

Bull. Soc. géol. France, 1978, (7), t. XX, n° 2, p. 121-136.

Influence des courants profonds sur les faciès sédimentaires du Vema Channel (Atlantique sud) à la fin du Cénozoïque

par MARTHE MELGUEN *, PIERRE DEBRABANT **, HERVÉ CHAMLEY ***, HENRY MAILLOT **,
MICHEL HOFFERT **** et CHANTAL COURTOIS *****

Mots clés. — Carotte, Vase, Calcaire, Néogène, Quaternaire marin, Sédimentation pélagique, Degré de cristallisation, Illite, Argile interstratifiée, Paléocourant, Paléoclimat.
Atlantique, Brésil, Argentine.

Résumé. — Les observations faites sur six carottes prélevées dans le Vema Channel sur le flanc ouest du Rio Grande Rise (Atlantique sud-ouest) reflètent les variations intervenues dans les conditions de sédimentation depuis le Miocène inférieur. Les carottes prélevées au-dessus de la lysocline actuelle (4 000 m) sont essentiellement constituées de boues pélagiques calcaires dont le degré de préservation variable suggère la présence, au cours du Pléistocène, de cycles de dissolution des carbonates ; ces cycles paraissent liés aux fluctuations des masses d'eau antarctique au cours des périodes glaciaires. Les carottes prélevées à une profondeur d'eau supérieure à celle de l'actuelle lysocline contiennent une série sédimentaire incomplète et condensée, caractérisée notamment par la présence de boues brunes décarbonatées et de nodules de manganèse. Les nodules, à noyau de todorokite, sont associés à des sédiments indurés à phillipsite. L'augmentation, à partir du Miocène, des éléments métallifères (Mn, Ni, Cu, Co, Li), la diminution corrélative de la montmorillonite et la dissolution intense des carbonates suggèrent une intensification progressive du flot des eaux profondes antarctiques et, corrélativement, une montée du niveau de la CCD. Le paroxysme de cette intensification pourrait se situer au Miocène moyen, période de nette remontée de la CCD dans l'Atlantique sud. La nature géochimique des sédiments varie en fonction d'une part de la profondeur d'eau qui conditionne la dissolution de la chaux, et d'autre part, du degré d'oxygénation du milieu. Leur nature minéralogique dépend de l'origine des masses d'eaux qui véhiculent les produits hérités de l'érosion continentale. Les eaux profondes antarctiques transportent des minéraux issus des latitudes élevées et moyennes (chlorite, illite bien cristallisée, montmorillonite, feldspaths, quartz). Les eaux nord-atlantique transportent des minéraux issus de latitudes plus basses (kaolinite, illite mal cristallisée, interstratifiés chlorite-montmorillonite). Les variations du cortège argileux le long des carottes reflètent les fluctuations des masses d'eau au cours des temps, et constituent de précieux indicateurs de paléocirculation et de paléoclimat. —

Abstract. — The sediments of six cores from the Rio Grande Rise side of the Vema Channel reflect major phases in the sedimentary history of this area since the lower Miocene. Cores taken from below the present-day lysocline (approx. 4 000 m) consist essentially of calcareous oozes. The variable degree of preservation of the Foraminifera and Coccoliths in these cores indicates dissolution cycles apparently linked to Antarctic Bottom Water (A.A.B.W.) fluctuations. Cores taken below 4 000 m represent an incomplete and shortened sedimentary sequence particularly characterized by the presence of red clay and manganese nodules. The latter have a todorokite core and are associated with relatively indurated phillipsite-rich sediments. In one of the deeper cores an increase, during the Miocene, of transition metals (Mn, Ni, Cu, Co, Li) and a diminution of the montmorillonite content of the sediments accompanies the evidence of intense dissolution of the carbonates. This, in turn, is attributed to a very sharp increase in A.A.B.W. influence together with a corresponding rise of the C.C.D. The age of this increase is not known because of the hiatus problem but it may be mid-Miocene, when there was a general rise of the C.C.D. level in the South Atlantic. While the geochemistry of the sediments reflects water depth (which influences the dissolution of lime) and oxygen level, their mineralogy depends largely on their provenance (continental erosion). The A.A.B.W. transports minerals from middle high latitude (chlorite, well crystallized illite, montmorillonite, feldspath and quartz). The North Atlantic Deep Water carries clay minerals from lower latitudes (kaolinite, poorly crystallized illite and interstratified chlorite-montmorillonite). —

* Géologie, Centre océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29273 Brest.

** Géochimie sédimentaire, Univ. de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

*** Géologie marine, Univ. de Luminy, 13288 Marseille.

**** Institut de géologie, Univ. Pasteur, 67084 Strasbourg.

***** Géochimie des roches sédimentaires, Univ. de Paris Sud, 91405 Orsay.

Contribution n° 567 du Dépt. scientifique, Centre océanologique de Bretagne.

Note déposée le 4 mai 1977, présentée à la séance du 16 mai 1977 ; manuscrit définitif reçu le 13 janvier 1978.

I. — INTRODUCTION.

Dans l'Atlantique Sud, au large du Brésil (fig. 1), le Rio Grande Rise sépare les bassins du Brésil et d'Argentine. Cette dorsale dont la profondeur mini-

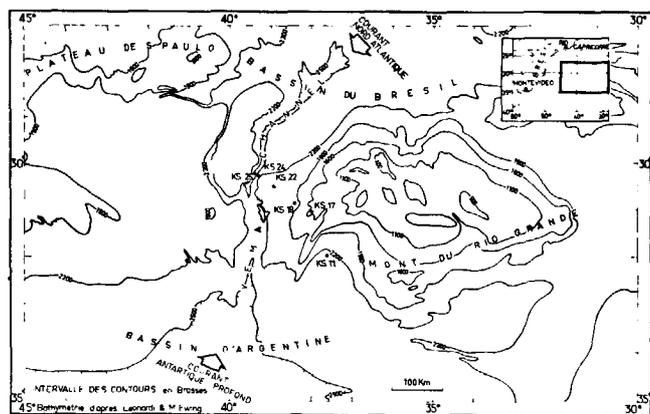


FIG. 1. — Situation des carottes prélevées dans le Vema Channel sur le flanc ouest du Rio Grande Rise (Atlantique sud : campagne « Géobrasil » du N. O. « Jean Charcot », 1973).

male est de 600 m, joue le rôle de barrière pour les courants profonds antarctique et nord-atlantique, dont le passage s'effectue essentiellement par le

d'Argentine et du Brésil [Le Pichon *et al.*, 1971]. Le courant antarctique profond traverse le Vema Channel du Sud au Nord à une vitesse pouvant atteindre 20-25 cm/sec [Reid *et al.*, 1973 ; Johnson *et al.*, 1976]. Le courant nord-atlantique traverse le Vema Channel du Nord au Sud. La limite entre les masses d'eau antarctique et nord-atlantique varie de 3 770 m au centre du Vema Channel à 4 000 m le long de son flanc est [Johnson *et al.*, 1977 a]. De récents travaux [Chamley, 1975 ; Diester-Haass, 1975] ont montré que cette limite est remontée d'environ 700 m durant le Würm supérieur, entraînant une montée corrélative de la profondeur de compensation des carbonates et de celle de la lysocline. La profondeur de compensation des carbonates dans le Vema Channel est actuellement située entre 4 250 et 4 500 m [Melguen et Thiede, 1974 ; Johnson *et al.*, 1977 b]. La lysocline des Foraminifères y est très proche de 4 000 m [Melguen et Thiede, 1974 ; Johnson *et al.*, 1977 b].

La présente étude essaie de saisir, par l'analyse des faciès sédimentaires le long du flanc est du Vema Channel, les fluctuations des conditions hydrologiques dans ce chenal depuis le Miocène. Les six carottes étudiées ont été prélevées à des profondeurs d'eau variant de 2 800 à 4 800 m (fig. 1, tabl. I) par le N. O. « Jean Charcot » pendant la campagne « Géobrasil » (1973) du C.N.E.X.O.

CAROTTES	LATITUDE (S)	LONGITUDE (W)	PROFONDEUR D'EAU (Mètres)	LONGUEUR DES CAROTTES (Mètres)
KS 11	31° 59' 0	37° 37' 9	4 053	7,6
KS 17	31° 01' 9	37° 59' 0	2 888	3,6
KS 19	30° 50'	38° 24'	3 495	4,5
KS 22	30° 30' 1	38° 55' 4	4 020	7,36
KS 24	30° 16' 3	39° 18' 9	4 565	4,75
KS 25	30° 13' 6	39° 23' 1	4 800	3,45

TABL. I.

Vema Channel profond de 4 600 m [Le Pichon *et al.*, 1971 ; Johnson *et al.*, 1976]. Le Vema Channel est, au même titre que le passage de Samoa [Hollister *et al.*, 1974 ; Reid et Lonsdale, 1974 ; Johnson, 1974], le passage de la Walvis Ridge [Connary, 1972] ou certaines grandes zones de fracture (ex. la fracture de la Romanche), une zone de passage clé pour la circulation océanique profonde. C'est le principal chenal de passage des masses d'eaux profondes antarctique et nord-atlantique entre les bassins

II. — TECHNIQUES ANALYTIQUES.

Les méthodes d'analyse des faciès sédimentaires sont les mêmes que celles déjà utilisées par Melguen et Thiede [1974] pour l'étude des sédiments de surface du Vema Channel. La composition du sédiment total est obtenue par analyse de la teneur en CaCO₃, analyse microscopique des différents composants sur frottis, analyse minéralogique de la fraction argileuse, dosage des terres rares, des

éléments majeurs et mineurs, de quelques éléments traces. L'estimation sur frottis de la fréquence relative des composants se fait d'après la charte de Terry et Chilingar [1955]. La classification adoptée est celle du D.S.D.P.

Le degré de dissolution des sédiments carbonatés a été apprécié d'après la composition de la fraction sableuse ($> 63 \mu$) et le degré de fragmentation des Foraminifères planctoniques présents dans cette fraction.

Les estimations d'âge sont basées sur les associations de nannoplancton calcaire définies par Martini [1971]. Elles concordent globalement avec les estimations de paléomagnétisme faites par M. Ledbetter (communication personnelle).

