

SISMOLOGIE. — *Premiers résultats de la station sismologique à longue période de Pamatai (Tahiti) : dispersion des ondes de Rayleigh à travers le Pacifique [1].* Note (*) de Nelly Jobert, Roland Gaulon, Hans G. Barczus, Michel Cara, Jean-François Fels, Jean-Jacques Lévêque et Christine Rosemberg, présentée par Jean Coulomb.

Des courbes de dispersion (vitesse de groupe) d'ondes de Rayleigh à longue période sont présentées. Le niveau d'énergie à Tahiti dans ce domaine de périodes permet d'obtenir pour la première fois en trajet direct aux distances correspondantes, des résultats quantitatifs jusqu'à des périodes de l'ordre de 300 s. On met en évidence des différences de vitesse en relation avec l'âge des fonds océaniques, compatibles avec des différences de structures profondes.

We present group-velocity dispersion curves for long period Rayleigh waves. The records show, in the long-period range, an energy level allowing, for the first time at these epicentral distances, quantitative estimates up to periods of 300 s. Evidence is shown of velocities varying with the age of ocean bottom. Structure differences at great depths would be needed to explain this variation.

Un sismographe vertical à longue période, équipé d'enregistrement numérique sur minicassette, déclenché par événement, a été installé dans le site de l'Office de la Recherche scientifique et technique Outre-mer à Pamatai. La courbe d'amplification en vitesse présente un palier entre 20 et 200 s de période et une atténuation de 6 db/octave au-delà. Le bruit de fond microsismique à courte période est de niveau variable et souvent important, mais le niveau de bruit à longue période est faible.

Trois des enregistrements obtenus montrent une énergie notable dans le domaine à longue période :

Séisme	Date	Heure origine	Latitude	Longitude	Distance (km)
Argentine.....	23/11/77	092621,0	31,1°	-67,35°	8 285,5
Kouriles.....	24/03/78	194747,6	44,1°	148,26°	9 332,1
Japon.....	12/06/78	081426,8	38,4°	141,96°	9 476,7

L'analyse met en évidence un signal dont l'énergie est au-dessus de celle du bruit jusqu'à plusieurs centaines de secondes de période, ce qui est exceptionnel pour une onde de Rayleigh directe.

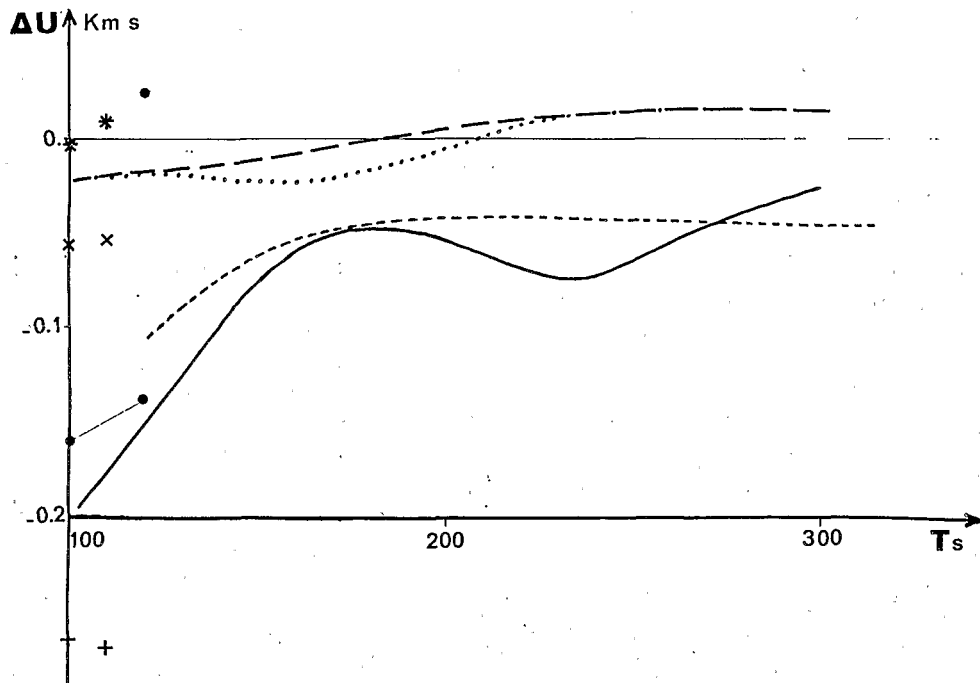


Fig. 2. - Différence ΔU de vitesse de groupe avec celle du modèle 1066 A (Dziewonski et Gilbert, 1975). Observations à Pamatai (Tahiti) : - - -, Kouriles, 24/3/1978; Japon, 12/6/1978; — San Juan (Argentine), 23/11/1977. Autres observations dans le Pacifique : ●, 100-135 M.A. Forsyth (1977) (Pacifique Est); - ● - 20-40 M.A. Forsyth (1977) (Pacifique Est); + + +, 0-50 M.A. Canas et Mitchell (1978) (Pacifique Ouest); × × ×, 50-100 M.A., Canas et Mitchell (1978) (Pacifique Ouest); * * * * *, > 100 M.A., Canas et Mitchell (1978) (Pacifique Ouest). Modèle global : -----, océan 0-30 M.A., Lévêque (1979).

