

Impact de la transgression holocène sur la sédimentation dans le détroit de Makassar

Quaternaire récent
Glacio-eustatisme
fluctuations
Sédimentation
Indonésie

Late Quaternary
Glacio-eustatic
fluctuations
Sedimentation
Indonesia

Jacques GAYET ^a, Pierre CARBONEL ^a, Josette DUPRAT ^a, Laurent LABEYRIE ^b,
Jean-Claude FAUGERES ^a, Eliane GONTHIER ^a, Jean MOYES ^a

^a Département de Géologie et d'Océanographie, Université de Bordeaux I, U.A. 19,
Avenue des Facultés, 33405, Talence Cedex.

^b Centre des Faibles Radioactivités, Domaine du CNRS, 91198 Gif sur Yvette Cedex.

Reçu le 15/09/89, révisé le 24/01/90, accepté le 30/01/90

RÉSUMÉ

Les données fournies par les biomarqueurs en relation avec la courbe isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ ont servi à mettre en place une échelle stratigraphique pour établir une chronologie des fluctuations constatées dans la circulation et la sédimentation sur le glacis de Kalimantan durant le dernier cycle climatique Quaternaire. Lors du dernier maximum glaciaire, en période de bas niveau marin, les sédiments sont mis en place à partir de courants gravitaires issus du Kalimantan, compte-tenu de l'importance des provinces distributrices. Au cours de la période de déglaciation, lors de la remontée du niveau marin, et surtout à l'Holocène, en haut niveau marin, les matériaux issus du Kalimantan sont essentiellement utilisés à la construction du delta de la Mahakam et permettent alors à ceux issus de Sulawesi, minéralogiquement différents et jusqu'alors occultés, de marquer la sédimentation. Au cours de la même période, la circulation dans le détroit de Makassar devient de plus en plus faible avec une stratification des eaux de plus en plus marquée qui devient pratiquement permanente à l'Holocène, témoignant de la mise en place du système moussonique actuel.

Oceanologica Acta, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 000-000.

ABSTRACT

Impact of the holocene transgression on the quaternary sedimentation in the Makassar strait

Biomarker data associated with isotopic curve $\delta^{18}\text{O}$ served to establish a stratigraphic scale and thereby a chronology of fluctuations in the circulation and sedimentation of the Kalimantan continental rise throughout the last climatic cycle. During the glacial maximum, period of low sea-level, sediments were deposited by turbidity currents originating from Kalimantan. During deglaciation, during rise of the sea-level and more particularly in the Holocene, material issued from Kalimantan either contributed to the building of the Mahakam delta or was dispersed over the shelf. Sulawesi inputs, less abundant and mineralogically different from Kalimantan material, were observed onto the Kalimantan rise. During this same period, circulation in the Makassar straight slowed down progressively while stratification became more marked and practically permanent in the Holocene, reflecting the present-day monsoon system.

Oceanologica Acta, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 000-000

INTRODUCTION

Depuis le dernier maximum glaciaire, le niveau marin, en Indonésie comme à l'échelle du globe, s'est élevé d'une centaine de mètres en moyenne (Bird et Ongkosongo, 1980 ; Dillon et Oldale, 1987), produisant de fortes perturbations dans la sédimentation.

Si les modalités de la remontée semblent bien connues en zone tempérée et dans les océans ouverts, elles sont en revanche peu connues dans les mers semi-fermées de la zone équatoriale indo-pacifique. Un des objectifs de la campagne "Tour du monde du Jean Charcot" était, en 1984, de mettre en évidence l'origine et les types de sédiments déposés dans le détroit de Makassar au cours du Quaternaire supérieur. A cet effet, une dizaine de carottes ont été prélevées en différents endroits du plateau externe, de la pente et du glacis (fig. 1).

Avant de prendre en compte les processus dynamiques et le devenir des sédiments dans le temps, il était nécessaire d'établir une échelle stratigraphique la plus précise possible et de mettre l'accent sur les différents types de matériaux entrant en jeu, en fonction des différents milieux impliqués. Pour cela, nous avons choisi d'étudier une colonne sédimentaire de 7 m de long, représentative des sédiments rencontrés par ailleurs. Elle correspond au site 19 situé par 1°40' S, 11°00'15" E, 1975 m de profondeur, sur le glacis de Kalimantan.

Cadres géographique et hydrologique

Le détroit de Makassar (fig. 1) constitue, entre les îles de Bornéo (Kalimantan) et de Sulawesi, un bassin profond de plus de 2000 m dont la largeur moyenne est de 200 km.

