

の様相を明らかにする事が出来る。但し震源から各観測所への距離といふのはいろいろの意味を持ち得るので、即ち波の傳はる徑路に添うて測つた距離を用ひる事も出来るが之は一般に容易に求められないものであるし、又震源と観測所とを結ぶ地球内の弦に添うての距離を取る事も出来るが、之も意味はないのであつて一般に用ひられる最も自然な測り方は震源から観測所までの地表に添うての最短距離、即ち兩所を通る地球の大圓の劣弧の長さを用ふる事であつて、通常之を Δ なる符號であらはず習慣になつて居る。單位としては之を角度であらはず事もあり又は杆で測る場合もある。

第五節 走 時 線

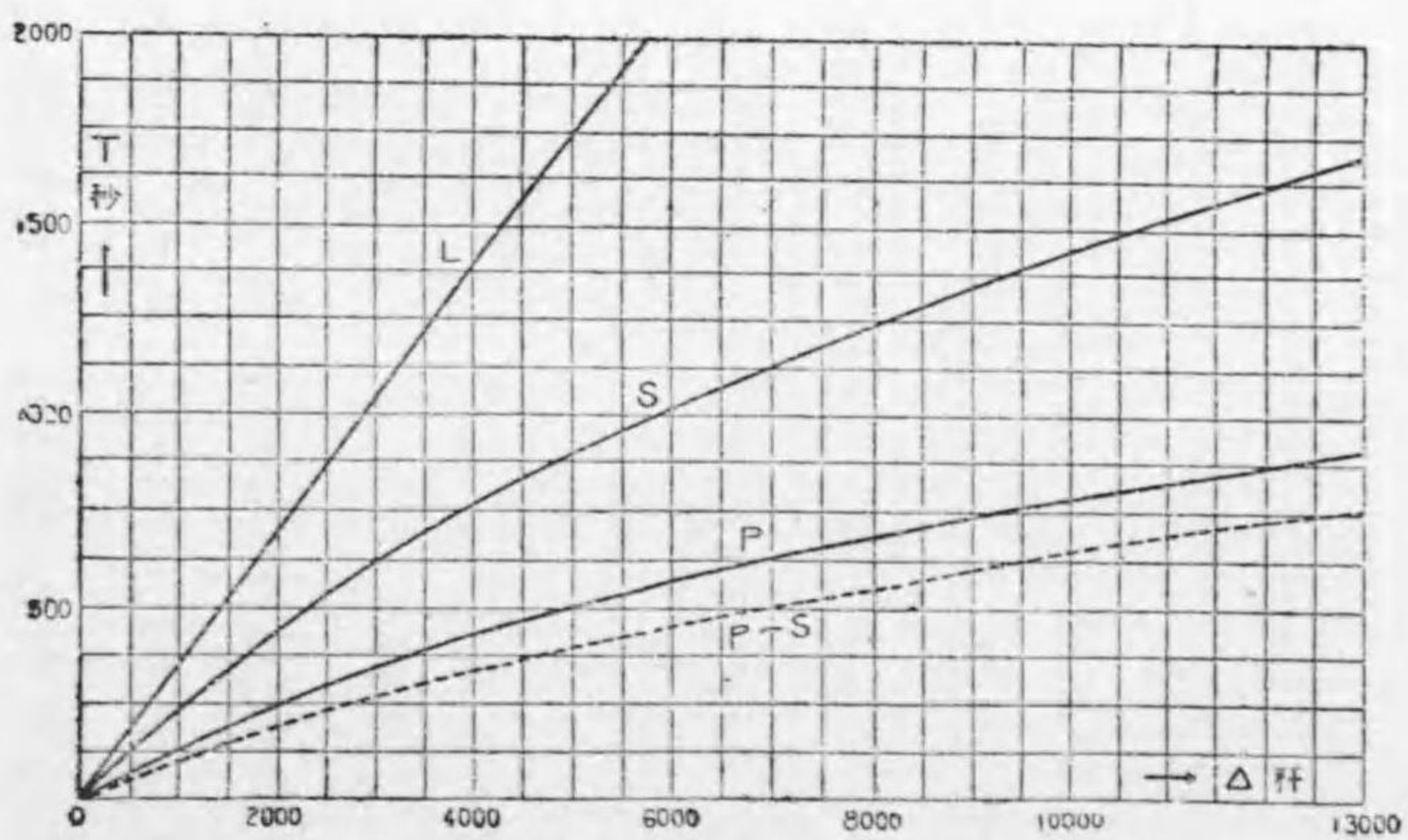
大地震であるならば震源から其の對蹠點に至るまでの二萬杆の間の總ての距離に於て観測が出来る筈であるが、従前の状態では震源から一萬三千杆位までの観測だけが明らかであつて、それより遠く最大二萬杆に至るまでの間には確

かなる観測材料を缺いて居た。此の事は地球内部の構造を考ふる者に取つて極めて重要な現象であつて、非常なる注意を引いた事である。其後幾分の観測材料も出来て來たが尙確實にはなつて居ない。震源から一萬三千杆までの震波傳達時間は次の表の如くである。

Δ	P	S	P~S	L
500杆	69秒	124秒	55秒	177秒
1000	136	244	108	353
2000	257	460	203	706
3000	358	641	283	1059
4000	442	789	347	1412
5000	512	913	401	1765
6000	572	1028	456	2118
7000	631	1140	509	2471
8000	688	1249	561	2824
9000	743	1354	611	3177

10000	795	1453	658	3530
11000	844	1545	701	3883
12000	888	1629	741	4236
13000	929	1705	776	4590

之は獨逸ゲッチンゲン地球物理學研究所に於て遠距離地震を觀測した結果を統一して出した數である。今此震央距離と傳播時間との關係を曲線であらして見ると第三十五圖の如くなる。此の線を走時線 (Laufzeitkurve; time curve) と呼ぶ。之で見ると主要動の傳播時間は震央距離に比例して居る。之は即ち主要動は地球表面に添うて一定の速さを以て進むものであると解釋されるのであつて其速さは毎秒五三・五三杆の割合である。他の二つの波



圖五拾參第 震央距離と波到着時間との關係

の傳播は震央距離に比例して居ないので、其の傳播の経路も主要動と異なり、地表に添うて進むものとは考へられない。後に説明する如く實は此の第一初期微動及び第二初期微動は震源から出て地球の内部を通つて觀測地點に達する波動である。

第六節 初期微動繼續時間

震央から種々の距離に於ける觀測所に於て、第一初期微動が達して後第二初期微動の達するまでの時間、即ち所謂初期微動繼續時間 P-S の震央距離に對する關係は圖に於て點線で示した如きものである。既に充分に注意した觀測から此關係を明らかにして置くと、新に地震の起つた場合に其觀測によつて第一初期微動繼續時間を知れば、上記の關係によつて其地震の震央が何程の距離にあるかを知らし得る事になるから、極めて大切なる關係である。此結果は遠距離までの傳播を目的にした研究の結果であるが、震央から餘り遠くない觀測所での

研究に就ては日本の様に地震の頻發する國で然も地震計が各地によく分布されて居る國に於て最も確な材料があるのは當然である。今日では震央距離 Δ と其距離に於ての初期微動繼續時間 t との關係は震央距離が一千籽位に至るまでは

$$\Delta(\text{籽}) = 7.4t(\text{秒})$$

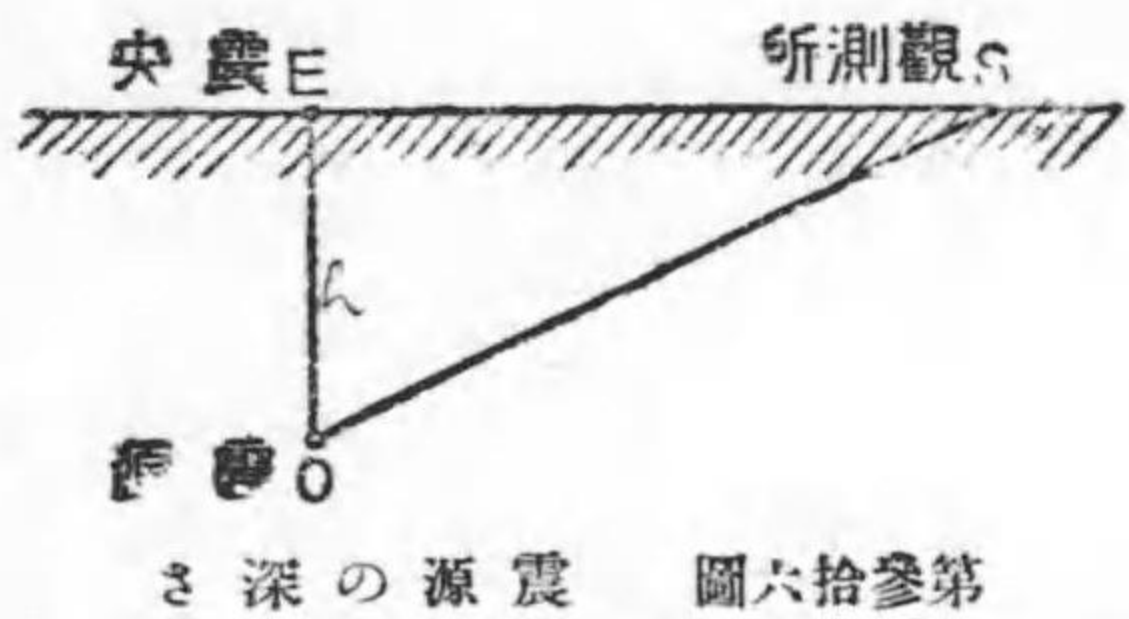
なる範式であらはされる事がわかつて居る。上に書た様な線により、若くは此の範式によると地震計の記象から初期微動繼續時間 t を調べて、それから震央までの距離を算出する事が出来る。そこで三箇所の觀測の結果で其各觀測所から震央までの距離を知る事が出来れば、之を綜合して地圖の上で其各觀測所を中心として各震央距離に相當する半徑を以て圓を描いて見ると、其の三つの圓の相交る一點が即ち震央である。二ヶ所での觀測だけでは斯の如き圓が二つの點で交つて、其の何れが震央であるかがわからないから、此の震央距離だけから震央の位置をきめるには少なくとも三ヶ所以上での觀測を要する。

時とすると斯の如き方法で震央をきめやうとすると、其等の圓が一點で交ら

ない様な事が起る。或は寧ろ一點で交らない方が普通である。之は一つには觀測所に於て記象紙から初期微動繼續時間を出す場合に誤りなく記象紙を読み取る事が難かしい様な事もある。又上記の様な範式其物も多少の誤差を含むかも知れない。之等の點に就ては只多くの場合に慣れて初めて何程の程度で各地の觀測の結果が不統一であるかを知り得るのである。若し觀測にも又範式にも誤差がないと認めると之を地震の起つた場所若くは其傳播の途中に於ける事情の影響に歸せねばならぬので、此の如き點は單に之を誤差の爲めとして觀過ごさないで行く必要がある。

第七節 震源の深さの影響

近距離地震の場合に於ては震源が地表になくして地下或深さにあるといふ事が其地震の傳播に關係を有する。前記の範式は震央から一千籽までも用ひられるもので其範圍の觀測所での觀測の結果から導き出したのである。震源が餘り



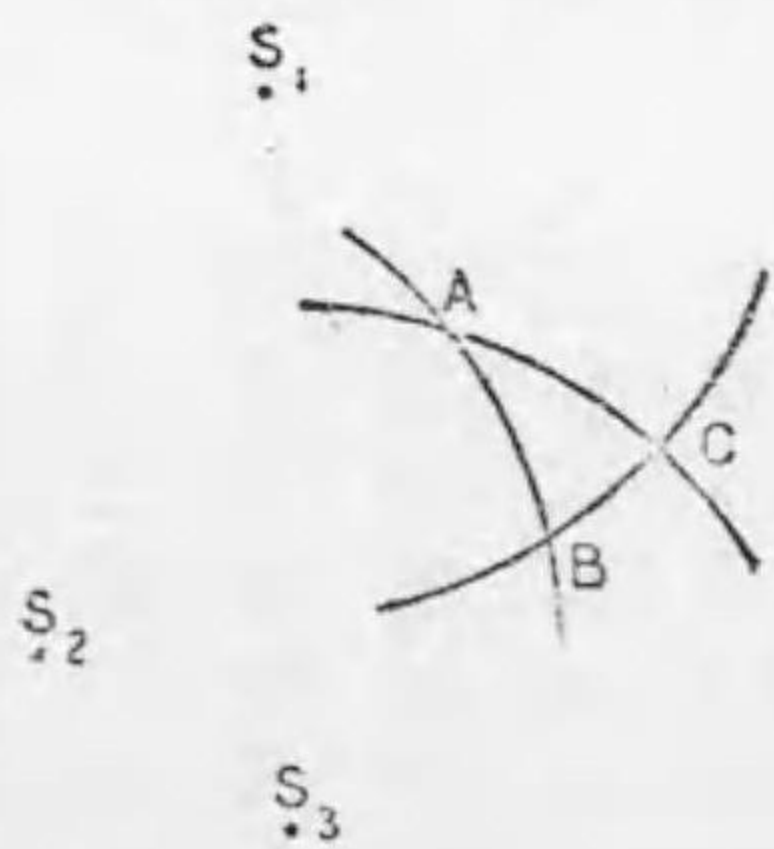
深くないなら、少し遠い所では地表に添うて距離を測るとして
 も震波の通る道に添うて測るとしても格別ちがはぬが、震央に
 近づき、又は震源が深くなると、其深さの影響があるから、前に
 書いた震央距離 Δ は正しく言へば震源からの距離と考へるべき
 であらう、震源Oが地表からだけの深さにあつて、それから
 出た波を震央からだけの距離にある場所で観測したとすれば

$$h^2 = \Delta^2 - a^2$$

なる。此の結果三ヶ所で観測した

震源距離 Δ の圓は圓弧三角形を作る依てこれ等の三
 観測所の位置の分布が適當な場合には此三角形の三
 ツの角を二等分する線の交りを以て其震央として
 大なる誤りを生じないとすれば、それから各観測所
 の震央距離もわかつて、震源の深さ h が算出される

致一不の離距央震 圖七拾參第



道理である。此の様な考へで大森博士が大正七年から大正十一年までの間に關
 東平野及其附近に起つた地震二十一回に就て調べた結果によると、之等の地震
 では震源の深さは最も浅い時でも地表から十六呎であつて、最も深い場合で四
 十八呎であつた。茲に注意を要するは、此方法では震波の進む道を直線と考へ
 たが、今日次第に研究の進むにつれ、其の徑路は直線ではないと考へる方が眞
 に近いらしい事である尙又使用する観測材料の精密さや地殻の表面に近い部分
 の不均一なる性質等の影響が何程であるか等の問題も考慮に價するのである。

第八章 岩石の弾性波

第一節 地震波

地震の主要動は地表に添うて、又其の第一及第二初期微動は地球の内部を通つて傳播して行くものであるが、此の如き振動は地球を構成する岩石の弾性の爲めに其の中に起つた激變が弾性波として四方に傳はるものと考へる外はないものである。従前は地球の内部は高熱の爲めに熔けて居るものと考へて居た爲め其内部で地震波の傳播する事を考へるのに非常な困難を感じたのであるが、今日に於ては此の如き考は捨てなければならぬ事が次第に明らかになつて來た。爲めに其内部までも相當に弾性を有するものと考へて居る。即ち地震は斯の如き地球内部の有する弾性の爲めに、震源での衝動が弾性波となつて四方に傳はつて行くものと考へられる。従つて地震波の事を了解するには先づ岩石の弾性

の事に就ての智識を必要とする。

第二節 弾性率とポアソン比

物体が外から加へられた力の爲めに形狀に就て變化を受ける關係は實驗的に研究した事實を基礎とするのであつて、棒狀の物体に其長さの方向に力を加へて之を引き延ばすと、其延びが餘り大きくない範圍では延びる割合は加へられた張力に比例する。即ち棒の全長が l で其切口の單位面積に f だけの割合で力が働いて其の爲めに Δl だけ棒が延びたとすれば

$$f = E \frac{\Delta l}{l}$$

となる。此 E は各物質に特有な恒數であつて、通常之をヤングの弾性率 (Young's modulus of elasticity) と呼んで居る。長さが此の如く延びると同時に半徑の方は其の延びた割合に比例して小さくなるものであつて

$$\frac{\Delta r}{r} = \sigma \cdot \frac{\Delta l}{l}$$

となる。此の σ をポアソンの比 (Poisson's ratio) と稱へて、之も亦各物質によつて異なる恒数であるが、多くの物質に於ては其値は二・五に近いものであつて一般に此の如き一定の値を有するものとしても非常なる差は起さない。此のEと σ との間には次の様な關係がある。

$$\frac{\Delta r}{r} = \frac{\sigma}{E} f$$

岩石の弾性に就ては我國では長岡、日下部兩博士や米國でアダムス (Adams) とコーカー (Coker) などが其弾性恒数を測定したのであつて、其一二の例をあげるゝ次の様な値を有する。

岩 石	地質年代	比重	E	σ
岩 閃 綠 礫	太古代	3.	94.9 × 10	.2840
斑 礫 岩	"	—	108.0	.2192

石 英 片 岩	"	2.64	74.5	—
花崗岩(平均)	古 生 代	2.64	50.5	.2258
大理石(平均)	"	2.70	61.8	.2621
石 灰 岩	"	2.69	63.5	.2522
砂 岩	"	—	15.8	.2900
大 理 石	中 世 代	2.72	55.4	.2744
山 岩	第 三 紀	2.63	38.3	—
安 山 砂 岩	"	2.64	35.3	—

第三節 抗 壓 率

さて岩石の内部に於ける弾性的變形を考へる爲めに、其中に極めて小さい三つの邊を有する立方体を考へる。而して其の三つの面に直角に N_1 、 N_2 、 N_3 なる張力が働く時は其の一つの稜、例へば N_1 の方向には $\frac{N_1}{E}$ だけの延びと $\sigma \frac{N_2}{E} + \sigma \frac{N_3}{E}$ だけの縮みとが起るから結局此邊の延びの割合は $\frac{1}{E} \{ N_1 - \sigma (N_2 + N_3) \}$ となる。之

を例へば α とする。同じ様にして他の二つの方向の伸びの割合 β 及 γ も之に類似した形として求められる。即ち初めの立方体の容積は此の如き各邊の伸びの爲めに變つて $(1+\alpha)(1+\beta)(1+\gamma)$ となつたのである。此の各邊の伸びが餘り大きくない範圍では之を $1+(\alpha+\beta+\gamma)$ とする事が出来るから、容積の變化した割合を θ とすれば

$$\theta = \alpha + \beta + \gamma \\ = \frac{1-2\sigma}{E} (N_1 + N_2 + N_3)$$

になる。特に内部に働く力が各方向とも同じ値を持つ所の所謂水壓力 p である場合には N_1, N_2, N_3 は皆相等しく、張力の代りに壓力であるから此各を $-p$ と置く可きであつて、即ち此場合には

$$\theta = -\frac{3(1-2\sigma)}{E} p,$$

即ち

$$\frac{p}{-\theta} = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \equiv k$$

であるが、之は容積の減少は之に加はる壓力に比例することを示すものであつて、此恒數の k を抗壓率恒數 (incompressibility) と呼び、或は其の逆數を壓縮率 (compressibility) と稱する。

第四節 剛性率

以上は材料の伸びの實驗的研究から出發して考へたものであるが、最後の抗壓率は單に岩石の容積だけを變化させて、其形狀は初めの形狀と相似である場合である。形狀の變化のみを考へる爲めには此の外に尙試験される物質で圓形の棒を作り、其の一端を固定し、他端に力を加へて之を捻る事が出来る。此の時捻れの量は其加へた力の大きさに比例することは實驗の結果として知られて居る。此の様な切口が圓形である様な棒の捻れた場合には長さも、半徑も初めの

