

昭和8年
2月23日 チリ北部強震の調査 (第1報)

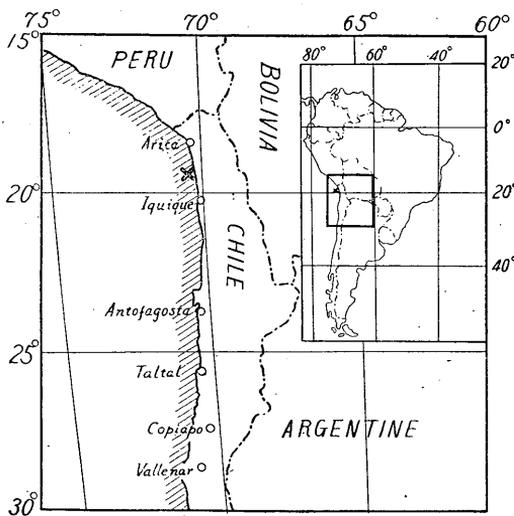
第1部 主として走時に關する研究

森田 稔, 吉村 慶丸

1. 緒言 筆者の一人は曩に南米アマゾン河上流域に發生せる深發地震を調査し、特に P' 波の焦線附近に於ける地震波動の狀況に就き我國各地觀測所に於ける觀測結果を基礎として述べる所があつたが、⁽¹⁾⁽²⁾ 更に其の繼續として、今回表題の地震を調査し、其の前半を終了することを得たので、一先づ報告する次第である。

本報告に於ては表題に斷れる如く、主として走時に關する調査の結果に就て述べる他、震央位置、震源の深さ、震源發震時等の決定、及び地震の規模、震央附近に於ける地震動の模様等に就ても必要なる記述を與へることとした。振

第1圖 震央位置(×印)及びチリに於ける有感の觀測所



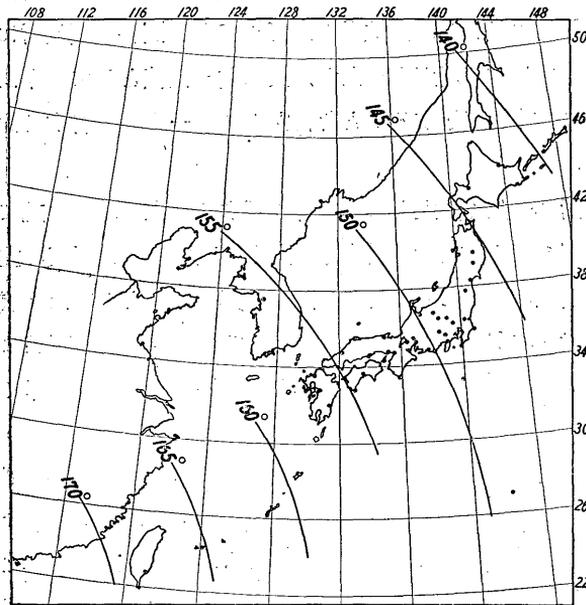
幅及び週期に關する調査は次報に於て之を爲す心算である。

今回調査せる地震は昭和8年2月23日8時09分(G. M. T.)頃、南米チリ北部に發生せるもので、同國に於ては北は Arica より南は Vallenar に至る迄極めて廣區域に亙つて人身感覺を生じ(第1圖參照)、有感區域の廣さよりすれば、昭和8年3月3日の三陸沖

- (1) 森田稔; P' 波の焦線附近に於ける觀測結果、特に振幅の配布と光學類似の現象に就て(概報)。驗震時報 9, 4.
- (2) " ; 昭和8年8月30日アマゾン河上流深發地震、特に焦線附近に於ける觀測結果に就て。同號。

強震と匹敵するものである。此地震は震央附近に観測所が少く、その爲、震源に関する諸量の決定に當り、震央附近の観測を十分利用することの出来ない憾みがあつたが、幸ひ規模が大であつた爲め、世界各地観測所に於ける豊富なる観測があり、之に依つて其の缺を補ひつゝ、再び、主として我國に於ける観測結果に基き、遠距離に於ける地震波の模様を調査した。

第 2 圖 日本附近に於ける等 Δ 線



此圖は凡て地理學的緯度に依る

上に位した(第 2 圖参照)。従つて我國の大部分は所謂「明るい部分」に入ることとなる。今回の調査は我國に關しては即ち此部分を對象として爲されたものである。

今回の調査は外國観測所 67, 本邦観測所 46, 計 113 箇所の観測を基として之を行つた。外國観測所よりの材料は専ら報告に據り、本邦の材料は大部分を各地観測所より貸與された記象紙を筆者等自身にて讀取りたるものに求め、少數は観測所の報告に據つた。上記の外國観測所中、震央距離の最小なるは La Paz ($\Delta=3.^\circ6$), 最大なるは Hongkong ($\Delta=174.^\circ5$) である。併し乍ら之等外國観測所の大多數は $\Delta=58^\circ$ より 110° の間に在つたために、外國に於ける

本地震の震央は曩に調査せる 2 つの地震の震央より更に南方 10 餘度に位する。従つて本地震に對する我國各地の震央距離は前二者に對するよりも更に遠くなり、前 2 回の地震に於て夫々近畿或ひは中部地方に位置せる焦線は今回の地震に於ては遙に北東方に移動し、北海道東部より宗谷海峡に互る線

観測を材料として震央、震源に於ける發震時、震源の深さその他種々の數値を求め、或はそれに関して議論をなす場合には、主として此範圍に在るものの観測材料を用ひて行つた。又調査資料を與へられた我國の観測所は $\Delta=144.^{\circ}20$ の札幌より $\Delta=168.^{\circ}53$ の臺東迄 $24.^{\circ}32$ の間のものである。之を前2回の場合と比較するに、前2回中の前者は $138.^{\circ}35 \leq \Delta \leq 159.^{\circ}08$ 、後者は $138.^{\circ}07 \leq \Delta \leq 149.^{\circ}6$ の間に於て調査せられたものであつて、今回の調査よりは何れも其の範圍が狭く且つ震央距離の小なる方に在る。斯の如き調査範圍の差異は、本地震に前回の調査に於て未解決の儘殘された諸問題に對する解決の可能性を與へた。

本地震は前2回に調査せるものと異り、淺發地震であるが、後述の如く深さの確定値を得ることが困難であつたので、筆者等は震源の深さを假りに0と見做して凡ての計算を行つた。若し後日何等かの材料に依り本地震の深さが確定されたならば、それに應じて本文の結果に多少の修正を施す必要があるであらう。

本地震は曩に述べた如く其の規模が相當大であつたので、我國に於ては、震央距離の大なるに不拘、 P_1' , PP, PPP, SKS, SKKS, PSKS, SS, L, M 等の諸相が相當顯著に現はれ、之等の初動の大部分を指摘し、讀取ることが出來た。又 S' (SZS) に就ては以前より議論のある所なので、特に注意して驗出に努めたが、それらしい相を見出すことが出來なかつた。筆者等は我國各地観測所の記象上に於て之等諸相の中比較的確實なるものを選び、最小自乘法に依つて走時曲線を引き、走時表を作製し、之を Jeffreys-Bullen, Gutenberg-Richter, Macelwane 等の走時表と比較して其の差異を論じた。又外國に於ける観測を基として諸相の走時曲線と走時表とを作製し、 $\Delta=60^{\circ} \sim 110^{\circ}$ の間に於て之と同様の比較對照を行つた。

2. 地震の規模及び震源の深さ 本地震の有感區域の中、チリ國內に於ける

(3) 前出(1)に於て調査せる地震、即ち昭和10年12月14日南米アマゾン河上流深發地震：震央； $72.^{\circ}5W, 6.^{\circ}5S$, $H=650\text{km}$ 。

(4) 震央； $70.^{\circ}6W, 8.^{\circ}3S$, $H=640\text{km}$ 。

分に對してはチリ大學の地震報告中に記載があり、第1表は之を筆者等が纏めたものである。之に依れば $\Delta=1020\text{km}$ なる Vallenar に於て地震動を感じたことゝなつてゐるから、有感半徑は1000kmを超えることゝなり、地震の規模としては大なる方に屬する。震央に近い Iquique 及び Arica に於て規模の割に震度が弱かつたことは、震央が海中に在つた爲めと、震源が多少の深さを有したことに依るものと思はれる。尙ほ此の報告には次の如き海震の記事がある：

Temblor en el mar.—Sentido fuerte en el mar frente a Iquique por el vapor Cautin ;

即ち汽船 Cautin 號は Iquique 沖に於て強い震動を感じた。此報告を信用するならば、震央は海中に在つて、震源のさして深くないことが推定されるであらう。

第1表 チリに於ける各地の震度

地名	$\varphi; S$	$\lambda; W$	Δ	震度及び記事
Arica	18°32'	70°22'	85 ^{km}	強震 (Temblor fuerte.)
Iquique	20 19	70 10	113	烈震 (Temblor muy fuerte), 古壁の剝落あり
Antofagasta	23 37	70 22	479	強震 (Temblor fuerte.)
Taltal	25 23	70 31	674	同上
Copiapó	27 18	70 24	888	震動極めて緩慢 (Temblor de oscilaciones muy lentas.)
Vallenar	28 30	70 47	1020	微震? (Temblor sensible)
Santiago	33 24	70 45	1566	無感 (No sensible.)

チリ國は南北に細長い狭小な地域を占むる關係上、同國內の震度のみを以て震域に關する正確な知識を得ることは困難である。完全なる震域を知るには隣接國たる Argentine, Bolivia 及び Peru に於ける震度の分布をも知ることが必要である。併し現在迄には夫等の材料が得られなかつたので、従つて地震の規模も正確には知れない譯で、規模に關しては此程度の議論に止めることを餘儀なくされた。

本地震は既に述べた如く淺發地震であるが、夫等震源の深さに關する推測資料を一括すれば次の如くである。外國觀測所中、震源に一定の深さを與へたも

(5) Boletín del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. N.º. XXV.