Ce détroit se subdivise en deux : le bassin Nord-Makassar en continuité avec la mer des Célèbes constitue le bassin principal avec des fonds de l'ordre de 2400 m et le bassin Sud-Makassar occupé en grande partie par la plate-forme récifale des Paster-Noster qui se prolonge par la plate-forme de la mer de Java. Les plus grandes profondeurs sont localisées dans des fosses fermées, situées contre la marge de Sulawesi.

Ces traits morphologiques généraux lui confèrent les caractéristiques d'un bassin profond semi-fermé.

Situé de part et d'autre de l'équateur, ce détroit se caractérise par un régime de moussons avec des pluies réparties tout au long de l'année.

La température des eaux de surface (fig. 2) est de 26 à 28°C (Coustillas, 1983; et mesures effectuées lors de la mission). Elle diminue rapidement jusqu'à 250 m de profondeur pour descendre plus lentement jusqu'à 4°C avec formation d'une thermocline.

La salinité est actuellement de 32 en surface (Allen *et al.*, 1979, Hoibian 1984).

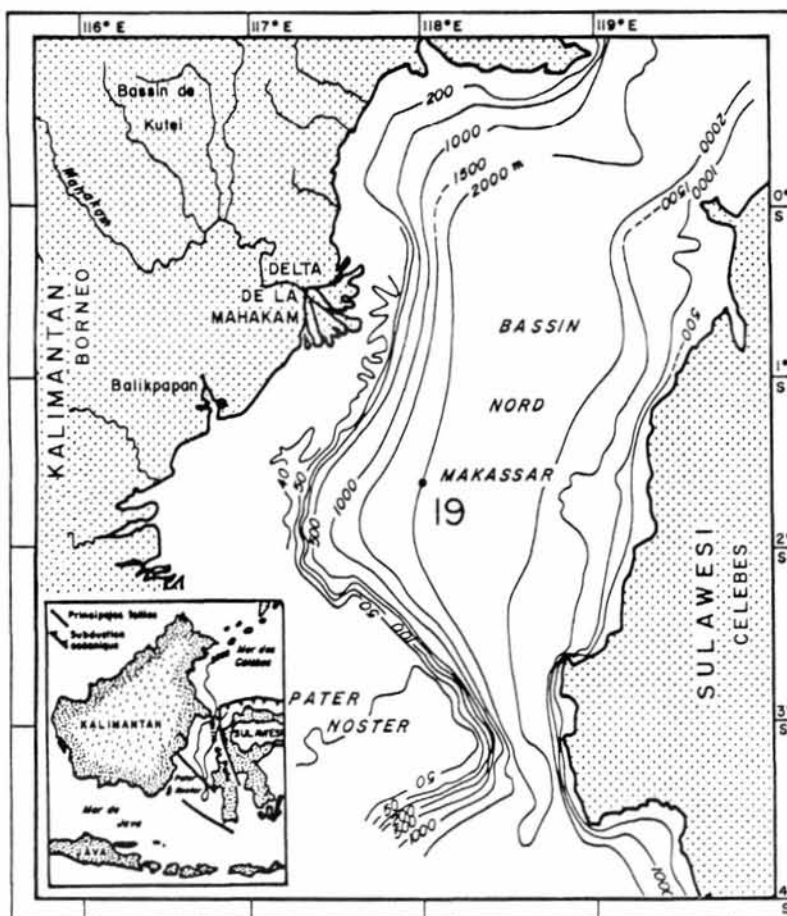


Figure 1

Plan de situation.
Location map.

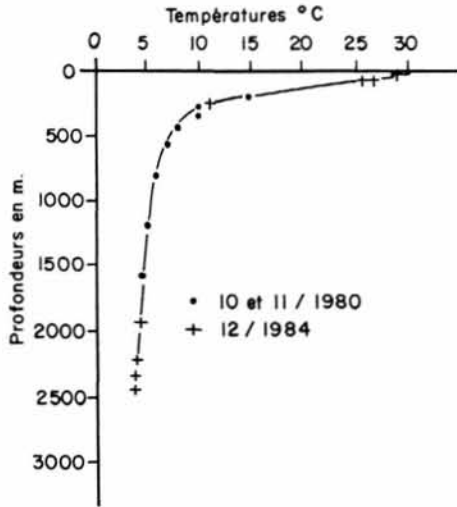


Figure 2
Bassin Nord-Makassar: profil de températures des masses d'eau
North-Makassar basin: Temperatures profiles in the water masses

