

Art. N° 28 - Contribution N° 27

Actes. Coll. ALLEGRE-MATTAUER, nov.1970, Hermann Edit.
Paris, pp.1-73

cinématique de la tectonique des plaques

X. LE PICHON

Centre Océanologique de Bretagne

RESUME

- Le succès de ce qu'on peut maintenant appeler, depuis les forages JOIDES, la théorie de F.J. Vine et D.H. Matthews a conduit à la formulation d'une hypothèse donnant une description cinématique de l'activité tectonique actuelle à la surface de la terre. Cette hypothèse, la tectonique des plaques, admet que les zones orogéniques, où se dissipe l'essentiel de l'énergie mécanique, sont les zones où des mouvements horizontaux différentiels entre plaques lithosphériques rigides se produisent. Le succès de l'hypothèse dépend du fait que les déformations aiséismiques à l'intérieur des plaques sont beaucoup plus faibles que les mouvements le long des zones sismiques. La rigidité des plaques permet donc de traiter de leur cinématique de manière rigoureuse. -

On présente les grandes lignes de cette hypothèse en insistant sur les contraintes qu'elle impose à toute interprétation tectonique faite dans son cadre. On discute les problèmes principaux posés par ce type d'interprétation en insistant sur les confusions fréquentes faites entre mouvement relatif et absolu, mouvement infinitésimal et fini, déformations et contraintes, lithosphère et croûte. On discute également des échelles de temps et d'espace et du domaine auxquels s'appliquent cette hypothèse.

SUMMARY

— The success of the F.J. Vine et D.H. Matthews theory has led to the formulation of an hypothesis giving a cinematic description of present tectonic activity at the surface of the earth. This hypothesis of plate tectonics supposes that orogenic zones, where most of the mechanical energy is dissipated, are zones where horizontal differential movement between lithospheric plates occur. The success of the hypothesis rests on the fact that aseismic deformations within plates are much smaller than movement within seismic zones. Consequently the rigidity of plates makes possible a rigorous treatment of their cinematics.—

The main lines of this hypothesis are presented and it is shown that this hypothesis imposes rigid rules to tectonic interpretations. The major problems posed by this type of interpretations are discussed : in particular, the frequent confusion between absolute and relative movements, finite and infinitesimal movements, stresses and strains, lithosphere and crust. The scales of time and space and the domain to which this hypothesis applies are also discussed.

INTRODUCTION

La tectonique des plaques est une hypothèse de travail unificatrice, cohérente à l'échelle du globe, ayant des vertus prédictives quantitatives. Elle conduit à une série de nouvelles démarches et recherches scientifiques, s'appuyant sur l'ensemble des disciplines des sciences de la Terre. Bien que cette hypothèse possède un aspect arbitraire, elle fournit des possibilités nouvelles d'examen de l'ensemble des données géologiques, géophysiques et géochimiques pour en tirer des conclusions qui permettront peut-être l'élaboration d'une théorie précise d'évolution du globe.

Les fondements de cette hypothèse ont été progressivement posés depuis plus de soixante ans. Elle utilise en particulier de nombreuses idées sur la dispersion crustale et la dérive des continents de F.B. Taylor (1910) et A. Wegener (1929) et sur le Renouveau des fonds océaniques (Sea Floor Spreading) de H.H. Hess (1962). Toutefois, ces idées ne se sont intégrées au sein d'une hypothèse cohérente que lorsqu'on eut réalisé, premièrement l'importance de la stratification des propriétés rhéologiques du manteau en lithosphère, asthénosphère et mésosphère, deuxièmement la relation étroite qui existe entre les déplacements et contraintes de la lithosphère et l'activité sismique globale,

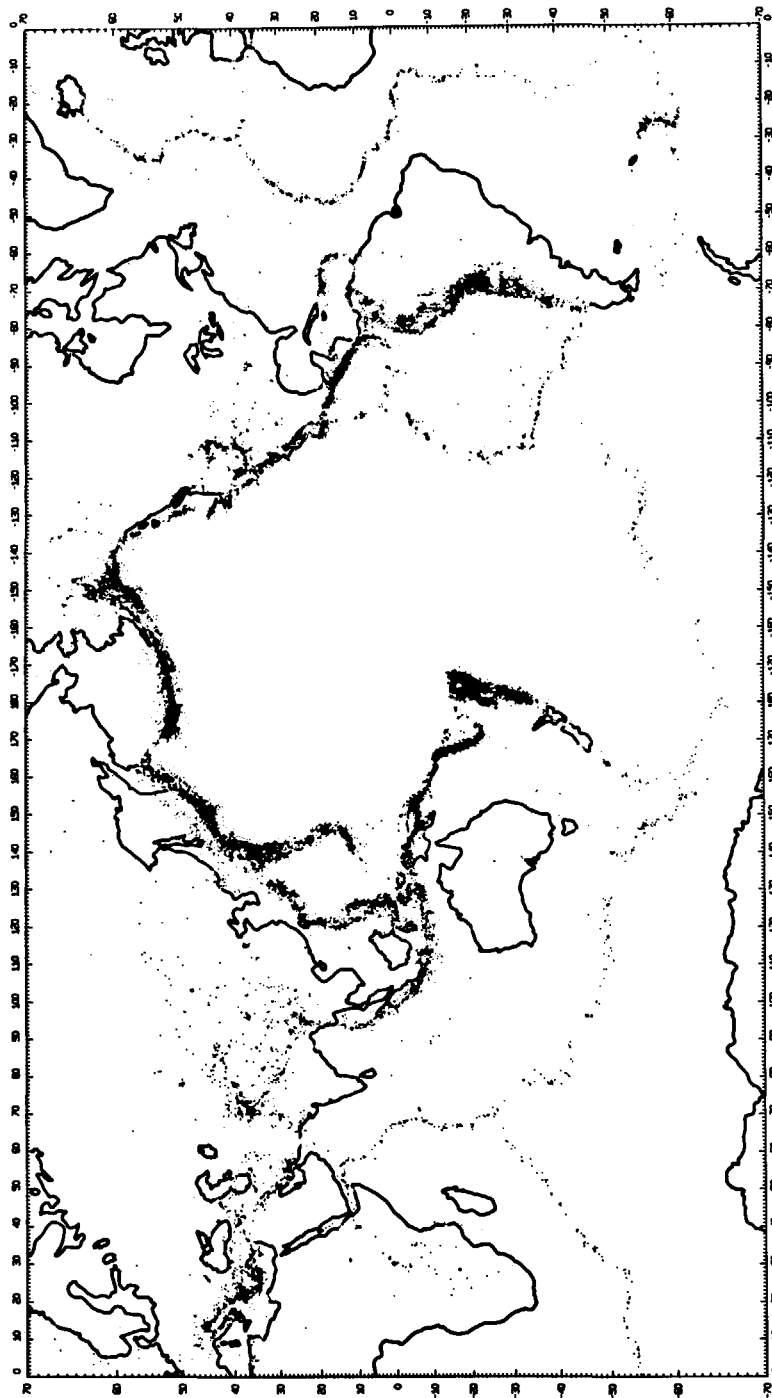


Figure 1. Carte de la sismicité mondiale d'après M. Barazangi et J. Dorman (1969).

et troisièmement les implications géométriques des déplacements relatifs d'une mosaïque de calottes sphériques rigides et minces à la surface du globe.

DEFINITION

La tectonique des plaques prétend fournir un modèle cinématique qui rend compte de l'activité tectonique actuelle à la surface de la terre. Le modèle est bâti sur cette constatation très simple que l'essentiel de l'énergie mécanique dissipée à la surface de la terre l'est au sein de quelques ceintures orogéniques étroites qui sont soumises à une violente déformation accompagnée par une forte activité sismique. (Fig. 1) Ces ceintures orogéniques, qui sont d'ailleurs de diverses natures, marquent les contours de blocs (possédant des surfaces aussi bien océaniques que continentales), qui ne semblent soumis à aucune déformation actuelle importante, si l'on excepte les mouvements de subsidence caractérisant par exemple une grande partie des marges continentales atlantiques. Il est donc logique de supposer que ces ceintures caractérisées par une activité sismique 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 différentiels entre plaques rigides se produisent.

Or la vérification, en particulier par le programme américain de forages profonds Joides, de l'hypothèse du renouvellement des

fonds océaniques de H.H. Hess et de son corollaire concernant la distribution des anomalies magnétiques (F.J. Vine et D.H. Matthews, 1963) confirme que ces mouvements différentiels sont de l'ordre de quelques centimètres par an, soit de quelques milliers de kilomètres par centaine de millions d'années. Il est donc clair que les déformations asismiques intraplaques sont négligeables par rapport à ces mouvements et l'on peut admettre en première approximation que les calottes sphériques sont parfaitement rigides et que leurs bordures sont toujours mises en évidence par l'activité sismique qui les accompagne. Il est donc possible de définir de manière simple les frontières de ces plaques et de décrire de manière rigoureuse la géométrie de leur déplacement en termes de cinématique de corps solides sur la sphère.

Il n'est pas possible d'exposer ici l'ensemble de l'hypothèse de la tectonique des plaques ni ce qu'en sont les diverses implications pour les sciences de la Terre. On en précise simplement l'aspect purement cinématique et on montre quelles sont quelques-unes des contraintes qu'elle impose à toute interprétation tectonique faite dans son cadre. On insiste sur la grande importance des concepts de rigidité des plaques et de relativité de leurs mouvements ; sur l'absence de différence majeure entre plaques comprenant des continents et plaques comprenant des océans ; et sur la différence importante qui doit exister entre les mouvements des plaques et les mouvements de l'asthénosphère sous-jacente. On suppose connu, dans cet exposé, l'ensemble des faits

concernant les découvertes géophysiques récentes, tel qu'il a été rapporté par J. Coulomb (1969).

A - LA STRUCTURE RHEOLOGIQUE DU MANTEAU : LA LITHOSPHERE ET LA SISMICITE

Les idées modernes que nous possédons sur le concept de lithosphère sont principalement dues à W.M. Elsasser (1967), D.P. Mc Kenzie (1967) et J. Oliver et B. Isacks (1967). En gros, d'un point de vue rhéologique, le manteau est divisé en trois couches concentriques ayant des propriétés mécaniques très différentes.

a) la lithosphère est la couche superficielle dont l'épaisseur est de l'ordre de 70 km sous les bassins océaniques et peut-être le double sous les boucliers. La lithosphère se caractérise avant tout par le fait qu'elle peut supporter durant des temps importants des contraintes de l'ordre du Kilo bar sans fluer, alors que l'asthénosphère sous-jacente ne le peut pas.

J. Barrell, en 1914, introduisit ces notions de lithosphère et asthénosphère pour expliquer que des surcharges importantes comme celle des deltas soient localement supportées par la croûte, alors que l'équilibre isostatique est la règle sur le globe. Le premier fait suggère l'existence d'une couche superficielle élastique et résistante (la lithosphère) alors que le second indique en-dessous de cette lithosphère l'existence d'une couche fluide capable de rétablir l'équilibre isostatique.

R.I. Walcott (1970) a montré que ce modèle d'une couche élastique flottant sur un fluide rend bien compte de la réalité, dans la mesure où l'on se place dans le laps de temps compris entre le temps de relaxation de l'asthénosphère et celui de la lithosphère. En effet, si toutes deux peuvent être considérées comme des corps de Maxwell ayant une viscosité variable, la viscosité de la lithosphère (10^{24} poises) est supérieure d'au moins trois ordres de grandeur à celle de l'asthénosphère. L'épaisseur de la lithosphère a été déterminée indépendamment à partir de considérations sur la distribution du flux de chaleur à travers les océans (J.G. Sclater et J. Francheteau, 1970) et de la déformation de la lithosphère sous des surcharges superficielles (R.I. Walcott, 1970). Sa base correspond au toit de la couche à faible vitesse (H. Kanamori et K. Abe, 1969). Elle est caractérisée sismologiquement par une forte vitesse des ondes et un facteur de qualité élevé. Il est probable que sa densité est plus élevée que celle de l'asthénosphère sous-jacente (Press, 1970).

Il faut bien remarquer que la définition de la lithosphère est rhéologique et non chimique. Les variations chimiques à l'intérieur de la lithosphère sont importantes puisque celle-ci comprend la croûte (continentale ou océanique) aussi bien que le manteau sous-jacent. Mais ces variations chimiques introduisent des différences rhéologiques de second ordre par rapport à celles qui sont créées par la forte augmentation superadiabatique de température qui amène le solidus à la base de la lithosphère. En conséquence, une plaque lithosphérique peut comprendre

indifféremment surfaces océaniques et surfaces continentales, et ne correspond pas du tout à la notion de croûte. Pour employer une analogie très grossière, la croûte continentale, dans une plaque, est comme un morceau de bois gelé dans un bloc de glace. Tant que le morceau de glace garde sa rigidité, le morceau de bois ne change pas grand chose aux mouvements qu'il peut avoir. Par contre, la croûte continentale étant de constitution chimique différente, et étant moins dense que le milieu environnant, ne pourra en aucun cas y être réabsorbée et empêchera la plaque à laquelle elle appartient de plonger dans ce milieu pour s'y diluer.

Il faut aussi remarquer que, puisque la rhéologie des roches formant la lithosphère dépend essentiellement des conditions de température et de pression et de la présence d'eau, l'épaisseur de la lithosphère varie suivant ces conditions. En particulier, la lithosphère est d'épaisseur nulle à l'axe des dorsales mais d'épaisseur maximum sous les boucliers et ses variations d'épaisseur sont contrôlées principalement par son inertie thermique.

b) L'asthénosphère, en dessous de la lithosphère, forme avec la couche de transition une couche probablement homogène au point de vue chimique, comprise entre 70-150 km et 850 km de profondeur. La partie supérieure entre 70-150 km et 350 km est l'asthénosphère alors que la partie inférieure entre 350 et 850 km forme la couche de transition. L'asthénosphère peut être définie, comme on l'a vu plus haut, comme une couche n'offrant pas de résistance aux contraintes à une échelle de temps suffisamment grande.

