

報 文

關東大地震の驗震學的考察

國 富 信 一

緒 言

今迄地震學上から大正十二年九月一日の關東大地震を調査報告された論文は數種刊行されて居る。而して其等の論文中有力なものとしては先づ次の如きものであらう。

- (一) 今 村 明 恒  
關東大地震調査報告  
Analytic Investigation of the Great Kwanton Earthquake.  
Proc. Imperial Academy of Japan, Vol. 2, 1926.  
震災豫防調査會報告第百號(甲)
- (二) 松 山 基 範  
Notes on the Nature of the Kwanton Earthquake.  
Travaux Scientifiques Series A, Fascicule No. 2.
- (三) 中村左衛門太郎  
關東大地震調査報告(地震篇)  
中央氣象臺刊行大正十三年九月二十五日發行  
震災豫防調査會報告第百號(甲)

(四) 須田 琮次 *On the Great Japanese Earthquake of September 1st, 1923.*  
 Memoirs of the Imperial Marine Observatory, Kobe, Japan. Vol. I.

(五) 白鳥 勝義 *Note on the Destructive Earthquake in Sazami Bay on the 1st of Sept. 1923.*  
 Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, Vol. II, No. 4, 1925.

(六) 平野 烈介 震源搜索と大森公式  
 關東大地震の初動傳播速度と震域  
 氣象集誌第二輯第二卷第四號  
 氣象集誌第二輯第二卷第四號

(七) 松澤 武雄 *Observation of Some Recent Earthquake and Their Time-distance Curve.*  
 東京帝國大學地震研究所彙報第五號

以上六論文中には相模大地震の震央位置、震源の深さ等を、地震計觀測の結果から算出してある。然し其の位置、深さ等は互に著しく相違して居て、何れを真なりとする事を得ぬ程である。然も震源に於て如何なる機巧が地震當初に起つたかに至つては、僅かに中村左衛門太郎博士の初動方向からの説明があるが、之れにも後に述ぶる如き矛盾を含むて居る。

要するに關東大地震を地震觀測から調査した結果は極めて區々たるものであつて、震央の位置、震源の深さ及び震源に於ける運動等、何れも確たる結果が獲られて居ないと云ふも差支が無い。然し私は以上列記した諸家の調査が正鵠を失して居ると云ふのでは無い。其の或るものに至つては實に敬服す可き調査を行はれたものがあるが、又或るものは材料の不備なために不幸にして良好な結果に到達し得なかつたものがある。而して又以上の諸論文は單に震央位置、震源の深さ及び地震の機巧等のみを論じたものでなく、他にもつと重要な調査を記してある。

然し私は單に驗震學上のみより調査した關東大地震は如何なる結果を與へるのであらうかと云ふ問題に就て徹底的調査を行つて見やうとの希望を豫てから抱いて居たのである。而して其の準備として前述諸家の論文を讀むに及んで、其等の結果があまりに相違して居るのを知つて、此の種の調査が極めて必要な事を益々痛感したのである。

依つて茲に中央氣象臺長岡田博士の命を機として、全國各地方測候所の記象紙を仔細に驗測し、驗震學上より關東大地震を徹底的に調査せんことを企てたのである。本論文は其の結果を總合したものであつて其の一部は曾て私が發表した「日本に於ける地震波動の傳播に關する研究、第三報」(氣象集誌第二輯第三卷第十一號)中のものと重複するものがあるが、調査の全般を記述する爲め、重要なものは重複を厭はず敢て茲に再録することとした。

又本調査は各地方測候所及東京帝國大學地震學教室、東北帝國大學向山觀測所、中央氣象臺等の觀測を悉く用ひて種々に考察した結果であつて、勢ひ前述した諸家の調査結果とは異なる點もある。従つて斯かる點に就ては前述諸家の調査方法及其の結果をも並記して敢て大方の御批判に訴へる次第である。茲に調査結果を報告するに當つて、調査の動機を述べ以て緒言とする。

因に、前述した如く本調査は各觀測所の地震計觀測に立脚して居る故、地震發現當初に於ける現象のみを論じ、其の主要動に於て起つた大地變とか、此の地震の原因とかに就ては一言も論及せぬ事とした。

不幸にして私は當時實地調査に當らず、何等此の種の材料も持合せて居らぬからである。

## 一、震央の決定

今迄發表された關東大地震の震央は次の如きものである。

(一) 今村博士は東京帝國大學地震學教室の觀測より初期微動繼續時間九秒八を得、之れに同博士の震源距離を求むる公式  $\frac{1}{2} \sqrt{2.5T}$  は震源距離、 $T$  は初期微動繼續時間を適用して震源距離を求めて居る。更に之れに初動の射出角を加味し震央を求めると東經百三十九度二十五分、北緯三十五度七分となり、相模灣大島の北方約四十料の沖合に當つて居る。尙同博士は此の地震が引續き三回の別個の地震を起して居る事を唱へて居られる。

(二) 中村左衛門太郎博士は各地方測候所の記象紙を自ら驗測して初動方向を測定し、其れが收斂する所を震央としたが、其の結果は大磯、小田原、秦野を含む相模灣北岸となり、秦野附近を震央に選んで居る。これは著者が後に記す四方法にて求めたものと善く一致して居る。

(三) 松山博士は矢張り各地測候所の記象紙を自ら驗測し、初動方向を求め其れが收斂する地點を震央とし、相模北部沿岸國府津附近として居る。此の震央も著者の求めたものと善く一致する。

(四) 白鳥理學士は東北帝國大學向山觀測所(仙臺市郊外所在)に於ける觀測より、初期微動四十七秒五を得、之れに震源距離を求むる公式  $\frac{1}{2} \sqrt{2.5T}$  を適用し震源距離三百八十三料五を得て居る。更に之

れに初動方向南十八度西、射出角七度九を加味して震源を求め、其れより震央を求めると東經百三十九度三十六分。北緯三十四度五十二分となり三浦半島城ヶ島の南方約三十五軒沖合に當つて居る。

(五) 平野烈介氏は震源距離を求むる公式として大森博士の  $\frac{1}{2} \sqrt{\frac{2}{3} \frac{v}{g}}$  を用ひ、各地方測候所にて觀測せし初期微動繼續時間より震源距離を算出し、震央を求めたるに、北緯三十五度三十分三、東經百三十八度四十八分七を得富士山の北方なる河口湖の東四軒の地點となつて居る。此の震央は他の諸家の夫れとは著しく異つて居るものである。

(六) 須田技師は大森公式  $\frac{1}{2} \sqrt{\frac{2}{3} \frac{v}{g}}$  を震源距離算定に用ひて布良、東京の初期微動繼續時間より震央を決定せる外、初動方向の驗測より求めたる射出角及び大森公式より求めたる震源距離を用ひ、熊谷、銚子の驗測により震央を求めたるに相摸灣中部となつて居る。