Cadres morpho-structural et sédimentaire

L'analyse morphologique, du bassin Nord-Makassar, faite à partir des profils Seabeam et 3,5 kHz (Faugères *et al.*, 1989) souligne la différence entre la marge du Kalimantan et celle de Sulawesi. La première montre une plate-forme plus ou moins développée avec une rupture de pente située vers -75 à -80 m, un glacis bien marqué de profil généralement convexe. Sur la seconde (marge de Sulawesi), la plate-forme est inexistante, au Nord, il n'y a pas de glacis individualisé et la plaine abyssale horizontale est en continuité avec celle de Kalimantan. L'analyse morphoscopique et minéralogique des fractions terrigènes a permis de différencier les deux provinces émettrices actuelles du détroit de Makassar : Kalimantan et Sulawesi. Pour la première, les matériaux proviennent du Kalimantan essentiellement par l'intermédiaire de la Mahakam : la fraction fine est dominée par un cortège illite-kaolinite qui se retrouve également sur la plate-forme et dans les deltas pléistocènes de la Mahakam (Latouche et Maillet, 1987); les minéraux lourds sont à amphiboles et pyroxènes (hyperstènes). Pour la seconde, l'étude de la marge de Sulawesi a permis de la caractériser minéralogiquement par une fraction fine à dominante illite-chlorite et un cortège de minéraux lourds à pyroxènes (augite cardinale) et à feldspaths (Faugères *et al.*, 1990, 1990).

DONNÉES ANALYTIQUES

Les sédiments

Deux ensembles se distinguent (fig. 3), du sommet à 210 cm et de 210 cm à 720 cm. Du sommet à 210 cm les sédiments sont constitués par des vases argilo-silteuses avec des poches de silts qui

correspondent à d'anciens lits bioturbés. Les argiles montrent un cortège à chlorite-illite (22 et 33%) caractéristique de Sulawesi jusqu'à 80 cm; au-dessous elles sont à illite-kaolinite dominante, caractéristique du Kalimantan (Faugères *et al.*, 1990, 1990). De 210 cm à la base, les sédiments sont organisés selon des séquences élémentaires en relation avec le mode de mise en place des dépôts. Elles sont le plus souvent réduites aux termes inférieurs de la séquence de Bouma (1962). Une modification mineure de la nature des matériaux permet de définir trois séquences de second ordre. Le cortège des minéraux argileux est à illite-kaolinite (60 à 70 %). De 210 cm à 325 cm, la séquence de deuxième ordre est formée par l'association de séquences élémentaires dont les lits inférieurs grossiers sont constitués de sables quartzueux beiges à bioclastes et dont les niveaux fins sont riches en débris ligneux. On peut noter l'abondance d'anciens fragments de grès de plage qui proviennent de reprises du substratum. Entre 325 cm et la base, les deux séquences de second ordre strato-décroissantes, sont constituées par des sables gris unimodaux bien classés et originaires de la plaine deltaïque.

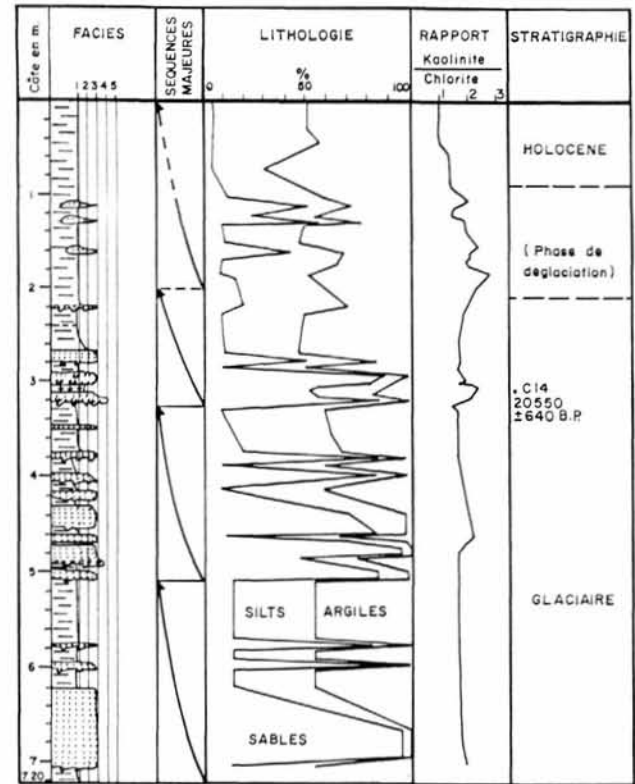


Figure 3
Données sédimentologiques.
Sedimentological data.

