

STRUCTURE ET ÉVOLUTION DES FONDS OCÉANIQUE. LA TECTONIQUE DES PLAQUES

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

INTRODUCTION

L'EXPLORATION de la couverture sédimentaire des fonds océaniques n'a été possible d'une manière systématique que depuis 1960, lorsque les techniques de sismique réflexion continue furent introduites pour la première fois. L'absorption du son dans les sédiments étant d'autant plus grande que la fréquence est élevée, les procédés de sondage ultra-sonore classiques qui utilisent des fréquences de l'ordre de 12 kHz ne permettent pas des pénétrations supérieures à quelques mètres à l'intérieur des sédiments meubles. Par contre, aux fréquences de l'ordre de 100 Hz, la pénétration de l'onde sonore est beaucoup plus grande et il devient possible d'effectuer un véritable sondage continu des couches sédimentaires consolidées.

MÉTHODES

Le système de mesure comprend trois éléments principaux : une source sonore ayant un rythme de répétition de l'ordre de dix secondes, ou moins ; un récepteur, la plupart du temps une chaîne d'hydrophones, qui enregistre les variations de pression dans l'eau ; un enregistreur, le plus souvent analogique qui présente les résultats sous la forme d'une coupe distance-temps de réflexion double. Les sources sonores les plus utilisées sont soit une décharge électrique entre deux électrodes, décharge qui déclenche la cavitation d'une bulle de vapeur, c'est l'étincelleur ou *spark* ; soit une décharge soudaine d'un volume d'air comprimé, c'est le canon à air ou *air-gun* ;

DYNAMIQUE INTERNE

soit l'explosion d'une faible charge d'explosifs, c'est par exemple le système « flexotir » de l'Institut français du Pétrole, dans lequel une charge de 50 grammes explose à l'intérieur d'une sphère percée de trous. Cette sphère limite les effets parasites de pulsation de la bulle de gaz. Les systèmes couramment utilisés permettent une pénétration de l'ordre du kilomètre sous le fond de la mer à l'intérieur de la couche de sédiments meubles ou semi-consolidés, et ceci à une vitesse de croisière du navire de 8 à 10 nœuds. Des systèmes plus poussés, comme celui du flexotir, peuvent permettre une pénétration de plusieurs kilomètres, c'est-à-dire généralement, jusqu'à la surface du socle de roches volcaniques ou consolidées.

Il est donc possible non seulement de mesurer très rapidement l'épaisseur totale de la couche sédimentaire océanique, mais aussi d'enregistrer les détails de sa structure qui se reflètent dans sa stratification acoustique. Si, pour le moment, la pénétration se trouve limitée par la surface du socle, il semble qu'il soit possible avec des systèmes de mesure plus élaborés et plus lourds de pénétrer jusqu'à la surface du manteau supérieur. En tout cas, dès à présent, il a suffi d'une dizaine d'années pour reconnaître et cartographier dans ses grandes lignes la nature et l'épaisseur de la couche sédimentaire dans tous les océans du Globe. Naturellement, l'opération de restitution de la coupe temps de réflexion double-distance en une coupe géologique suppose d'une part que l'on connaisse la loi de distribution des vitesses dans les sédiments et d'autre part que l'on associe les discontinuités d'impédance acoustique à des niveaux géologiques déterminés.

LOI DE DISTRIBUTION DES VITESSES DANS LA COUCHE SÉDIMENTAIRE : SA CONSTITUTION

Si le sondage vertical ne permet pas de mesurer la distribution verticale de la vitesse du son à l'intérieur de la couche sédimentaire, il est possible de mesurer cette loi de distribution des vitesses en utilisant le fait que le rayon sonore se trouve plus ou moins réfracté suivant l'angle qu'il fait avec la couche sédimentaire. Il suffit donc d'enregistrer le temps de parcours de rayons sonores

LES FONDS OCÉANIQUE

dont l'angle d'incidence sur la couche sédimentaire varie entre la verticale, où il n'y a pas de réfraction, et l'angle maximum correspondant à la réflexion totale. Ceci peut se faire de deux manières. Soit en s'éloignant progressivement avec la source du récepteur (qui est par exemple suspendu à une bouée), soit en traînant une ligne de récepteurs suffisamment espacés dans le plan horizontal pour enregistrer simultanément des rayons provenant de la même explosion mais dont l'angle d'incidence change de plus de cinq ou dix degrés.

Ces mesures qui ont été faites en de nombreux points des bassins sédimentaires profonds ont montré que la couverture sédimentaire était généralement constituée par des roches peu ou pas consolidées dans lesquelles la vitesse des ondes compressives ne dépasse pas trois kilomètres/seconde tandis que celle des ondes de cisaillement n'est souvent que de quelques centaines de mètres par seconde. En général, la vitesse à la surface du fond est voisine ou même inférieure à celle de l'eau de mer (1 500 m/s environ) sauf dans le cas de boues calcaires ou de boues contenant des proportions de sables importantes. Cette vitesse augmente assez rapidement avec la profondeur jusqu'à une valeur de l'ordre de 1 800 m/s après quoi elle n'augmente plus que très lentement. Tout se passe comme si la consolidation des roches par grande profondeur n'était qu'un processus très lent, même sous plusieurs kilomètres de sédiments, comme dans le golfe du Mexique. Ceci a été confirmé par les forages profonds récents du programme américain Joides qui n'ont trouvé à l'intérieur de la couche sédimentaire que des roches meubles ou semi-consolidées (si l'on excepte des lits de cherts intercalés), même lorsque l'âge des roches dépassait cent millions d'années.

Il est donc en général raisonnable d'admettre que la couche sédimentaire que l'on peut pénétrer avec les systèmes de sismique réflexion continue est formée par des roches peu ou pas consolidées dans lesquelles la vitesse acoustique moyenne est de l'ordre de deux kilomètres par seconde. Les réflexions internes ne sont donc généralement pas dues à des variations importantes de la vitesse, mais révèlent plutôt la présence de réflecteurs discrets comme des passées de sable ou des couches de chert.

DYNAMIQUE INTERNE

L'Océan ATLANTIQUE

L'océan Atlantique est probablement celui dont la couverture sédimentaire a été la mieux étudiée. D'autre part s'agissant d'un océan relativement étroit, entouré de masses continentales importantes, il contient des masses sédimentaires importantes, en particulier dans ses bassins occidentaux. Enfin, c'est dans cet océan qu'ont été reconnues des zones de réflecteurs caractéristiques qui ont pu être datées grâce à des carottages, datations qui viennent d'être confirmées par les forages du programme Joides.

Avant que ces reconnaissances sismiques aient été effectuées, on considérait généralement que le fond des océans devait être partout couvert d'une épaisseur de sédiments de plusieurs kilomètres. Kuennen, se basant sur les estimations des taux d'érosion des continents, avait calculé que, si les océans étaient permanents, c'est-à-dire s'ils avaient été présents, essentiellement dans leur forme actuelle, depuis les débuts des temps géologiques, il devait s'y être accumulé une couche correspondant à une épaisseur de 12 km de sédiments non consolidés soit 4 km ou 5 km de roches consolidées. Or les levés sismiques ont montré que l'épaisseur moyenne des sédiments au-dessus du socle ne dépassait pas 300 m. Naturellement, on ne peut exclure a priori que ce socle contienne une part importante de roches consolidées. Toutefois, comme nous le verrons plus loin, ceci paraît peu probable sur la majeure partie de l'étendue des océans.

La seconde découverte d'importance fut que l'épaisseur des sédiments est loin d'être uniforme dans un océan donné. En première approximation, on peut considérer que cette épaisseur augmente progressivement de l'axe des dorsales médio-océaniques, où elle est nulle, au pied des marges continentales où elle atteint souvent deux ou trois kilomètres et va jusqu'à six kilomètres.

LA DORSALE

La première reconnaissance de la dorsale médio-atlantique en sismique réflexion continue fut publiée en 1964 par des chercheurs du Lamont Geological Observatory, qui furent les pionniers dans l'utilisation de cette

LES FONDS OCÉANIQUES

discipline. D'une manière générale, sur toute la longueur de la dorsale, on peut reconnaître deux provinces principales. Dans la province de crête, et sur une largeur de plus de cent kilomètres, l'épaisseur des sédiments est trop faible pour pouvoir être mesurée avec les systèmes de sismique continue. En général l'épaisseur moyenne ne doit pas dépasser une dizaine de mètres, ce qui est confirmé par le fait que les carottiers heurtent souvent le socle rocheux après une pénétration de quelques mètres. Sur les flancs de la dorsale, l'épaisseur moyenne est de l'ordre d'une centaine de mètres, pouvant atteindre trois cents mètres aux latitudes élevées, mais pouvant être beaucoup plus faible. Ces sédiments se sont généralement accumulés dans les dépressions topographiques et tout semble indiquer qu'il s'agit de sédiments pélagiques. Si l'on prend comme taux de sédimentation moyen les taux correspondant à ceux mesurés pour le Pléistocène, il faut admettre que cette couverture s'est entièrement déposée durant le Cénozoïque (environ 60 millions d'années) et que la zone de crête est soit de création très récente, soit affectée d'un volcanisme suffisant pour ensevelir les sédiments déposés sur toute sa largeur.

LES BASSINS OCÉANIQUES

La couverture des bassins sédimentaires se présente de manière tout à fait différente. Dès les premières reconnaissances avec un sondeur acoustique, on avait reconnu l'existence de ces étendues planes et dotées d'un gradient de pente souvent inférieur à 1 pour 1 000. Les mesures de sismique réflexion montrèrent que le socle rugueux des dorsales s'enfonçait sous cette couverture meuble pour atteindre sa profondeur maximum, entre 6 et 8 kilomètres au pied des marges continentales. Les plaines abyssales sont donc le produit d'un processus de sédimentation capable de remplir les dépressions du socle jusqu'à un niveau plan, en faible pente depuis la marge continentale jusqu'aux flancs des dorsales. Les enregistrements sismiques montrèrent qu'à l'intérieur de cette couche sédimentaire, on pouvait reconnaître des séries de réflecteurs, continus sur toute l'étendue des bassins, et qui représentaient en quelque sorte la surface fossile de plaines abyssales antérieures. C'est ce qui

DYNAMIQUE INTERNE

amena Maurice Ewing et ses collaborateurs à proposer que le processus de remplissage de ces bassins avait été le processus des courants de turbidité, capables d'apporter à plusieurs milliers de kilomètres du plateau continental des coulées de boues et de sables fins. Les réflexions internes étaient donc attribuées aux passées de sable amenées par les courants de turbidité.

Or, on remarqua rapidement qu'à une hauteur correspondant au tiers de la hauteur de la colonne sédimentaire (soit environ à 1 kilomètre au-dessus du socle et 300 mètres sous la surface du fond de l'océan) se trouvait une zone de réflecteurs beaucoup plus denses que

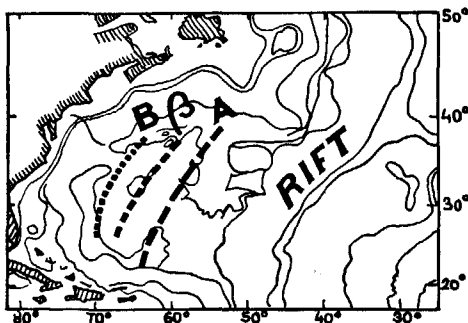


FIG. 1. — POSITIONS RESPECTIVES DES LIMITES EST DES RÉFLECTEURS B, β ET A PAR RAPPORT AU RIFT DANS LE BASSIN OUEST DE L'OCÉAN ATLANTIQUE NORD. (D'après J. Ewing, J. L. Worzel, M. Ewing et C. Windisch, « Science », vol. 134, n° 3733, p. 1125.)

l'on pouvait reconnaître et suivre dans tous les bassins de l'Atlantique Nord-Ouest et qu'on nomma Horizon A. Cet horizon venait buter aux pieds des flancs de la dorsale et s'étendait jusqu'à la marge continentale. D'autre part un horizon similaire fut identifié dans le Bassin Argentin (où les accumulations de sédiments sont parti-

LES FONDS OCÉANIQUES

culièrement importantes dépassant trois kilomètres) et dans la mer des Caraïbes. Les chercheurs du Lamont proposèrent alors de considérer cet horizon comme un marqueur stratigraphique correspondant à un âge géologique durant lequel les courants de turbidité avaient été particulièrement actifs. Or des carottages prélevés à un endroit où cet horizon semble venir à la surface, près des îles Bahamas, échantillonnèrent des sédiments du Maestrichtien (70 M.a.) apparemment déposés par des courants de turbidité.

Dans les bassins de l'Atlantique Nord-Ouest, une seconde zone de réflecteurs peut être reconnue juste au-dessus du socle, dans la moitié Ouest des bassins (c'est-à-dire entre la marge continentale et le dôme des Bermudes). Cet horizon, appelé Horizon β par Ewing peut être daté de la même manière. Il correspondrait à des sédiments déposés durant le Crétacé inférieur, il y a à peu près 110 millions d'années.

Enfin, on remarqua que dans l'extrémité Ouest des bassins de l'Atlantique Nord-Ouest, le socle n'avait pas les mêmes caractères que sur la dorsale ou sous la majeure partie des plaines abyssales. En effet, il retournait à la surface un écho cohérent, indiquant qu'il ne possédait pas cette rugosité caractéristique du socle volcanique habituel. Ceci amena l'équipe du Lamont à donner un nom particulier à ce réflecteur, l'Horizon B, et à supposer qu'il correspondait à des sédiments consolidés qui recouvraient le socle volcanique primitif.

Toutefois, à la différence de l'Horizon A, les Horizons β et B ne furent pas identifiés dans les autres régions de l'Atlantique. En tout état de cause, il semblait, qu'au moins dans l'Atlantique Nord-Ouest, on s'était mis à même de reconstituer l'histoire sédimentaire de l'ensemble des bassins. La colonne sédimentaire non consolidée avait à sa base l'Horizon B qui devait marquer approximativement la limite « Jurassique-Crétacé », soit environ 150 M.a. Un peu plus haut se trouvait l'Horizon β correspondant à l'Aptien (environ 110 M.a.) et enfin l'Horizon A marquant la limite Crétacé-Cénozoïque (60-70 M.a.). Or il apparaissait clairement que plus l'Horizon était récent, plus il s'étendait vers la dorsale, l'Horizon B ne s'étendant pas à plus de 500 km du continent, l'Horizon β environ 1 000 km et l'Horizon A 1 500 km à

DYNAMIQUE INTERNE

2 000 km. Tout se passait comme si l'Atlantique s'était progressivement élargi depuis cent cinquante millions d'années au taux moyen de deux centimètres par an, de chaque côté de la dorsale. Les résultats préliminaires des forages profonds Joides effectués à la fin de l'année 1968 dans l'Atlantique Nord ont essentiellement confirmé cette stratigraphie. Si la tête de forage ne put pénétrer jusqu'à l'Horizon B et donc vérifier si celui-ci comprenait bien des sédiments consolidés, elle s'arrêta quelques dizaines de mètres au-dessus, à la limite du Jurassique et du Crétacé. L'Horizon β représentait bien le toit du Crétacé inférieur. Quant à l'Horizon A, il semblait correspondre à l'étage auquel apparaissent pour la dernière fois des passées de radiolarites silicifiées : des couches de chert. Cet étage était l'Éocène moyen (soit environ 50 M.a. au lieu de 60 ou 70 M.a. comme on l'avait supposé). D'après ces résultats préliminaires, l'Horizon A est en fait une zone de sédiments déposés entre le Crétacé supérieur et l'Éocène moyen, dans laquelle les passées de chert étaient abondantes et pouvaient être associées à des turbidites, mais ne l'étaient pas nécessairement. Il semble bien que l'Horizon A dans l'Atlantique Sud et l'Horizon A dans la mer des Caraïbes correspondent aussi à ce niveau où les couches de chert sont abondantes entre la fin du Crétacé et le début du Cénozoïque.

