

Résultats scientifiques du programme JOIDES*

par GUY PAUTOT et XAVIER LE PICHON**

Sommaire. — En nous appuyant sur les 13 rapports initiaux, publiés à ce jour, et sur les résultats sommaires des 15 autres parcours du bâtiment foreur « *Glomar Challenger* », nous présentons quelques aspects importants des principaux résultats acquis. Un jeu de cartes synthétiques est d'abord présenté : âge du substratum ou des sédiments les plus anciens atteints et, pour comparaison, cartes des isochrones du socle d'après les anomalies magnétiques. Ces documents sont établis à partir des diverses données publiées, souvent préliminaires, et que nous n'avons pas cherché à réconcilier dans le cas où des désaccords existaient. La même remarque s'applique d'ailleurs à l'ensemble de l'article. Nous attirons ensuite l'attention sur quelques aspects qui nous paraissent fondamentaux : l'âge des bassins les plus anciens et la datation des anomalies magnétiques mésozoïques, la complexité de la sédimentation océanique, l'existence de mouvements verticaux importants. Enfin, nous présentons, comme exemple, l'histoire des bassins sédimentaires de l'océan Atlantique nord. —

PREMIÈRE PARTIE

RÉSULTATS GÉNÉRAUX DU PROGRAMME JOIDES

1. — INTRODUCTION.

Le programme de forages profonds JOIDES Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling) débuta de manière spectaculaire en août 1968, lorsque le navire « *Glomar Challenger* » carotta, sous 3 500 m d'eau, à 150 m sous le fond du golfe du Mexique, des sédiments du « caprock » d'un lôme de sel, qui contenaient des traces de pétrole et de gaz. Depuis cette époque, 35 millions de dollars ont été dépensés, durant les phases 1 et 2 du projet, et 33 millions supplémentaires seront dépensés pendant la phase 3, qui se terminera en août 1975. Environ 150 km de roches ont été forés dont une centaine carottés, en 270 forages répartis dans tous les océans (fig. 1). Il faut ici faire un rappel des connaissances stratigraphiques du domaine océanique en cette année 1968, début des campagnes du « *Glomar Challenger* ». Depuis une vingtaine d'années surtout, quelques milliers de « carottes », dont la longueur excède rarement 20 m, avaient été prélevées dans tous les océans du monde. Elles avaient permis une bonne connaissance de la sédimentation actuelle, mais les échantillons plus anciens ne dépassaient pas quelques centaines.

Il est tentant de rapprocher le programme JOIDES du programme d'exploration lunaire. Il s'agit dans les deux cas de programmes très coûteux, qui ont eu un impact considérable sur les

sciences de la terre, en obtenant des données géologiques et géophysiques dans des domaines quasiment vierges. Il serait injuste de comparer les prix de revient respectifs de ces deux programmes (le programme lunaire a coûté environ mille fois plus) ou le volume des données fournies (le rapport s'inverse). Par contre, ces deux programmes partagent la même difficulté : leur coût très élevé conduit les participants à leur chercher une justification à tout prix, ce qui explique les surenchères auxquelles se livrent les chercheurs impliqués. Dès l'obtention des résultats, on procède à des déclarations fracassantes basées sur une interprétation hâtive et souvent forcée, déclarations largement amplifiées par la presse scientifique.

Or, le but officiel de ces programmes n'est pas de fournir des interprétations, mais bien plutôt *des données*, qu'on met dès que possible à la disposition de la communauté scientifique mondiale. Dans le cas du JOIDES, ces données sont évidem-

* Contribution n° 177 du Département scientifique du centre océanologique de Bretagne, B. P. 337, 29273-Brest Cedex.

** Ce travail, basé sur une conférence donnée par le second auteur à la Première réunion annuelle des Sciences de la Terre à Paris, le 19 mars 1973, a été repris et développé par le premier auteur, puis présenté à la Société géologique de France le 5 novembre 1973.

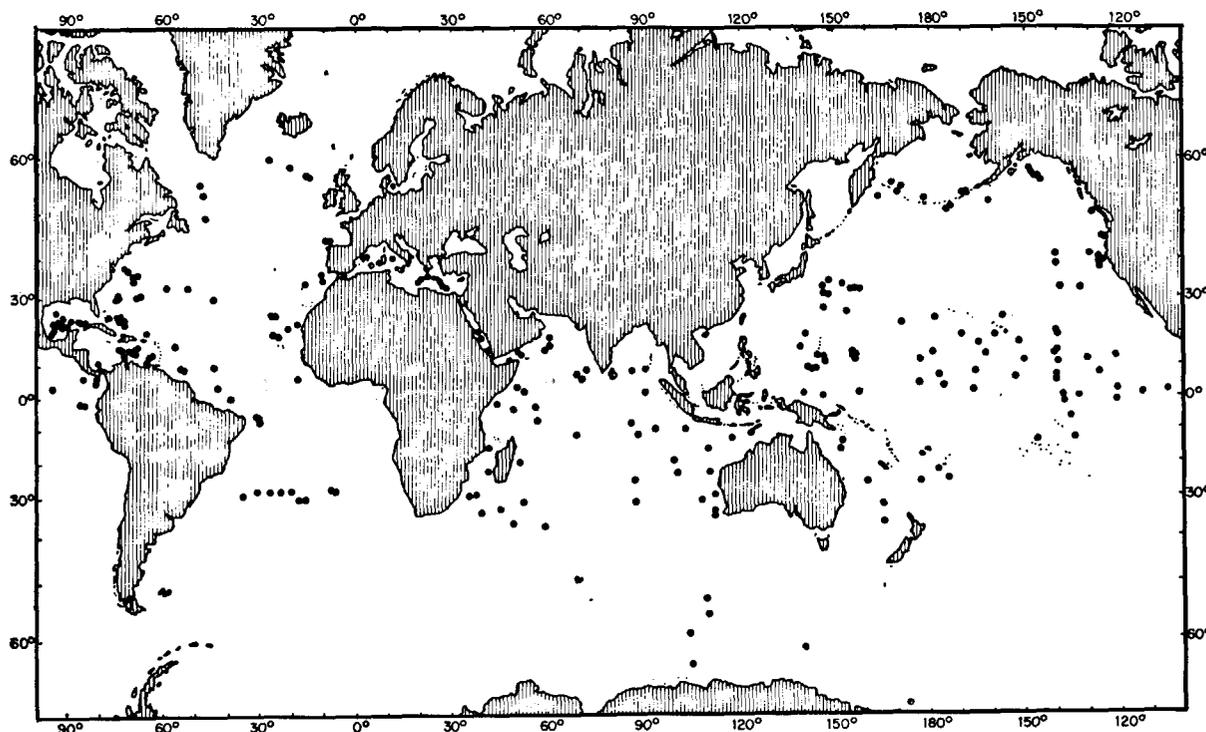


FIG. 1. — Position des 274 forages JOIDES réalisés de août 1968 à février 1973.

ment les carottes conservées dans deux aires de stockage, l'une au Lamont Doherty Geological Observatory, sur la côte E des États-Unis, l'autre à la Scripps Institution of Oceanography, sur la côte W ; mais aussi ce sont les « Rapports Initiaux » [22], publiés par l'US Government Printing Office à Washington. Chacun des tomes des « Rapports Initiaux » correspond à une campagne de deux mois. Sur 28 campagnes effectuées, 13 « Rapports Initiaux » ont été publiés jusqu'ici, ce qui correspond environ à 10 000 pages. Cette masse énorme de données commence donc à peine à atteindre le monde scientifique, en dépit de l'effort très remarquable des organisateurs et des chercheurs qui ont participé au programme. On est encore loin des synthèses interprétatives d'ensemble ! Pour le moment, une analyse des résultats du JOIDES « comme celle-ci » ne peut que s'appuyer sur les articles interprétatifs, souvent très succincts, qui ont été dans la plupart des cas publiés hors du contrôle d'un bureau de lecture.

Nous sommes conscients de la difficulté de l'entreprise qu'on nous a demandée. Mais nous sommes convaincus que c'est autour des programmes de forages profonds, que se construit la géologie marine moderne et qu'il est donc indispensable de faire largement connaître en France les résultats acquis. Il nous semble important d'amener les chercheurs, d'une part à consulter directement les sources

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

remarquables de données que sont les Rapports Initiaux [22], et d'autre part à proposer au DSDP (Deep Sea Drilling Project) des études sur le matériel sédimentaire ou igné, qui est disponible dès maintenant.

2. — MÉTHODES ET PROGRAMME.

270 forages pour la surface totale des océans, cela fait un peu moins d'un forage par million de km², densité qui paraît évidemment faible. Il y a plus de forages pétroliers en mer du Nord que dans tous les océans profonds ! Ce reproche serait pleinement justifié si le « *Glomar Challenger* » intervenait, comme son illustre prédécesseur du XIX^e siècle, en territoire inconnu. Mais ceci n'est pas le cas. Les études géophysiques menées depuis une vingtaine d'années ont révélé que les bassins océaniques sont caractérisés par des couches sédimentaires non plissées qui peuvent être suivies en continuité sur des centaines de kilomètres de distance. Ce remplissage consiste généralement en des sédiments non-consolidés ou semi-consolidés, caractérisés par une faible vitesse sismique ($V_p < 3$ km/sec ou au maximum 4 km/sec) reposant directement sur la croûte océanique ($V_p \geq 5$ km/sec). L'étude de ces bassins, par les techniques de sismique réflexion, est donc relativement simple et permet de choisir des emplacements de forages

tels que la colonne sédimentaire prélevée est représentative d'une très grande surface. Réciproquement, l'interprétation d'un forage du JOIDES ne peut se concevoir que dans le cadre des données géologiques et géophysiques du secteur géographique dans lequel il s'insère.

Le programme JOIDES a bénéficié, dès ses débuts, d'une hypothèse sur l'évolution du fond des océans, le modèle du renouvellement des fonds océaniques (sea-floor spreading) de Hess [20], qui, grâce à l'hypothèse de Vine et Matthews [47], est précis et prédictif. Les anomalies magnétiques permettent d'effectuer des corrélations à la surface d'un même océan, et d'un océan à l'autre ; elles fournissent, avant tout forage, une carte de l'âge du substratum océanique, sinon en absolu, du moins en relatif. C'est le forage lui-même qui permet d'établir l'échelle d'âge absolu, dans le cas où celle-ci n'est pas encore connue. Le mérite du programme JOIDES, est d'avoir vérifié jusqu'à présent que les prévisions faites par l'hypothèse du renouvellement des fonds océaniques étaient remarquablement précises.

Cette croûte océanique est jeune, puisque son âge ne dépasse apparemment jamais 200 M.A. et en corollaire l'épaisseur de la couverture sédimentaire en mer profonde est faible. Dans l'océan Atlantique, par exemple, sur 70 % de la surface, l'épaisseur des sédiments est inférieure à 1 km [11]. Les épaisseurs considérables ne se trouvent qu'à proximité des marges continentales, dont la structure n'est pas purement océanique. Les informations fournies par le programme JOIDES sur ces zones sont d'ailleurs relativement peu nombreuses. Or le fond de l'océan Atlantique est le fond océanique dont la couverture sédimentaire est la plus épaisse. Les limitations techniques actuelles du « *Glomar Challenger* », qui correspondent à une longueur totale de train de tiges de 7 km et une pénétration totale sous le fond de 1 300 m, ne sont donc pas trop contraignantes. Elles permettent en gros d'échantillonner le substratum sur une proportion des océans profonds qui est de l'ordre de 70 %.

Il est une autre limitation technique du forage qui peut sembler plus préoccupante. La vitesse de pénétration du forage est dans les roches consolidées (cherts, halite, roches basaltiques, etc.), de l'ordre de 1 à 2 m/heure ; on est donc amené à renoncer à toute pénétration importante dans de telles séries. Ceci a conduit à une objection sérieuse. Puisque habituellement la pénétration dans le substratum basaltique est seulement de quelques mètres et ne dépasse pas jusqu'à présent 80 mètres, il est possible que la roche volcanique atteinte ne soit pas le toit du substratum océanique mais corresponde à un sill. Cette disposition a été observée dans le cas du site 211, où un sill fut rencontré avant

d'atteindre des laves en coussins qui représentent sans doute le substratum réel.

Mais le problème n'est pas aussi grave qu'il semble. Lorsque la croûte océanique est formée à l'axe des dorsales, sa mise en place se fait en plusieurs centaines de milliers d'années, les intrusions se produisent probablement sur quelques kilomètres de large. A mesure que la croûte s'éloigne de l'axe, la fréquence des coulées est de plus en plus faible alors que la couverture sédimentaire se met en place assez vite. En effet la profondeur inférieure à la profondeur de compensation des carbonates dans le domaine de la dorsale, entraîne un taux d'accumulation de sédiments biogéniques rapides. D'autre part, des glissements sous-marins sur les pentes assez fortes peuvent provoquer des accumulations locales. Les dernières éruptions pourront donc souvent produire un ou quelques sills. Mais l'âge du sill superficiel reste en général très proche de l'âge de la mise en place de la partie principale de la croûte. Ceci est démontré par le fait que des forages effectués au niveau d'une même linéation magnétique, dans un même océan ou dans des océans différents, ont prélevé des sédiments de même âge en contact avec le substratum. Les quelques exceptions correspondent toujours à un âge plus jeune que l'âge prévu et s'expliquent par une activité volcanique qui peut s'exercer localement à grande distance de la dorsale (exemple : Hawaï, Marquises, etc.). Le lecteur s'en convaincra en comparant les figures 3 A à 5 A aux figures 3 B à 5 B. Notons qu'en général, l'âge du substratum est supposé égal à celui du sédiment sus-jacent, en accord avec le modèle développé ci-dessus. Dans le cas du forage 211 par exemple, l'âge radiométrique du sill aussi bien que celui du substratum est très proche de l'âge paléontologique du sédiment, les différences n'étant probablement pas significatives [R. Hekimian, communication personnelle]. Bien sûr, il reste toujours la possibilité d'une erreur dans la corrélation des anomalies magnétiques, corrélation qui reste subjective et se révèle particulièrement difficile dans les zones océaniques, où le taux d'expansion est faible.