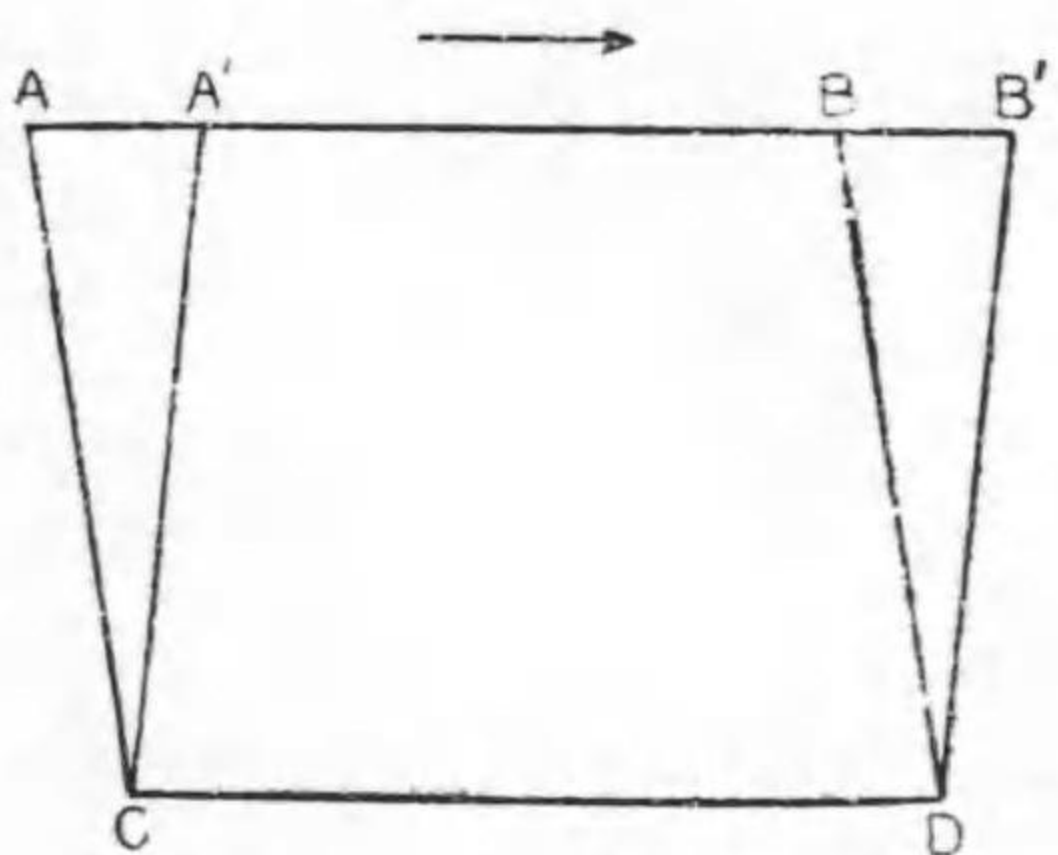
まゝであつて外見的には變化がない様であるが、實は其中での相接する切口が順順に少しづゝの移動を受けて居るのであつて、即ち長さの方向の直線が一定の角だけ傾いたのである。此の様に全体としての容積はかはらないが、働いた力に直角な方向の線が方向を變じた爲に物体が歪んで來る場合を剪斷作用 (Shearing) と稱する。此の時働いた力の其爲めに生じた傾きに對する比を普通剛性率 (rigidity) と稱へて n であらはず。初めの延びの實驗に於ては容積の變化も形の變化も相伴うて起つて居て、其關係は

$$E = \frac{gnk}{3k+n}, \quad \sigma = \frac{3k-2n}{6k+2n} = \frac{E}{1-n}$$

である。實測した値は

岩石	年代	n	k
閃綠岩	大古代	37.00×10^{-4}	$73.29 + 10^{11}$

第三拾八圖 剪斷作用



斑 岩	"	43.80	65.89
石英片麻岩	"	28.90	
花岗岩	古 生 代	20.67	30.31
大理岩	"	24.11	45.37
石灰岩	"	25.04	42.50
砂岩	"	6.12	12.50
大理山	中 生 代	21.71	40.90
安砂	第 三 紀	8.1	
	"	2.2	

第五節 彈性運動の式

此の如く彈性體の性質は E と n とを用ひ、若くは k と n とを用ひて完全に言ひあらはす事が出来るのである。然るに彈性体内の彈性運動を考へるに當つては之等を其のまゝ用ひるよりも之を組合せて

$$\lambda = k - \frac{2}{3}n \quad \text{及} \quad \mu = n$$

なる入及び μ を用ひる方が遙に便利である。之を通常ラーメの弾性恒數(Lamé's constants)と呼んで居る。

さて岩石を弾性体と考へて、其の中に變形が起れば其變形に應じて應張力の爲めに原形に復しようとする。茲に於て其中に運動が起る。其の運動の關係は弾性力學の教ふる所であつて、今岩石の中の或分子が靜止の位置に對して有する變位が三つの座標軸に添うて、夫れ夫れ u 、 v 、 w であるとする、其値は考へる點の位置により又時刻によつてかはるものである。而して此の如き變位が岩石の中の各點に起つた場合には其中の一點 Q に於ける容積の變化は

$$\theta \equiv \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

で與へられる。而して此の中の分子の運動の式を導くと

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 u + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x},$$

となる。但し此の中の ρ は比重をあらはし、又 ∇^2 等と書いてあるのは $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ 等の代りに用ひた略號である。

第六節 變 容 波

さて此の運動の性質を明らかにする爲めに、先づ上に記した運動の式を夫れ夫れ x 、 y 、 z に就て微分して、其結果を加へ合せると次の式を得る。

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \theta$$

此の式を見るに左邊は θ を時間就て二度微分したものの、右邊は θ に ∇^2 なる運算をした結果である。今座標の原點から任意の點までの距離を r とすれば

$$r^2 = x^2 + y^2 + z^2$$

であつて、茲に $r = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$ なる組み合わせを作つて其任意の函数を取り

$$0 = \frac{1}{r} F_1 \left(r - \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} t \right)$$

なる形が上記の式を満足するかどうかを試みると F_1 は如何なる形であつても之が上に記した θ の式を満足する。即ち此の如きものが其の解である。さうして r と云ふ點で t なる時刻に F_1 が或値を持つて居るとして、それより Δr だけたつた後に $\Delta r = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \Delta t$ だけ遠く距つた點を考へると $(r + \Delta r) - \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} (t + \Delta t) = r - \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} t$ であるから此 $r + \Delta r$ なる點で $t + \Delta t$ といふ時刻に於ける F_1 の値は必ず r なる點で t といふ時刻に於ける F_1 の値と等しい。之は r 及び t の如何なる値に就ても成り立つから、此の如き變化は

$$\frac{\Delta r}{\Delta t} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \equiv V_1$$

といふ速さで r の方向に進んで行くものと考へねばならぬ。而して其性質は θ 即ち容積變化の波 (dilatational waves) が進むのである。

第七節 縦 波

更に分子の運動の方向を考へる爲めに特に變位の行なはれた方向に x 軸を取つて考へると v 及び w は共に零であつて運動の式は

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \Delta^2 u$$

となり丁度 θ に就ての式と同じ形であるから此解は次の形である。

$$u = \frac{1}{x} f_1(x - V_1 t)$$

之は上に考へた如く x の方向に進んで行く波動を示す。即ち我々は變容波に於ける變位が其の進む方向に起るといふ事を知るのである。即ち此波の性質は此の如き解では縦波 (longitudinal waves) である。

ε は如何なる形でも運動の式の解となるのであるが、如何なる形を採用すべきかといふ事は其問題の性質によつてきまるのである。地震動の様な場合には地震計の記象其他から考へて變位は正弦運動の如き形であらはされると考へるので、且つ此運動は常に波の進む方向に起るから此の解を斯の如き性質をあらはす所の適當な函數とすべきである。此事は尙後に説明する。

第八節 非變容波

次に又若し $\theta = 0$ であるならば上の如き取扱が出来ないから考へ方をかへねばならぬ。最初の運動の式の第二を σ で第三を τ で微分して、然る後兩式の差を作れば

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \xi, \quad \text{但し} \quad \xi = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right]$$

なる式を得る。此の式は前の θ 式に比して $\frac{\mu + 2\mu}{\rho}$ の代りに $\frac{\mu}{\rho}$ を入れた形であつ

て、此の解は

$$\xi = \frac{1}{r} F_2 \left(r - \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} t \right)$$

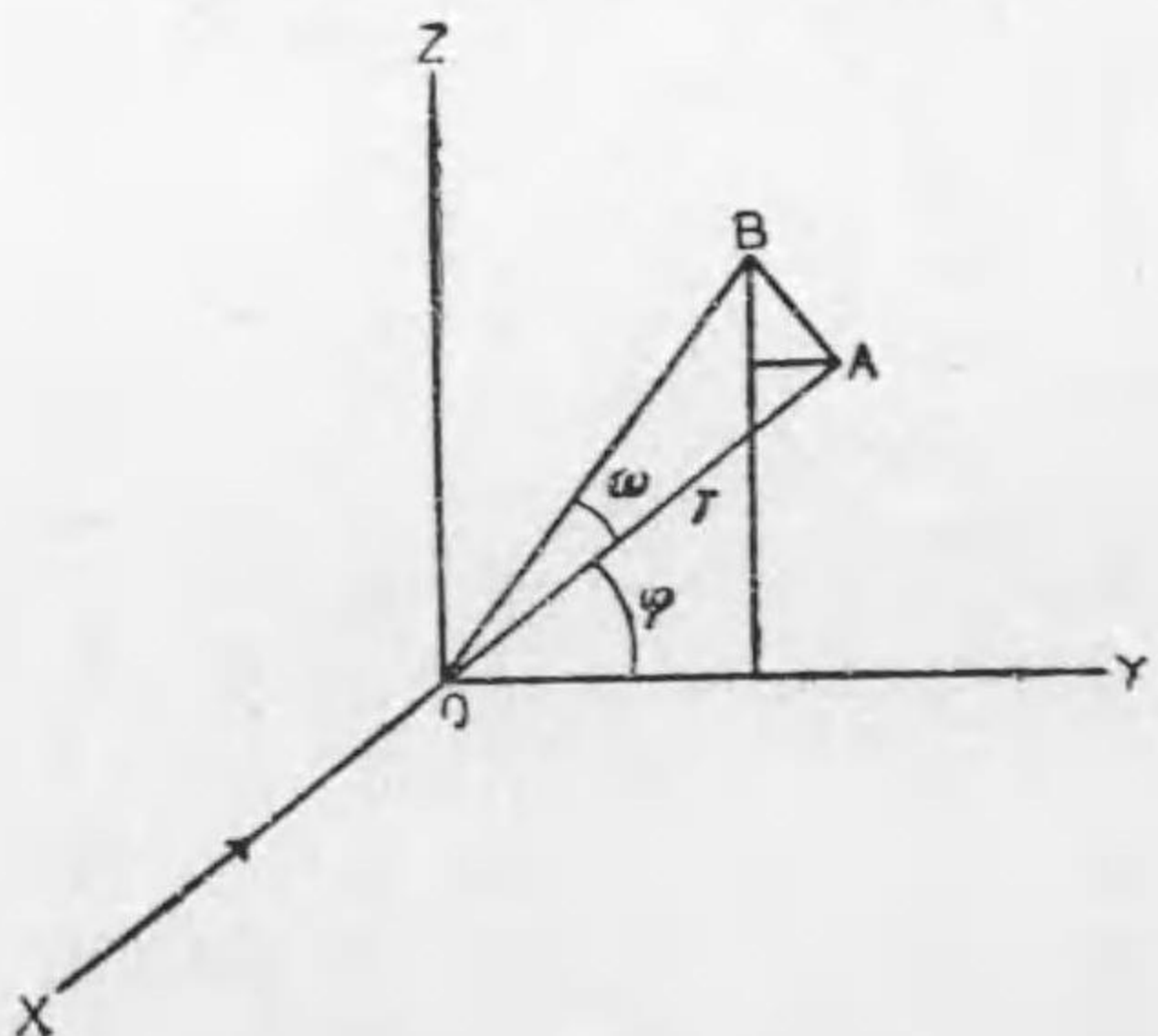
である。此の ξ は何を意味するかといふに今考へに取る分子の變位を τ 面上に射影したものを AB とする。即ち x 軸のまわりの廻轉を考へて其角を ω とすると、明らかに

$$v = r \tau \sin^2 \psi = \tau r^2 \quad \therefore \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \tau r$$

$$w = -r \tau \cos^2 \psi = -\tau r^2 \quad \therefore \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} = -\tau r$$

従つて ξ は τ に等しきことは容易にわかる。即ち ξ は x 軸の周圍の廻轉を示すものである。之と同様にして運動の式より τ 及 σ 軸のまわりの廻轉 ω 、 ν をも

圖九拾參第 非變容の波の運動



求むる事が出来る。即ち此場合には捻れの波 (distortional waves) が進むのであつて、其速度は $V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ である。而して容積の變化 θ は零であるから、此波は又非變容波 (non-dilatational waves) である。

第九節 横波

今運動の方向を考ふる爲めに軸の方向を適當に選んで變位が y, z 平面に平行な平面内に於て x の方向のみに起るものとする。そうすると u 及び v は共に零であり、又 $\frac{\partial^2 w}{\partial x^2}$ も $\frac{\partial^2 w}{\partial z^2}$ も共に零である。且つ此運動では θ も零である。依て運動の式は w のものだけ有限となつて

$$\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2}$$

となり、此の式は $w = \psi_2(x - V_2 t)$ で満足される。之は即ち w が x の方向に進むことを示すもので、變位は波動の進む方向に直角に起るのである。即ち之は

横波 (transversal waves) である。

第十節 岩石内の弾性波の速さ

此の如く弾性體の内部を進む波には $V_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$ なる速度で進む縦波と $V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ なる速度で進む横波とがある。前に得たる岩石の弾性率から、之等の岩石の中を進み得る縦波及び横波の速度を計算して見ると次の様になる。

岩石	地質年代	ρ	λ	μ	V_1	V_2
閃綠岩	太古代	3.	48.62×10^{11}	37.00×10^{11}	$6.40 \frac{km}{sec}$	$3.52 \frac{km}{sec}$
斑礫岩	"	—	36.69	43.80	—	—
石英片磨岩	"	2.64	—	28.9	5.31	3.3
花崗岩	古生代	2.64	16.53	20.67	4.68	2.80
大理石	"	2.70	29.30	24.11	5.36	2.99
石灰岩	"	2.69	25.89	25.04	5.32	3.06

砂	—	8.42	6.12	—	—
大理石	中生代	2.72	26.43	21.71	5.08
安山岩	第三紀	2.63	—	8.09	3.87
砂	—	2.64	—	2.20	3.78
岩	—	—	—	—	1.09

斯の如く實驗室に於て岩石の弾性を測定し、種々の岩石の中に弾性波の傳はる速度を計算する事が出来る。然らば此の縦波及横波は地震波の何れの位相に相當するものであるか。之は地震波の傳はる速度を測定する事が出来ること自ら解決がつく事になる。

第九章 地震の波動

第一節 地震波の速さ

實際の地震の場合に就ては嘗て大森博士は東京に於て所々に地震計を据ゑ附けて明治二十七年十一月三十日の横須賀地震の観測から地震波の傳はる速さを求めて毎秒四・九乃至五・六籽といふ速さを得た。其後今村博士は明治二十八年より同三十一年に至るまでの間に六回の地震に就て速度を求め平均毎秒三・一六籽の速さを得た。茲に注意すべきは速さを測定するには震源からの距離の違ふ二つの観測所での發震時を比較するのであるが、特に今村博士は本震の始まりと呼ぶ位相の起つた時刻を比較して速度をきめたのであつて、其調査に用ひられた地震計の記象を見ても比較されたのは第一初期微動の始まりではなく、近距離地震の主要動であつて、一般に考ふる如く第二初期微動も亦之と重なつて居

るのであらう。大森博士は尙獨逸に於て火薬の爆破に際し、其衝動が地殻内を傳はる速さを測定して每秒一・四七籽といふ値を得られたが、之は砂地に於てあつて、砂地などで速度が斯の如く小さい事は注意を要する。右の如くして定められた速度の一つは第一初期微動の速さとして平均每秒五・三籽位の速さを取り、一は第二初期微動の速さとして每秒三・一六籽といふ速さを取つてよいならば、之は大体に於て實驗的に定めた岩石の彈性波の二つの速さに相當するものであつて、此點よりして地震の第一初期微動は地殻の彈性波の縦波であり、第二初期微動は其横波である事が了解される。獨逸ゲツチンゲン地球物理研究所に於ては震央距離一千籽以下の地震に就て観測した結果として

$$V_1 = 7.17 \frac{\text{km}}{\text{sec.}} \quad V_2 = 4.07 \frac{\text{km}}{\text{sec.}}$$

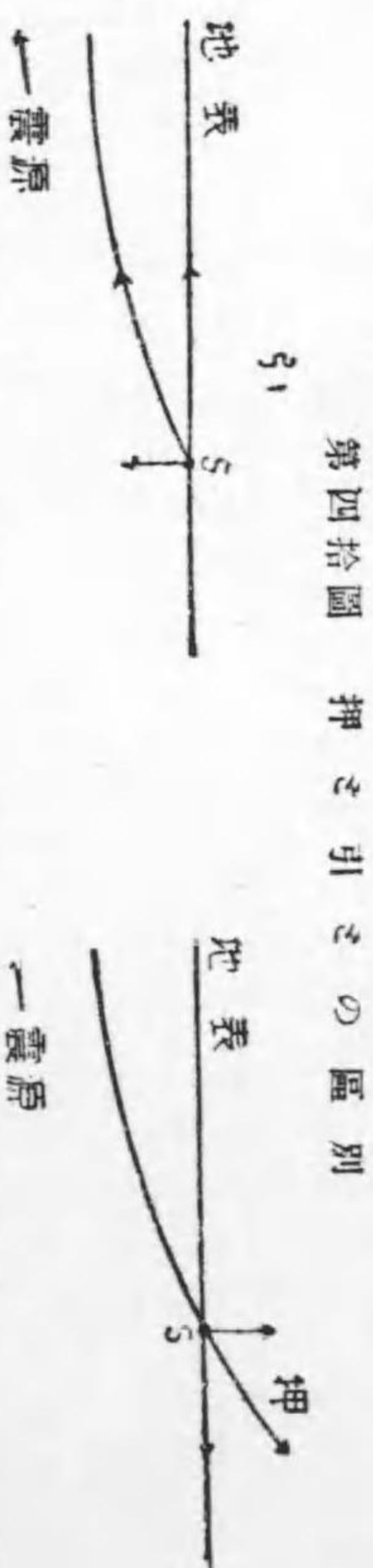
なる値を出して居る。此の値は地震波の實際の速度であるが、實際に地表に近い所での速さとしては少し大き過ぎるものと考へられて居る。大森博士や今村博士の測定された速さは地面に添うての値であつて、眞の速度より少し大きく

なつて居る筈である。さうして地表に近い部分は岩石の種類が甚だ多様であるから其傳波の状態を詳細に知る事は極めて興味ある問題である。今日では不幸にして尙時間の観測に非常なる精確さを期待し得ぬ爲めに、此問題が未解決に残されて居る。

