

### 13. *Etude préliminaire sur l'accélération des séismes*

par Mishio ISHIMOTO,

Institut de Recherches sur les Tremblements de terre.

(Lu le 16 septembre 1930.—Reçu le 20 mars 1931.)

#### 1. Introduction.

Quand nous voulons étudier la résistance des bâtiments aux ébranlements sismiques, nous avons besoin de savoir tout d'abord les caractéristiques des ébranlements. Dans ce cas, nous sommes habitués à les définir par leurs amplitudes, leurs périodes, leurs types etc. Cependant, considérant les bâtiments comme des systèmes élastiques dont la destruction se réalise par des accélérations appliquées à leur partie basse, nous voulons mesurer directement la valeur de l'accélération qui varie à chaque instant pendant les ébranlements.

Les ébranlements enregistrés par les sismographes de type ordinaire représentent surtout les déplacements périodiques du terrain relatifs à l'espace. Quand nous désirons, donc, déterminer les valeurs de l'accélération correspondantes, nous sommes habitués à faire un calcul qui n'est pas considéré comme suffisamment rigoureux. Dans ces circonstances, nous espérons avoir construit un appareil qui pourra enregistrer directement la valeur de l'accélération des ébranlements.

Bien qu'il y ait deux ou trois appareils<sup>1)</sup> construits dans ce but, nous ne trouvons presque pas de mémoires montrant des enregistrements de séismes: cela résulte sans doute de la difficulté qu'il y a à tenir les appareils dans des conditions permanentes pendant les observations.

Supposons qu'il y ait une masse  $M$  tenue verticalement par un ressort  $R$  (Fig. 1). Pour rendre la condition simple, considérons le cas où la masse est concentrée en un point et où la force restitutive du ressort est assez grande pour

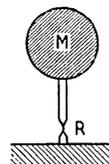


Fig. 1.

1) B. GALIZINE, *Proc. Roy. Soc.*, A 45 (1919), 492; T. TAMARU, *Proc. Imp. Acad.*, Japan, 3 (1927), 35; J. OBATA, *Proc. Phys.-Math. Soc.*, Japan, [3], 9 (1927), 83.

que la force de gravité demeure négligeable. De plus, le déplacement de M est assez petit pour que M puisse être considéré comme décrivant une ligne droite au lieu d'un arc. Designons par  $\xi$  le déplacement de M par rapport à l'espace et par  $x$  le déplacement du sol par rapport à l'espace.  $y = \xi - x$  sera le déplacement relatif de M par rapport au sol et l'équation du mouvement sera

$$M\ddot{\xi} + 2\varepsilon(\dot{\xi} - \dot{x}) + k(\xi - x) = 0,$$

ou

$$M\ddot{y} + 2\varepsilon\dot{y} + ky = -M\ddot{x}.$$

Cette équation nous montre que le mouvement de M sous l'action d'une accélération sismique n'est autre que celui de M sous l'action d'une même accélération appliquée directement à la masse, le sol étant immobile. Posons  $\frac{2\varepsilon}{M} = 2\lambda$ ,  $\frac{k}{M} = n^2$  et  $\ddot{x} = -ap^2 \sin pt$ ; de plus si  $n$  est assez grand par rapport à  $p$ , nous aurons pour solution :

$$y = \frac{ap^2}{n^2} \sin pt + \text{terme d'oscillation propre.}$$

Cette solution nous apprend que nous pouvons évaluer l'accélération sismique par la mesure du déplacement de la masse d'un tel système relativement au sol. Autrement dit, il prouve que nous pouvons observer directement l'accélération sismique à l'aide d'un tel système dont l'oscillation propre est amortie.

Nous avons déjà publié un mémoire<sup>2)</sup> sur un accéléromètre capillaire construit dans les conditions rapportées plus haut; mais trouvant qu'il est difficile de faire avec cet appareil des observations continues, nous avons construit une autre appareil qui sert surtout aux études sur les propriétés sismiques. Comme nous nous limitons à constater les caractéristiques des ébranlements au point de vue accélérométrique, nous avons installé une seule composante d'appareil pendant quatre mois dans une pièce souterraine de notre Institut. Nous avons, alors, réussi à enregistrer une vingtaine de séismes répartis dans la région de Kantô. Nous pouvons donc constater certaines caractéristiques des ébranlements qu'on ne peut déduire des sismogrammes ordinaires.