Dans ce contexte, il est important de remarquer que le programme JOIDES n'a pas pour but principal de vérifier si le phénomène du renouvellement des fonds océaniques par expansion à l'axe des dorsales existe réellement. Cet objectif était effectivement l'objectif principal de la phase 1. Mais le faisceau toujours croissant de faits, qui ne pouvaient s'expliquer raisonnablement que par un tel modèle, conduisit très vite les promoteurs du programme à abandonner cet objectif, pour proposer au contraire d'utiliser le modèle pour explorer l'histoire du fond des océans. Les principaux objectifs actuels de la phase 3 sont de préciser la cinématique

des mouvements relatifs et absolus, d'étudier les processus aux frontières des plaques, l'origine des bassins marginaux, et l'hypothèse des panaches. D'autres objectifs sont purement stratigraphiques ou sédimentologiques comme l'évolution de la profondeur de compensation des carbonates, les corrélations stratigraphiques... Quant au programme international envisagé pour les années 1976 à 1980, il met l'accent sur la nature de la croûte océanique et sur les marges continentales, problèmes qui n'ont pu jusqu'à présent être étudiés correctement par suite de limitations techniques.

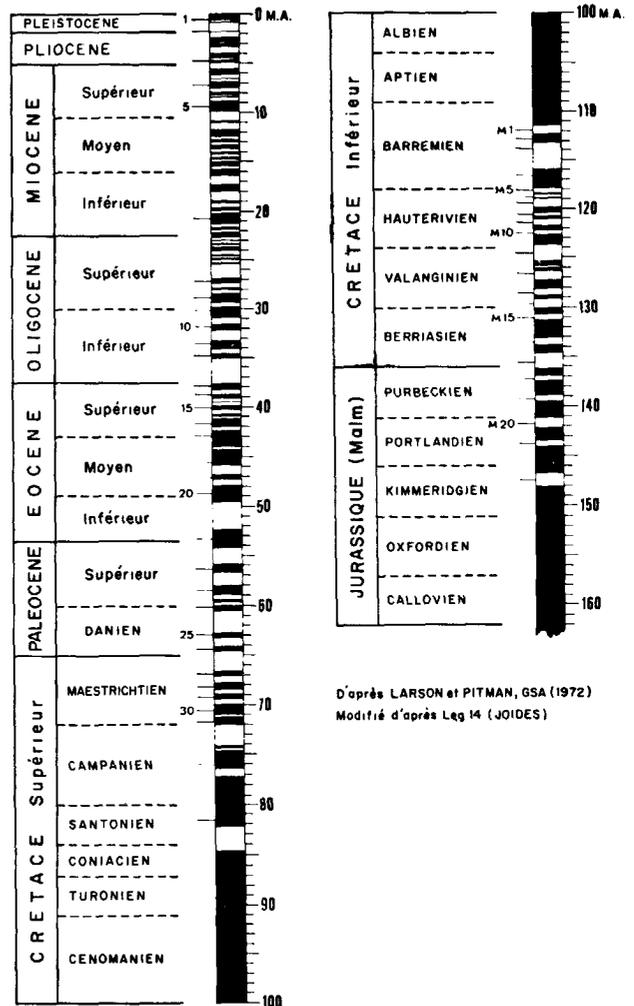
3. — CARTES DE L'ÂGE DU SUBSTRATUM OCÉANIQUE : LES BASSINS LES PLUS ANCIENS.

La figure 2 compare la chronologie de l'échelle stratigraphique et de l'échelle des inversions du champ magnétique utilisées dans cet article. Les figures 3 A à 5 A sont des cartes par océan de l'âge du sédiment le plus ancien rencontré à chaque site. Lorsque le forage s'est terminé au sein d'une formation volcanique, l'âge correspondant a été souligné d'un trait. En fait, bien sûr, l'identification de la roche est très préliminaire, et sujette à révision. Il n'en reste pas moins que sur 112 forages ayant atteint le « substratum » (sur un total de 266 forages), 110 ont atteint une formation volcanique. Dans la grande majorité des cas, il s'agirait, d'après les identifications préliminaires, de roches de composition basique, bien que quelques cas de roches acides (rhyolites dans le cas du forage 207) et intermédiaires (andésites dans le cas du forage 214) aient été signalés dans les mers marginales, derrière les guirlandes d'îles ou sur les crêtes asismiques comme la crête « Ninety-east ». Les deux forages, qui ont atteint un socle continental par grande profondeur, le 111 au large du Labrador et le 133 au large de la Sardaigne, l'ont fait en zone marginale, dans des régions où aucune linéation magnétique n'avait été identifiée. Ils confirment l'existence d'une subsidence systématique importante de la zone marginale. La conclusion principale reste que le substratum des bassins profonds, détecté par les méthodes sismiques, et qui marque le toit de la croûte océanique, est de composition basaltique.

Les figures 3 B à 5 B sont les cartes des isochrones de la croûte océanique obtenues par identification des linéations magnétiques de Vine et Matthews [47] et par leur datation d'après l'échelle de la figure 2. En dépit des incertitudes nombreuses et des quelques contradictions présentes dans ces cartes, il est peu probable que l'image d'ensemble obtenue change de manière importante dans l'avenir. Une comparaison des figures 3 A à 5 A avec les figures 3 B à 5 B permet de vérifier le bon accord d'ensemble entre les âges du substratum obtenus à partir

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

de deux méthodes différentes. Il y a cependant un certain nombre de désaccords : en particulier, certains âges trouvés par forage sont beaucoup plus jeunes que l'âge prévu, ce qui s'explique sans doute par une activité volcanique postérieure à la création de la croûte (voir discussion ci-dessus).



D'après LARSON et PITMAN, GSA (1972)
Modifié d'après Leg 14 (JOIDES)

FIG. 2. — Échelle stratigraphique utilisée dans cet article. Les limites temporelles de chaque étage ont été adoptées d'après le livre DSDP leg 14. Les anomalies magnétiques (numérotées de 1 à 33 et de M1 à M22) sont reportées d'après Larson et Pitman [26]. Cette échelle est employée pour définir l'âge des anomalies magnétiques et l'âge des sédiments les plus anciens des figures 3 à 6.

Les linéations magnétiques, correspondant aux derniers 80 millions d'années, avaient été assez faciles à corréler et à dater, par extrapolation du taux d'expansion moyen mesuré pour les 3,5 derniers millions d'années. Les forages ont confirmé la valeur de cette extrapolation par un facteur 20, mais suggèrent toutefois un rajeunissement de

RÉSULTATS SCIENTIFIQUES DU PROGRAMME JOIDES

7 % de la base de l'échelle des inversions [Sclater, en préparation]. Par contre, les linéations magnétiques antérieures ont été beaucoup plus difficiles

à corrélérer, par suite de l'existence d'une période sans inversions du champ magnétique terrestre, entre 90 et 110 millions d'années. La corrélation

JOIDES. ATLANTIQUE

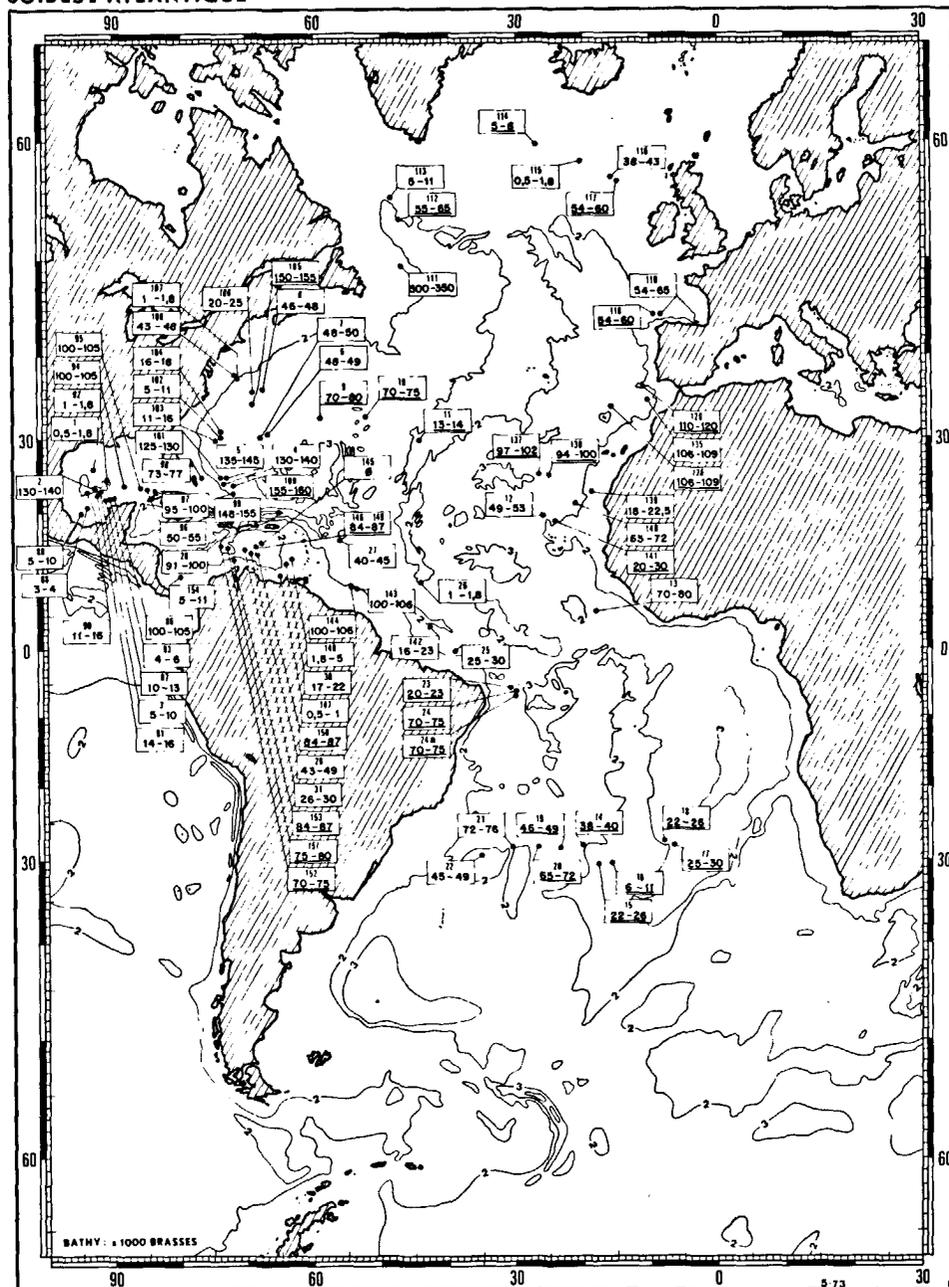


FIG. 3 A. — Position des forages JOIDES dans l'océan Atlantique. Dans chaque rectangle le chiffre supérieur est le numéro du forage et les deux chiffres inférieurs sont les dates en M.A. des limites de l'âge paléontologique des sédiments les plus anciens forés. Les chiffres soulignés indiquent que le forage s'est terminé dans une roche ignée au niveau du substratum sismique.

des anomalies correspondant au Crétacé inférieur et au Jurassique supérieur a récemment été effectuée entre l'océan Atlantique et l'océan Pacifique par

Larson et Pitman [26] et leur datation a été possible grâce aux forages du JOIDES. Ce résultat, confirme qu'il n'existe pas dans les océans de por-

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

tions de croûte océanique antérieures au Mésozoïque. Les portions les plus anciennes datées correspondent au Callovo-Oxfordien dans le bassin W de

l'Atlantique N, au Kimméridgien pour le bassin NW du Pacifique N. On est amené à proposer que la partie la plus ancienne du Pacifique a été créée