第二節 初動の方向

地震の第一初期微動が縦波であるから、或る観測所に於て感ずる地震の最初の動き方は常に震源と其観測所とを結ぶ直線の上にあつて、震源の方に向ふか、或は震源と反對の方向に向いて動き始める筈である。此の事は震源の位置をきめるに大切な手掛りである。前に述べた様に初期微動の繼續時間を知る時は地震央距離を計算して出す事が出来るのであるが、更に初動の方向を知る時は地圖の上で其方向に引いた直線と、震央距離に相當する半徑の圓周との交りが震央になるから、他の観測所の力を借らずとも、一ヶ所の観測の結果で震源の位

置はさまる。但し此直線と圓周とは二點で交るから其の何れであるかは他の材料によらねばならぬ。水平動地震計の外に上下動地震計をも備へて居る場合には、



之によつて震源の位置は一方にさまる。縦波及び横波は必ず地下より其観測所に達するのであるから、若し上下動が上向きの運動に始まる場合には、其初動は震源の方より押した如く始まつたのである。従つて水平動の指す方向の反對の方向に震源がある事になる。上下動が下に向いた運動で始まる場合には、其初動は震源の方に引かれて始まつたものであるから、震源は水平動の指す方向にある。此くして一観測所の観測のみから震源はさまる。若し初期微動繼續時間が不明瞭な場合には二つの観測所での水平動の初動を明確に知る事が出来れば

震源の位置は定まる。

第三節 主要動の性質

地殻内の地震波の性質は斯の如く弾性波の縦波及横波であるを考へられるか更に主要動は如何なる性質のものであるか。之は英國のレーレー卿 (Lord Rayleigh) が解決した問題であつて今日では之を時々レーレー波 (Rayleigh Waves) と呼んで居る。地球内部に於ては一般弾性的解釋のみでよいが地表に於ては弾性体の境の面の爲めに特種の運動を生じ得るのである。地表に於て X 及 Y 軸を東及北に取り Z 軸は上向きに取れば、地殻の表面に近い部分に對しては Z は負の小さい量になる。一般の運動の式の解は此の如き部分に對しては

$$\left. \begin{aligned} u &= Ae^{\alpha z} \\ v &= Be^{\alpha z} \\ w &= Ce^{\alpha z} \end{aligned} \right\} \text{但し } s = -gz + i\{fx + gy - p\}$$

なる形の解を假想して其の中に含まるゝ恒数を運動の式及び實際の状況から決

定すると地表に添うて $\sqrt{\frac{c}{\mu}}$ なる速さの波が傳はつて行く事になる。此 \times は一つの恒数である。若しポアッソンの比 ν を 0.25 と取つてよいならば此の速さは

$$V_3 = 0.9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = 0.9194 V_2$$

になるのである。主要動の傳はる速さは毎秒三・五三籽である事は實際の觀測から知られて居るが、今 V_2 即ち第二初期微動の地表に近い所での速度としてゲッヂンゲンでの測定である所の毎秒四・〇一籽といふ値を用ひて上の式から V_3 の値を計算して見ると毎秒三・六八籽となつて、實際の觀測とよく一致する。此事は逆に考へると地表の岩石に就ては全体としては ν の値を 0.25 としても差支へない事を示すものである。

さて地表に於ける分子の運動は此の如き方法で計算をすゝめて行くと遂に次の如き形を以てあらはさるゝものとなる。

$$u = \frac{c}{2} f \cdot x \sin (pt - r \sqrt{f^2 + g^2})$$

$$v = \frac{c}{2} g \cdot x \sin (pt - r \sqrt{f^2 + g^2})$$

$$w = \frac{c}{2} \sqrt{f^2 + g^2} \cdot x \cdot \frac{1 - \frac{1}{2} \frac{x}{I}}{\sqrt{I - x}} \cos (pt - r \sqrt{f^2 + g^2})$$

但し

$$x = \frac{\rho}{\mu} \cdot \frac{h^2}{f^2 + g^2} = 0.9094$$

此の初めの二つを組合せると一つの水平運動となるのであつて、即

$$S = \frac{c}{2} \cdot \sqrt{f^2 + g^2} \cdot x \sin (pt - r \sqrt{f^2 + g^2})$$

此の運動と w を比較して見るに其振幅が少しく異なり、水平動と上下動の最大變位の比は一・八一となる。さうして一方は餘弦一方は正弦を因子として居るので、従つて位相が丁度 $\pi/2$ だけ違つて居るから、之は一つの楕圓運動になる。

(第二十一圖を見よ) 實際の地震に就て調べて見ると主要動の水平動が震源と觀測所とを結ぶ直線上にある場合もあるが、然らざる場合もあつて、尙研究の餘

地がある。愛知博士は特に之の横波となる場合に就て研究された。

第四節 初動の引きと押しとの配置

さて第一初期微動が地球内部を傳はる縦波であるとする、或観測點では其始まりが震源の方に引かれた如くにか、若くは震源から押された如くなるのであるが、其の押され若くは引かれる區別は何によつて生ずるか。又震源の周圍で初動に押し或は引きの現はるゝ地點は如何様なる分布になつて居るか。又第二初期微動が横波であるとするれば、其運動は波の進む方向に直角なる平面内で何れの方向に向くか。之等は地震波が地球を形作る岩石の彈性波であるといふ事を知つたならば同時に起るべき問題であつたのであるが、近年に至るまで研究家の注意を引かなかつたのであつて、今日漸く其方面の研究の始まつたのは全く志田博士の主唱した所によつてである。

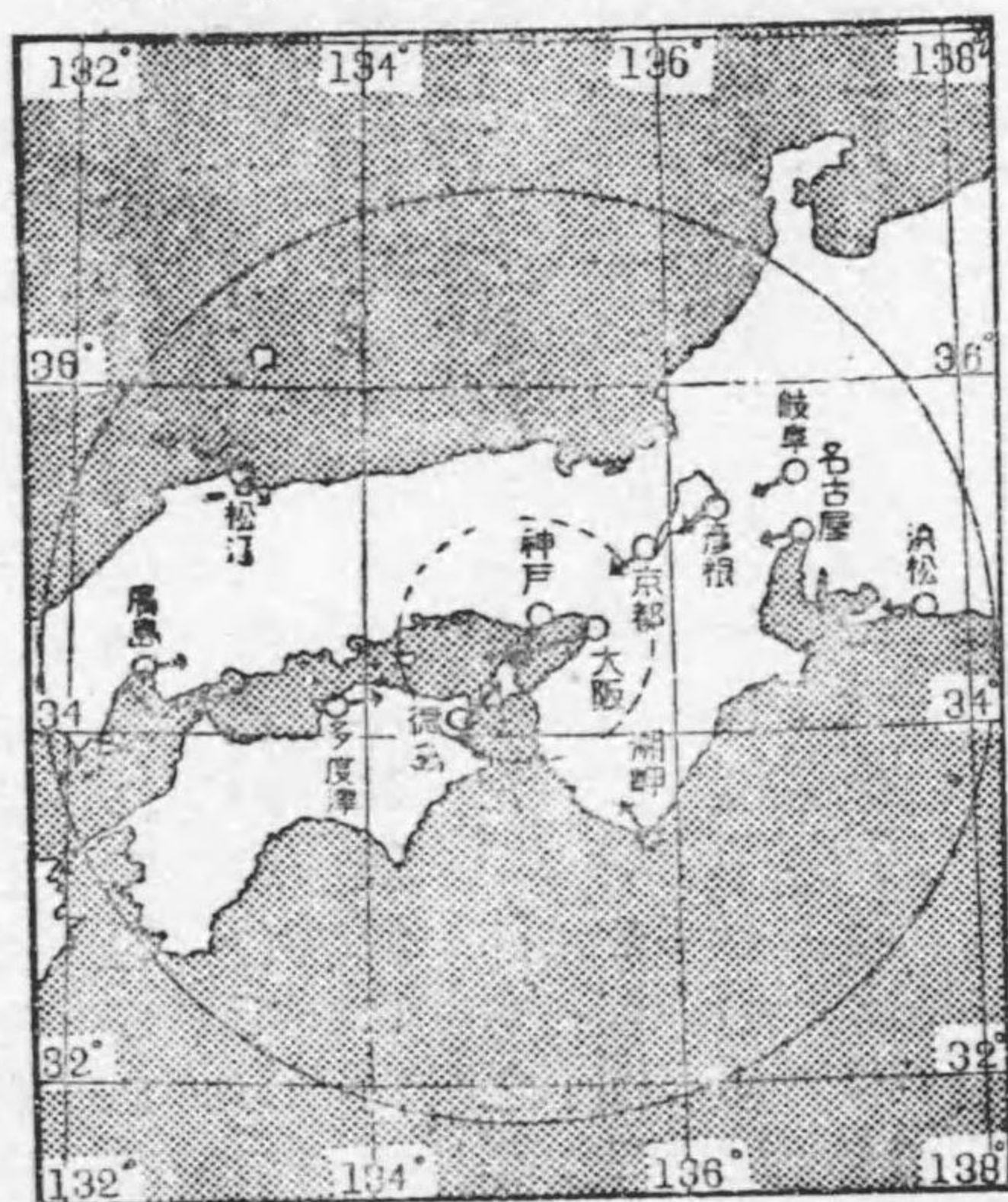
地震が陸地か或は内海に起つて、其周圍に地震観測所が有る場合には震源の

周圍に於て、第一初期微動の最初の運動の方向の分布が明らかになる。此の如き見方をして或地震に就て各地での初動の分布を調べる事は其地震の性質を明らかにする上に非常に大切な事になつたが、實際に起つた例の内には二三の種類を區別する事が明らかになつて來たのである。

第五節 天龍川地震の例

大正六年五月十八日に静岡縣で起つた地震は天龍川流域に震源を有して居たのであるが、此時の各観測所に現はれた初動の方向を見るに、南には只一つの観測所ではあるが濱松に於て初動が震源に向つて居た。震源の北では高山及金澤より東方、宇都宮及盛岡の線より西方の間の観測所でも又總て引きを以て始まつて居る。然るに關西に於ける観測所全部及び關東各地に於ける観測所に於ては何れも初動は押しである。殊に東北地方に於て仙臺、石巻に於て初動が押しに始まつて居るに宇都宮及盛岡では引きに始まつて居るから、茲に震源より此

神戶沖地震の初動分布 第四拾貳圖



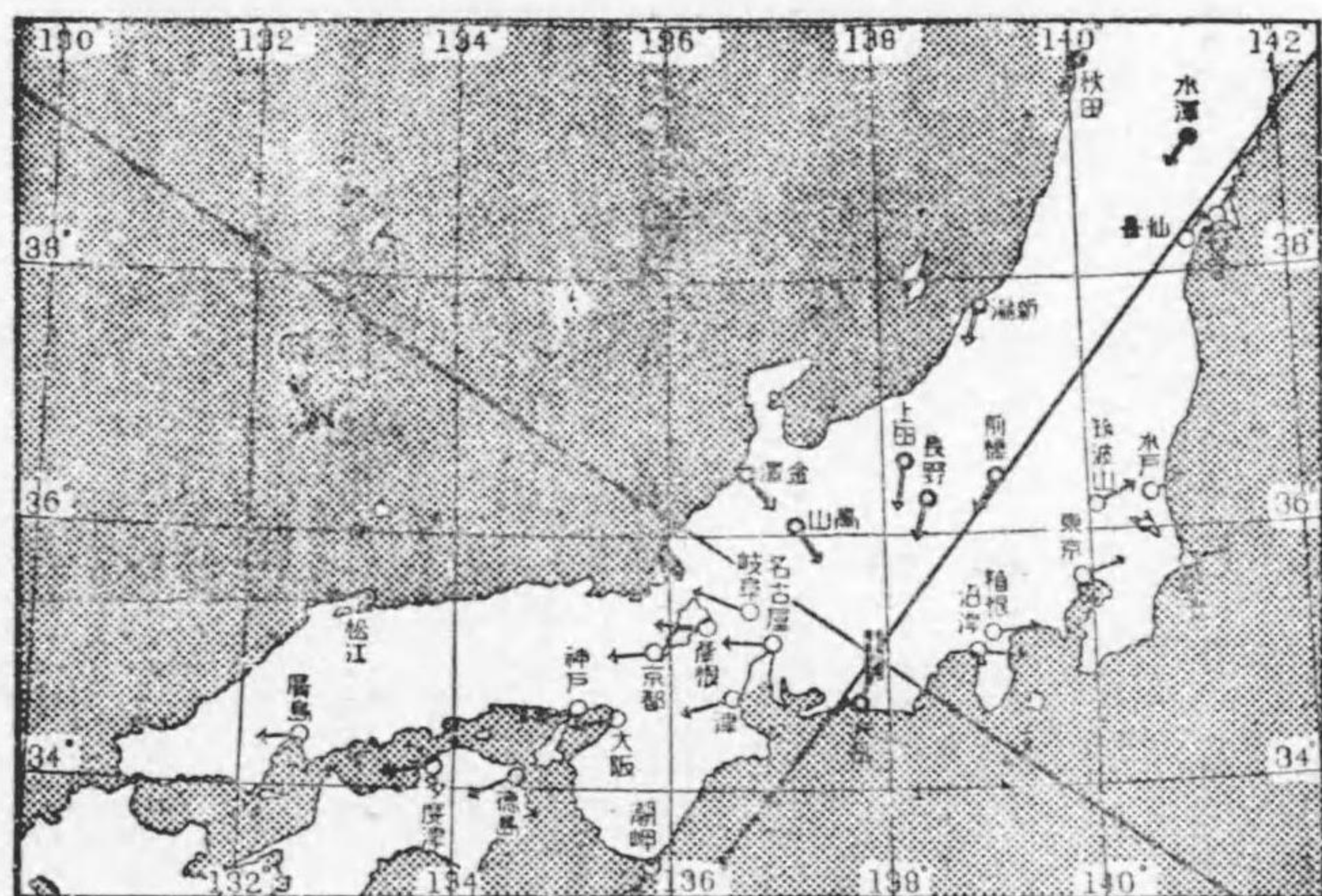
實線は震源の震節 震節の震節は實線

此の四分劃配置と異なつた例は大正五年十一月二十六日に淡路島の北端に起つた地震である。此の場合には西は廣島より東は濱松に至るまでの間の観測所では總て初動は引きであつた。之より遠方の観測所の記象は明瞭でなかつた。併しながら他の之に似た場合より推して考へると、之は震源を中心とし、それから廣島

右の四分劃の中には押し衝動が傳はり他の二つの區劃内は引かれる如き運動が起るのである。多くの地震では此の場合の如き配置を取るものと見ゆる。

第六節 淡路地震の例

大正六年五月十八日龍川地震 第四拾壹圖



の中間に向ふ一線を劃して、明らかに引きの區域と押の區域とを分つ事が出来る。さうして更に震源を通して此の直線に直角な方向にも一線を引けば、茲にも明瞭に兩區域を分つ事が出来る。全体としての分布を見るに、上の如くして引いた二直線によつて分たれたる四分劃區の内、相對する二つは押しの區域があつて、此間に挟まれて居る他の二つは引きの區域である。此の如き事は何故に起つたかといふに、之は震源で引きの區域の角を二等分する線の方向に並行な平面に添うて急に左右に開く様な裂罅が出来たものと考へられる。其の爲めに左

濱松を含む程の距離の半径で圓を描けば、此の圓周を境として、それより内は總て引かれ、其外は押されて居ると考へるのである。他の例と稱するは其翌朝殆ど同じ所に起つた餘震の場合であつて、此時は震源に最も近い神戸、大阪及び徳島に於ける初動のみは震源に向いて居たが、それより遠い観測所では地動が總て押しを以て始まつた。即ち之等の場合に於ては引きと押しとのあらはるゝ區域は一つの圓周を以て境せられて居る。之は何れも地殻内に陥落を生じ、其衝動の爲めに此の如き運動を起したものと考へられる。而して引きと押しとの境界になる圓の半径に大小のあるのは其陥落の起つた場所の地表からの深さによるものと思はれる。淡路島に於ては前日の地震は可なりに深い所に起つたが、其上の部分は下から支へる力が急に減じた爲めに翌朝に至つて浅い所で又陥落が起つたと考へられる。

第七節 弾性運動の式の解

此の如き現象の起る可き理由は幾分解析的にも考へられるのである。前に弾性運動の式の解を求める事を述べたが、あの外にも解の求め方はある。あの運動の式の解を求める爲めに、新に ψ といふ式を考へて

$$u = \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad w = \frac{\partial \psi}{\partial z}$$

であるとする。即ち ψ はそれを坐標軸の各々の方向に就て微分すると其方向の變位をあらはすものになるのであるから、之は變位ポテンシアルとも稱すべきものである。之を初めの式の中の變位の代りに用ひると ψ の満足すべき式として次の形が導かれる。

$$\rho \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \psi$$

又若し容積の變化 θ が零ならば運動は非變容波となるのであるが、此場合には運動の式は

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 u, \text{ etc.}$$

である。此の何れの式でも其解の一つの形として

$$\psi = \frac{1}{r} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V} - t \right)$$

の様な形を用ひると、之が運動の式の解である事はすぐわかる。但し V は變容波の爲めには $V_1 = \sqrt{\frac{2+\alpha}{\rho}}$ であり、又非變容波の爲めには $V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ とするのである。而して一般に一つ解が見つかるに其を坐標 x 、 y 或は z に就いて何遍微分して見ても、或は又それ等を加へ合せたものを作つて見ても其結果は何れもやはり初めの運動の式の解となる。依て上の ψ の如き一つの解がわかつたから次の様な形も亦其解になる。

$$\psi_1 = \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{r} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V} - t \right) + \frac{1}{r} \cdot \frac{2\pi}{TV} \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V} - t \right) \right\}$$

第八節 陥落地震の變容波

變容波の運動を考へるには此の中の V を V_1 とすればよい。さうして三軸の方向變位 u 、 v 、 w は此の ψ を夫れ夫れ x 、 y 、 z で微分したものであるから、其値は次の様になる。

$$u = \frac{x}{r} \psi_1 \quad v = \frac{y}{r} \psi_1 \quad w = \frac{z}{r} \psi_1 + \xi_1$$

但し

$$\left\{ \begin{aligned} \psi_1 &= \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{3}{r^3} - \frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{TV_1} \right)^2 \right\} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) - \frac{3}{r^3} \cdot \frac{2\pi}{TV_1} \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) \\ \xi_1 &= \frac{1}{r^3} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) + \frac{1}{r^2} \left(\frac{2\pi}{TV_1} \right) \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) \end{aligned} \right.$$

之を見るに u 、 v 及 w の初めの項を考へると之は皆 ψ_1 といふ式にそれぞれ $\frac{x}{r}$ 、 $\frac{y}{r}$ 、 $\frac{z}{r}$ だけに乗じたものである。さうして之はそれぞれ三つの坐標軸と r の方向との間の角の餘弦であるから、即ち此結果は r の方向に ψ_1 だけの變位が起つたのを三つの坐標軸の方向に分けた分變位である。即ち此の運動は原點と

今考に取る點を結ぶ直線 r の方向即ち波の進む方向の運動 η_1 である事を示すが、尙此の外に特に ξ 軸の方向の運動 ξ_1 が之に加はつた形である。原點から遠方に行くとき r が少くなるから其次數の高い項が他の項に比し非常に小さくなつて、主として η_1 の内の

$$\eta_{1d} = -\frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{T V_1} \right)^2 \frac{L}{V_1^2} \cdot \cos \varphi \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right)$$

だけが顯はれて、 ξ_1 は之に比して問題にならぬ程小さくなる。茲に用ひたゞは ξ 軸と r との間の角である。此項には $\sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right)$ がかゝつて居て週期的にかはるが其振幅の分布を見るに之は $\cos \varphi$ を含んで居て其結果として ξ 軸に就て對稱的であつて、其軸の上で最大變位を示し、 ξ 軸から次第に η 平面に近づけば振幅を次第に減じて、 η 平面では運動なく、それより下になると又振幅が増すが符號は反對になる。即ち上の半分で震源に引く如き運動が始まる時は下の半面では震源から押す如き運動が始まる事になる。之は何を意味するか

