

CONSEIL INTERNATIONAL DES UNIONS SCIENTIFIQUES

---

UNION GEODESIQUE ET GEOPHYSIQUE INTERNATIONALE

---

ASSOCIATION DE SEISMOLOGIE

---

PUBLICATIONS DU BUREAU CENTRAL SEISMOLOGIQUE INTERNATIONAL

Sous la direction de J. P. ROTHÉ

SECRÉTAIRE DE L'ASSOCIATION DE SÉISMOLOGIE

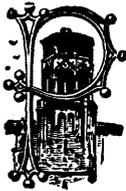
---

SÉRIE A

# TRAVAUX SCIENTIFIQUES

Fascicule 17

Communications présentées à la Conférence d'Oslo  
(Août 1948)



TOULOUSE

ÉDOUARD PRIVAT & C<sup>ie</sup> Libraire-Éditeur

14, RUE DES ARTS, 14

---

1950

GOVERNMENT OF THE STATE OF TEXAS

COMMISSIONERS OF THE GENERAL LAND OFFICE

LAND OFFICE

STATE OF TEXAS

LAND OFFICE

STATE OF TEXAS

LAND OFFICE

LAND OFFICE

LAND OFFICE

STATE OF TEXAS

LAND OFFICE

## AVERTISSEMENT

---

Le présent fascicule contient, dans l'ordre où elles ont été présentées, le texte des communications scientifiques discutées au cours des séances de la conférence d'Oslo. (Voir les pages 40 à 69 des Comptes rendus n° 9, Association de Séismologie, comptes rendus des séances de la huitième conférence réunie à Oslo, du 17 au 28 août 1948, Strasbourg, 1949).

Quelques-unes de ces communications, qui avaient déjà été publiées et diffusées, n'ont pas été réimprimées. On en trouvera aux places correspondantes les références bibliographiques.

J.-P. ROTHÉ,  
*Secrétaire de l'Association  
Internationale de Séismologie.*

---



## **PROGRESS REPORT ON STUDIES OF DEEP CRUSTAL LAYERS BY EXPLOSIVE SHOTS**

by M.A. TUVE, R.W. GORANSON, J.W. GREIG and W.J. ROONEY  
(Washington)

---

Our broad objective in beginning this program was to try and learn more about the nature of the Earth's crust, such as the kind of compensation occurring under mountain regions, the geological nature of large gravity anomalies and the correlation of isostatic adjustment with crustal structure. The immediate objective began as a project to determine the layering of the crustal structure underlying the region around Washington, D. C. and the Appalachian Highlands.

The methods proposed were to use the best combination of refraction, vertical and critical angle reflection of seismic waves resulting from controlled detonations of high explosives.

The program began as a cooperative venture between the Department of Terrestrial Magnetism and the Geophysical Laboratory, together with the active collaboration of various branches of United States Navy. Other collaborators are the New Mexico School of Mines (E. J. Workman) and Columbia University (M. Ewing).

The first phase of the investigation was concerned with the development of suitable instrumentation and techniques. This is now completed except for possible refinements. The second phase involved field investigations utilizing the instruments and techniques developed.

For these tests the explosive charges fired varied between 600 and 4,000 pounds and records have been obtained to 350 km distance. The amplitudes observed depend not only on charge weight and distance, but also on the degree of coupling of explosive charge and seismometer with solid bedrock. In addition, apparent abnormalities can be obtained from the simultaneous appearance of several

phases. In general, the amplitudes of first arrivals between 100 and 400 km lie between  $10^{-6}$  and  $10^{-8}$  cm and apparent frequencies between 4 and 10 cps. Under very favorable circumstances, i. e., a minimum of man-made disturbances and effects of winds blowing against neighboring obstructions, seismic amplitudes down to almost  $10^{-8}$  cm. can be observed by means of frequency discrimination.

From time-distance curves obtained by refraction observations it appears that the following layering (depth) and compressional wave velocities occur below the region in the vicinity of Washington, D. C. : 0-10 km., velocity 6.0-6.17 km./sec.; 10-24 km., 6.7 km./sec.; 24-42 km., 7.05 km./sec.; 42-? km., 8.15 km./sec. The apparent predominant frequencies of these wave trains appear to lie between 4 and 15 cps.

Results from reflection shooting are more conflicting because they are able to show up finer details of structure. The grosser aspects as portrayed above appear, however, to be corroborated. This investigation of reflection observations, and in particular of vertical reflections, is expected to be vigorously pursued. To this end, limiters have been incorporated in the output stage of the amplifiers to protect the recorder pens and yet maintain high gains for observation of later arrivals.

No intensive investigation has been made of the shear and surface waves which tend to overlap at distances out to 300 km. However, a preliminary survey shows that these are of considerably longer period and have velocities approximating those calculated on the assumption of  $1/4$  for Poisson's ratio.

---

## REPORT OF SEISMIC WORK ON THE NORTH GERMAN EXPLOSIONS, 1946 - 47.

By the British National Committee of Geodesy and Geophysics

---

In the Autumn of 1946, 10 stacks of bombs, each containing up to 40 tons of explosive, were detonated near Soltau. These were followed on April 18 th., 1947, by the explosion of nearly 4,000 tons of ammunition on Heligoland. The Surplus Explosives Committee of the Royal Society recommended that observations should be made on the tremors produced by the explosions. The work in Germany was planned in collaboration with the Control Commission and the military authorities concerned, and was carried out mainly by field teams from the Geophysical Institutes at Göttingen and Celle. The Heligoland tremors were also recorded by stations in Denmark, Holland, Belgium, France and Switzerland and by two ships in the North Sea. A paper giving the complete results, and a report on the discussion at the Royal Society are in the press. Details of the organisation have already been described<sup>(1)</sup>.

Travel times were observed at distances up to 50 km. from Soltau and between 50 and 1,000 km. from Heligoland. At the near stations, delays of about 1/3 of a second were introduced by the presence of thick unconsolidated sediments. These were corrected as far as possible by using the travel-time chart for North Germany<sup>(2)</sup> and the data given by Nörlund and Brockamp<sup>(3)</sup> for Denmark. The profiles described in the latter paper also showed that the velocity in the basement rocks was higher than under Soltau, and suggested that the Danish stations at Mögel-

---

(1) P.-L. WILLMORE, 1947, *Nature*, vol. 160, p. 360.

(2) *Geologisches Landesamt Hannover*, 1947. *Geotechnic Map of N. W. Germany*, 1 : 1,000,000.

(3) N. E. NÖRLUND and B. BROCKAMP, 1934, *Mem. Inst. Geod. de Danemark*, Series 3, vol. 2.

tonder and Kolding should read about 0.35 sec. earlier than the German ones. The observed residuals were — 1.0 and — 0.75 seconds respectively. The presence of deep sedimentary rocks under the Alps was confirmed by a positive residual of 0.6 seconds at Chur.

Comparison of the shorter profiles showed that the velocity of the first arrivals between 25 and 106 km. varied between 5.6 and 6.65 km./sec., and suggested that the composition of the granitic layer varied sharply from place to place. On averaging the results from groups of stations within regions 50 km. in extent, it was found that a mean velocity of 6.1 km./sec. could be assigned to Pg over the first 200 km. At greater distances, the mean velocity was 5.1 km./sec., but the distribution of residuals suggested that the arrivals may have been due to separate phases with velocities of 4.9 and 5.5 km./sec. respectively. Pn was very clearly shown, and was followed by a wave which appeared to be propagated through the ultrabasic layer after suffering reflection from the surface at one point in its path. Charlier<sup>(4)</sup> reports the same phase, but suggests that it is propagated through a separate layer. There was no conclusive evidence for the existence of P\*.

Transverse waves were not well recorded, although disturbances which might correspond to Sn, Sg and R were received at a few stations. The apparent time of starting of Sn was before that of Pn, but this effect might conceivably occur if the S waves were generated by the process of refraction from primitive P waves. On testing the results to discover whether they were significantly grouped about the lines, Sn was found to be the most reliable of the three. The groups of arrivals representing Sg and R were not statistically significant, but three of the arrivals corresponding to the latter phase were particularly strong ones.

---

(4) A. CHARLIER, 1947, *Pub. du Service Séismologique et Gravimétrique*, Uccle, série S, n<sup>os</sup> 2 et 3.

The characteristics of the phases are given in the table, which also includes figures for the thicknesses of the three assumed layers. The single figure given for the sedimentary layer is somewhat arbitrary, as velocities ranging from 1.6 to 5.4 km./sec. have been observed within a few kilometres of the surface. The correction for the surface layers effectively replaces the softest materials by rock with a velocity of 4 km./sec., and the value given is a rough average for this and the harder materials. The complete results indicate that the properties of the ultrabasic layer are remarkably uniform, and confirm the high velocity of Pn found from the Burton-on-Trent Explosion<sup>(5)</sup>. Variations in the velocity of Pg are more significant, and it is suggested that they should be considered in future Near Earthquake studies.

TABLEAU

Phase	Velocity	Starting Time	Thickness	Standard Deviation of one Observation
Sedimentary P wave.	4.4 Km/sec	0	9.0 ± 1 Km.	—
Pg. (Near Stations)	6.06 ± .09	2.8 ± 0.27	17.4 ± 2 Km.	0.16 secs. on regional means
Pg. (Distant Stations)	4.9 — 5.5	—	—	3 secs. for 1 layer: 0.50 and 0.86 for 2 layers
Pn	8.18 ± 0.14	7.37 ± 0.1	—	0.19 sec.
Sn	4.36 ± .06	2.8 ± 1.3	—	0.43 sec.
R	3.05 ± 0.1	4.6 ± 6	—	3.6 sec.

The total energy was computed from the amplitudes and frequencies observed at 8 stations, on the alternative hypotheses that the motion was confined to a depth of 15 km. or that it was spread evenly over a hemispherical wave front. The latter hypothesis gave the more uniform results and led to a value of  $10^{17}$  ergs. for the whole explosion. The hemispherical theory was supported by the

(5) H. JEFFREYS, 1947, M. N. R. A. S., vol. 5, n° 5.

fact that the amplitude of the early P arrivals was often greatest on the record. Measurements on the crater showed that  $1.5 \times 10^{18}$  ergs. were expended in moving the rock above the charge, whilst the total thermal energy of the explosive was  $1.3 \times 10^{20}$  ergs. On introducing the fact that the mass of rock was about 100 times that of the explosive, it was found that the top cover probably increased the momentum in the ground by a factor of 2 or 3 above the value for a surface explosion.

---

## LES ONDES SÉISMQUES DES EXPLOSIONS D'HASLACH

(Forêt Noire)

par J.-P. ROTHÉ et E. PETERSCHMITT

(Strasbourg)

---

Les services du contrôle du désarmement en zone française d'occupation ont au cours des derniers mois procédé à la destruction d'importants ouvrages en Forêt-Noire. En particulier la carrière souterraine « Vulkan » qui exploitait un filon d'amphibolite à l'intérieur d'une masse gneissique et qui devait être transformée en usine d'aviation installée dans ses galeries, a été mise hors d'usage par 3 destructions opérées le 14 novembre 1947 et les 28 et 29 avril 1948. Les charges d'explosifs mises en œuvre étaient respectivement de 69 tonnes, 73 tonnes et 11 tonnes.

Grâce à l'obligeance de Monsieur le Général de Division Humbert et du Colonel d'Anselme, l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg a pu à l'occasion des explosions des 28 et 29 avril entreprendre une série d'expériences pour étudier la propagation des ondes séismiques provoquées par ces explosions. Prévenu par nos soins le Docteur Fraser a invité l'Institut géophysique de Goettingen à participer à ces expériences.

L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg a étudié la propagation des ondes suivant un profil SE-NW entre le point d'explosion situé au cœur du socle hercynien de la Forêt-Noire (coordonnées : 48°16' N, 8°07' E) et le Rhin. Dix équipes de Goettingen sous la direction du Docteur Schulze ont prolongé ce profil de la Forêt-Noire aux contreforts des Alpes suivant une ligne Haslach-Rottweil-Ravensburg-Kempton.

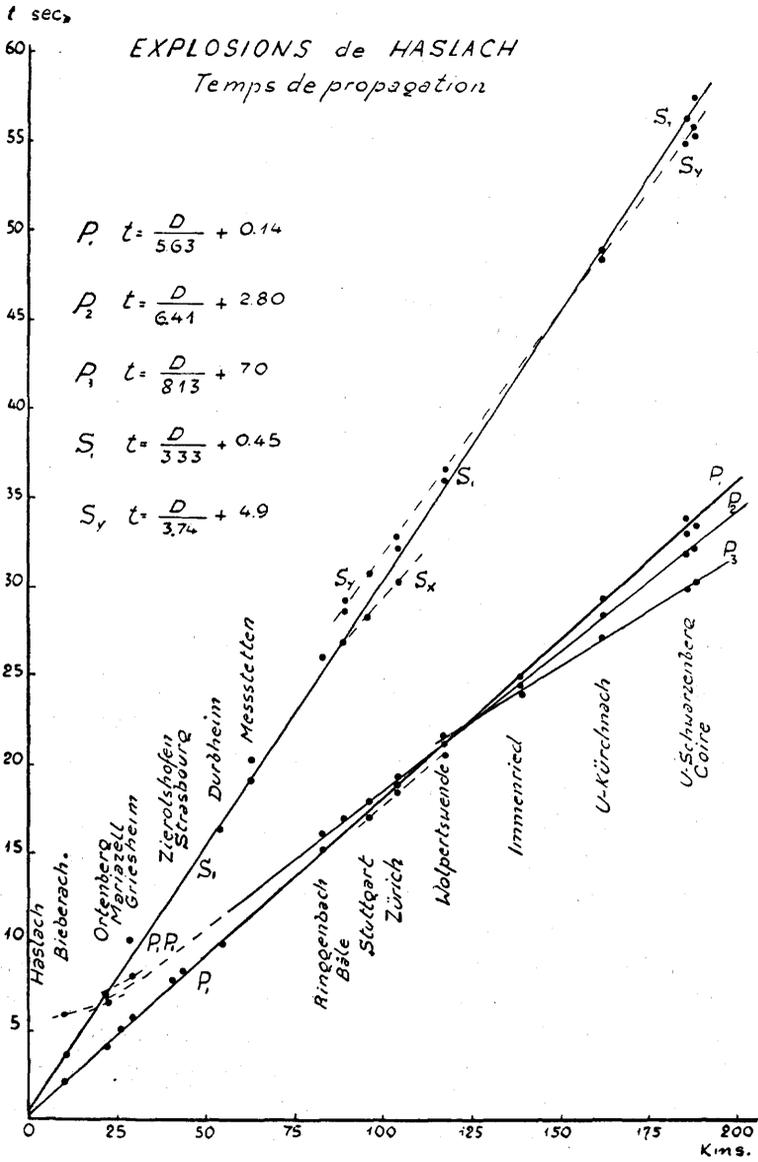
Par un réseau téléphonique spécial réalisé grâce à l'obligeance du service de contrôle des P. T. T. et du service des transmissions de l'armée, 4 des séismographes installés sur le profil Haslach-Rhin à 2, 10, 22 et 30 kilomètres du point d'explosion inscrivait synchroniquement l'instant

EXPLOSIONS D'HASLACH  
Temps de propagation des diverses ondes.

STATIONS	Distance Kms.	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub> P <sub>1</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>x</sub>	S <sub>y</sub>
Haslach 2	1,49	0,38				0,78		
Haslach 1	1,93	0,48				0,88		
Bieberach 2	10,32	1,99			5,90	3,53		
Bieberach 1	10,69	2,06				3,72		
Ortenberg 1	22,56	4,12			6,56	7,12		
Mar'azell 1	26,75	4,89			7,64	8,44		
Griesheim 2	30,01	5,72			8,06	10,16		
Zierolshoffen 2	40,89	7,82			9,49	12,95		
Zierolshoffen 1	41,19	7,82			9,29			
Strasbourg	43,95	8,2				14,2		
Durbheim 2	55,66	9,87	11,75 +		12,12	16,3		
Messtetten 1	63,4					20,35		
Basel 1	90,1		(16,85)+					28,65
Basel 2	90,0							29,4
Stuttgart 1	97,3	16,85	17,95					30,85
Stuttgart 2	97,6	17,7	18,1					30,7
Zurich 1	105,6							32,05
Zurich 2	105,9							33,0
Wolpertschwende 1	118,70		21,31			36,0		
Wolpertschwende 2	119,13		21,45	21,59		36,68		
Immenried 1	139,57	24,95	21,59	24,14		42,4		
U-Kürnach 1	163,32	28,66	28,34	27,03			49,13	
U-Kürnach 2	163,76	28,91	28,46	27,15			49,51	
U-Schwarzenberg 1	187,50	33,09	32,13	30,00		55,86	55,86 +	
U-Schwarzenberg 2	187,95		32,15					
Chur 1	190,2	33,6		30,45		55,95		
Schwangau 2	210,2	37,12				62,7		

Les chiffres 1 et 2 placés à la suite des noms de stations indiquent que les données se rapportent aux explosions du 28 (1) et 29 (2) avril.

Les chiffres suivis d'une + se rapportent d'une façon incertaine à l'onde indiquée.



de l'explosion et les signaux horaires donnés par une pendule directrice. Les séismographes installés par l'Institut géophysique de Göttingen inscrivaient par l'intermédiaire de postes récepteurs les signaux horaires émis par Radio-Munich, suivant un dispositif déjà mis à l'épreuve à l'occasion de l'explosion d'Héligoland. En outre les ondes séismiques furent enregistrées dans les observatoires fixes de Strasbourg, Messstetten, Stuttgart, Bâle, Zürich, Neuchâtel et Coire.

La publication détaillée des résultats sera faite ultérieurement<sup>(1)</sup>. Un bref résumé du dépouillement des séismogrammes est indiqué ci-dessous.

1° Les débuts des inscriptions obtenues dans les 5 stations les plus proches (situées sur le massif granito-gneissique de la Forêt-Noire ou à son voisinage immédiat) définissent une onde longitudinale  $P_1$  très nette dont l'hodochrone a pour équation :

$$t = \frac{D}{5,63} + 0,14 \text{ (l).}$$

La valeur de la vitesse ainsi mesurée (5.630 m/sec.) est en bon accord avec celles généralement admises pour la propagation des ondes  $\bar{P}$  et  $P_g$  dans la couche dite *granitique*. Cette valeur ne justifie pas la distinction faite par certains auteurs entre les vitesses de propagation des ondes d'explosions et celles des séismes naturels.

L'existence d'une ordonnée à l'origine est due d'une part à un effet d'altitude des points d'explosion, et d'autre part à un effet du sous-sol immédiat des stations.

2° Pour les stations situées dans le fossé rhénan (Griesheim,  $D = 30,01$  Kms; Zierolshoffen,  $D = 41,19$  Kms; Strasbourg,  $D = 43,58$  Kms) les ondes  $P_1$  arrivent avec un léger retard :  $0^{\circ}25$  à Griesheim,  $0^{\circ}41$  à Zierolshoffen,  $0^{\circ}2$  à Strasbourg. Ce retard est dû à la grande épaisseur de terrains quaternaires et tertiaires du fossé rhénan; cependant ce retard est relativement faible.

---

1. Voir *Annales de l'Institut de Physique du globe de Strasbourg*, 3<sup>me</sup> partie, *Géophysique*, t. V (sous presse).

3° A partir d'une distance de 80 kilomètres les débuts des inscriptions sont en avance systématique sur les temps de propagation des ondes  $P_1$ . Ces débuts définissent une onde longitudinale  $P_2$  de vitesse 6.410 m/sec. dont l'équation est :

$$t_s = \frac{D}{6,41} + 2,8 \text{ (II).}$$

Cette onde a dû se propager dans la première couche intermédiaire (basaltique?) dont la mise en évidence est ici très nette, contrairement aux observations faites lors de l'explosion d'Héligoland.

Un calcul classique de prospection sismique fournit l'épaisseur  $h_1$  de la couche granitique. On trouve  $h_1 = 16 \pm 0,5$  Kms.

4° L'examen des inscriptions a montré que la surface de discontinuité granit-basalte forme un bon « miroir de réflexion ». Des impetus caractéristiques ont été observés en 4 stations : 5°904 à 10 Kms 32, 6°56 à 22 Kms 56, 7°64 à 26 Kms 67, 12°12 à 55 Kms 56. L'épaisseur de la couche granitique qui en résulte varie de façon continue entre 14,6 à l'Ouest de la Forêt-Noire et 19,8 Kms sous le plateau Souabe.

La couche basaltique qui paraît ne pas exister sous l'Allemagne du Nord forme au contraire entre l'Alsace et la Souabe le réservoir qui a alimenté les éruptions tertiaires du Kaiserstuhl, du Jura souabe, du Ries, etc...

5° Aux stations les plus éloignées (140-190 Kms) l'onde parvenue la première et dont l'énergie est faible a une vitesse de 8.130 m/sec. définie par l'équation :

$$t_s = \frac{D}{8,13} + 7,0 \text{ (III).}$$

Le calcul basé sur l'intersection des droites (II) et (III) conduit à admettre une épaisseur  $h_2$  de la couche basaltique de l'ordre de 14 à 15 Kms.

La profondeur de la surface de discontinuité de Mohorovicic dans l'Allemagne du Sud serait donc seulement de 30 à 32 Kms, valeur notablement plus faible que celle

généralement admise — 50 Kms — par l'étude des séismes naturels. Elle est cependant un peu plus forte que la valeur calculée à l'occasion de l'explosion d'Héligoland sous l'Allemagne du Nord : 26 Kms  $\pm$  2 Kms (British National Committee for Geodesy and Geophysics<sup>(2)</sup>; 26 Kms, J. P. Rothé<sup>(3)</sup>).

6° L'étude des ondes transversales est plus délicate : seules les ondes  $S_1$  sont bien définies dans les stations rapprochées; leur vitesse est d'environ 3.300 mètres-seconde.

Il est probable que la division de l'écorce en 2 couches est trop schématique et certaines phases observées dans le dépouillement des séismogrammes de l'explosion d'Haslach semblent indiquer l'existence — au moins lenticulaire — de plusieurs zones à l'intérieur de la couche intermédiaire.

---

2. *British National Committee for Geodesy and Geophysics*, Report of seismic Work on the German Explosions 1946-1947, voir plus haut, p. 7.

3. J.-P. Rothé, *L'enregistrement dans les stations françaises des ondes sismiques de l'explosion d'Héligoland*, C. R. A. S., t. 224, 1947, pp. 1572-1574, et note complémentaire ronéotypée.

---

# VELOCIDAD APARENTE DE PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS LONGITUDINALES

par Juan M. LOPEZ de AZCONA (Madrid).(\*)

---

- I. — Objeto del estudio.
- II. — Material utilizado.
- III. — La propagacion de las ondas sismicas.
- IV. — Detalle de cada investigacion.
- V. — Velocidades de propagacion en la columna estratigrafica.
- VI. — Comentarios y discusiones.
- VII. — Conclusiones.

## CAPITULO I

*Objeto del estudio.* — Con este trabajo se intenta fijar los valores específicos de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas longitudinales, tanto de las diversas formaciones de las zonas investigadas, como de los tramos de una columna estratigráfica lo mas completa posible.

Dentro de los fines propuestos, quedan algunas lagunas; para salvarlas serian necesarias bastantes investigaciones complementarias, que representan varios años de trabajo, por tener los estudios sísmicos dos limitaciones para conseguir el punto de vista que perseguimos; una el alcance óptimo de los aparatos emisores de radio, que fija la longitud máxima de las líneas sísmicas y por consiguiente la profundidad reconocida y otro la dificultad de disponer de formaciones completas de terrenos, con potencias superiores a los 25 metros, asi como que estas sean las que faltan en otras zonas, para poder completar entre todos los valores los tramos para los que se pretenden determinar las velocidades de propagacion.

---

(\*) Vocal de la Seccion de Sismologia de la Comision Española de Geodesia y Geofisica.

*NOTE.* — La Rédaction s'excuse de n'avoir pu, par raison d'économie, reproduire toutes les figures du manuscrit : on trouvera ici les coupes stratigraphiques les plus complètes, les autres coupes pouvant être plus facilement reconstituées d'après le texte. — (N. D. L. R.).

## CAPITULO II

*Material utilizado.* — El instrumental utilizado en las 34 investigaciones sísmicas a que se refiere este trabajo, es de dos casas diferentes.

Un equipo es original de Dr. Ambronn, de Göttingen, de componente vertical y determinación de la aceleración del movimiento del suelo, compuesto de 6 receptores que accionan simultáneamente otros tantos galvanómetros de cuerda que dan los correspondientes sismogramas en una faja de papel fotográfico, que se desliza en un registrador común. Este equipo se utilizó para las investigaciones sísmicas de Villanueva de las Minas, Hiedelaencina y de Linares-La Carolina.

Para las 31 investigaciones restantes se emplearon varios equipos Mintrop, construidos por la Casa Askania; determinan directamente el movimiento del suelo y son de dos componentes, la vertical y una de las horizontales que suele tener la misma dirección que la línea sísmica.

Las masas pendulares accionan por medio de un amplificador de cono, un espejo que refleja un manantial luminoso para dar su imagen en una cinta fotográfica. Cada sismógrafo dá lugar, sobre la misma tira de papel fotográfico, a un sismograma con dos componentes. Los equipos suelen constar generalmente de 5 a 6 sismógrafos.

No insistimos en los detalles de este material por estar descritos ampliamente en la obra « Los métodos geofísicos de prospección », del Ingeniero Sr. Garcia Siñeriz y los últimos perfeccionamientos figuran en los catálogos de las respectivas firmas constructoras.

## CAPITULO III

*La propagación de las ondas sísmicas.* — De las diversas ondas a que dá lugar un sismo, las que interesan desde el punto de vista de la prospección sísmica son las

oscilaciones longitudinales, ondas de condensación y dilatación, en las que el movimiento de una partícula coincide en dirección con la de propagación de las ondas sísmicas longitudinales. La velocidad está dada por la fórmula :

$$V_L = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \cdot \frac{E}{\rho}}$$

La constante de Poisson o coeficiente de contracción transversal está representada por  $\sigma$  que es un número absoluto, próximo a 1/4 para todos los cuerpos. . El módulo de Young o coeficiente de elasticidad se designa por E y expresa en Kgm<sup>2</sup>. La letra  $\rho$  representa la densidad o masa de la unidad de volumen.

Si se pudiera determinar experimentalmente E para cada terreno, podríamos deducir  $V_L$ . Existen métodos y aparatos como el de Oddone y otros mas modernos para su valoración, pero al geofísico le interesa principalmente la determinación de la velocidad sobre el propio terreno. Cuando existe un sondeo mecánico previo en la zona a estudiar se puede y debe hacer una línea sísmica, para deducir el valor  $V_L$  de cada formación, caso contrario deben realizar los estudios oportunos para fijarlos.

La razón de ser las ondas longitudinales objeto de este trabajo, es por su mayor velocidad de propagación, la correspondiente a las transversales es

$$V_T = \sqrt{\frac{1}{2(1 + \sigma)} \cdot \frac{E}{\rho}}$$

de, donde

$$V_L \approx V_T \times \sqrt{3}$$

y por lo tanto cuando los métodos que se emplean en prospección sísmica están fundados en los primeros impulsos, el cociente de la distancia epicentral por el tiempo transcurrido desde la producción del sismo a la recepción de dicho impulso, nos dará la velocidad de propagación de la onda longitudinal.

En la práctica, como el terreno es anisotropo y la formación muy variada la determinación de las velocidades de propagación tiene dificultades ya que en la propagación influye considerablemente el cambio de medio, en este trabajo nos vamos a referir al caso de los métodos de refracción que son los mas indicados para el subsuelo de nuestra Península.

Consideramos el caso en que la superficie de discontinuidad CD sea paralela a la del terreno, al producirse la explosión en E unas ondas van directamente a los sismógrafos S', S'', S''',... mientras que otras sufren dos refracciones, como ocurre en los puntos a, b, c. (fig. 1).

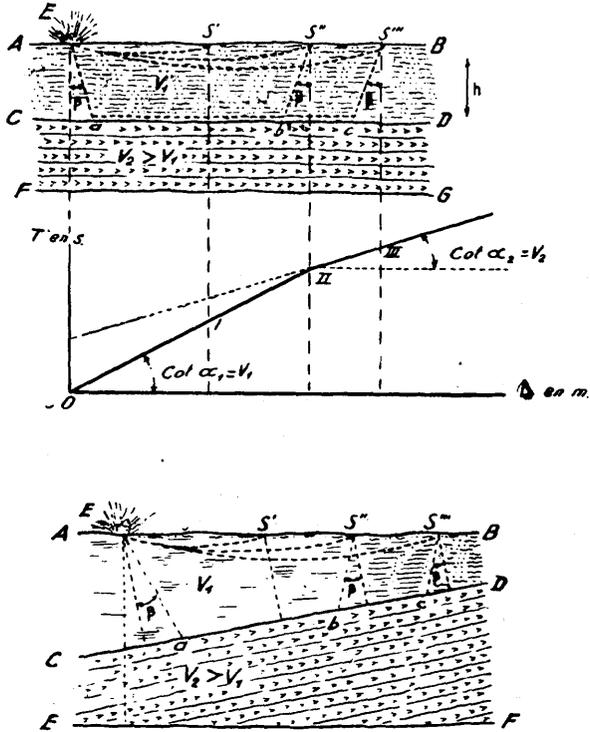


FIG. 1

Supongamos que al segundo medio le corresponde mayor velocidad de propagación que al primero  $V_2 > V_1$ . En las inmediaciones del epicentro llegará la onda directa antes que la refractada, pero conforme nos alejamos irá disminuyendo esta diferencia de tiempos y llegará un momento en que se recibirán simultáneamente ambos impulsos

$$\frac{\Delta S''}{V_1} = \frac{Ea + bS''}{V_1} + \frac{ab}{V_2}$$

o sea cuando  $S''$  verifique la ecuación

$$\Delta S' = \frac{2h}{\cos \beta} \frac{V_2 - V_1 \sin \beta}{V_2 - V_1}$$

punto que corresponde al codo II de la dromocrónica, la  $\text{cgt } \alpha_1$ , será la velocidad  $V_1$  de propagación de las ondas sísmicas en el primer medio y  $\text{ctg } \alpha_2$  la  $V_2$  correspondiente al segundo medio. Con las dromocrónicas es teóricamente sencillísimo determinar la velocidad de propagación.

Si la capa infrayacente fuese ascendente, la distancia  $Ea$  se mantiene constante pero la  $b S''$  disminuye conforme nos alejamos y por lo tanto el recorrido en el medio de menor velocidad  $V_1$ , al mismo tiempo el aumento de la distancia epicentral en  $S'' S'''$  debería producir en el recorrido un total  $bc'$ , pero el real es  $bc - cc' < bc'$  al que acompaña una disminución de recorrido en el medio de menor velocidad.

En el caso de que la formación infrayacente fuera descendente, el fenómeno sería contrario y obtendríamos una velocidad aparente menor que la real.

Si operamos con línea y contralínea rápidamente nos daríamos cuenta de estas diferencias al interpretar los sismogramas así como del sentido de la pendiente y la velocidad real de propagación de las ondas sísmicas sería aproximadamente la semisuma de las dos aparentes.

En la práctica se han presentado gran número de estos casos, podemos citar entre ellos el aumento aparente de

velocidad de propagación debido a la pendiente de los estratos, ocurrido en la investigación sísmica del Pardo (Madrid), donde la caliza eocena fué cortada con una velocidad aparente 4.600 m/s. cuando la real para esta formación no debe ser inferior a los 6.000 metros, este incremento de la velocidad, fué debido, a que las calizas en la zona de la línea sísmica eran ascendentes. Lo mismo ocurre en el granito de la Carolina que al cortarlo en sentido ascendente llega a dar velocidades aparentes de 11.000 m/s.

En la investigación de Alcora y en su línea I las areniscas y arcillas triásicas se cortaron en sentido descendente, con una velocidad aparente de 2.750 m/s mientras que las mismas areniscas son cortadas por la línea II en sentido ascendente a una velocidad de 3.200 m/s, dando entre ambas un promedio de 3.000 m/s que es el real para aquella formación.

El estado de la superficie de cada formación, tanto en la manera de presentarse como son las asperezas e irregularidades superficiales o la naturaleza de la propia formación como las alteraciones, ejercen una gran influencia en la velocidad de propagación. El primer caso se encuentra cuando tiene lugar una denudación grande entre dos formaciones o bien un accidente tectónico; como ejemplo podemos citar también la primera línea de la investigación del Pardo, al obtener 6.400 m/s para las calizas eocenas cortadas en sentido ascendente, a las cuales debía corresponder un valor todavía mayor si no fuera por la erosión que habían sufrido. La velocidad de propagación en la caliza erosionada de Alcora quedó reducida a menos de 2.000 m/s. En la investigación de Elorz se comprobó claramente la influencia de los agentes de erosión sobre la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, en algunos sitios la velocidad de las margas oligocenas quedó reducida por causa de estos fenómenos a 2.400 m/s, como en las líneas I y III, velocidad considerablemente

inferior a las de 3.000 m/s encontrada para las margas oligocenas en otras investigaciones como la de Tafalla, Monreal y Puente la Reina. La caolinización del granito es otro ejemplo de la influencia de las alteraciones; en el caso de la Carolina vimos como descendía la velocidad de propagación de 6.500 m/s a 3.000 m/s.

Algunas veces los pequeños espesores de las formaciones dan unas velocidades de propagación menores que las reales, tenemos el ejemplo de Sallent, donde se cortaron sísmicamente tramos salinos de pequeño espesor situados entre margas y calizas margosas con velocidades de 5.000 a 5.100 m/s. Lo más general es que estas velocidades aparentes, sean mayores que las reales, como ocurrió en Oliana con algunos lentejones de caliza luteciense situados entre las margas blandas, a los que correspondieron velocidades infinitas, fenómeno algo parecido ocurrió en la Camocha donde la velocidad aparente de propagación en la caliza triásica alcanzó los 25.000 m/s; esta caliza además de su poca potencia está intercalada entre areniscas triásicas y margas arcillosas con velocidades del orden de los 3.000 m/s.

Cuando la formación es de poca potencia y tiene menos elasticidad que el medio en que se encuentra, como sucede en las margas oligocenas de Tafalla situadas entre anhidrita en el techo y sal en el muro, las velocidades aparentes de propagación suelen ser inferiores a las reales, en este caso fueron del orden de los 1.800 m/s.

Si en la formación correspondiente a un tramo de la dromocrónica, hay intercalaciones de dos medios de diferentes elasticidades, se obtendrá en general una velocidad de propagación intermedia a la correspondiente a los dos medios, los ejemplos de este caso son numerosísimos, son frecuentes en el tránsito de margas a calizas una serie de sucesiones de ambas en la zona de contacto como ocurre en Oliana, caso que también se presenta con frecuencia con la sal, marga y yeso como en Suria.

Las fallas tanto al poner en contacto rocas de diferentes elasticidades como al establecer una solución de continuidad entre estratos análogos, dan lugar a disminuciones considerables en las velocidades de propagación, en los tramos de las dromocrónicas limitadas por los datos de los sismogramas anterior y siguiente al corte de las fallas por las ondas sísmicas. También se suele producir una disminución aparente de velocidad en el segmento de la dromocrónica inmediato al de la falla, como ejemplo tenemos la línea X de la investigación de Balsareny, donde se pasa de una velocidad de 5.100 m/s para las calizas oligocenas a 3.000 m/s en el tramo que corresponde al corte de la falla y 4.600 m/s a la formación salina, este último considerablemente inferior a los valores normales que oscilan de 5.500 a 7.500 m/s.

Puede suceder que conforme aumenta la distancia epicentral, el rayo sísmico corte alternativamente dos formaciones consecutivas, por ser propicia la pendiente de separación de ambas, este caso se presentó con insistencia en la investigación sísmica de Tamarite de Litera y principalmente en la línea II, debido a la inclinación del eje del anticlinal que allí se investigaba, donde aparentemente alternan entre sí los niveles de marga y sal, en realidad para la longitud que tuvo la línea sísmica, la profundidad reconocida no pasó de la sal.

Algunas veces las formaciones están invertidas aparentemente, fenómeno que se puede aclarar con una contralínea o con líneas accesorias, en Salinas de Tollo, Cofrentes se presentó uno de estos casos, al encontrar en la línea I, las margas del Keuper debajo de la sal, debido a que eran divergentes las direcciones de la línea sísmica y del domo salino.

También puede suceder que un tramo esté desmantelado y por lo tanto que en una investigación sísmica se corte en unas líneas y en otras no.

Como el rayo sísmico que pasa por el techo o el muro de una formación geológica, no afluye en general, en el lugar donde está instalado el receptor de ondas sísmicas, las velocidades deducidas de las dromocrónicas se alejan de las reales, si es que se consideran los puntos correspondientes a los sismografos como vértices de las dromocrónicas. Las rectas que pasan por cada dos o mas puntos correspondientes a receptores, deben cortarse en uno intermedio y no dar la casualidad de que el cambio de pendiente tenga lugar precisamente donde corresponde un receptor. Debemos tener en cuenta, que para la localización fácil de una formación, la potencia mínima deberá ser superior a un cuarto de la distancia entre receptores sísmicos.

#### CAPITULO IV

*Investigaciones sísmicas.* — Para la realización de este trabajo, hemos utilizado los datos procedentes de las 34 investigaciones sísmicas efectuadas en menos de 20 años por la Sección de Geofísica del Instituto Geológico y Minero de España. Las líneas sísmicas ejecutadas son 292, que representan cerca de 496 kms y el número de sismogramas útiles interpretados es de 5.641. Cada una de estas investigaciones fué objeto del informe correspondiente los cuales estan sintetizados en los tomos I-II y III de « La interpretación geológica de las mediciones geofísicas », aparecidas en los años 1933, 1941 y 1944 respectivamente, de los que es Autor el Ilustre Académico Sr. Garcia Sñeriz. Además existen varios informes inéditos que integran el 4º tomo de la obra antes mencionada, que está en preparación.

En el cuadro adjunto, damos las entidades correspondientes de cada investigación sísmica, así como líneas, sismogramas, metros de líneas y profundidad máxima en metros, alcanzada por cada investigación.

ENTIDAD	AYUNTA- MIENTO	PROVINCIA	LINEAS	SISMO- GRAM- MAS	METROS DE LINEAS	M. DE PRO- FUNDIDAD MAXIMA
Villanueva de las Minas	Villanueva de las Minas	Sevilla	19	285	6.650	350
Callus	Callus	Barcelona	7	87	33.467	1.240
Balsareny	Balsareny	Barcelona	3	26	11.911	1.120
Suria	Suria	Barcelona	8	55	25.118	1.150
Sallent	Sallent	Barcelona	9	119	13.967	530
Bellmunt	Bellmunt	Lerida	7	158	27.550	1.140
Tafalla (1)	Tafalla	Navarra	4	84	16.103	1.100
Tafalla (2)	Tafalla	Navarra	2	35	4.805	610
Torres de Elorz	Elorz	Navarra	7	78	9.403	1.740
Hiendelaencina	Hiendelaencina	Guadalajara	34	1.046	9.395	130
Sangüesa	Sangüesa	Navarra	2	25	10.042	1.260
Monreal	Monreal	Navarra	5	78	10.060	850
Puentela Reina	Puente la Reina	Navarra	4	73	10.490	710
Tirapu	Tirapu	Navarra	3	45	5.442	600
Tamarite de Litera	Tamarite de Litera	Huesca	3	43	5.645	520
Salina de Tollo						
de Cofrentes	Manuel	Valencia	2	21	1.970	260
Medina-Sidonia	Medina-Sidonia	Cadiz	1	14	1.503	380
Tarifa	Tarifa	Cadiz	1	14	4.720	1.180
Cala Grande	Auyera	Marruecos	1	15	4.735	1.180
Aldea del Puente	Valdepolo	León	1	21	2.950	740
El Pardo	El Pardo	Madrid	3	57	6.030	700
Las Rozas	Las Rozas	Madrid	1	15	3.000	750
Alcora	Alcora	Castellón	7	98	9.650	400
Carolina	Carolina	Jaén	30	498	43.725	800
Linares	Linares	Jaén	24	807	33.400	530
La Camocha	1ª Gijón	Oviedo	30	452	45.320	520
La Camocha	2ª Gijón	Oviedo	14	263	26.300	550
Bergueres	Siero	Oviedo	3	100	1.040	140
Viar	Cantillana	Cantillana	15	282	30.100	630
Noreña	Noreña	Oviedo	11	247	29.350	900
Dxar Yedi	El Xabel	Marruecos	6	99	10.660	540
Leiria	Leiria	Leiria	7	104	10.415	750
Caldas da Rainha	Caldas da Rainha	Leiria	6	104	10.400	500
Oliana	Oliana	Leiria	12	193	20.400	650

### BARCELONA

*Balsareny.* — La separación de la diversas formaciones oligocenas, no se presenta perfectamente delimitada desde un punto de vista general, pero podemos considerar tiene lugar en unos bancos margosos a los que se les intercalan calizas mas o menos sabulosas. Con las tres líneas de que consta el estudio de Balsareny, podemos sostener que las velocidades de propagación pasan de 3.400 metros/s para

las margas menos calizas, a 4.700 m/s y aún 5.000 m/s para las muy calizas y 4.400 m/s para las que tienen intercalaciones de calizas, sál y yeso blanco. Por último se corta la formación salina a la que corresponde una velocidad de propagación de 5,500 m/s.

*Callús.* — En los trabajos sísmicos efectuados en esta zona que constan de siete líneas, se cortó el oligoceno y el eoceno. El orden de sucesión de las formaciones oligocenas es el siguiente : margas silíceas con conglomerados y alguna intercalación de caliza a las que corresponden velocidades de propagación de 3,700 a 4.000 m/s. Al aumentar la profundidad, aumenta la importancia de las intercalaciones calizas y como consecuencia las velocidades de propagación que alcanzan los 4.600 m/s, inmediatamente se encuentran las margas yesosas con sus 4.600 a 5.000 m/s y por último los yesos y anhidritas con 5.000 a 5.400 m/s. La formación salina tiene velocidades de propagación de las ondas sísmicas longitudinales de 6,500 a 7,200 m/s, que como siempre son las mas elevadas de todos los terrenos cortados en el oligoceno.

Como separación del oligoceno y eoceno se cortó un conglomerado de potencia variable, unas veces es incoherente mientras que otras forma verdaderas pudingas, constituidas generalmente por cantos de caliza numulítica trabados por cemento margoso, en tonalidad variable del gris verdoso al blanco. A continuación figuran las margas eocenas superiores, algo calizas con velocidades de hasta 4,300 m/s y las calizas eocenas con velocidades de 4.300 a 4.900. (*fig. 2*)

*Sallent.* — En la zona investigada de Sallent, el oligoceno en sus niveles mas altos está formado por areniscas y margas potentes de tono rojizo que descansan sobre margas y calizas de tonos grises y se ha podido comprobar por medio de las nueve líneas sísmicas efectuadas, que la sucesión de terrenos está invertida en algunas zonas. Se cortaron primero las margas rojas con velocidades de propagación de 2,800 a 3,200 m/s, a las que siguen las

margas calizas y yesosas que por su amplia variación en proporciones de cada uno de los tres componentes, marga, caliza y yeso, se observan oscilaciones en las velocidades de propagación de 3,400 a 4,600 m/s. La formación salina tiene velocidades de 6,200 a 7,200 m/s.

### CALLUS

## Columna estratigrafica

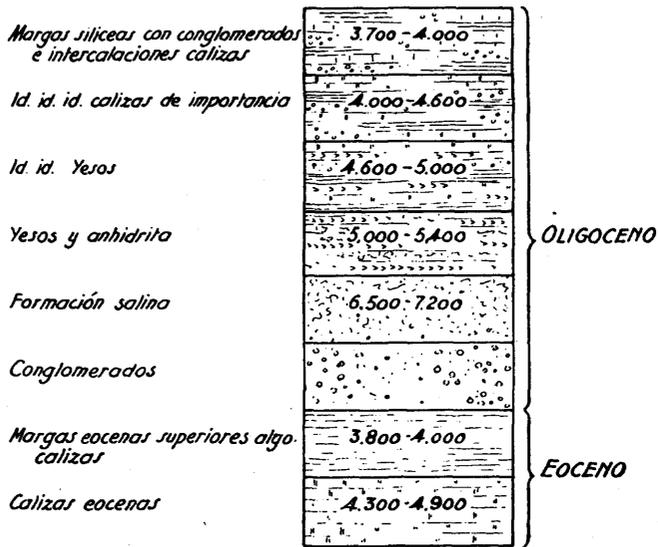


FIG. 2

El oligoceno descansa sobre las margas eocenas, con valores de 3.000 a 3.600 m/s para propagación de las ondas sísmicas, a las que siguen las calizas margosas eocenas con 4.200 a 4.600 m/s como velocidad de propagación.

*Suria.* — Comienzan las ondas sísmicas de las ocho líneas de Suria cortando unas areniscas de grano grueso, de los últimos niveles del oligoceno con velocidades de

propagación de 2,300 a 2.800 m/s. El grano de la formación disminuye con la profundidad, hasta transformarse en arenisca fina, a la que corresponde las mayores velocidades de propagación, a esta siguen las margas con poca cal, la que vá en aumento además de contener algunas manifestaciones yesosas y salitrosas. Las velocidades de propagación de 3,100 a 4,000 m/s para las margas con poca sal, aumentan con estas y la áhidrita hasta 4.400 m/s. La formación salina es corta con una velocidad constante de 5,500 a 6,000 m/s.

#### CADIZ

*Medina Sidonia.* — Tanto el hornillo como los sismógrafos del trabajo de Medina-Sidonia, se situaron sobre una capa de tierra de labor con velocidades de propagación de las ondas sísmicas de 1,400 m/s. Debajo de esta formación existen las margas eocenas con 2,600 m/s, como velocidad de propagación.

El terreno salta del eoceno al triásico, de este último se cortaron las margas del Keuper con 3,600 m/s para velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales.

*Tarifa.* — El único terreno cortado en la investigación sísmica de Tarifa, son las formaciones margosas del flysch con una velocidad de propagación para las ondas sísmicas longitudinales de 2,600 m/s.

#### CASTELLON DE LA PLANA

*Alcora.* — Con las siete líneas sísmicas de que consta la investigación hidrológica de Alcora, se ha comprobado que en la zona estudiada la parte superior está constituida por una formación aluvial con 900 a 1,500 m/s de velocidad de propagación a la que sigue una puddinga miocena calcárea brechosa con velocidades de 1,900 a 2,400 m/s.

De los terrenos secundarios clasificados como infracretáceos, quizás triásicos, se ha cortado sísmicamente, una caliza compacta de gran espesor con velocidades de 4,500 a 6,000 m/s, apoyada sobre una arenisca de tonos

claros, a veces amarillento y poco coherente, seguido de arcillas y pizarra arcillosas de tinte ferruginoso grisáceo, con velocidades de 1,700 a 2,500 m/s. A estas formaciones les siguen algunas veces un horizonte calizo de menor espesor, con velocidades análogas a las del primer horizonte o sea de 4,500 a 6,000 m/s y por último una potente zona de areniscas, pizarras arcillosas y arcillas propiamente dichas, con velocidades de 2,750 a 3,500 m/s a la que sigue una pudinga de la que no se determinó la velocidad de propagación.

#### GUADALAJARA

*Hiendelaencina.* — El terreno que se aprecia superficialmente es de acarreo, resto de la gran formación aluvial que anteriormente cubrió el neis, está compuesto por cantos rodados de 1,20 cm. en su dimension mayor, de cuarcita, cuarzo y trozos de neis, empastados con arcilla teñida por óxido de hierro. Con las treinta y cuatro líneas sísmicas de la investigación de Hiendelaencina, se puede establecer que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es de 2.000 m/s para la formación aluvial.

Debajo del cuaternario se encuentra el neis con una velocidad de propagación de 5,500 m/s; la roca es una variedad porfiroide que insensiblemente pasa a ser amigdaloides o glandular y en algunas zonas aumenta el contenido en mica formando verdaderas micacitas.

#### HUESCA

*Tamarite de Litera.* — El terreno reconocido por las tres líneas de investigación de Tamarite de Litera, está constituido por margas oligocenas pardo rojizas a las que siguen otras grises, a continuación los yesos y por último la formación salina que tiene en su techo una delgada capa de margas grises.

Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, fueron menores de 3,000 m/s por segundo para margas yesosas descompuestas, de 3,500 a 3,700 para margas yesosas no alteradas, 2,600 m/s para las margas grises y de 6,000 a 7,000 m/s para la formación salina.

JAEN

*Linares y La Carolina.* — Aunque las investigaciones sísmicas de Linares y La Carolina, abarcan una amplia zona en la que fué necesario ejecutar 54 líneas, sólo damos la sucesión de terrenos en la zona del trabajo mas interesante. (fig. 3)

El terreno cuaternario cortado en estas prospecciones sísmicas, suele ser de la propia descomposición de los

LINARES Y LA CAROLINA

Columna estratigráfica

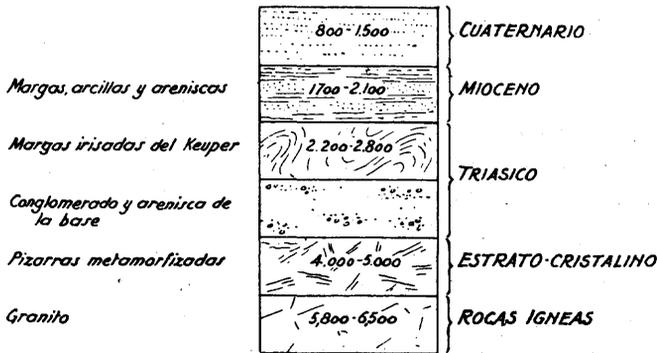


FIG. 3

terrenos infrayacentes y de una formación cuaternaria que debió cubrir aquella zona. Las velocidades de propagación en esto terrenos que son de poco espesor, varían de 800 a 1,500 m/s.

La formación miocena está constituida por unos bancos perfectamente horizontales de margas, arcillas, areniscas flojas y algunos horizontes calizos de poco espesor, con una velocidad media de propagación de 1,700 a 2,100 m/s.

Del Trias se han cortado las margas irisadas del Keuper, así como los conglomerados y areniscas gruesas de la base, los conglomerados son duros y difícilmente quebrantables con el martillo; la velocidad media de propagación en la formación triásica es de 2,000 a 2,800.

El Trias descansa en unas zonas sobre el paleozoico y en otras sobre el granito. Las pizarras paleozoicas de las zonas estudiadas, están bastante metamorfizadas por su proximidad al granito y dieron una velocidad de 4,000 a 5,000 m/s.

El granito que es la base de todas las sucesiones estratigráficas consideradas, tiene una velocidad de 5,800 a 6,500 m/s que disminuye considerablemente cuando se caoliniza, habiéndose comprobado que si la caolinización es fuerte la velocidad desciende hasta los 3,000 m/s.

#### LEON

*La Aldea del Puente.* — La investigación sísmica de la Aldea del Puente, cortó los aluviones cuaternarios con una velocidad de 1,900 m/s, a continuación los sedimentos terciarios miocenos, frecuentemente arcillosos y friables con 2,400 m/s entre los que está intercalada una pequeña capa de caliza de la que no se pudo determinar su velocidad.

Debajo del mioceno se reconoció sísmicamente, una capa de caliza cretácea o carbonífera, auizás la segunda, con una velocidad de propagación de 4,500 m/s.

#### LERIDA

*Bellmunt.* — Si no consideramos el pequeño espesor de la tierra de labor y del aluvial con un conjunto de menos de una decena de metros, nos situamos en el oligoceno del que se corta de arriba a abajo, por medio de las siete

líneas sísmicas de esta investigación, una roca margo-sabulosa parda que alterna con otras en capas de menor espesor de colores rojo y gris, también friables y arcillosas con velocidades de propagación para las ondas sísmicas longitudinales de 3,200 a 3,700 m/s. Con la profundidad se van intercalando calizas y alcanzan la velocidad en los puntos de máxima proporción de estas los 4,800 m/s a continuación está la parte más baja del oligoceno formado por una serie de bancos de margas yesosas con velocidades de 3,200 a 3,800 m/s no alcanzando mayores velocidades por no existir una verdadera separación entre los horizontes de margas y yesos. La formación salina que es la inmediata inferior tiene velocidades de 6,000 a 7,500 m/s.

Del eoceno se cortan las calizas con margas con velocidades de 4,400 a 4,700 m/s y las margas más pobres en cal a las que sólo corresponden valores de 2,500 a 3,500 m/s.

*Oliana.* — El terreno cuaternario o de acarreo cortado por los rayos sísmicos en las 12 líneas de la investigación de Oliana, dió velocidades variables de 1,000 a 1,300 m/s.

Debajo del cuaternario están las margas azuladas bartonienses, conforme se profundiza sísmicamente en ellas, se comprueba la intercalación de margas calizas que les hacen aumentar la velocidad de propagación de 2,600 a 4,000 m/s. A continuación está un horizonte maestro de caliza compacta con velocidades de 5.000 a 6.000 m/s nuevamente aparecen las margas en las que va aumentando la cantidad de cal para volverla a perder, con lo que la velocidad pasa de 2,700 a 5.000 m/s, para descender a menos de 3.000 m/s. Se corta un segundo horizonte maestro de caliza compacta con 5.000 a 6.000 m/s de velocidad de propagación y después margas en las que como ocurrió anteriormente la caliza va aumentando y produce un incremento en la velocidad con lo que pasa de 3.000 a 5.000 m/s. Por último, se atravesó un tercer horizonte maestro de caliza compacta, con velocidades de 5.000 a

6.000 m/s para propagación de los rayos sísmicos longitudinales (fig. 4).

### OLIANA

## Columna estratigráfica

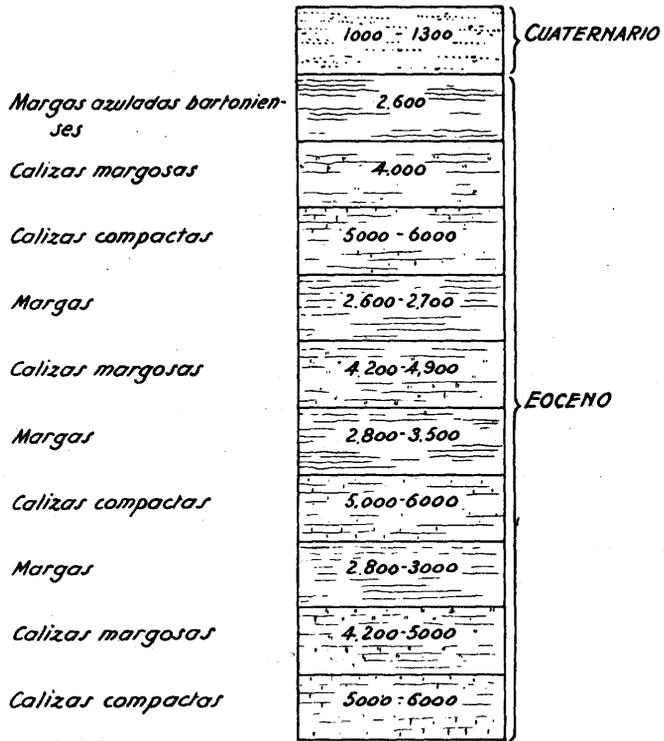


FIG. 4

### MADRID

*El Pardo.* — Con las tres líneas efectuadas en la investigación sísmica del Pardo, se comprobó que debajo de la formación de arenas y gravas cuaternarias con velocidades de propagación de 2.000 a 2.100 m/s se

encuentra el mioceno en su tramo tortoniense, formado por arcillas y arenas, con velocidades de 2.450 m/s.

Debajo del mioceno se encuentran las calizas eocenas y a continuación las areniscas; las primeras con velocidades menores de 6.000 m/ y las segundas con 3.150 m/s.

*Las Rozas de Madrid.* — En los 900 metros profundizados en la prospección sísmica de Las Rozas, se cortaron los aluviones cuaternarios con una velocidad de propagación de 1.300 m/s y las arenas y arcillas miocenas con 2.600 m/s.

#### NAVARRA

*Monreal.* — Los hornillos de las cinco líneas de investigación de Monreal, están practicados en el oligoceno, formado por margas grises y rojizas alternantes; debajo se reconocieron las margas grises bartonienses y las calizas eocenas.

Después de las margas descompuestas con velocidades de 2,600 m/s, se cortaron las demás margas oligocenas, en las que va aumentado la caliza hasta convertirse en una caliza margosa, con lo que pasa la velocidad de 3,500 a 4,000 y de 4,000 a 4,500 m/s en el contacto con la sal. La velocidad de propagación de las ondas sísmicas en la formación salina es de 6,000 a 7,000 m/s.

Las margas bartonienses reconocidas sísmicamente, dieron de 3,500 a 4,000 m/s con un aumento en profundidad debido a las calizas eocenas, para las que no se pudo deducir la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

*Puerta la Reina.* — De las varias explosiones de las cuatro líneas de la investigación de Puente la Reina, se dieron unas en las margas y otras en los yesos oligocenos pertenecientes estos al horizonte más antiguo de este tramo, en contacto ya con las formaciones salinas que descansan sobre las margas bartonienses.

Las margas oligocenas se presentan en bancos de potencia variada, alternan las blandas con las compactas, estas

en bancos fuertes de hasta un metro, con color pardo amarillento, mientras que las blandas tienen una potencia de 0,20 metros y suelen ser rojizas.

Las velocidades de propagación fueron de 2,200 a 2,600 m/s para los yesos y margas descompuestas, de 3,500 a 3,700 m/s para los yesos y de 6,000 a 7,000 m/s para la formación salina.

A las margas bartonienses les correspondió una velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales de 3,400 a 3,600 m/s.

*Sangüesa.* — Los hornillos de las dos líneas sísmicas de la investigación de Sangüesa, se ubicaron en el oligoceno, que está compuesto por capas alternantes de calizas y margas mas o menos sabulosas. Las capas de margas mas altas se forman por bancos potentes de grano basto y color pardo; las de tipo margoso y tinte rojizo, forman los niveles intermedios, mientras que las capas de menores potencias y coloraciones grises son las mas profundas. En el contacto con el eoceno se reconocieron capas de margas rojas con algunas partículas de yeso.

En el eoceno se aprecian tres formaciones diferentes : el flysch formado por una serie de bancos alternantes de caliza y margas gris oscura, todos de pequeño espesor; unas margas bartonienses de color gris oscuro y por último las calizas numulítica luteciense.

Desde el punto de vista de propagación de las ondas sísmicas, despues del oligoceno descompuesto de propagación de las ondas sísmicas longitudinales de 2,400 a 2,600 m/s estan las margas calizas oligocenas con 4,000 m/s y por último el horizonte salino con 6,000 m/s.

*Tafalla (1ª parte).* — En la investigación de Tafalla, los sismógrafos para las cuatro líneas sísmicas, se colocaron sobre el oligoceno, del que falta el tramo superior, formado por conglomerados, areniscas y molasas, por lo que estaban asentados sobre margas rojizas y grises en bancos interestratificados de marcado caracter sabuloso y velo-

idades de propagación de 2,200 m/s. A estos bancos siguen una serie de capas de yesos y margas grises con velocidades de 2,500 a 3,000 m/s que llegan en algunos puntos en que los yesos adquieren mas importancia a los 3,100 m/s, a continuación suceden unas capas de yesos con 3,300 a 3,900 m/s unas de anhidrita con 4,400 m/s y nuevamente las margas con 2,200 a 2,500 m/s. La formación salina tiene una velocidad de propagación de las ondas sismicas de 5,700 a 6,500 m/s.

Del eoceno se han cortado sismicamente las margas con 2,600 a 3,000 m/s y las calizas con 4,400 a 4,500 m/s.

*Tafalla* (2ª parte). — La sucesión stratigráfica de los terrenos cortados con las dos líneas sismicas de esta investigación, está descrita en la primera parte. La primera formación que se corta, pertenece al oligoceno, que son las margas yesosas con 2,400 m/s; a continuación los yesos con 3,600 a 3,800 m/s, después unas calizas no reconocidas en la zona correspondiente a la primera parte del trabajo de Tafalla con velocidad de 4,800 m/s y por ultimo las margas grises con velocidad de 2,400 a 2,800 m/s. A la formación salina le corresponde una velocidad de propagación de 7,000 a 7,500 m/s.

Del eoceno se han cortado las margas bartonienses con 2,400 a 2,600 m/s y las calizas lutecienses con 4,600 m/s como velocidad de propagación (*fig. 5*).

*Torres de Elorz*. — Tanto los hornillos como los sismógrafos para las siete líneas sismicas en la investigación de Torre de Elorz se ubicaron en un manto de acarreo de espesor bastante variable, probablemente de origen diluvial con velocidades de 1,400 a 1,500 m/s.

Del oligoceno se cortaron las típicas margas, con 2,100 a 2,700 m/s a las que sigue la formación salina con 5,500 a 7,500 m/s como velocidad de propagación,

TAFALLA

Columna estratigrafica



FIG. 5

esta descansa sobre un manto de conglomerados sueltos del que alguno de sus cantos rodados, está formado por calizas numulíticas y se puede considerar como la separación del oligoceno y del eoceno. La velocidad para este conglomerado es de 1,500 m/s.

Del eoceno se contaron tres formaciones; las margas grises azuladas del bartoniense con 2,500 a 3,200 m/s, las calizas lutecienses con 4,200 a 4,400 m/s y las margas amarillentas y pardo rojizas con 3,200 m/s como velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales.

*Tirapu.* — La formación cortada por las tres líneas de investigación de Tirapu, es análoga a la de Puente la Reina, salvo la diferencia de haber cortado unas calizas oligocenas

entre las margas y yesos, con velocidades del orden de 3,500 a 4,800 m/s conforme aumenta la potencia de las calizas intercaladas entre las margas. Los yesos dieron una velocidad de 3,300 a 3,500 m/s y la formación salina de 6,000 a 7,000 m/s.

Del eoceno se atravesaron las margas bartonienses con 2,400 a 3,000 m/s y las calizas lutecienses con 4,000 m/s como velocidades de propagación de las ondas sísmicas.

### OVIEDO

*Gijón-La Camocha* (1ª parte). — La primera parte de la prospección sísmica de La Camocha, constó de 30 líneas; con ellas se cortaron desde el cuaternario al carbonífero inclusive (*fig. 6*).

La limitación del terreno cuaternario en estos parajes de grandes praderas y abundantes lluvias, es difícil, no obstante parece estar recubierta la zona objeto de estudio por una capa arcillosa, la que está integrada además por cantos rodados de tamaño pequeño y arenas, es de formación actual y le corresponden velocidades de 1,000 a 1,500 m/s.

Del Jurásico se cortan en primer lugar los conglomerados con intercalaciones de areniscas pardo rojizas o grises, aunque a veces se presentan los conglomerados reseñados entre unos rojizos, ocráceos y negruzcos de estructura pizarreña pertenecientes todos al kidmeridgiense de los que no pudimos deducir su velocidad específica. Siguen a los conglomerados las calizas negruzcas y tableadas del liásico con velocidades de 5,500 a 7,500 m/s. Del triásico se han reconocido sísmicamente las margas y yesos del keuper, de los que no hemos conseguido establecer sus velocidades, las areniscas rojas y margas irisadas con 2,400 a 3,400 m/s, que conforme se intercalan capas calizas se produce un aumento de velocidad que puede llegar de 3,400 a 4,000 m/s y por último las clásicas calizas del muschelkal con 4,500 a 5,000 m/s.