(七) 松澤理學士は關東大地震の走時曲線を描く上に震央を北緯三十五度十六分、東經百三十九度二十分と假定して居る。此の假定は同氏が求めた東京帝大の初期微動繼續時間九秒八から求めたものとも一致すると云ふのである。

扱ス様にして求められた震央の位置を圖上に記入して見ると、中村、松山兩博士のは可なり近くに求められたが、他の諸氏のは著しく異つて居る。第一圖に於てIは今村博士、Mは松山博士、Nは中村博士、Sは須田技師、Rは白鳥理學士、Hは平野氏、Tは松澤助教の求められた震央位置である。

(八) 著者の求めたる震央

其處で著者は各地方測候所に於ける觀測結果及び著者自身夫等測候所の記象紙から驗測した値を用ひて、等發震時線、等初期微動線、初動方向等を求めた結果より決定しか震央を記して見やうと思ふ。

(i) 等發震時線に依る震央位置 等發震時線は各地方觀測所で測定した發震時を圖上に記入して、其

第一表

各地方觀測所に於ける驗測結果(但し、PPは著者の驗測せしもの、P<sub>50</sub>中にも著者の驗測せしものあり)

觀測所名	發震時	震度	性質	P <sub>50</sub>	PP	震央距離
布良宮	一一時五五分	六	急	七、二	軒	六五
宇宮	五六、四七、〇	五	緩	一五、七	一、九	一五四
濱松	五七、三八、〇	五	緩	七、三		一五五
足尾	五八、〇〇、〇	四	緩	七、三		一四三
沼津	三八、五	五	急	七、三		五六
横須賀	四〇、〇	六	急	四、〇		四〇
前橋	四二、二	四	緩	一四、三		一二五
甲府	四三、〇	六	急	七、〇		七五
東京	四四、六	六	稍急	八、八		七〇
熊谷	四六、四	六	急	一〇、四		一〇〇
筑波山	五三、〇	四	緩	一〇、四		一三五

根多宮山豐京石神大熊八新彦 高伏德松高名銚長水

度

津

古

室津津形岡都卷戸阪本木瀉根 田木島木山屋子野戸

				一一、五九、三三、六	三二、五	三〇、〇	二七、五	二四、〇	二三、〇	二〇、七	一四、〇	一三、五	一〇、七	一〇、六	一〇、〇	一〇、〇	〇四、〇	〇三、〇	五九、〇二、〇	五六、八	五六、〇	五六、〇
--	--	--	--	------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	---------	------	------	------

一	五	二	二	二	三		四		三	三	四	三	三	四	四	四	四	三	三	五	五	四
---	---	---	---	---	---	--	---	--	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

緩	急	稍急		緩急		緩	緩	緩	緩	急	稍急	稍急	稍急	稍急	稍急	稍急	稍急	稍急	稍急	緩急	緩
---	---	----	--	----	--	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---

		五五、〇		八〇、〇		五一、〇	一三〇、〇	三九、〇						三四、四	二八、〇	五四、〇	一七、四	三六、〇	二二、五	一九、二		二〇、八
--	--	------	--	------	--	------	-------	------	--	--	--	--	--	------	------	------	------	------	------	------	--	------

二一七

	一一、一	九、五	一三七	一二、二	一〇、三		一〇、一	八、九	七、一	七、五				二、八	四、三	五、一	二、二	三、三	二、九
--	------	-----	-----	------	------	--	------	-----	-----	-----	--	--	--	-----	-----	-----	-----	-----	-----

三一、九	五〇、三	三七、二	三四、二	三九、六	三一、八	三九、八	三七、〇	三四、五	八一、六	三一、八	二七、八	二六、八	二五、二	二二、〇	二五、六	四三、七	一五、四	二〇、一	二〇、九	一五、四	一七、九	一六、九
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

大那帶八巖鹿釧長佐吳大福下父函名秋濱和松金岡廣

丈 兒

歌

泊翺廣島原島路崎賀 分岡關島館瀨田田山山澤山島

二〇、〇	〇一、〇〇、〇	四四、〇	四一、三	三六、〇	三三、〇	三〇、〇	二九、九	二七、〇	二三、九	二二、〇	二二、〇	二〇、二	一三、〇	一一、〇	一〇、〇	〇六、八	一二、〇〇、〇	〇二、〇	五八、四	五六、〇	五四、九	五二、一
------	---------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	---------	------	------	------	------	------

三

二

二

一

三

三

三

二

二

綏

綏

綏

綏

綏

綏

綏

綏

一八五、三	三八、〇	二二九、一	一一一、〇	一一五、〇	一二三、〇	一一六、二	八五、〇	一〇〇、一	一〇二、〇	一〇〇、〇	一〇四、三	九九、〇	一五八、〇						七七、五	六一、六	七六、一
-------	------	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------	-------	-------	-------	------	-------	--	--	--	--	--	------	------	------

一六、八

一二、五

一七、〇

二一八

一三〇、五	一四五、〇	九一一	三二九	八九六	八八七	九八七	八八九	八三三	六〇八	七二三	八一〇	七五五	九六〇	七三三	二〇七	四九五	八四〇	三八三	六〇三	二九四	四八一	六一六
-------	-------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----





を用ひ、之れを第一表中に記してある。但し所に依りて記象紙複寫を得られなかつたものは、其の觀測所にて讀取つた値を其の儘用ひてある。又此の讀取りの際に所によりては東西動か南北動かの何れか一方は數振動の後描針記象紙外に逸出したものがある。斯かる場合には残る一方の分動のみにつき驗測を行つてある。

更に注意す可きは東京の初期微動であるが、今村博士及松澤助教授は同じ記象紙（震災豫防調査會報告、第百號甲、二十六頁所載）より九秒八をP Sとして驗測された。然し著者は同じ材料を用ひ八秒八を以てP Sの繼續時間とした。