といふに丁度原點

に於て突然下向き

の變動が起つた様

な場合となるので

あつて、即ち何か

の原因で地殻内に

陥落が起つた爲めに地震を起した様な場合に相當するものと考へられる。我々

は地表にあつて此地表下に起つた變動のための震動の傳はつて來るのを感じる

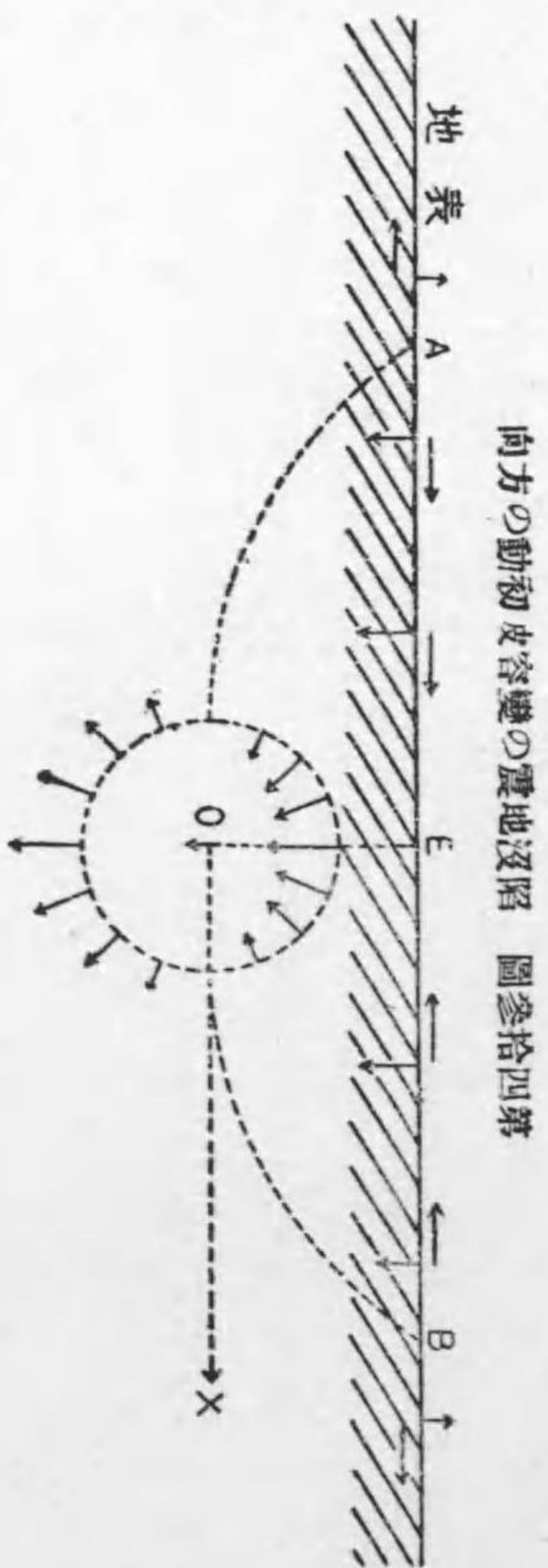
のであるが、震央の周圍の各觀測所に於ては初動は引きとなつてあらはれる。 η

の方向に出た波は少しく彎曲して地表に至り A の如き地にあらはるゝものである

から、震央から A よりも遠方にある觀測所では初動で押しとなつて現はれる

筈である。淡路島北端の地震では餘震の方は明らかに之を示して居る。即ち地

表で此の運動の全くあらはれない部分は震央を中心とした圓であつて、其圓外



で運動の方向が反対になる、即ち一つの節面を生ずる。本震も亦恐らく此の種に属するものであつたであらう。震源に於て陥落を起す代りに突然隆起を生じたる如き場合に於ては、震央に近い観測所では初動が押しとなつて顯はれる筈であつて、此の如き實に地上各地での初動の方向の分布を見て震源に起つた變動の性質を判断するに重要な論據である。昨年九月一日の關東大地震を以て相模灘に起つた陥落地震と稱する人もあるが、あの時の各地での初動の方向は其の陥落地震である事を明示しないものである。

第九節 陥落地震の非變容波

さて此の場合に相當する非變容波の状態を知る爲めには ψ の中に V の値を V_2 として、之れから u 、 v 、 w を導き、それから起る θ が零となる様な形を求めて、之を試みねばならぬ。其爲めには

$$u = \frac{\partial^2 y}{\partial x^2 \partial z^2}, \quad v = \frac{\partial^2 y}{\partial y^2 \partial z^2}, \quad w = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \frac{1}{V_2^2} \cdot y + \frac{\partial^2 y}{\partial z^2}.$$

の形を採用すれば θ が零となる。此の結果は次の様になる。

$$u = \frac{x^2}{r^2} \eta_2, \quad v = \frac{y^2}{r^2} \eta_2, \quad w = \left\{ \frac{z^2}{r^2} - 1 \right\} \eta_2 + \xi_2,$$

但し此の中に使つた η_2 及 ξ_2 は次の様な式を表はす。

$$\eta_2 = \left\{ -\frac{3}{r^2} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \frac{1}{V_2^2} \cos \frac{2\pi}{T} \cdot \left(\frac{r}{V_2} - t\right) + \frac{1}{r} \left[\frac{3}{r^2} - \left(\frac{2\pi}{TV_2}\right)^2 \right] \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right) \right\}$$

$$\xi_2 = -\frac{2}{r^2} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \frac{1}{V_2^2} \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right) + \frac{2}{r^2} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right)$$

即ち此の運動は η_2 の部分と z 軸の方向だけに働く ξ_2 といふ部分との二つから成ると考へる事が出来るのであるが、 z 軸の方向の變位の内 ξ_2 を除いて残りの η_2 からだけの變位を w とすると明らかに

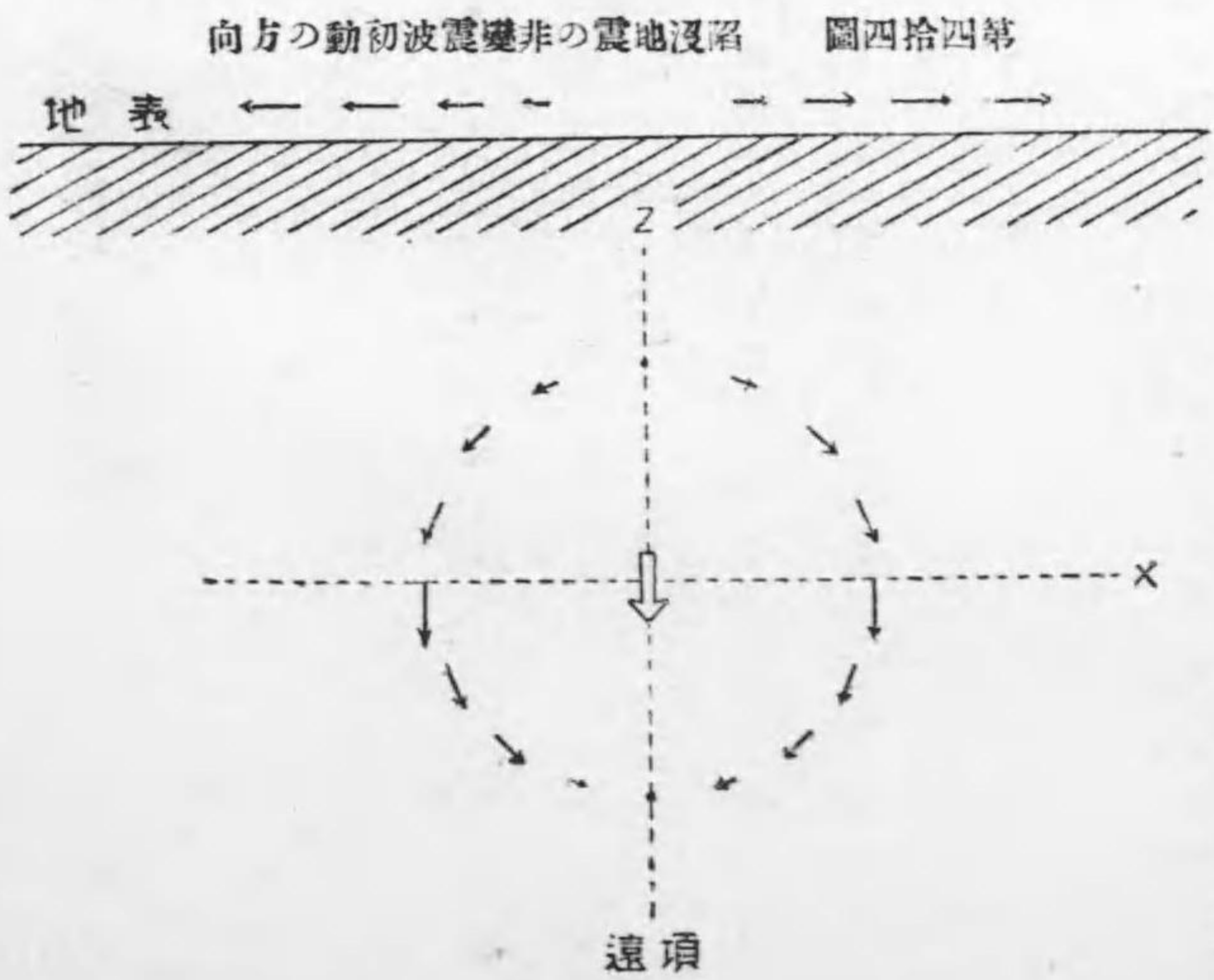
$$\frac{x}{r} u + \frac{y}{r} v + \frac{z}{r} w = 0$$

なる關係が成り立つから、此部分は r に直角な變位であつて、 r と z 軸との平面内に起り、其大きさは

である。全体の運動は此の部分とz軸に並行ならその加はつたものである。遠方に於て顯著になる部分は

$$r_i = -\frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \cdot \left(\frac{1}{V_2} \right)^2 \sin \phi \cdot \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t \right)$$

である。之も前の場合の如く週期的に変化するものであつて、其振幅を見るに震源の真上及真下の方向では零となり。其中間では常にrに直角で下に向く分運動を有し、xy平面内では最も大きな値を有する事になる。地表での観測では此の様な横波は水平動だけを見ると皆震央と観測点を結ぶ直



線上にあらはれて皆震央から外に向つてあらはれる筈である。而して丁度前の變容波の節圓の所は却つて運動の大きい所に相當する事になる。

第十節 地 じり

土地の一部分が斜に地じりをした様な現象が起つた場合此の問題xyの平面が地面に對し傾斜した様な問題として考へればよい。而してじり面の兩側で運動が違ふから、xy平面を境として、じつた方の側の運動の分布に對し、じらない側のものは兩面の摩擦によつて定まる或係數μを乗じたものを取る事になる。

第十一節 裂罅地震の變容波

他の一例として變容波の爲めに變位ポテンシアルに次の如き形を取つて見る。

$$y = kx - \frac{c^2 y}{g x^2} \quad \text{但し} \quad y = \frac{1}{r} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t \right)$$

之から三つの坐標軸の方向の變位を求めると次の様になる。

$$u = \frac{x}{r} \eta_1 + \xi_1, \quad v = \frac{y}{r} \eta_1, \quad w = \frac{z}{r} \eta_1$$

但し

$$\begin{aligned} \eta_1 = & \left\{ \left[\frac{3}{r^3} + \frac{1}{r} k \right] - \frac{x^2}{r^2} \left[\frac{15}{r^3} - \frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{V_1} \right)^2 \right] \right\} \frac{2\pi}{r V_1} \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) \\ & + \frac{1}{r} \left\{ - \left(\frac{3}{r^3} + \frac{1}{r} k \right) + \frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \left(\frac{1}{V_1} \right)^2 - \frac{x^2}{r^2} \left[\frac{15}{r^3} + \frac{6}{r} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \frac{1}{V_1} \right] \right\} \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) \\ \xi_1 = & \frac{x}{r} \left\{ \frac{6}{r^3} \frac{2\pi}{T} \cdot \frac{1}{V_1} \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) + \frac{2}{r^2} \left[\frac{3}{r^3} - \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \left(\frac{1}{V_1} \right)^2 \right] \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) \right\} \end{aligned}$$

即ち此の運動は r の方向の變位 η_1 と x の方向の變位 ξ_1 から成り立つて居る。震源から相當に遠い點で $1/r$ が少さくなると ξ_1 は消れて、 η_1 の内で

$$\eta_{1a} = \frac{1}{r} \left\{ k + \frac{1}{2} (1 + \cos^2 \varphi) \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \left(\frac{1}{V_1} \right)^2 \right\} \frac{2\pi}{T} \cdot \frac{1}{V_1} \cdot \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right)$$

だけが顯著になる。但し η は r と x との間の角であつて、 x から r を平面の方

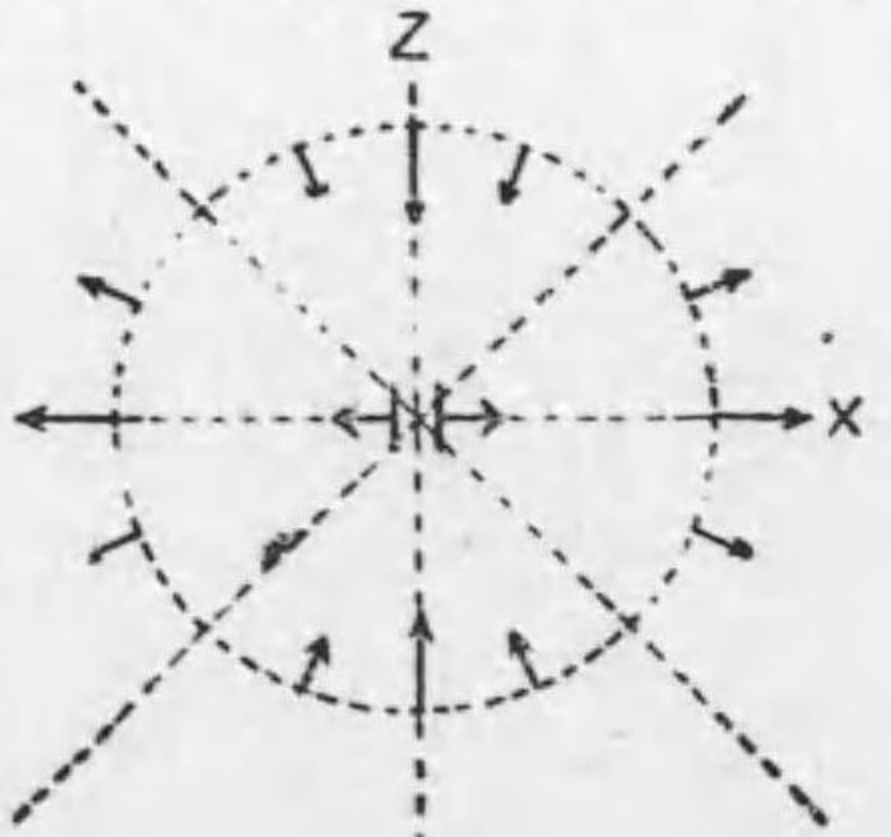
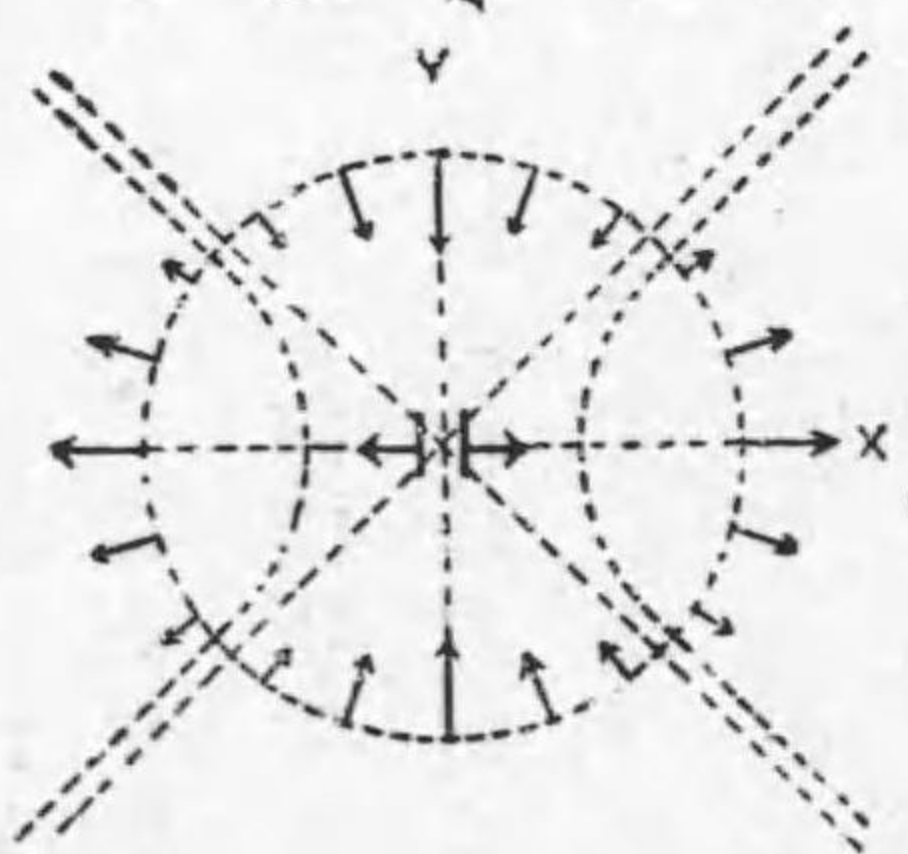
向に測る。 k は任意に選んでもよいのであるから次の如きものを採用する。

$$k = -\frac{1}{2} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \left(\frac{1}{V_1} \right)^2$$

さうすると η は次の形となる

$$\eta = \frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \left(\frac{1}{V_1} \right)^2 \cos 2\vartheta \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right)$$

此の運動を見るに之は常に r の方向の内に運動するものであつて $\sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_1} - t \right) = 1$ である瞬間に於ける變位を考ふるに x 軸の上で最大 η を増せば次第に小となり丁度 ϑ が四十五度の時に變位は零となり更に次第に反



圖五拾四第 甲 地下での運動 乙 地表での變位容波

對の方向の變位を増して、 α 平面内で最も大きくなり、更に减小して行く。即ち運動の全く起らぬ節圓錐が出来る。之は x 軸を其の圓錐軸とし、頂角は四十五度である。地上の分布を考ふるに震源が深い時は x 軸に並行で震源の深さだけ隔たつた平面で地面をあらはし、其平面で此の節圓錐を切つた切口の双曲線を境として、其の x 軸の側にある観測所では總て正であつて、他の區域では總て負である。且つ其變位の量は x 軸の方向と y 軸の方向に最も大きく、節双曲線に近づくに従つて小さくなり、節の上では變位はないが、節を隔て、すぐ近所でも反對の方向の變位があらはれる。而して此双曲線の頂點距離は丁度震源の深さの二倍となる筈である。之は地下に於て xy 平面の方向に裂罅を生じた様な場合に相當するのであつて、最初に其裂罅面の兩側が x の正及負の方向に急に開いたとすれば此最初の運動が各観測所に傳はつて行つて、そこで現はれる地震の初動の方向の震源の周圍に於ける配置が第四十五圖に於ける如くなるのである。今日までに實測せられた所では大正七年の天龍川地震は最もよ