L'analyse minéralogique de l'échantillon total est effectuée sur poudres désorientées par diffractogrammes R.X. Celle de la fraction argileuse ($< 2 \mu$) est effectuée sur pâtes ou agrégats décarbonatés par diffraction R.X. Les analyses sont menées sur quatre types d'échantillons = échantillon naturel, glycolé (éthylène - glycol), hydraziné (hydrazine - hydrate) et chauffé (490°C durant 2 h). Les résultats obtenus sont complétés par des observations en microscopie électronique par transmission et par microdiffraction sur particules isolées.

Le dosage des terres rares a été réalisé par activation neutronique selon la technique décrite par Treuil *et al.* [1973]. Seuls quelques échantillons ont été dosés.

La plupart des éléments majeurs et mineurs, ainsi que neuf éléments traces ont été déterminés. Les dosages de Al, Ca, Mg, Fe (total), Mn, Ni, Cr, Sr, Cu, Co et Li, ont été effectués par absorption atomique selon les méthodes définies par Pinta [1971]. Les dosages gravimétriques de la silice, colorimétriques de P et Ti, potentiométriques de Fe^{2+} et spectrophotométriques de Na et K (par émission) ont été réalisés selon les techniques mises en œuvre par le Commissariat à l'énergie atomique [1963].

III. — RÉSULTATS.

1) Définition et distribution des types lithologiques.

Les types lithologiques ont été définis sur la base de la classification du D.S.D.P. (*cf.* Initial reports) et en tenant compte de la teneur du sédiment en carbonate, de l'importance relative de la fraction sableuse, de la composition de cette fraction et du degré de fragmentation des Foraminifères planctoniques qu'elle contient.

• *Type I a.* Boue carbonatée à Ptéropodes, Foraminifères et nannofossiles. Boue brun clair (10 YR 7/3)¹ contenant près de 80 % de carbonate, 20 à 40 % de particules sableuses ($63\text{-}2\,000 \mu$), dont

60 % de Foraminifères planctoniques très bien préservés (% de fragmentation $\simeq 2$) et 40 % de Ptéropodes.

• *Type I b.* Boue carbonatée à Foraminifères et nannofossiles. Elle diffère de la précédente par la disparition des Ptéropodes, et une légère augmentation du degré de fragmentation ($\simeq 5 \%$) des Foraminifères planctoniques.

• *Types II a et II b.* Boue carbonatée à Foraminifères et nannofossiles. Elle se différencie du type I b par une nouvelle augmentation du degré de fragmentation des Foraminifères planctoniques, défini comme suit : 20 à 30 % de fragmentation pour le type II a, 50 à 80 % pour le type II b. La couleur du sédiment devient un peu plus foncée (10 YR 6/4 - 10 YR 6.5/2).

• *Type III.* Boue marneuse à nannofossiles. Il s'agit d'une boue gris rosé clair (7,5 YR 6/4), contenant près de 60 % de carbonates, essentiellement constitués de nannofossiles. Cette boue très fine contient moins de 3 % de particules sableuses, dont 80 % de Foraminifères planctoniques très fragmentés (degré de fragmentation = 75 à 90 %). La fraction sableuse contient en outre des débris de Poissons (15 %), des micronodules (3-5 %), des Foraminifères benthiques (1 %) et des radioles d'Échinides (1 %).

• *Type IV.* Marne à nannofossiles et Foraminifères. C'est une marne brun clair (10 YR 5/3) à brun moyen (10 YR 4/3), contenant près de 40 % de carbonates et de 5 à 10 % de particules sableuses. La composition de la fraction sableuse est identique à celle du type III.

• *Type V.* Vase décarbonatée de couleur variable allant du gris brun (7,5 YR 5/4) au gris olive (5 Y 6/2), au gris foncé (5 Y 4/1), au gris très clair (5 Y 7/3). Elle se caractérise par sa pauvreté en carbonates ($\leq 40 \%$) et en particules sableuses ($\leq 2 \%$). Les variations de composition de la fraction sableuse conduisent à une subdivision en quatre sous-types :

• *Type V a.* Sable quartzeux, contenant de 40 à 85 % de grains de quartz, associés à des spicules siliceux (10-50 %), des Radiolaires et Diatomées (2 %), des débris de Poissons (5 %). Le type V a' reflète un environnement plus réducteur.

• *Type V b.* Sable pyriteux (30 à 50 % de pyrite), riche en spicules siliceux (30 %), et contenant des Radiolaires (10 à 20 %), des débris de Poissons (10 %), des micas (10 %).

• *Type V c.* Sable biogène siliceux (Radiolaires : 40 à 60 % ; spicules siliceux : 5 à 10 %), riche en pyrite (10-60 %), et contenant des débris de Poissons (5 à 10 %), des micas (5 à 10 %) et de rares Foraminifères planctoniques ($< 2 \%$). Ces derniers,

remarquablement préservés compte tenu de la profondeur, résultent probablement d'un enfouissement rapide à la faveur de coulées de sédiments.

• *Type V d.* Sable à micronodules de manganèse ($\approx 80\%$) et débris de Poissons ($\leq 20\%$). Ce type lithologique est marqué par une teinte gris très clair (5 Y 7/3) en dépit de sa pauvreté en carbonates ($< 5\%$).

La distribution de ces différents types lithologiques est présentée sur la figure 2. Le long de la carotte KS 11, prélevée au niveau de la lysocline ($\approx 4\ 053\ m$),

la présence du type I b est anormale et correspond à une turbidite calcaire. A noter aussi la présence d'un niveau à nodules polymétalliques le long de la carotte KS 22.

Les six carottes sont essentiellement formées de sédiments quaternaires (fig. 2). Il s'agit surtout de sédiments d'âge pléistocène. L'Holocène n'est présent qu'au sommet des carottes [0-10 cm ; Diester-Haass, 1975 ; fig. 3, Thiede, communication personnelle]. Les sédiments tertiaires n'apparaissent nettement que dans la moitié inférieure de la carotte KS 22 (fig. 2). L'âge des carottes KS 24 et KS 25

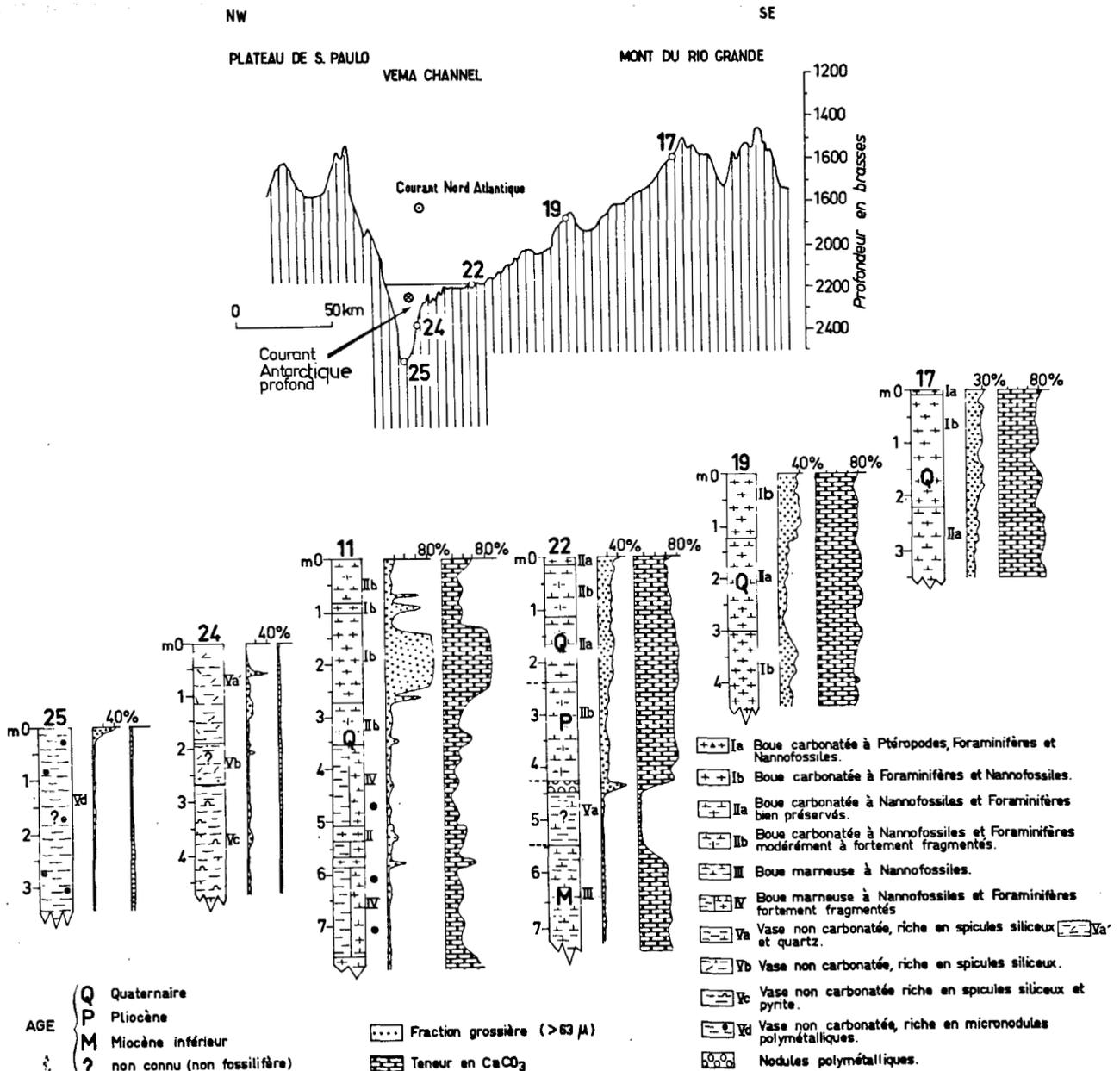


FIG. 2. — Distribution des types lithologiques, des teneurs en sable et carbonate, le long des carottes prélevées dans le Vema Channel sur le flanc ouest du Rio Grande Rise (Atlantique sud).

