3,63	3,50	3,73	3,25	1,77	3,44
<b>Ta</b>	1,24	1,50	1,28	1,43	0,96	1,16	1,04	1,09	1,61	0,87	0,75	1,17
<b>W</b>	2,9	5,2	4,3	4,6	4,0	2,0	1,9	2,1	4,4	3,4	3,3	3,4
<b>Pb</b>	20,6	36,6	36,0	22,6	31,6	21,0	28,7	24,3	28,2	53,0	13,7	28,8
<b>Th</b>	17,5	17,5	15,8	20,6	15,09	19,5	14,6	12,4	13,9	11,7	10,3	15,3
<b>U</b>	1,78	1,77	1,73	2,25	1,68	1,62	1,66	1,40	1,43	1,43	10,02	2,43
<b>Ce/Ce*</b>	0,81	1,14	1,15	0,87	1,01	0,83	1,19	1,03	1,04	1,10	0,99	1,01
<b>Eu/Eu*</b>	1,18	1,21	1,21	1,13	1,18	1,13	1,21	1,18	1,17	1,19	1,15	1,18
<b>Som. TR</b>	198	293	282	212	220	233	204	156	223	154	174	214

242  
Annexe V.5. - MD 90-944

<b>Ech.</b>	<b>4.1</b>	<b>4.2</b>	<b>4.3</b>	<b>4.4</b>	<b>4.5</b>	<b>4.11</b>	<b>4.12</b>	<b>4.13</b>	<b>4.6</b>	<b>4.14</b>	<b>4.7</b>	<b>4.15</b>	<b>4.8</b>	<b>4.9</b>	<b>4.16</b>	<b>4.10</b>	<b>Moy</b>
<b>Prof. (m)</b>	4,15	8,95	11,95	16,05	19,75	20,55	22,85	24,15	24,55	28,43	28,83	30,33	32,73	35,73	37,83	38,83	
<b>Type</b>	SA	SB	SB	SBN	SB	IB	IA	IA	IA	IA	SB	IA	SA	SA	IA	SA	
<b>S-I (%)</b>	90-5	75-20	73-10	66-17	70-14	50-32	49-30	50-33	65-20	42-37	75-8	52-28	83-5	69-16	52-28	74-7	
<b>SiO2</b>	60,0	56,4	61,4	54,9	62,2	50,9	52,1	50,0	58,9	53,6	53,4	56,1	63,4	55,7	56,0	60,9	56,6
<b>TiO2</b>	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07	0,10	0,08	0,11	0,07	0,07	0,09	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>Al2O3</b>	13,9	15,4	13,2	19,2	15,0	16,6	17,5	17,7	17,1	19,5	19,6	19,0	14,7	17,2	19,0	15,2	16,9
<b>Fe2O3</b>	7,0	7,0	7,0	10,0	8,0	13,0	12,0	13,0	8,0	9,0	10,0	8,0	7,0	8,0	8,0	7,0	8,8
<b>MgO</b>	0,66	2,4	1,6	2,5	1,9	2,4	2,7	2,4	2,1	2,9	2,5	2,6	1,8	2,4	3,0	1,7	2,2
<b>MnO</b>	1,00	1,19	0,91	0,44	0,53	0,11	0,21	0,23	0,39	0,61	0,33	0,07	0,14	0,07	0,26	0,10	0,41
<b>CaO</b>	0,26	0,26	0,27	0,27	0,30	0,16	0,15	0,22	0,31	0,31	0,36	0,25	0,34	0,39	0,26	0,33	0,28
<b>Na2O</b>	0,35	0,42	0,38	0,49	0,47	0,48	0,60	0,44	0,46	1,09	0,45	1,45	0,46	0,74	1,09	0,54	0,62
<b>K2O</b>	1,2	1,7	1,1	1,5	1,5	1,5	2,2	1,3	1,9	3,8	3,1	2,9	1,9	2,8	3,8	1,7	2,1
<b>Total</b>	84,5	85,0	86,1	89,6	90,1	85,4	87,6	85,7	89,4	91,1	89,9	90,6	89,8	87,5	91,6	87,6	88,2
<b>V</b>	169	152	172	207	136	154	137	129	170	137	141	126	198	179	178	234	164
<b>Cr</b>	130	86,64	114	241	92	93,2	89,1	93,0	133	97,5	112,8	89,6	174	170	107	177	125
<b>Co</b>	43,5	56,9	34,8	44,0	16,7	30,7	23,6	24,3	32,9	39,6	17,1	21,5	163,5	32,1	33,2	87,6	43,9
<b>Ni</b>	87,9	61,5	71,8	88,7	57,65	98	101	95	91,5	124	62,0	94,96	99,02	91,32	134,18	132,90	93,2
<b>Rb</b>	99	87,1	88,5	182	106	214	168	219	175	223	82,0	184	95,5	132	158	73,0	143
<b>Sr</b>	96,3	170	131	52,6	107	87,8	80,3	72,4	91,8	103	82,7	81,3	40,8	52,7	71,1	50,1	85,9
<b>Y</b>	25,1	17,4	20,4	28,4	15,9	25,2	28,2	26,66	22,98	26,52	13,7	31,4	27,1	32,3	27,0	25,9	24,6
<b>Zr</b>	147	148	158	116	136	90,1	93,8	87,2	135	95	142	107	125	130	99	151	123
<b>Nb</b>	11,7	11,2	11,1	23,1	10,5	14,2	12,0	15,0	15,7	13,7	15,8	13,8	11,9	13,3	12,3	14,0	13,7
<b>Ba</b>	2392	4441	3496	403	2721	492	985	519	1360	579	1947	704	336	547	454	763	1384
<b>La</b>	28,3	20,5	23,7	34,8	20,7	33,2	33,0	32,6	29,7	34,5	15,7	38,8	27,6	30,2	29,6	25,8	28,7
<b>Ce</b>	97,3	88,2	78,1	74,0	53,1	75,3	75,6	75,9	57,0	79,2	30,5	89,2	61,2	67,2	71,4	57,2	70,7
<b>Pr</b>	6,27	4,24	5,00	7,44	4,34	7,50	7,87	7,57	5,90	7,92	3,20	8,84	6,59	7,00	7,15	6,31	6,45
<b>Nd</b>	26,5	17,3	20,5	30,0	17,7	30,4	32,2	30,9	23,9	32,0	13,0	36,2	27,7	29,6	29,7	26,4	26,5
<b>Sm</b>	5,11	2,64	3,54	6,07	2,79	6,10	6,69	6,44	4,20	6,56	2,40	7,67	5,85	6,31	6,57	5,76	5,29
<b>Eu</b>	1,24	0,78	0,91	1,34	0,71	1,26	1,49	1,37	0,93	1,38	0,61	1,65	1,46	1,49	1,43	1,46	1,22
<b>Gd</b>	5,16	3,35	3,93	5,43	2,83	5,11	5,98	5,60	3,67	5,58	2,17	6,82	5,34	5,61	5,84	5,15	4,85
<b>Dy</b>	4,18	2,77	3,21	4,54	2,44	4,73	5,64	5,12	3,28	5,19	2,16	6,23	4,99	5,21	5,37	4,69	4,36
<b>Ho</b>	0,90	0,62	0,71	0,97	0,53	0,98	1,16	1,05	0,75	1,06	0,44	1,26	0,95	1,01	1,07	0,88	0,90
<b>Er</b>	2,45	1,77	1,97	2,60	1,53	2,64	3,13	2,80	2,12	2,84	1,32	3,35	2,57	2,88	2,86	2,47	2,46
<b>Yb</b>	2,41	1,77	1,92	2,41	1,52	2,53	2,98	2,64	2,14	2,66	1,32	3,15	2,19	2,54	2,66	2,06	2,31
<b>Lu</b>	0,36	0,28	0,29	0,35	0,23	0,38	0,46	0,40	0,32	0,41	0,19	0,48	0,31	0,37	0,41	0,29	0,35
<b>Hf</b>	3,68	3,60	3,75	2,96	3,24	2,78	2,86	2,70	3,15	2,93	3,24	3,22	3,13	3,12	3,00	3,67	3,19
<b>Ta</b>	0,95	0,81	0,84	1,74	0,82	1,38	1,09	1,53	1,17	1,30	0,83	1,32	0,86	0,91	1,15	0,81	1,09
<b>W</b>	5,5	6,4	2,7	2,7	2,5	3,3	3,3	2,7	2,7	5,3	5,4	2,9	5,4	15,3	2,4	5,3	4,6
<b>Pb</b>	30,2	48,5	28,7	27,0	17,8	39,8	25,5	40,0	23,0	51,8	17,1	27,1	31,5	23,4	42,2	46,6	32,5
<b>Th</b>	16,0	15,6	13,3	19,8	13,5	20,2	19,5	21,7	19,2	23,1	11,8	24,4	13,4	15,0	23,5	11,4	17,6
<b>U</b>	1,70	1,52	1,54	2,54	1,55	2,41	1,90	2,35	2,11	2,36	1,31	2,51	1,54	1,53	2,12	1,20	1,89
<b>Ce/Ce*</b>	1,68	2,17	1,65	1,06	1,29	1,09	1,08	1,11	0,99	1,10	0,99	1,11	1,04	1,06	1,12	0,84	1,21
<b>Eu/Eu*</b>	1,13	1,22	1,14	1,09	1,17	1,05	1,09	1,07	1,10	1,06	1,25	1,06	1,22	1,16	1,08	1,25	1,13
<b>Som. TR</b>	180	144	143	170	108	170	176	172	133	179	73,1	203	146	159	164	138	154



