

No. 435g  
27-17  
鎮

B. f. II.

地質調査所報告第142號

地震波速度の  
時間的變化に関する研究

早川正巳

地質調査所

昭和26年9月

鎮石課



534.222.2.08 : 550.341.4

## 地質調査所報告

所長 三土知芳

### 地震波速度の時間的變化に関する研究

通商産業技官 早川 正巳



# 目 次

I 序 論	1
II 震源地の同一地震に関する研究	2
(1) 研究方法	2
(2) 昭和14年1月24日と2月17日の両地震の比較	2
(3) 昭和14年2月1日と3月10日の両地震の比較。震源の吟味	7
(4) 震源の再吟味	19
(5) 昭和17年11月7日と11月26日の両地震の比較	22
III 震源地の同一でない地震に関する研究	23
(1) 研究方法	23
(2) 昭和21年6月～12月の地震資料による研究結果	25
(3) 昭和5年より昭和21年迄の地震資料による研究結果	28
IV 結果の吟味	39
(1) 誤差論による震波速度の時間的変化量の吟味	39
(2) 震波速度の時間的変化と地震発生との相関	45
(3) 思考実験	48
V 結 語	50
Résumé (in English)	1



# 地震波速度の時間的変化に関する研究

通商産業技官 早 川 正 巳

## I 序 論

各地における地震波の観測から地震波速度の地理的分布をしらべ、それによつて地下の構造を推定することは一般によく知られているが、更にこの各地における速度分布を時間的にしらべ、地震の性質を研究することは大切なことと考えられる。

即ち地殻内においては應力の変化に伴つて弾性率が変化するであろうと思われ、従つて地震波速度が時間的に変化することが考えられ、もしこの変化量が観測出来る程度のものであれば、それをしらべることによつて地震の発生地殻の性質等を従来以上に明らかにすることが出来るものと思われる。この様な目的の下に中央気象台の地震資料<sup>1)</sup>を使用して地震波速度の時間的変化に関する研究を行った。

資料の整理方法については次に述べる二つの方法を採用することにした。

第一の方法は時間的には異なるが同じと思われる場処に、二回以上起つている地震を捉え、各地におけるこれら二回の地震波到着時間の差をしらべるのである。これら二回の経路を同一と仮定すれば、この期間にこの経路内に速度変化を起す様な要素が含まれておれば、その影響は結果に現われてもよい筈である。

第二の方法は勝手な場所に起つた、時間的に異なる二つの地震（相互に同一地点で起つてゐる必要はない）の走時曲線をつくり、問題となる点の附近の走時がそれぞれ走時曲線からどれだけずれているか、二つの地震の場合を比較してそのずれの差を見るやり方である（この差をしらべることにより各地の地理的な速度変化は除かれる）。

この様な二通りの方法により時間的に多くの材料を処理した結果、大地震の起る数ヶ月前からこの大地震の震源附近で、地震波到着時間に変化が現われそうであるということが分つた。

この様な傾向のあることは京都大学の佐々憲三博士によつても指摘されたことがあり、且つ傾斜計の測定結果の研究からも、地震前の地殻の弾性率の変化の存在することが、同大学の西村英一博士<sup>2)</sup>によつて認められて来たので、今後地震の発生、地殻の構造を研究する上に地震波速度に関する研究は益々必要となることと思われる。

1) 気象要覧及び気象要覧原簿

2) 西村英一： On Earth Tides, Transactions of the American Geophysical Union, (v. 31 (1950), 357~376)。

## II 震源地の同一地震に関する研究

### (1) 研究方法

今仮りに Fig. I において地下の D という部分が応力 P を受けたとすれば、この部分の弾性率<sup>3)</sup>が変化し、従つて地震波の速度も  $\delta V$  だけ変化し、結局走時曲線の対応部分に  $\Delta T = \int_0^x \frac{dx}{dV}$  だけの到着時間差が現われてもよいと考えられる。

現実<sup>3)</sup>にこの様な到着時間差が存在するかどうかしらべてみることにする。これには同じ場所に二回以上起つている地震を捉え、種々の場所でこれら二回の地震波到着時間を比較してみればよい。この様な方法により二、三の地震資料を整理した。

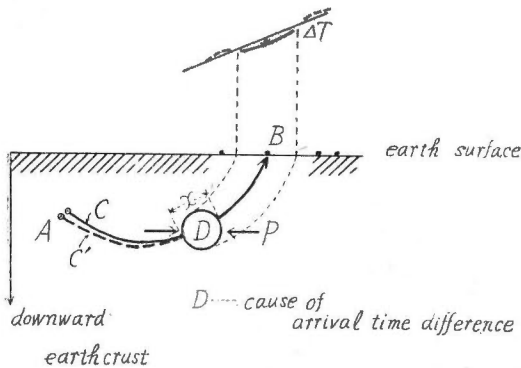


Fig. I

### (2) 昭和14年1月24日と2月17日の両地震の比較

ここにはまず研究の初期の頃しらべた男鹿地震前の实例について述べる。

昭和14年の顯著及び稍々顯著地震の中で大体同じ場所<sup>3)</sup>で起つている地震の一例として、1月24日と2月17日の福島縣沖合の地震を比較した。何れも顯著地震である。

まず 1st, order の結果を見る爲に震源から各観測点迄と、震源から小名浜(今の場合震源は海底にあり、震源眞上には観測点がないので震源から最短距離にある観測所として小名浜を選んだ)迄との地震波の到着所要時間の差をしらべた。二回の地震についてのこれらの値をそれぞれ a' (1月24日) b' (2月17日) として、Tab. I に示し a' ~ b' の値を Fig. II に示した。

次に両震源位置の僅かな相異による補正<sup>3)</sup>(これを C であらわす)を施し、Tab. I に示す様な値(両地震の地震波到着時間の差)を得た。

これらの値を図示すると Fig. III の様になる(この場合小名浜附近においては前後2回の地震のおこる間に地震波速度の変化はないものとして考えた。それは今使用した地震以外の数回の小地震をしらべることにより確められた)。

内陸に起つた地震で震源での発震時が明確である場合には、震源に近い点(小名浜の様な)と各観測点との差を一々取る必要はない。又当然のことながら C は前後二回の地震が同一場所に起つておればならない。

3) ここでは气象台で出した値を一應正しいものとみなした。次にこの両震源位置の違いによつて各観測所で方位的差異を生ずる。この補正值を Tab. I の C の欄に記した。



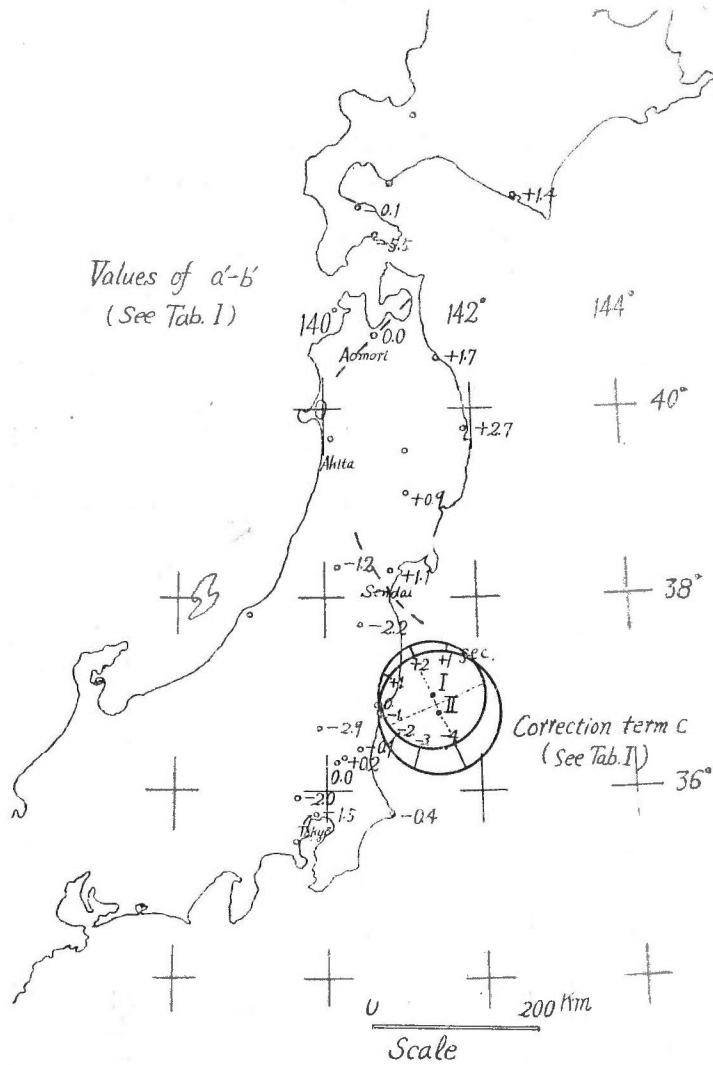


Fig. II

方位的補正值Cは前後二回の震央を中心とし、それぞれ小名浜迄の距離を半径とする円を描けば二円に挟まれた部分から決めることが出来る (Fig. II 参照)。この際地震波の速度は一應 8 km/sec とした。

この様にして補正して最後に得た図 Fig. III を見ると、まずこの二回の地震の起つた期間中に各地で地震波の速度到着時間に有限の差が現われている。次には只単に差が有限の大きさで出ているというだけのことではなく、その正の部分と負の部分が地理的にある纏つた配置を示しているということである。換言すればもし観測誤差の問題がなければ、始めの地震における波の到着時間の方が後の地震におけるそれよりも余計かゝつている。つまり地下に波の速度の大

Tab. I. Arrival time differences of 24 days between two remarkable earthquakes. One of them occurred at 13h 02m 24th. of January in 1939, its starting point was decided by C. M. O (Central Meteorological Observatory) as  $141^{\circ}4$ , ( $1g$ )  $37^{\circ}0$ , (1t). The other occurred at 03h 51m 17th. of February in the same year, and its epic. was decided also as  $141^{\circ}5$ ,  $36^{\circ}8$ .

Observatory	a. Time received, P waves		b. Initial movements				Duration time of P-S		a'*	b'		a'-b'	c	a'-b'+c
	13h, 24th, Jan.	03h, 17th, Feb.	N.	E.	N.	E.	24th, Jan.	17th, Feb.		24th, Jan.	17th, Feb.			
	m. s.	m. s.	$\mu$ .	$\mu$ .	$\mu$ .	$\mu$ .	s.	s.	s.	s.	s.	s.		
Onahama	01.56.2	51.21.1	-13	-194	-23	+550	06.3	12.0	0.0	0.0	$\pm 0.0$	$\pm 0.0$	$\pm 0.0$	0.0
Mito	02.02.1	27.1	+12	+187	+31	+60	11.7	15.5	5.9	6.0	-0.1	-1.3	-1.4	-1.4
Fukushima	03.4	30.5	-449	+508	+250	-300	11.9	18.8	7.2	9.4	-2.2	+1.6	-0.6	-0.6
Utsunomiya	05.6	33.4	+63	+59	+11	+46	13.0	19.0	9.4	12.3	-2.9	-0.3	-3.2	-3.2
Kakioka	05.8	30.5	+28	+48	+2	+3	12.5	20.3	9.6	9.4	+0.2	-1.4	-1.2	-1.2
Sendai	07.0	30.8	-170	-151	-225	+139	13.6	18.7	10.8	9.7	+1.1	+2.0	+3.1	+3.1
Tsukuba	07.1	32.0	-17	+20	+11	+34	13.7	17.9	10.9	10.9	+0.0	-1.4	-1.4	-1.4
Yamagata	08.1	34.2	-118	+90	-76	+157	17.3	24.2	11.9	13.1	-1.2	+1.7	+0.5	+0.5
Choshi	09.3	34.6				+7	15.5	17.0	13.1	13.5	-0.4	-3.0	-3.4	-3.4
Niigata	14.5						36.5	28.8						
Kumagaya	14.7	41.6	+26	+66		+13	20.2	25.0	18.5	20.5	-2.0	-1.8	-3.8	-3.8
Tokyo	15.7	42.1					20.5	25.0	19.5	21.0	-1.5	-2.0	-3.5	-3.5
Maebashi	16.2	44.0	+10	+25	+2	+4	22.5	25.8	20.0	22.9	-2.9	-0.5	-3.4	-3.4
Mizusawa	19.	43.0	-40	+5			24.4	28.0	22.8	21.9	+0.9	+1.9	+2.8	+2.8
Nagano	26.3	54.6	+23	+15	+12	+10	41.8	37.1	30.1	33.5	-3.4	$\pm 0.0$	-3.4	-3.4
Miyako	26.5	48.7					30.5	31.5	30.3	27.6	+2.7	+1.5	+4.2	+4.2
Morioka	37.3	50.3	-16	+2	+17	-2	28.7	29.2	41.1	29.2	11.9	+1.9	+13.8	+13.8
Hachinoye	37.9	52.01.1	+1	-	+7	-	40.2	39.8	41.7	40.0	+1.7	+1.7	+3.4	+3.4
Wazima	39.0	06.5	-8	+24			1m.05.0	58.9	42.8	45.4	-2.6	$\pm 0.0$	$\pm 0.0$	$\pm 0.0$
Aomori	45.1	10.0			-8	+2	46.9	47.8	48.9	48.9	$\pm 0.0$	+1.9	+1.9	+1.9
Kanazawa	48.7						54.4							
Urakawa	54.7	18.2			+20	-25	1m.03.4	1m.01.7	58.5	57.1	+1.4	+1.4	+2.8	+2.8
Hakodate	57.7	28.1			-6	+3	1m.04.5		61.5	67.0	-5.5	+1.8	-3.7	-3.7
Mori	03.02.5	27.5					1m.02.8		66.3	66.4	-0.1	+1.8	+1.7	+1.7
Toyooka	06.2	30.0	-2	-12			89.1	70.2	70.0	68.9	+1.1	+1.1	+1.8	+1.8
Muroran	06.4	26.2	-5	+5			1m.06.1	70.2	77.8	77.6	+5.1	+1.8	+6.9	+6.9
Sapporo	14.0	38.7	+2				1m.10.7				+0.2	+1.7	+1.9	+1.9

\* Arrival time differences between some observation point and Onahama from the starting point

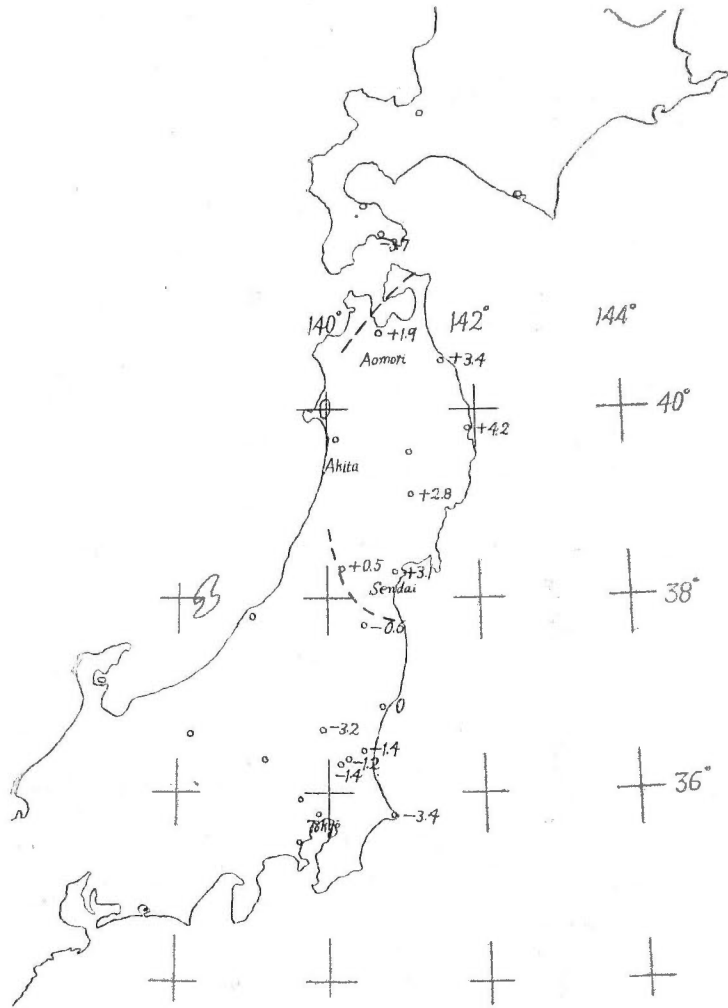


Fig. III

きくなつた処と、これらと逆の部分が規則正しい分布を爲しているということである。しかしこの結果を確認するためにはその前に二三の吟味が必要である。それについて以下にのべる。

まず採用した二つの地震の発震機構が異なるものであれば、地震記象（P波）読取の際に方位の違いによる明瞭さ加減から初動の時刻の読取りの不正確さということもあり得るので、使用したこれらの両地震の発震機構をしらべた。これを Fig. IV に示す。これを見ると殆んど同じ発震機構らしくこの心配はなくなつた。

次に震源の深さ及び水平位置の問題はどうであらうか。

この場合は二回の地震の何れか、又は両方の震源位置を僅かばかり移動させることにより、ある程度到着時間の差を減少させることができる。

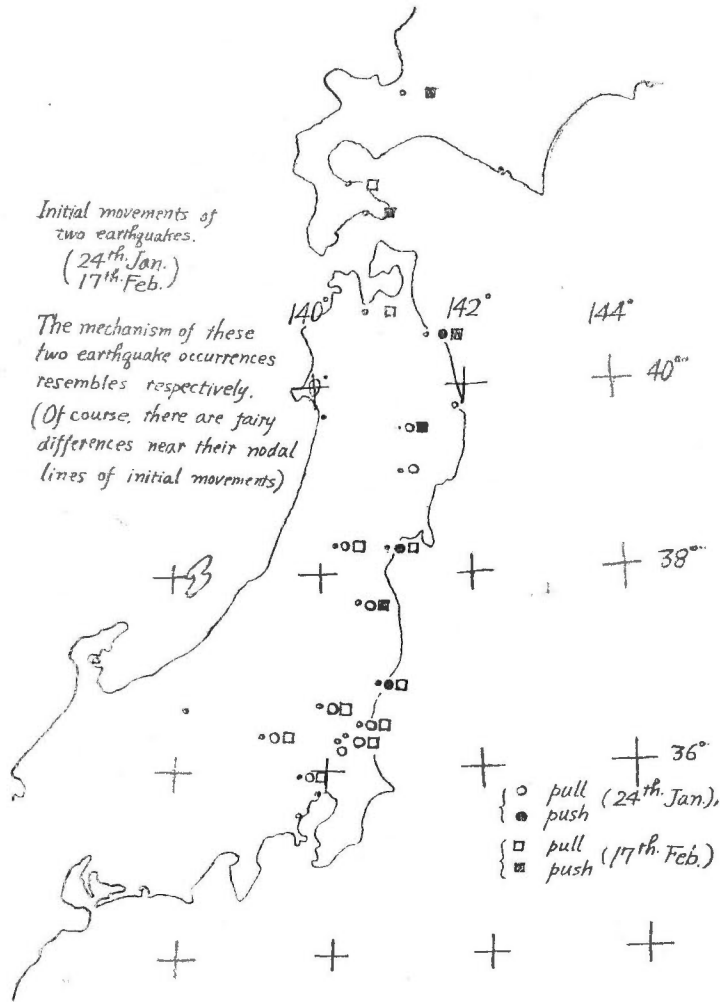


Fig. IV

そこで一つの試みとして、Fig. III の時間差を打消すように両震源の深さ、震源の位置等をずらしてみた。然る後再びこれら地震による時間差をしらべてみると Fig. V の様になる。この結果は勿論 Fig. III とは違うが、相対的な変化の有様は変つていない様である。以上で問題とする所は一應解決出来たが更に厳密に検討する爲には、何うしてもそれぞれの地震の震源位置をより正確にきめる必要がある。それには最小自乗法を利用してきめるのが最も簡便である。ところが今上に述べた二つの地震の震源は何れも海中にあり、観測点は陸上のみであるから、震源位置は南北方向には正確に決められても、東西方向の場合は精度がおちることになる。

そこで以上の例とは別に陸上で正確に震源のきめられそうな、而も出来るだけ上に述べた地震に時間的に近い二つの相接近した地震を選択してしらべることにした。

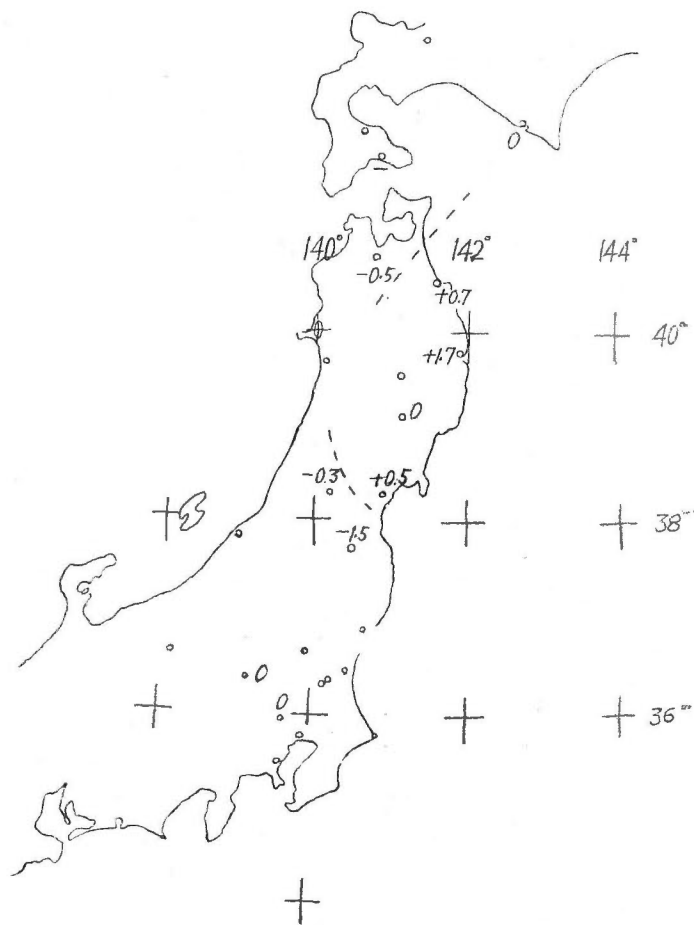


Fig. V

(3) 昭和14年2月1日と3月10日の両地震の比較。震源の吟味

その一つの例として昭和14年の二つの地震

{	2月1日14時25分………	気象台決定震源	139°09', 36°02'	(小地震) 深さの記録なし
	3月10日3時12分………	〃	139°08', 36°15'	〃

を取上げた。この両地震に関する必要な要素を気象要覧から抜き書きし Tab. II に記した。

さて震源の決定方法であるが、それには次の様な方法を採用することにした。

まずP波の等発震時線を作り、それから第一次の震央を決める。次にこの震央と各観測所における発震時P波を用いて走時曲線を作り、これから震源の深さを決定する。最後にこの走時曲線を用いて震央をそれぞれの地震について独立に最小自乗法によつて決定する。

まずP波の等発震時線からきめたそれぞれ2月1日と3月10日の地震の大体の震央を Fig.