COURANTS PROFONDS SUR FACIÈS SÉDIMENTAIRES DU VEMA CHANNEL

n'a pu être déterminé par manque de fossiles. Les analyses paléomagnétiques permettent cependant de penser qu'il s'agit de sédiments pré-quaternaires. La datation paléomagnétique conduit aux résultats suivants (Ledbetter, communication personnelle) :

Carotte	Niveau (cm)	Age d'après polarité paléomagnétique
KS 17	360	Brunhes (Pléistocène supérieur).
KS 19	375 ± 15	Brunhes/Matuyama (Pléistocène inférieur/supérieur).
KS 20	375 ± 5	Brunhes/Matuyama (Pléistocène inférieur/supérieur)
KS 22	68	Brunhes/Matuyama (Pléistocène inférieur/supérieur).
	360	Matuyama/Gauss (Pliocène supérieur, ≈ 2,43 Ma).
	460	Miocène ?
KS 24 } KS 25 }		Pré-quaternaire ?

2) Caractéristiques minéralogiques.

● Carotte KS 17. La carotte KS 17 (fig. 2) présente une fraction argileuse de composition relativement constante de la base au sommet. La proportion moyenne des différents constituants de la fraction inférieure à 2 microns est la suivante :

I	C	(10-14 _M)	(14 _C -14 _M)	M	K	Q	F
2	1	1	0,5	5	0,5	+	+

Les variations les plus marquées concernent la montmorillonite, dont l'abondance varie de 4 à 5,5/10². Cette composition est voisine de celle caractérisant les sédiments récents du Vema Channel situés au dessous de 3 500 m et balayés par les masses d'eau profonde antarctique [Chamley, 1975]. Ces masses d'eau transportent des cortèges argileux issus de climats tempérés [Millot, 1964; Biscaye, 1965; Griffin *et al.*, 1968; Pedro, 1968; Rateev *et al.*, 1969]. La constance relative des minéraux argileux semble indiquer que l'influence des masses d'eau antarctique a peu varié au cours du Pléistocène supérieur. Il est cependant intéressant de constater que cette carotte a été prélevée par 2 888 m de profondeur d'eau, dans la zone de passage actuel du courant nord-atlantique pourvoyeur de minéraux des basses latitudes et, notamment, de kaolinite [Yeroschchev-Shak, 1961; Goldberg et Griffin, 1964; Siegel *et al.*, 1968; Milliman *et al.*, 1975; Chamley, 1975]. L'absence apparente d'influence du courant nord-atlantique au site de la carotte KS 17 peut s'expliquer soit par un remaniement d'argiles wurmiennes au sommet de la carotte, soit par une maille d'échantillonnage trop large (0, 10, 18, 100, 300, 310 cm).

● Carotte KS 19. La fraction argileuse de la carotte KS 19 (fig. 2) est également de composition

assez homogène, et les mêmes remarques que pour KS 17 peuvent être faites à son endroit. Notons l'abondance un peu plus grande de la montmorillonite et ses fluctuations un peu plus importantes.

I	C	(10-14 _M)	(14 _C -14 _M)	M	K	Q	F	
1,5	1	0,5	0,5	5,5	1	+	++	Moyenne
1,5	0,5	0,5	tr	4	0,5			Minimum
2,5	1,5	1	0,5	6,5	1			Maximum

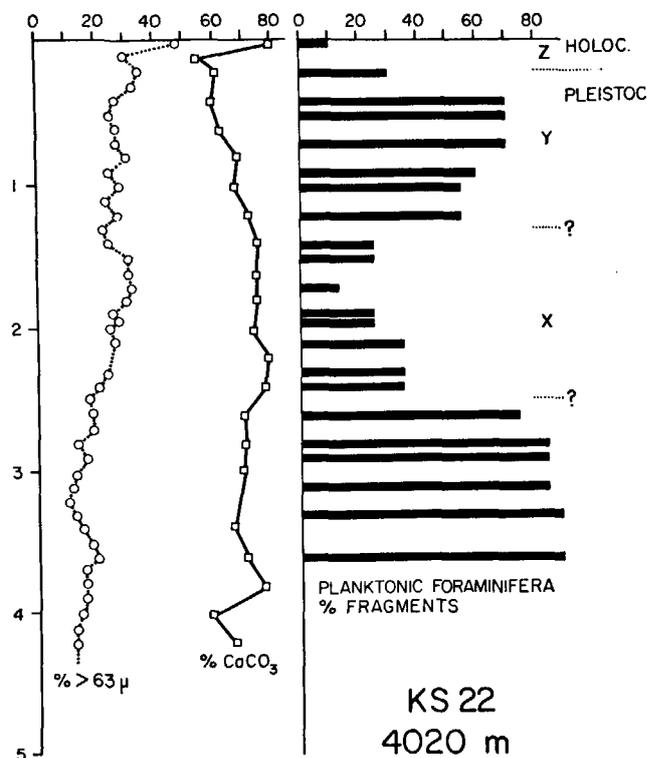


FIG. 3. — Carotte KS 22 : Distribution de la teneur en sable et en carbonates. Évolution du degré de fragmentation des Foraminifères planctoniques. Stratigraphie des sédiments quaternaires basée sur les associations de Foraminifères planctoniques (communication personnelle de J. Thiede).

● Carotte KS 22. La carotte KS 22 (fig. 3) a fait l'objet d'une étude détaillée (tous les 10 cm) qui a mis en évidence la présence de quatre cortèges minéralogiques du sommet à la base (fig. 4) :

— de 0 à 420 cm : minéralogie tout à fait semblable à celle des carottes précédentes.

I	C	(10-14 _M)	(14 _C -14 _M)	M	K	Q	F	
3	2	0,5	0,5	3,5	0,5	+	++	Moyenne
2,5	1	tr	tr	3	tr			Minimum
4	2,5	1,5	1	4,5	1			Maximum

L'assemblage de minéraux rencontrés est comparable à celui des sédiments rencontrés actuellement dans le Vema Channel à plus de 3 500 m de profondeur d'eau. Dans ces niveaux prédominent des minéraux

apportés par les eaux profondes antarctiques [Chamley, 1975]. Les fluctuations d'abondance sont faibles, dépourvues de polarité, et paraissent ne refléter que des changements mineurs au cours du temps dans le régime des masses d'eaux, et par conséquent, dans le régime climatique. Aucun changement minéralogique important n'est observé entre les vases pliocènes (fig. 4, 0-240 cm) et les vases pliocènes (240-420 cm).

— de 420 à 440 cm : niveau à vase brune partiellement indurée et contenant des nodules polymétalliques. Le cortège minéralogique de la vase non indurée diffère de celui de la vase indurée à nodules. Dans le premier cas, la montmorillonite est peu abondante et l'illite est abondante, comme le montre la répartition ci-après :

I	C	(10-14 _M)	(14 _C -14 _M)	M	K	Q	F
4,5	0,5	1	tr	3	1	+	?

Dans le second cas, la phillipsite domine la fraction argileuse, accompagnée de traces de quartz, de calcite et de todorokite.

Une analyse des nodules montre que leur noyau est constitué de todorokite associée à des traces de quartz. Les couches concentriques entourant le noyau contiennent de l'illite, du quartz et des plagioclases.

— de 440 à 580 cm : vase brun rosé riche en montmorillonite, chlorite et illite. A noter que les teneurs en montmorillonite augmentent (de 4/10 à 6/10) du sommet à la base de cette séquence, tandis que les teneurs en chlorite et illite décroissent (fig. 4). La kaolinite est présente en proportion constante (1/10). Les feldspaths sont peu abondants et stables. Le quartz n'est présent qu'à l'état de traces. Des zéolites semblent présentes tout au long de la séquence, comme l'indique une série de réflexions annexes (notamment à 8,9 et 3,95 Å°).

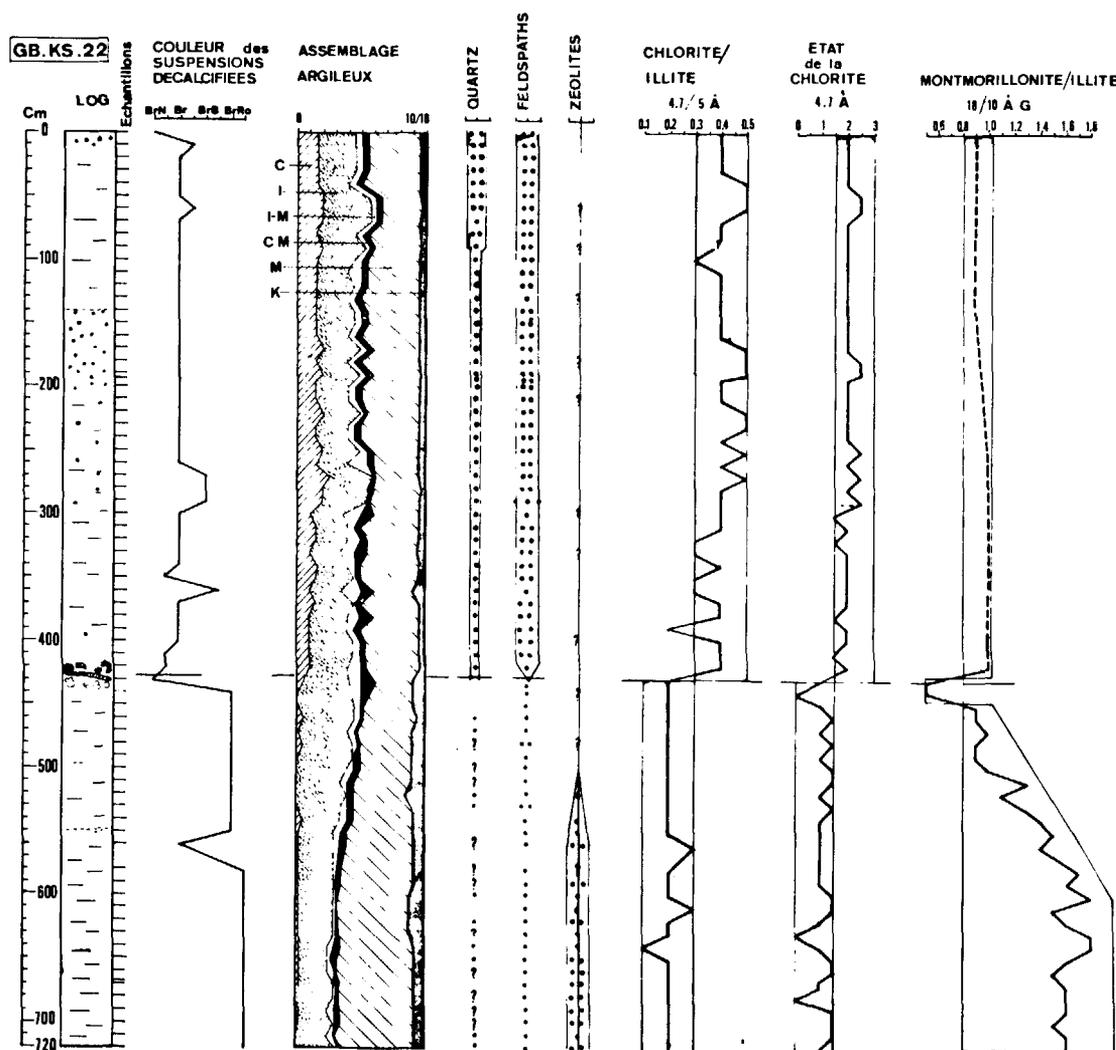


FIG. 4. — Étude minéralogique des sédiments de la carotte KS 22, prélevée dans le Vema Channel (Atlantique sud) à une profondeur d'eau de 4 020 m.