2) M. ISHIMOTO, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 3 (1927), 87

## 2. Appareil.

Désirant construire un appareil provisoire, nous choisissons un système tout à fait simple (Fig. 2). Un cylindre de cuivre jaune (M)

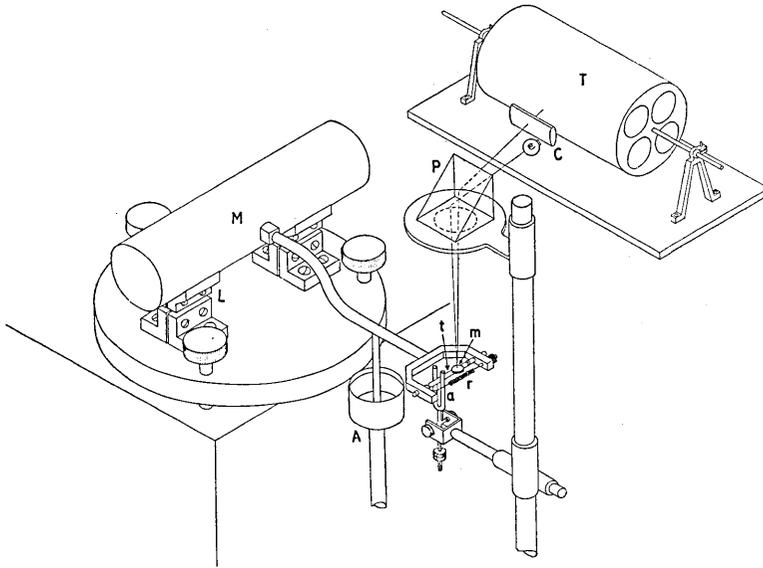


Fig. 2.

d'une masse de 3.2 kg est tenu verticalement au moyen de deux lames d'acier (L) fixées séparément le long d'une génératrice de ce cylindre. En faisant tailler les lames, nous sommes arrivés à amener la période de ce système à moins de 0.1 seconde qui n'est pas comparable à celle des oscillations sismiques. Nous avons un bras d'aluminium (B) attaché à la masse : son extrémité porte une tige (t) qui tourne d'un angle correspondant aux mouvements relatifs de la masse. Un miroir (m) attaché à la tige réfléchit le faisceau lumineux et les mouvements sont enregistrés optiquement sur du papier sensible enroulé sur un tambour tournant (T). La transformation du mouvement de la masse en rotation de la tige est réalisée par un aimant (a) qui ne permet aucun glissement, sans introduire de pression sur la tige. Pour donner une rotation favorable à la tige, nous réalisons un réglage fin au moyen d'un ressort auxiliaire (r) placé sur la pince portante. Naturellement, nous intercalons un prisme rectangulaire (P) sur le passage de la lumière pour en changer la direction.

Afin d'amortir l'oscillation propre de ce système, nous l'avons muni d'un amortisseur (A) comportant un cylindre léger plongeant dans une petite cuve remplie d'huile. La viscosité du liquide varie certainement énormément avec la température; mais il n'y a aucun moyen d'amortir une si petite période d'oscillation sans utiliser de liquide. Le rapport géométrique de l'amplification de ce système est de 1700 et la sensibilité est de 1 cm de déplacement pour 2.7 gal d'accélération.

Pour étalonner cet appareil, nous avons choisi de préférence un des procédés que nous avons déjà utilisés<sup>3)</sup>. Un fil élastique de caoutchouc dont une extrémité est attachée par un crochet à la masse, l'autre extrémité du fil étant animé d'un mouvement sinusoïdal d'amplitude constante et de différentes périodes: nous avons obtenu, en effet, facilement une courbe d'étalonnage (Fig. 3): la courbe est presque

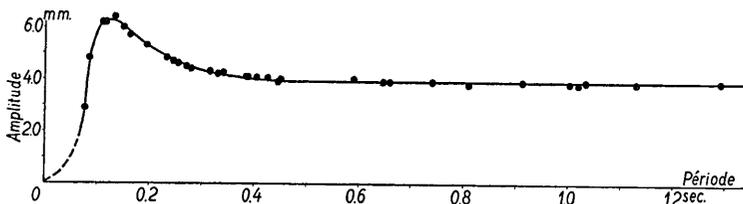


Fig. 3.

horizontale dans la région considérée<sup>4)</sup>. Nous n'avons pas réalisé cette fois-ci d'expériences sur une plate-forme oscillante.