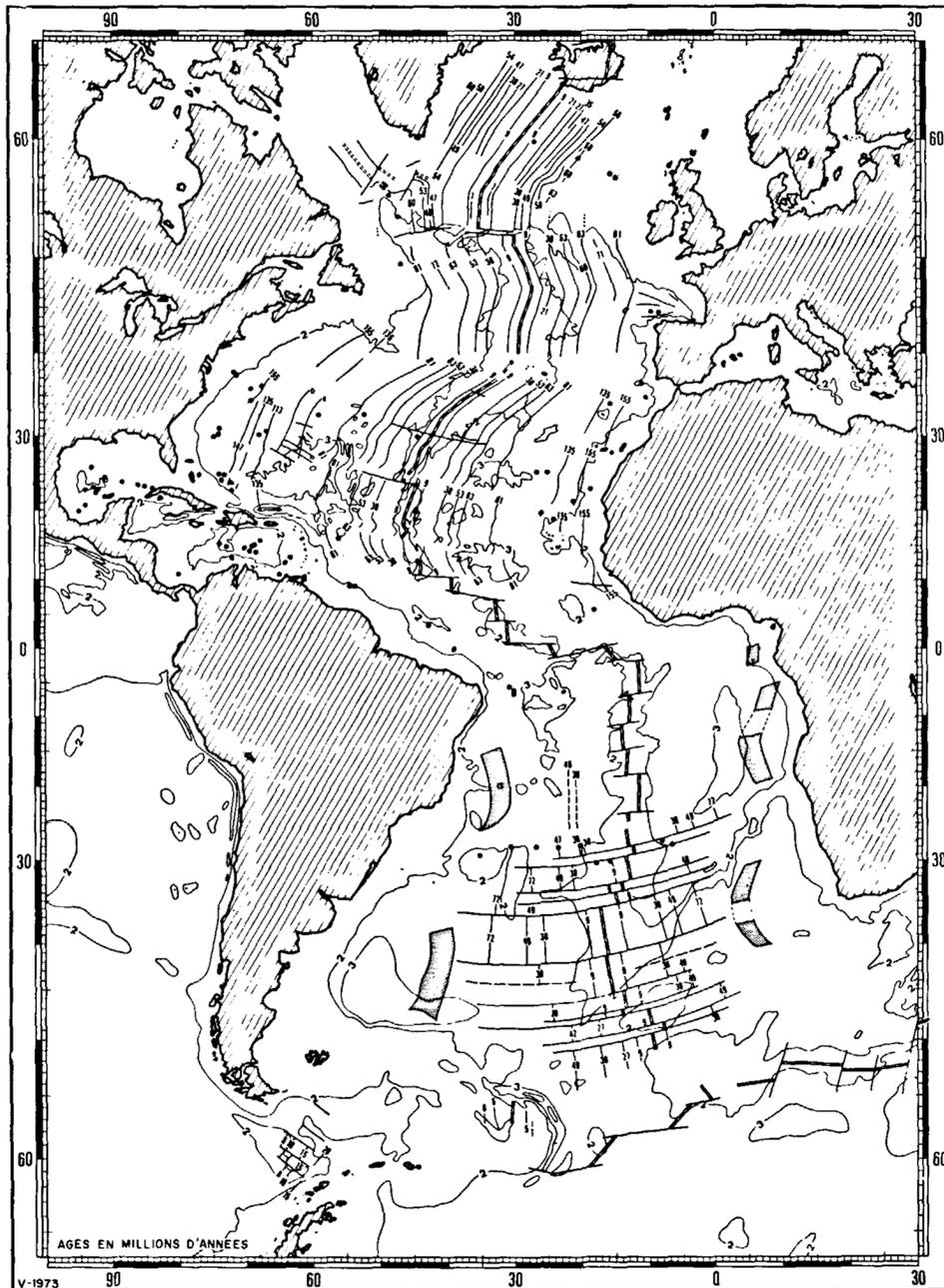


FIG. - 3 B. — Carte des anomalies magnétiques de l'océan Atlantique avec la position du rift, la position des forages, et en grisé dans l'Atlantique S les zones magnétiquement calmes. Les chiffres des anomalies correspondent à leur âge en millions d'années. Carte synthétique d'après [6, 10, 16, 19, 28, 33, 35, 38, 44].

au Jurassique inférieur et se trouve à l'E des îles Mariannes. La partie la plus ancienne de l'océan Atlantique est située à l'W au large des États-Unis, *B.S.G.F.*, (7), XV, 1973, n° 5-6.

et à l'E au large des côtes du Maroc-Sénégal et elle correspond également au Jurassique inférieur. Dans l'Océan Indien, la partie la plus ancienne est le

RÉSULTATS SCIENTIFIQUES DU PROGRAMME JOIDES

secteur NE du Bassin de Wharton, au S du fossé de Java, et son âge est Jurassique supérieur.

Ceci suggère que l'âge maximum d'une plaque lithosphérique océanique est d'environ 180-200 M.A. Il est possible que l'absence de portions de lithosphère océanique plus ancienne soit due à une instabilité gravitationnelle qui se développerait lors du vieillissement de la plaque. On sait en effet que lorsque celle-ci est créée à l'axe des dorsales, sa

température moyenne est très élevée et donc sa densité est faible. En vieillissant, la plaque se refroidit et donc se contracte : sa densité moyenne augmente [23, 41]. Il est probable que ce refroidissement s'accompagne d'un épaissement de la plaque par le bas, cet épaissement étant proportionnel à la racine carrée du temps [36]. Au-delà d'une certaine épaisseur et d'une certaine densité moyenne, une instabilité gravitationnelle pourrait

JOIDES - Océan INDIEN & Mer Rouge

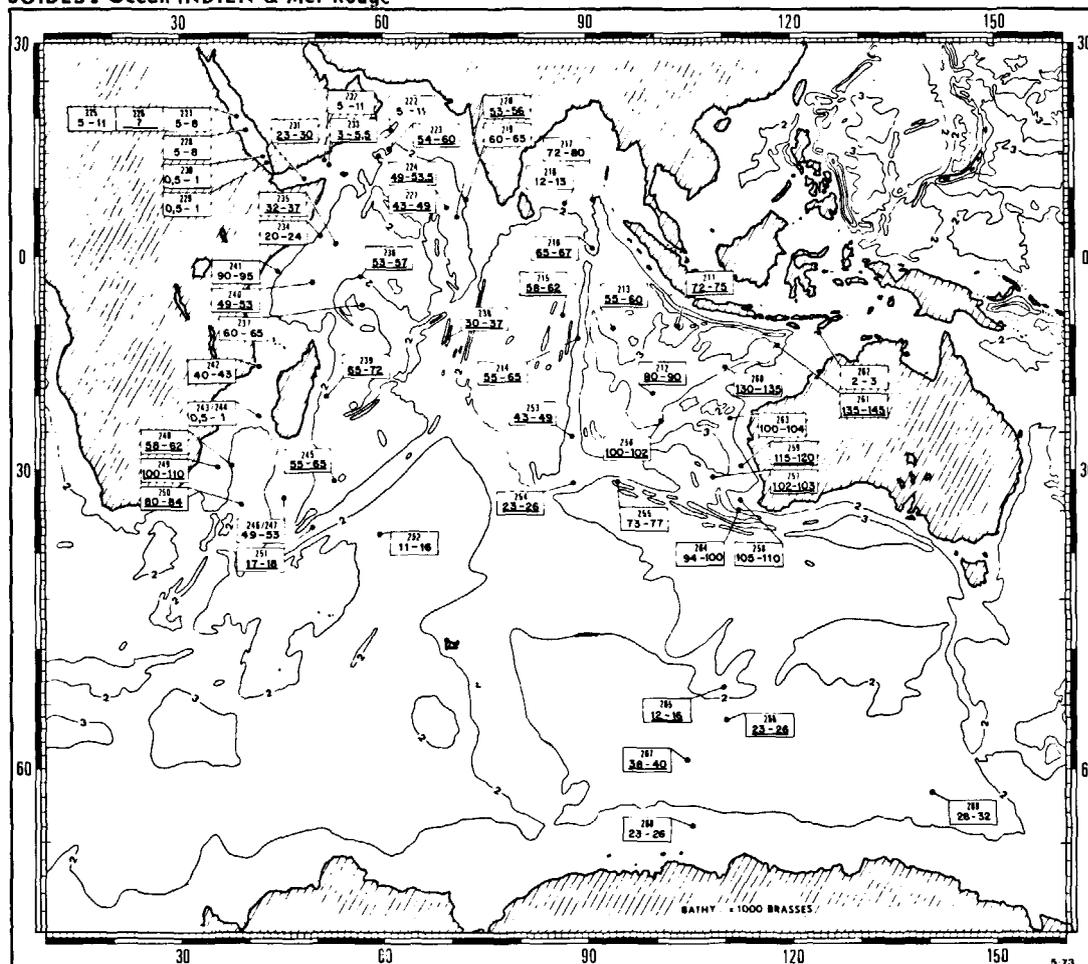


FIG. 4 A. — Position des forages JOIDES dans l'Océan Indien. (cf. fig. 3 A).

se développer facilitant le découplage le long d'une frontière de plaque et l'enfoncement au sein de l'asthénosphère. Quoi qu'il en soit, il est intéressant de remarquer que cet intervalle de temps de 200 M.A. est l'intervalle de temps correspondant approximativement à la durée moyenne d'un cycle orogénique.

4. — COMPLEXITÉ DE LA SÉDIMENTATION PROFONDE.

Les données obtenues par le programme JOIDES ont mis l'accent sur la complexité de la sédimenta-

tion profonde, déjà suggérée par l'étude des sédiments récents par dragages et carottages. On est loin de la conception du XIX^e siècle d'une pluie uniforme de sédiments pélagiques, constituant des accumulations qui ne sont plus jamais affectées par l'érosion et le transport. On sait maintenant, et le JOIDES a confirmé l'ampleur de ces phénomènes, que les sédiments profonds peuvent être transportés sur des centaines de kilomètres par des courants de turbidité, ou en suspension dans

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

les courants profonds. L'érosion et les lacunes de sédimentation sont possibles à l'échelle d'un bassin profond. Les taux de sédimentation peuvent atteindre 250 cm par millier d'années, soit 2,5 km par million d'années, dans les zones d'accumulation rapide par courants de turbidité. Ces courants de turbidité ont apporté des grès très grossiers à galets au milieu du Golfe du Mexique, des débris de plantes provenant de l'Amazone dans la zone de fracture du VEMA, à 500 km de la marge continentale.

Paléobathymétrie. En fait, devant la diversité des processus sédimentaires : transport, sédimentation, érosion et diagenèse qui affectent les sédiments profonds, il semble impossible de comprendre l'évolution d'un bassin, si l'on ne peut reconstituer son environnement à toute époque, environnement qui dépend de facteurs très divers. Le premier facteur important est la subsidence progressive, qui affecte la croûte océanique et est liée au refroidissement de la plaque lithosphérique. Cette subsi-

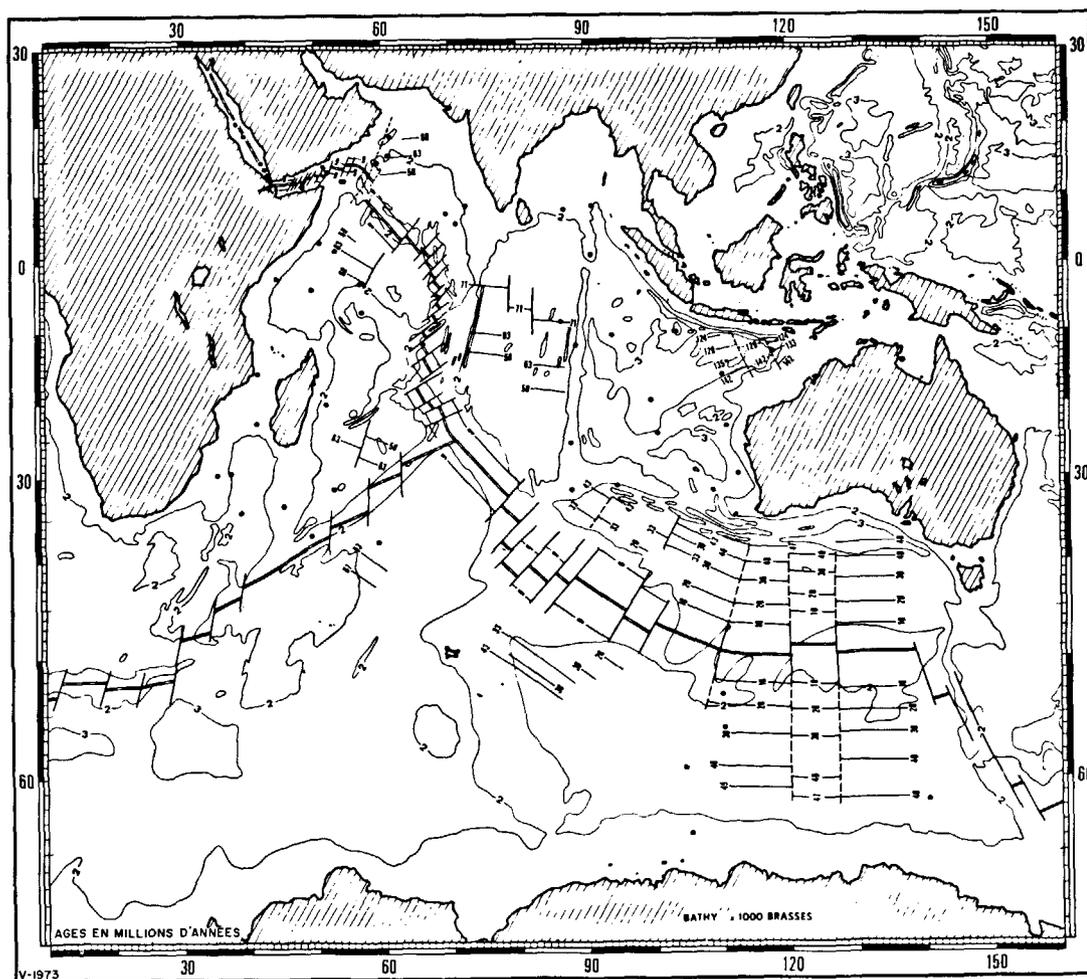


FIG. 4 B. — Carte des anomalies magnétiques de l'océan Indien (cf. fig. 3 B). Carte synthétique d'après : [6, 12, 13, 16, 27, 29, 32, 46, 48, 49].

dence suit une variation exponentielle, fonction de l'âge, [42] pour l'ensemble des bassins océaniques (fig. 7). A l'axe des dorsales médio-océaniques, la profondeur est de l'ordre de 2 500 m. Elle dépasse 4 500 m là où la croûte est âgée de 30 à 40 M.A., atteint 5 500 m vers 70 M.A., 6 500 m vers 140 M.A. Autrement dit, la profondeur d'un sédiment déposé à la fin du Jurassique a augmenté de 4 000 m depuis

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

son dépôt, dont 2 000 m dans les 30 premiers M.A. Cette observation permet d'ailleurs de déterminer la profondeur de dépôt probable d'un échantillon déposé sur un substratum dont on connaît l'âge [4].