— de 580 à 720 cm : boue marneuse gris rosé riche en montmorillonite (5,5 à 6/10) associée à de l'illite (2,5/10), de la kaolinite (1/10) de la chlorite et des interstratifiés. De plus, comme dans la séquence précédente, des réflexions annexes semblent correspondre à des zéolites. L'abondance de la montmorillonite à la base de la carotte pourrait être due soit à un apport détritique soit à un enrichissement relatif par décantation, soit à une néoformation, notamment en environnement volcanique [Perch-Nielsen, Supko *et al.*, 1975]. Cette question sera précisée par des études chimiques.

● *Carotte KS 11.* Le cortège minéralogique de la carotte KS 11 (fig. 2) est le suivant :

I	C	(10-14 _M)	(14 _C -14 _M)	M	K	Q	F	
3	2	0,5	0,5	3,5	0,5	++	++	Moyenne
2,5	1,5	tr	tr	2,5	tr			Minimum
4	3	0,5	0,5	4	0,5			Maximum

Ce cortège est d'origine essentiellement détritique et caractéristique des latitudes hautes et moyennes de l'hémisphère sud. L'abondance relative de la chlorite, du quartz, des feldspaths est la marque de cette origine [Griffin *et al.*, 1968]. La montmorillonite paraît également héritée, car elle est très semblable à celle rencontrée actuellement dans les zones profondes du Vema Channel [Chamley, 1975]. Les variations de cristallinité de l'illite, de la montmorillonite, sont les témoins de variations climatiques. Ainsi la mauvaise cristallinité des minéraux primaires de certains niveaux (ex. : 10, 449, 740 cm) évoque un climat assez hydrolysant, tandis que la bonne cristallinité des autres niveaux (42, 100, 200, 280, 360 cm) est le reflet d'un climat plus froid et sec. A noter une certaine correspondance entre l'abondance relative et l'état cristallin des minéraux. Ainsi, par exemple, à une faible cristallinité de l'illite correspond une faible abondance de chlorite. Pareillement, là où la montmorillonite est mal cristallisée, les interstratifiés irréguliers et la kaolinite sont plus abondants. Cette correspondance confirme les observations antérieures de Chamley [1971] selon lesquelles les fluctuations climatiques sont responsables non seulement du type d'altération des sols, mais encore de l'importance des pulsations des masses d'eau profondes et, par conséquent, de l'abondance relative des minéraux argileux qu'elles transportent.

● *Carotte KS 24.* Le cortège des minéraux argileux le long de la carotte KS 24 (fig. 2) est tout à fait semblable à celui de la carotte KS 11 :

I	C	(10-14 _M)	(14 _C -14 _M)	M	K	Q	F	
3	2	0,5	0,5	4	tr	++	++	Moyenne
2	1	tr	0,5	2,5	tr			Minimum
4	2,5	1	1	4,5	0,5			Maximum

Comme KS 11, la carotte KS 24 contient d'une part des niveaux à minéraux évoquant des climats hydrolysants (ex. : 40, 60, 200, 440 cm), d'autre part des niveaux révélateurs de climat plus froid et sec (ex. : 0, 300, 360 cm).

● *Carotte KS 25.* Le cortège minéralogique de la carotte KS 25 est original. La montmorillonite est extrêmement abondante (de 8,5 à 9,5/10) et est accompagnée d'un peu d'illite (environ 1/10), de traces de chlorite et de kaolinite. Des feldspaths y sont par ailleurs présents et associés à des traces de quartz. Les sept niveaux étudiés le long de la carotte (0, 20, 50, 100, 200, 320 cm) possèdent une composition voisine, mais présentent toutefois une tendance à l'enrichissement en montmorillonite vers le bas de la carotte. Cet assemblage presque monominéral rappelle celui de la partie inférieure de la carotte KS 22. Il est par ailleurs comparable à celui de nombreuses séries cénozoïques de l'Atlantique [D.S.D.P., legs 14, 47 A, 47 B, 48, 50 : Chamley, en préparation].

3) Caractéristiques géochimiques.

● *Carotte KS 17.* Les analyses géochimiques (tabl. II) confirment l'homogénéité relative des sédiments : cependant, le sommet de la carotte (0-25 cm) se particularise par du fer à l'état réduit ($Fe^{3+}/Fe^{2+} < 1$) probablement dû à la présence de matière organique. Il y a d'autre part, vers 20 cm de profondeur, un enrichissement très net en Fe, Mn, Ni, Co et SiO_2 , et parallèlement un appauvrissement de la phase carbonatée calcique, dû à une dissolution partielle des carbonates. A noter enfin que la diminution de fréquence des organismes carbonatés vers la base de la carotte se traduit par une baisse de la teneur en chaux et une augmentation corrélative des éléments de la phase silicatée (SiO_2 , Al_2O_3 , etc.).

● *Carotte KS 19.* La composition chimique de la carotte KS 19 est voisine de celle de la carotte KS 17. Comme dans KS 17, la présence de fer ferreux est restreinte à la partie sommitale, et c'est également près de la surface (30 cm) que SiO_2 , Mn et le fer total atteignent leur maximum de concentration.

● *Carotte KS 22.* Aux quatre types lithologiques rencontrés le long de cette carotte correspondent quatre types géochimiques (tabl. III et IV). L'abondance du fer et du manganèse vers 430 cm (tabl. IV) s'explique par la présence d'un niveau à nodules de manganèse [Debrabant et Maillot, 1978]. L'abondance relative en P_2O_5 (1,82 %) du niveau 440 cm supportant les nodules est liée à la présence de débris de poisson dans le sédiment. A noter aussi que l'augmentation régulière en Fe, Mg, Li, corrélativement à une diminution en Ni, Co, Cu dans la

ECH.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	K ₂ O %	CaO %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	Mn ppm	Ni ppm	Co ppm
0-10 cm	4,5				0,39	0,85	650	34	15
21-23 cm	11,4				1,12	0,71	1 000	55	19
100-110 cm (type IB)	3,7	2,84	0,63	44,43	1,04	0	840	36	16
300-310 cm (type Ii)	10,3	3,35	0,83	40,17	1,52	0	660	30	15

TABLE II. — Carottes KS 17. Géochimie des boues carbonatées (types I a, I b, II a).

	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	* Fe ₂ O ₃ %
Type IIa	13,3 + 1,8	4,89 + 0,44	37,7 + 2,1	0,94 + 0,04	1,86 + 0,08	0,92 + 0,05	0,23 + 0,01	0,08 + 0,01	1,98 + 0,19
Type IIb	16,8 + 1,1	6,79 + 0,85	35,2 + 0,3	1,10 + 0,14	1,85 + 0,08	1,26 + 0,07	0,31 + 0,01	0,09 + 0,01	2,58 + 0,25
Type III	25,7 + 1,2	7,99 + 0,21	28,7 + 1,0	1,71 + 0,05	2,28 + 0,04	2,87 + 0,05	0,40 + 0,00	0,24 + 0,02	2,96 + 0,05
ppm.	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Sr	Co	Cu	V
Type IIa	960 ± 20	25 ± 4	9 ± 0,0	39 ± 4	26 ± 4	900 ± 20	13 ± 0,0	33 ± 2	40 ± 1
Type IIb	1430 + 220	46 + 3	12 + 2	55 + 10	41 + 10	850 + 70	11 + 9	25 + 23	47 + 10
Type III	640 + 370	69 + 5	26 + 2	63 + 23	57 + 2	830 + 0,0	8 + 8	24 + 9	45 + 2

TABLE III. — Géochimie des boues carbonatées (types II a, II b, III) le long de la carotte KS 22.

* Fe²⁺ apparaît en traces à la base du type II b, il n'est pas observé ailleurs.

PROFOND.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	P ₂ O ₅ %	Fe ₂ O ₃ %	Mn ppm	Ni ppm	Co ppm	Cu ppm	Li ppm
430 cm	44,3	13,64	1,89	3,70	0,28	10,44	76 500	3 450	750	1 940	69
440 cm	51,25	17,48	3,99	2,44	1,82	3,72	2 820	260	40	110	41
450 cm	48,00	14,84	7,27	3,05		5,12	2 470	180	40	110	40
465 cm	58,55	17,29	2,79	3,28	1,04	5,76	2 620	170	36	90	46
500 cm	50,50			3,23		5,79	320	110	14	21	49
550 cm	55,80	17,0	2,63	3,47	0,50	5,65	2 800	130	32	77	70

TABLE IV. — Géochimie des vases silicatées (type V a) le long de la carotte KS 22.

COURANTS PROFONDS SUR FACIÈS SÉDIMENTAIRES DU VEMA CHANNEL

zone à argile brune (440-550 cm), pourrait être le résultat d'une influence *per descensum* depuis le niveau à nodules (430 cm). Les boues marneuses de la base de la carotte ont une composition homogène du point de vue des éléments majeurs (tabl. III, type III; voir écarts quadratiques correspondants), mais présentent de fortes variations quant aux éléments de transition (Mn, Ni, Co, Cu). Par ailleurs Li semble marquer les montmorillonites.

• *Carotte KS 24.* Les compositions chimiques des trois zones lithologiques (fig. 2) sont homogènes. Les types sédimentologiques Va' et Vb sont géochimiquement indifférenciables. Cependant leur limite, marquée par un accroissement métallifère très net (Fe, Mn), suggère un ralentissement de sédimentation entre les deux dépôts.