Tab. II. 14h. 25m, Feb. 1. 1939

3h. 12m. Mar. 10. 1939

Yūgi district in Ibaragi Pref. Epicenter decided by Centr. Met. Obs. .....139°9 36°2					Shimo-Yūgi district in Ibaragi Pref. Epicenter decided by Centr. Met. Obs. .....139°85 36°15						
Observatory	Time received		Initial movements		Duration Time (P~S) s	Observatory	Time received		Initial movements		Dur. Time (P~S) s
	m.	s.	N. μ.	E. μ.			m.	s.	N. μ.	E. μ.	
Tsukuba	25	28.3			5.9	Tsukuba	12	40.8	-12	+40	6.3
Kakioka		28.9			6.7	Kakioka		42.3	+ 8.0	+23.0	7.0
Utsunomiya		30.2			7.6	Utsunomiya		42.4	-13		6.0
Kumagaya		30.3	+2.6	+7.5	8.8	Kumagaya		43.1	+ 3.9	+ 3.8	8.5
Mito		31.6	+2.0	+4.4	8.9	Tōkyō		44.8	-25.2	-10.3	9.4
Maebashi		34.2	-1	+3	10.4	Mito		45.0	+ 8.6	+17.4	8.7
Yokohama		35.2			13.0	Yokohama		48.8	-17.0	- 7.9	11.7
Tōkyō		35.8			9.9	Maebashi		48.9	-11.6	+31.4	10.6
Ōshima		36.0			17.2	Chōshi		49.5			8.5
Chōshi		37.0			11.2	Yokosuka		50.7			16.2
Oiwake		38.7			14.4	Funatsu		52.9			16.7
Onahama		40.6	-13	-10	14.0	Onahama		53.4	(+)	(+)	14.0
Mishima		40.7	(-)	(-)	23.0	Kōfu		53.8			14.3
Kōfu		40.7	+ 9	+13	17.1	Tomisaki		54.1	+ 7	-11	16.0
Tomisaki		40.9			16.7	Numazu		54.1			16.7
Itō		41.4	+2.5	+2.0	15.9	Itō		54.7	+ 3	+ 3	14.7
Funatsu		41.7			17.8	Mishima		56.0			18.0
Numazu		43.1			20.0	Ōshima		56.4	+ 9.0		17.0
Nagano		45.6			17.2	Matsumoto		57.1	- 4.0	-14.0	17.8
Matsumoto		45.8			17.7	Nagano		57.2	-10.0	+11.0	19.3
Fukushima		47.1			21.1	Iida	13	00.2			19.2
Iida		53.3			20.6	Fukushima		01.0	- 8.6	- 2.5	20.7
Yamagata		53.5			30.7	Yamagata		06.6			26.4
Toyama		55.8			—	Omaezaki		09.2			40.7
Hamamatsu	26	01.6			23.3	Sendai		09.8			32.0
Mizusawa		0.9			36	Hamamatsu		14.0			24.9
Morioka		16.7			43.3	Mizusawa		22			35
						Morioka		30.9			42.3
						Akita		35.0			40.6
						Miyako		35.6			46.8
						Hachinoe		42.8			55.1
						Aomori		49.7			54.0

VI(a) Fig. VI (f) に示した。Fig. VI (b) 及び Fig. VI (g) には、これらの震央と各観測所における発震時 (P波) を用いて作った走時曲線を記した。これから震源の深さを推定する訳であるが、ここで地下の地震波の速度分布をどう仮定するかと言う問題にぶつかる。

今ここに二つの場合を考えてみた。

その一つは地殻の浅い部分では地表から地下に向つて速度が漸進的に増加するという考え方

Fig. VI (a)

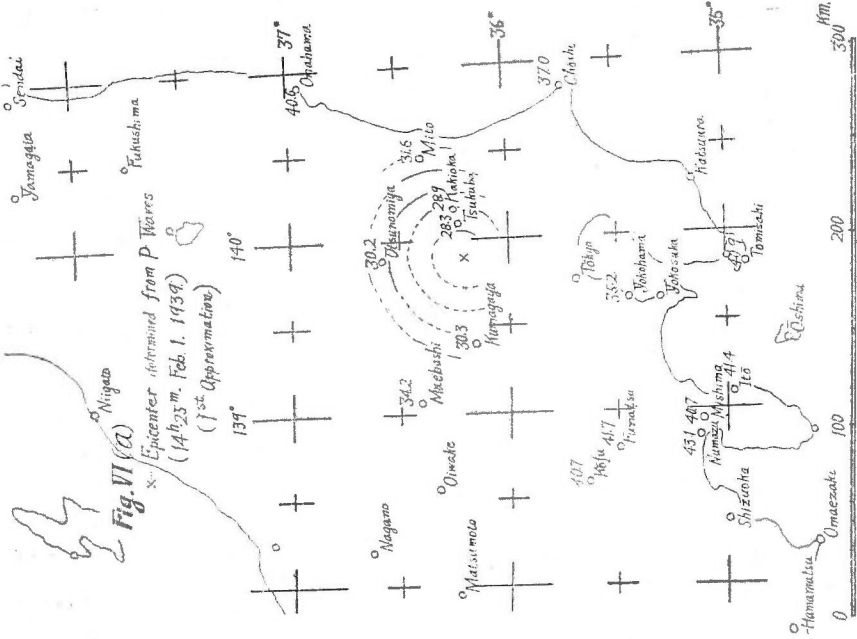


Fig. VI (f)

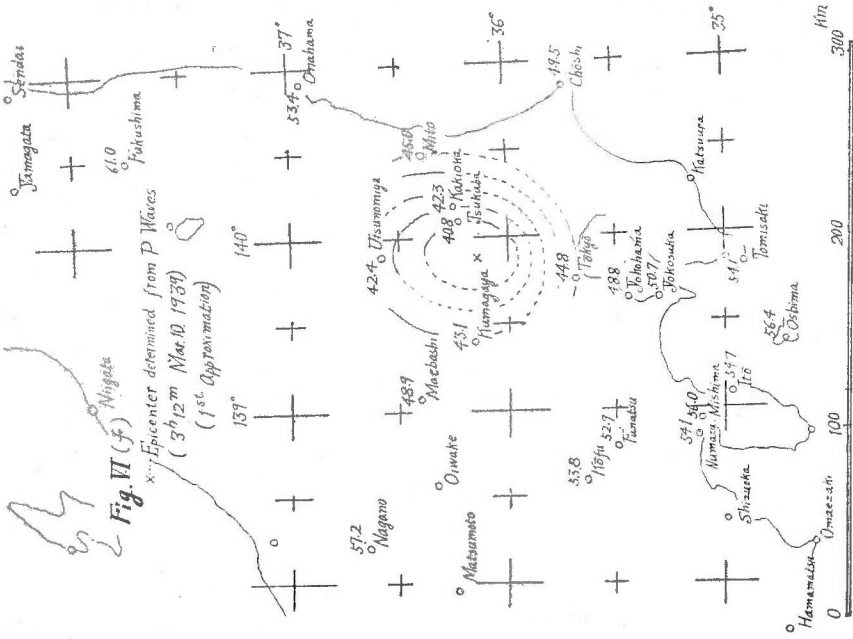
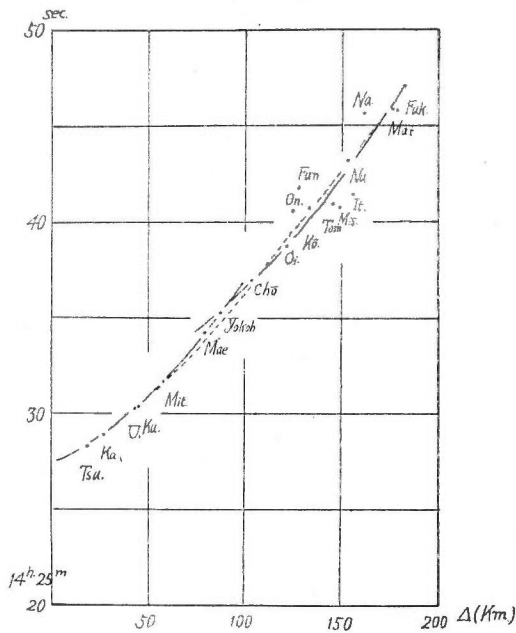
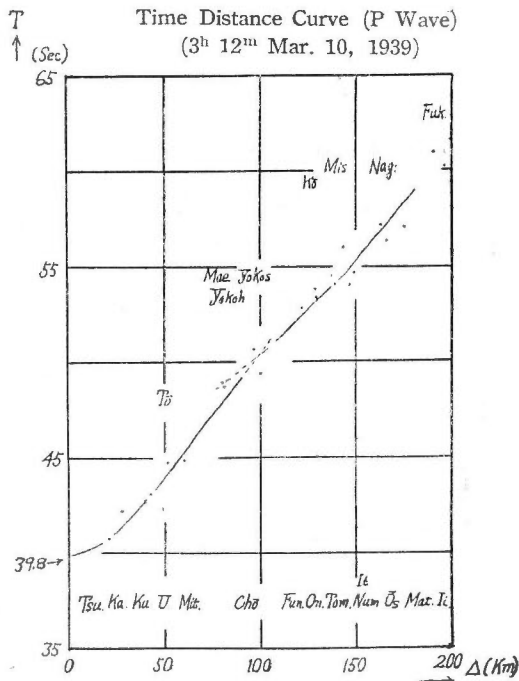


Fig. VI (b)



Depth determined from the Time Distance Curve (P Waves)  
(14<sup>h</sup> 25<sup>m</sup> Feb. 1, 1939, 2<sup>nd</sup> Approximation)

Fig. VI (g)



Time Distance Curve (P Wave)  
(3<sup>h</sup> 12<sup>m</sup> Mar. 10, 1939)

で、例えば Tab. III (a)<sup>4)</sup>の様な値を用いて作った標準の走時曲線(Fig. VI (d)に示す)を利用する方法である。他の一つは Mohorovičić 層を考えに入れたもので、例えば松沢博士<sup>5)</sup>の考えられた様に Tab. III (b) の様な値を用いて出した標準の走時曲線 (Fig. VI (d')に示す)を利用するのである。

これらの何れが自然現象を説明するのに好都合であろうか。

おそらく地下の浅い部分には mirrage 現象もあるであろうから始めの考え方もよいであろう。

然し一方浅い地震ならば Mohorovičić 的な考え方をするのも当然のことゆえ、後者の様な考え方も必要であろう。実際は凡らくこの両方の性質の重なつたものと思われる。今の場合にしても Fig. VI (b) 及び Fig. VI (g) をみると程度の差はあるが何れも走時曲線に折れ目の様なものが見える。しかも各部分は直線ではなく曲線を示している様である。従つて今述べた両者混合の考え方は妥当なように見える。

以上のような考え方で標準の走時曲線

- 4) 鷺坂, 竹花: 近地震に於ける S 波の走時表及び初期微動時表 (験震時報(8), (1935), 149→161), 本多: 地震縦波の速度に就て (験震時報(5), (1931), 93→109), 和達, 鷺坂, 益田: On the Travel Time of Earthquake waves (1) (Geophysical Magazine (7) (1933) 87-99)
- 5) 松沢武雄: Observation of Some of Recent Earthquake and their Time Distance Curves. (震研彙報, (5) (1928), 1-28, (6) (1929) 197-204, 205-212, 213-229)



Fig. VI (d')

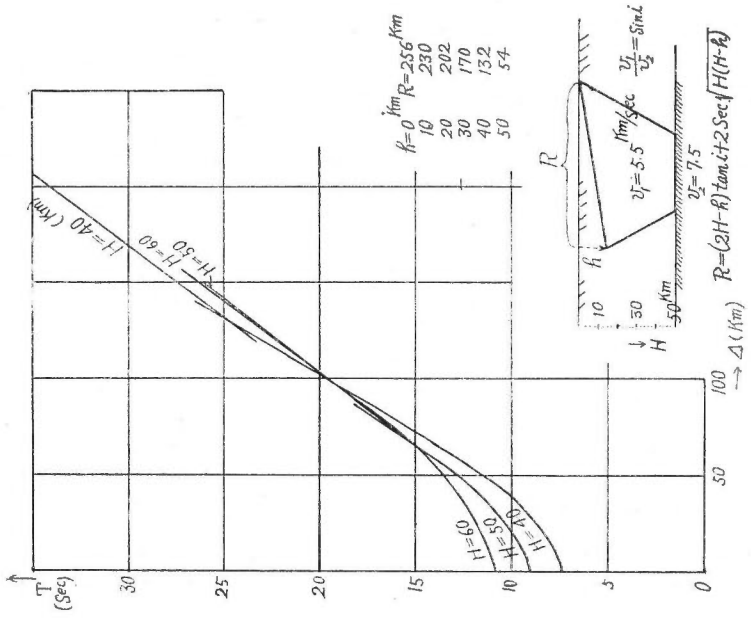
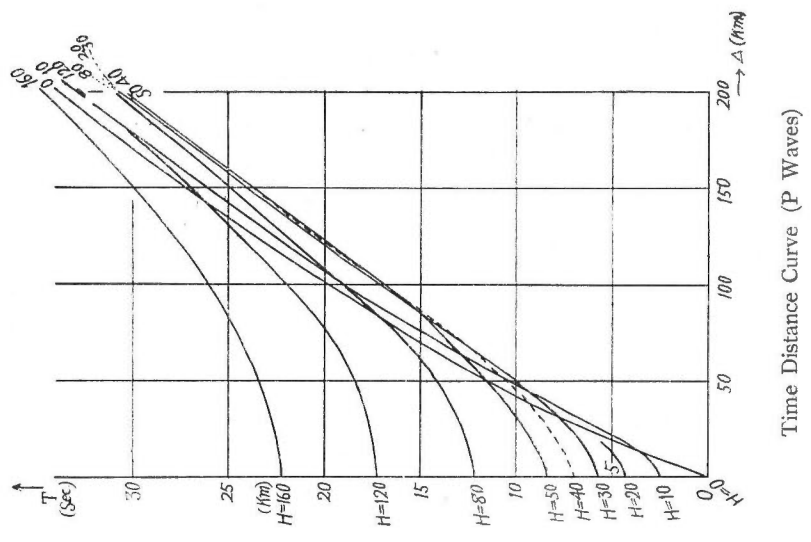


Fig VI (d)



Time Distance Curve (P Waves)

Tab. III.

(a)			(b)					
h (Depth) km.	Vp km/sec	Vs km/sec	h (Depth) km.	Vp km/sec	Vs km/sec	or	Vp km/sec	
0	3.20	1.90	P	20	5.0	3.0	}	5.5
10	5.25	3.11			6.1-			
20	6.34	3.73	P*	30	6.2	4.0		
30	7.11	4.18						
40	7.41	4.36	P	50	7.5	4.5		7.5
50	7.59	4.44						

by { Honda, Sagisaka & Takehana.  
Wadati, Sagisaka & Masuda.

by Matsuzawa.

との比較で深さをきめてみると、

	2月の地震	3月の地震
第1の方法では (漸進的)	40~50 km	30~40 km
第2の方法では (Mohorovičić 的)	60 km	50 km

結局は走時曲線の折れ目の位置なども考慮に入  
れて

2月の地震	3月の地震
50~55 km	40~45 km

として大した違いはないであろう。次に震源の水平位置をしらべる。今ここに得られた走時曲線をつかうことに依つて各観測所から震央迄の距離を知ることが出来る。そこでこの距離の半径で地図上の各観測所を中心として円を描き多くの交点を作る (Fig. VI (c) 及び Fig. VI (h) に示す)。これら多数の点の中心を最少自乗法で求め震央をきめる事ができる。その計算の結果両地震の震央はそれぞれ

$$\begin{cases} \varphi = 36.^\circ 21 \pm 0.02 \\ \lambda = 139.^\circ 90 \pm 0.02 \end{cases} \quad \begin{cases} \varphi = 36.^\circ 16 \pm 0.08 \\ \lambda = 139.^\circ 88 \pm 0.08 \end{cases}$$

となつた。

さてこの二つの走時曲線の中2月1日の方は点が殆んどばらつかないが3月10日の方はばらつきがひどいので念の爲震央及び震源の深さを検討してみた。

即ち上にきめた震央位置を用いて  $A-T$  図面に走時を書き入れる。次にこの走時の中 100 km 程度の距離迄の値を用いて最小自乗法により走時曲線をきめる。これで深さも震央位置での発震時も同時にきめられる。この際計算の簡単な爲仮りに後の方法を用いた。

始めの方法で考える場合には後で結果を対応させればよい。Fig. VI (k), Fig. VI (l) のような記号をつかえば

$$\sqrt{(x^2+y^2)}/v = T = T_i - \Delta T \quad \text{即ち} \quad v(T_i - \Delta T) = \sqrt{(x^2+y^2)} \quad \text{又は}$$

Fig. VI (h)

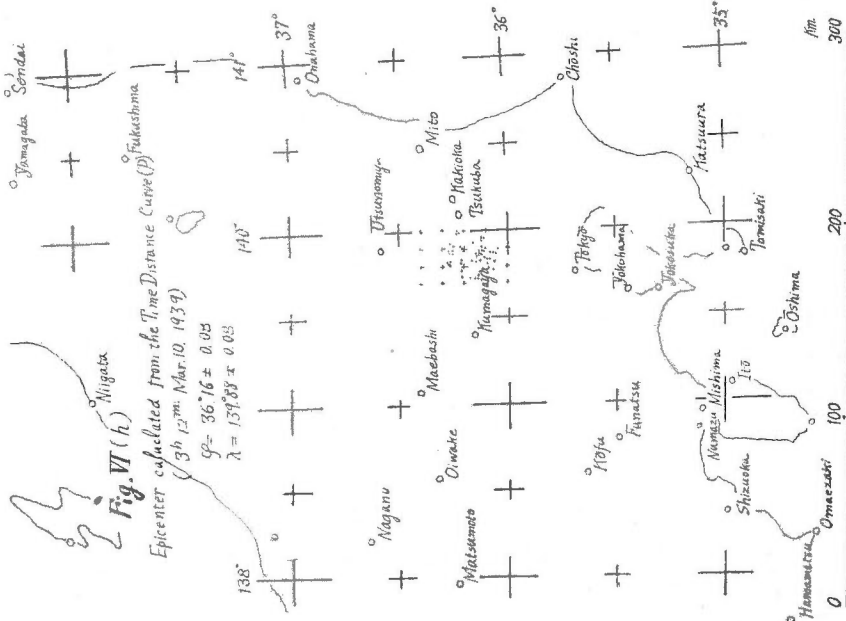
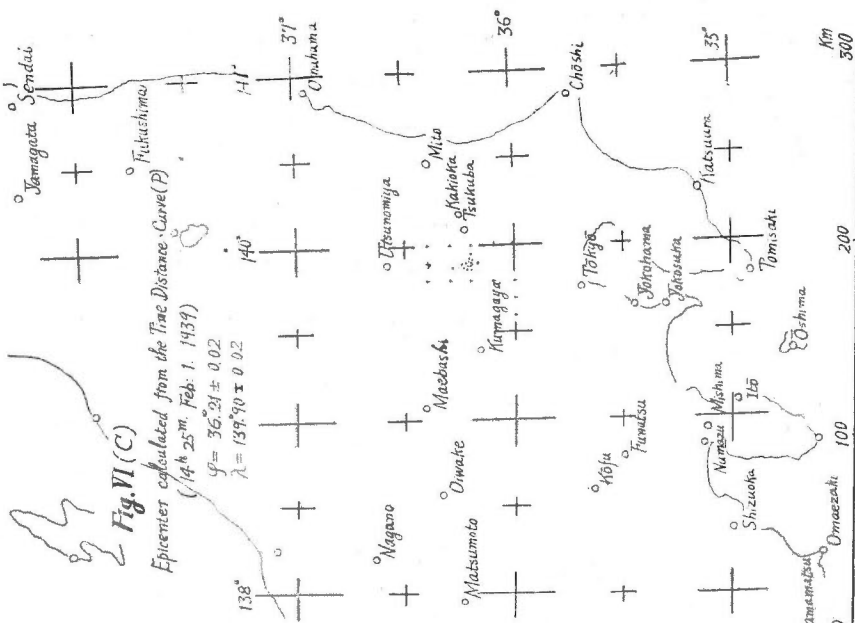


Fig. VI (c)



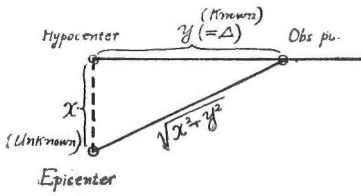


Fig. VI (k)