Les trajets correspondants sont indiqués sur la figure 1, où sont figurées les lignes d'âge du Pacifique.

Les estimations de vitesse de groupe entre les épicentres et la station ont été effectuées par une méthode de dispersion résiduelle [2] après optimisation et compensation de la variation d'amplitude [11]. Il a été tenu compte dans la variation de phase de la réponse de l'appareil, mais non du mécanisme au foyer. La figure 2 montre les résultats obtenus.

Les courbes de dispersion des séismes des Kouriles et du Japon, dont les trajets sont très voisins, sont pratiquement confondues sauf à courte période. L'âge moyen de ces trajets est voisin de 100 M.A.; le trajet pour le séisme des Kouriles est entièrement contenu dans

la zone 65-135 M.A. (Crétacé), et les vitesses de groupe obtenues sont plus grandes que celles correspondant au séisme de San Juan (Argentine); l'âge moyen pour ce séisme est particulièrement faible, puisque le trajet traverse la crête Est-Pacifique dans la zone où la vitesse d'expansion est la plus grande. Les différences de dispersion se font sentir au-delà du minimum de vitesse de-groupe.

Une variation de la dispersion des ondes de Rayleigh avec l'âge du fond océanique est connue à plus courte période [4]. Sur la figure 2 ont été portés les points expérimentaux obtenus dans le Pacifique par d'autres auteurs ([5] à [9]); ces mesures ne vont pas au-delà de 120 s. Sur la même figure nous n'avons représenté nos déterminations qu'entre 100 et 300 s, mais les courbes observées ici aux périodes inférieures à 100 s se classent bien dans les deux domaines 0-50 et 100 M.A. des autres auteurs cités. Nos déterminations, exceptionnelles dans le domaine 100-300 s pour des trajets inférieurs à 10 000 km doivent permettre des régionalisations plus précises que les mesures sur de grandes distances.

Dans ce domaine de périodes, les vitesses relatives aux trajets dans les zones anciennes sont voisines de celles du modèle global 1066 A de Gilbert et Dziewonski [3]; on peut donc admettre que leur courbe est caractéristique de l'âge 65-135 M.A. : la structure des couches superficielles et de la lithosphère étant fonction de l'âge, il semblerait qu'il en est de même pour la structure plus profonde.

Ainsi la courbe relative au séisme d'Argentine peut être comparée à celle représentant la dispersion d'un modèle global d'océan jeune (0-30 M.A.), obtenue par régionalisation de vitesses de phase suivant des grands cercles par J.-J. Lévêque [10]. Ce modèle, résultat d'une inversion dans le domaine 100-300 s, présente des vitesses d'ondes S inférieures de 0,1 km/s environ à celles du modèle 1066 A [3] de 200 à 500 km, et des différences du même ordre de grandeur avec un modèle d'océan ancien.

Une inversion simultanée des vitesses de groupe et de phase dans les régions considérées comme homogènes que traversent successivement les ondes observées devra préciser ce lien avec les âges.

Ce projet a été entrepris dans le cadre de l'A.T.P. « Géodynamique » de l'Institut national d'Astronomie et de Géophysique.

Le traitement des données et les calculs ont été effectués sur l'ordinateur IBM 360-65 de l'Institut national d'Astronomie et Géophysique à Meudon.

(*) Remise le 19 mars 1979.

[1] Contribution I.P.G. n° 330.

[2] A. DZIEWONSKI, J. MILLS et S. BLOCH, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1972, p. 129.

[3] F. GILBERT et A. M. DZIEWONSKI, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 278, 1975, p. 187.

[4] E. G. KAUSEL, A. R. LEEDS et L. KNOPOFF, *Science*, 186, 1974, p. 139.

[5] T. YOSHII, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 25, 1975, p. 305.

[6] D. W. FORSYTH, *Geoph. J.R. Astron. Soc.*, 43, 1975, p. 103.

[7] D. W. FORSYTH, *Tectonophysics*, 38, 1977, p. 89.

[8] J. A. CANAS et B. J. MITCHELL, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1978, p. 1637.

[9] M. CARA, (a) *Thèse de Doctorat d'État*, Paris, 1978; (b) *Comptes rendus*, 284, série D, 1977, p. 177.

[10] J.-J. LÉVÊQUE, Communication personnelle.

[11] M. CARA, *Geoph. J.R.A. Soc.*, 33, 1973, p. 65.

N. J., R. G., M. C., J. F. F., J. J. L. et C. R. :

Laboratoire d'Étude géophysique des Structures profondes associé au C.N.R.S. n° 195,
I.P.G. Université Pierre-et-Marie-Curie, 4, place Jussieu, 75005 Paris.

H. G. B. : Office de la Recherche scientifique et technique Outre-Mer,
Papeete, Tahiti (Polynésie Française).