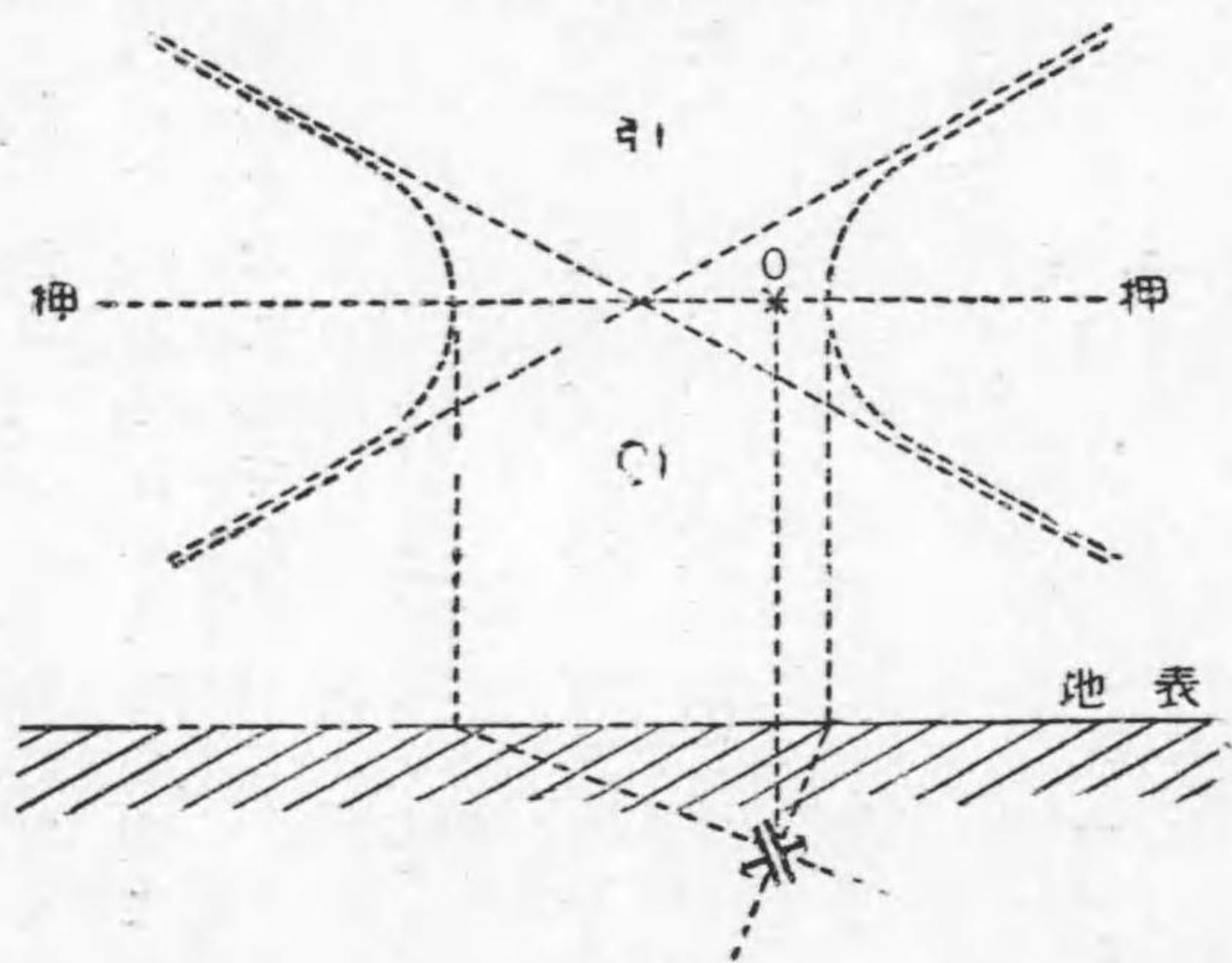
く此の如き分布を示して居るが、單に四分劃配置を示すだけであつて、まだ双

曲線の性質をも明確にあらはした様の例は殆んどない。震源の近所での運動が複雑であるべき筈であり、又観測所の數も今日では尙充分に多くないから、此の如き詳細なる點を明らかにする事は今日では尙望まれないのである。

第十二節 斷層

地力學的に云へば今述べた如き場合は地下に裂罅を生じた場合で、若し其面の片側か更に他に對して這つた様の場合に於ては此の運動に加ふるに陥落の場合の特例として斷層面の兩側で運動の量が違つて

圖六拾四第 裂罅面の傾たいの場合の初動分布



此の運動に加ふるに陥落の場合の特例として斷層面の兩側で運動の量が違つて

居る場合としたものを以つてすれば解決せられる筈である。又裂罅面が垂直でない様な場合には断層面の下りと反対の方向にある押し区域が非常に遠い所に行つて始めてあらはれる様になつて震央附近の大部分に引きがあらはれる様な配置となる筈である。

第十三節 裂罅地震の非變容波

さて之に對する非變容波の分布を考ふる爲には Ψ の中の V に V_2 を用ひて、變位を $\Theta \parallel 0$ となる様な形にすると次の様なものを採用すればよい事になる。

$$u = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \left(\frac{1}{V_2}\right)^2 \frac{d^2 \Psi}{dx^2} + \frac{d^3 \Psi}{dx^3}, \quad v = \frac{d^3 \Psi}{dy^3}, \quad w = \frac{d^3 \Psi}{dz^3}.$$

之を用ひると其値は

$$u = \frac{x}{r} \zeta_2 + \left(\frac{x^2}{r^2} - 1\right) \zeta_2 + \xi_2,$$

$$v = \frac{y}{r} \zeta_2 + \frac{xy}{r^2} \zeta_2,$$

$$w = \frac{z}{r} \zeta_2 + \frac{xz}{r^2} \zeta_2,$$

なる形で書きあらはされるもので此の中の ζ_2 、 ξ_2 及び ζ_2 は次の様のものである。

$$\zeta_2 = -\frac{3}{r^3} \cdot \frac{2\pi}{T} \cdot \frac{1}{V_2} \cdot \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right) + \left[\frac{3}{r^4} - \frac{1}{r^2} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \left(\frac{1}{V_2}\right)^2\right] \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right).$$

$$\xi_2 = \frac{x}{r} \left\{ \frac{0}{r^3} - \frac{1}{r} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \left(\frac{1}{V_2}\right)^2 \right\} \frac{2\pi}{T} \cdot \frac{1}{V_2} \cdot \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right) + \left[\frac{15}{r^4} + \frac{6}{r^2} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \left(\frac{1}{V_2}\right)^2\right] \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right)$$

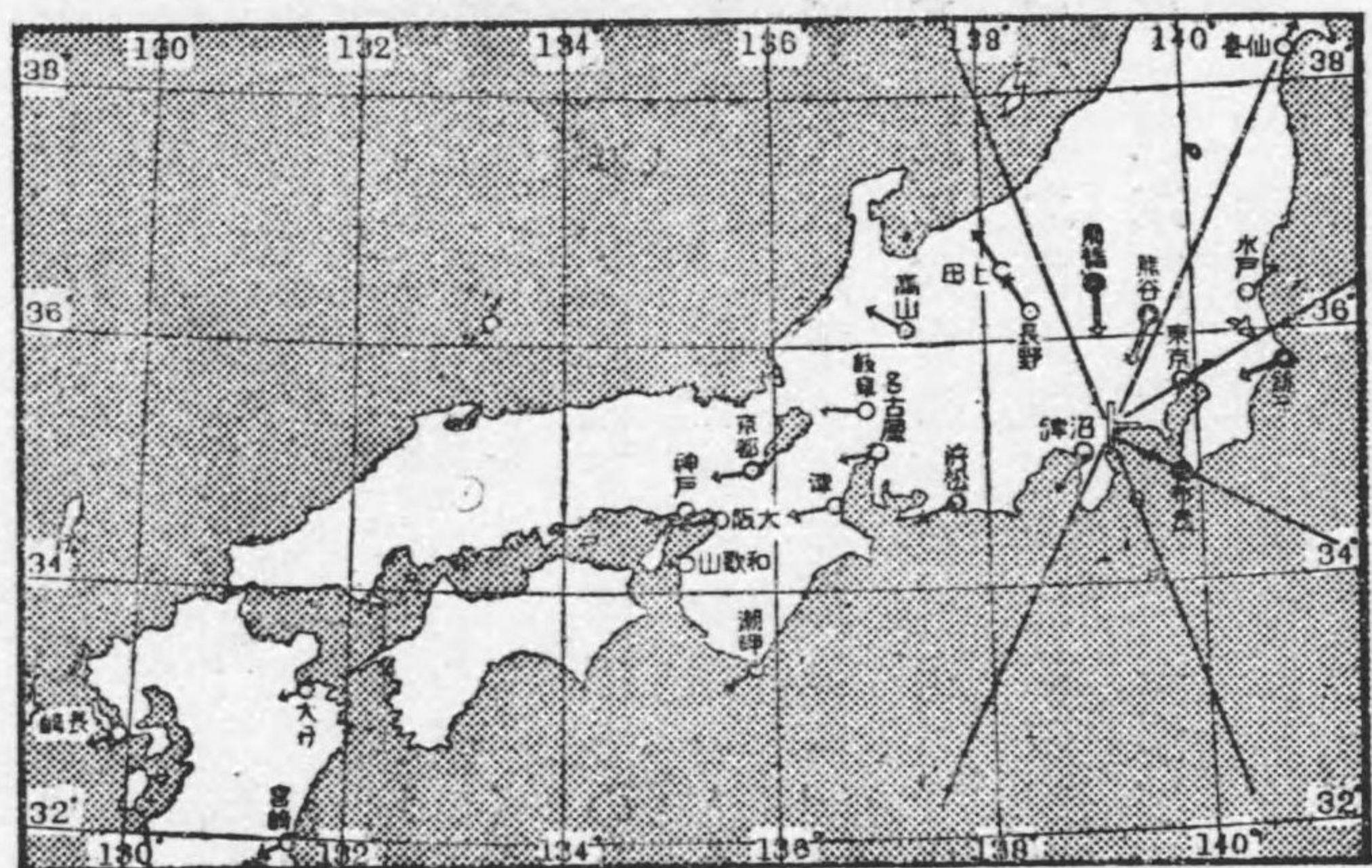
$$\zeta_2 = -\left\{ \frac{3}{r^3} \cdot \frac{2\pi}{T} \cdot \frac{1}{V_2} \cdot \cos \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right) + \left[\frac{9}{r^4} + \frac{3}{r^2} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \left(\frac{1}{V_2}\right)^2\right] \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right) \right\}.$$

即ち此の運動は r の方向の運動 ζ_2 と、之に直角な方向の運動 $\xi_2 \parallel \sqrt{1 - \left(\frac{x}{r}\right)^2} \zeta_2$ と及び x 軸に並行な運動 ζ_2 との三つから成り立つものである。遠地に於ては ζ_2 及び ξ_2 は非常に小さくなり、之に比して

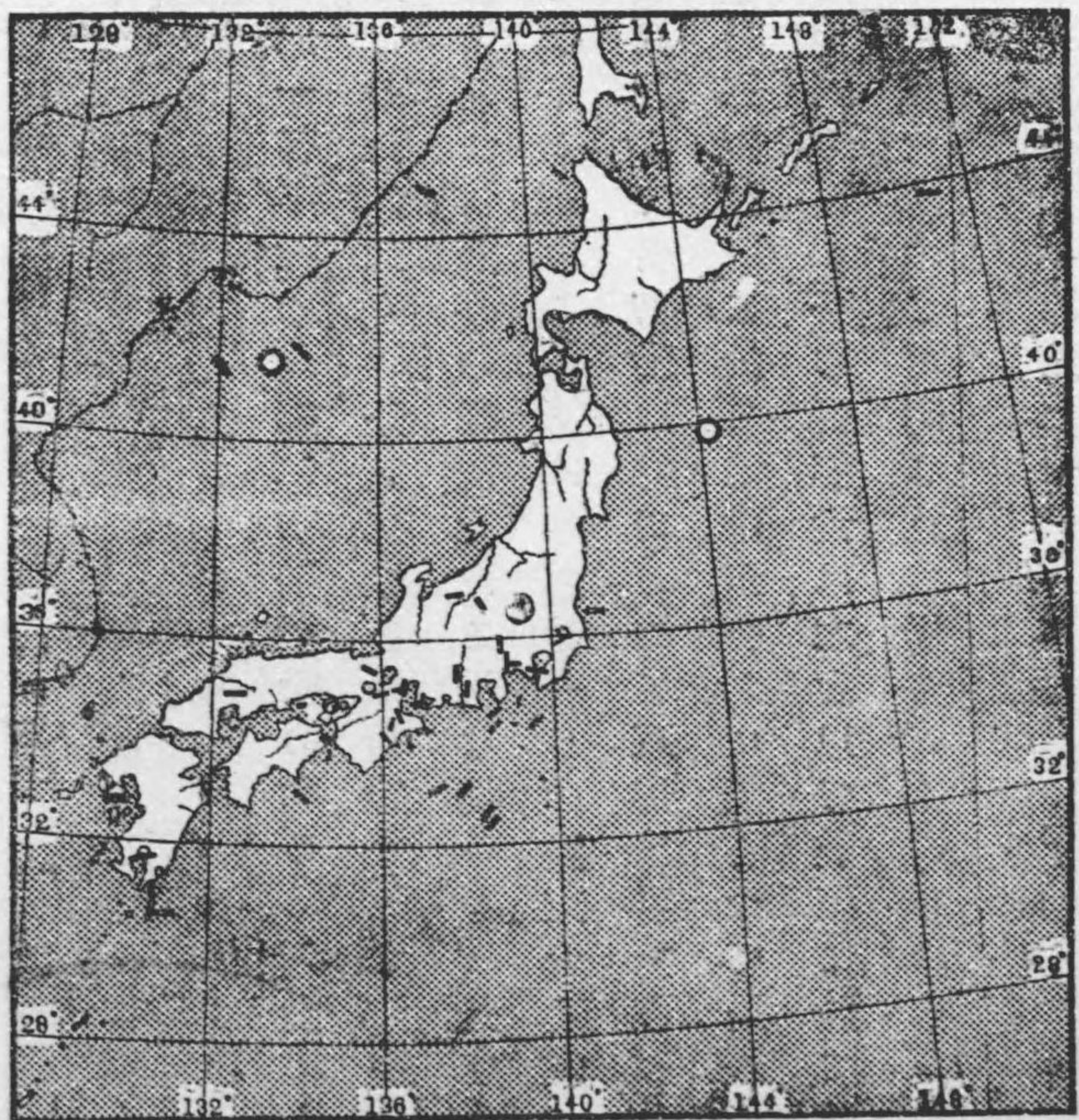
$$\tau = \frac{1}{2} \frac{1}{r} \sin 2\vartheta \left(\frac{2\pi}{T}\right)^3 \left(\frac{1}{V_2}\right)^3 \sin \frac{2\pi}{T} \left(\frac{r}{V_2} - t\right)$$

のみが顯著になる。之は純粹の横波であつて、 x と r との面内で起り、 x 軸

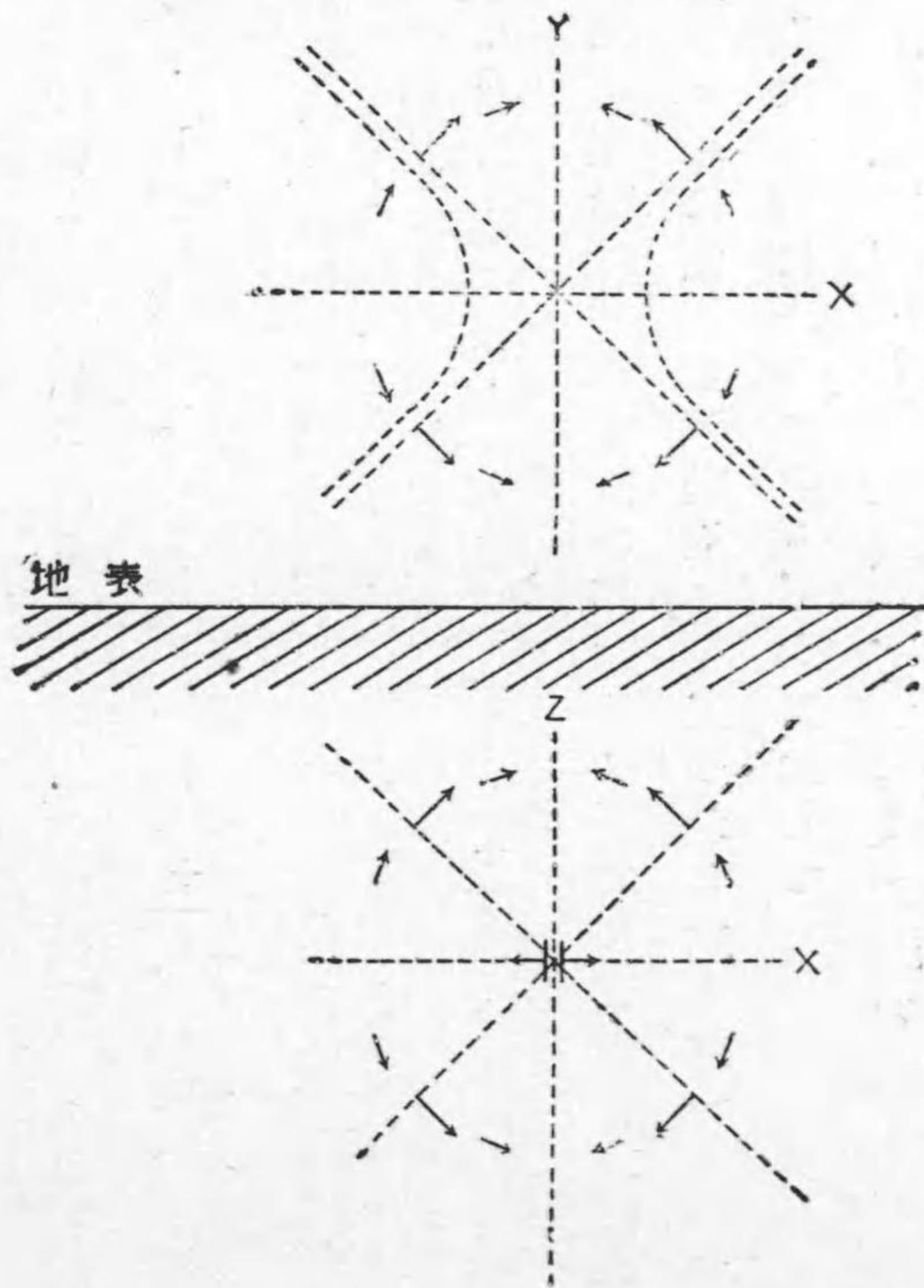
布分動初の震地大東關日一月九年二十正大 圖八拾四第



布分破裂の震地たつ起年近に本日 圖九拾四第



波容音非の震地構造 圖七拾四第
布分ので表地(乙) 動運るけに下地(甲)



た方向で丁度變容波の運動のあらはれない節線の上に於てもx軸と反對の方向

少し小さい角をなし
向から四十五度より
い。此中間にxの方
では全くあらはれな
横波となり、yの方
向きで震央に向いた
上では極めて小さい
では極めて小さい上
け上にあるから其の
は震源から或距離だ
最大値となる。地面
と、y平面では全く現はれず、xを軸とし頂角が四十五度の圓錐面に添うて