Paléogéographie. Un deuxième facteur important, lié au renouvellement du fond océanique, est la distance aux sources de sédiments terrigènes et

RÉSULTATS SCIENTIFIQUES DU PROGRAMME JOIDES

volcaniques. A l'axe de la dorsale, les processus volcaniques dominent et influencent profondément la sédimentation. Ainsi, les sédiments de la vallée du Rift peuvent contenir souvent une forte proportion de verre basaltique [Needham, communi-

cation personnelle]. La circulation hydrothermale affecte certainement la couche sédimentaire. Les minéralisations, avec enrichissement en Fe, Mn, Ni, Cu sont fréquentes dans les sédiments, au contact de la couche basaltique.



FIG. 5 A. — Position des forages JOIDES dans l'océan Pacifique. (cf. fig. 3 A).

Par exemple, du cuivre natif a été trouvé en petite veine. Il est associé à des sédiments d'âge kimméridgien ou oxfordien, dans l'Atlantique Central (forage 105). Le niveau minéralisé est situé à 15 m au-dessus du substratum basaltique, et à 5 900 m

de profondeur, dans un calcaire argileux. La veine bordée de palagonite mesure 25 mm de longueur et 0,5 mm d'épaisseur. Dans l'océan Indien, sur la crête « Ninetyeast », le forage 216 a prélevé de petites veines du même métal dans un basalte

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

amygdaloïde chloritisé. Notons qu'on a également découvert du cuivre natif dans une boue calcaire du Pliocène inférieur au large des îles du Cap Vert (forage 141). De même dans les parcours 5, 9 et 16, on a trouvé des sédiments ferrugineux enrichis en

manganèse immédiatement au-dessus du basalte sur la dorsale du Pacifique E.

Avec le temps, le bassin s'élargit et la croûte s'éloigne des sources et des influences volcaniques. Les sédiments, qui sont généralement de type



FIG. 5 B. — Carte des anomalies magnétiques de l'océan Pacifique. (cf. fig. 3 B). Carte synthétique d'après : [1, 6, 8, 9, 16, 17, 18, 24, 25, 40].

pélagique et calcaire au-dessus de 4 500 à 5 000 m sont relayés par des « argiles rouges » (en fait de couleur brune), à cause de la dissolution des carbonates. Puis les sédiments terrigènes transportés par courants turbides apparaissent lorsque le niveau

correspond à celui des plaines abyssales. Il y a donc « transgressivité apparente » des faciès successifs sur la croûte océanique.

L'accès aux sources de sédiments terrigènes dépend de facteurs divers liés à la paléogéographie du bassin,

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

JOIDES. MEDITERRANEE

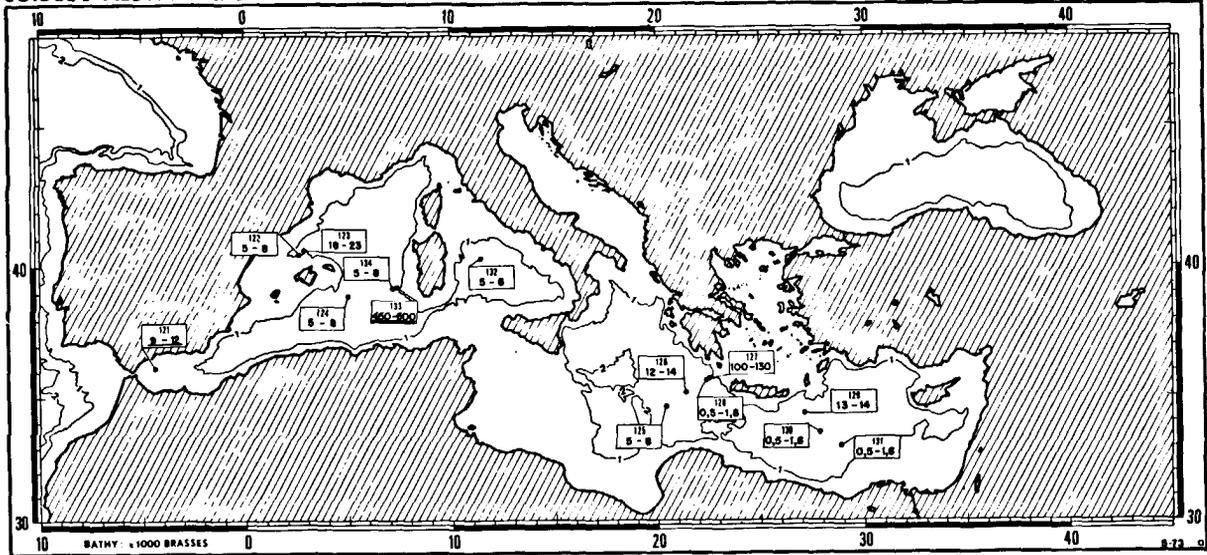


FIG. 6. — Position des forages JOIDES en mer Méditerranée (cf. fig. 3 A).

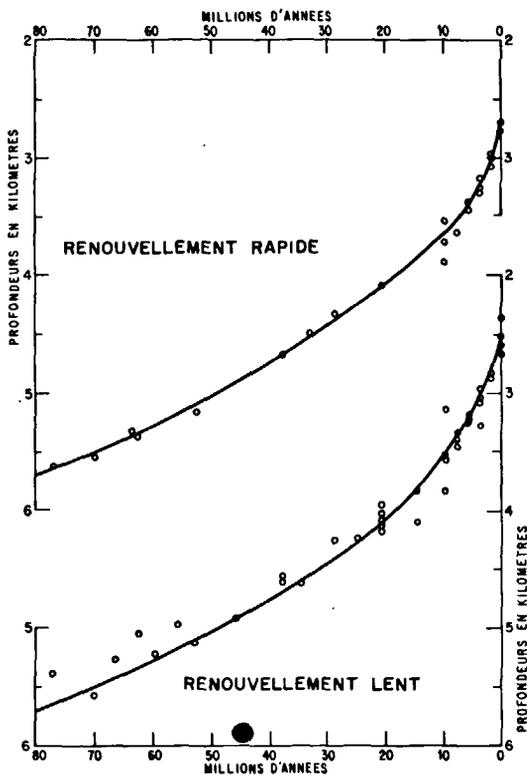


FIG. 7. — Profondeur corrigée de la croûte océanique en fonction de son âge dans le cas d'un renouvellement rapide (supérieur à 3 cm par an) et d'un renouvellement lent. Modifié par Le Pichon *et al.* [30] d'après les données de Selater *et al.* [43].

dans lesquels la distance au continent joue évidemment un rôle important. Dans les tous premiers

stades d'ouverture de l'océan, les marges sont soulevées; le réseau hydrographique est inversé et ne se déverse pas dans le bassin; enfin l'accès aux eaux océaniques peut être intermittent, favorisant le dépôt des évaporites [37]. Les études sismiques ont révélé la présence de nombreux diapirs, avec rebroussement des strates environnantes, dans les mers intérieures et sur les marges à forte sédimentation (golfe du Mexique, Méditerranée, marge de l'Afrique de l'W, large du détroit de Gibraltar, golfe de Gascogne, etc.). Le forage n° 2 dans le golfe du Mexique a prélevé sur un diapir, sous une couverture de sédiments pélagiques quaternaire à miocène supérieur, des roches qui semblent correspondre à un « caprock » et qui contiennent des éléments d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur. Le toit du « caprock » est composé de cristaux de calcite en scalénoèdre formant une roche poreuse saturée de gaz et d'huile. De nombreux cristaux de pyrite et de gypse sont visibles. Cette unité recouvre une zone de calcite alvéolaire, dont les cavités sont remplies de sulfures cristallisés et de traces de gypse. La masse principale du caprock est constituée de gypse avec des veines de sélénite et des fractures imprégnées d'huile résiduelle. Dans le parcours 14, une croissance très nette des concentrations en sodium et chlore dans les eaux interstitielles des sédiments a été détectée, ce qui suggère la présence possible d'évaporites sur la marge africaine. De même, des évaporites d'âge Messinien ont été prélevées en Mer Rouge près du graben axial. Cependant ce processus génétique lié à l'ouverture d'un bassin ne peut être invoqué pour expliquer le niveau d'évaporites messiniennes de la Méditerranée.

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

Lorsque l'océan continue à s'ouvrir, les produits d'érosion des continents se déposent dans les bassins en formation. A mesure que le bassin s'élargit et se remplit de sédiments et que la croûte s'enfonce, les courants de turbidité ont accès à des zones de plus en plus éloignées de la marge.

Paléocéanographie. La circulation profonde aussi bien que la circulation superficielle sont profondément affectées par les changements de configuration du bassin, aussi bien que par les changements de climat et par les déplacements « absolus » par rapport aux pôles. En effet, la circulation océanique est dominée par les échanges thermiques, entre sources chaudes et froides (l'accès aux sources froides polaires étant déterminant), la circulation des vents et la rotation de la terre. Les courants profonds, en particulier, sont des courants froids provenant des sources d'eau froide polaire qui sont localisés principalement dans la région W des bassins, comme conséquence de la rotation de la terre. Cette circulation profonde ne peut donc s'établir dans un bassin que lorsque l'accès aux sources froides polaires se réalise. Dans l'océan Atlantique, ceci s'est produit à partir du Crétacé supérieur - Paléocène à la suite, sans doute, de l'ouverture de la partie N de l'Atlantique et de la mer du Labrador, puis de la mer de Norvège. L'arrivée de ces courants puissants, qui suivent le pied de la marge continentale, et peuvent circuler à des vitesses comprises entre 10 et 20 cm/s, a entraîné un réajustement complet du profil d'équilibre de la pente continentale, du glacis et de la plaine adjacente. Ce réajustement s'est fait par érosion, absence de sédimentation ou sédimentation accélérée. Les forages ont montré, comme on pouvait s'y attendre, que ces phénomènes sont particulièrement développés dans le bassin de l'Atlantique Central W et moins marqués dans le bassin E.

Alors que la circulation profonde affecte surtout la sédimentation des boues terrigènes ou hémipélagiques du bas de la marge continentale, la circulation superficielle est déterminante dans le contrôle de la sédimentation pélagique, car elle influence profondément la productivité. On sait, par exemple, qu'il existe une bande de haute productivité le long de la zone équatoriale de l'océan Pacifique, due à l'existence de remontées d'eau provoquées par le contre-courant équatorial. Il en résulte une augmentation très forte du taux de sédimentation biogénique dans toute la zone équatoriale. Comme le phénomène du contre-courant équatorial est lié à la disparition de la force de Coriolis à l'équateur, la zone à haut taux de sédimentation biogénique est un marqueur fidèle du paléo-équateur. Les parcours 8 et 17 du « *Glomar Challenger* » ont ainsi montré que la plaque Pacifique avait migré d'environ 7° vers le N « vers 140° W » dans les 25 derniers

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

millions d'années. Cette conclusion est en accord avec les conclusions paléomagnétiques [14] et peut-être avec certaines déductions basées sur l'idée des panaches (ou « plumes ») [34].

Dans le cas de l'ouverture de l'océan Atlantique, les figures 8 A et 8 B [14], montrent qu'il y a eu une migration importante vers le N des différents blocs au cours du temps par rapport au pôle. Ainsi, au début de l'ouverture, au Trias, l'équateur passe au niveau de Dakar et de la Floride. Les sédiments déposés au début de l'ouverture avaient un caractère tropical dans le bassin de l'Atlantique N actuel (entre 15 et 30° N).