斯くて十秒の等P S線を畫くと、第一圖點線の如くなり其の中心は東經百三十九度二十一分、北緯三十五度二十分即ち相模川河口平塚附近となる。

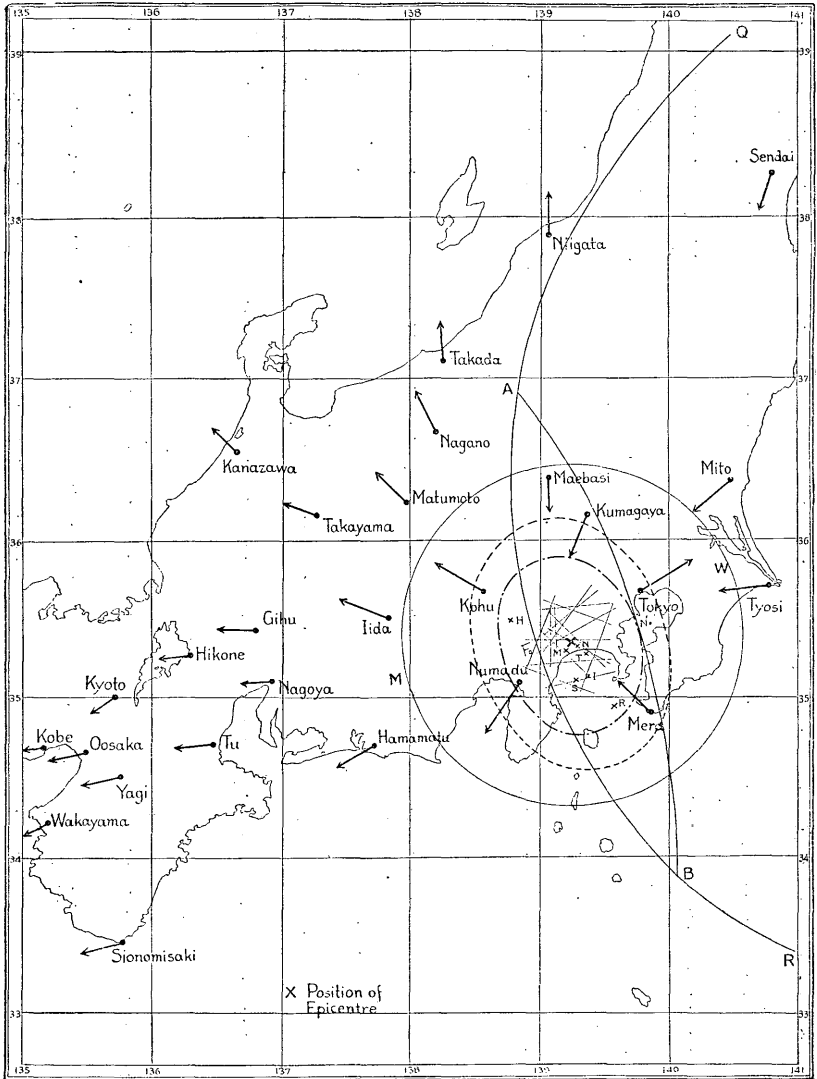
尙等P S線の形狀も矢張り一つの橢圓形をなして居るが之れは著者の日本に於ける地震波動の傳播に關する研究第六報（氣象集誌第二輯第六卷第三號）を參照せられ度い。因に此の等P S線の形が曾て著者が本地震に就て描いたものと異なるのは、前者は各觀測所に於ける驗測結果のみを用ひたのに反し今回は著者自身讀取つたものを用ひた爲めである。又其れには東京のP Sの値が前述した如く異つたのが最も主要な原因を爲して居るのである。

(iii) 初動の方向より求めたる震央 初動方向を各地方觀測所の記象紙複寫より讀取つて見ると第二表

# 第一圖

關東大地震の驗震結果 點線は十秒の等PS線、鎖線は十一時五十八分四十秒の等發震時線

QAF<sub>0</sub>BR は斷層面と地表との交線、AN<sub>0</sub>B は節線、矢は初動方向



の如き値を得る。但し初動方向は震源に於ける第一動の方向、即ち起震力の方向を現はすものであるから、驗震學上極めて重要な意味を有する。従つて第二表中には今村、中村、須田三氏の驗測されたもの、及び各測候所に於ける驗測結果、中央氣象臺隼田公地氏並びに著者等が全く別々に讀取つた結果をも並記し、其の正確度を示すこととした。

扱各地方觀測所の初動方向を夫々延長して其等の交點を求むれば震央に於て交る可き筈であるが、實際は觀測の誤差、地殻の不均等に依りて決して一點には交らず、交線は第一圖の如く或る面積内に密集する。今此の面積の中心を求めると、東經百三十九度十八分、北緯三十五度二十二分の地點となり、平塚の北西金目附近となる。此の震央は中村左衛門太郎、松山兩氏が夫々矢張り初動方向より求めたる震央と極めて善く一致する。

斯くて著者が等發震時線、等 P S 線及び初動方向等より求めたる震央は悉く相模灣沿岸にて、之等各地點間の最大距離十料を越えず極めて満足なる結果に到達してゐる。而して之等三方法により求めたる震央の中心は東經百三十九度十七分、北緯三十五度二十二分即ち平塚の北西金目附近となる。

茲に注意す可きは著者が震央と稱するものは前記等發震時線、等 P S 線及び初動方向に依りて求めたるものであるから、凡て各觀測所にて感ぜし、地震の第一動の發せし原點の眞上に當る地點を指すもので所謂發震點の謂である。故に斯くの如き震央が、其の後に起りたる主要動に由る大振動の爲めに生じた

地變とは必ずしも密接な關係を有するとは限らない。

第二表

各地方觀測所に於ける地震計記象紙より驗測せし初動方向

觀測所名		驗測者名						
		須田	中村左	今村	松山	各測候所	國富	隼田
臺石垣	北島	N 15° W	N 20° W	N 45° W	—	N 15° W	N 12° W	N 3° W
	那覇	—	—	—	—	N 80 E	—	—
鹿熊兒	瀨島	W	—	—	—	—	—	—
	本島	W	—	—	—	—	S 9 W	S 16 W
長福大	崎岡	S 6 W	—	—	—	—	S 40 W	—
	分關	S 76 W	—	—	—	S 40 W	—	—
廣宇松	島	S 9 W	—	—	—	—	—	—
	和島	W	—	—	—	—	W	S 86 W
岡神	山	W	—	—	—	N 69 W	—	—
	山	—	—	—	—	W	—	—
神	戸	S 25 W	—	—	—	S 25 W	—	—
	山	—	—	—	—	—	S 77 W	S 79 W
神	山	S 64 W	NW	—	—	N 63 W	—	—
	山	N 62 E	N 90 W	—	—	—	N 50 W	N 37 W
神	戸	S 58 W	S 1 W	—	—	S 60 W	S 86 W	S 87 W