Ech.	3.1	3.2	3.3	3.4	3.11	3.5	3.12	3.13	3.6	3.7	3.14	3.8	3.9	3.15	3.16	3.10	3.17	Moy
Prof. (m)	2,55	6,41	10,72	15,7	17,82	20,79	21,67	23,37	26,86	29,57	31,07	32,66	35,57	36,25	39,27	40,16	43,06	
Type	SA	SB	SB	SB	IA	SB	IA	IA	SB	SB	IA	SAN	SA	IA	IA	SA	SAN	
S-I (%)	79-11	74-9	65-14	73-12	52-25	79-10	56-40	44-38	70-12	80-7	45-34	90-5	79-12	37-38	38-34	82-7	84-6	
<b>SiO2</b>	49,6	55,0	51,6	51,8	48,9	54,7	54,6	46,8	56,2	54,5	53,5	55,7	54,3	56,9	58,7	53,5	60,8	53,9
<b>TiO2</b>	0,10	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,06	0,09	0,06	0,08
<b>Al2O3</b>	20,2	16,9	18,1	19,5	18,2	21,2	18,9	16,9	17,9	18,0	18,2	17,6	18,6	14,3	13,5	16,7	13,8	17,6
<b>Fe2O3</b>	10,0	10,0	9,0	10,0	8,0	9,0	10,0	10,0	9,0	9,0	8,0	9,0	9,0	8,0	7,0	12,0	7,0	9,0
<b>MgO</b>	2,6	3,4	3,3	3,2	3,3	3,0	3,1	3,4	2,8	2,6	2,6	2,3	3,0	2,1	2,0	3,1	1,9	2,8
<b>MnO</b>	0,03	0,05	0,70	0,48	0,02	0,06	0,13	0,11	0,36	0,14	0,07	0,11	0,10	1,31	1,38	0,10	0,59	0,34
<b>CaO</b>	0,14	0,27	0,24	0,23	0,21	0,25	0,20	0,23	0,21	0,22	0,28	0,19	0,24	0,29	0,31	0,24	0,27	0,24
<b>Na2O</b>	0,73	0,48	0,49	0,42	0,25	0,54	0,95	1,37	0,37	0,46	0,86	0,35	0,40	0,41	0,42	0,31	0,37	0,54
<b>K2O</b>	2,5	2,7	2,1	1,9	1,6	2,7	1,8	1,9	1,9	2,1	4,1	1,9	2,1	1,9	1,6	1,7	1,4	2,1
<b>Total</b>	86,0	89,0	85,7	87,8	80,7	91,6	89,9	81,0	88,9	87,3	87,9	87,5	87,9	85,4	85,1	87,9	86,3	86,8
<b>V</b>	228	127	130	113	155	77,3	189	153	98,0	139	135	363	157	152	170	204	236	166
<b>Cr</b>	184	71,6	76,6	67,1	99	62,0	109	103	72,4	91,4	98	212	142	104	110	153	133	111
<b>Co</b>	46,4	55,7	57,5	37,2	18,2	50,2	24,9	31,2	21,8	53,6	26,4	30,3	37,9	30,5	57,5	188	54,5	48,4
<b>Ni</b>	73,6	61,9	51,8	47,7	88,7	112	106	119	49,7	79,6	85,2	78,2	85,7	106	147	325	85,1	100
<b>Rb</b>	114	77,6	74,6	69,2	159	82,7	220	205	68,9	75,9	211	92,4	113	211	190	75,8	87,5	125
<b>Sr</b>	38,4	153	96,5	75,7	63,6	74,5	68,3	71,7	70,7	125	63,0	48,1	48,7	78,5	58,8	35,0	43,5	71,4
<b>Y</b>	23,2	15,9	16,0	15,2	26,0	18,1	27,3	27,0	15,9	34,3	25,7	30,0	25,8	28,7	30,7	20,9	22,2	23,7
<b>Zr</b>	127	138	139	123	94,4	100	91,4	86,7	111	141	96	134	100	103	118	117	102	113
<b>Nb</b>	14,1	11,2	10,6	8,4	12,1	13,2	12,4	13,5	8,4	9,6	13,8	13,4	12,4	14,4	15,3	10,9	10,34	12,0
<b>Ba</b>	273	4302	2603	1688	889	1949	493	489	1788	4054	474	249	199	623	493	132	193,0	1229
<b>La</b>	32,0	20,14	20,3	21,9	28,8	19,8	33,8	32,7	24,1	33,1	80,4	35,7	28,9	35,3	35,5	26,4	24,2	31,3
<b>Ce</b>	67,6	110	79,1	72,1	62,8	43,6	78,6	77,3	46,5	90,1	77,8	74,0	62,9	81,3	80,9	57,5	64,7	72,2
<b>Pr</b>	7,27	4,06	4,10	4,69	6,70	4,38	7,86	7,65	4,29	7,84	7,69	7,16	6,42	8,09	8,08	5,92	6,24	6,38
<b>Nd</b>	29,8	16,5	16,6	18,9	27,7	18,6	31,7	31,1	17,8	33,3	31,3	30,6	27,1	32,7	32,9	25,0	25,8	26,3
<b>Sm</b>	6,22	2,46	2,91	3,57	5,77	3,52	6,61	6,56	3,40	6,63	6,50	6,41	5,63	6,72	6,98	5,36	5,80	5,36
<b>Eu</b>	1,42	0,70	0,78	0,88	1,32	0,89	1,41	1,40	0,81	1,73	1,43	1,67	1,38	1,39	1,48	1,35	1,42	1,26
<b>Gd</b>	5,46	3,35	3,10	3,27	5,20	3,59	5,59	5,66	3,21	6,98	5,61	6,16	5,39	5,70	6,09	4,77	5,23	4,96
<b>Dy</b>	4,31	2,54	2,58	2,70	5,07	2,98	5,14	5,26	2,80	5,88	5,10	5,33	4,44	5,39	5,94	3,84	4,73	4,35
<b>Ho</b>	0,89	0,57	0,58	0,62	1,05	0,66	1,07	1,08	0,62	1,24	1,03	1,12	0,91	1,12	1,22	0,78	0,94	0,91
<b>Er</b>	2,30	1,65	1,61	1,71	2,87	1,78	2,94	2,89	1,72	3,49	2,74	2,89	2,41	3,05	3,31	2,02	2,49	2,46
<b>Yb</b>	2,12	1,55	1,63	1,74	2,81	1,71	2,81	2,70	1,64	3,24	2,52	2,51	2,01	2,92	3,24	1,69	2,23	2,30
<b>Lu</b>	0,31	0,24	0,25	0,26	0,43	0,26	0,42	0,41	0,25	0,47	0,38	0,37	0,30	0,46	0,49	0,23	0,33	0,35
<b>Hf</b>	3,61	3,30	3,47	3,42	2,85	2,46	2,69	2,62	3,05	3,57	2,83	3,55	2,72	3,04	3,57	3,06	3,11	3,11
<b>Ta</b>	1,10	0,81	0,75	0,74	1,10	0,67	1,29	1,29	0,76	0,78	1,25	1,00	1,01	1,31	1,44	0,87	0,85	1,00
<b>W</b>	2,8	5,7	5,4	27,0	2,6	1,6	2,4	2,7	2,7	2,6	4,4	8,8	3,7	3,5	9,1	3,1	3,0	5,4
<b>Pb</b>	20,0	39,9	43,6	35,5	22,5	18,6	29,5	32,5	30,2	16,3	13,1	17,0	17,7	21,3	34,9	12,4	14,1	24,6
<b>Th</b>	15,2	13,8	12,6	13,2	18,4	10,6	24,9	24,6	11,6	12,9	22,1	15,0	13,6	24,9	26,0	10,8	14,0	16,7
<b>U</b>	2,15	1,42	1,43	1,49	1,80	1,17	2,62	2,35	1,24	1,30	1,98	5,05	1,42	2,70	4,29	1,22	2,87	2,15
<b>Ce/Ce*</b>	1,02	2,82	1,99	1,63	1,05	1,07	1,10	1,13	1,05	1,29	0,72	1,06	1,06	1,02	1,10	1,06	1,21	1,26
<b>Eu/Eu*</b>	1,14	1,14	1,21	1,20	1,14	1,17	1,08	1,07	1,14	1,19	1,11	1,24	1,17	1,04	1,06	1,24	1,20	1,15
<b>Som. TR</b>	159	164	133	132	150	101	178	174	107	194	222	174	147	184	186	134	144	158

Ech.	2.1	2.2	2.3	2.4	2.11	2.5	2.6	2.12	2.7	2.13	2.14	2.8	2.15	2.9	2.16	2.10	Moy
Prof. (m)	2,19	5,59	11,19	15,99	16,29	20,65	25,19	28,99	29,49	32,19	34,59	36,09	38,39	40,59	44,49	46,59	
Type	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	IA	SB	IA	IA	SA	SA	SA	IAN	SA	
S-I (%)	70-14	68-13	70-10	70-10	63-13	78-8	78-8	55-22	82-8	43-32	48-36	85-7	80-8	85-4	50-25	85-7	
<b>SiO2</b>	49,8	52,4	51,8	51,3	52,7	50,7	53,2	51,5	52,0	46,1	52,1	51,2	47,7	51,1	51,2	54,0	51,1
<b>TiO2</b>	0,11	0,09	0,09	0,11	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,07	0,08	0,10	0,11	0,11	0,08	0,09	0,10
<b>Al2O3</b>	18,9	18,5	17,9	18,4	16,7	18,2	16,1	18,3	17,7	18,1	17,7	17,2	19,6	18,1	21,4	16,8	18,1
<b>Fe2O3</b>	10,0	10,0	11,0	10,0	12,0	10,0	13,0	12,0	11,0	9,0	8,0	13,0	10,0	10,0	8,0	14,0	10,6
<b>MgO</b>	3,0	3,3	2,8	2,7	3,4	3,2	2,8	2,9	2,9	3,7	4,0	2,3	2,4	2,3	3,0	3,1	3,0
<b>MnO</b>	0,05	0,06	0,04	0,04	0,09	0,09	0,05	0,06	0,06	0,23	0,08	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07
<b>CaO</b>	0,15	0,13	0,11	0,10	0,28	0,19	0,15	0,15	0,10	0,34	0,30	0,09	0,14	0,09	0,22	0,15	0,17
<b>Na2O</b>	0,39	0,33	0,34	0,30	1,28	0,35	0,31	0,97	0,38	0,72	1,00	0,34	0,41	0,32	0,93	0,29	0,54
<b>K2O</b>	1,8	2,3	2,2	1,7	2,0	1,7	1,9	1,5	1,8	2,3	2,9	1,7	2,3	1,8	3,8	1,6	2,1
<b>Total</b>	84,2	87,2	86,3	84,7	88,6	84,5	87,7	87,5	86,1	80,7	86,1	86,0	82,7	83,8	88,7	90,2	85,9
<b>V</b>	133	118	137	153	128	135	118	172	149	140	154	116	164	192	199	190	150
<b>Cr</b>	89,2	71,4	74,9	109	73,9	86,4	79,8	155	74,0	96,0	121	82,8	87,6	142	106	157	100
<b>Co</b>	30,7	28,6	84,7	40,7	58,4	29,6	28,2	17,5	22,7	121	38,6	26,4	14,0	202	27,8	98,0	54,4
<b>Ni</b>	75,9	57,4	76,9	73,7	95,3	72,0	59,0	91,0	76,2	129	127	76,9	43,2	126	83,7	75,5	83,8
<b>Rb</b>	94,7	69,0	79,1	88,2	80,9	88,5	72,4	170	91,6	180	238	74,9	134	94,9	164	119	115
<b>Sr</b>	180	140	149	157	141	110	103	73,4	87,6	72,2	87,6	114	55,1	35,6	71,1	45,9	101,60
<b>Y</b>	13,9	13,7	14,6	17	25,0	18,0	15,9	24,7	20,8	25,6	27,2	68,2	26,6	22,4	30,6	24,5	24,3
<b>Zr</b>	169	155	165	155	132	156	133	93,9	120	95,6	102	140	108	102	117	125	129
<b>Nb</b>	13,8	17,2	10,6	14,0	9,56	10,5	10,2	13,1	8,8	13,1	14,3	10,0	12,4	9,52	12,7	12,4	12,0
<b>Ba</b>	4597	4024	4418	4698	2657	2791	3281	431	2409	411	471	3137	424	171	571	381	2179
<b>La</b>	18,5	19,3	18,7	20,5	23,6	24,0	20,0	30,2	32,8	36,3	35,9	46,3	34,2	25,5	32,7	34,5	28,3
<b>Ce</b>	113	88,8	105	95	117	83,8	40,0	68,5	49,2	81,3	79,3	100	82,0	58,8	75,2	68,2	81,8
<b>Pr</b>	3,82	3,87	3,72	4,45	6,40	5,03	4,42	7,12	4,92	8,29	8,14	12,2	8,05	5,83	7,65	7,02	6,31
<b>Nd</b>	15,2	15,5	14,7	18,4	26,9	20,5	18,1	29,1	20,7	33,6	32,8	54,2	32,9	24,9	30,8	29,1	26,1
<b>Sm</b>	2,11	2,24	2,10	2,77	5,29	3,55	3,06	6,21	3,92	7,12	6,71	12,15	7,05	5,22	6,39	6,13	5,13
<b>Eu</b>	0,63	0,64	0,61	0,82	1,27	0,88	0,78	1,40	0,95	1,55	1,40	3,22	1,61	1,35	1,41	1,50	1,25
<b>Gd</b>	2,77	2,97	2,92	3,53	5,49	3,53	3,04	5,38	3,78	5,96	5,67	12,5	6,08	4,90	5,67	5,49	4,98
<b>Dy</b>	2,17	2,34	2,29	2,79	4,93	3,00	2,77	5,05	3,33	5,35	5,12	11,4	5,44	4,09	5,42	4,43	4,37
<b>Ho</b>	0,50	0,55	0,52	0,62	1,01	0,66	0,60	1,02	0,73	1,08	1,05	2,43	1,10	0,87	1,15	0,90	0,92
<b>Er</b>	1,41	1,52	1,49	1,75	2,76	1,85	1,70	2,69	2,02	2,79	2,78	6,30	2,89	2,23	3,15	2,34	2,48
<b>Yb</b>	1,45	1,54	1,55	1,69	2,67	1,84	1,71	2,53	1,95	2,53	2,60	5,77	2,65	1,93	3,06	2,05	2,35
<b>Lu</b>	0,22	0,24	0,24	0,27	0,41	0,26	0,27	0,38	0,31	0,38	0,40	0,86	0,40	0,28	0,46	0,30	0,36
<b>Hf</b>	3,74	3,77	3,84	3,58	3,46	3,79	3,36	2,88	3,15	2,96	2,87	3,57	3,23	2,65	3,31	3,12	3,33
<b>Ta</b>	0,97	0,87	0,77	0,85	0,79	0,88	0,70	1,15	0,77	1,24	1,31	0,80	1,07	0,70	1,19	0,95	0,94
<b>W</b>	6,1	3,2	12,4	3,2	2,5	2,9	2,3	1,5	1,7	2,2	2,7	2,6	2,1	2,7	2,2	3,2	3,4
<b>Pb</b>	45,0	33,5	40,7	25,5	40,9	20,5	15,2	25,7	18,0	42,8	113	34	21,6	13,7	27,4	16,0	33,4
<b>Th</b>	18,0	15,0	14,0	13,2	16,6	14,9	12,6	20,8	13,1	22,6	25,3	14,1	19,1	10,9	21,7	14,8	16,7
<b>U</b>	1,54	1,38	1,36	1,46	1,25	1,48	1,36	2,22	1,41	2,21	2,22	1,32	4,68	2,13	2,57	1,68	1,89
<b>Ce/Ce*</b>	3,10	2,36	2,91	2,31	2,19	1,75	0,98	1,08	0,89	1,21	1,07	0,97	1,13	1,11	1,09	1,01	1,57
<b>Eu/Eu*</b>	1,21	1,15	1,15	1,22	1,11	1,16	1,19	1,13	1,15	1,11	1,05	1,22	1,15	1,25	1,10	1,21	1,16
<b>Som. TR</b>	162	139	154	153	197	149	96	159	124	186	182	268	184	136	173	162	164