Les Foraminifères planctoniques

L'ensemble supérieur (du sommet à 210 cm) a pu faire l'objet d'une étude micropaléontologique. Son interprétation repose sur l'observation qualitative et quantitative de la microfaune de foraminifères

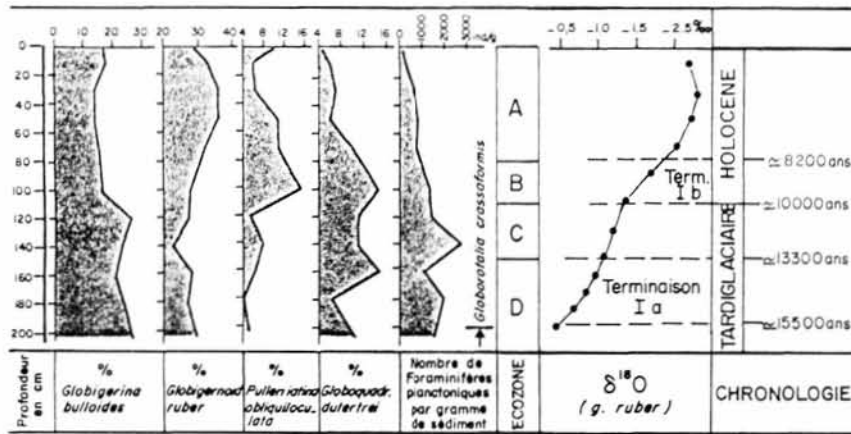


Figure 4

Foraminifères planctoniques, isotopes et chronologie.
Planktonic foraminifera, oxygen isotope and chronology.

planctoniques de la fraction supérieure à 150 μm . Plusieurs ensembles ont pu être distingués (fig. 4) à partir des variations du nombre d'individus par gramme de sédiment et des variations de fréquence relative des espèces *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber*, *Globoquadrina dutertrei* et *Pulleniatina obliquiloculata*. Du sommet à 80 cm, l'ensemble (A) est caractérisé par une abondance assez faible du nombre d'individus (200 à 800 ind/g) et une fréquence relative importante de *Globigerinoides ruber*. (35%)

De 80 à 110 cm (B), *Pulleniatina obliquiloculata* et *Globoquadrina dutertrei* montrent leur maximum d'abondance, *Globigerinoides ruber* diminue (25%).

De 110 à 150 cm (C), le nombre d'individus de foraminifères planctoniques est maximum dans cet ensemble (3000 ind/g). La fréquence relative de *Globigerinoides ruber* est minimum alors que *Globigerina bulloides* diminue.

De 150 à 210 cm (D), le nombre d'individus est moyen (=1500 ind/g) *Pulleniatina obliquiloculata* montre son minimum d'abondance et *Globoquadrina dutertrei* diminue. Dans cette zone on note la disparition de *Globorotalia crassaformis*.

Dans l'ensemble inférieur caractérisé par les séquences turbiditiques, la rareté des foraminifères planctoniques rencontrés fait qu'on ne peut en donner une interprétation fiable.

Les ostracodes

D'une manière générale, les ostracodes, faiblement représentés, avec un maximum d'une quinzaine d'individus pour dix grammes de sédiment brut, sont tous typiques de l'environnement profond (principalement, les genres: *Bradleya*, *Krithe*, *Henryhowella*, *Argilloecia*). Cinq écozones ont pu être déterminées successivement, du sommet à la base (fig. 5) :

- du sommet à 80 cm (écozone 1), l'ostracofaune est très pauvre, peu diversifiée dominée par *Henryhowella asperrima* caractéristique d'un milieu pauvre sur le plan trophique. Vers 20 cm, les grands vestibules des *Parakrithe* montrent une baisse brutale de l'oxygène (<3,5 ml.l⁻¹).

- de 80 à 110 cm (écozone 2), le nombre d'ostracodes diminue considérablement, avec les mêmes éléments auxquels s'ajoutent des bioclastes originaires de la plateforme continentale.