Les observations sont exécutées, alors, avec cet appareil installé sur un bloc de ciment dans la cave. Nous nous sommes heurtés toujours au problème de la source lumineuse dont l'intensité demeure insuffisante. Bien que les enregistrements soient assez nets pendant les périodes tranquilles, ils deviennent faibles au moment des ébranlements du fait que leurs périodes sont assez courtes et que leurs amplitudes deviennent assez grandes.

Pour économiser le papier photographique, nous l'avons enroulé sur un tambour qui se déplace le long de son axe avec 2 mm de pas. Ce procédé nous oblige à laisser le papier photographique exposé une dizaine de fois à la fenêtre d'entrée du faisceau. Comme le champ de la fenêtre n'est pas absolument noir pendant l'observation,

3) *loc. cit.*

4) La variation de longueur du fil correspond à  $3,44 \times 980$  dynes donnant 3,9 mm de déviation d'image. Suivant le calcul, en effet, nous avons 1 cm de déviation pour 2,7 gal d'accélération.

il y a une certaine limite à la longueur de pas bien que nous nous efforcions de faire le champ aussi sombre que possible. Comme source lumineuse, nous avons pris finalement un phare d'automobile alimenté sous 10 volts de tension. Nous mettons une fente juste en face de la lampe pour rendre la source linéaire et une lentille cylindrique (c) en face du papier photographique qui sert à transformer son image en un point.

### 3. Résultats.

Les observations ont été effectuées du 17 juillet au 13 octobre et nous avons réussi à enregistrer une vingtaine de séismes apparus dans la région de Kantô: les séismes ont été ressentis à Tôkyô. Leurs données sont représentées dans le tableau ci-joint, et la reproduction des enregistrements de quelques uns dans le cliché de la fin (Fig. 5).

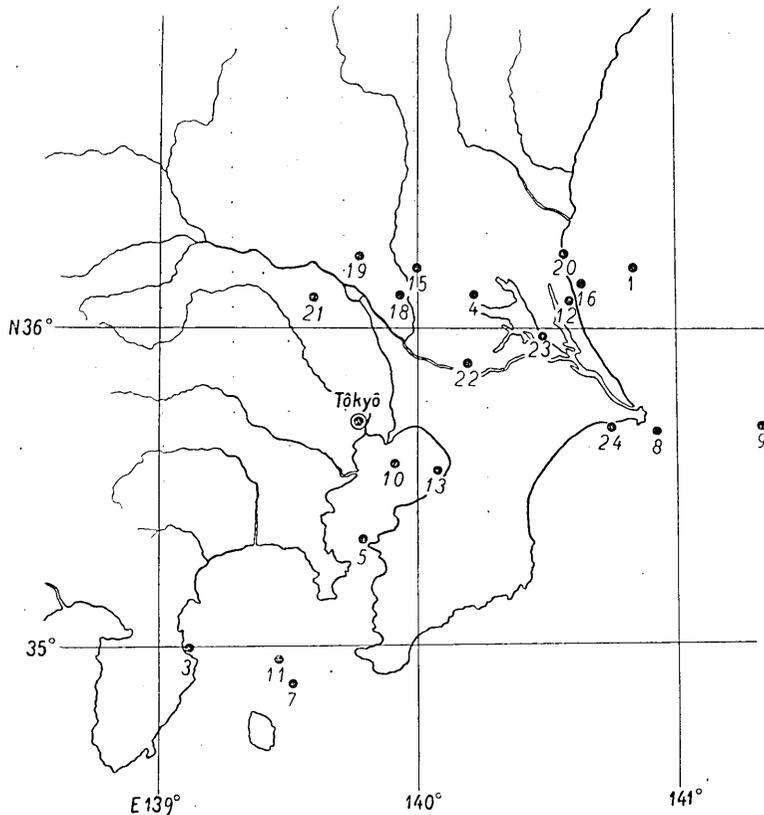


Fig. 4.

Tableau I.