LA MARGE CONTINENTALE

Toutefois, si l'on avait eu tendance au début à attribuer un rôle prédominant au phénomène des courants de turbidité, des études plus poussées montrèrent rapidement que ce phénomène ne pouvait tout expliquer. En particulier, si les sédiments ayant une stratification acoustique importante étaient fréquents dans les plaines abyssales, on avait remarqué qu'en de nombreuses régions, et en particulier sur les glacis au pied de la marge continentale, se trouvaient accumulées des masses importantes de sédiments peu ou pas acoustiquement stratifiés (aux fréquences comprises entre 50 et 100 Hz) et que l'on avait appelés les sédiments homogènes. Or ces sédiments montraient aussi la même tendance à créer des surfaces planes, plus ou moins inclinées. Une grande partie du Bassin Argentin et tous les glacis de l'Atlantique Sud en parti-

LES FONDS OCÉANIQUES

culier semblaient de ce type. Ce furent encore des équipes du Lamont qui montrèrent que ces sédiments étaient portés en suspension fine près du fond par les courants profonds qui sont particulièrement importants le long de la marge Ouest de l'Atlantique du fait du phénomène d'intensification des courants vers l'Ouest qu'avait prédite Stommel.

Quoi qu'il en soit, les pieds des marges continentales atlantiques sont occupés par des masses de sédiments plus ou moins acoustiquement homogènes et dont l'épaisseur atteint couramment trois kilomètres. Dans certains cas exceptionnels, comme dans le golfe de Gascogne, les travaux des équipes de l'Institut français du Pétrole et de l'Université de Cambridge ont montré que l'accumulation pouvait atteindre six kilomètres. Tout se passe comme si l'on avait affaire à une fosse océanique remplie de sédiments plus ou moins consolidés. L'épaisseur même de ces sédiments en rend la base inaccessible au forage, et il n'est donc pas possible pour le moment de savoir dans quelles conditions ces sédiments ont commencé à se déposer. Des conditions initiales de dépôt dépend en grande partie l'intérêt économique éventuel de ces accumulations sédimentaires et c'est pour ces raisons qu'elles sont à l'heure actuelle le but d'investigations intensives.

LES MERS MÉDITERRANÉENNES

Le cas des mers de type méditerranéen comme la Méditerranée occidentale, le golfe du Mexique ou la mer des Caraïbes, est évidemment très différent de l'océan Atlantique. S'agissant de mers fermées, ayant une surface faible par rapport à la longueur des côtes environnantes, elles sont généralement l'objet d'une sédimentation très importante, essentiellement terrigène et non pélagique, et où le taux est de l'ordre de 10 cm/1 000 ans, comparable au taux régnant sur les glaciés du précontinent, alors qu'en bassins océaniques, le taux moyen dépasse rarement 1 cm/1 000 ans. On doit donc s'attendre à y trouver de larges accumulations de sédiments acoustiquement stratifiés qui peuvent atteindre six kilomètres dans le golfe du Mexique et, d'après les travaux de sismique réflexion de Fahliquist, six kilomètres également en Méditerranée occidentale. Ces deux mers sont particulièrement

DYNAMIQUE INTERNE

intéressantes, car elles sont toutes les deux caractérisées par l'existence de dômes ayant progressivement remonté par gravité à travers la couche sédimentaire pour arriver parfois, jusqu'à la surface, ou même la crever formant ainsi de petites collines. Ces dômes sont particulièrement bien décelés par les techniques de sismique réflexion car ils sont acoustiquement inertes, c'est-à-dire que leur contour est défini par une zone d'absence de réflexion. Ces diapirs, découverts dans le golfe du Mexique par l'équipe de Maurice Ewing et cartographiés dans la Méditerranée occidentale par Glangeaud, sont probablement des dômes de sel provenant d'une couche de sel située à la base de la colonne sédimentaire. Ceci vient d'être vérifié pour le golfe du Mexique par forage et l'on a bien trouvé du sel ayant un âge (déterminé grâce aux grains de pollen inclus) et des caractéristiques géochimiques identiques au sel des dômes du Texas (la couche de sel du Louann qui date du Jurassique).

Les implications, géologiques et économiques, de ces découvertes toutes récentes ne sont pas encore bien éclaircies mais en tout état de cause les questions qu'elles posent sont d'une extrême importance. Puisqu'il s'agit de régions où la profondeur d'eau atteint 3 400 m pour le golfe du Mexique et plus de 2 000 m pour la Méditerranée, faut-il admettre que le sel peut se déposer en grandes quantités dans une mer profonde ? Ne doit-on pas plutôt admettre que ce sel fut déposé au niveau de la mer, donc sur une structure semi-continentale qui ne s'est effondrée qu'ensuite ? Ceci semble confirmé par l'identité d'âge et de caractéristiques géochimiques entre le sel du dôme profond du golfe du Mexique et celui des dômes du Texas. D'autre part, dans le golfe du Mexique, ce dépôt de sel s'est produit à une époque où l'on assistait à une subsidence généralisée des marges continentales actuelles. Ceci suggère donc que le sel est contemporain de la formation du golfe du Mexique par effondrement durant le Jurassique. Or le forage profond a montré que le *cap rock* qui recouvrait le dôme était saturé de pétrole. On voit les implications économiques.

En Méditerranée occidentale, Glangeaud a proposé un âge permien pour cette couche probablement salifère ; d'autres suggèrent un âge miocène. En tout état de cause, la découverte de l'existence de cette couche de sel

LES FONDS OCÉANIQUES

dans la zone axiale de la Méditerranée occidentale (appelée zone A par Glangeaud) lorsqu'elle sera complétée par une datation définitive, permettra de préciser l'histoire de la Méditerranée occidentale et de définir les potentialités économiques éventuelles de cette région qui se trouve au pied de nos marges continentales méridionale et corse.

L'OCÉAN INDIEN

Il n'est pas possible de décrire, même sommairement, la couverture sédimentaire sur l'ensemble des océans. Nous pouvons seulement donner une idée de sa distribution générale et essayer de caractériser les océans les uns par rapport aux autres. Nous avons déjà vu que les dorsales médio-océaniques dans l'océan Indien, ont un type voisin de celui de la dorsale médio-atlantique et différent de celui des dorsales du Pacifique. On sait d'autre part que, comme l'Atlantique, l'océan Indien est un océan où le rapport périmètre des côtes environnantes/surface de l'océan est beaucoup plus important que dans le Pacifique. De même au contraire du Pacifique et comme l'Atlantique, l'océan Indien ne possède pas sur son pourtour une ceinture quasi continue de fossés océaniques profonds. À l'heure actuelle donc, les sédiments qui descendent par gravité le long des marges continentales ne sont pas piégés par un fossé océanique avant d'atteindre les bassins adjacents. Enfin, on sait que dans l'hypothèse de la dérive des continents, l'océan Atlantique comme l'océan Indien doivent leur création à la fragmentation des continents de Gondwana et Laurasia, processus qui aurait commencé il y a deux cents millions d'années. Implicitement, dans le cadre de cette hypothèse, et à moins d'admettre la possibilité d'une expansion rapide du Globe, ceci suppose que l'océan Pacifique, lui, s'est rétréci d'une surface à peu près égale à la surface totale des océans Atlantique et Indien, par absorption de la croûte océanique à l'intérieur des fossés océaniques. Si ceci est vrai, il faut alors s'attendre à ce que les fortes accumulations de sédiments qui devraient exister au pied des marges Pacifiques aient été détruites dans les fossés ou plaquées contre le pied des continents. Or, effectivement, nous retrouvons bien dans l'océan

DYNAMIQUE INTERNE

Indien un type de distribution des sédiments, et un volume total d'accumulation comparables à ceux que nous avons décrits pour l'Atlantique. Dans l'océan Pacifique, au contraire, la situation est complètement différente.

Sur toute la surface des dorsales médio-indiennes (si l'on excepte les flancs de la branche Sud-Ouest) l'épaisseur moyenne des sédiments est inférieure à cent mètres et ne dépasse pas quelques mètres dans la zone de crête. Par contre près de la moitié du volume total des sédiments déposés dans l'océan Indien se trouve accumulée dans les énormes cônes de déjection du Gange et de l'Indus où l'épaisseur des sédiments atteint trois kilomètres. Une troisième zone d'accumulation importante se trouve dans le détroit de Mozambique et le bassin de Somali. Par contre, au large de l'Australie, les dépôts sont beaucoup plus faibles et ils sont très faibles au sud de la fosse de Java. Là, comme pour le cas des fossés du Pacifique, tout se passe comme si les sédiments érodés des îles indonésiennes avaient été absorbés par la fosse océanique ou réintégrés d'une manière ou d'une autre à la marge continentale.

En dehors de ces zones d'accumulation importante de sédiments terrigènes, il existe au sud de la zone de convergence antarctique (par 50° Sud) des épaisseurs de sédiments pélagiques, qui sont essentiellement des boues siliceuses, de l'ordre de quelques centaines de mètres d'épaisseur.

L'OCÉAN PACIFIQUE

Sur l'ensemble de l'océan Pacifique, l'épaisseur moyenne des sédiments ne dépasse pas trois cents mètres et elle est sans doute inférieure à cent mètres dans la partie située au sud de l'équateur. D'autre part, comme on l'a remarqué plus haut, les grosses épaisseurs de sédiments qui s'accumulent généralement dans les glaciés, à la base des marges, sont absentes partout où il existe des fossés océaniques sismiquement actifs, c'est-à-dire sur l'ensemble de la bordure Ouest, au nord de la Nouvelle-Zélande, le long de l'arc des Aléoutiennes, le long du fossé d'Amérique centrale (au large du Mexique) et le long du fossé du Chili (au nord de la dorsale du Chili).

D'une manière générale, l'équipe de chercheurs du

Lamont a distingué deux grandes unités principales. Dans le Pacifique Nord-Ouest, au nord d'une ligne correspondant à la zone sismique Nouvelle-Guinée-Île de Tonga et à l'ouest d'une ligne passant par les îles Hawaï par 160° de longitude Ouest, il existe une couche acoustiquement difficile à pénétrer au-dessous de la couche des sédiments superficiels pélagiques. Cette couche, appelée couche « opaque », est d'une épaisseur moyenne de deux cents mètres et semble constituée de sédiments semi-consolidés caractérisés par une vitesse compressive de l'ordre de 3 km/s. Des carottages effectués sur le dôme de Shatsky, au large du Japon, suggèrent que le toit de cette couche correspond approximativement à la limite Crétacé-Cénozoïque. Ces carottages semblent également indiquer que le toit du socle sous-jacent se trouve au contact du Jurassique supérieur (en effet on a carotté du Crétacé inférieur à une faible hauteur au-dessus de ce socle). Nous retrouvons donc là une stratigraphie voisine de celle qu'on vient de décrire pour les bassins de l'Océan Atlantique Nord-Ouest. La couche de sédiments « opaques » qui commence dans le Jurassique supérieur et se termine à la limite du Crétacé et du Cénozoïque correspond à l'intervalle compris entre les réflecteurs B et β. Au-dessus se trouvent les sédiments non consolidés déposés durant le Cénozoïque. Toutefois, à la différence de l'Atlantique, on n'a affaire ici qu'à de faibles épaisseurs de sédiments essentiellement terrigènes.

Sur tout le reste de la surface du Pacifique, au nord-est comme au sud, les sédiments pélagiques cénozoïques semblent reposer directement sur le socle rugueux d'origine apparemment volcanique et ceci n'a pas été infirmé par les nombreuses carottes prélevées dans les zones où le socle semble affleurer et dont l'âge, en aucun cas, ne dépasse le Paléocène (60 M.a.). Bien plus, comme l'ont remarqué indépendamment Burckle et Riedel, l'âge maximum des échantillons prélevés augmente progressivement de la crête de la dorsale, où il est récent, à la bordure de la zone des sédiments opaques où il correspond à la base du Cénozoïque. Fait remarquable, sur toute la zone de crête des dorsales du Pacifique, au nord, comme à l'équateur et au sud, la couche sédimentaire ne dépasse pas quelques mètres, même dans les régions où le taux de sédimentation pélagique actuel est important.

Toutefois, cette couche de sédiments pélagiques, déposés durant le Cénozoïque, n'a pas partout la même épaisseur, loin de là. Ewing et ses collaborateurs, en particulier, ont décrit l'existence d'un véritable bourrelet équatorial où l'épaisseur atteint six cents mètres et qui reflète la productivité planctonique accrue liée à la zone de convergence équatoriale. De même, dans la région Nord-Ouest, où le courant Kuro-Shio est à l'origine d'une productivité accrue, on constate un épaississement important de cette couche de sédiments pélagiques. Enfin, dans le secteur Nord-Est, un cas remarquable a été décrit par Hamilton. Dans ce secteur, en effet, on trouve une couche de sédiments stratifiés, des turbidites, dont l'épaisseur atteint 500 à 600 mètres. La pente régionale montre que ces sédiments avaient leur source dans l'arc des Aléoutiennes, ce qui indique que le fossé de Aléoutiennes a dû se former après que les turbidites se soient déposées, probablement durant le Miocène.

LA STRUCTURE DU SUBSTRATUM

LA STRUCTURE OcéANIQUE : LA TRANSITION OcéAN-CONTINENT

RAPPEL HISTORIQUE

Comme le remarquaient Vine et Hess, il y a seulement trente-cinq ans nous avions des conceptions totalement différentes sur la nature de la croûte océanique. Par exemple Daly, en 1933, avait suggéré que la couche principale de la croûte océanique était épaisse de soixante-quatorze kilomètres et formée de basalte. Cette hypothèse était basée sur l'équilibre isostatique qu'on sait exister entre les continents et les océans, depuis les cam-

FIG. 2. - CARTe DE L'ÉPAISSEUR DES SÉDIMENTs DANS LE PACIFIQUE.

Les isopaques sont graduées en centaines de mètres. (D'après J. Ewing, M. Ewing, T. Aitken et W. J. Ludwig, « American geophysical Union Monograph », 12, p. 147.)

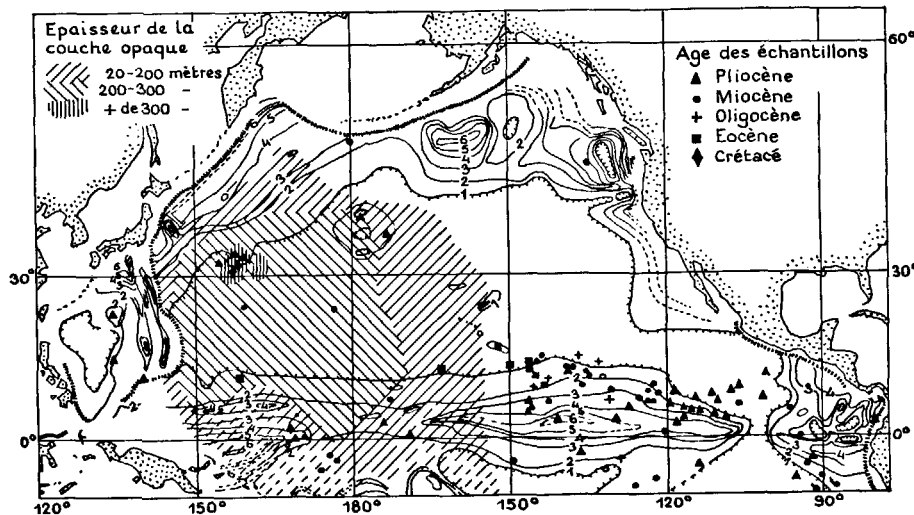


FIG. 2.

DYNAMIQUE INTERNE

pagnes en sous-marins faites par Vening-Meinesz pour mesurer le champ de gravité.