A las calizas mencionadas, les siguen unas areniscas mas compactas con 2,600 a 3,600 m/s, a ellas unas pudingas

## LA CAMOCHA

### Columna estratigrafica

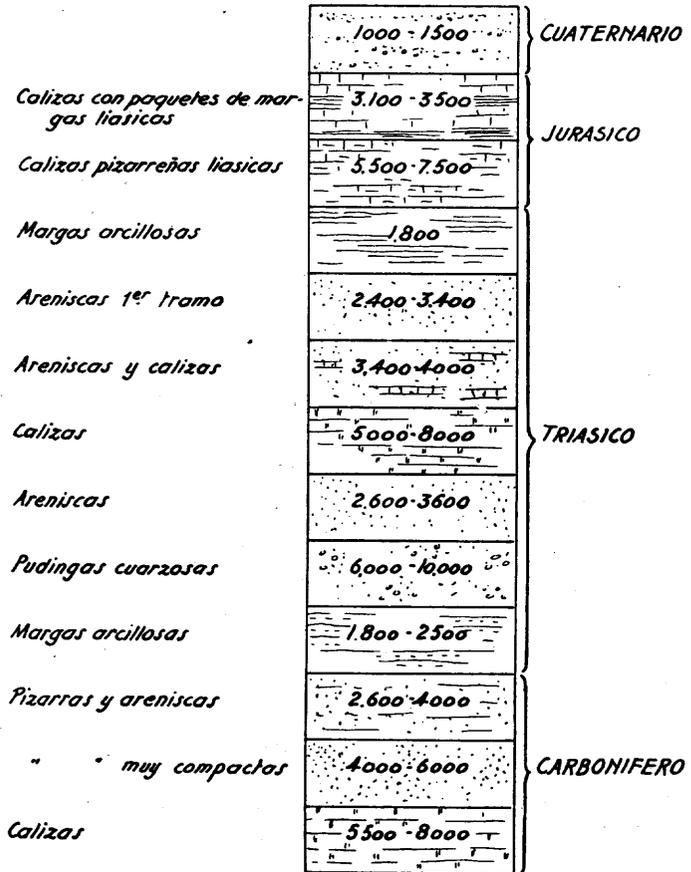


FIG. 6

cuarzosas con 6.000 a 9.000 m/s y por último las margas triásicas de contacto con el carbonífero de 1.700 a 2.500 m/s.

Del carbonífero se cortaron en primer lugar, las pizarras y areniscas del hullero con velocidades de 2,600 a 4,000 m/s al hacerse estas mas compactas aumenta la velocidad de propagación de las ondas longitudinales hasta 6,000 m/s. Por último se cortaron las calizas con velocidades de 5,500 a 8,000 m/s.

*La Camocha* (2ª parte). — Con las 14 líneas que constituyen la segunda parte de la investigación de la Camocha, se pudieron completar los datos anteriores.

Se cortó el cuaternario, con velocidades de 1,200 a 1,500 m/s para propagación de las ondas. Del Liásico se reconocieron paquetes de margas entre calizas con velocidades de 3,100 a 3,500 m/s y calizas con 4,700 a 5,400 m/s.

Del triásico se pudo comprobar la existencia de las margas arcillosas con 1,800 m/s y las calizas con 8,000 m/s, ambas del Keuper. Del triásico inferior se cortaron la arenisca arcillosa con 2,400 a 2,600 m/s y la pudinga cuarzosa de fondo con 11,000 m/s. A continuación las ondas sísmicas atravesaron las margas arcillosas y capas descompuestas de contacto con el carbonífero con velocidades de 2,000 a 2,100 m/s.

Del carbonífero sólo se pudo determinar la constante del hullero compacto al que le corresponde un valor de 9,000 m/s.

*Noreña*. — Los hornillos correspondientes a las 11 líneas del trabajo de Noreña, están ubicados en el cretáceo, en una caliza bastante margosa con intercalaciones de arcilla de pequeño espesor a las que corresponden velocidades de 3,000 a 4,000 m/s. A esta formación le sigue una caliza compacta con velocidades de 5,400 a 7,500 m/s, que descansa sobre las arenas arcillosas y arcillas arenosas del cretáceo inferior con propagaciones de 2,500 a 2,800 m/s. La pudinga cuarzosa de elevada velocidad sísmica 5,000 a 7,000 m/s, forma el fondo del cretáceo inferior.

A continuación del cretáceo se cortaron formaciones con velocidades de 2,200 a 2,800 m/s que por comparación con los afloramientos de las zonas inmediatas de aquella comarca, se puede suponer son arenas arcillosas o margas rojizas del trias.

La investigación sísmica llegó a las pizarras arcillosas con alternancias de caliza del carbonífero, con velocidades de 3,000 a 4,000 m/s y por último la caliza de montaña para la que se obtuvieron velocidades de 6,000 a 8.000 m/s.

*Siero-Bergueres.* — Las tres líneas sísmicas del trabajo de Bergueres, tuvieron por objeto fijar los límites entre las calizas paleozoica posiblemente permiana, que como tal la consideramos y las pizarras del hullero. A la caliza le correspondió una velocidad de 5,500 a 8.000 m/s y a las pizarras de 2.000 a 3,000 m/s para la propagación de las ondas longitudinales.

#### SEVILLA

*Viar-Cantillana.* — La investigación sísmica de Viar, consta de 15 líneas, la 3ª y la 4ª tienen sus hornillos situados en un horizonte mioceno, formado por calizas toscas, maciños y margas sabulosas, con velocidades de 2,500 a 2,700 m/s. Los hornillos restantes se ubicaron en el permiano (*fig. 7*).

Del permiano se cortó en primer lugar un horizonte de areniscas, arcillas y conglomerados, con velocidades de 3,000 a 3,600 m/s al que sigue una pudinga o brecha con velocidades de 5.500 a 7.500 m/s, esta descansa sobre una arenisca o marga arcillosa con 2.500 a 4.000 m/s e inmediatamente encima de una pudinga de gran cohesión para la que se han deducido valores aproximados del orden de 10.000 m/s, considerablemente superiores al real sin duda por la diferencia de elasticidad con respecto a las formaciones entre las que está intercalado.

Las ondas sísmicas en su profundización, cortaron a continuación de las pudingas señaladas, las pizarras y areniscas del hullero con 2.400 m/s.

Fueron cortadas las pizarras silurianas que dieron para velocidades de propagación de las ondas sísmicas valores de 4,500 a 5.500 m/s.

## VIAR

### Columna estratigráfica

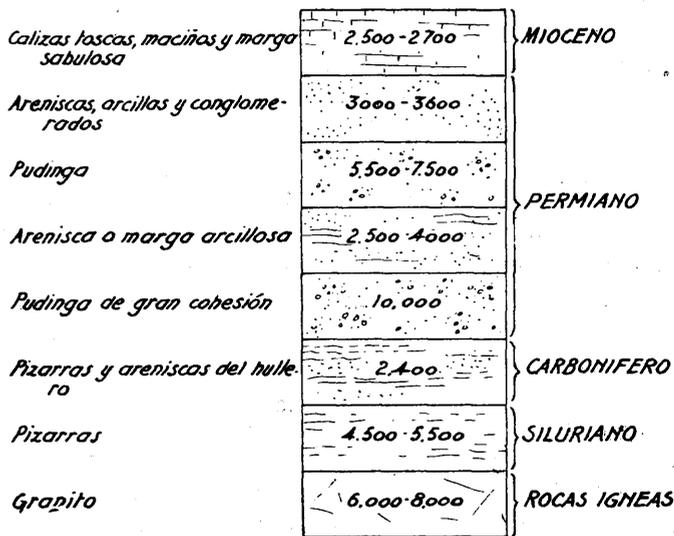


FIG. 7

La formación hipogénica esencialmente granítica, tiene una velocidad de propagación de 6.000 a 8.000 m/s.

*Villanueva de las Minas.* — Con las 19 líneas de que consta la investigación sísmica de Villanueva de las Minas, se ha comprobado que la parte superior del terreno está formada por capas aluviales compactas, con guijarros, arenas y arcillas y le corresponden velocidades de 500 a 700 m/s descansando esta formación sobre arenas y margas miocenas, en algunos pequeños bancos existe cemento calizo, que produce perturbaciones sin importancia,

debido a sus pequeños espesores, las velocidades de estas capas miocenas con de 1,700 a 2.000 m/s.

Inmediatamente debajo del mioceno se encuentra al carbonifero con sus pudingas, pizarras areniscas y brechas a las que corresponden velocidades de propagación de 3.200 a 3.400 m/s.

Las ondas sismicas cortaron por último las pizarras filíticas cambrianas, con intrusiones diabásicas, a las que corresponde una velocidad de propagación para las ondas sismicas longitudinales de 4,500 a 5.000 m/s.

#### VALENCIA

*Salinas de Tollo de Cofrentes.* — Las dos líneas sismicas de la investigación de Tollo de Cofrentes, cortaron únicamente el keuper en sus formaciones de margas y sal. Las velocidades de propagación fueron 1,800 m/s para los aluviones que cubren a las margas irisadas, 4.250 m/s para las anhidritas 2,400 m/s para las margas y 6,500 m/s para la formación salina.

#### MARRUECOS

*Cala Grande-Anyera.* — En esta investigación sismica del Estrecho de Gibraltar, sólo se cortó el flysch con una velocidad de propagación de 2,700 m/s.

*Dxar Yediel.* — Con las 6 líneas de esta investigación de la zona de Larache, situadas sobre recubrimiento moderno, con velocidades de propagación que oscilan de 800 a 1,200 m/s, se cortaron una serie de margas y areniscas terciarias con velocidades bastante uniformes. Sismicamente no se pudieron diferenciar los tramos del mioceno, se encuentra el aquitaniense compuesto de bancos de areniscas de tonos pardos con alternancias de margas, predominio de las primeras y espesores de hasta 50 cm y el tortoniense con predominio de las segundas y tonalidades negruzcas para las areniscas, en las que los lechos son delgados.

El parámetro de la formación salina no se pudo determinar por su poco espesor y cambio brusco de la elasticidad del medio en que se propagaban las ondas. Como base de la formación salina, se cortaron unas arcillas con velocidades de propagación de 1,200 a 1,500 m/s.

PORTUGAL

*Caldas de Rainha.* — Las seis líneas sísmicas de la investigación de Caldas de Rainha, cortaron formaciones análogas a las de Leiria, con la diferencia de que en Caldas,

CALDAS DE RAINHA

Columna estratigráfica

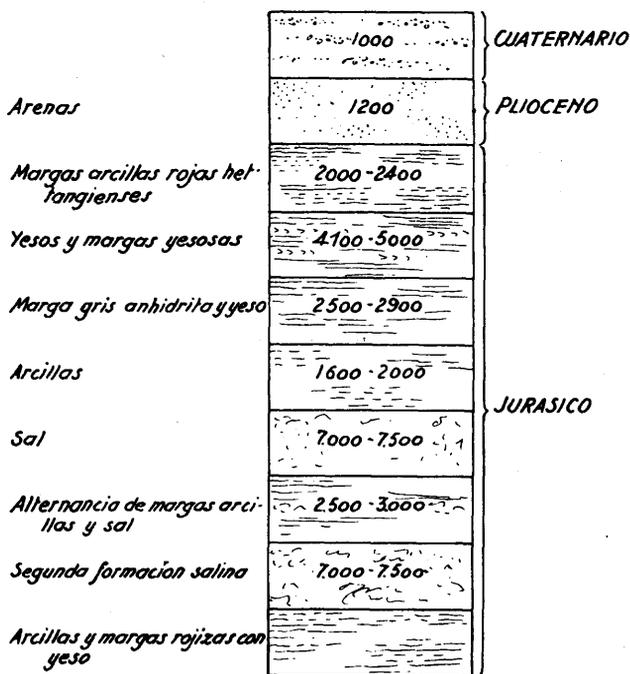


FIG. 8

se ha comprobado la existencia sobre la primera formación salina de unas arcillas con velocidades de propagación de 1,600 a 2,000 m/s para las ondas sísmicas longitudinales (*fig. 8*).

*Leiria.* — El terreno cortado por las ondas sísmicas, de las 7 líneas de la investigación de Leiria, fué en primer lugar el cuaternario, con velocidades de propagación inferiores a 1.000 m/s, están a continuación las arenas pliocenas con velocidades de 1,300 a 1,500 m/s.

El plioceno descansa sobre unas margas arcillosas rojas, atribuidas al hettangiense con velocidades de 2.400 m/s.

Debajo del jurásico están los bancos de yesos y margas yesosas con 4.100 a 5.000 m/s. A estos siguen las margas arcillosas y yesos con 2.500 a 2.900 m/s e inmediatamente la sal con velocidades de 7 a 7.500 m/s, despues se aprecia la alternancia de capas de arcillas y margas con las de sal con velocidades de 2,500 a 3.000 m/s para aumentar nuevamente de 7.000 a 7.500 m/s correspondientes a una segunda formación salina. El horizonte jurásico inferior, está constituido por un tramo potente de arcillas y margas de tonos rojizos frecuentemente irisados, con repetidas manifestaciones de yeso.

---

## CAPITULO V

### VELOCIDADES APARENTES DE PROPAGACION EN LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA.

---

Estudiamos las velocidades de propagación de las ondas sísmicas longitudinales en la columna geológica desde un punto de vista estratigráfico, a partir de las formaciones más modernas hasta las antiguas, o sea, tal como la van cortando las ondas sísmicas, conforme aumentan la distancia epicentral, criterio contrario a la generalidad de los estudios geológicos que parten de los tramos más lejanos cronológicamente para terminar por las consideraciones relativas a los terrenos contemporáneos.

*Cuaternario.* — Podemos considerar como pertenecientes al cuaternario, las formaciones actuales artificiales de rellenos, terraplenes etc. que tienen una velocidad de propagación de 400 m/s.

En los terrenos cuaternarios de formación natural, hemos comprobado que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales, varía ampliamente dentro siempre de velocidades pequeñas; también hemos podido comprobar que el aumento de humedad ocasiona un incremento de la velocidad. Los valores menores obtenidos, corresponden a los terrenos de acarreo cuaternario de La Carolina con velocidades de 800 m/s y los máximos a los formados por arenas y gravas del Pardo con 2.000 m/s, en el cuadro adjunto vemos acopladas las distintas constantes con sus respectivos terrenos.

*Plioceno.* — En las investigaciones efectuadas en Portugal, trabajamos sobre arenales pliocenos, donde existen hermosos pinares, las velocidades de propagaciones fueron

de 1,200 m/s, para los arenales de Caldas de Rainha y de 1,300 a 1,500 m/s para los e Leiria.

*Mioceno.* — Las diversas formaciones miocenas de las que pueden deducirse sus constantes sísmicas, están formadas por conglomerados, areniscas, margas arcillas, y calizas, por lo que se obtuvieron valores bastante diferentes. Las velocidades de 1,700 a 2,000 m/s corresponden a las arenas, areniscas y margas de Villanueva de las Minas, Dxar-Yediél, Linares y La Carolina y de 2.000 a 2.500 m/s las de la Aldea del Puente y Las Rozas, por tener intercaladas algunas capas de calizas y quizás algunos yesos. Las pudingas de Alcora dieron valores de 1,900 a 2,400 m/s y las calizas terciarias con intercalaciones de margas del Viar les corresponden velocidades de 2,500 a 2,700 m/s.

*Oligoceno.* — Las margas grises y las areniscas oligocenas tienen velocidades de 3.000 a 4,000 m/s como las de Monreal, Puente, la Reina, Suria, Sallent y Tafalla, en algunos sitios se van intercalando capas de calizas, con el consiguiente aumento de velocidad que varía de 3,800 a 4,600 m/s como ocurre en Sanguesa, Monreal, Cayús, Bellmunt y Suria. En algunos sitios puede considerarse la formación como una caliza con intercalaciones de margas, como en Tirapu, Sallent, Suria y Balsareny, con 4,800 m/s para la velocidad estudiada. Algunas veces las margas tienen intercalaciones de yesos y anhídritas e incluso calizas y sal, por lo que sus velocidades varían de 3,500 a 4,500 m/s tal sucede en Puente la Reina, Tirapu, Tamarite de Litera, Cayús, Tafalla, Balsareny, Suria, Sallent y Bellmunt. Si continuamos descendiendo geológicamente cortaremos los yesos con 3,500 a 4,500 m/s, formaciones de este tipo se han estudiado sísmicamente en puente la Reina, Tirapu, Cayús y Tafalla, que a veces aumentan, si tienen mucha anhídrita como en Cayús, que rebasó los 5,000 m/s. Debajo de estas formaciones se han encontrado margas grises, con velocidades de 2,500 a 3,000 m/s, entre otros sitios en Tamarite de Litera y Tafalla, valores menores de los reales, por estar general-

mente intercaladas estos estratos entre capas de gran velocidad, como son el yeso y la sal. Las formaciones sainas alcanzan valores muy elevados, del orden de 5,500 a 7,500 m/s como ocurrió en Sanguesa, Monreal, Tirapu, Tamarite de Litera, Cayús, Dxar-Yediel, Suria, Sallent, Bellmunt, Tafalla y Torres de Elorz. Las variaciones amplias de la velocidad de propagación en las formaciones salinas, son debidas unas veces a las intercalaciones de margas, yesos y anhidritas, que producen una disminución y otras a que estan entre dos capas de menor velocidad, lo que ocasiona un aumento aparente de la correspondiente al tramo salino

*Eoceno.* — Inmediatamente debajo de la formación salina, se encuentra algunas veces arcillas, formando la base de la sal con velocidades del 1,200 a 1,500 m/s, como es el caso de Dxar Yerdiel y tambien conglomerados sueltos con 1,500 m/s, como en Torres de Elorz, Las velocidades de las margas bartonienses varian de 2,600 a 3,300 m/s, de este tipo son la de Monreal, Puente la Reina, Oliana, Sallent, Tafalla y Torres de Elorz; tambien se han reconocido las margas del flysch en Tarifa, Cala Grande y Medina Sidonia, con 2,600 a 2,700 m/s como velocidad. Las calizas lutecienses dieron una velocidad mediade 4,500 a 6.000 m/s mereciendo especial mención las de Tirapu, Oliana, Torres de Elorz, Monreal, Cayús y Tafalla. Por último, están las margas y areniscas de la base del eoceno, con velocidades de 2,600 a 3,400 m/s como son las de El Pardo, Torres de Elorz, etc.

*Secundario.* — Del sistema cretáceo se han reconocido cuatro formaciones en la investigación de Noreña que son las calizas margosas con 3,000 a 4,000 m/s, las calizas compactas con 5,500 a 7.000 m/s y las arcillas arenosas o arenas arcillosas con 2,500 a 2,800 m/s que con las pudingas cuarzosas de 5,000 a 7,000 m/s forman el cretáceo inferior.

*Jurásico.* — En la investigación de la Camocha, se reconocieron los conglomerados con arenisca kimmeridgiense, pero no se pudo determinar la constante sísmica por lo cual todos los datos que disponemos del jurásico lo son únicamente del lias. Las ondas sísmicas cortaron formaciones margosas con intercalaciones calizas con velocidades de 3,100 a 3,500 m/s, calizas con 4,700 a 5,400 m/s, valor pequeño comparado con el de las clásicas calizas tableadas liásicas que dieron velocidades de 5,500 a 7,000 m/s. Tanto en Leiria como en Caldas de Rainha, se atravesaron sísmicamente las margas arcillosas rojas del hettangiense con velocidades de 2.000 a 2,400 m/s.

*Triásico.* — Del keuper se cortaron los bancos de yesos y margas yesosas en varios trabajos como en los de Leiria, Caldas de Rainha, Medina Sidonia y La Camocha, con velocidades de 4.000 a 5,000 m/s. Las anhidritas cuando son puras dan una velocidad casi constante del orden de los 4,200 a 4,400 m/s, como en Salina de Toyo. La velocidad de las arcillas del keuper oscila de 1,700 a 2,100 m/s, las cuales fueron cortadas en Caldas de Rainha, mientras que a la formación salina corresponde de 6,500 a 7,000 m/s, cortada también en la investigación antes mencionada así como en las de Leiria y Salinas de Toyo de Cofrentes. Las areniscas arcillosas y margas dieron velocidades de 2,100 a 2,900 m/s valores obtenidos en los tres trabajos últimamente indicados y en los de la Carolina y la Camocha. También fueron objeto de estudio en La Camocha las arcillas y margas con calizas con velocidades de 3,400 a 4,000 m/s así como las calizas con 4,500 a 7,000 m/s.

Las calizas del muschelkalk, proporcionaron en La Camocha, valores de 4,500 a 5,500 m/s. Las areniscas del buntsandstein como las de La Camocha, Noreña y Alcora, tienen una velocidad de 2,400 a 3,100 m/s. Las pudingas cuarzosas de la base del trias dan 6,000 a 9,000 m/s, coeficiente determinado en Alcora y La Camocha, y por último las margas de contacto de esta última dieron una velocidad de propagación de las ondas sísmicas de 1,700 a 2,500 m/s.

*Primario. — Permiano.* — Valores de garantía para velocidades de propagación de las ondas sísmicas en las diversas formaciones del permiano sólo los tenemos de la investigación del Viar y para las calizas los procedentes del trabajo de Bergueres. Las arenas, arcillas y conglomerados, tienen el valor de 3,000 a 3,600 m/s, las pudingas o brechas de 5,500 a 7,500 m/s, las areniscas o margas arcillosas de 2,500 a 4,000 m/s y las pudingas muy coherentes 10.000 m/s. La propagación en las calizas permianas tiene lugar a la velocidad de 5,500 a 8,500 m/s.

*Carbonífero.* — A las areniscas, pizarras y brechas del carbonífero, cortadas sísmicamente en Villanueva de las Minas, Noreña, La Camocha, Bergueres y Viar, les corresponden velocidades de propagación de 2,700 a 3,800 m/s. Este parámetro es mas elevado para las areniscas y pizarras compactas como las de la misma Camocha que dió valores de 4,000 a 6.000 m/s Las calizas del hullero, del tipo de las Camocha y Noreña, dan velocidades de propagación de 5,500 a 8.000 m/s.

*Siluriano.* — En las investigación sísmica del Viar se cortaron las pizarras silurianas que dieron valores de 4,500 a 5,500 m/s. para la velocidad de propagación de las ondas.

*Cambriano.* — A las pizarras filíticas cambrianas, reconocidas en la investigación sísmica de Villanueva de las Minas, corresponde una velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales de 4,500 a 5,000 m/s.

A las pizarras paleozoicas bastante metamorfizadas por su proximidad al granito, que se cortaron sísmicamente en el trabajo de La Carolina, corresponden velocidades de propagación de 4,000 a 5,000 m/s.

En el neis porfiróide alternado con el micáceo que fué estudiado detenidamente con ocasión de la investigación sísmica de Hiendelaencina, las ondas longitudinales se propagan a la velocidad de 5,500 m/s.

*Hipogénico. — Granito.* — Las dos formaciones hipogénicas que nos proporcionaron valores de absoluta garantía para las velocidades de propagación de las ondas sísmicas longitudinales, son las de La Carolina y Viar. Estas formaciones son esencialmente graníticas y los valores obtenidos varían de 6,000 a 8,000 m/s.

### CUATERNARIO

#### ALUVIAL.

	m/s	
Rellenos y terraplenes artificiales.....		400
Tierras de labor incoherentes y superficiales..		800
Aluviones, guijos, arenas, arcillas, etc., secos..	800	1,500
Aluviones, compactos, arenas y gravas húmedos	1,500	2,000

### TERCIARIO

#### PLIOCENO.

Arenas. . . . .	1,200	1,500
-----------------	-------	-------

#### MIOCENO.

Areniscas, margas, arcillas, etc. . . . .	1,700	2,000
Areniscas, margas, arcillas, etc., con capas calizas	2,000	2,500
Calizas con margas y areniscas. . . . .	2,500	2,700
Pudingas. . . . .	1,900	2,400

#### OLIGOCENO.

Margas grises y rojizas. . . . .	3,000	4,000
Margas con capas calizas. . . . .	3,800	4,600
Calizas con intercalaciones margosas. . . . .		4,800
Margas con calizas, yesos y anhidritas.....	3,500	4,500
Yesos. . . . .	3,500	4,500
Yesos y anhidritas. . . . .		5,000
Margas grises. . . . .	2,500	3,000
Sal. . . . .	5,500	7,500

#### EOCENO.

Arcillas. . . . .	1,200	1,500
Conglomerados sueltos. . . . .		1,500
Margas bartonienses. . . . .	2,600	3,300
Margas del flysch. . . . .	2,600	2,700
Calizas lutecienses . . . . .	4,500	6,000
Margas y areniscas de base.....	2,600	3,400

SECUNDARIO

CRETACEO.

Caliza margosa. . . . .	3,000	4,000
Caliza compacta. . . . .	5,500	7,000
Arenas arcillosas y arcillas arenosas. . . . .	2,500	2,800
Pudingas cuarzosas. . . . .	5,000	7,000

JURASICO.

Margas liásicas entre calizas. . . . .	3,100	3,500
Calizas liásicas. . . . .	4,700	5,400
Calizas liásicas tableadas. . . . .	5,500	7,000
Margas arcillosas rojas, hettangienses. . . . .	2,000	2,400

TRIASICO.

Bancos de yesos y margas yesosas del keuper	4,000	5,000
Anhidritas. . . . .	4,250	
Arcillas. . . . .	1,700	2,100
Sal. . . . .	6,500	7,500
Areniscas arcillosas y margas. . . . .	2,100	2,900
Arcillas y margas con calizas. . . . .	3,400	4,000
Calizas del keuper. . . . .	4,500	7,000
Calizas del muschelkalk. . . . .	4,500	5,500
Areniscas del buntsandstein. . . . .	2,400	3,100
Pudingas cuarzosas. . . . .	6,000	9,000
Margas de contacto. . . . .	1,700	2,500

PRIMARIO

Arenas, arcillas y conglomerados. . . . .	3,000	3,600
Pudingas o brechas. . . . .	5,500	7,500
Areniscas o margas arcillosas. . . . .	2,500	4,000
Pudingas muy coherentes. . . . .		10,000
Calizas . . . . .	5,500	8,500

CARBONIFERO.

Areniscas, pizarras y brechas. . . . .	2,700	3,800
Areniscas y pizarras compactas. . . . .	4,000	6,000
Calizas. . . . .	5,500	8,000

SILURIANO.

Pizarras y cuarcitas. . . . .	4,500	5,500
-------------------------------	-------	-------

CAMBRIANO.

Pizarras filíticas. . . . .	4,500	5,000
Pizarras primarias metamorfozadas. . . . .	4,000	5,000
Neis porfiroide y micáceo. . . . .		5,500

HIPOGENICO

Granito. . . . .	6,000	8,000
------------------	-------	-------

VI. — COMENTARIOS Y DISCUSIONES

Los valores de las determinaciones directas de propagación de las ondas sísmicas longitudinales que figuran en este trabajo, son en algunas ocasiones demasiado elevados, debido a que los espesores de las formaciones son del orden de decenas de metros y tienen a veces grandes diferencias de propiedades elásticas con respecto a los terrenos en que encajan; no debemos olvidar que se alcanzan profundidades menores que el kilómetro y por lo tanto no se puede llegar a velocidades del orden de la decena del kilómetro por segundo.

Si nos fijamos en las investigaciones de Nagaoka<sup>1</sup> y su continuador Kusakabe<sup>2</sup>, vemos dán como término medio las siguientes velocidades de propagación para los diferentes terrenos :

Hipogénicos. . . . .	4.640 m/s
Primarios. . . . .	4.000 m/s
Secundarios. . . . .	2.450 m/s

Por la determinación del coeficiente de elasticidad E ha deducido Oddone<sup>3</sup> la velocidad de propagación de estas ondas y los valores obtenidos son en general superiores a los acusados por otros métodos.

1. H. Nagaoka, *Publication of the earthquake investigation Committee in foreign language*, 1900.

2. Kusakabe, *id.*, *id.*, 1903, 1904 y 1906.

3. E. Oddone, *C. R. de la réunion de l'Association internationale de sismologie à Manchester*, 1911, p. 237.

Pórfidos . . . . .	8.800 m/s
Dioritas. . . . .	7.500 m/s
Granitos. . . . .	7.000 m/s
Sienitas . . . . .	6.200 m/s

De estos valores se vé la concordancia de la velocidad del granito con la que hemos dado en el capítulo anterior.

Un valor que destaca considerablemente es el de 10.000 m/s para la velocidad aparente de las pudingas coherentes del permiano. Esta velocidad encontrada es superior a la real, debido a que la elasticidad de esta formación permiana del Viar tiene una diferencia muy grande respecto a aquellas entre las que está intercalada. El valor real de la velocidad de propagación de esta pudinga debe ser inferior a los 8.000 m/s.

Algunos terrenos que tienen aparentemente la misma constitución y pertenecen a diferentes épocas geológicas dán mayores velocidades de propagación para los mas antiguos. Como ejemplo estan las margas miocenas con velocidades de 2.000 a 2.500 m/s mientras que las análogas oligocenas pasan de los 3.000 m/s. La sal del oligoceno tiene velocidades de 5.500 m/s mientras que la mínima para el terciario son de 6.500 m/s. Las calizas liásicas que tienen valores máximos de 7.000 m/s llegan a los 8.000 m/s en el permiano.

## VII. — CONCLUSIONES

Se fijan en este trabajo, de acuerdo con la sugerencia hecha por la Association de Seismologie, para que todos los paises adheridos lo presenten en el Congreso de Oslo, las velocidades aparentes de propagación de las ondas sísmicas longitudinales a través de la columna estratigráfica de nuestra península, con el objeto de facilitar la clasificación de los terrenos en los trabajos de prospección por métodos sísmicos.

Al aplicar estos valores es fundamental tener en cuenta el espesor de la formación y las características elásticas de los terrenos contiguos, para evitar la adjudicación a un terreno de una velocidad muy diferente de la real y por consiguiente una atribución errónea del terreno.

---

## **A SEISMIC SURVEY IN THE CANADIAN SHIELD**

by JOHN H. HODGSON (Ottawa)

### **ABSTRACT**

---

Since 1939 a series of rockbursts has been occurring in the gold mines at Kirkland Lake. These bursts occur at random intervals and are of variable intensity. The smaller ones are scarcely larger than a small blast, the larger ones attain the magnitude of moderate earthquakes. A program has been instituted to use the burst as a source of energy for the investigation of the crustal structure of the adjacent area.

The rockbursts recommend themselves highly for this purpose. Investigation at the mine has shown that they are identical with earthquakes insofar as the mechanics of energy release is concerned. We are thus presented with an extremely local area in which we may reasonably expect earthquakes to occur. By placing a seismograph at the mine it becomes possible to time the occurrence precisely, and the exact focal point may be determined by inspection in the mine. Rockbursts thus present the advantages of earthquakes as a source of energy, while permitting the same order of accuracy as is attainable with blasts.

Two additional factors have influenced the program. Since the bursts occur at random intervals, continuous recording is necessary, and since the larger bursts are infrequent it is anticipated that an extended period may be required for the completion of the project. For this reason station seismographs have been employed throughout the installations, in order that the auxiliary information received with respect to local and distant earthquakes may enhance the value of the temporary stations.

A Sprengnether vertical seismograph has been installed at Kirkland Lake to time the instant of occurrence of the

bursts, and two complete three-component stations are in operation at the field stations. During the first winter these were operated at Ville Marie and at Timiskaming. Operation at these points will be continued until a burst has been recorded. The stations will then be moved to two new points and will continue in operation there until another burst has occurred. This procedure will be followed until bursts have been recorded at all desired distances. It is hoped that, as the work progresses, it will be possible to place the stations at points appropriate not only for the construction of the refraction profile, but also for the recording of reflected phases.

The Kirkland Lake station is housed in a permanent building, but the field stations make use of portable insulated huts. All stations are heated by electric heaters, thermostatically controlled. This arrangement has proved quite satisfactory despite the rigours of the northern Ontario winters.

During the summer, when the instruments can be serviced by a field party, one of the field stations is operated at points close to Kirkland Lake. This field station and that at Kirkland Lake are equipped with Sprengnether microseismic recorders, which permit operation at high drum speeds. It is hoped in this way to record some of the smaller bursts with the higher degree of timing accuracy necessary at these shorter distances.

The program was begun on July 1, 1947. No large bursts have yet occurred, but over 300 earthquakes have been recorded and the results made internationally available through the issue of bulletins. Several local earthquakes have been recorded. Studies of these local quakes will be reported in a separate paper.

---

## STUDIES OF STRUCTURE OF THE OCEAN FLOOR BY THE REFLECTION SEISMIC METHOD

by J. B. HERSEY (Washington)

---

Beginning in the summer of 1946, the Woods Hole Oceanographic Institution has been carrying out a program of studies of the reflection of sound in the bottom of the ocean in deep water. The sound waves are generated by a small explosive charge, generally 1 lb. of TNT, within a foot or two of the surface of the sea. The detecting unit is a *rochelle salt hydrophone* which feeds an oscillograph through a suitable amplifier and filter system. The early work established that the character of the reflected energy varied as a function of frequency. The records taken at low frequencies showed a prominent secondary arrival beginning a few hundredths of a second to about 0.6 of a second after the bottom reflection. The relative amplitude of the bottom reflection and this secondary arrival changed as a function of frequency. At the higher sonic frequencies the secondary arrival was not recorded at all, using instruments that would readily record the bottom reflection in that frequency region. Because of the well known frequency dependent attenuation of seismic waves in the earth this was strong evidence that the secondary arrival had penetrated the bottom and been reflected from some interface between materials of different seismic properties. It was further found that the time interval between the bottom reflection and the secondary arrival varied in a gradual manner over parts of the ocean several hundred miles across on the basis of rather widely spaced observations. These two lines of evidence prove the secondary arrival to be a sub-bottom reflection. Records of this type have generally been obtained where the bottom of the ocean is flat or relatively smooth over an area of



75 cycles on 5 and 6. Each pair of traces are taken at high and low amplification in the same frequency region. The timing lines across the record are one hundredth of a second apart. Notice that the relative amplitudes of reflections at 1 and 2 are comparable on traces 2 to 6 whereas the reflections at 2 are completely missing on traces 1 and 2. This pair of secondary arrivals correlates with arrivals on records taken nearby that are single, a pair or an unresolved complex train of short duration depending on location. The hypothesis is advanced that where such an essentially single sub-bottom reflection is obtained, the sub-bottom structure is extremely simple, consisting of a layer of sedimentary material overlying the bed rock of the ocean floor. There is a significant sub-division of these records which gives an indication of the possible variations to be encountered. In many places where the sub-bottom echo has a time lag of the order of 0.2 to 0.4 seconds after the bottom reflection, the amplitude of the bottom reflection and the sub-bottom reflection are nearly equal, showing that the acoustical contrast at the sub-bottom interface is at least as great as that between sea water and the bottom (Record type M). In other records the amplitude of the bottom reflection is less than half that of the sub-bottom (Record type N) and in still other cases the bottom reflection is more than twice that of the sub-bottom reflection (Record type L). As yet there have been no measurements of the seismic velocity in the bottom sediments or of the bed rock beneath, consequently these variations are only indicative. Also, because of lack of velocity data, the thickness of the sedimentary layer is not known. «Equivalent water velocity » thicknesses have been computed and range from a few ten's of feet to about 1700 to 1800 feet.

Figure 2 illustrates the type of record obtained in regions of topographic relief. Notice that the record obtained in all frequency channels is complex. The more complex records can be sub-divided on the basis of certain general

characteristics which are apparently associated with the topography or complex structure of the bottom (Record type F, R and T). A complete discussion of these is beyond the scope of the present paper.

BOTTOM REFLECTION RECORD  
OVER A ROUGH BOTTOM

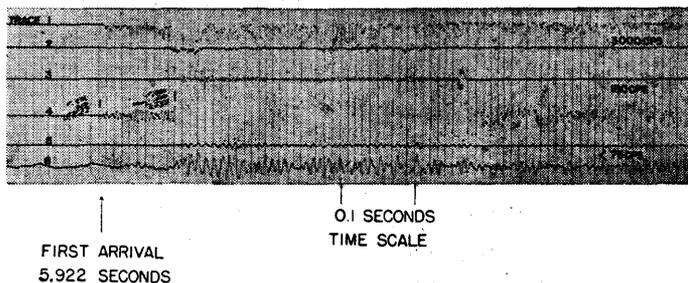
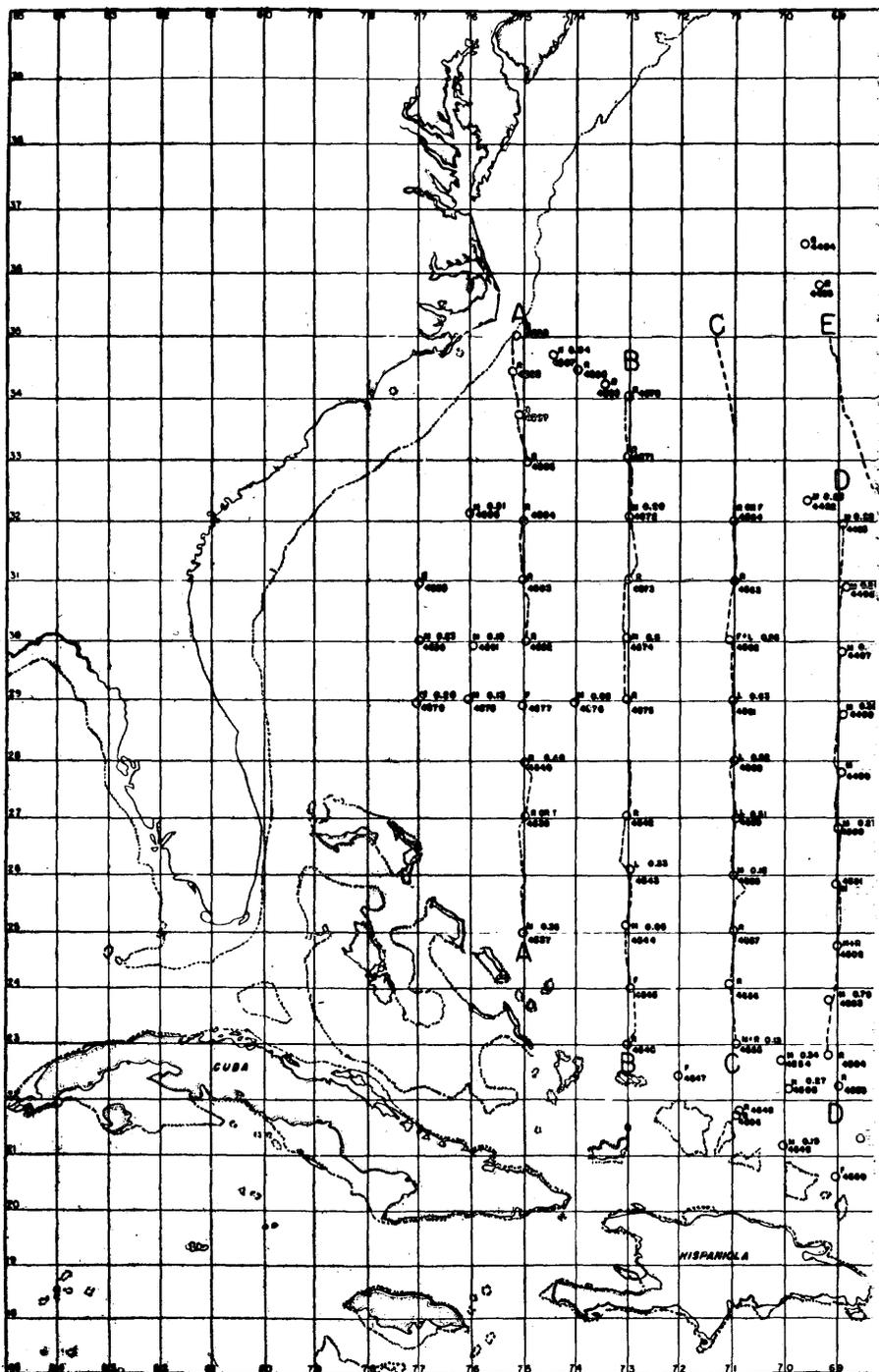
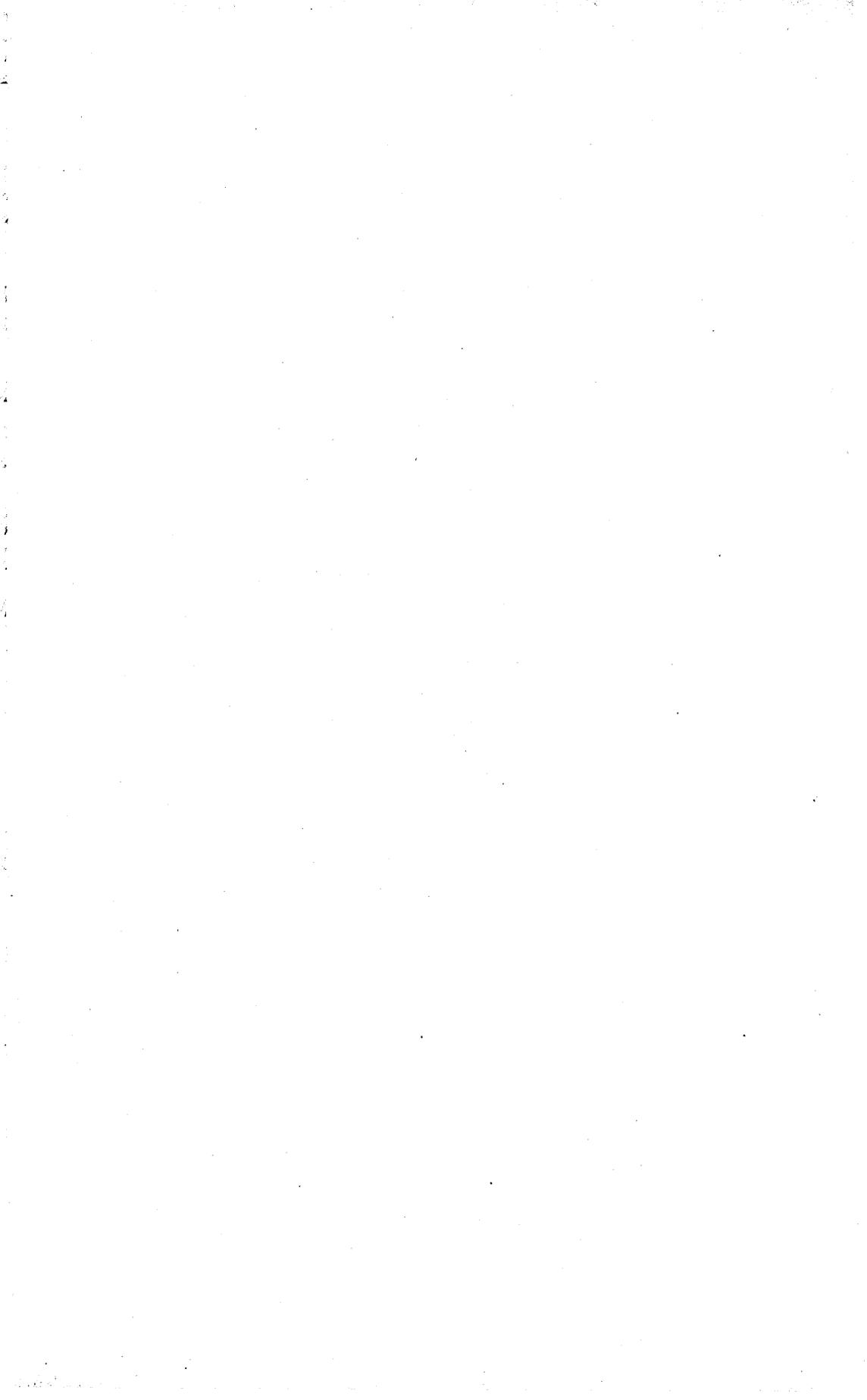


FIG. 2

In the early work on bottom reflections a considerable portion of the ocean between Bermuda, the Greater Antilles, and the east coast of the United States was covered with a very wide station spacing, since the technique used at that time required stopping the ship (fig. 3). Since then a technique has been developed for taking observations while underway and several traverses have been made many hundreds of miles long with observations every 6 to 10 miles. These data are still under study and are not ready for presentation at this time. The studies have been carried out as a cooperative effort by groups at Woods Hole Oceanographic Institution and the Department of Geology, Columbia University.





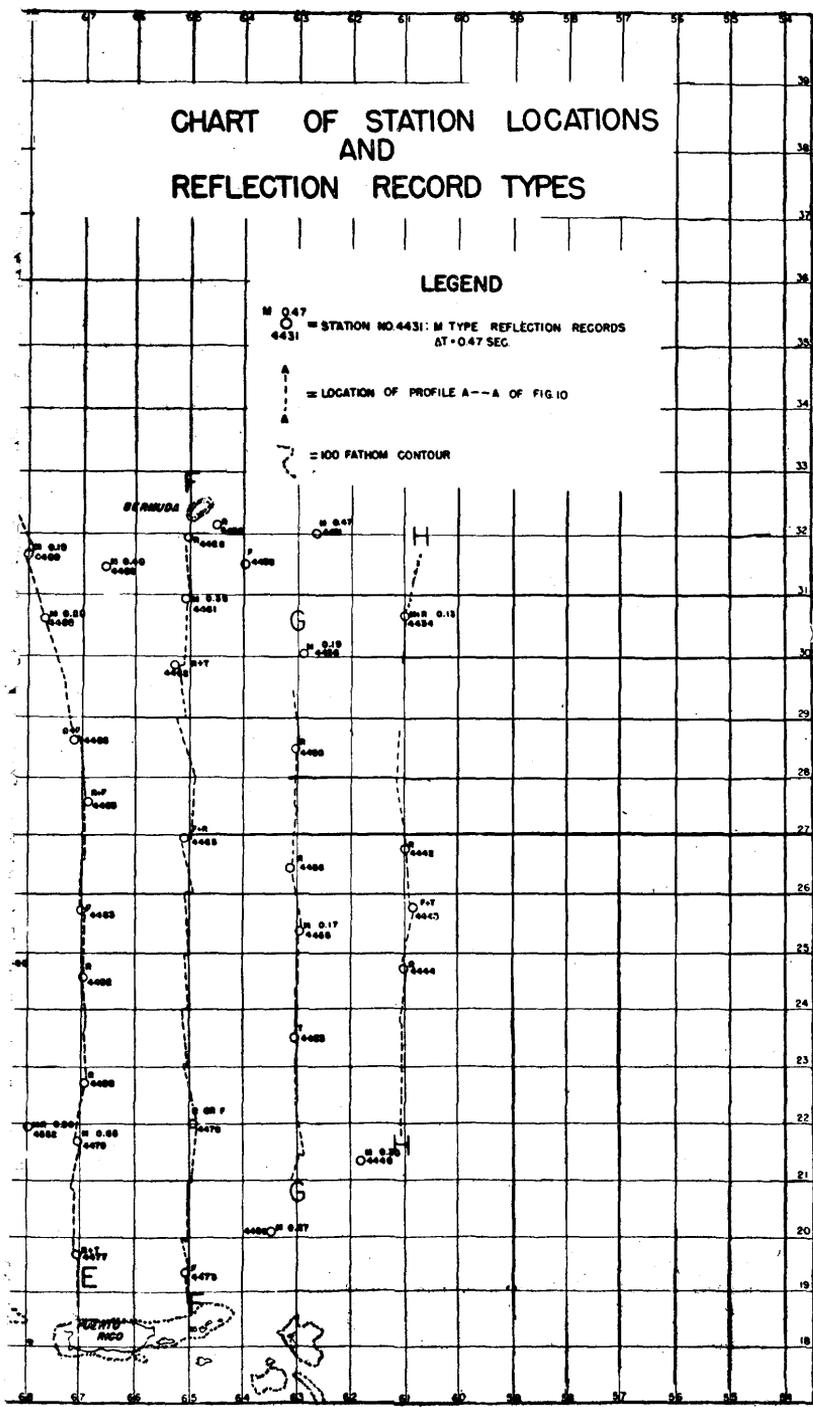
# CHART OF STATION LOCATIONS AND REFLECTION RECORD TYPES

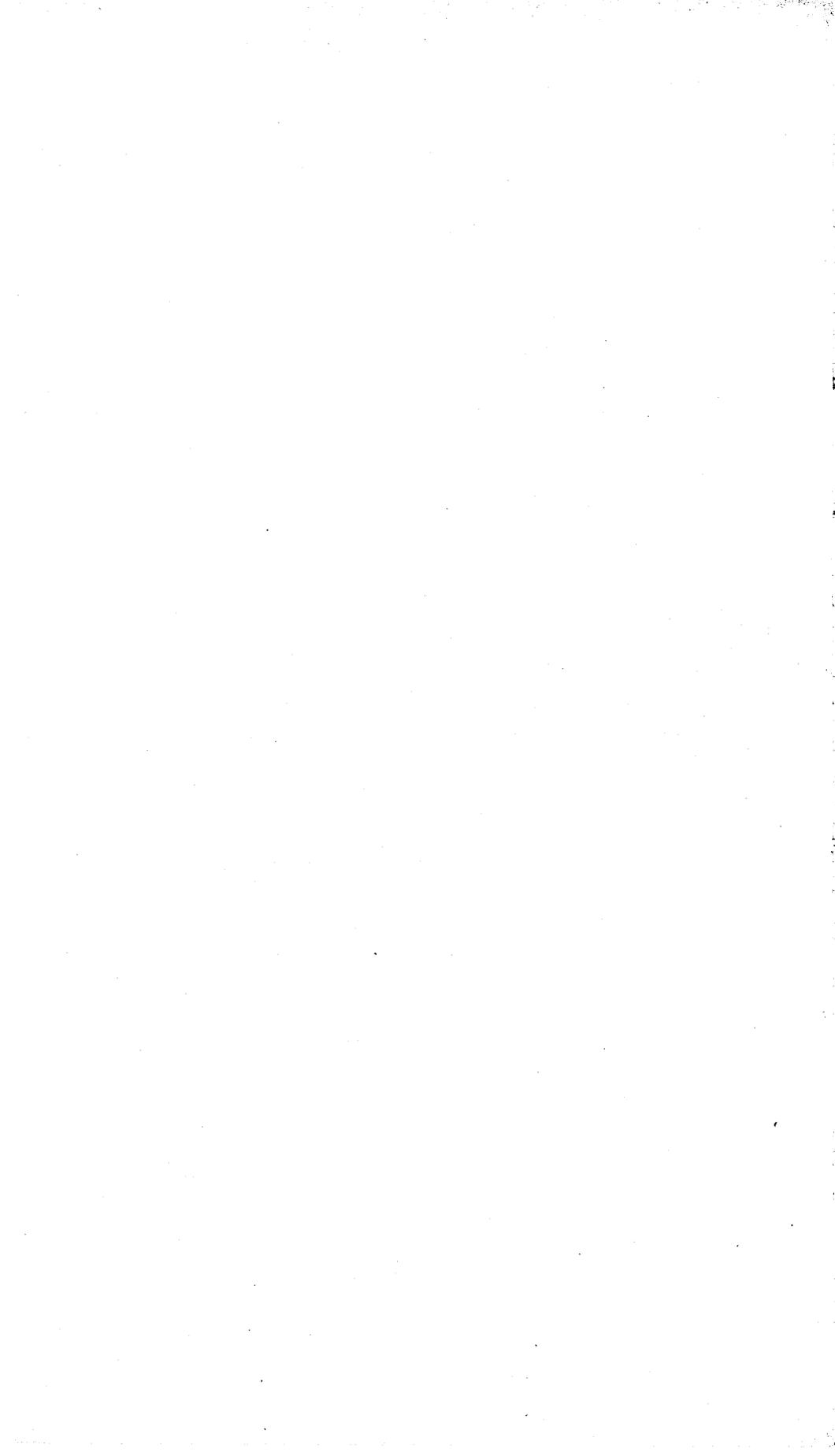
## LEGEND

M 0.47  
 4431 = STATION NO. 4431: M TYPE REFLECTION RECORDS  
 $\Delta T = 0.47$  SEC.

A  
 A = LOCATION OF PROFILE A--A OF FIG. 10

= 100 FATHOM CONTOUR





## **THE VARIABILITY OF VIBRATIONS FROM QUARRY BLASTS**

By **J. B. MACELWANE, F. ROBERTSON, R. R. HEINRICH**  
**V. J. BLUM (Saint-Louis).**

---

Cette communication a été publiée dans un fascicule spécial remis aux participants à l'Assemblée d'Oslo.

Quelques exemplaires sont disponibles au Bureau Central de l'Association à Strasbourg.

---



# LES SONDAGES SISMIQUES DE LA COMMISSION HELVÉTIQUE DES GLACIERS

par A. RENAUD et P. L. MERCANTON (Lausanne)

---

## THE SEISMIC SOUNDINGS OF THE SWISS COMMISSION OF GLACIERS

### Summary

As much in order to obtain a precise knowledge of the configurations of a glacier-bed as of that of the structure and the physical behaviour of the frozen mass itself, sounding is indispensable. Ever since the days of Agassiz (1842) its realisation has never ceased to preoccupy Swiss glaciologist. The fine achievements of Hess and Blümcke at the Hintereisferner (1904) have shown the value of mechanical drilling, as well as, recently, Calciati's thermic forages at the Hohsand. Nevertheless, owing to the relative slowness and high cost of these direct processes, their use is forcibly limited to rather local researches, generally with a technical purpose such as the prospecting of future basins for hydraulic accumulation or the capturing of the ice-melting water underneath the glacier itself, undertakings which enjoy great financial and workers means. Such an auscultation of the glacier is too localised, too slow and mostly too expensive as regards glaciology proper. This is the reason why its adepts have sought tenaciously to achieve the sounding by echo, as at sea, using seismic waves generated on the surface of the glacier (by ultrasons, explosions, etc) and thrown back to the observer by its bed. The successes of Mothes and his colleagues from Goettingen on various alpine glaciers and of Sorge on the ice-cap of Greenland have induced the Swiss Commission of Glaciers to adopt and to develop this method. Thanks to the excellent device created at Coire (Grischuns) by Prof. A. Kreis, member of the

Commission, a seismograph registering photographically the three components of the rocking of a single stationary mass, very portable, with time control at 1/1000 sec by diapason and luminescent tube, the Commission and its tenants have been able to achieve since 1931 a wide range of useful soundings at the glaciers of Rhone, Morteratsch, Grand-Aletsch, Plaine-Morte and mostly Unteraar, not speaking of numerous investigations of the glacial deposits connected with these, (Raeterishboden, Morteratsch, Gletschboden, etc). The Commission dispose today of an almost complete axial profile of the bed of the Unteraar downstream of the Abschwung, with depths up to 440 m. It appeared that the lower part of the glacier rest on a layer of ancient glacial deposit, although everywhere else the contact is immediate with the rock in situ. This is mostly the case and decidedly infirms the old and classical notion of an important ground moraine wrapping the bottom of a glacier through out.

These seismic soundings have provided, moreover, precious and original values of the speed of propagation of the seismic waves in the glacier : 3,6-3,85 km/s for the P. waves : about 1,7 for the S. In the encasing rock the Ps. speed might well be assumed to be  $5,0 \pm 0,2$  km/s; in the alluvion 1,45-1,85, according to whether the mass is less or more impregnated with water.

---

## I. — PRÉAMBULE

La connaissance de l'épaisseur des glaciers et de la configuration de leur lit a une importance très grande pour la science et l'économie. La glaciologie, la géophysique et l'art de l'ingénieur sont directement intéressés à cette question qui est une des grandes préoccupations de la Commission helvétique des Glaciers (C. H. Gl). Avant d'exposer la contribution que celle-ci a apportée à la solu-

tion du problème, nous rappellerons brièvement les travaux antérieurs et leurs principaux résultats.

## II. — LES SONDAGES MÉCANIQUES

La première tentative de sondage mécanique est due au Suisse Louis Agassiz qui réussit en 1842 à forer un trou profond de 65 m. dans le glacier Inférieur de l'Aar, (Unteraar) sans toutefois atteindre le fond. Il fallut attendre jusqu'en 1895 pour que la méthode de forage fut reprise et améliorée par MM. Hess et Blümcke qui l'appliquèrent avec un succès complet à l'Hintereisferner (Tirol autrichien). Entre 1895 et 1909, ces deux savants forèrent 11 trous qui atteignirent le lit du glacier à des profondeurs comprise entre 66,5 m. et 224 m. Ces résultats remarquables firent date dans l'avancement des études glaciaires; les trous furent utilisés pour des déterminations de la température interne du glacier et diverses autres observations qui contribuèrent à confirmer expérimentalement la théorie cinématique de l'écoulement de Finsterwalder. A la même époque, et d'une façon indépendante, MM. C. Dutoit et P. L. Mercanton firent un essai de forage au glacier du Trient, (Suisse) par un procédé identique. A la même époque encore, l'Administration française des Eaux et Forêts fit sonder de la même façon, et avec un plein succès, le glacier de Tête-Rousse (Mont-Blanc).

Toutefois, en raison de son coût élevé à l'époque, le forage mécanique n'eut guère de continuateurs et ses applications se limitèrent au percement de trous de quelques mètres de profondeur, pour loger des perches d'ablation. Il a été remis en honneur récemment par le Service de l'Electricité de France, notamment par M. Ract-Madou, ingénieur, qui l'appliqua avec succès à la prospection de la langue du glacier des Bois (massif du Mont-Blanc), sans toutefois dépasser une centaine de mètres.

D'autre part, et au début de ce siècle déjà, on avait tenté la perforation thermique du glacier par un corps réchauffé par le courant électrique, sans succès encourageant. Durant

la dernière guerre en revanche, M. Calciati (Italie), en utilisant une tête de sonde chauffée par un courant d'eau bouillante, a réussi une série de forages jusqu'au lit du glacier de Hohsand (119 m.), poussant le sondage à raison de 3 à 4 m. par heure.

### III. — LES ESSAIS DE PROSPECTION PHYSIQUE

Les forages mécaniques sont longs, aléatoires et dispendieux; de tous côtés donc et tout spécialement en Suisse, on chercha un procédé de prospection glaciaire plus pratique, une méthode d'ordre physique. M. Mercanton fit dès 1926 des essais avec des explosifs et des géophones, puis tenta déjà, d'autre part, d'utiliser les ultrasons. Tentatives infructueuses, mais qu'il convenait de nous rappeler pour montrer l'importance que la C. H. Gl. accordait à ce problème et sa volonté de lui trouver une solution.

Il appartient à M. Mothes, de l'Institut de Géophysique de Göttingen (Allemagne), d'inaugurer en 1927 une nouvelle ère, mémorable, de la glaciologie en appliquant avec succès les méthodes de prospection sismique au glacier d'Hintereisferner (Autriche). A l'aide d'un sismographe très sensible, il réussit en effet à enregistrer utilement, pour la première fois, les ondes qu'une explosion provoque dans la glace et à en déduire l'épaisseur du glacier. La parfaite concordance de ses résultats avec ceux des forages de MM. Hess et Blümcke retint l'attention des glaciologues qui s'empressèrent dès lors de tirer parti de la méthode. Après de nouveaux essais au glacier de Pasterze (Autriche) et au Grand Glacier d'Aletsch (Suisse), en 1929, les géophysiciens allemands furent en mesure de fournir à A. Wegener un matériel sismométrique qui fit ses preuves sur l'inlandsis groënlandais (1929-30) où la détermination d'épaisseur (on trouva de 2.200 à 2.700 m.), devait ouvrir un des chapitres les plus intéressants de la géophysique. De son côté la C. H. Gl. fit en 1931 des essais encourageants au glacier du Rhône (Suisse), en collaboration avec les géophysiciens de Göttingen et ce succès la décida à recher-

cher en Suisse le matériel et les spécialistes d'une méthode qu'elle se proposait d'appliquer systématiquement à nos glaciers.

IV. — LE SISMOGRAPHE DE LA COMMISSION HELVÉTIQUE  
DES GLACIERS.

Les intentions de la C. H. Gl. furent réalisées avec un rare bonheur par son membre M. A. Kreis, professeur de physique à Coire (Grisons), qui construisit pour elle un sismographe remarquablement adapté à cette prospection glaciaire. Il s'agit d'un instrument portable, d'un poids très réduit, car la masse stationnaire ne pèse que 12 kg.

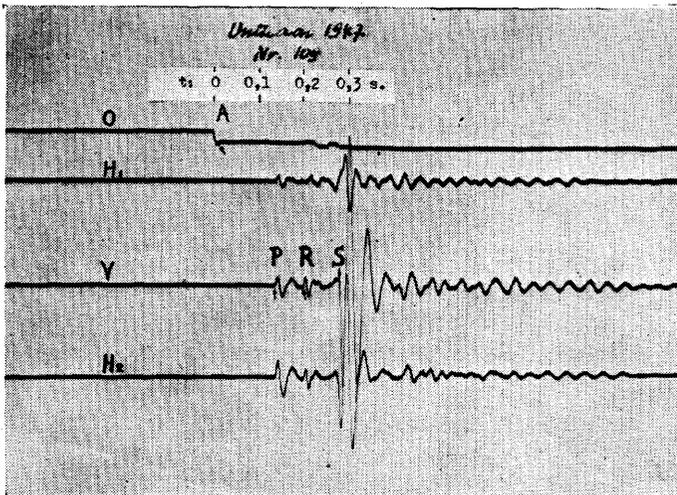


FIG. 1

Il inscrit les trois composantes du mouvement, verticale et horizontales, avec une amplification mécanique-optique de 30.000 fois environ. Le contrôle des temps y est obtenu par l'emploi d'un diapason électro-magnétique à 50 périodes par seconde commandant l'illumination d'un tube à

hélium. L'image du trait de lumière déclenché par chaque vibration du diapason s'enregistre sur une bande de papier au bromure d'argent dont la vitesse de déroulement permet d'apprécier les temps à 0,001 sec. près au moins. La même bande (*fig. 1*) enregistre l'impulsion donnée à l'équipage mobile d'un petit oscillographe à l'instant de l'explosion, ainsi que les diverses ondes élastiques produites par celle-ci : ondes longitudinales directes P et réfléchies R, ondes transversales directes S, ainsi que d'autres, celles par exemple, qui sont réfractées par le lit rocheux et transmises par ce dernier, lesquelles présentent dans certains cas le plus grand intérêt pour la prospection. Les ondes P ont un spectre complexe dont on peut estimer les fréquences comme comprises entre 5 et 120 périodes par seconde. Nous n'en avons enregistré en général qu'une bande comprise entre 30 et 50. La période propre du mécanisme transmetteur des composantes du mouvement est de l'ordre de 0,05 sec. et varie d'ailleurs selon l'amplification adoptée, qui est réglable. Le tout permet une lecture généralement aisée des enregistrements.

L'ensemble de ce dispositif a des avantages considérables sur ceux qu'utilisaient les géophysiciens allemands. Son poids, y compris celui des explosifs, n'excède pas 600 kg. pour une campagne ordinaire de 20 jours. Après un essai satisfaisant au glacier du Rhône en 1935, ce matériel a servi à toutes les campagnes de sondage sismique de la C. H. Gl., sans parler de très nombreuses prospections géophysiques indépendantes. Nous nous bornerons à résumer ici les principaux résultats obtenus :

V. — SONDAGE DU GLACIER INFÉRIEUR DE L'AAR (*Unteraar*).

Situé dans les Alpes bernoises et source de l'Aar, ce glacier est l'un des plus importants de Suisse; il alimente depuis 1931 le grand lac artificiel de la Grimsel, pour la production de l'énergie électrique. Par sa longueur totale de plus de 15 km. il est au second rang des glaciers suisses et par sa superficie de 39 km<sup>2</sup> il occupe la quatrième place. Rappelons qu'à la suite des mémorables travaux

de Louis Agassiz et de ses compagnons, puis de Dollfus-Ausset, etc., enfin plus récemment des mensurations de la Compagnie des Forces Motrices de l'Oberhasli, il est un des mieux étudiés depuis plus d'un siècle, justifiant ainsi le choix de la C. H. Gl.

La première campagne de nos sondages eut lieu en 1936 dans la partie inférieure (Untere Brandlamm) où la vitesse de propagation des ondes longitudinales se révéla d'embloc un peu supérieure (3.700 m/s.) à celle trouvée au glacier du Rhône (3.600 m/s.). Il apparut en outre qu'ici le glacier ne reposait pas directement sur le lit rocheux, mais sur un dépôt fluvio-glaciaire formant moraine de fond.

La seconde campagne, en 1937, s'effectua un peu plus amont (Obere Brandlamm), où le glacier repose directement sur le roc. La vitesse de propagation des ondes longitudinales était là de 3.800 m/s. dans la glace et de 4.750 m/s. dans la roche. La fin de la campagne fut consacrée à la détermination de l'épaisseur des alluvions remplissant la cuvette de Räterischsboden, à 2 km. en aval de l'Hospice de la Grimsel. On trouva là un remplissage de 40 m. d'épaisseur environ dans lequel la vitesse de propagation des P était de 1.470 m/s.