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 amène probablement le solidus à la base de la lithosphère et qui s'accompagne d'un profond changement des propriétés mécaniques des roches. Sismologiquement, l'asthénosphère se caractérise par la faible vitesse des ondes qui s'y propagent et son facteur de qualité peu élevé. On suppose généralement que sa composition est péridotique ou pyrolitique avec une variation verticale dans l'état physique. Un état de fusion partielle ou commençante (L. Lliboutry, 1969) explique l'existence des faibles vitesses sismiques et du facteur de qualité peu élevé et est prédit d'autre part par l'intersection du géotherme avec le solidus des roches ultrabasiqes en présence de faibles quantités d'eau (F. Birch, 1970, I.B. Lambert et P.J. Wyllie, 1970). D'après I.B. Lambert et P.J. Wyllie, la base de l'asthénosphère correspondrait à la profondeur à laquelle la proportion d'eau diminuerait. Quoiqu'il en soit, à partir de 350 km commence la couche de transition qui, par changements de phase successifs, amène par paliers la vitesse de propagation des ondes et la densité des roches aux valeurs élevées caractéristiques du manteau inférieur vers 850 km.

c) La mésosphère, en dessous de 700 - 900 km, d'après W.M. Elsasser, serait convectivement inerte, ayant dû perdre une grande partie de ses constituants radioactifs dans une phase ancienne de l'histoire de la terre. Il est probable que la

viscosité apparente du manteau inférieur est beaucoup plus forte que celle de l'asthénosphère et peut être de l'ordre de 10^{26} poises (D.P. Mc Kenzie, 1966) bien que P. Goldreich et A. Toomre (1969) aient contesté cette estimation déduite du renflement équatorial non hydrostatique de la terre. L'accroissement de la viscosité expliquerait pourquoi cette profondeur coïncide avec la profondeur maximum atteinte par les zones sismiques de Benioff associées aux fossés océaniques. Il s'en suivrait donc que les mouvements de convection sont probablement limités au manteau supérieur, c'est-à-dire aux 7 à 800 km superficiels (en prenant la définition très large de W.M. Elsasser : la convection est le mouvement qui résulte de différences de densité se produisant dans un champ gravitationnel).

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. En effet, lorsqu'on applique une contrainte à l'extrémité d'une plaque lithosphérique, cette contrainte ne peut se transmettre à l'asthénosphère mais est transmise par la plaque dans la mesure où celle-ci est rigide et suffisamment résistante pour qu'il n'y ait pas de flambage. Mais la force de gravité s'oppose au flambage. Une analogie grossière est celle de la feuille de papier flottant sur l'eau, et que l'on déplace en la poussant à une extrémité. Il s'en suit que les mouvements les plus faciles à réaliser doivent être les mouvements horizontaux de glissement de la

lithosphère sur l'asthénosphère. Ensuite, la lithosphère jouant le rôle de "guide de contraintes" (W.M. Elsasser, 1967), 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 dans l'asthénosphère ne doit avoir que peu de ressemblance avec les déplacements des plaques lithosphériques rigides, qu'à la limite il est possible de concevoir des mouvements convectifs dans lesquels l'asthénosphère a des mouvements essentiellement opposés à ceux de la lithosphère, de façon à assurer la conservation des masses, et qu'en tout état de cause la circulation dans l'asthénosphère doit être contrôlée par les particularités de la lithosphère qui lui est superposée.

La sismicité globale est donc l'expression des déplacements relatifs des différentes plaques lithosphériques, les frontières des plaques étant évidemment les ceintures d'activité sismique. D'autre part, 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. Par conséquent, les zones inclinées de séismes profonds, dites plans de Benioff, correspondent aux relâchements des contraintes à l'intérieur des plaques lithosphériques en cours de plongée dans l'asthénosphère, et non pas aux frottements entre l'asthénosphère et les plaques lithosphériques.

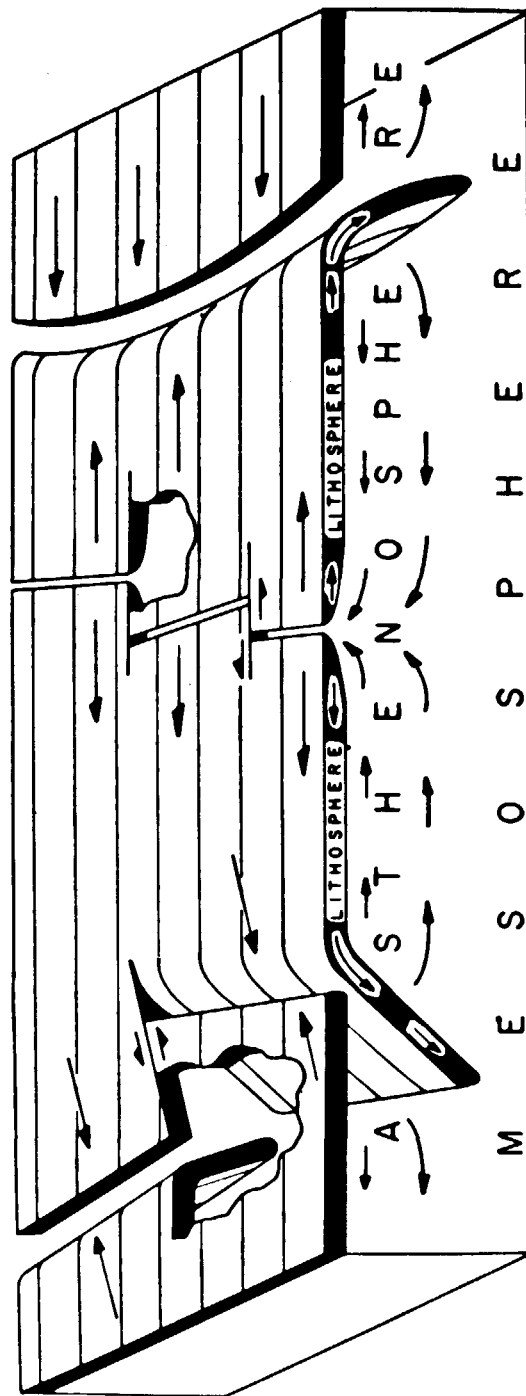
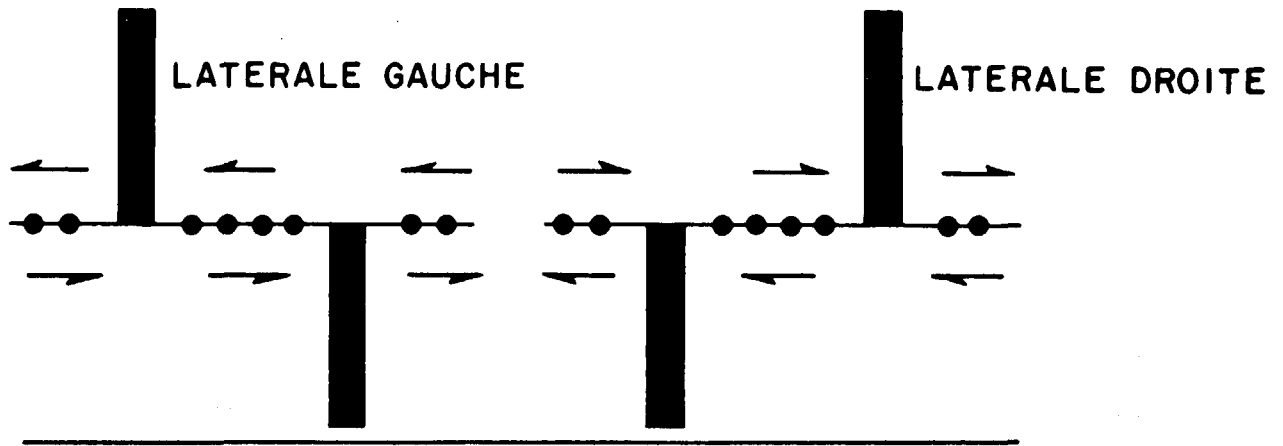


Figure 2. Schéma illustrant la configuration et le rôle respectifs de la lithosphère, de l'asthénosphère et de la mésosphère. Les flèches indiquent les mouvements relatifs des blocs principaux. Les flèches dans l'asthénosphère sont hypothétiques et on peut imaginer un système différent de flèches. D'après B.L. Isacks et coll., 1968.

On voit donc apparaître les grandes lignes de ce schéma tectonique global. La surface de la terre est constituée par une mosaïque d'un petit nombre de calottes sphériques rigides en déplacement les unes par rapport aux autres, glissant sur une couche qui n'offre pas de résistance durable aux contraintes mécaniques. (fig. 2). Ces plaques lithosphériques s'écartent des crêtes des dorsales médio-océaniques où se crée de la surface nouvelle, glissent l'une sur l'autre le long des grandes failles de cisaillement où la surface est conservée, et convergent sous les arcs insulaires où l'une des plaques s'enfonce pour se diluer dans l'asthénosphère. Dans cette perspective il n'y a pas de frontières privilégiées, et en particulier il n'y a aucune raison de croire que les crêtes des dorsales jouent un rôle plus important dans les déplacements des plaques que les fossés océaniques ou les grandes failles.

L'activité sismique, qui marque les zones d'interaction entre plaques, est toujours peu profonde (< 70 km) sauf dans les régions où la lithosphère s'enfonce dans l'asthénosphère le long des plans de Benioff. Si les dorsales sont les régions du globe où une quantité importante de surface nouvelle est créée tous les ans (de l'ordre de 2 km^2), les arcs insulaires sont celles où une quantité égale de surface lithosphérique est détruite par retour et dilution dans l'asthénosphère. Il est en effet possible de montrer que le phénomène de renouvellement des fonds océaniques

FAILLES DE DECROCHEMENT



FAILLES TRANSFORMANTES

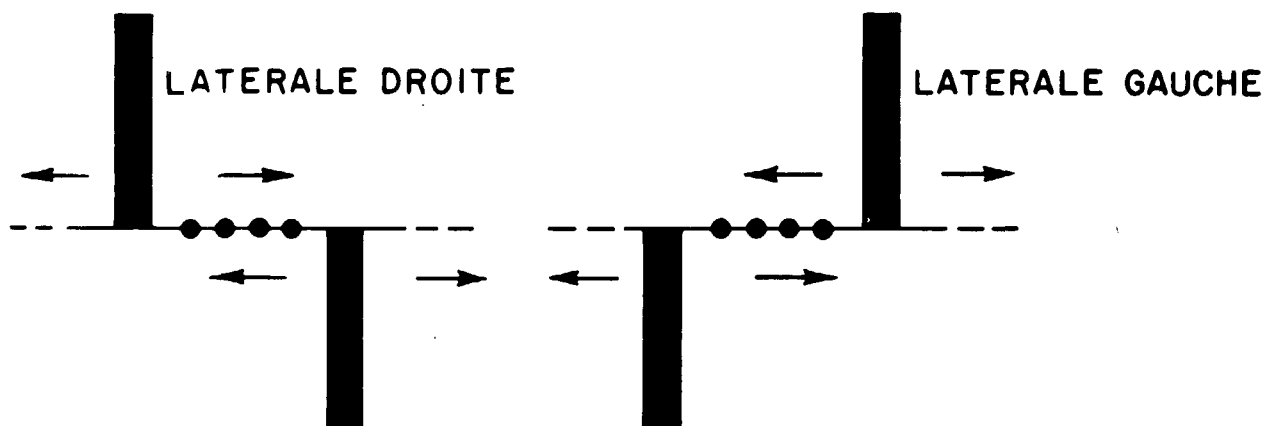


Figure 3. Différence entre failles de décrochement en haut et failles transformantes de crête à crête en bas. Les crêtes sont marquées par un trait épais, la partie active de la faille par un trait pointillé.

ne s'accompagne d'aucune expansion significative du globe dans son ensemble (X. Le Pichon, 1968).

B.- LA CINEMATIQUE : CONTRAINTES GEOMETRIQUES

a) cinématique dans le plan : les failles transformantes

Les premiers éléments de géométrie de la tectonique des plaques furent posés par J.T. Wilson en 1965 lorsqu'il introduisit le concept des failles transformantes (transform faults). Une faille de décrochement est une ligne le long de laquelle la surface est conservée. Mais comment ce déplacement de surface est-il absorbé aux deux extrémités de la faille ? A partir du moment où l'on admet qu'il existe des lignes le long desquelles on crée ou on détruit de la surface, il est évident qu'il est possible de faire terminer de manière abrupte le mouvement de cisaillement associé à une faille de décrochement contre cette ligne de destruction ou de création de surface. (fig. 3) Le déplacement le long de la faille est ainsi transformé en croissance de surface à la crête d'une dorsale ou en destruction de surface dans un fossé. En mettant de même à l'autre bout de la faille une ligne de création ou de destruction de surface, on obtient les six types possibles de failles transformantes. Par exemple, une faille transformante qui unit deux portions de crête décalées se termine à chaque fois lorsqu'elle arrive à l'axe de la crête. 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 les deux portions de crête d'une position où elles seraient dans la prolongation

l'une de l'autre à leur position présente. On voit que le mouvement le long de la faille transformante permet de maintenir en équilibre dynamique la position relative des deux portions de crête, décalage qui est "hérité" des conditions de rupture initiales entre les deux plaques. Une telle faille est une faille transformante de crête à crête (cas de la zone équatoriale atlantique par exemple) ; on peut de même en avoir de fossé à fossé (entre le fossé de Tonga et celui des Mariannes) ; ou de crête à fossé (faille de la Reine Charlotte entre la crête de Juan de Fuca et le fossé des Aléoutiennes).

Dans tous les cas, la faille transformante est évidemment parallèle au mouvement puisqu'elle est définie comme la ligne le long de laquelle la surface est conservée. Elle nous fournit donc une indication précise sur les trajectoires relatives suivies par les points d'une plaque par rapport à l'autre. En effet, il n'y a aucune raison a priori de supposer que ce mouvement doit se faire perpendiculairement aux crêtes ou aux fossés et seules les failles transformantes peuvent nous donner la direction du mouvement.

Connaissant le taux de création de nouvelle surface à l'axe des dorsales grâce aux anomalies magnétiques, la direction du mouvement relatif entre plaques grâce aux failles transformantes et les lignes le long desquelles la surface en excès plonge dans

le manteau et se trouve détruite, il est possible de décrire rigoureusement la cinématique de ces plaques.

b) cinématique sur la sphère : rotations instantanées

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. E.C. Bullard et al. (1965) furent les premiers à appliquer la théorie mathématique de base des déplacements sur la sphère pour obtenir un ajustement géométrique des continents de chaque côté de l'Atlantique. Implicitement d'ailleurs, ces auteurs utilisaient le concept des plaques rigides indéformables. W.J. Morgan (1968) définit les bases de la cinématique de la tectonique des plaques.

Un théorème d'Euler nous apprend que tout déplacement d'une surface sphérique rigide sur elle-même laisse un point fixe (la surface rigide est définie comme celle pour laquelle la distance entre deux points quelconques est un invariant). Autrement dit, tout déplacement sur une sphère peut être considéré comme une rotation rigide autour d'un axe passant par le centre de la sphère, qui perce la sphère en deux points diamétralement opposés appelés centres ou pôles de rotation.