大和 潮津 名濱 沼東 父布 銚水 宮八 京彦 岐高 甲松 長前 熊	歌 古	阪	—	N 83 W	—	—	S 82 W	S 78 W	S 80 W
		山	N 50 E	S 56 W	S 56 W	—	—	S 60 W	S 60 W
		岬	SW	N 79 W	S 56 W	—	—	S 56 W	—
		屋	S 72 W	N 75 W	S 73 W	—	S 73 W	S 73 W	S 74 W
		松	S 73 W	S 83 W	S 84 W	S 83 W	—	S 83 W	S 84 W
		津	S 58 W	S 60 W	S 60 W	S 65 W	S 52 W	S 62 W	S 59 W
		京	W	S 35 W	S 56 E	—	S 45 W	S 27 W	S 34 W
		島	—	N 37 E	N 26 E	N 42 E	NE	—	N 57 E
		良	—	N 14 W	—	—	N 9 W	N 13 W	N 37 W
		子	—	N 25 W	W	N 45 W	—	N 45 W	N 45 W
		戸	S 81 W	S 82 W	S 83 W	S 80 W	S 60 W	S 82 W	S 83 W
		古	N 38 E	S 13 W	S 17 W	—	N 37 E	S 50 W	S 47 W
		木	N 16 E	—	—	—	—	S 75 W	S 77 W
		都	—	S 77 W	S 77 W	—	S 76 W	S 75 W	S 77 W
		根	S 55 W	—	—	—	S 79 W	—	—
		阜	S 83 W	S 83 W	S 83 W	—	S 82 W	S 83 W	S 83 W
		山	N 57 W	N 86 W	W	N 86 W	—	N 83 W	N 87 W
府	S 68 E	N 66 W	S 67 E	—	S 71 E	N 69 W	N 69 W		
本	—	N 80 W	N 73 W	—	N 85 W	N 75 W	N 58 W		
野	S 42 W	N 43 W	N 42 W	N 41 W	N 42 W	N 50 W	N 45 W		
橋	N 21 W	N 25 W	N 26 W	N 30 W	N 26 W	N 27 W	N 27 W		
熊	S	S 45 E	S 3 E	S 3 E	S 1 E	S 1 E	S 1 E		
	S 22 W	S 23 W	S 23 W	S 23 W	S 23 W	S 23 W	—		

仙臺	基	S 21 W	—	N 18 E	—	S 18 W	S 18 W	S 18 W
濱田	田	W	—	—	—	—	—	—
金澤	澤	N 75 W	NW	N 45 W	—	N 76 E	N 45 W	—
高田	田	N 76 W	N 7 W	N 5 W	—	N 3 W	N 13 W	N 4 W
新潟	潟	N 21 W	N 7 W	N 6 W	—	N 22 W	N	—
秋田	田	—	N 23 E	N 18 W	—	N 27 E	—	N 30 E
函館	館	N 21 E	N 12 E	—	—	N 20 E	—	N 21 E
大泊	泊	N	N 16 W	—	—	N	N 10 W	N 13 E

## 二、震源の深さ

次に前述した震央に對する震源の深さを求めて見やうと思ふ。然し先づ順序として現在迄諸家の説として發表せられたる此の地震の震源の深さに關する結果を簡單に記して見やう。

(一) 今村博士は東京帝國大學地震學教室の觀測より水平動及上下動の初動の大きさを夫々一・五糎及〇・五糎を得た。然るに同博士の説として上下動の初動の大きさは常に之を二分の一して之れを水平動初動と組合はす時は常に満足な伏角を與ふるとの假定に基き、東京に於ける伏角は、 $\tan^{-1} \frac{0.25}{1.50}$  となる。故に之れを初期微動の繼續時間十二秒四に七・四四なる係數を乘じて得たる震源距離九十二糎と組合せて、深さを求むるときは十五糎なる値を得て居る。而し此の値は同博士が震災直後に發表されたもので其後帝國學士院報告第二卷中には初動方向及 P S の値を訂正された故勿論震源の深さも異なる事と思ふ。故に茲に

記したのは單に參考としてのみである事を御斷りする。

(二) 中村左衛門太郎博士は東京中央氣象臺にて觀測せし初期微動繼續時間十二秒に大森公式に依る七・四二を乘じて震源距離八十九糎を得、震央を秦野附近として、震波の直進を假定し、三角形より震源の深さ六十六糎を得て居る。斯く震央距離極めて小なる所にありては、震源距離と初期微動繼續時間との關係は決して一定ならざる故、斯かる方法にて震源の深さを求むる方法は大きな難點を存する。然も大森公式の係數たる七・四二は震源距離を求むるものとして小に過ぐる。又東京に於けるP Sの値は前述せし如く十二秒では明かに大に過ぎる様である。

(三) 松山博士は全く別種の方法、即ち走時曲線及發震時を利用して深さを求めて居る。今震波は直進するとの假定の下に、地殻表層に於ける地震縱波の速度 $v$ を毎秒五糎三とし、或る觀測所の震央距離を $\Delta$ 糎、其の觀測所に於ける發震時と震央に於ける發震時との差をTとすれば、震源の深さ $h$ は次の式で與へられる。

$$h = \frac{\Delta^2 - v^2 T^2}{2vT}$$

Tは即ち地表面に沿ふ震波の見掛けの走時である。今各觀測所の發震時より走時曲線を作り、震央に於ける發震時を求むれば十一時五十八分三十二秒となる。故に夫れよりTを求め $h$ を算出すれば次表の如き値を得る。



觀測所	發震時	震央距離	T	h
熊谷 銚子 水戸 長野 名古 彦根	時 分 秒 11 58 46	96	14	22
	57	160	25	30
	56	168	24	47
	56	176	24	58
	59 05	203	33	30
	14	270	42	51

斯くして求められたる震源の深さを平均すれば平均値として四十糎となるが、若し震波の曲進を考慮して之れを補正すれば平均三十糎となる。此の値は勿論發震時のみを用ひて算出したもの故公算誤差は相當大なりと考へらるるも、震源の深さとして得られたる三十糎は著者が後に記す如き二三の方法に依り求めたものと極めて善く一致して居る。

(四) 白鳥學士は仙臺に於ける觀測よりPSの値として四十七秒五を得之れに八・〇八なる係數を乘じて得たる震源距離三百八十三糎五に、上下動及水平動初動より求めたる射出角七度九を加味して、震波は直進するものとの考へより震源の深さ四十四糎を得て居る。此の方法は比較的遠距離にある一觀測所の値のみより求めたるものである故、誤差も相當大なる事は免れない。

(五) 平野烈介氏は東京、熊谷、前橋、甲府、沼津及松本等の觀測より求めたる初期微動繼續時間に大

森公式の係數七・四二を乘じ震源距離を算出し、之等を半徑として球面を畫くときは、河口湖の東一里の直下、四十糎の深さにて一點に會する事を知つた。其れより四十糎を震源の深さとして居る。然し大森公式の係數を斯かる小なる震央距離の地點にて常數とする事に就て著者は異論を挾むものである。

(六) 須田技師は初動観測より射出角を出し、大森公式より震源距離を求めて深さを求むる方法と、震央距離及震源距離より深さを出す方法の二方法に依り、前者にては熊谷及銚子、後者にては布良及東京の観測結果を用ひ震源の平均の深さとして四十八籽なる値を得て居る。