La troisième campagne, en 1938, commença par un sondage sismique des alluvions fluvio-glaciaires et des dépôts morainiques accumulés devant le front du glacier, sur l'Aarboden. Le niveau bas des eaux du lac permettait encore les opérations. Les vitesses de propagation des ondes longitudinales furent trouvées assez changeantes, amenant à voir dans ce terrain des alluvions fluvio-glaciaires pétries d'eau et d'une quarantaine de mètres d'épaisseur au maximum. On confronta ce résultat avec ceux d'une prospection électrique effectuée dans les mêmes lieux par M. W. Fisch (Zürich). Malgré les difficultés rencontrées par ce dernier, qui soupçonne la présence de « glace fossile » à l'intérieur des dépôts, la concordance s'établit à quelque 20 % près.

La campagne se poursuivit sur le glacier même, dans les parages de la cabane du Lauteraar (ancien Pavillon Dollfus) confirmant que la réflexion des ondes était bien meilleure sur le lit rocheux, que le glacier recouvre dans ces parages. La précision des résultats fut dès lors excellente, malgré une profondeur de 300 mètres environ, les profils de sondages longitudinaux et transversaux se correspondent à 3-4 m. près, soit à 1 %.

En 1939, une quatrième campagne permit de sonder de plus grandes profondeurs, dans la région de l'Abschwung où se réunissent les deux affluents formant l'Unteraar, ceux du Lauteraar et du Finsteraar. La vitesse de propagation des ondes longitudinales dans la glace atteignit là 3.850 m/s. Cette augmentation de vitesse, en relation, semble-t-il, avec la profondeur qui mesure dans ces parages près de 450 m., n'est d'ailleurs pas encore interprétée à satisfaction, mais il faut sans doute en rechercher la raison dans la pression plus grande subie par les glaces profondes. La vitesse des ondes transversales était de l'ordre de 1.700 m/s. soit de 2,1 à 2,3 fois plus petite que celle des P; leur amplitude est très grande, mais leur arrivée au sismographe n'est pas aussi nette que celle des ondes longitudinales et on ne les a, en conséquence, guère employées; quant aux ondes superficielles on les a enregistrées aussi mais pas utilisées (*fig. 2*).

En 1947, après la longue interruption due à la guerre mondiale, une dernière campagne a permis de prospecter les deux affluents en amont de l'Abschwung, révélant une disparité très nette de leurs lits, le plus profond étant celui du Finsteraar où l'épaisseur du glacier semble dépasser 500 m. (*fig. 2*). Les résultats définitifs ne sont pas encore connus.

En 1948, un sondage complémentaire a fourni les données qui doivent permettre de compléter la connaissance du lit dans la région comprise entre l'Obere et l'Untere Brandlamm, ainsi que de fixer la limite entre les

dépôts morainiques sous-glaciaire et le lit rocheux en contact direct avec le glacier. L'analyse est en cours aussi.

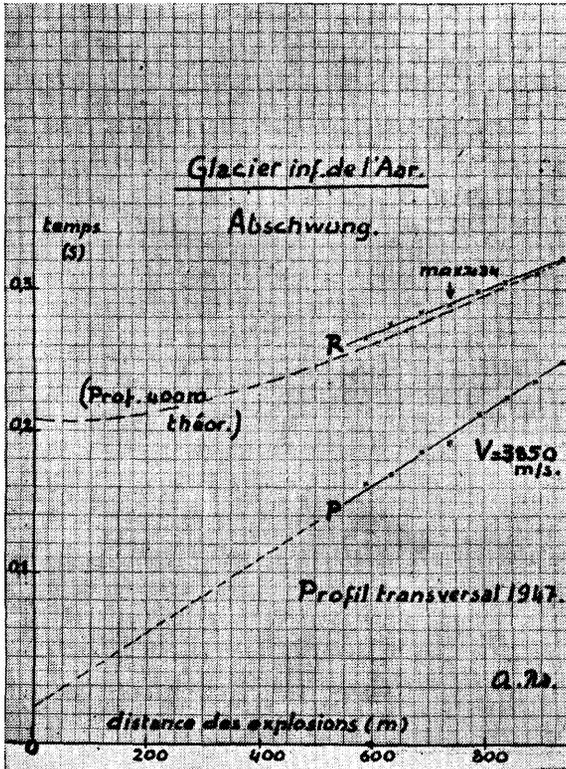


FIG. 2

Au total, on a obtenu et effectué à l'Unteraar 750 sondages, permettant d'établir une carte sommaire du lit portant des points cotés avec pour certains, les valeurs de la pente, des profils transversaux et un profil longitudinal de la partie principale du dissipateur glaciaire, entre le portail et l'Abschwung, sur 7 km. de longueur. Dans cette partie, la langue glaciaire a une largeur moyenne de 1 km. et sa surface descend, dès l'Abschwung, avec une pente

moyenne de 8 %, plutôt régulière. Le lit a une forme différente, moins simple et non dépourvue de ces contre-pentes en cuvettes qu'on connaît bien dans les terrains abandonnés par les glaciers. Abstraction faite de l'arête rocheuse de l'Abschwung qui plonge entre les deux affluents avec une pente de 66 %, la pente moyenne du lit est très faible, soit de 2 % seulement dans sa partie terminale, sur 6,5 km. Aussi l'épaisseur du glacier croît-elle rapidement du portail en amont, comme le montre le tableau suivant :

A 0 km.	0 m. d'épaisseur
1 km.	140 m.
2 km.	190 m.
3 km.	300 m.
4 km.	350 m.
5 km.	365 m.
5 km. 75	430 m. (maximum)
6 km. 5	360 m. (près l'Abschwung)

Les épaisseurs indiquées se rapportent aux surfaces glaciaires de 1936-39; les niveaux se sont abaissés depuis lors de 10 à 15 m. selon les régions (Fig. 3).

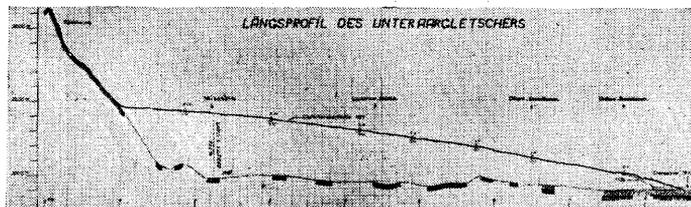


FIG. 3

#### VI. — SONDAGE DU GLACIER DE MORTERATSCH.

En 1943, la C. H. Gl., que les circonstances nées de la guerre empêchaient de poursuivre les travaux au glacier Inférieur de l'Aar, réussit cependant à faire une campagne sur le glacier de Morteratsch, le plus important du massif

de la Bernina (Grisons) avec 21 km<sup>2</sup> de superficie et 8 km. de longueur environ, choisi pour son accès facile. La campagne fut courte mais riche d'enseignements : on obtint 118 sondages, dont 100 sur le glacier et les autres dans la moraine déposée en son aval. Il s'avéra possible aussi d'utiliser des microphones pour l'enregistrement des ondes transversales. Le dépôt glaciaire devant le glacier se révéla peu important (10 m. environ), et la vitesse de propagation des ondes longitudinales dans ce matériel a été trouvée de 1.600 m/s. Dans la glace même on avait 3.650 m/s. S'agissant d'une détermination effectuée dans la partie terminale du glacier elle concorde bien avec les résultats trouvés au glacier d'Unteraar. Quant à l'épaisseur même du glacier, elle n'est que de 70 à 100 m. à 1 km. environ en amont du portail mais à une distance de quelque 4,5 km. elle atteint 360 m., valeur considérable pour un glacier de cet ordre. Dans cette région, située à 1 km. au sud de la cabane Boval du C. A. S., le lit rocheux offre une contre-pente nettement accusée avant la confluence du Vadret de Morteratsch avec celui de Pers.

#### VII. — SONDAGE DU GLACIER DE LA PLAINE MORTE.

Au cours de l'été 1946, la C. H. Gl., mettant ses instruments à la disposition de M. Kreis, lui permit une expertise demandée par une corporation de droit public qui se propose de capter de l'eau sous les glaciers de la Plaine Morte et du Wildstrubel (Oberland bernois). Il s'agit d'un plateau glaciaire étendu, sur 7 km. environ, de l'ouest vers l'est, et sur 4 km. environ du sud au nord où il forme le glacier de Rätzli, dont les eaux sont tributaires de l'Aar. De cette vaste surface seule la partie centrale a été prospectée mais elle est aussi la plus intéressante. Située à l'altitude moyenne de 2.800 m., elle reste en été recouverte de neige, ce qui a obligé les sondeurs à enfoncer les charges explosives à 2 m. au lieu du mètre usuel et à en augmenter les doses. Les réflexions sur le fond furent excellentes et donnèrent une profondeur moyenne de 200 m. (maxi-

mum 225 m.). Cette valeur est assez considérable pour un glacier aussi petit, dont le bassin d'accumulation ne s'élève guère au-dessus de 3.000 m. Le lit du glacier même de Rätzli est probablement à une profondeur plus grande encore, ainsi qu'il semble résulter d'un sondage incomplet effectué vers son aval et où la profondeur atteint déjà 245 m. Les travaux de captage d'eau n'ayant pas encore été entrepris cette configuration probable du lit n'a pu encore être vérifiée.

#### VIII. — SONDAGE DU GLETSCHBODEN AU GLACIER DU RHÔNE.

Effectué à la fin de l'été 1946 ce sondage avait pour but de déterminer approximativement la puissance des dépôts fluvioglaciers et morainiques qui remplissent le vallon situé entre la station de Gletsch et le bas de la cataracte du glacier du Rhône, dépôts qui constituent le Gletschboden d'où le glacier s'est retiré progressivement depuis 1856. Il n'y a pas lieu d'exposer ici la méthode utilisée pour cette prospection dans laquelle la détermination du lit rocheux s'est faite essentiellement par l'interprétation des hodographes des ondes P, en partie par réfraction sur les versants rocheux. Dans l'alluvion la vitesse de ces ondes atteint la valeur, élevée, de 1.820 m/s. en raison de la forte teneur en eau du terrain, teneur qui a permis du reste de se borner à faire exploser les charges à la surface ou directement dans l'eau économisant ainsi le forage coûteux des trous de charge. On a admis pour la vitesse dans la roche encaissante la valeur de 5.000 m/s. ( $\pm 200$  m/s.). Le sondage donne au lit rocheux une forme en cuvette allongée, large de 475 m. et d'une profondeur maximale de 100 m. environ.

#### IX. — SONDAGE DU GRAND GLACIER D'ALETSCHE.

En 1947, la C. H. Gl. a mis ses instruments et une partie de ses ressources financières à la disposition de son mem-

bre M. Haefeli (Zürich) pour lui permettre de sonder ce glacier en aval du « Concordiaplatz », cette région de confluence sondée en 1929 par les géophysiciens de Göttingen qui y trouvèrent une épaisseur de glace dépassant 700 m. Les résultats du sondage de 1947 ont indiqué des profondeurs très inférieures aux précitées, révélant l'existence d'une contre-pente en aval de la cuvette du Concordiaplatz avec un seuil à la naissance du dissipateur de l'Aletsch. Les sismogrammes n'ont pas fourni de réflexions très nettes et ceci est, sans doute, en relation avec un fond rocheux vallonné ou quelque revêtement morainique.

#### X. — CONCLUSIONS.

Ce résumé des sondages sismiques de la Commission helvétique des Glaciers (C. H. Gl.) prouve que cette méthode de prospection a été appliquée avec succès à plusieurs glaciers suisses. La C. H. Gl. se propose de persévérer, notamment au glacier d'Aletsch, en particulier dans la région du névé, au voisinage de la Station de Recherches scientifiques du Jungfrauoch, et dans les hauts de l'affluent du Finsteraar aussi.

#### COMPLÉMENT.

Depuis la présentation de ce mémoire les informations suivantes nous sont parvenues sur des sondages pratiqués, durant la belle saison, en 1948 :

Une quinzaine de trous ont été percés, jusqu'au lit glaciaire, par le procédé Calciati, au Gorner (Energie-Ouest-Suisse, EOS). Un millier de coups de sonde sismographiques ont été donnés dans le même glacier sous la direction de l'ingénieur Süsstrunk qui a pu baser sur eux la première carte d'ensemble d'un lit glaciaire étendu. Des opérations du même genre ont été faites, toujours pour EOS, au glacier de Tsigiorenouve.

Au Grand-Aletsch la mission britannique Seligman-Perutz a foré et tubé un trou atteignant le lit du Jungfrau-firn (136 m.) au moyen d'une sonde à chauffage électrique (Edur Zurich). L'avancement, avec 2 kw, a été, tubage compris, de 1,2 à 1,5 mètre par heure.

Avec un électro-cautère mieux conditionné, et 12 kw, les ingénieurs de la Société hydrotechnique de France ont réalisé, ce même été, au glacier des Bois, devant le Montanvers, une avance de 24 m/h, sans tubage il est vrai.

#### BIBLIOGRAPHIE

- (1) P.-L. MERCANTON : *Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses* (Rapports annuels n° 47 et suivants, parus dans « *Les Alpes* », revue du Club Alpin Suisse dès 1927).
  - (2) P.-L. MERCANTON : *Les sondages sismométriques de la Commission Helvétique des Glaciers*. In Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Soleure, 1936.
  - (3) W. JOST : *Die seismischen Eisdickenmessungen am Rhône-gletscher*, 1931. (Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, vol. LXXI. Mem 2, 1936).
  - (4) A. KREIS : *Ergebnisse der seismischen Eistiefenmessungen auf dem Unteraargletscher*. Verh. des Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft, Basel, 1941.
  - (5) R. HAEFELI : *Observations in the Firn and Ablation Region of the Great Aletsch Glacier*. Réunion de l'U. G. G. I., Oslo, 1948.
-

## HYDRAULIC SEISMOGRAPH

by S. K. BANERJI

Le texte de cette communication a été publié avec figures et reproduction de séismogrammes dans *Current Science*, vol. III n° 11, May 1935, pp. 532-536.

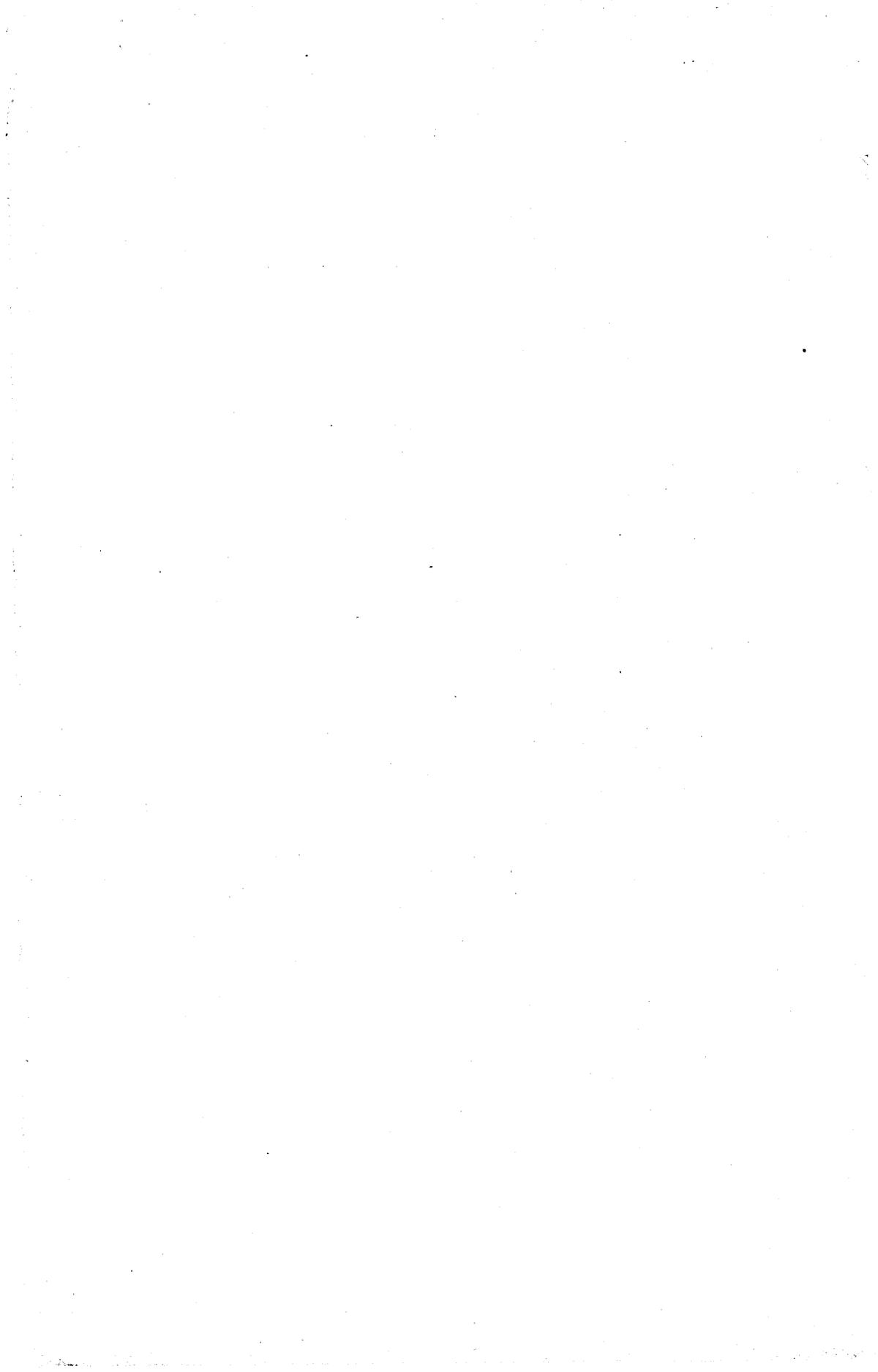
---

## SUR LA DÉTERMINATION DES CONSTANTES DES SÉISMOGRAPHES ÉLECTROMAGNÉTIQUES

par A. ROUAUD (Paris)

Le texte de cette communication a été publié dans les *Annales de Géophysique*, tome 4, Paris, août 1948, pp. 124-160.

---



## SUR LE MOUVEMENT DU SÉISMOGRAPHE SOUS L'INFLUENCE DE DEUX FORMES DU CHOC.

Par A. ZÁTOPEK, Institut Géophysique National de Praha.

### Résumé

L'équation pour le déplacement  $y$  d'un séismographe sans frottement solide peut être réduite à la forme

$$\frac{d^2 y}{d\tau^2} + 2\alpha \frac{dy}{d\tau} + y = -\frac{d^2 Y}{d\tau^2}, \quad (1)$$

où, suivant la notation usuelle,  $\tau = \omega t$ ,  $\alpha$  signifie le degré de l'amortissement et  $Y = Y(\tau)$  l'élongation du sol multipliée par une constante de l'instrument. Pour  $\tau = 0$ , nous voulons supposer

$$y(0) = 0, \left(\frac{dy}{d\tau}\right)_0 = 0. \quad (2)$$

Ne considérons que le domaine des oscillations libres, c'est-à-dire  $0 < \alpha \leq 1$ . En appliquant maintenant l'opérateur  $p = \frac{d}{d\tau}$  de Heaviside, nous calculons, tenant compte des conditions (2), les solutions formales de l'équation (1):

$$y = -\frac{i}{2\beta} \left\{ \frac{1}{p + \alpha + i\beta} - \frac{1}{p + \alpha - i\beta} \right\} \left( \frac{d^2 Y}{d\tau^2} \right) \text{ et } \frac{dy}{d\tau} = \frac{i}{2\beta} \left\{ \frac{\alpha + i\beta}{p + \alpha + i\beta} - \frac{\alpha - i\beta}{p + \alpha - i\beta} \right\} \left( \frac{d^2 Y}{d\tau^2} \right), \quad (3)$$

où  $\beta = \sqrt{1 - \alpha^2}$ .

Remplaçant dans les solutions (3) l'expression

$$(p + \alpha \pm i\beta) \left( \frac{d^2 Y}{d\tau^2} \right)$$

par 
$$\int_0^\tau e^{-(\alpha \pm i\beta)(\tau-x)} \left( \frac{d^2 Y}{dx^2} \right) dx$$

et intégrant ensuite deux fois par parties, on trouve

$$y = -Y(\tau) + \frac{1-2\alpha^2}{\beta} \int_0^\tau \dot{Y}(x) e^{-\alpha(\tau-x)} \sin \beta(\tau-x) dx + 2\alpha \int_0^\tau \dot{Y}(x) e^{-\alpha(\tau-x)} \cos \beta(\tau-x) dx, \quad (4)$$

$$\frac{dy}{d\tau} = -\frac{dY}{d\tau} + 2\alpha Y(\tau) + (1-4\alpha^2) \int_0^\tau \dot{Y}(x) e^{-\alpha(\tau-x)} \cos \beta(\tau-x) dx - \frac{\alpha(3-4\alpha^2)}{\beta} \int_0^\tau \dot{Y}(x) e^{-\alpha(\tau-x)} \sin \beta(\tau-x) dx.$$

Ici, dans la première équation, on pourrait désigner le membre  $-Y$  à droite comme une « réponse idéale » du séismographe, indépendant du système, et les membres suivants comme « perturbances » causées par l'instrument. De même, on pourrait parler, dans la deuxième équation, d'une reproduction idéale de la vitesse et de ses perturbances.

Introduisons maintenant pour  $\tau \geq 0$  un choc non-périodique, défini par l'expression

$$Y = A \cdot e^{-\lambda \tau^n},$$

où  $A$  et  $\lambda > 0$  sont constantes et  $n \geq 2$  un nombre entier quelconque.

Le caractère de ces courbes est représenté graphiquement par la *fig. 1* pour  $n = 3$ . Si l'on pose dans les équations (4) l'expression (5), on en tire la solution sous la forme suivante :

$$y = e^{-\alpha\tau} (\mathfrak{A} \sin \beta\tau + \mathfrak{B} \cos \beta\tau) + A e^{-\lambda\tau} \left\{ -\tau^n + \sum_{k=0}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{\mathfrak{R}^{k+1}} [2\alpha \mathfrak{H}_k + (1-2\alpha^2) \mathfrak{L}_k] \right\},$$

$$\frac{dy}{d\tau} = e^{-\alpha\tau} (\mathfrak{A}' \sin \beta\tau + \mathfrak{B}' \cos \beta\tau) + A e^{-\lambda\tau} \left\{ \frac{\lambda^2}{\mathfrak{R}} \tau^n - n\tau^{n-1} + \sum_{k=1}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{\mathfrak{R}^{k+1}} [(1-4\alpha^2) \mathfrak{H}_k - \alpha(3-4\alpha^2) \mathfrak{L}_k] \right\}. \quad (6)$$

Dans ces formules

$$\mathfrak{H}_k = \binom{k+1}{0} (\alpha-\lambda)^{k+1} \beta^0 - \binom{k+1}{2} (\alpha-\lambda)^{k-1} \beta^2 + \binom{k+1}{4} (\alpha-\lambda)^{k-3} \beta^4 - \dots,$$

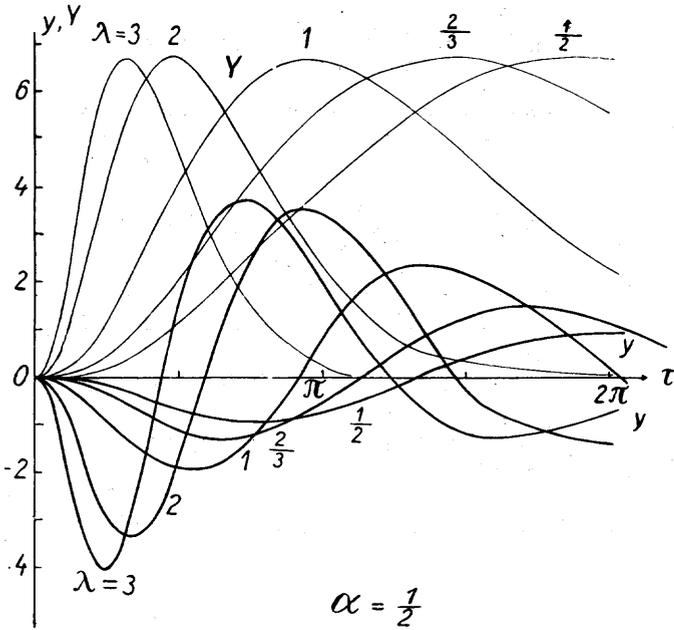


FIG. 1

$$\mathcal{L}_k = \binom{k+1}{1} (\alpha - \lambda)^k \beta^0 - \binom{k+1}{3} (\alpha - \lambda)^{k-2} \beta^2 + \binom{k+1}{5} (\alpha - \lambda)^{k-4} \beta^4 - \dots,$$

$$\mathcal{R} = \lambda^2 - 2\alpha\lambda + 1; \tag{7}$$

$$\mathcal{M}b = \frac{(-1)^{n+1} An!}{\beta \mathcal{R}^{n+1}} [(1 - 2\alpha^2) \mathcal{H}_n - 2\alpha \beta^2 \mathcal{L}_n],$$

$$\mathcal{N}b = \frac{(-1)^{n+1} An!}{\mathcal{R}^{n+1}} [2\alpha \mathcal{H}_n + (1 - 2\alpha^2) \mathcal{L}_n];$$

$$\mathcal{M}b' = \frac{(-1)^n An!}{\beta \mathcal{R}^{n+1}} [\alpha(3 - 4\alpha^2) \mathcal{H}_n + (1 - 4\alpha^2) \beta^2 \mathcal{L}_n],$$

$$\mathcal{N}b' = \frac{(-1)^n An!}{\mathcal{R}^{n+1}} [-(1 - 4\alpha^2) \mathcal{H}_n + (3 - 4\alpha^2) \mathcal{L}_n].$$

Pour l'amortissement critique  $\alpha \rightarrow 1, \beta \rightarrow 0$ , ces équations deviennent

$$y_{cr} = \frac{(-1)^n An!}{(1-\lambda)^{n+1}} \cdot e^{-\tau} \left( \tau + \frac{2\lambda+n-1}{1-\lambda} \right) + Ae^{-\lambda\tau} [-\tau^n]$$

$$\begin{aligned}
 & + \sum_{k=0}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{(1-\lambda)^{k+1}} (1-k-2\lambda), \quad (8) \\
 \frac{dy_{er}}{d\tau} & = \frac{(-1)^{n-1} A n!}{(1-\lambda)^{n+1}} e^{-\tau} \left( \tau - \frac{2-n-3\gamma}{1-\lambda} \right) + A e^{-\lambda\tau} \left[ \frac{\lambda^3}{(1-\lambda)^2} \tau^n - n\tau^{n-1} \right. \\
 & \left. + \sum_{k=1}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{(1-\lambda)^{k+1}} (3\lambda + n - 2) \right].
 \end{aligned}$$

Si en particulier dans le cas considéré  $\lambda=1$ , la limite de l'équation (4) pour  $\alpha \rightarrow 1, \beta \rightarrow 0$  fournit directement

$$\begin{aligned}
 \bar{y}_{er} & = - \frac{A e^{-\tau} \tau^n}{(n+2)(n+1)} [\tau^2 - 2(n+2)\tau + (n+2)(n+1)], \\
 \frac{d\bar{y}_{er}}{d\tau} & = \frac{A e^{-\tau} \tau^{n-1}}{(n+2)(n+1)} [\tau^2 - 3(n+2)\tau^2 + 3(n+2)(n+1)\tau - (n+2)(n+1)n]. \quad (9)
 \end{aligned}$$

Le caractère du mouvement forcé est démontré par les fig. 1 et 2.

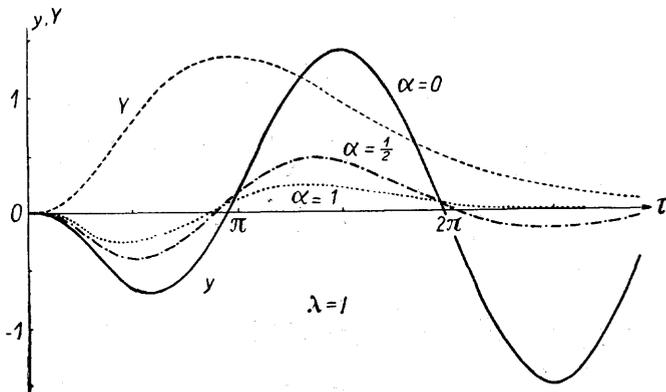


FIG. 2

En résolvant l'équation  $\frac{dy}{d\tau}=0$ , on peut déterminer à l'aide de la plus petite racine  $\tau, \neq 0$  le premier maximum en valeur absolue  $y(\tau_1)$  du mouvement forcé du sismographe.

Le rapport  $y(\tau_1) : Y_{max}$  donne l'agrandissement dynamique réduit  $\frac{y}{Y}$  pour les valeurs choisies de  $\alpha$  et  $\lambda$ . En laissant varier ces deux paramètres, on obtient des points des courbes de

l'agrandissement dynamique en fonction de  $u^* = \frac{2n}{\pi\lambda}$ . Pour  $n = 3$ , elles sont représentées par la *fig. 3*, où  $\alpha$  successivement

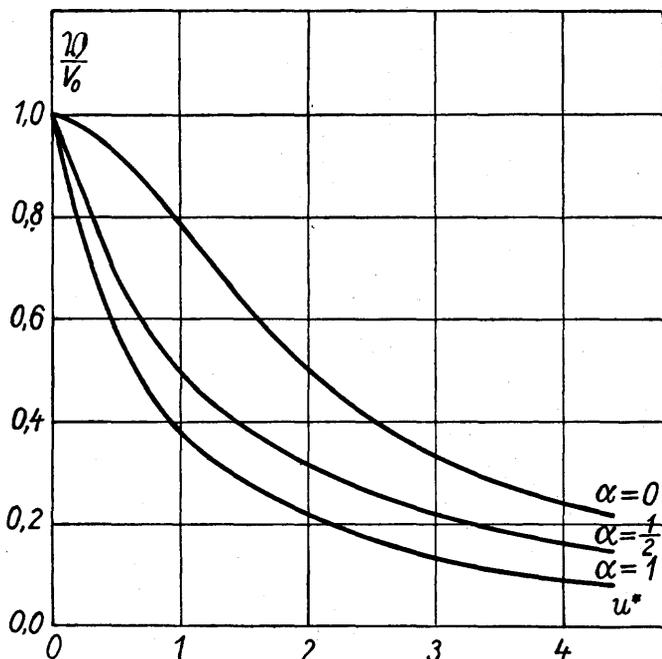


FIG. 3

est égal à 0, 0.5, 1. Les courbes obtenues sont presque identiques avec celles déduites pour  $Y = \tau^2 e^{-\lambda\tau} \sin \mu\tau$  par M. Toperczer.) Si l'on représente le retard de phase de la vibration excitatrice sur la vibration excitée pour le premier maximum et le maximum du déplacement du sol en fonction de

$u^* = \frac{2\tau_1}{\pi}$  et  $u^* = \frac{2n}{\pi\lambda}$ , on gagne des courbes dont les exemples

sont montrés dans la *fig. 4* qui également présentent d'étroites ressemblances avec les courbes analogues de M. Toperczer.

En se servant des résultats déduits ci-dessus, on peut calculer aisément la solution de l'équation (1) pour un ébranle-

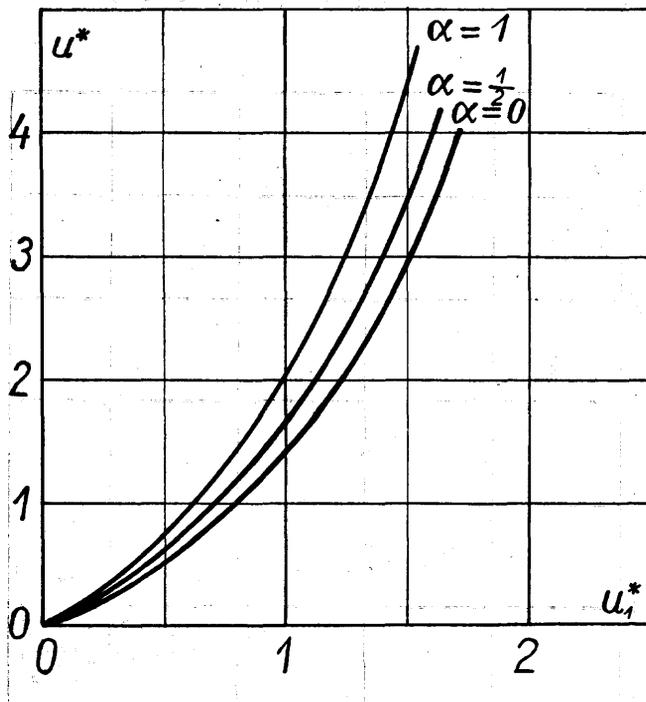


FIG. 4

ment plus général

$$Y = e^{-\lambda \tau} \tau^n (A \sin \mu \tau + B \cos \mu \tau), \quad (10)$$

où  $A, B, \mu$  et  $\lambda > 0$  sont constantes;  $n$  est un nombre entier qui satisfait à la condition  $n \geq 1$ , si  $B = 0$  ou  $n \geq 2$ , si  $B \neq 0$ .

Cette solution prend la forme

$$y = e^{-\alpha \tau} (\mathcal{A} b \sin \beta \tau + \mathcal{B} b \cos \beta \tau) + e^{-\lambda \tau} \left[ \left( -A \tau^n + \sum_{k=0}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{\mathcal{R}^{2k+1}} \{ [2\alpha a_{1k} + (1-2\alpha^2) b_{2k}] A - [(1-2\alpha^2) a_{2k} - 2\alpha b_{1k}] B \} \right) \sin \mu \tau + \left( -B \tau^n + \sum_{k=0}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{\mathcal{R}^{2k+1}} \{ [(1-2\alpha^2) a_{2k} - 2\alpha a_{1k}] A + [2\alpha a_{1k} + (1-2\alpha^2) b_{2k}] B \} \right) \cos \mu \tau \right], \quad (11)$$

où

$$\mathcal{R}^2 = \mathcal{R}_1 \mathcal{R}_2 = (\lambda^2 + \mu^2 - 2\lambda + 1)^2 - 4\mu^2 \beta^2$$

$$\mathcal{R}_1 = \lambda^2 + \mu^2 - 2\lambda + 1 + 2\mu\beta, \quad \mathcal{R}_2 = \lambda^2 + \mu^2 - 2\lambda + 1 - 2\mu\beta$$

$$\alpha_{1k} = \frac{1}{2} (\mathcal{R}_1^{k+1} \mathcal{H}_{1k} + \mathcal{R}_2^{k+1} \mathcal{H}_{2k}), \quad \alpha_{2k} = \frac{1}{2\beta} (\mathcal{R}_1^{k+1} \mathcal{H}_{1k} - \mathcal{R}_2^{k+1} \mathcal{H}_{2k})$$

$$b_{1k} = \frac{1}{2} [\mathcal{R}_1^{k+1} \mathcal{L}_{1k}(\mu + \beta) + \mathcal{R}_2^{k+1} \mathcal{L}_{2k}(\mu - \beta)], \quad b_{2k}$$

$$= \frac{1}{2\beta} [\mathcal{R}_1^{k+1} \mathcal{L}_{1k}(\mu + \beta) - \mathcal{R}_2^{k+1} \mathcal{L}_{2k}(\mu - \beta)]$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \mathcal{H}_{1k} \\ \mathcal{H}_{2k} \end{array} \right\} = \binom{k+1}{0} (\alpha - \lambda)^{k+1} (\mu \pm \beta)^0 - \binom{k+1}{2} (\alpha - \lambda)^{k-1} (\mu \pm \beta)^2 + \binom{k+1}{4} (\alpha - \lambda)^{k-3} (\mu \pm \beta)^4 - \dots \quad (12)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \mathcal{L}_{1k} \\ \mathcal{L}_{2k} \end{array} \right\} = \binom{k+1}{1} (\alpha - \lambda)^k (\mu \pm \beta)^1 - \binom{k+1}{3} (\alpha - \lambda)^{k-2} (\mu \pm \beta)^3 + \binom{k+1}{5} (\alpha - \lambda)^{k-4} (\mu \pm \beta)^5 - \dots$$

avec les constantes

$$\mathcal{A}b = \frac{(-1)^{n+1} n!}{\beta \mathcal{R}^{2n+2}} \left\{ - [2\alpha \beta^2 a_{2n} + (1 - 2\alpha^2) b_{1n}] A + [(1 - 2\alpha^2) a_{1n} - 2\alpha \beta^2 b_{2n}] B \right\} \quad (13)$$

$$\mathcal{B}b = \frac{(-1)^{n+1} n!}{\mathcal{R}^{2n+2}} \left\{ [(1 - 2\alpha^2) a_{2n} - 2\alpha b_{1n}] A + [2\alpha a_{1n} + (1 - 2\alpha^2) b_{2n}] B \right\}.$$

Pour l'amortissement critique  $\alpha = 1$  on a

$$\begin{aligned} \gamma_{er} = & \frac{(-1)^{n+1} n!}{\mathcal{R}^{n+1}} e^{-\tau} \{ [b'_{1n} A - a'_{1n} B] \tau + [-(a'_{2n} + 2b'_{1n}) A \\ & + (2a'_{1n} - b'_{2n}) B] \} + e^{-\lambda\tau} \left[ \left( -A\tau^n + \sum_{k=0}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{\mathcal{R}^{k+1}} \right) \{ (2a'_{1k} \right. \\ & \left. - b'_{2k}) A + (a'_{2k} - 2b'_{1k}) B \right\} \sin \mu\tau + \left( -B\tau^n + \sum_{k=0}^n (-1)^k \binom{n}{k} \frac{k! \tau^{n-k}}{\mathcal{R}^{k+1}} \right) \{ -(a'_{2k} + 2b'_{1k}) A + (2a'_{1k} - b'_{2k}) B \} \cos \mu\tau \right], \end{aligned} \quad (14)$$

où on a introduit

$$\mathcal{R}' = (1 - \lambda)^2 + \mu^2$$

$$\begin{aligned}
 a'_{,k} &= \binom{k+1}{0} (1-\lambda)^{k+1} \mu^0 - \binom{k+1}{2} (1-\lambda)^{k-1} \mu^2 \\
 &\quad + \binom{k+1}{4} (1-\lambda)^{k-3} \mu^4 - \dots \\
 a'_{,k} &= 0. \binom{k+1}{0} (1-\lambda)^k \mu^1 - 2 \binom{k+1}{2} (1-\lambda)^{k-2} \mu^3 \\
 &\quad + 4 \binom{k+1}{4} (1-\lambda)^{k-4} \mu^5 - \dots \quad (15) \\
 b'_{,k} &= 1 \binom{k+1}{1} (1-\lambda)^{k-1} \mu^1 - 3 \binom{k+1}{3} (1-\lambda)^{k-3} \mu^3 \\
 &\quad + 5 \binom{k+1}{5} (1-\lambda)^{k-5} \mu^5 \dots \\
 b'_{,k} &= \binom{k+1}{1} (1-\lambda)^k \mu^0 - \binom{k+1}{3} (1-\lambda)^{k-2} \mu^2 \\
 &\quad + \binom{k+1}{5} (1-\lambda)^{k-4} \mu^4 - \dots
 \end{aligned}$$

Les formules pour  $\frac{dy}{d\tau}$  sont assez étendues, mais autrement bien symétriques et faciles à calculer.

La discussion serait ici la même comme dans le cas précédent. En choisissant  $n=1$  et  $B=0$ , on aurait le cas étudié par M. H. P. Berlage jr.<sup>1)</sup>, et en prenant  $B=0$  et  $n=2$ , on viendrait à celui de M. M. Toperczer.

(1) TOPERCZER M., Beitrag zur theoretischen Behandlung des Erdbebenstosses, Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Math.-naturw. Kl., IIa, 148, 1-32, Wien 1939.

(2) BERLAGE H. P., Untersuchung des De Quervain-Picard'schen Seismographen und einiger allgemeiner seismometrischer Probleme, Ann. d. Schweiz. Meteor. Zentralanst., 1923, Anhang, 36 S.

Les figures :

*Fig. 1.* Courbes Y et y,  $n=3$ ,  $\alpha=0.5$ ,  $\lambda$  paramètre.

*Fig. 2.* Courbes Y et y,  $n=3$ ,  $\lambda=1$ ,  $\alpha$  paramètre.

*Fig. 3.* Agrandissement dynamique pour le premier maximum,  $n=3$ .

*Fig. 4.* Retard de phase pour le premier maximum,  $n=3$ .

**COMPORTEMENT DES ONDES DE RAYLEIGH  
DANS UN MILIEU FIRMO-ÉLASTIQUE INDÉFINI**

par Piétro CALOI (Rome.)

Supposons que le plan  $x-y$  d'une triède d'axes cartésiens constitue la surface libre du milieu; l'axe  $z$  est dirigé vers l'intérieur du même lieu.

Les équations générales des petits mouvements dans un corps firmo-élastique isotrope et homogène, telles qu'elles ont été introduites par Sezawa<sup>1</sup> et acceptées ensuite dans les traités de Séismologie<sup>2</sup>, sont les suivantes :

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \left\{ (\lambda + \mu) + (\lambda' + \mu') \frac{\partial}{\partial t} \right\} \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial x} + \left( \mu + \mu' \frac{\partial}{\partial t} \right) \Delta_2 u \\ \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= \left\{ (\lambda + \mu) + (\lambda' + \mu') \frac{\partial}{\partial t} \right\} \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial y} + \left( \mu + \mu' \frac{\partial}{\partial t} \right) \Delta_2 v \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= \left\{ (\lambda + \mu) + (\lambda' + \mu') \frac{\partial}{\partial t} \right\} \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial z} + \left( \mu + \mu' \frac{\partial}{\partial t} \right) \Delta_2 w \end{aligned} \quad (1)$$

où  $\rho$  est la densité du milieu;  $\lambda$  et  $\mu$  les relatives constantes de Poisson;  $\lambda'$ ,  $\mu'$  le frottement intérieur du volume et équivolumentale;  $\mathfrak{S}$  la dilatation cubique et  $\Delta_2$  l'opérateur de Laplace. Les grandeurs  $u$ ,  $v$ ,  $w$ , dépendent du temps au moyen de  $e^{ipt}$ ,  $p$  étant la pulsation du mouvement.

Pourtant

$$\begin{cases} \left[ \lambda + \mu + ip(\lambda' + \mu') \right] \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial x} + (\mu + ip\mu') \Delta_2 u + \rho p^2 u = 0 \\ \left[ \lambda + \mu + ip(\lambda' + \mu') \right] \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial y} + (\mu + ip\mu') \Delta_2 v + \rho p^2 v = 0 \\ \left[ \lambda + \mu + ip(\lambda' + \mu') \right] \frac{\partial \mathfrak{S}}{\partial z} + (\mu + ip\mu') \Delta_2 w + \rho p^2 w = 0. \end{cases}$$

De (2) vient

$$(\Delta_2 + h^2) \mathfrak{S} = 0, \quad (3)$$

où

$$h^2 = \frac{\rho p^2}{\lambda + 2\mu + ip(\lambda' + 2\mu')}. \quad (4)$$

On a encore

$$(\Delta_s + k^2) u = \left(1 - \frac{k^2}{h^2}\right) \frac{\partial \vartheta}{\partial x} \quad (5)$$

étant

$$k^2 = \frac{\rho P^2}{\mu + i p \mu'}, \quad (6)$$

et, par conséquent,

$$\frac{\lambda + \mu + i p (\lambda' + \mu')}{\mu + i p \mu'} = \frac{k^2}{h^2} - 1.$$

Une intégrale particulière de (5) est donnée par la solution

$$u = -\frac{1}{h^2} \frac{\partial \vartheta}{\partial x}, \quad v = -\frac{1}{h^2} \frac{\partial \vartheta}{\partial y}, \quad w = -\frac{1}{h^2} \frac{\partial \vartheta}{\partial z}. \quad (7)$$

Si  $\alpha, \beta, \gamma$  sont les composantes du déplacement des ondes transversales, on aura

$$\frac{\partial \alpha}{\partial x} + \frac{\partial \beta}{\partial y} + \frac{\partial \gamma}{\partial z} = 0. \quad (8)$$

De (5) on tire

$$(\Delta_s + k^2) \alpha = 0, \quad (\Delta_s + k^2) \beta = 0, \quad (\Delta_s + k^2) \gamma = 0. \quad (9)$$

Les composantes du déplacement dépendent de  $x, y$  par la fonction  $e^{i(fx + gy)}$ , où  $f, g$  sont des nombres complexes. On a

$$\frac{\partial^2 \vartheta}{\partial x^2} = -f^2 \vartheta; \quad \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial y^2} = -g^2 \vartheta.$$

(3) devient

$$\left(\frac{\partial}{\partial z^2} + h^2 - f^2 - g^2\right) \vartheta = 0.$$

Si on pose

$$r^2 = f^2 + g^2 - h^2, \quad (10)$$

on a

$$\vartheta = P e^{-rz} + Q e^{rz}. \quad (11)$$

Mais  $r = r' + ir''$  est généralement un nombre complexe. On doit avoir, étant données les prémisses,

$$\vartheta = P e^{-r'z} e^{-ir''z},$$

ou encore, en faisant abstraction de la valeur de  $P$ , exprimée par  $e^{i(pt+fx+gy)}$ ,

$$\mathfrak{S} = e^{-rz}. \quad (12)$$

Les équations (7) deviennent alors :

$$u = -\frac{if}{h^2} e^{-rz}, \quad v = -\frac{ig}{h^2} e^{-rz}, \quad w = \frac{r}{h^2} e^{-rz}. \quad (13)$$

Pour les termes complémentaires, qui doivent contenir aussi  $e^{i(fx+gy)}$  en facteurs, les (9) deviennent :

$$\left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + k^2 - f^2 - g^2 \right) \alpha = 0, \quad \text{etc...} \quad (14)$$

En supposant la perturbation limitée à la couche superficielle, nous aurons, comme pour la  $\mathfrak{S}$ ,

$$\alpha = A e^{-sz}, \quad \beta = B e^{-sz}, \quad \gamma = C e^{-sz}, \quad (15)$$

où

$$s^2 = f^2 + g^2 - k^2. \quad (16)$$

Car les coefficients dans les (15) contiennent, comme fonctions de  $x, y$ , les facteurs  $e^{ifx}$ ,  $e^{igy}$ , pour la (8) les coefficients des (15) devront satisfaire à la relation

$$ifA + igB - sC = 0. \quad (17)$$

Les valeurs complètes de  $u, v, w$  peuvent alors s'écrire

$$u = -\frac{if}{h^2} e^{-rz} + A e^{-sz}, \quad v = -\frac{ig}{h^2} e^{-rz} + B e^{-sz}, \quad w = \frac{r}{h^2} e^{-rz} + C e^{-sz}, \quad (18)$$

où  $A, B, C$ , sont liés par l'équation (17).

Venons aux conditions à satisfaire à la surface libre.

Pour  $z = 0$ , les deux tensions tangentielles doivent s'annuler :

$$T_x = (\mu + ip\mu') \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$T_y = (\mu + ip\mu') \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \right).$$

En rappelant que  $u, v, w$  sont fonctions de  $x, y$  à travers les exponentiels  $e^{ifx}$ ,  $e^{igy}$  on a

$$\frac{\partial v}{\partial x} = ig \frac{r}{h^2} e^{-rz} - Bs e^{-sz}; \quad \frac{\partial w}{\partial y} = ig \frac{r}{h^2} e^{-rz} + ig C e^{-sz},$$

et d'une manière analogue pour

$$\frac{\partial w}{\partial x} e^{\frac{\partial u}{\partial z}}.$$

Pour  $z = 0$ ,  $T_1 = T_2 = 0$ ; pour cela est

$$sA = \frac{2ifr}{h^2} + ifC, \quad sB = \frac{2igr}{h^2} + igC. \quad (19)$$

En substituant les (19) dans les (17) on a

$$if \left( \frac{2ifr}{h^2 s} + if \frac{C}{s} \right) + ig \left( \frac{2igr}{h^2 s} + ig \frac{C}{s} \right) - sC = 0,$$

c'est-à-dire

$$C(s^2 + f^2 + g^2)h^2 + 2r(f^2 + g^2) = 0. \quad (20)$$

Sur le plan  $z = 0$ , la tension normale s'annule aussi :

$$N_3 = (\lambda + ip\lambda')\vartheta + 2(\mu + ip\mu')\frac{\partial w}{\partial z}.$$

Pour la (4), et donc pour la (5),

$$\lambda + 2\mu + ip(\lambda' + 2\mu') = \frac{\rho P^2}{h^2}; \quad \lambda + ip\lambda' = (\mu + ip\mu') \left( \frac{k^2}{h^2} - 2 \right).$$

Est alors

$$N_3 = (\mu + ip\mu') \left\{ \left( \frac{k^2}{h^2} - 2 \right) \vartheta + 2 \frac{\partial w}{\partial z} \right\}.$$

Mais

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{r^2}{h^2} e^{-rz} - sC e^{-sz}.$$

La condition  $N_3 = 0$ , correspondante à  $z = 0$ , en tenant compte de la (12), donne

$$k^2 - 2h^2 - 2(r^2 + h^2 sC) = 0.$$

ou, étant pour la (10)

$$r^2 + h^2 = f^2 + g^2, \quad k^2 - 2(f^2 + g^2) - 2h^2 sC = 0. \quad (21)$$

En éliminant  $C$  entre (20) et (21), nous obtiendrons l'équation pour laquelle le temps de vibration (période) est déterminé en fonction de la longueur d'onde et des propriétés du solide. On a

$$C = -\frac{2r(f^2 + g^2)}{h^2(s^2 + f^2 + g^2)}$$

et en rappelant (21),

$$\{k^2 - 2(f^2 - g^2)\} \cdot \{s^2 + f^2 + g^2\} + 4rs(f^2 + g^2) = 0$$

ou, pour (16) — pour laquelle  $s^2 + f^2 + g^2 = 2(f^2 + g^2) - k^2 -$   
 $\{2(f^2 + g^2) - k^2\}^2 = 4rs(f^2 + g^2)$ . (22)

Suit, en fonction des (10), (16),

$$\{2(f^2 + g^2) - k^2\}^4 = 16(f^2 + g^2)^2(f^2 + g^2 - h^2)(f^2 + g^2 - k^2).$$

Nous pouvons écrire aussi

$$k^8 \left\{ 1 - 8 \frac{f^2 + g^2}{k^2} + \left( 24 - 16 \frac{h^2}{k^2} \right) \frac{(f^2 + g^2)^2}{k^4} - 16 \left( 1 - \frac{h^2}{k^2} \right) \frac{(f^2 + g^2)^3}{k^6} \right\} = 0. \quad (23)$$

Des (18), et pour les (19) et (20), on a

$$h^2 u = if \left[ -e^{-rz} + \left( \frac{2r}{s} - \frac{1}{s} \frac{2r(f^2 + g^2)}{s^2 + f^2 + g^2} \right) e^{-sz} \right].$$

L'expression dans la parenthèse ronde peut s'écrire

$$\frac{2r}{s} \left( 1 - \frac{f^2 + g^2}{s^2 + f^2 + g^2} \right) = \frac{2rs}{f^2 + s^2 + g^2}.$$

D'une manière analogue pour  $h^2 v$ . En général, nous aurons, en faisant abstraction des exponentiels en  $p$ ,

$$\left\{ \begin{array}{l} h^2 u = if \left\{ -e^{-rz} + \frac{2rs}{s^2 + f^2 + g^2} e^{-sz} \right\} \\ h^2 v = ig \left\{ -e^{-rz} + \frac{2rs}{s^2 + f^2 + g^2} e^{-sz} \right\} \\ h^2 w = r \left\{ e^{-rz} - \frac{2(f^2 + g^2)}{s^2 + f^2 + g^2} e^{-sz} \right\} \end{array} \right. \quad (24)$$

Si nous considérons le mouvement seulement dans deux dimensions, et précisément dans le plan principal, nous pouvons faire  $g = 0$ . La (23) devient alors

$$1 - 8 \frac{f^2}{k^2} + \left( 24 - 16 \frac{h^2}{k^2} \right) \frac{f^4}{k^4} - 16 \left( 1 - \frac{h^2}{k^2} \right) \frac{f^6}{k^6} = 0. \quad (23')$$

Pour  $g = 0$ , est en outre  $v = 0$ , et les (24) deviennent

$$h^2 u = if \left\{ -e^{-rz} + \frac{2rs}{s^2 + f^2} e^{-sz} \right\}; \quad h^2 w = r \left\{ e^{-rz} - \frac{2f^2}{s^2 + f^2} e^{-sz} \right\}. \quad (24')$$

Est encore, toujours pour  $g = 0$ , et fait  $\frac{f^2}{k^2} = \chi^2$  [racine de la (23')]

$$r^2 = f^2 - h^2 = k^2 \chi^2 - h^2 = k^2 \left( \chi^2 - \frac{h^2}{k^2} \right),$$

$$s^2 = f^2 - k^2 = k^2 (\chi^2 - 1)$$

$$2rs = 2k^2 \sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \sqrt{\chi^2 - 1}; \quad s^2 + f^2 = 2f^2 - k^2 = k^2 (2\chi^2 - 1)$$

$$\frac{2rs}{s^2 + f^2} = \frac{2\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \sqrt{\chi^2 - 1}}{2\chi^2 - 1}; \quad \frac{2f^2}{s^2 + f^2} = \frac{2\chi^2}{2\chi^2 - 1}.$$

On peut écrire les équations (24'), en introduisant les exponentiels jusqu'à présent sous-entendus,

$$\frac{h^2}{k} u = i\chi \left\{ -e^{-rz} + \frac{2\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \sqrt{\chi^2 - 1}}{2\chi^2 - 1} e^{-sz} \right\} e^{i(pt + fx)} \quad (24')$$

$$\frac{h^2}{k} w = \sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \left\{ e^{-rz} - \frac{2\chi^2}{2\chi^2 - 1} e^{-sz} \right\} e^{i(pt + fx)}$$

ou

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{h^2}{k} u &= i\chi \left\{ -e^{-rz} + \frac{2\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \sqrt{\chi^2 - 1}}{2\chi^2 - 1} e^{-sz} \right\} \\ \exp i \left\{ pt + \frac{p}{v_s} \frac{x}{\sqrt{1 + p^2 \left( \frac{\mu'}{\mu} \right)^2}} \sqrt{\alpha + \beta p \frac{\mu'}{\mu} + i \left( \beta - \alpha p \frac{\mu'}{\mu} \right)} \right\} \\ \frac{h^2}{k^2} w &= \sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \left\{ e^{-rz} - \frac{2\chi^2}{2\chi^2 - 1} e^{-sz} \right\} \\ \exp i \left\{ pt + \frac{p}{v_s} \frac{x}{\sqrt{1 + p^2 \left( \frac{\mu'}{\mu} \right)^2}} \sqrt{\alpha + \beta p \frac{\mu'}{\mu} + i \left( \beta - \alpha p \frac{\mu'}{\mu} \right)} \right\} \end{aligned} \right\} \quad (24'')$$

où  $\alpha$ ,  $\beta$  sont la partie réelle et le coefficient de l'imaginaire des solutions de la (23') correspondantes aux ondes de Rayleigh et  $v_s$  représente la vitesse des ondes transversales dans le milieu considéré.

2) — Venons maintenant aux valeurs numériques.

Dans ce but, résolvons la (23'), dans l'hypothèse de Poisson et nous rappelant les expressions de  $h^2$  et  $k^2$ . On sait que

$\lambda' = -\frac{2}{3} \mu'$ . On a posé :

$$\frac{k^3}{l^3} = \varepsilon,$$

la (23') devient

$$\varepsilon^3 - 8 \varepsilon^2 + (24 - 16 \varphi) \varepsilon - 16 (1 - \varphi) = 0, \quad (23'')$$

où

$$\varphi = \frac{h^3}{k^3} = 3 \frac{9 \left(\frac{\mu}{\mu'}\right)^2 + 4 p^3}{81 \left(\frac{\mu}{\mu'}\right)^2 + 16 p^3} + i \frac{15 p \frac{\mu}{\mu'}}{81 \left(\frac{\mu}{\mu'}\right)^2 + 16 p^3}$$

et avec les ultérieures positions :

$$\varepsilon = \psi + \frac{8}{3} \quad \varphi = 1 - \frac{j}{16}$$

la (23'') se transforme dans l'équation

$$\psi^3 + \left(j - \frac{40}{3}\right) \psi + \left(\frac{5}{3}j - \frac{448}{27}\right) = 0. \quad (23''')$$

La solution de la (23''') a été proposé au très méritant *Istituto Italiano per le Applicazioni del Calcolo*.

Les résultats des calculs pour diverses valeurs du rapport  $\mu/\mu'$  e de T, sont reportés dans les tableaux I, II et III.

$\gamma$  et  $\delta$  sont la partie réelle et le coefficient de l'imaginaire du rapport  $\frac{h^3}{k^3}$ ;  $R\chi_1^2, \Im\chi_1^2; R\chi_2^2, \Im\chi_2^2; \alpha, \beta$  la partie réelle et le coefficient de l'imaginaire de la 1<sup>re</sup>, 2<sup>me</sup> et 3<sup>me</sup> racine de l'équation de Rayleigh respectivement.

Pour  $T \rightarrow \infty$ , quelle que soit la valeur de  $\mu/\mu'$ , on a

$$\gamma \rightarrow \frac{1}{3}; \chi_1^2 \rightarrow \frac{1}{4}; \chi_2^2 \rightarrow \frac{3 - \sqrt{3}}{4} = 0,316988; \alpha \rightarrow \frac{3 + \sqrt{3}}{4} = 1,183013$$

qui sont — les trois dernières — les valeurs des racines de l'équation classique de Rayleigh pour  $\sigma = 0,25$ .

Pour  $T \rightarrow 0$ , quelle que soit la valeur de  $\mu/\mu'$ , on a

$$\gamma \rightarrow \frac{3}{4}; \chi_1^2 \rightarrow 0.162435; \chi_2^2 \rightarrow 0.730406; \alpha \rightarrow 2,107160.$$

TAB. I.

$$\mu/\mu' = 30 \cdot \text{sec}^{-1}.$$

T sec.	$\gamma$	$\delta$	R $\chi_1^2$	J $\chi_1^2$	R $\chi_2^2$	J $\chi_2^2$	$\alpha$	$\beta$
0.0	·750000	0	·162435	0	·730406	0	2.107160	0
0.05	·656700	·173696	·16713	-·016281	·67763	·17226	1.31484	·43073
0.1	·526762	·207800	·17669	-·026357	·51639	·21611	1.19269	·19919
0.5	·347291	·074972	·21911	-·031569	·35377	·081416	1.18317	·036995
1	·336913	·038452	·23360	-·024725	·33487	·049849	1.18305	·018455
2	·334234	·019351	·24284	-·016800	·32450	·029414	1.18302	·009223
5	·333478	·007754	·24833	-·008185	·31871	013223	1.18301	·003688
10	·333369	·003878	·24954	-·004287	·31747	·006803	1.18301	·001845
20	·333342	·001939	·24988	-·002172	·31711	003431	1.18301	·0009221
40	·333336	·0009696	·249970	- 001091	·317018	·001721	1.183013	·000461
60	·333334	·0006464	·249987	-·000727	·317001	·001148	1.183013	·000307
120	·333334	·0003232	·249997	-·000364	·316991	·000574	1.183013	·000154
$\infty$	·333333	0	·250000	0	·316987	0	1.183013	0

TAB. II.

$$\mu/\mu' = 50 \text{ . sec}^{-1}.$$

T sec.	$\gamma$	$\delta$	R % <sub>1</sub> <sup>2</sup>	J % <sub>1</sub> <sup>2</sup>	R % <sub>2</sub> <sup>2</sup>	J % <sub>2</sub> <sup>2</sup>	$\alpha$	$\beta$
0.0	0.750000	0	0.162435	0	0.730406	0	2.10716	0
0.05	0.564626	0.207064	0.17337	-0.023705	0.56133	0.22255	1.20188	0.24660
0.1	0.432401	0.177381	0.18886	-0.032201	0.42859	0.16923	1.18508	0.11377
0.5	0.338468	0.045969	0.23030	-0.026742	0.33882	0.056856	1.18308	0.022155
1	0.334629	0.023199	0.24090	-0.018841	0.32662	0.033941	1.18303	0.011067
2	0.333658	0.011627	0.24667	-0.011540	0.32045	0.019096	1.18302	0.005533
5	0.333385	0.004654	0.24935	-0.005106	0.31766	0.008129	1.18301	0.002213
10	0.333346	0.002327	0.24983	-0.002601	0.31716	0.004112	1.18301	0.001107
20	0.333337	0.001164	0.24996	-0.001307	0.31703	0.002063	1.18301	0.000553
40	0.333334	0.000582	0.249989	-0.000654	0.316998	0.001032	1.183013	0.000277
60	0.333334	0.000388	0.249996	-0.000436	0.316992	0.000688	1.183013	0.000184
120	0.333333	0.000194	0.249999	-0.000218	0.316989	0.000344	1.183013	0.0000922
$\infty$	0.333333	0	0.250000	0	0.316987	0	1.183013	0

TAB. III.

$$\mu/\mu' = 100 \cdot \text{sec}^{-1}.$$

T sec.	$\gamma$	$\delta$	$R \chi_1^2$	$J \chi_1^2$	$R \chi_2^2$	$J \chi_2^2$	$\alpha$	$\beta$
0.0	0.750000	0	0.162435	-	0.730406	0	2.107160	0
0.05	0.432401	0.177381	0.18886	-0.032201	0.42859	+0.16923	1.18508	0.11377
0.1	0.363475	0.107938	0.20844	-0.033808	0.37170	0.107580	1.18341	0.055707
0.5	0.334629	0.023199	0.24090	-0.018841	0.32662	0.033941	1.18303	0.011067
1	0.333658	0.011627	0.24667	-0.011540	0.32045	0.019096	1.18302	0.005533
2	0.333415	0.005817	0.24901	-0.006300	0.31801	0.010079	1.18301	0.002766
5	0.333346	0.002327	0.24983	-0.002601	0.31716	0.004112	1.183013	0.001107
10	0.333337	0.001164	0.24996	-0.001307	0.31703	0.002063	1.183013	0.000553
20	0.333334	0.000582	0.249989	-0.000654	0.316998	0.001032	1.183013	0.000277
40	0.333333	0.000291	0.249997	-0.000327	0.316990	0.000516	1.183013	0.000138
60	0.333333	0.000194	0.249999	-0.000218	0.316989	0.000344	1.183013	0.0000922
120	0.333333	0.0000970	0.250000	-0.000109	0.316988	0.000172	1.183013	0.0000461
$\infty$	0.333333	0	0.250000	0	0.316987	0	1.183013	0

3) — Une fois résolue la (23'), comme on l'a vu au paragraphe 2, je me suis proposé de parvenir aux valeurs des autres grandeurs qui entrent dans le problème (rapport des déplacements vertical et horizontal, amplitude, vitesse, absorption), en me limitant aux solutions correspondantes aux ondes de Rayleigh proprement dites.

Commençons par le rapport des déplacements vertical et horizontal en surface.