<b>Ech.</b>	<b>5.1</b>	<b>5.2</b>	<b>5.3</b>	<b>5.4</b>	<b>5.5</b>	<b>5.6</b>	<b>Moy</b>
<b>Prof. (m)</b>	2,8	5,39	8,11	10,69	13,38	16,91	
<b>Type</b>	SB	SB	SB	SB	SB	SB	
<b>S-I (%)</b>	65-15	65-15	65-15	65-15	65-15	65-15	
<b>SiO2</b>	54,2	53,5	51,4	52,2	63,1	61,4	56,0
<b>TiO2</b>	0,08	0,07	0,08	0,11	0,06	0,06	0,07
<b>Al2O3</b>	19,9	19,7	18,2	19,2	14,6	15,3	17,8
<b>Fe2O3</b>	8,0	9,0	10,0	12,0	7,0	7,0	8,8
<b>MgO</b>	2,8	2,8	3,2	2,7	1,9	1,8	2,5
<b>MnO</b>	0,79	0,18	0,08	0,06	0,46	0,42	0,33
<b>CaO</b>	0,49	0,33	0,57	0,28	0,32	0,30	0,38
<b>Na2O</b>	0,89	0,72	0,68	0,32	0,47	0,52	0,60
<b>K2O</b>	3,6	3,8	2,8	2,0	1,8	1,8	2,6
<b>Total</b>	90,9	90,2	87,2	89,0	89,8	88,7	89,3
<b>V</b>	172	169	154	161	127	112	149
<b>Cr</b>	103	92,2	84,9	94,5	66,9	78,0	86,7
<b>Co</b>	171	120	89,1	107	75,5	70,7	105
<b>Ni</b>	61,8	76,2	68,1	76,3	169	108	93,4
<b>Rb</b>	90,9	88,1	82,9	78,9	78,7	72,9	82,1
<b>Sr</b>	118	113	110	90,3	56,0	64,8	92
<b>Y</b>	18,8	17,9	16,4	15,2	16,5	5,8	15,1
<b>Zr</b>	180	182	171	170	136	119,01	159
<b>Nb</b>	13,2	12,3	11,5	11,9	9,4	8,7	11,2
<b>Ba</b>	2856	2552	2470	2387	1144	1963	2229
<b>La</b>	21,1	20,4	20,8	18,6	26,3	17,5	20,8
<b>Ce</b>	126	133	109	93,3	82,3	71,7	102
<b>Pr</b>	4,60	4,18	4,00	3,68	6,07	3,64	4,36
<b>Nd</b>	18,6	17,2	15,9	14,6	25,8	15,1	17,9
<b>Sm</b>	3,23	3,01	2,54	2,37	5,27	2,63	3,17
<b>Eu</b>	0,86	0,79	0,63	0,59	1,24	0,63	0,79
<b>Gd</b>	3,37	3,29	2,85	2,72	4,67	2,63	3,26
<b>Dy</b>	2,99	2,70	2,53	2,32	4,44	2,53	2,92
<b>Ho</b>	0,61	0,58	0,51	0,51	0,90	0,51	0,60
<b>Er</b>	1,91	1,77	1,54	1,53	2,64	1,59	1,83
<b>Yb</b>	1,76	1,73	1,51	1,55	2,43	1,46	1,74
<b>Lu</b>	0,27	0,25	0,22	0,22	0,36	0,22	0,25
<b>Hf</b>	3,92	3,87	3,66	3,77	3,74	3,27	3,70
<b>Ta</b>	0,78	0,76	0,77	0,68	0,70	0,67	0,73
<b>W</b>	12,2	9,5	7,9	10,0	7,9	8,7	9,4
<b>Pb</b>	52,9	64,3	43,7	58,9	65,9	51,7	56,2
<b>Th</b>	16,9	17,5	13,4	15,0	15,8	14,0	15,4
<b>U</b>	1,38	1,37	1,29	1,24	1,36	1,28	1,32
<b>Ce/Ce*</b>	2,95	3,31	2,76	2,59	1,50	2,06	2,53
<b>Eu/Eu*</b>	1,22	1,17	1,09	1,08	1,16	1,12	1,14
<b>Som. TR</b>	185	189	162	142	162	120	160

## Annexe V.9. - Sédiment total

Ech.	2.1	2.5	2.8	2.9	3.1	3.6	3.10	4.2	4.5	4.10	5.2	5.5	6.2	6.5	6.8	6.9	6.10	7.3	7.7	7.10	Moy. B	Moy. A
V	72.1	90.8	98.6	144	199	63.1	186	101	107	212	104	105	164	134	151	199	154	222	210	236	92.1	178
Cr	63.6	65.4	116	128	177	54.6	150	55.6	72.9	157	58.4	52.0	153	135	137	168	239	186	201	267	60.3	171
Co	14.5	28.5	23.6	19.8	27.8	9.0	355	63.1	24.7	30.6	82.9	73.0	59.0	38.0	24.1	22.6	54.4	25.5	33.0	50.9	42.2	58.8
Ni	91.5	111	110	58.3	123	53.5	1210	128	75.4	170	250	212	322	142	167	119	253	114	141	169	131	238
Rb	53.4	58.4	61.0	76.1	112	49.7	78.3	61.8	89.5	71.5	54.0	47.00	98.40	101	99	105	77.7	129	108	93.0	59.1	93.4
Sr	189	162	160	83.5	98.3	110	64.8	212	151	87.6	179	135	192	136	130	89.1	167	100	128	118	162	119
Y	25.1	41.3	56.2	19.4	25.9	32.8	20.8	42.3	36.4	25.6	58.2	63.0	59.1	58.8	44.8	25.3	47.1	26.7	36.2	36.0	42.7	37.1
Zr	102	116	113	83.4	138	77.6	109	105	107	138	114	103	140	121	132	129	70.2	125	138	127	104	120
Nb	7.22	7.91	7.38	7.63	14.2	5.47	10.5	7.21	8.53	11.4	7.14	7.00	13.2	11.07	12.1	11.6	9.33	13.4	13.2	11.7	7.21	11.3
Ba	3142	2777	3013	237	433	1584	188	3907	2377	849	2548	1215	3367	2219.3	2047	725	1019	399	1361	1006	2507	1297
La	20.3	36.8	39.9	21.7	33.0	25.0	25.6	31.2	30.0	26.3	38.5	43.0	44.8	45.7	40.4	27.6	36.1	31.1	36.4	35.2	32.1	34.1
Ce	78.5	96.8	89.0	50.8	67.5	62.1	59.0	87.0	72.9	58.6	104	97.0	102	89.6	91.8	61.4	68.1	69.7	79.4	80.0	85.5	74.4
Pr	5.44	9.49	10.2	5.26	7.26	6.31	5.86	7.89	7.31	6.16	10.0	11.0	11.33	11.30	9.85	6.31	7.04	6.63	8.28	7.92	8.22	7.96
Nd	23.8	41.4	47.2	21.0	30.1	27.9	24.8	34.8	31.1	26.4	45.2	50.0	50.3	50.6	43.4	26.7	29.7	24.7	35.4	33.7	36.3	34.1
Sm	4.88	8.95	10.6	4.51	6.41	6.04	5.44	7.17	6.47	5.72	10.4	12.0	11.0	11.3	9.54	5.72	5.67	5.66	7.48	7.28	7.99	7.42
Eu	1.26	2.27	2.81	1.15	1.51	1.56	1.40	1.86	1.58	1.51	2.72	3.00	2.82	2.87	2.43	1.42	1.42	1.31	1.87	1.83	2.04	1.87
Gd	5.48	9.13	11.4	4.15	5.53	6.45	4.86	8.09	6.68	5.45	11.1	12.0	11.5	11.7	9.54	5.37	5.85	5.08	7.35	7.24	8.42	7.32
Dy	4.64	7.40	9.90	3.57	4.54	5.53	3.85	6.80	5.66	4.43	9.13	10.0	9.87	9.85	7.90	4.36	5.18	4.27	6.04	5.99	7.02	6.13
Ho	0.99	1.61	2.20	0.77	0.98	1.23	0.81	1.50	1.25	0.94	1.97	2.20	2.15	2.18	1.71	0.96	1.28	0.94	1.29	1.33	1.54	1.35
Er	2.57	4.19	5.68	1.96	2.56	3.20	1.99	3.95	3.26	2.43	5.04	5.80	5.65	5.66	4.42	2.44	3.67	2.49	3.31	3.33	4.00	3.51
Yb	2.28	3.54	4.92	1.69	2.23	2.79	1.66	3.51	2.90	2.13	4.25	5.00	4.83	4.91	3.80	2.17	3.42	2.22	2.76	2.86	3.47	3.05
Lu	0.35	0.53	0.74	0.24	0.33	0.42	0.23	0.52	0.44	0.31	0.65	0.74	0.73	0.72	0.56	0.31	0.54	0.33	0.40	0.40	0.52	0.45
Hf	2.52	2.94	3.01	2.24	3.79	2.06	3.00	2.68	2.67	3.50	2.66	2.60	3.56	3.15	3.38	3.42	1.83	3.26	3.56	3.30	2.59	3.15
Ta	0.55	0.63	0.62	0.58	1.07	0.45	0.75	0.62	0.68	0.81	0.55	0.53	0.98	0.87	0.91	0.88	0.58	0.96	0.97	0.85	0.57	0.83
W	4.4	4.1	2.6	3.4	4.0	3.1	5.5	8.0	5.0	5.3	8.0	7.2	7.9	6.2	2.5	4.6	2.8	4.8	4.0	3.7	5.7	4.4
Pb	22.2	18.7	35.4	21.6	35.9	26.5	24.3	32.1	25.5	48.8	33.9	41.0	37.4	33.1	33.0	61.0	24.1	19.9	20.3	31.2	28.6	32.8
Th	11.5	12.0	12.0	8.9	14.4	8.62	10.3	12.1	12.1	11.0	12.0	12.0	15.4	13.8	13.2	11.8	9.33	13.9	14.4	13.3	11.5	12.4
U	1.21	1.40	1.29	2.68	2.46	0.98	1.53	2.32	1.73	1.27	1.42	1.90	2.07	1.81	1.56	2.09	20.20	3.30	2.63	2.59	1.57	3.50
Ce/Ce*	1.72	1.19	1.01	1.09	1.00	1.13	1.11	1.27	1.13	1.06	1.22	1.03	1.05	0.91	1.06	1.07	0.98	1.11	1.05	1.10	1.24	1.05
Eu/Eu*	1.13	1.17	1.19	1.24	1.18	1.17	1.26	1.14	1.12	1.26	1.18	1.17	1.17	1.16	1.19	1.19	1.15	1.14	1.18	1.18	1.15	1.19
Som. TR	150	222	234	116	162	148	135	194	169	140	243	251	257	246	225	144	168	154	190	187	197	181

**ANNEXE VII<sup>(1)</sup>****Minéralogie des argiles des carottes SHIVA****MD 90-946 et MD 90-943, échantillonnage "haute résolution"****Annexe VII.1.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-946 zone 1.