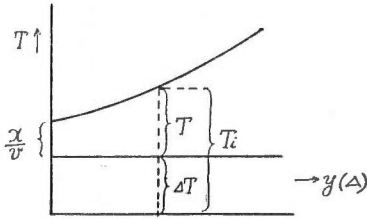


Fig. VI (l)

$$T_i = T_0 + \sqrt{(x_0^2 + y_0^2)} / v_1 = F(X, Y \dots \dots \dots (1))$$

Li  $\Delta T_0, x$  は未知数

Li  $\dots$  測定値,  $X, Y \dots$  未知数, 今  $X_0, Y_0$  を  $X, Y$  の近似値とすれば

$X = x_0 = X_0 + x, Y = \Delta T_0 = Y_0 + y$  (記号が同じにな (深さ) (時間) つたが(1)につかつた  $y$  とはちがう)

観測方程式を一次の関係式にするため今

$$\begin{cases} F_1' = F_1(X_0, Y_0) = Y_0 + \frac{1}{v_1} \sqrt{(X_0^2 + Y_0^2)} \\ F_2' = F_2(X_0, Y_0) = Y_0 + \frac{1}{v_1} \sqrt{(X_0^2 + Y_0^2)} \\ \dots \dots \dots \end{cases} \text{とおく。}$$

その結果観測方程式は

$$\begin{cases} \frac{1}{v_1} \frac{X_0}{\sqrt{(X_0^2 + Y_0^2)}} x + y = T_1 - \{Y_0 + \frac{1}{v_1} \sqrt{(X_0^2 + Y_0^2)}\} = l_1, \\ \frac{1}{v_1} \frac{X_0}{\sqrt{(X_0^2 + Y_0^2)}} x + y = T_2 - \{Y_0 + \frac{1}{v_1} \sqrt{(X_0^2 + Y_0^2)}\} = l_2, \\ \dots \dots \dots \end{cases}$$

$$\begin{matrix} \vdots & \vdots \\ a_1 & b_1 = 1 \\ a_2 & b_2 = 1 \\ \vdots & \vdots \end{matrix}$$

となる。

この式を書き替えて

$$\begin{cases} l_1 = a_1 x + b_1 y \\ l_2 = a_2 x + b_2 y \\ \dots \dots \dots \end{cases} \text{とすれば正等式は} \begin{cases} [aa]x + [ab]y - [al] = 0 \\ [ab]x + [bb]y - [bl] = 0 \end{cases}$$

となる。

Most probable error  $r$  は  $r = 0.6745 \times \sqrt{\frac{[DD]}{n-2}}$   $\dots$  未知数の数  
測定数

$$\begin{cases} \begin{cases} [aa]\xi + [ab]\eta - l = 0 \\ [ab]\xi + [bb]\eta = 0 \end{cases} \rightarrow \xi \\ \begin{cases} [aa]\xi + [ab]\eta = 0 \\ [ab]\xi + [bb]\eta - l = 0 \end{cases} \rightarrow \eta \end{cases} \quad \frac{1}{\xi} = p_x, \quad \frac{1}{\eta} = p_y, \quad r_x = \frac{r}{\sqrt{p_x}}, \quad r_y = \frac{r}{\sqrt{p_y}}$$

従つて求める  $\begin{cases} x = x \pm r_x \\ y = y \pm r_y \end{cases}$  となる。今  $v_1 = 5.5 \text{ km/sec}$   $\begin{cases} X_0 = 50 \text{ km} \\ Y_0 = 31 \text{ sec} \end{cases}$

として計算してみると

$$\begin{aligned} X &= x_0 + x = 50 \text{ km} + 2.08 \text{ km} = 52.08 \text{ km} \pm 3.4 \text{ km} \\ Y &= 4T_0 = Y_0 + y = 1 \text{ sec} + (-0.29 \text{ sec}) = 30.71 \text{ sec} \pm 0.20 \text{ sec} \text{ (これから発震時がきまる)} \end{aligned}$$

従つて

$$\frac{x \text{ (深さ)}}{v \text{ (} = 5.5 \text{ km/sec)}} = \frac{52.08}{5.5} = 9.47 \text{ sec}$$

(Fig. VI (1) 参照)

となる。はじめの方法(Gradual式)では 40 km 程度となる。そこで改めて両地震の震源の深さを書き並べて見ると

	2 月の地震	3 月の地震
第 1 の方法では	40~50 km	(40 km)
第 2 の "	60 km	52 km

となり走時曲線の折れ目の位置や震源の大きさを考慮に入れ結局

2 月の地震	3 月の地震
50~55 km	45~50 km

と考えられる。

新たに得られた走時曲線により震央(3 月の)をきめ直してみると

$$\begin{cases} \varphi = 36^\circ.14 \pm 0.06 \\ \lambda = 139^\circ.87 \pm 0.05 \end{cases} \text{ となる。}$$

以上で震源が決定できたが参考迄に初期微動継続時間もしらべてみた。両方の地震の P~S 走時曲線をそれぞれ Fig. VI(e) 及び Fig. VI(i) に示した。又 Fig. VI(e), Fig. VI(i) に理論的に計算した P~S 走時曲線<sup>6)</sup>を書いてみた。それを見比べると何れの場合も震央附近で 42 乃至 40 km, それから震央を離れる

6) 鷺坂, 竹花: (前出(4))

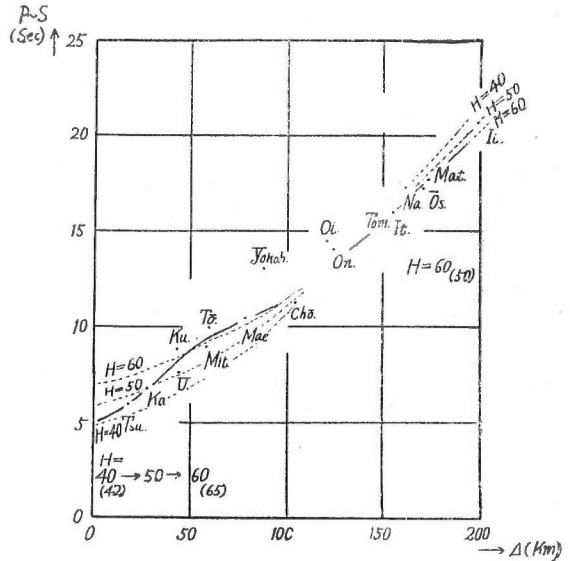


Fig. VI (e)  
Time Distance Curve (P.S.)  
(14<sup>h</sup> 25<sup>m</sup> Feb. 1)

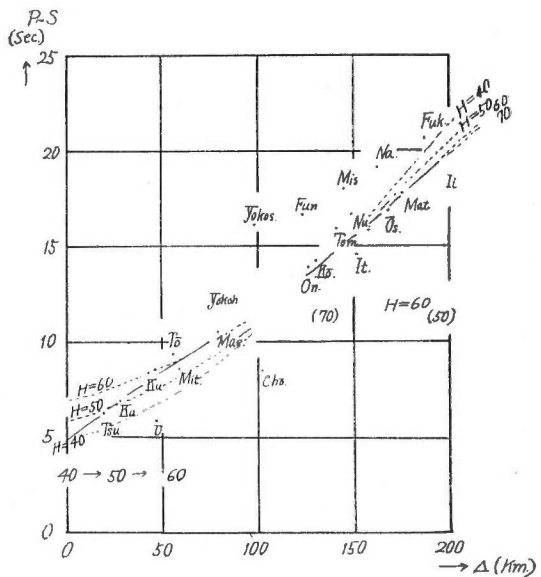


Fig. VI (i)  
Time Distance Curve P~S  
(3<sup>h</sup> 12<sup>m</sup> Mar. 10)

Fig. VI. j.

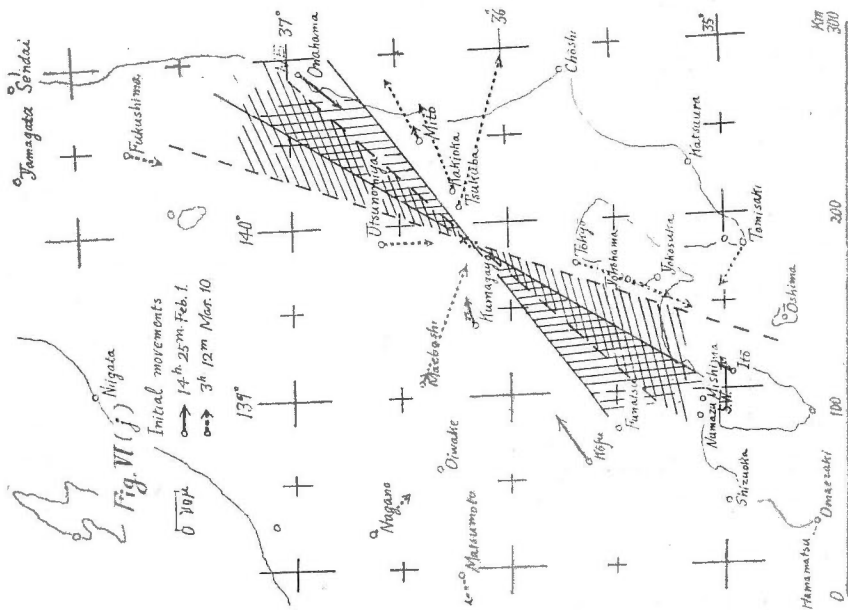
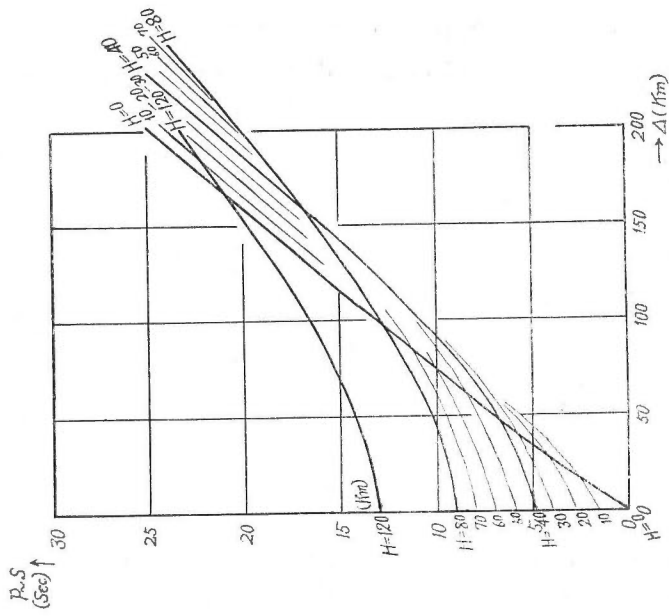


Fig VI (e/)  
Time Distance Curve (P-S)



に従い→50→65乃至60 kmとなり、更に先は大抵60 km程度の深さとなつてゐる。この事は両地震共大抵同程度の震源の大きさを持つており、それらは大抵球形に近いものと考えられる。かつ、後の地震の方が始めの場合と比べて幾分浅い(5 km 程度)様である。両方共球形であるならば、震源を少し離ればP波の走時曲線にはこの震源自体大きさがある爲の到着時間差の影響は出ない。

なおこの二つの地震の発震機構もしらべてみた。二つの地震の初動の向き、大きさを Fig. VI<sub>2</sub>(j) に一緒に記入した。これを見ると大抵二つの地震は同じ様な発震機構を持つており、規模は後の方が幾分大きいことが分る。節線の位置は正確にはきめられないが、何れの場合も同図のそれぞれの斜線の中でさえあればよい様である。従つて仮りに二つの地震の節線が一致している場合を想像すると轉向円 (Mohorovičić) の位置は図からも推定出来、それから考えてみても深さは上に決めた値に近いようである。

以上のようにして震源の位置がはつきりきまつたのでこれらの値を用いて震波到着時間差を出すことができる。

この際次の様な方法を用いた。即ちまず震源から震央迄と、震源から各観測所迄とに波の到達する所要時間をしらべ、それらの差を作りこれを二回の地震について比較し然る後深さと水平位置の補正を入れた。

さてこの補正をいれる際にこれら二つの地震の震源を含む鉛直面を作り Fig. VII (a)、一方では二つの震源の中央において今述べた面に直交する鉛直面 Fig. VII (b) を考えた。そして震源の大きさ(半径10 kmの球)、及び Mohorovičić 層(深さ50 km)の影響等を考慮に入れてこれら二つの方向に於ける震央距離による補正值を計算した。

図にこれらの数値を破線で示した。又これら二つの方向以外の観測点において

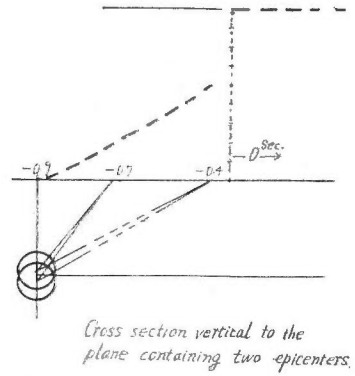


Fig. VII (a)

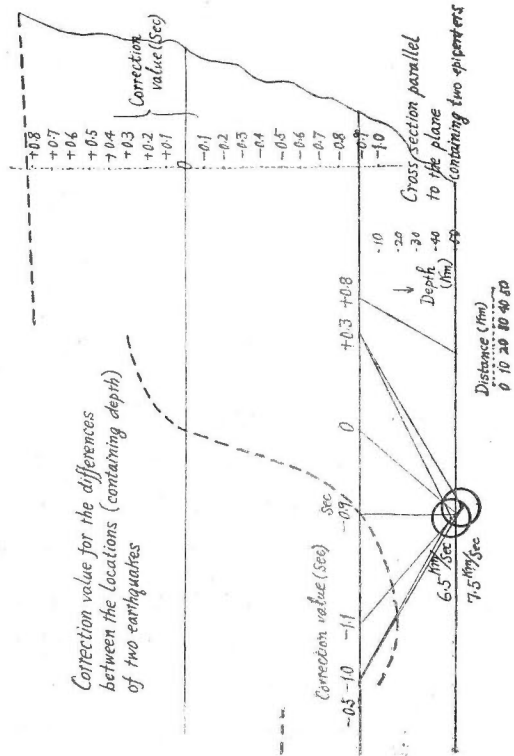


Fig. VII (b)

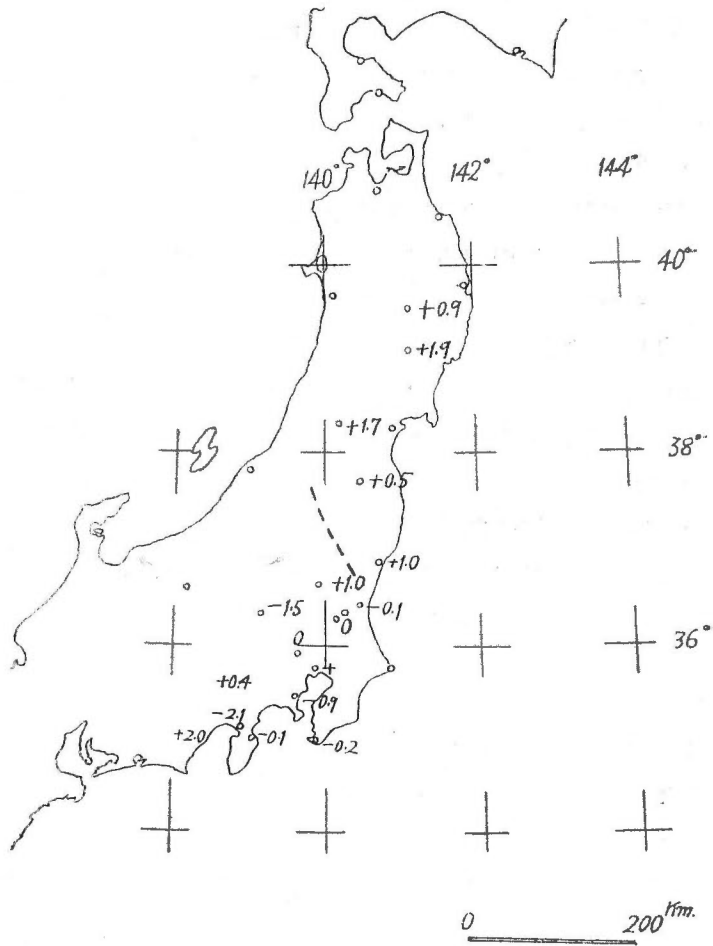


Fig. VII. (c)

は Interpolation により補正值を出した。

以上の補正を施して Fig. VII (c) に示す様な結果を得た。

Fig. V (b) と Fig. VII (c) と比べてみるとこれらは相互によく似ていることが分る。即ち何れの場合にも奥羽地方の大部分は正で、関東地方に近づくに従い値が小さくなり、ある場合には負となつており更に奥羽北部から北海道へかけては負か又は小さい正の値を示している。

さてこの年の5月1日〜3日には有名な男鹿地震が起つている。試みにこの地震の初動分布<sup>2)</sup> (Fig. VIII) を見ると、初動の押し引き分布と震波速度の到着時間差との間に何か関係がありそうに見える。偶然かも知れないが震波到着時間差の正、即ち圧縮を受けた部分に相当する地域では、地震の初動は引きで始まり、その反対の部分では押しで始まつている。

7) 萩原尊礼：昭和14年5月男鹿地震の余震分布（地震12巻（1940），15-50）



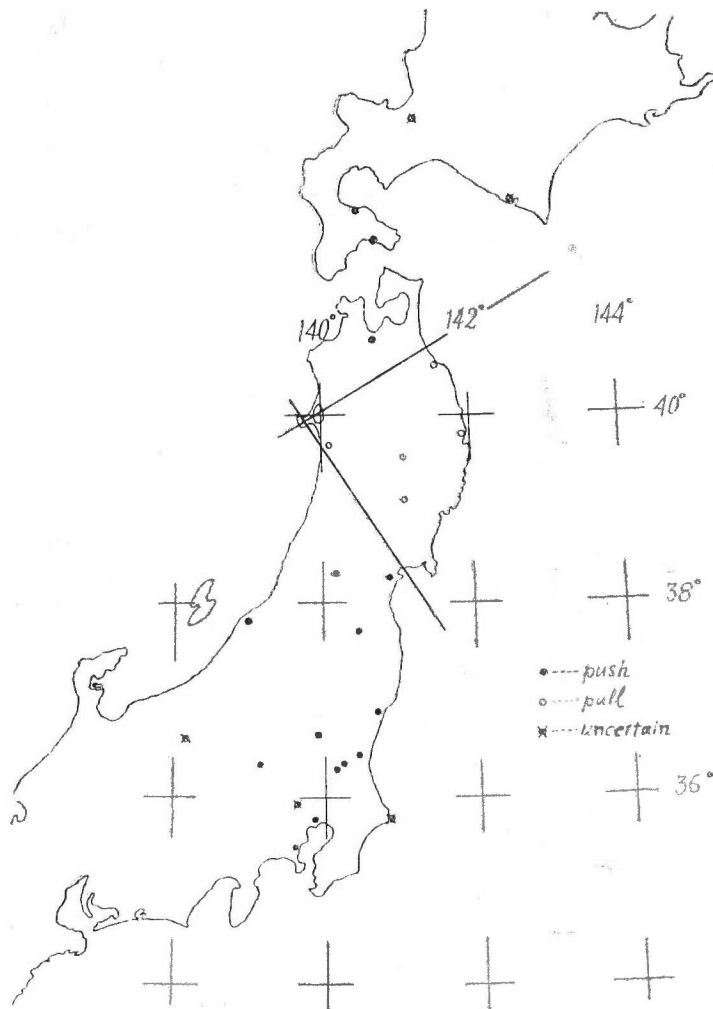


Fig. VIII

これは地震の起る前に地下の弾性の状態に変化が起り、従つてそこを通過する地震波の速度に時間的变化を起したとも考えられる。

#### (4) 震源の再吟味

さて Fig. VII (d) は一應兩地震の各震源を独立に最小自乗法で決めて出した結果であるが、今仮りに上に得た様な二回の地震についての震波到着時間の差を誤差と見做し、この差自身 (Anomalies) を最小ならしめるように、それぞれの地震の震源を決定し直してみれば何ういうことになるであらうか。

その結果、震源位置、深さ等がどの程度変るか、又それによつて時間差はどの位迄小さくな

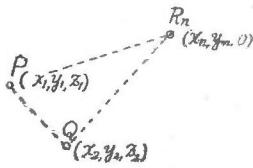


Fig. IX (a)

るであろうか。

今 Fig. IX (a) (図は水平図)において、両震源(近似的震源)の位置をそれぞれ P, Q 観測点を Rn とし、それぞれの座標を  $(x_1, y_1, z_1)$ ,  $(x_2, y_2, z_2)$  及び  $(x_n, y_n)$  とすれば最も簡単に地下構造を等方等質で Mohorovičić 層などの境界面を考えない場合には、それぞれの震源から Rn 迄に波が到着するに要する時間を

$T_{n1}$ ,  $T_n$  とすれば

$$T_{n1} = \frac{1}{v} \sqrt{(x_n - x_1)^2 + (y_n - y_1)^2 + z_1^2}$$

$$T_{n2} = \frac{1}{v} \sqrt{(x_n - x_2)^2 + (y_n - y_2)^2 + z_2^2}$$

$$\rightarrow \frac{T_{n1} - T_{n2}}{L_i} = \frac{1}{v} \left\{ \sqrt{(x_n - x_1)^2 + (y_n - y_1)^2 + z_1^2} - \sqrt{(x_n - x_2)^2 + (y_n - y_2)^2 + z_2^2} \right\} \dots (2)$$

となり従つて

$L_i (i=1, 2, 3, \dots)$  は未知数、又  $(x_n, y_n)$  は既知数 と書くことが出来る。

$$\begin{matrix} x_1, y_1, z_1 & x_2, y_2, z_2 \\ \parallel & \parallel \\ X, Y, Z & U, V, W \end{matrix}$$

等は未知である。仮りに今、X, Y, Z, 及び U, V, W の近似値をそ

れぞれ  $X_0, Y_0, Z_0$  及び  $U_0, V_0, W_0$  とする。(2)式は

$$\left\{ \begin{matrix} L_1 = F_1(X, Y, Z, U, V, W) \\ L_2 = F_2(X, Y, Z, U, V, W) \\ L_3 = F_3( \quad \quad \quad ) \\ \dots \end{matrix} \right\} \text{の形となる。}$$