Posé, dans l'exponentielle de la (24''')

$$a = \alpha + \beta p \frac{\mu'}{\mu}, \quad b = \beta - \alpha p \frac{\mu'}{\mu},$$

nous aurons

$$\begin{aligned} \sqrt{a + ib} &= \pm \left( \sqrt{\frac{\sqrt{a^2 + b^2} + a}{2}} + i \sqrt{\frac{\sqrt{a^2 + b^2} - a}{2}} \right) \text{ si } b > 0 \\ \sqrt{a + ib} &= \pm \left( \sqrt{\frac{\sqrt{a^2 + b^2} + a}{2}} - i \sqrt{\frac{\sqrt{a^2 + b^2} - a}{2}} \right) \text{ si } b < 0, \end{aligned} \quad (25)$$

Soit encore

$$\begin{aligned} u &= \sqrt{\frac{\sqrt{a^2 + b^2} + a}{2}}; & v &= \sqrt{\frac{\sqrt{a^2 + b^2} - a}{2}}; \\ w &= - \frac{u}{v \sqrt{1 + \left(p \frac{\mu'}{\mu}\right)^2}} \end{aligned} \quad (26)$$

et en outre

$$\begin{aligned} -\lambda + \frac{2\lambda \sqrt{\lambda^2 - \frac{h^2}{k^2}} \sqrt{\lambda^2 - 1}}{2\lambda^2 - 1} &= -R + iS \\ \sqrt{\lambda^2 - \frac{h^2}{k^2}} - \sqrt{\lambda^2 - \frac{h^2}{k^2}} \frac{2\lambda^2}{2\lambda^2 - 1} &= -R' + iS', \end{aligned} \quad (27)$$

car dans les cas considérés on a toujours  $b < 0$ , la 2<sup>de</sup> des (25)

a seulement une signification physique avec le second membre précédé du signe —. Pour  $z = 0$ , nous pouvons écrire

$$\frac{h^2 u}{k} = \left\{ \left[ R \sin p (t + \mathcal{W}x) - S \cos p (t + \mathcal{W}x) \right] + i \left[ -R \cos p (t + \mathcal{W}x) - S \sin p (t + \mathcal{W}x) \right] \right\} \exp - \frac{\mathcal{V} p x}{v, \sqrt{1 + p^2 \left( \frac{\mu'}{\mu} \right)^2}} \quad (28)$$

$$\frac{h^2 w}{k} = \left\{ \left[ -R' \cos p (t + \mathcal{W}x) + S' \sin p (t + \mathcal{W}x) \right] + i \left[ -R' \sin p (t + \mathcal{W}x) + S' \cos p (t + \mathcal{W}x) \right] \right\} \exp - \frac{\mathcal{V} p x}{v, \sqrt{1 + p^2 \left( \frac{\mu'}{\mu} \right)^2}}$$

Faites les positions :

$$\frac{h^2}{k^2} = \gamma + i\delta; \quad (29)$$

$$A = \sqrt{\frac{\sqrt{\alpha^2 + \beta^2} + \alpha}{2}}; \quad B = \sqrt{\frac{\sqrt{\alpha^2 + \beta^2} - \alpha}{2}};$$

$$C = \sqrt{\frac{\sqrt{(\alpha - \gamma)^2 + (\delta - \beta)^2} + \alpha - \gamma}{2}}; \quad D = \sqrt{\frac{\sqrt{(\alpha - \gamma)^2 + (\delta - \beta)^2} - (\alpha - \gamma)}{2}};$$

$$E = \sqrt{\frac{\sqrt{(\alpha - 1)^2 + \beta^2} + \alpha - 1}{2}}; \quad F = \sqrt{\frac{\sqrt{(\alpha - 1)^2 + \beta^2} - \alpha + 1}{2}};$$

$$g = CE + DF, \quad h = CF - DE;$$

$$K = \frac{g \left( \alpha - \frac{1}{2} \right) + \beta h}{\left( \alpha - \frac{1}{2} \right)^2 + \beta^2}; \quad \tilde{J} = \frac{\left( \alpha - \frac{1}{2} \right) h - \beta g}{\left( \alpha - \frac{1}{2} \right)^2 + \beta^2};$$

$$L = \frac{\alpha \left( \alpha - \frac{1}{2} \right) + \beta^2}{\left( \alpha - \frac{1}{2} \right)^2 + \beta^2}; \quad M = - \frac{0,5 \beta}{\left( \alpha - \frac{1}{2} \right)^2 + \beta^2};$$

$$N = AK - B\tilde{J}; \quad O = BK + A\tilde{J}; \quad P = CL + DM; \quad Q = CM - DL,$$

il suit (pour  $\beta < \delta$ ) :

$$\chi = A + iB, \quad \sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} = C - iD; \quad \sqrt{\chi^2 - 1} = E + iF,$$

$$\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \cdot \sqrt{\chi^2 - 1} = g + ih; \quad 2 \frac{\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \cdot \sqrt{\chi^2 - 1}}{2\chi^2 - 1} = K + iJ;$$

$$\frac{2\chi^2}{2\chi^2 - 1} = L + iM; \quad \chi \frac{2\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \cdot \sqrt{\chi^2 - 1}}{2\chi^2 - 1} = N + iO;$$

$$\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} \cdot \frac{2\chi^2}{2\chi^2 - 1} = P + iQ(*).$$

Pourtant

$$R = A - N; \quad S = O - B; \quad R' = P - C; \quad S' = -(Q + D).$$

Il va sans dire que la partie réelle des (28) est donnée par :

$$\frac{h^2 u}{k} = \left\{ R \sin p(t + Wx) - S \cos p(t + Wx) \right\} \exp - \frac{Vpx}{v \sqrt{1 + p^2 \left( \frac{\mu'}{\mu} \right)^2}}$$

$$\frac{h^2 w}{k} = \left\{ -R' \cos p(t + Wx) + S' \sin p(t + Wx) \right\} \exp - \frac{Vpx}{v \sqrt{1 + p^2 \left( \frac{\mu'}{\mu} \right)^2}}.$$

Dans le tableau IV sont contenues les valeurs de R, R', S, S' pour diverses valeurs de T, en fonction de  $\mu/\mu' = 30$  et  $\mu/\mu' = 50$ . De ce tableau il résulte que, exclues les périodes plus petites (de peu d'intérêt pour les ondes de Rayleigh proprement dites), S et S' assument des valeurs décroissantes,

(\*) Pour  $\beta > \delta$  est  $\sqrt{\chi^2 - \frac{h^2}{k^2}} = C + iD,$

$g = CE - DF; \quad h = CF + DE; \quad P = CL - DM; \quad Q = DL + CM.$

TAB. IV.

T sec.	$\mu/\mu' = 30 \text{ . sec.}^{-1}$				$\mu/\mu' = 50 \text{ . sec.}^{-1}$			
	R	S	R'	S'	R	S	R'	S'
0	0.344446	0.0	0.362432	0.0	0.344446	0.0	0.362432	0.0
0.05	0.378769	0.055691	0.480210	0.133627	0.440592	0.004866	0.511948	0.112730
0.1	0.477688	0.048830	0.573088	0.104331	0.457721	0.021923	0.612425	0.128436
0.5	0.462257	0.006684	0.668131	0.042802	0.459621	0.004292	0.671762	0.031275
1	0.459677	0.002103	0.672686	0.026133	0.459681	0.002154	0.674027	0.015735
2	0.459863	0.001775	0.674361	0.010966	0.459692	0.001086	0.674597	0.007893
5	0.459727	0.000482	0.674722	0.004382	0.459703	0.000430	0.674762	0.003155
10	0.459703	0.000255	0.674774	0.002191	0.459703	0.000391	0.674783	0.001584
20	0.459703	0.000103	0.674786	0.001277	0.459703	0.000092	0.674789	0.000800
40					0.459703		0.674789	
60								
120								
$\infty$	0.45970	0.0	0.674790	0.0	0.459701	0.0	0.674790	0.0

tendant vers zéro : négligeables en tous cas en comparaison de celles de R, R'.

Par conséquent, le rapport de l'amplitude du mouvement vertical à celle du mouvement horizontal, d'une valeur proche de l'unité pour des périodes presque nulles, tend rapidement vers la valeur 1,47 qui lui revient dans la classique théorie de Rayleigh pour des milieux purement élastiques; d'autant plus rapidement que plus grand est le rapport  $\mu/\mu'$  (fig. 1).

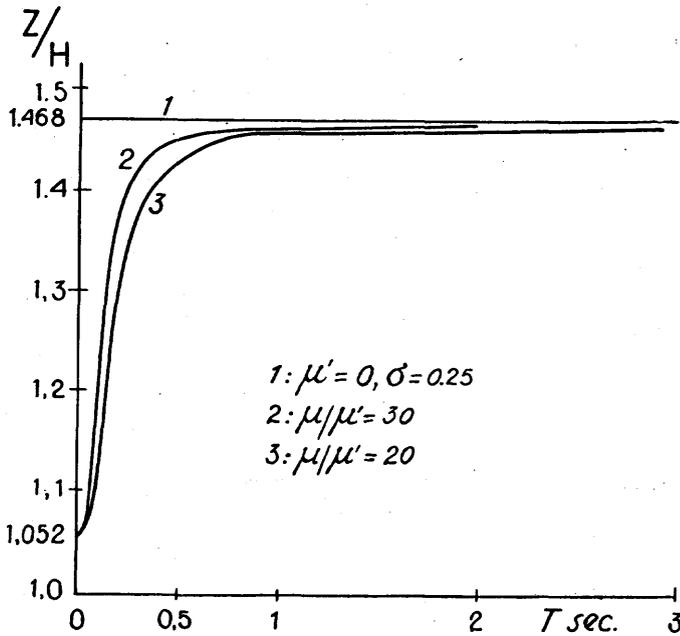


FIG. 1

4) — Passons à la vitesse. Elle vaut évidemment

$$v_R = \frac{\sqrt{2} \sqrt{1 + p^2 \left(\frac{\mu'}{\mu}\right)^2}}{\sqrt{\sqrt{(\alpha^2 + \beta^2) \left\{ 1 + p^2 \left(\frac{\mu'}{\mu}\right)^2 \right\} + \alpha + \beta p \frac{\mu'}{\mu}}} \cdot v_s$$

Le tableau V renferme les résultats des calculs pour les valeurs 30, 50 et 100 du rapport  $\mu/\mu'$ , en fonction de la période. On note tout de suite que, d'une valeur théoriquement infini pour  $T = 0$ , la vitesse des ondes de Rayleigh dans un milieu firmo-élastique tend à la valeur qu'elle prend dans un milieu purement élastique si la période tend vers l'infini; et d'autant plus vite que plus grande est la valeur du rapport  $\mu/\mu'$  (fig. 2).

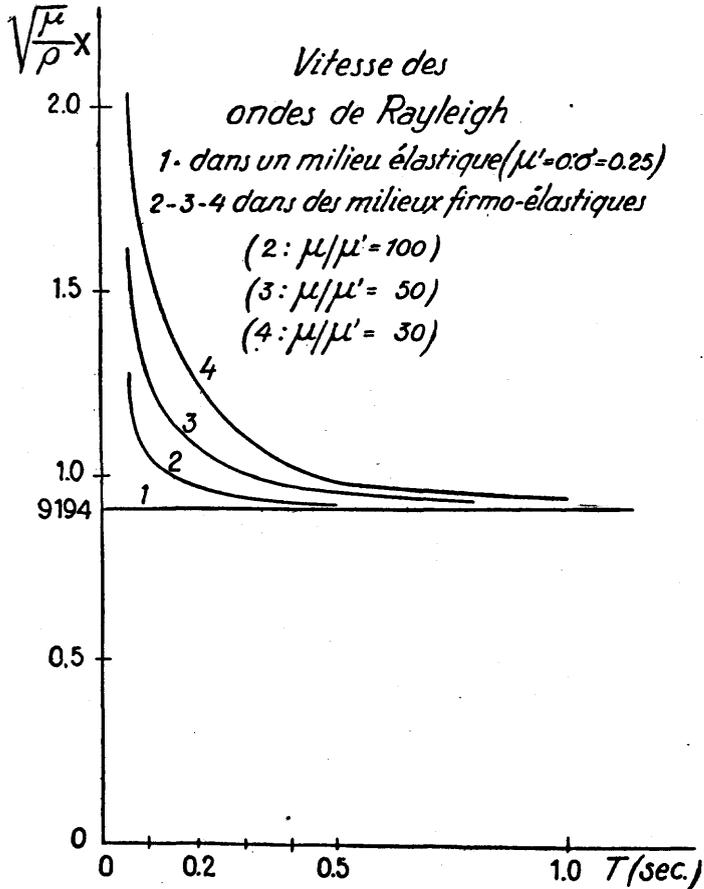


FIG. 2

Ce résultat avait déjà été obtenu dans le précédent travail; reste donc confirmé une sorte d'effet de la firmo-élasticité sur

TAB. V.

T sec.	$\mu/\mu' = 30 \text{ . sec.}^{-1}$		$\mu/\mu' = 50 \text{ . sec.}^{-1}$		$\mu/\mu' = 100 \text{ . sec.}^{-1}$	
	$v_R$	$k_s$	$v_R$	$k_s$	$v_R$	$k_s$
0	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$	$\infty$
0.05	2.021 $\cdot v_s$	10.532	1.687 $\cdot v_s$	12.175	1.2615 $\cdot v_s$	12 804
0.1	1.5614 »	6.342	1.2615 »	6.4018	1.0322 »	4.8424
0.5	0.9732 »	0.72228	0.93953 »	0.4626	0.92452 »	0.2382
1	0.9335 »	0.1950	0.9245 »	0.11910	0.9207 »	0.06000
2	0.9229 »	0.04977	0.9207 »	0.03250	0.9197 »	0.01503
5	0.9200 »	0.008013	0.9195 »	0.00741	0.91945 »	0.002407
10	0.91955 »	0.002000	0.91945 »	0.001203	0.91942 »	0.000602
20	0.91944 »	0.000502	0.919415 »	0.000301	0.9194 »	0.000165
40	0.91941 »	0.0001303	0.919405 »	0.0000752	0.9194 »	0.0000476
60	0.9194 »	0.0000563	0.9194 »	0.0000317	0.9194 »	0.0000174
120	0.9194 »	0.0000123	0.9194 »	0.0000083	0.9194 »	0.0000043
$\infty$	0.9194 »	0	0.9194 »	0	0.9194 »	0

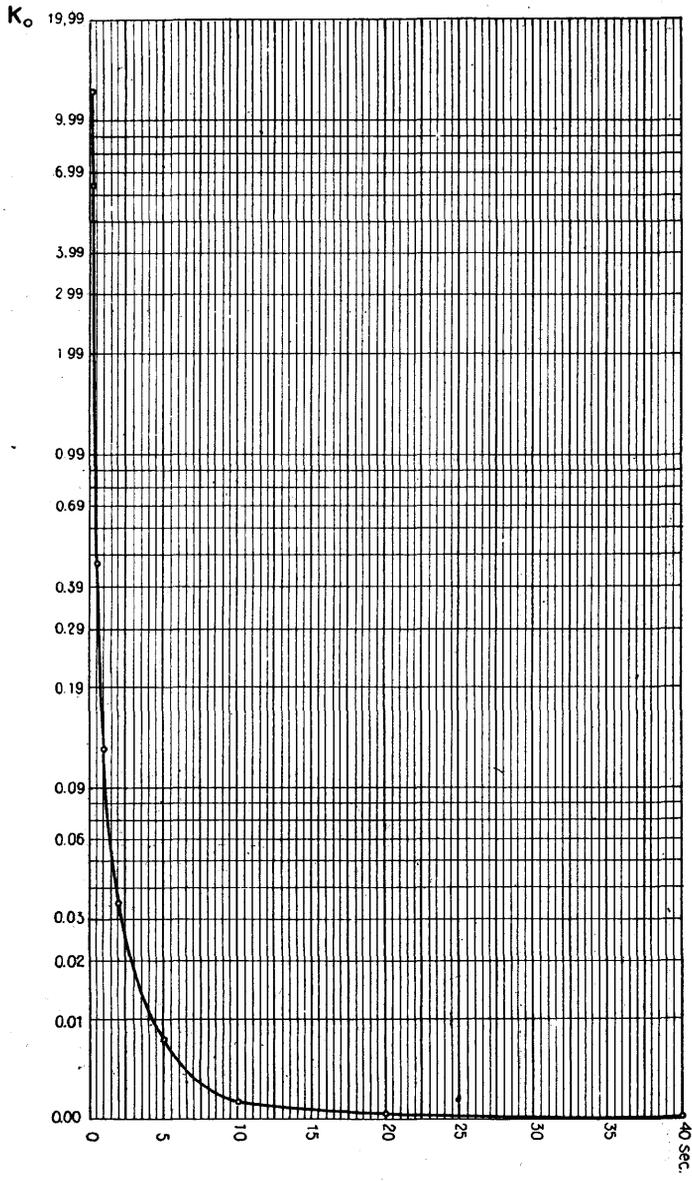


FIG. 3

la propagation des ondes superficielles, qui se présente comme propagation anormale.

5) — Venons enfin à l'absorption d'un milieu firmo-élastique. Le coefficient d'absorption est

$$k_0 = \frac{p}{v_s \sqrt{2} \sqrt{1 + p^2 \left(\frac{\mu'}{\mu}\right)^2}} \sqrt{\sqrt{(\alpha^2 + \beta^2) \left(1 + p^2 \left(\frac{\mu'}{\mu}\right)^2\right)} - \alpha - \beta p \frac{\mu'}{\mu}}.$$

Soit  $v_s = 3.3$  Km./sec., vitesse moyenne des ondes transversales dans la couche superficielle terrestre, et donnons à  $\mu/\mu'$  les valeurs 30, 50 et 100 respectivement; les calculs ont fourni, pour diverses périodes, les valeurs reportées dans le tableau V. *Fig. 3*

*A des périodes nulles correspond donc une absorption infinie, qui reste en tous cas très élevée pour les petites périodes, conformément à l'observation; pour des périodes de l'ordre de 20<sup>s</sup> et pour  $\mu/\mu' = 50$  (qui est la valeur la plus proche de celles fournies par l'observation), le coefficient d'absorption devient de l'ordre de 0.0003, ce qui est précisément la valeur généralement observée.*

Le frottement intérieur justifie donc complètement les caractéristiques observées pour les ondes superficielles, qui dans la théorie de Rayleigh étaient considérées comme persistantes. Je pense que ceci doit être un des résultats les plus notables de ce travail.

## BIBLIOGRAPHIE

- (1) SEZAWA (K.) *On the Decay of Waves in Visco Elastic Solid Bodies.*  
Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo, III,  
1927.

- (2) GUTENBERG (B.). *Handbuch der Geophysik*. Band IV pagg. 16-21 ;  
Band II, pag. 552-553.  
— *Internal Constitution of the Earth-Viscosity, Strength and  
Internal Friction in Physics of the Earth-VII*, pag. 361 et 381.
  - (3) RAYLEIGH LORD. *On waves propagated along the plane surface of  
an elastic solid*. Scientific Papers, II, pag. 441-447.
  - (4) LAMB (H.). *On the Propagation of Tremors over the Surface of an  
Elastic Solid*. Philosophical-Transactions, CCIII — A — 1904.
  - (5) CALOI (P.). *Sulle onde di Rayleigh in un mezzo elastico, firmo-  
viscoso indefinito*. Pontificia Academia Scientiarum, Acta, X,  
1946.
-

## CALIBRATION OF A HIGH MAGNIFICATION SEISMOMETER

by Frank NEUMANN (Washington).

---

This paper concerns the design, adjustment, and calibration of seismographs and vibration meters which employ spindle-and-thread devices and optical levers to obtain high amplification.

Instruments of this type found favor in early seismic exploration work when short-period pendulums were operated at static magnifications up to 25,000. While it is known that seismological literature contains a number of discussions of the spindle magnifier, the writer feels that recent experience in adjusting and calibrating newly built instruments of this type will be of value to others who may desire to use the device for precise vibration measurements or for recording earthquakes. Seismologists should be especially interested since it is inexpensive to construct and the short-pendulum period and high-magnification characteristics insure the recording of important seismic waves of the order of one cycle per second frequency. One can also be assured of the magnitude of the recorded vibrations. Many pitfalls, however, await the inexperienced designer.

The following text deals with the solution of problems which arose when the Coast and Geodetic Survey built 6 horizontal-component spindle instruments of the Neumann-Labarre type, and it was found difficult at first to obtain either satisfactory operational characteristics or consistent calibration results. Each pendulum consists of a horizontal brass bar that is hinged at one end and forked at the other end to accommodate the spindle-mirror system. The hinge consists of two flat steel springs so arranged that they are both in a state of tension when a weight is mounted on the pendulum bar to obtain the desi-

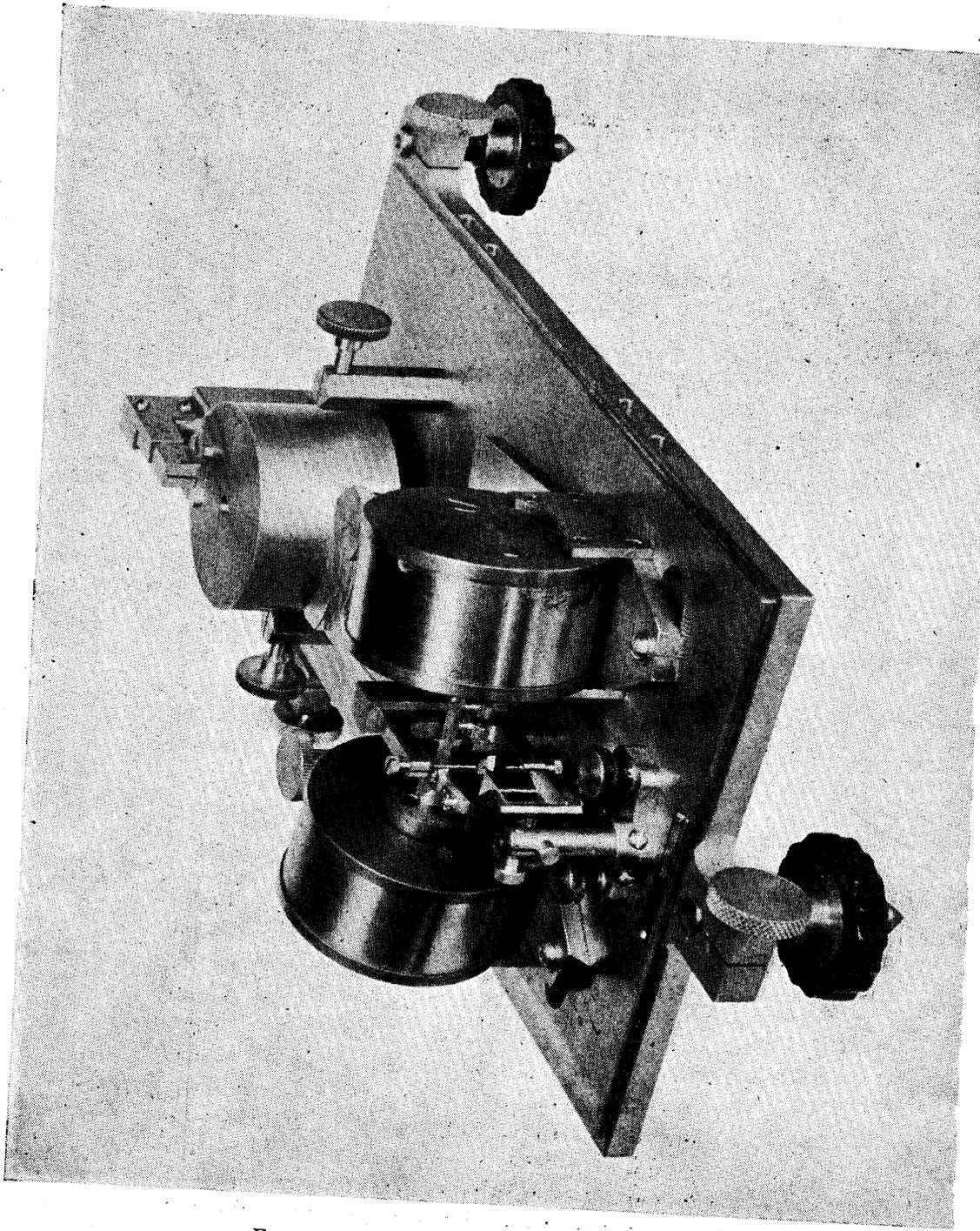


FIG. 1. — Neumann-Labarre vibration meter.  
Front view showing spindle system (partly hidden by prism)  
and magnetic damping device.

red period and restoring force sufficient to overcome the friction in the spindle system. A mass of 47 or 117 ounces can be readily mounted at any point on the bar to control these factors.

The spindles are 1/16" diameter and are fitted at each end with steel pivots having a point radius of about .0003 inch. The pivots rest in fitted V-shaped jewel bearings. This assembly is manufactured by the General Electric Company for use in electric meters.

Eccentricity in the spindle was practically eliminated by carefully mounting it in soft auxiliary bearing and turning down the cylindrical surface until the center of a circular cross-section coincided with the axis defined by the pivot points. This is important for if the distances between the pivot-to-pivot axis and the sides of the spindle are not uniformly equal a different magnification will result for each new position of the spindle. It is not necessarily the radius of the spindle which controls the magnification but the distance from the pivot-to-pivot axis and the point of tangency of the thread. Spindle eccentricity may be tested by calibrating the instrument with the thread wound first around the front of the spindle and then around the back

Eccentricity obviously provides a means of increasing or decreasing the magnification provided the spindle-mirror system is balanced, but possibilities along this line have not been thoroughly explored. Each spindle-mirror system was balanced about the pivot-to pivot axes before being inserted in the instruments.

The center of gravity of each spindle was made as low as possible to reduce possible slipping in the lower jewel bearing to a minimum. Of critical importance is the need for winding the thread around the spindle as near as possible to the lower pivot. Gravity serves to effect a perfect contact in the lower bearing of the system. The top bearing has gravity working against it and some lost motion

is inevitably present. The thread winding should therefore be kept as far from it as possible.

Tension on the thread was found to be an important factor in smooth performance. Best performance was obtained when the thread was visibly loosened from a taut state brought about through excessive tension. The tension which yielded the greatest number of free undamped oscillations and at the same time gave the most consistent zero position of the light spot served to indicate the best operating tension. Constant zero positions were obtained with a consistency equal to that of torsion pendulums of the Wood-Anderson type.

With all of these factors adequately taken into account it was still found impossible to obtain consistent calibration results by the period and tilt test using the well-known formula  $V = \frac{4\pi^2 S}{T_0^2}$

where  $V$  is static magnification,  $S$  is the deflection of the light spot in cm. for a side tilt equivalent to 1 cm./sec.<sup>2</sup> acceleration (3'30" of arc) and  $T_0$  is the free pendulum period.

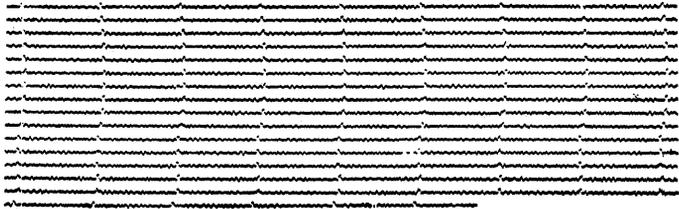


FIG. 2. — Record of microseisms obtained at Honolulu, T.H., on Neumann-Labarre vibration meter; interval between time marks is 60 seconds.

One reason for the inconsistency was found to be the presence of magnetic material in the end of the pendulum. This introduced an additional restoring force during the tilt test (with damping magnets in place), which was not

present during the period test (with damping magnets away).

The principal reason for failure to obtain consistent calibration tests was the discovery that the leveling screws (similar to those used on high-grade theodolites) were not sufficiently precise to serve as a measuring device in obtaining the angle of tilt. To overcome this a special mirror-and-spindle device with a 2-meter optical lever was used to measure the change in elevation of the instrument plate when it was tilted by a leveling screw. In this device a balanced spindle is suspended horizontally by two pieces of nylon thread about 3 cm. long. One end of each thread is fastened to the base plate of the instrument while the other ends are fixed (at base-plate level) to a support resting on the pier. The spindle then rests in the U-shaped cradle 1.5 cm. below the suspension points of the threads when they are brought close together. A shift of .01 cm. of the light spot reflected from the tilt-measuring spindle mirror corresponded to a vertical movement of only  $4 \times 10^{-6}$  cm. of the base plate at the point where the tilt-measuring device was attached. The motion of the seismometer spot responded faithfully to every motion of the tilt-measuring light spot. This was reflected in the period and tilt tests subsequently made to determine the static magnification under various pendulum adjustments. The following figures, for example, show the consistency of the tilt-measuring light spot readings for a constant deflection of 10.0 inches of the seismometer light spot : 1.85, 1.87, 1.86, 1.88 and 1.86 inches. These readings were obtained with the leveling screws in new positions in each case.

Under proper adjustment instruments of this type have operated as seismographs for days at a time without apparent zero shifts. Sinusoidal waves of only a few tenths of a millimeter are perfectly formed on the trace so that there is little difficulty in resolving ground displacements of 0.01 micron for high-frequency vibrations or 0.1 micron for lower frequency vibrations.

The horizontal spindle device used to measure changes in elevation of the base plate might conceivably be used as a magnifying device for a vertical-motion seismograph provided the problems of temperature change and fatigue were sufficiently well solved. There is room here for either the amateur or professional seismologist to exercise his skill in designing a much-needed inexpensive type of seismograph for there is little doubt that a 1-sec. vertical seismograph magnifying 10,000 times would fill an urgent need at many observatories. An advantage of this type of amplifier is that no pivots are employed. The motion is solely a rolling one.

The writer has eliminated the use of pivots in horizontal instruments by replacing them with two threads parallel to the regular thread using an auxiliary vertical thread to take the weight of the spindle off the horizontal threads. These threads which are fastened to the frame of the instrument are wound around the spindle in a direction opposite that of the thread attached to the fork. As the motion is entirely a rolling one lost motion is completely eliminated. Most observers, however, prefer the simpler type of pivoted spindle discussed in this paper.

In order of preference the writer would place fine gold ribbon first, a single strand of nylon thread next, and silk last.

---

## LES TREMBLEMENTS DE TERRE EN SLOVAQUIE ET ANCIENNE RUSSIE SUBCARPATIQUE 1923-1938.

Par A. ZÁTOPEK, Institut Géophysique National, Praha.

---

RÉSUMÉ. — Pendant l'époque 1923-1938, plusieurs séismes ont été ressentis en Slovaquie et ancienne Russie Subcarpathique. Ce sont les observations macroséismiques des deux pays, ramassées par l'Institut Géophysique de Prague, sur lesquelles sont fondées exclusivement les conclusions de cette communication. Il y a deux cas exceptionnels — le 5 et le 6 mars 1930 — où on a pu se servir aussi des méthodes microséismiques avec du succès.

Par rapport à l'activité séismique des Carpathes, nous venons en relation avec le travail de M. A. Rétly et, en certain sens, nous complétons le travail de M. W. Lozinski. La mise en valeur des intensités des secousses, et dans un cas aussi des bruits observés, a été effectuée par application des méthodes de M. A. Sieberg.

Le territoire étudié a été divisé en deux parties dont la frontière parcourt à peu près dans la direction N-S par la vallée de l'Ondava (Slovaquie de l'Est). Cette division, bien justifiée par le caractère singulier des phénomènes séismiques dans la partie de l'Est, se trouve en concordance avec la structure géologique et tectonique du pays.

Les tremblements observés dans chaque de ces deux parties (*A la partie d'Est, B celle de l'Ouest*) sont traités en ordre chronologique. Leur revue est présentée par un tableau synoptique. Tous les phénomènes observés peuvent être considérés comme *tectoniques*.

Les résultats principaux sont les suivants :

1° Les *tremblements* dont les foyers, à 30 km environ de *profondeur*, se trouvait dans les *Alpes orientales* et dont les intensités épacentrales atteignaient le degré 7-8

M.-S. ont évoqué à Bratislava des effets puissants. Mais l'énergie de ces mouvements vers l'est et nord-est a été beaucoup plus absorbée que dans la direction vers le nord dans le massif de Bohême. Pour les tremblements, prenant leur origine dans les Alpes orientales, la liaison entre celles-ci et les Carpathes occidentales paraît être plus libre que parmi les Alpes orientales et le massif de Bohême. L'influence de la profondeur du foyer semble jouer ici un rôle important.

2° Les tremblements avec les foyers dans le voisinage des Montagnes de Brezová — où Dobrá Voda (mieux connu sous le nom hongrois de Jókeő) est un épicerentre très mobile — montrent évidemment leur origine tectonique. Leur propagation correspond aussi aux directions fondamentales dans la tectonique de Petites Carpathes. Les lignes de faille longitudinales (SW—NE) aussi bien que les transversales (NW—SE) se manifestent en forme des isoséistes et du champ macro-séismique et en outre par des élévations locales des intensités. Au nord, dans la zone du Flysch, les intensités baissent bientôt sous la limite inférieure des intensités macroséismiques.

Les deux tremblements principaux du groupe en 1930 (le 5 et 6 mars) ont dû provoquer une réaction dynamique des parties plus profondes (l'énergie des séismes étant suffisante) ce qui se manifestait en Slovaquie du Sud par la mobilité plus élevée suivant la ligne Trnava—Nové Zámky (Ěrsekújvár). Ce fait peut être considéré comme une manifestation dynamique d'une ligne tectonique qui semble poursuivre précisément la direction d'une ligne de M. L. CEPEK. Les Petites Carpathes du Nord montrent non seulement une haute séismicité, mais on y a constaté aussi des anomalies géomagnétiques et gravimétriques.

3° Les roches volcaniques tertiaires de Slovenské Rudohorie (Monts Métalliques de Slovaquie) sont caractérisées par leur activité séismique, mais les tremblements de ce pays pour la plupart sont locaux et leurs foyers peu pro-

*fonds*. On ne peut pas expliquer, s'appuyant seulement sur des manifestations macroséismiques, la réaction des blocs plus profonds.

4° Dans la *partie d'Est*, les *foyers* dans la zone de *Flysch* ne sont que des *exceptions*. Cette observation est en accord avec les résultats de M. A. RÉTHLY. Même l'énergie séismique, pénétrant dans cette zone du sud, est rapidement amortie. Les *épïcêtres* sont situés pour la plupart *dans le territoire de jeunes roches volcaniques* (Miocène) de l'ancienne Russie Subcarpathique et dans les *régions avoisinantes*, surtout celles au sud.

5° L'*axe du bassin de Marmaros* s'est montré comme fort *labile*. Dans la direction SE—NW l'*extinction* de l'énergie séismique prend son *minimum*. On peut y voir l'effet du système des failles tectoniques le long de la Tisza.

6° Le *territoire*, borné par la *Tisza*, *Rika* (Nagyág), *Terebla* (Talabor) et *Teresva* (Taracz), se manifeste par sa *mobilité extrême* comme un *système des blocs* qui sont *liés* plus ou moins l'un avec l'autre. Il s'agit des liaisons qui se modifient au cours du temps, surtout en conséquences des mouvements séismiques. Les limites tectoniques entre les sédiments miocènes, les klippes avec leurs enveloppes du Crétacé et la zone de *Flysch* au nord ont montré une vive activité. Tous les *phénomènes* sont ici d'un *caractère superficiel*.

7° Les profondeurs des *foyers*, calculées d'après la formule de GASSMANN — bien que l'usage de cette formule ne soit pas tout à fait justifié dans notre cas — démontrent que les tremblements de la partie d'Est prennent leur *origine* seulement *peu de kilomètres sous la surface* de la terre. Les jeunes failles produisent dans le territoire considéré des *foyers secondaires* de faible profondeur. La suite en est que l'aire pléistoséiste est trop étendue par rapport à la superficie totale du champ macroséismique. A l'extérieur de l'aire pléistoséiste, les intensités baissent rapidement sous la limite de sensibilité macroséismique de sorte que le *champ macroséismique* reste, dans la plupart des

cas, *borné à un bloc* qui souvent se fait remarquer aussi par sa *morphologie*. La réaction dynamique du système se produit, suivant la position et l'état d'équilibre des blocs, avec les plus hautes intensités seulement dans les cas, si l'énergie primaire du mouvement suffit à relâcher les liaisons entre les parties du système. En même temps, il faut supposer que les tremblements ne conduisent pas généralement à un équilibre parfait. Le reste des tensions latentes peut prendre part à l'origine des secousses suivantes de la même région. Cette supposition attribue à expliquer la *migration des épacentres* qui est frappante surtout aux environs du bassin de Marmaros.

8° Les phénomènes séismiques montrent des *rappports avec la tectonique* du pays dont on peut tirer des *conclusions objectives* relatives à la *structure* non seulement des parties superficielles, mais aussi plus profondes (dans le sens géologique du mot) de l'écorce terrestre.

A ce point de vue, il y aurait intérêt à *étudier les phénomènes séismiques de la Slovaquie et de l'ancienne Russie Subcarpathique sans interruption et y rassembler soigneusement les données macroséismiques* pour gagner des matériaux authentiques et les plus véridiques possible. En même temps, on devrait *améliorer les méthodes d'observation et du ramassage des données et approfondir la collaboration des séismiciens des pays voisins* pour gagner plus de connaissances de ce territoire si intéressant au point de vue séismique, mais encore peu connu.

Si l'on voulait connaître le caractère, la naissance et la cause des mouvements de cette région, il faudrait d'abord *établir un réseau fondamental des instruments enregistreurs*.

Liste des tremblements de terre ressentis en Slovaquie et ancienne Russie  
Subcarpathique pendant l'époque 1923—1938.

N°	Date	T. M. E. C.	Epicentre	Intensité max. au. territoire étudié
<i>La partie d'Ouest.</i>				
I	1925 31/I	08 05	(47,9°N 20,4°E)	3°
II <sup>1</sup>	1927 25/VII	22 36	(47,5°N 15,5°E)	2—3°
III	1927 8/X	20 49	48°04'N, 16°35' E	5—6°
IV	1929 26/VII	21 15	A 48°40'N, 19°31' E	5°
V	1929 26/IX	(01 15)	(C) 48°40'N, 17°33' E	4—5°
VI 1)	1930 28/II	(23 15)	a (48°45'N, 17°50' E)	3°
2)	4/III	(10 30)	D 48°36'N, 17°32' E	5°
3)	5/III	(23 00)	(D) (48°36'N, 17°32' E)	2—3°
4)	5/III	(03 00)	D 48°36'N, 17°32' E	
5)	5/III	(06 00-06 10)	D 48°36'N, 17°32' E	2—3°
6)	5/III	06 13	B 48°33'N, 17°38' E	6°
H.O. 06 12 57				
7)	5/III	(07 00)	D 48°36'N, 17°32' E	
8)	5/III	(10 00)	(D) (48°36'N, 17°32' E)	
9)	5/III	(13 30)	D 48°36'N, 17°32' E	
10)	5/III	22 50	D 48°36'N, 17°32' E	
11)	5/III	(23 00)	D 48°36'N, 17°32' E	4°
12)	6/III	00 21	D 48°36'N, 17°32' E	(4°)
H.O. 00 55 44				
13)	6/III	00 56	(48°35'N, 17°37' E)	7°
14)	6/III	(01 00-01 35)	(D) (48°36'N, 17°32' E)	
15)	6/III	(02 . .)	(D) (48°36'N, 17°32' E)	
16)	6/III	(03 00)	(D) (48°36'N, 17°32' E)	
17)	6/III	04 27		
18)	6/III	05 15		
19)	6/III	06 15	(D) (48°36'N, 17°32' E)	
20)	6/III	(06 20-06 30)	(D) (48°36'N, 17°32' E)	
21)	6/III	(07 00)		
22)	7/III	00 08	D 48°36'N, 17°32' E	
23)	7/III	07 23	D 48°36'N, 17°32' E	
24)	7/III	08 42	D 48°36'N, 17°32' E	4°
25)	7/III	10 55	D 48°36'N, 17°32' E	3°
26)	7/III	22 30	D 48°36'N, 17°32' E	
27)	8/III	00 40	D 48°36'N, 17°32' E	
28)	8/III	03 30	D 48°36'N, 17°32' E	

N°	Date	T. M. E. C.	Epicentre	Intensité max. au territoire étudié
29)	9/III	(07 30)	D 48°36'N, 17°32' E	2—3°
30)	9/III	(10 45)	D 48°36'N, 17°32' E	2—3°
31)	15/III	(01 30)	D 48°36'N, 17°32' E	
32)	17/III	(01 30)	D 48°36'N, 17°32' E	4—5°
33)	17/III	(04 30)	D 48°36'N, 17°32' E	2—3°
34)	18/III	(03 00)	D 48°36'N, 17°32' E	
35)	18/III	(07 30)	D 48°36'N, 17°32' E	
VII	1931 23/IX	16 30	E 48,9°N, 18,2° E	4°
VIII	1934 26/IV	17 55	F 47,8°N, 18,3° E	5°
IX	1934 19/X	09 30	G 48°54'N, 19°10' E	4—5°
X	1936 4/III	(05 45)	(ca 48°N, 21° E)	3—4°
XI 1)	1936 28/XII	(23 20)	H 48°28'N, 19°00' E	4—5°
2)	31/XII	18 25	H 48°28'N, 19°00' E	3°
XII	1937 8/XI	07 10	J 48°46'N, 18°37' E	3—4°
XIII 1)	1938 8/XI	04 12	47°51'N, 16°25' E	4—5°
2)	8/XI	04 24	(47°51'N, 16°25' E)	3°
3)	8/XI	04 32		2°

*B.— La partie d'Est.*

I <sup>2</sup>	1923 4/V	(01 00)	(T) ? (48,0°N, 23,9° E) ?	4—5°
II	1924 18/I	(02 30)	K 48°24'N, 22°33' E	5—6°
III	1924 30/III	(11 45)	b 48,5°N, 23,0° E	4°
IV <sup>3</sup> 1)	1925 26/II	(01 30)	c (48°38'N, 22°19' E)	4°
2)	26/II	01 43	c (48°38'N, 22°19' E)	4—5°
V 1)	1926 27/VI	(16 30)	L 48°00'N, 23°42' E	5°
2)	27/VI	17 30	L 48°00'N, 23°42' E	4°
3)	27/VI	21 05	L 48°00'N, 23°42' E	3°
4)	28/VI	(21 00)	L 48°00'N, 23°42' E	5—6°
5)	28/VI	21 20	L 48°00'N, 23°42' E	< 4°
6)	28/VI	21 22	L 48°00'N, 23°42' E	< 4°
7)	28/VI	21 30	L 48°00'N, 23°42' E	< 4°
8)	30/VI	17 26	L 48°00'N, 23°42' E	3°
9)	1/VII	01 02	(L) (48°00'N, 23°42' E)	4°
10)	1/VII	05 40	L 48°00'N, 23°42' E	3°
11)	1/VII	07 40	L 48°00'N, 23°42' E	3°
12)	2/VII	08 45	L 48°00'N, 23°42' E	3°
13)	3/VII	01 05	L 48°00'N, 23°42' E	4—5°
14)	4/VII	05 20	L 48°00'N, 23°42' E	3°
15)	10/VIII	02 10	L 48°00'N, 23°42' E	6—7°
16)	10—11/VIII		L 48°00'N, 23°42' E	6—7°
17)	15/VIII	07 05	(L) (48°00'N, 23°42' E)	4°
18)	22/VIII	13 50	L 48°00'N, 23°42' E	(3°)
19)	23/VIII	15 53	L 48°00'N, 23°42' E	(3°)

N	Date	T. M. E. C.	Epicentre	Intensité max au territoire étudié
VI	1926 20/XII	19 25	M 48°34'N, 23°14' E	4°
VII	1927 10/V	01 50	N 48°07'N, 23°27' E	4°
VIII	1928 9/II	20 10	N 48°07'N, 23°27' E	4°
IX	1928 11/V	(21 00)	d 48,2°N, 22,7° E	3°
X	1929 8/IX	(23 30)	o 48°07'N, 22°57' E	4—5°
XI	1930 6/IV	12 15	P 48°07'N, 23°36' E	4—5°
XII <sup>a</sup>	1931 7/IV	02 42	R 48°15'N, 22°41' E	5—6°
XIII 1)	1932 19/II	(00 15)	S 48°55'N, 21°53' E	5°
2)	19/II	(23 30)	e (48°47'N, 21°53' E)	3—4°
XIV 1)	1933 6/IX	12 19	(L) 48,0°N, 23,7° E	3°
2)	6/IX	16 23	(L) 48,0°N, 23,7° E	3—4°
XV 1)	1933 20/IX	22 45	T 47°58'N, 23°52' E	3°
2)	20/IX	22 58	T 47°58'N, 23°52' E	2—3°
XVI 1)	1935 29/I	(06 00)	(b) (48,5°N, 22,9° E)	3°
2)	29/I	07 25	f 48,6°N, 22,9° E	4—5°
XVII	1935 18/VIII	01 25	U 48°09'N, 24°17' E	4°
XVIII 1)	1935 22/VIII	(02 00)	g 48,3°N, 23,4° E	4°
2)	22/VIII	03 10	h (48°12'N, 23°33' E)	5°
XIX 1)	1936 14/IV	16 45		4°
2)	15/IV	(03 00)		3°
XX <sup>a</sup> 1)	1936 29/VII	00 45	j (48°35'N, 22°32' E)	4°
2)	29/VII	07 00	V 48°37'N, 22°27' E	5°
3)	29/VII	(23 00)		
4)	2/VIII	21 27	W 48°38'N, 22°32' E	6°
5)	3/VIII	(08 00)	W	3°
XXI	1937 14/IX	09 58	Y 48°14'N, 23°34' E	6°
XXII	1937 21/XI	06 30	Y	4—5°
XXIII	1937 10/XII	03 30	Y	4°

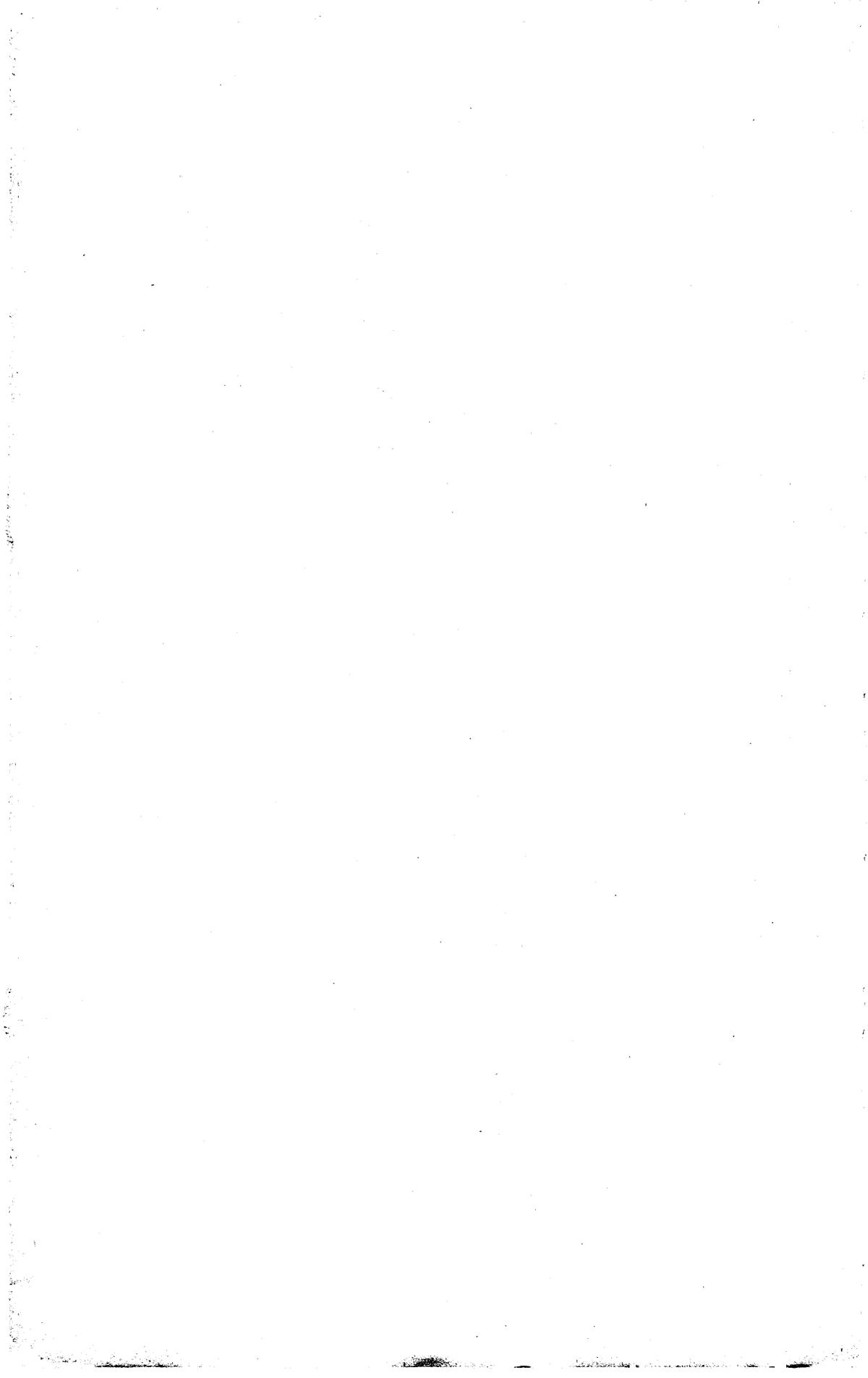
1. D'après HROMADKA [12], un tremblement a été ressenti à Bratislava au mois de février 1926. Probablement échange contre les secousses du 8 octobre 1927.

2. En février 1923, une indication des secousses à *Sevlus* (Nagyszöllös).

3. Suivant l'indication, un mouvement a été observé à Oberschönborn (Felsökerepec) en novembre 1925.

4. La presse a communiqué plusieurs petites secousses observées à *Aknaszlatina* pendant la nuit du 10 au 11 avril 1931. Impossible de vérifier.

5. Peu de temps avant le commencement de ce groupe, des secousses devaient être observées dans les monts de *Vihorlat*.



# SUR LA PROPAGATION DES SÉISMES SE PRODUISANT DANS LES ALPES ORIENTALES A TRAVERS LE MASSIF DE BOHÈME.

Par A. ZÁTOPEK, Institut Géophysique National, Praha.

---

Cette communication se rapporte à une étude macro-séismique de la propagation de l'énergie séismique des foyers situés dans la partie nord-est des Alpes orientales à travers le massif de Bohême. Le travail est fondé sur un ensemble de 2966 rapports rassemblés sur le territoire de la Bohême et de la Moravie par l'Institut Géophysique National de Prague. Les observations ont été faites à l'occasion des tremblements suivants :

- A) le 27 juillet 1927, la vallée de la Mürz  
47°5' N, 15°5' E; 21<sup>h</sup>36<sup>m</sup>; 308 observations
- B) le 8 octobre 1927, Schwadorf  
48°04' N, 16°24' E; 19<sup>h</sup>49; 121 observations
- C) le 8 novembre 1938, Ebreichsdorf  
47°57' N, 16°24' E; 3<sup>h</sup>12; 1756 observations
- D) le 18 septembre 1939, Puchberg  
47°48' N, 15°53' E; 0<sup>h</sup>15; 781 observations

Il s'agit donc de secousses ayant leurs épicentres dans une même région et avec des intensités épicentrales à peu près égales. Pour la profondeur de foyer de *B*, M. Conrad a calculé 28 km; celle de *C* a été déterminé par MM. Mifka et Trapp et a pour valeur 25 à 28 km. La répartition des intensités macroséismiques étant analogue dans les quatre cas, on peut admettre que de même les foyers de *A* et *D* se trouvaient probablement à une profondeur de 30 km environ.

Le premier stade de notre étude était l'analyse des cartes d'isoséistes. Le territoire étudié se trouve dans la partie nord du champ macroséismique total et en occupe

moins de la moitié. Dans les quatre cas, le champ macroséismique a la forme d'une poire dont l'axe est orienté vers le N-NW. L'épicentre est situé excentriquement dans la partie sud. On a donc à faire à des tremblements transversaux — le nom est dû à Suess — puisque les dislocations principales des Alpes orientales se dirigent à peu près perpendiculairement à l'axe du territoire ébranlé. Nos isoséistes, procédant par demi-degré du degré 5 au degré 3 de l'échelle M. C. S., sont dans les quatre cas des courbes irrégulières. Naturellement, celles des séismes *C* et *D* présentent, à cause du grand nombre d'observations, beaucoup plus de détails que celles de *A* et *B*. (*Fig. 1*). La confrontation avec une carte géologique du massif de Bohême montre des traits communs à toutes les cartes d'isoséistes, d'où on peut tirer les conclusions suivantes :

1° Les effets macroséismiques sont limités presque exclusivement aux roches du massif de Bohême et disparaissent rapidement dans le flysch du système carpathien, car il n'y a pas d'observations dans la Moravie de l'est, qui fait partie des Carpathes, bien que les intensités dans le massif de Bohême atteignent le degré 4,5 aux mêmes distances.

2° Dans le massif de Bohême l'abaissement des intensités en fonction de la distance épacentrale n'obéit pas à une loi visible. Les intensités plus hautes et basses alternent. Le caractère complexe des isoséistes montre que la réaction dynamique du massif de Bohême est celle d'un système hétérogène des blocs séparés par des dislocations actives. Les dernières se manifestent par des intensités élevées par rapport à leur voisinage. C'est pourquoi on trouve dans les cartes d'isoséistes de nombreuses proéminences lancées dans les deux directions principales du plan tectonique, c'est-à-dire NE-SW et NW-SE. Ce résultat s'oppose à l'opinion de M. Kautsky qui suppose que la réaction séismique du massif de Bohême est homogène.

Trois zones mobiles sont surtout remarquables : celle qui est située généralement sur la ligne Brno-Prague (SE-NW) et de deux autres qui vont du SW au NE, l'une

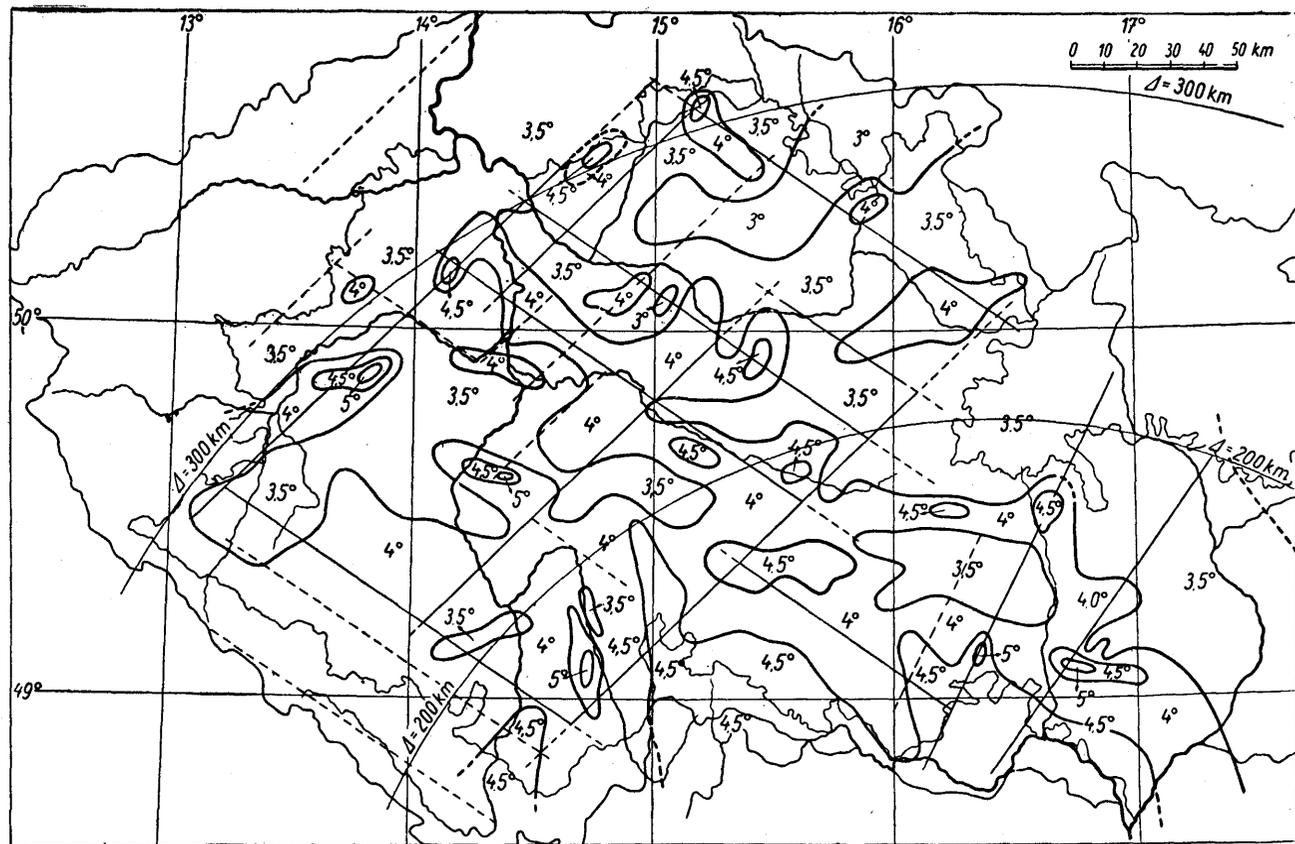


FIG. 1  
 Isoséistes du séisme du 8 Novembre 1938

le long de la frontière Bohême-Moravie et l'autre dans la direction de Plzeň (Pilsen) à Prague, à la limite nord-ouest du Barrandien.

Si instructifs que soient les résultats, on peut reprocher à la méthode des isoséistes sa subjectivité, d'une part celle des observations, d'autre part celle d'analyse. Pour avoir la meilleure preuve il suffit de comparer les cartes du même séisme déduites de plusieurs analyses indépendantes.

Dans ces conditions normales, l'intensité locale du degré 4 M. C. S. se montre comme un minimum, où le tremblement commence à être ressenti par plusieurs observateurs à l'intérieur des bâtiments. Les observations plus faibles ne sont faites que par des observateurs isolés et sous des conditions favorables. En général, ces observations sont incomplètes et une carte des isoséistes, basée sur elles, peut être sujette à caution.

Dans notre cas, une grande partie du terrain étudié appartient à ce que j'appelle « la périphérie » du champ macroséismique, c'est-à-dire à l'aire des intensités du degré 4 ou moins, où les isoséistes perdent leur sens. C'est pourquoi j'ai cherché **une méthode plus objective que celle des isoséistes, qui serait applicable spécialement à la périphérie du champ macroséismique.**

Le grand nombre d'observations, tout ce que j'ai déjà dit sur la position peu différente des épicentres, sur les intensités à peu près identiques à l'épicentre et également d'autres analogies m'ont amené à choisir une méthode collective se rapportant aux quatre tremblements considérés comme un seul phénomène.

La répartition des localités où les tremblements ont été ressentis, si on les porte sur une carte géographique, n'est pas uniforme. Il y a des domaines où les points s'accumulent et d'autres qui restent presque vides. Pour les tremblements C et D ces domaines se correspondent d'une manière frappante; de même les points d'observation des tremblements A et B, dont le nombre est relativement petit, montrent une tendance de s'accumuler dans les mêmes régions.

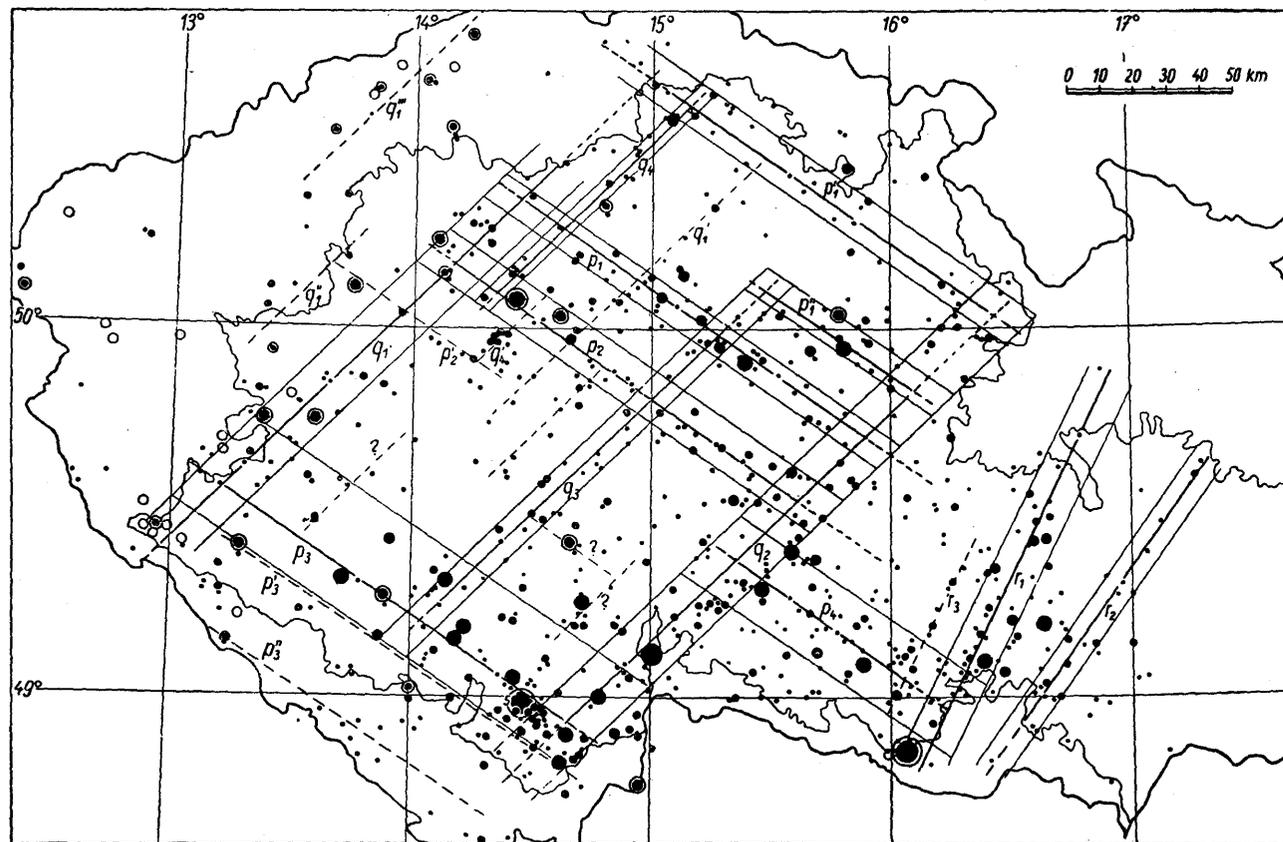


FIG. 2  
 Concentration des observations macroséismiques

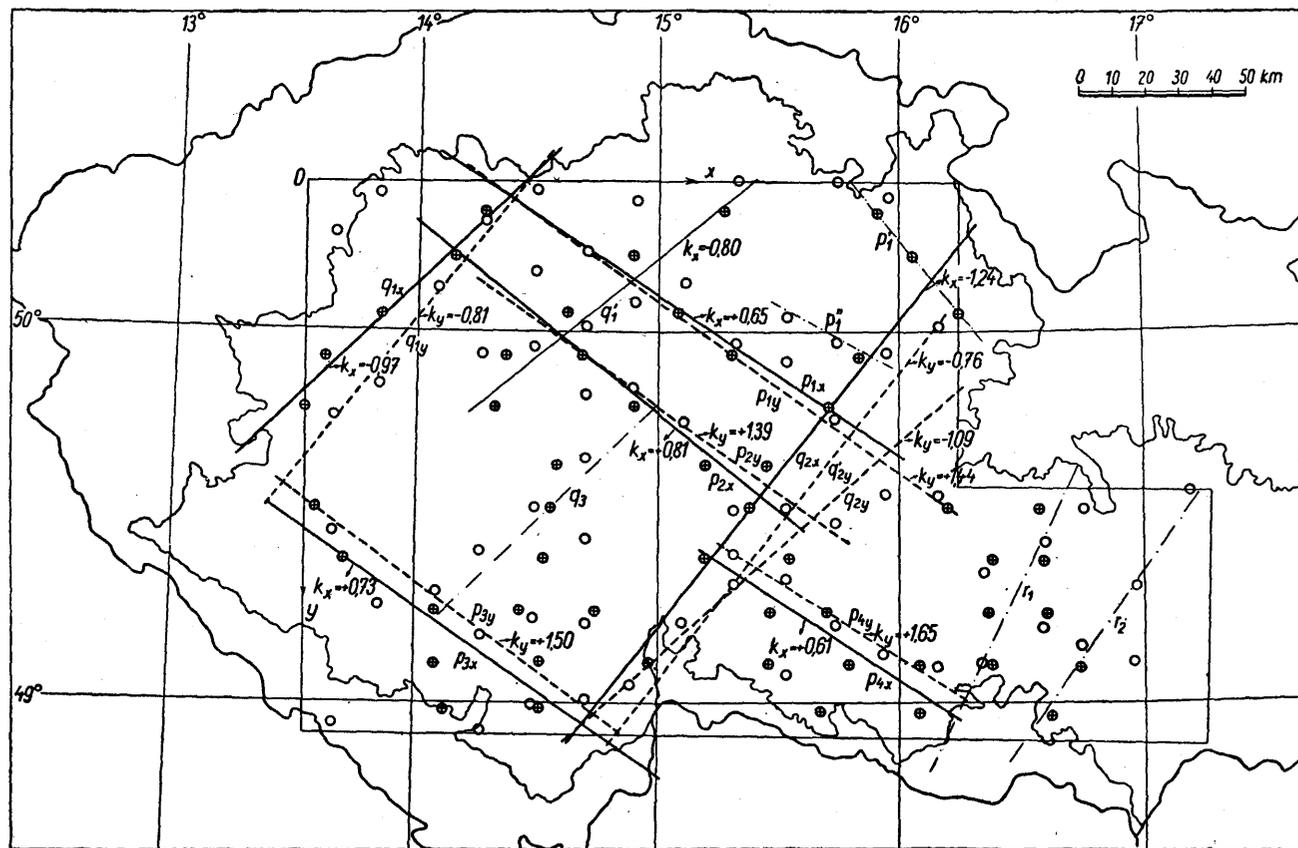


FIG. 3  
Droites de régression.