Ces conceptions changèrent radicalement lorsque Ewing, pour la première fois, appliqua les techniques de sismique réflexion à la partie profonde des océans, mettant ainsi en évidence la structure de la croûte océanique. Entre les années 1950 et 1960, les équipes des principaux laboratoires américains et anglais multiplièrent les sondages sismiques par réflexion dans les trois grands océans, démontrant qu'en dehors des dorsales et des fossés, la structure de la croûte océanique est remarquablement homogène. En dessous de la couche de sédiments non consolidés, également appelée couche 1, que nous avons décrite précédemment, se trouve le socle, aussi appelé couche 2. Celui-ci est caractérisé par une vitesse des ondes compressives de l'ordre de 5 km/s (avec un écart type σ de 0,6 km/s) et une épaisseur de 1,7 km ($\sigma = 0,75$). Puis la couche océanique, ou couche 3, ainsi appelée parce qu'elle forme l'essentiel de la croûte océanique, où la vitesse est de 6,7 km/s ($\sigma = 0,25$) et l'épaisseur de 4,85 km ($\sigma = 1,4$). Cette couche océanique est située juste au-dessus du manteau dont elle est séparée par la surface de Mohorovičić le long de laquelle la vitesse de propagation moyenne est de 8,1 km/s.

Naturellement si pour simplifier l'interprétation, on a été amené à admettre des discontinuités franches entre les couches homogènes, il n'en est certainement pas ainsi dans la réalité. Mais le problème de la nature des transitions d'une couche à l'autre n'est pas encore résolu. Il semble toutefois que pour la discontinuité de Mohorovičić océanique, cette transition s'effectue en quelques centaines de mètres, au plus.

Il est remarquable que les variations de la vitesse et de l'épaisseur de cette couche océanique sur toute la surface des océans soient aussi faibles. En fait, si l'on excepte un amincissement systématique de la croûte sur les dorsales médio-océaniques, on peut dire que la structure type de la croûte ne varie pratiquement pas. Il y a donc là une différence importante avec les continents dont la structure est beaucoup plus variable, et dont il est impossible de prédire à priori la nature exacte en l'absence de mesures détaillées.

Le modèle de croûte océanique qui fut tout d'abord

LES FONDS OcéANIQUEs

proposé faisait de la couche 2 une couche de sédiments consolidés ou des formations volcaniques et de la couche 3 une couche de basalte ou gabbro. Toutefois, dès 1959, Hess supposait que la couche 3 n'est en fait que la surface supérieure du manteau altéré et est formée de péridotite hydratée et serpentinisée à 70 %. Dans cette perspective, la croûte océanique n'est pas vraiment distincte du manteau supérieur dans lequel il est possible de concevoir qu'elle puisse un jour se réintégrer, par exemple par enfouissement dans les fosses océaniques.

LES PROBLÈMES POSÉS PAR LA COUCHE II ET LA COUCHE III

Sur la base de la vitesse de propagation des ondes à l'intérieur de la couche 2 (5 km/s), il n'est pas possible de dire s'il s'agit de roches sédimentaires consolidées ou ignées. Nous avons vu toutefois que les études de sismique réflexion continue et les carottages confirmés par les forages de Joides, indiquent que sur la plus grande partie des océans, la surface de la couche 2 ou socle, est une roche basaltique. Les seules exceptions concernent les régions où le socle perd sa rugosité habituelle (couche B de l'Atlantique et région de sédiments opaques du Pacifique Nord-Ouest). Dans ces deux régions, il n'est pas exclu que le socle soit recouvert d'une couche de sédiments consolidés.

Pour la couche 3 ou couche océanique, nous ne possédons que peu d'éléments objectifs pour décider de sa composition, entre le basalte et la péridotite serpentinisée. Toutefois, des dragages effectués dans des zones faillées, où les sondages de réflexion suggèrent que cette couche est exposée sur la paroi de la faille, indiquent que l'hypothèse de Hess est vraisemblable. En effet, aussi bien sur la paroi de la fosse océanique de Porto Rico, que dans les zones de fracture de la Romanche, du Chain et de l'Atlantis (près de 30° N dans l'Atlantique), que dans les rifts de la dorsale médio-indienne et qu'au nord des Açores enfin, des dragages ont rapporté une proportion importante de roches ultrabasiques, et en particulier de péridotites partiellement ou totalement serpentinisées.

Si cette hypothèse était confirmée, elle serait de la plus grande importance, car elle implique que la compo-

DYNAMIQUE INTERNE

sition du manteau sous-jacent comprend une part importante de péridotite ou dunite et que la croûte océanique n'est que le résultat d'un phénomène d'altération superficielle du manteau. Dans cette perspective, on ne devrait pas parler de croûte océanique, les océans représentant la partie du Globe où la surface du manteau affleure. Seuls les continents, dont la composition diffère radicalement de celle du manteau, formeraient vraiment l'écorce terrestre.

LA TRANSITION CONTINENT-OcéAN

La transition entre des structures aussi radicalement différentes que le continent et l'océan est évidemment du plus grand intérêt. A priori, des considérations mécaniques amènent à penser qu'il y a là une région qui est potentiellement une région tectonique. En effet, puisque les deux colonnes voisines ne sont équilibrées isoélastiquement qu'à une trentaine de kilomètres ou plus, des forces importantes doivent s'exercer au-dessus de ce niveau, le continent ayant normalement tendance suivant le mot d'Orowan à « s'écouler » vers l'océan. D'autre part, les gradients thermiques sont nécessairement différents de part et d'autre de cette discontinuité ne serait-ce qu'à cause du fait qu'à l'intérieur de la couche d'eau épaisse de cinq kilomètres, la température n'augmente pas mais reste voisine de 0° C. En conséquence la température doit être systématiquement plus élevée sous le continent que sous l'océan, d'une centaine de degrés, jusqu'à une profondeur d'au moins cinquante kilomètres. Ceci doit avoir pour résultat l'introduction de forces tendant à rééquilibrer ce déséquilibre structural. Dans la pratique on constate effectivement que de nombreuses marges continentales sont des lieux privilégiés pour les mouvements tectoniques ou épigénétiques. Toutefois, ces mouvements sont très variés suivant les marges. On sait qu'une grande partie des marges de l'océan Pacifique sont marquées par l'association fossé océanique sismiquement actif, guirlande d'îles et arc volcanique. Les marges de l'océan Atlantique, au contraire sont tectoniquement calmes mais sont très souvent le siège d'une subsidence active, caractéristique du Cénozoïque et parfois du Mésozoïque. Enfin, Bourcart avait défendu la théorie de la

LES FONDS OcéANIQUEs

flexure continentale qui attribuait les caractéristiques de la marge continentale à des mouvements de basculement par rapport à un axe dont la migration détermine l'évolution de cette marge. Guilcher pense que cette théorie s'applique particulièrement bien aux marges de la Méditerranée occidentale et à celles de l'Afrique occidentale.

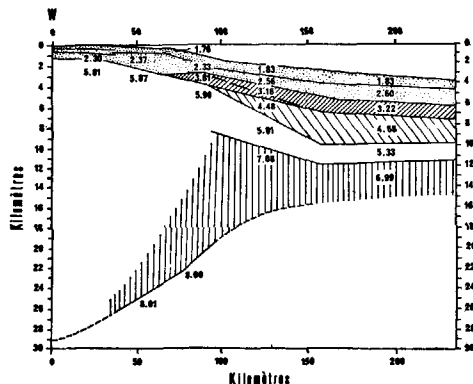


FIG. 3. — MARGE CONTINENTALE À L'EST DE BUENOS AIRES.

Les couches sont identifiées par la vitesse de propagation des ondes compressives en km/s.

(D'après M. Ewing, W. J. Ludwig et J. Ewing, « Journal of geophysical Research », 69, 1964, p. 2003.)

Quoi qu'il en soit de cette évolution des marges, dont il est d'ailleurs difficile de se faire une idée claire sans adopter une hypothèse sur leur genèse respective, les sondages de sismique réflexion ont montré que, sous sa couverture sédimentaire, le profil typique du socle est très voisin d'une marge à l'autre. La transition continent-océan s'effectue généralement sur une distance de l'ordre de cent kilomètres. En avant du rebord continental se trouve une fosse qui, comme on l'a vu plus haut, peut

GÉOLOGIE II.

être occupée par de larges accumulations de sédiments, formant ainsi le glacis continental, ou peut être demeurée vide de sédiments; c'est le cas d'un fossé océanique typique. En général, la structure est particulièrement difficile à étudier sous la pente continentale où, toutefois, on a souvent mesuré des vitesses d'ondes compressives qui ne sont typiquement ni des structures océaniques, ni des structures continentales. Ainsi, il n'est pas rare de mesurer des vitesses de l'ordre de 7,6 km/s qui sont anormalement faibles pour le toit du manteau. Il est clair qu'il reste encore beaucoup à faire pour comprendre, dans le détail, la manière dont s'effectue cette transition. Pour cela les mesures d'investigation profonde comme celles de sismique réfraction ou de magnétotellurique sont essentielles. Quant à la compréhension de l'évolution géologique des marges, il serait vain de la chercher sans aborder le problème beaucoup plus général de l'évolution des océans et donc de leur genèse.

LA STRUCTURE DES DORSALES

Il est possible de caractériser la structure des dorsales en disant qu'il s'agit d'une manifestation superficielle d'un phénomène qui agit dans le manteau supérieur de manière parfaitement symétrique par rapport à une ligne axiale qui correspond à la crête de la dorsale.

STRUCTURE INDIQUÉE PAR LES SONDAGES DE SISMIQUE RÉFRACTION ET LES MESURES DE GRAVITÉ

Qu'il s'agisse d'une manifestation superficielle du manteau est démontré clairement par le fait que l'ensemble de la dorsale est en équilibre iso statique local, sans qu'un épaissement de la croûte compense l'élévation au-dessus du fond des bassins adjacents. En effet, la grande surprise apportée par les sondages de sismique réfraction fut que la croûte océanique, au lieu de s'épaissir, s'amincit progressivement au fur et à mesure que l'on s'approche de la crête de la dorsale.

Si l'épaisseur du socle basaltique reste à peu près constante, ou peut même augmenter localement, comme sur la partie Nord de la dorsale médio-atlantique, par contre

l'épaisseur de la couche océanique diminue de moitié entre les bassins et la province de crête. Ceci s'accompagne donc d'une remontée du manteau qui, sous les bassins est à une profondeur de l'ordre de douze kilomètres en dessous de la surface de la mer alors que sous la crête de la dorsale il n'est plus qu'à une profondeur moyenne de huit kilomètres. Toutefois, dans la région axiale, le manteau a rarement sa vitesse normale de 8,1 km/s, mais possède au contraire une vitesse nettement supérieure à celle qui caractérise la couche océanique.

Si les sondages de sismique réfraction, dans cette zone particulièrement difficile à étudier du fait de sa topographie tourmentée, ne permettent pas encore de bien comprendre le détail de cette structure axiale, il ne fait aucun doute que la dorsale est en fait le produit d'un bombement qui correspond à une diminution de la vitesse des ondes compressives constatée par les sondages réfraction dans la zone axiale. La mesure du champ de pesanteur permet de préciser cette interprétation en montrant que, du fait de l'existence de gradients importants dans l'anomalie de Bouguer (qui donne la mesure du déficit de densité existant dans le manteau sous la dorsale), il est nécessaire qu'une grande partie de la masse compensatrice se situe à des profondeurs faibles, ne dépassant pas cinquante kilomètres.

LES MESURES DE FLUX DE CHALEUR ET L'ACTIVITÉ SISMIQUE

On a vu que c'est grâce à l'activité sismique associée à la ligne de crête des dorsales médio-océaniques qu'il a été possible de reconnaître rapidement l'unité spécifique du système des dorsales. À propos de cette activité sismique, les études récentes de Sykes et Brune en particulier ont montré qu'il s'agissait de séismes, liés à des fractures, se produisant tous ou presque tous à l'intérieur de la croûte océanique, soit dans les cinq premiers kilomètres en dessous de la surface de la mer. L'étude des mécanismes de ces séismes très peu profonds indique qu'il s'agit soit de fractures normales, liées très probablement à un mouvement d'expansion à l'axe même des dorsales, soit de fractures de cisaillement le long des zones de fracture qui joignent les portions décalées de la crête.

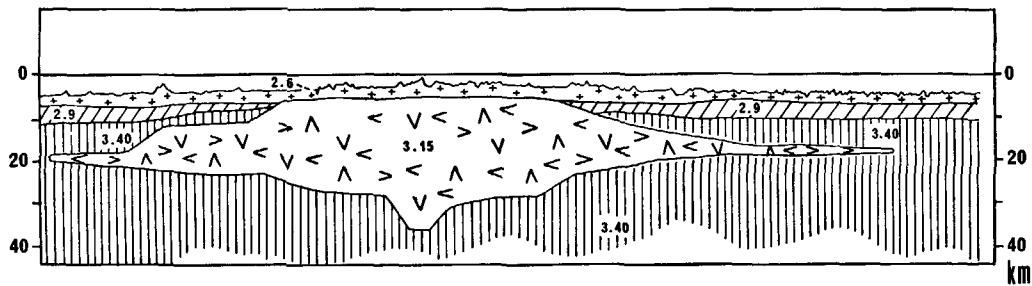


FIG. 4. - STRUCTURE DE LA DORSALE MÉDIO-ATLANTIQUE.

Les densités des diverses roches sont indiquées sur la figure. 3,40 g/cm³ correspond au manteau et 3,15 à un manteau fortement altéré.

(D'après M. Talwani, X. Le Pichon et M. Ewing, « Journal of geophysical Research », 70, 1965, p. 341.)

LES FONDS OCÉANIQUES

Dans tous les cas, cette activité sismique n'est pas diffuse, mais au contraire localisée à une zone (on pourrait presque parler d'une ligne), très étroite.

Mais, si l'activité sismique est localisée, il existe un autre indicateur d'activité tectonique qui, lui, s'étend à une zone beaucoup plus large. Il s'agit du flux de chaleur qui sous la dorsale atteint généralement des valeurs anormalement élevées sur toute la largeur de la zone de crête, et dans certains cas (dorsale du Pacifique Est par exemple) jusqu'à une distance importante sur les flancs. On sait que l'énergie thermique est de loin la source d'énergie la plus importante qui soit disponible pour les différentes manifestations orogéniques à la surface de la Terre. Or, bien qu'il soit très difficile d'interpréter les quelques centaines de mesures ponctuelles du flux thermique à la surface des sédiments, et bien que la plus grande prudence s'impose dans les conclusions qu'on tire de cette interprétation, il n'y a aucun doute que le flux moyen thermique sur toute la largeur de la zone de crête est au minimum le double du flux moyen terrestre ($3 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{s}$ au lieu de 1,5). Un tel apport d'énergie suppose nécessairement des mouvements de matière à faible profondeur dans le manteau sous la zone de crête, les transferts d'énergie par conduction à faible température (moins de 1000°C) étant beaucoup moins efficaces que les transferts d'énergie par convection. Il est remarquable que ces mouvements, que l'excès de flux de chaleur nous amène à supposer sous la zone de crête, ne produisent de ruptures, qui soient causes de séismes, que dans les cinq premiers kilomètres d'une zone axiale dont la largeur ne dépasse pas vingt kilomètres.

LA SYMÉTRIE DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES

Nous avons parlé de la symétrie de la dorsale par rapport à son axe. Cette symétrie se trouve dans la topographie locale et régionale, dans la structure et dans la distribution du flux de chaleur. Mais là où elle trouve sa manifestation la plus extraordinaire, c'est dans la distribution des anomalies magnétiques. En effet, les mesures effectuées sur les dorsales ont montré que, dans certaines régions, on pouvait avoir une symétrie parfaite (en tenant compte toutefois de la distorsion qu'introduit

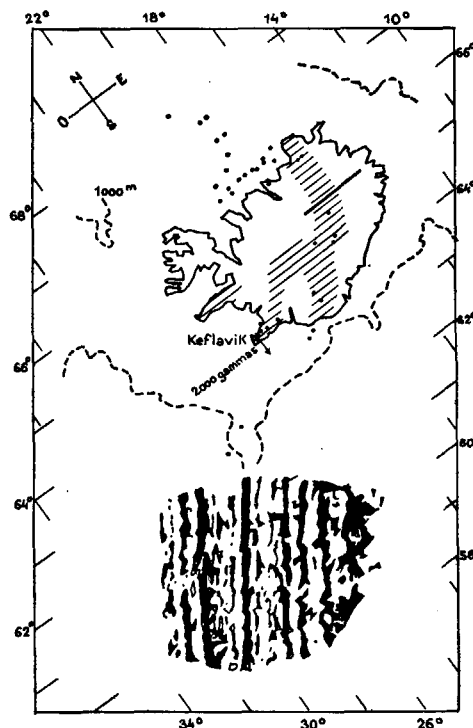


FIG. 5. — ANOMALIES MAGNÉTIQUES POSITIVES SUR LA DORSALE DE REIKJANES, AU SUD-OUEST DE L'ISLANDE.