Si deux plaques sont en déplacement relatif sur une sphère, le mouvement instantané que décrit l'une par rapport à l'autre, supposée fixe, est une rotation autour d'un axe perçant la sphère

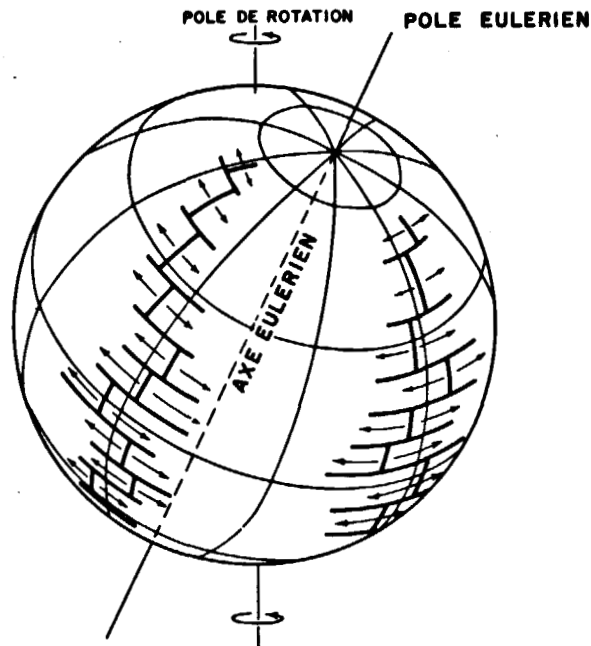


Figure 4. Figure schématisant des déplacements rigides d'écartement entre calottes sphériques. Les pôles eulériens sont situés aux deux bouts de l'axe eulérien qui est en général distinct de l'axe de rotation de la terre.

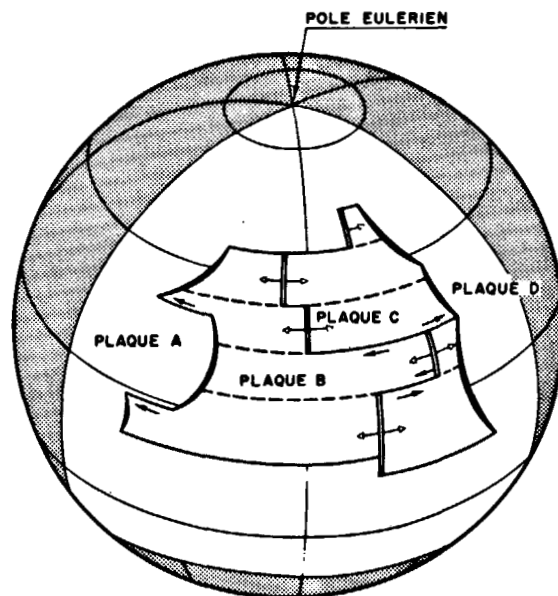


Figure 5. Figure schématisant les différents types de frontière, crêtes, failles, fossés, pour un système de quatre plaques ayant le même axe eulérien. Les failles sont situées le long des parallèles eulériens.

en deux pôles. (fig. 4) Suivant une convention de C. Chase, on appelle ces pôles de rotation relative les pôles eulériens pour les distinguer du pôle de rotation de la terre (pôle rotationnel ou géographique) et des pôles paléomagnétiques. Les vecteurs vitesse des points d'une plaque par rapport à l'autre doivent être tangents aux petits cercles ayant la ligne des pôles eulériens pour axe. La vitesse angulaire instantanée étant évidemment constante pour tout point d'une plaque par rapport à tout point de l'autre, le module du vecteur vitesse linéaire varie comme le sinus de la distance angulaire au pôle eulérien. Par conséquent, ce module est nul aux pôles eulériens et passe par un maximum à l'équateur eulérien. Il faut insister sur le fait que les pôles eulériens ainsi déterminés n'ont aucune signification géologique.

Si la ligne frontière entre deux plaques est parallèle au vecteur vitesse relative, il s'agit d'une faille transformante. Sinon, il s'agit soit d'un axe de création de surface (en général une crête de dorsale), soit d'un axe de destruction de surface (en général un fossé océanique), suivant que le vecteur vitesse indique un écartement ou un rapprochement entre les plaques. (fig. 5)

Graphiquement, si l'on utilise une projection Mercator oblique ayant pour pôle eulérien, les failles transformantes doivent se situer le long des parallèles et la quantité de surface créée ou détruite par unité de temps le long d'un parallèle doit paraître constante du nord au sud de cette projection. La projection Mercator oblique fournit donc un moyen simple de

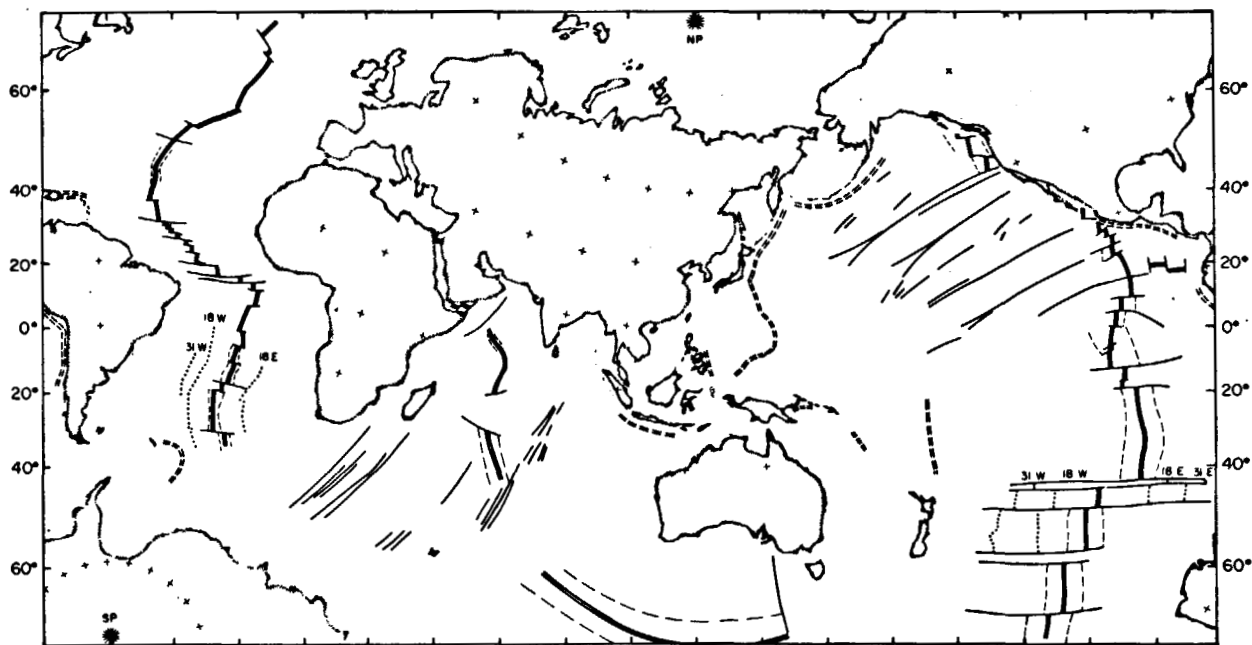


Figure 6. Projection Mercator oblique pour le pôle eulérien Pacifique Antarctique. Noter que les failles transformantes sont alors le long de parallèles eulériens dans le Pacifique. D'après X. Le Pichon (1968).

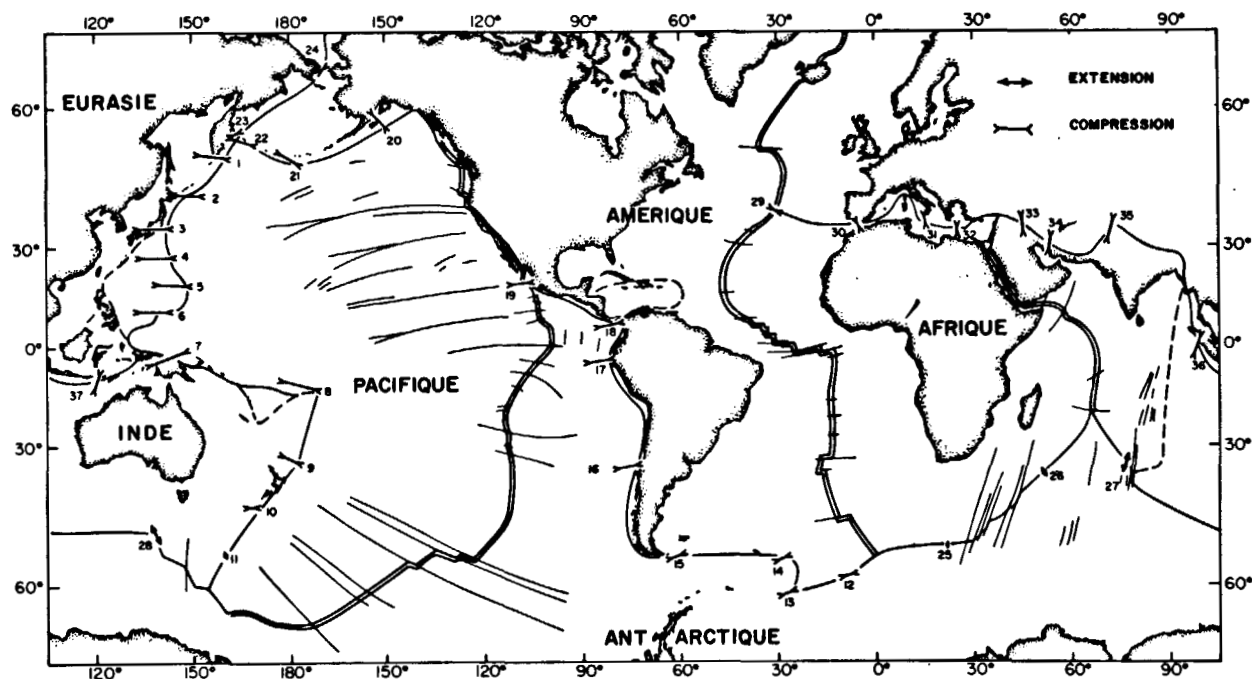


Figure 7. Système des six plaques principales. Les vecteurs mouvements calculés à partir des mouvements d'expansion le long de cinq axes de dorsales principaux indiqués par une ligne double sont marqués par des flèches proportionnelles à la vitesse du mouvement (d'après X. Le Pichon, 1968).

vérifier que le mouvement relatif de deux plaques obéit bien à une rotation donnée. (fig. 6)

Comme une vitesse angulaire instantanée a les propriétés d'un vecteur, on peut additionner vectoriellement deux vitesses angulaires instantanées. On peut donc obtenir le mouvement instantané d'une plaque par rapport à n'importe quelle autre en faisant la somme des vecteurs rotation instantanée. Si les plaques sont vraiment rigides et indéformables, on doit trouver le même vecteur rotation instantanée pour le mouvement de deux plaques l'une par rapport à l'autre, quel que soit le cheminement suivi pour déterminer ce vecteur. On sait que cette vérification a été faite par X. Le Fichon (1968) qui a calculé un schéma cinématique global pour la terre à partir de six grandes plaques. (fig. 7) Le succès de ce schéma préliminaire indique que les déformations asismiques peuvent être négligées en première approximation.

c) les points triples : stabilité dynamique

Cette notion de rotation instantanée amène à discuter un point géométrique un peu abstrait mais ayant une grande importance. Ce point d'abord abordé par D.P. Mc Kenzie et R.L. Parker (1967) a été plus longuement repris par D.P. Mc Kenzie et W.J. Morgan (1969). La surface de la terre étant couverte par une mosaïque de plaques, il doit exister des points communs à plusieurs plaques. En général, il n'y a pas de points où quatre plaques se rencontrent et, en tout cas, ces points ne peuvent avoir qu'une vie très courte. Par

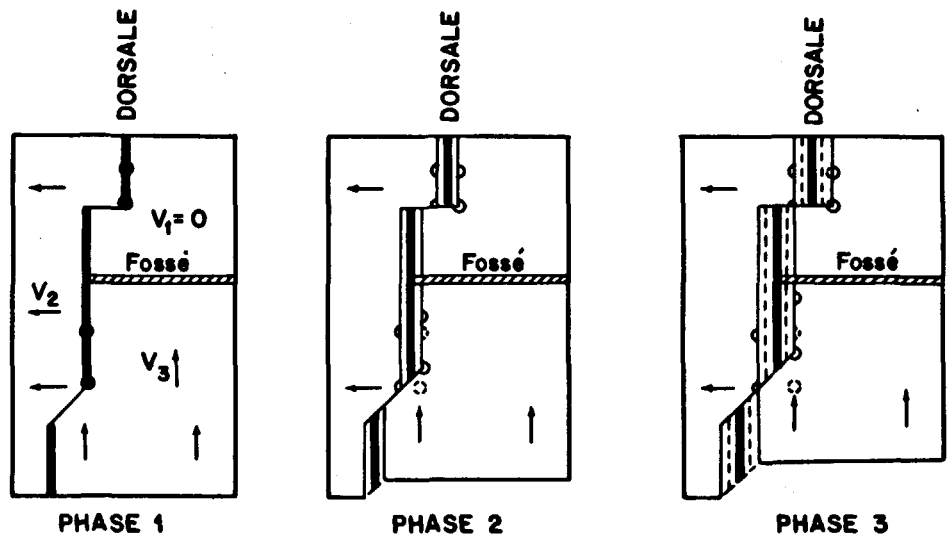


Figure 8. Schéma d'une jonction triple crête - fossé - crête et de son évolution dans le temps. Tous les mouvements sont mesurés à partir d'une plaque de référence en haut à droite. Noter la composition des mouvements le long des failles transformantes. (D'après W.J. Morgan, 1968).