Alors, j'ai porté tous ces points d'observation sur un même réseau géographique, sans respecter le nombre d'observateurs ou l'intensité en ces points. J'y ai ajouté encore quelques données d'une faible réplique de C et ainsi, j'ai obtenu un ensemble statistique fondamental de 1029 points dans le plan (*fig. 2*), chaque point simple représentant l'un des tremblements observés. Naturellement, il y a aussi des points doubles, etc., si deux ou plusieurs tremblements ont été ressentis dans la même localité. Chaque point possède deux attributs objectifs, c'est-à-dire ses deux coordonnées dans le plan, p. e. les coordonnées rectangulaires  $x$  et  $y$ .

Nous nous sommes posés tout à fait formellement une question : existe-t-il dans notre ensemble de points une corrélation entre les deux coordonnées, et s'il en est ainsi, de quel caractère? Les valeurs caractéristiques de notre ensemble, si elles existent, doivent être indépendantes du système de coordonnées. Le coefficient de corrélation, calculé pour l'ensemble tout entier, est égal à un dixième environ. Cela indique une relation très libre entre les coordonnées. Autrement dit, notre ensemble de points n'indique aucune direction caractéristique à laquelle ces points auraient une tendance à se grouper. C'est aussi dans un certain sens une négation formelle des lignes séismotectoniques de Suess. D'autre part il est évident qu'on pourrait isoler quelques ensembles partiels avec des coefficients de corrélation se rapprochant de l'unité positive ou négative ce qui indiquerait une dépendance collectivement fonctionnelle entre les coordonnées.

L'isolement des systèmes partiels a été réalisé par une approximation successive. Tout d'abord, le territoire étudié a été réduit à un rectangle pour éliminer les irrégularités causées par les frontières, les côtés du rectangle étant orientés vers l'est (direction  $x$ ) et vers le sud (direction  $y$ ). Puis le rectangle a été divisé d'une façon statistiquement convenable par des droites parallèles à  $x$  en bandes, où on a marqué les axes qui, naturellement sont aussi parallèles à  $x$ . Les points contenus dans chaque bande ont été proje-

tés sur son axe. En idéalisant l'accroissement des fréquences sur chacun des axes, on a construit une courbe intégrale nette et sans à-coup qui représente une courbe idéalisée des sommes appartenant à la bande correspondante. Les courbes dérivées de ce système sont aussi nettes et pourraient être envisagées comme courbes de fréquence idéalisées, dépendantes de  $x$ ,  $y$  étant un paramètre. Les maxima d'une telle courbe, projetés sur l'axe de la bande, définissent un certain nombre de points que l'on peut appeler « points d'accumulation » reproduisant d'une façon simplifiée la répartition originale dans la bande. En remplaçant ainsi les points originaux dans toutes les bandes par des points d'accumulation, nous gagnons un nouvel ensemble plus simple et dépendant de  $x$  qui conserve le caractère de l'ensemble original. Un procédé identique, répété sur un système des bandes parallèles à  $y$ , donne un ensemble de points d'accumulation dépendant de  $y$ . En comparant les deux ensembles des points d'accumulation, on a trouvé une superposition presque parfaite bien que les deux systèmes de bandes soient indépendants. En même temps (*fig. 3*) chacun des deux ensembles se réduit à plusieurs groupes, pour la plupart sensiblement linéaires et partiellement aussi parallèles. Puisque ces groupes correspondent entre eux, on peut calculer des droites de régression — une fois en fonction de  $x$ , une autre fois en fonction de  $y$  — avec assez d'objectivité.

Les droites de régression fixent dans la partie ouest deux directions approximatives désignées dans la figure 3 par  $p = \text{NW-SE}$  et  $q = \text{SW-NE}$ , caractéristiques de la structure tectonique de la Bohême. A l'est, on a déterminé deux droites  $r_1$  et  $r_2$ , dirigées approximativement vers le NNE :  $r_1$  correspond au fossé d'enfondissement de Boskovice et  $r_2$  sépare le système carpathique du massif de Bohême. En outre, un système dispersé des points d'accumulation se trouve à l'intérieur de la Bohême. Il va du centre du pays vers le sud par une région géologiquement très compliquée, où les dernières recherches géologiques ont amené la découverte d'une ligne tectonique importante.

Pour démontrer la stabilité des droites de régression on a répété le procédé sur le territoire tout entier, en se servant des coordonnées obliques, orientées dans les directions caractéristiques  $p$  et  $q$  que j'ai déjà mentionnées. Par là, on a complété les systèmes des droites de régression dans les régions limitrophes qui jusqu'ici n'ont pas été considérées. Il faut remarquer que les différentes divisions en bandes faites d'une façon statistiquement convenable, n'ont presque pas influencé les résultats.

Une analyse graphique et numérique détaillée de l'ensemble original, dont on a aussi respecté les fréquences, a été effectuée. En se servant des axes déjà trouvés, on a analysé la répartition des points dans les directions correspondantes. Ainsi on a obtenu les positions améliorées pour les axes et, en définissant formellement la largeur des zones, d'abord par six et enfin par quatre écarts quadratiques ou leurs équivalents géométriques, on en a déduit un système de zones qui contiennent une majorité prédominante de points d'observations. La figure 2 représente le système de zones tracées sur la carte initiale.

Quelle est la signification de ces zones? On pourrait les expliquer simplement, si elles correspondaient aux régions où l'on trouve une densité plus élevée de la population, en supposant qu'il y a une correspondance entre la densité de la population et le nombre des points d'observation. Mais une telle correspondance n'a pas été constatée. D'autre part, comme nous l'avons vu, les axes des zones trouvées sont pour la plupart en accord avec les systèmes de dislocations. **On arrive à la conclusion que les zones trouvées représentent une image simplifiée des parties les plus mobiles du massif de Bohême.** Autrement dit, elles indiquent intégralement la position des discontinuités physiques dont dépend principalement la propagation et les effets superficiels de l'énergie sismique. En comparant nos résultats avec une carte géologique, on peut constater que dans plusieurs cas une zone mobile suit la direction d'une dislocation visible; par exemple la grande dislocation de Lusace semble se continuer vers le SE dans le crétacé au NE de la

Bohême. Il en est de même du système de rupture des Železný hory (Montagnes de Fer) qui semble se continuer le long de l'Elbe. Il est aussi intéressant de constater que plusieurs zones suivent le bord des massifs granitiques surtout dans la partie archéenne.

Il faudrait encore ajouter quelques mots pour expliquer les faits observés. Les résultats mentionnés ici m'ont conduit à supposer l'existence d'une ou de plusieurs surfaces de séparation à peu près horizontales qui se trouvent sous les Alpes orientales à une profondeur de 30 km environ et s'étendent vers le nord ainsi que sous le massif de Bohême, mais qui sont découpées et disloquées par des failles au sud des Alpes et à l'est contre le bassin de Hongrie aussi bien que contre les Carpathes. Une quantité considérable de l'énergie dégagée dans les foyers est donc amenée le long de ces surfaces jusque sous le massif de Bohême. Probablement, là elles se rapprochent de la surface libre de la terre. Les dislocations profondes et escarpées du massif de Bohême descendent jusqu'à ces surfaces d'où elles conduisent l'énergie à laquelle sont dûs les effets superficiels qui certainement sont souvent renforcés par des causes secondaires.

La méthode que j'ai décrite ici, n'est pas — naturellement — applicable dans l'aire où le tremblement est déjà généralement observé. Elle est destinée spécialement à l'étude de la zone extérieure du champ macroséismique. Dans les cas favorables, elle complète la méthode des isoséistes et peut être utile à l'étude de la structure de la croûte terrestre.

---

## SÉISMES D'ORIGINE PROCHE, DANS LES RÉGIONS A TECTONIQUES SUPERPOSÉES.

par Nicolas OULIANOFF, Lausanne (Suisse)

---

Le 25 janvier 1946 s'est produit dans le Valais un tremblement de terre d'une intensité exceptionnelle pour la Suisse.

Au début, le choc fut si violent que les quatre séismographes suisses (Neuchâtel, Bâle, Zurich et Coire) en ont été abîmés. Aussi, ne se sont marqués sur les séismogrammes que les moments d'arrivée de la première onde, la plus rapide, du train total appartenant au premier choc.

Plus tard, plusieurs répliques provenant du même foyer se manifestèrent avec une intensité considérable.

Quelques brèves indications relatives à ce séisme sont données par E. Wanner dans son rapport publié par l' « Annuaire de la Station Centrale suisse de Météorologie »<sup>(1)</sup>. Malheureusement, sa monographie détaillée, consacrée à cet événement, et attendue avec impatience par les géophysiciens et les géologues, n'est pas encore imprimée.

Les particularités de ce séisme ont permis d'entreprendre une étude approfondie de la structure de la croûte terrestre dans la région limitée par le polygone dont les sommets sont : Neuchâtel, Bâle, Zurich, Coire et l'épicentre.

Nous sommes trop habitués à voir, dans diverses publications, des profils qui représentent la croûte terrestre, composée par la superposition des diverses couches horizontales, autrement dit parallèles à la surface idéale de la terre. Dans ces conditions, les profils qui pivotent autour de l'épicentre sont considérés parfaitement identiques. Aussi, l'axe passant par l'épicentre et par l'hypocentre pourrait être désigné comme un axe de symétrie d'ordre infini. Mais de pareilles régions ne sont que des abstrac-

tions par lesquelles on cherche à schématiser la géométrie réelle, afin de rendre plus simple la représentation mathématique des phénomènes naturels.

Il existe bien certainement des régions qui sont caractérisées par la position parfaitement horizontale de toute une série de formations jeunes. Cependant, les sondages mécaniques effectués dans ces régions révèlent, presque partout, que les roches du soubassement, souvent métamorphiques, avaient été, antérieurement, plissées, et que leur couches se trouvent, dans beaucoup de cas, en position verticale ou fortement inclinée. On conçoit facilement que toute cette structure géologique du soubassement caractérisée par l'existence des plis de schistes cristallins pincés entre les masses de roches granitiques réagit sur les rayons séismiques qui, réfractés, changent de direction dans le *plan horizontal*.

D'après les constatations faites par divers auteurs, la vitesse de propagation dans la partie supérieure de la croûte terrestre varie considérablement d'une région à l'autre.

Le « Handbook of Physical Constants »<sup>(2)</sup> cite les vitesses correspondant à la partie supérieure de la croûte terrestre obtenues dans les régions les plus étudiées. Ces vitesses varient entre 5 km/sec et 6,13 km/sec. Les récentes (1948) études<sup>(12)</sup> des ondes séismiques produites par les explosions d'Haslach (Forêt-Noire) ont permis d'établir que la vitesse de 5,63 km/sec caractérise la couche dite granitique dans cette région.

Jeffreys a calculé la moyenne pour la planète entière : il obtient 5,57 km/sec comme vitesse des ondes primaires dans la couche entre la surface de la terre et le niveau situé à 15 km de profondeur. Cependant, ce sont justement les *variations* des valeurs enregistrées qui nous intéressent tout particulièrement. Elles ne peuvent provenir que de la grande complexité de la couche dite granitique. Et cette complexité elle-même est causée par l'intervention des mouvements tectoniques. C'est le cas des régions que j'ai appelées *complexes à tectoniques superposées avec des*

*lignes directrices croisées*<sup>(6)</sup>. Souvent, dans ces complexes, on constate encore la manifestation de ce que j'ai dénommé *tectonique rajeunie*<sup>(7)</sup>.

Pour ces raisons j'ai commencé à me documenter sur le séisme suisse de 1946 immédiatement après le premier

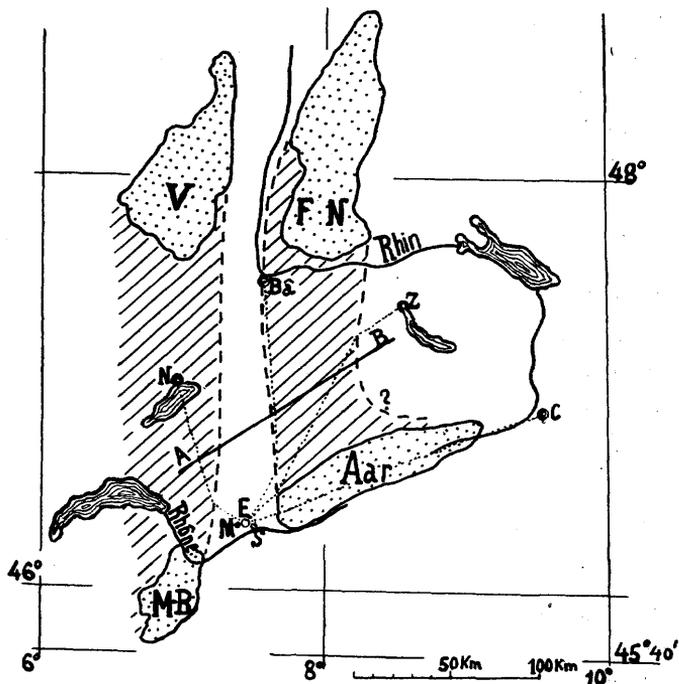


FIG. 1

FIG. 1. — Carte de la région à laquelle se rapporte l'étude du séisme suisse du 25 janvier 1946. *E* = épicentre; *S* = Sierre; *M* = Montana; *N* = Neuchâtel; *Ba* = Bâle; *Z* = Zurich; *C* = Coire; *M.-B.* = massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges; *Aar* = massifs de l'Aar et de Gastern; *V* = massif des Vosges; *F.-N.* = massif de la Forêt-Noire; *A-B* = trace du profil représenté sur la fig. 2.

Les surfaces recouvertes de pointillé correspondent aux quatre massifs granitiques affleurant à la surface de la terre.

La hachure indique approximativement les zones de liaison entre les quatre massifs granitiques. Elles sont recouvertes par les formations du Secondaire, du Tertiaire et du Quaternaire.

Les lignes en pointillé fin représentent (schématiquement) le chemin des rayons séismiques entre le foyer du séisme et les stations sismographiques respectives.

choc. Aidé de mes élèves, j'ai entrepris une enquête détaillée. Les résultats obtenus<sup>(3)</sup> ont été complétés par l'analyse comparative d'un certain nombre de séismogrammes.

Je relève ici les caractères suivants de ce séisme (voir la carte, *fig. 1*) :

1° La région épiscopale (entre Montana et Sierre) se trouve à une faible distance de chacune des stations séismographiques : 86,4 km de Neuchâtel, 135,7 km de Bâle, 142,6 km de Zurich et 166,5 km de Coire. Il s'agit donc, pour tous les quatre profils, d'un séisme proche, favorable à l'auscultation de la croûte terrestre proprement dite.

2° Les stations séismographiques sont situées sur un arc d'une envergure de 120°.

3° La région atteinte par le séisme, est une des mieux connues au point de vue de sa structure géologique.

La position de l'épicentre a été déterminée à 1-2 km près<sup>(3)</sup>. Il se trouvait, dans le Valais, entre Sierre et Montana (*fig. 1*).

L'étude comparative des intensités des chocs constatées dans diverses localités et la parfaite connaissance de la structure tectonique de la région ont permis d'estimer à quelque 10 km la profondeur de l'hypocentre. Par suite de la faible profondeur du foyer, la différence entre les distances : hypocentre — séismographe et épiscopale — séismographe est insignifiante.

Chaque séismogramme commence par une vibration de très faible amplitude (11, *fig. 4*), rapidement suivi par un autre choc dont l'amplitude est sensiblement plus importante. Quelques secondes plus tard, viennent des ondes à amplitudes plus puissantes, les ondes secondaires. Les deux premières phases appartiennent aux ondes primaires qui se sont propagées : les unes (Pg) dans l'enveloppe dite granitique et les autres (P\*) dans la zone sous-jacente, zone dite intermédiaire.

La phase S\* est difficile à identifier sans ambiguïté. Par contre, la phase Sg est parfaitement nette.

En tenant compte de la différence des temps correspondant à Pg et à Sg, lue sur les séismogrammes et du

rapport  $V_{Pg} : V_{Sg} = 1,67$  (4), j'ai calculé les vitesses apparentes  $V_{Pg}$  dans la zone dite granitique, pour chacune des quatre directions<sup>(3)</sup>. Elles s'expriment par les chiffres suivants correspondant aux directions de :

Neuchâtel . . . . .	5,78 km/sec.
Bâle . . . . .	5,60 km/sec.
Zurich. . . . .	5,02 km/sec.
Coire . . . . .	5,20 km/sec.

Les expériences de Wiechert<sup>(5)</sup> ont montré que plus les stations sont éloignées de l'épicentre, plus grandes sont les vitesses apparentes qui les caractérisent.

Cela est tout naturel, puisque avec l'augmentation de la distance entre le foyer et le séismographe les rayons séismiques pénètrent dans des profondeurs où la matière se distingue par un accroissement d'élasticité. Or, dans notre cas, cette relation est inverse. Des trois stations (Neuchâtel, Bâle et Zurich), la plus rapprochée de l'épî-région, Neuchâtel, est caractérisée par la plus grande vitesse, et la station la plus éloignée, Zurich, par la moindre. Ainsi *l'influence de l'hétérogénéité de la matière et de la structure géologique domine celle de la distance.*

Nous pouvons admettre que dans les grandes profondeurs les plans de séparation des zones de diverses natures pétrographiques sont parallèles à la surface horizontale. Mais l'allure des zones successives diffère de plus en plus de l'horizontalité, et leur composition devient de plus en plus complexe au fur et à mesure que nous approchons de la surface de la terre. Dans la partie supérieure de la croûte terrestre, les plans de séparation des diverses formations sont souvent en position verticale. Cela résulte des efforts orogéniques qui avaient autrefois affecté les aires correspondantes de la croûte terrestre.

La grande vitesse de la propagation des ondes longitudinales de la phase Pg dans la direction de Neuchâtel, oblige de considérer que ces ondes passent dans un milieu massif de l'Aar et celui de la Forêt-Noire. Ce second dorsal granitique du Mont-Blanc — Aiguilles Rouges, formé pendant le plissement antéhercynien et orienté approxi-

mativement Nord-Sud (6,7) se prolonge, selon toute évidence, dans la direction de Neuchâtel. De même, il est plus que probable que ce dorsal continue encore plus au N, formant, de la sorte, une liaison entre les massifs cristallins, actuellement visibles, du Mont-Blanc et des Vosges.

Les conditions séismiques dans la direction de Bâle ne sont pas tout à fait identiques à celles de Neuchâtel. Malgré l'augmentation sensible de la distance (l'épicentre — Bâle = 135,7 km contre l'épicentre — Neuchâtel = 86,4 km) la vitesse apparente de la même phase  $P_g$  tombe à 5,60 km/sec au lieu de s'accroître, comme cela aurait été logique dans le cas de l'hypothèse des couches horizontales homogènes. Toutefois, la vitesse de la propagation des ondes séismiques dans la direction de Bâle reste encore si grande que l'on doit bien admettre qu'il n'y a pas de rupture de continuité dans la zone granitique entre le massif de l'Aar et celui de la Forêt-Noire. Ce second dorsal granitique longe, à l'E, la dépression tectonique qui est marquée, au S, par les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et, au N, par ceux des Vosges et de la Forêt-Noire. Ebauchée pendant l'orogénèse antéhercynienne, cette dépression a été encore accentuée à deux reprises : lors du plissement hercynien et lors du plissement alpin (rajeunissement de la tectonique ancienne (6,7)).

Il est aisé de mesurer encore une autre différence des temps, sur les séismogrammes, celle d'arrivée des ondes  $P^*$  et  $P_g$ .

Voici quels sont les résultats moyens obtenus pour chacune des quatre stations suisses (pour les détails voir la publication<sup>(11)</sup>).

Stations	Distance épicentre-station :	Différence des Temps de $P_g$ et $P^*$
Neuchâtel	86,4 km.	2,6 sec.
Bâle	135,7 km.	1,3 sec.
Zurich	142,6 km.	1,6 sec.
Coire	166,5 km.	2,2 sec.

On voit que le décalage entre les temps d'arrivée des phases  $P^*$  et  $P_g$  n'augmente pas avec la distance, ce

qui serait normal dans le cas d'une structure de la croûte terrestre à couches parallèles et homogènes. Cette anomalie ne peut s'expliquer autrement que par les variations de la profondeur à laquelle commence la zone intermédiaire.

On suppose que la zone intermédiaire est composée de roches dioritiques et gabbroïques, en couches horizontales et parallèles.

Jeffreys (8,9) a pu distinguer quatre niveaux dans cette couche intermédiaire.

Mais les séismogrammes des répliques du séisme du 25 janvier 1946 ne permettent d'identifier qu'une seule onde longitudinale passée par la zone intermédiaire.

Calculons graphiquement (voir pour les détails la publication<sup>11</sup>) l'épaisseur de la couche granitique en partant des hypothèses suivantes :

La vitesse moyenne de propagation dans la zone intermédiaire est égale à 7,5 km/sec, la limite entre la zone dite granitique et la zone intermédiaire reste partout horizontale, et l'hypocentre se trouve à la profondeur de 10 km. Voici alors les résultats, auxquels on arrive pour chacun des quatre profils :

— dans la direction de Neuchâtel l'épaisseur de la zone dite granitique serait de 9 km.

— dans la direction de Bâle elle serait de 28 km.

— dans la direction de Zurich de 31,5 km.

— dans la direction de Coire de 39,5 km.

Par contre, si nous considérons, avec Salonen<sup>10</sup>) que sous les Alpes l'épaisseur du Sial atteint 40 km, et que sous l'avant-pays elle baisse à 25 km, et que la limite entre la couche intermédiaire et la zone dite granitique reste parallèle à la limite entre le Sial et le Sima au lieu d'être horizontale, nos calculs subiront un certain changement. Voici les résultats de ces calculs pour les quatre profils :

— dans la direction de Neuchâtel, l'épaisseur de la couche granitique serait de 16,5 km, pour la région épiscopentrale, et de 2 km, pour la région voisine de Neuchâtel,

— dans la direction de Bâle, les chiffres correspondants seraient 37 km et 22,5 km,

— dans la direction de Zurich, ces valeurs s'expriment par 38,5 et 23,5 km,

— dans la direction de Coire, les épaisseurs correspondantes seraient de 37 km et de 27 km.

En comparant ces résultats, nous arrivons à la conclusion, que le profil qui passe par la station de Neuchâtel serait caractérisé par le noyau de roches basiques le plus puissant des quatre profils et que ces roches seraient particulièrement rapprochées de la surface de la terre. Nous constatons, ensuite, que le profil passant par Bâle est marqué d'une épaisseur de formations granitiques plus faible que suivant la direction de Zurich et suivant celle de Coire. Nous pouvons donc admettre que le dorsal granitique qui est marqué par le massif de l'Aar et par celui de la Forêt Noire possède, dans sa partie occidentale, un noyau de roches basiques situé toutefois dans une profondeur plus considérable que ce n'est le cas pour le dorsal reliant les massifs du Mont-Blanc et des Vosges.

Le résultat obtenu pour la direction de Coire est également instructif. Entre l'hypocentre et la station de Coire, les ondes séismiques suivent la direction des puissantes cassures alpines. Ces dernières ont déterminé l'empilement de lames gigantesques de granite. Notre calcul montre avec évidence que cette tectonique avait pour résultat le refoulement vers la profondeur des roches basiques de la zone intermédiaire et l'accumulation particulière à leur place d'un matériel de nature granitique.

En nous écartant de la région épiscopentrale, nous diminuons progressivement l'influence du désaccord entre les résultats obtenus par les calculs, et nous pouvons construire alors le profil géologique qui correspondrait le mieux aux conditions séismiques de la région donnée.

La figure 2 présente un essai de cette nature. La ligne AB sur la carte (fig. 1) situe la trace du profil.

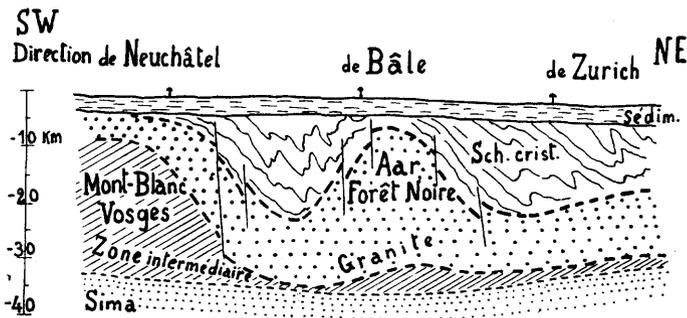


FIG. 2. — Profil géologique structural. Sa situation est indiquée par la ligne A-B sur la carte (fig. 1). L'échelle est la même pour les profondeurs ainsi que pour les distances à la surface de la terre.

On pourrait objecter que tous ces calculs ne sont pas certains, car la célérité des ondes longitudinales dans la zone intermédiaire ne nous est pas exactement connue. En admettant, pour cette vitesse, 7 km/sec ou 7,8 km/sec au lieu de 7,5 km/sec, nous verrons se transformer les valeurs absolues de l'épaisseur de la couche granitique. Cependant les rapports respectifs des épaisseurs qui correspondent aux quatre profils en question resteront les mêmes. Or, c'est justement la *comparaison* des caractères de chaque profil qui permet d'établir le style de la structure des grandes profondeurs, style particulier à la région donnée.

#### BIBLIOGRAPHIE

- (1) E. WANNER : *Jahresbericht 1946 des Erdbebendienstes*. Annalen der schweiz. meteorolog. Zentralanst. 83 Jhg., 1946.
- (2) *Handbook of physical constants*. Geol. Soc. of America. Sp. papers, n° 36, 1942.
- (3) N. OULIANOFF : *Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes*. Bull. lab. géol. minér. géophys. et musée géol. de l'Université de Lausanne, n° 85, 1947, et Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., vol. 63, n° 268, 1947, Lausanne.

- (4) A. DE QUERVAIN : *Untersuchungen eines Nachstosses des grossen Visper Erdbeben auf Grund der Aufstellung des transportablen Seismographen Quervain — Piccard im Epizentralgebiet*, Jahresber. 1924 des Erdbebendienstes der schweizer. meteorolog. Centralanstalt.
- (5) E. WIECHERT : *Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen*, Ztsch. f. geophys. V, 1929.
- (6) N. OULIANOFF : *Superposition des tectoniques successives*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., vol. 29, 1936, Lausanne.
- (7) N. OULIANOFF : *Massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges*. « Guide géol. de la Suisse », publié par la Soc. géol. Suisse, 1934.
- (8) H. JEFFREYS : *On near Earthquakes*. Monthly Notices of Royal Astron. Soc. Geophys. Suppl. I 1926. London.
- (9) H. JEFFREYS : *A Rediscussion of some near Earthquakes*. Monthly Not. of R. A. S. Geophys. Suppl. Vol. 3, n° 3, 1933.
- (10) E. SALONEN : *Ueber die Erdkrustendicke und die isostatische Kompensation in den Schweizer Alpen*. Annales Acad. scient. Fenn, 1932
- (11) N. OULIANOFF : *La séismique et les noyaux basiques des massifs granitiques Mont-Blanc - Vosges et Aar - Forêt-Noire*. Bull. des Labor. de géologie, de minéralogie, de géophysique et du Musée géolog. de l'Université de Lausanne, n° 91 (1948), et Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., vol. 64, 1948.
- (12) J.-P. ROTHÉ, E. PETERSCHMITT et P. STAHL : *Les ondes séismiques des explosions d'Haslach (Forêt-Noire)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 227, 1948, p. 354.

# ÉTUDE SUR LES RÉPLIQUES DU TREMBLEMENT DE TERRE DU VALAIS, DE 1946 à 1949.

par E. WANNER et M. GRÜTTER (Zürich)

---

## 1. — *Statistique des répliques :*

Après une période relativement tranquille, comportant en moyenne 10 à 20 secousses locales, l'activité séismique augmenta extraordinairement en 1946, sur le territoire suisse. La grande partie de ces secousses eut son origine dans la région centrale du Valais. Cette période active commença sans signes avant-coureurs par une forte secousse d'intensité 8-9, le 26 janvier 1946 à 17 h. 32. Cette secousse principale causa une grande panique parmi la population, et d'après des statistiques officielles, les dommages atteignirent le montant de Fr. : 6, 8 millions. L'activité séismique s'est maintenue au cours des années 1946, 1947 et 1948, et même cette année encore, l'activité est au-dessus de la normale (voir Tabelle I).

Comme le tableau n° 1, ci-après, le montre, la région épacentrale appartient aux foyers habituels de séismes en Suisse. Au cours des années passées, on put toujours noter de petites secousses dans cette région. Toutefois, l'histoire n'accuse dans les temps passés pas de tremblement de terre ayant dépassé l'intensité 5 de l'échelle Rorel-Rossi.

Les tremblements de terre du Valais qui causèrent des dommages, avaient leur origine dans la région voisine de Viège ou du Valais inférieur; c'est pourquoi ce phénomène est à noter. En effet, bien que nous ayons des mêmes régions dans notre pays, accusant également autrefois continuellement des petites secousses, mais sans provoquer de dégâts, une secousse de l'intensité 9, comme il arriva le 25 janvier 1946 au Valais, aurait eu dans ces régions

TABELLE I.  
Fréquence mensuelle des secousses dans la région épiscopale  
pour la période 1900-1949.

Années	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
1900	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1901	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1902	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1903	—	—	—	2	—	—	—	—	1	—	—	—	3
1904	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1905	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1906	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1907	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1908	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1909	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	1	3
1910	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1911	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1912	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1913	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1914	—	—	—	4	1	—	—	—	—	—	—	—	5
1915	—	—	—	—	—	1	—	2	—	6	—	—	9
1916	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	2
1917	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
1918	—	2	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	5
1919	—	1	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	4
1920	—	—	8	9	—	—	—	—	—	1	—	—	18
1921	—	1	—	3	2	—	—	—	—	—	—	—	6
1922	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	8
1923	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1924	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	2
1925	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
1926	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	—	2
1927	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1928	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1929	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1930	2	1	—	—	6	—	—	—	—	—	1	11	12
1931	—	—	—	1	—	—	2	1	—	1	—	—	5
1932	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	3
1933	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1934	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1
1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1937	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2
1938	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	2
1939	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	2	7
1940	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1941	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1942	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1943	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1944	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
1945	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	2
1946	145*	108	73	21	59	51	24	17	10	2	1	6	517
1947	4	1	5	1	—	1	19	2	4	3	—	4	44
1948	2	1	1	2	1	2	3	—	6	1	8	4	31
1949	1	3	4	—	1	1	2	4	1	6	—	—	—

Voir la note complémentaire à la fin de l'article p. 156.

là, des suites encore plus désastreuses, car elles sont plus peuplées.

Les nombreuses répliques qui eurent lieu après la grande secousse ont eu un effet psychique assez grave sur la population des alentours. Quelques habitants de la région ont essayé d'expliquer ces phénomènes, en faisant des statistiques des secousses. Ils croyaient également avoir trouvé une certaine loi dans le rythme des secousses. Par une analyse statistique rigoureuse des secousses enregistrées, il ne fut pas possible de trouver des périodes réelles, soit pour 24 h., soit en prenant comme période de base le jour lunaire.

2. — *Observations microséismiques dans l'épicentre :*

Peu de temps après la secousse principale nous eûmes l'occasion de faire des mesures dans la partie épacentrale avec un séismographe transportable à 3 composantes. L'instrument employé était celui de de Quervain-Piccard, qui fut amélioré. Cet instrument possède une masse stationnaire de 25 kg. et l'enregistrement est fait sur du papier fumé. L'expérience a démontré qu'avec un agrandissement de 50, une période propre de 0,6 sec et une vitesse d'enregistrement d'environ 35 cm. par minute, on pouvait obtenir un enregistrement satisfaisant des répliques (voir *fig. 1 à 10*).

Grâce à la bienveillance de M. Zwissig, président de la ville de Sierre, l'instrument fut placé au début de notre campagne à Sierre même, dans la cave de l'école. La ville de Sierre fut la plus endommagée par la secousse principale. Toutes les secousses enregistrées à Sierre montrèrent deux phases distinctes qui ont été interprétées comme *p* et *s*. Toutes ces secousses eurent leur origine dans le secteur nord-ouest de Sierre (voir *fig. 11*).

Après quelques jours passés à Sierre, on a essayé de s'approcher encore davantage du foyer, ce qui nous a conduit sur le plateau de Crans et Montana, à l'altitude de 1.400 m. A cette période de l'année, c'est-à-dire en plein hiver, il ne fut pas facile de trouver un lieu favorable

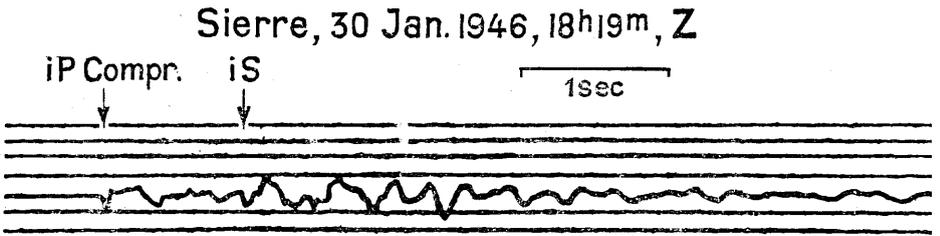


Fig.1

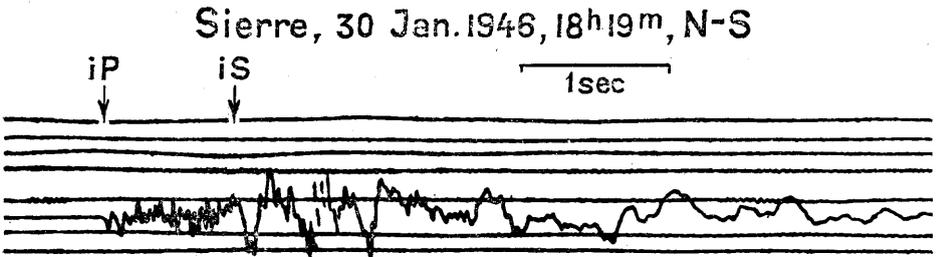


Fig.2

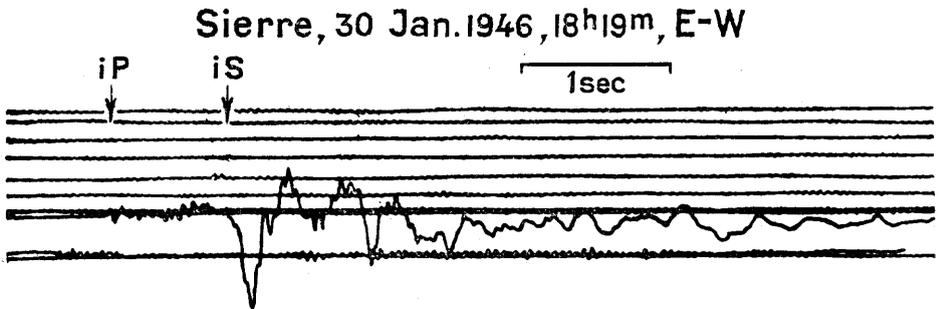


Fig.3

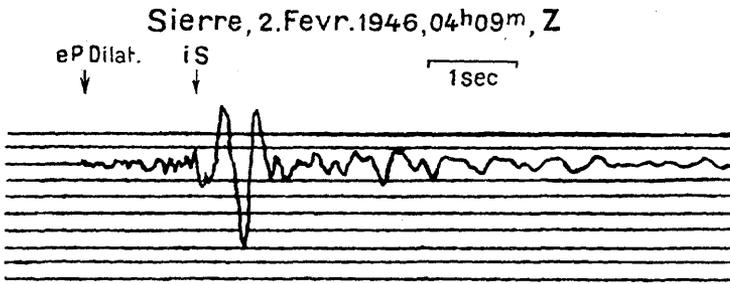


Fig. 4

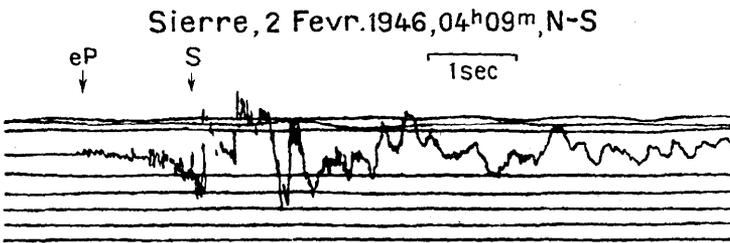


Fig. 5

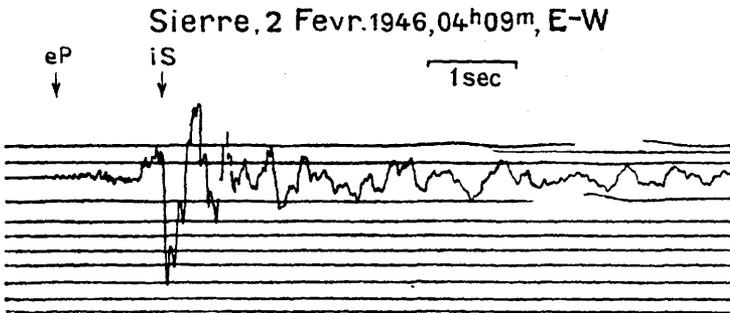


Fig 6

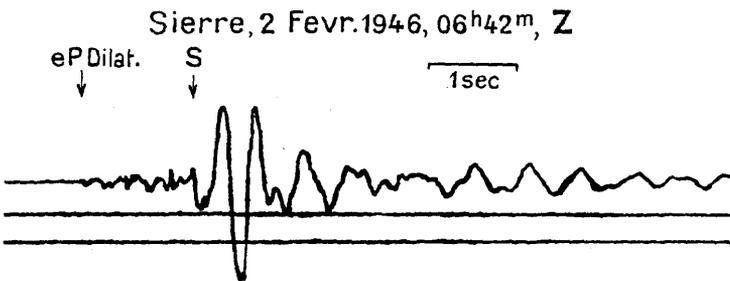


Fig. 7

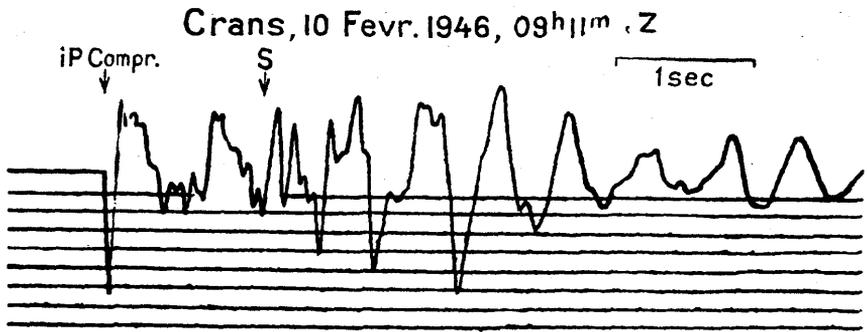


Fig. 8

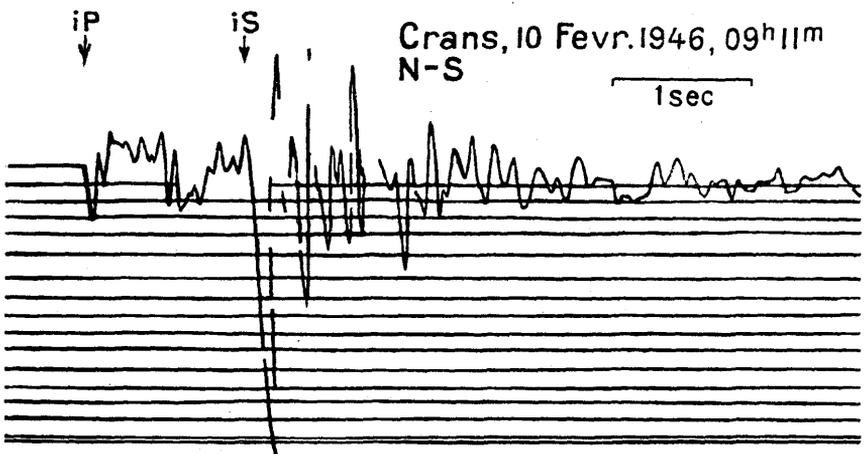


Fig. 9

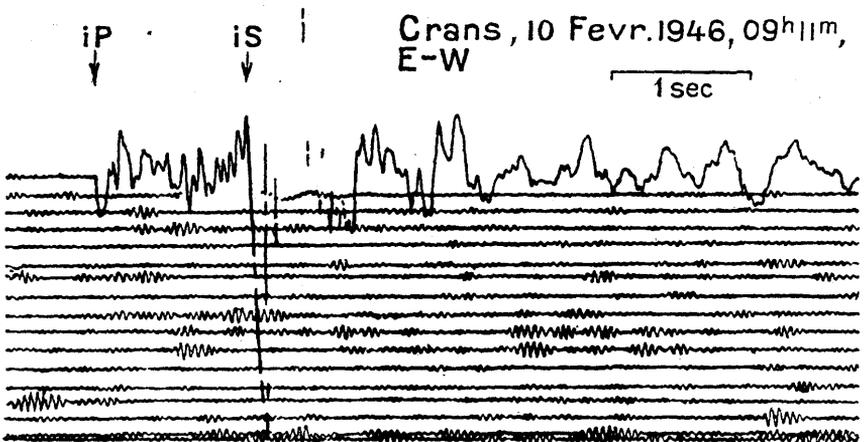
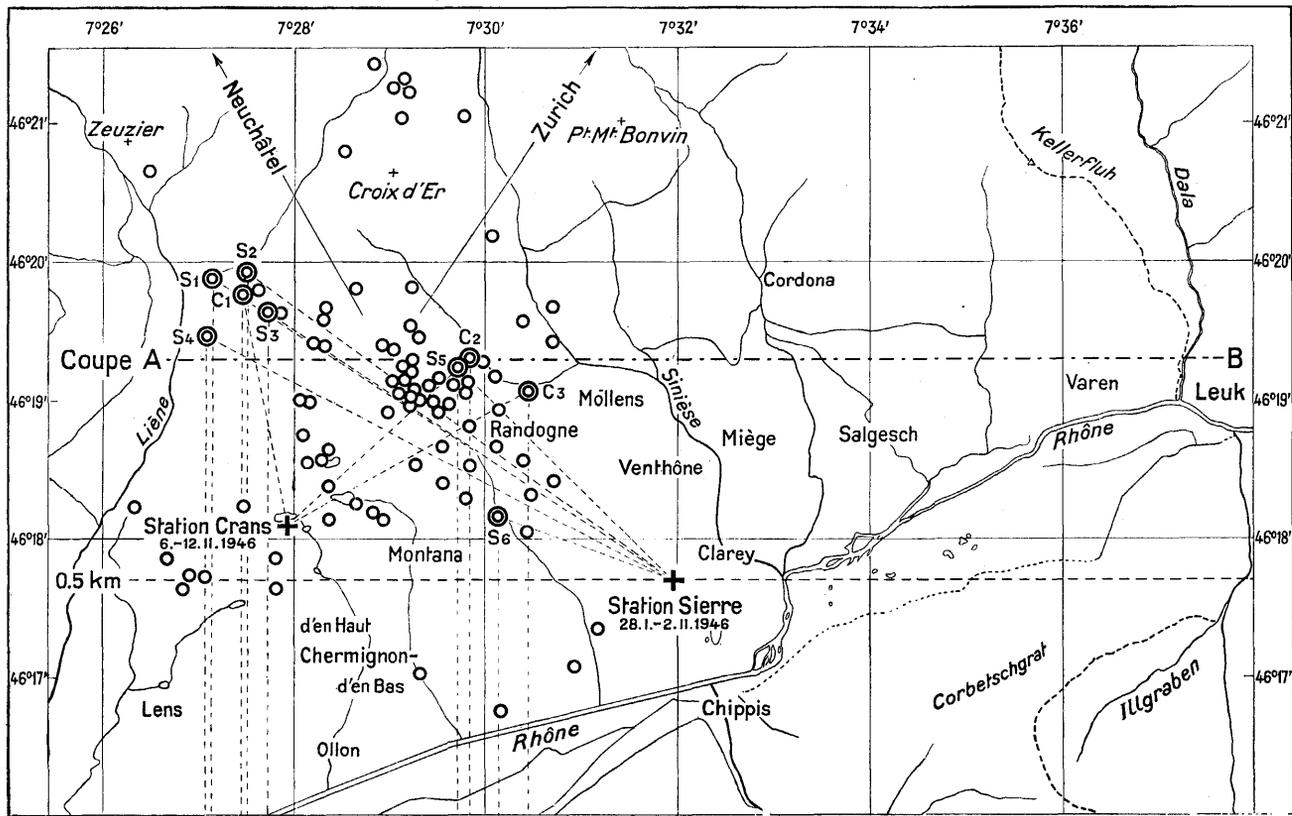


Fig. 10



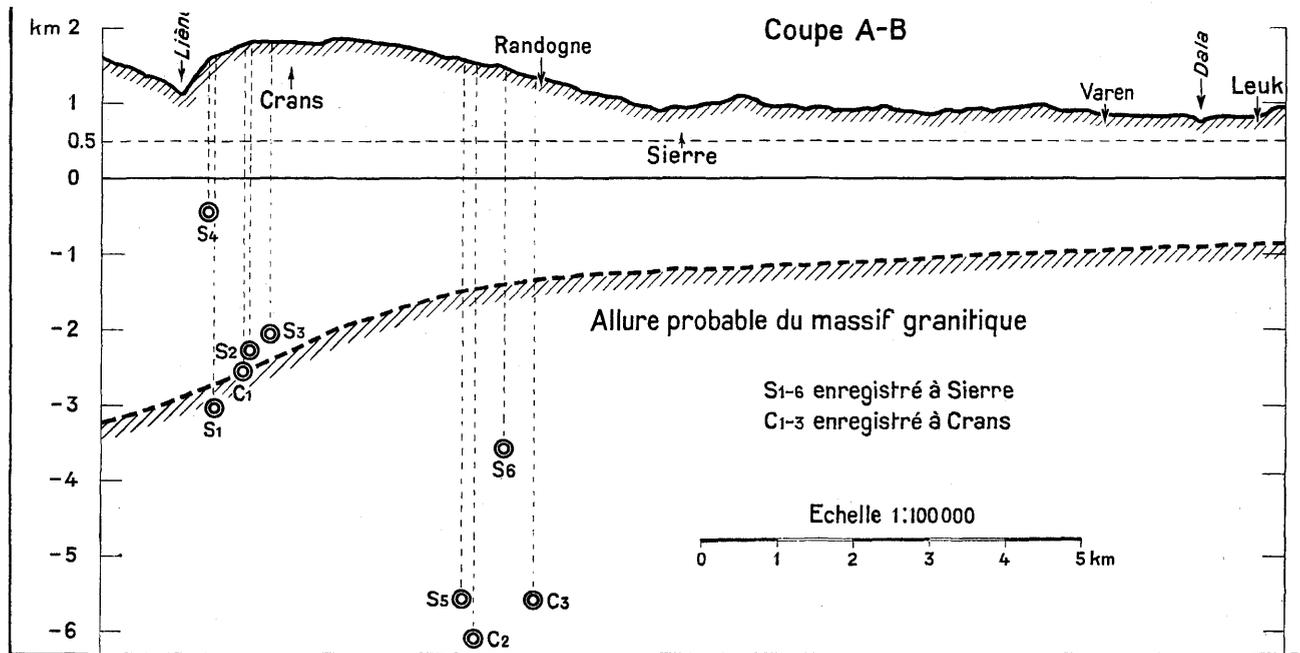


Fig.11

pour installer notre petite station, car toute la région était recouverte de neige, ce qui rendait difficile le transport de l'instrument. Grâce à l'amabilité de M. Gaillard, ingénieur forestier d'arrondissement, et M. Turini, propriétaire de l'hôtel du Golf, il nous fut possible de nous installer dans la cave du dit hôtel, et nous exprimons ici encore nos sincères remerciements à ces Messieurs.

La station a fonctionné pendant une dizaine de jours à cette place, et l'instrument a pu enregistrer une trentaine de répliques. Toutes les secousses donnèrent pour  $s-p$  des valeurs entre 0,6 sec et 1,2 sec, ce qui montre que nous étions tout près du foyer, c'est-à-dire que l'origine des phénomènes n'était à une profondeur que de quelques km. On vit, en outre, tout de suite, que la plupart des secousses étaient d'origine différente. Les secousses ayant leur origine du même foyer donnèrent des séismogrammes presque identiques (voir *fig. 4* et *7*), ce qui fait supposer le même mécanisme de déclenchement.

Parmi la trentaine de secousses enregistrées dans l'épicentre, nous en avons enregistré une dizaine où il était possible de déterminer l'azimut et l'angle d'émergence avec une précision remarquable. En outre, M. Kreis a trouvé pour la vitesse des ondes  $p$  dans ses sondages exécutés tout près de l'épicentre, pour raison technique, 4,8 et 5,2 km par seconde. En considérant que  $s-p$  est petit, les foyers de ces secousses ont pu être déterminés avec une précision considérable. Ces foyers sont indiqués par des cercles doubles dans la figure 11. La partie supérieure de cette figure donne une carte géographique de la région, la partie inférieure, le profil probable sur la coupe A-B. Les S sont les secousses enregistrées à Sierre et les C, celles de Crans.

La plupart de ces secousses ont été également enregistrées par les stations principales séismologiques de la Suisse, c'est-à-dire Neuchâtel, Zurich, Bâle et Coire, mais l'interprétation des séismogrammes n'a pu être faite encore jusqu'à ce jour d'une manière certaine. Les phases principales se manifestent par un double début. Selon l'intensité

des secousses, ce phénomène de double début se présente d'une manière plus ou moins nette. Nous avons désigné ces phases par les symboles  $p_1$ ,  $p_2$  et  $s_1$ ,  $s_2$ . Les différences de  $s-p$  des secousses  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  et  $S_6$ , surtout pour les enregistrements de Zurich et Neuchâtel, ne sont pas en contradiction avec les enregistrements que nous avons faits dans l'épicentre même. Le tableau 2 ci-dessous donne ces différences.

TABLEAU 2

Secousses		Neuchâtel	Zurich
		$s_2 - p_1$	$s_1 - p_1$
$S_1$	Janvier 30, 2 h. 17 m.	14. 3 sec.	18. 1 sec.
$S_2$	Février 2, 3 h. 09 m.	14. 2 sec.	18. 1 sec.
$S_3$	Février 2, 5 h. 42 m.	13. 9 sec.	18. 2 sec.
$S_6$	Janvier 31, 9 h. 04 m.	14. 9 sec.	18. 4 sec.
$C_2$	Février 10, 2 h. 22 m.		18. 1 sec.
$C_3$	Février 10, 8 h. 12 m.	14. 6 sec.	18. 0 sec.

On voit que pour  $S_6$ ,  $s_2-p_1$  à Neuchâtel est en moyenne de 0,8 sec. plus grand que pour les secousses  $S_1$ ,  $S_2$  et  $S_3$ . Ainsi que le montre la figure 11, les foyers  $S_1$ ,  $S_2$  et  $S_3$  sont plus près de Neuchâtel d'environ 5 km que les foyers  $S_6$ .

Encouragé par cette observation, on a déterminé pour toutes les secousses bien enregistrées les différences  $s_2-p_1$  pour Neuchâtel et  $s_1-p_1$  pour Zurich. Les lectures ont été faites deux fois indépendamment<sup>(1)</sup>. Les valeurs montrent une dispersion considérable. Nous considérons la dispersion comme réelle, ce qui veut dire qu'elle a été provoquée par les positions différentes des épicentres. L'influence de la différence de profondeur éventuelle des foyers peut être négligée dans la première approximation. Comme point de base nous prenons l'épicentre de  $C_3$ . Cette secousse est celle qui fut le mieux enregistrée dans l'épicentre. Comme il est

1. Nous tenons encore à remercier ici M. le Directeur Guyot, de l'Observatoire de Neuchâtel, qui a mis à notre disposition les diagrammes de son Observatoire.

possible de le voir dans les figures 8 à 10, l'azimut et l'angle d'émergence ainsi que la distance peuvent être déterminés avec une précision considérable. D'après le tableau 2,  $C_3$  donne pour  $s_2-p_1$  la valeur 14.6 sec à Neuchâtel et pour  $s_1-p_1$  18.0 sec à Zurich.

Nous choisissons ces valeurs comme valeurs de base et déterminons la position épacentrale des répliques bien enregistrées à Neuchâtel et Zurich, relatives à l'épicentre de  $C_3$ . La méthode employée est une simple méthode graphique, s'appuyant sur la différence des valeurs  $s-p$ , relative aux valeurs correspondantes pour  $C_3$ . Dans la figure 11, les épicentres de toutes ces répliques sont indiqués par un cercle simple.

Nous savons très bien que l'image obtenue par ce procédé ne donne qu'une approximation assez imparfaite de la vérité.

Malgré tous les soins voués à la lecture des phases des séismogrammes, les erreurs de lecture et d'interprétation sont considérables. La netteté et la précision des lectures dépendent de l'amplitude des enregistrements.

D'après la construction que nous avons élaborée, les épicentres sont situés dans une zone s'étendant de 5 km dans la direction Ouest-Est, et de 9 km dans la direction Nord-Sud<sup>(2)</sup>. La tectonique de cette région est très compliquée. Les explications qu'on peut donner en marge des connaissances actuelles en la matière, concernant la sismicité relativement haute de la région, ne sont que des hypothèses. La région épacentrale est située dans une dépression de l'axe longitudinal de la chaîne des Alpes. Le massif cristallin disparaît d'environ 15 km à l'est de l'endroit considéré, sous les sédiments autochtones et les

---

2. M. le Colonel Raemy, vice-directeur du Service Topographique Fédéral, a eu l'amabilité de mettre à notre disposition, confidentiellement, le rapport sur le nivellement de contrôle Sion-Sierre-Montana-Granges. Nous remarquons dans ce rapport que la zone d'affaiblissement la plus grande se trouve dans la région de Randogne. C'est justement cette zone-là qui a produit le plus de répliques et qui est, avec une probabilité très grande, le point de départ de la secousse principale.

nappes helvétiques superposées. Environ 30 km à l'ouest des épicentres, le massif cristallin apparaît à nouveau à la surface, dans le massif des Aiguilles Rouges. Il n'est pas possible de dire jusqu'à quelle profondeur ce massif s'enfonce dans la zone dépressionnaire. L'allure du massif indiquée dans la figure 11 n'est qu'une hypothèse. Il existe cependant certains indices qui laissent soupçonner que la secousse principale et les répliques plus sensibles, ont eu leur origine dans le massif cristallin même. Il fut déjà démontré antérieurement que les zones séismiques actives des Alpes se trouvent dans des zones dépressionnaires. On doit retenir que les forts tremblements de terre alpins ont eu leur origine dans le voisinage des massifs ou dans des zones où le massif cristallin subit un affaissement. Nous ne mentionnons ici que les grands tremblements de terre historiques, dont les épicentres étaient : Coire 1295, Sarnen 1601, Altdorf 1774, Viège et Brigue 1755 et 1855.

3. — *Quelques observations macroséismiques remarquables.*

La zone épicentrale est une région montagneuse avec un relief très compliqué. Au-dessus du fond rocheux des formations récentes d'épaisseur très variables sont situées.

Nous mentionnons par exemple les alluvions de la plaine du Rhône, les cônes d'alluvions des affluents du Rhône, les restes d'éboulements préhistoriques remarquables dans les environs de Sierre, etc.

Sur de tels terrains, les vibrations provoquées par un fort tremblement de terre se manifestent, comme connu, de plusieurs manières. Par exemple, après la secousse principale du 25 janvier, on a constaté des différences d'intensité à de très petites distances, qui comportaient au moins deux unités de l'échelle d'intensité. De même de nombreux éboulements, glissements de terrain et cassures ont été observés, et le régime hydrologique a subi des changements considérables<sup>(3)</sup>. Ces phénomènes sont toutefois

---

3. Nous avons à ce sujet de nombreux documents dans nos Archives.



FIG. 12





FIG 13



secondaires et nous renvoyons le lecteur à ce sujet à l'étude très intéressante de M. I. Mariétan intitulée : « Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 ». Le phénomène le plus remarquable provoqué par les secousses fut l'éboulement du Rawilhorn.

Une masse rocheuse comportant environ 4-5 millions de mètres cubes se détacha le matin du 30 mai du Rawilhorn à l'altitude d'environ 2.700 m, déborda sur des parois rocheuses de 500 à 600 mètres d'altitude, et vint recouvrir le lac de Luchet. Une partie de cette masse en mouvement recouvrit les alpages de Sérin et les forêts avoisinantes. Les figures 12 et 13 donnent une vue prise d'avion de la région. L'éboulement a été produit par la forte réplique qui a eu lieu le 30 mai, 3 h. 41 m. Les enregistrements typiques provenant des éboulements n'ont pas été trouvés sur les diagrammes des stations principales; ils sont probablement superposés aux enregistrements de la secousse.

Nous avons déjà remarqué que l'intensité des vibrations des tremblements de terre varie beaucoup pour de petites distances. Nous donnons comme exemple, par la figure 14, un plan de la ville de Sierre et de ses environs. Les immeubles qui ont subi le plus de dégâts, sont désignés en noir. Les dégâts ont eu lieu dans des zones bien définies. Le quartier le plus endommagé fut celui situé à l'ouest de la gare des CFF. Ce quartier fut bâti au commencement du siècle et les maisons qui ont été endommagées sont en général de construction relativement récente. Dans ce temps là, on employait de la chaux pour la construction, et la solidité du bâtiment s'en trouvait fortement diminuée, de sorte que ces bâtiments ne purent résister aux forces supplémentaires provoquées par les vibrations. A côté de ces maisons endommagées, d'autres bâties en béton armé ont supporté le choc sans dommage important. De même, les « mazots » typiques du Valais n'ont pas subi de dégâts importants, tandis que pour le tremblement de terre de 1855, dans la région épiscopale de Viège, un plus grand nombre de ces « mazots » ont été renversés de leurs piliers.

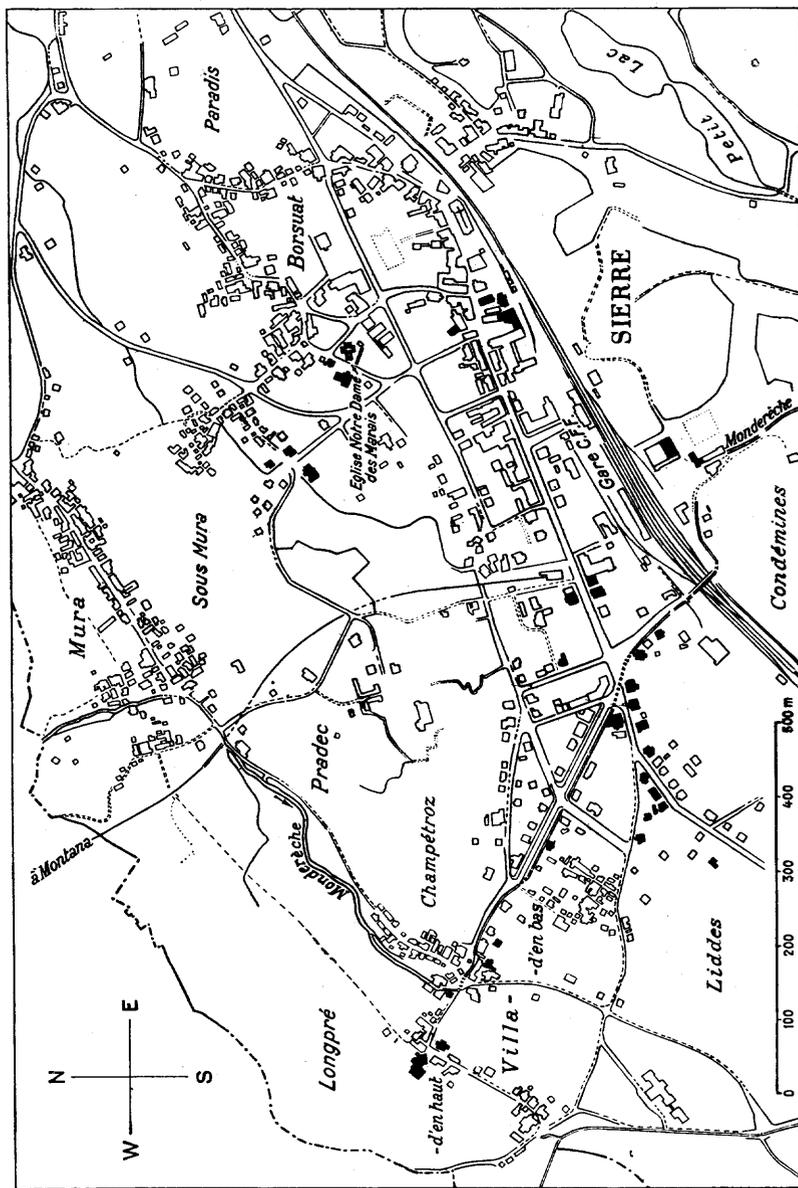


FIG. 14

La répartition en zones des dommages fait supposer des structures différentes du terrain de construction. En effet, le quartier endommagé à l'ouest est situé dans sa plus grande partie, sur le cône d'alluvions de la Monderèche. Ce ruisseau sauvage qui est un affluent du Rhône a servi de base de construction.

Une autre zone de dommages se trouve en direction Nord-Est de la gare CFF. La vieille église de Notre-Dame-du-Marais, qui fut également beaucoup endommagée, montre également que le terrain, avant de servir de place de construction, était un terrain marécageux. Aujourd'hui encore, ce terrain est riche en eau et il y a plusieurs sources.

Comme il le fut déjà démontré à maintes reprises, lors de tremblements de terre, les immeubles qui sont bâtis sur de tels terrains sont toujours ceux qui courent le plus grand danger.

#### BIBLIOGRAPHIE

- (1) M. LUGEON : Les sources thermales de Loèche-les-Bains. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, n. F. Lfg 38, 1912.
- (2) R. STAUB : Der Bau der Alpen, *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, n. F. 52, Bern, 1924.
- (3) A. DE QUERVAIN : Ueber die Erdbeben des Wallis und der Schweiz und ihre seismographische Erforschung. *Verh. der Schweizer. Naturforschenden Gesellschaft*, II Teil, S. 74-95, Zermatt, 1923.
- (4) O. MENGEL : Etude de la séismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales. *Union géophysique et géodésique internationale, Section de séismologie, série B. Monographies. Fascicule n° 3*, Toulouse, 1929.
- (5) J. SCHORN : Geschichte u. Ergebnisse der Erdbebenkunde Tirols. *Akademie der Wissenschaften in Wien*, 1926.
- (6) J. ROTHÉ : La séismicité des Alpes occidentales (*C. R. Ac. Sc.*, 214, pp. 276-279, 1 fig.; *ibid.* (*Bulletin de la société géologique de France* (5), XII, pp. 287-312 et fig.) Paris, 1943.
- (7) E. WANNER : Beiträge zur Geographie der Erdbeben. *Gerlands-Beiträge zur Geophysik*, Band 23, S. 334-348, Jahrg., 1929.
- (8) E. WANNER : Die Lage der zerstörenden Bebenherde. *Verh. der N. F. G.*, Altdorf, 1933.

- (9) E. WANNER : Die Lage der Thermal-und Mineralquellen der Schweiz und der Ostalpen bezüglich der Erdbebengebiete, *Viertel-jahrschrift der N. F. G.* Zürich, Band 77, 1932, S. 155-158.
- (10) I. MARIETAN : Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. *Extrait du bulletin de la Murithienne*, fasc. 33, 1945-1946.
- (11) N. OULIANOFF : Les problèmes des tectoniques superposées et les méthodes géophysiques, *Bulletin des Laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du Musée géologique*, *Bulletin* 52, Lausanne 1949.
- (12) F. MONTANDON : Sur les ondes sismiques du tremblement de terre valaisan de 1946, *Extrait des Archives des Sciences*, Vol. 2, fasc. 1, 1949.