Paléoclimatologie. La paléoclimatologie affecte profondément la circulation océanique et ceci est particulièrement vrai dans le cas des glaciations. Dans tous les forages de l'Atlantique N, des sédiments de type glaciaire ont été prélevés. Ils sont constitués principalement de grains de quartz, d'argiles et de débris de roches métamorphiques ou ignées apportées par les courants ou délestés par les icebergs. Le contact entre les sédiments glaciaires et préglaciaires a été observé aux sites 111

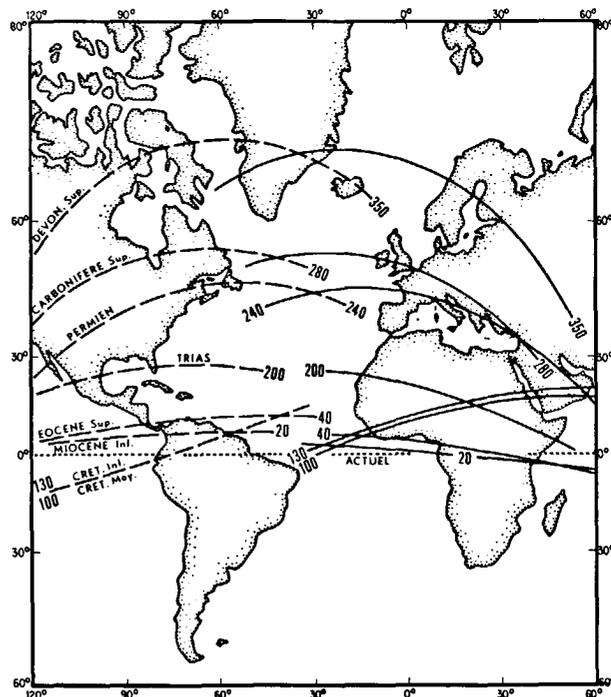


FIG. 8 A. — Positions des paléoéquateurs depuis le Dévonien supérieur (350 M. A.). Positions par rapport au bloc européen (traits pleins) et positions par rapport à l'Amérique du N (tiretés). Les continents sont en leur position actuelle. Les paléoéquateurs sont liés à un bloc et évoluent donc avec lui au cours de sa rotation. Cette migration des continents par rapport à l'équateur, entraîne des modes de sédimentation variables en un lieu donné. (Schéma dressé d'après la thèse de J. Francheteau [14]).

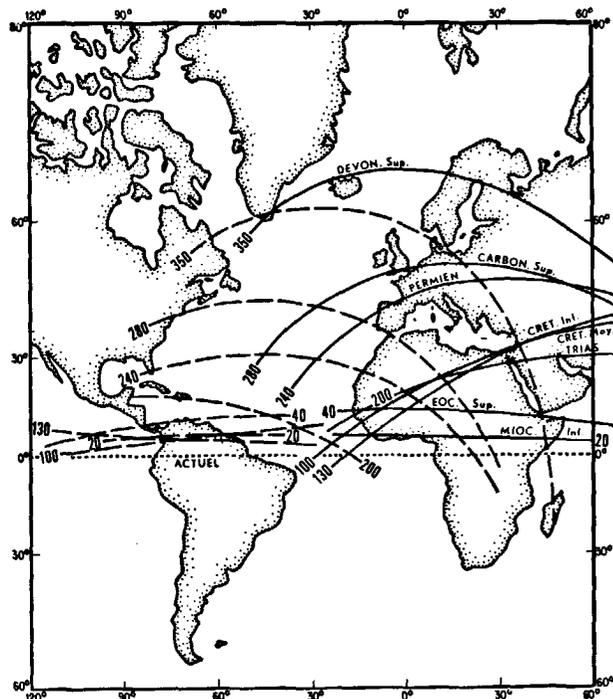


FIG. 8 B. — Positions des paléoéquateurs depuis le Dévonien supérieur (350 M.A.). Positions par rapport à l'Afrique (traits pleins) et positions par rapport à l'Amérique du S (tiretés). (Schéma dressé d'après la thèse de J. Francheteau [14]).

(145 m), 112 (115 m) et 116 (71 m). Le contact est très net et indique que les glaciations ont débuté dans l'Atlantique N il y a 3 M.A. On est amené à admettre à cette époque le début du déplacement vers le S du Gulf Stream. Antérieurement, il devait se prolonger jusqu'en mer du Labrador. Ceci explique que des sédiments glaciaires succédèrent aux faunes tropicales en mer du Labrador il y a 3 M.A. Cette date est en accord avec le changement climatique majeur qui affecte l'Islande à la même époque.

Dans l'océan Pacifique N, près des Aléoutiennes, on constate également un refroidissement qui commence au Miocène supérieur et s'accroît il y a 3 M.A. Ce refroidissement important se manifeste par l'augmentation de la sédimentation à Diatomées, probablement liée au déplacement de courants froids de surface et par l'apparition des débris glaciaires (forages 183, 190 et 192).

Ce refroidissement enfin s'accompagne d'une augmentation spectaculaire de la sédimentation par courants de turbidité, à partir du Pliocène terminal et surtout au Pléistocène (parcours 14 dans le Golfe du Mexique, 19 en mer de Behring, forage 191 en particulier, parcours 11 et 12 en Atlantique N, etc.).

D'après les résultats préliminaires du parcours 28 dans l'Antarctique, des débris erratiques d'origine glaciaire seraient présents dès le Miocène inférieur (20 M.A.). Le refroidissement semble progressif jusqu'à 5 M.A. environ, et est accompagné d'une migration des faunes à Diatomées vers le N. Un épisode majeur se placerait à la limite du Miocène et du Pliocène, dont la signification n'est pas encore claire, mais qui correspondrait à une période d'érosion de la plate-forme continentale en mer de Ross.

5. — NIVEAU DE COMPENSATION DES CARBONATES.

Depuis les travaux du « Challenger » à la fin du siècle dernier, on sait que la teneur en carbonate de calcium des sédiments actuels décroît en général avec leur profondeur de dépôt. Aux profondeurs supérieures à 4 500 m, dans l'océan Atlantique S, et 5 000 m dans l'océan Atlantique N et le Pacifique, tous les tests calcaires sont dissous et seuls quelques rares spécimens de Foraminifères arénacés ont été conservés. Cette profondeur est le niveau de compensation des carbonates (NCC). Elle est contrôlée par la cinétique de la dissolution des carbonates, qui dépend en particulier de la température, de la teneur en CO_2 et de la pression des masses d'eau. Berger [2] grâce à une analyse minutieuse des marques de dissolution dans les éléments calcaires, a montré qu'il existait un niveau, qu'il appelle lysocline, situé à 500 m environ au-dessus de la NCC à partir duquel le taux de dissolution augmente très rapidement. La lysocline n'est pas toujours horizontale : dans l'océan Atlantique S, le courant Antarctique profond lui impose un pendage vers l'W. La lysocline et le NCC sont deux indicateurs importants de la profondeur de dépôts des sédiments.

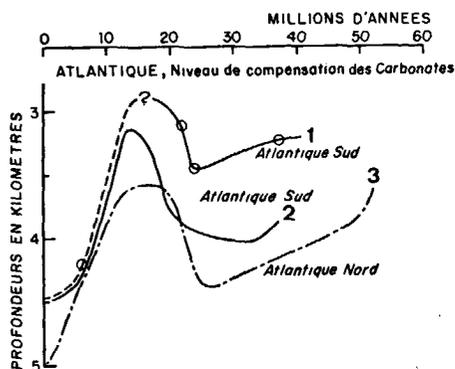


FIG. 9. — Fluctuations de la profondeur du niveau de compensation des carbonates (NCC) au cours des temps géologiques. La courbe 1 a été obtenue par Hsü et Andrews, dans le parcours 3 du « Glomar Challenger », d'après la distance du NCC à partir de la crête de la dorsale de l'Atlantique S. La courbe 2 a été recalculée par Berger [3] d'après les mêmes données du parcours 3.

La courbe 3 concerne l'Atlantique N et a été établie par Berger et Von Rad [4] d'après les données du parcours 14.

Toutefois, ces deux niveaux ont varié considérablement au cours des temps géologiques. Ainsi, Bramlette [5], avait suggéré un NCC de 6 700 m pour des eaux de fond de 12 °C durant le Tertiaire. Hudson [4] proposait que la température élevée de la mer crétacée avait entraîné une remontée du NCC. Les forages JOIDES, rendent possible l'étude de la variation du NCC au cours du temps, en tenant compte de la variation de profondeur de la croûte océanique durant l'ouverture. La figure 9 montre un essai d'évaluation de cette variation du NCC dans l'Atlantique au cours du temps. Elle montre qu'en tout état de cause, la variation du niveau de compensation des carbonates au cours du temps, au moment du dépôt des sédiments, est un facteur très important.

6. — LITHIFICATION ET DIAGENÈSE.

Nous n'avons jusqu'ici considéré que les conditions de dépôt des sédiments profonds. Ces sédiments ont évolué depuis leur dépôt sous l'influence de facteurs encore mal définis et qui sont très différents de ceux qui affectent la sédimentation peu profonde. L'étude de la lithification et de la diagenèse des sédiments de bassin profond a été rendue possible par les forages JOIDES. Elle est particulièrement intéressante, car l'action tectonique est habituellement peu marquée et, en général, seul l'effet de l'enfouissement et des échanges physico-chimiques qui lui sont liés, sont à prendre en considération.

On sait pourtant encore peu de choses à ce sujet, bien qu'il semble possible d'affirmer que la consolidation des roches est particulièrement lente en domaine profond, sauf quelques cas particuliers (lithification quaternaire avec dolomitisation au pied des marges continentales méditerranéennes). Cet effet de consolidation lent, qui se traduit par une augmentation très lente de la vitesse sismique avec la profondeur, avait été mis en évidence par les mesures de sismique. La teneur en eau décroît généralement assez vite, dans les 300 premiers mètres, indépendamment de l'âge des sédiments, puis semble varier assez peu. Les premiers sédiments semi-consolidés apparaissent donc vers 300 m, bien qu'il y ait de nombreuses variations, qui pourraient être liées surtout au taux de sédimentation.

Berger et Von Rad [4] ont proposé d'expliquer la lithification des sédiments calcaires par la combinaison des trois mécanismes suivants : compaction, développement de grains calcaires par micritisation diagénétique et enfin cimentation. Les calcaires prélevés par les forages sont généralement d'âge mésozoïque, bien que quelques calcaires néogènes aient été obtenus. Le prélèvement de schistes indurés gris-vert du Crétacé supérieur dans le

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

bassin central Atlantique indique que des sédiments pélitiques (argiles rouges) peuvent être partiellement lithifiés sous 450 m de couverture sédimentaire. (Parcours 1).

Toutefois, le « *Glomar Challenger* » a souvent prélevé des lits de roches sédimentaires indurées au sein de roches non ou semi-consolidées. Il s'agit surtout de lits de cherts qui sont présents sous la forme de niveaux peu épais dans des unités où dominant souvent les Radiolaires et les Diatomées. Ces lits sont de remarquables réflecteurs sismiques et présentent donc une grande importance dans l'interprétation des profils sismiques. On n'a pas jusqu'à présent trouvé, à notre connaissance, de preuve de transition entre les cherts cryptocristallins et les Radiolaires conservés en bon état. Il n'est donc pas exclu que les cherts aient été formés par un processus de précipitation chimique de silice.

Les forages ont montré que, si les cherts étaient particulièrement abondants à l'Éocène dans l'Atlantique central, les Caraïbes et le Pacifique, on en trouve dans tous les niveaux depuis le Crétacé jusqu'au Miocène. Certains lits de chert ont été trouvés sous seulement 100 m de sédiments ; certains sont associés à des turbidites, d'autres ne le sont pas. On s'accorde toutefois à reconnaître que la présence de fossiles siliceux est générale et nombreux sont ceux qui invoquent la présence de cendres volcaniques qui peuvent favoriser la mise en solution de silice par dévitrification. L'étude des cherts prélevés dans le Pacifique par le « *Glomar Challenger* » ont amené Heath et Moberly [15] et Calvert [7] à distinguer trois stades successifs de formation.

— Précipitation diagénétique précoce de calcédoine macrocristalline dans les chambres vides de Foraminifères ou de tests calcaires.

— Remplacement rapide de la nannomicrite ou de la matrice argileuse par la précipitation de cristobalite cryptocristalline le long de fronts de silicification et à basse température (formation de porcelanites). En même temps, il y aurait calcédonisation des tests calcaires.

— Conversion lente de la cristobalite cryptocristalline en quartz qui est la seule phase stable de silice dans les cherts où tous les fossiles sont oblitérés et toute porosité perdue. Le temps de réaction de ce mécanisme de solution-précipitation (ou réaction solide-solide ?) dépendrait principalement de la température et de la composition chimique de l'eau interstitielle.

7. — MOUVEMENTS TECTONIQUES.

Une des révélations les plus significatives des forages du JOIDES a été de montrer l'existence de mouvements verticaux très importants. Ces mouvements peuvent être classés en deux grandes

catégories. Il y a ceux qui sont dus à la subsidence progressive de la plaque lithosphérique nouvellement formée, ou de la marge continentale au contact d'une plaque nouvellement formée. Il y a aussi ceux qui sont liés à la tectonique des zones frontières de plaques en rapprochement. Nous avons parlé plus haut des premiers types de mouvements. Ces mouvements de subsidence sont particulièrement évidents dans les régions situées au pied des marges continentales, comme au pied du glacis continental nord-est américain (forage 105 en particulier) ou sur la crête nord-brésilienne (forage 25). La crête Ninetyeast (océan Indien) révèle un approfondissement progressif avec l'âge qui est particulièrement bien démontré (forages 254, 253, 214 et 216). De tels approfondissements ont été notés sur l'escarpement de Campêche, dans le golfe du Mexique, où des dolomites peu profondes albiennes ont fait place progressivement à des sédiments profonds, au pied des Seychelles (2 km de subsidence), sur la chaîne des Laccadive-Maldives (2 km de subsidence également), etc.