(七) 松澤助教は前述した如き震央を假定し、其れよりP相の成生機巧から震源の深さを約四十籽と考へて居る。

要するに以上諸氏により求められたる震源の深さは十五籽、六十六籽、三十籽、四十四籽、四十籽、四十八籽及四十籽等の値を得て居るが、其等の方法は數個所の観測材料のみにより、主に大森公式を利用して居る。只松山博士の方法のみが趣を異にするのみである。従つて其の値も比較的誤差多く何れを眞とするか取捨に苦しまざるを得ない。

#### (八) 著者の求めたる震源の深さ

扱著者は前述した諸家の用ひられた方法中初期微動繼續時間に或る常數を乗じて震源距離を出す方法は、震央距離が殆んど相等しき観測所の結果を用ふれば、可なり迄信用し得ると考へられるが、震央距離にあまり差ある所の値に依りては、求められたる値が可なり正確度を缺く恐れがある。然も射出角を用ふる方法には種々なる難點を生ぜねばならない。依て出來得る限り多數の観測所の値を用ひて算出する次の如き方法に依り震源の深さを求めて見たのである。

(i) P S —  $\Delta$  圖表より求むる方法、先づ第一表中に掲げたる P S の値を縦軸に、震央距離を横軸に選  
び、直交座標軸系にて P S —  $\Delta$  曲線を畫いて見る。此の P S の値は各觀測所の記象紙寫しより著者自身  
驗測したものが大部分であつて、寫しが手許にないものは測候所に於ける驗測値を其儘用ひてある。又  
震央距離は等 P S 線を畫いて其の中心を震央とし、其れから各觀測所迄の距離を地圖上に於て測定した  
ものである。

斯くして畫いた P S —  $\Delta$  曲線は震央附近に多くの觀測値を有し、然も其等が可なり善く曲線上に分布  
せられる故正確度も相當大であると見られる。而して此の曲線を延長して P S の軸と交らしめると震央  
に於ける P S の値  $t_0$  として三秒〇が得られる。従つて震源の深さは

$$h = \frac{0.025}{v_1 - v_2} t_0$$

なる式で與へられる、茲に  $v_1$ 、 $v_2$  は夫々縦波及横波の地殻表層に於ける速度で夫々毎秒五籽五六及三籽  
五なる値を有すると假定する事が出来る。然るときは震源の深さは二十八籽となる、

(ii) 轉向圓の位置より求むる方法、關東大地震に於てもモホロビチック層の存在に依る P P 相の存在  
は著者の前論文に記せし如くである。而して各地方觀測所にて觀測に依る P P 繼續時間は第一表中に記  
せし如くである。今各地方觀測所の發震時と震央距離とから走時曲線を畫き、此の曲線上より P P の値

を上方に取り、其等をつなぐ P 走時曲線を畫く。而して P、P 兩走時曲線の交點を求めると略百十五秒となる。震央から此の距離に相當する地點は即 P、P 兩波が同時に到達する地點であつて、所謂轉向圓の位置である。

次に日本に於けるモホロビチツク層の深さは二三の人々に依つて測定せられ大體次の如き深さとなつて居る。

地 震 名	不連續層の深さ	震源の深さ	算 定 者
大正十四年五月二十三日北但馬強震	四二	三三	和達清夫
大正十五年八月三日東京灣強震	四二	四〇	鷺坂清信
昭和二年三月七日北丹後烈震	四五	一四	國富信一
昭和二年十月二十七日中越強震	三四	八	國富信一

之れに依れば我國に於ける不連續層の深さは四十二秒として差支ない。扱轉向圓の所では P、P 兩波が同時に到着すると云ふ條件から

$$\sqrt{\Delta_0^2 + h^2} = (2d - f) \cos \alpha + \Delta_0 \sin \alpha$$

茲に  $\Delta_0$  は轉向點の震央距離、 $h$  は震源の深さ、 $d$  はモホロビチツク層の深さ、 $\alpha$  は  $\sin \alpha = \frac{v_1}{v_2}$  で與へられ、不連續層に對する縦波の全反射の臨界角である。但し  $v_1$ 、 $v_2$  は不連續層の上層及下層中に於ける縦波の速度で夫々五秒九及八秒〇なる値を有するものとする。

扱此の式中に前述した $\Delta$ 及 $d$ の値を代入して震源の深さを求めると、三十一籽なる値を得て、前の方法にて求めた値と略一致する。

(iii) 等P S線の爲す橢圓の長徑及短徑の長さは震源の深さと一定なる關係を有する事は著者が氣象集誌第二輯第六卷第三號に悉しく述べた所である。即ち浅い震源を有する地震に於ては、十秒の等P S線を描き、其の短徑の長さを $b$ 籽とすれば震源の深さは

$$h = 97 - 1.04b$$

なる式にて籽單位にて與へられる。今第一圖に畫いた十秒等P S線より其の短徑の長さを求めると、六十七籽となる。故に之れより震源の深さを求むれば二十七籽を得る。

即ち以上三方法に依り震源の深さを求むれば夫々二十八籽、三十一籽、二十七籽を得る。故に之等の平均値として二十八籽を震源の深さとして選ぶ事とする。勿論之れは發震點の深さである。

### 三、初動方向より推定せし地震の機巧

此の地震の初動方向を各地方觀測所の記象紙復寫より讀取つた値は第二表中に掲げた如くである。此の表で見ると判る通り、或る觀測所の初動方向の如きは七人の驗測者の讀取り値が全く一致して居る故に正確度は可成り大なる事が判る。津、名古屋、濱松、銚子、大阪、和歌山、八木、彦根、岐阜、松本、長野、前橋、熊谷等の値が其れである。即ち震央附近を除いては震央から東或は西に存在する觀測所の

初動が極めて判然せる事、特に震央以西に存在する觀測所の初動は殆んど凡て極めて明瞭である事は、此の地震の機巧を考察する上に重要な意味を有する。

扱震央附近に於ける初動分布を地圖上に描いて見ると第一圖の如くなる。即ち震央から西方に位する地點では沼津、甲府、高田、長野、松本、高山、濱松、名古屋、金澤等九州一帯迄凡て第一動として密波を感じて居るが只沖繩以南が疎波である。然るに震央より東方の地點では初動方向の分布が極めて複雑である。即ち、前橋、熊谷、布良は疎波であるが、東京は密波である、更に銚子、水戸、仙臺、石巻等は疎波であつて、其れより北西なる秋田、函館は密波である。

初動分布から此の地震の發震機巧を推定する事は仲々困難であつて、其の説明を記した論文は中村左衛門太郎氏があるのみである。同氏の説に依ると、此の地震は傾斜斷層で、其の斷層面は北々西より南々東へと走つて居り、伏角は約七十七度であると云ふ。今此の説明をなさむが爲に中村氏は東京のみを含み、沼津及布良を含まざる小圓を畫いて居る。而して此の圓は發震點より斷層面に直角に出でた震波が、地表面と交る點であつて、其れ等は一つの節圓となるものである。