Composition du cortège argileux : chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; paramètres minéralogiques mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes : rapports des hauteurs et des surfaces des pics d'illites (10 Å) et de smectites (17 Å) I/S.

**Annexe VII.2.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-946 zone 2.

Composition du cortège argileux : chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K), palygorskite (P) ; paramètres minéralogiques mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes : rapports des hauteurs des pics d'illites (10 Å) et de smectites (17 Å) I/S, cristallinité de la smectite S°, cristallinité de l'illite I°.

**Annexe VII.3.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-943 zone 1a.

Composition du cortège argileux : chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; paramètres minéralogiques : rapports des hauteurs des pics d'illites (10Å) et de smectites (17) I/S mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes.

**Annexe VII.4.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-943 zone 1b.

Composition du cortège argileux : chlorite (C), illite (I), interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14), smectite (S), kaolinite (K) ; paramètres minéralogiques : rapports des hauteurs et des surfaces des pics d'illites (10Å) et de smectites (17) I/S mesurés sur l'essai glycolé des diffractogrammes.

---

(1) La numérotation des annexes suit celle des chapitres.

## Annexe VII.1 - MD 90-946

Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	(I/S)hauteur	(I/S)surface
XVI.55	21,96	5	15	2	3	60	15	0,41	0,08
XVI.66	22,07	5	22	2	3	68	5	0,69	0,11
XVI.76	22,17	6	27	2	3	52	10	0,93	0,16
XVI.86	22,27	6	25	2	3	52	12	0,69	0,11
XVI.95	22,37	5	20	2	3	60	10	0,43	0,08
XVI.105	22,47	2	10	2	3	68	15	0,25	0,05
XVI.115	22,57	5	15	2	3	65	10	0,38	0,08
XVI.125	22,67	5	20	2	3	63	7	1,61	0,12
XVI.134	22,76	10	20	3	2	55	10	1	0,23
XVI.145	22,87	5	30	2	3	50	10	1,04	0,17
XVII.5	22,97	6	12	2	3	65	12	0,27	0,07
XVII.13	23,05	2	12	2	3	65	16	0,26	0,05
XVII.25	23,17	2	15	2	3	65	13	0,36	0,06
XVII.35	23,27	5	17	2	3	60	13	0,49	0,08
XVII.45	23,37	5	15	2	3	63	12	0,35	0,07
XVII.54	23,46	7	13	0	5	65	10	0,26	0,07
XVII.65	23,57	5	10	2	3	70	10	0,27	0,06
XVII.75	23,67	5	15	2	3	65	10	0,44	0,08
XVII.85	23,77	5	10	2	3	67	13	0,23	0,06
XVII.94	23,86	8	25	2	3	50	12	0,9	0,16
XVII.105	23,97	5	23	2	3	57	10	0,6	0,13
XVII.115	24,07	6	27	2	3	50	12	0,95	0,15
XVII.125	24,17	5	30	2	3	48	12	1,09	0,24
XVII.135	24,27	3	12	2	3	67	13	0,27	0,05
XVII.144	24,36	2	15	0	3	65	15	0,28	0,05
XVIII.5	24,47	6	21	2	3	58	10	0,55	0,01
XVIII.16	24,58	10	15	2	3	60	10	0,47	0,09
XVIII.25	24,67	5	10	2	3	70	10	0,21	0,05
XVIII.35	24,77	5	10	2	3	70	10	0,22	0,05
XVIII.45	24,87	5	12	2	3	65	13	0,26	0,07
XVIII.56	24,88	10	25	3	2	55	5	1,19	0,21
XVIII.65	24,97	9	36	2	3	40	10	1,33	0,23
XVIII.75	25,07	3	15	2	3	67	10	0,32	0,07
XVIII.87	25,17	3	15	2	3	65	12	0,45	0,08
XVIII.95	25,27	5	20	2	3	60	10	0,49	0,09
XVIII.105	25,37	5	20	2	3	58	12	0,54	0,12
XVIII.118	25,5	10	20	2	3	55	10	0,75	0,15
XVIII.125	25,57	4	13	2	3	70	8	0,3	0,09
XVIII.135	25,67	5	12	2	3	68	10	0,29	0,08
XVIII.147	25,79	10	20	0	0	60	10	0,5	0,08
XIX.5	25,87	5	18	2	3	60	12	0,46	0,08
XIX.14	25,96	10	20	2	3	55	10	0,74	0,12
XIX.25	26,07	5	20	2	3	60	10	0,48	0,09
XIX.35	26,17	5	12	2	3	70	8	0,27	0,04
XIX.45	26,27	4	11	2	3	70	10	0,24	0,04
XIX.56	26,38	2	10	0	3	70	15	0,21	0,05
XIX.65	26,47	2	15	2	3	65	13	0,35	0,05
XIX.75	26,57	2	10	2	3	70	13	0,21	0,04
XIX.85	26,67	2	15	2	3	65	13	0,36	0,05
XIX.96	26,77	2	15	2	3	63	15	0,35	0,06
XIX.105	26,87	2	15	2	3	63	15	0,35	0,06
XIX.115	26,97	4	18	2	3	65	8	0,49	0,1
XIX.125	27,07	4	15	2	3	68	8	0,35	0,08
XIX.135	27,17	7	15	2	3	65	8	0,33	0,07
XIX.145	27,27	5	22	2	3	60	8	0,73	0,1
XX.5	27,37	5	28	2	3	52	10	0,79	0,15
XX.15	27,47	10	20	2	3	60	5	0,63	0,1
XX.25	27,57	7	25	2	3	55	8	0,67	0,16
XX.35	27,67	4	22	2	3	60	9	0,56	0,09
XX.45	27,77	2	7	2	3	78	8	0,14	0,02
XX.55	27,87	5	10	2	3	70	10	0,19	0,04
XX.65	27,97	4	13	2	3	70	8	0,26	0,05
XX.75	28,07	5	10	2	3	70	10	0,24	0,05
XX.85	28,17	2	13	2	3	72	8	0,25	0,03
XX.95	28,27	2	10	2	3	75	8	0,19	0,07
XX.106	28,38	3	14	2	3	70	8	0,31	0,05

Référence	Profondeur (m)	C	I	14	14	10	14	S	K	P	I°	S°	I/S
IV.116	4,46	6	16	3	2	68	5	-	3	18	0,48		
IV.125	4,55	6	22	5	3	57	7	-	3	15,5	0,68		
IV.135	4,65	6	20	3	0	64	7	-	3	17	0,54		
IV.144	4,74	5	14	5	2	65	6	3	3	14,5	0,43		
V.5	4,85	4	11	3	2	73	7	-	6	15	0,22		
V.15	4,95	2	4	+	+	90	4	-	7	15	0,14		
V.25	5,05	5	18	2	-	66	9	-	3	16	0,41		
V.36	5,16	2	18	3	2	63	12	-	3	15	0,35		
V.45	5,25	5	25	3	2	59	8	-	3	15	0,59		
V.55	5,35	7	29	2	+	53	9	-	3,5	15	0,82		
V.65	5,45	6	22	2	2	61	7	-	3	14	0,65		
V.75	5,55	6	29	2	2	53	8	-	3	15,5	0,85		
V.86	5,66	5	14	3	2	68	8	-	4	15,5	0,42		
V.95	5,75	3	13	2	2	73	7	-	4	15,5	0,31		
V.105	5,85	4	14	2	+	70	10	-	3,5	15	0,37		
V.115	5,95	6	16	2	2	64	10	-	3	15	0,36		
V.127	6,07	7	19	3	2	62	7	-	4	15	0,55		
V.135	6,15	5	18	2	0	65	10	-	3,5	15	0,4		
V.145	6,25	6	24	2	0	57	11	-	3	14	0,73		
VI.5	6,35	5	18	2	0	66	9	-	4	16	0,55		
VI.15	6,45	9	19	3	2	60	7	-	4	17	0,39		
VI.25	6,55	5	15	3	2	67	8	-	4	15,5	0,39		
VI.35	6,65	6	15	2	2	68	7	-	4	15	0,38		
VI.45	6,75	4	13	2	0	73	8	-	3	14,5	0,33		
VI.56	6,86	6	17	3	2	64	8	-	4	14	0,47		
VI.65	6,95	5	16	2	0	67	9	-	3	15	0,42		
VI.75	7,05	4	11	2	2	73	8	-	4	15	0,23		
VI.85	7,15	5	17	2	0	68	8	-	3	15	0,42		
VI.96	7,26	2	15	3	2	64	11	3	4	15	0,46		
VI.105	7,35	5	15	3	2	66	9	+	3	15	0,41		
VI.115	7,45	4	14	3	2	70	7	-	4	15,5	0,34		
VI.126	7,56	3	19	3	2	60	13	-	3	16	0,39		
VI.135	7,65	4	16	2	0	68	10	-	3	14	0,41		
VI.145	7,75	4	12	3	0	70	11	-	4	14	0,25		
VII.5	7,85	5	15	3	2	68	7	-	3	14	0,39		
VII.15	7,95	5	17	2	0	64	12	-	3	14	0,4		
VII.25	8,05	2	13	3	2	65	15	-	4	15	0,31		
VII.35	8,15	5	15	2	2	65	11	-	3,5	13,5	0,36		
VII.45	8,25	4	15	3	2	65	11	-	3,5	14	0,33		
VII.55	8,35	3	14	3	0	70	10	-	3	14,5	0,34		
VII.65	8,45	3	11	3	2	72	9	-	4,5	14	0,22		
VII.76	8,56	2	15	3	2	66	12	-	3,5	15	0,29		
VII.85	8,65	4	13	2	0	72	9	-	3,5	14	0,28		
VII.95	8,75	4	9	2	0	76	9	-	4	15	0,18		
VII.105	8,85	3	11	2	2	72	10	-	4	14	0,22		
VII.115	8,95	4	15	2	2	57	10	-	3,5	14,5	0,39		
VII.126	9,06	0	14	3	2	68	13	-	3,5	15	0,32		
VII.135	9,15	6	16	2	0	68	8	-	3	13	0,35		
VII.145	9,25	5	16	2	2	69	6	-	3	13	0,34		
VII.5	9,35	3	13	2	2	73	7	-	3	12	0,26		
VIII.15	9,45	5	21	2	2	61	9	-	3	12,5	0,51		
VIII.25	9,55	7	18	3	2	61	9	-	3	14	0,48		
VIII.35	9,65	3	15	2	0	72	8	-	3	12,5	0,31		
VIII.45	9,75	5	12	2	0	73	8	-	4	14	0,24		
VIII.55	9,85	4	18	2	0	67	9	-	3	13	0,4		
VIII.65	9,95	4	13	2	0	73	8	-	3,5	13,5	0,26		
VIII.76	10,06	3	11	2	2	68	14	-	4	14,5	0,21		
VIII.85	10,15	5	12	2	2	67	12	-	3,5	14	0,27		
VIII.95	10,25	3	9	2	2	77	7	-	3	14	0,17		
VIII.105	10,35	3	15	2	2	70	8	-	3	13,5	0,32		
VIII.115	10,45	3	18	2	2	66	9	-	3	13,5	0,41		
VIII.125	10,55	7	16	3	2	63	9	-	3	15	0,4		
VIII.135	10,65	6	29	2	2	51	10	-	2,5	14	0,85		