に向いた最大の水平動があらはれ上方動を伴ふ事になる。

第十四節 關東大地震に於ける初動の配置

以上只二つの例である。地震の第一初期微動及第二初期微動の初めの運動の分布の實際の例としては多くは第二の例の如く四分劃配置を示し時として第一の例の如く圓配置を示すものがあるが、尙此外の配置を取る様な場合を發見するならば、甚だ興味深いものでなければならぬ。昨年九月一日の關東大地震に於ては震源より西部の觀測所では殆んど皆初動は押であつて東部は引であつたが更に其中に東京、水戸、仙臺の三觀測所に於て地動が押しに始まつて居るので、之は全く初動配置の新らしい例である。志田博士は之を以て震源に於て南北及東西の方向のT字形裂罅が出來たものと解釋されて居る。

第十五節 地質構造發達の一面

さて地震の初動の研究も此の如く地下に起つた變動の性質を明らかに示すものとするならば、常に起つて來る所の地震に就て其の位置や變動の性質を注意して研究すれば、之が或地方の地質構造の發達の經過を知る上に大變大切な又現今では殆んど唯一の手掛とならねばならぬ。第四十八圖は此の如くして京都大學地球物理學教室で研究したものを地圖上に記入したものである。多くの場合に裂罅を生じた方向が本州の長軸に並行な方向と之に直角な方向とに起つて居る點は興味ある事である。又陥落地震と思はるゝ如きものの起る場合も特殊の場合に於てある事は注意に値する。

第十六節 津波の初動

地震の初動の分布に就て既に斯の如く種々の區別を考へる事が出来る事は明らかである。海底に起つた大地震に伴ひ津波を起す事は太平洋側では殆んど常にさうであるが、津浪にも亦此の如き初動の分布のある事を豫期し得べきであ

る。水は剛性を有しないもので、只抗圧係数を有して居るだけであるから、之に傳はる弾性波は變容波だけである。然るに海底が震央に於て非常な衝動を感じる時は其爲めに地球引力の作用を受けて所謂重力波を生じて四方に擴がり、海岸に達して津浪となる。此の津浪は通常必ず初めに先づ水が引いて然る後に寄せて來るものと信せられて居る様である。大森博士の如きも嘗て震災豫防調査會報告第三十四號を以て本邦津浪の研究を發表せられて居るが、海水の運動は時として初めに上昇を示した様な例もあつたのを見て、此の如きは津浪の起つた場所が遠いか若くは之を起した地震が弱いものであつた爲めに初めに起るべき低下運動が現はれず、其次の上昇運動が始めに現はれたもので津浪の性質としては、必ず初めに下降運動が來るべきであると結論してある。之は稍や無理な解釋と思はれるのであつて、通俗に津浪の初めに水が引くといふのは現に衆目の之を認むるといふ事實を言ふのであつて、大森博士の如く隠れたる下降動の事ではない。事實に於ては明らかに上昇に始まる場合もあつて

必ず初めに水が引くといふは俗説で取るに足らないが、此上昇が可なり著しいに拘らず其すぐ前にあるべき下降動が隠れて現はれないといふ事も亦考へられない。同一の津浪が所によつて或は上昇に始まり、或は下降に始まつた例の一



つは明治二十九年六月十五日の三陸の大津浪であつて、之は銚子及び北海道花咲檢潮儀には明らかに海水の上昇に始まつて居る事があらはれて居るが、其中間である陸前の鮎川では最初の運動は降

下であつた。又大正七年九月八日早朝には千島の得撫島の東南太平洋海底に地震があつて、其爲めに津浪を起し、此津浪は小笠原邊までも其影響を受けたが

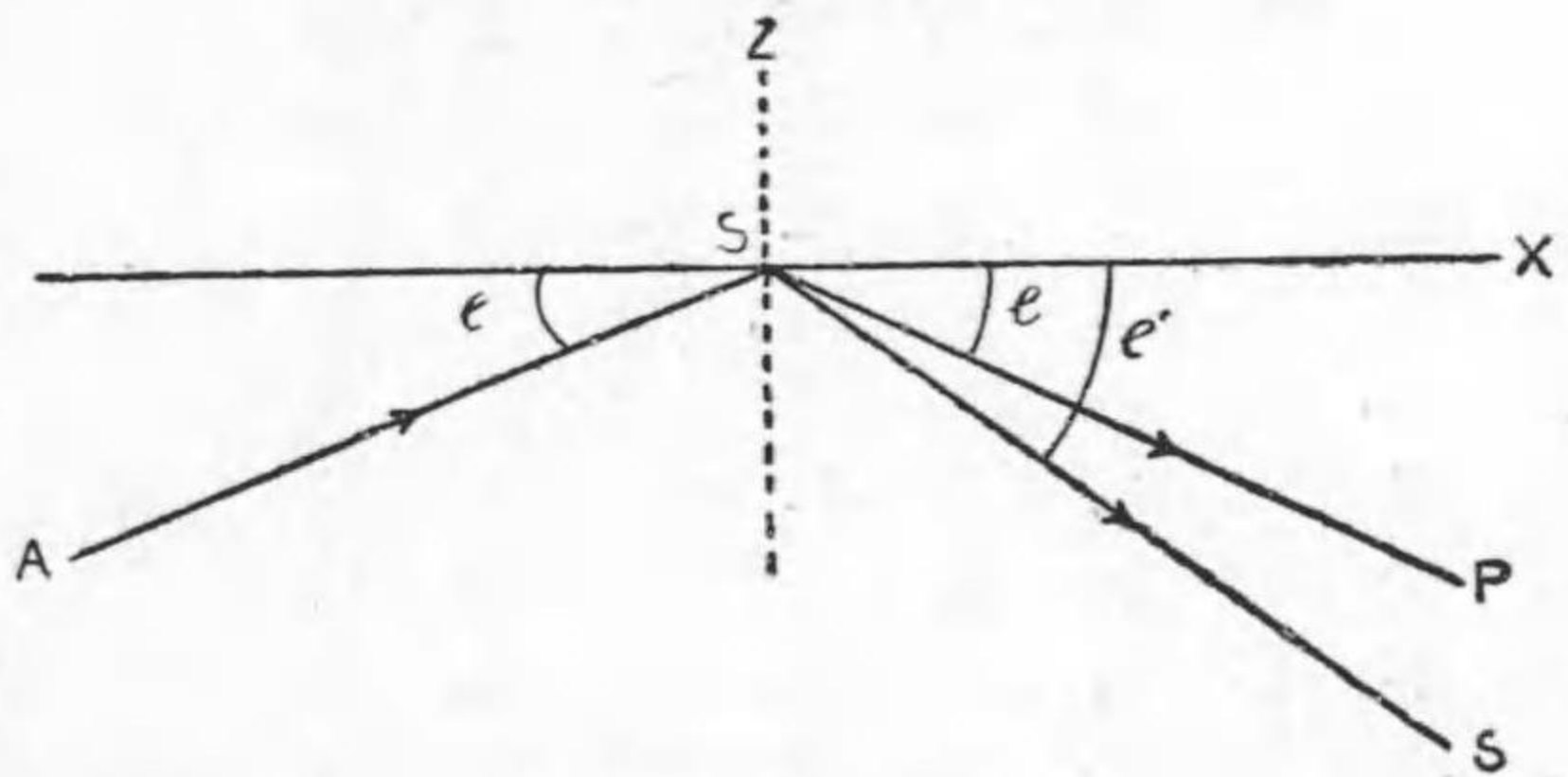
此時海水の最初の動き方は花咲、釧路、鮎川、銚子、小笠原島では何れも上昇を以つて始まり、獨り北見國枝幸に於てのみ最初に海水が低下した。此の如く顯著な例があつて寧ろ之を其まゝ説明する爲めに地震の初動と同じく津浪の初動も震源から見た方位により異なる場合のある事を考ふ可きである。即ち前二例は共に其震源が太平洋底のマスカロラ深海の傾斜地にあつて、地下に於て其傾斜面の下りの方向に裂罅を生じたと考ふ可きである。陥落地震に相當する様な津浪の寄せ方の明瞭なものはまだ何人によつても指摘されて居ないが、今後之等もあらはれるかも知れない。

第十章 地球内部の構造の研究に於ける地震の貢獻

第一節 震波の射出角

地震の場合には常に水平動と上下動とを伴ふから、地震の波は地面に斜に到着したのである事は明らかである。此角度は地震波の進む徑路の研究の緒になるものであつて、大切なものである。之を射出角 (Angle of emergence) と呼ぶ。地震計を用ひて地動を觀測すれば、其示す水平動と上下動とを比較して此の角はわかるのであるが、茲に注意を要するは、地震波が地表に達するとそこで反射を起すものであるから、始めに到着した入射波の爲めの運動と新に出發する反射波の運動との作用が重なる爲めに實際に地震計の觀測で知る事の出来る射出角は地下で震波が到着した時の方向と必ずしも同一でない。例へば變容波がだけの傾きで地面に到着した時には、之が反射して變容波と非變容波との二

第五拾壹圖 地震波の反射



つに別れて、變容波は入射波と同じ角 e だけ反對側に地面に傾いて居るが、非變容波の方の進路の傾きは之と少し違ふ角 e' であつて、其値は

$$\cos e' = \frac{V_2}{V_1} \cos e$$

なる式できまる。此の V_1 と V_2 は變容波と非變容波との速さであつて、 V_1 は一秒に七・一七呎 V_2 は四・〇一呎であるから即ち一般に反射して出來た二種の波の内非變容波の方が地面に對し大きく傾いて進む。而して地震計の感ずる地動は此の入射の波、反射した非變容波及變容波の三つの波の重なつたものであるから其観測から知られる見かけの射出角は震波が其點に到着した時の角度とは異つたもので、之を e' とする。さて地表に於ては之に垂直な方向には自由に運動が出来るから、此の方向には内應力は働かぬといふ考から計算すると此の地表に感ず

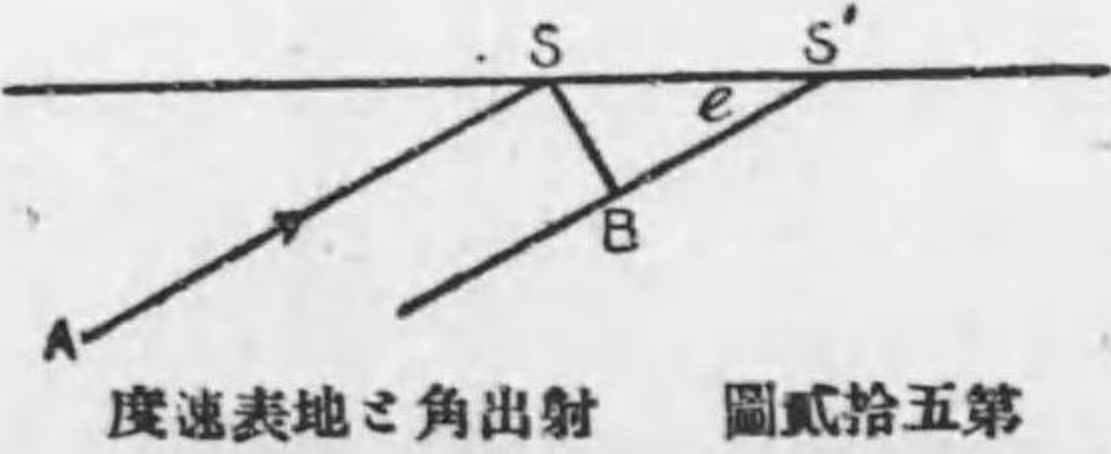
る實動の地面に對する角度 e は次の式であらはされる事になる。即ち

$$\sin e = 1 - 2 \left(\frac{V_2}{V_1} \right)^2 \cos^2 e$$

となるのである。之によつて e から e' を若くは e' から e を算出する事が出来る。さて震央から或る距離 Δ だけ隔たつた観測所と、それから更に少しの距離 ρ だけ隔たつた點とに於て地震の或波動を感じた時刻が ρ だけ違ふとすると次の關係が成立する。

$$\frac{\Delta \rho}{\rho^2} = V \frac{d \cos e}{d t}$$

前にも述べた様に地震計の發達につれて今日では相當大きな地震であると今日殆んど世界中の各地で之を感じ得る様になつたので、其の傳播の様子は實際の観測から相當に明らかになつて居るのであつて、その結果から明らかになつた震央距離と震波が之に到着するに要する時間との關係をあらはす曲線即ち走時線に就ては既に述べた通りである。此走時線によつて、震央から種々の距離の點に於ける震波



第五拾貳圖 射出角と地表速度

の表面速度 $\frac{d\Delta}{dt}$ を求める事が出来るから、上に述べた式によつて表面で感ずべき見かけの角を計算し得る筈である。此計算に用ひる速度 V は變容波ならば V_1 を用ひ非變容波ならば V_2 を用ゆればよいのである。

今日一般に引用される走時線は獨逸ゲツチンゲンでの觀測の結果であるが、震源から一萬三千籽邊までは確かにわかつて居る。それより遠い所は稍や不確である。此の走時關係から變容波に就て表面に達した時の射出角を出した結果は次の様なものである。

Δ (籽)	e	e (計算値)	e (觀測値)	$\frac{p}{2}$
0	0	22°		0° 0'
500	11	23		2 15
1000	21	27		4 30
2000	37	37	48°	9 0
3000	49	47	44	13 29
4000	57	54	42	17 59

5000	63	60	44	22 29
6000	65	62	48	26 59
7000	65	63	54	31 29
8000	66	64	62	35 58
9000	67	65	67	40 28
10000	69	67	70	44 58
11000	70	68	72	49 28
12000	72	70	73	53 58
13000	74	72	74	58 27

此の様に實測の射出角と計算して出したものが相當によく一致する。一般に地表に近い所では岩石の種類も非常に違ふものがあり、又地殻の構造が複雑である爲めに地震の震動などはどうなつて居るかわからぬといふ人がある。併しながら何程不規則になるかは明らかに知られて居ない。即ち質的に云へば不規則であり得るが、然らば量的に何程まで震動が不規則になつて居るかといふと、それは地震に就て實際數量的に研究せねばわからない。然るに茲に見る如

く射出角などが相當に規則正しく出て、又實測した所の見かけの射出角が時間の方の観測を基礎として計算したものに比して餘り違はぬ所を以て見ると地表の構造の不規則から地震の波が影響される事は餘り大きくないものと見ゆる。初動の方向の研究などに於ても著しい不規則といふものはない。尤も震源の附近での震幅とかエネルギーとかになると別問題であるが方向などの問題では格別はない様である。地震の波の波長が非常に長いものである事なども影響して居るかと思はれる。

第二節 震波の徑路

若し地震の波動が地球内を直線に添うて進むものであるとすると、震源と観測点との間の距離を地球の中心での角度にしてあらはしたものを θ とすれば、此の時地震の波が観測所に到着する時の角度は其半分になる之を走時線から出した e の値と比較して見るに e の方が常に遙かに大きい。之から考へると地震

の波は地殻内を直線に添うて進むのではなくして、もつと深い所を通つて來るのであつて、其通る路は地球の中心に對して外側へ曲つた曲線である筈である尤も初動の水平分動の方向が常に震央に向つて居る點から考へて、此曲線は震源と観測所と地球の中心とを含む平面内を出でないものである。

一般に波動は均一の物質の中では直線に添うて進むものであるから、此の如く地震波の通路を曲線になつて居るといふ事は地球の内部が均一な性質を持つて居ない事を示すものである。丁度光の屈折の場合の如く此地震の波の通路が地表に向つて曲つて居るといふ事は地表から深くなるにつれて波動の速度が大である事になる。

第三節 種々の深さでの震波の速さ

然らば其の様な深い所で波の傳はる速さは如何にして求め得るかといふに、之は地球の内部を地球表面に並行な球層から成り立つて居ると考へて、其の各

層では順々に波の速さを増して居るとすると地表からだけの深さの球層に於ける波の進む速さは波動の理論から次の如き式で與へられる事になる。

$$V = \left(r - \frac{hm}{R} \right) \frac{d\Delta}{dT}$$

此中の R は地球の半径である。又 $\frac{d\Delta}{dT}$ とあるのは最深點が地表下 hm である地震波の地表に達した所に於ける表面に添うての速度である。地下だけの深さでの速さ V を知るには、先づ此の關係を知るを要するのであるが、吾々は積分方程式の力を借りて、観測の結果である走時線から得られる震央距離 Δ 及び之に到着するに要した時間 T と地表速度 $\frac{d\Delta}{dT}$ の關係を用ひて或球層の半径 r と其中での速度 V との關係を知る事が出来るものであつて、之を上記した關係と組合はすれば Δ に達する震波の最深點 hm の深さを知り得るのである。理論的には此の如く明確であるが、走時線の形を精確に知る事は頗る困難であつて、殊にそれから更に $\frac{d\Delta}{dT}$ の値を出して之を計算の據所として進むのであるから、従つて斯の如き計算の手續は今日尙充分精確なものといふ事は出来ないが、今日では

尙此方法に勝る方法はないのであるから止むを得ない。次の表はゲッチャングンに於てグイーヘルト教授及其弟子が非常に苦心して得た結果である。

hm	T	V_2	Δ (概算)	σ
0 杆	7.17 秒杆	4.01 秒杆	0 杆	0.272
100	7.06	4.24	1000	0.272
200	8.01	4.47	1500	0.272
300	8.42	4.70	1800	0.274
400	8.83	4.93	2200	0.272
500	9.23	5.15	2500	0.274
600	9.62	5.37	2800	0.273
700	10.00	5.59	3200	0.272
800	10.37	5.80	3500	0.271
900	10.73	6.00	3700	0.270
1000	11.07	6.21	4000	0.270
1100	11.43	6.41	4300	0.269
1200	11.75	6.60	4500	0.268

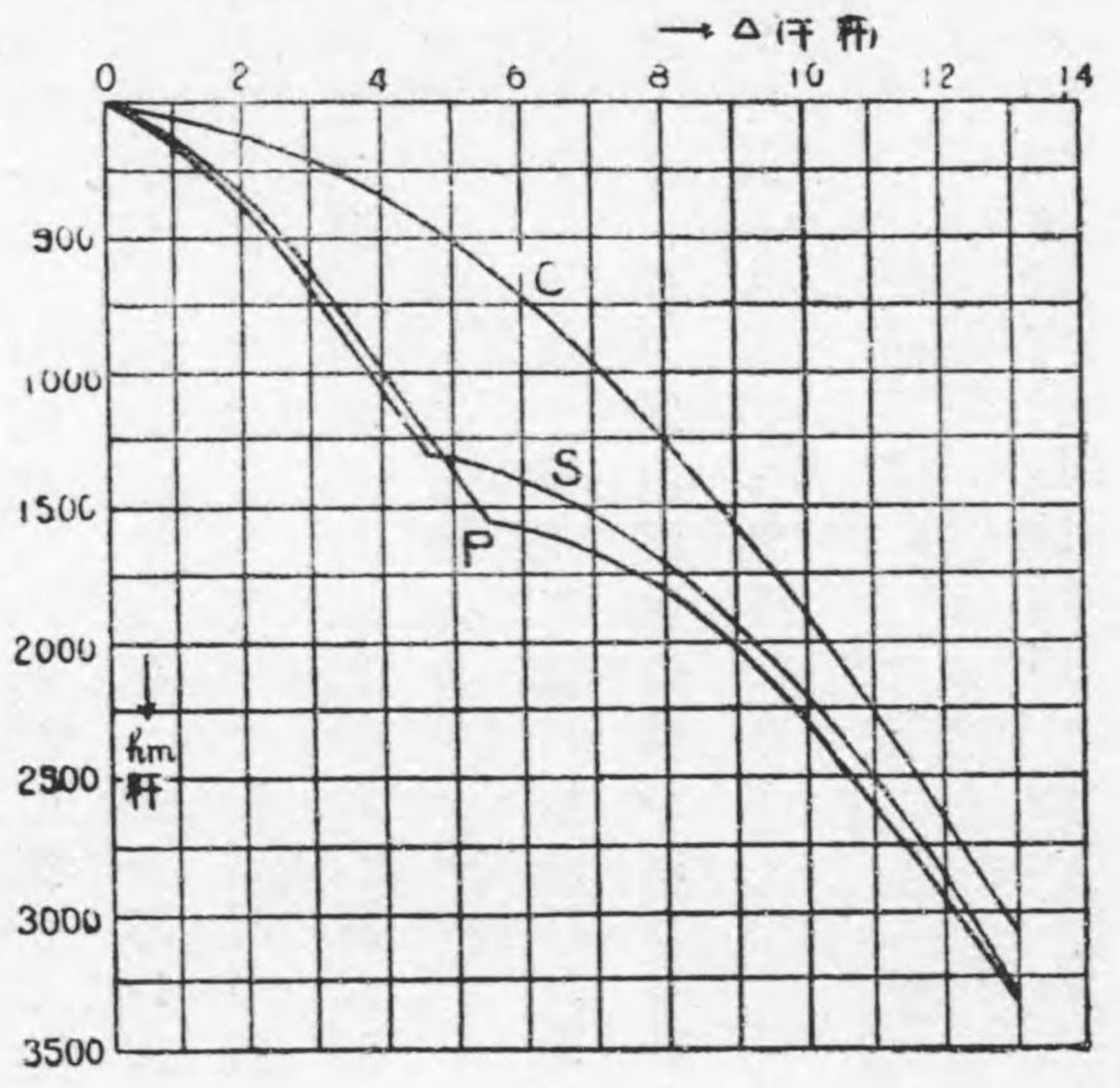
1300	12.08	6.80	4800
1400	12.40	6.87	5000
1500	12.72	6.87	5300
3300	12.78	6.87	13000