Un cas particulièrement intéressant est celui où l'établissement d'une nouvelle zone d'ouverture (rift) a amené un soulèvement rapide suivi de la subsidence progressive. C'est sans doute le cas pour le Seuil Tronqué (Broken Ridge) dans l'océan Indien (forage 255). Du calcaire gris fossilifère du Crétacé supérieur est surmonté par une série littorale allant de l'Éocène au Miocène, elle-même recouverte par des sédiments pélagiques. Or on sait que la branche SW de la dorsale de l'océan Indien a commencé à se former à l'Éocène supérieur. Des observations similaires existent pour le Plateau du Naturaliste à l'W de l'Australie (forage 258). De même, le forage 224 sur la crête d'Owen a révélé l'existence d'un soulèvement à l'Oligocène moyen-Miocène inférieur, à l'époque de l'ouverture du golfe d'Aden, suivi d'une subsidence depuis.

Le deuxième type de mouvements, liés aux frontières de plaques en convergence (arcs), a malheureusement été moins bien étudié jusqu'ici, sans doute parce que la tectonique compressive n'était pas jusqu'à présent au centre des intérêts des océanographes. Ces mouvements souvent confinés dans des zones restreintes semblent en général beaucoup plus rapides (car ils ne sont pas liés à l'évolution thermique mais aux forces orogéniques).

Un exemple particulièrement intéressant est fourni par les forages 120 et 135 sur l'extrémité orientale de la zone tectonique Açores-Gibraltar. Cette zone avait été interprétée par Le Pichon *et al.* [31], sur la base d'un levé à partir de navires de surface, comme un fossé océanique en cours de formation. Ce levé suggérait que le banc de Gorringer, au N, qui s'élève jusqu'à une centaine de mètres de la surface, était un bloc océanique soulevé au Céno-

zoïque supérieur, en même temps que se formait le fossé. Cette interprétation a été confirmée par le forage 120, qui a révélé que le soulèvement datait du Miocène. En effet, les sédiments pré-miocènes, allant du Crétacé inférieur à l'Oligocène, correspondent à un dépôt de bassin profond, alors que les sédiments post-miocènes sont des sédiments déposés sur un relief dans le même environnement que de nos jours. Le soulèvement de plus de 5 km de ce banc, large d'une centaine de kilomètres et long de 300 km, s'accompagnait au S de la formation d'une dépression de dimensions semblables. Le forage 135 a montré que la chaîne du « Banc de l'Ampère », qui marque la limite S de cette dépression, avait été formée entre l'Éocène moyen et l'Oligocène terminal. Un autre exemple de soulèvement du même type est donné par les forages 118 et 119 dans le golfe de Gascogne (parcours 12, 1971).

A l'E de la mer des Caraïbes, à l'intérieur des Antilles, le forage 148, sur la crête d'Aves (Aves Swell) a révélé une inversion très rapide de mouvements verticaux durant le Pléistocène. On passe de sédiments à Foraminifères bathyaux à une surface d'émersion puis à nouveau à des sédiments bathyaux. Ces mouvements sont contemporains de l'activité tectonique et volcanique intense qui débute au Pléistocène moyen.

Les parcours 18 et 19 apportent les seuls renseignements par forages sur les zones de déformation compressive dans l'océan. Ainsi, le cône d'Astoria, sur la marge continentale de l'Orégon, a été construit depuis le Pléistocène moyen sur les turbidites de la plaine abyssale. Au même moment, la pente continentale était plissée et soulevée dans sa position actuelle. La pente continentale du cône de Delgada, plus au S, fut déformée à la limite Éocène-Oligocène.

Dans le fossé des Aléoutiennes, au S de l'île de Kodiak, le remplissage de turbidites s'est révélé très jeune, Pléistocène supérieur, et les taux d'accumulation de sédiments sont en moyenne de 2 000 m par M.A. (2 m par millier d'années). Ce fait important suggère que le remplissage des fossés par des sédiments stratifiés ne prouve pas qu'il n'y a pas chevauchement de la croûte océanique par la croûte continentale. Au contraire, si l'on refuse d'admettre un tel chevauchement, il devient très difficile d'expliquer pourquoi le fossé ne possède qu'un remplissage sédimentaire aussi récent. Rappelons que des taux comparables de sédimentation par courants de turbidité ont été trouvés dans la zone de fracture Vema, à 500 km de la marge continentale et également dans la vallée axiale de la dorsale de Gorda. Un forage effectué sur la paroi interne du fossé océanique des Aléoutiennes a montré l'existence, sous 169 m de sédiments superficiels, de vases conso-

lidées très compactes et déformées, contenant des débris glaciaires, et qui semblent très comparables aux sédiments déposés à l'heure actuelle au fond du fossé.

Durant le parcours 19, deux forages (186 et 187) effectués sur la terrasse Aléoutienne, un bassin suspendu sur la paroi interne du fossé, ont révélé sous un remplissage Miocène supérieur à Pléistocène constitué de produits d'érosion de la chaîne volcanique, des argiles indurées sablonneuses à Diatomées, déformées et consolidées. Des résultats semblables ont été obtenus sur la crête de Bowen.

Il n'est pas possible de discuter plus longuement ces résultats, sur lesquels nous ne possédons que

peu d'informations et de nature préliminaire. Il apparaît clairement toutefois que les mouvements tectoniques en milieu océanique sont limités aux zones de frontières de plaques. Dans les zones d'ouverture, il y a surrection rapide lors de l'établissement de la nouvelle fracture, suivie par une lente subsidence selon une loi de type exponentiel. Dans les zones en rapprochement, les mouvements verticaux affectent des zones plus étroites, mais peuvent être très rapides et s'inverser. La paroi interne des fossés océaniques semble formée, au moins en partie, par des sédiments océaniques déformés, dans les rares endroits où elle a été échantillonnée.

SECONDE PARTIE

ÉVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION DURANT LA FORMATION DE L'OcéAN NORD-ATLANTIQUE

Pour illustrer les remarques que nous avons faites, nous prenons comme exemple l'évolution de la sédimentation dans les bassins de l'Atlantique entre l'Amérique, l'Afrique et l'Europe. Nous nous appuyons pour cela sur les volumes 11, 12, 13 et 14 des « Rapports Initiaux » [22], et en particulier sur les articles de Y. Lancelot (vol. 11) et Berger et Von Rad (vol. 14).

1. — STRATIGRAPHIE DU BASSIN NORD-AMÉRICAIN (fig. 10 et 11).

Le substratum est constitué, comme on l'a dit plus haut, de sills et coulées basaltiques. L'âge du substratum augmente avec la distance au Rift, car la croûte a été produite par le phénomène de renouvellement des fonds océaniques à l'axe de la dorsale médio-atlantique. Il y a donc « transgressivité » des faciès sédimentaires vers le Rift. Nous ne considérerons que la série sédimentaire la plus complète échantillonnée à l'W. Les premiers sédiments déposés sur le basalte sont des calcaires homogènes de couleur gris-vert et d'âge *callovien* à *oxfordien* (150-160 M.A.). Ce faciès passe de façon graduelle à un calcaire argileux rouge d'âge *oxfordien* à *kimméridgien* (145-155 M.A.), très similaire au faciès « ammonitico rosso » au sens large, visible dans le Jurassique des chaînes alpines périméditerranéennes. On trouve au-dessus, des calcaires blancs à gris clair, en alternance avec des calcaires semi-consolidés argileux, de couleur gris foncé, présentant des laminations (*Tithonique* à *Néocomien*, 130-140 M.A.).

On passe ensuite à des argiles et schistes carbonés de couleur noire et vert foncé, très fermes, avec de nombreuses et fines laminations sablonneuses, dont la base est datée fin *Valanginien* à début *Barrémien* (120-125 M.A.). Les composantes

B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

dominantes en sont les minéraux argileux, la matière organique et les zéolites. Il y a formation de sidérite et de pyrite authigènes. La teneur en carbonates est généralement basse et en plusieurs endroits nulle.

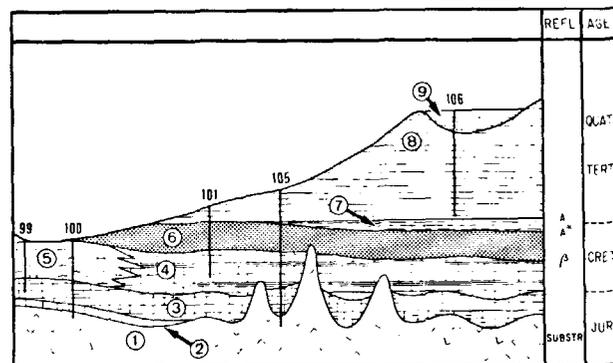


FIG. 10. — Distribution schématique des différents faciès reconnus dans le bassin nord-américain d'après Lancelot *et al.* [22, vol. 11]. Ce schéma est basé sur les données du forage et sur les profils de sismique réflexion.

1. Basalte. — 2. Calcaire gris-vert d'âge Callovo-Oxfordien. — 3. Calcaires argileux rouges : Jurassiques supérieur. — 4. Calcaires gris et blancs : Tithonique - Néocomien. — 5. Boues calcaires et crayeuses : Tithonique - Néocomien. — 6. Argiles noires d'âge crétacé. — 7. Argiles multicolores d'âge fin crétacé - début tertiaire. — 8. Vases hémipélagiques d'âge quaternaire.

Les réflecteurs sismiques importants sont placés.

Puis vient dans le forage 105 un intervalle d'une cinquantaine de mètres d'argiles multicolores avec des lits fins d'argile de couleur blanche, jaune, orange, rouge-brun, noir, pourpre, vert pâle dans une matrice argileuse à dominante brun clair à jaune-brun. Ces sédiments sont azoïques. On leur

attribue un âge *Crétacé supérieur à début Tertiaire* par comparaison avec d'autres forages. Le toit correspondrait au réflecteur sismique « A ». Les bandes colorées et la richesse des lits en goëthite incitent à les comparer aux dépôts associés aux saumures chaudes (« hot brines ») de la mer Rouge. Par rapport aux sédiments de mer Rouge, il y a des concentrations plus grandes en Si, Al, Mg, K, Cr, Ni, V et moins grandes en Fe, Ca, Mn, Zn, Cu, Pb, Sr. On a mis en relation ces minéralisations avec des phénomènes volcaniques (exhalaisons hydrothermales) associées à une activité de zone de rift. Ceci implique que les effets de cette activité se fassent sentir sur de longues distances à partir du rift et soient accompagnés de précipitation des oxydes.

Dans les autres forages, recouvrant directement les argiles noires du Crétacé inférieur, on trouve des argiles sablonneuses hémipélagiques gris-verdâtre d'âge tertiaire, dont la base correspond à l'horizon sismique « A ». Il y a une lacune majeure à la base de cette formation : seulement 8 mètres d'Éocène et un mètre d'Oligocène ont été récupérés durant le parcours 11. Les structures sédimentaires primaires sont des laminations horizontales très fines, des lentilles de sablon très fin, des lentilles et nodules de sidérite et des lits de Foraminifères. Il s'agit d'un faciès hémipélagique de marge continentale. Les similarités de composition, de structure et de vitesse de sédimentation, dans des forages distants

de plus de 1 000 km, suggèrent des sources d'apport et des processus de sédimentation communs. Le matériel est riche en chlorite, micas et amphiboles qui proviennent de la partie N du bassin et auraient été transportés et vannés par des courants de fond après une chute en bas de marge par glissements, courants de turbidité, etc. Hollister et Heezen [21] ont appelé ce type de sédiments « contourites » à cause de leur association avec des courants de fond qui circulent parallèlement aux contours topographiques.

Les dépôts quaternaires recueillis sont très épais. Les sédiments pléistocènes sont à dominante terrigène et contiennent une forte proportion de sable et de sablon. Ils sont souvent granoclassés, et sont constitués de quartz, feldspaths, micas, amphiboles, pyroxènes et grenats dans la fraction sableuse et de chlorite et mica dans la fraction argileuse. Ils forment l'accumulation majeure de matériel détritique dans les parties profondes du bassin. Les sédiments holocènes sont constitués principalement de boues argileuses carbonatées pélagiques et d'argiles brunes. La caractéristique de ce dépôt est la brusque décroissance du taux de sédimentation en relation avec la diminution des apports terrigènes.

2. — STRATIGRAPHIE DU BASSIN NORD-OUEST AFRICAIN (fig. 11).

