

QUELQUES OBSERVATIONS D'ONDES DE RAYLEIGH DE SÉISMES ATLANTIQUES ENREGISTRÉS A LA BORDURE DU CONTINENT AFRICAÏN,

par Y. CRENN et J. METZGER

Observatoire de M'Bour.

RÉSUMÉ. — Les séismes de l'Océan Atlantique qui abordent le continent après avoir traversé un haut-fonds, présentent essentiellement, comme ondes de surface verticales, un train très régulier d'ondes de RAYLEIGH ; ceux qui l'abordent directement fournissent peu d'ondes de RAYLEIGH, mais par contre d'autres ondes ayant une composante verticale de période 10 à 15 secondes.

Cette note est basée sur les enregistrements obtenus au centre de Géophysique de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer à M. BOUR, en bordure de l'Océan, des 22 plus importants

ces séismes, présente, suivant la position des épicentres, des différences très notables quant aux caractères suivants :

- gamme des périodes observées ;
- répartition des amplitudes entre les ondes de différentes périodes ;
- existence ou absence de variations d'amplitudes analogues à des battements ;
- vitesse apparente des ondes de période inférieure à 15 secondes.

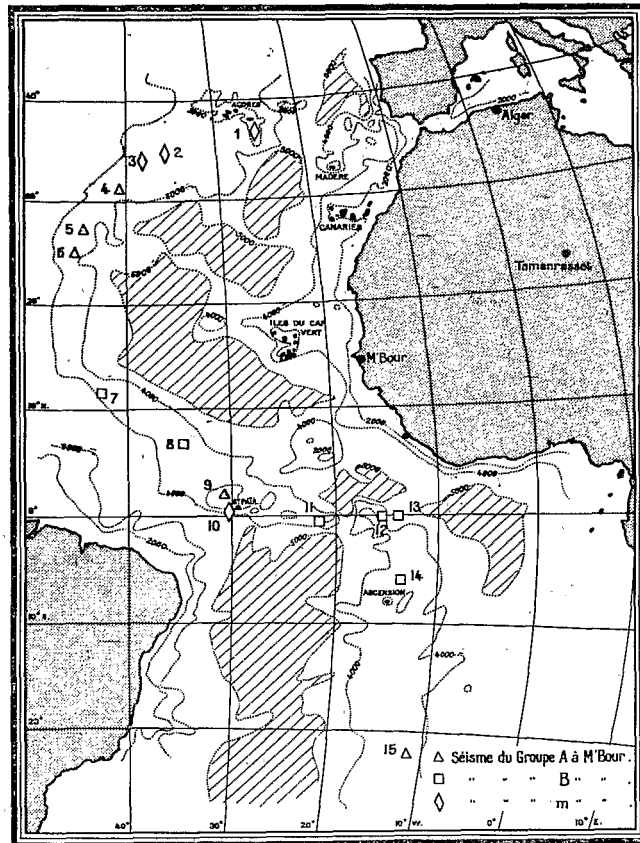


FIG. 1. — Position des épicentres.

séismes de l'Atlantique Central, des années 1957 et 1958. Pour certains d'entre eux, les enregistrements d'Alger et de Tamanrasset ont également été utilisés. La composante verticale des ondes de surface de

Le seul caractère commun à tous ces séismes est la vitesse des ondes de période supérieure à 16 secondes, qui suit la loi classique de dispersion des ondes de RAYLEIGH des séismes océaniques,

23 10 1961

Les séismes étudiés, dont les épicentres sont placés sur la carte, figure 1, peuvent se classer en 3 groupes d'après les enregistrements de M. BOUR :

— Le groupe A qui comprend les épicentres 4 (5 séismes), 5, 6 (3 séismes) 9, (faible) et 15, soit au total 11 séismes, donne lieu à des enregistrements analogues à celui reproduit sur la figure 2 dont l'épicentre se trouve à la position 4 sur la carte marine.

plupart des séismes du groupe A. L'enregistrement débute par des ondes de période toujours inférieure à 24 secondes et se termine par des périodes de l'ordre de 10 secondes ; on observe des variations périodiques d'amplitude analogues à un phénomène de battements.

Les figures 3 et 6 représentent les variations de l'amplitude et de la vitesse en fonction de la période.