No.	Observations des sismographes (d'après M. Yasuda)									Observations accélérométriques			
	Temps d'occurrence (à Tôkyô)				D.S.P.	Epicentre		$2a_m$	$T$	$A_1$	$2A_0$	$A_2$	
						$\lambda(E)$	$\varphi(N)$						
1	<sup>(1933)</sup> juillet	j	h	m	s	s	°	°	<sup>mm</sup>	<sup>s</sup>	<sup>gal</sup>	<sup>mm</sup>	<sup>gal</sup>
2	août	27	0	10	20.8	14.9	140.8	36.2	0.016	0.43	0.17	2.3	0.31
3		4	21	17	3.7	8.7	—	—	0.020	0.11	0.23	1.5	0.20
4		15	11	43	24.3	13.0	139.1	35.0	0.062	0.48	0.53	3.0	0.40
5		16	12	14	21.9	8.8	140.2	36.1	0.016	0.33	0.29	1.5	0.20
6		17	18	28	45.0	8.5	139.8	35.3	4.67	1.40	4.70	31.0	4.18
7		19	4	42	31.2	20.0	141.2	36.4	0.080	0.80	0.25	3.0	0.40
8		19	21	40	30.6	12.0	139.5	34.9	0.096	0.65	0.45	3.0	0.40
*8		20	2	41	52.3	15.2	140.9	35.7	0.560	0.48	4.81	41.4	5.59
9		22	10	30	51.9	17.5	141.3	35.7	0.024	0.50	0.19	1.5	0.20
10		24	2	52	9.0	5.8	140.0	35.6	0.028	0.35	0.45	3.0	0.40
11		24	5	00	36.9	10.8	139.4	34.97	0.001	0.45	0.16	1.0	0.14
12	septembre	3	17	4	43.9	10.6	140.6	36.1	0.019	0.37	0.27	1.1	0.15
13		3	20	31	11.3	9.3	140.1	35.6	0.056	0.39	0.73	5.8	0.78
14		4	13	18	47.1	40.0	143.0	38.3	0.060	0.52	0.44	2.5	0.34
15		17	00	46	9.2	8.4	140.0	36.2	0.024	0.28	0.60	3.8	0.51
16		17	13	56	47.5	13.7	140.7	36.1	0.029	0.60	0.16	3.0	0.40
17		17	19	55	16.8	26.2	141.8	37.9	0.048	0.70	0.19	1.3	0.18
18		17	21	3	47.7	9.2	139.9	36.1	0.052	0.32	1.01	4.5	0.61
19		22	12	26	53.7	13.7	139.8	36.2	0.080	0.25	2.53	5.4	0.73
20		24	15	31	43.1	14.0	140.6	36.3	0.097	0.72	0.37	3.4	0.46
21		26	13	17	43.0	7.4	139.6	36.1	0.024	0.41	0.28	3.0	0.40
22	octobre	5	21	4	25.2	9.8	140.2	35.9	0.172	0.59	0.98	6.4	0.86
23		12	17	58	8.2	9.8	140.5	35.97	0.082	0.71	0.32	4.3	0.58
24		12	18	40	49.3	11.5	140.7	35.7	0.026	0.88	0.07	2.0	0.27

D. S. P. ....duré des secousses préliminaires.

$2a_m$  .....amplitude double maxima dans la phase S.

$T$  .....période d'une onde ayant l'amplitude maxima.

$A_1$  .....accélération calculée d'après l'équation  $\frac{4\pi^2 a_m}{T^2}$ .

$2A_0$  .....amplitude double mesurée sur nos enregistrements.

$A_2$  .....accélération maxima déduite de nos enregistrements.  $A_0(\text{cm}) \times 2.7$

\* ..... $A_1 = 5.91$  calculé d'un autre enregistrement dont la vitesse de rotation du tambour était dix fois plus grande. ( $2a_m = 0.64\text{mm}$ ,  $T = 0.463\text{s}$ )

Tout sont dans la composante N-S.

Nous distinguons tout de suite certaines différences de type parmi eux. Naturellement nous savons qu'il y a différents types parmi les sismogrammes ordinaires: mais ils sont particulièrement exagérés dans les enregistrements accélérométriques. De plus nous trouvons une différence distincte d'amplitude entre les secousses préliminaires et les secousses principales.

Nous essayons d'abord de comparer les accélérations maximas des sismogrammes calculées suivant l'équation  $A = \frac{4\pi^2 a}{T^2}$  et celles obtenues par nos observations. Pour calculer l'accélération maxima, nous avons l'habitude de prendre une amplitude maxima dans le domaine de la phase S, c'est-à-dire dans les secousses principales; il est donc certain que la secousse dont l'amplitude est maxima ne correspond pas toujours à celle dont l'accélération est maxima.