Référence	Profondeur (m)	C	I	14	14	10	14	S	K	P	I°	S°	I/S
VIII.145	10,75	5	22	2	2	59	10	-	3	14	0,56		
IX.4	10,84	5	24	+	+	57	13	-	3	14,5	0,63		
IX.6	10,86	8	17	3	2	62	8	-	4	18	0,42		
IX.15	10,95	7	14	3	2	65	9	-	3,5	14	0,48		
IX.25	11,05	6	23	2	2	57	10	-	3	13,5	0,6		
IX.36	11,16	7	20	3	2	60	8	-	3	14,5	0,6		
IX.45	11,25	4	17	2	2	66	9	-	3	12,5	0,4		
IX.55	11,35	4	19	2	2	63	10	-	3	13,5	0,44		
IX.65	11,45	4	15	2	2	68	9	-	3	13,5	0,34		
IX.75	11,55	2	15	3	2	68	10	-	3	14,5	0,34		
IX.86	11,66	2	20	3	2	58	15	-	3	14	0,44		
IX.95	11,75	5	23	2	2	58	15	-	3	13	0,6		
IX.105	11,85	5	20	2	2	62	9	-	3	13	0,5		
IX.115	11,95	2	13	2	2	74	7	-	4	14	0,27		
IX.126	12,06	5	15	3	2	69	6	-	3	14	0,39		
IX.135	12,15	2	14	2	2	72	8	-	3	13,5	0,3		
IX.145	12,25	5	18	2	2	67	6	-	3	14	0,46		
X.5	12,35	4	13	3	2	73	5	-	4	12	0,26		
X.15	12,45	7	25	0	0	60	8	-	2,5	14,5	0,64		
X.25	12,55	5	31	2	2	52	8	-	3	13,5	0,91		
X.35	12,65	5	28	2	0	58	7	-	3	14	0,74		
X.45	12,75	8	22	3	2	54	11	-	3	15	0,78		
X.55	12,85	5	27	2	2	54	10	-	3	14	0,74		
X.65	12,95	3	22	2	2	58	13	-	3	14	0,55		
X.74	13,04	7	22	3	2	52	14	-	3	15	0,83		
X.85	13,15	5	16	2	2	67	8	-	3	15,5	0,42		
X.95	13,25	6	16	2	2	66	8	-	3	15	0,37		
X.105	13,35	7	19	2	2	59	11	-	3	12	0,49		
X.116	13,46	10	18	3	2	51	15	-	3	14	0,66		
X.125	13,55	8	25	2	2	52	11	-	2,5	14	0,71		
X.136	13,66	6	16	3	2	65	8	-	3	16	0,73		
X.145	13,75	8	25	2	2	54	9	-	2,5	15	0,72		
XI.5	13,85	4	16	2	2	68	8	-	3	15	0,41		
XI.15	13,95	5	21	2	2	62	8	-	3	14,5	0,6		
XI.25	14,05	5	25	3	2	58	7	-	3	14,5	0,88		
XI.35	14,15	7	25	3	2	53	10	-	3	14,5	0,94		
XI.45	14,25	4	23	2	2	60	9	-	2,5	14,5	0,68		
XI.55	14,35	5	38	2	2	45	8	-	2,5	14,5	1,5		
XI.65	14,45	5	20	2	2	64	7	-	3	13,5	0,56		
XI.76	14,56	9	33	3	2	44	9	-	3	14	1,15		
XI.85	14,65	5	30	2	2	54	7	-	3	16,5	1,12		
XI.95	14,75	7	35	2	2	47	7	-	3	13	1,28		
XI.106	14,86	5	18	3	2	62	10	-	3,5	14,5	0,5		
XI.115	14,95	5	30	2	2	51	10	-	3	13	1,17		
XI.125	15,05	5	29	2	2	52	10	-	3	14	1,12		
XI.136	15,16	5	33	3	2	48	9	-	3	16	1,72		
XI.145	15,25	6	40	2	2	43	7	-	3	16	1,63		
XII.5	15,35	4	21	3	2	60	10	-	3	14,5	0,59		
XII.15	15,45	5	20	3	2	62	8	-	3,5	16	0,61		
XII.25	15,55	7	32	2	2	50	7	-	3	14	1,25		
XII.35	15,65	5	24	2	2	56	9	-	3	16,5	0,74		
XII.45	15,75	7	18	3	2	61	9	-	3	16	0,52		
XII.55	15,85	8	15	3	2	62	10	-	4	15	0,44		
XII.65	15,95	5	14	3	2	64	12	-	3	14,5	0,39		
XII.75	16,05	2	11	2	2	72	11	-	4	15,5	0,26		
XII.86	16,16	2	20	3	2	60	13	-	3	16	0,58		
XII.95	16,25	4	13	2	2	70	9	-	3,5	14	0,28		
XII.105	16,35	4	15	2	2	70	7	-	2,5	14,5	0,39		
XII.115	16,45	5	21	3	2	62	7	-	3	14	0,6		
XII.126	16,56	2	13	3	2	69	11	-	4	15,5	0,29		
XII.135	16,65	5	15	3	2	67	8	-	3	13	0,4		
XII.145	16,75	5	14	3	2	67	9	-	3	15	0,38		



251  
Annexe VII.3. - MD 90-943

Référence	Profondeur (m)	C	I	10 - 14	14 - 14	S	K	I/S
XXI.140	30	0	12	2	5	71	10	0,25
XXI.150	30,1	0	18	2	2	60	18	0,45
XXII.6	30,16	3	13	3	2	70	9	0,35
XXII.16	30,26	0	12	2	3	75	8	0,27
XXII.27	30,37	6	11	0	0	73	10	0,27
XXII.36	30,46	0	8	0	5	77	10	0,17
XXII.47	30,57	3	12	2	0	76	7	0,27
XXII.56	30,66	2	10	2	3	76	7	0,25
XXII.66	30,76	5	16	2	3	67	7	0,34
XXII.76	30,86	2	17	2	3	65	11	0,47
XXII.86	30,96	6	31	2	3	50	8	1,08
XXII.97	31,07	5	33	2	3	50	7	1,18
XXII.106	31,16	0	10	2	3	75	10	0,14
XXII.117	31,27	0	13	2	0	72	13	0,28
XXII.126	31,36	2	11	2	3	70	12	0,28
XXII.136	31,46	0	9	2	3	75	11	0,21
XXII.146	31,56	6	14	2	3	69	6	0,31
XXIII.5	31,65	7	17	3	2	63	8	0,47
XXIII.16	31,76	0	8	2	3	80	7	0,2
XXIII.26	31,86	3	11	0	2	72	12	0,26
XXIII.34	31,94	3	11	0	2	69	15	0,24
XXIII.45	32,05	7	10	2	3	72	6	0,25
XXIII.56	32,16	2	10	2	2	70	14	0,22
XXIII.66	32,26	5	10	2	3	70	10	0,23
XXIII.76	32,32	5	9	2	3	67	14	0,2
XXIII.86	32,46	0	5	2	3	80	10	0,25
XXIII.96	32,56	2	6	0	2	75	15	0,12
XXIII.106	32,66	2	5	2	3	77	11	0,1
XXIII.116	32,76	7	12	2	3	60	16	0,3
XXIII.126	32,86	6	16	2	3	67	6	0,47
XXIII.136	32,96	5	15	2	3	67	8	0,39
XXIII.146	33,06	7	15	2	3	67	6	0,34
XXIV.6	33,16	0	11	2	3	72	12	0,15
XXIV.16	33,26	2	13	2	2	66	15	0,35
XXIV.26	33,36	3	14	3	2	68	10	0,42
XXIV.36	33,46	6	14	2	3	69	6	0,34
XXIV.46	33,56	2	14	2	3	65	14	0,44
XXIV.56	33,66	5	12	2	3	71	7	0,34
XXIV.66	33,76	0	10	3	2	72	13	0,2
XXIV.77	33,87	2	8	2	2	75	11	0,17
XXIV.86	33,96	0	6	2	3	81	8	0,1
XXIV.96	34,06	2	8	2	3	70	15	0,17
XXIV.106	34,16	3	8	2	3	70	14	0,17
XXIV.116	34,26	2	14	2	3	62	17	0,35
XXIV.126	34,36	2	13	2	3	67	13	0,3
XXIV.137	34,47	7	21	2	3	60	7	0,61
XXIV.146	34,56	7	21	2	3	61	7	0,52
XXV.6	34,66	5	18	2	2	64	9	0,44
XXV.16	34,76	6	20	2	3	62	7	0,49
XXV.26	34,86	7	22	2	3	60	6	0,66
XXV.36	34,96	0	9	2	2	74	13	0,22
XXV.46	35,06	0	10	2	2	72	14	0,3
XXV.57	35,17	3	7	2	5	76	7	0,24
XXV.66	35,26	4	14	2	3	71	6	0,29
XXV.76	35,36	6	15	2	3	67	7	0,39
XXV.86	35,46	6	16	2	2	64	10	0,37
XXV.97	35,57	3	11	2	2	74	8	0,24
XXV.106	35,66	6	12	2	2	70	8	0,27
XXV.117	35,77	3	10	2	5	68	12	0,22
XXV.126	35,86	7	22	2	3	60	6	0,54
XXV.137	35,97	10	31	2	3	47	7	1,16
XXV.146	36,06	6	28	2	3	56	5	0,73
XXVI.6	36,16	9	31	2	3	50	5	0,93

Référence	Profondeur (m)	C	I	10 - 14	14 - 14	S	K	I/S
XXVI.15	36,25	12	36	2	3	41	6	1,53
XXVI.26	36,36	7	17	0	3	65	8	0,46
XXVI.36	36,46	2	21	2	2	59	14	0,69
XXVI.46	36,56	2	17	2	3	63	13	0,54
XXVI.55	36,66	9	30	2	3	50	6	1,23
XXVI.66	36,76	6	21	2	3	58	10	0,55
XXVI.76	36,86	6	14	2	3	68	7	0,35
XXVI.86	36,96	4	10	2	3	75	6	0,21
XXVI.96	37,06	3	11	2	3	70	11	0,23
XXVI.106	37,16	2	8	2	3	75	10	0,16
XXVI.116	37,26	5	6	2	3	78	6	0,12
XXVI.126	37,36	2	11	2	3	69	13	0,29
XXVI.136	37,46	4	8	2	3	76	7	0,2
XXVI.145	37,55	2	15	2	3	70	8	0,48
XXVII.6	37,66	2	15	2	3	68	10	0,39
XXVII.16	37,76	6	18	0	3	66	7	0,48
XXVII.25	37,85	5	20	3	2	65	5	0,48
XXVII.36	37,96	4	16	3	5	64	10	0,45
XXVII.46	38,06	5	23	2	3	61	6	0,65
XXVII.56	38,16	3	18	2	3	64	10	0,5
XXVII.66	38,26	9	33	2	3	46	7	1,07
XXVII.76	38,36	5	22	2	2	62	7	0,63
XXVII.86	38,46	5	19	2	3	67	4	0,57
XXVII.96	38,56	8	33	2	3	48	6	1,04
XXVII.106	38,66	2	13	2	2	77	4	0,25
XXVII.116	38,76	9	31	2	2	47	9	0,98
XXVII.126	38,86	9	25	2	5	53	6	0,73
XXVII.136	38,96	8	22	2	3	60	5	0,54
XXVII.146	39,06	13	37	2	3	37	8	1,73
XXVIII.6	39,16	12	33	3	2	43	7	1,37
XXVIII.16	39,26	12	35	2	3	40	8	1,3
XXVIII.26	39,36	0	10	0	3	73	14	0,24
XXVIII.36	39,46	4	9	2	3	75	7	0,24
XXVIII.46	39,56	4	10	3	5	70	8	0,26
XXVIII.56	39,66	0	8	3	5	80	5	0,24
XXVIII.66	39,76	0	11	2	2	73	12	0,22
XXVIII.76	39,86	3	8	2	3	80	4	0,15
XXVIII.86	39,96	2	10	2	2	71	13	0,24
XXVIII.96	40,06	0	5	0	3	79	13	0,1
XXVIII.106	40,16	2	6	2	2	78	10	0,12
XXVIII.116	40,26	6	12	0	5	69	8	0,27
XXVIII.126	40,36	2	7	2	3	74	12	0,14
XXVIII.136	40,46	0	6	0	0	77	17	0,13
XXVIII.146	40,56	5	6	2	3	76	8	0,11