La base de la carotte (type Vc) se différencie d'une part par l'abondance de la silice (imputable à la présence des Radiolaires et des corps spiculaires)

et d'autre part avec la diminution du fer, dont la majeure partie est à l'état bivalent.

Notons que géochimiquement, il est peu probable de pouvoir identifier le faciès Va' de KS 24 au faciès Va de la partie intermédiaire de KS 22. La conservation de la silice, la diminution globale des métaux, l'état du fer, définissent pour Va' un paléoenvironnement peu oxydant à réducteur, acide à faiblement basique. Ce milieu s'oppose aux reliquats carbonatés, aux précipitations métallifères et au caractère très oxydant du faciès de dissolution Va.

• *Carotte KS 25.* La composition chimique de cette carotte à caractère oxydant (type Vd) est homogène du point de vue des éléments majeurs (tabl. VI; cf. écarts quadratiques), mais présente de fortes variations quant aux éléments de transition. Le sommet (0-250 cm) de la carotte se différencie localement par des teneurs plus élevées en Mn, Fe, Co, Cu, Ni, correspondant à la présence éparse de micronodules. De plus, comme dans KS 22, une relation semble exister entre l'abondance relative en Li et l'abondance en montmorillonite.

	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% CaO	% MgO	% Na ₂ O	% K ₂ O	% TiO ₂	% P ₂ O ₅	% Fe ₂ O ₃	% FeO
Type Va'	59,7 ± 3,0	15,62 ± 1,37	1,47 ± 0,40	2,87 ± 0,18	3,95 ± 0,22	2,94 ± 0,17	0,58 ± 0,05	0,12 ± 0,02	9,48 ± 1,29	0,66 ± 0,40
Type Vb	59,5 ± 3,2	15,63 ± 1,27	1,88 ± 0,09	3,2 ± 0,13	3,63 ± 0,39	2,95 ± 0,51	0,67 ± 0,02	0,12 ± 0,00	5,72 ± 1,61	0,74 ± 0,55
Type Vc	64,9 ± 2,1	15,69 ± 0,44	1,88 ± 0,12	2,82 ± 0,05	3,91 ± 0,19	3,02 ± 0,06	0,65 ± 0,04	0,12 ± 0,01	4,32 ± 0,12	1,19 ± 0,19
	Mn (p.p.m)	Ni (p.p.m)	Co (p.p.m)	Cu (p.p.m)	Li (p.p.m)	Cr (p.p.m)	Sr (p.p.m)	Zn (p.p.m)	V (p.p.m)	FeO-Fe ₂ O ₃ (p.p.m)
Type Va	720 ± 160	92 ± 16	20 ± 4	45 ± 18	30 ± 3	165 ± 17	82 ± 8	110 ± 10	130 ± 15	0,10
Type Vb	680 ± 360	98 ± 22	26 ± 9	26 ± 9	32 ± 2	116 ± 9	95 ± 8	110 ± 10	130 ± 17	0,13
Type Vc	890 ± 120	75 ± 8	20 ± 2	53 ± 3	34 ± 1	148 ± 3	88 ± 3	120 ± 5	120 ± 8	0,28

TABLE V. — Géochimie des vases silicatées (types Va', Vb, Vc) le long de la carotte KS 24.

Composition moyenne du sédiment (micronodules exclus)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
	56,6% ± 2,7	16,76% ± 0,19	1,65% ± 0,12	3,72% ± 0,40	4,27% ± 0,10	2,44% ± 0,16	0,62% ± 0,03	5,26% ± 0,51	0,16% ± 0,13
(micronodules exclus)	Mn	Ni	Co	Cu	Cr	V	Zn	Li	Sr
1800 ± 1260 ppm	170 ± 79 ppm	18 ± 7 ppm	61 ± 14 ppm	150 ± 6 ppm	90 ± 9 ppm	130 ± 5 ppm	75 ± 4 ppm	83 ± 20 ppm	

TABLE VI. — Géochimie de la base de type Vd le long de la carotte KS 25.

4) Teneurs en terres rares.

Les terres rares ont été dosées sur six échantillons choisis dans les carottes KS 22 et KS 25 (tabl. VII).

TENEUR EN TERRES RARES (p.p.m)									
N° de carotte - Niveau de l'échantillon	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Total
KS 22(89-91 cm) (type IIb)	18,0	27,0	15,7	2,9	0,78	0,5	1,3	0,2	66
KS 22(428-431 cm) (niveau à nodules)	71,0	39,0	80,4	16,9	4,4	2,4	5,0	0,7	220
KS 22(509-511 cm) (type Va)	44,0	60,0	34,3	6,9	1,9	1,0	3,5	0,5	152
KS 22(699-700 cm) (type III)	23,5	37,5	25,0	3,8	0,8	0,5	1,5	0,3	93
KS 25(49-50 cm) (type Vd)	34,8	89,0	43,9	5,9	1,5	0,6	3,3	0,6	179
KS 25(300-302 cm) (type Vd)	28,8	76,0	42,2	5,1	1,3	0,7	2,6	0,45	157

TABLE VII. — Teneur en terres rares le long des carottes KS 22 et KS 25.

Les teneurs en terres rares, comprises entre 60 et 250 ppm, sont comparables à celles rencontrées par Haskin et Haskin [1966] dans les schistes européens. Dans le cas présent, les teneurs les plus élevées apparaissent dans la vase brune indurée (niveau à nodules) de la carotte KS 22 (tabl. VII). Cette vase est aussi enrichie en oxydes et phillipsite, éléments reconnus comme pouvant être relativement riches en lanthanides [Piper, 1974 a].

Les courbes de normalisation effectuées pour les sédiments de la carotte KS 22 par rapport à des shales d'Amérique du Nord [Haskin *et al.*, 1968] pris comme référence, présentent presque toutes des profils extrêmement plats (fig. 5). Les sédiments

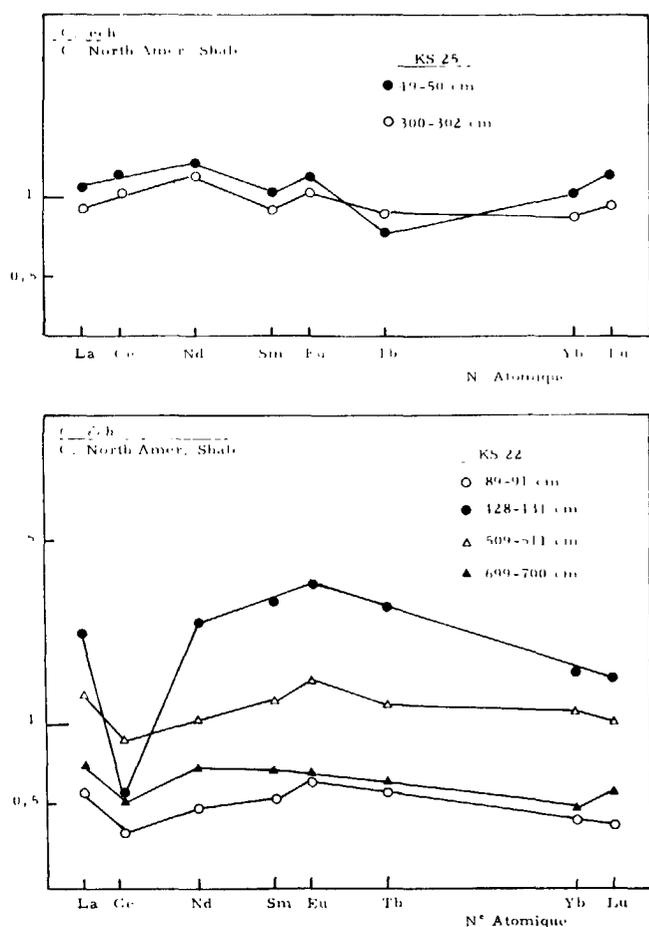


FIG. 5. — Répartition des terres rares le long des carottes KS 22 et KS 25 prélevées dans le Vema Channel (Atlantique sud) à des profondeurs d'eau respectives de 4 020 et 4 800 m.

ne montrent aucune anomalie par rapport à ce que l'on peut observer dans les argiles continentales [Haskin et Haskin, 1966], dans les argiles détritiques du Pacifique nord [Piper, 1974 a] ou dans celles de l'Atlantique nord [Courtois et Hoffert, non publié]. Les minéraux n'ont aucune marque de néo-

formation en ce qui concerne leur spectre de terres rares et peuvent être considérés comme étant hérités. Une exception concerne l'échantillon 428-431 cm de la carotte KS 22, prélevé au niveau riche en phillipsite et qui est caractérisé par une anomalie négative très marquée en cérium. Son spectre de distribution des terres rares est typique de l'eau de mer [Goldberg *et al.*, 1963; Hogdahl *et al.*, 1968] et permet de lui attribuer une origine authigène. Il est en effet bien établi que l'anomalie en cérium de l'eau de mer se répercute sur les minéraux néoformés : carbonates, zéolites [Piper, 1974 a], smectites du Pacifique sud [Piper et Graef, 1974; Courtois et Hoffert, 1977]. Cette répartition particulière des terres rares se rencontre essentiellement dans les phillipsites alors que les phases oxydées, en particulier les oxydes de manganèse, concentrent le cérium et ont une courbe de distribution inverse caractérisée par une anomalie positive en Ce [Piper, 1974 b].

5) Regroupement des types lithologiques en faciès carbonatés et silicatés.

L'ensemble des analyses minéralogiques et géochimiques, effectuées sur les différents types lithologiques précédemment décrits, conduit à regrouper ces types en un certain nombre de faciès sédimentaires : faciès carbonatés et faciès silicatés (tabl. VIII).

FACIÈS		CAROTTES	TYPES LITHOLOGIQUES	
Faciès carbonatés	FC1	KS 17 KS 19 KS 22 sommet	Ia, Ib, IIa I, II II b	Poue carbonatée à foraminifères et à nanfossiles. Les calcaires de 60 à 80 % de CaCO ₃
	FC2	KS 11 sommet KS 22 base	Ib, IIb III	
Faciès silicatés	FS1	KS 24	Vb, Vc	Vase argileuse portant traces de milieu reducteur Vase argileuse, riche en micronodules et débris de poissons Vase argileuse à caractère très oxydant surmontée par un niveau induré riche en phillipsite
	FS2	KS 25	Vd	
	FS3	KS 22 420-580 cm	Va	

TABL. VIII. — Regroupement des types lithologiques en faciès.