のは J.S.A. 及び Florissant の 2 個所で、共に約 100km と與へてゐるが、J.S.A. の此決定は P,S,M (Rayleigh 波) 各相の振幅相對値が夫々 11, 51 及び 23 にして、即ち表面波の異常に小なることより爲されたものである。而して St. Louis (60.°9) に於ては ipP , $ipPP$, $iScS$ を觀測し、 $pP-P=18^s$ を與へてゐる。試みに $pP-P$ のこの値より Gutenberg 及び Richter の最近の深發地震に關する走時表を用ひ、内挿に依つて深さを求むれば約 70km となる。但し J.S.A. に於ても、 $S-P$ の觀測値から求められる深さは寧ろ 0 に近いことを附記して居る。又之等以外の外國觀測所に於ては深發地震に特有なる如上の反射波を觀測せる所は一つもなく、反對に其の殆ど全部が表面波を觀測し、La Paz (3.°6) に於てさへ W_2 を觀測せる程であつて、震源の深さのさして深くないことを示してゐる。

最近、S. W. Visser⁽⁷⁾ は I.S.S. に發表せられた多數の地震に就き、其の深さを再吟味し、其の手段の一として L-N criterion なるものを提案したが、彼の結果を此地震に應用して見ると、震源の深さ 0 なる十分の條件を充してゐることが知れる。

之を要するに、本地震の震源の深さはさして深くなく、所謂 Normal earthquake に屬すべきものと思惟される。

一般にかゝる程度の深さの地震で、其の眞の深さを精密に決定する爲めには、震央に極めて近い觀測所の存在が最も望ましく、其處に於ける觀測値が殆ど決定的の效力を有つのであるが、之が望めない現在の如き場合には、深さの確實な決定は困難であつて、近似的に之を 0 と見做して議論を進める外、差當つて途がない。仍つて本文に於ては $H=0$ として凡ての議論を行つたが、深さの若干の差異は議論の本質には殆ど影響しないことを注意して置く。

3. 震央及び震源發震時 外國各地觀測所に依つて與へられた震央位置及震源發震時は第 2 表に示す如くである。筆者等は之等の値の平均値を以て震央及

(6) B. Gutenberg and C. F. Richter ; Materials for the Study of Deep-focus Earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer. 26 (1936), 4.

(7) S. W. Visser ; Some remarks on the deep-focus earthquakes in the International Seismological Summary. Gerl. Beitr. Geophys. 48 (1936).

び震源發震時の第1近似値と見做し、之に逐次近似法⁽⁸⁾を施して窮極の値を求め

第2表 外國各觀測所に依つて與へられたる震源に關する値

觀測所	φ_0 : S	λ_0 : W	H	O: (G.M.T.)
Strasbourg	18°	72°	—	8 08 57
J. S. A.	19.5	71	100?	8 09 38
La Paz	18.3	70	—	—
Florissant	19.8	71	~100	8 08 31
U. S. E.	20.7	70.2	—	8 09.3
Chiufeng	19.5	70	—	8 09 22
Washington	—	—	—	8 09.3
Ottawa	—	—	—	8 09.4
Halifax	—	—	—	8 09.5
平均	19.3	70.7	—	8 09 15
U.S.C.G.S.	19	69	—	8 09 25

る方法を採用した。但し第2表中 U.S.C.G.S. の値は筆者等の計算終了後に見出されたものであつて、筆者等の計算には除外されてある。又第2近似法以下の施行に當つては、觀測材料としては $\Delta = 57.^\circ 9$ より $109.^\circ 5$ 迄の間に在る 55 觀測所に於ける P 相の發現時のみを用ひ、他の相は参照し

なかつた。之は精度定量の困難を避けたのである。逐次近似法は觀測材料のみに據る觀測走時曲線を基準として行ふ以外に、Macelwane(1933)及び Pasadena(1934)各走時曲線をも夫々基準として行つた。而して震央位置及び震源發震時に對し窮極の値として與へたものは、之等3組の互に獨立に得られた値の平均を以てした。

以下に近似法の手續の概要と得られた結果とを述べる。

1. 觀測走時曲線に據る場合 先づ第1近似震央よりの各觀測所の震央距離を計算する。之を Δc_1 とする。P 波の走時曲線を引く。之は目測に依つた。走時曲線よりの Δc_1 の偏差 $\delta \Delta_1$ を讀取る。觀測所の方位角に對する $\delta \Delta_1$ を圓形方眼紙上に記入する。之等の點の重心を求める。然るときは其重心の位置が震央位置の移動量を示す。計算の結果得られた震央位置の移動量は次の如くなつた：

$$\delta \varphi_0 = -0.^\circ 005, \quad \delta \lambda_0 = +0.^\circ 054 \quad (1)$$

(8) 逐次近似法に就ての詳細は例へば、飯田汲事、神原健；我國に於ける P 波の傳播異常に就いて。地震、6 (昭和 9 年)、6 を参照され度い。

(9) 各觀測所の精度を假りに同一と見做し、従つて觀測の「重み」は全部等しいとした。

茲に±の符號は北及び東に移動する場合を正とする。

之より震央位置の第2近似値として次の値を得る。

$$\varphi_0; 19.^\circ 31S, \lambda_0; 70.^\circ 65W \quad (2)$$

更に同様の手續を繰返せば第3近似値を求め得る譯である。併し乍ら、(1)なる移動量の數値は既に第1近似値の最下位より1桁或ひは2桁下位に在り、之を繰返して得られる移動量は恐らく更に低位のもので、計算精度の範圍外に出づるものと推定されたので、近似法は此處迄で止めた。又實際其の必要のないことは、次の Macelwane 走時曲線に準據せる時の同様な手續の結果より十分推定される所である。

2. Macelwane 走時曲線に據る場合 震源發震時として第2表に示せる平均時刻 8h 09m 15s G.M.T. を採り、各觀測所の P 波の發現時を走時に直す。之を T_{01} とする。第1近似震央による震央距離 Δc_1 に對應する Macelwane⁽¹⁹⁾ 走時表の P 相走時 T_{m1} を求める。各觀測所に就て $\delta T_1 = T_{01} - T_{m1}$ を求め、之等を平均する。今その平均値を $\overline{\delta T_1}$ を以て表はせば、之は震源發震時に加ふべき補正である。計算の結果、

$$\overline{\delta T_1} = +5.1 \text{ s} \quad (3)$$

を得た。従つて Macelwane 走時表に據る時の震源發震時の第2近似値は

$$O = 8h \ 09m \ 20.1s \quad (4)$$

である。

新に(4)を採用して各觀測所の P 波走時を定め直す。此手續の結果、Macelwane 曲線は觀測走時の平均の位置に來る筈である。以下の手續は前項の觀測走時曲線に據る場合と全く同様である。斯くして震央位置の移動量として、

$$\delta \varphi_0 = +0.^\circ 017, \quad \delta \lambda_0 = +0.^\circ 34 \quad (5)$$

を得た。依つて震央位置の第2近似値として

$$\varphi_0; 19.^\circ 28S, \lambda_0; 70.^\circ 36W \quad (6)$$

(10) J. B. Macelwane; A preliminary table of observed travel times of earthquake waves for distances between 10° and 180° applicable only to normal earthquakes. Saint Louis University, 1933. (mimeographed).

が得られた。

次に第3近似震央を求めるべく全く同様の手續を繰返した。此手續に於て、震源發震時に加ふべき第2回目の補正は、計算の結果、

$$\overline{\delta T_2} = +0.43 \text{ s} \quad (7)$$

となつた。又震央位置の移動量は、中途迄計算の結果、上述の場合に於ける $\delta \Delta_1$ に相當する量 $\delta \Delta_2$ の各觀測所に於ける値の平均 $\overline{\delta \Delta_2}$ は第2近似法に於ける場合の約 $1/30$ となり、Macelwane の走時表の精度の範圍を甚しく外れたものとなることの見當が付いたので、此手續は此處迄で打切ることとした。即ち第3近似法の結果として、震源發震時は、

$$O = 8\text{h } 09\text{m } 20.5\text{s} \quad (8)$$

震央位置としては(6)と同様のものが得られた譯である。

3. **Gutenberg-Richter の走時表に據る場合** B. Gutenberg 及び C. F. Richter ⁽¹¹⁾ の走時表に據り、2. に於けると同様の手續を行ひ、第2近似法の結果次の數値を得た。

$$\left. \begin{array}{l} \text{震源發震時に對する補正: } \overline{\delta T_1} = +1.7 \text{ s} \\ \text{震源發震時: } O = 8\text{h } 09\text{m } 16.7 \text{ s} \\ \text{震央位置の移動量: } \delta \varphi_0 = -0.^\circ 006, \delta \lambda_0 = +0.^\circ 13. \\ \text{第2近似震央位置: } \varphi_0; 19.^\circ 31\text{S}, \lambda_0; 70.^\circ 57\text{W} \end{array} \right\} (9)$$

Gutenberg-Richter の走時表は震央距離に於て 1° 、走時に於て 1s 迄の記載しかないので、之以上の近似法を續行することは無意味である。

以上 1., 2., 3 各場合の結果に「重み」を附して平均し、之を以て本調査に於

第3表 各種走時曲線による震央及び震源發震時並びに其の平均値

基準走時曲線	$\Sigma(\delta \Delta)^2$	μ	ϵ	P	震 央	震源發震時 (G.M.T.)
觀測走時曲線	Deg. ² 20.90	0.63	0.425	2.4	19.31S 70.65W	h m s 8 09 15
Pasadena 曲線 (1934)	21.75	0.64	0.43	2.3	19.31 70.57	8 09 16.7
Macelwane 曲線 (1933)	38.08	0.85	0.57	1.8	19.28 70.36	8 09 20.5
平 均	—	—	—	—	19.30 70.54 $\pm 0.01 \pm 0.06$	8 09 17.1 ± 1.0

(11) B. Gutenberg and C. F. Richter; On Seismic Waves (1st paper). Gerl. Beitr. Geophys. 43 (1934).