これを書き替えて見れば  $n > 3$  故

$$\left\{ \begin{matrix} T_{31} - T_{32} = \frac{1}{v} \left\{ \sqrt{(x_3 - x_1)^2 + (y_3 - y_1)^2 + z_1^2} - \sqrt{(x_3 - x_2)^2 + (y_3 - y_2)^2 + z_2^2} \right\} \\ T_{41} - T_{42} = \frac{1}{v} \left\{ \sqrt{(x_4 - x_1)^2 + (y_4 - y_1)^2 + z_1^2} - \sqrt{(x_4 - x_2)^2 + (y_4 - y_2)^2 + z_2^2} \right\} \\ T_{51} - T_{52} = \dots \\ \dots \end{matrix} \right.$$

となり、これを解けばよいのである。然し実際はこの様に簡単なものではなく、震央距離とその深さの相対位置の関係により Fig. IX (b) に示す様な A, B, C 3 種類の場合が考えられる。

例えば I (Fig. IX (b)) の場合は (Mohorovičić 層の深さを 50 km として)

$$\begin{aligned} T_{n1} &= \frac{1}{v_1} [50/\sin\theta + \{50 - z_1\}/\sin\theta] + \frac{1}{v_2} [R - \{50/\text{tg}\theta + (50 - z_1)/\text{tg}\theta\}] \\ &= \frac{1}{v_1 \sin\theta} (100 - z_1) + \frac{1}{v_2} \left\{ \sqrt{(x_n - x_1)^2 + (y_n - y_1)^2 + (100 - z_1)^2} / \text{tg}\theta \right\} \end{aligned}$$

となり更に II (Fig. IX (b)) の場合は

$$T_{n1} = \frac{1}{v_1} \left[ \frac{50}{\sin\theta_1} \right] + \frac{1}{v_2} \left[ \frac{z - 50}{\sin\theta_2} \right] \quad \text{条件として}$$

$$\left\{ 50/\text{tg}\theta_1 + \frac{z_1 - 50}{\text{tg}\theta_2} \right\} = R,$$

$$\frac{\sin(90^\circ - \theta_1)}{\sin(90^\circ - \theta_2)} = v_1/v_2 \text{ となる。}$$

実際問題として両地震の震源を全然未知のものとするればこれら A, B, C type を同時に考えなければならぬことになり、非常に多くの観測点があり幾回も計算しなければならぬ。このままでは甚だ面倒であるから、今の場合は仮りに大体の処は先程計算した結果で、本問題の議論は満足できるものとする。そうすれば近い処と遠い処に分けて B (1) と B (2) でやればよいことになる。

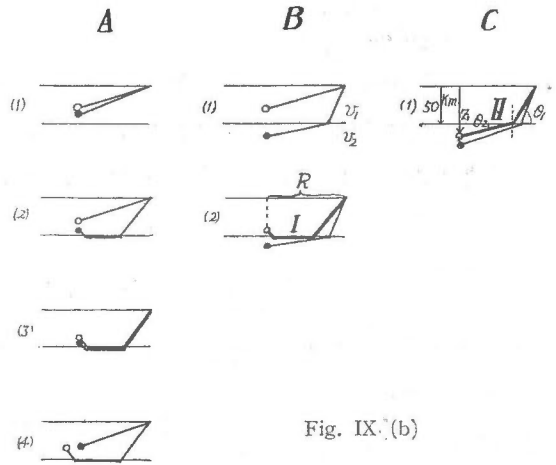


Fig. IX. (b)

観測方程式は前の場合と同様

$$X = X_0 + x_1, Y = Y_0 + y_1, Z = Z_0 + z_1, \dots \text{とおけるので,}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial F_1'}{\partial X_0} x_1 + \frac{\partial F_1'}{\partial Y_0} y_1 + \frac{\partial F_1'}{\partial Z_0} z_1 + \dots &= L_1 - F_1' = l_1 \\ \frac{\partial F_2'}{\partial X_0} x_1 + \frac{\partial F_2'}{\partial Y_0} y_1 + \frac{\partial F_2'}{\partial Z_0} z_1 + \dots &= L_2 - F_2' = l_2' \\ \dots & \dots \end{aligned}$$

但し

$$\left. \begin{aligned} F_1' &= F_1(X_0, Y_0, Z_0, \dots) \\ F_2' &= F_2(X_0, Y_0, Z_0, \dots) \\ \dots & \dots \end{aligned} \right\} \text{で観測方程式は近似的の一次式の関係になる。}$$

これ以下も前と同様に

正等式としては,

$$\begin{cases} [aa]x + [ab]y + [ac]z + \dots - [a] = 0, \\ [ab]x + [bb]y + [bc]z + \dots - [b] = 0, \\ [ac]x + [bc]y + [cc]z + \dots - [c] = 0, \\ \dots \\ \dots \end{cases}$$

をうる。

この様にして計算した結果、上にのべた昭和14年の  $\left. \begin{matrix} 2月1日14時25分 \\ 3月10日3時12分 \end{matrix} \right\}$  の二つの地震の震源はそれぞれ

$$\left\{ \begin{array}{l} \varphi = 36^{\circ}.20 \pm 0.05 \\ \lambda = 139^{\circ}.90 \pm 0.04 \\ D = 58.0 \text{ km} \pm 3.0 \text{ km} \end{array} \right. \quad (\text{第2の方法}) \quad \left\{ \begin{array}{l} \varphi = 36^{\circ}.15 \pm 0.05 \\ \lambda = 139^{\circ}.86 \pm 0.06 \\ D = 53.5 \text{ km} \pm 2.5 \text{ km} \end{array} \right. \quad (\text{第2の方法})$$

となる。これは前に出した値と殆んど同一である。

即ち各々の震源（深さ及び震央）の何れか、又は両方の移動によつてもこの差は消し得ないことが分つた。

### (5) 昭和17年11月7日と11月26日の両地震の比較

次に昭和18年3月4日の鳥取地震に關聯していると思われる地震前の震波速度の変化について考究してみる。

昭和17年11月の二つの地震（11月7日23時04分、 $140^{\circ}.9$   $36^{\circ}.6$ ）の間約20日間の震波速度の変化についてしらべた結果を Fig. X に示す。この場合の正負の分布は楕円に近い形で境さ

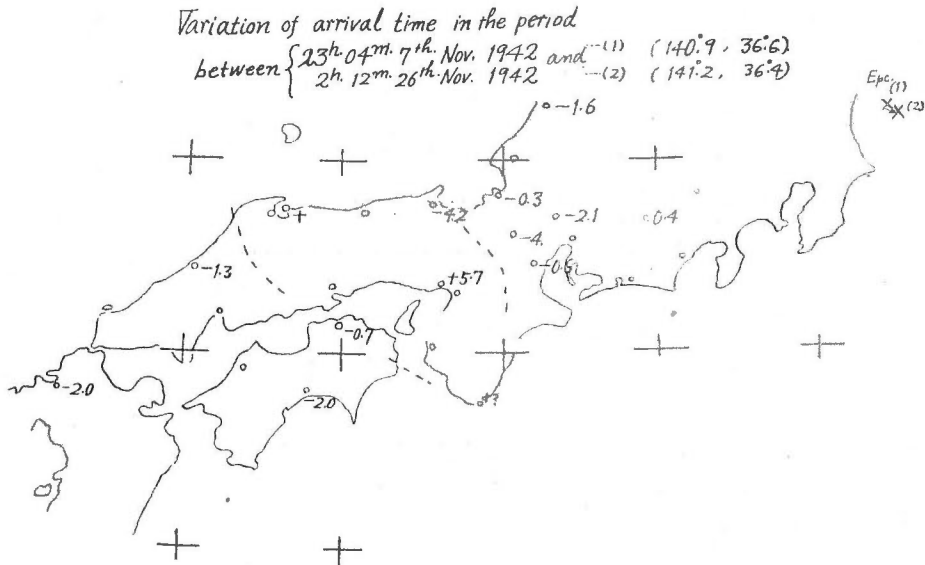


Fig. X

れている様である。参考迄に18年3月4日の鳥取地震の初動分布<sup>8)</sup>(Fig. XI 参照)と比較して見ると、この場合も類似性を持つていることが分る。即ち、発震機構の押し引き分布の境界と到着時間差の正負の境界は何れも楕円で、圧縮されたと解釈出来る部分が引きで始まっている。

今の場合に用いた地震は可成り遠い処にあり、これ等両地震の何れか、又は両方の震央、又は深さの單なる移動のみによつては、この到着時間差の分布を消すことは出来ないのである。

8) 表俊一郎；昭和18年3月4日鳥取地震調査報告(震研彙報(21)(1943), 435-457)

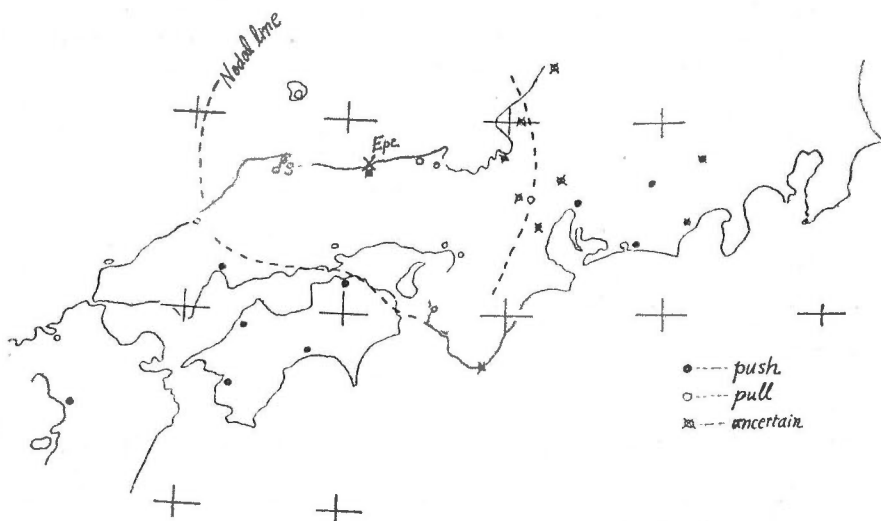
Initial movements (19<sup>h</sup>.13<sup>m</sup>.4<sup>th</sup> Mar. 1943)

Fig. XI

鳥取地震については全然著者とは独立に佐々博士<sup>9)</sup>が同じ様な結論を述べておられる。

以上一、二の実例により略々同じと思われる場所に二回以上起つている地震を捉え、研究した結果各地においてこれら二回の地震波到着時間の差の存在することが分つた。

これらの結果はあるいは地震前の地下の應力変化に伴うものとも考えられる。

### III 震源地の同一でない地震に関する研究

#### (1) 研究方法

以上の方法では使用した二回の地震の震源は殆んど同じと仮定し、且つそれらの点から各観測所迄の地震波経路も同一のもと考えて議論を進めて来たが、実際には必ずしもそのような場合のみ存在するとは限らないであろうから、次に述べる様な方法によつて考えた。

即ち勝手な場所におこつた時間的に異なる二つの地震の走時曲線をつくり、問題となる点の附近の走時のそれぞれの“はずれの時間”を比較することにより、震波速度の時間的変化を研究する方法である。

今 Fig. XII の (a) (b) は時を異にする二つの走時曲線である。この場合、両震源は互いに同一地点である必要はない。但し震源に対して同じ方向にあればなお都合がよい。ある一つの観測点 P に着目し、この点の両地震における走時曲線からの“はずれの量”をそれぞれ  $\Delta T_1$ ,  $\Delta T_2$  としてこれを考えて見ると、この“はずれの時間”は次に述べる三つの意味を持

9) 佐々憲三：南海大震記（科学朝日（昭和22年3月号）12-16）

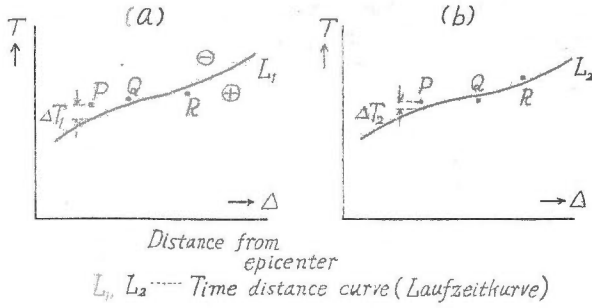


Fig. XII

理論的には、1° 及び 2° は同時に除くことが出来、結局、ありとすれば 3° の速度分布の時間的变化が議論出来ることになるであろう。而も、二つの地震の地震波経路は同一である必要はない。

さてここに走時曲線の引き方が問題となる。理想的には非常に多くの材料を用い、標準の走時曲線を作つておけばよい様にみえるであろうが、各個地震の特異性を考えて見ればやはりその度毎に、各観測点の走時を使つて走時曲線を引く方が良い様である。

この走時曲線を引く際に注意した事項を以下に述べる。

東北地方は西南日本に比べて Sial-Sima 界面が浅いとかあるいは他の地方においても場処により、地下構造に特色のあることなどが分つている。従つてもし他の事柄に変化がないとすれば、ある場処は何時も走時曲線より速いとか、又ある場処は何時も走時曲線より遅いという様なことがある筈である。

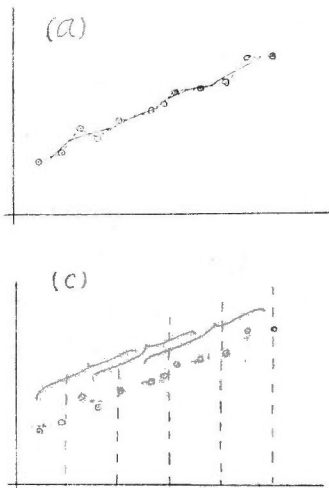


Fig. XIII

次に、各観測点の走時を使つて平均線を引くには色々方法がある。例えば Fig. XIII (a) に示す様に各点を連ねて後、その平均をとる方法もあるし、c) の様に移動平均のやり方も考えられる。

次に震源位置について述べる。震源から少しく離れば、震源に対して同じ方向にある各観測点においては各地震の到着時間の比較にはそれ程影響はない。然し一應吟味をやるとすれば次の様な方法も考えられる。

つては、即ち、

- 1° P点附近の地質的(局部的又は地理的といつてもよかるう)の影響による通常異常分布。
- 2° 観測その他の誤差。
- 3° P点附近の地震波速度の時間的異常分布の三つである。

$\Delta T_1, \Delta T_2$  の差を作つてみると

間”の差を地図の上に点描するので、その結果が両震源位置相互の適当な移動により消去出来るものか否かを確かめた上、もし消去出来るものなら移動を行い Trial & error の方法を繰返し以上の差を出来るだけ小さくする様に両震源をきめ直すのである。その上あらためて走時曲線と各“はずれの時間”の差をとつて吟味するのである(後でも述べる様に今からすぐ後に取り上げる例(昭和21年12月21日南海道地震の際)にはこの方法を用いた。然し種々考えて見るとこうすることに依つて却つて他の要素を引き入れる心配もないとはいえないから3(3)のすべての例についてはこの方法はやめた)。震源の形についてはこれが影響を結果に及ぼすのもやはり震源に非常に近い間のことであつて、震源から同方向にある可成りの遠さでは、もはやきかないことになるであらう。

## (2) 昭和21年6月～12月の地震資料による研究結果

次に実例について吟味する。

まず昭和21年12月21日南海道に起つた大地震前の Data を用い、この地震を中心として調べた結果を述べる。この地震に関する詳報は既に気象台から公表<sup>10)</sup>されているが、地震前の材料は(この研究を行つていた時には)まだ発表になつていなかったので、気象台地震課から試みに昭和21年6月以後の顯著、稍々顯著、小地震及び地方的有感地震の原簿を借用し整理した。

整理の方法について簡単に述べる。まず走時曲線の引き方については、先程述べた地理的影響に注意し、且つ平均の仕方は Fig. XIII (a) の方法に従つた(なお震源位置の吟味も上に述べた様なやり方採つた)。

そしてこの走時曲線から各観測点の“はずれの時間” $\Delta T_1$  ( $\Delta T_2$  等)を讀取り、横軸に時間、縦軸に  $\Delta T$  を書きいれ Fig. XIV (a) に示す様な結果を得た。

次にこの結果について考えてみる。

$\Delta T$  は  $\pm 1$  Sec の程度であるが、各地においていずれも震源を中心として正負両方向にわたつてそれぞれ時間的的变化が見られる。それに重なつて更に波長の長い変化があらわれている。この変化は関東地方、東北地方においては大したことはないが、関西地方において特に顯著に見られる。而も、同じ関西地方においても場処により特長がある。即ち橿原、京都、彦根等は尼鷲と時間的に対称的な変化をしている。

試みに11月中旬以後12月中旬迄の变化を求めると Fig. XIV (b) の様になる。今本地震の地震初動分布を気象台報告<sup>10)</sup>より轉載すれば Fig. XIV (c) の様になる。この図と地殻変動の分布図<sup>11)</sup>(Fig. XIV (e))等を考慮にいれば、この地震と上に述べた時間的変化との間にはある程度の關聯性がある様に思われる。

10) 中央気象台：昭和21年12月21日南海道大地震調査概要(22年5月1日)

11) 水路要報、増刊号：昭和21年南海大地震調査報告、地変及び被害編(昭和23年8月31日)

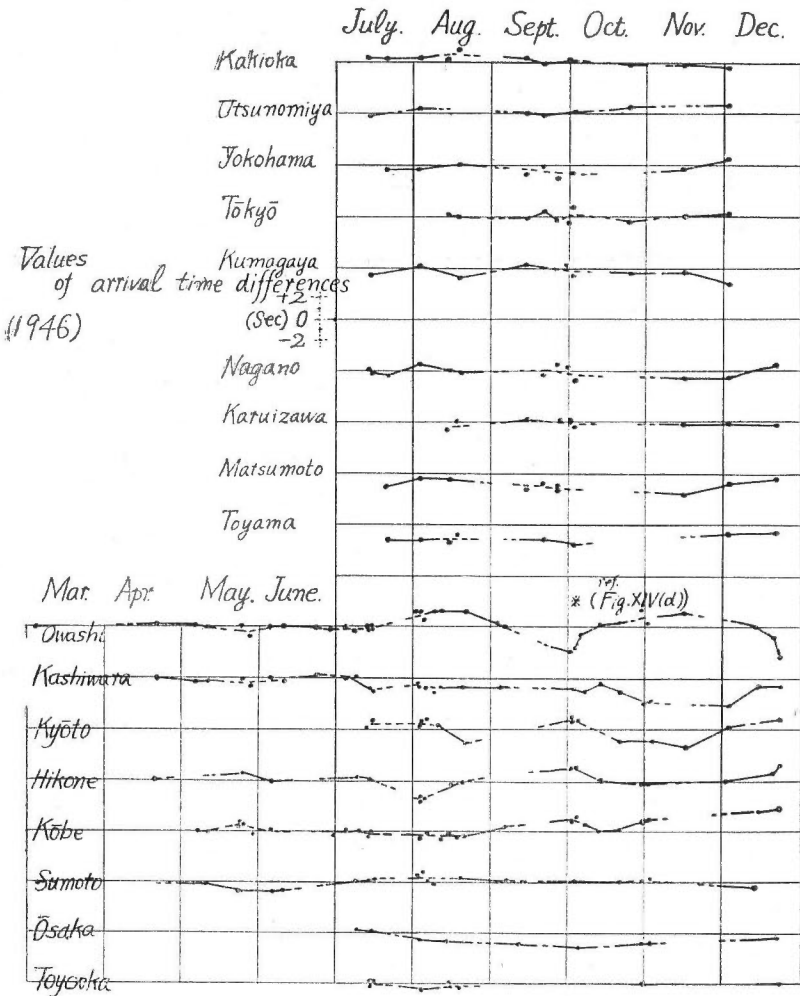
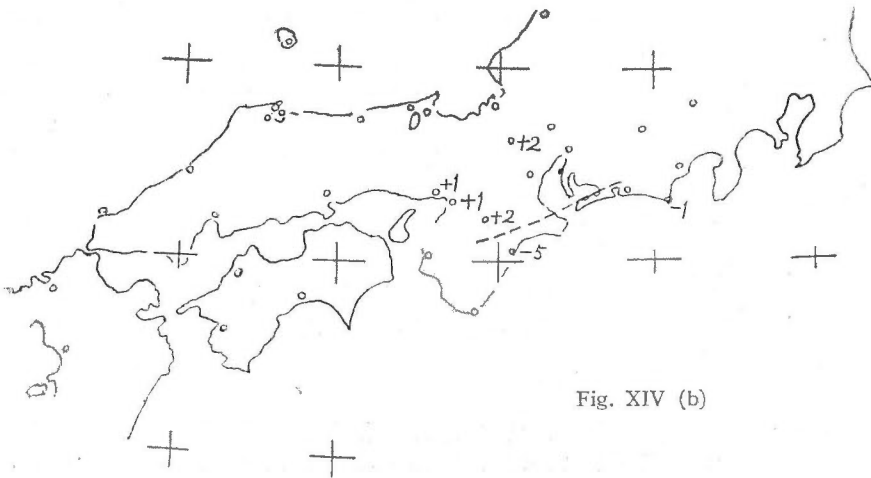


Fig. XIV (a)