Dans le procédé de calcul, il faut d'abord faire une remarque sur l'exactitude de la mesure du temps. Comme il y a à peu près 6 cm de course pendant 1 minute, la vitesse d'enregistrement n'est pas suffisante pour déterminer le temps à 0.1 seconde près. De plus la vitesse de rotation du tambour n'est pas assez constante pour nous permettre d'avancer nos discussions: il est donc impossible de compter sur le 0.1 de seconde pour la période.

Supposons qu'il y ait 0.1 seconde de différence sur une période de 0.5 seconde, nous aurons presque 50 pour cent d'erreur dans la valeur de l'accélération. Cela peut être nous montre que les résultats sont inexacts. Cependant, nous avons eu pour un des séismes un autre enregistrement<sup>5)</sup> fait sur un tambour dont la vitesse de rotation était dix fois plus grande: ce qui nous permet de calculer la période d'oscillation jusqu'à 0.01 seconde. En suivant le calcul déjà indiqué, nous avons déterminé une valeur approchant de celle obtenue d'après l'enregistrement accélérométrique. Nous l'avons marquée d'un astérisque dans le tableau. Il faut donc faire attention que la mesure de la période dans les sismogrammes ordinaires n'est pas assez précise quand nous voulons déterminer la valeur de l'accélération.

Or, il y a certaines différences de types parmi des séismes ayant leurs épicentres dans la région de Kantô. Nous utilisons cette caractéristique pour déterminer la région sismique. Nous pouvons distinguer d'une part les séismes de la région de Tonégawa (E 140°, N 36°) dont plusieurs

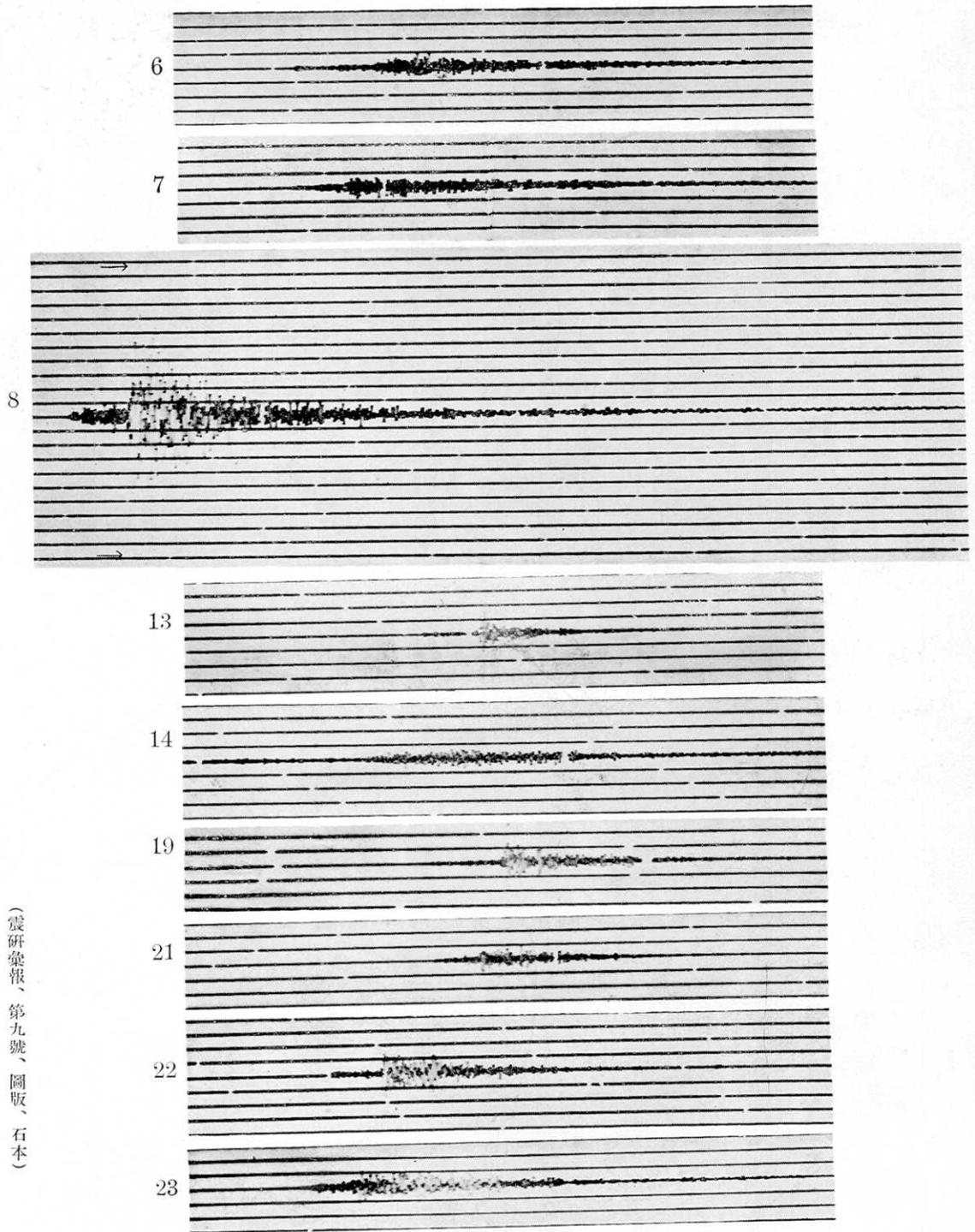
5) exécuté par Prof. Suyehiro avec un procédé spécial.