La zone hachurée délimite les formations volcaniques quaternaires. Les épicentres des tremblements de terre sont indiqués par des points noirs; le trait en tiret marque l'emplacement de l'anomalie de 2 000 gammas au-dessus de la péninsule de Reykjanes.

DYNAMIQUE INTERNE

l'inclinaison du champ magnétique terrestre) sur des distances dépassant mille kilomètres. Une telle symétrie, pour des traits dont la largeur peut n'être que de quelques kilomètres, était totalement inconnue dans la géologie des continents. C'est elle qui a forcé les chercheurs à admettre que l'on avait affaire là à un processus totalement différent de ceux dont on constate les effets sur les continents et dont l'ampleur amenait à se demander s'il ne s'agissait pas d'un des processus dynamiques les plus importants qui soient pour la compréhension de l'évolution de la surface du Globe.

Dès 1939, Ewing, Hirshman et Heezen avaient remarqué que le Rift, dans la partie Nord de la dorsale médio-atlantique, était systématiquement associé à une forte anomalie magnétique dont l'amplitude pouvait dépasser mille gammas, et dont la largeur était de l'ordre de vingt kilomètres. On s'aperçut très vite que cette anomalie existait sur toutes les crêtes des différentes portions de la dorsale, sauf dans les régions où des zones de fracture la hachaient ou l'interrompaient (on a pu en effet montrer que des fractures sont le siège d'un métamorphisme intense qui détruit la magnétisation originale des roches). Du fait de l'orientation généralement nord-sud de la dorsale, cette anomalie est particulièrement forte aux hautes latitudes magnétiques. En effet, un corps cylindrique orienté vers le Nord magnétique produit une anomalie nulle à l'équateur magnétique.

D'autre part, des levés magnétiques, effectués au large de la côte Ouest des États-Unis, avaient révélé un véritable dessin en peau de zèbre de la croûte océanique. Les anomalies étaient parfaitement linéaires sur des centaines de kilomètres et il était possible de reconnaître sans ambiguïté des successions typiques d'anomalies à des milliers de kilomètres de distance.

Dès lors, il devenait normal d'associer la production de ces anomalies à l'activité de la crête de la dorsale et ce furent les deux chercheurs anglais Vine et Matthews qui, les premiers, en 1963 proposèrent un mécanisme par lequel la crête de la dorsale produisait un réseau d'anomalies magnétiques symétriques par rapport à la ligne de crête. Nous parlerons plus loin de cette hypothèse qui a connu depuis un succès extraordinaire.

Notons simplement que si cette hypothèse est exacte,

DYNAMIQUE INTERNE

on doit s'attendre à reconnaître sur toute la surface des dorsales des réseaux d'anomalies linéaires qu'il est alors normal de chercher à corréler de portion de dorsale à portion de dorsale. Or, justement, ces dernières années ont révélé que la surface du système des dorsales médio-océaniques est couverte par des anomalies magnétiques linéaires qu'on peut corréler sur de très grandes distances. Les anomalies sont particulièrement faciles à corréler sur une grande partie de la surface des dorsales dans le Pacifique Est. Toutefois la démonstration de l'association étroite de la crête de la dorsale médio-océanique avec les anomalies magnétiques fut faite pour la première fois grâce à un levé aéromagnétique au-dessus de la dorsale de Reykjanes, au sud de l'Islande (fig. 5). Il devenait dès lors difficile d'expliquer ces anomalies magnétiques par des intrusions volcaniques dotées d'une très forte aimantation le long d'un réseau de failles parallèles à la crête, réseau qui garderait son identité d'une dorsale à l'autre. Un phénomène aussi extraordinaire demandait une hypothèse radicalement différente pour l'expliquer. Cette hypothèse de Vine et Matthews, le renouvellement des fonds océaniques à la crête des dorsales, est à l'origine d'une synthèse tectonique globale qui a connu un succès extraordinaire.

LA STRUCTURE DES FOSSÉS

Le problème de la nature de la structure des fossés océaniques est probablement l'un des plus difficiles et des plus controversés de la géotectonique. Depuis quarante ans, trois hypothèses radicalement différentes ont été proposées sans que, jusqu'à ces dernières années, l'une d'entre elles paraisse plus fondée que les autres. Pour les uns, il s'agit de la réponse de la lithosphère à des forces de compression, pour les autres à des forces de cisaillement, pour d'autres enfin à des forces de tension.

FOSSÉS ET GUIRLANDES D'ÎLES

En fait, il n'est pas possible de discuter de la structure des fossés indépendamment de celle des structures tectoniques qui leur sont associées. En effet, dans le cas le

LES FONDS OcéANIQUEs

plus général, les fossés sont situés en avant d'une double guirlande d'îles, l'arc interne volcanique et l'arc externe non volcanique. Ils marquent l'intersection avec la surface d'un plan incliné, s'étendant jusqu'à un maximum de 700 km et qui est caractérisé par une activité sismique intense. Enfin, ils sont associés à une très forte anomalie isostatique négative de -100 à -150 milligals, anomalie qui indique un déficit de densité correspondant à une pression non compensée de près de 1 000 kg/cm² le long de l'axe des fossés.

L'arc volcanique interne est situé à 100 ou 200 kilomètres en arrière du fossé, au-dessus de la partie du plan sismique (dit plan de « Benioff ») caractérisé par des séismes à profondeur intermédiaire (de l'ordre d'une centaine de kilomètres). Le volcanisme qui le caractérise est de type andésitique, ce pourquoi on a donné à cet arc volcanique circumpacifique le nom de ligne andésitique. (On a longtemps considéré que cette ligne andésitique marquait la limite entre la structure océanique pacifique proprement dite et les structures continentales ou semi-continentales adjacentes. En fait, les mesures de sismique réfraction ont montré que certains bassins situés en deçà de la ligne andésitique, comme la mer des Philippines, avaient une structure typiquement océanique.) L'arc externe non volcanique situé à mi-chemin entre le fossé et l'arc volcanique est marqué par une déformation orogénique intense.

L'ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE ET LE TECTOGENÈ

Les expériences en sous-marin de Vening-Meinesz avant la seconde guerre mondiale lui avaient permis de préciser la forme des anomalies gravimétriques qui caractérisent en particulier les fossés de l'Insulinde. Pour expliquer le fort déficit de densité, le « tectogène » supposa un fort épaissement de la croûte, le « tectogène ». Le tectogène aurait été dû à un enfoncement de la croûte dans le manteau par les cellules de courants de convection. Cette hypothèse n'était pas nouvelle puisque Suess, par exemple, avait déjà proposé l'hypothèse que les guirlandes d'îles étaient le produit de forces compressives dues à la poussée du continent eurasiatique contre le bouclier du Pacifique. Mais Vening-Meinesz mon-

DYNAMIQUE INTERNE

trait que cette hypothèse offrait une explication satisfaisante de l'anomalie gravimétrique associée. Griggs, sur ces bases, construisit un modèle dynamique qui reproduisait ces caractéristiques. D'après cette explication, donc, les sondages de sismique réfraction auraient dû révéler un fort épaissement de la croûte océanique en dessous du fossé.

LA STRUCTURE D'APRÈS LA SISMIQUE RÉFRACTION

Or les sondages réalisés d'abord dans le fossé de Porto Rico, puis successivement dans ceux de Tonga, d'Amérique centrale, du Chili, des Aléoutiennes, du Japon, etc., ont tous révélé l'absence du fameux tectogène. S'il y a en général épaissement de la croûte océanique, il s'agit de l'épaississement habituel lié à la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale. En fait, comme l'a montré Drake par exemple, il n'y a pas de différence fondamentale entre la structure du fossé de Porto Rico (fig. 6) et celle du glaciais continental à l'est des États-Unis qu'on aurait « déshabillé » de sa couverture de sédiments. Cette structure d'autre part est bien en accord avec les mesures de gravité. L'essentiel de l'anomalie gravimétrique s'explique très bien par un déplacement vertical de la croûte au pied de la marge continentale d'un ou deux kilomètres vers le bas. Bien plus, fit-on remarquer, si l'on considère l'anomalie gravimétrique sur l'ensemble de la guirlande d'îles, et non plus seulement sur le fossé, on a en général un excès et non un déficit de masse. C'est ainsi que toute la bordure Ouest du Pacifique correspond à une forte élévation du géoïde.

Lorsque des levés topographiques détaillés, complétés par des levés de sismique réflexion, furent effectués sur les fossés, on s'aperçut de l'existence de nombreuses failles normales qui semblent indicatrices de tension et non de compression. Sur ces failles, dans le fossé de Porto Rico, on put draguer des roches ignées, serpentine et basalte, qui semblent provenir de la couche océanique ou couche 3. Ces découvertes, naturellement, renforcèrent considérablement la position de ceux qui croyaient que l'origine des fossés était due à l'action de forces tensionnelles.

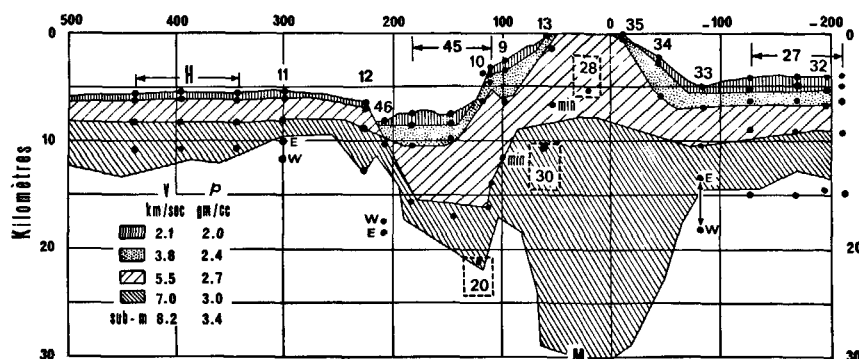


FIG. 6. - STRUCTURE DU FOSSÉ DE PORTO RICO.

(D'après M. Talwani, G. H. Sutton et J. L. Worzel, « Journal of geophysical Research », 4, 1959, p. 1345.)

DYNAMIQUE INTERNE

À cela on objecta qu'il était inconcevable qu'une simple extension pût amener un effondrement de la croûte tel qu'il créât une force de réaction verticale de plus de 1 000 kg/cm², soit à la limite de rupture d'une roche comme le granite. Si l'on pouvait à la rigueur concevoir, disait-on, qu'un fossé une fois créé soit maintenu grâce à la rigidité de la lithosphère, il fallait, pour le créer, des forces compressives ayant une composante verticale vers le bas.

NATURE DE LA SISMICITÉ SUR LE PLAN DE BENIOFF

Pour sortir de cette impasse, il y avait une possibilité bien évidente, qui était d'étudier la nature de la sismicité sur le plan sismique de Benioff qui s'enfonce dans le manteau à partir des fossés avec une inclinaison moyenne de 45° sous les guirlandes d'Isles. Il est clair en effet qu'il n'est pas possible de dissocier l'origine du fossé de celle de cet énorme plan de faille dont l'amplitude (de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres) est sans commune mesure avec celle des fossés (de l'ordre de quelques kilomètres). Malheureusement, les études de mécanisme au foyer des séismes avaient donné jusqu'à ces dernières années des résultats tout aussi contradictoires, certains indiquant extension, d'autres compression, d'autres enfin cisaillement.

Il fallut attendre ces trois dernières années, où un réseau instrumental sismologique beaucoup plus élaboré a été mis en place sur le plan mondial, pour que l'on arrive enfin à une interprétation, qui semble cohérente, de la nature de cette grande structure sismique. Cette interprétation, qui réconcilie l'existence de forces de tension à la surface des fossés avec celle de forces de compression en profondeur, s'intègre dans le cadre plus général de ce que Isacks, Oliver et Sykes ont appelé la « Nouvelle Tectonique Globale » et que d'autres ont plus simplement appelé la « Théorie Tectonique des Plaques ». Ce sera le sujet que nous allons maintenant aborder.

LES FONDS OCÉANIQUES

LA SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE : LA TECTONIQUE DES PLAQUES

INTRODUCTION

La surface de la Terre est affectée de mouvements ayant des périodes très variables. On sait mesurer l'amplitude de ceux à courte période qui sont liés au volcanisme et à l'activité sismique. Ainsi la déformation actuelle de chaque côté de la faille de San Andreas en Californie est-elle de 6 cm/an. De même, les géologues ont démontré sans ambiguïté la très grande importance des mouvements verticaux à période plus grande, ayant une amplitude de quelques centaines de mètres comme ceux qui sont causés par le réajustement isostatique des continents déchargés de leur couverture glaciaire, jusqu'à près de dix kilomètres dans certaines ceintures orogéniques où une surrection générale peut avoir fait suite à une subsidence très importante. Mais les chercheurs sont loin d'être arrivés à un accord sur l'amplitude des mouvements horizontaux à longue période qui peuvent avoir affecté l'écorce terrestre — faut-il parler de kilomètres, de dizaines de kilomètres ou de dizaines de milliers de kilomètres ?

Quoi qu'il en soit, à l'heure actuelle, l'essentiel de l'énergie mécanique et sismique dépensée à la surface de la Terre l'est au sein de quelques ceintures orogéniques étroites qui sont soumises à une violente déformation. Ces ceintures orogéniques marquent les contours de blocs continentaux ou océaniques, qui ne semblent soumis à aucune déformation actuelle importante, si l'on excepte de lents mouvements verticaux, comme par exemple le long d'une grande partie des marges continentales atlantiques. Il est donc logique de supposer que ces ceintures caractérisées par une activité sismique importante sont les zones d'interaction entre de grandes plaques rigides qui couvrent la surface de la Terre. C'est l'hypothèse fondamentale de la tectonique des plaques : les zones orogéniques sont les zones où des mouvements horizontaux différentiels entre plaques rigides se produisent. Dans cette optique donc, les ceintures orogé-

DYNAMIQUE INTERNE

niques anciennes sont des frontières fossiles entre plaques maintenant soudées l'une à l'autre.

RAPPEL : L'HYPOTHÈSE DU RENOUVELLEMENT DES FONDS

Toutefois, si cette hypothèse de travail a pris une telle importance dans la pensée d'un grand nombre de chercheurs depuis deux ans, c'est que les travaux océanographiques récents ont démontré l'existence de mouvements différentiels entre plaques ayant une amplitude pouvant dépasser plusieurs milliers de kilomètres. Ce n'est pas le but de ce chapitre de refaire l'historique de l'hypothèse de la dérive des continents. Il faut noter simplement que les idées modernes se cristallisèrent lors de l'énoncé en 1960 par Hess de l'hypothèse, appelée par Dietz hypothèse du *sea-floor spreading*, littéralement « l'étalement des fonds marins », que, pour notre part, nous traduirons par « l'hypothèse du renouvellement des fonds marins ». L'idée de Hess, très simple, lui fut suggérée par les découvertes océanographiques décrites précédemment et qui avaient montré que les dorsales médio-océaniques semblaient beaucoup plus récentes que les bassins adjacents. Hess donc proposa que les rifts des dorsales médio-océaniques correspondaient à une ouverture dans la partie superficielle rigide du Globe par laquelle montaient des profondeurs du manteau des roches en fusion ou ayant, du fait de leur haute température et de leur forte teneur en eau, la propriété de *fluor* à des taux de l'ordre du centimètre par an. Ces roches, proposait Hess, formaient une croûte océanique nouvelle au fur et à mesure que les deux parties adjacentes de la croûte s'écartaient, portées qu'elles étaient par des courants de convection sous-jacents. Le point essentiel de son hypothèse était que la croûte océanique et le manteau immédiatement sous-jacent après s'être formés à l'axe du rift étaient ainsi portés passivement, sans aucune déformation, vers les bassins adjacents, comme sur un tapis roulant (*conveyor belt*). Hess proposait par ailleurs que les fossés océaniques pouvaient être le lieu où la croûte océanique nouvellement créée retournait au sein du manteau pour s'y résorber. Hess insistait beaucoup sur la différence fondamentale entre la croûte

LES FONDS OCÉANIQUES

océanique, très mince, et formée par altération et différenciation du matériel péridotique du manteau et la croûte continentale, épaisse et chimiquement très différente du manteau. Comme on l'a vu plus haut, pour Hess, il n'y a pas de croûte océanique. Celle-ci n'est que la partie superficielle du manteau, altérée lors de son arrivée en surface près du rift et résorbée lors de son retour.