- de 110 à 150 cm (écozone 3), on observe un maximum de quantité et de diversité dans l'ostracofaune (*Krithe*, *Parakrithe*, *Bradleya*, *Cytherella*, *Henryhowella*). La présence de *Parakrithe* et de *Krithe* à petits vestibules est à noter à 120 cm. Jusqu'alors dominantes dans l'association, les *Henryhowella*, sont relayées par les *Bradleya*.

- de 150 à 180 cm (écozone 4), on note une chute du nombre et de la diversité des espèces en place, cela rappelle tout à fait l'écozone 2, en même temps qu'apparaissent plusieurs espèces originaires de la plateforme continentale et des herbiers côtiers (*Copypus*, *Bicornucythere*, *Alocopocythere*). Les vestibules des *Krithe* sont très petits, indiquant une oxygénation supérieure ou égale à 4 ml.l⁻¹ (Peypouquet, 1979).

- de 180 à 210 cm (écozone 5). A la base de cette séquence, la présence de *Krithe* à très petit vestibule indique une oxygénation supérieure à 4 ml.l⁻¹ (Peypouquet 1979). Au niveau 190 cm, les *Krithe* montrent des vestibules de taille moyenne indiquant une oxygénation inférieure à 4 ml.l⁻¹.

CHRONOLOGIE

Les foraminifères planctoniques, très liés à la température des eaux de surface dans lesquelles ils vivent, montrent très peu de variations tout au long de la séquence. En effet, à ces latitudes, les écarts de température entre les périodes glaciaires et

interglaciaires sont très faibles, de l'ordre de 1 à 2° C (CLIMAP 1976 ; Thompson, 1981 ; Duplessy, 1982 ; Linsley *et al.* 1985), ce qui explique la monotonie de la distribution des espèces. Toutefois, les quatre ensembles reconnus précédemment par l'étude des foraminifères planctoniques sont bien différenciés et les variations qualitatives et quantitatives des différentes espèces sont tout à fait comparables à celles reconnues par Linsley *et al.*, 1985 en mer de Sulu.

L'étude du rapport $^{18}O/^{16}O$ des tests de foraminifères planctoniques, du fait de sa relation directe avec le volume des glaces stockées au niveau des calottes polaires (Duplessy, 1981), permet la mise en évidence des variations climatiques. Il est utilisé ici comme une référence climato-stratigraphique valable à l'échelle de l'océan mondial. Dans la partie supérieure de la carotte, les mesures isotopiques ont été effectuées uniquement, sur des tests de *Globigerinoides ruber* permettant ainsi l'établissement d'une courbe isotopique du $\delta^{18}O$ (fig. 4). Elle montre nettement l'évolution classique mise en évidence en Atlantique Nord durant le tardiglaciaire et l'Holocène, à savoir les deux phases de déglaciation rapide (Terminaisons IA et IB) séparées par une pause dans la fonte des inlandsis:

- la Terminaison IA (15 500 à 13 300 ans BP, Duplessy *et al.*, 1981) est localisée de 180 à 150 cm ;
- le palier équivalent du Bølling-Allerød et du Dryas récent (13 300 à 10 000 ans BP) se trouve de 150 à 110 cm ;
- la Terminaison IB (10 000 à 8 200 ans) se rencontre de 110 à 80 cm, commençant avec le réchauffement de l'Holocène.

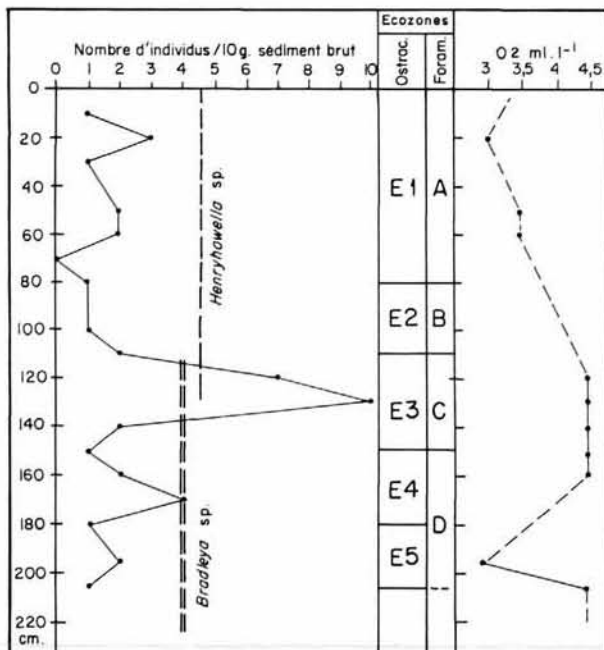


Figure 5

Ostracodes : Répartition et estimation de l'oxygénation au fond.
Ostracodes: Repartition and oxygen estimation at the bottom.