Le faciès carbonaté (Fc₁) rencontré le long des carottes KS 17, KS 19, KS 22, KS 11 est relativement homogène du point de vue de sa composition minéralogique et géochimique. Une exception concerne la base de la carotte KS 22 (Fc₂), caractérisée notamment par sa richesse en montmorillonite et en lithium, sa pauvreté relative en traces métal-

COURANTS PROFONDS SUR FACIÈS SÉDIMENTAIRES DU VEMA CHANNEL

lifères (Mn, Cu, Co, Li; tabl. IX), et surtout une concentration nettement affaiblie en carbonate (tabl. X).

Parmi les faciès silicatés le faciès Fs_1 diffère des autres par la présence de silice biogène et l'absence de métaux de transition. Cette absence peut être liée à un abaissement du pH du milieu, entraînant une plus grande solubilité des éléments métallifères.

Ainsi, si le Vema Channel semble avoir été caractérisé dans son ensemble depuis le Miocène par une accélération des précipitations métallifères (faciès Fs_3 surtout), il est probable que le Tertiaire ait été, localement au moins, jalonné de phases plus réductrices (cf. sommet de la carotte KS 24, d'âge pré-quaternaire indéterminé). La précipitation accrue des éléments métallifères au niveau du faciès Fs_3

Carottes	et σ	Mn	Ni	Co	Cu	Li
		p.p.m.	p.p.m.	p.p.m.	p.p.m.	p.p.m.
KS 17	moyennes dans le sédiment	790	39	16	17	6
	moyennes dans l'insoluble	3 230	158	64	68	25
KS 19	moyennes dans le sédiment	807	47	12	20	7
	moyennes dans l'insoluble	3 440	200	50	87	30
KS 22 sup.	moyennes dans le sédiment	1 210	50	11	34	12
	moyennes dans l'insoluble	3 440	140	30	97	34
KS 22 inf.	moyennes dans le sédiment	640	63	8	24	26
	moyennes dans l'insoluble	1 320	130	16	49	53

TABL. IX. — Teneurs moyennes des faciès carbonatés en Mn, Ni, Co, Cu, Li avant et après leur décarbonatation.

N° des carottes et profondeur d'eau actuelle	CaO%	Sr p.p.m.	Sr CaO 10^3	SiO ₂ %	MgO%	Li p.p.m.	Li MgO 10^4	NIVEAU DE DISSOLUTION DES CARBONATES	AGE
KS 17 (2900m)	42,3±0,3	1160±60	2,7	7,5 ± 3,9 (4,5)	0,77 ± 0,10 (0,72)	6 ± 2 (4)	7,8 (5,6)	Lysocline (?) de l'aragonite (ptéropodes)	Holocène
KS 19 (3500 m)	42,9±5,7	1020±140	2,4	9,1 ± 3,4 (6,4)	0,79 ± 0,23 (0,61)	7 ± 2 (5)	8,9 (8,2)	Profondeur de compensation de l'aragonite (ptéropodes)	Holocène
KS 22 - 0-420cm -4000m-	36,2±1,7	870±50	2,9	16,2 ± 2,4 (14,6)	1,06 ± 0,13 (0,97)	12 ± 3 (9)	11,3 (9,3)	Lysocline de la calcite (foraminifères planctoniques)	Plio-Quaternaire
KS 22 -580-720 cm-	28,7±1	830±0*	2,9	25,7 ± 1,2 (26,8)	1,71 ± 0,05 (1,72)	26 ± 2 (29)	15,2 (16,9)	Lysocline (?) de la calcite magnésienne (Nannoplankton calcaire).	Miocène inférieur
KS 22 -420-580 cm-	3,7±2,1	160±50	4,3	51,4 ± 5,2 (44,3)	3,14 ± 0,45 (3,70)	53 ± 14 (69)	16,9 (18,7)	Profondeur de compensation de la calcite (foraminifères planctoniques).	Mio-Pliocène

TABL. X. — Évolution géochimique des sédiments du Vema Channel en fonction de la dissolution des carbonates.

Nota : la valeur du paramètre entre parenthèses correspond à la zone la plus superficielle de la carotte ou du faciès.

* Mesures identiques.

(KS 22, 420-580 cm) peut-être due à l'intensification des courants de fond, intensification qui s'accompagne d'une dissolution accrue des carbonates et d'un vannage probable des minéraux argileux les plus fins (montmorillonite).

IV. — DISCUSSION.

Nous insisterons plus particulièrement sur le mécanisme de l'évolution des faciès sédimentaires déposés dans le Vema Channel au-dessus de la CCD actuelle. L'absence de datations des carottes prélevées au-dessous de la CCD nous empêche en effet de situer ces carottes dans le cours de l'évolution. Du fait de sa situation clef au niveau de la thermocline benthique, et par conséquent au niveau de la lysocline des Foraminifères planctoniques [cf. Melguen et Thiede, 1974 ; Johnson *et al.*, 1977 b], la carotte KS 22 est celle qui apporte le meilleur reflet des fluctuations de la lysocline, de la CCD et des pulsations des courants profonds au cours des temps. Les carottes prélevées au-dessus de la lysocline actuelle (KS 19, KS 17) apportent des compléments d'information sur les cycles de dissolution quaternaire. Nous considérerons les effets des pulsations des masses d'eau profonde sur la dissolution des carbonates, ainsi que sur la composition minéralogique et géochimique des sédiments.

1) Évolution des faciès depuis le Miocène au niveau actuel de la thermocline benthique ($\approx 4\ 000$ m).

Les sédiments déposés au Miocène inférieur au site de prélèvement de la carotte KS 22 sont des boues pélagiques calcaires, très riches en nannofossiles et présentant de fortes traces de dissolution (degré de fragmentation des Foraminifères planctoniques $\approx 80\%$), annonciatrices de la montée de la CCD au Mio-Pliocène. Le cortège argileux est caractérisé par l'abondance de montmorillonite, accompagnée d'illite mal cristallisée et de kaolinite (fig. 4). Ces caractéristiques minéralogiques, associées à la couleur brun-rouge des suspensions décalcifiées (fig. 4) évoquent l'héritage de matériaux formés sous climat chaud de dominance aride. Du point de vue géochimique, les sédiments présentent des teneurs en carbonates médiocres (51 % de CaCO_3 en moyenne) d'où un fond continu silicaté important qui ne supporte néanmoins que de faibles concentrations en traces métallifères (Mn, Cu, Co, Li), malgré l'importance de la dissolution relative. Ce caractère semble déterminé par l'effet de courant de fond plus faiblement oxydant donc plus chaud, ou d'intensité inférieure à celui que l'on observe à partir du Pliocène.

Au-dessus de ces boues calcaires se déposent des vases brunes décarbonatées d'âge incertain (Mio-Pliocène). Elles forment une séquence sédimentaire très condensée (vitesse de sédimentation $\approx 0,1$ mm/

1 000 ans) et probablement incomplète (hiatus par érosion ?). La présence d'un niveau induré à nodules de manganèse à son sommet témoigne de celle d'un courant de fond relativement fort. Cette intensification probable du courant de fond s'accompagne d'un vannage des minéraux argileux des plus fins (montmorillonite) et d'une précipitation accrue des éléments métallifères (Mn, Cu, Co, Li) dûs à un apport d'oxygène plus grand en liaison avec le refroidissement de la masse d'eau [Horne, 1969]. La tendance évolutive du cortège minéralogique s'inverse totalement par rapport à celle de la séquence précédente (fig. 4). L'abondance de la kaolinite et de la montmorillonite décroît fortement tandis qu'augmente celle de la chlorite, de l'illite bien cristallisée, des interstratifiés illite-montmorillonite, du quartz et des feldspaths. Parallèlement, la couleur des solutions décalcifiées devient gris-beige. Ces caractéristiques sont proches de celles du cortège minéral transporté actuellement par le courant antarctique profond [Chamley, 1975]. Ainsi, les argiles brunes paraissent avoir été déposées par le courant antarctique profond, qui, au cours du Miocène, se serait substitué au courant nord-atlantique.

Ce changement dans le régime des courants au site considéré (KS 22) peut être lié soit à la subsidence progressive du site, soit à la montée des eaux antarctiques dans le Vema Channel. La subsidence du site KS 22 est à l'image de celle du Rio Grande Rise (fig. 6), c'est-à-dire trop lente et trop régulière

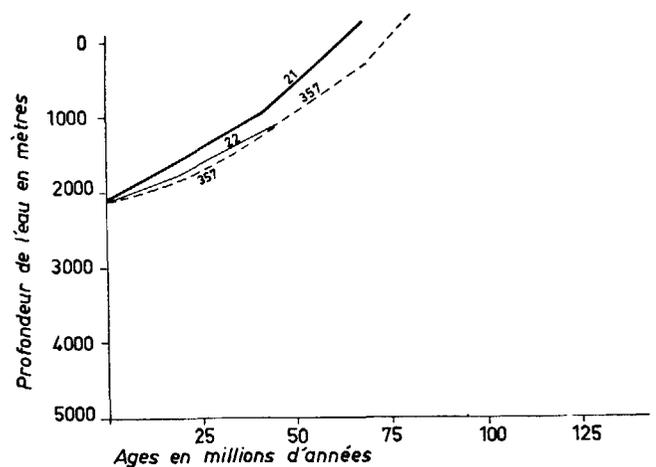


FIG. 6. — Évolution paléobathymétrique du Rio Grande Rise depuis le Crétacé, d'après la courbe de subsidence de trois sites JOIDES (21, 22, 357) forés au cours des legs 3 et 39 du « *Glomar Challenger* ». Les courbes ont été tracées selon la méthode proposée par Le Pichon *et al.* [1976]

pour justifier le brusque changement de faciès enregistré le long de la carotte KS 22 (fig. 2 et 4). Le fait que la séquence d'argiles brunes ait été, depuis le Pliocène, recouverte de boues pélagiques

calcaires, montre que l'évolution des faciès est plutôt liée aux fluctuations du courant antarctique profond. La circulation de ce courant dans l'hémisphère Sud est bien établie à l'Oligocène supérieur [Margolis et Kennett, 1970; Kennett *et al.*, 1974; Schackleton et Kennett, 1975 *a*, 1975 *b*] et ses fluctuations majeures se produisent au Miocène, au Pliocène et au Pléistocène, durant les grandes glaciations antarctiques [Watkins et Kennett, 1971; Berger, 1973; 1974]. La composition de la séquence sédimentaire suggère que le Vema Channel a été au Miocène le lieu d'un accroissement important du volume des eaux antarctiques. De plus, comme le suggère la précipitation accrue des oxydes métalliques, celle des éléments traces, et corrélativement, la formation des nodules polymétalliques [cf. Debrabant et Maillot, 1978], ce phénomène se serait accompagné d'une accélération du courant antarctique.