Les sédiments les plus anciens forés sont d'âge barrémien (109-118 M.A.) (site 120) et d'âge albo-

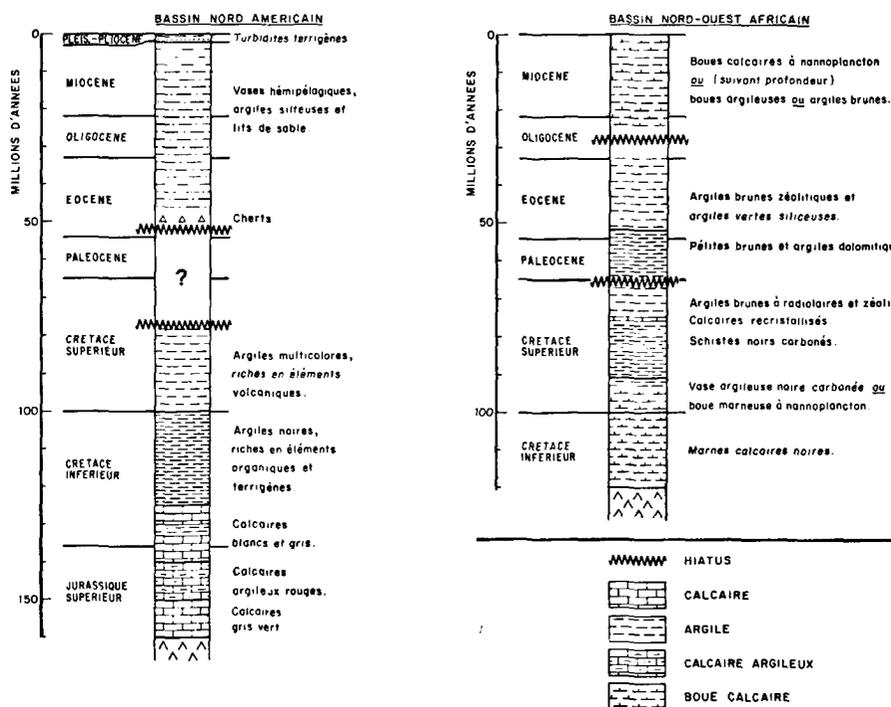


Fig. 11. — Logs synthétiques représentant la lithostratigraphie dans le bassin N-américain et dans le bassin NW africain d'après les parcours 11 et 14. Durant une même période géologique la sédimentation est différente sur un relief ou dans un bassin et de part et d'autre du niveau de compensation des carbonates. Nous présentons ici les faciès dominants dans la portion la plus âgée des bassins.

aptien (100-109 M.A.) (sites 135-136) ; ce sont des marnes noires à nannoplancton. Au *Cénomanién* (91-100 M.A.), une série carbonatée et une série argileuse sont synchrones suivant le forage, en relation avec la variation du NCC. La série carbonatée consiste principalement en une épaisse séquence de boues marneuses à nanno-plancton ou d'argiles calcaires riches en matière organique intercalées de niveaux de calcaire. La série argileuse consiste en vases argileuses noires et en vases indurées siliceuses verdâtres avec des niveaux de calcaire et de cherts. On peut noter la présence de séquences cycliques de schistes sapropéliques noirs riches en sphérules carbonés, en pyrite et en Radiolaires, de sablon dolomitique gris-vert et de fragments lithifiés d'ankérite.

Les dépôts *crétacés post-Cénomanién* (65-90 M.A.) montrent une grande variété de faciès. Les faciès profonds les plus répandus sont des argiles brunes à Radiolaires et zéolites, des calcaires recristallisés partiellement avec du quartz et de la pyrite, des schistes noirs carbonés à pyrite, des marnes sombres à Radiolaires silicifiés et des cherts. Les faciès moins profonds sont des dépôts calcaires, mais carbonés et à zéolites ainsi que des sédiments argileux. Il semble qu'il y ait un hiatus significatif entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire. Dans le site 144, où le contact Crétacé - Tertiaire a été observé, le *Paléocène* repose en discordance sur le *Mæstrichtien*.

Les pélites brunes de cet âge présentent des niveaux de pélites vertes et d'argiles dolomitiques plus ou moins lithifiées. L'*Eocène* profond, au large de l'Afrique, consiste en argiles brunes partiellement zéolitiques et en argiles vertes riches en quartz et en fossiles siliceux. L'*Oligocène* correspond à un hiatus et les rares niveaux prélevés sont des argiles silteuses hémipélagiques et siliceuses. Les boues calcaires d'âge *Miocène* ont été déposées dans des profondeurs n'excédant pas 4 600 m, et les boues argileuses et argiles brunes sont communes. Notons qu'à cette époque, les sédiments remaniés de faible profondeur, principalement quartz et fossiles siliceux, contribuent de façon significative à la sédimentation profonde.

Les sédiments du *Pliocène* et du *Quaternaire* sont principalement des boues calcaires à nannoplancton et des argiles brunes, faciès typique de l'Atlantique actuel. La profondeur séparant les boues calcaires des argiles brunes, le NCC, est approximativement à 5 000 m. La contribution des sédiments remaniés à partir du sommet de la pente et du plateau est d'importance mineure. Les éléments siliceux sont rares.

3. — COMPARAISON STRATIGRAPHIQUE DES DEUX BASSINS.

La figure 11 compare les lithologies des deux B.S.G.F., (7), XV, 1973, n° 5-6.

bassins. Nous n'avons, pour simplifier, retenu que quatre faciès principaux :

— calcaire : carbonates pélagiques, boues à nannoplancton ou boues calcaires ;

— argileux : argiles profondes brunes ou occasionnellement vertes ou noires ;

— siliceux : boues à Radiolaires, à Diatomées, cherts ou marnes siliceuses ;

— terrigène : argiles sablonneuses et vases hémipélagiques, passées de sable et de carbonates de faible profondeur resédimentés.

Le *stratum* est formé de roches volcaniques de composition basaltique du type de celles affleurant dans les zones de dorsales (couche 2). La seule exception est le forage 111 au pied de la marge de Terre-Neuve. L'âge le plus ancien du sédiment prélevé au contact avec le basalte est différent de part et d'autre de la dorsale : *Callovo-Oxfordien* (150-160 M.A.) au pied de la marge nord-américaine, et *Albo-Aptien* (100-110 M.A.) du côté africain. Un échantillon *Barrémien* (110-117 M.A.) a été prélevé au site 120 mais ce prélèvement est sur la zone tectonique Açores-Gibraltar, ligne de contact des plaques Eurasie et Afrique. Cette différence notable de l'âge des sédiments les plus anciens a été expliquée à partir des anomalies magnétiques ; d'ailleurs, par extrapolation des taux de sédimentation sur la distance séparant le *stratum* de l'échantillon le plus ancien prélevé, on peut penser que les forages 135 et 140 ont un *stratum* d'au moins 150 M.A.

La première phase de dépôt des sédiments carbonatés de base a été mise en évidence dans le bassin N américain mais est encore inconnue dans le bassin NW africain. Par contre, la série du *Crétacé inférieur* se retrouve de part et d'autre avec un faciès comparable : argiles noires ou vertes carbonées à niveaux de sapropel. Les conditions de confinement des bassins sont bien marquées dans les deux cas. Dans le bassin oriental, elles sont soulignées par l'abondance de Foraminifères agglutinogènes et débris de poissons, par la haute teneur en carbone organique, en zéolites, en niveaux siliceux et dolomite et en pyrite.

Les influences volcaniques ou hydrothermales de la *fin Crétacé début Tertiaire* du bassin occidental sont marquées dans les argiles bariolées riches en minéraux authigènes. Dans le bassin oriental cette influence est ressentie dans le forage 136, où la séquence volcanogénétique comprend des lits de cendres volcaniques, des fragments de roches volcaniques, du verre, de la palagonite et de la ponce. Dans les autres sites le sédiment est une argile brune ou des carbonates suivant la profondeur. L'influence volcanique est donc moins marquée dans le bassin oriental. Le hiatus *fin Crétacé-Paléocène*, qui est

une caractéristique majeure du bassin N américain, existe dans la majorité des sites du bassin NW africain mais est également moins marqué.

Le grand influx de *matériel terrigène tertiaire* dans le bassin N américain n'a pas non plus son équivalent dans le bassin NW africain. Dans ce dernier, le faciès du Tertiaire inférieur est constitué d'argiles brunes zéolitiques, de boues à Radiolaires et de cherts. Au Tertiaire supérieur, les éléments siliceux sont moins largement représentés, ce qui peut s'interpréter par un changement du système de circulation et une diminution du phénomène « d'upwelling ».

4. — RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DES DEUX BASSINS (fig. 11 et 12).

Il est possible, mais non prouvé, que des évaporites aient été déposées durant le tout premier stade d'ouverture, au moins le long de certaines portions du bassin africain. Ensuite au *Jurassique Supérieur*, les dépôts carbonatés ont été déposés dans un environnement bien oxygéné. La profon-

deur correspond au domaine bathyal et semble avoir augmenté régulièrement depuis le Callovo-Oxfordien. L'activité tectonique se manifeste par de nombreux glissements et la proximité d'une activité volcanique est nette.

Les dépôts carbonés noirs de la partie inférieure du *Crétacé* proviennent d'une sédimentation hémipélagique dans un bassin moins profond qu'à présent, mais dont une partie importante dépasse 3 000 m.

La stagnation des eaux du bassin avec des périodes de lents transports s'explique par l'absence de sources d'eau froide. Les processus de remaniement sont très actifs au contact de la dorsale et de la pente continentale. La présence d'argiles brunes dans le bassin américain à cette époque indique pour la première fois des conditions de dépôt sous le NCC.

Au *Crétacé supérieur*, il y a une phase volcanique paroxysmale, dont les dépôts se trouvent principalement dans le bassin américain. La phase d'érosion et de non-dépôt qui suit, correspond à l'établissement de la circulation profonde, grâce à la

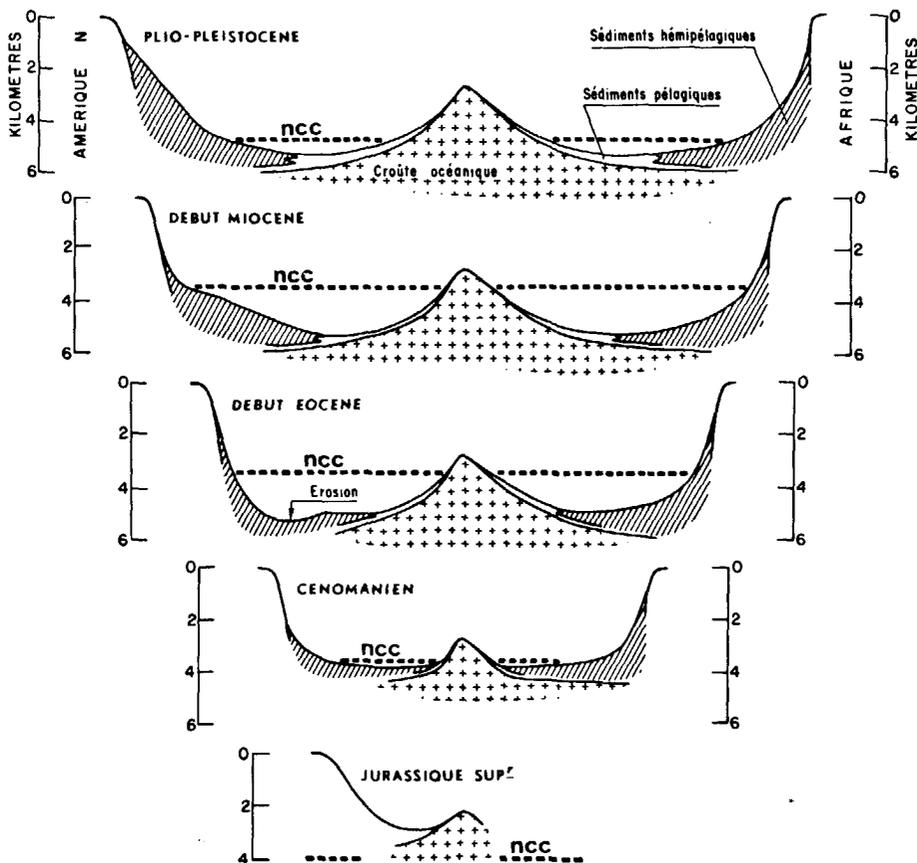


FIG. 12. — Extension des domaines de faciès en Atlantique N en fonction des temps géologiques : schéma basé sur les données sédimentologiques des forages, sur le renouvellement des fonds océaniques et sur la constance âge - profondeur du substratum. Schéma modifié d'après Berger et Von Rad [4].

RÉSULTATS SCIENTIFIQUES DU PROGRAMME JOIDES

et 113). Les taux calculés vont de 120 à 180 m par M.A. Au *Pliocène*, on note encore des vitesses de sédimentation de l'ordre de 30 m/M.A. (sites 9 et 105 du bassin américain). Au *Miocène*, la vitesse de sédimentation est d'environ 10 m/M.A. dans le bassin nord-américain. Les boues calcaires *post-miocène* des sites 135, 136, 140 et 141 ont des vitesses de sédimentation comprises entre 10 et 30 m/M.A. Au site 139, les vitesses sont encore plus élevées, ceci en relation avec des remontées d'eaux profondes nutritives.

Dans les dépôts *paléogènes et mésozoïques*, les argiles pélagiques s'accumulent à des vitesses comprises entre 2 et 4 m/M.A. Lorsque des dépôts siliceux et terrigènes sont intercalés avec des argiles, le taux de sédimentation peut augmenter.

6. — HIATUS.

La figure 14 montre que des hiatus sont fréquents en domaine océanique. Nous avons souligné l'importance de certains d'entre eux (limite Crétacé-Tertiaire et Oligocène).

On définit arbitrairement un hiatus lorsqu'il y a une discontinuité dans les âges paléontologiques dans un intervalle foré, ou lorsque la vitesse de sédimentation calculée est inférieure au 1/10 de la vitesse de sédimentation typique de ce sédiment. La présence de ces importants hiatus dans les différents bassins atlantiques, observés également dans les autres océans, semble indiquer un phénomène de signification globale.