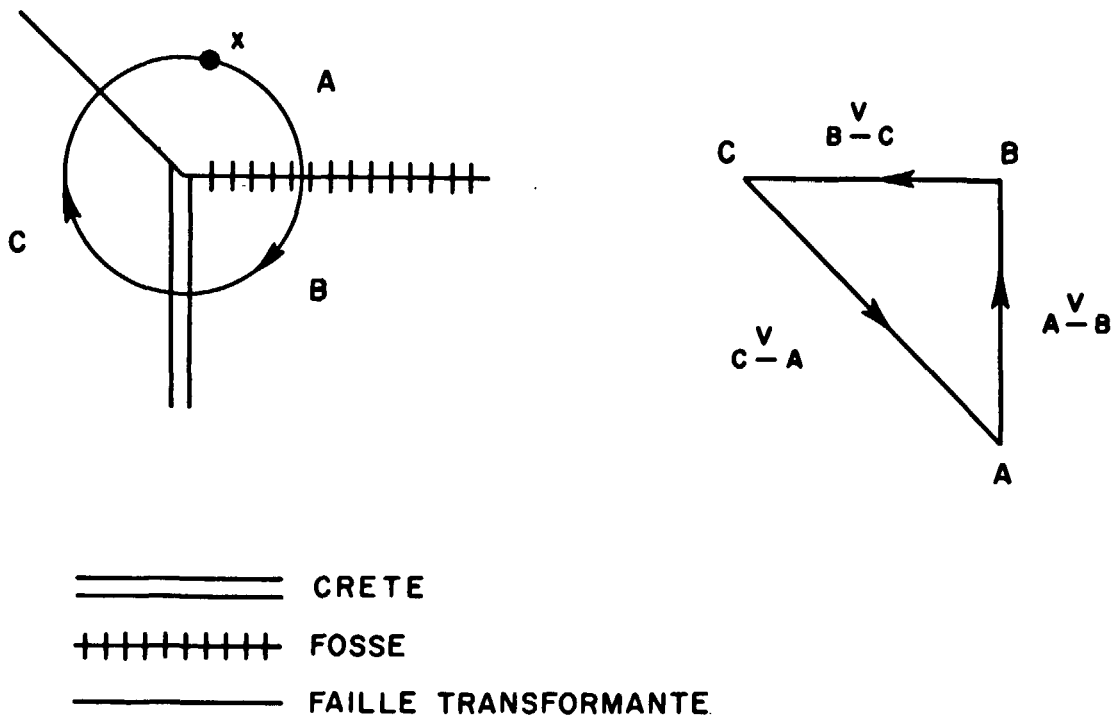


Figure 9. Schéma d'une jonction triple faille - fossé - crête et diagramme des vecteurs vitesses au point triple (d'après D.P. Mc Kenzie et W.J. Morgan, 1968).

contre il y a de nombreux points où trois plaques se rencontrent, c'est-à-dire où nous avons l'intersection de trois frontières qui peuvent être de type différent. (fig. 8) Nous développerons plus loin l'exemple de la jonction de la ligne sismique Açores-Gibraltar avec la dorsale médio-atlantique à l'Ouest des Açores. Etant données trois plaques rigides A, B, C, la somme des trois vecteurs rotation angulaire instantanée relative doit être nulle, ce qui s'écrit en adoptant la notion de D.P. Mc Kenzie (1970)

$$A \overset{\omega}{-} B + B \overset{\omega}{-} C + C \overset{\omega}{-} A = 0$$

A - B étant le vecteur vitesse angulaire relative de la plaque B par rapport à la plaque A. S'il existe un point commun à A, B et C, la somme des vecteurs vitesse en ce point commun doit être nulle. En se plaçant dans le plan infinitésimal autour du point commun, on a

$$A \overset{v}{-} B + B \overset{v}{-} C + C \overset{v}{-} A = 0$$

A $\overset{v}{-}$ B étant le vecteur vitesse linéaire relative de la plaque B par rapport à A au point commun. (fig. 9) Si l'on étudie l'évolution de tels points dans le temps, on voit qu'il existe deux problèmes distincts. Le premier concerne la stabilité dynamique de la configuration géométrique. Les positions relatives de ces trois frontières se conserveront-elles dans le temps ou se modifieront-elles ? Le deuxième concerne le déplacement du point de rencontre par rapport aux plaques.

En général, de tels points, appelés par D.P. Mc Kenzie et W.J. Morgan des jonctions triples, se déplacent par rapport aux trois plaques et peuvent produire des changements apparents dans le mouvement relatif entre les plaques. En effet, si la position de ce point se déplace le long de la frontière d'une plaque, un observateur situé sur la frontière de cette plaque assistera à un changement de style tectonique soudain lorsque le point triple le passera (dans le cas où les frontières de chaque côté du point sont dans le prolongement l'un de l'autre). La frontière peut ainsi passer soudainement d'une crête à un fossé, ou d'une faille à une crête, etc. D.P. Mc Kenzie et W.J. Morgan ont étudié qu'elle était la stabilité dynamique de telles configurations géométriques. Sans entrer dans le détail, notons que la configuration géométrique d'une jonction triple de trois crêtes de dorsale dans le plan est toujours stable alors que celle formée par trois failles transformantes est toujours instable. La jonction de trois fossés peut être stable dans certaines conditions. En revenant à l'exemple du point triple des Açores, qui à l'heure actuelle est la jonction de deux crêtes et d'une faille latérale droite, on montre que cette configuration (crête, faille, crête) est instable et doit dégénérer en crête, faille, faille. En fait toute l'histoire de l'évolution de la zone alpine se ramène en fin de compte à l'histoire de ce point triple des Açores au cours du Mézozoïque et du Cénozoïque.

d) rotations finies

Cette discussion de l'évolution des points triples au cours du temps nous amène à discuter de rotations finies. En effet, nous avons admis dans cette discussion qu'il s'agissait de rotations instantanées et que donc ces rotations avaient les propriétés d'un vecteur. Mais, à partir du moment où nous considérons leur évolution dans le temps, on ne doit plus parler de rotations instantanées, mais de rotations finies. On ne peut donc plus les additionner vectoriellement, sauf si elles se font toutes par rapport au même axe. En particulier, la somme de deux rotations finies n'est pas commutative.

En effet, si deux plaques B et C sont en rotation par rapport à A considéré comme fixe suivant deux vecteurs rotation instantanée fixe,

$$A \stackrel{\omega}{\sim} B \text{ et } A \stackrel{\omega}{\sim} C$$

le vecteur instantané $B \stackrel{\omega}{\sim} C$ sera fixe par rapport à A et donc en rotation relative par rapport à B et C. Il est donc impossible que les trois plaques soient soumises à des rotations finies dont les axes coïncident à tout moment avec les axes de rotation instantanée relative (par définition fixés à leur plaque).

Il s'en suit 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 rotations au fur et à mesure que ces rota-

tions se développent. Ceci limite donc nécessairement dans le temps la stabilité d'une jonction triple définie par ailleurs en termes de rotations infinitésimales. Ainsi, dans le cas de l'intersection de trois crêtes, considérée comme stable en termes de rotations infinitésimales, une instabilité se développera dans le temps amenant une modification progressive ou discontinue de l'orientation des failles de transformation et des taux de création de surface. Ou, ce qui est au moins aussi probable, de nouvelles plaques seront créées pour absorber l'ajustement géométrique nécessaire. Cette discussion nous a permis de voir que si la cinématique des mouvements instantanés sur la sphère est simple et facile à traiter rigoureusement sur le plan mathématique, la cinématique des mouvements finis est compliquée et n'a encore jamais été abordée de manière rigoureuse à l'échelle du globe.

e) mouvements relatifs et absolus : le système de référence

Jusqu'ici, nous n'avons considéré que les mouvements relatifs entre plaques. Nous n'avons à aucun moment parlé de mouvement absolu dans un système de référence donné. Ainsi, X. Le Pichon (1968) avait obtenu les mouvements relatifs de toutes les grandes plaques par rapport à la plaque Antarctique qu'on supposait fixe. J. Francheteau et J.G. Sclater (1970) ont utilisé les pôles de mouvement relatif de X. Le Pichon pour montrer que ni les crêtes, ni les fossés ne forment un système de référence fixe, puisqu'ils sont tous en mouvement relatif les uns par rapport aux autres. Il n'y a donc aucune raison de choisir un système de

référence plutôt qu'un autre, et ce point a été souvent mal compris. Implicitement de nombreux chercheurs admettent que la position des crêtes ou des fossés est fixe dans un système de référence absolu, souvent d'ailleurs parce que ces crêtes ou ces fossés sont dans leur esprit un moteur en position d'équilibre dynamique. Rien de ce que nous savons ne confirme cette idée.

Ceci a amené J. Francheteau et J.G. Sclater (1970) et D.P. Mc Kenzie (1970) à discuter l'utilité de la notion de dérive au pôle (polar wandering). Effectivement, on voit qu'en choisissant comme système de référence les coordonnées géographiques pour lesquelles le pôle est fixe par définition, on peut décrire entièrement le mouvement de n'importe quelle plaque. En effet ceci permet de donner le mouvement relatif de la plaque par rapport au pôle quel que soit par ailleurs le mouvement du pôle dans un autre système de référence. Toutefois bien qu'elle ne soit pas nécessaire, D.P. Mc Kenzie propose de garder cette notion de dérive du pôle dans la mesure où le mouvement du pôle par rapport à n'importe quelle plaque est beaucoup plus rapide que le mouvement des plaques entre elles. Ce que l'on sait des mouvements des plaques par rapport au Pôle Nord depuis le Mésozoïque suggère que la plupart des plaques ont eu une composante nette vers le Nord, ce qui prouverait que la notion de dérive du pôle pendant cette époque n'est pas utile. En effet, si toutes les plaques se rapprochent du Pôle Nord, il est clair que ceci ne peut être attribué à une dérive du pôle et que l'évolution du système

n'est donc pas dominée par un mouvement du pôle par rapport à l'ensemble des plaques.

C.- MESURE DU MOUVEMENT RELATIF ENTRE PLAQUES

Au cours de cet exposé, nous avons déjà emprunté plusieurs idées à D.P. Mc Kenzie. Dans cette section, on suit assez fidèlement un excellent article que celui-ci vient de faire paraître sur la tectonique des plaques (1970). La différence essentielle entre cette hypothèse de tectonique globale et celles qui l'ont précédée est qu'elle prétend apporter les moyens de mesurer de façon précise les différents mouvements à l'échelle globale. Cette mesure peut se faire de manière rigoureuse en ce qui concerne la tectonique actuelle. Elle est plus difficile et beaucoup moins précise en ce qui concerne la tectonique passée. On traite donc d'abord les mesures concernant la cinématique actuelle. D'autre part, en général, une méthode de mesure ne peut donner simultanément la vitesse et la direction du mouvement relatif (à l'exception des méthodes géodésiques et des méthodes d'observation directe). On traite donc successivement des mesures de vitesse puis de direction.

A ce sujet, il est clair que la notion de mouvement instantané d'une plaque n'a de sens que moyennée sur un laps de temps minimum. En effet, dans la pratique, les plaques étant élastiques peuvent absorber de petites variations de vitesse entre leurs diverses portions, variations qui sont en fin de compte éliminées par les séismes. On sait que la fréquence des séismes majeurs le long des grandes failles est très variable mais est souvent de

l'ordre de la centaine d'années. En effet, le mouvement à l'origine d'un grand séisme est de l'ordre de quelques mètres alors que le mouvement moyen le long d'une grande faille est de l'ordre de quelques centimètres par an. Quand nous parlons de mouvement instantané, nous parlons donc de mouvement moyenné sur un temps de l'ordre de la centaine d'années. Ce temps, toutes choses égales par ailleurs, est d'autant plus court que la vitesse du mouvement est grande. On a pu montrer, que les mesures qui moyennent cette vitesse sur plusieurs millions d'années sont en accord avec celles qui donnent la vitesse moyenne sur une centaine d'années.

a) mesures de vitesse relative

La méthode de F.J. Vine et D.H. Matthews - On sait que F.J. Vine et D.H. Matthews proposèrent en 1963 un corollaire à l'hypothèse du renouvellement des fonds océaniques de H.H. Hess. Cette hypothèse, maintenant largement vérifiée, admettait que les anomalies magnétiques linéaires le long des dorsales étaient dues au phénomène d'accrétion crustale à l'axe des dorsales, combiné à celui des inversions aperiodiques du champ magnétique terrestre. Puisque la chronologie des inversions magnétiques est maintenant assez bien établie pour les quelques cinq derniers millions d'années à partir de roches volcaniques datées par les méthodes radioactives (A. Cox, 1969) et qu'elle a pu être vérifiée par l'étude paléomagnétique des carottes continues de sédiments océaniques (N.D. Opdyke et coll. 1966), on peut simplement en déduire une mesure de la

vitesse moyenne d'expansion crustale sur les derniers millions d'années. Il suffit de lier la distribution dans l'espace des anomalies magnétiques à la distribution dans le temps des inversions magnétiques par une vitesse de création de croûte à l'axe. Dans le cas de profils magnétiques bien nets, traités par calcul (pour tenir compte de la distorsion introduite par l'inclinaison du champ magnétique), on peut espérer obtenir une précision de l'ordre de 0,1 cm/an pour la vitesse d'expansion, soit quelques pour-cent.

Depuis le premier essai de mesure de Vine et Wilson en 1965, plus d'une centaine de mesures du taux d'accrétion à l'axe des dorsales ont été publiées (31 étaient rapportés par Heirtzler et coll. en 1968). Cette mesure de vitesse de séparation entre plaques est généralement connue sous le nom de taux d'expansion (spreading rate) et est donnée pour le demi-taux de séparation compté perpendiculairement à la crête. En effet, comme toutes les dorsales connues ont un mouvement d'expansion symétrique par rapport à la crête, on considérait implicitement cette crête comme fixe et on mesurait le taux d'éloignement de la plaque par rapport à la crête. Si v est le taux d'expansion, la vitesse réelle d'écartement d'une plaque par rapport à l'autre est donc $2 v / \cos \varphi$, φ étant l'angle entre la normale à la crête et la direction de mouvement réel (la vitesse du mouvement de la crête par rapport à une plaque étant évidemment $v / \cos \varphi$). En général, ce mouvement est effectivement perpendiculaire à la crête ($\cos \varphi = 1$).

Mais il n'y aucune nécessité géométrique qu'il le soit et on connaît des cas où il ne l'est pas (dorsale de Reykjanes).

La méthode de J.N. Brune (1968) - La méthode de F.J. Vine et D.H. Matthews est certainement la plus précise et la plus sûre. Mais elle ne s'applique qu'aux frontières le long desquelles des plaques se séparent. J.N. Brune a proposé une méthode par laquelle on peut mesurer le taux de rapprochement ou de cisaillement de deux plaques le long d'une frontière commune. Cette méthode utilise la mesure à partir des ondes de surface des magnitudes des séismes se produisant le long des failles transformantes ou des fossés pour déterminer le taux de mouvement entre les plaques. En effet, la magnitude d'un séisme, déterminé à partir des ondes de surface ne dépend que du produit de la surface de glissement par le déplacement. Connaissant l'un, on peut donc déterminer l'autre, à condition que les mesures de magnitude de l'énergie dissipée soient effectuées sur un laps de temps suffisamment long pour moyenner les variations statistiques de dissipation d'énergie sismique. Dans la pratique, si l'on prend les séismes de grande magnitude s'étant produits durant un intervalle d'une cinquantaine d'années sur une très grande longueur de faille, on peut éliminer l'effet de ces fluctuations sismiques. L'incertitude principale vient sans doute de la profondeur du plan de glissement choisie. Les résultats obtenus par J.N. Brune se comparant très bien aux résultats obtenus par les autres méthodes. L'écart maximum ne dépasse

pas un facteur 2 ou 3. Ceci confirme que la vitesse moyennée sur cinquante ans est la même que celle moyennée sur quelques millions d'années.