Au Plio-Quaternaire, la sédimentation redevient essentiellement pélagique et calcaire (fig. 2). L'influence du courant antarctique prédomine tout au long des séquences plio-quaternaires étudiées (carottes KS 17, KS 19, KS 22, KS 11). Les fluctuations de ce courant se manifestent par des variations dans le degré de dissolution des carbonates (ex. : fig. 3), dans l'abondance relative et le degré de cristallinité des minéraux argileux issus des latitudes hautes et moyennes, et dans la précipitation des éléments métallifères (ex. : carottes KS 19 et KS 22). La relation qui apparaît entre les cycles de dissolution des carbonates quaternaires et les fluctuations du courant antarctique ne semble pas s'accorder avec l'hypothèse de Johnson *et al.* [1977 *b*], qui est fondée sur l'absence de Diatomées antarctiques dans les cycles de dissolution et fait intervenir des fluctuations du courant nord-atlantique. Cette relation souligne en outre l'intérêt des cortèges de minéraux argileux comme marqueurs de la présence et des fluctuations des masses d'eaux profondes au cours des temps.

2) Fluctuations de la lysocline et de la CCD depuis le Miocène inférieur dans le Vema Channel.

Au vu de leur haut degré de dissolution (% de fragmentation des Foraminifères ≥ 80), les boues marneuses du Miocène inférieur (carotte KS 22) ont été déposées à une profondeur d'eau située entre la lysocline et la CCD. Actuellement, dans le Vema Channel, des boues marneuses de ce type se déposent à 200 m/300 m au-dessus de la CCD [Melguen et Thiede, 1974]. Si l'on envisage que le Rio Grande Rise a subi une subsidence d'environ 300 m depuis le Miocène inférieur (fig. 6), et que le site KS 22 se trouvait alors à environ 3 700 m de profondeur d'eau, nous pouvons estimer à 3 900 m/4 000 m la CCD du Miocène inférieur. Ceci est tout

à fait en accord avec les résultats de Berger et Roth [1975; fig. 7].

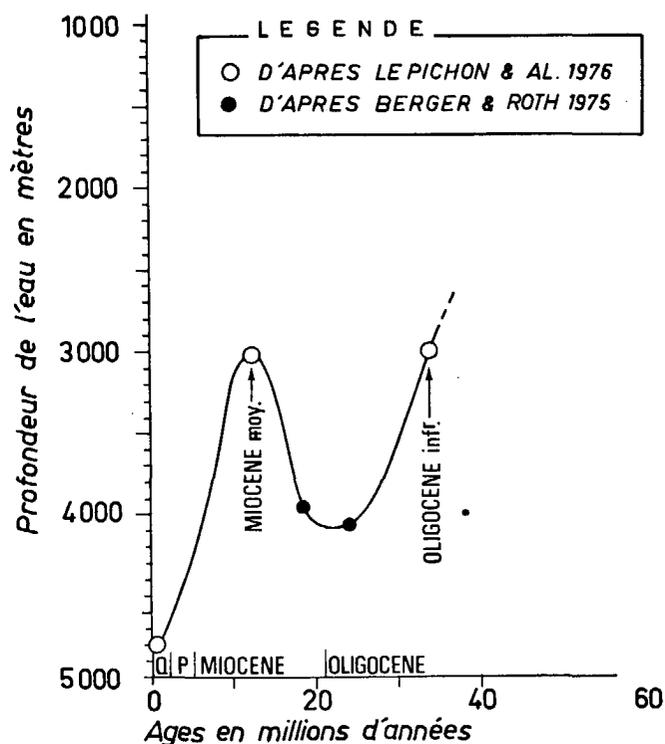


FIG. 7. — Fluctuations cénozoïques de la CCD durant les phases majeures de l'ouverture de l'Atlantique sud. Courbe proposée par Le Pichon *et al.* [1976].

Le brusque passage aux vases brunes décarbonatées sus-jacentes (fig. 2) reflète non seulement, comme nous l'avons vu, une montée des eaux antarctiques, mais aussi une nette montée de la CCD. Par manque de datations précises de ces vases brunes, il nous est impossible de situer exactement la phase paroxysmale de cette montée dans l'intervalle Miocène inférieur-Pliocène. Elle pourrait avoir eu lieu au Miocène moyen et être ainsi contemporaine de la montée générale de la CCD enregistrée dans l'ensemble de l'Atlantique sud à cette époque [Maxwell *et al.*, 1970; Berger et Roth, 1975; Van Andel, 1975]. Un hiatus entre le Miocène moyen et le Pliocène a d'ailleurs été rencontré dans nombre de forages Joides de l'Atlantique sud-ouest [Barker, Dalziel *et al.*, 1974; Perch-Nielsen, Supko *et al.*, 1975].

Les vases brunes de la carottes KS 22 ont été déposées soit au niveau, soit au-dessous de la CCD. En tenant compte d'une subsidence du Rio Grande Rise depuis le Miocène moyen d'environ 200 m, le site KS 22 se trouverait à environ 3 800 m à cette époque. Une telle profondeur paraît nettement supérieure à celle de la CCD. Tous les auteurs donnent en effet à la CCD du Miocène moyen dans l'Atlantique une profondeur inférieure à 3 200 m. Ces auteurs

ne sont cependant pas d'accord quant à la profondeur exacte. Berger et Roth [1975] la situent vers 2 500 m, Van Andel [1975] vers 3 200 m, tandis que Le Pichon *et al.* [1976] la placent plus près de 3 000 m (fig. 7).

La réapparition, au Pliocène, de boues pélagiques calcaires relativement bien préservées traduit une chute de la CCD à cette époque. Elle s'abaisse progressivement pour atteindre sa position actuelle ($\approx 4\ 500$ m) à la fin du Pliocène [Van Andel, 1975].

Les fluctuations de la CCD au cours du Quaternaire ne sont reflétées que par un certain nombre de cycles de dissolution des carbonates (ex. : carotte KS 22, fig. 3). Ces cycles ont selon Johnson *et al.* [1977 b] une périodicité voisine de 100 000 ans. Ils correspondent principalement, nous l'avons vu, aux fluctuations des masses d'eau antarctique liées aux périodes glaciaires. Au Würm, notamment, la CCD est remontée d'environ 700 m dans le Vema Channel [Chamley, 1975 ; Diester-Haass, 1975 ; Melguen et Thiede, 1975].

3) Évolution géochimique des sédiments du Vema Channel en fonction de la dissolution des carbonates.

L'évolution de la CCD est l'un des facteurs majeurs de contrôle du paléoenvironnement océanique. Ses fluctuations se reflètent dans la composition des sédiments et, notamment, dans leur composition chimique. Le tableau X schématise l'évolution géochimique des sédiments, du niveau de lysocline de l'aragonite à celui de la profondeur de compensation de la calcite.

Il est intéressant de noter le comportement antagoniste de la chaux, de la silice et des éléments qui leur sont respectivement liés. Le rapport Sr/CaO demeure stable dans les types carbonatés étudiés : ceci implique une répartition non sélective du strontium à travers les diverses phases calcitiques constitutives de ces sédiments (l'augmentation de

ce paramètre dans le faciès Fs₃ traduit le piégeage de Sr par les argiles parallèlement à la dissolution des carbonates). Notons aussi que le rapport Li/MgO croît régulièrement avec le degré de dissolution. Ce rapport semble être le reflet de la dissolution des carbonates dans le cas, du moins, où la phase argileuse du sédiment est principalement constituée de smectite. On ajoutera que la dissolution par les masses d'eau froides, plus riches en oxygène, accroît très sensiblement les concentrations en éléments de transition.

Remerciements. Nous remercions ceux de nos collègues, et en particulier G. A. Auffret et J. Thiede, qui, à bord du « Jean Charcot », ont participé pendant la campagne « Géobrésil » au prélèvement des carottes étudiées. Nous sommes particulièrement reconnaissants à R. Kerbrat pour sa compétence et son efficacité lors du traitement des échantillons au laboratoire. Nous remercions également M. Ledbetter pour ses analyses paléomagnétiques et J. Thiede pour l'analyse stratigraphique partielle de la carotte KS 22. L'étude minéralogique a bénéficié de l'aide financière du C.N.E.X.O. (contrats 75/5155 et 76/5320) et de la collaboration technique de M. Acquaviva, C. H. Froget et G. Giroud d'Argoud. Qu'enfin N. Guillo soit remerciée pour la frappe soignée du manuscrit.

1. Estimation de couleur faite d'après la Munsell Soil Color Chart (Munsell Color, Comp., Baltimore, 1971).

2. Les estimations quantitatives sont données en dixièmes, par rapport à l'ensemble des minéraux argileux. Les abréviations sont les suivantes :

I : illite ; C : chlorite (10-14_M) : interstratifié irrégulier illite-montmorillonite. (14_C-14_M) : interstratifié irrégulier chlorite-montmorillonite. M : montmorillonite (smectite) ; K : kaolinite. Z : zéolites. Q : quartz. F : feldspaths ; + : minéral rare. ++ : minéral plus abondant.