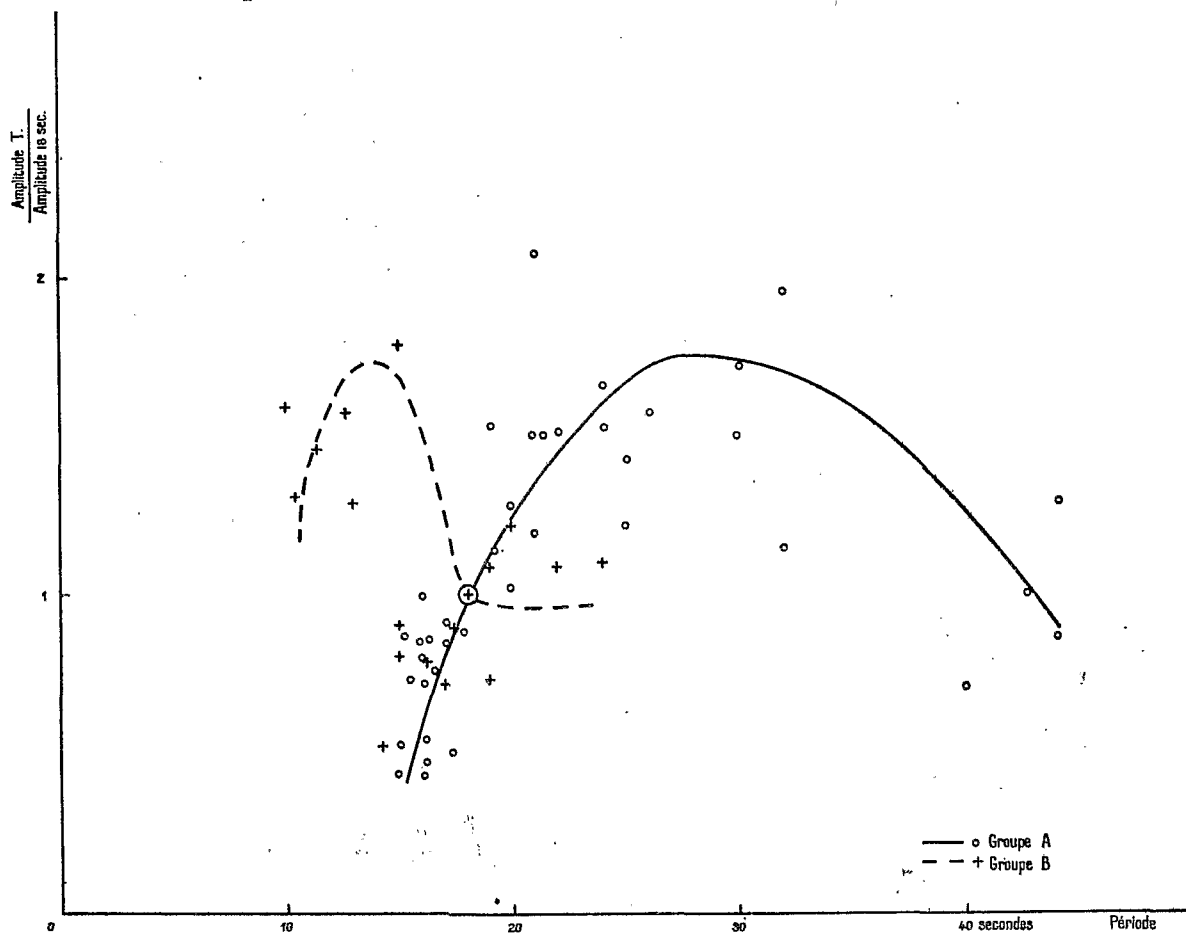


FIG. 3. — Séismes des groupes A et B ; rapport de l'amplitude du sol pour une onde de période T et de celle de l'onde de période 18 secondes.

Dans ce groupe, les longues débutent nettement par des ondes de période supérieure à 30 secondes et l'on n'observe pas d'onde de période inférieure à 14 secondes ; il n'y a pas de variation périodique d'amplitude analogue à un phénomène de battements.

Les courbes de variation de l'amplitude et de la vitesse en fonction de la période sont données par les figures 3 et 4.