La triangulation et l'observation directe des déplacements sont les méthodes les plus évidentes de mesure de ces déplacements. Malheureusement, ces méthodes sont difficiles à appliquer, car si l'on est trop près de la limite des plaques, les déplacements ne se font que de manière discontinue, à l'occasion des séismes. Il faut donc pouvoir mesurer les déplacements entre deux points très écartés de chaque côté de la frontière de plaque situés sur un socle bien stable.

Finalement D.P. Mc Kenzie mentionne une méthode basée sur la longueur des plans sismiques de Benioff. Cette méthode est très peu sûre mais fournit une estimation du taux d'enfoncement de la plaque dans l'asthénosphère. Elle provient de l'observation faite par B.L. Isacks et coll. (1968) que la longueur de la zone de Benioff est en général à peu près égale au taux d'enfoncement actuel calculé par X. Le Pichon multiplié par 10 millions d'années. On a tout d'abord cherché à expliquer cette coïncidence par une reprise générale des mouvements de plaque il y a dix millions d'années. Il est possible qu'elle soit tout simplement liée à la constante thermique des plaques. Dix millions d'années seraient le temps nécessaire pour que la plaque lithosphérique perde son identité rhéologique dans le manteau.

b) mesures de direction de mouvement relatif

Les mesures de direction de mouvement sont plus faciles à faire que les mesures de vitesse et en général plus précises. On dispose en effet de deux séries d'observations indépendantes qui sont les tracés des failles transformantes et les mécanismes au foyer des séismes. Les failles transformantes en domaine océanique sont facilement reconnaissables et peuvent être cartographiées rapidement avec une grande précision. D'une manière générale, elles comprennent un fossé du socle profond d'un kilomètre ou plus, large d'une dizaine, bordé des deux côtés par des crêtes dont la hauteur peut atteindre deux kilomètres. La largeur totale de cet accident topographique est de l'ordre de 30 km. Les roches ignées formant les crêtes ont souvent subi un métamorphisme de contact assez fort qui a effacé une grande partie de leur rémanence magnétique ce qui rend souvent la zone calme magnétiquement. Il n'est pas rare que des roches ultrabasiques affleurent le long de ces parois. Ces phénomènes de remontées de roches ultrabasiques sont parfois particulièrement spectaculaires comme dans le cas du Rocher Saint Paul dans l'Atlantique Equatorial. De chaque côté de la faille, le réseau d'anomalies magnétiques est décalé d'une longueur qui correspond au décalage hérité à la crête de la dorsale.

Bien que les divers caractères juste décrits ne se trouvent tous que dans les plus grandes failles, il est généralement possible de suivre le tracé d'une de ces grandes failles à

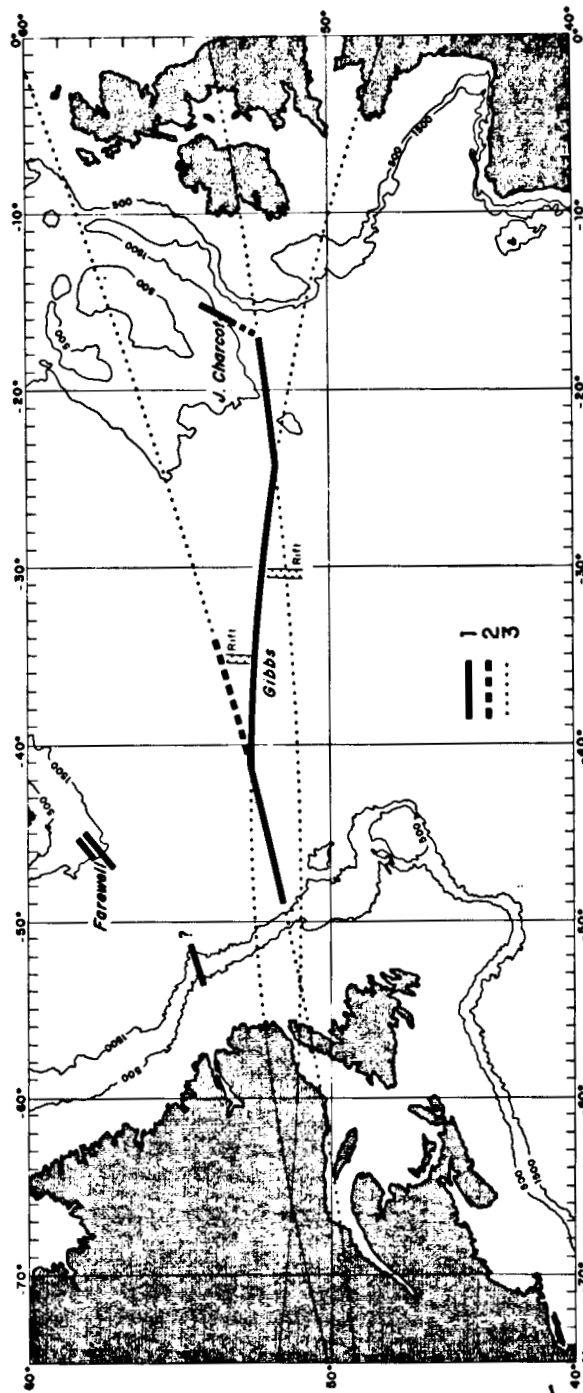


Figure 10. La faille Gibbs dans l'Atlantique Nord. 1/ Tracé de la faille, 2/ portion Est de la faille ramenée à sa position originale, 3/ cercles calculés. La déviation entre cercles calculés et faille ne dépasse pas 5 km (D'après M. Le Pichon, en préparation)

quelques kilomètres près. On s'aperçoit alors que la déviation du tracé de la faille par rapport à un petit cercle théorique peut atteindre 5 ou 10 km. Autrement dit, il semble que d'un point de vue mécanique la faille puisse admettre des déviations de 5 ou 10 km par rapport à la rotation relative moyenne effectuée par les plaques. (fig. 10)

Si l'on peut sans difficultés reconnaître les failles transformantes en domaine océanique, il est beaucoup plus difficile de le faire sur le continent et, dans la pratique, l'étude de la sismicité est souvent un guide indispensable. Ceci rend la détermination des failles transformantes continentales fossiles délicate et est un problème clé dans toute étude de paléotectonique.

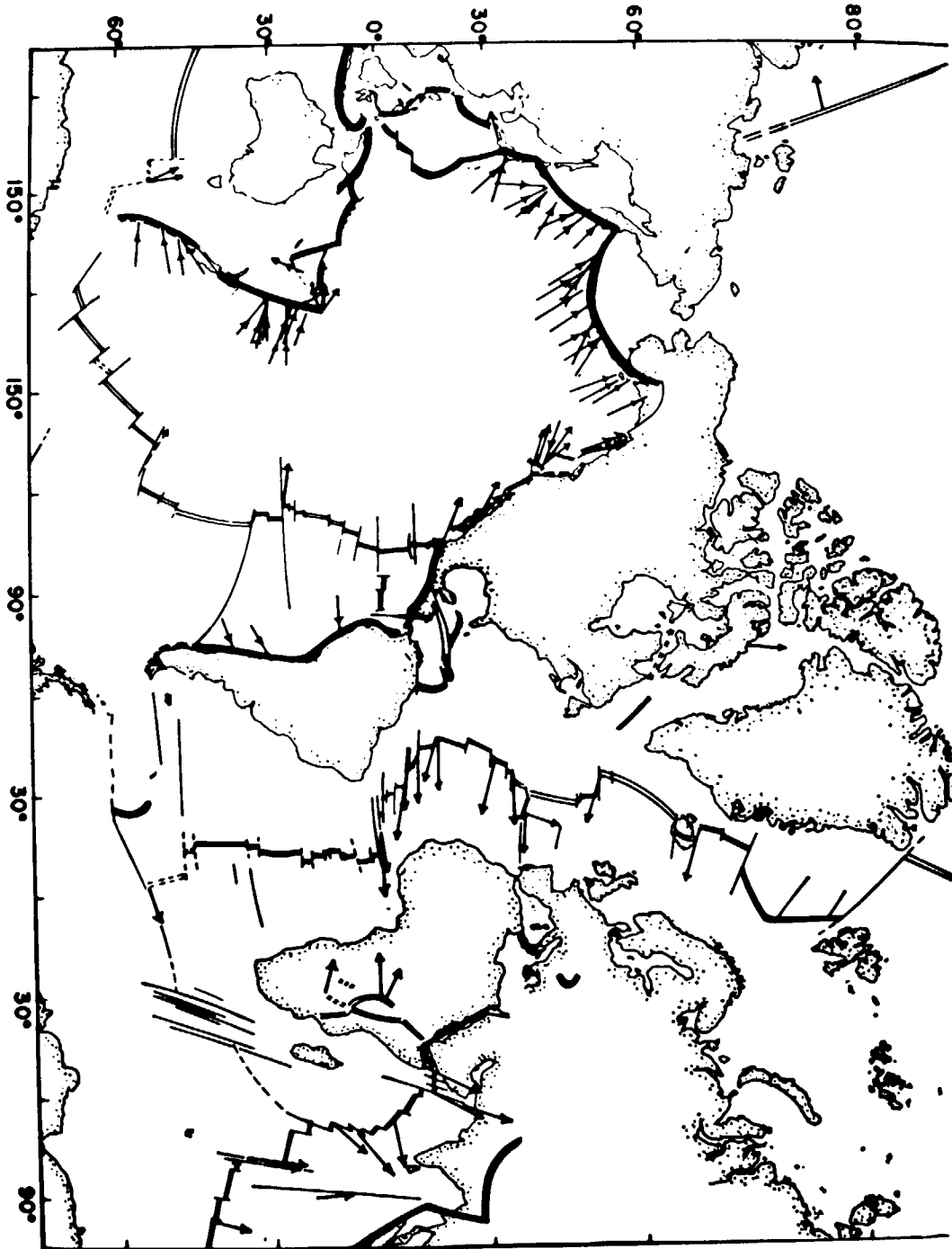
De la même manière, il est difficile de reconnaître dans le système des fossés océaniques les parties qui sont caractérisées par un cisaillement pur et là encore l'étude de la sismicité est indispensable. En aucun cas, on ne peut utiliser la direction des fossés pour en déduire la direction du mouvement en admettant que le mouvement lui est perpendiculaire. Des exemples célèbres sont la partie ouest du fossé des Aléoutiennes et du fossé de Porto-Rico où le mouvement est un cisaillement pur.

L'étude des mécanismes au foyer est certainement la méthode la plus sûre pour déterminer la direction des mouvements relatifs,

bien que la précision de détermination d'un mécanisme donné soit rarement supérieur à 20° et qu'elle souffre d'autre part d'une ambiguïté de 90° qu'il faut s'efforcer de lever à partir de considérations extérieures. Ceci est traité plus longuement par G. Jobert (même volume). En bref, la méthode est basée sur l'étude de la distribution des radiations des ondes P et S émises par un séisme. Elle a connu un grand succès depuis quelques années du fait de l'existence à travers le globe d'un réseau homogène de stations sismologiques à longue période. La méthode actuelle fut mise au point par W. Stauder (1962) et L.R. Sykes (1967). On sait que la théorie des dislocations utilisée (voir par exemple H. Honda, 1962) montre qu'il existe deux plans à angle droit, dont l'un coïncide avec le plan de faille, divisant le champ des radiations en quatre quadrants dilatationnels et compressionnels. La distribution des radiations se représente généralement par un diagramme dans lequel on utilise une sphère centrée sur le foyer en projetant dans le plan horizontal passant par le foyer les points où les rais traversent l'hémisphère inférieur.

L'ambiguïté de 90° mentionnée plus haut peut être levée principalement si l'on connaît la direction de la faille. On peut aussi, lorsqu'on a déterminé de nombreux mécanismes le long d'une même frontière de plaque, choisir la direction qui rend les mécanismes compatibles entre eux. Cette technique a été utilisée de manière systématique par D.P. Mc Kenzie et R.L. Parker (1967) W.J. Morgan (1968), B.L. Isacks et coll. (1968), P. Molnar et L.R. Sykes (1969)

Figure 11. Synthèse des mécanismes au foyer le long des frontières des grandes plaques. (D'après B.L. Isacks et coll., 1968)



D.P. Mc Kenzie (1970) etc. La figure 11 montre une synthèse faite par B.L. Isacks et coll. de la distribution des mécanismes le long des frontières des différentes grandes plaques. Cette synthèse est en excellent accord avec le modèle obtenu par X. Le Pichon pour le mouvement des six grandes plaques. Elle montre donc la concordance des informations obtenues à partir des mécanismes au foyer avec celles que l'on tire des mouvements d'expansion à l'axe des dorsales.

A ce sujet, D.P. Mc Kenzie a insisté avec raison sur la confusion fréquente faite dans ce genre d'études entre déplacements et contraintes. Les contraintes à l'intérieur d'une plaque peuvent être considérables alors que les déplacements ne se produisent qu'aux frontières des plaques. Ces déplacements étant dûs au mouvement relatif entre deux plaques n'ont pas grande relation avec l'orientation des contraintes principales à l'intérieur d'une plaque donnée. Un cas bien connu est celui de l'enfoncement des plaques sous les fossés océaniques. Les mécanismes des séismes produits par mouvement relatif entre les deux plaques correspondent à du chevauchement, mais les mécanismes des séismes à l'intérieur de la plaque plongeante, à l'endroit où celle-ci tourne pour s'enfoncer indiquent qu'elle est sous tension et qu'il s'y produit une série de failles normales. On sait que ceci a été la source de nombreuses confusions, car on a voulu utiliser le fait que la plaque était sous tension dans sa descente vers le fossé pour prouver que le fossé était une structure tensionnelle et non compressive.

Finalement, il est évidemment possible d'obtenir cette direction du mouvement relatif à partir de la triangulation ou de l'observation directe du rejet le long des failles après les séismes. Comme on l'a vu plus haut, cette méthode est difficile à appliquer avec précision.

c) calcul du mouvement relatif

Ayant obtenu ces diverses informations sur la vitesse et la direction du mouvement relatif en un certain nombre de points, il reste à les combiner pour obtenir une détermination aussi précise que possible du vecteur vitesse angulaire instantanée qui décrit le mouvement relatif. En général, il est préférable d'utiliser une méthode des moindres carrés qui minimise l'écart des directions obtenues par rapport aux tangentes à des petits cercles centrés sur le pôle et l'écart des vitesses mesurées par rapport à une loi de variation sinusoidale. La variation des vitesses procure une bonne précision sur la distance au pôle mais une mauvaise précision sur son emplacement latéral. Les directions par contre donnent une bonne détermination du pôle sur le plan latéral, dans la mesure où ces directions sont suffisamment différentes, mais une mauvaise détermination en distance. (fig. 12). Toutefois, dans le cas où l'on n'est pas trop loin du pôle et où on peut admettre que la rotation a été la même pendant un temps suffisamment grand, on peut utiliser la courbure d'une faille transformante pour déterminer l'emplacement du pôle.