253  
Annexe VII.4 - MD 90-943

Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	(I/S)hauteur	(I/S)surface
XV.75	20,35	5	15	2	3	65	10	0,41	0,08
XV.85	20,45	8	13	2	3	65	9	0,3	0,08
XV.95	20,55	3	12	2	3	70	10	0,3	0,08
XV.105	20,65	2	17	2	3	66	10	0,37	0,07
XV.115	20,75	2	18	2	3	67	8	0,46	0,08
XV.125	20,85	3	19	2	3	63	10	0,53	0,11
XV.135	20,95	5	17	2	3	63	10	0,48	0,08
XV.145	21,05	3	17	2	3	65	10	0,47	0,13
XVI.5	21,15	5	17	2	3	63	10	0,39	0,09
XVI.17	21,27	4	30	2	2	52	10	1,09	0,22
XVI.25	21,35	5	33	2	3	47	10	1,07	0,19
XVI.35	21,45	4	35	2	3	48	8	1,31	0,21
XVI.45	21,55	6	38	2	3	44	7	1,31	0,26
XVI.57	21,65	9	40	3	2	31	15	1,94	0,29
XVI.65	21,75	3	25	2	3	60	7	0,51	0,06
XVI.75	21,85	6	20	2	3	60	9	0,49	0,09
XVI.87	21,97	5	37	5	2	42	9	1,28	0,26
XVI.95	22,05	6	37	2	3	42	10	1,34	0,27
XVI.105	22,15	4	27	2	3	56	8	0,73	0,14
XVI.115	22,25	4	13	2	3	70	8	0,32	0,07
XVI.125	22,35	9	18	3	2	58	10	0,48	0,11
XVI.135	22,45	5	18	2	3	60	12	0,5	0,09
XVI.145	22,55	5	20	2	3	60	10	0,52	0,09
XVII.5	22,65	5	15	2	3	65	10	0,41	0,08
XVII.15	22,75	5	15	2	3	65	10	0,41	0,13
XVII.25	22,85	5	20	2	3	60	10	0,58	0,11
XVII.35	22,95	5	30	3	3	50	9	0,89	0,13
XVII.45	23,05	5	30	2	3	52	8	1	0,18
XVII.55	23,15	6	34	2	3	47	8	1,1	0,22
XVII.65	23,25	6	30	2	3	52	7	0,98	0,17
XVII.77	23,57	7	38	3	0	44	8	1,32	0,25
XVII.85	23,65	7	40	2	3	38	10	1,61	0,26
XVII.95	23,75	6	14	2	3	65	10	0,38	0,1
XVII.105	23,85	5	13	2	3	67	10	0,34	0,06
XVII.116	23,96	6	17	3	5	62	7	0,4	0,09
XVII.125	24,05	3	19	2	3	63	10	0,44	0,07
XVII.135	24,15	5	26	2	3	54	10	0,75	0,12
XVII.145	24,25	6	38	2	3	41	10	1,62	0,22
XVIII.5	24,35	5	28	2	3	52	10	0,95	0,12
XVIII.17	24,47	6	18	2	3	61	10	0,43	0,09
XVIII.25	24,55	6	14	2	3	65	10	0,33	0,04
XVIII.45	24,65	6	14	2	3	65	10	0,38	0,05
XVIII.57	24,77	6	16	2	3	63	10	0,38	0,07
XVIII.65	24,65	4	11	2	3	70	10	0,29	0,04
XVIII.75	24,75	6	12	2	3	65	12	0,33	0,09
XVIII.85	24,85	5	10	2	3	70	10	0,27	0,08
XVIII.97	24,97	6	16	2	3	65	8	0,24	0,03
XVIII.105	25,05	6	8	2	3	73	8	0,2	0,03
XVIII.115	25,15	4	13	2	3	70	8	0,34	0,04
XVIII.125	25,25	3	14	2	3	68	10	0,35	0,08
XVIII.137	25,37	6	18	2	3	61	10	0,45	0,1
XVIII.145	25,45	5	20	2	3	60	10	0,55	0,12
XIX.5	25,55	5	20	2	3	60	10	0,71	0,16
XIX.16	25,66	7	35	2	3	43	10	1,29	0,22
XIX.25	25,75	6	37	2	3	40	12	1,38	0,31
XIX.35	25,85	5	10	2	3	70	10	0,22	0,04
XIX.45	25,95	5	8	2	3	72	10	0,15	0,03
XIX.65	26,05	5	10	2	3	70	10	0,25	0,11
XIX.76	26,16	7	10	2	2	67	12	0,23	0,06
XIX.85	26,25	2	7	2	3	78	8	0,16	0,03
XIX.95	26,35	4	13	2	3	70	8	0,32	0,04
XIX.105	26,45	5	13	2	3	67	10	0,34	0,07
XIX.115	26,55	5	12	2	3	68	10	0,27	0,06

254  
Annexe VII.4 - MD 90-943

Référence	Profondeur (m)	C	I	10 14	14 14	S	K	(I/S)hauteur	(I/S)surface
XIX.126	26,66	4	12	3	3	70	8	0,26	0,06
XIX.135	26,75	5	13	2	3	65	12	0,3	0,08
XIX.145	26,85	4	10	2	3	73	8	0,18	0,03
XX.5	26,95	5	10	2	3	70	10	0,23	0,06
XX.15	27,05	5	10	2	3	70	10	0,27	0,05
XX.25	27,15	5	13	2	3	65	12	0,22	0,05
XX.35	27,25	4	13	2	3	66	12	0,28	0,06
XX.41	27,31	3	11	0	0	71	15	0,23	0,05
XX.55	27,45	2	10	2	3	78	5	0,2	0,04
XX.65	27,55	2	10	2	3	75	8	0,2	0,06
XX.77	27,67	2	17	3	3	64	11	0,41	0,07
XX.85	27,75	5	13	2	3	67	10	0,33	0,05
XX.95	27,85	5	18	2	3	60	12	0,47	0,1
XX.105	27,95	4	23	2	3	60	8	0,67	0,11
XX.115	28,05	5	32	2	3	48	10	1,03	0,2
XX.128	28,18	5	30	0	0	60	5	1,21	0,2
XX.146	28,36	4	14	2	3	69	8	0,32	0,09
XXI.5	28,45	5	13	2	3	67	10	0,35	0,07
XXI.17	28,57	4	13	2	2	70	9	0,27	0,06
XXI.25	28,65	4	10	2	3	73	8	0,21	0,04
XXI.35	28,75	3	7	2	3	75	10	0,14	0,06
XXI.45	28,85	2	8	2	3	75	10	0,17	0,04
XXI.55	28,95	2	7	2	3	78	8	0,12	0,02
XXI.67	29,07	6	10	0	0	72	12	0,2	0,04
XXI.72	29,12	6	12	2	2	68	10	0,29	0,06
XXI.85	29,25	2	7	2	3	78	8	0,14	0,03
XXI.95	29,35	2	5	2	3	84	4	0,08	0,02
XXI.105	29,45	2	7	2	3	80	6	0,14	0,02
XXI.115	29,55	2	8	2	3	80	5	0,08	0,02
XXI.125	29,65	2	5	2	3	85	3	0,24	0,06
XXI.137	29,77	3	12	2	3	72	8	0,26	0,05
XXI.145	29,85	3	8	2	3	78	6	0,16	0,03
XXII.6	29,96	3	13	3	2	70	9	0,35	0,06
XXII.16	30,06	0	12	2	3	75	8	0,28	0,05
XXII.27	30,17	6	11	0	0	73	10	0,27	0,06
XXII.36	30,26	0	8	0	5	77	10	0,17	0,03
XXII.47	30,37	3	12	2	0	76	7	0,28	0,04
XXII.56	30,46	2	10	2	3	76	7	0,25	0,04
XXII.66	30,56	5	16	2	3	67	7	0,34	0,06
XXII.76	30,66	2	17	2	3	65	11	0,47	0,08
XXII.86	30,76	6	31	2	3	50	8	1,08	0,07
XXII.97	30,87	5	33	2	3	50	7	1,18	0,19
XXII.106	30,96	0	10	2	3	75	10	0,23	0,05
XXII.117	31,07	0	13	2	0	72	13	0,28	0,07
XXII.126	31,16	2	11	2	3	70	12	0,28	0,06
XXII.136	31,26	0	9	2	3	75	11	0,21	0,04
XXII.146	31,36	6	14	2	3	69	6	0,31	0,09
XXIII.5	31,45	7	17	3	2	63	8	0,45	0,08
XXIII.16	31,56	0	8	2	3	80	7	0,2	0,05
XXIII.26	31,66	3	11	0	2	72	12	0,26	0,04
XXIII.34	31,74	3	11	0	2	69	15	0,25	0,05
XXIII.45	31,85	7	10	2	3	72	6	0,31	0,07
XXIII.56	31,96	2	10	2	2	70	14	0,23	0,05
XXIII.66	32,06	5	10	2	3	70	10	0,23	0,05
XXIII.76	32,16	5	9	2	3	67	14	0,2	0,05
XXIII.86	32,26	0	5	2	3	80	10	0,12	0,04
XXIII.96	32,36	2	6	0	2	75	15	0,12	0,02
XXIII.106	32,46	2	5	2	3	77	11	0,11	0,03
XXIII.116	32,56	7	12	2	3	60	16	0,3	0,08
XXIII.126	32,66	6	16	2	3	67	6	0,47	0,08
XXIII.136	32,76	5	15	2	3	67	8	0,39	0,1
XXIII.146	32,86	7	15	2	3	67	6	0,35	0,07

**TABLE DES MATIERES**

## TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	1
RESUME / ABSTRACT	3
ABRIDGED VERSION	5
I. Subject approach	5
II. Principal results	5
A. Arabian Sea Basin	5
B. The Central Indian Basin	7
C. Comparison between Arabian Sea and Central Indian Basin	10
CHAPITRE I - Généralités	11
I. Objectifs et présentation	11
II. Cadre de l'étude	12
A. Physiographie de l'Océan Indien	12
B. Paléogéographie	12
C. Climat	15
D. Hydrodynamisme	15
1. Température et salinité de surface	15
2. Circulation actuelle	16
a. Courants de surface	16
b. Courants profonds	18
3. Paléocirculation	19
E. Environnements sédimentaires	19
1. Sédimentation actuelle	19
2. Sédiments anciens	20
F. Distribution du matériel argileux	22
1. Distribution des minéraux argileux dans les sédiments superficiels de l'Océan Indien	24
2. Définition des provinces minéralogiques actuelles	24
3. Provinces néogènes	26
4. Origine des minéraux argileux	29
CHAPITRE II. - Méthodes analytiques	33
I. Méthodes minéralogiques	33
A. Diffraction des rayons X	33
1. Principe	33
2. Appareillage	33
3. Préparation des échantillons	33
B. Analyse thermique différentielle (ATD)	34
1. Principe	34
2. Appareillage et préparation des échantillons	34
C. Microscopie électronique à transmission (MET)	35
D. Microsonde électronique	35
1. Principe	35
2. Appareillage et préparation des échantillons	35
II. Géochimie des éléments majeurs et traces	36
A. Mise en solution des échantillons	36
B. Spectrométrie d'absorption atomique (SAA)	36
1. Principe	36
2. Appareillage	36
C. Spectrométrie d'émission dans un plasma à couplage inductif (ICP)	37
1. Principe	37
2. Appareillage	37
D. Spectrométrie d'émission à plasma couplée à un spectromètre de masse (ICP-MS)	37
1. Principe	37

2. Appareillage	38
3. Conditions expérimentales	38
4. Justesse et reproductibilité des mesures	38
III. Géochimie isotopique	40
A. Préparation des échantillons	40
1. Mise en solution des échantillons	40
2. Séparation des éléments	42
a. Strontium	42
b. Néodyme	42
B. Mesure des rapports isotopiques	42
1. Principe	42
2. Appareillage	42
3. Dosage	43
a. Strontium	43
b. Néodyme	43
CHAPITRE III - La sédimentation argileuse néogène à quaternaire dans Le Bassin de la Mer d'Arabie	45
I. Introduction	45
A. Objectif-Choix du site de la Ride d'Owen (Mer d'Arabie)	45
B. Cadre de l'étude : climatologie, mécanisme et causes des moussons	46
C. Paléovariation de la mousson	48
D. Causes des variations climatiques globales	48
E. Enregistrement des variations des paramètres orbitaux dans les sédiments	49
F. Lien entre paramètres orbitaux et mousson	49
G. Le Site 721 Leg 117 ODP	51
1. Etudes antérieures	51
2. Environnement naturel du site d'étude	52
a. Environnement tectonique	52
b. Environnement climatique	53
c. Environnement hydrodynamique	53
d. Environnement sédimentologique et minéralogique	53
3. Lithologie	55
4. Minéralogie	56
5. Cycles sédimentaires	57
H. Conclusions	58
II. Etude des variations minéralogiques des sédiments néogènes de la Ride d'Owen	59
A. Définition du cortège argileux	59
1. Echantillonnage	59
2. Résultats	59
B. Choix du traceur paléoclimatique	59
C. Analyse spectrale	62
1. Définition et conditions d'application	62
2. Transformée discrète de Fourier (Discret Fourier Transform, DFT)	63
a. Définition	63
b. Propriétés du spectre de la transformée de Fourier	64
c. Remarques concernant l'application de la DFT	64
3. L'autocorrélation	65
a. Définition de la fonction d'autocorrélation	65
b. Propriétés de la fonction d'autocorrélation	65
4. La transformée discrète de Fourier de la fonction d'autocorrélation (DFTA)	65
5. Comparaison des spectres DFT, AUTO et DFTA	66
6. Limites d'application de l'analyse spectrale d'un signal géologique	66
a. Stabilité des périodes	66
b. Stabilité du taux de sédimentation	67
c. Régularité de l'échantillonnage	69
d. Modifications post-dépositionnelles	69
e. Stationnarité des signaux	70
III. Résultats de l'analyse spectrale - Comportement du paramètre minéralogique hauteur du pic	