— Le groupe B comprend les épicentres 7, 8, 11, 12, 13, et 14 (2 séismes), soit en tout 7 séismes ; les enregistrements sont comparables à celui de la figure 5, dont l'épicentre est situé à la position 7, à une distance de M. Bour du même ordre que celle de la

— Le groupe m comprend les épicentres 1, 2, 3, et 10 dont les séismes donnent des enregistrements intermédiaires entre les deux catégories précédentes ; les ondes de période supérieure à 16 secondes sont assez analogues à celles du groupe A, malgré une amplitude plus faible au delà de 30 secondes de période, mais il existe à la fin de l'enregistrement des ondes de période 9 à 10 secondes.

La courbe de variation de la vitesse en fonction de la période est donnée par la figure 7.

Relativement peu d'enregistrements des composantes horizontales sont utilisables pour déterminer la nature des ondes considérées :

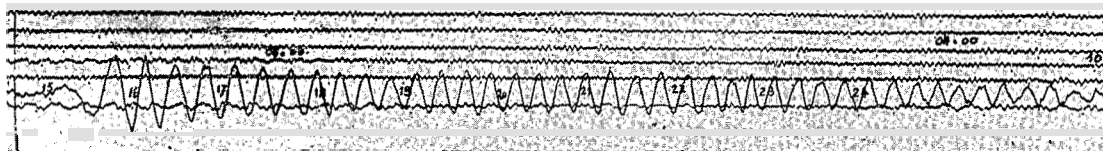


FIG. 2. — Type de séisme du groupe A; enregistrement du séisme du 3 janvier 1958 à 07 h 02 m 07 (31° N; 40°,5 W).

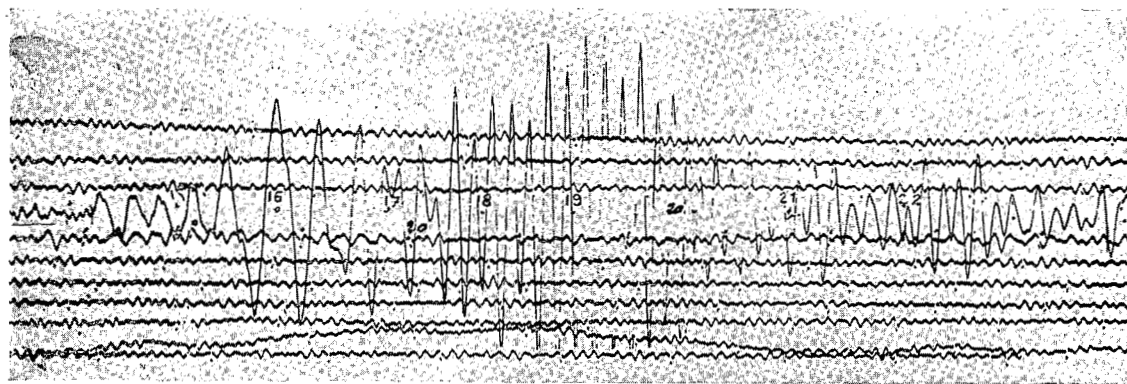


FIG. 5. — Type de séisme du groupe B, séisme du 20 octobre 1957 à 12 h 04 m 22 11°,5 N 42° W.

— Dans le groupe A, seul le séisme de la position 15 a pu être étudié, l'enregistrement est formé uniquement d'ondes de RAYLEIGH.

— Dans le groupe B, le séisme dont l'épicentre est à la position 8, n'a produit un enregistrement d'ondes de RAYLEIGH à peu près pures que pendant une minute et demie, pour des périodes supérieures à 15 secondes. On arrive au même résultat dans le groupe

vitesse observées, dans le groupe A, a été portée pour faciliter la comparaison avec l'Océan Pacifique, la courbe d'Honolulu et Berkeley [1], pour un trajet uniquement océanique, la traversée des îles Marshall mise à part. On constate que les points relatifs au groupe A sont très voisins de la courbe du Pacifique, surtout en ce qui concerne le maximum de vitesse. Pour les vitesses faibles, les points du groupe A sont