ける本地震の震央及び震源發震時とした。其結果を第 3 表に示す。同表に於て $\delta\Delta$ は 1., 2., 3. の各場合に應じ、第 2 或ひは第 3 近似法を行つた最後に於ける各觀測所の震央距離の基準走時曲線よりの偏差を示し、 μ , ε , p は夫々、

$$\mu = \sqrt{\frac{\sum(\delta\Delta)^2}{n-1}}, \quad \varepsilon = 0.6745 \sqrt{\frac{\sum(\delta\Delta)^2}{n-1}}, \quad p = \frac{1}{\varepsilon},$$

n は觀測材料の數である。即ち μ は 3 つの基準走時曲線に對する震央距離の平均誤差、 ε は其の確率誤差を表はし、 p は之等 3 種の走時曲線に據つて得られた結果の精度を表はすものと見做し得る。依つて本文に於ては p を「重み」として、之等 3 種の走時曲線に準據して得たる 3 つの結果の weighted mean を取り、之を以て最後の震央位置及び震源發震時とした。其等の値は即ち

震央： $19.^{\circ}30 \pm 0.^{\circ}01$ S, $70.54 \pm 0.^{\circ}06$ W

震源發震時： 8h. 09m. $17.1s. \pm 1.0s.$ G.M.T.

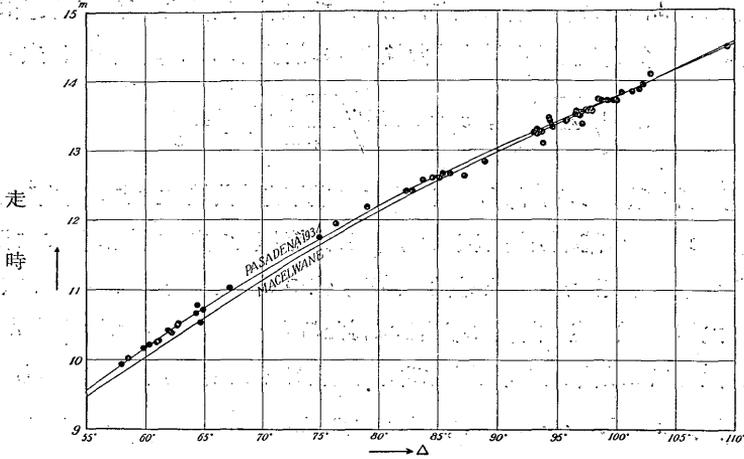
である。

第 3 表に見る如く、觀測走時曲線に準據せる場合に誤差が最も小なることは當然であるが、Pasadena 曲線と Macelwane 曲線とを比較するに、前者に據る場合の方が遙に誤差が少く、觀測走時曲線に據る結果に極めて接近することは注目値する。此傾向は筆者等の之迄數回各種の地震を調査せる場合殆ど常に見られる所であつて、其原因を探究する時は、之等の走時曲線の特殊性、延ひては、若しありとせば、地球の不均一性に於ける高次の項を含めたる速度分布、即ち $v=v(r, \theta, \varphi)$ の議論を行ふ端緒を見出し得るのではあるまいかと思はれる。

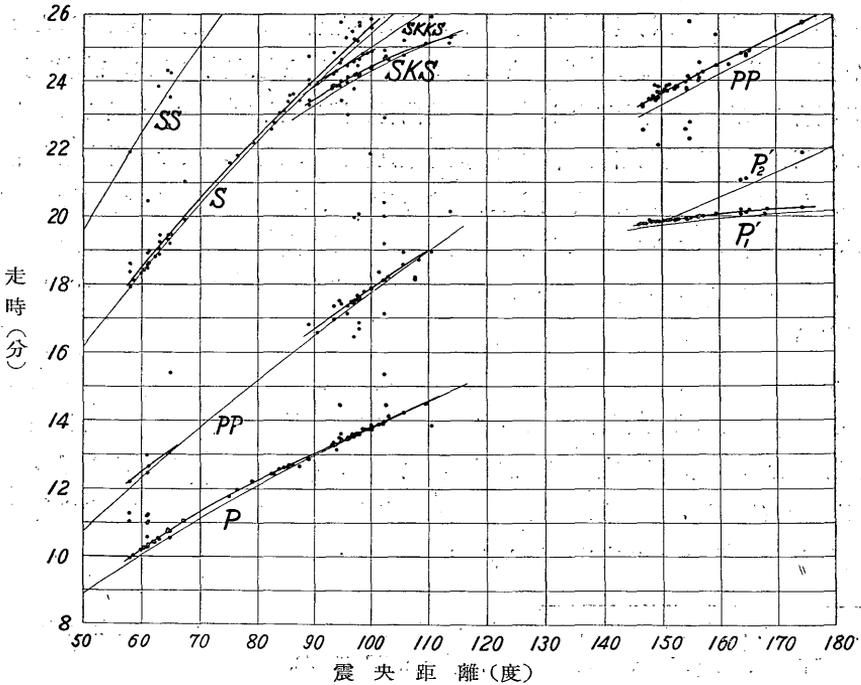
4. 世界各地の觀測に基く諸相の走時曲線及び走時表 上の如くして震央及び震源發震時の決定を見たので、之より各觀測所に於ける各相の走時及び震央距離を計算し、夫等の走時表を作製し、之等を Macelwane (1933), Gutenberg-Richter (1934), Jeffreys-Bullen (1935) ⁽¹²⁾ 各走時表と比較し、又各相の走時曲線を引き Macelwane の走時曲線と比較した。

(12) H. Jeffreys and K. E. Bullen; Times of Transmission of Earthquake Waves. Publ. Bur. Centr. Séism. Intern. **11** (1935).

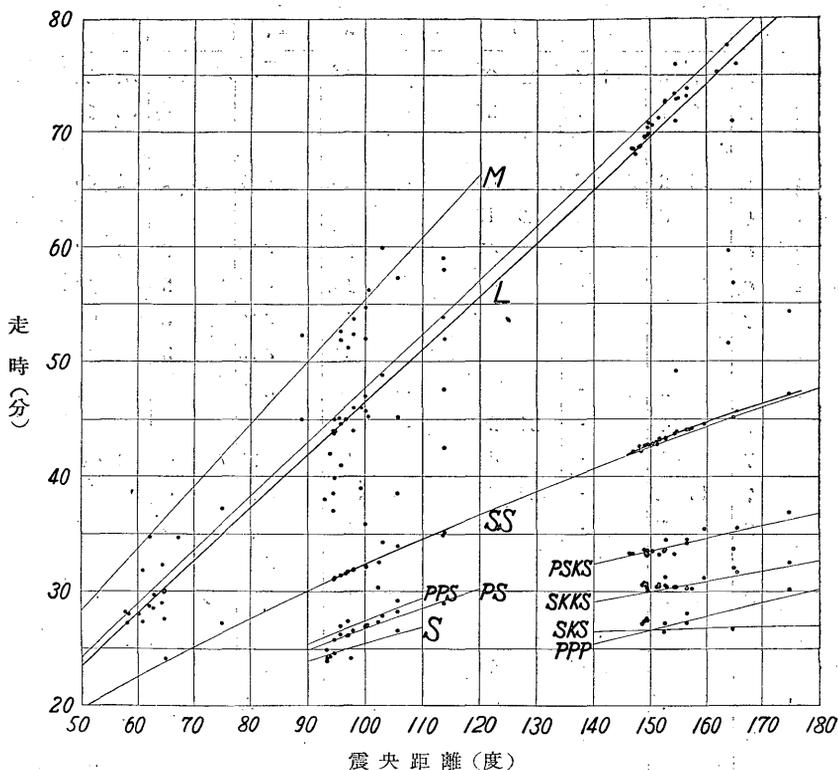
第3圖 P波走時曲線



第4圖(1) 世界各地の観測に依る各相の走時曲線(太線)
 附 Macelwane 走時曲線(細線) O: 8h. 09m. 17. 1s.



第 4 圖 (2)



第 3 圖には P 相の走時曲線を、第 4 圖 (1) 及び (2) には P, P', PP, PPP, S, SKS, SKKS, PSKS, PS, PPS, SS, L, M 等諸相の走時曲線を示す。

又第 4 表には震央距離 58° より 114° 迄の間は 2° 置きに、 145° より 168° 迄の間は 1° 置きに、P (或は P_1'), PP, S, 及び SS 各相の観測走時を掲げる。空欄になつてゐる所は観測の数が不十分な所である。

第 5 表は第 4 表の結果を上記 3 種の走時表と比較して、其の間の偏差を示したものである。筆者の一人は曩に調査せる地震に於て、観測走時曲線が震央距離の 60° — 100° 位の範囲に於ては Brunner の走時曲線よりも Δ 軸に対する傾きが小であることを注意して置いたが、同様の傾向が第 5 表に示す所の 3 種の走時表との比較にも現はれてゐる。筆者はこのことに関し前論文に於て

第4表 観測走時表

Δ	P	PP	S	SS	Δ	P ₁ '	PP	SS
^o	^m ^s	^m ^s	^m ^s	^m ^s	^o	^m ^s	^m ^s	^m ^s
58	9 58	12 11	18 02		112			34 52
60	10 12	30	27		114			35 15
62	10 25	44	52		145	19 43.8	23 15	41 55
64	38	58	19 17					
66	52		41		146	45.2	20	42 07
68	11 04				147	46.6	25	18
70	17				148	48.0	30	29
					149	49.4	35	41
72	29				150	50.7	39	52
74	40		21 22					
76	52		43		151	52.0	44	43 04
78	12 02		22 03		152	53.4	49	15
80	12		23		153	54.7	54	26
					154	56.0	59	38
82	22		43		155	57.3	24 04	49
84	32		23 02					
86	41		22		156	58.5	09	44 01
88	51	16 26	41		157	59.8	14	12
90	13 00	39	24 01		158	20 01.0	18	23
					159	02.3	23	35
92	09	53	20		160	03.5	28	46
94	19	17 07	40	30 55				
96	28	22	25 00	31 23	161	04.7	33	57
98	38	37	19	50	162	05.9	38	45 09
100	47	51	37	32 18	163	07.1	43	20
					164	08.3	47	31
102	57	18 04		45	165	09.5	52	43
104	14 06	18		33 11				
106	15	33		37	166	10.6	57	54
108	24	44		34 03	167	11.8	23 02	46 06
110	32	54		28	168	12.9	07	17