À cette hypothèse, Vine et Matthews, en 1963, ajoutèrent un corollaire qui allait connaître un succès extraordinaire. En effet, la grande simplicité en même temps que l'extrême rigueur de cette hypothèse et de son corollaire permettaient de faire des prédictions précises qu'il était ensuite facile de confirmer ou d'infirmer par des mesures très simples à réaliser. Puisque le champ magnétique terrestre, au moins durant les derniers millions d'années du Cénozoïque, a inversé sa périodicité à des intervalles variables, mais de l'ordre du million d'années, et puisque d'autre part la partie superficielle de la croûte océanique est formée de roches volcaniques ayant un coefficient d'aimantation rémanente très élevé, la croûte, formée par renouvellement des fonds à l'axe des dorsales, devait garder les traces de cette aimantation sous la forme de bandes parallèles aimantées suivant des directions inverses. D'autre part, le dessin formé par ces bandes devait avoir le rift comme axe de symétrie. Enfin, dans la mesure où le taux de renouvellement restait constant dans le temps, la largeur respective des bandes devait être proportionnelle à la durée des périodes correspondantes de polarité constante du champ magnétique. On sait que peu après, en 1964, Doell et Dalrymple publiaient une échelle chronologique des inversions du champ magnétique durant les 3,5 derniers millions d'années, échelle qui allait permettre pour la première fois de « mesurer » le taux de création de nouvelle croûte à l'axe des dorsales à partir de la mesure des anomalies magnétiques.

LA STRUCTURE DU MANTEAU : RELATION ENTRE LA SISMICITÉ ET LE CONCEPT DE LITHOSPHÈRE

Si l'hypothèse du renouvellement des fonds fournissait la base même de la théorie tectonique des plaques, celle-ci

DYNAMIQUE INTERNE

ne put être élaborée dans son ensemble que lorsqu'on eut d'abord réalisé l'importance de la stratification superficielle du manteau en lithosphère et asthénosphère, ensuite la relation étroite qui existe entre les déplacements et contraintes de la lithosphère et l'activité sismique globale, et enfin les implications géométriques des déplacements relatifs d'une mosaïque de calottes sphériques, rigides et minces l'une par rapport à l'autre à la surface du Globe.

C'est principalement à Elsasser, McKenzie et à Oliver et Isacks que nous devons l'introduction du concept de lithosphère mobile dans la tectonique des plaques. Le manteau est divisé en trois couches concentriques, ayant des propriétés mécaniques très différentes. La lithosphère qui comprend la croûte et le manteau supérieur et dont l'épaisseur est de l'ordre de 50 km à 100 km est capable d'exercer une résistance de durée importante à des contraintes pouvant atteindre un kilobar (cas des fossés océaniques, comme celui de Porto Rico ou des îles volcaniques, comme Hawaï). En dessous se trouve l'asthénosphère qui est une couche qui n'offre pas de résistance aux contraintes à une échelle de temps suffisamment grande. D'après McKenzie, en première approximation les roches formant l'asthénosphère réagiraient comme un liquide visqueux ayant une viscosité newtonienne « apparente » de l'ordre de 10^{21} - 10^{23} poises. Il va de soi que la différence essentielle entre lithosphère et asthénosphère est due à la forte élévation superadiabatique de température dans les 50 à 100 premiers kilomètres superficiels, élévation qui affecte profondément les propriétés mécaniques des roches. Enfin, à une profondeur supérieure à 700 ou 800 km se trouve la mésosphère qui est sans doute convectivement inerte, ayant dû perdre une grande partie de ses constituants radioactifs dans une phase ancienne de l'histoire de la Terre; c'est au niveau de la transition asthénosphère-mésosphère que se trouverait la zone de transition de Birch à travers laquelle les silicates ferromagnésiens se transforment, sous l'effet de la pression, en oxydes ferromagnésiens. Il est d'autre part probable que la viscosité apparente du manteau inférieur est nettement plus forte que celle de l'asthénosphère et peut-être de l'ordre de 10^{26} poises. Enfin, c'est à ce niveau que se produit une

LES FONDS OcéANIQUEs

forte augmentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Il s'ensuit donc que les mouvements de convection sont probablement limités au manteau supérieur, c'est-à-dire aux sept à huit cents kilomètres superficiels (en prenant la définition très large d'Elsasser : la convection est le mouvement qui résulte de différences de densité se produisant dans un champ gravitationnel). On sait que cette profondeur est également la profondeur maximale atteinte par les plans sismiques de Benioff au pied des fossés océaniques et ceci ne peut être une coïncidence fortuite.

Il est alors clair que l'asthénosphère est incapable de transmettre des contraintes mécaniques à longue distance alors que la lithosphère est un véritable guide de contraintes mécaniques. Les conséquences en sont très importantes. Tout d'abord les mouvements les plus faciles à réaliser doivent être des mouvements de glissement horizontaux de la lithosphère sur l'asthénosphère. Ensuite, la lithosphère jouant le rôle de « guide de contrainte », il doit se produire des transmissions à très longue distance de ces contraintes, ce qui peut expliquer les corrélations lointaines dorsales-fossés, etc. Enfin, il est clair que la circulation convective dans le manteau supérieur doit être essentiellement contrôlée par les particularités de la lithosphère qui lui est superposée.

Il résulte de ce schéma que seule la lithosphère peut donner naissance à des séismes puisqu'elle est seule capable de résister suffisamment à des contraintes sans fluer. Il s'ensuit que la sismicité globale est une mesure des déplacements relatifs des différentes plaques de lithosphère les unes par rapport aux autres, dont les frontières justement sont délimitées par ces ceintures d'activité sismique. Par ailleurs les plans inclinés de séismes profonds, dits plans de Benioff, doivent donc correspondre à des plaques de lithosphère qui s'enfoncent dans l'asthénosphère, les séismes étant créés par les contraintes internes à la plaque dues à son enfoncement.

On voit donc progressivement apparaître à partir de ce schéma très simple des implications importantes pour établir une synthèse tectonique globale. La surface de la Terre est constituée par une mosaïque de plaques sphériques rigides en déplacement les unes par rapport aux autres au-dessus d'une couche n'offrant pas de résis-

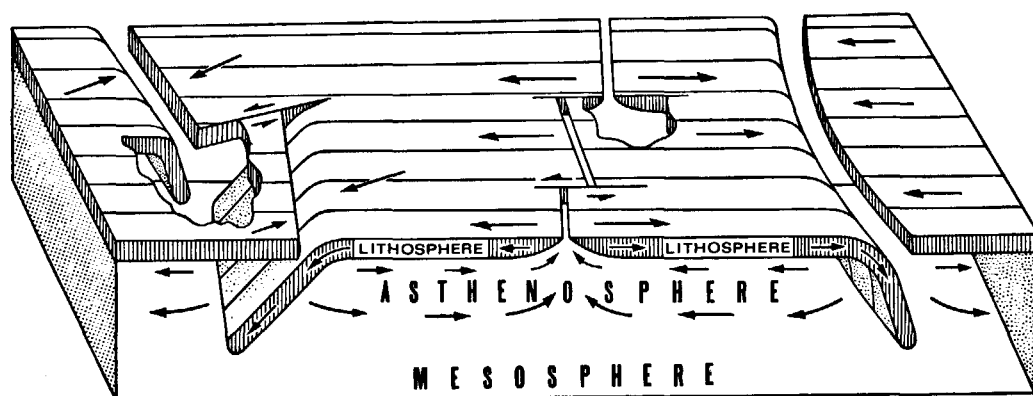


FIG. 7. - MODÈLE SCHÉMATIQUE ILLUSTRANT LES RÔLES RESPECTIFS DES PLAQUES DE LA LITHOSPHERE, DE L'ASTHÉNOSPHERE ET DE LA MÉSPHÈRE.

LES FONDS OCÉANIQUES

tance durable aux contraintes mécaniques. Les zones d'interaction entre plaques sont des zones d'activité sismique. Cette activité sismique, qui est limitée à la lithosphère, est donc toujours peu profonde (< 75 km) sauf dans les régions où la lithosphère s'enfonce dans le manteau, le long des plans de Benioff. Si les dorsales sont les régions du Globe où une quantité importante de surface nouvelle de lithosphère est créée, les guirlandes d'îles sont celles où une quantité de surface de lithosphère à peu près identique est détruite par enfouissement dans le manteau.

LES IMPLICATIONS GÉOMÉTRIQUES

LES FAILLES TRANSFORMANTES

Les premiers éléments de géométrie de la tectonique des plaques mobiles furent posés par Wilson en 1965 lorsqu'il décrivit ce qu'il appelait les failles de transformation (*transform faults*). Le concept classique d'une faille de décrochement suppose implicitement qu'il y a conservation de surface. Au contraire, la définition même d'une faille transformante suppose qu'il y a création ou destruction de surface à chaque extrémité de la faille de telle sorte que la faille se termine d'une manière abrupte contre la ligne de destruction ou de création de surface. Ainsi dans le cas d'une faille transformante se terminant contre la crête d'une dorsale, le déplacement horizontal le long de la faille est transformé en croissance de surface à la dorsale. Une faille transformante peut unir deux portions de crête décalées, se terminant à chaque fois lorsqu'elle arrive à l'axe de la crête. Or il est clair que dans ce cas, le mouvement relatif des deux bords de la faille est le mouvement inverse de celui qui aurait été nécessaire pour amener

FIG. 7. - Les flèches sur la lithosphère représentent les mouvements relatifs entre blocs. À gauche, on a une faille transformante entre deux zones de convergence. Au centre, deux failles transformantes entre trois portions de crête. À droite, une zone de convergence simple.

(D'après B. Isacks, J. Oliver et L. R. Sykes, « Journal of Geophysical Research », 73, 1968, p. 5855.)

DYNAMIQUE INTERNE

les deux portions de crête d'une position où elles seraient dans la prolongation l'une de l'autre à leur position présente. En effet, la théorie des failles transformantes suppose qu'en général la distribution géométrique relative des lignes de création de surface ne change pas dans le temps. Il y a équilibre dynamique

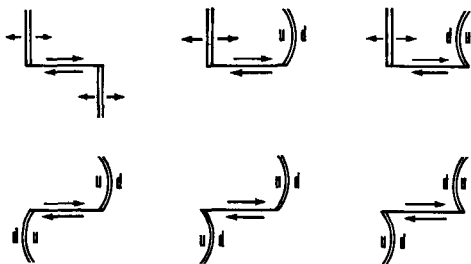


FIG. 8. - DIFFÉRENTS TYPES DE FAILLES TRANSFORMANTES. $\leftarrow \rightarrow$, crête médio-océanique. \rightarrow , faille transformante. d (ou u), zone de convergence (arc insulaire ou montagneux). (D'après J. T. Wilson, « Nature », 207, 1965, p. 344.)

maintenu grâce aux mouvements le long des failles transformantes.

On peut donc concevoir que de telles failles joignent deux portions de crête; ce sont des failles transformantes de crête à crête (par exemple dans la zone équatoriale de la dorsale médio-atlantique); ou bien elles peuvent joindre deux fossés (transformation de fossé à fossé comme celle qui joint le fossé de Tonga à celui des Mariannes); ou une crête à un fossé (transformation de crête à fossé par la faille de la Reine Charlotte entre la crête de Juan de Fuca et le fossé des Aléoutiennes). Dans tous les cas le mouvement s'effectue parallèlement à la faille. Les failles nous donnent donc une indication essentielle sur les trajectoires relatives suivies par les points d'une plaque par rapport à l'autre.

Connaissant le taux de création de nouvelle surface à l'axe des dorsales grâce aux anomalies magnétiques,

LES FONDS OCÉANIQUES

la direction du mouvement relatif entre plaques le long des failles transformantes et les lignes le long desquelles la surface en excès plonge dans le manteau et se trouve détruite, il est donc possible de reconstituer complètement et rigoureusement la cinématique de cette tectonique des plaques.

CINÉMATIQUE SUR LA SPHÈRE : LES PÔLES INSTANTANÉS DE ROTATION

Toutefois, le raisonnement de Wilson était fait dans le plan. Sur le Globe, et à l'échelle à laquelle se produisent ces déplacements, il est nécessaire de raisonner sur la sphère. C'est Morgan qui, le premier, étudia ce point. Or sur une sphère, toute plaque ou calotte sphérique peut être amenée d'une position à l'autre par deux rotations : l'une qui amène un point de la plaque à sa nouvelle position, l'autre autour d'un axe passant par ce point qui permet alors à la plaque de prendre l'orientation nécessaire. Ces deux rotations sont équivalentes à une seule rotation à partir d'un axe différent. Donc tout déplacement d'une plaque rigide sur une sphère se ramène à une rotation autour d'un axe qui perce la surface de la sphère en deux points diamétralement opposés appelés pôles de rotation. Si deux plaques sont en déplacement relatif, le mouvement que décrit l'une par rapport à l'autre supposée fixe est une rotation autour d'un pôle. Les vecteurs vitesses relatives entre les plaques doivent être parallèles aux petits cercles ayant le pôle pour centre, et la vitesse angulaire étant constante, la vitesse réelle varie de zéro au pôle à un maximum à l'équateur de rotation pour redevenir zéro à l'antipode du pôle. Si la ligne frontière entre les plaques est parallèle au vecteur vitesse relative, cette frontière est une faille transformante. Sinon il s'agit soit d'une crête de dorsale, soit d'un fossé suivant que le vecteur vitesse indique un écartement ou un rapprochement des plaques. Le pôle de rotation ainsi déterminé n'a aucune signification géologique et sa position par rapport à la plaque n'est pas une position géologique privilégiée.

Graphiquement, si l'on utilise une projection Mercator, telle que le pôle de projection, au lieu d'être le pôle géographique, soit le pôle de rotation de deux plaques

DYNAMIQUE INTERNE

l'une par rapport à l'autre, les failles transformantes doivent se situer le long des latitudes de cette projection et les taux de création ou de destruction de surface doivent être constants du nord au sud de cette projection. La projection Mercator oblique fournit donc un moyen simple de vérifier que le mouvement relatif de deux plaques obéit bien à une rotation unique.

Comme la vitesse angulaire instantanée entre deux plaques sur une sphère a les propriétés d'un vecteur, il est possible d'obtenir le mouvement d'une plaque par rapport à n'importe quelle autre en faisant la somme des vecteurs instantanés de rotation. Ainsi le vecteur rotation de la plaque A par rapport à C

$$A - C$$

est la somme $A - C = A - B + B - C$

On voit la rigueur introduite par cette méthode géométrique. Il est en effet possible de proche en proche de déterminer le mouvement de n'importe quelle plaque par rapport à n'importe quelle autre. En particulier, connaissant par exemple les taux de création de surface à l'axe des dorsales, taux qu'il est facile de mesurer grâce aux anomalies magnétiques, il est possible d'en déduire le taux de destruction de surface le long des fossés. D'autre part, on doit trouver le même vecteur instantané de rotation pour le mouvement de deux plaques l'une par rapport à l'autre, quel que soit le cheminement suivi pour déterminer ce vecteur, ce qui est encore une autre vérification rigoureuse de la rigidité de ces plaques de lithosphère.