La cause essentielle de ces hiatus dans l'Atlantique N est l'érosion ou le non dépôt, dus à la mise en place du système de courants profonds. Ce système est plus développé dans le bassin occidental que dans le bassin oriental. Nous avons noté plus haut que certains hiatus localisés du bassin oriental avaient des causes tectoniques.

7. CONCLUSION.

Il ne nous était pas possible dans cet article de présenter une synthèse exhaustive des résultats scientifiques fournis par le JOIDES. Nous avons ignoré la contribution très importante apportée à l'établissement des corrélations stratigraphiques. Ainsi, il serait intéressant que les échelles stratigraphiques soient reprises à partir des zones à sédimentation planctonique. Nous espérons toutefois avoir montré que l'étude des résultats obtenus est fondamentale dans les divers domaines de la géologie (paléogéographie, paléoclimatologie, etc.).

Nous avons insisté sur quelques aspects importants des résultats des cinq premières années du forage profond. L'âge des bassins océaniques actuels ne dépasse pas 200 M.A., ce qui est en accord avec

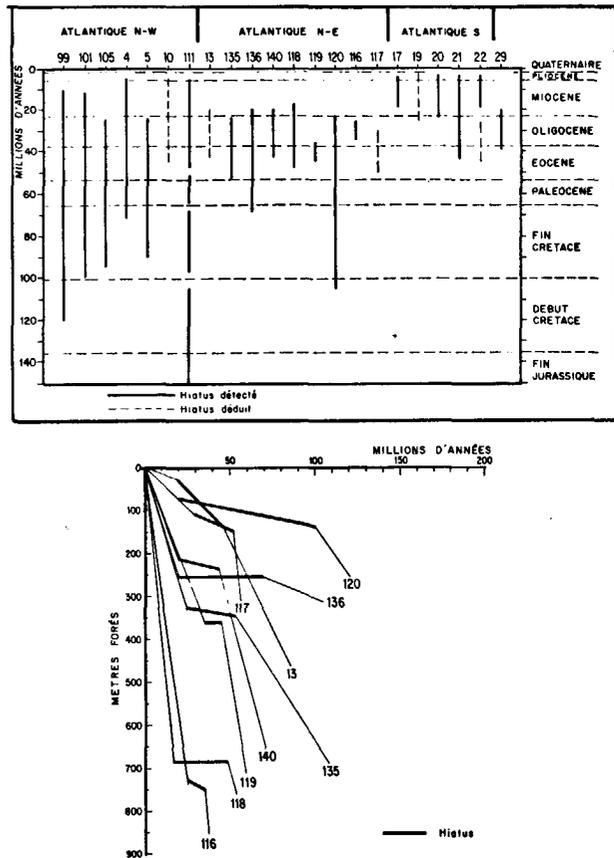


FIG. 14. — Hiatus détectés en Atlantique d'après les forages JOIDES. Le schéma supérieur montre les hiatus dans les différents bassins atlantiques. Les hiatus de l'Oligocène, de l'Éocène et du Paléocène sont bien visibles dans le bassin N américain. Il faut toutefois souligner que les forages sont situés habituellement sur des zones de relief ou dans des lieux où la couverture sédimentaire n'est pas trop épaisse. Le schéma inférieur est une courbe de vitesse de sédimentation dans le bassin atlantique oriental où l'on a souligné les hiatus, d'après Pimm et Hayes [39].

l'hypothèse du renouvellement des fonds océaniques. Les phénomènes sédimentaires, dans un bassin profond, évoluent de manière complexe au cours du temps en relation avec l'approfondissement général, l'éloignement progressif de l'axe de la dorsale, la distance aux marges continentales, les variations de position par rapport à l'équateur, les changements du système de courants océaniques profonds et superficiels. Les mouvements verticaux affectent les bassins océaniques de manière systématique et sont particulièrement développés dans les zones de convergence.

Comme exemple de cette complexité de la sédimentation, nous avons choisi de comparer l'histoire sédimentaire de deux bassins atlantiques complémentaires c'est-à-dire le bassin nord-américain et le bassin nord-ouest africain. L'analyse de la

lithostratigraphie des forages dans ces deux zones a permis de présenter une reconstitution de l'histoire de ces deux bassins au cours de l'ouverture de l'Atlantique (parcours 11 et 14).

Les lacunes principales des résultats actuels concernent l'étude des zones de grandes épaisseurs sédimentaires (marges continentales, mers intérieures, zones de convergence) et l'étude de la partie ignée de la croûte océanique. Il est clair toutefois qu'il y a dès maintenant matière à des années de travail très fructueux sur les données disponibles et nous souhaitons que notre présentation inspire à de nombreux chercheurs la volonté de participer activement au programme en cours.

Remerciements.

L'élaboration des cartes a été effectuée avec l'aide de D. Carré. Le travail de frappe et de mise en forme a été réalisé par Mesdames Y. Potard et N. Guillo. Le texte a été lu et critiqué par G. Boillot et M. Lemoine et par nos collègues Y. Lancelot, G. Auffret, J. M. Auzende, J. Francheteau et D. Needham. Le second auteur remercie les organisateurs du premier Colloque national des sciences de la Terre (1973) qui l'ont invité à prononcer une conférence sur ce sujet.

Bibliographie

- [1] ATWATER T. et MENARD H. W. (1970). — Magnetic lineations in the NE Pacific, *Earth. Planet. Sci. Letters*, 7, 445-450.
- [2] BERGER W. H. (1970). — Planktonic Foraminifera : selective solution and the lysocline, *Marine Geol.*, 8, 111.
- [3] BERGER W. H. (1972). — Deep Sea Carbonates : dissolution facies and age-depth constancy, *Nature*, 236, 392.
- [4] BERGER W. H. et VON RAD U. (1972). — Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean, *Init. Rep. D. S. D. P.*, vol. 14, 787-954.
- [5] BRAMLETTE M. N. (1958). — Significance of coccolithophorides in calcium-carbonate deposition, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 121.
- [6] BULLARD E. (1969). — The origin of the Oceans, *Scientific American*, September 1969, 66-75.
- [7] CALVERT S. E. (1971). — Nature of silica phases in deep-sea cherts of the North Atlantic », *Nature (Phys. Sci.)*, 234, (50), 133.
- [8] CHRISTOFFEL D. A. et ROSS D. I. (1970). — A fracture zone in the south west Pacific basin south of New Zealand and its implications for sea-floor spreading, *Earth. Planet. Sci. Letters*, 8, 125-130.
- [9] CHRISTOFFEL D. A. (1971). — Motion of the New Zealand Alpine Fault deduced from the pattern of sea-floor spreading, *R. Soc. New Zealand, Bull.*, 9, 25-30.
- [10] DALZIEL I. W. D. et ELLIOT D. H. (1971). — Evolution of the Scotia Arc, *Nature*, vol. 233, September 24 th, 246-252.
- [11] EWING M., CARPENTER G., WINDISCH C. et EWING J. (1973). — Sediment distribution in the Oceans : the Atlantic, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, v. 84, 71-88.
- [12] FALVEY D. A. (1972). — The nature and origin of marginal plateaux and adjacent ocean Basins of Northern Australia, Ph. D. Thesis, University of New South Wales, Sydney (unpubl.), 239 p.
- [13] FALVEY D. A. (1972). — Sea-Floor Spreading in the Wharton Basin (NE Indian Ocean) and the breakup of Eastern Gondwanaland, *The Austr. Petrol. Expl. Assoc. journal*, 86-88.
- [14] FRANCHETEAU J. (1970). — Paleomagnetism and plate tectonics, Ph. D. Thesis Scripps Institution, S10 Reference 70-30, 345 p.
- [15] HEATH G. R. et MOBERLY R. (1971). — Cherts from the Western Pacific leg 7, D.S.D.P., *Init. Rep. D.S.D.P.*, vol. 7, 991-1007.
- [16] HEIRTZLER J. R., DICKSON G. O., HERRON E. M., PITMAN W. C. et LE PICHON X. (1968). — Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents, *J. Geophys. Res.*, 73, 2119-2136.
- [17] HERRON E. M. (1971). — Crustal plates and sea-floor spreading in the southeastern Pacific, *Ann. Geophys. Union, Antarctic Oceanology I, Antarctic Research Series*, v. 15, 229-238.
- [18] HERRON E. M. (1972). — Sea-floor Spreading and the Cenozoic History of the East-Central Pacific, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, n° 6, 1671-1692.
- [19] HERRON E. M. et TALWANI M. (1972). — Magnetic anomalies on the Reykjanes Ridge, *Nature*, Vol. 238, n° 5364, 390-392.
- [20] HESS H. H. (1962). — History of the ocean basins, in *Petrologic studies, Buddington Memorial Volume*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 599-620.
- [21] HOLLISTER C. D. et HEEZEN B. C. (1967). — Contour current evidence from abyssal sediments, *Trans. Am. Geophys. Union*, 48, 142.
- [22] INITIAL REPORTS OF THE DEEP SEA DRILLING PROJECT, vol. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, Ed. by National Science Foundation, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C. 20402.
- [23] LANGSETH M. G., LE PICHON X. et EWING M. (1966). — Crustal structure of the mid-ocean ridges, 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents, *J. Geophys. Res.*, 71, 5321-5355.
- [24] LARSON R. L. et CHASE C. G. (1970). — Relative velocities of the Pacific, North America and Cocos Plates in the Middle America Region, *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 7, 425-428.
- [25] LARSON R. L. et CHASE C. G. (1972). — Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, numb. 12, 3627-3644.
- [26] LARSON R. L. et PITMAN W. C. (1972). — World-Wide Correlation of Mesozoic Magnetic Anomalies and its implications, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, n° 12, 3645-3662.
- [27] LAUGHTON A. S., WITHMARSH R. B. et JONES M. T. (1970). — The evolution of the Gulf of Aden, *Phil.*

RÉSULTATS SCIENTIFIQUES DU PROGRAMME JOIDES

- Trans. Roy. Soc. London, A.*, 267, 227-266.
- [28] LAUGHTON A. S. (1971). — South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic, *Nature*, vol. 232, august 27, 612-616.
- [29] LE PICHON X. et HEIRTZLER J. R. (1968). — Magnetic Anomalies in Indian Ocean and sea floor spreading, *J. Geophys. Res.*, 73, 2101-2117.
- [30] LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973). — Plate Tectonics. Elsevier, sous-presse.
- [31] LE PICHON X., BONNIN J. et PAUTOT G. (1970). — The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar Plate boundary : an example of compressive tectonics (Abstract). Upper Mantle Committee Symposium, Flagstaff, Arizona, July 1970.
- [32] MAC KENZIE D. et SCLATER J. G. (1971). — The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous, *The Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, vol. 24, n° 5, 437-529.
- [33] MASCLE J. et PHILLIPS J. D. (1972). — Magnetic Smooth Zones in the South Atlantic. *Nature*, vol. 240, November 10, 80-84.
- [34] MORGAN W. J. (1971). — Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, vol. 230, 42-43.
- [35] OLIVET J. L., LE PICHON X., SICHLER B. et MONTI S. (1973). — Charlie-Gibbs Fracture Zone (sous-presse).
- [36] PARKER R. L. et OLDENBURG D. W. (1973). — Thermal Model of Ocean Ridges. *Nature Physical Science*, vol. 242, april 30, 137-139.
- [37] PAUTOT G., AUZENDE J. M. et LE PICHON X. (1970). — Continuous Deep Sea Salt Layer along North Atlantic Margins related to early Phase of Rifting, *Nature*, 227, 351.
- [38] PAUTOT G. (1970). — La dorsale médio-Atlantique et le renouvellement des fonds océaniques, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, vol. 12, fasc. 5, 379-401.
- [39] PIMM A. C. et HAYES D. E. (1972). — General Synthesis, Init. Rep. of D.S.D.P., vol. 14, 955-975.
- [40] PITMAN W. C., HERRON E. et HEIRTZLER J. R. (1968). — Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading, *J. Geophys. Res.*, vol. 73, 2069-2085.
- [41] SCLATER J. G. et FRANCHETEAU J. (1970). — The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth, *The Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 20, 509.
- [42] SCLATER J. G. et JARRARD R. D. (1971). — Preliminary paleomagnetic results, leg. 7, Init. Reports of the D.S.D.P., vol. 7, 1227-1234.
- [43] SCLATER J. G., ANDERSON R. N. et BELL M. L. (1971). — Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, 76, 7888-7915.
- [44] SIBUET J. C. (1973). — Histoire tectonique du Golfe de Gascogne, (sous presse).
- [45] SUMMARY OF DEEP SEA DRILLING PROJECT (28 legs), D.S.D.P., Scripps Institution of Oceanography.
- [46] SYKES L. R. (1970). — Seismicity of the Indian Ocean and a possible Nascent Island Arc between Ceylon and Australia, *J. Geophys. Res.*, vol. 75, 5041-5055.
- [47] VINE F. J. et MATTHEWS D. H. (1963). — Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, 199, 947-949.
- [48] WEISSEL J. K. et HAYES D. E. (1971). — Asymmetric Sea-floor Spreading south of Australia, *Nature*, vol. 231, June 25, 518-521.
- [49] WHITMARSH R. B. (1969). — Magnetic Anomaly chart of the Gulf of Aden, National Inst. of Oceanography.