(註) P₁' (146°—166°) は *i* 相をとる。e 相は之より平均 4.3±0.6 秒早い。

第5表 観測走時表と他の走時表との比較

Δ	P(P ₁ ')			PP			S			SS		
	O-M	O-G	O-J	O-M	O-G	O-J	O-M	O-G	O-J	O-M	O-G	O-J
60	+10	+2	+7	+10	—	+20	+6	+4	+11	—	—	—
65	+10	+1	+6	—	—	—	+7	+5	+10	—	—	—
70	+9	+2	+6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
75	+8	+3	+6	—	—	—	+8	+2	+8	—	—	—
80	+5	0	+4	—	—	—	+8	0	+5	—	—	—
85	+3	-1	+3	—	—	—	+8	-1	+4	—	—	—
90	+2	-2	+3	+10	+2	+14	+8	-2	+5	—	—	—
95	+2	0	+3	+6	0	+9	+10	+3	+8	-2	+2	+18
100	+1	0	+3	+6	-1	+9	+12	+3	+10	0	0	+16
105	+1	+2	+4	+3	-4	+5	—	—	—	-3	-1	+13
110	-1	+1	+1	-5	-12	-3	—	—	—	-5	-4	+9
115	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-11	—	+9
145	+8	—	+10.1	+26	+26	+23	—	—	—	+16	-19	+14
150	+8	+2	+9.0	+22	+22	+18	—	—	—	+16	-22	+12
155	+8	—	+9.3	+19	+21	+15	—	—	—	+20	-20	+13
160	+8	+3	+10.0	+16	—	+12	—	—	—	+22	-24	+15
165	+9	—	+10.4	+14	—	+11	—	—	—	+30	—	+20

M: Macelwane, G: Gutenberg-Richter, J: Jeffreys-Bullen. O: 観測

Brunner 従つて Macelwane の走時曲線其物の特殊性を挙げ、之に依つて或程度迄此様な結果を説明し得ることを注意して置いた。今回の場合も同様のことは勿論存在する譯であるが、併し第5表に示された數字が完全に斯の如き基準走時曲線の偏倚に依つて説明されるとは考へられず、寧ろこの偏差の大部分は観測或ひは計算の誤差を除けば、この地震に特有なるものと解釋するのが妥當ではあるまいかと思はれる。而して筆者の考へる所は Jeffreys, Gutenberg 其他の人々に依つて、多くの地震の観測結果を綜合して得られたる平均の走時曲線は、地球内部の一つの抽象化され、理想化された状態に對應するものであつて、實際の現實の儘の地球に對應するものではない、即ち斯の走時曲線は其の成立の必然性として、實際には r の他に θ 及び φ (地心に原點を有する極座標) の函數であるべき地球内部及び表面の状態を平均し、 r のみの函數と見做

せる地球に對應するものであつて、内部及び表面の性質が θ 及び φ の函數である所の實際の地球内に起れる一つの地震の走時曲線は當然之とは異なる筈である。即ち、斯る平均の走時曲線が對應する所の地球は地上の凹凸の全く取拂はれた一つの假想的地球即ち準據橢圓體であつて、之に對し實際の觀測走時曲線の對應する所の地球は凹凸のある儘の實際の地球である。勿論走時の觀測及び震央距離の算定には種々の誤差が入り得るから、觀測走時曲線其物を以て直ちに現實の地球に即應する正確なる走時曲線と見做すことは出來ないが、若し起り得る一切の誤差を取除くことが出來たとすれば、觀測走時曲線のみが實際の地球の状態を如實に指示し得る譯である。

抑々平均の走時曲線の有する一つの意義は、誤差論の教ふる所に従ひ、多くの走時曲線を平均して個々のものゝ有する偶然的誤差を消去せることであつて、平均の走時曲線を作製し、之を以て基準とする所以の一は此點に存するのである。然るに此手續の結果は、誤差の消去に成功する反面、必然的に地球の方位性（地球の性質が θ 及び φ に關係することを假りに斯く呼ぶ）の相殺を招來し、斯くして得られた結果をして一つの抽象的地球に對應するものと化せしめるのである。勿論、地球の方位性は其の成層性（地球の性質が r のみに關係することを假りに斯く呼ぶ）に比すれば遙に高次の特性であるから、從來の地震學に於ける地球物理學的探究の課題たる一般的地球内部構造論を究むるには適切であつたが、大陸と大洋との構造の差異、又大陸相互、或ひは大洋相互間の構造の差異、其他地球の有する方位的特性の究明に對し、地球物理學に於ける他の諸分野と相呼應して行く爲には、これより更に一步を進めて個々の場合を對象とするに非れば、目的を達し難いであらう。不敏乍ら筆者等の意圖する所は一に此點に存するのであるが、第5表の精度は未だ之を詳しく論ずるには不十分のものと思はれるので、之は一つの材料として將來の精査を俟つこととし、茲には之等諸相中比較的精度の高いと思はれる P 波の走時曲線に就てのみ稍詳しく論ずることとする。

P 波走時曲線のみを特に取出し第3圖（198頁）に示す。圖に引ける2曲線は、上のものが Pasadena 走時曲線（1934）、下のものが Macelwane 走時曲線（1933）である。上に述べた如く、Pasadena 曲線は Macelwane 曲線に比し

遙に良く観測に合致する。曩に述べた如く、 Δ の 60° — 100° 位の範圍に於ては Macelwane の曲線は、少くも前回調査せる地震に於ては、 Δ 軸に對する傾斜が観測よりも少し大き過ぎるのであるが、前回調査の地震と本地震の兩方に於て観測走時曲線と Brunner, Macelwane 或は Pasadena 曲線との P 波の走時差をとつて見ると下表の如くなる。即ち Brunner の曲線と Macelwane の曲線とは Pasadena 曲線に比し遙に大なる観測よりの偏差を示すことが明かである。

地震名	比較せる走時曲線	$\Delta=60^\circ$	70°	80°	90°	100°
アマゾン河上流深発地震 ⁽¹³⁾	Brunner	12 ^s	11 ^s	8 ^s	5 ^s	— ^s
チリ北部強震	Macelwane	10	9	5	2	1
同上	Pasadena	2	2	0	-2	0

5. 我國に於ける観測 本調査の主なる目的は我國に於ける観測を取扱ふことに在る。筆者等は我國各地観測所の記象紙より能ふ限り多くの相を、十分なる注意を以て精細に讀取ること努め、走時曲線を引くに當つても観測豊富なる相は最小自乗法に依つて求め、係数の確率誤差及び観測走時の確率誤差をも示した。

又震央距離の計算は地心緯度を用ひて行つた。地心緯度に就ては河角博士、Gutenberg 及び Richter 等の計算式⁽¹⁴⁾があり、河角博士等は Hayford の地球楕圓體に據り、Gutenberg 及び Richter は Clarke のもの⁽¹⁵⁾に據り、各々異なる算式を與へられてゐるが、其の差は僅小で、最大約 $5''$ の差を生ずるに過ぎない。筆者は假りに Gutenberg 及び Richter の計算式

$$\phi_g - \phi_s = 11.67 \sin^2 \phi_g$$

に依つたが、筆者の如く $1'$ の桁迄しか問題にしない場合には何れに従つても同じ結果が得られる筈である。此式で ϕ_g は地理學的緯度、 ϕ_s は地心緯度である。

(13) 前出 (2) 216 頁。

(14) 河角廣, 吉山良一; 昭和 6 年 2 月 20 日日本海北部の地震の調査(第 1 報)。地震 6 (昭和 9 年), 8。

(15) B. Gutenberg and C. F. Richter; Advantages of Using Geocentric Latitude in Calculating Distances. Gerl. Beitr. Geophys. 40 (1933).

第 6 表 日本に於ける各相の發現時

震源發震時: 8^h09^m17^s.1 G.M.T. 各地の震央距離は地心緯度によつて計算せるもの
 P₁ より SS 迄の各相の發現時は 8^h G.M.T. を, L 相の發現時は 9^h G.M.T. を基準にして表はす