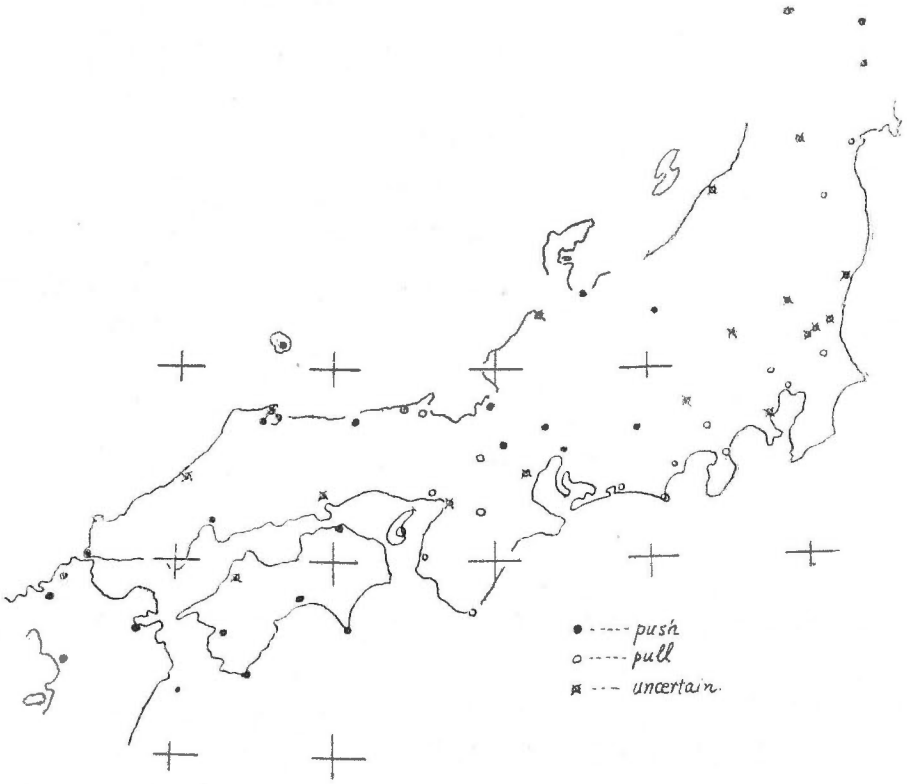


Fig. XIV (c)

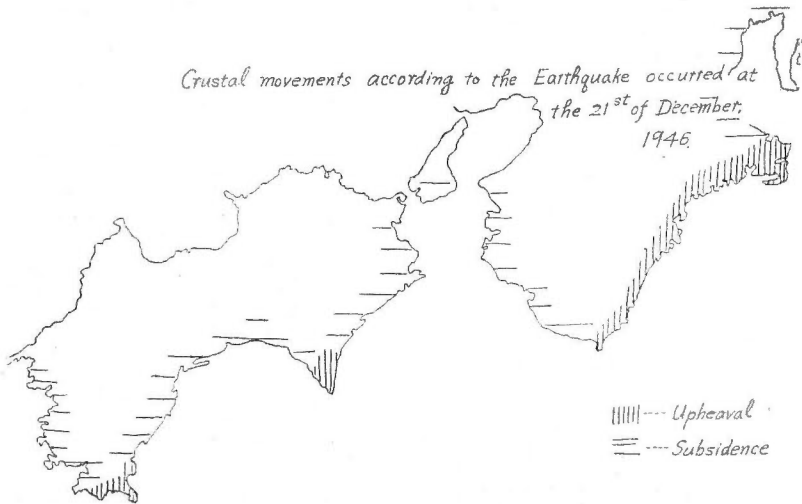


Fig. XIV (e)

これらの変化が同じ6ヵ月の間に関西地方にのみ起つていることはあるいは器械のせいではあるまいかという疑問を生ぜしめる。即ち、関東、東北、中部各地の器械はよくて、近畿地方

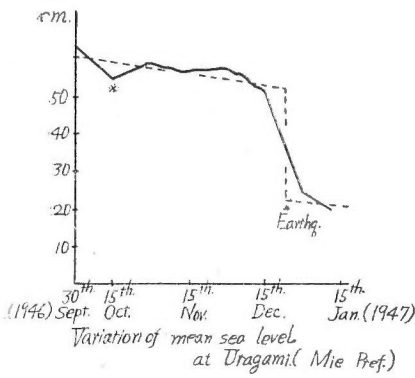


Fig. XIV (d)

地震の場合には少なくとも、地震前に地震波速度の時間的变化があらわれるということが分つた。

(3) 昭和5年より昭和21年迄の地震資料による研究結果

ここにおいて出来るだけ沢山の材料についてこの様な現象を確認する爲、時間軸を更に遡らせて昭和5年から昭和21年迄の材料を整理して見ることにした。

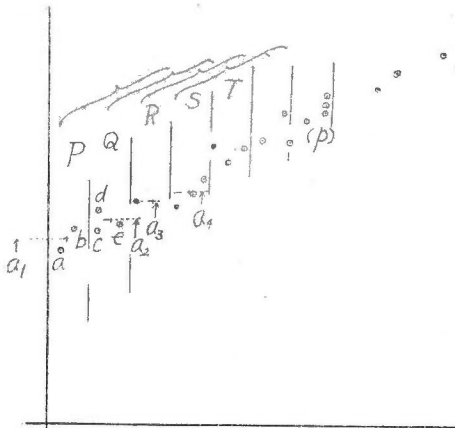


Fig. XV

を観測距離のある区間毎に切り、それらをそれぞれ P, Q, R 等と名付ける。次にこの各区間毎の走時の平均値を作り、これらをそれぞれ  $a_1, a_2, a_3$  等とし、これらの移動平均を求めた。そしてこれら移動平均値による曲線を以て目的にかなう走時曲線と仮定する。

一般にこの曲線を幾つかの週期の集つたものとすれば、観測値(走時)  $y$  は

の地震計のみ悪かつたという様なことである。そこで、試みに6月以前の数ヶ月の関西地方の材料を更にしらべ、これを Fig. XIV (a) に併記した。これを見ると、別に関西地方の地震計のみが悪いなどということは考えられない。

又尾鷲においては9月末頃に一寸変つた変化が見られるが、偶然かどうかは分らないが、浦神に於ける検潮記録<sup>12)</sup>にも丁度同じ頃、特殊の変化があらわれている(Fig. XIV (d) \*部)。

以上のようにこの様な方法で昭和21年12月の大

但しその材料は、整理の都合上、一應氣象要覽に出ている少々顯著以上の地震に限ることにした。この整理にあつては中央氣象台地震課員多数の應援を得て行つた。

震源位置は一應中央氣象台による値を用い、前述のような特別の吟味の方法は行わなかつた。走時曲線を引くには Fig. XIII (c) 即ち移動平均の方法を用いた。これについて少し詳しく述べる。

今 Fig. XV において a, b, c, d, e 等は観測から得られた走時である。この走時

12) 大阪管区氣象台：昭和21年12月21日南海地震調査概報

$$y = \sum_n a_n \sin(nt + \epsilon_n) \dots \dots \dots (a) \quad \text{とおける。従つて}$$

移動平均値  $\bar{y}_n$  は次の様になる。即ち

$$\begin{aligned} \bar{y}_n &= \frac{1}{\tau} \int_{t-\tau/2}^{t+\tau/2} a_n \sin(nt + \epsilon_n) dt = \frac{1}{\tau} \left[ \frac{-a_n}{n} \cos(nt + \epsilon_n) \right]_{t-\tau/2}^{t+\tau/2} \\ &= -\frac{1}{\tau} \left[ \frac{a_n}{n} \cos \left\{ n \left( t + \frac{\tau}{2} \right) + \epsilon_n \right\} - \frac{a_n}{n} \cos \left\{ n \left( t - \frac{\tau}{2} \right) + \epsilon_n \right\} \right] \\ &= \frac{a_n}{n\tau} \frac{\sin(n\tau/2)}{\sin(n\tau/2)} \sin(nt + \epsilon_n) = \frac{\sin \frac{n\tau}{2}}{\frac{n\tau}{2}} a_n \sin(nt + \epsilon_n) \dots \dots \dots (b) \quad n = \frac{2\pi}{T} \end{aligned}$$

これをみると、実際の曲線に比べ  $\frac{\sin \frac{n\tau}{2}}{\frac{n\tau}{2}}$  だけの倍率がかゝっていることになる。この倍率

を  $k$  とすれば、

$$T = \frac{\pi}{n} \quad (n \text{ が大きければ})$$

$k \rightarrow 1$  …… この場合は正直な曲線を書き

$$T = \frac{\pi}{2} \dots \dots \dots k = \frac{1}{4} \qquad T = \pi, \dots \dots \dots k = \frac{2}{3}$$

$T = 2\pi$  又は  $2n\pi$  の様な取り方をするときは ……  $k = 0$ , 即ちこの様な周期のものが消え

$$T = 2\pi + \dots \dots, \quad 2\pi + \frac{\pi}{2}, \quad 3\pi, \dots \dots < 4\pi$$

の場合は  $k$  は負でこれらの関係を 図示すれば Fig. XVI の様になる。

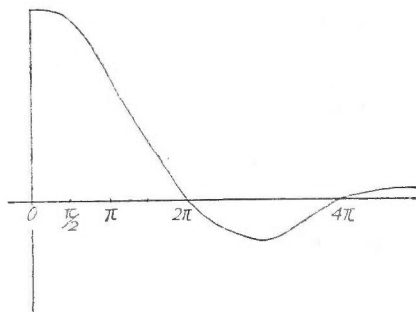


Fig. XVI.

さて今の場合あまり幅(距離区間)を広くとつては走時曲線の折れ目をかくすことになるし、又余り狭くとると一つ一つの小さな変化まで忠実に描き、平均の意味がなくなるので、結局区劃の間隔を 40 km に取り、3個毎の移動平均をとることにした。な

お Fig. XV の (p) に示す様に点がどちらかへ偏ることがある。そうすると各区劃内の平均値の意味に誤差を生ずる。それでこれのひどい場合は、結果に補正を加えることにした。又区劃の中には(走時)の点の多い事も少ないこともあるが(Fig. XV 参照), 今の場合は一應同じ價値として取扱つた。なお特別に大きな値、例えば  $\pm 4$

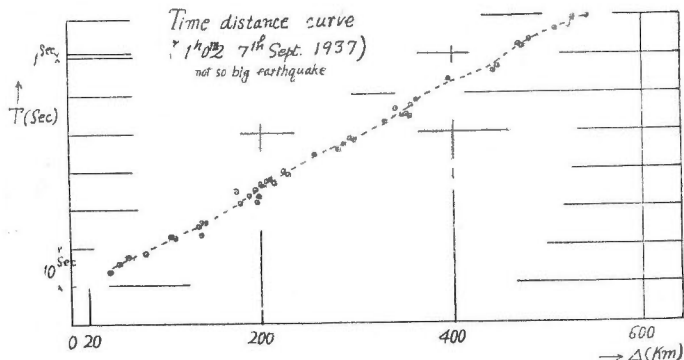


Fig. XVII (a)

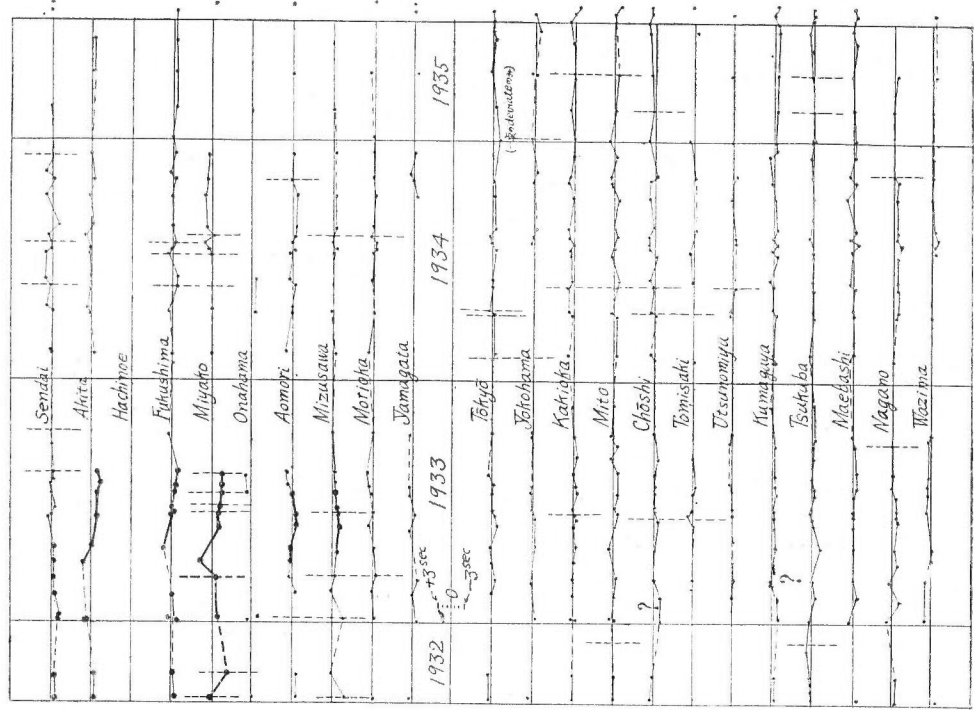


Fig. XVII, 2

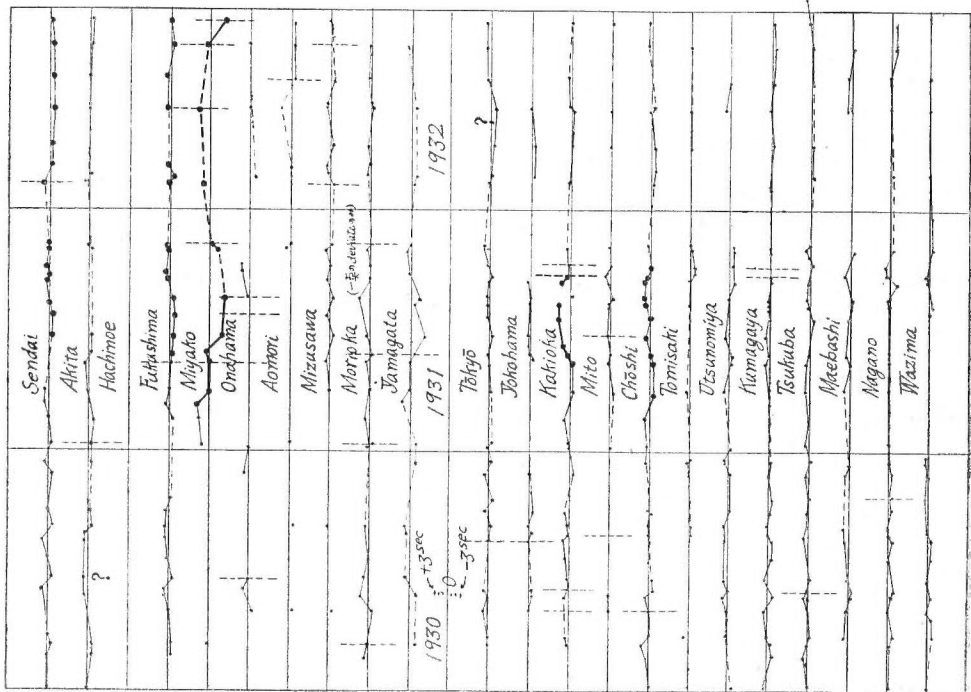


Fig. XVII, b. 1

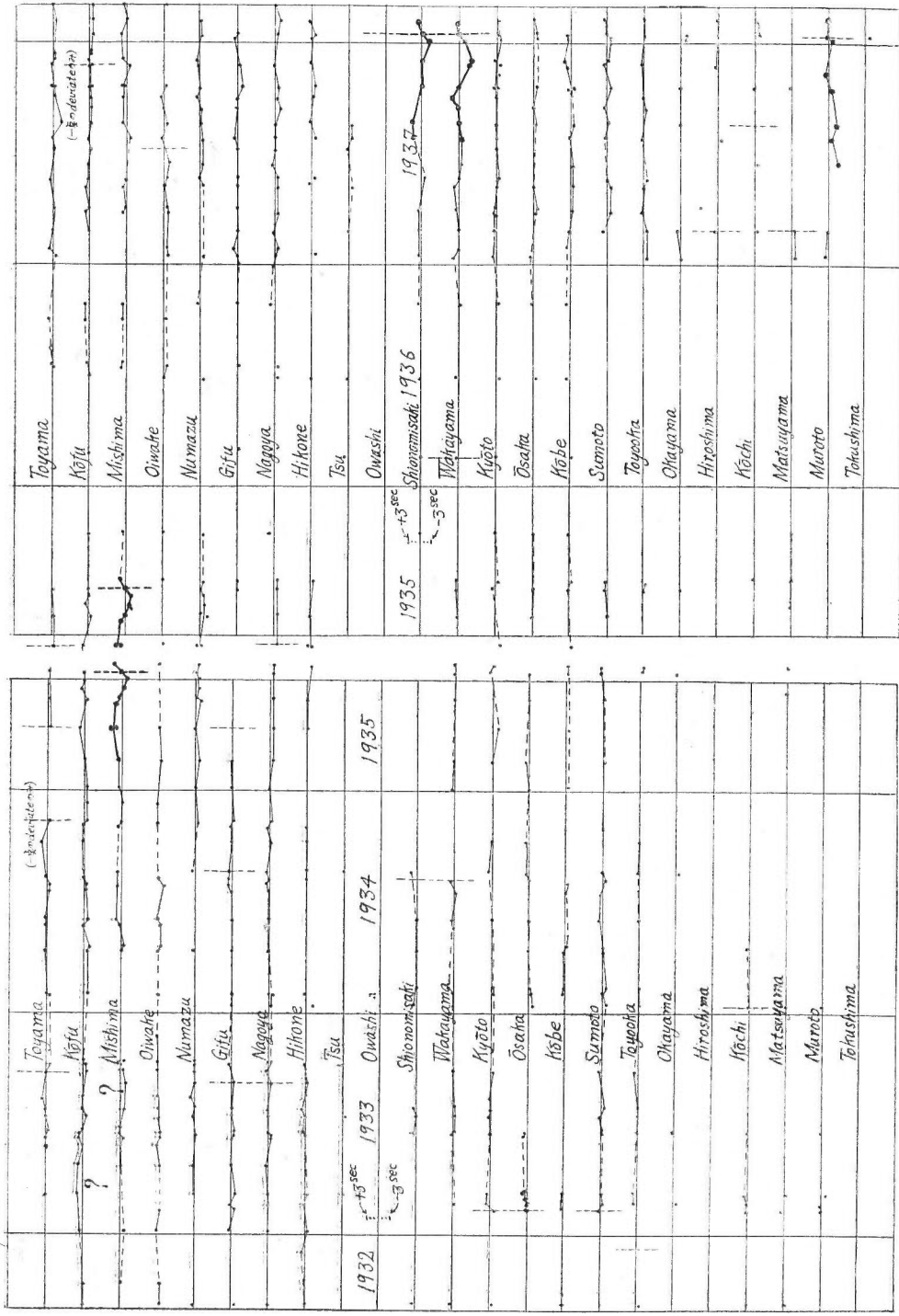


Fig. XVII. b. 3'

Fig. XVII. b. 2'