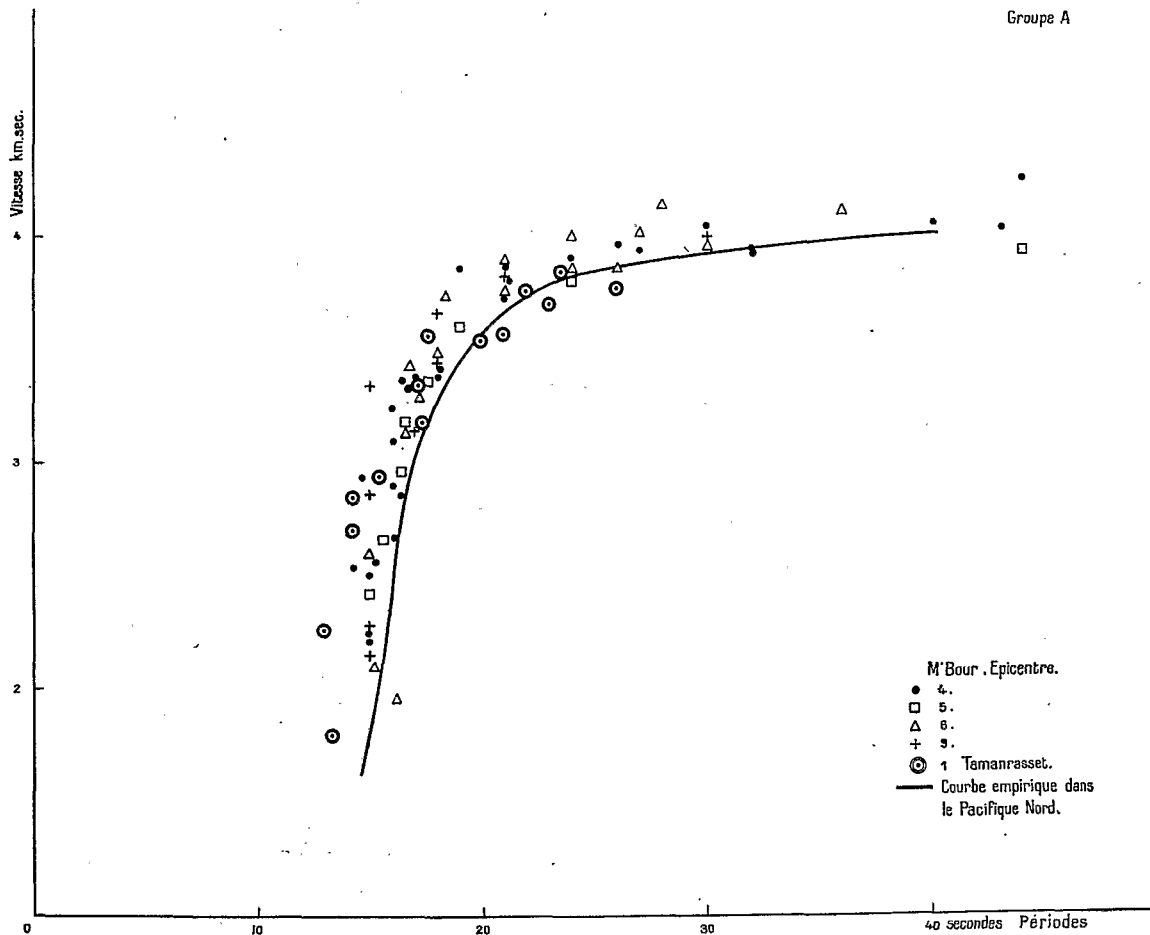


FIG. 4. — Variation de la vitesse en fonction de la période pour les séismes qui sont du groupe A à M'Bour.

m, où les séismes dont les épicentres occupent les positions 1 et 10 ne donnent pas d'ondes de RAYLEIGH pures pour les périodes inférieures à 15 ou 16 secondes.

Ces résultats obtenus sur 4 séismes peuvent sans doute être généralisés et on admettra que les enregistrements des composantes verticales utilisées sont ceux d'ondes de RAYLEIGH pour les seules périodes supérieures à 16 secondes ; pour les périodes inférieures à 15 secondes des groupes B et m, la nature du mouvement ne peut être précisée.

Sur la figure 4, représentant la dispersion des

à gauche de la courbe du Pacifique, ce qui pourrait s'interpréter de façon assez vraisemblable par une profondeur marine légèrement inférieure. Il ne semble donc pas y avoir de différence notable entre la nature du socle océanique, dans les régions considérées du Pacifique et de l'Atlantique. D'autre part la figure 3 montre que l'amplitude des ondes des séismes du groupe A, passe par un maximum pour les valeurs de la période où cela est prévu théoriquement [2], alors que les groupes B et m présentent une atténuation plus prononcée des ondes longues.