Références

- ANONYME (1963). — Analyse des silicates. Commission d'établissement des méthodes d'analyse du Commissariat à l'énergie atomique, n° 140, 65, Edit. du C.E.A.
- BARKER P. F., DALZIEL I. W. D., ELLIOTT D. H., VAN DER BORCH C. C., THOMPSON R. W., PLAFKER G., TJALSMA R. C., WISE S. W., DINKELMAN M. G., GOMBOS A. M., LONARDI A. et TARNEY J. (1974). — Leg 36 : Southwestern Atlantic. *Geotimes*, vol. 19, n° 11.
- BATHURST R. G. C. (1971). — Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 620 p.
- BERGER W. H. (1970). — Planktonic foraminifera - selective solution and the lysocline. *Marine Geol.*, vol. 8, p. 111-138.
- BERGER W. H. (1973). — Deep-sea carbonates : Pleistocene dissolution cycles. *J. Foramin. Res.*, 3, p. 187-195.
- BERGER W. H. (1974). — Sedimentation of deep-sea carbonates. Maps and models of variations and fluctuations. In : Marine Planktonic sediments, edit. by W. R. RIEDEL and T. SAITO. New-York, Micro-paleontology Press, (in press).
- BERGER W. H. et ROTH P. H. (1975). — Oceanic micro-paleontology. Progress and prospect ; *Rev. geophys. space phys.*, vol. 13, n° 3, p. 561-636.
- BISCAYE P. E. (1965). — Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, p. 803-832.

COURANTS PROFONDS SUR FACIÈS SÉDIMENTAIRES DU VEMA CHANNEL

- BRAMLETTE M. N. (1961). — Pelagic sediments. In : Oceanography, Lectures at the International Oceanographic Congress, p. 345-366; Mary SEARS, Editor, Amer. Ass. Advanc. Sci. Public., New-York, 67, 635 p.
- CHAMLEY H. (1971). — Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Soc. Géol. Strasbourg*, Mém. 35, 225 p.
- CHAMLEY H. (1975). — Influence des courants profonds au large du Brésil sur la sédimentation argileuse récente. IX^e Congr. Internat. Sédim. Nice, vol. 8, p. 13-18.
- CONNARY S. D. (1972). — Investigations of Walvis Ridge and environs. Thesis, Columbia Univ., New York, 228 p.
- COURTOIS C. et HOFFERT M. (1977). — Distribution des terres rares dans les sédiments superficiels du Pacifique sud-est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sous presse.
- DEBRABANT P. et MAILLOT H. (1976). — Accumulation métallifère dans les sédiments récents de la région du Vema Channel (Atlantique sud). En préparation in *Chemical Geology*.
- DIESTER-HAASS L. (1975). — Influence of Deep Oceanic Currents on calcareous sands off Brazil. IV^e Congr. Internat. Sédim. Nice, vol. 8, p. 25-28.
- GOLDBERG E. D., KOIDE M., SCHMITT R. A. et SMITH R. H. (1963). — Rare earths distributions in the marine environment. *J. Geophys. Res.*, vol. 68, p. 4209-4217.
- GOLDBERG E. D. et GRIFFIN J. (1964). — Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 69, p. 4293-4309.
- GRIFFIN J. J., WINDOM H. et GOLDBERG E. D. (1968). — The distribution of clay minerals in the World ocean. *Deep-Sea Research*, vol. 15, p. 433-459.
- HASKIN M. A. et HASKIN L. A. (1966). — Rare earths in European Shales : a redetermination. *Science*, vol. 154, p. 507-509.
- HASKIN L. A., HASKIN M. A., FREY F. A. et WILDEMAN T. R. (1968). — Relative and absolute terrestrial abundances of rare earths. In : Origin and distribution of the elements, ed. L. H. AHRENS.
- HOGDAHL O. T., MELSONS S. et BOWEN V. T. (1968). — Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water. *Advances in chemistry serie*, vol. 73, p. 308-325.
- HOLLISTER C. D., JOHNSON D. A. et LONSDALE P. F. (1974). — Current-controlled abyssal sedimentation : Samoan passage, equatorial west Pacific. *J. Geol.*, 83, p. 275-300.
- HORNE R. A. (1969). — Marine chemistry. New-York, Wiley Interscience Edit., 568 p.
- JOHNSON D. A., McDOWELL S. E., SULLIVAN L. G. et BISCAYE P. E. (1976). — Abyssal hydrography, nephelometry, currents and benthic boundary layer structure in the Vema Channel. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 33, p. 5771-5786.
- JOHNSON D. A., McDOWELL S. E. et REID J. L. (1977). — Antarctic bottom water transport through the Vema Channel (*in press*).
- JOHNSON D. A., LEDBETTER M. et BURCKLE L. H. (1977). — Vema Channel paleo-oceanography : pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow. *Marine Geol.*, 23, p. 1-33.
- KENNETT J. P., HOUTZ R. E. *et al.* (1974). — Development of the circum-Antarctic current. *Science*, 186, p. 144-147.
- LE PICHON X., EWING M. et TRUGHAN M. (1971). — Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 2. Antarctic bottom current passage into the Brazil Basin. In : Physics and Chemistry of the Earth, VII. L. H. AHRENS *et al.* Edit., p. 31-48.
- LE PICHON X., MELGUEN M. et SIBUET J.-C. (1976). — A schematic model of the evolution of the South Atlantic. Joint Oceanographic Assembly, Edinburg, Septembre 1975.
- MARGOLIS S. V. et KENNETT J. P. (1970). — Antarctic glaciation during the Tertiary recorded in sub-Antarctic deep-sea cores. *Science*, vol. 170, p. 1085-1087.
- MARTINI E. (1971). — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II Planktonic Conf., Roma, 1970. Edit. by A. FARINACCI, p. 739-785.
- MASCLE J., MELGUEN M. et AVEDIK F. (1976). — La dorsale ascémique du « Rio Grande Rise » (Atlantique sud) : résultats de la Campagne Géobrazil (en préparation).
- MAXWELL A. E. *et al.* (1970). — Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, U. S. Government Printing Office, Washington, vol. III, 806 p.
- MELGUEN M. et THIEDE J. (1974). — Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (southwest Atlantic Ocean). *Marine Geol.*, vol. 17, p. 341-353.
- MELGUEN M. et THIEDE J. (1975). — Influence des courants profonds au large du Brésil sur la distribution des faciès sédimentaires récents. IX^e Congr. Internat. Sédim., Nice, vol. 8, p. 51-56.
- MELGUEN M. et BOLLI H. M. *et al.* (1975). — Facies evolution and carbonate dissolution cycles in sediments from basins and continental margins of the eastern south Atlantic since Early Cretaceous. IX^e Congr. Internat. Sédim., Nice, vol. 8, p. 43-54.
- MILLIMAN J. D., SUMMERHAYES C. P. et BARRETTO H. T. (1975). — Oceanography and suspended matter off the Amazon river, February-March, 1973. *J. Sedim. Petr.*, vol. 45, p. 189-206.
- MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Paris, Masson, 499 p.
- PEDRO G. (1968). — Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10, p. 457-470.
- PERCH-NIELSEN K., SUPKO P. R. *et al.* (1975). — Leg 39 examines facies changes in South Atlantic. *Geotimes*, vol. 20, n° 3.
- PINTA M. (1971). — Spectrométrie d'absorption atomique. t. II. Paris, Masson et Cie Edit.
- PIPER D. Z. (1974 a). — Rare earth elements in the sedimentary cycle : a summary. *Chem. Geol.*, 14, p. 285-304.
- PIPER D. Z. (1974 b). — Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, p. 1007-1022.
- PIPER D. Z. et GRAFF P. A. (1974). — Gold and rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise. *Marine Geol.*, vol. 17, p. 287-297.
- RAMSAY A. T. S. (1974). — The distribution of calcium carbonate in deep-sea sediments. In : studies in paleo-oceanography, HAY W. W., Ed., Soc. Of Econom. Paleontology and Mineralogy, spec. Publi. n° 20, p. 58-76.
- RATEEV M. A., GORBUNOVA Z. N., LISITZIN A. P. et NOSOV G. L. (1969). — The distribution of clay minerals in the oceans. *Sedimentology*, vol. 13, p. 21-43.
- REID J. L., NOWLIN W. D., McLELLAN H. J. et PATZERT W. C. (1973). — Deep and bottom flow in the southwest Atlantic. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 54, 313 (abstract).
- REID J. L. et LONSDALE P. F. (1974). — On the flow of water through the Samoan Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, p. 58-73.
- SCHACKLETON N. J. et KENNETT J. P. (1975 a). — Paleotemperature history of the Cenozoic and the initial

- tion of Antarctic glaciation : oxygen and carbon isotope analyses in D.S.D.P. sites 277, 279 and 281. *In* : KENNETT J. P., HOUTZ R. E. *et al.*, Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, vol. XXIX, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 743-755.
- SCHACKLETON N. J. et KENNETT J. P. (1975 *b*). — Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at D.S.D.P. site 284 ; implications for glacial history of the northern hemisphere and Antarctica. *In* : KENNETT J. P., HOUTZ R. E. *et al.*, Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, volume XXIX, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 801-807.
- SIEGEL F. R., PIERCE J. W., URIEN C. M. et STONE I. C. Jr. (1968). — Clay mineralogy in the estuary of the Rio de la Plata, south America, XXIII th Internat. Geol. Congr., vol. 8, p. 51-59.
- TERRY R. D. et CHLINGAR G. V. (1975). — Charts for estimating percentage composition of rocks and sediments. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 25, p. 229-234.
- THIEDE J., PERCH-NIELSEN K., SUPKO P. R. *et al.* (1975). — Sediments on Rio Grande Rise (SW Atlantic Ocean). Subsidence of an aseismic ridge, IX^e Congr. internat. sédim. Nice, vol. 8, p. 67-70.
- TRAUTH N. (1974). — Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée tertiaire du bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France) à Jbel Ghassoul (Maroc). Thèse, Strasbourg, 309 p.
- TREUIL M., JAFFREZIC H., DESCHAMPS N., DERRE C., GUICHARD F., JORON J. L., PELLETIER B., COURTOIS C. et NOVOTNY S. (1973). — Analyse des lanthanides du hafnium, du scandium, du chrome, du manganèse, du cobalt, du cuivre et du zinc dans les minéraux et les roches par activation neutronique. *J. Radioanal. Chem.*, vol. 18, p. 55-68.
- VAN ANDEL T. H. (1975). — Mesozoic-cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 26, p. 187-194.
- WATKINS N. D. et KENNETT J. P. (1971). — Antarctic bottom water : a major change in velocity during the late Cenozoic between Australia and Antarctica. *Science*, vol. 173, p. 813-818.
- YEROSHCHEV-SHAK V. A. (1961). — Kaolinite in the sediments of the Atlantic Ocean. *Oceanology*, vol. 137, p. 14-16.