此の hm と Δ との関係は變容波と非變容波とで少しく異なつて居て、 Δ が四千八百軒に達するまでは非變容波の方が深い所に達するが、其より遠方に達する場合には變容波の方が深い所に達する事になる。茲に最も著しい事は此の二種の波の Δ hm 曲線は何れも一の急變點を持つて居る事であつて變容波は千五百五十軒の深さ非變容波は一千三百軒の深さに於て hm の関係が急變を呈して居る。若し地震波が地球内部を直線に添うて進むものとすると、 Δ と hm との関係は簡單に求められる處であつて、

$$h = R \left(1 - \cos \frac{\Delta}{2R} \right)$$

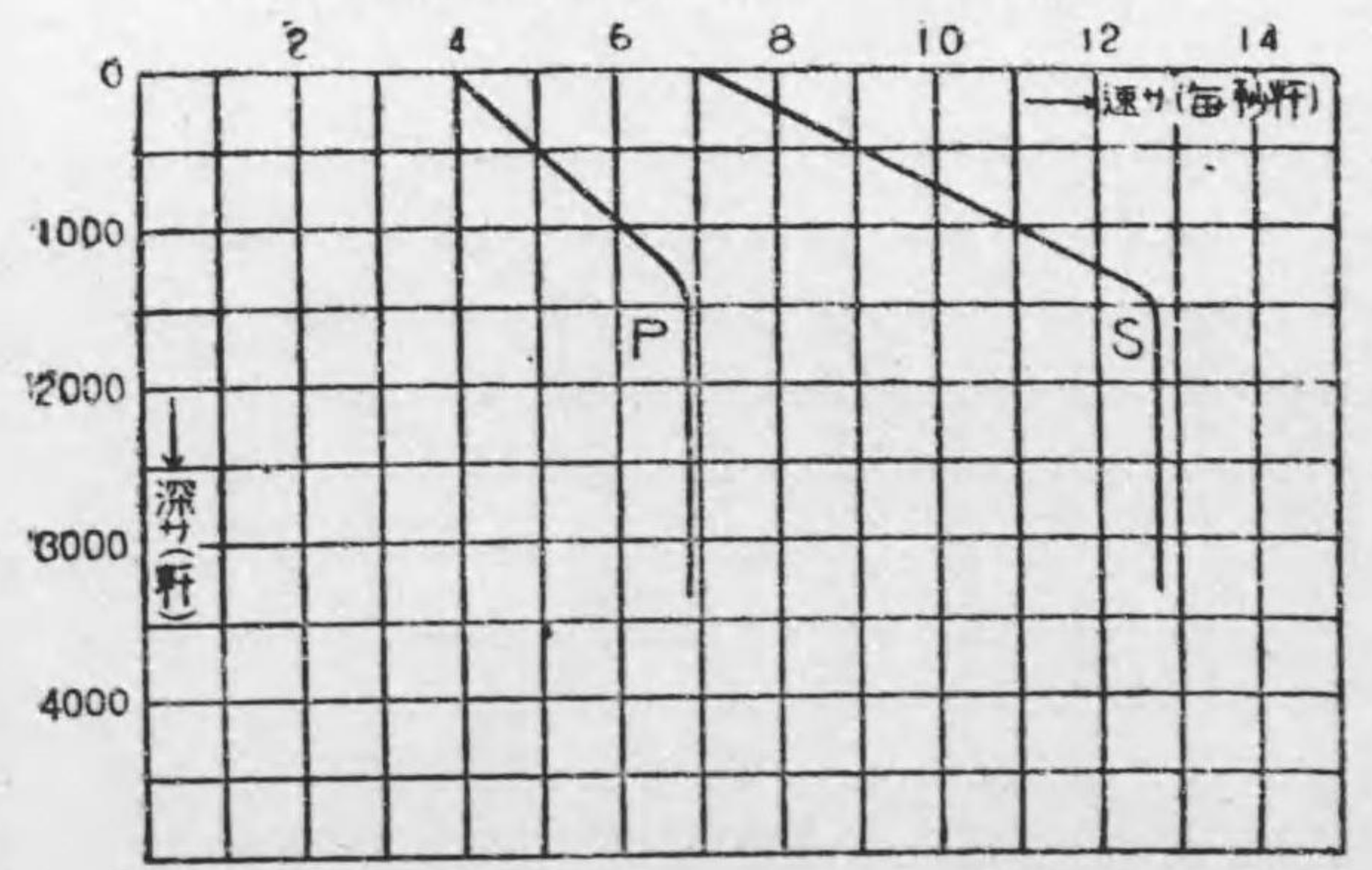
であつて之によつて其 hm を計算したものは第五十三圖に C とした曲線である。

第五拾參圖 震央距離 Δ と之に於ける波の深さ hm の關係



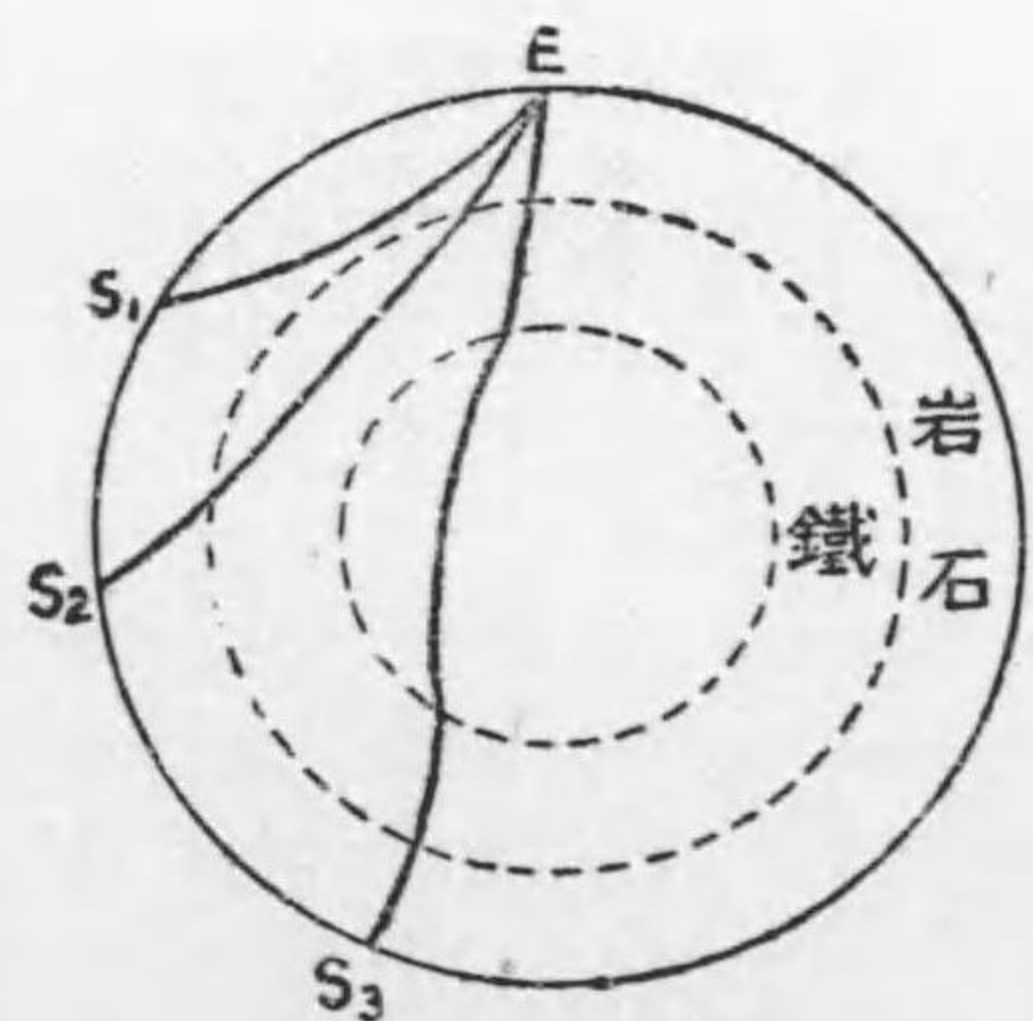
hm 曲線 P 及 S が C と著しく異なるは明かである。而して震波の速度は地表に於ける値 $V_1 = 7.17$

第五拾四圖 地表の深さの波の速度



觀測から導いた變容波非變容波の Δ

WILSON から始まつて、深さの増すに伴ひ次第に増して變容波では凡そ千五百糎、非變容波では凡そ千四百糎に於て夫れ夫れ毎秒一二、二七及び六八七糎の速さとなり、それよりは深さは増しても速さは最早増加せぬ様である。即ち地表より約一千五百糎の深さを境として其れより内部では震波は直線に添うて進むものである。最近獨逸のゲッケンゲン學派及英國のノット等の研究に従へば更に地球の中心に近づくに従ひ再び震波傳播の速さを減する様な跡が見ゆるものゝ如くである。



圖五拾五第
地球内部の構造の傳播波等の

第四節 岩石圈と鐵核

此の如き研究は地球内部の構造に關する智識に非常な光明を加へたものであ

る。地球の平均比重は凡そ水の五倍半であるが地表の岩石の比重は二、七位に過ぎないから、地球の内部に於ては比重が著しく大きくなつて居ねばならぬ。然るに岩石を非常に大きな壓力の下に置いても其比重が四倍乃至五倍にもなることは考へられぬので、從來の考への如く地球の内部が皆岩石からなり單に壓力で壓縮されて中心に近づくに従ひ次第に比重が増して行くとは困難である。そこで之は比重の異なる物質から成り立つて居るとして、地形の狀況其他から考へて地球内部は中心より凡そ半徑の四分の三までは全く鐵よりなり、其の外を包むに岩石圈を以てしたものであるとの説が唱へられた。地震波の傳播の研究の結果は丁度此の深さの邊に突然性質のかはる處のある事を明かにして上述の如き構造を更に確める事となつたのである。併しながら其推論に於ては種々の震央距離 Δ に於ける震後の表面速度 $\frac{d\Delta}{dt}$ が主要なる據所となつて居るが、之は我々が觀測から直接に得たものでなく、觀測の結果から得た走時線から求めたものであつて、稍や不確實なものであるから、今後此の方面の研究が一層進

んで更に確實な方法で地球内部に關する智識が明らかにならねばならぬ。

第十一章 地震の原因

第一節 地球の冷却問題

地震は何故に起るか。今日我々の見る所の地表は殆んど死滅したものである。よく大盤石の如くといふ語が用ひられる様に地表は最も堅固なるものである。然るにも拘はらず常に此の如く地震を起すは抑も何故であるか。

此の問題は従來極めて簡單に考へられて來たのである。即ち地球が冷却する爲めに起る變動と考へて來たのである。今日地表下に深く進むと温度が上ると推定すべき論據は様々である。直接に深い孔を穿つて地下に入るといふ事は炭坑其他に於いて行はれて居る。その中では常に地表に於てよりも温度が高い。従來最も深く地下に進んだ坑道の内には上部シレジアに於けるクッコウ炭坑の如きものがあるが、之は地表下二二三九米の深さに達した。其他特に地下温度

の状態を研究する爲めに深く掘り下げた例もあるが、其等の場合は地下に進むに従ひ温度の上昇する割合は其の場所の模様によつて非常なる差違を示して居るが、普通の平地に於ては大抵凡そ深さ三十三米毎に温度攝氏一度づゝ増す割合に近いものである。尤も此の如く直接に地下深く進むのは最も深く進んでも二軒の餘に過ぎないので、之を地球の中心までの距離六千三百七十軒に比しては極めて僅かであるから、直ちに地球の内部の状態を推定するには稍不十分であるが、火山作用の如きによつて非常な高温——二三千度位の岩石が地下から噴出せられるのであるから地球の内部が數千度の高温にあるといふ事は云ひ得るのである。此の高温のものが熱を放散して次第に冷却して行つて、地殻の下部が収縮する。其結果として既に冷えて固まつて居る地殻が之に適應せんとして地面に添うて働く横壓力を生じ、其爲めに斷層や褶曲を生じて地震を起す。此の如く考へ來ると地震の原因は簡單に説明されるのである。

第二節 ラヂウムの爲めに地球内に熱の發生

然るに地殻に關する研究の進歩するに伴ひ此の如き考への中には種々の疑問が尙残つて居る事が明らかになつて來た。其一は地球が果してどの程度まで冷却して行くかといふ疑問である。地球の内部が高熱であつて、地表から絶えず熱を放散して居るから、地球の冷却するのは當然であるかの如く見ゆるが、之は地球の内部に熱を發生するものがないならばさうである。然るにラヂウムが發見せられてから其驚くべき特性としてラヂウムが多量の熱を發生する事が明らかにせられたのであるが、地殻を形作る岩石の中にもラヂウムが多量に含まれて居て、之が地中で盛んに熱を發生するのである。地表にある火成岩は平均すると其百萬瓦中に凡そ百萬分の二瓦位のラヂウムを含んで居るものであつて、之から發生する熱の量も非常なものである。地表に近い邊では深さ三十三米毎に温度攝氏一度を増すのであつて、之から推算すると地表の全表面からは毎秒

凡そ八兆カロリーの熱を外界に出して居る。然るに地表にある火成岩と同じ割合で地球内部にラジウムが含まるゝとすれば其發生する熱量は實に地表から外界に放散する熱の十兆倍を越ゆる筈である。勿論此の如くなる時は地球の温度がすんぐ昇つて行く事になるが、我々の知る所では地球がさう急に熱くなつて行く證據は明らかでないから恐らくラジウムは地球の内部には餘り含まれて居ないと考へるが至當であらうが、それにしても地球が冷却するといふ考をさも當然の事である如く受け容れる事が出来ない事になるのである。

第三節 山脈は横壓力によつて出来たか

事實に於ては大山脈などが常に成層岩の褶曲を示して居て、如何にも地表に添うて横壓力の作用を受けた結果此の如くなつたのであると考へられるので、之が説明の爲めに地球冷却の爲めの收縮といふ説を従來唱へて來たのであるが、地球の冷却といふ事を考へずとも、山脈の成生其他の地變を考へる事が出来る

かごうか。之に就ては近來の研究によつて地殻の構造に就て大切な事實が明らかになつて來たのである。地下相當の深さに於ける状態は之に接近する事が出来ないから直接には明らかにせられぬのであるが、間接の作用を利用して之を研究する。即ち地下の物質が地上に引力を及ぼすから、之を精密に研究してそれから地下の構造に關する智識を得るのである。引力を研究するには地上で振子を振らせて、其振動週期を精密に測ると引力の強い所では振子が早く振り引力の弱い所で振り方が遅いから、之によつて引力の強弱を知る事が出来る。又は液体が静止すると其表面は其場所での引力の方向に直角になつて居るのであるから、之を標準にして天の星を觀測して其場所の經度緯度をきめて、之を三角測量できめた經度緯度と比較すると之でも其場所に於ける引力の状態が知られる。此の如き方法によつて地球上の各地で引力の研究をして見ると、大山脈の下とか、大高原の下などでは平地若くは海底等に比して比重の軽い物質が多いといふことが明らかになつた。大山脈などの出来た時に横壓力が主として働いた

のであるならば。其山脈の下は両方から岩石が壓縮せられたのであるから比重が大きくなつて居なければならぬのに、事實は上に述べた如く大山脈の下で却つて比重が小さいのであるから山脈の成因は主として横壓力の作用によることを考へる事が少しく無理になつたのである。寧ろ上下に働く力の作用によつて此の如き現象が起ると考へる方がよいのである。

第四節 地殻の等壓的調節

地表で高地の下には比重の小さい物質があり、低所は比重の大きい物質からなる爲めに、地下或深さに達すると地表の凹凸に關係なく何處でも同一の壓力が上から働いて居る事になる。此の如き状態を等壓的状态(isostatic equilibrium)と名づける。然るに地上には風雨の浸蝕作用があつて、常に岩石の移動を生ずる。高山が準平原となり河口には三角洲を作り、海岸に沈澱層を生ずる。此の如く地表での重荷の移動のあるに拘らず等壓的状态が保たれて居るのであるから、

地殻内部では地上の變化に伴ふ調節(isostatic readjustment)が行れて居るものと考へねばならぬ。

地殻の強さ。茲に注意すべきは等壓的状态は至る所完全ではないのであつて、或程度までは地殻が壓力の不均に堪へ得るのである。此の點から考へると、地上に於ける地球引力の分布の實測値と、地形の凹凸に伴ふ等壓的調節を假定した計算値との差は地下に於ける壓力不均の程度を示す筈であつて、従つて地下種々の深さに於ける岩石の強さを示すものである。地表に於ける岩石の強さは實驗的にきめる事が出来るものであるが、花崗岩などでは凡そ一平方糎に對し一七五〇匁位の偏壓力が其堪へ得る極限である。地球引力の研究の結果を見るに、地下種々の深さに於ける岩石の抵抗力は次の如き値を有するものである。

深さ(糎)	岩石の強さ(%)	深さ(糎)	岩石の強さ(%)
1000	—	1000	—
地表	1000	地表	1000

二〇	四〇〇	二〇〇	八
二五	五〇〇	三〇〇	五
三〇	四〇〇	四〇〇	四
五〇	二五		

即ち地下五十斤以上の深さになると岩石の抵抗力が極めて小さくなるから、種々の原因によつて地表から下に加へる壓力の平均を失した場合には其下壓力の不平均が此の抵抗の少ない層に傳はつて茲で岩石の移動が起る。地表で重荷の過大となつた場所の下から物質が他の部分に移動して平均を保つ様な状態に復しようとする。此の如きが等壓的調節の経過であらう。