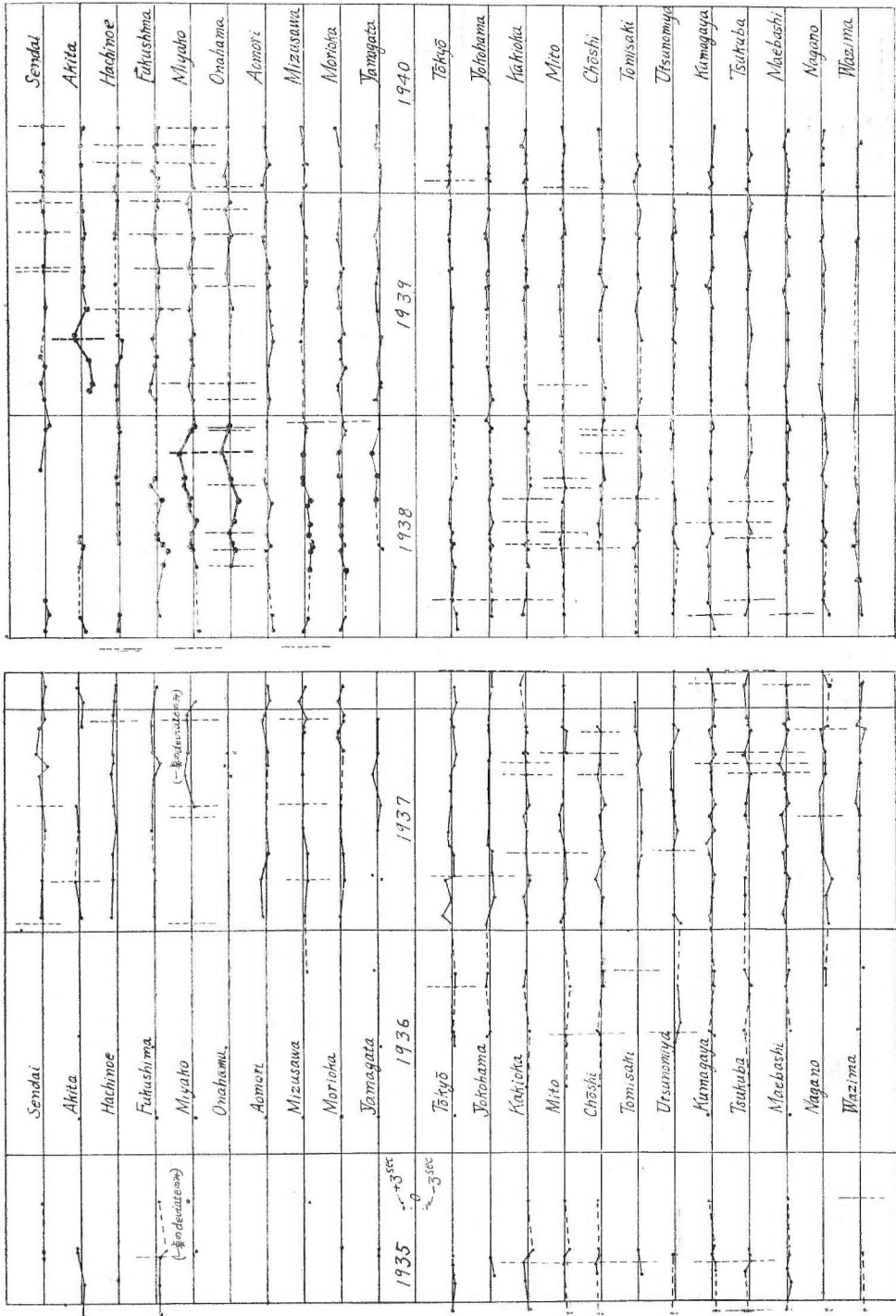


Fig. XVII, b, 4

Fig. XVII, b, 3

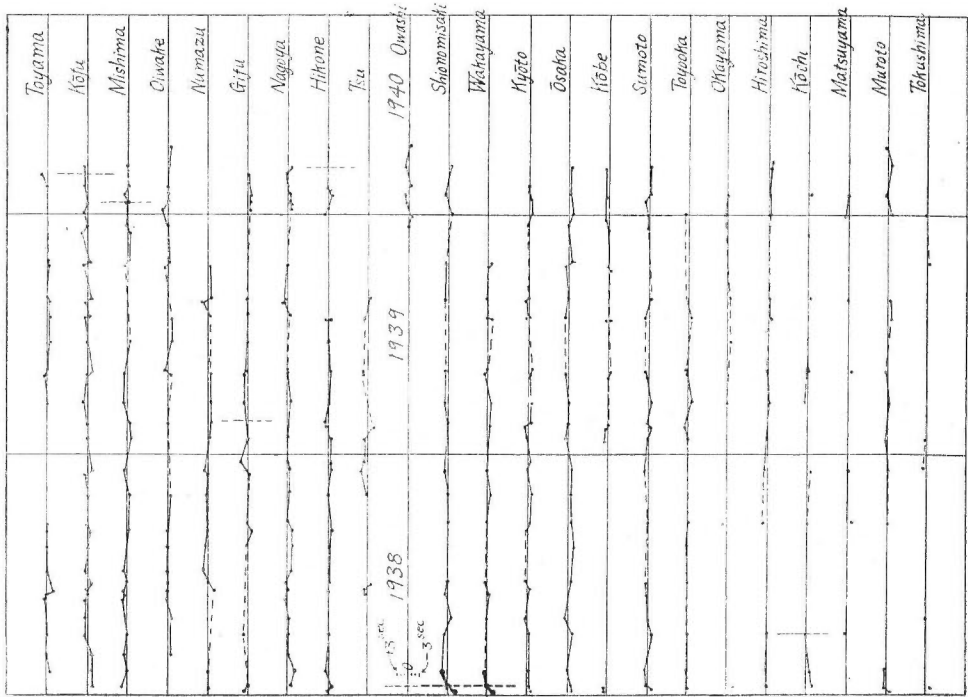


Fig. XVII, b, 4/

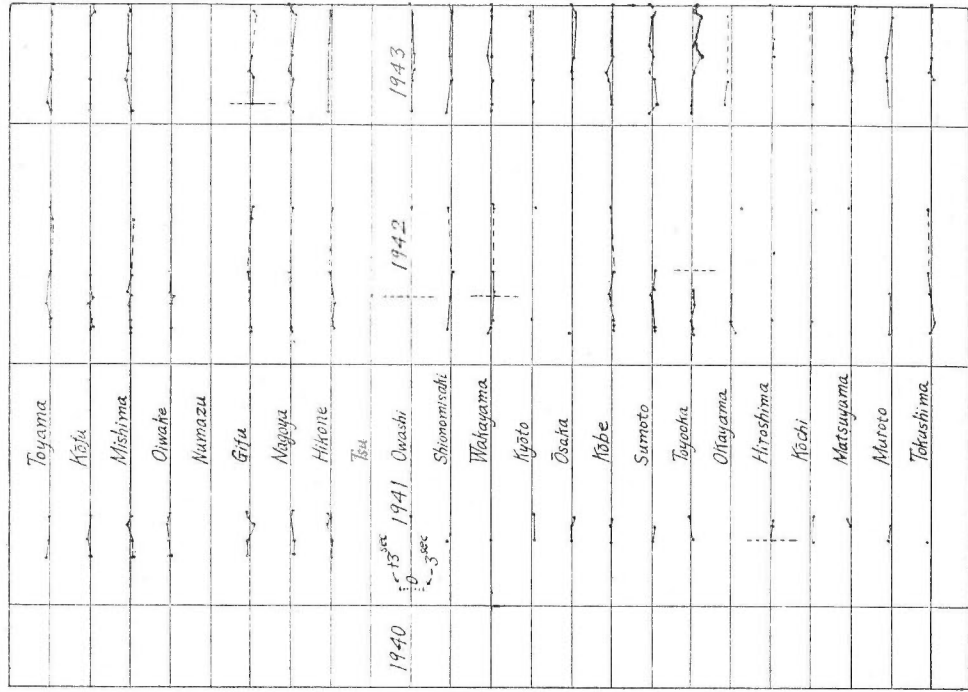


Fig. XVII, b, 5/

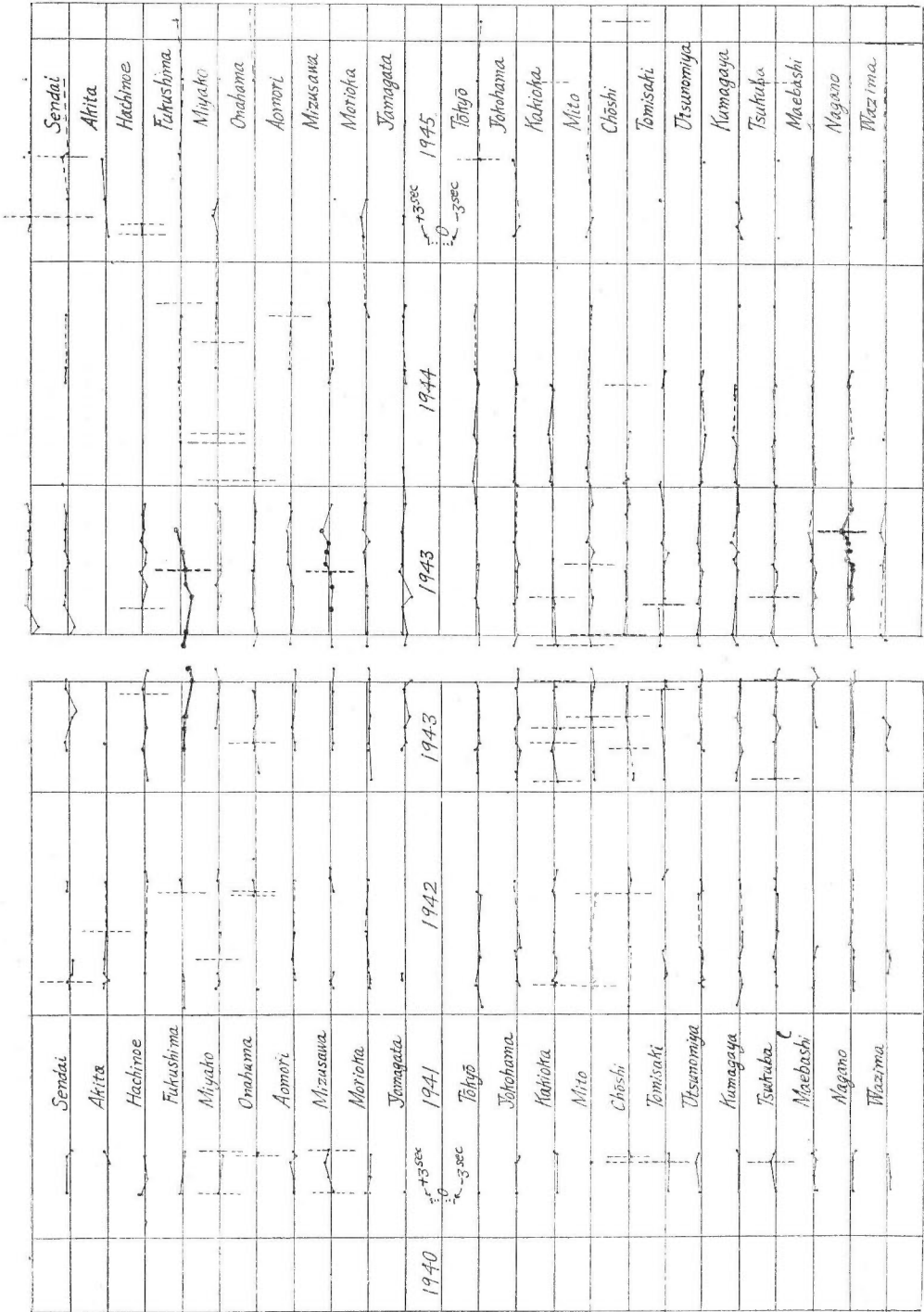


Fig. XVII. b.5

Fig. XVII. b.6



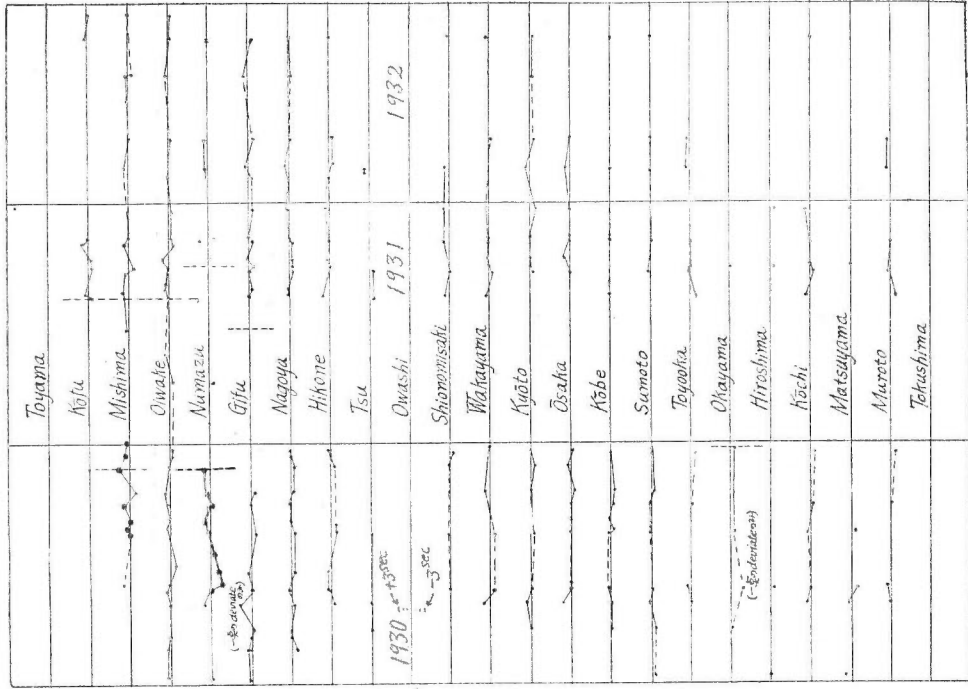


Fig. XVII, b, 1'

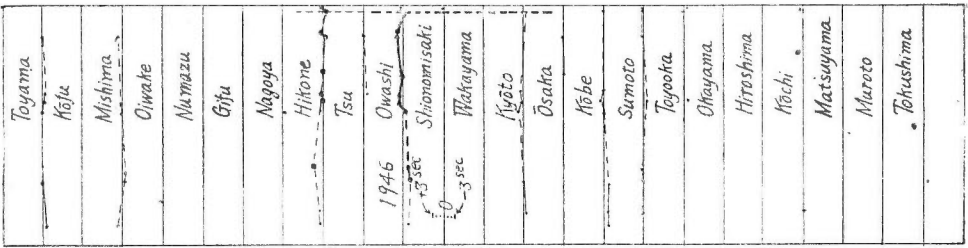
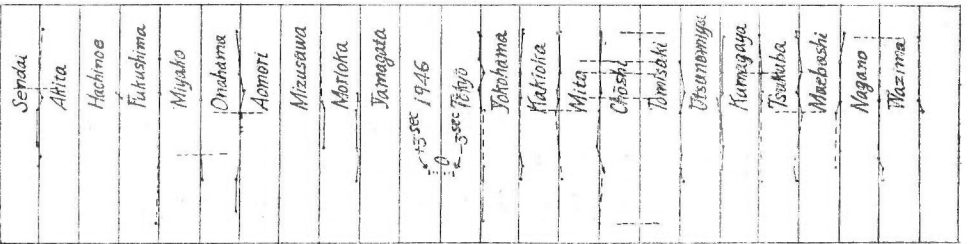


Fig. XVIII, 7'



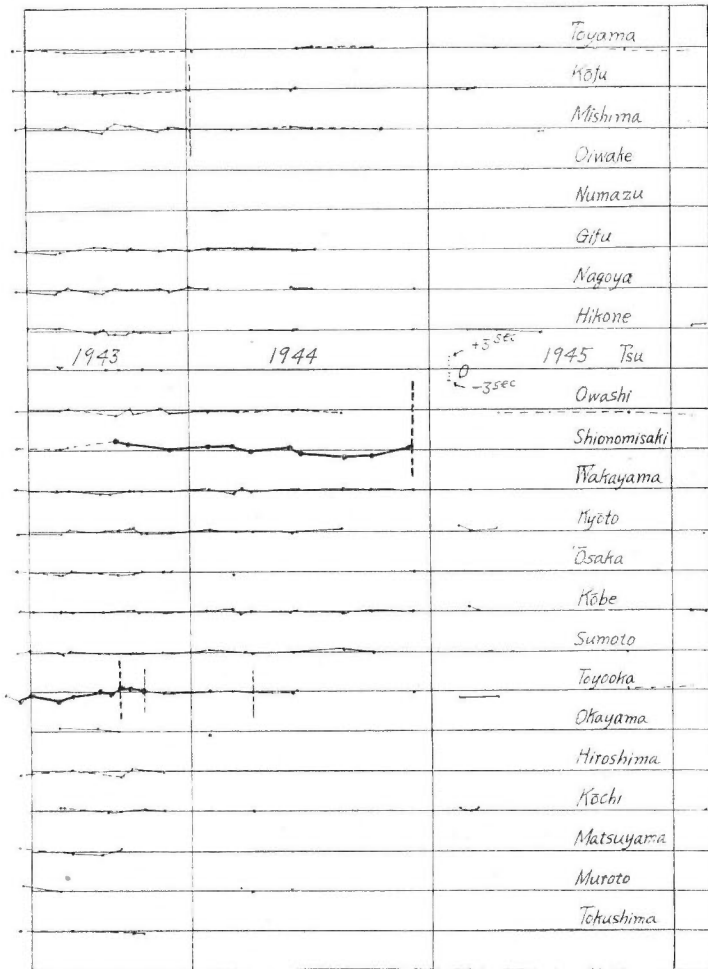


Fig. XVII. b.

sec 以上は始めから除いた。

この様にして得た走時曲線の一つの例を Fig. XVII (a) に示す。これらの走時曲線から各観測点における  $\Delta T$  を読取り、横軸に時間、縦軸に  $\Delta T$  を書き入れると Fig. XVII (b) の様になる。この図において観測地は上から下に向い東北、関東、中部、近畿及び四國と順に記入した。

これ等観測点の中 Wiechert 地震計を設置してない場所は青森、水沢、盛岡、山形、筑波、前橋、横浜、追分、沼津、津、洲本、呉、彦根、多度津である。

なお Fig. XVII (b) 図上に使用した地震の震央附近の観測所に縦線を入れた。

さてこの結果について考えてみる。まず  $\pm 1$  sec の程度で全体に zigzag 変化がみられ、それに重なつて更に波長の長い変化があらわれている。この時間的変化の特に顯著な部分を太線

で連ねてみた。

一方比較の爲理科年表<sup>13)</sup>に記載されている歴史的な大地震を Fig. XVII (b) 上に、それぞれの地震の起つた時刻で震源(央)地附近の観測所に縦にやはり太線で記入した。

このようにして同図を見ると震波速度の時間的变化と、地震の両者の間に可成り明瞭な関係のあることが分る。即ち総括的にみるならば、理科年表に出ている程度の大地震の起つていない時には、時間的变化も大したことはないが、逆に時間的变化の起つている後には多くの場合、大地震が起つているようである。この時間的变化の大きさ、継続時間等はその場合々に應じて異なり、一般には大地震の前にはこの両者とも、何れも大きい様である。Fig. XVII (a) の曲線をみれば分ることであるが、この方法では時間的变化が小さくなる傾向がある。この意味では前の章の場合の方が見やすい。

ここで一應時間的变化が表われて後、地震の起つたものを列記すると、次の表 (Tab. IV) のようになる(時間的变化の明瞭でない場合は地震のみ記した)。

この表を見ると時間的变化のあらわれた後に大地震が起つている様子が明瞭に分るが、それ

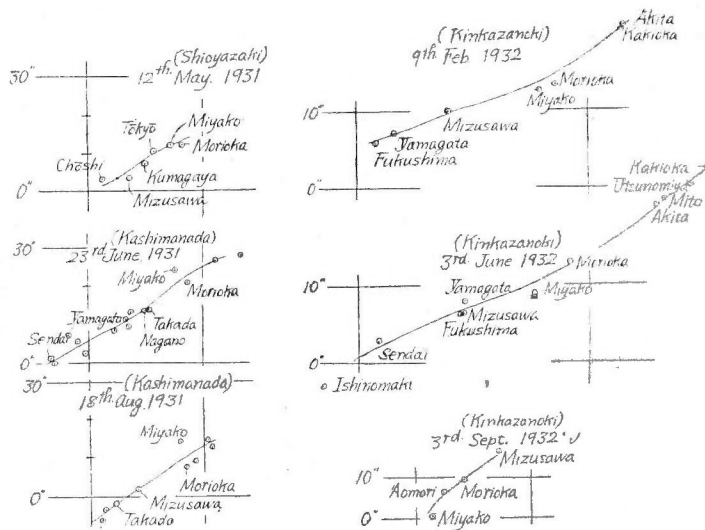


Fig. XVII (c)

らの個々について吟味してみる。

まず顯著なのは三陸大地震の場合である。この際は、地震に先立つ1年以上も前から変化らしきものが出てくる。又変化の量も大きい。地震後の変化も割合著しい。変化の地理的拡がりもかなりある様である(参考迄に三陸地震前の時間的变化をあらわす走時曲線の二三の例を Fig. XVII (C) に示した)。

次に東南海及び南海道の大地震であるが、この時も変化の継続期間はかなり長い、変化の

13) 理科年表: (昭和22年)

Tab. IV. Relations between time variations of seismic wave velocity and earthquakes

	Duration of variation before eq.	Max. Amplitude of vari.	Areas of vari.	Fig. of vari.	Time of earthquakes	Place of earthquakes	Effects after eq.
a	months 4~5	sec. -1→+3			○ XI. 26, 1930	North Izu	139° 1 36° 1
b	months 4	-3→+1			○ IX. 21, 1931	North Musashi (Kakioka)	
c	2 years	-4→+3	wide area		○ III. 3, 1933	Sanriku Offin	Evident.
d	months 4	-1.5→+1.5			○ VII. 11, 1935	Shizuoka	138° 4 35° 4
e					II. 21, 1936	Settsu, Kawachi, Yamato	135° 7 34° 5
f	months 4~6	-3→+2			○ I. 12, 1933	Tanabe Offin	135° 2 33° 7
g					V. 23, 1938	Iwaki Offin	141° 5 36° 9
h	months 5~6	-3→+3			○ XI. 5, 1938	Iwaki Offin	141° 7 37° 1
i	months 3	-3→+2			○ V. 1, 1939	Oga Peninsula	139° 8 40° 0
j	Data insufficient				┌ VII. 15, 1941	Nagano	138° 2 36° 4
k					○ III. 4, 1943	Tottori	134° 2 35° 6
l					○ III. 5, 1943	"	134° 1 35° 7
m	months 3	-3→0			○ VIII. 12, 1943	Tazima, Fukushima Pref.	139° 8 37° 3
n	months 4	-3→+1			○ IX. 10, 1943	Tottori	134° 2 35° 5
o	months 3	-1.5→+1.5			○ X. 13, 1943	Lake Noziri, Nagano Pref.	138° 2 36° 8
p	years 1.5	+3→-2			○ XII. 7, 1944	Tōnankai	136° 2 33° 7
q					I. 8, 1945	Mikawa, Atsumi	137° 2 34° 7
r	months 6	-2→+2			○ XII. 21, 1946	Nankaidō	

Ref. 2(5)

量は三陸の場合ほどではない。この南海道の場合は前にも一度吟味した。前の場合にはかなり小さい地震まで例をとつたので、附近の場所の変化やひろがりも比較出来たが、今度はかなり大地震ばかりとつているので数も少なく前ほど種々の事柄を吟味出来ない。然し例えば尾鷲などの変化の形自身はお互いに矛盾していない。

個々の地震については、例えば前の章で述べた男鹿地震の場合など、今度の方法でも同じような結果が求められている。

理科年表には大地震として出ているが、時間的変化の方は明瞭でないという例は、殆んど材料の不足している部分に原因がある様である。

地震後の時間的変化についてはすべてが非常に明瞭という訳にはゆかないが、三陸地震の後などはかなり地震前と逆向きの変化をしている様子がみえる。

次に上に述べたほどの大きな変化ではないが、僅かではあるが時間的変化と覚しき(図にはこれを?で記した)ものが指摘出来る。これらはどういうことを意味しているのであろうか。これをしらべる一つの試みとして Fig. XVII (b) に、先程も一寸触れた様に、使用した地震を全部、震央附近の各観測点に縦線でいれてみたのである。その結果、興味あることが分つた。即ち、Fig. XVII (b) をみれば全体として地震活動の盛な所では、その時期の附近においておぼろげながらも、時間的変化と覚しきものがあらわれている様にみえる。

以上の結果は地震の発生と地震波速度の時間的変化の関連性を示しており、地震の性質を研究する上に重要と思われたので、これらの結果について誤差論の立場から吟味し、検討を行うことにした。