De 80 cm jusqu'au sommet s'individualise la deuxième partie de l'Holocène correspondant à la stabilisation des calottes polaires à partir de 8 200 ans (Duplessy *et al.*, 1981).

La partie supérieure de la carotte analysée couvre donc l'ensemble de la période postérieure au maximum glaciaire vers 18 000 ans.

Les écozones D et B caractérisées par la microfaune planctonique sont ici corrélées aux périodes de fonte rapide des calottes polaires, la biozone C correspondant à la phase de ralentissement de la déglaciation.

De plus la disparition dans la biozone D de *Globorotalia crassaformis* en comparaison avec l'étude citée précédemment montre que ce niveau est proche du maximum glaciaire. Une datation au ^{14}C de $20\ 550 \pm 640$ ans B.P. (LY 4180) effectuée à 310 cm sur des fragments de bois confirme cette hypothèse.

En résumé, l'analyse de la carotte KS19 a montré trois épisodes climatiques majeurs. Le premier correspond à la période glaciaire (datation de 20 550 ans B.P.), le second au tardiglaciaire et à la dernière phase de déglaciation, enfin le troisième postérieur à 8 200 ans, correspond au sommet de l'Holocène

INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

La dernière phase régressive glaciaire et la remontée du niveau marin à l'Holocène ont pu être suivies en détail sur le delta de la Mahakam (Allen *et al.*, 1979 ; Carbonel *et al.*, 1987 ; Gayet et Legigan, 1987). Par rapport à ces informations, quelle signification peut-on donner à celles recueillies sur le glaçis et comment s'y traduit la remontée du niveau marin depuis le maximum glaciaire?

Au niveau du delta actuel, sur les horizons continentaux attribuables à la plaine deltaïque (-10 000 ans), les premières traces de la transgression holocène sont notées vers -9 000 ans, et la construction du delta débute vers -7000 ans. Ainsi que l'ont calculé Allen *et al.* (1979), la majeure partie des sédiments issus de la Mahakam est utilisée pour sa construction.

Au niveau de la plate-forme actuelle, des sables fluviatiles ont été notés par Coustillas (1983) dans des paléovallées. Ces chenaux fossiles encore visibles incisent la plate-forme jusqu'à -100 m (Faugères *et al.*, 1989). Ces indices de bas niveau marin sont à mettre en relation avec le maximum de la dernière phase régressive reconnue à -100 m par Tjia *et al.*, (1972 et 1975) pour toute la région sud-est asiatique .

En période de bas niveau marin (période glaciaire antérieure à 15 500 ans), reconnue entre la base et 210 cm, la dynamique par courants gravitaires prédomine. Dans les séquences de second ordre inférieure et moyenne, le matériel est d'origine deltaïque (barres sableuses). La séquence supérieure contient à sa

base des matériaux mixtes issus de l'érosion du domaine côtier, mais également des sables remaniés du talus et de la plate-forme externe du Kalimantan. La Mahakam creuse profondément le bassin sédimentaire tertiaire de Kutei et la plate-forme actuelle. Les apports en relation avec un arrière-pays étendu et un système de drainage bien développé (Mahakam), sont particulièrement importants et occultent ceux en provenance de Sulawesi.

De telles conditions de sédimentation, contemporaines du "maximum glaciaire", ont évidemment nui au développement des écosystèmes benthiques et ont pu profondément perturber le dépôt de la microfaune pélagique.

Lors de la remontée du niveau marin, la sédimentation devient plus monotone et prend un caractère hémipélagique comme cela a été souvent observé dans le cas d'une marge stable à plate-forme plus ou moins développée, les sédiments issus du continent restent bloqués sur cette dernière (Poutiers *et al.*, 1983).

Durant la déglaciation, (entre 15 500 et 8 200 ans), les apports par courants de turbidité sont de moins en moins fréquents et abondants. A l'alimentation directe par la Mahakam s'ajoutent des reprises de matériaux, notamment bioclastiques provenant de la plate-forme en train de se constituer. Les sédiments sont pour l'essentiel toujours issus de Kalimantan.