Il faut toutefois prendre garde que si l'on peut additionner vectoriellement des rotations instantanées, on ne peut pas faire de même pour des rotations finies, sauf si ces rotations se font toutes par rapport au même axe. Ceci est facile à comprendre. En effet, si deux plaques B et C sont en rotation par rapport à A considéré comme fixe suivant deux vecteurs de rotation instantanée fixes,

$$A - B \text{ et } A - C$$

le vecteur instantané de rotation $B - C$ sera fixe par

LES FONDS OCÉANIQUES

rapport à A et donc en rotation relative par rapport à C et B. Il s'ensuit que lorsque trois plaques sont en rotation relative l'une par rapport à l'autre, suivant des axes différents, des ajustements doivent nécessairement apparaître dans un au moins des mouvements de rotation au fur et à mesure que ces rotations se développent. S'il s'agit par exemple de l'intersection de trois dorsales, sur l'une des dorsales au moins, on devra assister à une modification progressive ou discontinue de l'orientation des failles de transformation et des taux de création de surface. Ou, ce qui est plus probable, de nouvelles plaques seront créées pour absorber l'ajustement géométrique nécessaire.

Les points triples : stabilité ou instabilité de leur position dynamique

Ceci nous amène à la discussion d'un point géométrique un peu abstrait, mais qui présente une grande importance géologique dans les applications de la tectonique des plaques à l'évolution géologique du Globe. Ce point a été tout particulièrement étudié par McKenzie. Pour la tectonique des plaques, la surface de la Terre est couverte d'une mosaïque de plaques dont les frontières sont soit des crêtes de dorsale, qui produisent de la lithosphère de manière symétrique par rapport à la crête, soit des fossés qui détruisent de la lithosphère d'un côté seulement, soit des failles transformantes qui conservent la lithosphère. Il n'y a pas en général de points où quatre plaques se rencontrent et, en tout cas, ces points ne peuvent avoir qu'une vie très courte. Par contre, il y a de nombreux points où trois plaques se rencontrent, c'est-à-dire où nous avons l'intersection de trois frontières de types différents. Un des exemples les plus célèbres est celui de la jonction de la faille San Andreas au nord, du fossé d'Amérique centrale au sud-est, et de la crête de la dorsale du Pacifique Est au sud-ouest. Un autre exemple est la jonction de la ligne sismique Açores-Gibraltar avec la crête de la dorsale médio-atlantique à l'ouest des Açores. Il est intéressant d'étudier la stabilité de la géométrie de cette triple jonction et l'évolution de la position de ce point par rapport aux trois plaques. En effet, si la position

DYNAMIQUE INTERNE

de ce point se déplace le long de la frontière d'une plaque, pour un observateur fixe situé sur la frontière de cette plaque, il assistera à un changement de style tectonique soudain lorsque le point triple le passera. La frontière peut ainsi passer soudain d'une crête à un fossé ou d'une faille à une crête, etc. Ce changement radical de style tectonique n'est pas dû à un changement soudain du mouvement des plaques mais à une lente évolution du point triple.

L'étude de la stabilité géométrique d'un point triple est simple si l'on reste dans la région infinitésimale autour du point triple, car on peut alors raisonner dans le plan. Toutefois cette discussion dépasserait le cadre de ce livre. Notons cependant que la configuration géométrique d'une jonction triple de trois crêtes de dorsales est toujours stable alors que celle formée par trois failles transformantes est toujours instable. Dans le cas de trois fossés, la jonction peut être stable si certaines conditions sont respectées. Un exemple important de ce dernier type est la jonction du fossé du Japon avec l'arc des Bonin au sud-ouest et celui des Ryukyu au sud-est. McKenzie a présumé que dans ce cas le point triple doit être à l'heure actuelle en migration relative vers le sud ramenant l'arc de Bonin au-dessus de sa zone de Benioff, ce qui explique que cette zone se soit rapprochée de la verticale. De la même manière l'évolution tectonique de la marge continentale de l'Ouest de l'Amérique du Nord pourrait s'expliquer en grande partie par l'écartement progressif au cours du Cénozoïque des deux points triples maintenant situés aux deux extrémités de la faille de San Andreas (ce qui, pour l'observateur fixé à la côte californienne, se ramène au changement d'une frontière fossé à une frontière faille de transformation). Enfin, il est vraisemblable qu'une grande partie de la tectonique méditerranéenne peut s'expliquer par l'évolution du point triple Açores (jonction des plaques Amérique, Afrique et Europe) durant le Mésozoïque.

LA CRÉATION DE LITHOSPHERE LE LONG DES RIFTS

Il faut maintenant faire une récapitulation de ce que l'on a appris durant ces dernières années sur le mode

LES FONDS OCÉANIQUES

de création de nouvelle lithosphère le long des crêtes des dorsales médio-océaniques. A ce jour, une cinquantaine de déterminations du taux de renouvellement des fonds ont été faites le long des quelque cinquante mille kilomètres de crêtes. La figure 9 montre celles qui étaient publiées au milieu de 1968. Les taux, depuis la première détermination de Vine et Wilson, en 1965, sont donnés en centimètres/an pour chaque côté de la crête et l'on admet *a priori* que le mouvement d'écartement est perpendiculaire à l'axe des crêtes. Le taux réel donc est le double de celui qui est indiqué sur la figure, c'est-à-dire qu'il varie entre 2 et 12 cm/an. Il faut tout de suite noter que ces chiffres sont très importants. Ils correspondent à un renouvellement de 20 à 120 km/million d'années. Ceci suppose que, par exemple, une bande large de 1 200 kilomètres de lithosphère nouvelle est apparue dans l'océan Pacifique équatorial depuis le Miocène Supérieur! Notons également qu'il n'y a aucune nécessité physique pour que le mouvement d'écartement soit perpendiculaire à la crête. Bien que ce soit le cas le plus fréquent, il existe de nombreuses exceptions, comme sur la dorsale de Reikjanes.

Les processus de renouvellement des fonds marins agissent à l'heure actuelle dans tous les océans. On peut reconnaître deux grandes lignes principales d'ouverture : l'une dans l'océan Pacifique Sud et équatorial où les vitesses de renouvellement sont relativement très grandes : de 3 à 6 cm/an (soit 6 à 12 de vitesse totale); l'autre dans l'océan Atlantique où la vitesse de renouvellement atteint un maximum de 2,25 cm/an. Entre ces deux grandes zones d'ouverture qui sont essentiellement nord-sud se trouvent deux zones d'ouverture obliques par rapport aux premières et qui les raccordent en quelque sorte l'une à l'autre : dans l'océan Indien où le taux maximum est de l'ordre de 3 cm/an et dans l'océan Arctique et l'océan Atlantique au nord de 35° Nord, où le taux d'ouverture maximum dépasse 1 cm/an. À l'intérieur d'un océan donné, la vitesse d'ouverture ne varie pas de manière aléatoire mais croît d'une manière systématique jusqu'à un maximum à partir duquel elle se met à décroître. Ce type d'ouverture est bien celui que l'on doit avoir dans le cas d'une simple rotation entre deux plaques rigides sur la sphère.

LES FONDS OCÉANIQUES

Pour vérifier ceci, il est facile de calculer si les vitesses de renouvellement varient bien comme le sinus de la distance à un point fixe qui est alors le pôle de rotation correspondant. De même, on peut chercher à vérifier que les orientations des failles transformantes à leur intersection avec la crête sont bien parallèles à des petits cercles ayant pour centre un même point qui est le pôle de rotation des deux plaques. Cette vérification a été faite par Morgan et Le Pichon qui ont montré que les quatre grandes ouvertures décrites ci-dessus correspondaient bien à quatre mouvements de rotation. Les paramètres d'ouverture sont les suivants :

Pacifique	: 70° S 118° E	10,8 × 10 ⁻⁷ degré/an
Atlantique	: 58° N 37° W	3,9 × 10 ⁻⁷ degré/an
Indien	: 26° N 21° E	4,0 × 10 ⁻⁷ degré/an
Arctique	: 78° N 102° E	2,8 × 10 ⁻⁷ degré/an

La précision avec laquelle est déterminée la position du pôle de rotation ne dépasse pas quelques degrés et, dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de savoir si ceci est dû à une imperfection dans la rigidité des plaques ou à l'insuffisance des données géométriques que l'on possède sur les taux d'ouverture. Les taux angulaires de vitesse d'ouverture sont donnés en 10⁻⁷ degrés/an ce qui correspond à des degrés par 10 M. a., soit 11 km/M. a. à l'équateur de rotation.

Morgan a déterminé de même un pôle de rotation pour l'océan Pacifique Nord, qui donne le mouvement relatif de l'Amérique du Nord par rapport au Pacifique. Ce pôle, situé près de 53° Nord et 48° Ouest est associé à une vitesse d'ouverture de 6 × 10⁻⁷ degré par an. Toutefois, ce pôle est déterminé grâce à des failles transformantes se produisant à l'intérieur du continent, soit principalement la faille de San Andreas en Californie et celle de Denali en Alaska. Or il est probable que le mouvement dans la région au nord de 40° Nord comprend une part de compression non négligeable. En consé-

FIG. 9. - Les emplacements des pôles de rotation pour l'Atlantique (NA et SA), l'Arctique (A), le Sud-Pacifique (SP), le Nord-Pacifique (NP) et l'océan Indien (OI) sont donnés suivant deux méthodes de calcul différentes.

(D'après X. Le Pichon, « Journal of geophysical Research », 73, 1968, p. 3661.)

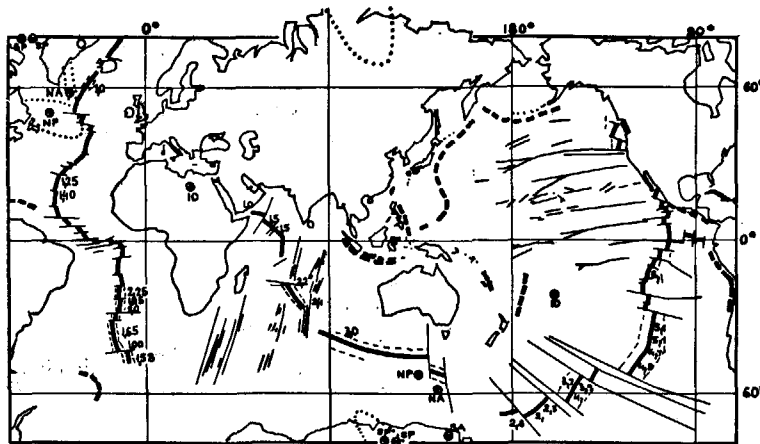


FIG. 9. - LES TAUX DE RENOUELEMENT DES FONDS À L'AXE DES DORSALES ACTIVES EN CM/AN.

quence, il est possible que ce pôle soit situé plus à l'ouest. McKenzie a déterminé pour ce pôle une position qui correspond à 50° Nord, 85° Ouest, en se servant des solutions des mécanismes au foyer se produisant dans les fossés des Aléoutiennes et du Kamtchatka (fig. 10).

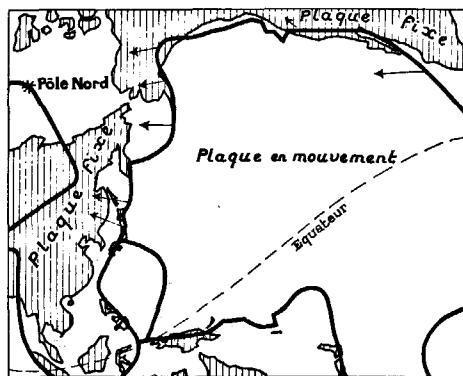


FIG. 10. - LES PRINCIPALES PLAQUES DE LITHOSPHERE DE L'OCEAN PACIFIQUE NORD.

La projection est une projection Mercator ayant pour pôle le pôle de rotation du Pacifique Nord. Les flèches sont les directions des mouvements relatifs indiquées par les séismes. Dans cette projection, elles devraient toutes être horizontales s'il s'agit d'une simple rotation.
(D'après D. P. McKenzie et R. L. Parker, « Nature », 216, 1967, p. 1276.)

Le pôle réel se trouve probablement plus près du pôle de McKenzie que de celui de Morgan. Quoi qu'il en soit, il est clair que le cinquième grand mouvement relatif entre plaques est celui qui correspond à une rotation du fond du Pacifique Nord par rapport au continent

nord-américain et nord-eurasien, rotation qui est accommodée depuis la crête du Pacifique Est, à sa terminaison dans le golfe de Californie, par les failles de San Andreas, de la Reine Charlotte, de Denali, puis le fossé des Aléoutiennes et le fossé des Kouriles.

LA SYNTHÈSE CINÉMATIQUE :
LES ZONES DE COMPRESSION

Nous avons passé en revue, jusqu'à présent, des indications qui permettent d'obtenir une image quantitative assez précise du processus de création de nouvelle lithosphère le long des crêtes océaniques. Nous avons reconnu qu'il existait à l'heure actuelle dans les océans cinq mouvements d'ouverture principaux, mouvements qui correspondent chacun à une rotation relative d'une immense plaque sphérique rigide par rapport à une autre. Ces plaques peuvent d'ailleurs aussi bien comprendre des parties continentales que des parties océaniques, la lithosphère ne s'identifiant pas à la croûte puisqu'elle est en général nettement plus épaisse (50 à 100 km) et s'individualise grâce à ses caractéristiques mécaniques et non chimiques.

Toutefois, si la Terre n'est pas en expansion rapide, la surface de lithosphère détruite le long des zones de « compression » doit être égale à celle produite le long des crêtes de dorsales. Nous avons implicitement admis qu'il en était ainsi. Mais il est possible de démontrer géométriquement que ce postulat correspond à la réalité. En effet, si la Terre était en expansion, cette expansion devrait se faire d'une manière telle que sa forme reste voisine du sphéroïde légèrement aplati qui la caractérise à l'heure actuelle. Or, si l'on examine la figure 9, on peut constater que l'expansion à l'axe des dorsales se fait suivant une direction privilégiée, voisine d'une direction est-ouest. En effet, le taux d'expansion est de l'ordre de 17 cm/an suivant cette direction alors qu'il varie entre 0 et 7 cm/an le long d'une direction nord-sud. S'il n'y a pas eu destruction de lithosphère durant les dix derniers millions d'années, ceci implique une expansion différentielle extrême supérieure à 300 km entre les rayons terrestres, ce qui est inacceptable. On est donc conduit à admettre que cette expansion à l'axe

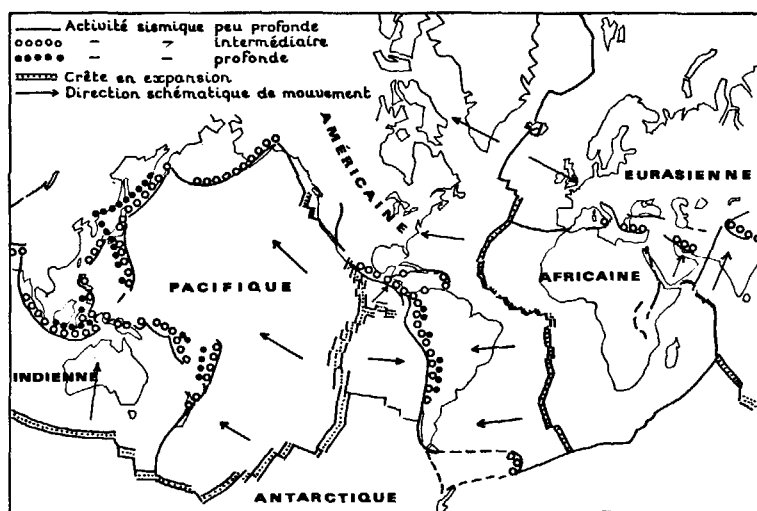


FIG. 11.

des dorsales doit être compensée par une contraction égale, le long de lignes qui sont, de toute évidence, les fossés océaniques et les chaînes orogéniques tertiaires.