## IV 結果の吟味

### (1) 誤差論による震波速度の時間的変化量の吟味

まず走時曲線からの“はずれの時間”の量は仮りに誤差としてはどの程度に出るものであろうか、それをしらべてみる。

それには各“はずれの時間”の頻度曲線を作つて見ればよい。

ここで誤差の頻度曲線の意味を考えてみよう。頻度曲線とは、横軸に各走時の走時曲線からの“はずれの時間”の量をとり、縦軸にこれらの個数(頻度数)を書き入れたもので、各観測所について作るのである。これを Fig. XVIII 及び Fig. XVIII (a) (総合頻度曲線)に示す。従つてこの頻度曲線には次に述べるように種々の意味が含まれている。

1) 元来ならばこの曲線はガウスの法則による分布曲線を示すべきものであるが、もし然らずして頻度の山が中心からずれるならばそれは走時曲線の平均線の採り方が悪かつたのか、それともその観測点の附近に地理(質)的速度異常(例えば後に述べる飯田博士の様な)があるのかの何れかによるのである。

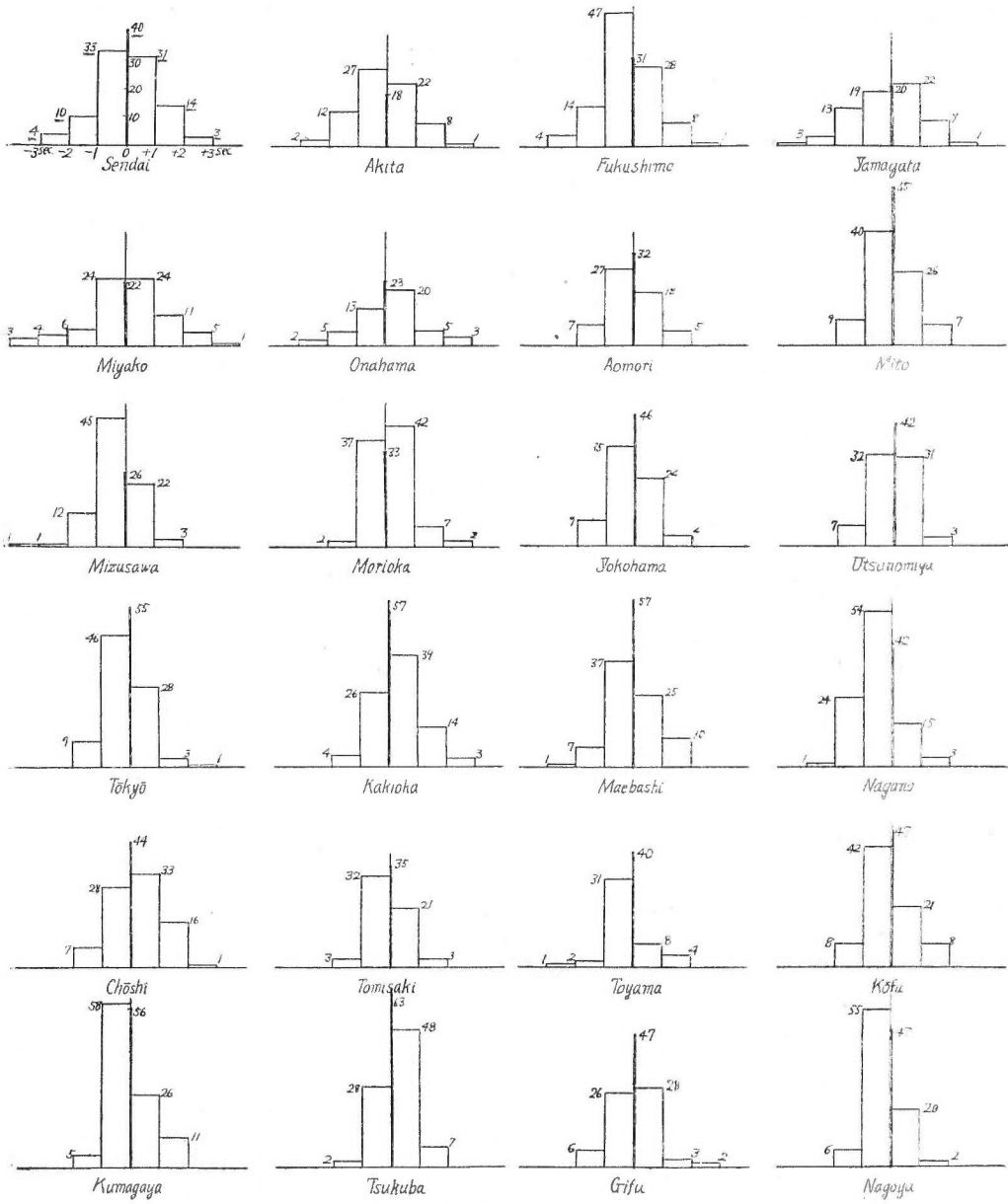


Fig. XVIII. 1

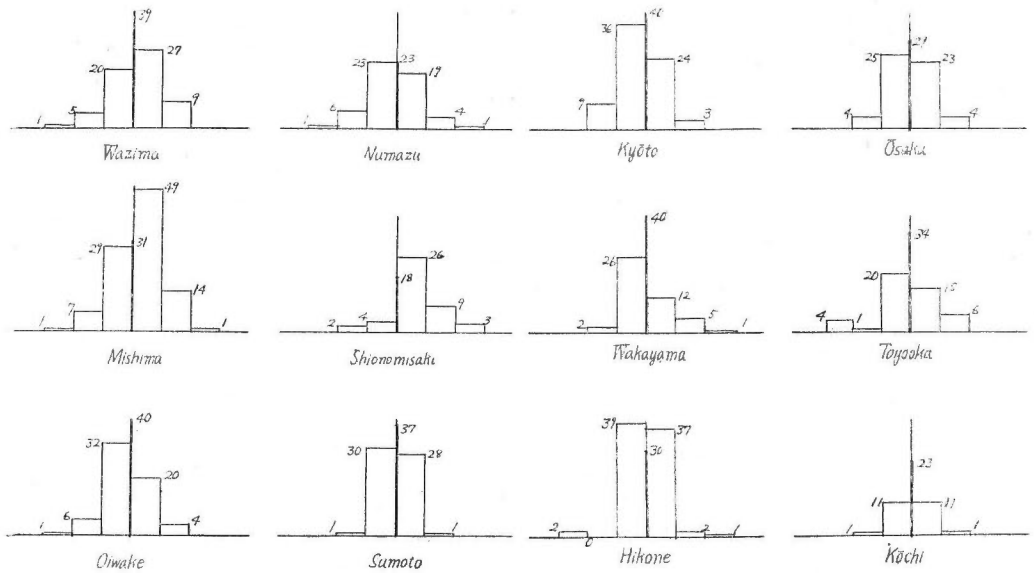


Fig XVIII. 2

2) 地震観測の精度の問題。即ちどの程度の誤差が一番多いか、換言すればどの位の値までなら誤差と考えられるかということである。これによつて時間的変化が誤差の程度なりや、否や判明出来るであろう。この結果は一方器械の精度の方の吟味と共に検討す可きものである。

3) 観測所により頻度曲線の形が異なるが、これは各観測所における観測精度の良否によるものである。

これらの事柄について考えてみる。

1) それぞれの場所(地理的)の地下構造の特異性の爲に、その附近を通過する地震波の速度が異なることは既に飯田、神原<sup>14)</sup>両氏によつて知られている(Tab. V 及び Fig.

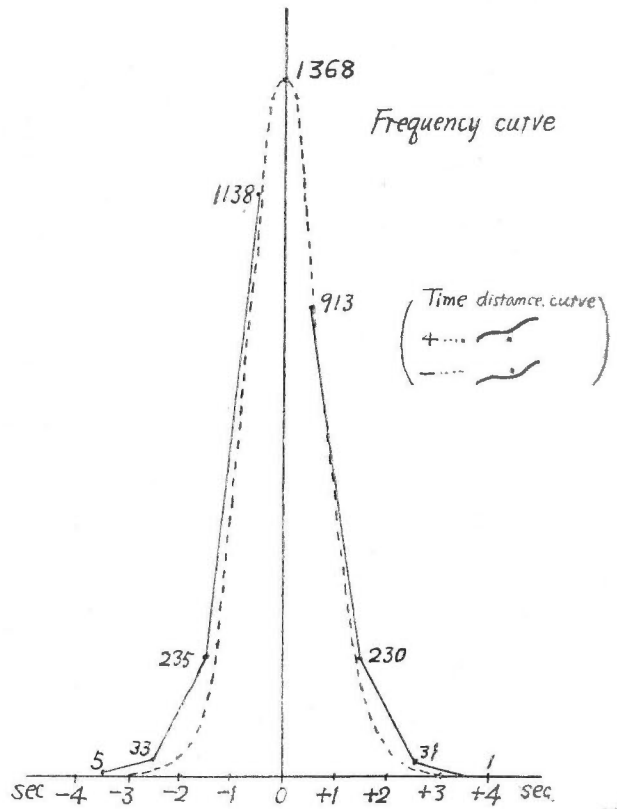


Fig. XVIII (a)

14) 飯田・神原: P波の傳播異常に就て(地震, 6卷'1934) 301-317)

Tab. V

Observation point	Reliability	Meananomaly	Anomaly in Kantō district	Anomaly in Sanriku district
Akita	72 %	+ 0.9 sec.	+ 0.6	+ 3.0
Aomori	73	+ 0.6	+ 0.4	+ 0.9
Gifu	90	+ 0.1	+ 0.1	+ 0.1
Hikone	93	+ 0.3	+ 0.1	+ 0.9
Hiroshima	75	+ 0.7	+ 0.5	
Fukushima	85	- 0.7	- 0.3	
Kakioka	98	- 0.2	+ 0.2	- 1.7
Kōbe	72	- 0.6	- 0.9	
Kōfu	79	+ 0.9	+ 1.5	+ 0.2
Kōchi	71	- 1.8	- 1.5	- 0.7
Kumagaya	98	+ 0.5	+ 0.7	- 0.1
Kyōto	76	- 0.3	- 0.5	+ 0.2
Maebashi	92	- 0.2	+ 0.1	- 0.5
Matsumoto	72	+ 0.5	+ 0.7	+ 1.6
Matsuyama	86	- 3.4	- 2.4	
Mizusawa	83	+ 0.1	+ 0.1	+ 1.8
Mishima	100	- 0.2	- 0.2	+ 0.9
Mito	88	- 0.1	0.0	- 0.7
Miyako	64	0.0	- 0.3	+ 1.8
Morioka	83	- 1.2	- 1.3	+ 0.6
Muroto	50	- 1.2	- 0.3	
Nagano	98	+ 0.4	+ 0.5	+ 1.3
Nagoya	97	+ 0.6	+ 0.5	+ 1.2
Niigata	70	+ 2.7	+ 1.5	+ 4.3
Numazu	87	+ 0.1	- 0.2	+ 0.8
Oiwake	92	- 0.1	- 0.5	+ 1.3
Okayama	56	- 1.3	- 1.4	
Onahama	46	- 0.6	- 0.2	
Ōsaka	81	- 1.9	- 1.7	- 3.1
"	75	- 0.2		- 0.2
Sendai	82	- 1.0	- 1.3	+ 0.3
Shionomisaki	70	- 2.3	- 2.1	- 2.9
Tōkyō	100	+ 1.0	+ 1.0	- 0.3
Tomisaki	93	+ 0.1	+ 0.3	- 1.0
Toyama	82	+ 0.4		+ 1.3
Tsu	59	+ 1.8	+ 1.0	+ 2.1
Tsukuba		- 0.2		- 1.3
Chōshi	85	- 0.3	- 0.8	- 1.4
Utsunomiya	85	- 0.1	+ 0.3	- 0.9
Wakayama	86	- 0.7	- 1.3	+ 0.6
Wazima	97	- 0.7	- 0.6	- 0.2
Yamagata		- 0.7	- 0.3	- 0.6
Yokohama	90	+ 1.2	+ 1.4	+ 0.6
Yokosuka	65	+ 1.1	+ 1.1	



## XIX)

それと上述の頻度曲線を比較して見ると、三の例外を除けば、殆んど同じ傾向を示している(Fig. XIX 参照)。従つて頻度曲線の中心山のずれは地下構造の特異性によるものと解釈して差支えなからう。

総合頻度曲線 Fig. XVIII (a) を見ると、各観測所毎の頻度曲線は中心線からずれるが、全体として見ると殆んどガウスの曲線と一致している(点線がガウスの曲線を示す)。中心からのずれは 0.2 sec 程度ではない。

2) さてどの程度の誤差が多いかという大體  $\pm 1 \sim 2$  秒程度のものが卓越している。そして  $\pm 2$  秒以上になると頻度が急減している。従つてこの様な見地からもこの大きさ以上の時間的变化が幾つも続けばそれらは既に誤差とは考えられず物理的な意味を持つものと思われる。

今誤差として  $\pm 1 \sim 2$  秒程度のものが卓越していることを述べたが、一方測定及び器械の精度の方からも同様な結論がでてくる。これについて少し述べる。

即ち測定及び器械の方の問題としては読取りによる誤差と器械それ自身の誤差とが考えられる。

読取りの誤差は大體 1 秒以下(これは中央気象台地震課員数名の技術者の読取つたものを comparator で読んだのと比較したもの)である。次に器械個有のものは drum の廻轉速度の一樣でないことが主な原因でその結果、相つづく 1 秒が 0.5~1 mm 程度(1 分は 30 mm)まで変動することもあり、それによる誤差は 1 秒程度と考えられる。時報の差はこれらに比べては非常に僅かとのことである。

従つてこれらを総合し全体の誤差として  $\pm 2$  sec 程度まで出ると考えられる。この量は上に頻度曲線の結果から出した値と等しくなる。中央気象台においては更に器械の精度を上げるために一樣な回轉速度を有し、ギヤのガタの少ない精度の高い刻時装置をもち、かつ分秒報時を入れることのできる地震計を作成しつつある。

3) なお各観測所において頻度曲線の形の異<sup>15)</sup>る事が分る。これを見れば必ずしも Wiechert 地震計設置の観測点の方が観測精度がよいとは限らない。

さて以上述べたように偶然としては総括的には、 $\pm 2$  秒以上の変化が続いて起るといふ事の確率は非常に小さいが、詳細に考える時は各観測所で精度も一樣でなく、どういふ時間的变化

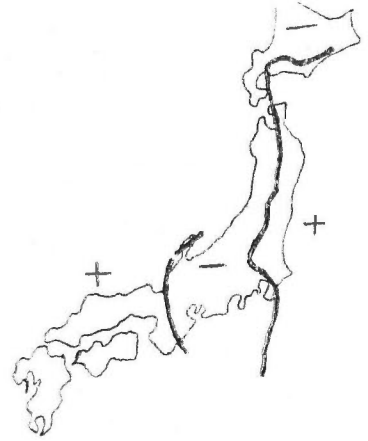


Fig. XIX

15) 近く驗震時報に掲載予定

16) 飯田, 早川: 震波速度の異常地域(地震(新)2巻3号(1950)23-25)

Tab. VI

		Akita	Miyako	Kakioha	Nagano	Mishima	Numazu	Toyouka	Wakayama	$\Sigma$
	<sup>sec</sup> (0) K	18	22	60	42	31	23	34	40	1368
	(+1) A	22	24	39	15	49	19	15	12	913
	(-1) a	27	24	36	24	29	23	20	25	1138
	(+2) B	8	11	14	3	14	14	6	5	230
	(-2) b	12	6	4	1	7	6	1	2	235
	(+3) C	1	5	3		1	1		1	31
	(-3) c	2	4			1	1			33
	m	90	100	156	85	132	87	80	86	3954
①	$\frac{k_2 a_1 a_2 \cdot 4! 2!}{m^7 \cdot 7!}$	$3.2 \times 10^{-5}$	$3.1 \times 10^{-5}$	$3.0 \times 10^{-4}$	$9.0 \times 10^{-4}$	$5.1 \times 10^{-5}$	$7.1 \times 10^{-5}$	$4.3 \times 10^{-4}$	$6.0 \times 10^{-4}$	$2.8 \times 10^{-4}$
		1	1	1	1	1	1	1	1	1
②	$\frac{k_2 a_1 a_2 \cdot 4! 3!}{m^7 \cdot 7!}$	$1.8 \times 10^{-5}$	$2.6 \times 10^{-5}$	$3.2 \times 10^{-4}$	$2.9 \times 10^{-4}$	$1.3 \times 10^{-4}$	$4.4 \times 10^{-5}$	$2.0 \times 10^{-4}$	$1.1 \times 10^{-4}$	$1.7 \times 10^{-4}$
		2	13	29	3	0.4	16	22	5.5	16
③	$\frac{k_2 a_1 a_2 a_3 \cdot (2!)^3}{m^7 \cdot 7!}$	$7.0 \times 10^{-6}$	$8.5 \times 10^{-6}$	$1.6 \times 10^{-5}$	$3.4 \times 10^{-6}$	$1.2 \times 10^{-5}$	$3.0 \times 10^{-5}$	$1.2 \times 10^{-5}$	$8.3 \times 10^{-6}$	$7.8 \times 10^{-5}$
		5	4	18	264	4.2	23	36	22	36
④	$\frac{k_2 a_1 a_2 a_3 \cdot (2!)^3}{m^5 \cdot 7!}$	$2.0 \times 10^{-5}$	$1.9 \times 10^{-5}$	$4.6 \times 10^{-5}$	$2.6 \times 10^{-5}$	$4.3 \times 10^{-5}$	$4.0 \times 10^{-5}$	$3.5 \times 10^{-5}$	$2.4 \times 10^{-5}$	$3.2 \times 10^{-5}$
		1.7	1.7	6.5	34	1.2	1.8	1.2	2.6	9

の形が何処の観測所では起り易く、何処の観測所で起り難いという様な事もあるであろう。それ故今少し具体的に時間的に変化の推移する状態をしらべてみよう。

そこで、筆者は一つの試みとして次の様な方法を考えた。まず地震とは無関係に、幾つかの玉（この中には0. という玉がいくつ、+1. という玉がいくつ、同様に +2.+3.+4.-1.-2.-3.-4. という玉がいくつ、いくつという様にはいつている）があつて、任意にこの中から7つ取り出し（仮りに時間的な変化のつゞき具合から見て7つときめた）、その玉の配列が次の表、最左側にならぶ (Tab. VI) になる様な確率を計算した。換言すれば偶然にこういう配列のおこる確率はどれくらいになるか計算してみたのである（ここに配列というのは具体的には例えば Fig. XVII b) における時間的な変化の形を意味している）。

ここに取出した観測所は單に代表的なもののみである。又ここに取上げた玉の配列も代表的なもののみである。即ち (I) (II) は Fig. XVII (b) において普通にみられる Zigzag 型のもので、(III) (IV) は時間的な変化の代表的なものである。この中 (III) は +2sec が2回連続して起る場合、(IV) は +2sec が1回だけ起つている場合である。

次に各欄内数字は各観測所において (I) (II) (III) 又は (IV) の形のあらわれる確率を示しており、欄内右下にある数字は (I) の起る確率を1とした場合、それぞれの起り難さを示している(これをHと名付けておく)。なお上段の山形は  $4T$  の頻度曲線である。

さてこの表を見ると種々のことが分る。まずこの様な確率そのものよりはHに意味があるということである。Hを見ると大体において (I) (II) の起り易さは同じ位であるが (IV) の起り方は、(I) (II) に比べて起り難いことを示している。更に (III) はそれより遙かに起り難いことを示している。これは (III) は +2 sec が引続いて2回起つているからである。即ち、同じ様な形をしていても引続いて大きな値の出る確率はずつと減少して来る(なお以上誤差論から吟味した結果によれば観測所によつてもこれらの値の異なることが分る。即ちこの表のみの観測についてみても柿岡、長野、豊岡、和歌山等においては他の四つの観測所よりも、この様な震波速度の時間的変化の形が偶然にあらわれる確率は非常に小さいという様なことがいえる)。

次に今迄  $\pm 4$  sec 以上の値は捨ててきたが、このことは果して正しかつたかどうか、それについて推計論的にしらべておこう。Tab. VI に示した例に近いものとして、次の様な一つの組合せを考えてみる。即ち、

sec	頻度	}	の場合に	標本平均 $\bar{x}$ は	$\bar{x} = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{N}$
0.....15					
+1.....10					
-1.....10					
+2.....2		}	不偏分散 $u^2 = \left\{ \sum_{i=1}^N x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^N x_i)^2}{N} \right\} (N-1)$	を計算しF一分布表で $n_1=1$ $n_2=N-1$ に対するFの値を求めると	
-2.....2					
+3.....1					

$$\text{棄却限界は } \bar{x} \pm u \left\{ (N+1)F/N \right\}^{\frac{1}{2}} = 0.08 \pm 1.07 \sqrt{7.49} = 0.08 \pm 2.9$$

即ち  $\pm 4$  sec 以上を棄てたことは以上の議論の場合には理論的にもおかしくはなかつたということになる。

## (2) 震波速度の時間的変化と地震発生との相関

さて以上は時間的変化の後に起る地震とは無関係に考えてきたが、次に地震との関係をしらべてみる。

まず時間的変化の継続時間とその後にあらわれる地震の規模 (Fig. XX (a')) との関係をしらべ、その結果を Fig. XX (a) に示した。なお同図には時間的変化の大きさ(振幅)とその後にあらわれる地震の規模との関係も示した。これをみると時間的変化の大きさと、地震の規模そのものとの間には大して顕著な関係はみられないが、時間的変化の継続時間と地震の規模との間には比例的な関係がみられる。

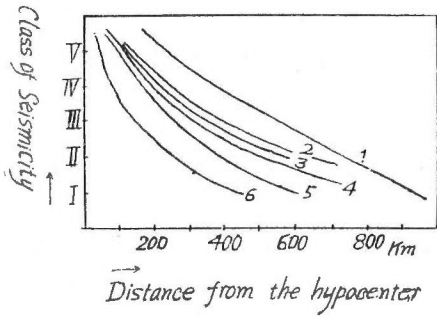


Fig. XX (a')