観測所	Δ 100° +	P ₁		PP	SKS 或は PPP	SKKS	PSKS (SKSP)	SS	L	其の他の相
		eP ₁	iP ₁							
*札幌	44.20	Z ^{m s} -4.2	—	(3:27.1)	—	9:29	—	—	(48:35)	iP ₁ '-iE 2:25.0 iP ₁ '-eN 48:35
盛岡	45.96	N ^{m s} 28 57.7	N ^{m s} 29 01.5	—	—	—	—	(51:20)	(17:30)	9:05:07, 9:10:17
水澤	46.26	E	(N ^{m s} E 03.)	—	—	—	i42:34	(51:43)	(i17:10)	i9:21:56
秋田	46.68	—	—	i32:34.3	—	—	—	—	17:52	—
仙臺	46.79	Z 29 00.0	Z 03.7	i32:30.4	—	—	42:31	i51:26	17:46	8:31:49, 9:10:04, 9:10: 39, 9:27:29, 9:49:58
福島	47.32	Z 28 59.1	Z 04.4	—	—	—	—	—	i17:19	—
銚子	47.85	—	(N 09.9)	i32:43.9	—	—	—	i51:52	i17:57	—
柿岡	48.17	N ^{m s} 29 04.2	(06.)	32:42.5	—	—	—	51:29	i18:05	—
東京	48.45	—	Z 06.6	32:49.1	36:27	39:51	—	(51:41)	18:54	8:29:14.4, 8:40:59 i9:22:45
熊谷	48.78	Z 29 01.5	Z 05.0	i32:45.1	—	—	—	—	—	—
横濱	48.87	Z 02.3	Z 06.2	i32:44.8	—	i40:03	42:54	i52:00	i18:55	i8:33:08
前橋	48.91	Z 02.0	Z 06.2	i33:07.9	i36:44	—	42:32	i52:00	18:52	8:37:37, 9:42:32
富崎	48.94	—	—	—	—	—	—	—	—	9:26:22
父島	48.97	Z 04.1	Z 07.4	32:41.4	—	—	—	(52:31)	(18:23)	—
追分	49.32	—	N 07.5	32:55.8	36:59	i39:57	42:24	(52:02)	—	8:34:37, 8:35:19 i8:58:02, 9:24:14
長野	49.42	—	07.2	—	—	i39:38	42:47	52:06	(i19:30)	—
船津	49.51	Z 03.4	Z 06.6	33:06.0	—	—	42:50	(52:28)	19:02	8:31:22
三島	49.52	Z 02.9	Z 06.6	i32:48.4	36:47	39:23	42:29	i52:06	i19:43	8:45:31
八丈島	49.52	Z 01.9	Z 07.6	32:45.8	—	—	—	(52:08)	i19:11	—
甲府	49.60	—	08.0	32:56.0	—	—	—	52:05	19:22	—
輪島	50.01	—	Z 08.2	—	—	—	—	—	(19:33)	—
*富山	50.13	—	—	(3:24.9)	(7:23)	i10:52	—	—	(50:35)	—
御前崎	50.29	Z 04.2	Z 09.3	32:56.7	—	—	42:49	i52:11	19:52	—
濱松	50.62	—	—	33:01.0	—	—	—	—	(i20:59)	—
名古屋	50.98	—	Z 09.0	i33:07.8	—	—	—	52:19	—	9:24:12
岐阜	51.03	—	09.5	32:59.4	—	39:43	—	52:05	—	—
彦根	51.47	—	—	(32:44)	—	i39:57	—	52:34	20:32	8:58:34
龜山	51.49	Z 07.4	Z 10.7	i33:10.4	—	i39:47	i42:39	52:31	—	—
大阪	52.27	—	09.7	—	—	—	—	—	—	—
豊岡	52.38	Z 06.0	Z 10.9	33:01.7	35:47	—	42:47	(52:41)	(20:59)	i9:21:57, 9:29:43, 9:45:45, i9:51:00
神戸	52.61	Z 07.6	Z 11.8	i33:05.0	i36:33	i39:51	i42:57	i52:39	21:52	—

観測所	Δ 100° +	P'_1		PP	SKS 或は PPP	SKKS	PSKS (SKSP)	SS	L	其の他の相
		eP'_1	iP'_1							
潮 岬	52.61	—	^m ^s Z 29 10.7	^m ^s 33:07.1	—	^m ^s 40:33	^m ^s 43:49	^m ^s 52:36	^m ^s 21:01	8:44:56, 8:48:06, 9:22:48
洲 本	52.88	—	Z 11.7	33:06.4	—	39:44	—	—	—	8:29:18.9
高 知	54.25	Z 29 10.0	Z 13.3	33:15.0	—	39:40	42:32	53:00	22:40	8:31:50.7
濱 田	54.63	Z 08.6	Z 13.3	33:25.0	—	39:43	—	53:15	22:10	8:51:07
清 水	55.02	Z 10.6	Z 14.1	33:20.0	—	—	—	—	22:16	8:31:33.8, 8:32:03.5, 8:35:04, 8:37:45
京 城	56.22	—	16.0	—	—	—	—	—	—	—
仁 川	56.45	Z 11.7	Z 15.5	33:17.2	36:35	—	43:27	53:24	(20:16)	8:59:17.9, 14:22, 9:16:10
福岡(支)	56.45	Z 12.9	Z 16.3	33:27.6	37:23	39:33	43:49	53:23	22:31	8:35:28, 8:46:10, 8:59:29, 9:26:23
宮 崎	56.56	Z 10.5	Z 17.0	33:20.8	—	39:38	—	53:23	(21:11)	8:48:38, 8:52:28
熊 本	56.67	—	—	33:48.9	—	—	—	53:24	23:09	—
長 崎	57.34	—	Z 17.0	33:31.5	—	39:32	—	53:29	(21:17)	—
名 瀬	59.55	Z 15.2	Z 21.0	33:44.2	—	40:28	44:44	53:54	—	8:34:40, 8:39:28, 9: 00:35
那 覇	61.85	—	—	33:46.0	—	—	—	—	24:29	—
石垣島	65.42	—	N 28.7	34:11.2	—	40:57	44:48	54:52	25:60	—
臺 東	68.52	—	30.0	—	—	—	—	—	—	—

(註) (1) iP'_1 , PP, SS, L 各相中括弧を附せるものは走時曲線の最小自乗法による計算の際除外せるもの。

(2) * 印を附せる観測所に於ては各相の發現時の代りに iP'_1 相よりの時間を掲ぐ。

(3) 各相の發現時中 i を附せるもの以外は不明瞭なる相(e)なり。

第6表に斯くして計算された我国各地観測所の震央距離及び各相の發現時を示す。之等の發現時の大部分は筆者等が記象紙上から讀取つたものであるが、中に少數各測候所よりの報告に依るものもある。* 印を付せる観測所に就ては地震計用時計の時刻補正值が不詳なる爲め各相の發現時の代りに iP' より夫々の相迄の時間を示した。讀取れる諸相中 eP'_1 , iP'_1 , PP, SKS, PPP, SKKS, PSKS (或ひは SKSP), SS, L 等は各観測所に就て相の同定が可能であつたから、夫々發現時を纏めて示したが、其他の相は一括して末尾に附して置いた。之等の中には既刊の走時表中の或相と走時は一致するが、我國に於て十分の観測が得られなかつたもの、及び既刊の走時表中には記載がなく共相當顯著に發現した相等を含む。例へば前者に屬するものには東京(第5圖参照)、追分、福岡支臺、名瀬等に於て明瞭に観測せられた SSS, 及び各地に於て観測され乍ら

Love 波の爲めに妨げられて大多数は發現時が正確に讀取れなかつた Rayleigh 波等があり；後者に屬するものには P'_1 と PP との間に現はれた優勢な相⁽¹⁶⁾等がある。

之等諸相中下表に示す 5 個の相に就ては全国各地觀測所に於ける初動が一定してゐて、表の如くである。尤も之等は各成分の記象上に於いて優勢に現れた相をとつたものであつて、時間的に一致しないものも若干ある。

例へば SS 相は南北動の方が東西動よりも大分早く、又 L 相は水平動が上下動よりも大分早く出てゐる。初動の詳細に就ては次の報告に於て述べることにする。

	eP'_1	iP'_1	PP	SS	L
南北動	-	+	+	-	-
東西動	-	+	+	-	-
上下動	+	-	-	+	

P'_1 の初動は上下動が水平動に比し遙に優勢に現はれたので、讀取も可及的上下動記象によることに努めたが、他の相は成分に拘らず明瞭に發現せるものを選んで讀取つた。

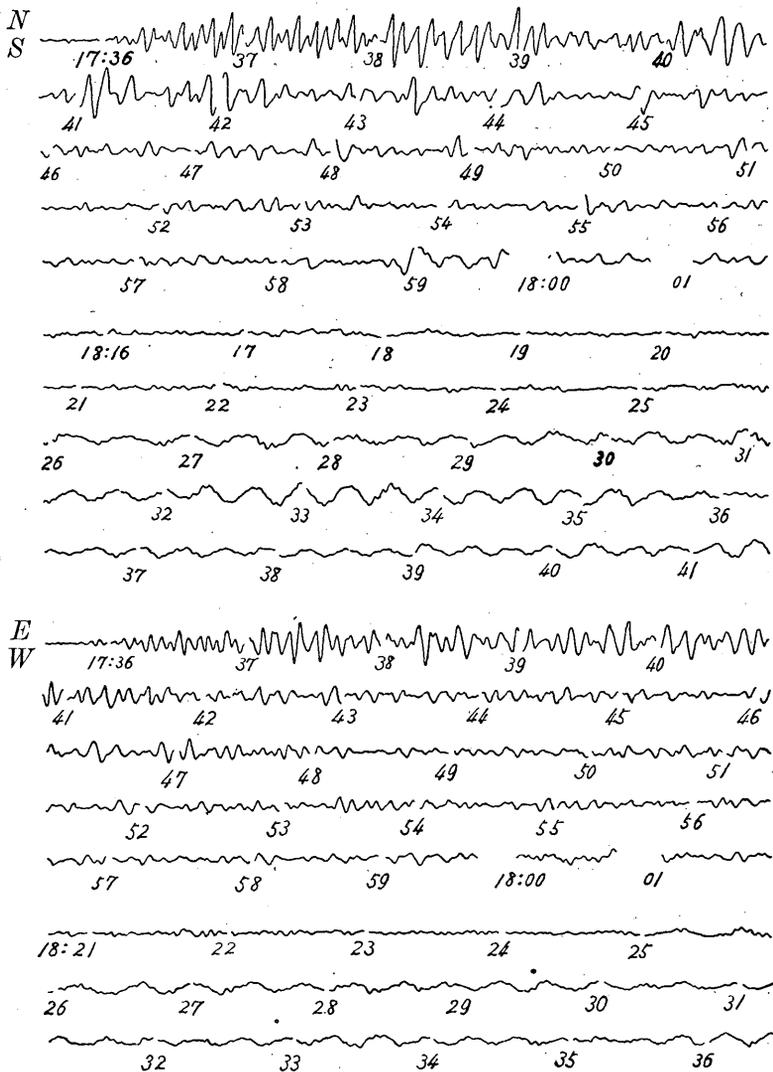
尤も SS 及び L は全部水平動に依る讀取である。表の中で「SKS 或ひは PPP」としたのは、之等 2 相は震央距離の関係で略々同様の時刻に發現する爲(第 6 圖参照)、其の何れであるかを簡単に判別出來ないからである。