---

NOTE COMPLEMENTAIRE AU TABLEAU I, PAGE 144

\* Exception faite d'un intervalle d'environ 2 heures après la secousse principale, la statistique des répliques est assez complète, grâce à la collaboration de M. le Dr. Bouet de Montana. M. Bouet nous a signalé toutes les observations qui lui sont parvenues de l'épicentre même et très souvent ces observations ont pu être vérifiées en traces faibles sur nos séismographes. L'expérience nous a montré que la notion des répliques n'est pas encore complètement définie, car nous avons eu l'occasion, au cours des semaines qui suivirent la secousse principale, d'observer des bruits sourds continus venant de l'intérieur de la montagne, sans que le séismographe installé dans l'épicentre ait enregistré quelque chose.

---

## DÉFORMATIONS DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES ET SÉISMES.

par J. P. ROTHÉ (Strasbourg)

---

On s'est demandé depuis longtemps quels pouvaient être les rapports entre les anomalies magnétiques et les tremblements de terre : on a souvent constaté que les magnétographes inscrivent des perturbations pendant — ou parfois avant — certaines secousses séismiques importantes et ce fait expérimental a donné lieu à de multiples controverses<sup>(1)</sup> ; mais on a observé aussi que le champ magnétique terrestre se trouvait modifié de façon durable à la suite de mouvements séismiques. C'est seulement ce deuxième aspect du problème qui présente un intérêt géologique.

Je passerai en revue quelques travaux récents.

### 1° *Les travaux japonais.*

Le Japon est un pays qui sous nos yeux se soulève et se déforme tantôt lentement, tantôt brutalement et offre aux géophysiciens un magnifique laboratoire naturel. Plusieurs savants japonais, et en particulier Yoso Kato et Nagata, se sont attachés à comparer les résultats de réseaux magnétiques dont les stations ont déjà pu être répétées et ils ont montré dans plusieurs publications<sup>(3 à 5)</sup> que les anomalies trouvées dans les mesures magnétiques répétées aux mêmes stations correspondaient aux zones épacentrales de séismes importants.

Depuis, Y. Kato a profité de séismes récents pour exécuter immédiatement après les secousses des réseaux régionaux de mesures de la composante verticale du champ magnétique en utilisant un variomètre de Schmidt. Je résumerai les résultats qu'il a obtenus à l'occasion de deux séismes remarquables en 1936 <sup>(6)</sup>.

Le 28 mai 1938 un séisme inscrit dans les stations européennes détruisait plusieurs maisons dans l'île de Hokkaido, au voisinage du lac Kutyarô; d'importants soulèvements et affaissements pouvaient s'observer le long des rives du lac.

Le réseau magnétique levé quelques jours après la secousse fit apparaître une région à forte anomalie positive dépassant +1.200 gammas suivie vers le nord par une région moins étendue d'anomalie négative atteignant 700 gammas (fig. 1). Il était particulièrement intéressant

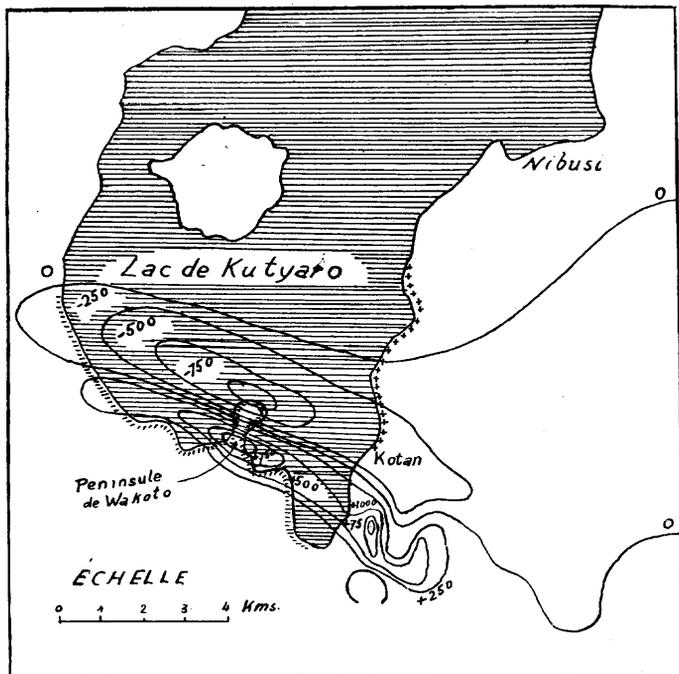


FIG. 1. — L'anomalie de la composante verticale du champ magnétique à l'épicentre du séisme du 28 mai 1938. (D'après Kato.)  
Les + désignent les régions surélevées, les — les régions affaissées.

de constater que la ligne de crête de l'anomalie positive correspondait à la zone des fissures et mouvements de failles observées sur le terrain et formait d'autre part la limite entre la région surélevée (au Nord) et la région affaissée au Sud). L'examen des profils magnétiques

permettait de conclure qu'une masse de magma avait été poussée vers le haut et que ce mouvement magmatique était la cause de l'activité séismique.

Refaisant le même réseau magnétique une année plus tard en juillet 1939, Kato constata que l'anomalie mesurée en juin 1938 avait eu tendance à s'affaiblir : un noyau de hausse +50 gammas occupait la région d'anomalies négatives, un noyau de baisse celle d'anomalies positives. La carte d'isopores est représentée figure 2.

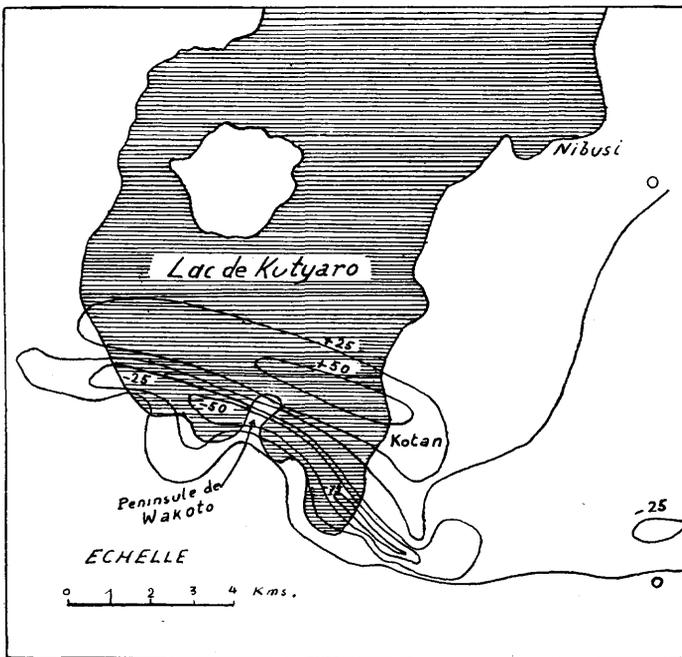


Fig. 2. — Variation dans l'intervalle d'une année de la composante verticale du champ magnétique au voisinage du foyer du séisme du 28 mai 1938. (D'après Kato.)

L'ampleur de l'anomalie ne dépasse pas quelques kilomètres et a évidemment une cause très superficielle à mettre en rapport avec le fait que les cratères situés dans la péninsule de Wakoto augmentèrent d'activité après la secousse séismique.

La secousse du 5 novembre 1938 dont l'épicentre se trouvait en mer au large de Iwaki (île de Hondo) permit également des constatations intéressantes. Les mesures de nivellement avaient montré que la région la plus touchée par le séisme, celle de Namie-Sinzan, s'était inclinée graduellement entre 1898 et 1933. On peut supposer que cette portion instable de la croûte a été brusquement mise en mouvement au moment du séisme de 1938. Les mesures de la composante Z du champ magnétique, ont par ailleurs indiqué une anomalie positive d'environ 500 gammas à laquelle succédait vers le Sud une anomalie négative de 350 gammas; la largeur totale de la bande perturbée correspondant à la zone des dégâts maximums était d'environ 40 kilomètres<sup>(7)</sup>.

Ainsi ces mesures viennent confirmer les exemples plus anciens cités par le même auteur et montrent clairement que les anomalies magnétiques traduisent des mouvements magmatiques dont les séismes sont les manifestations visibles et brutales. La répétition des mesures fait apparaître en outre une variation dans le temps de la grandeur de l'anomalie magnétique.

Ces mouvements de magma doivent provoquer dans la croûte terrestre non seulement des variations de température mais encore de pressions. D'après Hopkinson, l'intensité d'aimantation du fer augmente rapidement au voisinage du point de Curie vers 750 degrés dans un champ faible analogue à celui de la terre. L'expérience montre aussi que sur le fer, — et le résultat est sans doute applicable à la magnétite —, l'effet de pression dans un champ faible est important. Les propriétés magnétiques de magmas se déplaçant dans un champ faible doivent donc se modifier.

2° *Les déformations de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.*

Cette anomalie, découverte et étudiée par Moureaux en 1896 et 1904, puis par Eblé en 1924, et par moi-même en 1930-1935, s'étend du Bourbonnais à la Manche suivant un axe jalonné par les localités de Dourdan, Rambouillet, Louviers, Rouen et Fécamp.

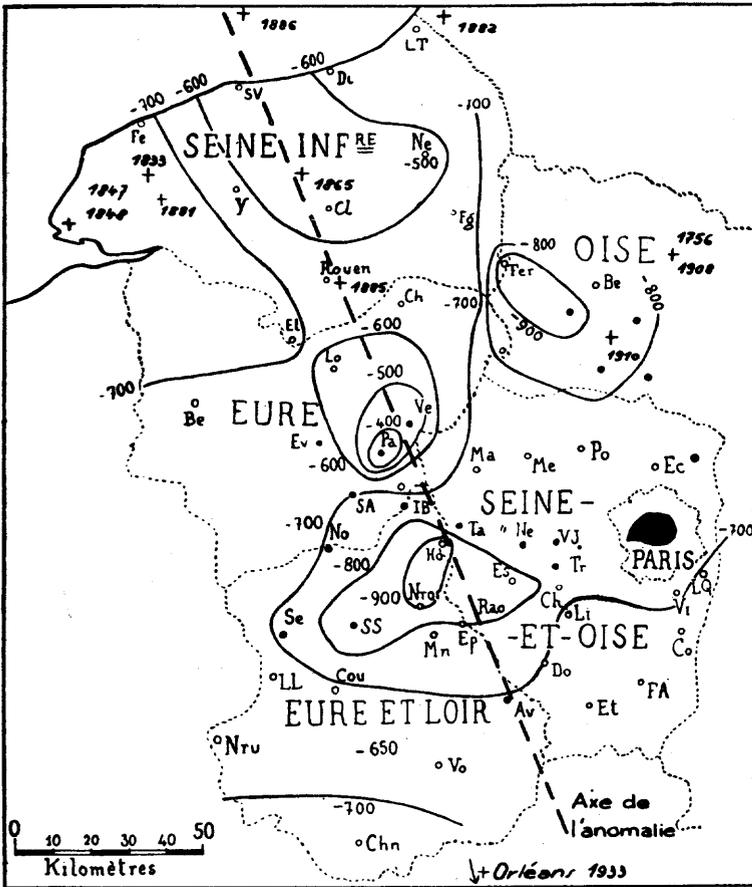


FIG. 3. — L'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Variation de la composante verticale entre 1896 et 1924; les croix désignent les épicentres des séismes (J. P. ROTHÉ) (Lo = Louviers; Pa = Pacy-sur-Eure; Ho = Houdan; Ra = Rambouillet.)

Rares sont les réseaux magnétiques où l'on dispose de plusieurs séries de mesures effectuées à court intervalle. En comparant ainsi mes mesures avec celles de mes prédécesseurs, j'eus la surprise de constater que dans sa forme et dans sa grandeur l'anomalie s'était notablement modifiée<sup>(8)</sup>.

La carte figure 3 montre la diminution de la composante verticale Z dans le Bassin de Paris entre 1896 et 1924 :

alors que la variation séculaire de cet élément aurait dû être sensiblement constante (environ 750 gammas); le long de l'axe de l'anomalie, la carte fait apparaître *plusieurs centres de variation*, l'un dans le Pays de Bray, les autres liés à l'axe de l'anomalie; c'est ainsi qu'à Pacy-sur-Eure Z a diminué de 350 gammas seulement tandis qu'à Houdan-Nogent-le-Roi la diminution atteint 900 gammas. La différence entre ces deux chiffres dépasse notablement l'incertitude sur le calcul de Z (par mesure de I et de H) et qui est d'environ 130 gammas. D'autre part les courbes de variation s'ordonnent régulièrement et *paraissent bien liées à l'axe de l'anomalie elle-même*.

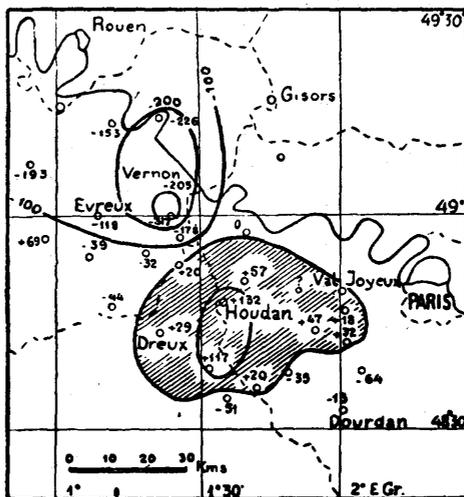


FIG. 4. — L'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Isopores de la composante verticale 1924-1939. (J.-P. ROTHÉ).

La carte figure 4 est une carte *d'isopores* (différences entre les anomalies calculées en 1924 et en 1935). Elle fait également apparaître des noyaux de variation; l'anomalie a eu tendance à s'affaiblir dans la région Pacy-sur-Eure-Louviers, à se renforcer au contraire dans la région de Houdan c'est-à-dire l'inverse de ce qui apparaissait sur la carte précédente (1896-1924). A noter encore que Moureaux avait déjà constaté que ses mesures de 1904 ne concordaient pas avec celles de 1896 et qu'enfin mes propres

mesures faites en 1930 puis en 1935 montraient entre ces deux dates un léger affaiblissement de l'anomalie dans la région étudiée (Rambouillet).

Ces noyaux de variation apparus grâce à la répétition des mesures font penser que le magma batholithique responsable de l'anomalie n'est pas stable dans sa forme ou dans ses propriétés physiques.

Toutes proportions gardées, on sera frappé de l'analogie des phénomènes signalés par les auteurs japonais et des déformations de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. J'ai cherché si des séismes pouvaient dans le Bassin de Paris être une manifestation, affaiblie sans doute, des déplacements magmatiques que suggèrent les variations magnétiques constatées.

J'avais eu en octobre 1933 l'attention attirée par le séisme qui s'était produit le 3 octobre dans l'Orléanais; le foyer, à proximité de Jargeau se trouvait justement sur l'axe de l'anomalie magnétique. Cette faible secousse fut ressentie non seulement aux environs de l'épicentre, mais encore en des points tels que l'Isle-sur-Serein (Yonne), Cormeilles-en-Parisis, Paris, les Andelys. Cette dernière localité, à plus de 150 kilomètres de l'épicentre, s'aligne sur l'axe de l'anomalie magnétique.

Un certain nombre d'autres séismes ont eu également leur épicentre dans la région axiale de l'anomalie. Quelques-uns de ces épicentres, dont j'ai donné une liste (<sup>s</sup>, page 107), sont reportés sur la figure 3.

Ainsi il semble bien qu'une certaine activité séismique, contrastant avec la stabilité des régions voisines, puisse être mise en rapport avec l'anomalie magnétique et ses déformations. Notons cependant à l'encontre de l'argumentation précédente que la région même que j'ai étudiée plus en détail entre Louviers et Rambouillet et où j'ai constaté l'existence de noyaux de variations des composantes du champ magnétique n'a jamais encore été signalée comme séismique.

La *secousse* sismique n'est d'ailleurs pour l'école japonaise que le dernier stade de l'*activité* sismique et la perturbation magnétique apparaît avant la secousse accompagnant ainsi le déplacement magmatique et non la secousse elle-même. Nous pouvons dire que la région du Bassin de Paris accuse une activité sismique que les modifications subies par le champ magnétique mettent en évidence, activité sismique avortée dont les paroxysmes se traduisent de temps en temps par des secousses faiblement ressenties dans des régions toujours bien définies.

3° *Le séisme du 11 juin 1938 et l'anomalie magnétique de Belgique.*

Le 11 juin 1938 un violent séisme, ressenti jusqu'à Paris abattait 17.550 cheminées en Belgique, dans les Flandres, en Hainaut et en Brabant. L'étude microsismique montrait que le séisme s'était produit à une profondeur de 45 kilomètres environ; la carte macrosismique confirmait cette profondeur relativement grande car la zone des dégâts maxima (degrés VI à VII et VII) apparaissait comme très irrégulière et allongée du Nord-Ouest au Sud-Est; l'épicentre microsismique (50°47' N, 3°35' E) entre Audenarde et Renaix était extérieur à la zone pléistocène, autre indice contraire à l'hypothèse d'un foyer superficiel<sup>(11)</sup>.

Un tel séisme survenant dans une région où rien dans la géologie de surface ne permet de l'expliquer pouvait surprendre. Dans une note présentée le 20 juin 1938 à l'Académie des Sciences<sup>(12)</sup> j'ai émis l'hypothèse que l'origine de ce séisme devait être mise en relation avec l'anomalie magnétique belge étudiée par Dehalu et Merken<sup>(13)</sup> puis par Hoge<sup>(14)</sup>. Ces auteurs ont mis en évidence une « ligne d'attraction » dont le tracé est reporté sur la figure 5 et qui, partant d'Ostende est jalonnée par Dixmude, Courtrai, puis passe au Sud de Gand et de Bruxelles; l'anomalie positive de la composante verticale atteint 277 gammas à Ostende, 261 gammas à Cuerne près de Courtrai, 240 gammas à Denderleeuw entre Gand et Bruxelles. Sa forme générale est comparable à celle de l'anomalie du Bassin de Paris.

Cette crête d'anomalie positive traverse la mer du Nord et vient rejoindre dans le Bassin de Londres à Reading la crête magnétique qui prolonge celle du Bassin de Paris. On peut d'autre part constater que ces lignes de crêtes magnétiques se superposent aux lignes de *Schaarung* qui disloquent en éventail le substratum hercynien des bassins de Paris et de Londres. De même que le séisme d'Orléans (3 octobre 1933) avait son foyer sur l'axe de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, de même le séisme du 11 juin 1938 est lié cette fois à la branche septentrionale du faisceau des crêtes magnétiques qu'on vient de décrire.

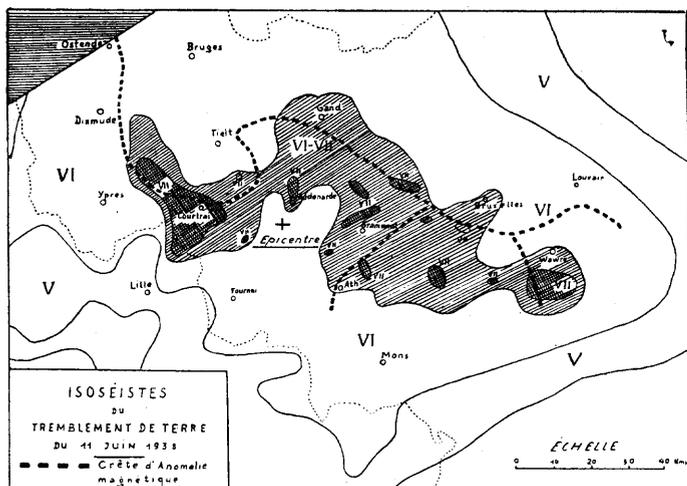


FIG. 5 — L'anomalie magnétique belge et le séisme du 11 juin 1938. Isoséistes d'après Somville. La zone pleistoséiste (intensité VI-VII et VII) est hachurée. L'épicentre microsismique est indiqué par une +, les crêtes d'anomalies magnétiques sont tracées en traits interrompus. (d'après HOGÉ).

La carte figure 5 où se trouvent à la fois reportés la ligne de crête d'attraction décrite par Hoge et les isoséistes tracés par Somville fait apparaître une remarquable concordance entre ces lignes. Le foyer du séisme correspond de son côté à une sorte de « col magnétique », point bas dans l'ensemble de l'importante anomalie positive de Courtrai-Bruxelles. On peut supposer qu'il existe sous le

Brabant et la Flandre occidentale un vaste et profond batholite de roches magnétiques; le séisme s'est produit là où ce batholite est le plus profond et le plus instable; la zone où l'intensité séismique atteint le degré maximum se moule au contraire sur les parties de ce batholite les plus proches de la surface c'est-à-dire celles où l'anomalie de Z a sa valeur la plus forte. Il serait très intéressant de rechercher par une répétition des mesures magnétiques si à la suite du séisme de 1938 l'anomalie s'est modifiée dans sa forme et dans sa grandeur.

Mentionnons encore que Ph. Hartmann en dressant la carte magnétique des Pays-Bas a brièvement signalé que la zone d'anomalies magnétiques négatives de Harderwijk-Dieren correspond à un « graben » encore en mouvement ainsi qu'en témoigne le séisme ressenti en 1906 à Harderwijk et Ermelo (<sup>15</sup>, page 30).

#### 4° *Cartes isoporiques mondiales et séismicité de la Terre.*

H. W. Fisk (<sup>16</sup>, <sup>17</sup>) a en 1930 présenté des cartes « isoporiques » mondiales (ou cartes des courbes d'égal variation d'un élément du champ magnétique dans un intervalle de temps donné) qui montrent qu'une grande partie de la variation séculaire totale est concentrée à l'intérieur de quelques aires restreintes. Les centres de ces aires ou « foyers isoporiques » sont entourés de lignes isoporiques concentriques d'autant plus serrées qu'elles sont plus proches de ces foyers, disposition analogue à celle rencontrée à l'échelle régionale, dans le Bassin de Paris. Les centres sont mobiles et peuvent disparaître en un temps relativement court; les plus importants sont localisés entre les longitudes 90° E et 90° W et sont associés aux masses continentales. Aucun centre n'apparaît dans l'intérieur du Pacifique et ceci confirme le caractère structural spécial de ce domaine, caractère mis en évidence par l'étude de la propagation des ondes séismiques. Il est donc probable que même si un déplacement de magma ne peut expliquer directement ces rapides changements de la valeur du champ magnétique, on doit penser avec J. Fleming que de légères

modifications dans la distribution des couches du sous-sol peut entraîner un changement de conductibilité électrique de ces couches, changement responsable de la variation séculaire.

Dans un article récent G. C. Omer<sup>(18)</sup> s'est demandé si des relations analogues à celles que Kato avait mises en évidence au Japon pouvaient se retrouver à l'échelle mondiale entre les régions séismiques et les régions de variation magnétiques anormales. Comparant la carte de la variation séculaire de la composante horizontale du champ entre 1885 et 1922 et la carte de la séismicité du globe (séismes normaux) dressée par Gutenberg et Richter il a constaté une bonne coïncidence géographique entre les zones d'anormale variation séculaire du champ magnétique horizontal et les zones séismiques de l'Océan Indien, de la crête médiane de l'Atlantique et de la crête de l'île de Pâques; la zone à grande activité séismique et volcanique qui s'étend de la Nouvelle Zélande à la Nouvelle Guinée et aux îles de la Sonde — et qui correspond au point de vue géologique à la ligne de l'andésite — se marque par une variation magnétique séculaire très faible, alors les régions qui l'encadrent se distinguent au contraire par une variation séculaire rapide.

Omer a également trouvé des relations — quoique moins nettes — entre la carte d'isopores de  $Z$  et la carte de séismicité de la Terre.

Devant les faits qui viennent d'être présentés il apparaît que séismes et déformations du champ magnétique sont plus ou moins étroitement liés. L'auteur pense que les couches de l'écorce sont, dans certaines régions privilégiées, caractérisées par une grande mobilité qui se traduit par des séismes et qui entraîne une modification de leurs propriétés physiques et par suite une variation dans l'intensité du champ magnétique régional. Cette mobilité reste imperceptible à l'échelle chronologique que les humains ont adopté mais nous ne devons pas oublier que par un changement d'échelle du temps géologique nous verrions « couler les montagnes ». Le moteur qui entraîne

les continents et plisse les géosynclinaux reste encore mystérieux; il est peut-être d'origine radioactive : on peut penser à des phénomènes de désintégration pour expliquer les explosions que sont les tremblements de terre orogéniques<sup>(21)</sup>; on peut songer à une *réaction en chaîne* pour expliquer les répliques de ces séismes. Comment alors s'étonner si ces bouleversements entraînent des modifications régionales du champ magnétique terrestre?

De toute façon il est extrêmement désirable que les réseaux magnétiques — et géodésiques — soient répétés le plus souvent possible afin que puissent être suivies dans le détail les déformations de la croûte terrestre.

#### BIBLIOGRAPHIE

- (1) A. DINCA-SAMURACAS : Relation entre les tremblements de terre et les troubles du champ magnétique terrestre. *Thèse*, Strasbourg, 1935, 110 pages. Cet ouvrage comporte une bibliographie de 103 numéros.
- (2) G. AGAMENNONE : L'anomalia magnetica attribuita al terremoto di Cumana del 1799, *Boll. della Soc. sismologica italiana*, vol. XXVI, 1926, pp. 49-68.
- (3) Y. KATO and S. NAKAMURA : Magnetic distribution in the seismic area of the Earthquake of november 26 th, 1930, *Science Reports of the Tokoku Imperial University*, Series I, vol. XXI, n° 1, Sendai, 1932, pp. 96-113.
- (4) Y. KATO : Seismic and volcanic activities and changes in the Earth's magnetic field, *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics*, vol. X, 1933, pp. 249-262; vol. XII, 1934, pp. 1-25; vol. XII, 1935, pp. 237-243.
- (5) T. NAGATA : A comparison of the Results of Magnetic Surveys before and after the Niizima Earthquake of December 27 th, 1936. *Bull. Earthquake Research Inst., Tokyo*, vol. XV, 1937, pp. 497-505.
- (6) Y. KATO : Investigation of the Changes in the Earth's Magnetic Field accompanying Earthquakes or Volcanic Eruptions : on the strong Earthquake of May 29 th, 1938, which occurred near Kutuyaro lake, Hokkaido, *Science Reports of the Tokoku Imperial University*, Series I, vol. XXIX, n° 3, Sendai, 1940, pp. 315-328.
- (7) Y. KATO : Investigation of the Changes in the Earth's Magnetic Field accompanying Earthquakes or Volcanic Eruptions : on the strong Earthquake of Nov. 5 th, 1938, which occurred in the sea bottom near Iwaki, Fukushima Prefecture, *id.*, vol. XXIX, n° 3, Sendai, 1940, pp. 329-342.

- (8) J.-P. ROTHÉ : Contribution à l'étude des anomalies du champ magnétique terrestre, *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Paris*, vol. XV, 1937, pp. 1-111.
  - (9) J. KÖNIGSBERGER : Zur Deutung der Karten magnetischer Isanomalien und Profile, *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, vol. XIX, 1928, pp. 241-292.
  - (10) J. LACOSTE et J.-P. ROTHÉ, Les tremblements de terre en France de 1930 à 1933. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, t. 199, Paris, 1934, pp. 305-307.
  - (11) O. SOMVILLE : Le tremblement de terre belge du 11 juin 1938. *Annales de l'Observatoire Royal de Belgique*, 3<sup>me</sup> série, t. II, fasc. 5, Bruxelles, 1939, pp. 273-286.
  - (12) J.-P. ROTHÉ : Sur le séisme belge du 11 juin 1938. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, t. 206, Paris, 1938, pp. 1910-1912.
  - (13) M. DEHALU et M. MERKEN : Nouvelle carte magnétique de la Belgique. *Publ. de l'Institut d'astronomie et de géodésie*, Univ. de Liège, Physique du Globe, n° 1, Bruxelles, 1931, pp. 1-125.
  - (14) E. HOGE : Nouvelle contribution à la carte magnétique de la Belgique, *id.*, *Physique du Globe*, n° 2, Bruxelles, 1934, pp. 1-50.
  - (15) Ph. C. P. HARTMANN : Aardmagnetische Anomalieën in Nederland, *Thèse*, Utrecht, 1945, 63 pages.
  - (16) H. W. FISK : Isopors and isoporic movements, Union géod. et géophys. intern., section de Magnétisme. *Bulletin* n° 8, *Comptes Rendus de l'Assemblée de Stockholm*, Paris, 1931, pp. 280-292.
  - (17) H. W. FISK : The unsymmetrical distribution of magnetic secular variation. *Terrestrial Magnetism*, vol. 37, 1932, pp. 235-240.
  - (18) G. C. OMER : Jr., Seismic Areas and Secular Magnetic Variations. *Bull. of the Seismological Soc. of America*, vol. 36, Berkeley, 1946, pp. 21-30.
  - (19) A. G. Mc NISH : The Earth's interior as inferred from Terrestrial Magnetism. *Trans. of the American Geophys. Union*, Part. I, 1937, pp. 43-50.
  - (20) W. A. LYNCH : The interior of the Earth viewed in relation to Earthquake causes, IV Measurements of terrestrial magnetism..., *Journ. of applied Physics*, March 1943, vol. 14, pp. 127-130.
  - (21) J.-P. ROTHÉ : Quelques aspects de la structure terrestre éclairés par la sismologie. *Revue scientifique*, 85<sup>e</sup> année, Paris, 1947, pp. 401-408.
-



## LES MOUVEMENTS SÉISMQUES DANS LE DOMAINE ADRIATIQUE.

par J. MIHAILOVIC (Belgrade)

---

Les catastrophes séismiques dans le domaine Adriatique sont nombreuses. — Les tremblements de terre d'intensité moins forte sont connus en nombre accablant. — Même les bruits séismiques sans secousses (brontides) manifestent leur action en fréquence et en intensité d'une manière presque incomparable. Des données séismiques anciennes englobent un espace de temps d'environ 16 siècles. La bibliographie séismique de la question est très riche.

Pour avoir une conception réelle sur l'activité séismique des côtes et du bassin même de l'Adriatique nous n'avons qu'à résumer les mouvements les plus importants.

Le golfe de Trieste est le siège de grands tremblements de terre qui suivent les dislocations périadriques des Alpes Juliennes traversant la presqu'île d'Istrie. Le golfe de Quarnero et les îles de l'Adriatique du nord sont connus comme sièges de grandes catastrophes séismiques, p. ex. 1323 (Vinodol-Grizani; 45° 13' N, 14° 43' E gr.); 1590 et 1648 (Senj : 45° 00' N, 14° 54' E gr.); 1750 (Klana 45° 27' N, 14° 22', 8 E. gr.); 1775 et 1802 (Rijeka—Fiume; 45° 20' N, 14° 26', 5 E gr.); 1838 (Vrbnik; 45° 02' N, 14° 38' E gr.) : 1870 (Klana v. 1750) : 1893, 1894, 1920 (Vinodol, v. 1323). Des séries de secousses modérées et légères très abondantes agitent le territoire d'une manière presque continue<sup>(1)</sup>. Il y avait dans le domaine du Quarnero

---

1. J. Mihailovic, Les secousses séismiques dans le Quarnero (*Bulletin de l'Académie serbe des sciences naturelles*, n° 6, Belgrade, 1939).

une grande agitation séismique et des détonations très fréquentes en dix périodes : 1750-1754, 1849-1852, 1870, 1885, 1888, 1890, 1893, 1918, 1920-1928, 1931-1939.

Une série très exagérée de brontides dans les environs de Sibenik ( $43^{\circ} 44' N 15^{\circ} 54' E$  gr. = à Bribir ( $43 55 N 15 56 E$  gr.) a persisté de 1902 à 1903<sup>(2)</sup>.

Les deux périodes de détonations séismiques suivies de quelques secousses assez fortes sont bien connues dans l'île de Hvar (Jelsa,  $43^{\circ} 10' N 16^{\circ} 42' E$  gr.) : 1937, du 20 juillet au 4 décembre (cà 400 séismes) et du 19 juillet 1940 à mars 1941 (cà 240 séismes) <sup>(3)</sup>, elles ont beaucoup inquiété les habitants.

Les trois périodes de longue durée de détonations séismiques dans l'île de Mljet (Meleda) ont persisté de 1822-1827, 1829-1833 et 1838-1840 accompagnées de temps en temps par des séismes légers, ou même forts<sup>(4)</sup>.

La région du littoral de Dubrovnik à l'époque de la grande catastrophe de 1667 était très agitée par des séismes légers et même par de forts brontides venant du fossé tectonique situé dans le bassin Adriatique près de la ville — etc.

Plus au sud le rivage Adriatique de l'Albanie du nord a présenté une hystéresis séismique bien renommée<sup>(5)</sup> surtout dans la région de Skadar ( $43^{\circ} 03' N 19^{\circ} 31' E$ ) et de Drac ( $41^{\circ} 19' N 19^{\circ} 27' E$ ). Sans aller plus loin, nous n'avons qu'à citer deux périodes de séismes catastrophiques dans le domaine du lac de Skadar (Scutari, Shkodër;  $43^{\circ} 03' N, 19^{\circ} 31' E$  gr.) se produisant d'une manière consecutive avec un intervalle de 50 années : 1855 (5 catastrophes : 5. VI, 7. VII, 15. VII, 11. VIII et 14. VIII) et 1905

---

2. Dr. Giotto Dainelli, *Da alcuni rumori naturali che si odono presso Otres (Bribir) in Dalmatia*, Roma, 1903.

3. J. Mihailovic, La séismicité de l'île de Hvar (*Bull. de l'Acad. des sciences natur.*, 1939). — Détonations séism. de l'île de Hvar (*Public. de l'Acad. serbe des sciences*, 1946).

4. Paul Partsch, *Bericht über die Detonationsphänomenen auf der Insel Meleda bei Ragusa*, Wien, 1826.

5. J. Mihailovic, *Mouvements séismiques Epiro — Albanais*, — Beograd, 1927.

5 catastrophes : 1 VI, 3. VI; 16. VII, 7. VIII et 12 VII) strictement dans les mêmes épacentres et tout à fait les mêmes dates. Enfin nombre de tremblements de terre ruineux et destructeurs intéressent la région de Sijak<sup>(6)</sup> (lire : Chiyak, 41°20' N 19°35' E) laquelle a présenté dans un intervalle de 1594 années (334-1926 incl.) 23 catastrophes séismiques destructives : 334, 342, 505, 521, 522, 1237, 1816, 1852, 1869, 1870, 1895, 1896 (2 catastrophes en 32 jours 1907, 1920, 1926, (8 catastrophes en 12 jours) etc. Le littoral occidental de l'Adriatique le long des versants Est des Apennins est également le siège de nombreuses catastrophes séismiques dont les données se trouvent dans la bibliographie séismologique italienne.

Le bassin même de la mer Adriatique a présenté des épacentres propres dont les isoséistes ont été ressenties sur les deux côtes à l'Est et à l'Ouest. Les enregistrements séismographiques en Italie, en Yougoslavie et dans d'autres stations du réseau international marquent souvent les mouvements dont les positions épacentrales sont calculées comme se trouvant dans le fond même de la mer Adriatique.

Quelles sont les sources d'une telle énergie séismique dans le domaine Adriatique?

De nombreux auteurs ont créé des hypothèses sur les causes des mouvements séismiques dans le domaine Adriatique. Nous-mêmes, nous avons étudié presque chaque mouvement connu, les anciens et surtout ceux de nos jours avec des détails aussi précis que possible. Après avoir étudié l'objet durant les 50 années dernières nous sommes conduits à une conclusion générale, à savoir :

Comme conséquence des grands mouvements de l'époque géologique tertiaire et quaternaire dans le synclinal alpin ou méditerranéen avec la formation des systèmes montagneux de la Dinara et des Apennins, ainsi que du bassin adriatique, de grandes dislocations longitudinales et transversales se sont formées; les dislocations ont découpé

---

6. J. Mihailovic, *Mouvements séismiques de la région de l'effondrement tectonique du lac de Skadar* (sous presse).

l'écorce en divers blocs mobiles. Pour parvenir à l'état stable, compromis par des mouvements tectoniques, les blocs adriatiques en général sont animés de mouvements plus ou moins longs c'est-à-dire produisant des manifestations séismiques d'intensité différente.

D'après une telle conception nous sommes d'opinion que non seulement les blocs littoraux, mais encore les blocs sous-marins jouent un rôle séismogénique. Les sources d'énergie séismique de la région adriatique jaillissent de la tectonique locale et de la situation karstique. Alors, il faut les chercher dans les plissements littoraux et dans le bassin adriatique même.

Les blocs littoraux et ceux du bassin même adriatique sont plus ou moins mobiles dans le sens vertical ou horizontal chacun à leur tour. L'enfoncement vertical des blocs s'opère très lentement et ne s'accélère que rarement en produisant des secousses sensibles sur d'autres blocs. Après chaque mouvement analogue on aperçoit une certaine influence de la composante horizontale. Celle-ci dépend de la direction et du sens dans lequel certains blocs s'inclinent suivant l'importance de leur mobilité. Dans les mouvements verticaux des blocs nous avons un groupe de sources de l'énergie séismique. Alors, ces blocs sont mobiles dans des directions différentes, ils s'élèvent, ou s'enfoncent, ou se déplacent en suivant les conditions dynamiques dont ils dépendent. Ainsi ces blocs heurtent les blocs voisins et leurs chocs se communiquent jusqu'aux blocs longeant les deux côtes, celle de l'Est ou celle de l'Ouest. Dans ce cas on constate tout d'abord un coup assez fort dans un littoral sur une côte ou sur l'autre, auquel succède le processus de stabilisation des blocs ébranlés sous forme de séries de secousses et de brontides légères de longue durée. La durée d'une telle série dépend du degré de mobilité des blocs lui-même et de ceux qui l'entourent.

La structure karstique et surtout celle du littoral dinarique sont aussi responsables des manifestations séismiques locales de la région. On peut prévoir que l'enfoncement

ou l'élévation autogène de certains blocs suivis d'une longue série de secousses et de brontides légères se terminent sans autres accidents. Mais après un choc produit par les blocs continentaux on ne peut jamais prévoir si la série se terminera par une suite de secousses légères. Il s'ensuit donc que au point de vue pratique il est d'une grande importance de pouvoir déterminer si un bloc se meut de lui-même ou bien si ce mouvement lui est communiqué par le choc d'un bloc adriatique ou d'un bloc continental (p. ex. dinarique).

Les blocs du bassin adriatique sont soumis à un état de tension sous l'influence des pressions permanentes de la masse Dinarique de l'Est et de la masse des Apennins de l'Ouest. La stabilité des blocs une fois compromise, l'un après l'autre ils excitent le mouvement séismique des autres blocs formant des épïcêtres isolés ou combinés. La pression de la masse Dinarique vers l'Ouest ou vers le Nord-Ouest résulte de la poussée permanente de la vieille masse cristalline du continent « oriental » (de E. Suess) ou bien du système du Rhodope, animé de démembrement, dont les parties sont plus ou moins mobiles<sup>(7)</sup>. La masse des Apennins exerce vers l'Est une pression sur les blocs du bassin adriatique d'une manière analogue à la pression dinarique.

Dans les parties de l'Adriatique du nord une des plus grandes dislocations subalpines est pour sa part responsable de l'évolution de la séismicité très forte de la région. Il s'agit d'une dislocation dans les versants sud des Alpes Juliennes, appelée par E. Mojsisovic « ligne de Belluno ». Elle se détache, d'après E. Suess, d'une dislocation péria-drique dans le système des Apennins, passe dans la direction ESE au nord de Feltre et au nord de Belluno et plus à l'Est entre Tolmec et Gemona (Humin) longeant les versants sud de Karavanko, passant dans la région de

---

7. J. Mihailovic, Sources d'énergie séismique de la Péninsule Balkanique (*Public. du Bureau central Séismologique international*, série B, Monographies, fasc. 7, 1937).

Caporetto (Kobarid) ; on peut la suivre dans la région du lac Bohinj vers la région de Kranj sur une longueur de 180 à 190 km. E. Suess a déterminé<sup>(8)</sup> que le côté sud de la dislocation est affaissé d'au moins 2.000 m. La dislocation a été le siège de 5 tremblements de terre destructeurs dans l'intervalle de 365 à 1809. Les secousses moins fortes sont très fréquentes, presque continues. L'état séismique de la côte nous amène à la conclusion que cette région exerce une pression dans la direction sud et que de nombreux mouvements séismiques dans l'Adriatique du nord (Libournie et Quarnero) échappent à cette dislocation c'est-à-dire que la masse détachée des Alpes Juliennes exerce une pression contre les blocs littoraux et du bassin de l'Adriatique du nord.

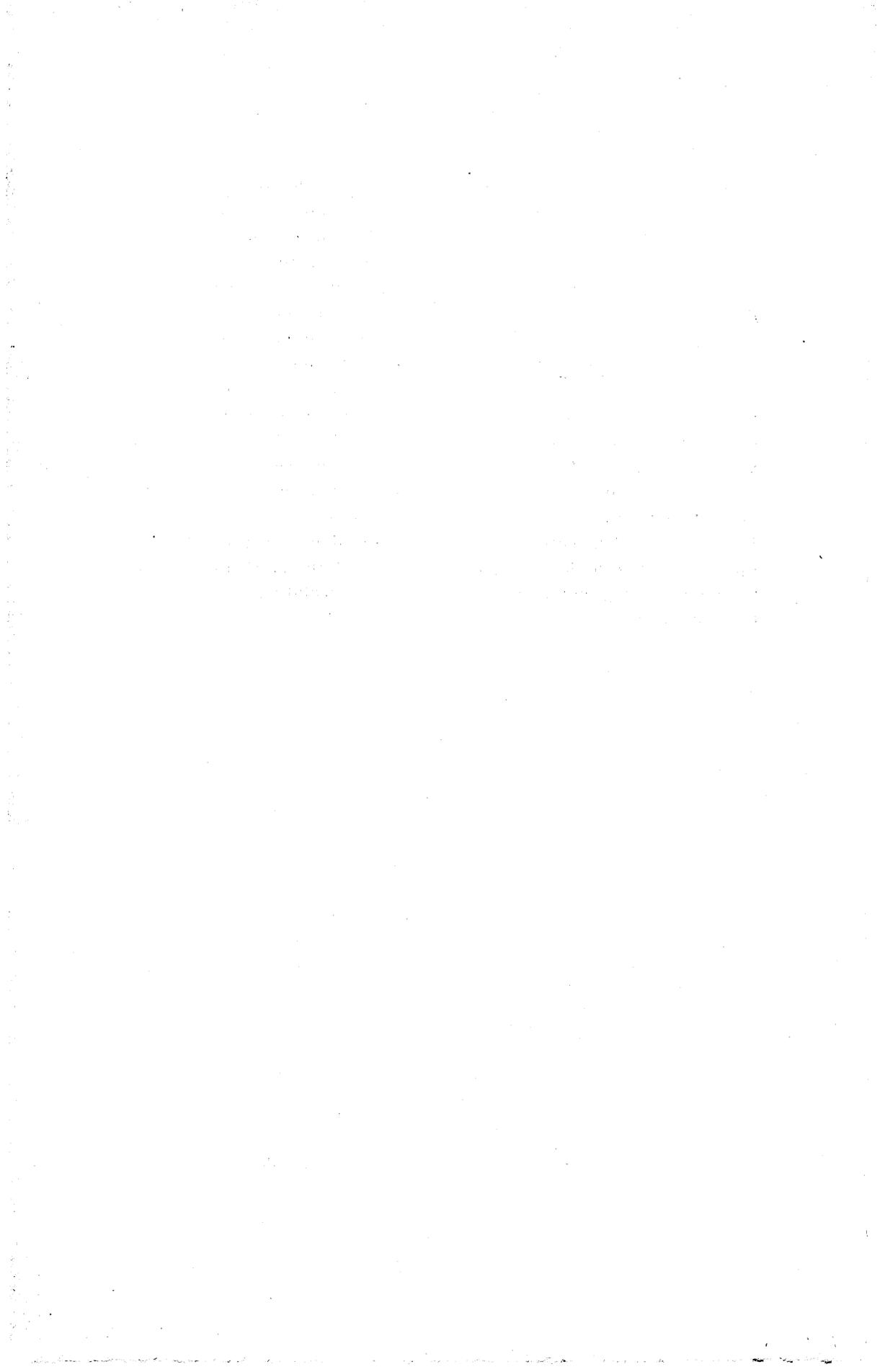
Les détonations séismiques (brontides) en forme de séries durables presque périodiques, éclatant de temps en temps dans une région ou une autre, dans le bassin adriatique même, ou sur les côtes du système Dinarique et des Apennins p. ex. à l'île de Mljet (Meleda) en 1822-1840, à l'île de Hvar (Lesina) 1937-1940; etc., sont dues au relâchement de la tension résultant des pressions latérales des deux masses.

Les grandes profondeurs longitudinales du bassin adriatique imposent l'idée d'un fossé tectonique compris entre deux failles, celle qui s'étend suivant la direction Monte Gargano-Dubrovnik au nord et celle de Brindisi à Drac (Durrazo) au sud; ces accidents sont responsables des nombreuses catastrophes séismiques en Apulie (Apennins) et suivant la côte sud adriatique de Dalmatie et de l'Albanie du nord. De même le fossé transversal, peu profond, mais bien net qui s'étend de Sibenik par l'île Jabuka (Dinara) à Pescara (Apennins) peut être responsable des tremblements de terre forts et fréquents du littoral des Abruzzes (Apennins) et du rivage de Sibenik (Dinara) p. ex. de l'année 1921 et surtout de 1923.

---

8. Ed. Suess, *La face de la terre*, t. I, Paris, 1912.

Outre les mouvements séismiques des petits et des grands blocs appartenant aux systèmes de la Dinara et des Apennins, et les mouvements des blocs dans le bassin de l'Adriatique il s'y produit parfois des mouvements généraux atteignant tous les deux systèmes et toute la surface de la mer Adriatique. Dans ces cas nous avons des télé-séismes c'est-à-dire des mouvements d'une importance mondiale (518, 1667, 1926). Il est naturel que de tels mouvements atteignent des proportions énormes et qu'ils puissent engendrer des tremblements de terre ruineux et désastreux et des séries de secousses dans les diverses parties mobiles de l'écorce terrestre. De tels mouvements ne sont pas dus à la différence entre la tension et la pression des masses aux points de moindre résistance. Les causes de tels cataclysmes se trouvent dans des profondeurs plus grandes de l'écorce terrestre et résultent de phénomènes se produisant dans la couche isostatique de notre planète.



**LES CATASTROPHES SEISMQUES DU LITTORAL  
DE DOUBROVNIK (Raguse) (42° 38' N; 18° 07' E. gr.)**

par J. MIHAILOVIC (Belgrade)

---

Etudiant les conditions séismiques de la Péninsule Balkanique et surtout de la Yougoslavie nous avons constaté un rapport entre les mouvements séismiques dans les terrains Epiro-Albanais et dans ceux des terrains Dinarique et du Rhodope (« continent oriental » de E. Suess). Les catastrophes séismiques presque consécutives sur le littoral adriatique nous ont guidés dans cette étude en cherchant leurs causes et leurs conséquences. Déjà Pline mentionne une catastrophe séismique sur la côte de Dubrovnik dont la conséquence fut de relier au continent l'île où se trouvait l'ancienne ville Epidaur (aujourd'hui Cavtat). Les catastrophes un peu mieux connues, du même littoral datent de l'intervalle des années 361 (23 septembre) à 367. Il semble que dans cet intervalle a régné une période de tremblements de terre destructeurs suivis de grandes vagues de la mer et d'inondation.

Après cette période durant environ 1.000 années on n'a pas signalé une catastrophe séismique dans la région. Une autre période de tremblements de terre ruineux et désastreux d'une longue durée a été signalée de 1461 à 1667. Pendant cette période qui a persisté 200 années dans la même région on a noté 16 tremblements de terre ruineux et désastreux, à savoir : 1461 (int. IX), 1472 (IX), 1482 (IX), 1496 (X), 1504 (IX), 1514 (X), 1516 (6-X; X), 1520 (17-V; X), 1530 (IX), 1563 (IX), 1572 (IX), 1608 (X), 1610 (X), 1631 (IX), 1640 (IX) et 1667 (6 avril; X) le dernier<sup>(1)</sup>. Il est naturel de penser que ces catastrophes n'étaient pas

---

1. J. Mihailovic, *Caractère séismique de la côte sud de l'Adriatique yougoslave*, Beograd, 1937.

des mouvements séismiques uniques, elles ont été suivies de nombreuses secousses d'intensité élevées et de séries abondantes de séismes modérés et légers. Au début on ne notait que des secousses d'une intensité considérable; plus tard, on commença à tenir compte des séries de secousses plutôt légères susceptibles d'avoir une influence quelconque sur la vie des populations. Ainsi, les notations concernant les mouvements séismiques devinrent de plus en plus nombreuses.

Dans le même domaine l'activité séismique s'est manifestée dans l'intervalle de 1750 à 1899, après une accalmie d'environ 70 ans. L'activité séismique extrême a été représentée par les mouvements séismiques de 1750 à 1760 (la plus forte secousse d'int. VII), de 1773 à 1778 (VII), de 1780 (IX), de 1785 à 1801 (VIII), de 1803 à 1813 (VI). Une période fameuse de bruits séismiques dans l'île de Mljet (Meleda) a éclaté en 1822 et a duré jusqu'en 1827. Les séries de bruits très fréquents et forts ont été suivies quelquefois de secousses légères et modérées, de temps en temps même fortes provoquant des dommages. La secousse ruineuse de l'année 1823 dont l'épicentre se trouvait entre Dubrovnik et Ston (pendant la période des détonations dans l'île de Mljet) ne fut pas sensible dans cette île. Une autre période de bruits séismiques dans la même île, semblable à la première se déroula entre 1838 et 1840. Dans l'intervalle il se produisit une série de secousses assez fréquentes dans la région côtière sans aucun rapport avec les détonations qui étaient toujours limitées à l'île de Mljet. Il faut noter encore les périodes séismiques de 1842-1860 (VI), de 1867-1873 (V), 1876 (V), de 1880-1883 (V), 1885-1899 (VIII), 1900-1913 (VI), 1920-1935 (VI) et 1937-1940 (V).

Les mouvements séismiques du domaine de Dubrovnik nous ont amenés à déterminer la surface sur laquelle se groupent les épicentres du littoral, et à étudier l'évolution de l'énergie séismique de cette région. Les épicentres de notre littoral sud de l'Adriatique se répartissent sur quatre

grands blocs dans le domaine s'étendant de la presqu'île Peljesac (Sabioncelo) à Ulcinj : Doubrovnik, Orjen, Kotor et Roumija. Ces quatre blocs sont composés d'un nombre de petits blocs ayant chacun leur individualité séismique propre.

D'après leurs caractères séismiques nous avons : 1° des blocs mobiles prenant souvent l'initiative et déterminant les mouvements séismiques autogènes; ils interviennent également et très souvent dans les mouvements autogènes des blocs plus ou moins proches; leur stabilité peut être compromise même par l'influence d'une énergie séismique d'intensité faible, dont le siège se trouverait en dehors de leur propre masse; 2° des blocs stables ne prenant l'initiative et ne déterminant les mouvements séismiques que très rarement; leur intervention dans les mouvements séismiques dont les épicentres se trouvent en dehors d'eux, c'est-à-dire dans les masses des autres blocs, est également très rare. Quant aux blocs autonomes, ils prennent l'initiative dans les mouvements séismiques autogènes d'une façon plus ou moins fréquente, suivant la mobilité générale des grands blocs; ils ne se meuvent que très rarement sous l'influence des mouvements dont les épicentres se trouvent dans d'autres blocs; la plupart de ces blocs se meuvent d'eux-mêmes indépendamment des mouvements qui se produisent dans les blocs avoisinants. Enfin les blocs insuffisamment stables se meuvent très rarement sous l'influence d'une énergie séismique provenant de leurs propres épicentres, mais ils sont souvent influencés par l'énergie séismique provenant des autres épicentres. Ces blocs produisent donc peu de mouvements autogènes et beaucoup de mouvements séismiques dits relais.

On peut poser une question : quelles sont les sources d'où provient l'énergie séismique en question?

Cette action se manifeste sous deux aspects : sous forme de pression constante des blocs du système montagneux Dinarique de l'Est et de ceux du système des Apennins de l'Ouest. En se trouvant sous l'influence de deux pressions

permanentes, les blocs sous-marins du bassin même de l'Adriatique augmentent leur tension jusqu'au moment de la rupture suivant les dislocations nouvelles s'ouvrant dans les surfaces de la moindre résistance. La pression venant d'Ouest est quelquefois plus grande que celle de l'Est : les blocs du bassin sont animés d'un mouvement vers l'Est et vice versa. Etant eux-mêmes quelquefois mobiles, et cherchant à reprendre un état stable, ils provoquent la rupture de leur tension en jouant le rôle d'épicentres ruineux ou modérés.

Les enregistrements séismographiques nous montrent souvent un tel jeu des blocs sous-marins de l'Adriatique. Nous avons nettement constaté que plusieurs catastrophes séismiques ont jailli justement sur les versants de deux systèmes latéraux de l'Adriatique, comme en Apulie (Apenins) et en Dalmatie (Dinarique). De plus, dans le processus tectonique général, les blocs de l'Adriatique eux-mêmes produisent les mouvements autogènes et déterminent ainsi, de leur propre initiative les secousses plus ou moins étendues dans le domaine Adriatique et sur les côtes plus ou moins proches. On pourrait citer de nombreux exemples pour confirmer ce fait.

Il arrive très souvent que les sources sont limitées à un petit bloc c'est-à-dire à proximité immédiate d'une ou de quelques localités. L'intensité de ces mouvements en général et de degré léger ou modéré et ne provoque que rarement des dommages. On a constaté par exemple des séries de secousses légères accompagnées de bruits souterrains ou bruits tout seuls (brontides) qu'on ne percevait même pas dans la proximité la plus immédiate d'un tel épicentre. Ces phénomènes révèlent dans une large mesure le degré de stabilité du bloc en question. C'est pourquoi nous attachons une importance à ces phénomènes pour examiner les caractères séismogéniques d'un territoire. Le phénomène de secousses isolées a été constaté sur tous les blocs quand on ne put pas constater un mouvement séismique quelconque des autres blocs, ou pendant l'accalmie qui

séparait les mouvements plus ou moins propagés de ces blocs. La cause de ces mouvements se trouve dans la nature même du sol rocheux du karst. On en peut déduire qu'en général la profondeur d'où viennent ces mouvements (hypocentres) n'est pas grande et qu'ils se produisent plutôt sur la surface même, de sorte que nous pouvons les considérer comme secousses superficielles. Il serait naturel d'établir un certain rapport entre ces phénomènes et les effondrements des grottes qui se produisent souvent dans la région du karst yougoslave. Les secousses locales des effondrements des grottes n'ont pas le caractère des séismes et ne peuvent être considérés que comme pseudo-séismes. Mais les séismes locaux prennent une autre signification dès qu'on établit des rapports entre leurs épacentres et les dislocations tectoniques, ou du moins les lignes séismogéniques du terrain en question. Les fissures tectoniques sont plus nombreuses dans la région du karst qu'ailleurs. Grâce à la nature pétrographique de ce terrain, de nouvelles fissures de dimensions différentes se forment souvent et facilement; elles sont ordinairement peu profondes. En pénétrant les masses du karst les ondes séismiques, dont l'intensité peut être même microséismique, peuvent provoquer l'effondrement des parois et des voûtes des cavités souterraines et déterminer ainsi les secousses locales. Il est évident que de telles secousses ne sont pas les causes mais bien les conséquences des secousses locales. Le fait que les hypocentres de quelques secousses locales se trouvent à des profondeurs où on ne peut plus constater de phénomènes karstiques, ne fait que confirmer leur nature tectonique : les blocs ou les zones isolés doivent être considérés comme le lieu de phénomènes tectoniques, tels que ceux qu'on constate ordinairement sur les dislocations récentes ou nouvellement formées, et non comme s'ils étaient la conséquence d'effondrements locaux de grottes. De nombreux exemples confirment cette thèse.

Revenons à la dernière catastrophe séismique de Doubrovnik en 1667. Elle n'amena pas seulement la destruction

de presque toute la ville, mais elle détermina aussi son existence postérieure. Cette secousse destructive et les séries de secousses fortes qui ne manquèrent pas de suivre, arrêtaient le progrès culturel de la petite république. Doubrovnik entra ainsi dans une décadence générale, et perdit même son indépendance politique. Cette catastrophe nous a permis d'entrevoir le passé du terrain qui fut dévasté. Nous avons marqué sur le plan de Doubrovnik de cette époque tous les dégâts causés par la secousse fatale d'après les descriptions imprimées et manuscrites contemporaines. Une telle esquisse nous a amené à une reconstruction assez exacte des conséquences désastreuses. Comme plan du vieux Doubrovnik nous avons utilisé une grande gravure représentant la ville avant cette terrible secousse. D'après cette gravure et le plan de la ville d'aujourd'hui nous pouvons reconstituer la disposition des éléments principaux de la catastrophe. Nous avons reconstitué l'aspect de la ville au moment même de la catastrophe (*fig. 1*). On voit, que sur toute l'étendue comprise entre les murailles il y avait deux zones distinctes où il n'y a pas eu de dégâts ou bien seulement les dégâts ne furent pas assez considérables pour ne pouvoir être aussitôt réparés, de sorte que les édifices endommagés ne cessèrent pas d'être habitables. Une troisième zone s'étend entre les deux premières, et c'est justement là que la catastrophe sévit. Les édifices qui se trouvaient dans cette zone furent complètement détruits ou tellement endommagés qu'ils durent être rebâties ou exigeaient des réparations très importantes. Leurs positions sont représentées par la figure 1 (marquées en blanc).

Un examen attentif du sol dans ces trois zones conduit à la conclusion que les édifices dans les zones où il n'y a pas eu de dégâts étaient construits sur un terrain *stable, sur la roche calcaire*, tandis que les édifices de la zone la plus endommagée se trouvaient sur un *sol mobile* composé de matériel hétérogène (*cailloux, argile* etc.). Il n'y a pas longtemps, en 1929, qu'on a constaté, en fouillant le terrain autour des bases du clocher de l'horloge de la ville, qu'on

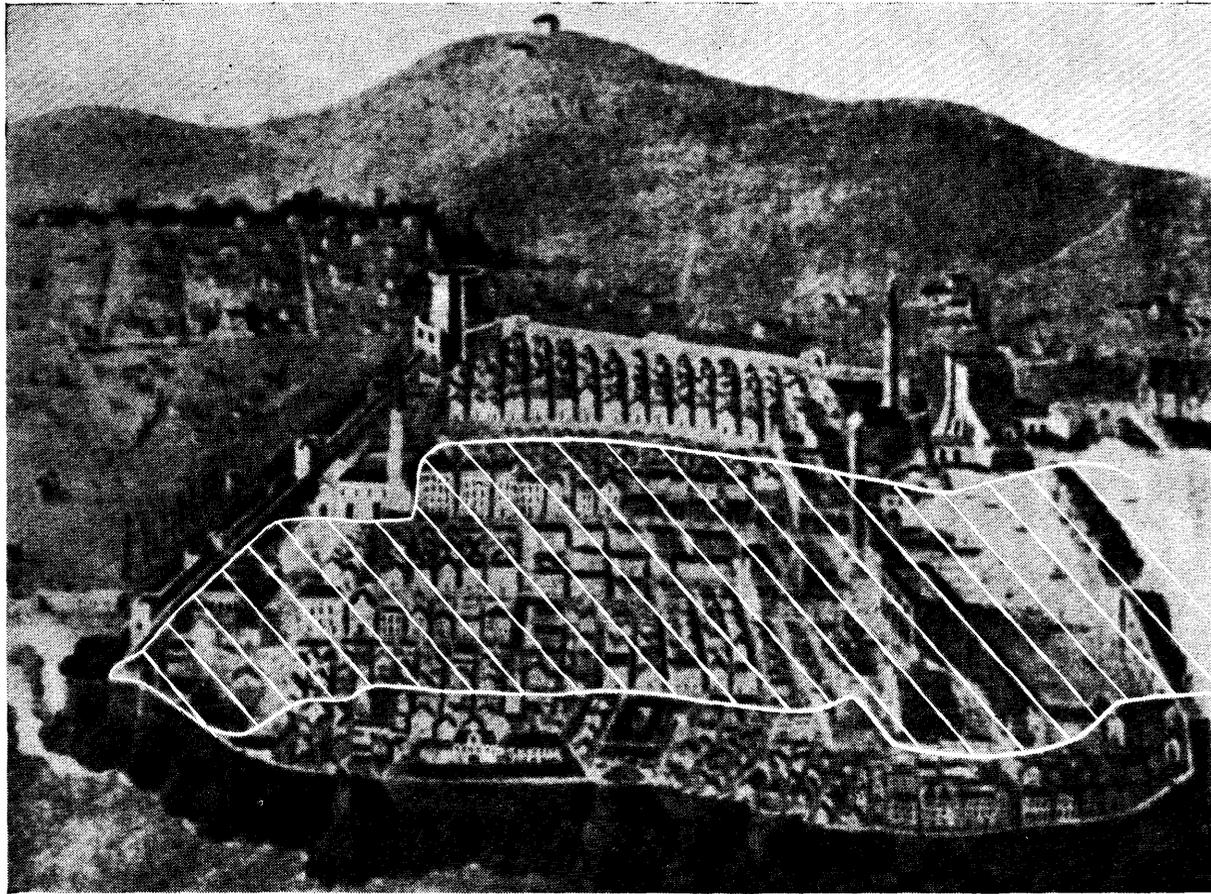


FIG. 1. — L'aspect de Dubrovnik pendant la catastrophe séismique de 1667. La surface hachurée en blanc a été totalement détruite.

restauroit, que à une certaine profondeur il y avait de l'eau et que les fondements du clocher reposaient sur des pilotis de bois. On avait donc adopté dans une partie de la ville — là où se trouvent le quai, le palais ducal et le palais de la Grande Assemblée — une manière de construire les édifices analogue à celle qui est en usage à Venise, etc. On a l'impression que dans la zone où la catastrophe sévit les édifices étaient fondés sur un terrain mobile d'accumulation, rempli du matériel d'érosion que les eaux apportaient des pentes des collines environnantes en remplissant le canal maritime qui passait autrefois entre le rivage et les îles appartenant jadis à l'archipel Elaphitien (Ragouia, Lovrienac etc., fig 2).