On peut donc en conclure que le groupe A est, parmi les trois groupes considérés, celui qui se rapproche le plus des séismes océaniques théoriques ; dans les groupes B et m il existe d'autres ondes verticales que les ondes de RAYLEIGH, et l'amplitude des ondes de RAYLEIGH de grande période est anormalement faible, leur vitesse de propagation restant normale.

Natal [3] et celle, un peu supérieure, observée dans la direction Est-Ouest à M'Bour).

On constate :

— que pour les périodes supérieures à 16 secondes, les vitesses ainsi calculées sont du même ordre que celles observées à M'Bour, mais qu'elles sont très nettement supérieures pour les périodes faibles ;
— que les séismes se classant dans les catégories

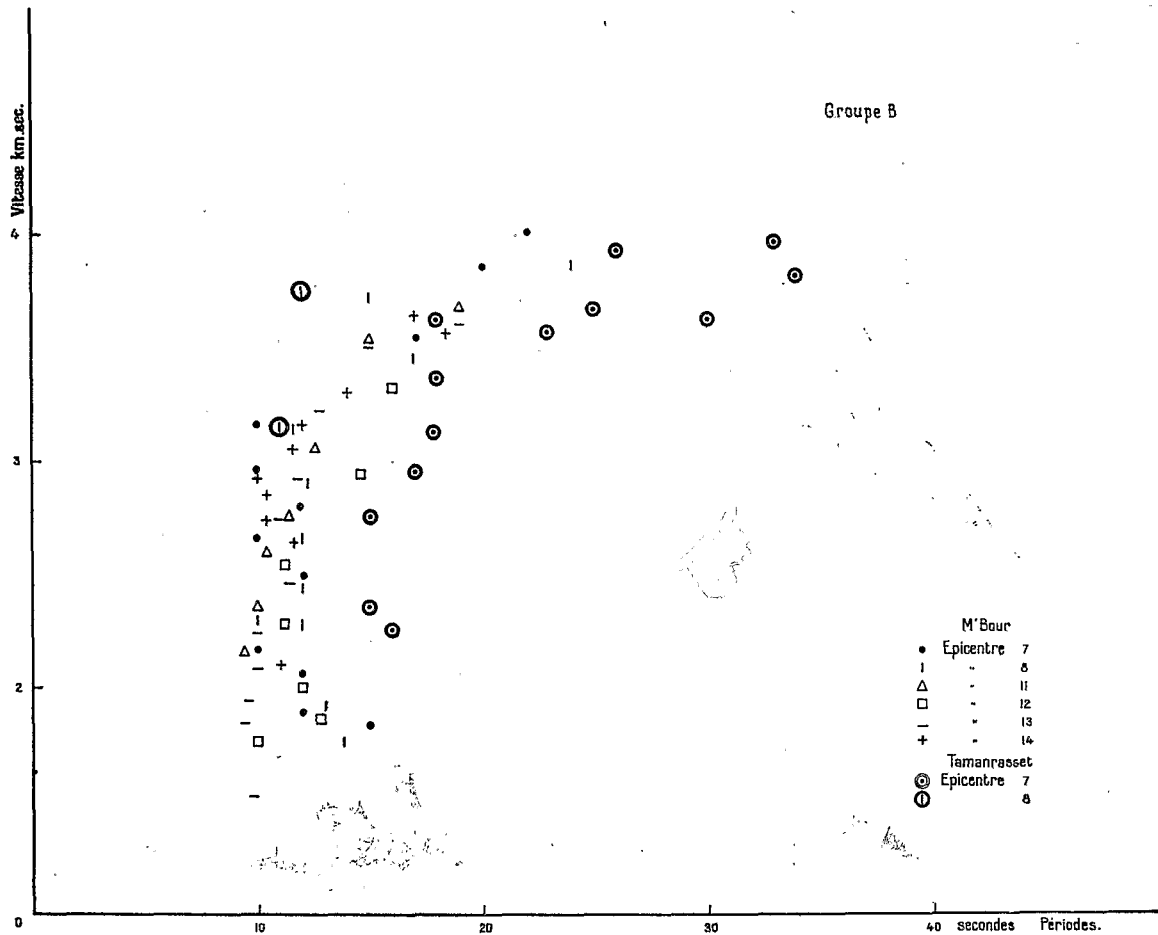


FIG. 6. — Variation de la vitesse en fonction de la période pour les séismes qui sont du groupe B à M'Bour.