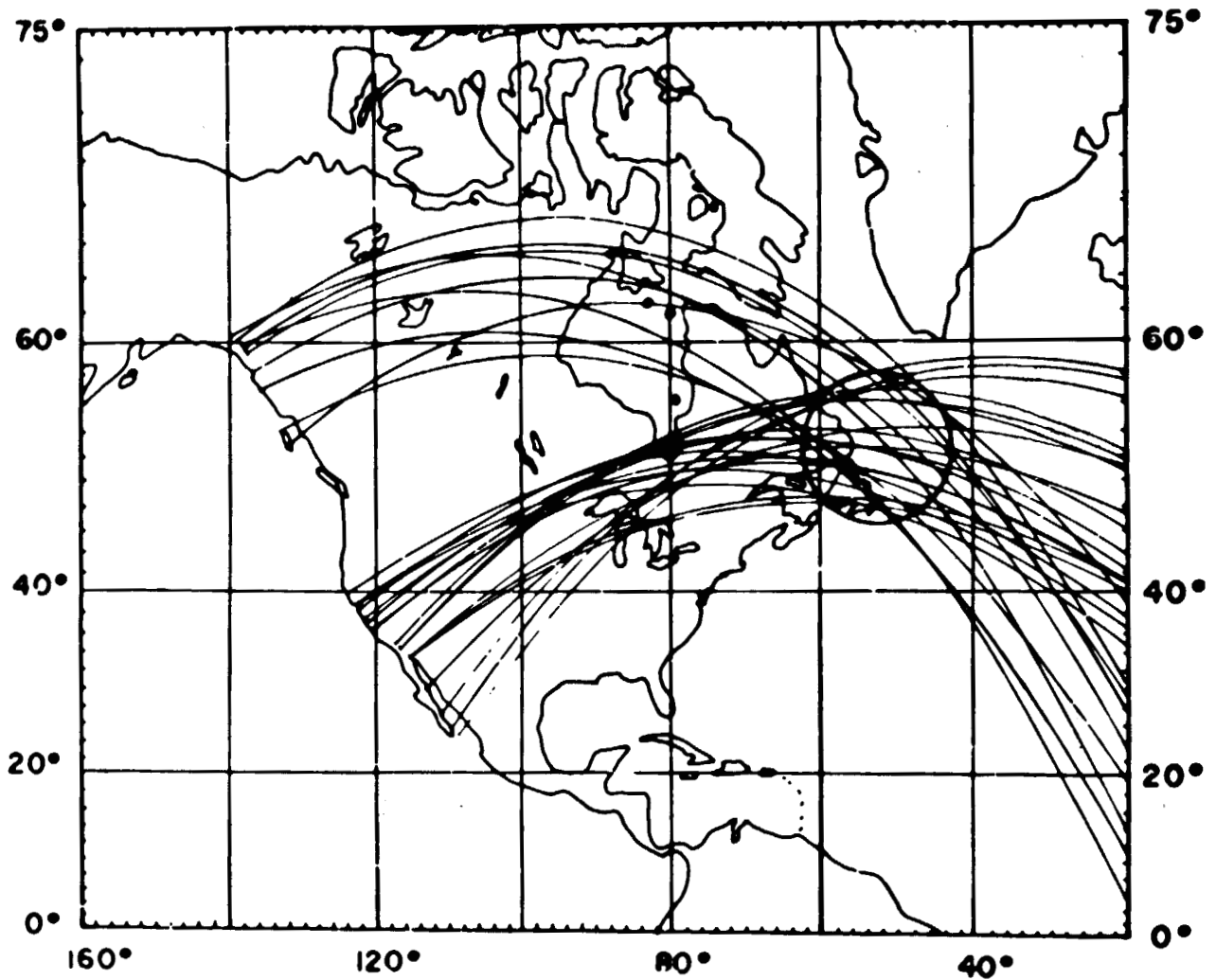


Figure 12. Détermination d'un pôle eulérien à partir de directions de failles. On a tracé les grands cercles passant par les failles et perpendiculaires à elles qui devraient tous se couper au pôle eulérien. Noter l'imprécision de la détermination de ce pôle. (D'après W.J. Morgan, 1968)

Il ne faut pas se cacher qu'il est rare que la précision des déterminations soit supérieure à quelques centaines de kilomètres et que cette précision est particulièrement mauvaise dans le cas où le pôle est obtenu par somme de deux vecteurs rotation instantanée déjà entachés d'erreur.

d) mesure des déplacements finis : la tectonique passée

Dès qu'il ne s'agit plus des mouvements actuels, nous perdons le guide très sûr qui est la sismicité. Or nous savons que non seulement les mouvements relatifs des plaques ont changé souvent au cours des temps, mais encore les frontières elles-mêmes des plaques ont évolué. Certaines se sont fossilisées soudant deux anciennes plaques. D'autres se sont créées.

Le moyen le plus sûr d'étude des rotations finies est l'étude des failles transformantes et des linéations magnétiques dans les océans. On peut, en inversant les rotations indiquées par les failles et en ajustant les anomalies magnétiques synchrones, obtenir la position relative des plaques de chaque côté d'une crête océanique à tout moment. Par exemple ceci peut maintenant être fait pour l'Océan Atlantique donnant ainsi la position relative des plaques Eurasie et Afrique depuis l'ouverture de l'Atlantique (W.C. Pitman et Talwani, en préparation). Malheureusement, cette méthode n'est applicable qu'en domaine océanique. Sur le continent, nous perdons le guide fourni par les anomalies magnétiques. D'autre part, comme

on l'a dit plus haut, les failles transformantes fossiles sont difficiles à reconnaître en milieu continental.

La deuxième méthode provient du paléomagnétisme qui peut en principe nous donner la position d'une plaque par rapport au pôle de rotation de la Terre de l'époque à l'incertitude des longitudes près (c'est-à-dire qu'on possède la latitude et l'orientation de la plaque par rapport au pôle rotationnel). Il faut donc lever l'indétermination en longitude pour obtenir le mouvement relatif entre deux plaques et ceci peut se faire dans certains cas, par exemple à partir des données venant du fond des océans. Les incertitudes de mesures liées à cette méthode sont discutées par A. Roche (même volume). Mentionnons simplement qu'il existe deux méthodes pour obtenir des informations paléomagnétiques en milieu océanique. L'une est basée sur l'interprétation de l'anomalie magnétique produite par un volcan sous-marin (V. Vacquier, 1962, J. Francheteau et al., 1970). Elle suppose que ce volcan a été magnétisé de façon uniforme en même temps que la croûte sur laquelle il repose était créée, et en un laps de temps relativement court mais suffisamment long pour moyenner la variation séculaire. L'autre méthode utilise une analyse de la forme des anomalies magnétiques qui gardent la trace de l'inclinaison du champ dans laquelle elles ont été créées (F.J. Vine et H.H. Hess, 1968, D.P. Mc Kenzie, 1970).

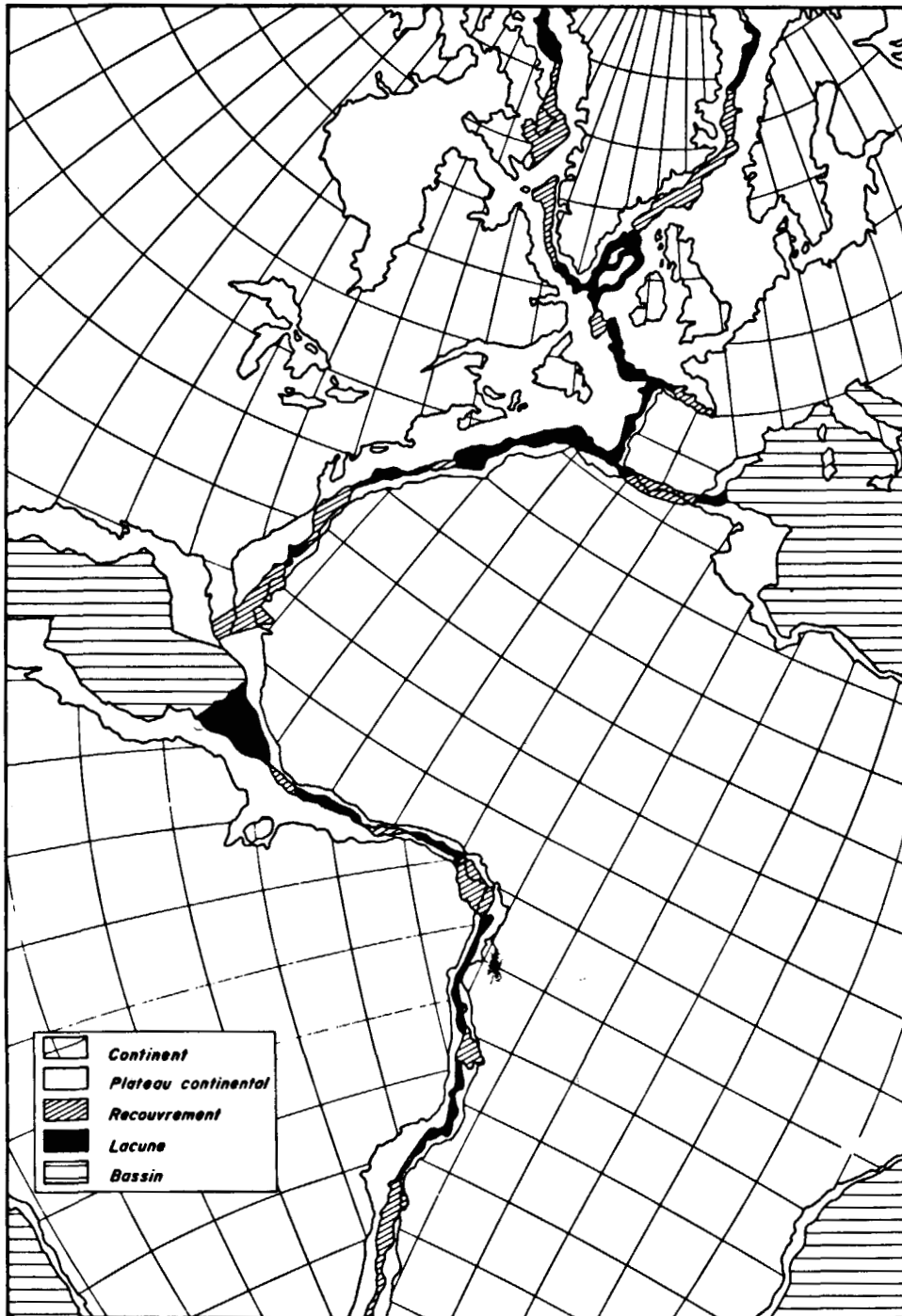


Figure 13. Position initiale des continents d'après E.C. Bullard et al. (1965). La position est obtenue à partir de critères mathématiques d'ajustement topographiques des marges continentales. Une reconstitution semblable avait été obtenue par B. Choubert dès 1935.

Enfin, on sait que la position relative initiale des plaques avant leur dérive peut être obtenue par ajustement des contours topographiques des marges continentales (E.C. Bullard et coll., 1965) (fig. 13) et par superposition des courbes de dérive du pôle obtenues par les observations paléomagnétiques (voir par exemple K.W.T. Graham et coll., 1967).

D.- LA TECTONIQUE DES PLAQUES ET LA TECTONIQUE CONTINENTALE

On a insisté sur le fait que la lithosphère est une notion rhéologique, distincte de la croûte qui est une notion essentiellement chimique et pétrologique. La croûte océanique n'est qu'une mince pellicule superficielle sur la lithosphère alors que la croûte continentale, nettement plus épaisse (30 à 40 km) et bien différenciée est une sorte de bloc gelé à l'intérieur d'une plaque. On sait par ailleurs que la force d'Archimède empêche qu'un continent puisse être absorbé dans le manteau et qu'un continent force donc la plaque dont il est solidaire à rester en surface.

Toutefois, tout ce que l'on sait sur la distribution des plaques actuelles montre qu'il n'existe pas de différence essentielle entre les plaques dont la partie superficielle est presque entièrement formée de continents comme l'Eurasie et celle dont la superficie est entièrement océanique comme la plaque Pacifique. D'autre part les frontières des plaques passent

aussi bien à l'intérieur des océans et des continents. Il n'y a donc aucune raison de penser que la tectonique des plaques est une hypothèse qui n'a de valeur que dans le domaine océanique.

En fait, un raisonnement très simple permet de montrer que la tectonique des plaques devrait s'appliquer plus facilement en domaine continental qu'en domaine océanique. En effet le long d'une crête océanique en pleine expansion, l'épaisseur de la lithosphère est nulle (B.L. Isacks et coll., 1970). Il est donc mécaniquement assez facile de produire des ajustement ou des modifications dans le mouvement relatif des deux plaques. Les seules contraintes mécaniques s'opposant à ces modifications du mouvement relatif proviennent des failles transformantes le long desquelles frottent les plaques lithosphériques en cours de formation. Mais l'inertie thermique empêche les plaques de s'épaissir rapidement.

Au contraire, lorsque la séparation de deux continents commence, la lithosphère est d'épaisseur normale. L'inertie thermique empêche cette épaisseur de décroître rapidement et les contraintes mécaniques créées par une variation dans le mouvement de rotation relative entre deux continents sont donc énormes. Il ne peut y avoir d'ajustement dans la rotation relative entre les deux continents car les contraintes à vaincre pour réaliser cet ajustement seraient trop grandes. Le pôle eulérien de rotation est donc très stable. Ceci a pu être

démontré dans le cas de l'ouverture de l'Atlantique. La phase initiale d'ouverture, durant laquelle la lithosphère continentale de chacune des plaques est en contact, peut se décrire par un seul mouvement de rotation alors que la phase ultérieure est beaucoup plus complexe et le pôle eulérien de rotation durant cette dernière phase n'est pas stable. (X. Le Pichon et J.D. Hayes, en préparation). On doit donc s'attendre à ce que la tectonique des plaques s'applique particulièrement bien dans le cas de lithosphère dont la partie superficielle est continentale. Toutefois, si cette lithosphère s'est trouvée au voisinage de frontières de rapprochement entre plaques durant plusieurs dizaines de millions d'années, elle peut s'être suffisamment réchauffée pour que la limite lithosphère-asthénosphère migre à l'intérieur de la croûte continentale. Ainsi, de nos jours, R.I. Walcott (1970) a montré que la lithosphère est épaisse de seulement 20 km dans la province du Basin and Ranges en Californie. Atwater (en préparation) a montré que depuis le Mésozoïque cette zone a été près de la frontière de deux plaques, cette frontière étant parfois une zone de Bénéioff et parfois une zone de cisaillement. La lithosphère a donc été affectée pendant une période de temps supérieure à sa constante de temps thermique par des phénomènes exothermiques (intrusions magmatiques, frottements etc...) et s'est progressivement amincie. Les ajustements mécaniques nécessaires à une rotation donnée se produisent alors plus facilement grâce à la création de nombreuses nouvelles

petites plaques dans cette "zone souple" (d'après une expression de Burollet) située entre deux grandes plaques.