1. Sanriku (10<sup>25</sup>erg)
2. Nankaidō (10<sup>24</sup> erg)
3. Tōnankai (10<sup>24</sup> erg)
4. Kantō (10<sup>23</sup> erg)
5. KitaTango, (Tanabe, Iwaki) (10<sup>22</sup> erg)
6. KitaIzu, Oga, Tottori, (Tanabe, Iwaki) etc. (10<sup>21</sup> erg)

即ち大きな地震ほど、その前にあらわれる震波速度の時間的変化の継続時間は長いようである。

次に Fig. XVII (b) 及び Tab. IV をみるとこの 17 年間に歴史的な大地震が 17 回あつた。一方においてこの期間に震波速度の時間的変化 (Fig. XVII (b) の時間的変化と ? 印との和) の回数が 19 回あつた。ところで地震の前、3~4 ヶ月以内に震波速度の変化の起つたものの回数は 13 回である (第 2 章で得られた昭和 18 年 3 月の鳥取地震も数に入れてある)。

両者の発生<sup>17)</sup>がこの様な時間的關係であらわれたことがもし全くの偶然であるとしたら、その確率は次の様になる。即ち、両者の発生が全く偶

然的に分布する場合には、震波速度変化の極大値が大地震の起る 3~4 ヶ月前にあらわれる確率は

$$P = 4 \times \frac{19}{17 \times 12} = \frac{2}{3}$$

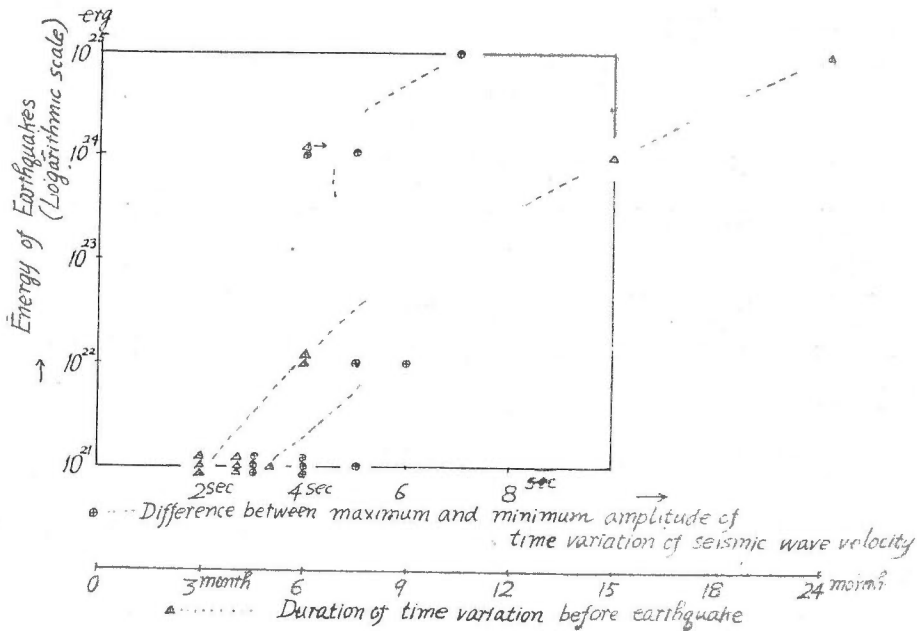
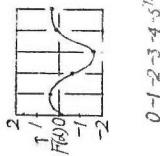
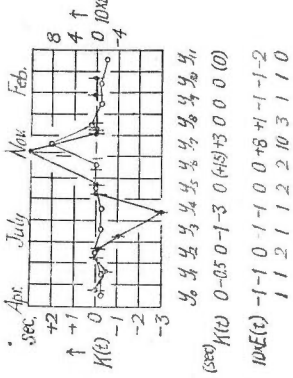


Fig. XX (a)

17) 方法は水上武博士が火山と傾斜についてしらべた方法と同じである。

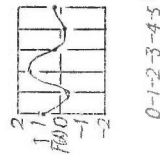
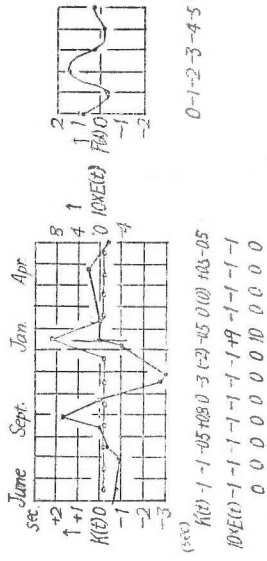
水上武: On Volcanic Activities and Tilting of the Earth's surface. (震研彙報 (20) (1942) 431-504)

5<sup>th</sup> Nov. 1938, Onahama

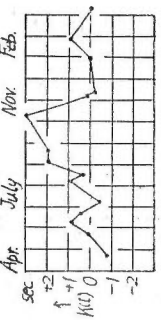


Time variation of seismic wave velocity  $K(t)$   
Frequency of earthquake occurrence  $10 \times E(t)$

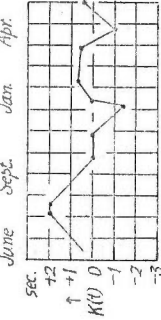
12<sup>th</sup> Jan. 1938, Wakayama



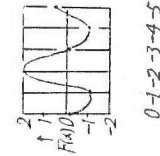
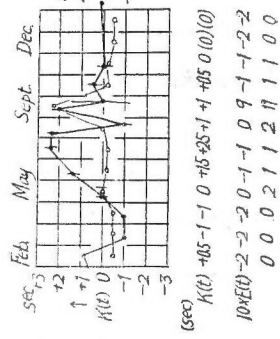
5<sup>th</sup> Nov. 1938, Miyahiro



12<sup>th</sup> Jan. 1938, Shonomisaki



21<sup>st</sup> Sept. 1931, Hahioha



(9) XX .51.1

この様な関係であらわれない確率は

$$Q = 1 - P = \frac{3}{5}$$

この様な関係で 17 回の中 13 回迄あらわれる確率は

$$P = \frac{m!}{(m-r)! r!} P^r Q^{m-r} \quad (m=17 \quad r=13)$$

$$2.1 \times 10^{-3} \text{ となる。}$$

即ち、両者が偶然にこの様な関係で発生する確率は甚だ小さく、何か偶然以外のものがあることを意味している。ここにおいて両者の時間的関係を数量的にあらわすことが必要となる。

このために坪井（忠）博士の重價平均函数<sup>18)</sup>を用いた。

それは震波速度の時間的変化  $T(t)$  と地震回数  $E(t)$ <sup>19)</sup> をそれぞれ Fourier 級数であらわし、これらの係数により相関を求めるのである。即ち両者の関係を示す相関函数  $F(a)$  は（一種の Phase correlation factor と見られる）

$$F(a) = \frac{1}{\pi} \left\{ \frac{1}{2} \frac{A_0}{a_0} + \sum_{m=1}^m \left( \frac{a_m A_m + b_m B_m}{a_m^2 + b_m^2} \cos md + \frac{b_m A_m - a_m B_m}{a_m^2 + b_m^2} \sin md \right) \right\} \text{ となる。}$$

但し、 $T(t) = \{a_0 + \sum_{m=1}^m (a_m \cos mt + b_m \sin mt)\}$

$$E(t) = \{A_0 + \sum (A_m \cos mt + B_m \sin mt)\}$$

この様にして  $b, f, h$  (Tab. IV 参照) の場合について  $F(a)$  を計算し、Fig. XX (b) に示す様な結果を得た。

図例からも分る様に、地震の起る前 2, 3 月位のところに震波速度の時間的変化の極大値がある様である。然しこれは地震の規模などによりこの期間はある幅を持つている。

さて Fig. XX (b) と Tab. VI の確率とを組合せてみれば、どういふ場合の震波速度の時間的変化は意味があるかという様なことがいえると思われる。

以上実際の Data を整理した結果、震波到着時間に  $\pm 2 \sim 4$  秒程度の時間的変化があり、吟味の結果これらはある場合には物理的の意味をもつらしいことが分つた。

### (3) 思考実験

さてここで以上の時間的変化量に関して以下に示すような簡単な一つの思考実験を試みた。勿論高温高压の地面の下でどんな条件のもとに地震が発生するかは知るわけにはいかないが、ありうべき一つの模型を考え思考実験を行つてみた。

地震に伴う地殻変動はおそらく地震時前後の極く僅かの時間内に起る<sup>20)</sup>のであろうが、この瞬間的な変化以外に、関東大地震、南海道大地震等<sup>21)</sup>においては地震の前とか後数ヶ月乃至数

18) 坪井忠二：A Problem of Weighted Mean (震研彙報 (19) (1941) 458-475)

19) この際大地震の 1 回を普通の 10 回と仮定した。勿論種々問題はあろうが一應目安をつけるためにこうした。

20) たとえば松沢武雄博士が昭和 18 年 9 月 10 日の鳥取地震の際に生じた断層について注意しているがこれなどよい例であろう。(自然, 昭和 22 年 5 月号)

21) たとえば、永田武、岡田惇：南海道地震前後に於ける室戸崎の地殻変動 (震研彙報 (25) (1947))

年に亘り徐々に地殻変動が行われていたことが驗潮記録等から推定されている。

そしてその量は少く見積つても 10 cm 程度以上と考えられている。今仮りに隆起の起つた場合について考えてみる。

この隆起を起させる爲には種々の力が考えられるが、地下からそれに相当するだけの圧力  $P$  が働いているとみるのも一つの考え方であろう。一方地殻変動の地理的拡がりには実際の地殻変動、重力均衡等<sup>22)</sup>で考えられる大きさから見て大体 100 km 平方(乃至は 150 km 平方)程度と見て、大差ないであろう(Fig. XXI 参照)。ところで大地震の Energy  $E$  は  $10^{25}$  dyne, cm 程度と計算されている。仮りに地震のこの Energy が専ら地殻変動を起すためにのみ使われていたとすれば、これらの間には次の関係式が成立する。 $Pha = E$  ここに  $h$  は隆起量  $a$  は面積である。これに以上の数値を

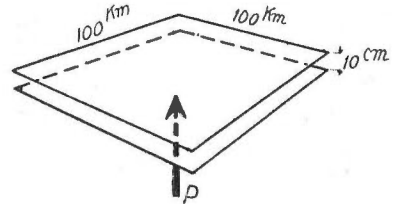


Fig. XXI

いれれば  $P = 10^{10}$  dyne/cm<sup>2</sup> となる。

この大きさを地面の圧力(地殻の厚さ  $x$ )に換算すると  $\rho gx = 10^{10}$  dyne/cm<sup>2</sup> から  $x = 4 \times 10^9$  cm = 40 km となる。もし地震の Energy を  $10^{24}$  dyne, cm と仮定すれば、4 km の厚さの地殻の圧力に相当することになる。今この中間をとり 20 km 位に考えておくことにする。一方 Bridgman 等の研究<sup>23)</sup>に依り高温、高压下の状態における物質内を通過する地震波の速度の値が実験に依り得られている。

例えばその一つの例として glass を取つた場合の結果を見ると Fig. XXII の様になつており、今震源の深さを 20 km 位に考えて見るとこの深さで 20 km 程度の厚さの地殻の圧力差は速度に換算して 7.4~7.5 km/sec → 7.9 km/sec の変化

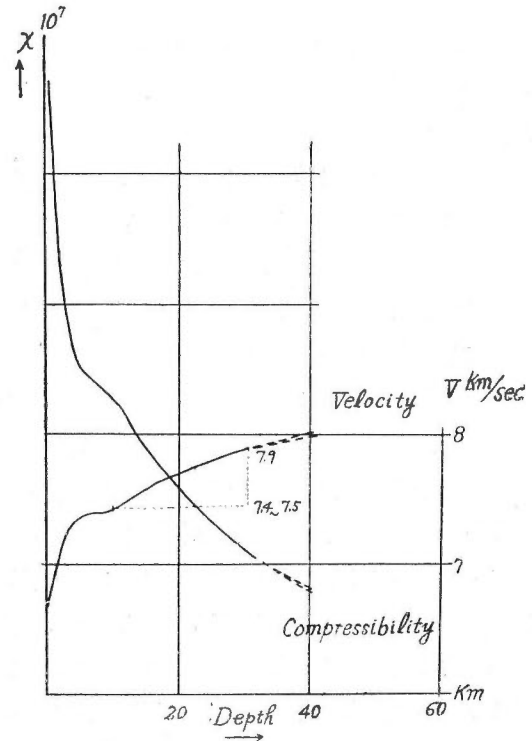


Fig. XXII

22) 坪井忠二：地殻の均衡について(石本教授記念論文集)

23) たとえば, P. Bridgman: The Physics of High Pressure (McMillan (1931))

St. v. Thyssen: Die Temperaturabhängigkeit von Laufzeiten elastischer Wellen einiger Gesteine. (Beitr. z. Angw. Geophys. Bd. 8, Heft 2, (1940) 243-255) など

に相当する。従つて地震波が 100 km を走る間には 1 秒程度の地震波速度の時間的変化を生じうることになる。

これは震源が 20 km の場合であるが、震源の深さを 10 km 程度に考えると時間的変化は 2 秒程度となり、更に地震の Energy を  $10^{25}$  dyne, cm と仮定すればこの量は更に大きくなり、以上の Data の整理から出て来た数秒程度の震波速度の時間的変化も考えられるのである。

以上は單なる一つの思考実験の結果に過ぎないが、ここに特記すべきは西村英一博士が地殻潮汐の研究において、地震前に弾性率の変化することを確認されたことである。西村博士の結果は槇峯における傾斜計の測定結果から得られたもので、弾性率の変化から地震波の速度の変化が期待できる。この結果は本研究を裏付けており相互に矛盾を来さない。

## V 結 語

以上述べた如く本研究は多数の地震の資料を整理して、地震波の速度が時間的に変化するかどうかをしらべその可能性を考究したものである。このために次の二つの方法により研究した。

第一の方法として時間的には異なるが、同じ場所に二回以上起つている地震を捉え、各地におけるこれ等二回の地震波到着時間の差をしらべた。

第二の方法として勝手な場所に起つた時間的に異なる二つの地震の走時曲線をつくり、問題となる点の附近の走時がそれぞれの走時曲線からどれだけずれているか、二つの地震の場合を比較してそのずれの差を考究した。

第一の方法の場合に問題となるのは材料として使用する両地震の震央、及び震源の深さの精度である。これらについては最小自乗法により走時曲線を計算して吟味した。

第二の方法の場合に問題となるのは走時曲線の引き方である。地下構造を議論する場合には多くの材料からつくつた標準走時曲線を用うることがあるが、今の場合各個地震の特異性を考えてその度毎に各観測点の走時を用いて走時曲線を引いた。この際材料の地震が大きく、観測点が全国に及ぶ際は走時を東北、関東、中部、中國地方という様に大分けて走時曲線を引いた。勿論地震が小さくこれらの一部の地方のみに観測点がある際はこういう必要はない。具体的に各走時から走時曲線を引くには移動平均を用いた。

第二の方法を用いて昭和 5 年から 21 年迄の少々顯著以上の地震について震波速度の変化をしらべた。そしてその結果について地震波速度の時間的変化の起る偶然率を計算した。なお震波速度の時間的変化とその後に発生する地震との相関についても研究した。

以上の第一、第二の方法を用いて地震資料を整理して研究した結果、次のような結果を得た。

1) 地殻内を傳播する地震波の速度は永久不変のものではなく、2~3 秒程度の到着時間差



を生じうる。

2) この量については種々と吟味した結果誤差としては考えられない程度であることが分つた。

3) この時間的变化は地震の数ヵ月前にあらわれ、地震の後にも幾らか影響を残している。

4) この時間的变化は地震の発生機構とも関係がありそうである。

5) なお大地震でなくとも、地震活動の非常に盛な地域ではその活動の前後に僅かではあるが、地震波速度の時間的变化が認め得られることが分つた。

以上の結果からみてこの地震波速度の時間的变化は地殻内の應力変化に伴うものと推定してもよいであろう。これについて一つの思考実験を試みその可能性をたしかめた。将来は高精度の地震計も作成されるであろうし、それによつて震波速度の時間的变化が研究されれば地震の発生、地殻の性質等も現在よりははるかに多く明かにされるものと思われる。

終りにのぞみこの研究をなすに当り、変らざる激励と御鞭撻を賜つた故藤原咲平博士に対し、また結果について御批判を仰いだ松沢武雄博士、坪井忠二博士、佐々憲三博士及び種々の助言、指示を頂き、且つ再三検討をして頂いた飯田波事博士に対し深甚の謝意を表する次第である。

なお本研究のため貴重な材料を提供して下され整理の御後援と種々の御便宜を與えられた当時の中央气象台震坂地震課長に併せて感謝の意を捧げるものである。

正 誤 表 Fig. XX (b) (p. 47)

	正	誤
F (a) の図 縦 軸	$\frac{\pi}{10} F (a)$	F (a)
1938 年和 歌山の F(a) の図縦軸	正負を逆にす ること	
	E (t)	10×E (t) 又は 10 <sup>5</sup> ×E (t)



## Résumé

**Investigation of the Time Variation of Seismic Wave-Velocity.**

by

Masami Hayakawa

Of the nature of earthquakes there have in the past been many investigations in our country, and consequently certain phenomena are now understood. However we do not know as yet how the stress distributions will change in the earth's crust with reference to the occurrence of earthquakes.

To know the change of stress distributions in the earth's crust, the investigation of time variation of seismic wave velocity is considered as one of the most powerful resolutions. For this purpose, the writer has statistically studied this problem by many earthquakes, the data of which were obtained by the Central Meteorological Observatory.

In order to analyse seismic data, the writer used the following two methods; A and B.

A method of comparing the two earthquakes occurred successively at the same district. By comparison of two earthquakes that their epicentres are almost the same, but they occurred each other quite different with respect to time, he has studied the difference of their travel times from those two epicentres to a definite observation point. In this case, if their paths would assumed exactly the same, the travel time difference should be considered as the results of any changes in elastic properties of substances composing the earth's crust. In discussing this time differences, the epicentre of each earthquakes must be distinctly determined as possible as we can, so that the determination of epicentres was strictly done by means of the methods of least squares.

B method of comparison of two earthquakes with different epicentres. At first, time distance curves of two earthquakes occurred in different time were obtained. In making time distance curve, the mean curve was drawn by the running average method. Next, time deviation from this mean curve at any definite observation point was taken and then the difference in time deviations of two earthquakes was investigated. By this method, about 200 earthquakes from 1930 to 1947 were discussed.

From the results of study by the above described two methods it was found that the seismic wave-velocity varied with time, and this time variation seemed to be appeared before a big earthquake.

To increase the reliability of these results, the quantity of the time variation was completely discussed by the theory of error. The results of the present investigation are summarized as follows:

1. Time variations of seismic wave-velocity are found and the arrival time difference corresponding to the value of this variation amounts to 2 or 3 sec. in maximum.

2. These time variations appear from 3 or 4 months before the occurrence of earthquakes.

3. The probability that appeared at random these time variations before earthquakes is too small to consider this quantity as an error itself. Then, these results obtained from the present investigation are considered as having some physical meanings. As one of the explanations for these phenomena, there can be thought the change of the elastic property of substances composing the earth's crust.

In conclusion, the writer wishes to express his sincere thanks to the late Dr. Sakuhei Fujiwara for his kind advices in the course of this study. His hearty thanks are also due to Dr. Takeo Matsuzawa, Dr. Chūji Tsuboi, Dr. Kenzō Sassa, and Dr. Kumizi Iida, for their severe discussions and good suggestions.

---

The Geological Survey of Japan has published in the past several kinds of reports such as the Memoirs, the Bulletin, and the Reports of the Geological Survey.

Hereafter all reports will be published exclusively in the Reports of the Geological Survey of Japan. The currently published Report will be consecutive with the numbers of the Report of the Imperial Geological Survey of Japan hitherto published. As a general rule each issue of the Report will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- |                              |   |  |
|------------------------------|---|--|
| A. Geology & allied sciences | } | a. Geology.<br>b. Petrology and Mineralogy.<br>c. Palaeontology.<br>d. Volcanology and Hotspring.<br>e. Geophysics.<br>f. Geochemistry.  |
| B. Applied geology           | } | a. Ore deposits.<br>b. Coal.<br>c. Petroleum and Natural Gas.<br>d. Underground water.<br>e. Agricultural geology.<br>Engineering geology.<br>f. Physical prospecting.<br>Chemical prospecting & Boring. |
| C. Miscellaneous             |   |  |
| D. Annual Report of Progress |   |  |

Note: Besides the regularly printed Reports, the Geological Survey is newly going to circulate "Bulletin of the Geological Survey of Japan." which will be published monthly commencing in July 1950

本所刊行の報文類の種目には従来地質要報、地質調査所報告等があつたが今後はすべて刊行する報文は地質調査所報告に改めることとし、その番號は従来の地質調査所報告を追つて附けることにする、そして報告は一報文につき報告1冊を原則とし、その分類の便宜の爲に次の如くアルファベットによる略號を附けることにする。

- |                        |   |  |
|------------------------|---|--|
| A 地質及びその基礎科學<br>に關するもの | } | a. 地質<br>b. 岩石、鑛物<br>c. 古生物<br>d. 火山、溫泉<br>e. 地球物理<br>f. 地球化學              |
| B 應用地質に關するもの           | } | a. 鑛床<br>b. 石炭<br>c. 石油、天然瓦斯<br>d. 地下水<br>e. 農林地質、土木地質<br>f. 物理探鑛、化學探鑛及び試錐 |
| C その他                  |   |  |
| D 事業報告                 |   |  |

なお刊行する報文以外に當分の間報文を謄寫して配布したものに地下資源調査所速報があつたが今後は地質調査所月報として第1号より刊行する。

昭和 26 年 9 月 15 日印刷

昭和 26 年 9 月 20 日発行

著作権所有 工業技術廳  
地質調査所

---

印刷者 向 喜 久 雄

印刷所 一ツ橋印刷株式會社

REPORT No. 142

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Tomofusa Mitsuchi, Director

INVESTIGATION OF TIME VARIATION  
OF SEISMIC WAVE-VELOCITY.

BY

MASAMI HAYAKAWA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1951