On a tenté de comparer, pour certains séismes, les enregistrements de M'Bour à ceux qu'ont obtenus les Observatoires d'Alger et de Tamanrasset, après un parcours de 1 000 ou 2 000 kilomètres dans le socle africain ; pour cela on a porté sur les figures 4, 6 et 7, les vitesses des ondes pendant leur parcours océanique, en fonction de la période enregistrée ; ce résultat a été obtenu en déduisant du temps total de parcours, le temps de propagation des ondes de RAYLEIGH, de la période considérée, sur le socle africain ; (on a pris comme vitesse de propagation la moyenne entre celle observée dans la direction Nord-Sud à

A, B, et m en admettant les caractères définis précédemment, ne sont pas les mêmes à Alger, Tamanrasset et M'Bour.

POSITION DE L'ÉPICENTRE	ALGER	TAMANRASSET	M'BOUR
—	—	—	—
2	B	B	m
3	m	B	m
4	A	A ou m	A
7	m	A	B
8	—	B	B

Ces différences, dont la plus significative est celle qui correspond au fort séisme de l'épicentre 7, montre que la classification obtenue dépend moins du mécanisme au foyer que du trajet parcouru.

On constate sur la figure 1, que pour les séismes du groupe A, le trajet entre l'épicentre et l'observatoire traverse un haut-fond qui est pour les séismes du groupe A à M'Bour,

Les séismes du groupe B à M'Bour abordent tous le continent africain sans que leur trajet traverse de hauts-fonds. Cela semble moins net à Tamanrasset où les trajets correspondant aux épicentres 2 et 3 rencontrent les îles Nord des Canaries ; si l'on admet que ces îles appartiennent déjà à la bordure continentale, ces séismes obéissent à la loi empirique précédente.