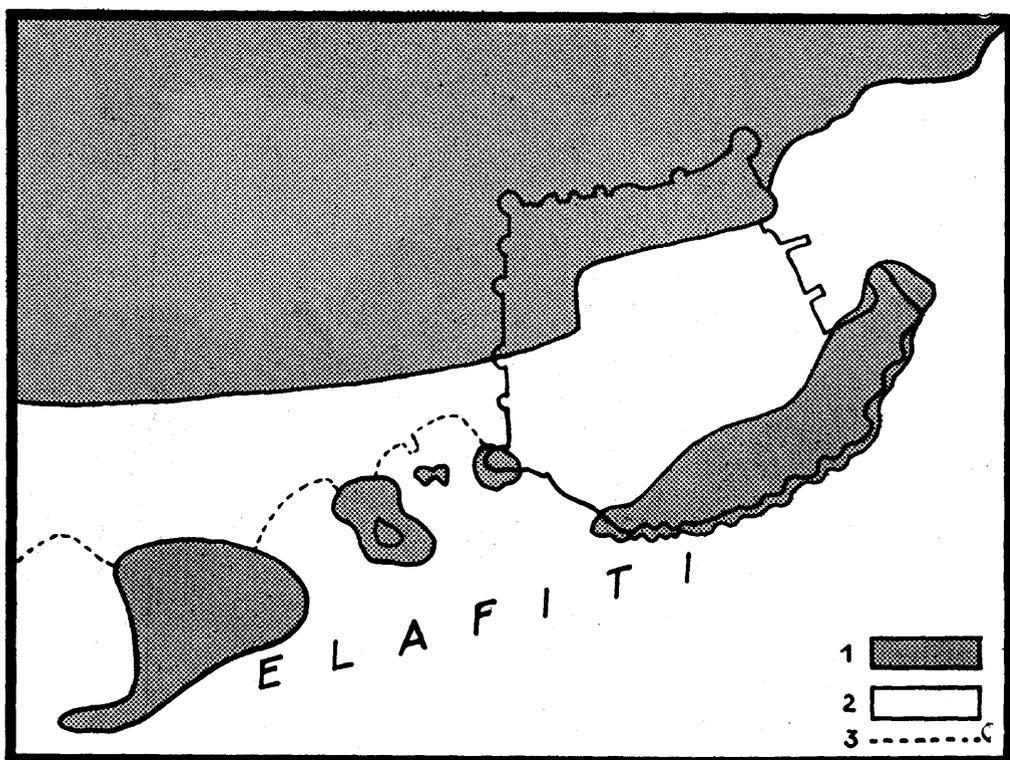


FIG. 2. — La fondation de la forteresse de Dubrovnik

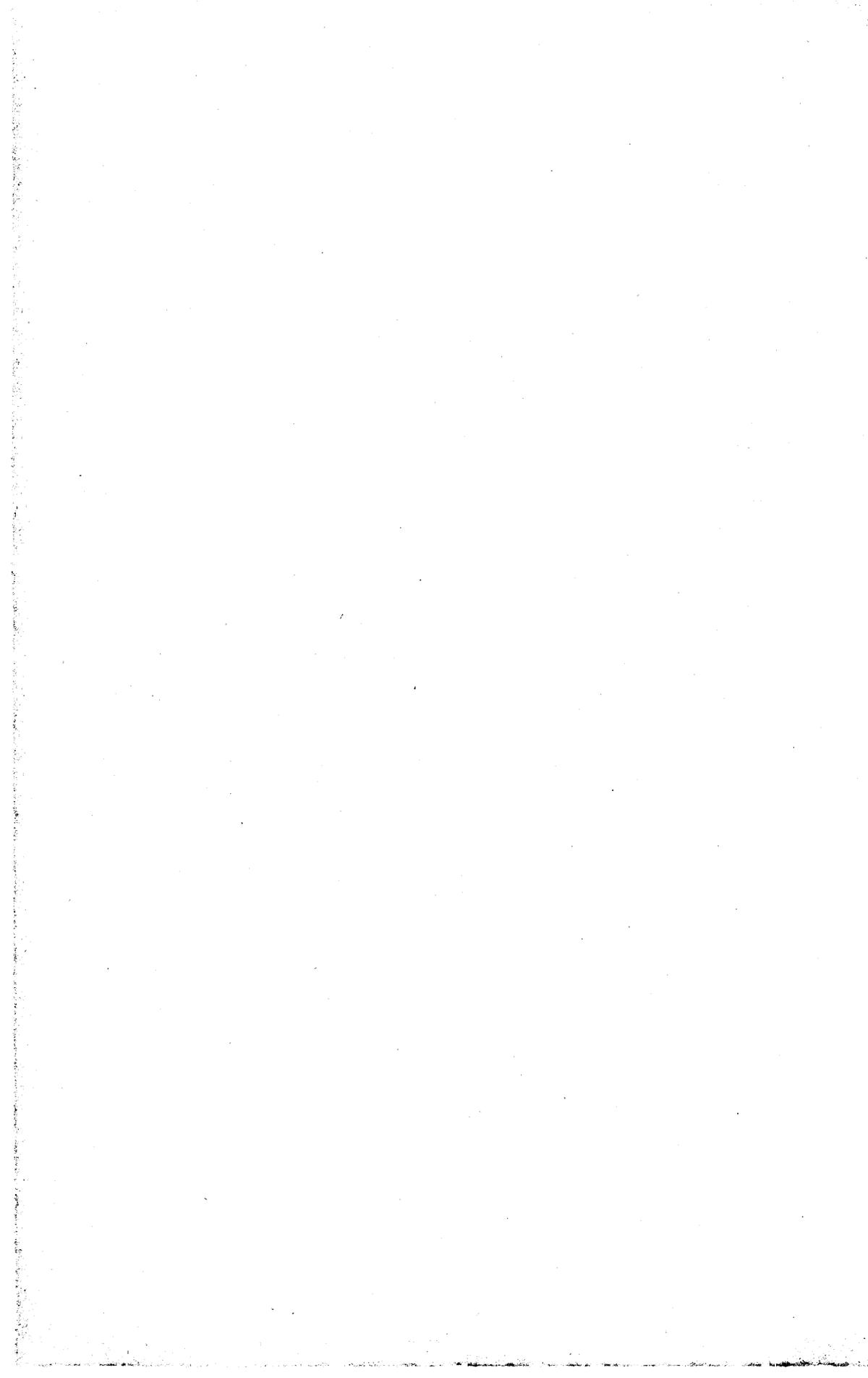
1. Terre (roche calcaire de Karst)
2. Mer.
3. Niveau du sol de la forteresse.

Les îles entourant la côte sont reliées à la terre par l'érosion des hautes crêtes rocheuses et par les travaux techniques.

Avec le temps ce terrain fut enfin rempli et rattaché au continent comme une sorte de pré (« doubrava » en serbe). Ce pré devient peu à peu le lieu d'habitation qui reçut le nom de Doubrovnik (ancienne Ragouïa, Ragousa) et c'est là qu'on éleva l'enceinte de la cité (la citadelle).

En temps que phénomène, la secousse destructive qui ravagea la ville de Doubrovnik en 1667 doit être considérée comme ayant des rapports avec les mouvements dont les causes sont les plus profondes. Bien qu'apparemment ces mouvements n'aient eu qu'un caractère purement tectonique, les causes premières qui les ont déterminés sont plutôt telles qu'on puisse les classer parmi les mouvements d'origine isostatique. Une telle conclusion s'impose d'autant plus que les ondes macroséismiques de la secousse en question dont la surface épacentrale endommagée englobait environ 300 km carrés, eurent une très grande portée et atteignirent même les limites extrêmes de la mer Tyrrhénienne, de la mer Ionienne et de la mer Egée. Il y a des indices qu'elles ont été ressenties même dans la partie Est du bassin de la Méditerranée. Le fait que les ondes séismiques de cette secousse furent sensibles à une distance de près de 2.000 km prouve d'une façon évidente qu'elle avait pris des proportions énormes qui dépassèrent même celles des mouvements tectoniques les plus formidables.

---



# TERREMOTO DE ANCASH (Peru) DEL 10 DE NOVIEMBRE DE 1946.

por Enrique SILGADO<sup>(1)</sup> (Lima)

---

## SINTESIS

El terremoto de Ancash ocurrido el 10 de noviembre de 1946, es notable por haber estado asociado en su producción a la primera dislocación tectónica activa visible en Sud América. Fué uno de los mas destructivos originados en la alta región andina del Perú, pues causó la muerte de 1396 personas no obstante haber afectado distritos de muy poca densidad de población. El movimiento fue percibido en un área que probablemente excedió los 620.000 km<sup>2</sup>.

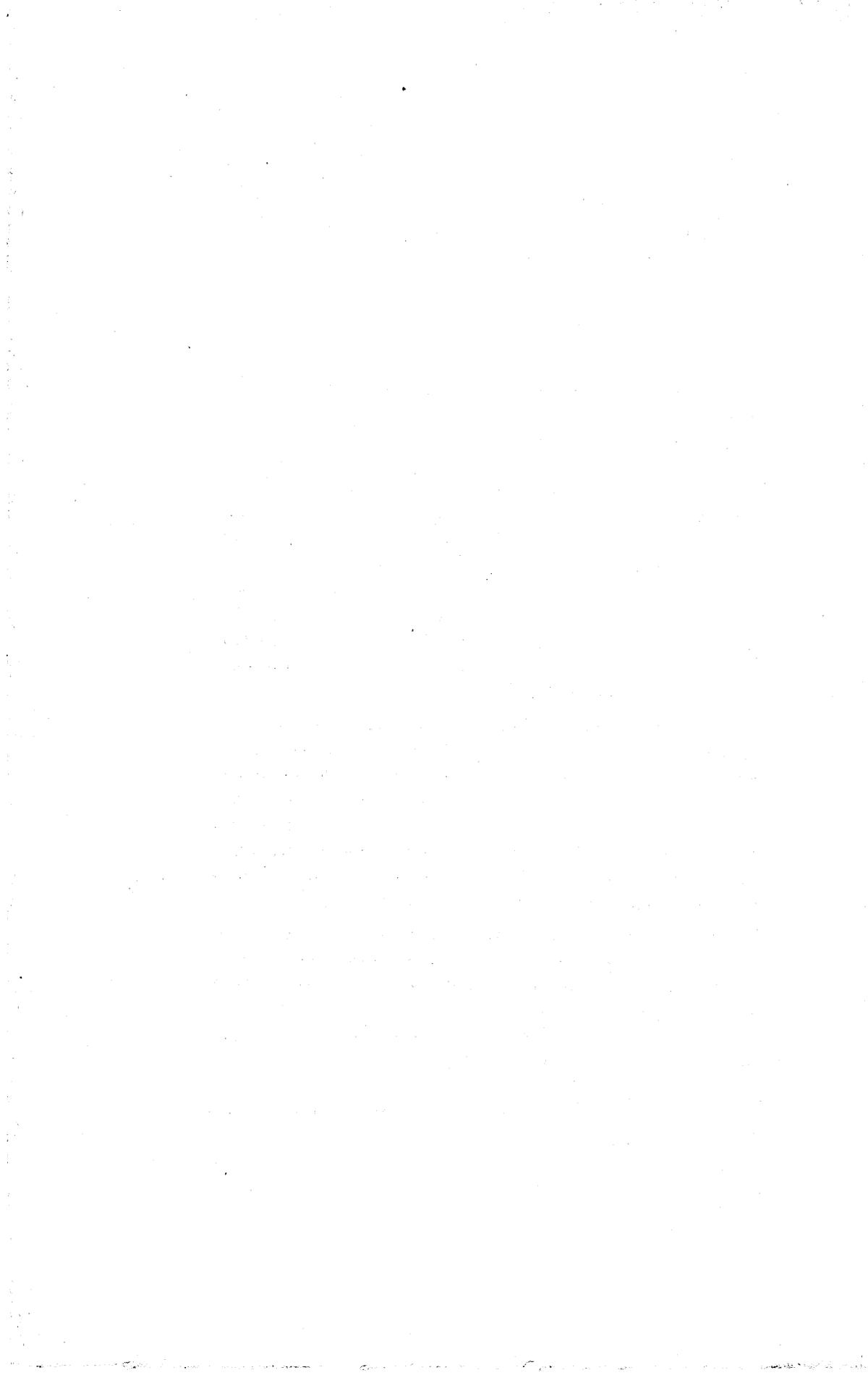
La zona epicentral está delimitada por la divisoria continental al W y el río Marañón al E, y limitado por los paralelos 8°10' y 8°40' de latitud. La región es muy plegada y accidentada en su forma pues la atraviesan profundos jóvenes valles de erosión.

El terremoto fue posiblemente producido por un desplazamiento vertical a lo largo de una nueva falla geológica en las alturas de Quiches. Después de la conmoción terráquea se hizo evidente una escarpa de falla de 5 km de longitud con una superficie sinuosa que presentaba un rumbo promedio de N 42 W con un buzamiento del plano de dislocación de 58 SW. La superficie de falla alcanza en algunos lugares un salto vertical de 3,50 m.

Los deslizamientos de tierras en el área epicentral fueron notables especialmente en las quebradas Pelagatos y Shuitococha donde las intensidades de la Escala Mercalli Modificada parecen haber alcanzado el grado XI. Fue notable también la cantidad de replicas (aftershocks) que siguieron al terremoto principal.

---

1. Jefe de la Sección Geofísica del Instituto Geológico del Perú.



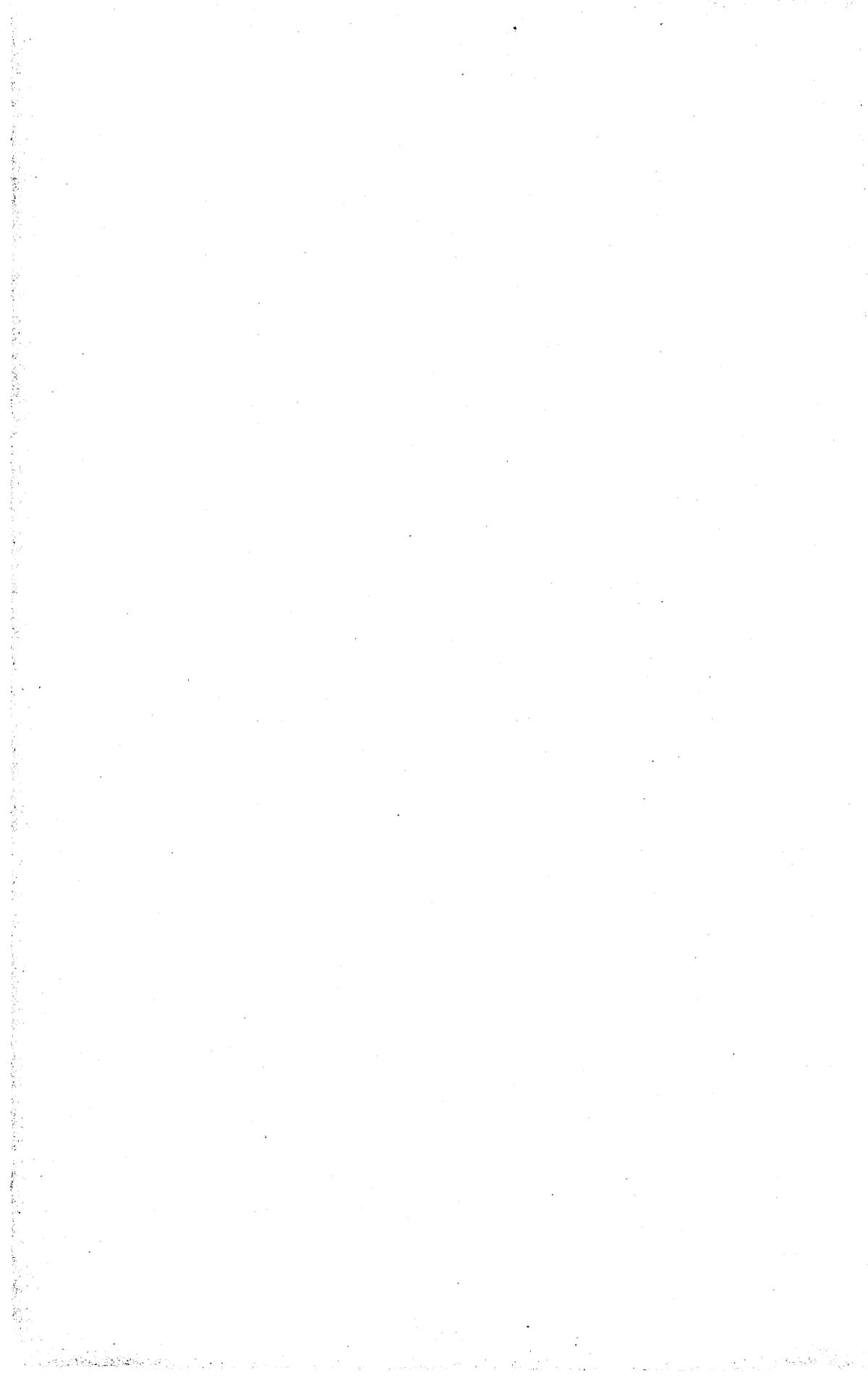
**RECENT INVESTIGATIONS OF SEISMOGRAMS OF DEEP-  
FOCUS EARTHQUAKES**

by B. GUTENBERG (Pasadena)

---

Le texte de cette communication a paru sous le titre :  
« Unexplained Phases in Seismograms » dans *Bulletin of  
the Seismological Society of America*, vol. 39, n° 2, April  
1949, pp. 79-92.

---



## ON THE READING OF EARTHQUAKE DIAGRAMS AND THE INTERPRETATION OF PHASES

by I. LEHMANN. (Copenhagen)

---

In his address to the Association our president, Dr. Stoneley reminded us of the fact that the study of seismograms had not been completed. Far from it. A considerable number of phases have been distinguished and interpreted, but a great deal of the movement recorded is so far unexplained. It was Wiechert who set the task before us to explain « jede Zacke, jede Zunge », i. e. every detail in the movement recorded — truly a formidable task, as Dr. Stoneley said.

At first it was considered possible to treat all earthquakes collectively, as having the same time-curves. Even so the task seemed overwhelming at a time when observations were few and not very accurate. But as the number and the accuracy of observations increased, it was found that the problem was more complicated than at first supposed. Earthquakes were found to occur at greatly varying depth and the nature of the waves and the travel times varied with the depth of focus. However, the laborious process of constructing mean time-curves for a great number of phases for varying focal depth was completed — by H. Jeffreys as well as by Gutenberg and Richter.

This means a considerable step forward, but not that the work has been completed. There are certain discrepancies between the two sets of time-curves, though on the whole they do not differ much. On ending up his work, Professor Jeffreys mentions various questions requiring further investigation. Newly the Heligoland explosion results revealed unexpected departures from the time-curves, and Professor Gutenberg has placed the 20° discontinuity at 17°. There is also the peculiarity of the multiple phases as determined by Gutenberg and Richter. It may not be quite obvious how it is to be understood when the existence of several phases of the same kind is asserted.

But, even if the time-curves of the known phases had been satisfactorily determined, all the movement that occurs had not been explained. In between the phases oscillatory movement occurs. It is sometimes strong and varying; phases may be distinguished in it and onsets read. Fig. 1

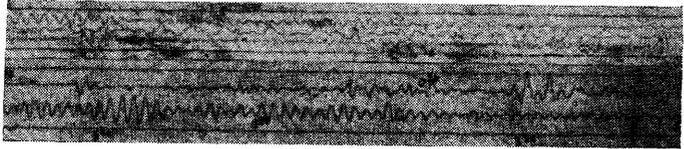


FIG. 1. Wien and Göttingen records of New Zealand earthquake.

shows part of the Wien and Göttingen diagrams of the New Zealand earthquake of 1929, June 16. In the Wien record the movement varies continually, and if a new phase is taken to begin wherever the movement changes, phases may be read in great number. Professor Conrad published a short note on this earthquake, and he read 35 phases in the Wien records. The Göttingen record is different. Comparatively few phases are found, and they stand out clearly, unmasked by background movement. Since much of the movement recorded at Wien is not present at Göttingen, it is likely to be of local origin. If this is so, if it is not repeated at other stations, it will obviously be very difficult to explain it in detail.

A collective study I made of the European records of the New Zealand earthquake showed very clearly that many of the phases recorded at individual stations were not repeated elsewhere and could not be explained as being due to waves that reached all the stations.

Fig. 2 shows part of the Copenhagen Milne-Shaw record

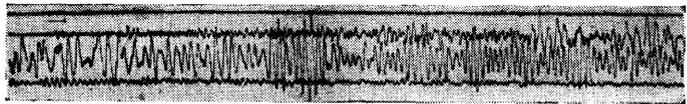


FIG. 2. — New Zealand earthquake recorded at Copenhagen.

of the earthquake. The movement is strong and varying, and, as in the Wien record, many phases may be read. All the records available were at first read to great detail — independently, without comparing the records or attempting to trace specific phases. The times were marked in a figure in the usual way, and it was found that a certain number of points gathered so as to determine time-curves or to indicate their existence, whereas a great number of points were scattered all over the figure. The records were reexamined and it was found that most of the points gathering on or near curves corresponded to prominent phases, whereas the greater part of the scattered points were due to minor phases. The more prominent phases only were retained; they are marked in fig. 3. The greater part of the points gather on or near time-curves of known phases and may confidently be interpreted as being due to these phases. Comparatively few points due to equally well marked phases lie scattered in the figure.

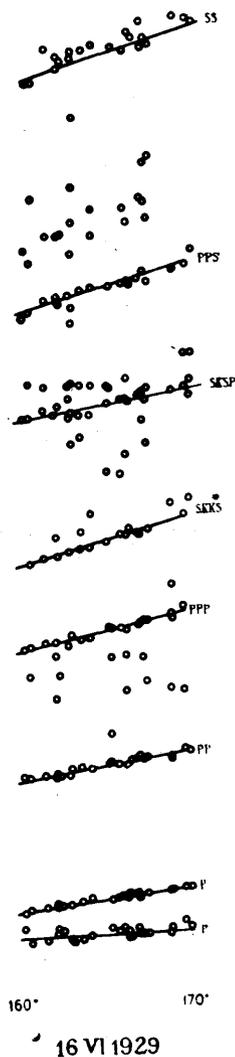


FIG. 3

I shall not comment on the phases here determined, but I wish to say that I do not believe it possible to

interpret any other phases in the records in a study of this kind, still less to determine their time-curves. My reason for making this statement is that L. Bastings who made a study of the same earthquake not only interpreted many more phases, but also determined their time-curves. Amongst the phases he determined were those of the transverse waves transmitted through the core. There are, as we have seen, many phases in the records of some of the stations, so many, indeed, that it will be possible to pick out phases to fit almost any time-curve, but a proof of the existence of the corresponding phase is not obtained in this way. It is not obtained unless there is a concentration of points close to the curve.

The scatter of the points due to the minor phases shows that these are not common to the stations but arise locally. The oscillatory movement in seismograms is likely to be due to reflections and refractions in the upper layers or to diffraction. Local differences of structure will therefore give rise to locally different phases. If they are to be explained in detail, local studies must be made, and made to considerable depth.

It has often been discussed how seismological bulletins should be worked out, and whether routine observers should endeavour to read « all » the phases of the seismograms. If it is admitted that much of the movement recorded differs locally, it will not be considered useful to do so. It is, however, not always possible for the observer who has only the records of one station at his disposal to distinguish between local and common phases. The usual practise is to refer to a time-curve for interpretation. This may help to draw attention to the phases that are wanted, but there is the risk of unimportant onsets being read where phases are expected. If in our bulletins I had included all the readings of my assistants, the time-curves they used would have obtained surprising confirmation. If records must be read at individual stations, it seems best to attempt to read the most prominent phases whether they

allow interpretation or not. But the most useful data are undoubtedly obtainable in collective studies of the records of a group of stations, since in such studies the phases that are common to the stations can be distinguished and interpreted.

The local differences so far spoken of are those between the diagrams of an individual earthquake as recorded by different stations. But different equidistant earthquakes are differently recorded at one and the same station. Routine observers know this from experience, but it is the merit of Eijo Vesanen to have drawn attention to it, to have distinguished between different types of records and, most important of all, to have pointed out that a type is characteristic of a focal region, i. e. that all earthquakes from a definite region are similarly recorded. Dr. Vesanen will, I understand, speak of this himself and explain what the discovery implies. But I have to make mention of it, because it undoubtedly means a considerable step forward towards explaining more details of the earthquake movement as recorded. If all earthquakes were differently recorded it is difficult to see, how it should be possible to explain the details that were not repeated. But we learn now that in earthquakes from the same region details are repeated. Therefore it may be possible with time to obtain observational data from which conclusions as to the nature of the waves recorded can be drawn.

Dr. Vesanen has pointed out that by comparing the records from a definite region a station observer is able to read them consistently. This is important since it is not only the picking out of phases that may cause difficulty, but also the reading of their onsets. A comparison of this kind also reveals the onsets of successive shocks. The method may therefore prove highly useful when it is attempted to clear up the difficult question of successive phases.

Differences between the records of different earthquakes are likely to be due to differences of structure in the focal

region. Local differences probably extend deep below the sedimentary layers. A uniform granitic layer of a certain depth was supposed to underlie the sediments in most continental regions, but the Heligoland explosion results as well as other results heard of in this Meeting have not been confirmative. Fig. 4 is a record of the Heligoland

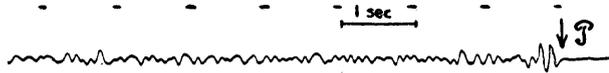


FIG. 4. — Heligoland explosion recorded at Kolding ;  $\Delta = 177$  km.

explosion as obtained at Kolding in Denmark on a Wiechert field instrument. The distance from the explosion point is 177 km. The first phase P is large and not succeeded by a larger Pg as was expected. There is no phase larger than or equal to P.

Fig. 5 shows the Copenhagen Benioff record of the same



FIG. 5 — Heligoland explosion recorded at Copenhagen,  $\Delta = 333$  km.

explosion. The distance is here 333 km. and the pattern also differs from the one expected. For the occasion the recording speed was raised to 1 cm/sec and this was found to be suitable; the large waves in the first part of the record having periods of about 1/2 sec. were clearly separated. There is some microseismic movement, but the onset of P is distinct, marked by an arrow. Pg is due after the first group of large swings. Part of the successive movement may belong to the phase, but there is, as is seen, no clear onset. The interpretation of the phase marked by the first group of large swings is uncertain.

Professor Gutenberg, when stating that the 20° discontinuity in California is placed at 17°, suggests that differences in structure may be responsible. I suppose there would be no objection to assuming that they extend to great depth, possibly to the depth of the deepest earthquakes.

I shall give a few examples of earthquake records that bear the stamp of their region.

The Benioff Z seismograph at Copenhagen has recorded a great many mine explosions that occurred in the adjacent sea. They were not all alike, but many were of the same type, a particularly characteristic feature being a group of large surface waves with a period of about 1/2 sec. and a velocity of o. 85. km/sec., as the one that ends up the record in fig. 6. The explosion occurred in a region

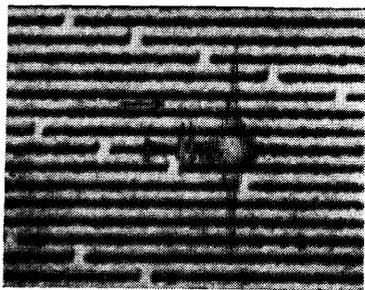


FIG. 6— Mine-explosion recorded at Copenhagen.

where the chalk extends as a deep and unbroken layer underneath the sea and the waves are probably confined to the chalk. Another type of mine explosion record was repeated over and over again. It seemed to be due to explosions that occurred at a distance slightly exceeding 100 km.

I have not attempted a type analysis of the Copenhagen records, but it is easy on comparing records from the same distance to find some that are similar and others that differ from them. Fig. 7 reproduces the record of an Iceland earthquake. P and S are clearly marked by a few swings and large, regular L waves follow S immediately. One other record exactly like it has been obtained at Copenhagen, and it was from the same focus. Fig. 8 shows the record of an earthquake in Asia Minor at the same epicentral distance from Copenhagen. It differs a great deal from

the Iceland record, the movement being less regular and L considerably later and smaller.

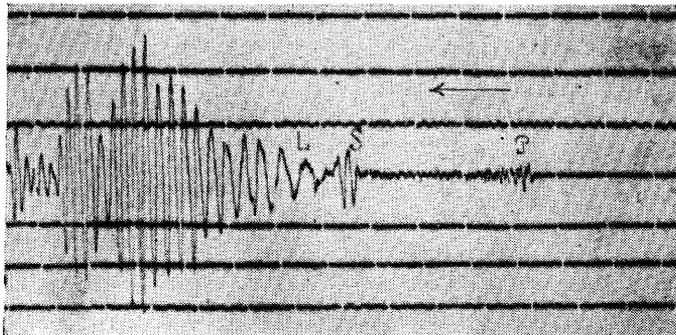


FIG. 7. — Iceland earthquake recorded at Copenhagen.

Quite a number of small earthquakes occurring in the Greenland Sea are recorded at Scoresby-Sund at epicentral distances from about  $2^\circ$  to about  $11^\circ$ . The records are peculiar, quite different from European records obtained

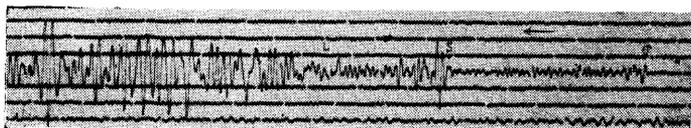


FIG. 8. — Earthquake in Asia Minor recorded at Copenhagen.

at the same epicentral distances. The two in fig. 9 are from epicentral distances of  $5^\circ$  and  $10^\circ$ . They may seem to consist of surface waves only, but actually the first onset is P, and S follows where it is marked. There is a striking difference between these records and those of the North Sea earthquake of 1931, June 7 (fig. 10) as recorded at Copenhagen at an epicentral distance of  $6^\circ$ . There is also in the first forerunner of these records oscillations of long period (the PL of O. Somville?), but, as always in Europe, movement of short period is superposed in the forerunners as also in L.

On Aug. 7. and 8. 1938 23 earthquakes evidently from the same focus were recorded at Scoresby-Sund. The

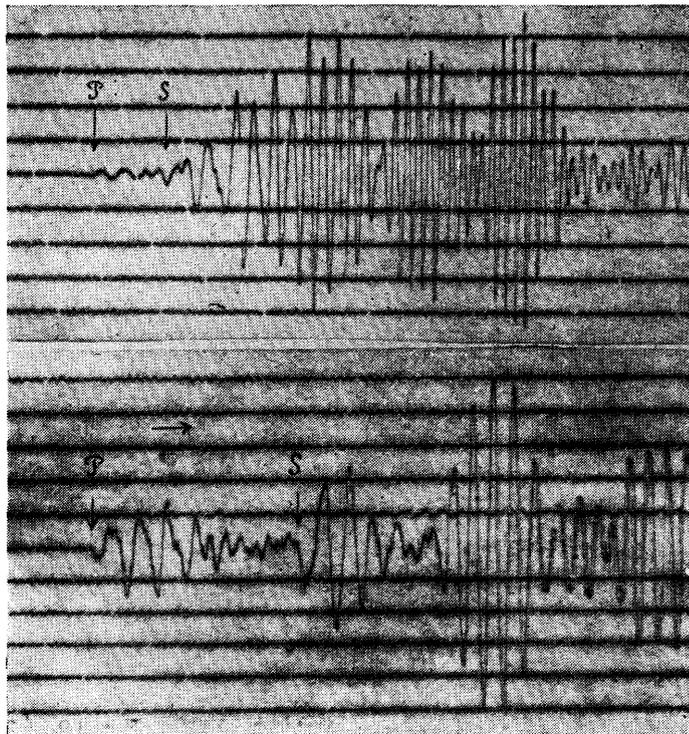


FIG. 9. — Greenland Sea earthquake recorded at Scoresby-Sund.

focus was about  $2\frac{1}{2}^{\circ}$  E of the station. They were of different strength, some quite small and others large enough to be recorded at Copenhagen. Two E records of

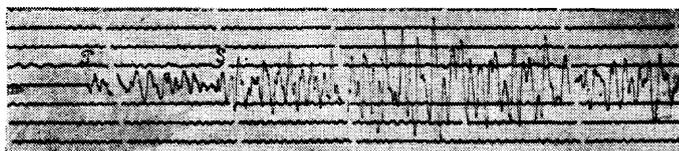


FIG. 10. — North Sea earthquake recorded at Copenhagen.

intermediate strength are seen in fig. 11. S is not readable

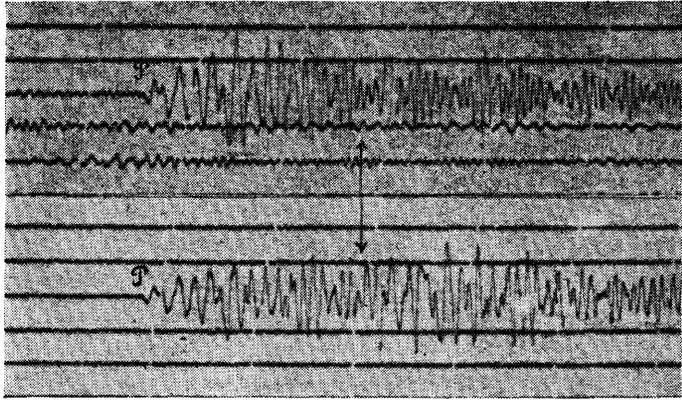


FIG. 11. Greenland Sea earthquakes recorded at Scoresby-Sund.

in these records. It has been read in the N records about 30 sec. after P, but it is not clearly marked. The first parts of the two records are very much alike, every detail is repeated, but at the double arrow the similarity ends. This is because in the lower record a later shock begins here. Owing to the superposition of the two shocks the subsequent movement is less regular. Confirmation of the occurrence of two distinct shocks was obtained by means of the Copenhagen records where the P's were clearly separated. This illustrates how by comparison of two records of the same type onsets of later shocks may be detected and recognised as such.

Fig. 12 is the Copenhagen N record of one of the largest

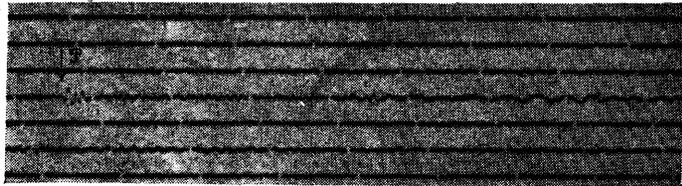


FIG. 12. — Greenland Sea earthquake recorded at Copenhagen.

shocks. The epicentral distance is about  $20^\circ$ . P is clearly recorded and is not much smaller than at Scoresby-Sund, but it is no longer followed by waves of long period. S is quite small and the onset uncertain. The L waves are regular, of long period. The absence of short period movement is characteristic also of the Copenhagen records from this region.

Earthquakes exhibiting seismograms of such simple pattern are likely to originate in a region of simple structure with no surface layers to cause reflections and refractions. It would be interesting to have the focal region well localized, but at present it is not possible to have the epicentres accurately determined, since Scoresby-Sund, (S in the map, fig. 13) is the only station to record the earthquakes at small distances. It seems very desirable

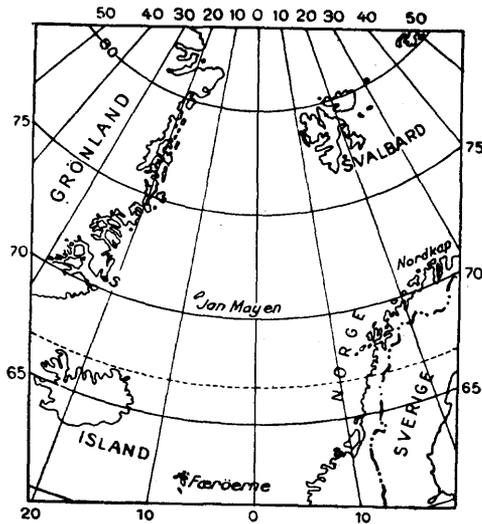


FIG. 13

that seismographs should be placed at more points on the coast of the Greenland Sea as on the west coast of Norway, in Iceland and also on Spitsbergen. Many of the earthquakes seem to have their foci near Spitsbergen.

It would be interesting from a geological point of view to have the focal region localized, but these earthquakes are also interesting for other reasons. Their seismograms are « pure » records of the waves generated at the focus with no secondary movement superposed. If they were well recorded at different distances up to about 20°, valuable information as to the behaviour of the waves in this range of distance would be obtained. It would be possible to come to a conclusion as to the existence of a shadow zone and to determine branches of the P and S curves if such branches exist. There would not be the risk of mistaking secondary phases due to reflections and refractions in the upper layers for P and S phases.

---

## SUR LA PÉRIODE ANNUELLE ET DIURNE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

par Antonio ROMANÁ S. J. et Aurora LOBATO  
(Observatoire de l'Ebre)

---

Le problème de la périodicité des tremblements de terre a occupé grand nombre d'investigateurs <sup>(1)</sup>, parmi lesquels se trouve L. Rodés, S.J. Ses idées définitives sur la question, fruit de ses communications à plusieurs Assemblées scientifiques <sup>(2)</sup> et des critiques dont elles furent l'objet <sup>(3)</sup>, se trouvent exposées dans son travail postume « *Influencia del Sol en la frecuencia de los terremotos* » <sup>(4)</sup>. Il y soutient la réalité d'une période annuelle avec le maximum en juillet-août et le minimum en décembre-janvier-février; et d'une période diurne avec le maximum entre 18 h. et 22 h. et le minimum entre 6 h. et 10 h. Ses résultats sont basés sur 2.645 tremblements de terre, enregistrés par un même appareil de l'Observatoire de l'Ebre et interprétés par un même observateur, de 1914 à 1937. Quant à la cause de cette périodicité, il signale l'influence thermique du Soleil, agissant comme un trigger-effect pour le déclenchement des séismes. Pour la période annuelle, en effet, le maximum tombe dans la moitié de l'année où le Soleil se trouve au nord de l'équateur et chauffe davantage la partie du Globe où prédominent les continents, plus sensibles que les océans aux variations de température; et pour la période diurne, les heures du maximum sont celles pendant lesquelles le Soleil passe par le méridien des régions de plus grande activité séismique du Globe.

La théorie ainsi exposée a été l'objet d'une nouvelle et longue critique de la part de F. Gun-Bayer, S. J. <sup>(5)</sup>. D'après celui-ci le matériel examiné par Rodés ne serait pas universel, mais éminemment européen; et outre cela, si sa théorie était vraie, on ne devrait pas enregistrer un seul

maximum diurne, mais deux correspondant au passage par devant le soleil des deux grandes condensations de foyers séismiques d'un côté et de l'autre de l'Océan Pacifique.

La première de ces remarques se base sur une interprétation erronée du petit nombre de données sur les épicentres dans les Bulletins de l'Observatoire de l'Ebre avant 1938. Il ne serait pas difficile de les établir un à un; mais ce n'est pas nécessaire. Il suffit, en effet, d'examiner ceux des tremblements de terre enregistrés ces dernières années par le même appareil sur lequel appuya Rodés ses déductions, pour voir qu'ils ne sont pas de préférence européens, mais de toute la Terre : ainsi en 1946 sur 128 séismes à épicentre bien connu enregistrés par le dit appareil, ne furent européens que 27. Quant à la remarque concernant l'absence du double maximum, c'est un fait d'expérience qu'on enregistre beaucoup mieux à Tortosa les séismes de la rive asiatique du Pacifique que ceux de la rive américaine; d'où il s'ensuit que, même dans le cas où la théorie de Rodés serait vraie et la remarque de Gun-Bayer juste, on n'y enregistrerait probablement que le maximum dû aux séismes de la rive asiatique. Pourtant ce fait même prouve que le matériel employé par Rodés fut insuffisant et qu'il est par conséquent tout au moins convenable d'étudier de nouveau la question avec un matériel considérablement plus large.

Pour ne pas nous appuyer sur une station particulière, nous avons eu recours aux listes de l'*International Seismological Summary* de 1918 à 1935 (6). Elles ne manquent pas, certes, d'inconvénients : en premier lieu l'amélioration progressive des appareils enregistreurs et l'accroissement du nombre d'Observatoires fait que l'augmentation du nombre de tremblements de terre enregistrés soit, en partie, fictive; d'autre part l'habitude de ne cataloguer explicitement que les tremblements de terre dont l'épicentre et l'heure à l'origine ont été déterminés, donne un poids excessif aux régions séismiques bien entourées d'Observatoires, ou connues depuis longtemps. Pourtant le premier de ces

inconvenients, très grave sans doute pour une étude de la variation séculaire des séismes, ne semble pas gêner spécialement l'investigation de la variation annuelle et diurne; et le second, outre se trouver aussi dans les statistiques d'un observatoire particulier, ne semble pas affecter trop le résultat que l'on cherche, car les périodes annuelle et diurne ne doivent pas se manifester moins dans des foyers particuliers que dans l'ensemble du Globe.

Pour notre étude nous avons divisé celui-ci en fuseaux de  $15^\circ$  de longitude, coïncidant avec les fuseaux horaires théoriques, de sorte que le premier se trouve limité par les méridiens de  $\pm 7^\circ,5$  et le dernier par ceux de  $\pm 172^\circ,5$ ; et en même temps en zones aussi de  $15^\circ$  de latitude, de l'équateur aux pôles. En nous appuyant sur ce réseau, nous avons classifié les tremblements de terre des six façons suivantes : par heures et longitude, par heures et latitude, par heures, longitude et latitude, par mois et longitude, par mois et latitude, par mois, longitude et latitude. Quant au dénombrement des séismes, nous avons pris tous ceux explicitement catalogués, sauf, pour les répliques, celles qui étaient séparées du tremblement principal ou de la réplique précédente par moins de 60 minutes. Nous avons laissé aussi de côté les longues listes de petits chocs postérieurs (très peu nombreuses d'ailleurs) données à part pour quelques séismes extraordinaires. Nous avons cru dans ces cas avoir donné à ces foyers séismiques le poids dû à leur importance en incluant dans les statistiques toutes les secousses cataloguées dans le corps des listes proprement dites. Le nombre de tremblements de terre utilisés de la sorte est de 9.718.

\*  
\*\*

Pour ce qui regarde la période annuelle, voici les résultats pour l'ensemble du Globe, de même que pour les deux hémisphères séparément.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	TOTAL
Nord	492	488	609	608	698	685	741	759	720	632	523	551	7506
Sud	146	155	185	174	227	181	206	170	189	197	151	190	2171
TOTAL	639	651	795	784	927	869	948	933	915	834	679	744	9718

Les chiffres de la dernière ligne ne coïncident pas avec la somme des deux autres à conséquence des tremblements avec l'épicentre sur l'équateur.

On voit tout de suite que la courbe d'ensemble présente le même aspect que la courbe trouvée par Rodés, avec le maximum en juillet et le minimum en janvier. En lui appliquant une formule de compensation, par exemple en prenant comme ordonnées les moyennes de chaque cinq valeurs consécutives, la marche annuelle apparaît avec une telle netteté qu'il n'est pas possible de l'attribuer au hasard. La même chose peut-on dire de la courbe pour l'hémisphère Nord : bien qu'elle ait le maximum en août et le minimum en février, ces deux points se déplacent aux mois de juillet et janvier, dès qu'on lui applique la même formule de compensation du cas antérieur. Quant à la courbe de l'hémisphère Sud, son allure est beaucoup moins définie. Compensée comme les deux autres, il semble se dessiner une onde annuelle avec le minimum en décembre-janvier-février et le maximum en mai-juin-juillet. Pourtant en faisant l'analyse harmonique des trois courbes et en leur appliquant le critérium de Schuster, on trouve les valeurs suivantes :

Courbe	$a_0$	$r_1$	$r_2$	$\varphi_1$	$\varphi_2$	$\rho$	$\varepsilon$	$\lambda$	N°
Nord	625.5	105.7	18.5	237°1	278°7	0.169	0.020	8.4	7506
Sud	180.9	21.6	12.1	257°1	150°5	0.119	0.038	3.1	2171
TOTAL	809.8	141.0	18.5	238°8	245°8	0.174	0.018	9.7	9718

qui prouvent que l'allure de la courbe pour l'hémisphère Sud n'est pas si clairement due à une cause définie comme celle de l'hémisphère Nord; puisque la valeur de  $\lambda$  n'arrive pas pour elle à 4, limite inférieure d'après Schuster et Pollak pour que la période décelée par un harmonique dans une courbe puisse être regardée comme réelle (?).

L'on sait que d'après Rodés la cause qui expliquerait cette allure de la courbe boréale et conséquemment celle de la courbe d'ensemble (puisque le 77 % des séismes qui l'intègrent appartiennent à l'hémisphère Nord), serait le Trigger-effect provenant de la variation de la température des continents par l'action thermique du Soleil dans les différentes saisons de l'année. Or, on pourrait dire que, si cela était vrai, la courbe australe devrait présenter une allure contraire à celle de la courbe boréale, ce qui n'arrive pas. Il faut bien reconnaître pourtant que l'absence de cette allure inverse n'est pas une raison trop valable contre la théorie de Rodés; car tel qu'on peut le voir dans le tableau ci-joint, la moitié des séismes austraux tombent dans la zone comprise entre l'équateur et le parallèle 15° S; et il suffit de faire attention à la zone symétrique boréale pour voir que dans celle-ci aussi l'allure de la courbe est assez imprécise. Par contre ceux de la zone comprise entre 15° et 30° S, quand on les groupe par saisons, présentent effectivement une inversion par rapport à leurs symétriques du Nord. Quant aux autres, la quatrième partie en tout des séismes du Sud, leur nombre est trop petit pour que les courbes qu'on en déduise, puissent avoir une signification statistique. (Voir tableau I.)

Une bien plus grande difficulté contre la théorie de Rodés peut être tirée de la décroissance du nombre de microséismes que l'on enregistre pendant l'été, ce qui permettrait pendant cette saison l'identification sur les enregistrements d'un plus grand nombre de séismes qu'en hiver. Il est, en effet, bien connu que dans le continent eurasiatique et en général dans tout l'hémisphère Nord la courbe de l'amplitude et fréquence des microséismes présente une

TABLEAU 1

ZONE	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	TOTAL
>60° N	7	13	11	7	16	28	19	23	14	19	15	8	180
45°-60°	64	89	74	65	75	59	101	70	78	70	74	59	878
30°-45°	243	221	310	354	375	365	366	365	409	330	248	315	3901
15°-30°	102	94	120	112	130	139	140	212	128	125	114	102	1518
0°-15°	76	71	94	70	102	94	115	89	91	88	72	67	1029
0°	1	8	1	2	2	3	1	4	6	5	5	3	41
0°-15°	66	74	88	84	106	94	125	90	95	105	76	85	1088
15°-30°	59	53	47	39	63	48	42	39	42	52	48	43	575
30°-45°	13	16	37	40	45	28	25	23	41	24	18	38	348
45°-60°	7	10	10	11	10	10	11	15	10	15	7	17	133
>60° S	1	2	3	0	3	1	3	3	1	1	2	7	27

allure inverse de celle que nous avons trouvée pour le nombre des tremblements de terre<sup>(8)</sup>. Pourtant nous ne croyons pas vraisemblable que l'on puisse expliquer par la variation du nombre de microséismes la courbe que nous étudions, puisque ceux-ci pourront tout au plus rendre plus ou moins difficile d'interprétation de quelques phases des séismes, des initiales surtout, mais ils n'arriveront pas d'ordinaire à empêcher leur identification globale sur les graphiques, surtout quand il s'agit de tremblements qui ont été enregistrés dans un nombre considérable d'observatoires, très éloignés les uns des autres, et qui difficilement pourraient être affectés par la même agitation microsismique, comme c'est le cas pour la plupart des séismes compris dans le catalogue de l'I. S. S.

\*\*

Tout autre est le cas pour la période diurne. Le tableau II montre tout de suite que la courbe qui l'exprime n'offre

pas une allure définie et que le maximum signalé par Rodés a disparu. Il serait pourtant précipité tirer sans plus de ces remarques une conclusion négative, car les deux maximums plus ou moins imprécis qu'elle présente tombent précisément de 3 h. à 4 h. et de 17 h. à 18 h. Or ces deux heures coïncident d'une façon assez approchée avec le midi local ou les premières heures de l'après-midi de la rive asiatique et de la rive américaine du Pacifique, tel que demanderait la théorie de Rodés d'après les remarques de Gun-Bayer. Il semble donc nécessaire d'examiner la question de plus près.

Il est évident que, si l'explication proposée était vraie, l'effet devrait se laisser sentir beaucoup plus clairement, si au lieu de grouper les tremblements de terre par heures Greenwich, on le faisait par heures locales. On arrive à une courbe (voir dernière ligne du tableau général), dont l'analyse harmonique et l'application du critérium de Schuster nous porte aux résultats suivants :

N	9718	$r_1$	12.4	$\varphi_1$	41°9	$\rho_1$	0.031	$\lambda_1$	1.7
$\alpha_0$	404,9	$r_2$	11.2	$\varphi_2$	35°6	$\rho_2$	0.028	$\lambda_2$	1.5
$\varepsilon$	0,018	$r_3$	3.7	$\varphi_3$	328°7	$\rho_3$	0.009	$\lambda_3$	0.5
		$r_4$	12.0	$\varphi_4$	326°9	$\rho_4$	0.030	$\lambda_4$	1.6

On voit donc que, malgré s'insinuer d'une façon assez marquée, même les deux premiers harmoniques sont tout à fait casuels, résultat tout d'accord avec la difficile interprétation qu'autrement exigerait la courbe; car le premier harmonique semblerait déceler un effet solaire diurne à sens inverse, avec un maximum à midi; et le deuxième, un effet de marée, bien trop fort pour être dû au Soleil tout seul.

D'une autre façon peut-on tâcher de résoudre le problème, c'est-à-dire, examinant ce qu'il arrive dans les régions où il y a plus grande densité de foyers séismiques. Ceux de la rive occidentale du Pacifique s'étalent surtout

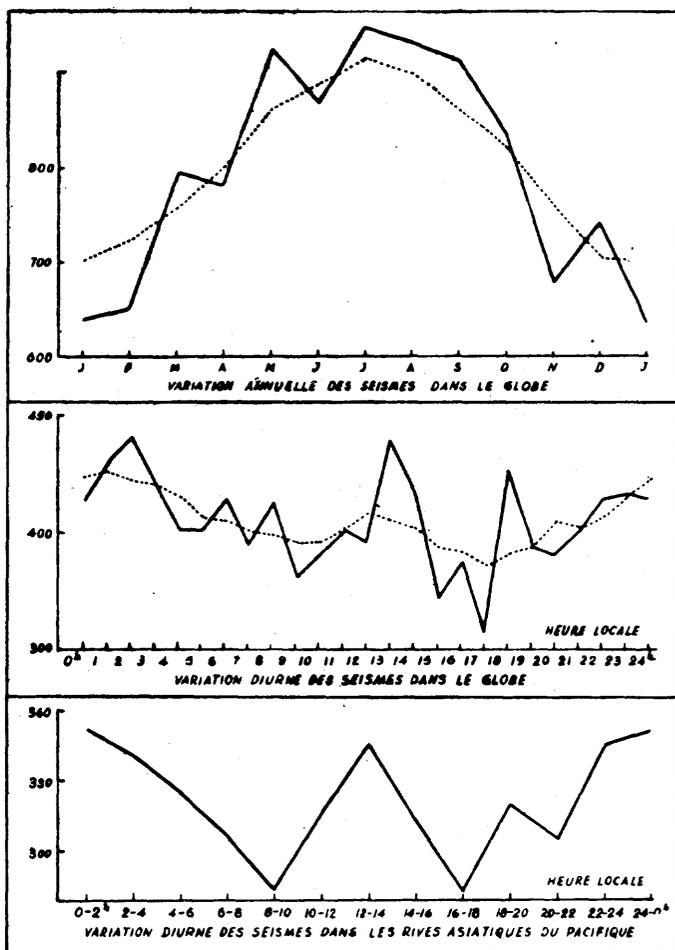
TABLEAU 2

	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	11-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24	TOTAL	
+ 172.5																										
- 172.5	21	22	14	17	12	10	18	19	25	11	17	22	17	24	23	16	18	18	24	16	23	14	24	16		441
- 157.5	8	7	7	7	7	5	5	10	6	5	7	5	8	6	3	4	6	7	5	8	3	8	9	5		151
- 142.5	3	2	0	3	5	2	0	4	4	2	4	1	3	1	1	3	3	2	3	2	2	4	3	3		60
- 127.5	3	1	4	5	3	2	2	3	1	0	2	3	3	3	2	5	3	1	1	10	2	3	6	2		7)
- 112.5	10	8	12	9	12	9	5	6	13	14	5	8	9	12	10	8	9	6	8	9	13	11	17	9		232
- 97.5	6	9	16	15	11	9	14	9	11	16	14	11	8	6	4	9	11	4	10	14	12	14	10	9		252
- 82.5	12	10	17	21	27	14	12	10	13	10	13	16	6	12	11	10	13	10	10	12	17	14	15	10		315
- 67.5	23	18	16	24	26	17	14	19	29	19	27	29	23	15	20	14	12	21	18	15	14	17	15	16		461
- 52.5	5	4	4	6	5	6	8	6	5	8	1	5	9	2	3	3	5	8	3	5	6	3	8	8		126
- 37.5	2	5	2	0	4	2	4	1	1	5	1	3	3	0	2	2	1	4	1	2	2	3	2	4		56
- 22.5	11	6	10	5	4	6	5	7	3	11	11	7	12	5	3	10	8	6	11	8	9	7	11	2		178
- 7.5	6	8	3	6	3	3	5	3	4	7	7	6	4	4	2	5	7	4	6	7	10	9	3	4		126
+ 7.5	14	7	11	16	7	12	12	16	7	14	15	9	4	11	14	8	12	11	14	6	10	13	9	14		266
+ 22.5	30	45	42	35	40	41	38	29	41	31	40	24	34	32	33	40	30	43	29	27	31	28	20	33		816
+ 37.5	20	19	17	18	16	20	30	25	20	23	13	17	22	16	13	19	13	22	14	27	24	20	20	19		467
+ 52.5	7	8	7	5	8	9	12	13	5	6	12	10	8	11	12	9	11	12	5	12	11	10	10	14		227
+ 67.5	11	12	7	14	11	9	6	16	13	6	14	9	10	13	12	9	7	8	4	13	12	9	16	10		251
+ 82.5	20	15	19	15	16	10	14	14	15	18	20	16	11	18	11	14	12	11	10	11	14	14	16	19		353
+ 97.5	18	15	15	10	13	10	13	13	8	10	13	12	9	10	16	16	12	12	22	11	7	9	14	5		293
+ 112.5	12	13	14	16	14	17	10	15	6	15	13	18	16	13	7	9	14	20	16	20	12	11	5	17		323
+ 127.5	47	35	39	60	49	58	54	49	49	35	42	46	50	50	43	40	50	58	40	48	53	47	56	39		1137
+ 142.5	64	66	75	73	87	71	71	60	76	81	74	47	84	83	86	67	96	92	80	79	64	72	57	62		1767
+ 157.5	42	33	41	38	33	34	37	24	41	35	36	39	46	47	37	43	36	44	38	43	41	41	39	36		924
+ 172.5	17	21	25	16	12	18	19	18	11	17	18	15	17	18	16	18	18	17	12	22	27	20	15		426	
- 172.5	21	22	14	17	12	10	18	19	25	11	17	22	17	24	23	16	18	18	24	16	23	14	24	16		
<b>TOTAL</b>	<b>412</b>	<b>392</b>	<b>417</b>	<b>434</b>	<b>425</b>	<b>394</b>	<b>408</b>	<b>389</b>	<b>407</b>	<b>399</b>	<b>419</b>	<b>378</b>	<b>416</b>	<b>412</b>	<b>384</b>	<b>381</b>	<b>405</b>	<b>442</b>	<b>389</b>	<b>417</b>	<b>414</b>	<b>408</b>	<b>405</b>	<b>371</b>		<b>9718</b>
<b>TOTAL en heures locales</b>	<b>414</b>	<b>431</b>	<b>441</b>	<b>422</b>	<b>402</b>	<b>403</b>	<b>414</b>	<b>395</b>	<b>413</b>	<b>382</b>	<b>390</b>	<b>402</b>	<b>395</b>	<b>439</b>	<b>416</b>	<b>371</b>	<b>388</b>	<b>357</b>	<b>427</b>	<b>394</b>	<b>391</b>	<b>401</b>	<b>414</b>	<b>416</b>		<b>9718</b>

entre les 100° et 17° E; ceux de la rive orientale, entre les 140° et 65° W; ceux finalement de l'Europe et l'Asie Mineure entre les 10° W et 50° E. Ces régions étant évidemment trop larges pour notre but, nous les restreindrons un peu, choisissant comme fuseaux représentatifs de chacune d'elles, eu égard au nombre de tremblements de terre dans les différents fuseaux que nous présente le tableau ci-joint, ceux délimités de la façon suivante : de 112°,5 à 157°,5 E pour la première, de 112°,5 à 67°,5 W pour la deuxième, et de 75°,5 W à 37°,5 E pour la troisième. En les groupant par heures locales et de deux en deux heures, la marche diurne des tremblements de terre dans chacune des trois zones dites est la suivante :

ZONE	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24
I	351	340	324	306	283	315	346	312	281	319	306	345
II	73	101	94	80	76	63	87	84	72	86	98	114
III	123	153	129	143	146	138	103	125	125	127	122	115

On voit tout de suite que les courbes n'offrent pas la moindre trace de l'effet thermique solaire proposé. Celles de la rive américaine du Pacifique et de l'Europe donnent plus ou moins clairement le maximum nocturne dont on a parlé tant de fois. Pourtant il suffit de les regarder pour voir que leur allure n'a pas la moindre chance d'être due à un phénomène bien arrêté, même avant de leur appliquer l'analyse harmonique et le critérium de Schuster. La seule qui présente une allure plus définie est celle de la rive asiatique du Pacifique : elle est peut être responsable de la trace de double onde semi-diurne que nous avons cru voir avant dans la courbe pour l'ensemble du Globe. Mais quand on l'analyse harmoniquement et on lui applique le critérium de Schuster, on trouve que  $\lambda_2$  ne dépasse pas 2.6, ce qui enlève même à son deuxième harmonique toute probabilité d'être représentatif d'un phénomène réel. Voici



les valeurs pour la première des trois courbes :

ZONE	$\alpha_0$	$r_1$	$r_2$	$\varphi_1$	$\varphi_2$	$\rho_1$	$\rho_2$	$\varepsilon$	$\lambda_1$	$\lambda_2$	N
I	319.0	14.7	21.8	58°1	26°7	0.046	0.068	0.029	1.5	2.6	3828

Comme conséquence donc de tout ce qui a été dit, on peut formuler les conclusions suivantes :

1° Il y a une période annuelle des tremblements de terre avec le maximum en juillet et le minimum en janvier;

2° La variation annuelle des microséismes ne semble pas suffisante à justifier cette période, l'explication proposée par le P. Rodés par un effet thermique du Soleil agissant comme un trigger-effect, bien que difficile à concevoir, n'est pas exclue;

3° Par contre il n'y a pas de période diurne tout au moins pour l'ensemble du Globe, étant aussi probablement fortuites les modalités signalées pour des régions déterminées.

---

BIBLIOGRAPHIE

1. Cf. par exemple V. Conrad, Die zeitliche Folge der Erdbeben und bebensauslösenden Ursachen, dans le vol. IV du « *Handbuch der Geophysik* », pp. 1107-1185, surtout les chapitres 42 et 43, pp. 1040-1101.

2. L. Rodés, S. J., Periodo diurno y anual en el registro de temblores. *Boletín del Observatorio del Ebro*, Resumen del vol. XXI, pp. 249-250. — Période diurne et annuelle dans la distribution de 1944 tremblements de terre enregistrés par un même séismographe. *Publ. du Bureau Centr. Séismol. Intern.*, sér. A, fasc. 7, pp. 54-56. — The influence of the Moon on the frequency of earthquakes. *Publ. du Bur. Séis. Int.*, série A, fasc. 10, pp. 87-90.

3. Cf. G. Agamennone, Periodicità diurno-notturna dei terremoti. *Rend. R. Acc. Naz. dei Lincei*, 6<sup>me</sup> sér., XVII, p. 825.

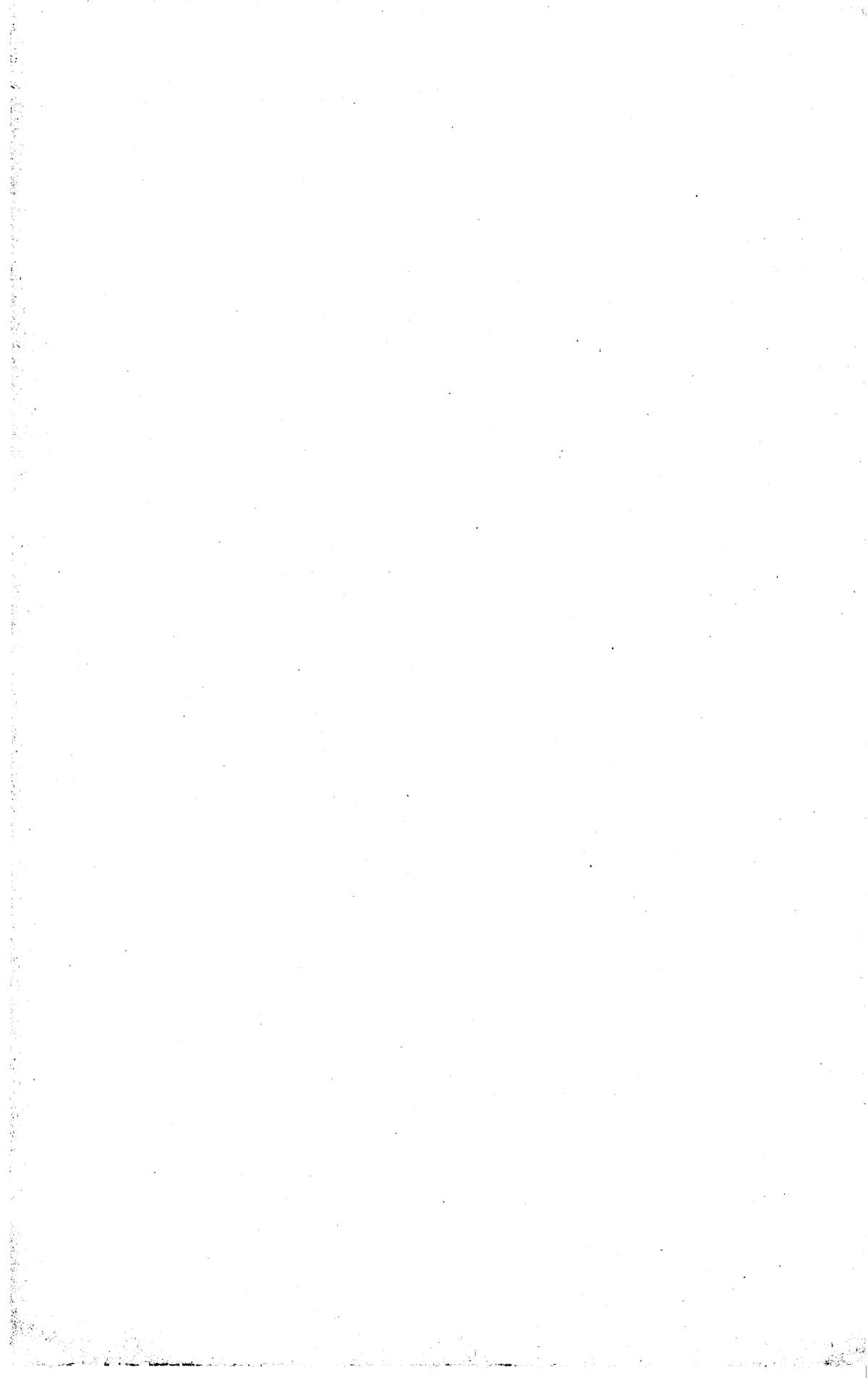
4. Ce travail fut d'abord publié dans la *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas*, vol IV, n° 13, pp. 56-60; et plus tard comme appendice au vol. XXV du *Bulletin de l'Observatoire de l'Ebre*.

5. F. Gun-Bayer, S. J., Problemas de la Sismología, 1<sup>re</sup> partie. *Revista Universitaria*, Santiago-de-Chile, 1942.

6. Nous avons ajouté celles de la British Association for the Advancement of Science, *Seismological Committee* (dont l'I. S. S. est la continuation), de 1913 à 1917. Quant aux antérieures, elles n'offrent pas le même degré d'homogénéité.

7. Cf. l'ouvrage cité dans la note 1, n° 264, pp. 1045-1047.

8. B. Gutenberg, Die seismische Bodenunruhe, *Handbuch der Geophysik*, vol 4, pp. 264-288, surtout les tableaux des pp. 273 et 274. Cf. aussi pour Tortosa, J. L. Amorós Portolés, La agitación microsísmica en la costa mediterránea española, *Revista de la Real Academia de Ciencias*, vol. 40.



## HISTORY AND APPLICATIONS OF THE MAGNITUDE SCALE

by C. F. RICHTER (Pasadena).

---

Magnitude in seismology is a concept complementary to intensity. The latter is a measure of effects at a particular point of observation; whereas magnitude is a measure of a given shock as a whole.

At the conference at Strasbourg in July, 1947, M. E. Peterschmitt presented an excellent report on the magnitude scale and its implications. Only a very few details in his discussion call for qualification.

Especially for theoretical purposes it is desirable to use the instrumentally determined magnitudes as indicators of the energy radiated in the form of elastic waves. However, the relation between energy and magnitude is not yet satisfactorily determined and is possibly not invariable. Hence the magnitude will be discussed as an empirical quantity, in which form it is already capable of furnishing valuable statistical information.