然るに中村氏の震源の深さは六十六籽であつて、斷層面が其の地の法線となす角は十三度であるから、前述した、節圓は東京のみを含む様な小圓とはならず、震波の屈折を考へても半徑約三千籽強の圓となる。従つて斯かる考へ方は少くとも不當であると云はねばならない。即ち此の地震の發震機巧は中村氏

の説明では未だ充分と云ふ事は出来ないのである。

依つて第一圖に示した様な初動方向の分布から此の地震の發震機巧を推定するには他の別種な考へ方を要する。其れ故著者は新たに、約四十籽に存在する不連續層を考へに入れて此の地震の機巧を説明しやうと試みたのである。

先づ第二圖に於てO Oを地表面、U Uをモホロピチックの不連續面とし、U Uの上下兩層の地殻内は一樣な彈性的媒體であるとする。而してHを震源とし、U U及Hの深さは夫々四十二籽及二十八籽と假定し、第一層中に於ける縦波の速度 $v_1$ を五籽五六、第二層中に於ける速度 $v_2$ を八籽〇と假定する。然るときは震源から出た縦波がU U面に入射した際、其れが全反射をして再び第一層中に返るか或は屈折して第二層中へ進むかは、U U面への入射角の大小に由つて定まる。

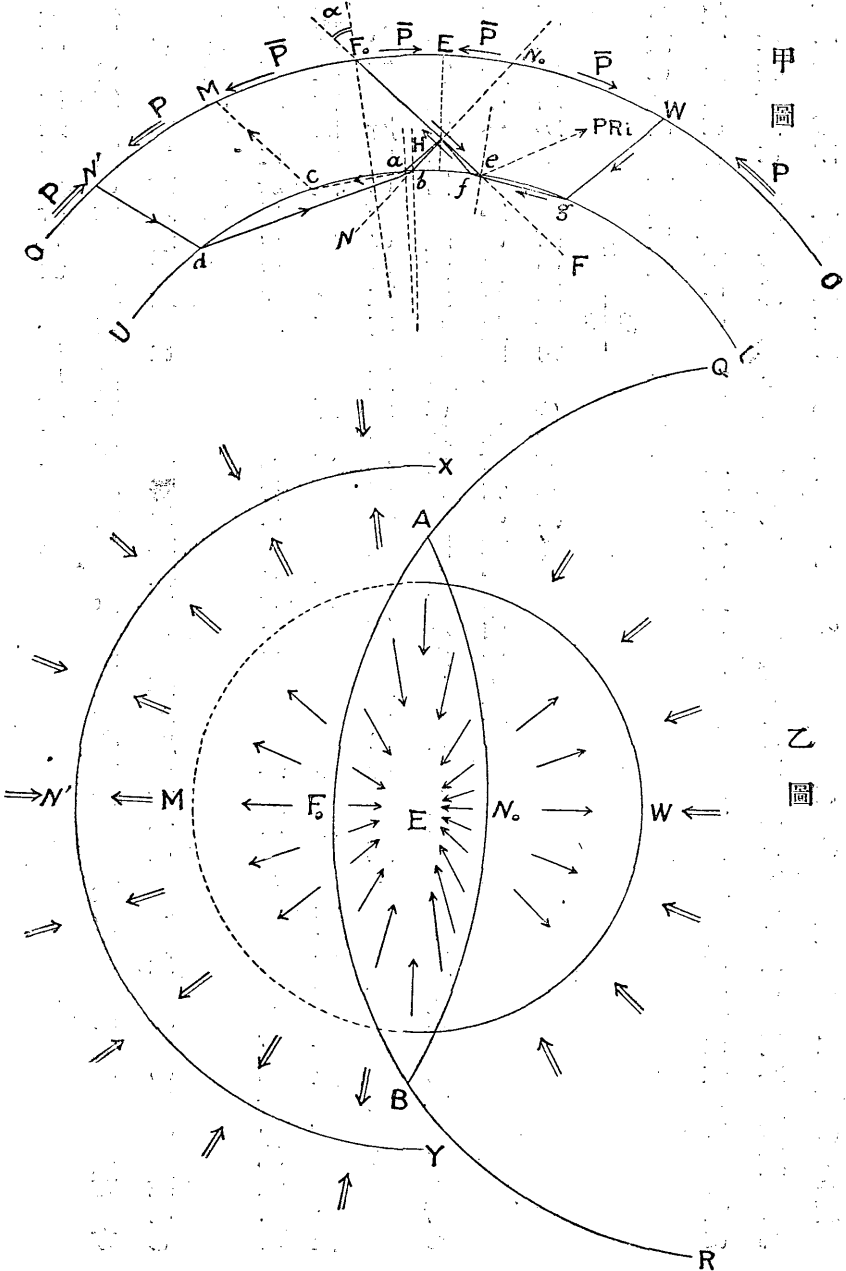
而して斯かる全反射の臨界角を $\alpha_0$ とすれば

$$\sin \alpha_0 = \frac{v_1}{v_2}$$

なる故に $\alpha_0$ は四十七度三十一分となる。

扱震源Hに於て第二圖甲の如き正斷層を考へて見る。即ち上磐は東側、下磐は西側に位して、震源に於ては相對的に上磐は下降し、下磐は上昇した如き運動を爲したものとす。而して斯かる斷層面はF<sub>0</sub>。H Fの如き方向を取り、地表面とF<sub>0</sub>に於て交り、其の方向はF<sub>0</sub>點に於ける鉛直線の方角と約四十八度の

第二圖 關東大地震の發震機巧





角度を爲すものと考へる。今Hに於て此の斷層面に垂直なる平面を考へ、之れを圖に於て $N_0$ HNとする。斯くて震波は直進するものと假定すれば $N_0$ HNの方向は震源に於ける變位の方向に垂直であるが故に、縦波に對しては變位最小なる方向となり、節線の方向を示すものである。故に平面 $N_0$ HNと地表面との交線は節線となる。

扱斯かる正斷層を考ふるときは其の斷層面 HF 及節面NHNなる二平面に由り分たる、四つの象限に於ては、縦波の初動は交互に疎波及密波となる。即ち $F_0$ HN<sub>0</sub>象限にては縦波の初動は疎波、 $N_0$ HF象限にては密波、FHNに象限にては疎波、 $F_0$ HN<sub>0</sub>象限にては密波として傳播する。