我國に於ける記象の例として東京、前橋、宮崎等に於ける記象を第 5 圖に示す。東京に於ける Mainka 式地震計の此記象は相の現れ方に於て Wiechert 式地震計に依るものとは大分異つた所があり、總じて相の始まりが Wiechert 式に於ける程明瞭でない爲め、第 6 表所掲の東京に於ける發現時(Wiechert 式による讀取)とは一致しないものが多いが、週期と倍率の関係で記象が全般に大きいので例として引いたのである。高知、宮崎、石垣島等に於ける Wiechert 式地震計の記象はこゝに示す東京の記象よりも記象上の振幅は小さいけれども共相の發現は遙に明瞭である。

尙、こゝで一注意して置き度いことは、遠地々震の驗測に於ける相の判定

(16) 前回調査の地震に於ても P'_1 と pP との間に優勢な相が現はれた。前出(2) 223 頁参照。此の相は其の發現の仕方より見て新しい相ではなくて群波速度を以て到達した P' 波ではないかと思はれる節がある。

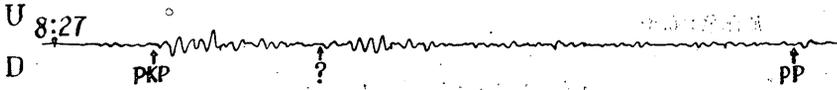
第 5 圖 (1) 昭和 8 年 2 月 23 日チリ北部強震の東京 ($\Delta=148.45$) に
 於ける記象 地震計: Mainka 式 ($V=100$, $T_0=10.0^{\circ}$, $\nu=6$)
 原記象 $\times 0.80$



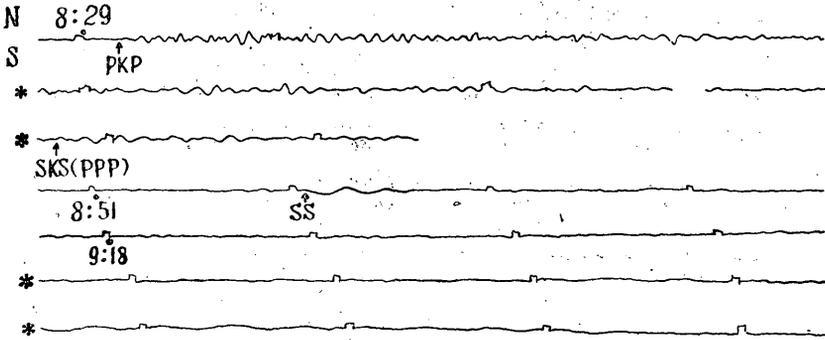
時差: $\Delta T = -6m. 50.2s.$

第 5 圖 (2) 各地の記象 (地震計: Wiechert 式) 原記象 $\times 0.80$

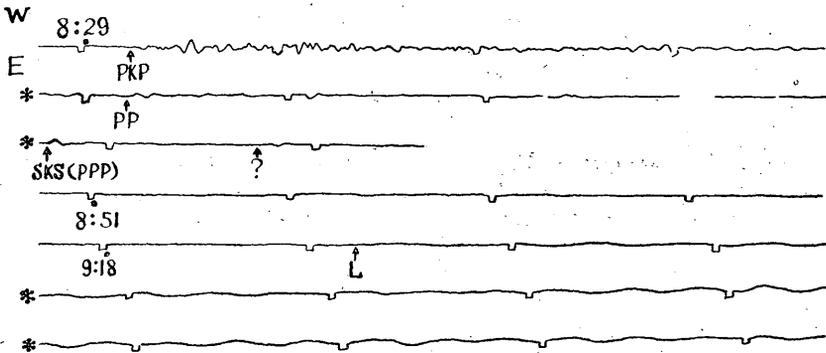
東京 ($\Delta = 148^\circ.45$) 上下動; $V = 70$, $T_0 = 4.0$, $v = 6.0$; $\Delta T = +1^m30.^s2$



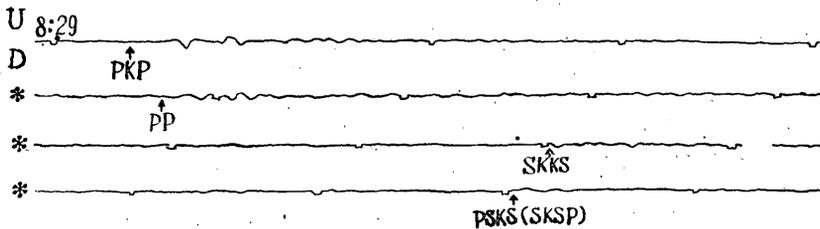
前橋 ($\Delta = 148^\circ.91$) 南北動; $V = 98$, $T_0 = 4^s.8$, $v = 6$; $\Delta T = -3^s.8$



同上 東西動; $V = 98$, $T_0 = 4^s.8$, $v = 5$; $\Delta T = -3^s.8$



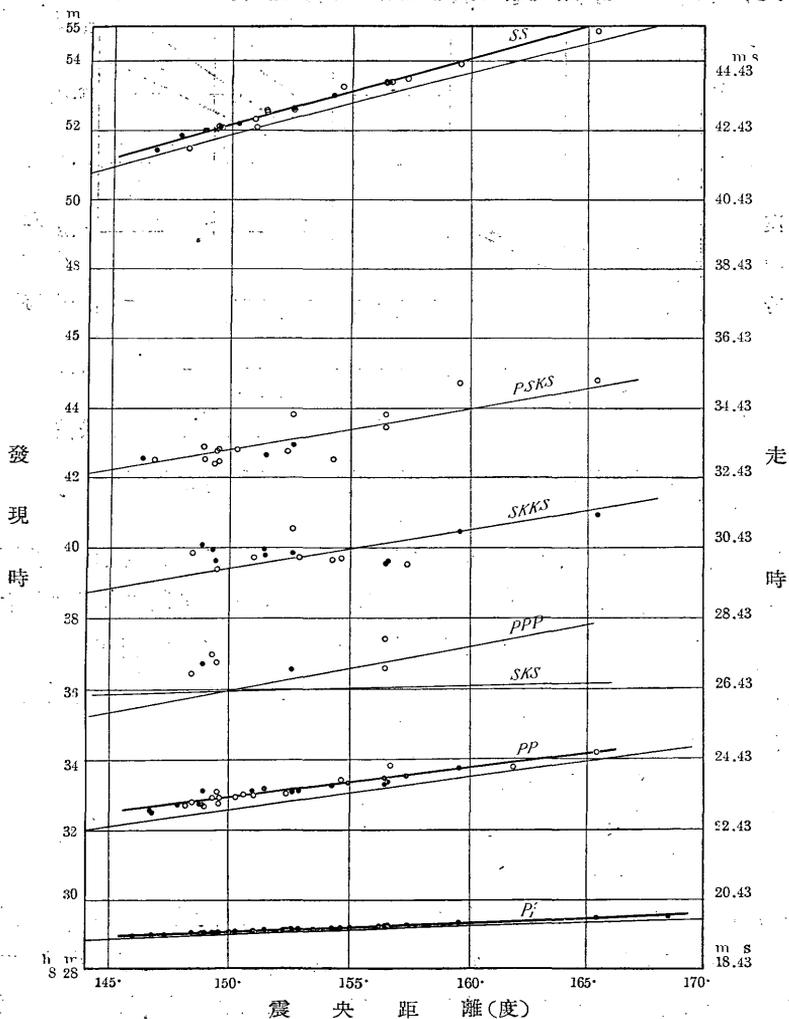
宮崎 ($\Delta = 156^\circ.56$) 上下動; $V = 80$, $T_0 = 5^s.7$, $v = 5.7$, $\Delta T = -21^s.7$



(註) * 印は上の行より続くことを示す。

の信頼度に関する問題である。當面の場合例へば第5圖を一見して、かゝる記象紙から果して相が讀取れるであらうかとの疑が當然起るであらうと思はれる。此種の疑念は我々が遠地々震の記象紙に接する際屢々起るものであるが、實は之は左程深く氣にすべき性質のものではない。驗測者が多くの觀測所の記象紙を比較對照し乍ら驗測するならば、其の中で或相に就き若干個所の記象紙

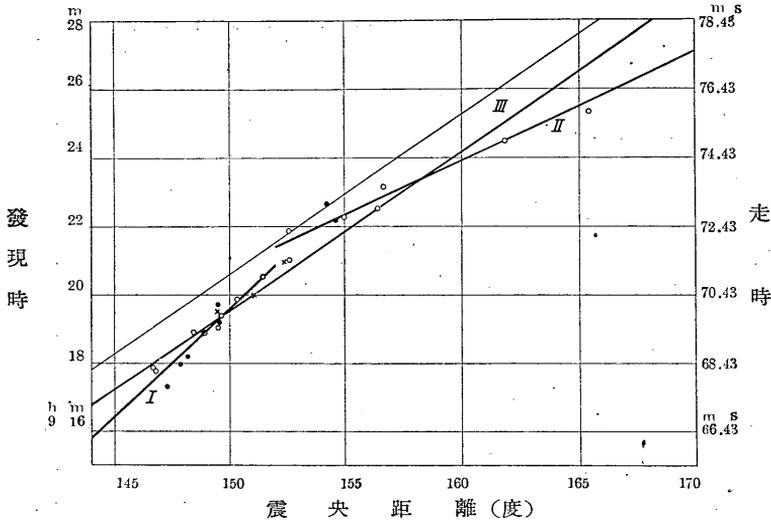
第6圖(1) 我國各地の觀測に依る各相の走時曲線(太線) 附 Macelwane 走時曲線