Les variations de la courbe isotopique et de la microfaune permettent de distinguer trois phases:

- de 15 500 à 13 300 ans, les foraminifères planctoniques et les ostracodes, relativement peu abondants indiquent une faible productivité. Simultanément, la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ marque un fort gradient (de -0,5 à -1,1) lié à la fonte des calottes polaires, l'oxygénation au fond signalée par les *Krithe* est relativement faible ($< 3,5 \text{ ml.l}^{-1}$). Ceci correspond également à une augmentation de la pluviosité consécutive à la phase "aride" du maximum glaciaire (Caratini et Tissot, 1987) qui, en affaiblissant la salinité des eaux de surface, provoque une forte stratification haline identique aux conditions actuelles (Allen *et al.*, 1979) ;

- de 13 300 à 10 000 ans, au contraire, l'explosion de la microfaune planctonique est l'indication d'une forte productivité en surface accompagnée d'un maximum d'abondance du benthos. Cette "pluie" de matériel organique est soulignée par la présence de pustules sur les tests de *Bradleya*, phénomène analogue à celui déjà observé dans des circonstances similaires chez *Carinocythereis gr. carinata* (Hamoudi, 1988). L'oxygénation au fond est nettement améliorée par rapport à la phase précédente ($\geq 4 \text{ ml.l}^{-1}$). La stabilité des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ marque alors l'arrêt dans la fonte des calottes polaires ;

- de 10 000 à 8 200 ans, les conditions qui régnaient au cours de la première phase de ce cycle se retrouvent, la faible productivité soulignée par le remplacement de *Bradleya* par *Henryhowella*, et le $\delta^{18}\text{O}$ qui marque à nouveau un fort gradient (de -1,3 à -2,5), soulignent ainsi la dernière phase de la déglaciation.

Durant la deuxième partie de l'Holocène, entre 80 cm et le sommet, on remarque une grande homogénéité des conditions, proches de celles que l'on connaît de nos jours. Deux faits majeurs caractérisent cette période, d'une part, un appauvrissement général de la microfaune, d'autre part, un changement des sources d'apports.

La quantité de microfaune planctonique diminue dans une proportion de 10 à 1. La densité des ostracodes reste très faible. Cela peut s'interpréter en termes de chute de la productivité, sans doute liée à un renforcement de la stratification de la colonne d'eau, proche de la situation actuelle. En effet, le système des précipitations réparties sur toute l'année s'est probablement mis en place à ce moment.

De même, la plus grande partie des apports issus du Kalimantan est utilisée à la construction du delta de la Mahakam ou amenée vers le sud de la plate-forme par dérive littorale (Allen *et al.*, 1979). Ceux originaires de Sulawesi, bien que proportionnellement moins abondants s'étalent jusque sur le glaciaire de la marge de Kalimantan.

En conclusion, l'impact des variations liées aux modifications du climat et à la remontée du niveau marin se marquent tant sur la masse d'eau que sur le mode d'alimentation de la plaine abyssale à partir des marges.

Au cours de la période glaciaire, c'est-à-dire en bas niveau marin, les sédiments issus de Kalimantan et drainés essentiellement par le réseau hydrographique de la Mahakam, envahissent toute la marge et s'étalent dans la plaine abyssale à partir de courants gravitaires. L'importance de ces apports ne permet pas le développement d'une faune benthique significative et occulte la sédimentation pélagique.

Au cours de la déglaciation, la sédimentation prend un caractère hémipélagique de plus en plus net. Les apports sont de moins en moins abondants, mais proviennent encore pour l'essentiel de Kalimantan. Corrélativement à la phase d'arrêt de la fonte des glaces, on observe une période à forte productivité encadrée par deux phases de stratification et de faible productivité, liées aux périodes actives de la fonte des glaces.

Au cours de l'Holocène, les eaux se stratifient de manière permanente, reflet probable du régime actuel des moussons. Les apports originaires du Kalimantan n'arrivent plus sur le glaciaire, permettant à ceux issus de Sulawesi d'apparaître clairement.