Le cas de la zone alpino-hymalayenne est particulièrement exemplaire. Le problème consiste donc d'abord à identifier le mouvement principal entre les deux grandes plaques. Ensuite à retrouver la configuration géométrique des frontières des petites plaques à un moment donné, configuration en constant changement. Enfin, connaissant ces frontières, à trouver le mouvement relatif entre chacune de ces plaques.

A titre d'exemple, on va examiner succinctement un problème tectonique dans le cadre de la tectonique des plaques pour voir concrètement les limitations actuelles de la méthode.

E.- LA TECTONIQUE ALPINE (fig. 14)

En termes de tectonique des plaques, le problème de la tectonique alpine est le problème de l'interaction des deux grandes plaques Eurasie - Afrique. Cette interaction résulte nécessairement du fait que les mouvements d'écartements de ces deux plaques de la plaque américaine ne sont pas décrits par le même vecteur rotation instantanée relative. Sinon, évidemment, il n'y aurait pas de mouvements différentiels entre ces deux plaques.

Si $\omega_{Am\ Eu}$ est le vecteur rotation Amérique - Eurasie

$\omega_{Af\ Am}$ le vecteur rotation Afrique - Amérique,

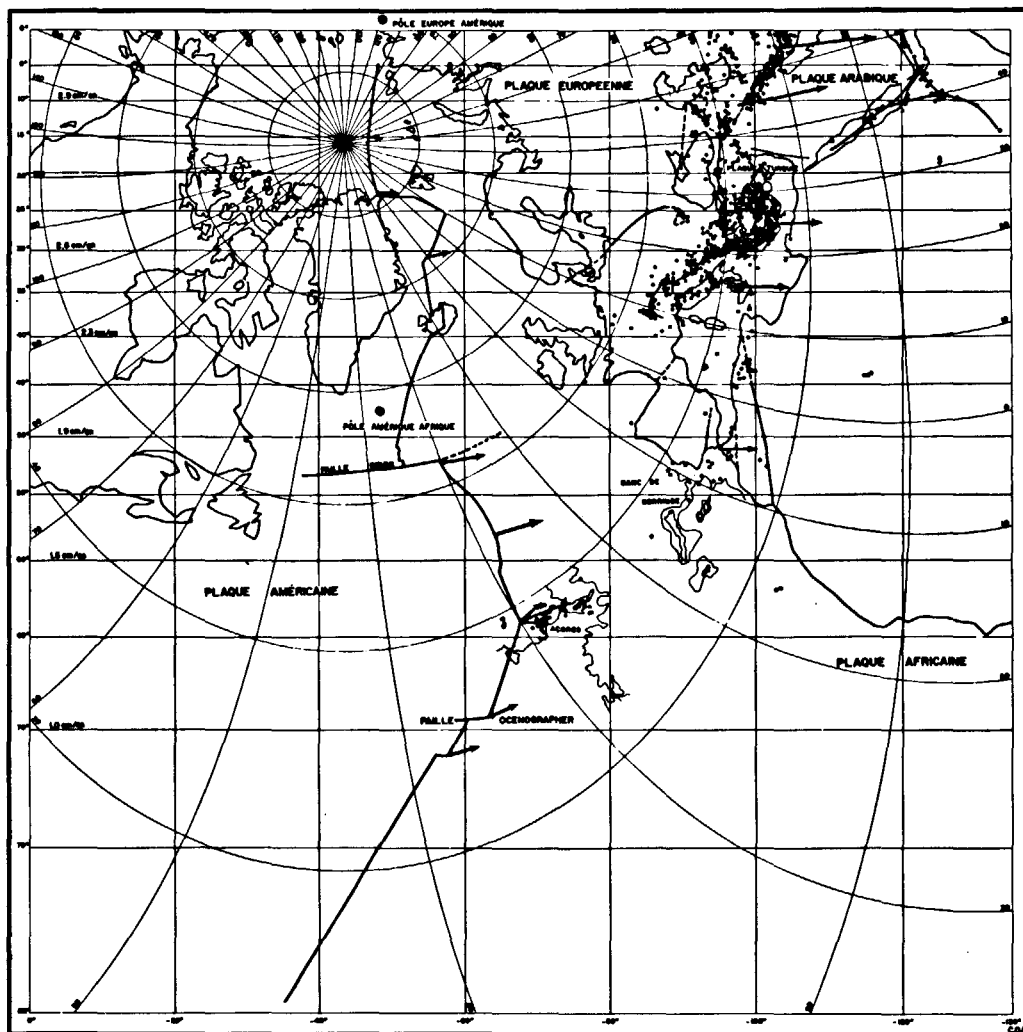


Figure 14. Projection Mercator oblique pour le pôle eulérien Eurasie-Afrique d'après X. Le Pichon, Bonnin et Pautot (en préparation). Les séismes sont figurés par des points (fermés, peu profonds, ouverts, profonds) d'après M. Barazangi et J. Dorman (1969). Les volcans actifs par des triangles. Les failles et rifts par des traits pleins. Les vecteurs mouvements par des flèches proportionnelles à la vitesse. Dans cette projection, les mouvements Eurasie-Afrique sont des mouvements de rapprochement le long des parallèles dont la vitesse en cm/an est donnée sur la gauche de la figure. Le mouvement change à l'Est de 40° E par suite de l'addition du mouvement d'ouverture en Mer Rouge qui repousse la plaque arabe vers le Nord.

on a $\omega_{Am\ Eu} + \omega_{Af\ Am} = \omega_{Af\ Eu}$

$\omega_{Af\ Eu}$ étant le vecteur rotation Afrique - Eurasie.

F.- LA TECTONIQUE ACTUELLE

Or on sait calculer les deux premiers vecteurs rotation instantanés à partir des mouvements d'expansion actuels à l'axe de la dorsale médio-atlantique. A partir des failles transformantes au nord des Açores, on peut déterminer que le pôle eulérien Amérique - Europe se trouve quelque part aux environs de l'embouchure de la Léna en Sibérie. Les taux d'expansion permettent de déterminer le module de ce vecteur. On peut déterminer de même l'autre vecteur. Le pôle eulérien Afrique-Amérique se trouve au sud du Groënland. Le pôle eulérien Afrique-Europe obtenu par différence des deux vecteurs se trouve au sud-ouest des Açores (X. Le Pichon, 1968). Toutefois, $\omega_{Am\ Eu}$ étant défini de manière peu précise, et $\omega_{Af\ Eu}$ étant obtenu par différence de deux vecteurs déjà imprécis, l'erreur probable sur $\omega_{Af\ Eu}$ est considérable et sans doute de l'ordre de 1000 km. La figure 14 est une projection Mercator oblique pour le pôle eulérien Afrique-Europe adopté par X. Le Pichon, Bonnin et Pautot (en préparation).

On voit que le mouvement différentiel résultant entre les deux grandes plaques est un mouvement de compression presque pur,

Nord/Sud, de l'ordre de 2 cm/an qui diminue d'Est en Ouest pour changer en un mouvement de cisaillement presque pur à l'Ouest du Banc de Goringe.

Toutefois, il faut remarquer que ceci ne nous donne que le mouvement entre les deux grandes plaques. Or un examen de la sismicité montre que les choses sont plus complexes et qu'il existe certainement des plaques subsidiaires entre les deux plaques principales. Le problème revient donc à définir quelles sont les frontières de ces petites plaques actuelles et quel est leur mouvement par rapport aux grandes plaques. B.L. Isacks et coll. en 1968 écrivaient : "Although it seems reasonable to describe the tectonics of Eurasia by the interaction of blocks of lithosphere, it is not yet clear how successful this idea will be in practice because of the large number of blocks involved".

Or, dès 1970, ce problème commence à recevoir un début de solution. Un examen systématique par D.P. Mc Kenzie (1970) de la sismicité, et des mécanismes au foyer en particulier, suggère qu'il est possible de décrire la tectonique méditerranéenne actuelle en utilisant trois ou quatre plaques subsidiaires. On peut concevoir ces plaques subsidiaires comme les morceaux qui se forment lorsque deux gros glaçons entrent en collision dans le pack. Il est clair que dans ce cas la direction et la vitesse de mouvement de ces plaques intermédiaires peut être très différente de celle des plaques principales. Ainsi la plaque turque,

bordée au Nord par la faille anatolienne, a-t-elle vers l'Ouest un mouvement relatif de l'ordre de 10 cm/an.

Le problème est considérablement simplifié par le fait qu'il existe des régions où la frontière entre les deux plaques principales est unique. Ceci est vrai en particulier pour la frontière comprise entre les Açores et Gibraltar. C'est dans de telles régions qu'il faut d'abord vérifier le schéma général à partir des études sismiques (surtout les mécanismes au foyer), géodésiques et géologiques. Ce sont donc ces régions qu'il faut d'abord identifier puis étudier. On peut ensuite s'aider du schéma général pour procéder de proche en proche dans les régions plus complexes en définissant d'abord les frontières des plaques par leur activité sismique et la cohérence des mécanismes au foyer. Ensuite, on peut utiliser les méthodes décrites plus haut pour obtenir le schéma cinématique général. Il faut alors confronter ce schéma cinématique aux observations géologiques locales.

G.- LA TECTONIQUE PASSEE

Si la synthèse de la tectonique actuelle paraît possible dans un avenir proche, celle de la tectonique passée est beaucoup plus difficile. On perd le guide essentiel fourni par la sismicité. Comme les mouvements différentiels entre Eurasie et Afrique ont varié à plusieurs reprises de manière importante depuis le début de l'ouverture de l'Atlantique il y a 180 millions d'années, il faut dans une région donnée démêler ce qui appartient

aux différentes "phases" des mouvements. On risque donc devant la difficulté de la tâche d'accepter l'imprécision et de fournir des solutions plus ou moins arbitraires.

La première tâche est de déterminer quels ont été les mouvements différentiels au cours du temps entre les deux grandes plaques Eurasie et Afrique, c'est-à-dire étudier l'évolution du point triple des Açores. Ce point triple, à l'heure actuelle est une jonction triple crête - faille - crête qui doit dégénérer rapidement en crête - faille - faille. Toutefois le mouvement au point triple n'est pas nécessairement représentatif du mouvement le long de toute la frontière. Ainsi le mouvement actuel est du cisaillement au point triple mais devient de la compression pure à l'Est. Il est donc important de faire cette analyse en termes de rotations sur la sphère pour obtenir les mouvements le long de toute la frontière plutôt qu'en terme de rotations instantanées dans le plan infinitésimal autour du point triple. Or l'étude des anomalies magnétiques dans l'Atlantique permet de reconstituer simplement les positions relatives des trois plaques principales à tout moment et donc de reconstituer les mouvements différentiels Eurasie-Afrique.

Connaissant l'histoire de ces mouvements principaux, il faut ensuite déterminer le système des frontières des plaques intermédiaires existant à un instant donné principalement à partir de critères géologiques. C'est le point le plus délicat.

Trouver des critères sûrs pour la détermination d'une frontière fossile est un des sujets de recherche les plus importants de la géodynamique. Pour chaque plaque intermédiaire, le problème consiste à savoir si durant une phase de mouvements donnée, elle était attachée à la plaque Eurasie, à la plaque Afrique ou si elle évoluait indépendamment des deux.

Connaissant les frontières, on peut enfin essayer de reconstituer les mouvements des plaques intermédiaires, grâce aux méthodes décrites plus haut. Il reste alors à reprendre l'interprétation géologique en fonction de cette histoire cinématique.

Il faut insister sur le fait qu'il est probablement illusoire de vouloir obtenir une solution en termes de tectonique de plaques si l'on ne connaît pas précisément au moins les mouvements entre plaques principales et en particulier si l'on ne connaît pas l'ajustement des différentes portions entre elles au début de l'ère secondaire, quand cette histoire a débuté.

Remerciements

Je remercie le Dr. D.P. Mc Kenzie de m'avoir communiqué un manuscrit essentiel avant publication. Le Professeur J. Coulomb et M. J. Francheteau ont lu et critiqué les premières versions de ce travail. Celui-ci a été réalisé au Centre Océanologique de Bretagne (Brest) dont c'est la contribution n° 26.

B I B L I O G R A P H I E

Barazangi, M. et J. Dorman, World seismicity maps compiled from ESSA coast and geodetic survey epicenter data, 1961 - 1967. Bull. Seism. Soc. Am., 59, 369, 1969.

Barrel, J., The strength of the earth's crust, 5, J. Geol., 22, 441- 468, 1914 - 6, J. Geol., 22, 655 - 683, 1914.

Birch, F., Interpretation of the low-velocity zone, Phys. Earth Planet Int., 3, 178, 1970.

Brune, J.N., Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones, J. Geophys. Res., 73, 777, 1968.

Bullard, E.C., J.E. Everett, et A.G. Smith, The fit of the continents around the Atlantic, dans A symposium on continental drift, édité par P.M.S. Blackett, E. Bullard, et S.K. Runcorn, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1088, 41, 1965.

Choubert, B., Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et anticambriennes, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 8, 1-50, 1935.

Coulomb, J., L'expansion des fonds océaniques et la dérive des continents, P. Univ. France, 224 p., 1969.

Cox, A., Geomagnetic reversals, Science, 163, 237, 1969.

Elsasser, W.M., Convection and stress propagation in the Upper Mantle, Princeton Univ. Tech. Rept., 5, 1967.

Francheteau, J., C.G.A. Harrison, J.G. Sclater et M.L. Richards, Magnetization of Pacific seamounts : a preliminary polar curve for the Northeastern Pacific, J. Geophys. Res., 75, 2035 - 2061, 1970.

Francheteau J. et J.G. Sclater, Comments on paper by E. Irving and W.A. Robertson, Test for polar wandering and some possible implications, J. Geophys. Res., 75, 1023-1027, 1970.