には必ず明瞭に其相が発現してゐるものであつて、之を手懸りとして他の記象紙からも同一の相を検出し得るものである。

6. 我國の観測による諸相の走時曲線 第6表の観測結果より諸相の走時曲線を引き、夫々該當する相の Macelwane 走時曲線と共に第6圖に示す。太線は観測走時曲線、細線は Macelwane 走時曲線である。観測値を示す小圈の中、

第6圖(2) 我國各地の観測に依る L 相の走時曲線 附 Macelwane 走時曲線



黒圈は観測の比較的明瞭なるもの、或ひは始動の急激なるものを示し、白圈は然らざるものを示す。之等の走時曲線中 iP'_1 , PP, SS 及び L の4相に対するものは、観測値が他相に比し比較的良く纏つて居り、其の数も豊富なる爲め、最小自乗法に依つて引いたものである。而して之等の中 iP'_1 は走時函数の展開式を Δ^2 の項迄探り、

$$T = a + b(\Delta - \Delta_0) + c(\Delta - \Delta_0)^2$$

の形に、其他の相は Δ の項迄探り、

$$T = a + b(\Delta - \Delta_0)$$

の形に假定して、係数 a, b, c を決定し、其の確率誤差をも求め第7表所掲の如き結果を得た。同表には更に各相に就き、観測材料の数、之等の展開式に依るときの観測走時の確率誤差、及び展開式の適用範囲をも掲げた。適用範囲と

第7表 日本の観測より最小自乗法に依つて求められた。

P'_1 , PP, SS 及び L 相の走時函数

相	観測値の數	走時の確率誤差	適用範圍
iP'_1 :	$n=33$	$\epsilon=0.42s$	$146^\circ < \Delta < 160^\circ$
(1)	$T=19m. 50.7s$ ± 0.09	$+1.34 (\Delta - 150^\circ) - 0.006 (\Delta - 150^\circ)^2$ $\pm 0.04 \quad \pm 0.006$	
iP'_1 :	$n=35$	$\epsilon=0.60s$	$146^\circ < \Delta < 168^\circ$
(2)	$T=19m. 53.9s$ ± 0.08	$+1.32 (\Delta - 152.^\circ 51) + 0.005 (\Delta - 152.^\circ 51)^2$ $\pm 0.002 \quad \pm 0.005$	
$eP'_1: n=23$	相不明瞭なる爲め最小自乗法を行はざるも、 iP'_1 の走時より平均 $4.3s \pm 0.6s$ だけ早し		
PP:	$n=34$	$\epsilon=5.1s$	
(3)	$T=22m. 39s$ ± 0.9	$+4.85 (\Delta - 150^\circ)$ ± 0.01	$146^\circ < \Delta < 165^\circ$
SS:	$n=24$	$\epsilon=5.0s$	
(4)	$T=43m. 21s$ ± 1.0	$+11.4 (\Delta - 152.^\circ 5)$ ± 0.1	$14^\circ < \Delta < 165^\circ$
L:	$n=15$	$\epsilon=0.28m$	
(5)	$T=67.1m$ ± 0.2	$+0.633 (\Delta - 145^\circ)$ ± 0.040	$146.^\circ 68 < \Delta < 151.^\circ 47$ (秋田) (彦根)
	$n=9$	$\epsilon=0.36m$	
(6)	$T=74.0m$ ± 0.08	$+0.313 (\Delta - 158^\circ)$ ± 0.020	$152.^\circ 61 < \Delta < 165.^\circ 42$ (神戸) (石垣島)
	$n=24$	$\epsilon=0.38m$	
(7)	$T=71.1m$ ± 0.25	$+0.462 (\Delta - 151.^\circ 75)$ ± 0.013	$146.^\circ 68 < \Delta < 165.^\circ 42$ (秋田) (石垣島)

は大略之等の展開式の基礎となれる観測材料の分布範圍である。

之等の展開式の導出に當つては、計算の精度を高める爲め、 $T-\Delta$ 座標軸の原点を観測材料の平均の位置に選んで計算を行つたが、計算完了後は原点を大部分都合よき所に移した。例へば時間の原点は何れも $T=0$ の所に移し、 Δ の原点は(1),(3),(5),(6)の各式に見られる如く、端數なき震央距離の所に移せるが如きである。

Love 波 L は、其の走時曲線を第 6 圖(2)に示す如く、北東日本と南西日本とに於て異つた走時の傾向を示す。依つて、其の走時函数も (5), (6) 式に示す如く、之等 2 部分に於て各別に定め、更に之を綜合して全日本に於ける表現を (7) 式に示す如く與へた。このことに就ては後節に詳述する。

尙ほ我國に於ける今回の地震の Rayleigh 波は劣勢ではなかつたが、Love 波の妨害を受けて、其の發現時の不明瞭なものが多かつた爲め、走時曲線を引かなかつたことを此處で斷つて置く。

(1), (2) 兩式は何れも P'_1 に對するものであるが、其適用範圍を異にする。而して (2) の方が觀測材料も多く、適用範圍も廣く、一見 (1) に勝れるかに見えるが實はさうではない。(2) に於て觀測材料の数が (1) よりも 2 個丈け多く、適用範圍が 8° 丈け廣くなつてゐるのは、此 8° の間に在る 2 つの觀測値を (1) に加へたからであるが、之は實際に於ては展開式の精度を遙に落す結果となつた。このことは (1) と (2) とに於ける ϵ の差よりも知れる通りである。更に (2) に於ける今一つの缺點は Δ^2 の係数が正となつてゐることである。 P'_1 に對しては理論上より $d^2T/d\Delta^2 > 0$ なることは有り得ざることであつて、この様な結果が生じたのは延長された 8° の範圍に在る 2 個の觀測が正しくなかつた爲めかと思はれる。兎も角 (2) は (1) に對して信用度も劣り、且つ $d^2T/d\Delta^2 > 0$ となつてゐる以上普遍的の P'_1 の走時曲線とは言ひ難いので、 Δ の原點も計算の儘の位置に存置し、之を動かさなかつた。

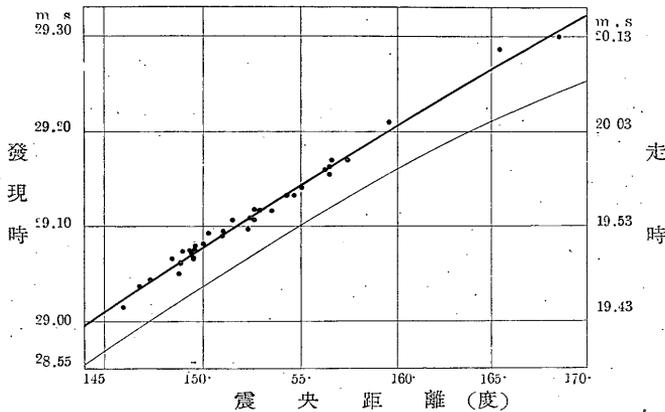
PP 及び SS の走時函数の展開式は Δ の 1 次の項迄に止めて置いたが、事實之等の相の走時曲線は、此處に問題とせる如き Δ の範圍に於ては、觀測の精度内に於て直線と見做して差支ないものである。

7. P' の走時に就て P'_1 は凡ての觀測所に於て明瞭に發現したが、 P'_2 と思はれる相を讀取り得た所は數個所に過ぎなかつた。

P'_1 が水平動に於けるよりも上下動に於て極めて優勢に現れることは屢々述べた所であるが、今回の地震の P'_1 波の上下動記象に於ける現はれ方を見るに、最初極めて緩かなる上動を以て始まり、數秒後、振幅大なる衝撃性の下動を示してゐる。此記象型は Δ の如何に拘らずよく一定に保たれ、各地の記象

に於て相の同定が極めて容易であつた。本報告に於ては、最初の緩かな上動を以て始まる部分を eP'_1 、後の衝撃性波動を iP'_1 と記號して區別した。 P'_1 相の發現時としては前者を採るべきであるが、此相は始動が極めて緩慢なる爲め、發現時の讀取上の誤差が大きく、精度の高い走時曲線を引くことが出来ない。之に反して iP'_1 相は始動が極めて明瞭なる爲め讀取上の誤差は遙に小であつて、走時曲線は極めて良く定まる。而して大約の eP'_1 相の走時曲線を引いて

第 7 圖 iP'_1 の走時曲線 附 Macelwane 曲線



見ると殆ど iP'_1 相の走時曲線に平行なることを見出す。依つて本調査に於ては、 P'_1 の走時曲線を得る手段として、 iP'_1 の走時曲線を引き、之を iP'_1 —

iP'_1 走時差丈け下方につらしたものを以て P'_1 の走時曲線と見做すことゝした。 iP'_1 相の走時曲線を第 7 圖に示す。

斯して得られた P'_1 の走時函数は次式を以て表はされる：

$$T = 19m \ 46.4s + 1.34(\Delta - 150^\circ) - 0.006(\Delta - 150^\circ)^2 \quad 146^\circ < \Delta < 160^\circ$$

$$\pm 0.7 \quad \pm 0.04 \quad \pm 0.006$$

第 7 圖に示す iP'_1 の走時曲線は、前節にも斷れる如く、 $146^\circ < \Delta < 160^\circ$ の範圍に於て引かれたものである。此範圍外の部分は單に外挿されたものに過ぎない。而して此範圍に於ては觀測曲線は Macelwane の曲線と其の傾向に於て良く一致してゐる。 Δ の之より大なる部分に於ても、此曲線は觀測値にはよく一致してゐる様に見えるが、Macelwane のものとは可成り異つた傾斜を示す。この傾向は、併し乍ら、この範圍の觀測が少數の爲め確實とは云へない。 $\Delta > 160^\circ$ の範圍に於ける P'_1 の走時曲線は更に別の地震に依つて求めることゝする。