On est donc conduit à admettre que la forme de la Terre est restée voisine de celle d'une sphère et que son rayon est resté constant, au moins durant le Cénozoïque. S'il en est ainsi, le problème de la détermination des mouvements relatifs des plaques rigides, les unes par rapport aux autres, est un problème purement mathématique qui est soluble si les frontières des plaques sont toutes déterminées et si, pour N plaques, on connaît $N - 1$ mouvements relatifs. Connaissant les paramètres des cinq principaux mouvements d'ouverture, on peut donc déterminer d'une manière rigoureuse les mouvements relatifs des six principales plaques l'une par rapport à l'autre.

La figure 11 indique quelles sont les six plaques principales qui furent choisies par Le Pichon pour faire ce calcul. La nécessité de se restreindre à six plaques amenait à incorporer les plaques situées au nord des crêtes du Chili et des Galapagos à celle de l'Antarctique; celle des Philippines, entre l'arc des Bonin et celui des Ryukyu, à la plaque pacifique; celle d'Arabie à la plaque indienne; celle des Caraïbes à la plaque américaine et celle des Antilles du Sud à la plaque antarctique. En dépit de ces simplifications, le schéma d'ensemble obtenu est cohérent et nous verrons plus loin qu'il est confirmé dans ses grandes lignes par les résultats de la sismologie, en particulier par les solutions des mécanismes aux foyers des séismes et par la profondeur maximale atteinte par les zones sismiques des plans de Benioff.

Ces calculs indiquent des taux de destruction ou rétrécissement de lithosphère de l'ordre de 10 centimètres par an le long des fossés de l'Ouest du Pacifique, de l'ordre de 2 cm/an dans la zone alpine et de l'ordre de 5 cm/an dans la zone himalayenne. Ceci suppose que

FIG. 11. — LIMITES DES SIX GRANDES PLAQUES PRINCIPALES ET RELATION AVEC LA RÉPARTITION DE LA SISMICITÉ À LA SURFACE DE LA TERRE.

(D'après F. J. Vine et H. H. Hess, *The Sea*, vol. 4, à paraître.)

plus de mille kilomètres de croûte océanique du Pacifique se sont enfoncés dans les fossés depuis le Miocène supérieur et indique qu'il est vain de rechercher une histoire géologique complète au fond des océans. La reconstruction de l'histoire géologique de la Terre suppose que l'on soit capable de restituer la géométrie passée, or ceci devient de plus en plus aléatoire dès que l'on remonte en deçà du Cénozoïque supérieur.

Il est évident que ce schéma, encore très grossier, peut être amélioré en tenant compte des nombreuses petites plaques subsidiaires, en particulier dans les zones de compression intracontinentales, comme dans la région méditerranéenne et himalayenne. Ce travail est en cours et des résultats importants ont déjà été obtenus, mais il semble encore prématuré de vouloir faire une synthèse tectonique détaillée à l'échelle du Globe.

Toutefois, cette synthèse fait apparaître qu'il n'est pas possible de comprendre une des grandes lignes tectoniques, crête, fossé ou faille transformante, indépendamment des autres. Chacune de ces lignes fait partie intégrante d'un ensemble complexe par lequel de la lithosphère neuve est transférée de l'axe des dorsales, principalement les dorsales atlantiques et pacifiques, aux zones de destruction de surface de lithosphère, principalement le long de la bordure Ouest du Pacifique et le long de la ceinture alpino-himalayenne. Or l'histoire géologique des continents nous apprend que ces zones de destruction de lithosphère ont eu une vie beaucoup plus longue que les dorsales actuelles dont les plus anciennes semblent dater du Mésozoïque supérieur et les plus récentes (Pacifique Nord) n'ont que quelques millions d'années. Il est donc probable qu'il existe des zones privilégiées de destruction de surface de lithosphère (zones dites « compressives ») et que ce sont ces zones qui contrôlent en grande partie le schéma géodynamique global.

LA SISMOLOGIE ET LA TECTONIQUE DES PLAQUES

La distribution générale de la sismicité à la surface de la Terre est déjà, par elle-même, un des arguments importants en faveur de la tectonique des plaques. Un

LES FONDS OCÉANIQUES

examen de la figure 11 montre comment la synthèse de la tectonique des plaques fournit, pour la première fois, une explication globale de la distribution de la sismicité à la surface de la Terre. Plus de 90 % de l'énergie sismique dépensée à la surface de la Terre l'est aux frontières d'une dizaine de grandes plaques principales. Les frontières qui sont caractérisées par un mouvement d'extension (crête ou dorsale) ou un mouvement de cisaillement (faille transformante) ne connaissent qu'une activité sismique peu profonde. Ceci s'explique facilement puisque les séismes correspondent à des ajustements soudains à des contraintes mécaniques à l'intérieur de la lithosphère, et que dans ces régions, la lithosphère reste en surface. Les séismes doivent donc être limités à quelques dizaines de kilomètres de profondeur. D'autre part, le mouvement de séparation de la lithosphère à l'axe des dorsales amène l'asthénosphère près de la surface. Cette montée de l'asthénosphère doit être d'autant plus forte que le mouvement de séparation est plus rapide (du fait de la constante de temps thermique pour la transformation d'asthénosphère en lithosphère). La sismicité à l'axe des dorsales doit donc être d'autant *moins* forte que le mouvement de séparation est plus rapide. C'est ce que l'on constate puisque la sismicité est beaucoup plus forte le long de la crête de la dorsale médio-atlantique par exemple, où le taux d'expansion est inférieur à 2 cm/an, que le long de la crête de la dorsale du Pacifique Est, où le taux d'expansion atteint 6 cm/an.

Ceci n'est plus vrai de la sismicité des failles transformantes où il s'agit non de séparation de deux plaques de lithosphère, mais du frottement de deux plaques de lithosphère l'une contre l'autre. La sismicité doit donc être d'autant plus forte que la vitesse de cisaillement est rapide et que l'éloignement de la crête de la dorsale est plus grand, et donc la lithosphère plus épaisse. La sismicité sur une faille transformante entre deux portions de crête légèrement décalées est donc beaucoup moins forte que lorsque la distance entre les deux crêtes est très grande. C'est le cas par exemple de la faille de San Andreas par opposition aux petites failles transformantes dans le golfe de Californie (fig. 12).

L'étude du mécanisme au foyer du séisme devrait

GÉOLOGIE II.

DYNAMIQUE INTERNE

d'autre part indiquer que le mouvement à l'origine du séisme est bien celui prédit par ce schéma tectonique. C'est ce que Sykes le premier a vérifié en montrant tout d'abord que, le long des failles transformantes, le méca-

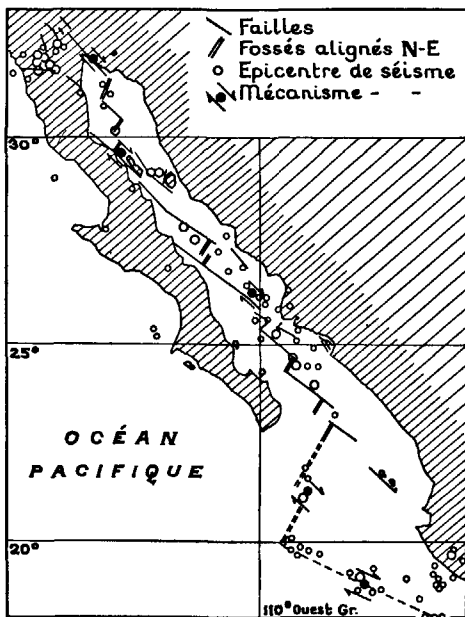


FIG. 12. - LA SISMICITÉ DANS LE GOLFE DE CALIFORNIE.

Une série de petites portions de crêtes alignées vers le Nord-Est est interrompue par des failles transformantes perpendiculaires. (D'après B. Isacks, J. Oliver et L. R. Sykes, « Journal of Geophysical Research », 73, 1968, p. 5855.)

LES FONDS OCÉANIQUES

nisme au foyer correspond bien au sens de déplacement prédit par Wilson pour les failles transformantes, et non à celui qui serait nécessaire pour produire le décalage existant des crêtes. (On sait qu'il existe une ambiguïté pour déterminer le plan de glissement puisqu'il faut choisir entre les deux plans nodaux orthogonaux. Mais on choisit comme plan de glissement celui qui coïncide avec l'accident tectonique connu). Ainsi, le mouvement indiqué par les solutions obtenues dans le golfe de Californie et le long de la faille de San Andreas est-il un mouvement latéral gauche, mouvement qu'avait prédit Wilson puisqu'il s'agit d'un système de failles transformant le mouvement d'expansion de la crête du Pacifique Est en mouvement de contraction du fossé des Aléoutiennes. Sykes put aussi montrer que, si le mouvement le long des failles transformantes est bien un mouvement de cisaillement ayant le sens prédit, les mouvements détectés le long du rift par contre indiquent qu'il y a là prédominance de failles normales, correspondant à un mouvement d'écartement simple des deux lèvres du rift.

Les cas du golfe de Californie et du golfe d'Aden sont particulièrement intéressants parce qu'il s'agit de mouvements d'ouverture de continents, qui datent du Cénozoïque supérieur. On distingue donc bien la correspondance étroite qui existe entre les décrochements du plateau continental de chaque côté et le dessin en zigzag de la crête et des failles transformantes. En ramenant les côtes l'une vers l'autre le long des failles transformantes, le golfe se trouve comblé. Un cas similaire, mais déjà moins clair du fait du très grand écartement, existe dans l'Atlantique équatoriale.

On voit donc qu'il existe un accord remarquable entre les indications de mouvement à l'axe des dorsales données par la théorie du renouvellement des fonds et celles données par la sismicité. Par contre le long des zones de contraction de surface de lithosphère, la théorie du renouvellement des fonds ne donne aucune preuve directe qu'il y a bien contraction; c'est indirectement que l'on arrive à déduire qu'il doit bien y avoir destruction. On peut toutefois montrer que l'existence d'un fossé de trois à quatre kilomètres de profondeur par rapport au fond de l'océan, d'une anomalie gravimé-

DYNAMIQUE INTERNE

trique de l'ordre de — 200 mgal et d'une zone plane inclinée dans laquelle se produisent des séismes intermédiaires et profonds, sont compatibles avec les propriétés mécaniques de la lithosphère dans le cas de l'enfoncement d'une plaque sous une autre.

Les points les plus importants sont la distribution des foyers des séismes intermédiaires et profonds, la nature des mécanismes à l'origine de ces séismes et enfin la nature de la propagation des ondes sismiques le long de cette zone. Depuis les travaux de Sykes, on sait que la distribution des foyers des séismes profonds et intermédiaires se fait le long d'une zone, généralement plane et dont l'épaisseur semble être de l'ordre de 30 km à 50 km seulement. D'autre part la configuration de cette zone suit très fidèlement celle des fossés océaniques à laquelle elle se rattache en surface. Ainsi, au nord du fossé de Tonga, la zone sismique profonde, comme le fossé océanique en surface, font un crochet de 90° vers l'ouest. Ceci indique sans ambiguïté que le fossé océanique n'est que la manifestation superficielle du même phénomène géologique qui est à l'origine de la zone sismique de Benioff.

Oliver et Isacks firent une autre découverte très intéressante sur cette zone. Ils purent montrer que les ondes sismiques S_H , qui sont des ondes de cisaillement se propageant dans la partie inférieure de la lithosphère, juste sous la croûte, se propageaient très bien le long de la zone sismique de Benioff alors qu'elles étaient très fortement atténuées lorsqu'elles traversaient une épaisseur d'asthénosphère importante. Ainsi, pour la propagation des ondes S_H , tout se passe comme si la zone sismique de Benioff était située dans une plaque de lithosphère qui s'enfonçait à un angle voisin de 45° à l'intérieur de l'asthénosphère. Des travaux ultérieurs et plus complets sur la propagation des ondes S_H ont entièrement confirmé cette interprétation. Ils ont montré d'autre part que la lithosphère était interrompue à la crête des dorsales. L'asthénosphère remonte entre les deux plaques de lithosphère en cours d'écartement et cette configuration géométrique atténue très fortement les ondes S_H qui la franchissent. De même, en général, les ondes S_H sont très atténuées lorsqu'elles franchissent la partie concave des guirlandes d'îles. Ceci s'explique bien par le fait que

la lithosphère est atténuée et très amincie par le volcanisme actif qui se produit en arrière des fossés océaniques, au-dessus de la partie de la zone sismique de Benioff, à activité sismique intermédiaire.

Quant à la nature des mécanismes des séismes qui sont associés aux guirlandes d'îles, il faut distinguer au moins trois types de séismes. Ceux qui se produisent immédiatement en dessous ou en avant du fossé sont généralement dus à une extension normale à l'arc insulaire. Ceci s'explique facilement. En effet, lorsque la plaque de lithosphère se plie à 45° pour s'enfoncer dans l'asthénosphère, sous la guirlande d'îles, la partie convexe de cette inflexion doit être soumise à des contraintes de tension. Ceci d'ailleurs explique que la nature de la topographie de surface des fossés océaniques indique toujours l'action de forces de tension (nombreuses failles normales).

Par contre, les séismes peu profonds qui se produisent sous l'arc insulaire ont des mécanismes correspondant au chevauchement de la lithosphère par l'arc insulaire. Ceci a été démontré en particulier pour les guirlandes d'îles du Pacifique Nord et pour l'arc des Tonga-Kermadec.

Il n'en est plus du tout de même pour les séismes intermédiaires et profonds, c'est-à-dire pour ceux qui se produisent lorsque la plaque de lithosphère s'enfonce à l'intérieur de l'asthénosphère. Il n'y a plus alors frottement d'une plaque de lithosphère contre une autre. On a pu montrer que les séismes étaient dus à des contraintes à l'intérieur de la plaque de lithosphère. En effet la zone sismique ne coïncide plus alors avec l'un des plans nodaux mais est en général parallèle soit à l'axe de compression, soit à l'axe de tension. Tout se passe comme si la plaque de lithosphère en cours d'enfoncement est sous l'action de forces de tension parallèles à la direction d'enfoncement tant que l'extrémité de la plaque n'a pas atteint une profondeur supérieure à 400 km ou 500 km, soit à peu près la base de l'asthénosphère, mais qu'elle passe en état de compression lorsque l'extrémité de la plaque atteint la frontière de la mésosphère.

La figure 13, d'après Isacks et Molnar, montre schématiquement ce qui se passe. Lorsque la plaque s'enfonce à l'intérieur du manteau, elle est nettement plus lourde,

240 DYNAMIQUE INTERNE

du fait de sa température très inférieure. Sa densité est d'ailleurs peut-être accrue par des changements de phase du type basalte-éclogite. Des calculs simples montrent que la force tensionnelle qui s'exerce sur la plaque est de plusieurs kilobars. Lorsque la plaque atteint une profondeur de 300 km à 500 km, elle s'enfonce dans la

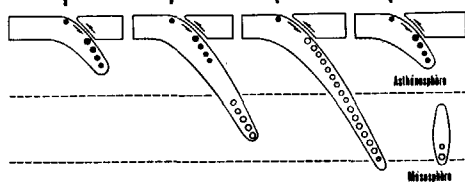


FIG. 13. - MODÈLE SCHÉMATIQUE MONTRANT LES CONTRAINTES QUI S'EXERCENT DANS UNE PLAQUE DE LITHOSPHÈRE PLONGEANT DANS LE MANTEAU.

Les cercles noirs indiquent un séisme dû à une extension, les cercles blancs à une compression. La compression commence à apparaître lorsque la plaque atteint la limite entre l'asthénosphère et la mésosphère (en b). En d, une portion de plaque s'est détachée. (D'après B. Isacks et P. Molnar, à paraitre.)

zone de transition entre la mésosphère et l'asthénosphère, zone caractérisée par un fort gradient de densité et probablement de « viscosité apparente ». Il est probable que le milieu environnant résiste alors à la pénétration de la plaque de lithosphère, ce qui mettrait celle-ci sous compression. Ceci confirme l'hypothèse d'Elsasser qui suppose que la lithosphère agit comme un guide de contraintes alors que l'asthénosphère est incapable de transmettre de telles contraintes.