Goldreich, P. et A. Toomre. Some remarks on polar wandering, J. Geophys. Res., 74, 2555, 1969.

Graham, K.W.T., C.E. Helsley et A.L. Hales. Determination of the relative positions of continents from paleomagnetic data, J. Geophys. Res., 69, 3895-3900, 1964.

Heirtzler, J.R., G.O. Dickson, E.M. Herron, W.C. Pitman et X. Le Pichon. 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, dans Petrologic Studies
Buddington memorial volume, Geol. Soc. Am., 599-620, 1962.

Honda, H. Earthquake mechanism and seismic waves, J. Phys. Earth.,
10, 1-97, 1962.

Isacks, B.L., J. Oliver, et L.R. Sykes. Seismology and the new
global tectonics, J. Geophys. Res., 73, 5855-5899, 1968.

Kanamori, H. et K. Abe. Deep structure of island arcs as revealed
by surface waves, Bull. Earth. Res. Inst., 46, 1001, 1968.

Lambert, I.B., et P.J. Wyllie. Low velocity zone of the earth's
mantle : incipient melting caused by water, Science, 1970.

Le Pichon, X. Sea-floor spreading and continental drift,
J. Geophys. Res., 73, 3661-3697, 1968.

Lliboutry, L. Sea-floor spreading, continental drift and litho-
sphere sinking with and asthenosphere at melting point,
J. Geophys. Res., 74, 6525, 1970.

Mc Kenzie, D.P. The viscosity of the lower mantle, J. Geophys. Res.,
71, 3995-4010, 1966.

Mc Kenzie, D.P. Some remarks on heat-flow and gravity anomalies, J. Geophys. Res., 72, 6261-6271, 1967.

Mc Kenzie, D.P. et R.L. Parker. The north Pacific : an example of tectonics on a sphere, Nature, 216, 1276-1280, 1967.

Mc Kenzie, D.P. et W.J. Morgan. The evolution of triple junctions, Nature, 224, 125-133, 1969.

Mc Kenzie, D.P. Plate tectonics of the Mediterranean region, Nature, 226, 239-243, 1970.

Mc Kenzie, D.P. Plate tectonics, dans Birch Symposium, 1970.

Molnar, P. et L.R. Sykes. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, Bull. Geol. Am., 80, 1639, 1969.

Morgan, W.J. Rises, Trenches, great faults, and crustal blocks, J. Geophys. Res., 73, 1959-1982, 1968.

Oliver, J. et B. Isacks. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere, J. Geophys. Res., 72, 4259, 1967.

Opdyke, N.D., B. Glass, J.D. Hays, et J. Foster. Paleomagnetic study of antarctic deep-sea cores, Science, 154, 349-357, 1966.

Press, F. The Earth's interior as inferred from a family of Models, M.I.T. preprint, Cambridge, Mass., 1970.

Sclater, J.G. et J. Francheteau. The implications of terrestrial heat-flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth, Geophys. J., 20, 509-542, 1970.

Stauder, W. The focal mechanism of earthquakes, Adv. in geophysics, 9, 1-76, 1962.

Sykes, L.R. Mechanism of earthquakes and the nature of faulting on the mid-oceanic ridges, J. Geophys. Res., 72, 2131-2153, 1967.

Taylor, F.B. Bearing of the tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan, Bull. Geol. Soc. Am., 21, 179-226, 1910.

Vacquier, V. A machine method for computing the magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey, Proc. Benedum Earth Magnetism Symp., 123, Univ. Pittsburgh, 1962.

Vine, F.J. et D.H. Matthews. Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, 199, 947-949, 1963.

Vine, F.J. et J.T. Wilson. Comparison of observed and calculated magnetic anomalies over a young oceanic ridge southwest of Vancouver Island, Science, 150, 485, 1965.

Vine, F.J. et H.H. Hess. Sea-floor spreading, manuscript prepared for The Sea volume 4, Princeton Univ. Techn. Rept., 1968.

Walcott, R.I. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere, J. Geophys. Res., 75, 3941-3954, 1970.

Wegener, A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Friedr. Vieweg, Braunschweig, 1929.

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

DISCUSSION

- F. PROUST Vous avez dit que les limites de plaques pouvaient passer indifféremment dans des zones océaniques ou continentales. Y en a-t-il beaucoup à votre avis, qui passent effectivement actuellement dans des zones continentales, et où en particulier ?
- R. DUBOIS Quels sont les critères utilisés pour la détermination des limites de plaques non plus actuelles mais anciennes ?
- H. TAZIEFF Pour répondre partiellement à la question de F. Proust et pour demander à X. Le Pichon ce qu'il pense de cette affirmation, je dirais que l'on pourrait peut-être bien considérer comme une suture inter-plaques en milieu continental - marquée tant par une sismicité caractéristique que par une fracturation du type des failles normales - la Vallée (ou mieux les deux vallées) du Grand Rift Africain, qui séparerait de la plaque africaine stricto sensu une plaque "somalienne", celle-ci limitée d'autre part par la Carlsberg Ridge (et le Golfe d'Aden).
- J. DEBELMAS La question des limites entre plaques me gêne, et ceci pour deux raisons :

1 - une raison géométrique d'abord. On définit six plaques, séparées par des limites majeures. Mais en dehors de limites indiscutables du type de la ride médio-atlantique, on éprouve en général une certaine difficulté à délimiter exactement les plaques, parce qu'elles sont affectées de toute une série de fractures d'importances diverses, dans lesquelles se délivrent progressivement des accidents majeurs, ou qui peuvent constituer des sutures secondaires, dans lesquelles la hiérarchie devient difficile à établir. Je prends trois exemples pour préciser ma pensée :

L'Afrique est coupée en deux par le fossé des Grands Lacs dont on connaît la liaison avec la ride de Carlsberg et par là-même, avec la ride médio-indienne. Pourquoi ne distingue-t-on pas deux plaques africaines ?

La limite entre les blocs eurasiatique et indien passe-t-elle dans l'Himalaya S. SN ou dans le Tien-Clean, c. à d. respectivement au Sud et au Nord du plateau du Thibet ? Dans les deux cas, que signifie alors le plateau du Thibet ?

La limite entre les blocs eurasiatique et africain passe-t-elle dans l'accident sud-atlasique ou dans les accidents plus au nord respectivement comme par exemple la faille insubrienne des Alpes et ses éventuels relais ? Quelle que soit la réponse, que signifient les éléments

intermédiaires de la Méditerranée occidentale ?

2 - Une raison géodynamique ensuite. Les bordures des grandes plaques définies offrent des comportements géodynamiques différents : les uns sont orogéniquement inertes, (limites sous océaniques prolongées par le rift africain), les autres sont des zones de plissements et de charriages fortement perturbés suivant un style bien différent des premières. Cette dualité de comportement ne traduirait-elle pas une différence fondamentale de valeur et d'origine ? Autrement dit, l'existence de séismes, choisie comme critère de définition des limites de plaques, ne serait-elle pas en fait, un caractère de pure convergence recouvrant des phénomènes géodynamiques différents, arbitrairement rapprochés dans l'hypothèse qui nous occupe aujourd'hui.

J. COULOMB

Il me semble qu'on aurait pu répondre à J. Debelmas : que les rifts africains sont un exemple de fente dans une plaque. Il y en a d'autres, (Golfe de Californie - Utah - Iles Mariannes, etc.) où la ligne sismique ne se ferme pas pour isoler une plaque.

que la différence entre plaques continentales et plaques océaniques est réellement importante : l'Himalaya ne se marque pas par une ligne sismique continue ; on observe au contraire une sismicité diffuse jusqu'à la ligne des

lacs (Mer Noire - Mer Caspienne - Mer d'Aral - Lac Baïkal - Lac Balkach, etc).

A. MICHARD Comme le rappelait tout à l'heure X. Le Pichon, la position respective des plaques avant les dérives mésozoïques peut être recherchée par la méthode du "fit" de Bullard. Mais cette méthode ne présente-t-elle pas une difficulté de principe, dans la mesure où l'on rapproche des côtes dont l'histoire géologique est tout à fait différente ? En particulier, que faut-il penser de la publication récente de Dietz et Sproll qui considèrent comme un des points de bon ajustement le raccord entre le saillant du Rif et le continent de la plate-forme de Terre Neuve ? Ne faudrait-il pas rechercher le "fit" entre des plaques reconstituées dans leur état initial ?

C.J. ALLEGRE Pensez-vous qu'à l'intérieur de chaque grande plaque et dans la partie superficielle de celle-ci, il puisse exister des "plaquettes" ? Ces "plaquettes" auraient, pour les mouvements relatifs entre "plaquettes" d'une même plaque une certaine indépendance, mais joueraient solidairement lors des grands mouvements de plaques ?

I. ARGYRIADIS Vous définissez la limite des plaques par la sismicité. Ce que vous définissez en fait, se sont des "champs

dynamiques". Vous associez ces champs dynamiques à des rotations de corps solides. Vous changez par là-même de niveau dans la nature des phénomènes évoqués. En effet, si la sismicité peut définir un champ de forces à un moment (t) donné, la rotation de corps solides pendant les temps géologiques est concevable, elle, pendant un intervalle de temps ($t_0 - t'$) infiniment plus grand (passage de l'échelle "humaine" à l'échelle géologique).

Est-il possible d'admettre cette démarche dans l'état actuel des connaissances géologiques qui elles seules peuvent la justifier ?

Le nom même de "plaques" est-il propre à rendre compte du concept tel qu'il est défini par l'adoption de la sismicité comme critère pour concrétiser ses limites (= champ dynamique) ?

Les champs ainsi définis descendent fort loin à l'intérieur du globe (700 km et plus). Quelles sont, dans ce cas, leurs relations possibles avec ces "plaques" qui, telles qu'elles sont conçues, ne dépassent guère en épaisseur à ma connaissance la centaine de kilomètres ?

G. POULET

La distinction entre lithosphère et atmosphère est purement rhéologique. N'y a-t il pas au sein de la lithosphère, en particulier sous les boucliers où son épaisseur est de 150 km, des différences rhéologiques suffisamment importantes

sur une même verticale pour rendre illusoire la recherche de cicatrices des plaques dans les sédiments de surface ?

M. MATTAUER Vous nous avez dit, qu'à la limite il n'y avait pas de relations entre, d'une part les mouvements des plaques, d'autre part les structures tectoniques formées à la bordure des plaques.

Estimez-vous dans ces conditions que les structures des chaînes de montagne soient sans relation avec les mouvements des plaques ?

G. BOILLOT Ne faut-il pas considérer avec plus d'attention dans ce débat le rôle joué par la marge continentale ? Ce peut être une limite actuelle de plaque (cas des fossés). Ce peut être une limite fossile. Mais c'est toujours une zone de rupture privilégiée. Seconde question, d'ailleurs liée à la première : Comment intégrez-vous dans le schéma général de la tectonique des plaques la notion géologique du géosynclinal ?

R. LECOLAZET Si l'on admet que la lithosphère se meut en sens inverse de l'asthénosphère, quel est le moteur qui ferait mouvoir la lithosphère ?

M. MAGNIER Les continents actuels, tous soudés au début du mésozoïque, ont dû créer avant leur dislocation une asymétrie

étonnante sur la sphère terrestre... une moitié continent, une moitié océan (?). Comment est-ce possible ?

La terre en rotation autour d'un axe qui a peu varié au cours des 150 my qui viennent de s'écouler, une force centrifuge s'est toujours appliquée de façon plus forte à l'équateur qu'au pôle. Y a-t-il une relation entre ce fait et la direction préférentielle N/S des grandes rides océaniques en expansion ?

J. GOGUEL Si, pour un géologue fixiste comme l'était J.T. Wilson jusqu'en 1965, la tectonique des plaques a représenté un bouleversement total des idées, X. Le Pichon aurait pu citer E. Argand parmi les précurseurs. Avec lui, tous les géologues alpins ont admis depuis longtemps des déplacements relatifs importants de blocs rigides qu'ils n'appelaient pas encore des plaques. Pour beaucoup d'entre eux, l'asthénosphère, nécessaire pour expliquer l'ajustement isostatique, pouvait permettre également ces déplacements. Mais les géologues alpins se trouvaient en présence de mouvements relatifs si complexes de petites plaques reconsidérées, qu'ils ne pouvaient guère envisager d'en faire abstraction, d'autant qu'il était difficile de séparer des mouvements successifs, souvent fort différents. Sous cette complication locale, il n'était pas possible de dégager les grandes lignes du

déplacement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie, d'autant que, dans l'étendue d'un seul continent, on ne pouvait disposer du contrôle de cohérence, que X. Le Pichon a effectué pour la sphère ?

X. LE PICHON Il n'était pas possible de rendre fidèlement compte ici d'une discussion qui a duré plus de deux heures et n'a pas été enregistrée. Nous avons toutefois reproduit les questions principales, telles qu'elles ont été rédigées par leurs auteurs. Dans certains cas, la réponse peut être trouvée dans l'article précédent. Dans d'autres cas, le problème soulevé n'est pas résolu et constitue une des grandes lignes de recherche de la tectonique des plaques.

Le problème principal soulevé par la plupart des interventions est celui de la définition des limites de plaques actuelles et fossiles (F. Proust, R. Dubois, H. Tazieff, J. Debelmas, J. Coulomb, A. Michard, C.J. Allègre, I. Argyriadis, G. Poulet). Il est de grande importance et a été très largement traité dans l'article précédent. Il s'agit de reconnaître les frontières de plaques significatives à l'échelle globale (mouvement de l'ordre de 0,1 cm/an ou plus). La tectonique des plaques suppose qu'en dehors de telles frontières les déformations sont comparativement négligeables et les études à l'échelle

globale semblent confirmer cette hypothèse. Mais la détermination des critères de reconnaissance des frontières fossiles est particulièrement délicate et loin d'être résolue.

Un second problème posé par M. Mattauer et G. Boillot concerne les relations entre structures des chaînes de montagnes et mouvements interplaques. Comme on l'a souligné dans l'article, la relation entre les deux n'est pas simple, mais il est évident qu'elle existe et que c'est là une des voies de recherche essentielles.

Le troisième problème évoqué par R. Lecolazet et M. Magnier concerne la dynamique de ces mouvements et a été traité longuement par L. Lliboutry.

Enfin, J. Goguel a évoqué les travaux précurseurs de l'école française en géodynamique, depuis Argand, et regretté qu'on n'en tienne pas assez compte. Il est clair que l'école française possède des atouts considérables en ce domaine et peut apporter une contribution fondamentale à l'évolution de la tectonique des plaques du stade de l'hypothèse à celui, peut-être, de la théorie.