REFERENCES

- Allen G.P., Laurier D., Thouvenin J. (1979). Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. Notes et Mémoires C.F.P., Paris, 15, 156 pp.
- Bird E.C.F., O.S.R. Ongkosongo (1980). Environmental changes on the coasts of Indonesia. United National University, Tokyo, NRTS 12/UNUP-197, 52 pp.
- Bouma A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Caratini C., C. Tissot (1987). Le sondage Misedor : étude palynologique. in: Le sondage Misedor, Technip, Paris, 139-171.
- Carbonel P., C. Caratini, J. Gayet (1987). Le sondage Misedor : synthèse des études géologiques. In : Le sondage Misedor. Technip, Paris, 173-181.
- CLIMAP (1976). The surface of the ice age earth, *Science*, **191**, 1131-1137.
- Coustillas F. (1983). Les faciés récents de la plate-forme orientale de Kalimantan (Indonésie) et leur contenu micropaléontologique (Foraminifères benthiques). Thèse 3ème Cycle, Bordeaux I, n°192, 170 pp.
- Dillon W.P., R.N. Oldale (1987). Late Quaternary sea-level curve: Reinterpretation based on Glaciectonic influence. In :D.W. Folger and J.C. Hattaway Ed: Conference on continental margin mass wasting and pleistocene sea-level, 1980. U.S Geological Survey, circular 961, 78-86.
- Duplessy J.-C. (1981). Oxygen isotope studies and quaternary marine climates, in Berger A. (éd.). Climate variations and variability: facts and theories, 181-192.
- Duplessy J.-C. (1982). Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian ocean. *Nature*, **295**, 494-498.
- Duplessy J.-C., M. Arnold, P. Maurice, E. Bard, J. Duprat, J. Moyes (1986). Direct dating of the oxygen isotope record of the last deglaciation by ¹⁴C accelerator mass spectrometry. *Nature*, **320**, 350-352.
- Faugères J.-C., J. Gayet, E. Gonthier (1989). Microphysiographie des dépôts quaternaires dans le détroit de Makassar (Océan Indien); Opposition entre une marge stable (Bornéo-Kalimantan) et une marge active (Célèbes-Sulawesi). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), V, 4, 807-818.
- Faugères J.-C., J. Gayet, E. Gonthier, Cl. Latouche, N. Maillet (1990). Origine des sédiments dans le détroit de Makassar et interprétation des changements de sources au Quaternaire récent. *Oceanologica Acta*, vol.sp. **10**.
- Gayet J., P. Legigan (1987). Etude sédimentologique du sondage Misedor (delta de la Mahakam, Kalimantan, Indonésie). In: Le sondage Misedor. Technip, Paris : 23-71.
- Hamoudi M. (1988). Les ostracodes, marqueurs des évolutions paléohydrologiques et paléoclimatiques au plio-pleistocène. Exemple : marge continentale ouest marocaine et mer tyrrhénienne. Thèse Univ. Bordeaux I, n°204, 120 pp.
- Hoibian T. (1984). La microfaune benthique traceur de l'évolution d'un système deltaïque sous climat équatorial : le delta de la Mahakam (Kalimantan). Thèse 3ème Cycle, Bordeaux I, n°1969, 213 pp.
- Kallel N., L.D. Labeyrie, M. Arnold, H. Okada, W. Dudley, J.-C. Duplessy (1988). Evidence of cooling during the Younger Dryas in the Western North Pacific. *Oceanologica Acta*, **11**, 369-375.
- Latouche C., N. Maillet (1987). Etude des cortèges argileux dans les formations deltaïques de la Mahakam (Kalimantan, Indonésie). Essais d'interprétation paléogéographique et paléoclimatique. In : Le sondage Misedor, Technip Paris, 73-84.
- Linsley B.K., R.C. Thunell, C. Morgan, D.F. Williams (1985). Oxygen minimum expansion in the Sulu sea, western equatorial pacific, during the last glacial low stand of sea level. *Mar. Micropal.*, **9**, 395-418.
- Peypouquet J.-P. (1979). Ostracodes et paléoenvironnements. Méthodologie et application aux domaines profonds du Cénozoïque. *Bull. BRGM*, IV, 1, 3-79.
- Poutiers J., J.-C. Faugères, J. Gayet, E. Gonthier (1983). Apport des missions "Orgon" à la connaissance des phénomènes de sédimentation en domaine marin profond au Quaternaire récent in: D'Orgon à Misedor. Géochimie organique des sédiments marins. CNRS, 211-278.
- Thompson P.R. (1981). Planktonic foraminifera in the western north pacific during the past 150 000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35**, 241-279.
- Tjia H.D., S. Fujii, K. Kigoshi, A. Sugimura, T. Zakaria (1972). Radiocarbon dates of elevated shorelines, Indonesia and Malaysia, part 1. *Quater. Res.*, **2**, 487-495.
- Tjia H.D., S. Fujii, K. Kigoshi, A. Sugimura, T. Zakaria (1975). Additional dates on raised shorelines in Malaysia and Indonesia, Sains Malaysia, **4** (2), 69-84.