Isacks, Oliver et Sykes ont mis d'autre part en évidence une relation intéressante concernant la longueur des zones sismiques de Benioff. On sait que cette longueur est très variable puisqu'elle est très faible par exemple sous l'île Sud de Nouvelle-Zélande alors qu'elle atteint 1 300 km à l'ouest du Japon. Or, on constate qu'il existe une relation entre le taux d'enfoncement prédit par l'étude que Le Pichon a faite de la cinématique

des plaques et la longueur de cette zone. Cette relation est telle que la longueur de la zone de Benioff est égale à celle qui serait produite par dix millions d'années d'enfoncement au taux actuel. À cela, on peut envisager deux explications. Ou bien, la constante de temps thermique de la plaque de lithosphère est telle qu'après dix millions d'années la transformation de lithosphère en asthénosphère a été accomplie; ou bien un nouvel épisode de renouvellement des fonds a commencé il y a dix millions d'années. Les deux hypothèses sont vraisemblables. Ce que l'on sait des constantes thermiques d'une plaque de lithosphère de l'ordre de cinquante kilomètres d'épaisseur indique qu'il n'est pas impossible que la différence de température entre la lithosphère et l'asthénosphère ait été réduite d'au moins la moitié au bout de dix millions d'années. D'autre part, il apparaît clairement que des changements importants dans la cinématique des plaques sont apparus au cours des dix derniers millions d'années. En particulier, comme nous l'avons vu plus haut, l'arrivée de la crête de la dorsale du Pacifique le long du continent nord-américain a forcé une complète réorganisation de la géométrie, amenant l'ouverture du golfe de Californie. J. Ewing et M. Ewing ont montré que très souvent, à une distance de la crête des dorsales qui correspond à un âge de dix millions d'années, on trouve un épaississement soudain de la couverture sédimentaire. Cet épaississement est particulièrement clair dans l'océan Atlantique du Nord et l'océan Pacifique équatorial.

Quoi qu'il en soit de la cause réelle de cette relation, et il n'est pas impossible qu'il s'agisse en fait d'une combinaison des deux explications, cette étroite correspondance entre la longueur de la zone de Benioff et le taux de destruction de lithosphère prédit par les calculs basés sur les taux d'expansion à l'axe des dorsales est un argument supplémentaire en faveur de cette théorie tectonique des plaques.

Il faut noter à ce sujet une explication ingénieuse des mêmes auteurs pour l'existence de quelques tremblements de terre profonds isolés, comme celui d'Espagne, qui s'est produit à 650 km de profondeur, sans être lié à une zone de Benioff. On propose donc qu'un morceau de lithosphère, datant peut-être d'un épisode de renouvelle-

LES FONDS OCÉANIQUES

ment précédent, se soit détaché et ait coulé de lui-même au fond de l'asthénosphère (voir fig. 13, d).

Dans tout cela, nous avons très peu parlé des zones compressives intracontinentales, c'est-à-dire essentiellement de la zone alpine-himalayenne. En fait, il est très difficile d'en parler dans l'état actuel des choses, car la répartition de la sismicité montre que l'on a affaire à une mosaïque de plaques très complexes, qui sont prises en quelque sorte dans l'étau formé par le resserrement des plaques principales. D'autre part, la lithosphère continentale est beaucoup plus hétérogène, striée par de nombreuses zones de faiblesse ayant déjà joué. Enfin sa densité est telle qu'elle ne peut s'enfoncer de manière significative à l'intérieur du manteau.

Pour terminer ces observations sur les rapports entre la sismicité du Globe et la tectonique des plaques, il est intéressant de remarquer quelle est l'énergie maximale des séismes qui se produisent dans chacun de ces types de structures. D'après Isacks et ses co-auteurs, la magnitude maximale est de 8,9 (échelle logarithmique) dans les zones compressives, 8,4 dans les grandes failles transformantes, 7 le long des crêtes médio-atlantique et indienne, et 5 le long de la crête du Pacifique. Ceci démontre que l'énergie maximale dépensée par un séisme est directement liée à l'épaisseur de la lithosphère, épaisseur qui naturellement est maximale le long des zones compressives et minimale le long des crêtes en expansion rapide.

LE PASSÉ GÉOLOGIQUE

Jusqu'à présent, l'essentiel de notre discussion concernait la tectonique actuelle. Que nous ont appris les océans sur le passé tectonique du Globe? La figure 14 montre que l'on a déjà beaucoup appris. En gros, à partir des anomalies magnétiques, que l'on sait maintenant reconnaître et dater grâce à l'hypothèse de Vine et

FIG. 14. - Les isochrones sont graduées en millions d'années. (D'après J. R. Heintzler, G. O. Dickson, E. M. Herron, W. C. Pittman et X. Le Pichon, « Journal of geophysical Research », 73, 1968, p. 2119.)

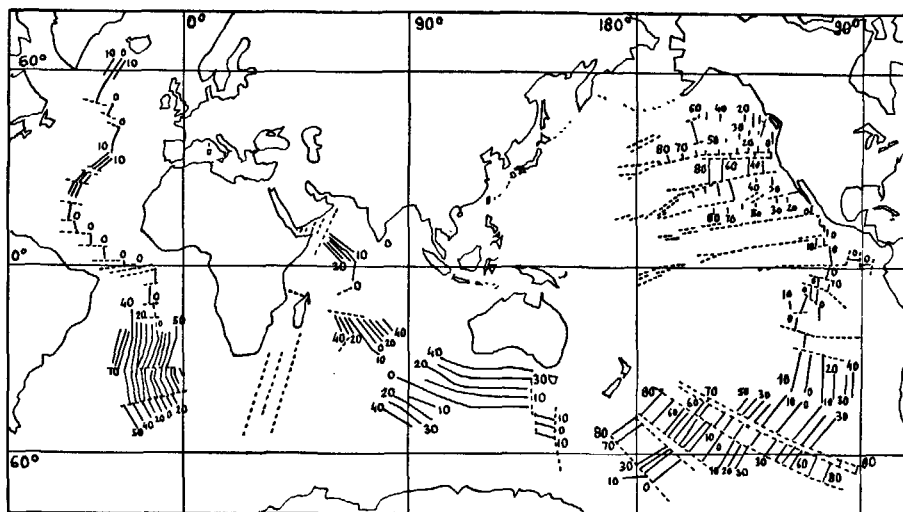


FIG. 14. - L'ÂGE DU FOND DES OCÉANS D'APRÈS LES ANOMALIES MAGNÉTIQUES.

DYNAMIQUE INTERNE

Matthews, on a su dater 33 % de la surface du Globe. Mais ces 33 % ont entièrement été créés durant les deux derniers pour cent de l'histoire géologique du Globe, soit durant le Cénozoïque. En gros, toute la surface des dorsales actuelles date de cette époque. Par contre, on n'a pas encore été capable de reconnaître les anomalies magnétiques dans les bassins océaniques adjacents. En effet, le champ magnétique est là souvent sans expression, les anomalies moins fortes et plus larges. Il devient très difficile de faire des corrélations vraisemblables de bassin à bassin. Peut-être cela tient-il au fait que le champ magnétique se serait inversé moins fréquemment durant le Mésozoïque.

Même, dans le cas de la surface des dorsales actuelles, si l'on sait corréler les anomalies magnétiques, on ne pouvait les dater que par extrapolation du taux d'expansion à l'axe des dorsales. Il faut alors admettre que le taux d'expansion, à un point donné de la crête, a été constant durant les 80 derniers millions d'années. Cette extrapolation hardie s'est pourtant révélée exacte. Depuis septembre 1968, un bateau foreur, le « Glomar Challenger », opère dans l'Atlantique et dans l'Océan Pacifique, prélevant des échantillons de roches sur toute l'épaisseur de la colonne sédimentaire, et fournissant donc le moyen de dater la partie supérieure de la croûte océanique en tout point.

Bien que les résultats définitifs n'aient pas encore été publiés, les résultats préliminaires, publiés en particulier dans la revue « Ocean Industry », confirment entièrement la théorie tectonique des plaques pour tout ce qui concerne le phénomène de renouvellement des fonds à l'axe des dorsales. Ils ont d'autre part montré que les datations du fond des océans faites à partir des anomalies magnétiques, et ce jusqu'à 80 millions d'années, sont exactes à quelques pour cent près, c'est-à-dire aux erreurs de mesure près. Dans l'Atlantique, dans les dix endroits où l'on a pu atteindre le socle rocheux sous la colonne sédimentaire, celui-ci avait l'âge prédit à partir des anomalies magnétiques à 2 millions d'années près. Or cet âge variait entre 10 et 80 millions d'années.

Les informations obtenues par ce programme de forage suggèrent d'autre part que la partie de l'Atlantique Nord située au sud de la latitude des Açores a commencé à se

LES FONDS OCÉANIQUES

former il y a deux cents millions d'années. À la fin du Jurassique, il y a 140 millions d'années, l'océan avait atteint une largeur de l'ordre de 1 000 km, contre 6 000 km maintenant. À la fin du Crétacé, l'océan avait atteint les deux tiers de sa largeur actuelle.

Dans l'Atlantique Sud, au contraire, il semble que la formation n'ait commencé qu'au début du Crétacé (140 M. a.). Quant à l'Atlantique Nord, au nord des Açores, les anomalies magnétiques suggèrent qu'il a commencé vraiment à s'ouvrir au Crétacé supérieur, il y a 85 millions d'années.

Un autre point géologique intéressant est que ces forages ont démontré que la zone de réflecteurs appelée A (voir plus haut), et située au tiers de la profondeur de la colonne sédimentaire, était une zone de lits de chert. En effet, il semble qu'il y a 60 millions d'années, sur une grande partie de la surface de l'Atlantique et des Caraïbes, les conditions étaient favorables au dépôt de radiolarites qui formaient par consolidation des bancs de cherts.

Il n'est pas possible de discuter ici les nombreuses conséquences de ces découvertes mais il faut souligner que c'est la première fois dans l'histoire de la science géologique que des prédictions aussi précises faites à une échelle globale se sont trouvées entièrement confirmées par les investigations ultérieures et ont amené une véritable synthèse tectonique qui intègre les résultats des principales sciences de la Terre.

Il reste toutefois une grande inconnue. Que s'est-il passé avant le Mésozoïque ? L'étude des océans ne peut rien nous livrer à ce sujet puisque leur âge ne dépasse pas 200 millions d'années. Si l'on admet que les processus orogéniques antérieurs étaient semblables à ceux dont la tectonique des plaques va permettre de démontrer le mécanisme, on peut alors disposer d'une méthode d'approche. Mais ceci n'est pas évident et, en tout état de cause, sera très difficile à démontrer.

CONCLUSION : LE MÉCANISME MOTEUR

On a vu que la lithosphère se conduit comme un guide de contraintes capable de les transmettre à très grande distance, alors que le milieu sous-jacent, l'asthé-

nosphère, en est incapable. D'autre part, par définition en quelque sorte, la lithosphère est une couche thermique limite au-dessus d'un milieu que l'on peut considérer en première approximation comme adiabatique. Enfin, des considérations simples sur l'évolution de la température à l'intérieur des plaques de lithosphère s'enfonçant dans le manteau montrent que la force de gravité qui s'exerce sur la plaque peut atteindre plusieurs kilobars. Mais cela veut-il dire que la lithosphère est en quelque sorte son propre moteur, comme l'a suggéré Elsasser ?

McKenzie a montré que, de toute façon, la lithosphère en s'enfonçant dans le manteau devait créer des mouvements subsidiaires dans l'asthénosphère; en particulier des mouvements de remontée sous les guirlandes d'îles, mouvements qui expliqueraient la zone à flux de chaleur élevé sous les guirlandes d'îles. Il est clair, d'autre part, que sous les dorsales, il doit exister un mouvement ascendant dans l'asthénosphère et que, entre la guirlande d'îles et la crête, il doit y avoir en profondeur un mouvement de masse opposé à celui de la lithosphère.

L'énergie fournie est donc, quel que soit le mécanisme réel, l'énergie thermique et le mouvement est un mouvement de convection, entendu au sens large donné par Elsasser, mais très différent des cellules de convection régulières prônées par exemple par Vening-Meinesz.

Il apparaît en tout cas que les guirlandes d'îles seules sont reliées à des anomalies profondes, car dans les guirlandes d'îles il y a enfoncement de masses froides et donc plus lourdes que le milieu environnant. Sous les dorsales au contraire, il y a montée de masses à la température adiabatique et donc, en première approximation, pas d'anomalies profondes. Ceci se reflète, comme on le sait, dans la forme du géoïde terrestre, car les fortes anomalies positives sont toutes situées au-dessus des zones d'enfoncement de la lithosphère.

Nous n'avons pas insisté sur les implications tectoniques des différentes formes de collision entre plaques. Pourtant on sait qu'il peut exister trois types différents, océan à océan (fossé de Tonga), océan à continent (fossé du Chili) et continent à continent (Himalaya). Chaque type de collision doit être caractérisé par un style tectonique différent du fait des différences mécaniques importantes entre les deux types de plaques, que nous avons

MORGAN, W. J., *Rises, Trenches, great faults, and crustal blocks*, « J. Geophys. Res. », 73, 1959-1982, 1968.

VINE, F. J. et MATTHEWS, D. H., *Magnetic anomalies over oceanic ridges*, « Nature », 199, 947-949, 1963.

VINE, F. J. et HESS, H. H., *Sea-floor spreading*, manuscript prepared for « The Sea », volume 4, Princeton Univ. Techn. Rept., 1968.

WILSON, J. T., *A new class of faults and their bearing on continental drift*, « Nature », 207, 343-347, 1965.

LES FONDS OCÉANIQUES

247

mentionnées plus haut. D'autre part, alors que deux plaques qui se séparent ont tendance à le faire perpendiculairement à l'axe de séparation, deux plaques qui se rapprochent le font sous un angle quelconque et l'on doit s'attendre à l'existence de nombreuses failles obliques à la ligne de collision.

Enfin, il faut mentionner une suggestion qui a été faite pour tenter d'expliquer la discontinuité possible du mouvement des grandes plaques. Cette suggestion apparaît d'elle-même lorsque l'on considère la figure 15. Lorsque la zone de Benioff atteint la surface de la mésosphère, si elle n'a pas perdu son identité par réchauffement elle talonnera dans ce milieu plus résistant et le mouvement de la plaque s'en trouvera empêché, conduisant sans doute à une rupture à un autre endroit et la formation d'un nouveau fossé.

Xavier LE PICHON.

BIBLIOGRAPHIE

BULLARD, E. C., EVERETT, J. E. et SMITH A. G., *The Fit of the continents around the Atlantic*, in *A symposium on continental drift*, édité par P. M. S. Blackett, E. Bullard et S. K. Runcord, « Phil. Trans. Roy. Soc. London » A, 1088, 41, 1965.

COULOMB, J., *L'Expansion des fonds océaniques et la dérive des continents*, P.U.F., Paris, 1969, 224 p.

HEIRTZLER, J. R., DICKSON, G. O., HERRON, E. M., PITMAN, W. C. et LE PICHON, X., *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents*, « J. Geophys. Res. », 73, 2119-2136, 1968.

HESS, H. H., *History of the ocean basins*, in *Petrologic studies*, Buddington memorial volume, « Geol. Soc. Am. », 599-620, 1962.

ISACKS, B. L., OLIVER, J. et SYKES, L. R., *Seismology and the new global tectonics*, « J. Geophys. Res. », 73, 5855-5899, 1968.

LE PICHON, X., *Sea-floor spreading and continental drift*, « J. Geophys. Res. », 73, 3661-3697, 1968.

LE PICHON, X., *Cinématique de la tectonique des plaques*, Colloque, Structure et Dynamique de la lithosphère, 27-29 oct., Paris, 1970 (à l'impression).

MCKENZIE, D. P. et MORGAN, W. J., *The Evolution of triple junctions*, « Nature », 224, 125-133, 1969.