à 10,5 Å de la palygoskite / hauteur du pic à 10 Å de l'illite (P/I)	70
A. Remarques préliminaires	70
B. Etude du signal complet (To=1.5 Ma, 512 points de calibration)	73
C. Etude des signaux partiels (To = 375 000 ans, 128 points de calibration)	75
1. Sous-zone de 2.7 à 2.3 Ma (points 512 à 385)	75
2. Sous-zone de 2.3 à 2.0 Ma (points 384 à 257)	75
3. Sous-zone de 2.0 à 1.6 Ma (points 256 à 126)	78
4. Sous-zone de 1.6 à 1.2 Ma (points 128 à 14)	78
D. Discussion des résultats et conclusions de l'analyse spectrale appliquée à un paramètre minéralogique	
- Exemple de la sédimentation argileuse plio-pléistocène sur la Ride d'Owen	79
1. Remarques sur la méthode	79
2. Résultats	79
a. Mise en évidence des périodes	79
b. Evolution des influences périodiques au cours du temps	80
 IV. Conclusion de la première partie : Schéma d'évolution sédimentologique néogène dans le Bassin de la Mer d'Arabie, basé sur l'analyse spectrale de fluctuations argileuses	 81
 CHAPITRE IV - La sédimentation argileuse néogène à quaternaire dans le Bassin Indien Central	 85
I. Introduction	85
A. Objectifs	85
B. Cadre de l'étude - Environnement du Bassin Indien Central	87
C. Matériel d'étude	87
1. Origine	87
2. Lithologie des sédiments de la mission SHIVA 1990	89
3. Les facteurs de la stratigraphie	91
a. Datation	91
b. Stratigraphie et taux de sédimentation	91
II. Analyse minéralogique des carottes de la mission SHIVA 1990	91
A. Carotte MD 90-947 (1°24'S, 76°37'E, 123 échantillons)	93
B. Carotte MD90-946 (3°16'S, 78°08'E, 86 échantillons)	94
C. Carotte MD 90-944 (6°39'S, 80°E, 137 échantillons)	95
D. Carotte MD 90-943 (8°19'S, 79°E, 117 échantillons)	97
E. Carotte MD 90-942 (10°S, 79°E, 150 échantillons)	101
III. Evolution latitudinale de la composition lithologique et minéralogique des sédiments du Bassin Indien Central	103
A. Origine des faciès lithologiques (Fig.IV.10 - Caulet, 1992)	103
B. Evolution et interprétation des zones minéralogiques	103
1. Eléments de comparaison minéralogique	103
a. Les sites sud	103
b. Les sites nord	105
2. Interprétations minéralogiques, comparaison avec les données régionales	108
a. La zone 1	109
b. La zone 2	112
c. La zone 3	113
3. Synthèse	114
 CHAPITRE V - Géochimie de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central depuis le Miocène supérieur : Identification des origines, sources et marqueurs de la diagenèse.	 117
I. Introduction	117
A. Rôle des éléments majeurs et des éléments traces dans l'étude de la fraction fine (< 2 mm) des sédiments	117
B. Choix des échantillons	118
II. Composition chimique de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central -	



analyse des éléments majeurs	119
A. Analyse globale de la fraction fine	119
B. Analyse microchimique	121
C. Résumé des analyses ponctuelles et globales des éléments majeurs	124
III. Comportement des éléments traces dans les sédiments du Bassin indien central	124
A. Introduction - Fractionnement des éléments traces entre la fraction fine et le sédiment total.	124
B. V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th	125
1. Description	125
a. Le sédiment total	125
b. La fraction fine	128
2. Discussion et Interprétation	132
a. Origine détritique	132
b. Phénomènes secondaires	134
3. Résumé du comportement des éléments V, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Hf, Ta et Th	137
C. Sr, Ba, Pb et U	137
1. Description	137
2. Discussion et interprétation	139
a. L'héritage	139
b. Activité biologique et processus diagénétiques	139
3. Résumé du comportement du Sr, du Ba et du Pb	141
D. Co et Ni	141
IV. Conclusion de l'analyse géochimique de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central	142
 CHAPITRE VI - Apport de la géochimie des isotopes du Sr et du Nd à la reconnaissance des sources de minéraux argileux du Bassin Indien Central.	145
I. Introduction	145
II. Géochimie isotopique du Sr dans le cycle sédimentaire	145
A. Généralités	145
B. Localisation de Sr dans les argiles	146
C. Altération continentale	146
1. Généralités	146
2. Le cas de la Plaine Indo-Gangétique	146
D. Composition isotopique de l'eau de mer et apports fluviaux	147
E. Les sédiments marins profonds	147
F. Diagenèse	149
III. Géochimie isotopique du Nd en milieu sédimentaire	149
A. Généralités	149
B. Localisation de Sm et Nd dans les argiles	149
C. Altération continentale	150
D. Composition isotopique en Nd de l'eau de mer	150
E. Les sédiments marins	150
F. Interaction avec l'eau de mer	151
G. Diagenèse	152
IV. Composition isotopique en Sr et en Nd de la fraction fine des sédiments argileux du Bassin Indien Central	153
A. Résultats des analyses en Sr et Nd	153
B. Le comportement du Sr	156
1. Les échantillons argileux	156
2. Les échantillons biogènes	158
3. Les tendances communes	158
a. Le taux de sédimentation	160
b. La minéralogie des argiles	160
c. La lithologie du sédiment	161
C. Le comportement du Nd	162
1. La fraction fine	164

2. Le sédiment total	165
V. Conclusions	166
<b>CHAPITRE VII - Interprétation des alternances minéralogiques illites/smectites néogènes dans le Bassin Indien Central</b>	<b>169</b>
I. Introduction	169
II. Etude de la cyclicité des flux argileux - Exemple des carottes MD 90-946 et MD 90-943	169
A. Essais d'analyse spectrale sur le matériel argileux dans la carotte MD 90-946	169
1. Analyse de la zone 1	169
a. Taux de sédimentation	170
b. Choix du paramètre minéralogique temporel et construction du signal	170
c. Résultats et interprétation	172
2. Analyse de la zone 2	174
a. Choix du paramètre minéralogique temporel et construction du signal	174
b. Résultats et interprétation des spectres	175
B. Essais d'analyse spectrale sur le cortège argileux de la carotte MD 90-943	176
1. Analyse de la sous-zone 1a	176
a. Taux de sédimentation	176
b. Choix du paramètre minéralogique temporel et construction du signal	178
c. Interprétation des spectres	179
2. Analyse de la sous-zone 1b	180
a. Taux de sédimentation	183
b. Choix du paramètre temporel et construction du signal	180
c. Résultats et interprétation des spectres	181
III. Discussion et synthèse de l'étude de la sédimentation argileuse alternante mio-pléistocène dans le Bassin Indien Central	182
A. Origine du matériel argileux	183
B. Sources des argiles	183
C. Influence de la diagenèse précoce sur la composition en éléments traces des sédiments	184
D. Evolution de la sédimentation argileuse dans le Bassin Indien Central depuis 6 Ma	185
1. Introduction	185
2. Zone minéralogique 1 : du Miocène supérieur au Pliocène inférieur	186
a. Sous-zone minéralogique 1a	186
b. Sous-zone minéralogique 1b	188
3. Zone minéralogique 2 : du Pliocène supérieur au Péistocène	188
4. Zone minéralogique 3 ou sommet de la zone 2 : Pléistocènesupérieur	190
<b>CHAPITRE VIII - Conclusions générales</b>	<b>191</b>
I. Démarches suivies	191
II. Apports du travail	192
1. Le Bassin de la Mer d'Arabie	192
2. Le Bassin Indien Central	193
II. Comparaison des deux domaines d'études	196
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	197
ANNEXES	217
TABLE DES MATIERES	255
LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET ANNEXES	261



**LISTE DES FIGURES**  
**LISTE DES TABLEAUX**  
**LISTE DES ANNEXES**

**LISTE DES FIGURES**

<b>Fig.1.</b> Physiographie de l'Océan Indien (Leclaire, 1979; Vanney, 1991) et localisation des sites d'étude.	13
<b>Fig.2.</b> Cartes des vents et des courants de surface dans l'Océan Indien, modifiée d'après Yasuda <i>et al.</i> (1990); Vanney (1991).	17
<b>Fig.3.</b> Répartition des sédiments actuels dans l'Océan Indien, <i>in</i> Pinot (1985).	21
<b>Fig.4.</b> Répartition dans les sédiments de surface de l'Océan Indien des chlorites, des illites, des smectites et des kaolinites :	23
<b>Fig.5.</b> Provinces minéralogiques : localisation et histogrammes des proportions relatives (%) des différentes espèces argileuses.	27
<b>Fig.6.</b> Origine des minéraux argileux dans l'Océan Indien. Compilation d'après les données bibliographiques. Références dans le texte.	31
<b>Fig.7.</b> Corrélation entre les valeurs mesurées et les valeurs recommandées (Govindaradju, 1989). Exemple de 4 standards internationaux : AGV, MAG, RGM, SCO.	39
<b>Fig.8.</b> Domaine d'étude : localisation du Site 721 du Leg 117 ODP (Prell <i>et al.</i> , 1989a).	45
<b>Fig.9.</b> Modèle de circulation océanique dans l'Océan Indien.	47
<b>Fig.10.</b> Représentation des paramètres orbitaux d'après Caron <i>et al.</i> (1989).	48
<b>Fig.11.</b> Sédimentation argileuse rythmique néogène sur la Ride d'Owen - Site 721 du Leg 117 ODP.	55
<b>Fig.12.</b> Analyse spectrale (DFTA) de la susceptibilité magnétique mesurée sur les sédiments du Site 721 ODP 117 (De Menocal <i>et al.</i> , 1991).	57
<b>Fig.13.</b> Mesure du rapport de hauteurs de pics P (à 10.4 Å) / I (à 10 Å) (P/I) sur l'essai glycolé. Exemple de deux diffractogrammes.	61
<b>Fig.14.</b> Evolution des pourcentages relatifs de palygorskite (P) et d'illite (I) et du rapport de hauteurs de pics glycolés P (à 10.4 Å) / I (à 10 Å) (P/I) en fonction de la profondeur dans le site 721.	62
<b>Fig.15.</b> Schéma illustrant la correspondance entre un signal temporel (a) et les spectres de la transformée rapide de Fourier ou de la transformée de Fourier de l'autocorrélation (b) et la fonction d'autocorrélation (c).	67
<b>Fig.16.</b> Estimation de la dispersion des valeurs du taux de sédimentation dans l'intervalle de profondeur OPD 92 à 43 m. 68	
<b>Fig.17.</b> Analyse spectrale du signal P/I de 2.7 à 1.2 Ma échantillonné en 512 points.	72
<b>Fig.18.</b> Analyse spectrale du signal palygorskite sur illite P/I sur les quatre intervalles de temps de 375 000 ans, pris entre 2.7 à 1.2 Ma : corrélogramme et auto-spectre (DFTA).	76
<b>Fig.19.</b> Représentation schématique des apports détritiques argileux Pliocène supérieur à Pléistocène sur la Ride d'Owen.	83
<b>Fig.20.</b> Domaine d'étude. Localisation des forages étudiés ou évoqués à titre de comparaison	86
<b>Fig.21.</b> Lithologie des carottes de la mission SHIVA 1990 : site MD 90-942 à MD 90-947 (Caulet, 1992).	88
<b>Fig.22.</b> Carotte MD 90-947 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques.	92
<b>Fig.23.</b> Comparaison des diffractogrammes de deux échantillons proches prélevés dans des niveaux lithologiques distincts.	94
<b>Fig.24.</b> Carotte MD 90-946 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques.	96
<b>Fig.25.</b> Carotte MD 90-944 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques.	98