更に本地震の P'_1 の走時曲線に就て期待せられた所のものは、前 2 回の地震

の調査に於て得られた P'_1 走時曲線との比較に依り、曩の疑問が解決されるかも知れぬといふことである。其疑問とは、筆者の一人が其際注意せる如く、前⁽¹⁷⁾に得られた走時曲線が $\Delta < 144^\circ$ の範圍に於て、Brunner, Gutenberg 等の走時曲線に比して著しく大なる傾斜を有する觀測上の事實に關し、かゝる特異性が焦線の出現と聯關せる一般的性質のものなるか、或は又日本に於ける地殻表層の特性に基く特殊的性質のものなるかに關して與へられたものであつた。筆者は其際、若しかゝる特異性が我國の地殻表層の特性と聯關せるものならば、震央が之等の地震と同一方位に在り、且つ我國が完全に焦線の外となる如き遠距離に起れる地震に於ても亦 P'_1 其他の相の走時曲線に同様の傾向が存在すべき筈であり、逆に若しかゝる特異性が我國の地殻表層の構造とは關係なく、地球の内部構造に由來し、延いては焦線の出現と聯關せるものならば、如上の遠距離地震に於ては走時曲線の斯の如き傾向は最早現はれない筈であると述べて置いた。而して今回の地震は我國觀測所の大部分が焦線を外れたる遠距離に存在し、曩に期待せる遠距離地震の條件に適してゐる。茲に於て、第 5 表或ひは第 7 圖により今回の地震に於ける P'_1 の走時の觀測結果を見るに、前の P'_1 の走時曲線に示された如き傾向は殆ど看取し得ない。今回の地震の P'_1 走時曲線は、 iP'_1 の夫も eP'_1 の夫も、共に我國に於ける Δ の全變域に亘り、殆ど傾斜の一樣なる滑かな 1 本の曲線である。仍ち、今回の曲線の如上の間に對して與へたる指示は、上述 2 つの假説の中、「曩の走時曲線の特異性は地球の内部構造に由來するものにして、焦線の出現と關聯を有す、」との見解が正當なりとなすものである。併し、此の見解の正否を判定するには更に多數の實測を要する。

8. **L 相の走時に就て** 我國各地觀測所に於ける L 相の發現時は第 6 表所掲の如くで、之等の觀測全部を用ひて L 相の走時曲線を引いて見ると、第 6 圖 L 相の走時曲線の中 III の如きものとなる。此曲線は同圖に示す如く、Macelwane の曲線と其の傾斜が殆ど相等しく、第 7 表 (7) 式より計算せる $d\Delta/dT = 4.00$ km/sec なる値は、Macelwane の走時表より計算される値 $d\Delta/dT = 3.90$ km/sec と相當に近い。

併し一方、第 6 圖 (2) に見られる如く、我國に於ける L 相の觀測發現時は Δ

(17) 前出 (2) 226 頁。

の比較的小なる部分と大なる部分とでは其の傾向が可成り顯著に異つてゐる。即ち $146^\circ < \Delta < 152^\circ$ 位の範圍では之等は Δ 軸との傾きが III の曲線よりも大なる 1本の曲線で表される様に見える、 $152^\circ < \Delta < 165^\circ$ 位の範圍では反對に之よりも小なる 1本の別な曲線で表される様に見える。仍つて之等の觀測値を上りの如き範圍に於て各別に結んで見ると曲線 I 及び II を得る。I は第 7 表の (5) に當り、II は (6) に相當する。而して I 及び II の $d\Delta/dT$ は夫々

$$\left(\frac{d\Delta}{dT}\right)_I = 2.92 \text{ km/sec}, \quad \left(\frac{d\Delta}{dT}\right)_{II} = 6.45 \text{ km/sec}$$

なる値となる。

筆者等は此地震の我國に於ける L 相の觀測走時曲線が斯の如き形を取ることに就き、種々の點より考察を加へて見た。第 1 に吟味を要するものは觀測の精度である。L 相の初動附近の様子は次報に於て詳述する豫定であるが、此相の始動は Wiechert 式地震計の如き固有週期の小なる地震計の記象に於ては一般に讀取り難く、讀取上の誤差が最も問題となる。筆者等は故に此の吟味には最も慎重を期し、再三繰返して L 相の讀取を行つた結果が第 6 表に示す如き値となつたのである。然し乍ら如何に注意深く讀取つても、讀取の精度には限りがあり、避け得ざる誤差を生ずるので、筆者等は假りに或る觀測所に於て 1 週期或ひは 2 週期丈け波動を見通してゐたとすれば結果は如何に變化すべきかを種々の場合に就き當つて見た。其吟味の結果は、非常に特殊の場合を除いては此處に得られた結果を根本的に否定する如きことは考へられない、といふことに成つた。

さて我國に於ける L 相の走時曲線は從來餘り研究されて居ない様であるが、最近、⁽¹⁸⁾ 驚坂、三浦兩氏は新竹・臺中兩州烈震の觀測に依り、我國に於ける L 相の走時曲線を引かれた。此地震は本論文に扱ふ地震とは震央が日本島弧より見て全く正反對の方向に在る故、L 相の走時曲線を比較して見るのには好都合のものである。今其の結果を見るに、本地震に於て得たるものとは異り、觀測値の可成りよく纏つた 1本の直線が引かれてゐる。尤も同氏等の觀測された表面波の記象を見るに本地震の L 波初相よりは週期が遙に短く、速度も亦小なる故、

(18) 驚坂清信、三浦武亞；新竹・臺中兩州烈震に依る震波速度の算出と地下 300 軒に於ける速度の異常的變化、驗震時報 9, 1。

本地震のL波と同一のものと見做すことは無理であつて、兩者を同様に取扱ふことは出来ないが、兎も角表面波の走時曲線たる點に於ては兩者同一である。鷺坂氏等の驗測された位相は、週期の小なること及び速度が Rayleigh 波の夫に近いことより推して、或は Rayleigh 波ではないかとも思はれるが、若し Love 波の走時曲線が我國に於て第 6 圖 I 及び II なる形を採るものとすれば Rayleigh 波にも亦同様の傾向が現るべき筈である。即ち Love 波の存在に依つて必然的に要求される地下不連続面は Rayleigh 波の速度にも影響を及ぼし、妹澤博士の計算に依つて示された如く、之等兩波は相似の走時曲線を持たねばならぬからである。故に鷺坂氏等の走時曲線を信用するならば、本地震の L 相の走時曲線には其の眞實性に關し疑問が残る譯である。

併し乍ら、茲に筆者等は假りに本地震に於て得たる L 相の走時曲線が正しいものと假定すれば、之を如何に解釋すべきかに就き二三考察を加へて見た。第 1 に考慮を要するものは「表面波の屈折」の問題である。表面波の速度が波長の函數であると同時に、大陸と大洋とでは又可成り異なる値を有することは觀測上認められた確かな事實であつて、之に就ては B. Gutenberg 及び C.F. Richter⁽²⁰⁾ の詳細な報告がある。兩氏に依れば、太平洋底に於ける Love 波の速度は地球上の他の部分に於けるよりも大である。この結果より見れば、今回の地震の Love 波は、震央と日本各地の觀測所とを結ぶ大圓の弧（之は略々太平洋沿邊に沿ふて走る）に沿ふて傳はらないで、若干太平洋の中心部に向つて屈折し、我國には震央の方位よりも若干東方に偏する方向より入射し來るであらうと推定される。然りとすれば、L 相の走時曲線の傾斜 $d\Delta/dT$ は其儘 Love 波の速度を表すものとはならず、之よりも幾分大なるものを表すことになる。本節の初めに $d\Delta/dT$ の數値を擧げた際、之を以て直ちに Love 波の速度と稱しなかつた所以は此處に在る。Love 波の屈折に關する正しい知識が得られなければ、其の走時曲線を知つてもそれより Love 波の速度を導くことは不可能であるの

(19) K. Sezawa; Dispersion of Elastic Waves propagated on the Surface of Stratified Bodies and on Curved Surfaces. Bull. Earthq. Res. Inst. 3 (1927), 1

(20) B. Gutenberg and C. F. Richter; On Seismic Waves (3rd paper). Gerl. Beitr. Geophys. 45 (1936).

で、筆者等は Love 波の屈折に就き、地球表面上で其の速度分布を與へて、Fermat の原理に據り、波の経路の方程式を導かんとした。併し其結果は容易には求め得なかつたので、本稿では唯之を注意するに止めた。

次に考ふべきは Love 波の分散の問題である。東西兩日本に於て觀測せる L 相の週期が若し異つてゐるとすれば、異なる波長の相を比較してゐることとなり、速度の異なるのは當然である。依つて著者等は特に此點を注意して調べたのであるが、其結果は全國殆ど一定の週期 (32 s 位) であることを認めたと過ぎず、走時曲線の差異を之に依つて説明することも困難の様である。併し乍ら、この題題に就ては更に深く吟味を要するものがあり、觀測の結果も更に詳細に検討すれば何等かの新しい手懸りが得られるかも知れない。

最後に、以上數項に亘る Love 波走時曲線への影響因子が假りに小さなものであつて、第 5 圖に示す I 及び II の走時曲線の傾斜が大體に於て眞の波の速度に近いものを表はしてゐると假定するならば、この結果は Gutenberg 等の觀測とは著しくかけ離れ、一方は速度の小なる方に、他方は大なる方に偏し過ぎてゐる。又一方、此結果より我國の地殻上層の厚さを求めて見ると、從來の我國に於ける所謂 Mohorovičić 層の知識とは著しく離反せるものとなる。筆者等は此處に得られた觀測結果を Love 波の理論より得られる式に代入し、層の厚さを求めて見たが、到底從來の知識を以てしては想像し得ない様な結果を得たので、此觀測結果を更に慎重に吟味し、確實なる觀測資料を得た上で計算結果を發表することとした。

終に臨み、此調査に際し親しく御指導を賜つた岡田臺長、本多博士、並びに有益なる御助言を頂いた川畑幸夫氏及び本臺地震掛の諸氏に深厚なる謝意を表し、又直接間接に甚大なる便宜をお與へ下さつた測候所各位に厚く御禮申上げる。

(昭和 12 年 12 月 31 日 中央氣象臺にて)