ondes prédominant dans la phase de S avec une durée de secousses assez longue; d'autre part les séismes de la région du golfe de Tôkyô dont une seule onde est très remarquable dans la phase de S avec la durée des secousses très courte. Toutes les deux sont représentées dans Fig. 5; les Nos. 19, 21 et 22 sont des exemples des premiers, et le No. 13 un du dernier.

Nous voyons surtout dans les enregistrements accélérométriques, des ondes solitaires dans les séismes de Tonégawa. Il nous semble que ce phénomène est difficile à comprendre; mais si on nous permet d'imaginer une explication, nous ferons remarquer tout d'abord l'hétérogénéité de la composition de la croûte terrestre. Bien que les ondes produites au centre hypocentral soient pareilles, il est possible que l'hétérogénéité des passages fasse varier les secousses observées: cela probablement nous montre les différences de types ainsi que l'origine des ondes solitaires.

En tout cas, l'observation préliminaire des séismes au point de vue accélérométrique nous donne une nouvelle conception des mouvements sismiques. Il nous semble que la méthode photographique d'enregistrement n'est pas commode pour continuer nos observations; d'une part parce qu'elle est très coûteuse et d'autre part par ce que la courbe enregistrée sur le papier recouvert de noir de fumée se trouve plus fine que celle enregistrée sur le papier photographique, quoique nous réduisions les dimensions de la source lumineuse ainsi que son image. Nous préférons utiliser maintenant l'autre procédé d'enregistrement qui pourra remplir nos intentions.

Pour terminer, nous voulons exprimer nos vifs remerciements à Monsieur le Professeur K. Suyehiro, directeur de notre Institut, dont les suggestions et les discussions nous ont été infiniment précieuses.



(震研彙報、第九號、圖版、石本)

Fig. 5.

L'intervalle le de deux lignes consécutives correspond à 2 mm dans les enregistrements originaux. L'intervalle le de deux signaux consécutifs correspond à 1 minute.

## 13. 地震加速度の観測

地震研究所 石本巳四雄

1. 工作物の地震に対する抵抗を研究する場合、地震動の加速度が問題となる事が多い。現在加速度を求めるには一般地震計の記象から計算するのであるが此れには多少不満足の點がある。地震の加速度を直接記録するために二三の器械が考案されて居るが、其等による地震動観測の記象は未だ發表されて居ない。

地震動の加速度測定は其の周期に比較してもつと小な周期をもつ振動系の變位を測定する事によつて達せられるが、此の振動系の自由振動は充分減衰してなくてはならない。

2. 吾々は地震の速度が如何なる性質のものであるかを見るために極めて簡単な装置(第二圖)を製作した。重錘は3.2 kg, 幾何倍率は1700, 感度は1 cm. の振れが2.7 gal に相當して居る。豫め行はれた感度試験は各周期に對して同等の値を有する事が知れた。(第三圖)
3. 寫眞装置を採用した事によつて多少の困難は伴つたが結局昭和五年七月十七日より十月十三日に至る間において二十數個の地震を記録する事を得た。其等の要素は第一表に、記象は第五圖に示してある。

一般地震計記象から計算によつて決定した最大加速度の値と今回得た値とを比較したがよく合はない。夫れは地震計においては測時上 0.1 秒以下は信用出来ないと言ふ事によるらしい。地震の加速度記象において直ちに氣の附く事は初期微動と主要動との間に明瞭な區別のつく事及び地震型の區別が明かである事等である。なほ利根川方面に震央を有するの地震動の中に加速度の大きな獨立波の見られる事は注意すべきであらう。