<b>Fig.26.</b> Comparaison des diffractogrammes de deux échantillons proches prélevés dans des niveaux lithologiques distincts.	99
<b>Fig.27.</b> Carotte MD 90-943 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques.	100
<b>Fig.28.</b> Carotte MD 90-942 : évolution des proportions relatives des minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et définition des zones minéralogiques.	102
<b>Fig.29.</b> Evolution stratigraphique et latitudinale des faciès lithologiques des carottes SHIVA MD 90-947 à MD 90-942 (Caulet, 1992).	104
<b>Fig.30.</b> Evolution de la minéralogie des argiles des sites sud, entre 6° et 12° S : carottes MD 90-944, 90-943, 90-942 et MD 81-374/375 (Bout-Roumzeilles, 1991).	106
<b>Fig.31.</b> Evolution de la minéralogie des argiles des sites nord, entre l'équateur et 3° S : carotte MD 90-947, MD 90-946 et Site 717 C du Leg ODP 116 (Bouquillon <i>et al.</i> , 1990).	107
<b>Fig.32.</b> Synthèse de l'évolution stratigraphique, Miocène supérieur à Pléistocène, et latitudinale, de l'équateur à 12° S des assemblages argileux basée sur la composition moyenne des zones minéralogiques.	109
<b>Fig.33.</b> Origine des apports argileux détritiques dans le Bassin Indien Central.	115
<b>Fig.34.</b> Corrélation entre les éléments majeurs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO et SiO <sub>2</sub> dans la fraction fine des échantillons SHIVA.	120
<b>Fig.35.</b> Analyses thermiques différentielles de huit échantillons smectitiques (80 à 90 %) prélevées entre 1 et 12° S dans le Bassin Indien Central.	121
<b>Fig.36.</b> Position des smectites dans un diagramme triangulaire.	123
<b>Fig.37.</b> Fractionnement de l'ensemble des éléments traces entre la fraction fine et le sédiment total.	126
<b>Fig.38.</b> Diagrammes des TR étendus (Bougault, 1980) de la moyenne des sédiments des niveaux biogènes et des niveaux argileux :	127
- normalisés aux chondrites (Bougault, 1980);	
- normalisés aux shales (Haskin <i>et al.</i> , 1968).	
<b>Fig.39.</b> Diagrammes des TR étendus (Bougault, 1980) de la fraction fine d'un niveau smectitique argileux (4.1) ou biogène (4.2) et d'un niveau illitique argileux (4.12) :	128
- normalisés aux chondrites (Bougault, 1980);	
- normalisés aux shales (Haskin <i>et al.</i> , 1968).	
<b>Fig.40.</b> Spectres des TR étendus, normalisés par rapport aux shales, de la fraction fine des sédiments argileux des carottes SHIVA MD 90-947 à MD 90-942.	129
<b>Fig.41.</b> Spectre des TR, normalisées aux shales, de la fraction fine des échantillons biogènes.	131
<b>Fig.42.</b> Evolution de l'amplitude de l'anomalie positive en Ce en fonction de la profondeur.	131
<b>Fig.43.</b> Relation entre l'anomalie du Ce et les concentrations en Sr, Ba, Nd ou Pb.	132
<b>Fig.44.</b> Evolution des rapports Rb/Nd, Sr/Nd, Zr/Nd, Ba/Nd, Hf/Nd, Ta/Nd, Pb/Nd et Th/Nd en fonction de la valeur de l'anomalie du Ce.	133
<b>Fig.45.</b> Relation entre les concentrations en Ba et celles en Sr, Pb et TR (exemple du Nd et du Ce) dans les niveaux biogènes et argileux.	138
<b>Fig.46.</b> Relation entre les concentrations en Sr et celles en Pb et en Nd.	138
<b>Fig.47.</b> Relations entre les concentrations en Co, Ni, Pb, Fe <sub>total</sub> et U.	141
<b>Fig.48.</b> Synthèse des analyses isotopiques en Sr en en Nd de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central	154
<b>Fig.49.</b> Distribution des résultats isotopiques en Sr de la fraction fine en fonction de latitude des échantillons	157
<b>Fig.50.</b> <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>t</sub> en fonction de l'inverse de la concentration en Sr.	159
<b>Fig.51.</b> Comparaison des compositions isotopiques en Sr avant et après lessivage de la fraction fine par HCl.	158
<b>Fig.52.</b> Carte des valeurs du paramètre ε <sub>Ndt</sub> de l'Océan Indien : analyse des sédiments (Ben Otham <i>et al.</i> , 1989; Dia <i>et al.</i> , 1992) ou de la fraction fine (Bouquillon <i>et al.</i> , 1990; France-Lanord <i>et al.</i> , 1993a).	162
<b>Fig.53.</b> Résultats des analyses isotopiques du Nd : distribution du paramètre ε <sub>Ndt</sub> en fonction de la latitude et comparaison avec les données régionales.	163

<b>Fig.54.</b> Comparaison des compositions isotopiques en Nd de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central et des dépôts du Delta du Gange.	165
<b>Fig.55.</b> Essais d'analyse spectrale de l'évolution du matériel argileux dans la carotte MD 90-946.	171
<b>Fig.56.</b> Carotte MD 90-946, zone 1 : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport de surface I/S" des pics.	172
<b>Fig.57.</b> Carotte MD 90-946, zone 1 : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport de hauteur I/S" des pics.	173
<b>Fig.58.</b> Carotte MD 90-946, zone 2 : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport de surface I/S" des pics.	175
<b>Fig.59.</b> Essais d'analyse spectrale de l'évolution du matériel argileux dans la carotte MD 90-943.	177
<b>Fig.60.</b> Carotte MD 90-943, sous-zone 1a : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "pourcentage d'illite".	179
<b>Fig.61.</b> Carotte MD 90-943, sous-zone 1b : résultats de l'analyse spectrale sur le paramètre "rapport des hauteurs I/S".	181
<b>Fig.62.</b> Localisation de la fraction fine des sédiments biogènes (en blanc) et des sédiments argileux (en noir) dans un diagramme de Wood (1980, modifié par Bienvenu, 1989).	184
<b>Fig.63.</b> Schéma d'interprétation des assemblages argileux dans le Bassin Indien Central du Miocène supérieur à la première moitié du Pliocène inférieur.	187
<b>Fig.64.</b> Schéma d'interprétation des assemblages argileux dans le Bassin Indien Central de la seconde moitié du Pliocène inférieur au Pliocène supérieur.	189

### LISTE DES TABLEAUX

<b>Tab.1.</b> Composition moyenne du cortège argileux (en pourcentage) et nature chimique des smectites des provinces minéralogiques néogènes de l'Océan Indien Nord .	29
<b>Tab.2.</b> Estimation de la justesse des analyses géochimiques à l'ICP-MS.	40
<b>Tab.3.</b> Estimation de la reproductibilité des analyses géochimiques à l'ICP-MS basée sur l'analyse d'échantillons argileux monominéraux.	41
<b>Tab.4.</b> Antagonisme des concentrations en illite et palygorskite dans les sédiments plio-pléistocènes de la Ride d'Owen quantifié d'après le coefficient de corrélation R calculé entre les concentrations de ces deux minéraux, pour l'ensemble de l'intervalle étudié ainsi que pour différents intervalles de profondeur successifs.	60
<b>Tab.5.</b> Influence des variations du taux de sédimentation sur l'indexation des pics de fréquences délivrés par l'analyse spectrale.	69
<b>Tab.6.</b> Estimation de la stationnarité du paramètre P/I : stabilité de la moyenne et de la variance.	70
<b>Tab.7.</b> Tableau recensant les périodes de Milankovitch associées aux trois paramètres orbitaux (E : "excentricité", T : obliquité, P : précession).	71
<b>Tab.8.</b> Tableau des périodes recensées d'après l'analyse spectrale (DFT, DFTA) de P/I sur l'ensemble de la série étudiée (de 2,7 à 1,2 Ma).	73
<b>Tab.9.</b> Tableau des périodes recensées d'après l'analyse spectrale (AUTO, DFT, DFTA) de P/I sur quatre intervalles de profondeurs successif.	77
<b>Tab.10.</b> Caractéristiques principales des carottes prélevées lors de la mission SHIVA du Marion Dufresne 1990.	88
<b>Tab.11.</b> Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses) des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-947.	93
<b>Tab.12.</b> Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses), des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-946.	95

<b>Tab.13.</b> Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses), des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-944.	97
<b>Tab.14.</b> Proportions relatives, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses) des minéraux argileux, chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, smectite et kaolinite, calculées dans les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-943	99
<b>Tab.15.</b> Proportions relatives des minéraux argileux, valeurs extrêmes et moyenne (entre parenthèses), calculées pour les zones minéralogiques définies dans la carotte MD 90-942.	101
<b>Tab.16.</b> Variations de la composition en éléments majeurs. (intervalle des pourcentages d'oxydes et moyenne) dans les différentes carottes SHIVA.	119
<b>Tab.17.</b> Résultats des mesures isotopiques en Sr et en Nd faites sur la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central.	155
<b>Tab.18.</b> Carotte MD 90-946, datation biostratigraphique de la période Miocène retenue pour l'analyse spectrale (Johnson <i>et al.</i> , 1989; Nigrini and Caulet . 1992; Caulet, com. pers. ). Le taux de sédimentation est supposé constant entre deux limites.	170
<b>Tab.19.</b> Interprétation des pics de fréquence présents dans les spectrogrammes (DFT) et les auto-spectres (DFTA) de S et de H en fonction de la durée de la fenêtre de travail définie par la variabilité des bornes stratigraphiques.	174
<b>Tab.20.</b> Interprétation des pics présents dans les spectrogrammes (DFT) et les auto-spectres (DFTA) des trois paramètres : teneurs en illite (I), en smectite (S) et rapport de hauteurs de pics I/S (H).	178
<b>Tab.21.</b> Carotte MD 90-943, datation biostratigraphique de la période Pliocène inférieur retenue pour l'analyse spectrale (Jonshon <i>et al.</i> , 1989; Caulet et Nigrini, 1992; Caulet,com. pers. ).	180
<b>Tab.22.</b> Interprétation du spectrogramme (DFT) et des auto-spectres (DFTA) des hauteurs ("H") des pics selon l'importance de la fenêtre de travail envisagée.	182

### LISTE DES ANNEXES

- Annexe.III.1.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles du Site 721 ODP 117.
- Annexe IV.1.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-947.
- Annexe IV.2.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-946.
- Annexe IV.3.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-944.
- Annexe IV.4.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-943.
- Annexe IV.5.** Analyse semi-quantitative par diffractométrie X de la minéralogie des argiles de la carotte MD 90-942.
- Annexe V.1.** Echantillons des sédiments du Bassin Indien Central retenus pour l'analyse géochimique.
- Annexe V.2.** Formules structurales des smectites, kaolinites et illites, établies d'après les analyses particulières effectuées à la microsonde. Les valeurs sont données en nombre d'atomes par demi-maille.
- Annexes.V.3 à 8.** Résultats des analyses géochimiques de la fraction fine des sédiments du Bassin Indien Central (sites MD 90-947, MD 90-946, MD 90-944, MD 90-943, MD 90-942 et MD 81-375).



**Annexe V.9.** Résultats des analyses géochimiques des sédiments du Bassin Indien Central des sites MD 90-947, MD 90-946, MD 90-944, MD 90-943, MD 90-942 et MD 81-375.

**Annexe VII.1.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-946 zone 1.

**Annexe VII.2.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-946 zone 2.

**Annexe VII.3.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-943 zone 1a.

**Annexe VII.4.** Analyse spectrale de la carotte MD 90-943 zone 1b.