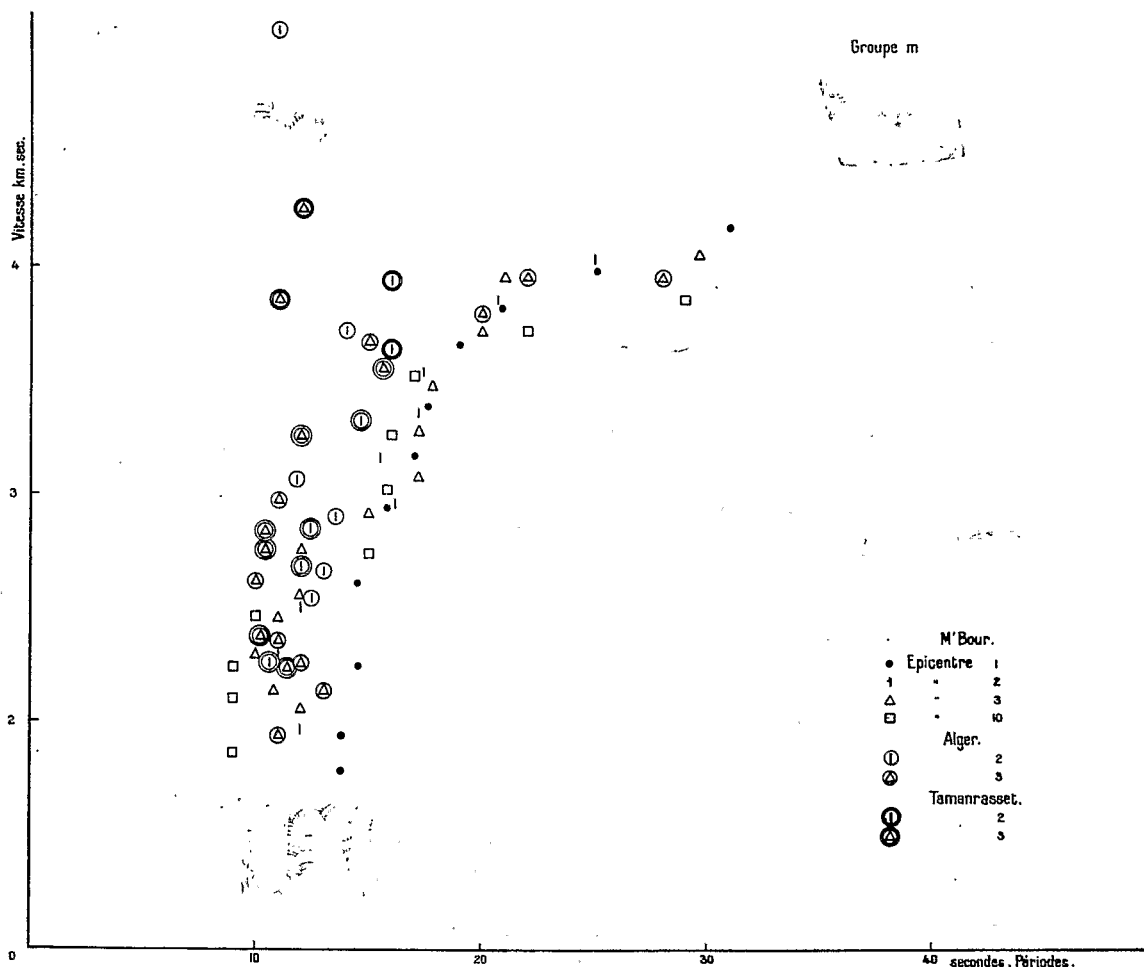


FIG. 7. — Variation de la vitesse en fonction de la période pour les séismes qui sont du groupe m à M'Bour.

position 4, 5, 6 région des îles du Cap Vert
 position 9 Rocher Saint Paul
 position 15 île de l'Ascension

— pour les séismes du groupe A à Tamanrasset

position 4 région des îles des Canaries
 position 7 région des îles du Cap Vert

— pour les séismes du groupe A à Alger

position 4 Madère

Les trajets des séismes du groupe m passent à proximité de hauts-fonds.

Les ondes de période 10 à 15 secondes ont, suivant les épicentres et les Observatoires, des vitesses apparentes très différentes. Les vitesses calculées pour les positions 2, 3 et 8 à Alger et Tamanrasset, qui atteindraient 4,5 km/sec, dans l'Atlantique (figures 6 et 7) montrent que l'hypothèse adoptée dans le calcul est fautive : ces ondes ne se sont pas propagées dans le socle africain sous forme d'ondes de RAYLEIGH, mais sous forme d'ondes plus rapides.

A M'Bour où le temps de propagation continental est faible, on observe les ondes de 10 secondes les plus rapides pour les épicentres 7 et 14, correspondant aux 2 trajets du groupe B les plus longs ; ceci permet de supposer que ces ondes courtes ne proviennent pas de l'épicentre mais se sont formées pendant le trajet, à la rencontre d'un accident qui serait sans doute le changement de nature du socle en bordure de l'Afrique. On peut également supposer que ces ondes courtes se sont formées à partir des ondes longues plus rapides, qui n'existent plus ou sont atténuées dans les séismes du groupe B et m.

Ces ondes courtes n'apparaissent pas quand le trajet séismique a rencontré un groupe d'îles avant d'aborder le continent ; le train d'ondes ayant pris naissance à l'épicentre a donc été modifié par la traversée de ces îles, et les ondes très régulières des séismes du groupe A qui, une fois formées, peuvent traverser les continents sans déformation notable ne se forment pas si le continent africain est abordé directement, tout au moins dans la région étudiée.

On pourrait peut-être supposer que lorsque le

train d'ondes irrégulières ayant pris naissance à l'épicentre aborde un groupe d'îles, il se produit pour les courtes périodes un phénomène de résonance dans les couches sous-jacentes, ce qui a pour effet de régulariser le train, et que ces ondes courtes s'amortissent ultérieurement dans le trajet océanique qui sépare les îles du continent.

Quand le train d'ondes aborde directement le continent africain, ce phénomène serait plus important, et presque toute l'énergie contenue dans les ondes de RAYLEIGH océaniques se répartirait dans ces ondes courtes.

Manuscrit reçu le 10 avril 1959.

REFERENCES

- [1] M. EWING and F. PRESS, Crustal structure and surface wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1952, vol. 42, 315-325.
- [2] M. EWING, W. JARDETZKY, and F. PRESS, Elastic waves in layered media, 1957.
- [3] F. PRESS, M. EWING and J. OLIVER, Crustal structure and surface wave dispersion in Africa, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1956, vol. 46, 97-103.

CRENN (Yvonne) & METZGER (Joseph)

Quelques observations d'ondes de Rayleigh de séismes atlantiques enregistrés à la bordure du continent africain .

EXTRAIT DES
ANNALES DE GEOPHYSIQUE

Tome 15, 1959

B11857