The magnitude scale was devised in southern California in response to a purely local and practical problem. Before beginning to circulate lists of earthquakes in that area, it was thought desirable to attach some notation to each, in order to distinguish the larger shocks from the numerous small ones. Since many of the epicenters are in nearly unpopulated mountain or desert areas, while still others are submarine, it was apparent that any such notation must be based on the instrumentally recorded amplitudes. Because all the stations used were equipped with similar instruments, it was possible to work with the seismographic trace amplitudes, and thus eliminate the additional errors and loss of time involved in reducing the recorded amplitudes to ground motion.

The instruments which furnished the standard for the original magnitude scale are Wood-Anderson torsion seismometers, designed to have the constants  $T_0 = 0,8$  sec..

$V = 2800$ ,  $h = 0.8$ . Tests at different times indicate that these instruments are very stable, and if kept in good condition do not change their characteristics appreciably over a period of years. However, it is not quite certain how closely the actual constants agree with those just given; this is especially true of the free period. The normal method of determining the free period involves the removal of the damping magnets; but the copper inertia mass always has a small residual magnetism, so that replacing the magnets should slightly affect the period.

In practice, the magnitude of a local shock is determined as follows : At each station the maximum trace amplitude is read in millimeters, and the mean of the two horizontal components is taken. This is multiplied by 1000 to reduce to microns; the common logarithm (base 10) is taken, and from it is subtracted the corresponding logarithmic amplitude for the standard shock which is assigned zero magnitude (Table 1). This shock would record with trace amplitude 0.001 mm. (1 micron) at a distance of 100 km. The choice of the zero shock is arbitrary; it was made small enough to avoid negative magnitudes. In a recent group of very small shocks near Riverside, the smallest shock identified had a magnitude of 0.4. Slightly smaller shocks have been recorded at Haiwee.

The magnitude being defined as the logarithm of the trace amplitude with which the standard torsion seismometer records the shock at a distance of 100 km., Table 1 had to be constructed from the observed amplitude for a series of well-located shocks. The table as here given represents a revision for the very shortest distances, based on later investigation.

The magnitude determined at each station is further modified by applying a fixed station correction, principally due to the effect of ground. At Pasadena this correction is +0.2; at Tinemaha it is -0.2. With these corrections, magnitudes determined from the various local stations ordinarily do not diverge by more than 0.5, so that

magnitudes are assigned in routine to the tenth of a unit.

Principal sources of uncertainty are :

1. Unequal distribution of radiated energy in azimuth. This can be eliminated fairly well when there are enough stations to surround the epicenter.

2. Variation in hypocentral depth. The shocks are all assumed to be at the same depth (about 18 km. for Southern California). Effect of shallower or deeper focus can be allowed for, but decreases the accuracy of the magnitude determination.

3. Assumption that the seismograms at a given distance are alike except for amplitude. This holds fairly well for the smaller shocks. However, in the maximum phase of the larger shocks there are nearly always one or more large long-period waves which stand out from the rest of the seismogram. If these amplitudes are taken, the resulting magnitude is appreciably larger than that resulting from a comparison of the P or S waves with those of smaller shocks from the same origin, which is the value usually adopted.

The local success of the magnitude scale in California and New Zealand rendered its extension to shocks at larger distances desirable. This was attempted by Gutenberg and Richter. The essential process was again that of setting up a curve of maximum amplitude against distance. This was worked out explicitly for the standard torsion seismometer; but to use the data of stations with various instruments it was necessary to use the reduced ground amplitudes. On most seismograms of shallow earthquakes the maximum trace amplitude is in the surface waves with periods of about 20 seconds. This is not necessarily the maximum ground motion, which often occurs in the earlier surface waves (G waves) with periods of 1 minute or more. In practice it is necessary to avoid using waves with periods of 25-30 seconds, which generally give too large a magnitude. In working with distant earthquakes the amplitudes of the two horizontal components are com-

bined vectorially (instead of taking the mean as for local shocks). The amplitude curve thus set up (Table 2) applied only to shallow earthquakes at the « normal » depth of about 25 km.

The principal difficulty is in fixing the zero of the extended magnitude scale to correspond with that of the local California scale. This was done partly by using the data of the few California shocks (magnitude 6 or over) which recorded with measurable maxima at distant stations. Since the California shocks are shallower than 25 km., it must be expected that their surface waves will be somewhat larger than those of the « normal » shocks. A second method involved extending the California scale by extrapolation. Table 1 extends only to 600 km.; but from 200 to 600 km. it is represented very closely by an inverse cube law :  $\log A = 3.37 - 3 \log \Delta$ . This is probably fortuitous, being determined by an accidental combination of the constants of the torsion instruments with the decrease in amplitude and increase in period of the ground motion with increasing distance. This inverse cube law was at first used to extrapolate Table 1 to a distance of about 25°. This is undesirable; the fortuitous inverse cube law is not involved in subsequent investigations and adjustments, which have reduced the uncertainty in the relation between the California scale and the empirical curve extended to the antipodes. The largest magnitude now assigned is 8.6, and there is probably no serious error in referring this to the same zero as the small California shocks.

Dr. Gutenberg has carried out the large task of developing the magnitude scale to the point of application to shocks at any focal depth. This involved studying the amplitudes of body waves for shocks whose magnitudes had already been determined from the surface waves. The first result was the construction of tables which allow of the determination of magnitude from the amplitudes and periods of P, PP and S, at least as accurately as from

the surface waves. However, it is necessary to consider the period explicitly by subtracting its logarithm from that of the amplitude. In effect, this amounts to determining magnitude from the velocity of the earth particle rather than from its displacement.

The magnitude of a deep shock is defined as equal to that of a normal shallow shock which radiates the same energy in the form of body waves. Applying the definition involves the theory of seismic waves in the interior of the earth. This has been carried out by Gutenberg, and the necessary tables and charts have been set up for the assignment of magnitudes. The only possible type of systematic error which might be introduced here would depend on the admittedly imperfect applicability of the customary theory of elastic waves to the conditions in mantle of the earth.

Thus it is now possible to assign definite magnitude numbers whenever a few good stations have reported the maximum amplitude and corresponding period found in the wave groups P, PP and S, and the maximum amplitude of surface waves with periods of 20 seconds. It will be of interest to have the various stations make independent determinations of magnitude from their own data; but this should not be done without giving the readings of amplitude and period on which these are based. During the past two years magnitudes for many shocks have been determined independently at Pasadena and Strasbourg from the readings at those stations; the agreement of the results on later comparison has been most gratifying.

Quite apart from the question of the relation of magnitude to energy, the assignment of magnitude is proving useful in introducing a greater measure of order into earthquake statistics. It is now possible to set up critical lists of the larger shocks of a given period or in a given region which are far more suitable for correlation studies

than any previous data of the kind, and which give a far clearer picture of the geography of earthquakes.

Studies based on the magnitude scale show that the number of earthquakes is larger than earlier methods of estimation indicated. Statistics of the small earthquakes and of the large shocks for the world agree in yielding an approximately eightfold increase in frequency for a decrease of one unit in magnitude. This must reach a limit, but apparently that is not attained at the zero of the magnitude scale. One million is a very conservative figure for the total number of earthquakes during a year.

Earthquake magnitude should ultimately be interpreted in terms of radiated elastic energy. In current publication Gutenberg and Richter are using the partly empirical relation

$$\log E = 12 + 1.8 M$$

where  $E$  is the elastic energy and  $M$  is the magnitude. The constant term 12 here replaces 11.3 as given in an earlier publication. Its authors are by no means satisfied with this formula, which occasionally appears to yield values of  $\log E$  too large by one unit or even more. The constant term is more likely to be in error than the coefficient of  $M$ , but even this is not too well determined. It does not appear likely, however, that further revision will alter the conclusion that in any given period most of the seismic energy is radiated in the larger earthquakes. This introduces peculiar difficulties into statistics of seismicity; it also suggests modification of the notion, prevalent in seismic regions, according to which smaller earthquakes may operate as a « safety valve » to prevent the occurrence of larger ones.

TABLE 1

Logarithm of the amplitudes A (in millimeters) with which the standard torsion seismometer

$$(T_0 = 0.8, V = 2800, h = 0.8)$$

should register a shock of magnitude zero :

$\Delta$ (km.)	$-\log A$	$\Delta$ (km.)	$-\log A$
0	1.4	210	3.6
5	1.4	220	3.65
10	1.5	230	3.7
15	1.6	240	3.7
20	1.7	250	3.8
25	1.9	260	3.8
30	2.1	270	3.9
35	2.3	280	3.9
40	2.4	290	4.0
45	2.5	300	4.0
50	2.6	310	4.1
55	2.7	320	4.1
60	2.8	330	4.2
65	2.8	340	4.2
70	2.8	350	4.3
75	2.9	360	4.3
80	2.9	370	4.3
85	2.9	380	4.4
90	3.0	390	4.4
95	3.0	400	4.5
100	3.0	410	4.5
110	3.1	420	4.5
120	3.1	430	4.6
130	3.2	440	4.6
140	3.2	450	4.6
150	3.3	460	4.6
160	3.3	470	4.7
170	3.4	480	4.7
180	3.4	490	4.7
190	3.5	500	4.7
200	3.5	510	4.8
		520	4.8
		530	4.8
		540	4.8
		550	4.8
		560	4.9
		570	4.9
		580	4.9
		590	4.9
		600	4.9

TABLE II

Magnitudes of shallow earthquakes recording at the given distances with maximum combined horizontal ground amplitude of 1 micron with period of 20 seconds.

20°	4.0	100°	5.1
25	4.1	110	5.2
30	4.3	120	5.3
40	4.5	140	5.3
45	4.6	160	5.35
50	4.6	170	5.3
60	4.8	180	5.0
70	4.9		
80	5.0		
90	5.05		

California Institute of Technology.

Pasadena, California.

*Division of the Geological Sciences.*

Contribution N° 463.

BIBLIOGRAPHY

- (1) C. F. RICHTER : (1935) An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, pp. 1-32.
- (2) B. GUTENBERG and C. F. RICHTER : (1936) On seismic waves (third paper). *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 27, pp. 73-131 (especially, pp. 113-126). — (1936) Magnitude and energy of earthquakes, *Science*, 83, pp. 183-185. — (1941) Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 32, pp. 162-191.
- (3) R. C. HAYES : (1941) Measurement of earthquake intensity. *New Zealand Journal of Science and Technology*, 22, pp. 202 B-204 B.
- (4) B. GUTENBERG : (1945) Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35, pp. 3-12. — (1945) Amplitudes of P, PP and S and magnitudes of shallow earthquakes, *ibid.*, 35, pp. 57-69. — (1945) Magnitude determination for deep-focus earthquakes, *ibid.*, 35, pp. 117-130.
- (5) E. PETERSCHMITT : (1948) La magnitude des séismes. *Comptes rendus des séances de la conférence réunie à Strasbourg, du 4 au 8 juillet 1947. Union géodésique et géophysique internationale, Association de séismologie.* Strasbourg.

## A PROPOSED SEISMIC SEA WAVE WARNING SYSTEM

by ELLIOTT B. ROBERTS (Washington)

---

On 1 April 1946 there occurred in the ocean trench south of the Aleutian Islands an earthquake just less than major. This earthquake involved vertical changes in the ocean floor with possible submarine landslides, which gave rise to a tsunami of great energy.

A 20-foot wave was reported at Sanak Island ten minutes after the earthquake. Within an hour the lighthouse station at Scotch Cap, Unimak Island, was destroyed with a loss of 5 lives. Four hours and 34 minutes after the shock the wave piled up with disastrous effect upon the shelving beach and onto the town at Hilo, Hawaii, with the loss of 173 lives and property worth twenty-five million dollars. The wave was observed upon tide gages as far away as Valparaiso, Chile, where it was recorded with an amplitude of five feet eighteen hours after the quake.

The civilized world has demanded that modern science, which is capable of detecting such an earthquake within a few minutes, issue warnings of the existence of tsunamis so that people in a seacoast town such as Hilo may be warned and escape death. The United States Coast and Geodetic Survey in acceptance of this challenge is undertaking to provide the essentials of a warning system to give such security to the people of Hawaii.

It is known that seismic sea waves originate from seaquakes, however, a small proportion — perhaps less than one percent — of submarine earthquakes produce observable tsunamis. While, therefore, actual warnings cannot be issued on the basis of seismological intelligence alone, it is nevertheless clear that immediate information about seaquakes is a necessity. A warning service, therefore, depends upon both a seismological service to furnish

initial information and a system for observing actual waves, so that public warnings will be issued only on the most credible evidence.

Visible seismograph recorders equipped with earthquake alarms are one need. Such recorders, though previously in use, have heretofore been somewhat specialized instruments maintained in operation only by continuous expert attention. Attempts to develop visible recorders sufficiently simple and reliable to operate under casual care have been a difficult problem but are about to be realized. The Coast and Geodetic Survey has installed such instruments at Tucson, Arizona; Fairbanks, Alaska, and near Honolulu, T. H. These stations are observatories continuously attended to make prompt reading of all Pacific seaquake records.

A fast radio communication system maintained through the cooperation of the military establishment has been established to insure prompt transmission of earthquake reports to the seismological center at Honolulu. Through the workings of this system the position of any serious earthquake will be promptly determined. The communication service may be used, moreover, to query additional seismological stations in case more widely distributed instrumental reports are needed.

It is intended that when a submarine epicenter has been determined, alert messages will be sent to tide observers and other « watchers » suitably located at coastal points near the earthquake. These people may be the attendants at lighthouse or coast guard stations, harbor masters, or others normally stationed at waterfront areas of the coast. It is of course obvious that such observations cannot be made from ships or aircraft at sea. These observers will use all possible means of detecting any resulting tsunami. This may be done by noting the effects of a great wave or by instrumental means in smaller cases. Tide observers are equipped to detect such waves even if of small magnitude.

To supplement these methods and to improve the likelihood of a tsunami being detected at critical places, the Bureau has also developed a wave-alarm device of simple and reliable nature which may be established almost anywhere upon the coast. This device is so « tuned » that it does not react to the normal wind waves nor to the tide; however, waves having the 15-20 minute period characteristics of tsunamis cause the device to produce a signal. These instruments will produce independent alarms at oceanic islands or coastal points and they may even find use as purely local devices to react to the preliminary oscillation, thus perhaps giving a few minutes of local warning.

Tsunamis noted anywhere by any observer will be reported immediately by top-priority radio despatch to the District Officer of the Bureau at Honolulu.

The time of arrival of a tsunami, reported from an outlying place or adjudged to be possible following an earthquake, can be readily estimated by use of a « Seismic Sea Wave Travel Time Chart », a recent publication of the Coast and Geodetic Survey. Curves on this chart of the Pacific Ocean show travel times between Hawaii and all areas from which there is a possibility of tsunamis reaching the Islands.

Based upon the intelligences derived from the workings of this system, local measures for protection can proceed. Pretentious standing arrangements have been worked out by the local public services such as police and fire departments in cooperation with the U. S. military agencies, so that every present known means of warning Hawaii against tsunamis can be considered to have been mobilized.

---



## ON PRESENT-DAY REQUIREMENTS IN THE ANALYSIS OF SEISMOGRAMS

By Eijo VESANEN (Helsinki)

---

The International Seismological Summary is of great and indisputable value. Often it is the only available source when investigations are being made. Unfortunately, however, the data contained therein — not to mention the readings of seismological stations given in the preliminary bulletins — are not fully utilizable according to present-day requirements. In addition, it seems that measurements at certain stations are not made with sufficient care, or at least inaccuracies are allowed in the material presented. Again and again this state of things has been criticized, but so far no decisive steps to a final correction have been taken. Moreover, it is quite evident that in order to make readings comparable to a degree essential for an effective investigation it is necessary to find and agree upon an up-to-date basis for the timing of impulses usable at different stations. It must be taken into consideration that only very few seismologists have a possibility of obtaining the original records of several stations and therefore many important investigations are made chiefly on the basis of readings given in the I.S.S.

If we study reasons for inaccuracies in the readings given in the I. S. S. it looks as if, on the one hand, the time correction, at least at some stations, was not known with sufficient accuracy and as if, on the other hand, the time analysis had in some way or other been made incorrectly.

It is not very likely that the exceptionally great O-C of P of some stations could really arise from any other cause than the incorrect time of the stations. The writer refers,

for instance, to Gutenberg's statement (Gutenberg, 1943) that only at a few Japanese stations the time corrections were well known in earlier years. As to the station of Helsinki, the writer must also state unfortunately that, according to his personal observations and to what he has been able to learn about the earlier operations of the station, the time correction could not always be known with sufficient accuracy as the clock of the station as well as the contact apparatus for the time marks on the seismograms showed many irregularities. In September 1946 these regrettable conditions were corrected.

It also seems probable that the points where the impulses begin are in many cases determined incorrectly. Table 1 supports such a supposition. The writer has gathered in the table some readings from the I. S. S., with the corresponding readings later carefully measured by himself (Vesanen, 1947). All readings are corresponding to the readings of I. S. S. minus the S-P given for Helsinki and Uppsala. The time differences S-P, measured by the writer, show very distinctly how greatly the readings made by different persons really can differ (see last column). The table also indicates whether P and S begin with i or e and gives the differences O-C as they appear in the I. S. S.

How can an error like this, which thus is caused by the person making the analysis, be limited to the smallest possible? We know from experience how difficult it is to make time analysis — on which all investigations are based in some way or other — especially if we think of the accuracy which present-day investigation demand. It is not easy to follow a consistent procedure in determining the beginning points of one and the same impulse on different seismograms.

In his earlier papers the writer (Vesanen, 1942, 1947) describes how the type of seismogram form can be used for uniform analysis of a given impulse of different seismograms at the same and also at different stations. The type

of seismogram depends upon the region in which the earthquake has occurred, a fact which at a seismological station makes it possible to consistently identify the corresponding point in all records from the same region as a given impulse. The writer has already tried to pay attention to the initial directions that the beginning

TABLE I

No. +)	According to the I. S. S.										Measured by writer		Diff.++)	
	P				S				S-P		S-P		Hel.	Ups.
	Beginning		O - C		Beginning		O - C		Hel.	Ups.	Hel.	Ups.		
	Hel.	Ups.	Hel.	Ups.	Hel.	Ups.	Hel.	Ups.						
21	-	e	-	+2	-	e	-	-1	-	8-40	8-37.3	8-39.6	-	0
42	i	e	-1	-4	e	e	-7	-7	8-07	8-08	8-07.6	8-07.1	-1	+1
47	i	i	+4	+1	i	e	+3	-2	8-42	8-42	8-41.7	8-43.7	0	-2
48	i	i	+1	0	i	i	+2	+1	9-02	9-03	8-57	9-01	+5	+2
116			0	-4	i		+3	0	8-54	9-00	8-54.1	8-59	0	+1
121	e	i	0	0	e	e	0	0	8-40	8-42	8-41.2	8-42.7	-1	-1
125	i	i	0	0	e	e	0	-4	8-40	8-38	8-41.0	8-42.5	-1	-4
152	i		+2	0	i	i	0	-7	7-58	7-53	7-59.7	7-58.8	-2	-9
153	i	i	+1	0	i	i	-1	-2	8-19	8-20	8-19.5	8-20.3	0	0
156	i	i	-2	-3	i	i	+1	-2	8-39	8-40	8-37.6	8-39.1	+1	+1

+)  
++)

According to writer's paper (VESANEN, 1947).  
The S-P corresponding to the readings of the I. S. S.  
minus the S-P measured by the writer (VESANEN, 1947).

of other than P impulses have in the different components and has verified that they are characteristic of a given region (Vesanen, 1942, 1947). And this is just the point of major importance in making as exact a time analysis as possible.

How then should the impulses be described in a summary or bulletin in order to enable us to compare better than in the past the readings of different stations for one and the same shock? It is by no means always sufficient to state only the beginning time of P, S, etc. There are also cases in which, e. g., P starts with a very small  $e$ , and is followed after two or three seconds by a very great  $i$  impulse\*. Information such as this would be of importance when we study which readings of different stations actually correspond to one another. Two or three impulses in each wave group, especially in P and S wave groups, should therefore be given wherever this is possible. In addition to stating the initial directions of P, S, etc., also the beginning directions of the various other impulses of each wave group in those components on which measurements are made, should be given. All such readings are of importance for the study of, e. g., the focal depth as well as the mechanism of shock (cf. Vesanen, 1942, 1947). The writer further wishes to point out that in cases in which the shocks are multiple and the first one is slight, the time of S may often be measured incorrectly. In such a case bulletins generally give the reading of P of the first shock but of S of the second shock.

For a systematic indication the writer would preliminarily suggest that the direction of the beginning of an impulse be indicated by a plus sign (+) if it is to the right of the direction of recording and by a minus sign (—) if to the left (*Fig. 1*). In addition to this it is important

---

\* I would like to refer to the suggestion made by Dr Gutenberg at the Oslo Conference, 1948, on the symbols explaining the beginning of P. (Union Géodésique et Géophysique Internationale, Association de Séismologie, Comptes Rendus, 9, 38 (1949).

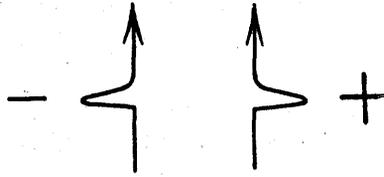


FIG. 1

Table II

Date		N	E	Z	Time	
18. 2. 1948	P	+e	(—)	—e	20—34—51	comp. *)
		+i		—i	20—34—52. 3	
				—i	20—35—01	
				—i	20—35—11	
				+i	29—35—17	
	S	+i	—i	+i	20—38—57	= SS
		+i	—i	+i	20—38—59	
				—i	20—39—07	
				—i	20—39—20	
				i	20—39—34	
L				20—40 0		
3. 3. 1948	P		(—e?)	—i	09—21—40	comp.
				—i	09—21—41. 2	
				—i	09—21—53	
				—i	09—22—14	
				—i	09—22—29	
	S	—e	+e		09—31—19	
		+e			09—31—25	
			—i		09—31—35	
			+e		09—31—56	
	SS	—e			09—36—14	
?	—e			09—38—24		
L				09—41		

\*) In the records of Helsinki means:  
 N: + = comp. from N or dil. from S  
      — = dil. from N or comp. from S  
 E: + = comp. from W or dil. from E  
      — = dil. from W or comp. from E  
 Z: + = dil.  
      — = comp.

to state, as also in the past, whether an impulse begins with i or e. The time of least iP should be given in tenths of a second.

In future bulletins of the seismological station of Helsinki the writer will give the readings in accordance with the above proposition. This would enable seismologists of other stations to evaluate whether or not such readings would be of positive use for a better comparison and final analysis of a seismogram. As a preliminary example some readings for the earthquakes on February 18 and March 3, 1948, are given in Table 2.

A suggestion to enable different station bulletins to give readings which would offer a better basis of comparison is also presented by G. Krumbach (1929). Since 1928 the seismological station of Jena has followed his proposition in its bulletins. However, although Krumbach's proposition in principle aims at the same purpose as the writer's it would seem to be deficient, in so far that it leaves the direction initial of the impulses entirely unheeded. And, as pointed out above, just this point is of basic importance.

#### BIBLIOGRAPHY.

- (1) B. GUTENBERG : (1943) Seismological Evidence for Roots of Mountains. *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 54.
  - (2) G. KRUMBACH : (1929) Zur Frage der Laufzeitkurven. II. *ZS. f. Geophys.*, n° 5, H. 7.
  - (3) E. VESANEN : (1942) Über die typenanalytische Auswertung der Seismogramme. *Ann. Acad. Sc. Fenn., Ser. A III*, n° 5.  
— (1947) On Alaska Earthquakes. *Ann. Acad. Sc. Fenn., Ser. A III*, n° 14.
-

## SUR L'ORIGINE DES ONDES DE TYPE SUPERFICIEL, ASSOCIÉES AUX ONDES S, SS, SSS,.....

par Pietro CALOI (Rome)

---

Dans des précédents travaux j'ai signalé l'existence de systèmes d'ondes séismiques à caractère superficiel, oscillant dans le plan principal et associés aux ondes S, SS, SSS, ...

Dans les deux dernières — particulièrement dans la dernière — des notes susdites, j'ai cherché à en expliquer la nature et le mécanisme de production, en pensant qu'elles sont dues au choc des ondes transversales contre les couches terrestres.

Chacune des ondes envisagées apparaissait comme prenant naissance à une distance déterminée, en étroite relation avec les ondes S, SS, ...; les C étaient attribuées à la poussée des S, les SL à la poussée des SS, les SM à celle des SSS, etc.

On tentait d'expliquer l'augmentation de la période avec la distance, en invoquant l'action de la dispersion et on concluait en considérant leurs courbes dromocrones respectives comme étant des branches d'hyperbole tendant asymptotiquement aux dromocrones des S, SS, ... respectivement.

Des faits restés sans plausible explication, m'ont amené à réexaminer le problème. Ce réexamen m'a conduit à formuler une nouvelle hypothèse que je crois beaucoup plus plausible que la précédente.

Nous savons que les périodes moyennes des types d'ondes envisagés sont 48°, 35°, 24°, ... respectivement.

Considérons par ex. les ondes ayant une période moyenne de 35°. Elles commencent à être enregistrées, immédiatement après les S, à une distance un peu inférieure à 4.000 km. Ces ondes cependant, se représentent à une distance double (8.000 km. environ), *avec la même période*

et non plus associées aux S, mais bien aux SS; et à une distance triple, associées cette fois aux SSS (fig. 1).

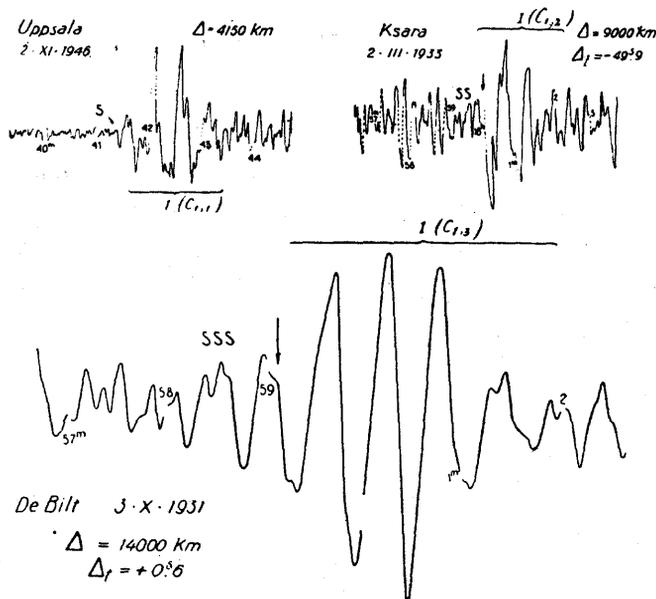


FIG. 1.

Dans la même manière, les ondes associées aux S, ayant une période de 48<sup>s</sup> près, commencent à être enregistrées à une distance de 7.000 km. environ (un peu moindre), pour se représenter à 14.000 km. environ, associées alors aux SS (fig. 2). Les faits se présentent d'une manière analogue pour les ondes de 24<sup>s</sup>.

Soit l'axe de la Terre de centre O passant par l'épicentre E, nous pouvons imaginer les origines successives des ondes en question comme constituées par des cercles parallèles ayant leurs centres sur l'axe E-O et se trouvant à des distances épicentrales  $\Delta$ ,  $2\Delta$ , ... respectivement,  $\Delta$  ayant une valeur croissante avec la période des ondes considérées.

*Les ondes en question sont donc liées à une valeur déterminée de l'angle d'incidence des ondes S, SS, SSS; dans les sens que, p. ex., l'onde de 48<sup>s</sup> près peut être déterminée*

soit des *S*, soit des *SS* ou des *SSS*, à condition qu'elles présentent toujours le même angle d'incidence.

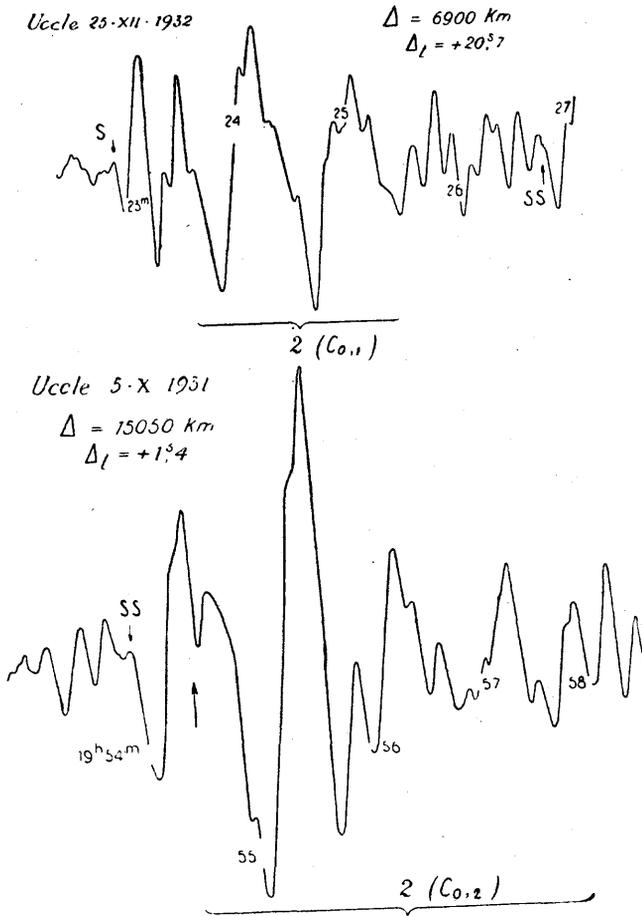


FIG. 2.

Chaque type d'onde a donc des distances origines différentes, selon qu'il prend naissance à partir d'ondes *S*, *SS*, *SSS*, ...; et la valeur de  $\Delta$  est liée à la période de chaque type envisagé, maxima pour le type de plus grande période. Naturellement aussi les *PS*, *PSS*, ... sous certaines con-

ditions bien déterminées, peuvent engendrer des systèmes d'ondes analogues.

En ce qui concerne le mécanisme de production, on doit observer que les ondes S ( $S v$ ) incidentes à la surface extérieure de la Terre sous l'angle limite, présentent le phénomène de la réflexion totale.

En ce cas, la théorie prévoit la création d'un type particulier d'onde superficielle, à caractère longitudinal, connue sous le nom d'*onde évanescence*.

Cela présente quelque analogie avec le comportement de la lumière dans le cas précisément de la réflexion totale. Dans ce cas, des vibrations existent dans le second milieu, vibrations dont les plans d'onde sont les plans  $x = cost$  ( $x$ , direction de propagation sur la surface de séparation), et dont l'amplitude est proportionnelle à  $e^{-mz}$  ( $m$ , grandeur dépendante de la nature des deux milieux et des caractéristiques de la lumière, est de l'ordre de  $2\pi/\lambda$ ,  $\lambda$  étant la longueur d'onde;  $z$  est positive pour le 2<sup>e</sup> milieu). On doit observer que, dans le cas de la lumière, *la réflexion est totale seulement si le second milieu n'est pas trop mince; le phénomène de la réflexion totale exige donc une épaisseur finie du milieu moins réfringent.*

Les ondes S, SS, ..., devraient présenter un comportement analogue en ce sens que pour elles aussi la réflexion totale demande l'existence d'un second milieu fini, qui pourrait être la croûte terrestre en regard du « manteau », dont les ondes en question proviennent.

Selon que l'angle limite intéresse l'une ou l'autre surface de discontinuité de la croûte, l'onde superficielle qui en résulte aura une période plus ou moins grande, maxima pour la surface de discontinuité intérieure; et comme l'angle limite de la réflexion totale intervient, pour les surfaces plus profondes, à des distances épacentrales de plus en plus grandes, cela justifie le fait que les ondes du nouveau type ayant les plus grandes périodes correspondent aux valeurs maximums de  $\Delta$ . Naturellement, à parité des autres conditions l'incidence limite contre une

surface déterminée de discontinuité, donnera naissance à des ondes superficielles d'une même période *quelle que soit* la distance épacentrale des points successifs où se vérifie la réflexion totale.

Il est symptomatique, à cet égard, que l'incidence sous l'angle limite se vérifie pour les ondes  $S_V$  qui attaquent la couche du granit à une distance de 4.000 km. environ, tandis que le même angle limite pour l'incidence des ondes  $S_V$  sous la couche de basalte intervient à une distance de 7.000 km. environ. A ces distances (et à leurs multiples respectifs) commencent les enregistrements des ondes de type superficiel (rigoureusement oscillantes dans le plan principal) avec période de  $33^s-36^s$  près (ondes  $C_{1,i}$ ) et  $48^s$  près (ondes  $C_{2,i}$ ) respectivement ( $i = 1, 2, 3$  selon que les ondes sont associées aux S, SS, SSS respectivement) (fig. 1, 2, 3).

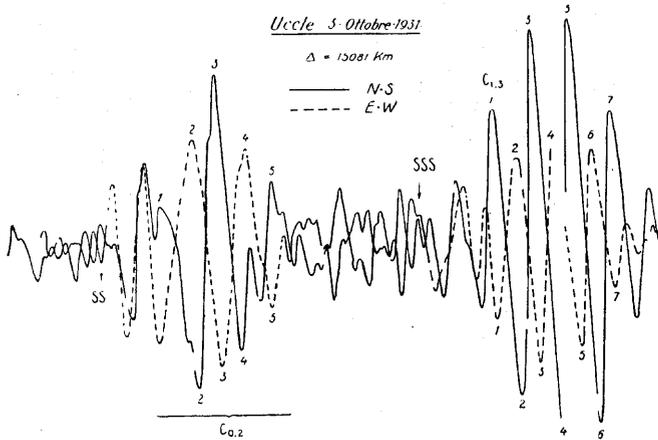


FIG. 3.

Il est clair que les ondes  $C_{1,i}$  peuvent venir enregistrer entre 4.000 et 7.000 km. environ (et multiples relatives), tandis que pour des distances égales à la limite supérieure de l'intervalle viendront à leur tour les ondes  $C_{2,i}$ , auxquelles correspond un premier intervalle d'enregistrement compris entre 7.000 km. et 10-11.000 km. près. Des intervalles plus restreints appartiennent aux ondes  $C_{0,i}$  (ayant des périodes de l'ordre de  $22^s-24^s$  près). Il y a des séismo-

grammes dans lesquels paraissent les trois types d'ondes envisagés, naturellement avec des périodes décroissantes

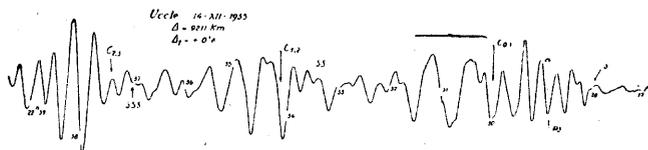


FIG. 4.

dans l'ordre. Les figures 4, 5 donnent de très clairs exemples des dits enregistrements (dans la figure 4 l'onde  $C_{0,1}$  est probablement associée à l'onde P S).

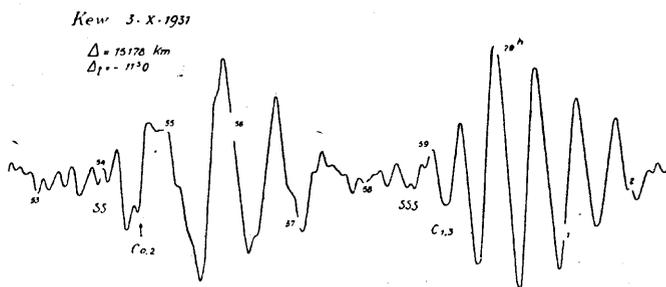


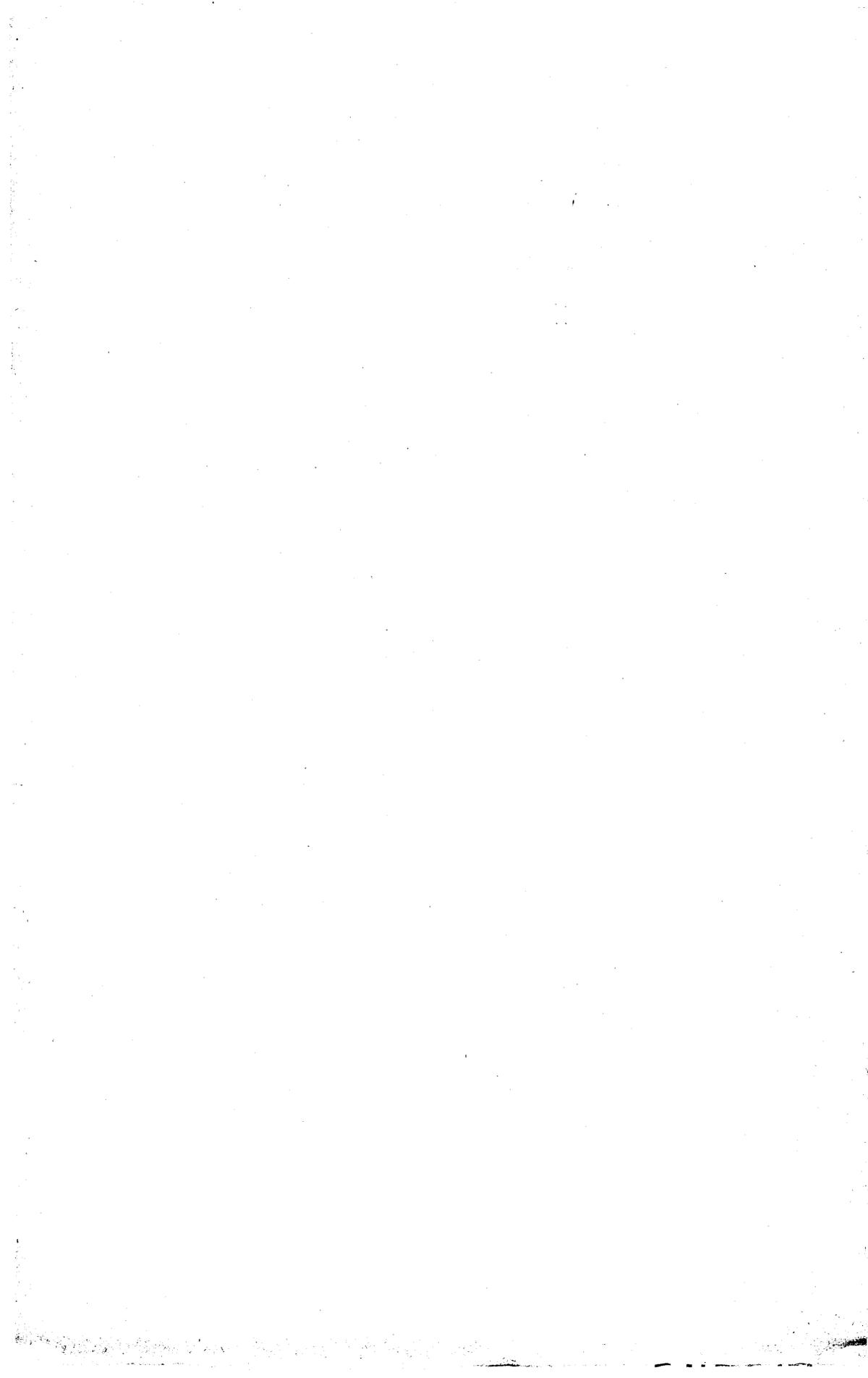
FIG. 5.

Qu'il s'agisse d'ondes de condensation ceci a été déjà démontré; dans la note qui suit seront apportés de nouveaux et très clairs exemples.

#### BIBLIOGRAPHIE

- (1) P. CALOI : Due tipi di onde caratteristici tra le fasi S ed L di un telesisma : le onde SL ed SM. *La Ric. Scientifica*, V, 1934. — A proposito delle onde SL ed SM... *Boll. Com. Geod. e Geof. del C.N.R.*, IV, 1934. — Nuova onda a lungo periodo oscillante nel piano principale. *Boll. Com. Geod. e Geof. del C.N.R.*, VI, 1936. — Sur une onde longue oscillant dans le plan principal. *Publ. du Bureau Centr. Seism. Int. Trav. Scient.*, XV, 1937. — Sopra alcuni nuovi sistemi di onde sismiche a carattere superficiale oscillanti nel piano principale. *Acc. d'Italia Rend.*, II, 1940.

- (2) H. JEFFREYS : The Reflexion and Refraction of Elastic Waves. *Royal Astr. Soc. Geophys. Suppl. I*, pp. 328-329, 1926.
  - (3) H. BOUASSE : *Séismes et séismographes*, pp. 85-86, 1927.
  - (4) B. GUTENBERG : Theorie der Erdbebenwellen. *Handbuch der Geophysik*, IV, pp. 54-56, 1929. — Energy Ratio of Reflected and Refracted Seismic Waves. *Bull. Seis. Soc. Am.*, XXXIV, 1944.
-



**ONDES DE TYPE SUPERFICIEL ASSOCIÉES AUX ONDES S,  
SS,..... DANS LE TREMBLEMENT DE TERRE  
DU TURKESTAN DU 2. XI. 1946.**

par P. CALOI et F. PERONACI (Rome)

Dans un récent travail, [1] nous avons déterminé, par une nouvelle méthode, les coordonnées hypocentrales du fort tremblement de terre du Turkestan du 2. XI. 1946. Voici les résultats de nos calculs :

$$\varphi = 41^{\circ} 52',35 \pm 5',2 \text{ N} \quad \lambda = 71^{\circ} 42',29 \pm 2',9 \text{ E}$$

$$h = 73 \pm 23 \text{ Km} \quad H = 18^{\text{h}} 28^{\text{m}} 40^{\text{s}} \pm 2^{\text{s}},3.$$

Un des buts de ce travail fut de nous procurer les éléments nécessaires pour l'étude d'exemples caractéristiques d'ondes C obtenus dans plusieurs stations à l'occasion de ce séisme. L'origine probable de ce type particulier d'ondes superficielles a déjà été discutée [2].

En ce qui concerne le tremblement en examen, très clairs furent les exemples d'ondes  $C_{1,1}$  (déterminés par des ondes S incidentes sous l'angle limite à des distances de l'ordre de 4000 Km près et avec des périodes de l'ordre de  $33^{\text{s}} - 36^{\text{s}}$ ).

Le tableau donne les temps d'enregistrement des ondes C observées. Les C commencent à apparaître clairement à Beograd. Les exemples plus notables sont ceux obtenus à Uppsala, Uccle, Stuttgart, Zürich, Chur et Neuchâtel (dans ces trois dernières stations, malgré la très courte période propre des instruments) et elles constituent les ondes à plus longue période de tout le séismogramme. On doit mettre en évidence le fait que dans les stations avec un sous-sol compact, l'onde S paraît de registration incertaine, tandis que dans les stations situées sur des alluvions (Kobenhavn, Strasbourg, Pavia, Roma, etc.) l'onde C se trouve marquée par des oscillations de plus courte période, probablement provoquées par le tremblement de terre dans la couche superficielle.

L'onde  $C_{1,1}$  normalement vient s'enregistrer jusqu'à des distances de l'ordre de 7000 Km, puis elle est remplacée par l'onde  $C_{0,1}$ .

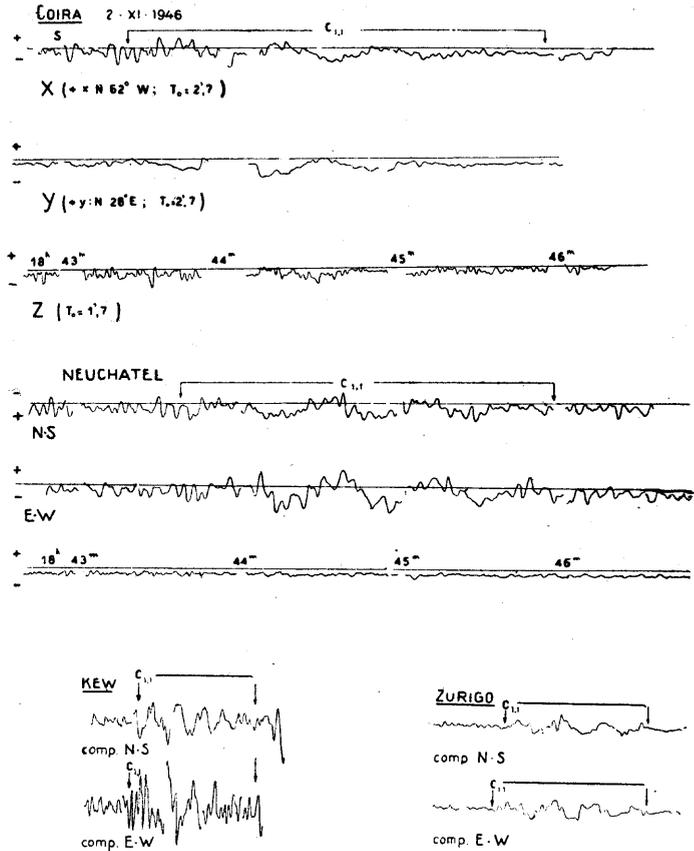


FIG. 1

Dans le tremblement de terre examiné, la station sismique européenne à la distance épicentrale maxima, dont nous avons pu avoir les séismogrammes, fut Cartuja ( $D=6262$  Km), presque à la limite supérieure de réception des  $C_{1,1}$  qui y paraît encore sensible.

L'Océan Atlantique s'interposa ensuite entre les stations européennes et américaines, de sorte que l'onde  $C_{1,1}$  eut peu de probabilité d'être enregistrée, si non vers l'extrémité supérieure de son intervalle spatial d'inscription. La trop faible intensité du tremblement de terre et l'emploi d'appareils à très courtes périodes, ne permirent pas à cette possibilité de se réaliser.

La dromocrone relative aux  $C_{1,1}$  fut calculée. Elle est représentée par l'équation:

$$0,1336 D + 235,35 = t^s$$

La vitesse apparente de propagation est par suite de 7,5 Km/sec. On obtient aussi de bons exemples d'ondes  $C_{1,2}$ , en nombre cependant trop limité pour pouvoir en déterminer, même approximativement, la dromocrone.

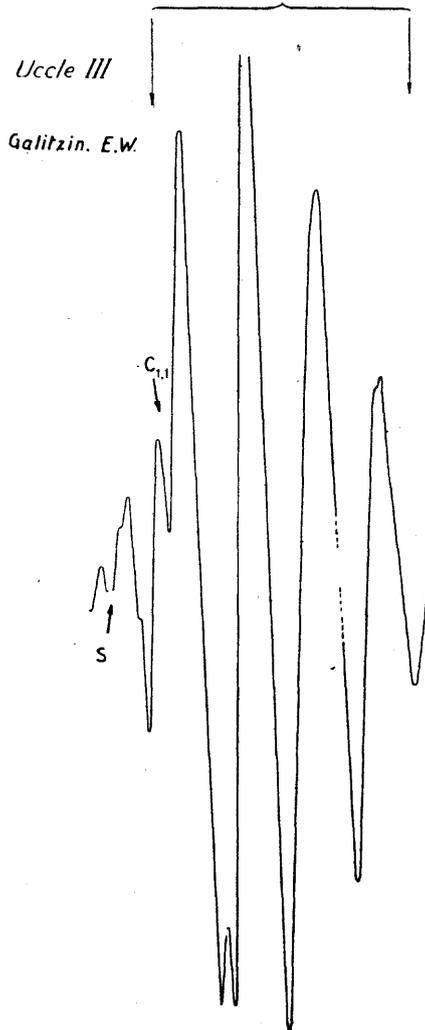


FIG. 2

A' Huancayo ( $D = 15402 \text{ Km}$ ), station la plus éloignée dont nous avons pu recevoir les enregistrements, on eut une bonne inscription de l'onde  $C_{\text{v}}$  ( $T = 48^{\circ}$ ), onde qu'on retrouve aussi dans les séismogrammes de Christchurch.

Les composantes verticales en fonction sont peu nombreuses et presque toutes sont à périodes petites ou très petites. Egalemeut, en plusieurs stations l'inscription de C a été appréciable aussi sur les composantes verticales, ce qui nous a permis de vérifier la longitudinalité des ondes en examen: et cela constitue une confirmation ultérieure à la dernière hypothèse émise au sujet de leur origine.

Un examen plus soigné de ces ondes exigerait une équitable distribution des séismographes à longue période dans les différentes régions du Globe. La *fig. 2* montre combien l'inscription des ondes C sur des instruments à longue période est plus nette et différenciée.

Nous serions donc reconnaissants à nos collègues si, dans la limite du possible, ils pouvaient remédier à la regrettable lacune que nous venons de signaler.

---

TEMPS DE REGISTRATION DES ONDES  $C_{1,1}$

STATION	D en degrés	Temps de reg.	T	NOTES
Beograd	36°45'.88	18 <sup>h</sup> 41 <sup>m</sup> 40 <sup>s</sup> 32 <sup>s</sup>		Sur les trois composantes.
Uppsala	37 11.72	41 43 31		Très développée sur E.W.
Zagreb	39 33.74	42 15 —		Nette sur E. W. faible sur N. S. et sur V.
Praha	39 37.43	42 20 32		Très nette sur E. W.
Kobenhavn	39 43.90	42 29+33		Idem.
Taranto	40 18.33	42 29 —		
Trieste	41 06.40	42 37+34-36		
Catania	42 59.60	—		Masquée pour d'autres ondes.
Roma	43 08.63	43 22 35		Masquées par d'autres phases.
Stuttgart	43 14.27	43 06 34		S très faible. Très nette les $C_{1,1}$ .
Firenze (Areetri)	43 22.25	43 20±—		
Prato	43 26.65	— —		
Chur	43 33.20	43 15±36		Sur les trois composantes S très faible.
Zurich	44 01.40	43 24 35		Sur les trois composantes. Ondes S très faible.
Piacenza	44 01.45	— —		Masquées par d'autres phases.
Pavia	44 18.55	— —		Idem.
Strasbourg	44 10.97	43 50+30-32		
Basel	44 36.95	18 43 32±—		Sur les trois composantes.
De Bilt	44 51.09	43 52 35		
Neuchâtel	45 11.19	43 41 35		Sur les trois composantes.
Uccle	45 41.50	44 12 33		Très nette sur les trois composantes.
Paris	47 26.48	44 24 36		Sur les trois composantes.
Kew	48 17.46	44 26 —		
Tortosa	51 50.62	45 16 37		
Cartuja	56 21.43	46 27±—		
State College	92 51.62	59 48 —		
Chicago	94 16.65	59 58 32		Sur les trois composantes.
Pasadena	103 24.43	$C_{1,2}$ 19 04 28 28		
Tucson	105 50.63	$C_{2,3}$ 19 02 11		
Tacubaya	118 08.47	19 10 30 33		
Christchurch	124 11.35	$C_{0,2}$ 19 07 14 40		
		$C_{1,3}$ 19 20 26±33		
Huancayo	138 37.15	$C_{0,2}$ 09 44 48		
		$C_{1,2}$ 15 25 38-46		
		$C_{2,3}$ 18 30±35		

BIBLIOGRAPHIE.

---

- (1) — CALOI P. — PERONACI F. — « Il terremoto del Turkestan del 2 novembre 1946 » Annali di Geofisica - 1, 2, 1948.
- (2) — CALOI P. — « Sull'origine delle onde superficiali associate alle onde S, SS, SSS, ..... » Annali di Geofisica 1, 3, 1948.

Roma. — Istituto Nazionale di Geofisica — settembre 1948.

---

## PREMIERS RÉSULTATS OBTENUS AVEC UN SEISMO- GRAPHE VERTICAL FAUX WENNER DE 52 SECONDES

par G. GRENET (Alger)

---

Un vertical Faux Wenner de 52 secondes a pu être installé à Clermont et y fonctionner quelque temps. De 0s,5 à 200 secondes son amplification est à 20 % près la même que celle d'un séismographe à amplification mécanique ayant la période du galvanomètre.

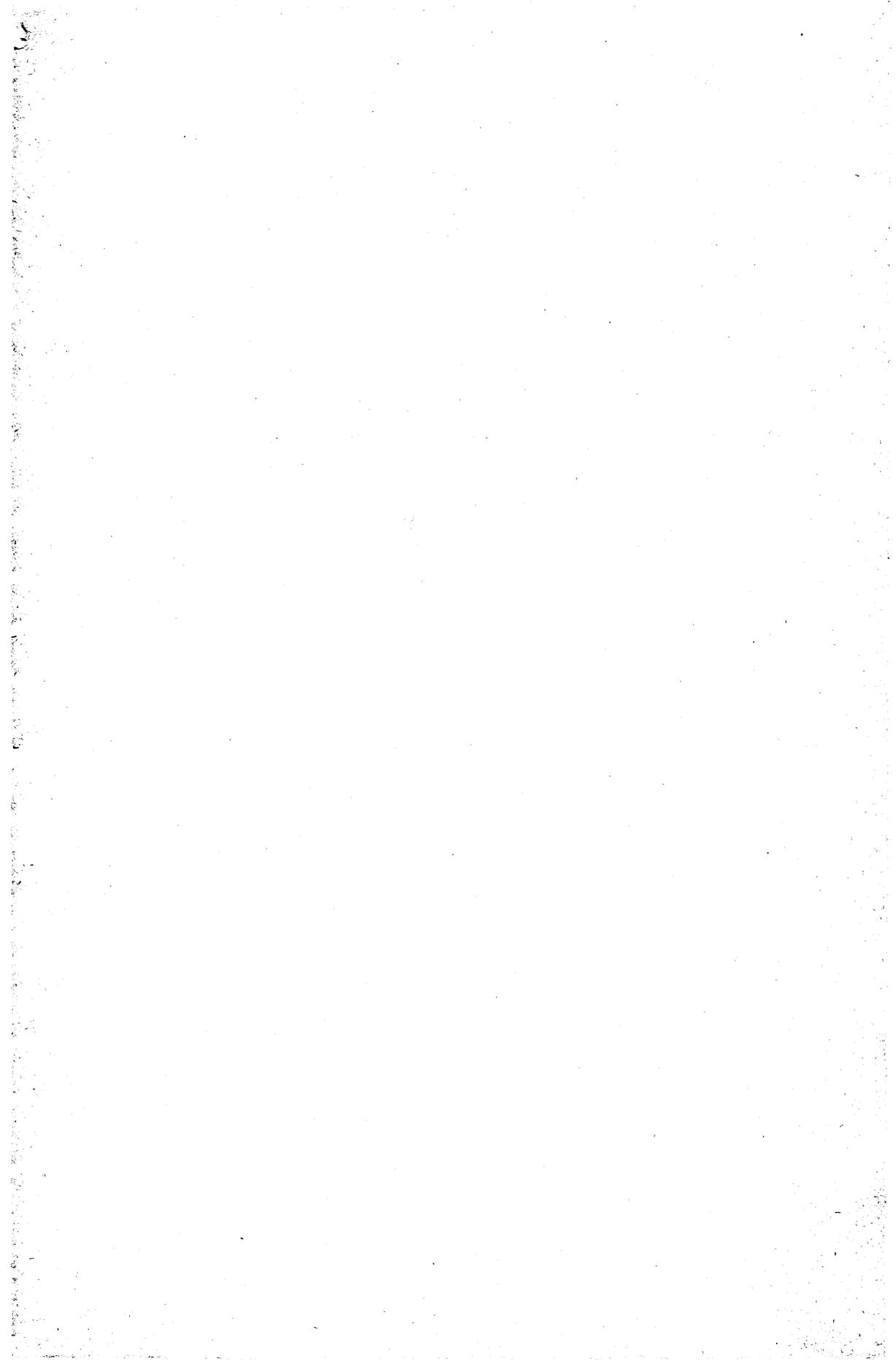
La distinction des P, des S et des L est d'une netteté exceptionnelle. L'enregistrement permet une vue d'ensemble du séisme du fait de la faible vitesse de déroulement (9 mm. par minute).

Les ondes longues débutent bien plus tôt que sur les verticaux ordinaires. Les vitesses calculées à partir des coordonnées de l'épicentre, de celles de la station et du temps de propagation sont les suivantes pour quelques séismes :

23 juin 1946 ... H = 17<sup>h</sup> 13<sup>m</sup> 20<sup>s</sup> ... Vitesse 4,5 km/sec.  
26 juin 1946 ... H = 07<sup>h</sup> 53<sup>m</sup> 6<sup>s</sup> ... Vitesse 4,25 km/se.c  
26 juin 1946 ... H = 12<sup>h</sup> 34<sup>m</sup> 7<sup>s</sup> ... Vitesse 4,6 km/sec.

Il ne me semble pas possible de songer à une cause instrumentale, mais plus probablement je pense qu'il s'agit d'ondes de Love qui du fait des conditions géologiques présenteraient une faible composante verticale de l'ordre de 10 % de la composante horizontale.

---



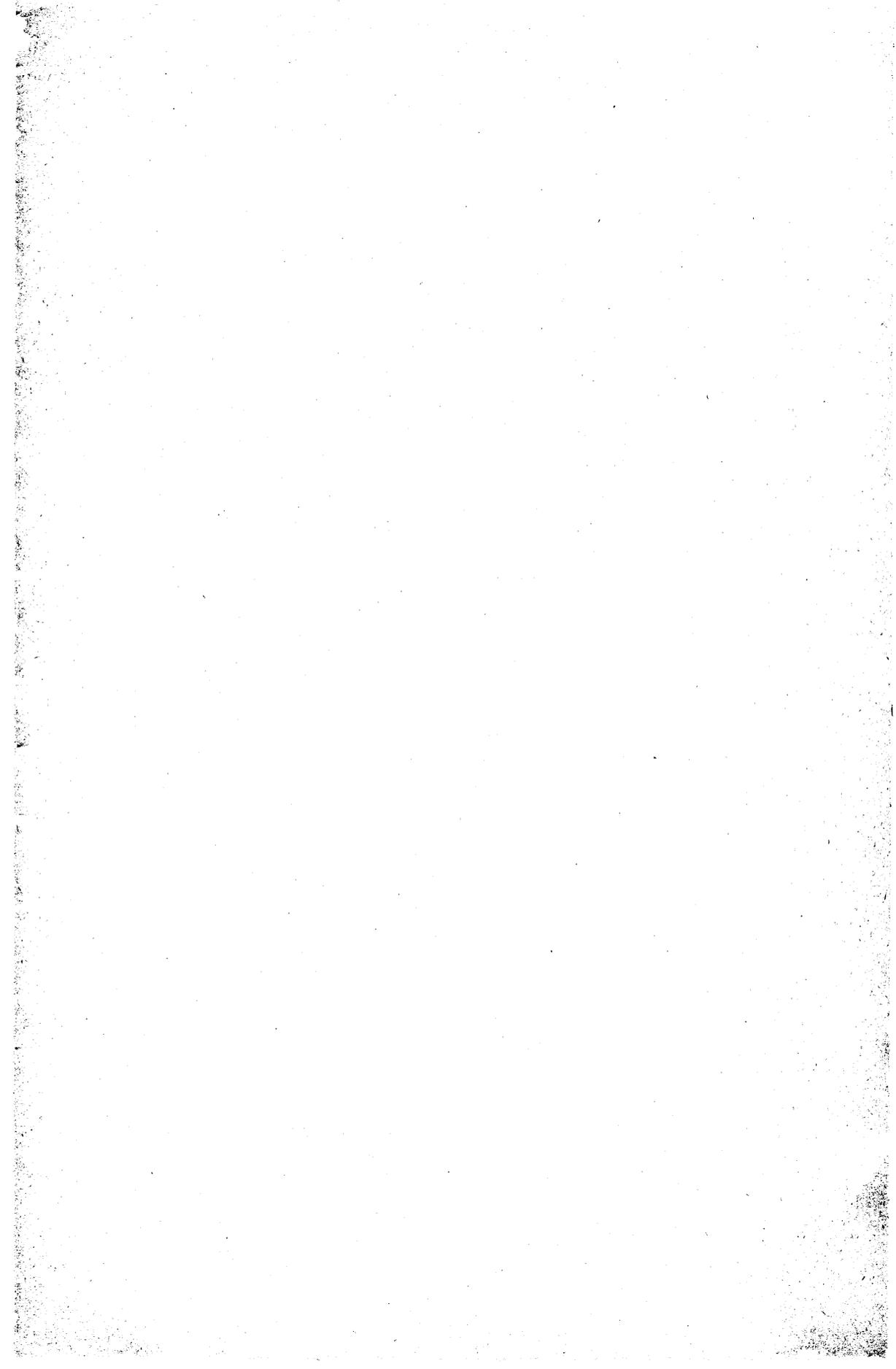
**ÉTUDE STATISTIQUE DES TREMBLEMENTS DE TERRE  
ENREGISTRÉS A UCCLE DE 1910 A 1945**

par J. M. VAN GILS (Uccle)

---

Le texte de ce mémoire a fait l'objet de la publication  
S-5 du Service gravimétrique et séismologique de l'Obser-  
vatoire Royal de Belgique.

---



## TABLE DES MATIÈRES

Progress report on studies of deep crustal layers by explosive shots, by M. A. TUVE, R. W. GORANSON, J. W. GREIG and W. J. ROONEY.....	5
Report of seismic work on the north german explosions, 1946-47, by the British National Committee of Geodesy and Geophysics. ....	7
Les ondes séismiques des explosions d'Haslach (Forêt-Noire), par J.-P. ROTHÉ et E. PETERSCHMITT.....	11
Velocidad aparente de propagacion de las ondas sismicas longitudinales, por Juan M. LOPEZ DE AZCONA.....	17
A seismic survey in the Canadian shield, by John H. HODGSON (Abstract). ....	57
Studies of structure of the ocean floor by the reflection seismic method, by J. B. HERSEY.....	59
The variability of vibrations from Quarry Blasts, by J. B. MACELWANE, F. ROBERTSON, R. R. HEINRICH, V. J. BLUM (Référence seulement).....	63
Les sondages sismiques de la Commission helvétique des glaciers, par A. RENAUD et P.-L. MERCANTON.....	65
Hydraulic seismograph, by S. K. BANERJI (Référence seulement). ....	79
Sur la détermination des constantes des séismographes électro-magnétiques, par A. ROUAUD (Référence seulement). ....	79
Sur le mouvement du séismographe sous l'influence de deux formes du choc, par A. ZATOPEK (Résumé)....	81
Comportement des ondes de Rayleigh dans un milieu firmo-élastique indéfini, par Pietro CALOI.....	89
Calibration of a high magnification seismometer, by Frank NEUMANN. ....	109
Les tremblements de terre en Slovaquie et Ancienne Russie subcarpathique, 1923-1938, par A. ZATOPEK (Résumé)..	115
Sur la propagation des séismes se produisant dans les Alpes orientales à travers le massif de Bohême, par A. ZATOPEK. ....	123
Séismes d'origine proche dans les régions à tectoniques superposées, par Nicolas OULIANOFF. ....	133
Etude sur les répliques du tremblement de terre du Valais, de 1946 à 1949, par E. WANNER et M. GRÜTTER....	143
Déformations des anomalies magnétiques et séismes, par J.-P. ROTHÉ. ....	157
Les mouvements séismiques dans le domaine Adriatique, par J. MIHAILOVIC. ....	171
Les catastrophes séismiques du littoral de Doubrovnik (Raguse), par J. MIHAILOVIC. ....	179
Terremoto de Ancash (Peru) del 10 de noviembre de 1946, par Enrique SILGADO (Résumé). ....	189
Recent investigations of seismograms of deep — focus earthquakes, by B. GUTENBERG (Référence seulement)	191
On the reading of earthquake diagrams and the interpretation of phases, by I. LEHMANN.....	193

Sur la période annuelle et diurne des tremblements de terre, par Antonio ROMANA, S. J., et Aurora LOBATO..	205
History and applications of the magnitude scale, by C. F. RICHTER. . . . .	217
A proposed seismic sea wave warning system, by Elliott B. ROBERTS. . . . .	225
On present-day requirements in the analysis of seismograms, by Eijo VESANEN. . . . .	229
Sur l'origine des ondes de type superficiel associées aux ondes S, SS, SSS, par Pietro CALOI.....	235
Ondes de type superficiel associées aux ondes S, SS, ... dans le tremblement de terre du Turkestan du 2 XI 1946, par P. CALOI et F. PERONACI.....	243
Premiers résultats obtenus avec un séismographe vertical Faux Wenner de 25 secondes, par G. GRENET (Résumé). . . . .	249
Etude statistique des tremblements de terre enregistrés à Uccle, de 1910 à 1945, par J. M. VAN GILS (Référence seulement). . . . .	251