今 $F_0$ HN<sub>0</sub>象限内に含まるゝ地表の部分 $F_0$ E $N_0$ に就て考ふるに、此の部分の地表面にては地震の初動として疎波を感じるが故に、初動は凡て震源に向ふ可きである。然もEは震源の眞上に當るが故に震源より最短距離にある地表面上の一點である。故に此の部分の地表面にては初動は凡て震央に向ふ。而して斷層面及節面が地表面と交る交線は、地表面上にては小圓を爲すが故に、其の平面圖を畫けば、第二圖乙の如く、夫々QA $F_0$ BR及A $N_0$ Bの如き二本の楕圓弧となる可きである。従つて $F_0$ HN<sub>0</sub>象限内に於ける初動は第二圖乙AF<sub>0</sub>B $N_0$ に圍まるゝ部分の如き分布を示す。

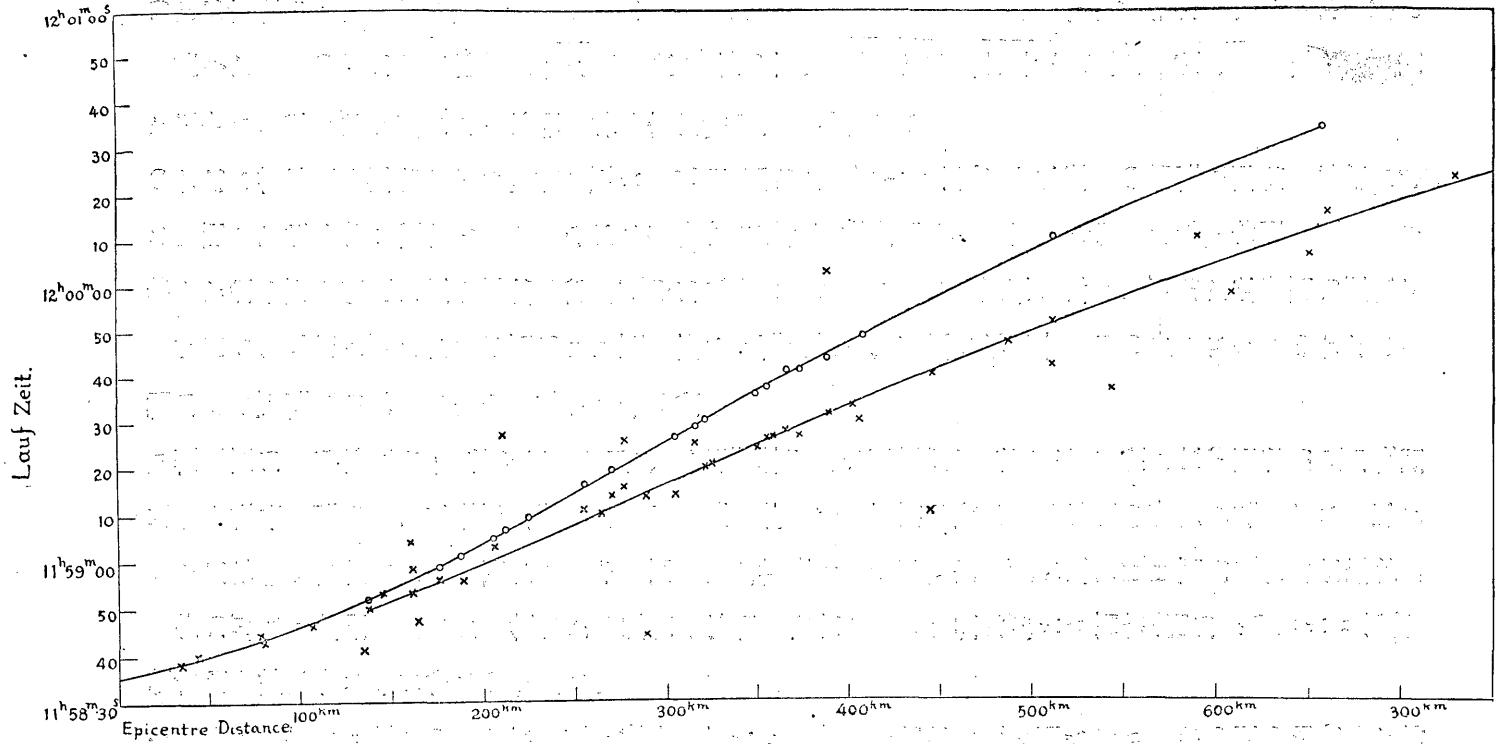
次に $N_0$ HF象限に於ては縦波初動は密波である。故に $N_0$ 以東の地表上にては初動は震源と反對の方向に向ふ。然しH<sub>0</sub>Fなる斷層面に沿ふて進む縦波は不連續面UUに約四十八度の角を爲して入射する。

此の角は全反射の臨界角よりも大であるが故に、此の方向に進む縦波はUU面にて全反射をなして地表面に進む。即ち圖上  $PRi$  の方向を探るものが之れである。

然るに震源よりUU面入射する縦波の中臨界角四十七度三十一分なる角にて入射するHfは屈折して第二層中に入りf gの方向をとり、gにて再びUU面に入射し、屈折してgWの方向を取りWにて地表面に到達する。即ちWは轉向點となる。然して更に臨界角より小なる入射角にて不連續面に入射する震波は凡て第二層中に入り屈折して再び地表面に現はるゝ如き徑路をとるものである。而して之等の震波はFHN象限に屬するものであるが故に、其の初動は疎波である。従つて地表面にてW以東(圖にてはWより右側)の所には初動としてPに代ふるにPが現はれ其の方向は震源に向ふ可きである。圖にはPが初動をなすものを單線矢にて示し、Pが初動となるものを二重線の矢にて示してある。

扱Wは若し地殻が等方、等質なものであるならば、震央より等距離なる凡ての方向に現はるゝ可きである故、震央を中心とする圓となつて現はれ、所謂轉向圓を構成する第二圖乙に於けるWM圓が之れである。而して震央より右側にては、前述した理由に依り此の圓を境として初動は其の性質及方向を異にする。又P<sub>1</sub>P<sub>2</sub>観測よりP<sub>1</sub>走時曲線を畫き、其れがP<sub>2</sub>走時曲線と交る點は轉向圓の震央距離を與ふるものである。斯くして著者がP<sub>1</sub>P<sub>2</sub>観測より第三圖の如く、P<sub>1</sub>P<sub>2</sub>兩種の走時曲線を畫き轉向點Wの震央距離を求むれば約百十五秒となる事を知る。即ち此の地震の轉向圓は半徑百十五秒の圓となる故、第一圖の如

第三圖 大正十二年九月一日關東大震の走時曲線



く前橋の北方より水戸の南西方を通り銚子西方より九十九里濱沖を過る圓となり、此の圓の兩側にて初動方向の相反せる事を知るのである。

次にF<sub>0</sub>HN象限を見るに、茲にては縦波の初動は密波である。故にF<sub>0</sub>より西方(圖にてはWより左側)にては初動は密波とならねばならない。而して又前述したと同様臨界角を以てUU面に入射した縦波は屈折の結果M點に於て地表面に現はれ、此の點を境として東西兩側にては初動の性質を異にする。即ちM點以東にては初動はP波であるに反してM點以西にては初動はP波である。然し之等兩波は更に遠距離にあるN'點迄は初動の方向を變ずる事は無い。

如何となればN<sub>0</sub>HNなる節面はUU面と交るゝ點に於て、法線と約四十三度の角をなすものである。従つて此の面に沿ふて進む縦波は第二層中に屈折し、Hb d N'なる經路を取り、N'にて地表面に到達する。而して此の如き震波より更に小なる入射角を以て不連續面に入射するものはNH F象限に屬するものである故初動は疎波である。従てN'より以西(圖にてはN'より左側)の地表上の諸點は疎波を初動として感ずる。即ちN'を境として初動は其の方向相反する譯である。

斯くてF<sub>0</sub>Mの間にては初動はP波であつて其の方向は震源と反対な方向を指す。然し更に遠きMN'間にては初動はP波であるが、之等P波は尙F<sub>0</sub>HN象限に屬するものである故、初動はP波なるにも係らず密波であつて、其の方向は矢張り震源と反対な方向に向ふ。然るに節面N<sub>0</sub>HNに沿ふて進む縦波はF<sub>0</sub>

H N と N H F 兩象限の境界に沿ふて進むものである故、其れが地表面に現はる、N' 點は初動方向の急變する所となる。即ち第二圖乙の X N' Y が此の境界となる線である。然し地球は球形である故 X N' Y なる線は圖の如き圓弧とはならず N' にて震央に對し凸形をなす橢圓弧となる可きであるが今假りに X N' Y の如く不連續面を平面と考へて畫いて見たのである。

斯くの如く F<sub>0</sub> H N 象限にても N<sub>0</sub> H F 象限に於ける如く轉向圓の存在を確認する事は出来るが、之れを境として初動方向の急變を認める事が出来ぬのは前述した如き理由に依るのである。故に第二圖及第一圖には轉向圓の西半部は點線にて描いたのである。

扱第二表の初動方向の觀測を見るに臺灣及石垣島にては初動方向が略震源に向ひ、其れより以東の地方と相反せる方向を採つて居る。即ち此の地方は第二圖の N' 點以西の地方に相等し、沖繩及石垣島の間は N' 點が存在あると考へる事を得るのである。

扱第二圖甲の如き正斷層に依りては同圖乙の如き初動方向の分布が得られる譯である。而して之れを實際地震計觀測より得たる初動の分布と比較すると全く合致するのを見る。即ち A F<sub>0</sub> B N<sub>0</sub> なる二本の橢圓弧に圍まれたる部分には前橋、熊谷、布良を含み、W N<sub>0</sub> 間には東京を含み、W 以東には水戸、銚子、仙台を含んで居る。又西側にては F<sub>0</sub> N' 間に甲府、沼津、長野、高田、新潟以西沖繩迄の觀測所を含み、N' 以西に石垣島、台北を含んで居る。即ち關東大地震の複雑なる初動分布も斯くの如く發震點 H に於け

る正斷層的變位を考ふれば完全に説明することが出来るのである。

第一圖は仙台以西、近畿地方迄の初動分布と其れを斷層面、節線、轉向圖にて分つた狀況を示すものである。

但し茲に注意を要するは此の大地震後陸地測量部にて測定した結果として得られた相模灣に於ける大地震變である。(震災豫防調査會報告第百號甲、今村博士報文附圖第七圖參照) 今此の大地震が全く關東大地震に依つて惹起せしめられたとすれば、夫れと、著者が驗震學上より求めた、此の地震の發現機巧とは簡單な關係を見出す事が出来ない。然し著者の求めた正斷層的變位は此の地震の口火を切つた機巧であつて、更に主要動に入つてからの變動には全く觸れて居ないのである。故に今村博士の如く此の地震が引續いて起つた三回の地震を含むものとし、其等の震央も亦夫々異ると考へるならば、相模灣の大地震と此の地震の發震機巧との間には何等特殊な關係を考へなくとも差支ない。

#### 四、相模灣沿岸に於けるモホロビチック層の深さ

次に種々な方法より求めた關東大地震の震源の深さ及 P、P 走時曲線より求めた轉向圓の震央距離を用ひて、此の震央附近に於けるモホロビチック層の深さを求めて見る。其のために前に記した

$$\sqrt{\Delta_0^2 + h^2} = (2d - h) \cos \alpha + \Delta_0 \sin \alpha$$

式中に  $h = 28$  浬、 $\Delta_0 = 115$  浬、 $\alpha = 47^\circ 31'$  を代入すれば  $d = 39$  浬

となる。即ちモホロビチック層の深さは此の地方に於ては大略三十九糎となり、本邦各地にて求めた深さと大體一致する値を採る事を知る。

尙モホロビチック層の深さを求むる前式はP、P兩波が轉向點には同時に到達するの條件より求めたものである。今此の式の全微分を $\Delta_0$ 一定として求むれば

$$\frac{\partial d}{\partial h} = \frac{b}{\sqrt{\Delta_0^2 + h^2}} + \cos \alpha$$

となり、前式は震源の深さの誤差一糎に對して、不連續面の深さ一糎の相違を示すのみである。故に震源の深さを精確に求め得るならば不連續面の深さを求むる式として充分なものと思はれる。

## 結 論

要するに本論文は各地觀測所の驗震結果の凡てを用ひて大正十二年九月一日相模灣沿岸に發現せる所謂關東大地震の調査をなせるものである。而して其の結果として等發震時線、等PS線、初動方向、PPの觀測等より

- 一、發震點の震央は東經百三十九度十七分、北緯三十五度二十二分、平塚の北西金目附近
- 二、震源の深さは二十八糎。

三、發震機巧は東方に上磐を有する正斷層であつて、東側は相對的に陥没し、西側は隆起せる如き變位を示し、斷層面は鉛直線の方向と約四十八度の角をなし、斷層面の水平方向は北十六度西より南十六度

東に向つて居る。

四、モホロビチツク層の深さは震央附近にて約三十九籽である。

等の結果を得て居る。而して之等の驗震學上よりの結果が此の地震の他の重要なる部分の調査上に幾分でも役立つならば著者の本懐之れに過ぐるものは無いのである。(昭和四年一月於中央氣象臺)

附記 震央に於ける發震時は走時曲線を延長し、走時の軸と交はらしむれば求め得られる。  
斯くして求められた震央に於ける發震時は

松山博士 十一時五十八分三十二秒

中村博士 十一時五十八分三十五秒

著者 十一時五十八分三十六秒

となり略一致する値を示して居る。今震源の深さを前述した如く二十八籽とすれば、震源に於ける發震時は十一時五十八分三十一秒となる。但し此の場合には震波の速度は二十八籽迄の平均速度五・七籽秒を用ひてある