第五節 調節運動

さて此の調節が始まるまでには地表の重荷の移動が岩石の強さに打ち勝つ程の偏壓力を生じた筈である。岩石の強さは地表から三十斤の深の邊までは次第に

増して行くのであるが、五十斤以上の深さになると急に強さを減ずるから、調節の始まるは恰も地表に於ける重荷の不平均が此上部三四十斤の岩石の強さに打ち勝つ程になつた時と考へ得るのである。而して此の如き場合に岩石は急激なる變動をするのであらうから、之が地震の原因となる。此の急激な變動の爲めの衝動から破壊が地表に達して斷層を示し、又之から起つた弾性的波動が地表に傳はつて我々に地震動を感せしむるものである。前に地震の始まつた場所即ち震源の意味を明らかにする爲めに、地震は地殻の相當な擴がりを有する部分の變動であると考へたが、尙此の如き變動が同一瞬間に行はれるのではなくして、何れか更に局限せられた震源を考へるのである。只現今では尙充分確かに此の如き震源の位置を明らかにする方法がないのであるが、畧近的には見當をつけたものが數多くあつて、其多くが地下三四十斤位の深さの所にあるらしいのは興味ある事であつて、之れ即ち地下に於ける調節作用に抵抗する岩石の強さの分布を考へると其當に然るべき所以が明らかになるのである。

第六節 岩石の變形

地表に於て岩石の變形するのは常に其破壊(Breaking)によるのである。例へば花崗岩を取つて正方形を作り、其強さを試験する爲め之に上下から壓力を加へると其壓力が一平方糎につき一七五〇斤に達すると抵抗しきれなくなつて破壊するのである。極めて軟弱なる物質ならば破壊せずして變形する。即ち可塑性變形(Plastic deformation)を行ふのであるが、普通の岩石は破壊状態を呈する。地下三四十糎の邊では岩石の強さが地表に於けるよりも四倍乃至五倍も強いのであるから茲に起る變動も亦破壊状態によるのであるか。茲に我々の一考を要するは岩石の變形は必ず偏壓力によるのであつて、即ち或方向に働く壓力が他の方面のものよりも特に大きいといふ様な場合である。四方から同一の壓力が働く場合には壓縮されるのであつて此の如き場合も考へねばならぬが、之は非常に著しい結果とはならぬかと思はれる。それよりも偏壓力の爲めの變形が大切

である。此偏壓力の働いた結果は其働く場合の周圍の状態によつて異なるものである。地表に於ける岩石は普通の氣温と氣壓との下で偏壓をうけて變形するのであつて其變形は破壊となつて現はれる。然るに地下三四十糎の深さに於ては岩石は高壓と高温度との下にあつて、其影響をうける。此の深さでは殆んど一萬氣壓の壓力と一千度の温度とが存在する筈である。此の如き状態に於て岩石が偏壓を受けて變形する時如何なる現象を呈するか。今日迄に知られて居る所ではカナダ(Canada)のアダムス教授(Prof. F. D. Adams)等の實驗の結果のみが此の點に對する智識を提供して居るものである。花崗岩の如き岩石でも之を鋼製圓筒中に入れて其抵抗による高壓の下で偏壓を受けさせると破壊を起さずして可塑性變形をなしたのである。温度甚だ高くして實驗する事が出来なかつたが、二三百度までの結果によると温度が高くなれば益々可塑性になる。此の如き實驗的研究の結果から考へて見ると地下に於ける變動は其物質の強さの大なるに拘らず可塑性變形であると考へねばならぬ。地表に起つた壓力の不平均が次第

に蓄積しても岩石の強さによつて支へられるが、遂に其極限に達すると突然なる可塑性屈從 (sudden plastic yielding) となつて茲に地震を起すものであると考へられるのである。從來地震學の力學的取扱に於ては單なる彈性波として取扱はれて來て居るが、岩石の可塑性變形の性質が一層明らかになつて、其力學によつて地震動の性質を研究する事が更に必要である。地震の初動等の性質が大体に於て彈性的變容波を以て説明せられるとしても、大地震に際しての主要倒壞物の方向などに就ては尙ローレー波のみでは充分に説明し兼ねる様な點も多いのである。又遠地に傳はる波動に就ても、振動週期が數秒位のものであるから、恐らく彈性波と考へて差支へないものであらうが、可塑性變形の力學が更に明らかになつたならば一層其意味を明確にし得るかと思ふ。

第七節 大陸浮動説

地球引力の分布の研究から等壓的狀態を明らかにした事は重大な事であるが、

更に之より大陸浮動説を考ふるに至つて今日地學上の大問題となつて居る。大陸が徐々に移動して行くといふ考へは今に始つたものでもないので、例へば米國のテローロールなども此の考を持つて居て、北米大陸が次第に南方に移動する爲めにロツキー及アブラチアン山脈を作つたと考へて來た。最近では獨逸のヴェゲナーの説が最も喧しく論争の的となつて居る。何が故に斯の如くなるか。地球引力の分布の示す如く大陸は主として比重の軽い酸性岩石よりなり、海底は比重の重い塩基性岩石から成るものであつて、之は地質學的事實とも大体に於て一致して居る。即ち大陸は塩基性岩漿の上に浮いて居る酸性岩塊である。之が種々の原因によつて移動する。如何なる原因が主因であるかは尙論争の中にあるが、例へば地球自轉の爲めの遠心力であるとか、或は天体より及ぼす引力の作用であるとか、或は又一定の方向の氣流から起る摩擦の永續した影響であるとか種々の力を考へ得るかも知れないが、其結果として大陸が浮動すると考へるのである。今日地表に見る様に大山脈が大陸や海底に一樣に分布されずし

て局所的に分布されて居る様子は、之等の大山脈が地球の収縮から起つたものであると考へるよりも、寧ろ大陸が移動するから其周邊に近く褶曲を生じたのであると考へる方が真に近いものであるかの様である。此の如く考ふる事にも亦困難が伴ふ。前に地球収縮の結果山脈が出来たとすれば山脈の下で岩石の比重の小さいといふ事と相容れぬといふ事を述べた。大陸移動の結果其周邊に於て褶曲を生じたと考へる事も亦同じ困難に陥らぬか。之れ今日尙未解決の問題であるが、其性質に就ては尙種々の方面から解釋の途を求め得るものであるかも知れない。例へば單に静力學的に考へらるゝ如く其褶曲の部分が大陸の移動から生ずる横壓力によつて出来たと考へても、茲には地表が隆起すると同時に其下では地温の放散が妨げられる事になつて、岩石の膨脹が起るといふ事も考へられる。勿論地表の凸起に伴ひ地殻の下底にも岩漿中に凸起を生じて來るといふ様な現象も想像せられ、其比重が岩漿の比重よりも小さい爲めに所謂等壓的狀態となるかも知れない。尙又斯の如き可塑性變動に於ける力學的關係が明

らかになつて、其變動に伴ひ渦動の如き状態を生じ、一部分に壓力の減少を來す様な現象が起る場合には茲に比重の小さい部分を生ずるのが必然の結果である。此の如き問題は地殻變動の力學を明らかにして行く上に重大なる點であるので、今後此方面の研究が充分に進歩して行く事を望んで止まないのである。此の如く考へて來ると地震の起る原因は大陸移動といふ様な現象の爲めに起る地下壓力の不平均、若くは風雨の浸蝕作用の如き變化の爲めに起る重荷の不平均の爲めに起るものであつて、岩石の抵抗力の最も大きい所即ち地下三四十杆の邊に於て其壓力不平均を調節する爲めに突然なる可塑性屈服を起し、其結果として地震を生ずるのである。地下に斯の如き大變動の起るに伴ひ、地表に現はるゝ種々の現象が之に續いて起り、斷層を生じ、土地の隆起陥落を起すものとすべきである。勿論局所的理由による重大でない地震もあつて、其原因は更に淺い所に於て、地殻の破壊する爲めに起る場合もあるであらう。私の述べたのは重大なる地變と認むべき様な地震の場合に就ての考へである。

附
録

關東大地震の性質
但馬大地震の研究

附録 關東大地震の性質

(大正十二年十一月國民衛生所載)

内 容

- 一、被害の分布
- 二、震源地
- 三、震波の傳播
- 四、地殻の隆起及低下
- 五、今回の地震の性質及原因
- 六、結 論

一、被害の分布

今回の關東の大地震は其被害が非常に廣い範圍に及んで居て、殊に首府東京と他の地方との聯絡が全く絶へた事や、一部の人々の間に故意の、或は不覺の騷擾を演出した事などの爲めに國民生活に非常な脅威を感せしめたのである。此地震の起つたのは大正十二年九月一日午前十一時五十八分過ぎで、此の日時が人間の被害に種々の關係を持つ。即ち日中であつた爲めに避難に都合がよか

つた。夏期であつたので炭火などを置いてある事が少なかつた筈であるが、生憎晝食時であつた爲めに此點は無意味に終つて各地に倒壊家屋から火災を起した。それでも冬期であつたならば罹災者は更に寒氣に苦まなければならなかつたのを此度は幸に其苦しみが少なくてすんだ。特に心を引いたのは丁度各種の學校が授業をして居なかつた時であつた事であつて、若しさうでなかつたならば災害は更に悲惨なるものがあつたであらう。私は約一ヶ月半の日子を費して震災地を視察したが、小學校の校舎が倒壊した跡を片附けて居ると殆んど總ての場合に机と腰掛とは其まゝ校庭に取り出してあつて破壊した家屋だけが取片附けられて居る、校舎が倒壊しても多數の机は其重さを支ふるに足るものと見わる。此の故に多數の生徒を避難させようとして徒に混亂に陥る事を避けて、直ちに机の下にかざんで居させる方が安全であらうと思はれる。殊に二階の教室に於てさうであらう。日本建二階家が倒壊しても下だけが破壊して二階には格別の損害が起らず其儘平にして用ひて居る例は到る所に見られたのである。

る。

今回の地震の爲めの被害の状況に就ては詳細を茲に述べる事は其の要を見ない。全體から視ると相模灘の北岸が最も甚だしく震害を破つた。其内でも馬入川及酒匂川沿岸の沖積層の部分、沿海の砂丘地、埋立地等では特に悲惨を極めた。房總半島に於ても館山灣の沿岸低地の建造物は總て被害が烈しかつた。遠く長野縣に於ても上田、松代邊に家屋の倒壊を見た事は注意すべき事である。之等の地上の建造物の被害は直接に地震の爲めに破壊された外に火災及津浪の災害によるものもある。東京は震害其物よりも火災の爲めにあの慘狀を呈したのであるが、小田原、厚木、鎌倉、横濱、横須賀、船形等は地震の爲めに殆んど全壊して更に火災に罹つた、相模灣沿岸各地は更に津浪の襲ふ所となつた。津浪の殊に著しかつた部分は伊豆半島の東海岸で東北に灣口を有する様な地形の伊東、稻取等、鎌倉其他三浦半島の西岸及び房州の西岸である。浦賀水道より奥は殆んど直接の津浪の襲ふ所とならず、又相模灘北岸が海嘯の被害の著しくな

かつた事は特に注意を要する點である。大島はやはり津浪に襲はれて漁舟を洗ひ流されたが地形の關係であらう著しい被害は起きなかつた。

津浪の起らなかつた土地では陸地では陸地が隆起した結果海水が遠く引いたのを津浪の前兆であると思つて誤信して數日間山地に避難した所もある。津浪の寄せたり引いたりする週期は十數分乃至三十分位のものであるから初めに水が引いても長い時間の後に始めて高い浪が襲來するといふ様な事はない。一時間もたつて尙水が引いたまゝならば最早陸地が隆起したものと解釋して然るべきである。

次に自然界の被害では前述の馬入川、酒匂川の沿岸沖積層地、其他關東一般及び房總半島の低地は至る所に地割や低下を生じ、地割から地下水を湧出し、或は従前の地下水湧出口を破壊した。熱海其他温泉地では其湧出に大變化を生じた。又箱根山大山から道志山脈にかけて崖崩れ、龜裂地を生じた事は非常なものであつて其結果山腹は従前の翠綠の姿を失つて赭色の膚を露出するに至る。

つた。馬入川及酒匂川の沿岸には降雨の度毎に之等の崩壞箇所から流出された流木が山積されて居る。小田原の南方海岸の米神及根府川は溪流一里近くの山奥から山崩れの土砂を押し流して所謂山津浪を生じ兩部落とも悲惨なる災害を被つた。三浦半島及び房總半島では其第三紀岩層の形作る懸崖が隨所に崩壞して交通を杜絶したり多數の人や家屋を埋没したりした。

上述の如く震源地の周圍に於ては激烈な破壊作用を逞くしたが、斯の如き程度に至らずとも相當に地震を感じた範圍は遙かに遠くに及んで居る。地震の研究に於ては地震の影響の分布を考へる爲めに規約を設け標準を定めて其強弱をあらはす。一般に使



第一圖 震度及初動の方向

するものであつて地震計によつて漸く検出さるゝ微動より大破壊を起す程度の強さまでを十等級に別けてある。併しながら斯の如き標準を用ひても測定は學術的に効果を示す程に正確には行はれないから、今少し簡畧である方が却つて正當である場合が多い。我國で普通用ひられて居るのは激震は家屋の倒壊を生ずる程度、烈震は器物が棚から落ち、壁に割目を生ずる程度、強震は時計止まり人々屋外に逃げ出す程度、弱震は總ての人に感せられ、動き易き器物の動揺を起す程度、微震は人の感覺を起す程度で之より弱きは無感覺であつて地震計によつて初めて知り得るものである。

今回の關東地震に就て之を考ふるに激震に襲はれた部分は東京、館山、伊豆北部から甲府、諏訪湖邊に及ぶ範圍の外に尙長野の南東と東京の北方に夫れ夫れ激震を感じた區域がある。大島及伊豆南部に於ては家屋の倒壊等はなくて激震區域外にあつた事は注意を要する。烈震其他に於ても恐らく圖に記入した如く簡單なるものではないであらうが、只概況を示す爲めに別圖を作つたのであ

る。今日では斯の如き所謂等震線を引く事は單に概況を知る爲め以上には格別の意義をなさない事に氣附いて來たのである。各地の被害程度は其土地の地質并に地下の構造線の存在によつて著しく左右せられ、嚴正に云へば各地の被害は各々獨立せるものであつて、今回の地震に於ても被害程度が地表の地質及び地下の構造線の爲めに左右せられた事は顯著である。

一、震 源 地

前述の如く激震區域を知れば地震が此の略中央に於て起つたと考ふる事は自然である。震源といふ語は地震の始まつた地點といふ意味で普通は地表下或る深さにあると考へる。或種の地震に於ては地表に斷層を生じ震源が何れにあるかを明らかに示す場合もあるが、今回の地震に於ては一時斷層の發見を傳へられたけれども眞に震源とすべき程度に確實には認められて居ない。従つて此の

方面から震源を推定する事は出来ない。斯の如き場合には地震計の記録の吟味が唯一の手掛りである。

震源で地殻の一部分が急激な運動をした場合には其運動が地殻に彈性波を起して四方に傳播する。震源から相當に距つた場所の地震計には先づ其彈性波の縦波が到達し、少し後れて横波が到達する。此の二つは何れも地殻の内部を傳はつて來るものであるが、尙此外に震源の上の地表即ち震央と呼ぶ部分から起つて地表に添うて傳はつて來る表面波が横波に後れて到達する。附圖にP、S、Lと矢を附して示したのは此三種類の地震波の到達を示したのである。此の縦波とは地表に近い所ではそれぞれ一秒に七、二及び四、〇呎の速さで進むが、地下深く入るに従ひ速度を増すから、震源から觀測點に到る道は直線でなくして地表に向つて曲つた弧に添うて傳はる、表面波は一秒に三、七呎の速さで傳はる。

さてP即ち地震の初動は縦波であるから其運動の方向は震源に引かれた如くであるか、或は震源から押された如くである筈である。さうして地震波は地中

圖二第
圖明說類種の波震地



から來るから、若しPが上下動に於て下に向いて居れば震源に引かれたのであるから震源は初動方向にある筈であり、之に反してPが上に向いて居れば震源はその反對の方向にあるのである。

次に觀測點から震源までの距離をきめる必要がある。三種類の地震波はそれぞれの速度で進んで來るのであつて、縦波が到達してから横波が到達するまで、或は表面波が到達するまでの時間は震源距離と一定の關係を持つて居る。精しくいへば此の關係は一次式にはならないが普通震源距離を推定する

目的には或範圍で一次的關係と見做しても非常な間違は起らない。近距離地震の場合には横波の到達即ちSの位置が他と重なつて區別が出来ないので縦波が到達してから表面波が到達するまでの時間を用ひ、之を秒であらしたものを t とし、觀測點から震源までの距離を r であらしたものを Δ とすると次の様

な式に依つて震源距離が算出される。

$$\Delta(\text{秒}) = 7.27t(\text{秒}) + 38$$

此の式を用ふる物理的意味を考へると少しく變な點もあるが實驗式として用ひて大なる誤差を起さないものである。實際上の困難は寧ろ地震計を故障なく動かせる事と、其記録を正しく解釋する事とにある。上述の如き方法で、一觀測所に於てよく震源の位置を定め得る筈であるが、實際は誤謬を避くる爲めなるべく多數の觀測所の觀測の結果を互に交換して研究に資するのである。

今回の關東大地震に於ては全國測候所に於ける地震計記録は多く神戸海洋氣象

場所	初動の方向	震源距離	場所	初動の方向	震源距離
京都	南七九度西	三四六杆	濱松	南三〇度西	一四八杆
大阪			長野	北二六度西	
岐阜	北八八度西		松本	北四一度西	
名古屋	南八四度西	二〇三杆			

臺に集められて長らく止め置かれた爲めに私が直接に記録を見る事の出來たのは三四に過ぎない。其他に種々の機會に發表された各地觀測の結果を綜合して見ると茲に示す表の通りである。

之等の材料から震源の位置を決定すると初動の方向は何れも國府津小田原邊で出合ひ、又距離の方も之と調和する結果となる。

震源を上述の箇所と推定する事は地震の爲めに起つた出來事の狀況と一致する。私は震災後一ヶ月半の日子を費して各地を踏査した結果激震區域と考へてよい部分の範圍を前に述べた如く決定した。而して今述べた所の震源の位置は丁度此の激震區域の中央に近い位置に當つて居る勿論全體から見て此の邊の東北方には關東平野の洪積層の廣い分布があつて其間に地構線と思はるゝ方向に添うて沖積層の軟弱な土地が配布されて居るに反し他の方面は第三紀岩盤の上に噴出した火山岩が主要部である爲めに激震區域は震源に對し少しく東北に廣がり過ぎて居る。



次に津浪の模様就て私は一層の注意を拂つて見たが相模灘沿岸でも根府川邊から小田原國府津大磯を経て茅ヶ崎の邊までは津浪に襲はれて居ない。伊豆の東海岸で眞鶴崎邊から以南の海岸は津浪の襲ふ所となり、特に東北に向いた灣内で著しかった。熱海町邊は約六米の高さの津浪に襲はれたが東へ突出した魚名崎は更にひどかつた。網代灣では東北に面して居る下多賀邊の方が網代よりも被害が大であつた。伊東町で玖須美で九米突の高さ位で最もひどく津浪の害を被つた。川奈も東北に灣口を有して被害があつた稻取港は灣岸で東に面する部分は被害少で北に面する部分が被害は最も大で、津浪の高さは六米突を越わつた。見高、谷津邊で

は三米突未滿で尙次第に南に至るに従ひ津浪の高さは減じて下田では二米突位であつた。

東方では津浪の被害は片瀬邊に始まり鎌倉の海岸では高さ九米突に及び最も著しい損害を被つた。三浦半島西岸は概して崖が高いから津浪は來ても被害は著しくなかつたが城ヶ島の西端では四米突位の浪であつた。劔ヶ崎の邊には幾分津浪が寄せたが四米突未滿であつた。觀音崎の下で海水が一米突半足らず高まつた。東京灣内では殆んど津浪といふ程の現象を起さないで其灣口に當る房總半島の東岸金谷町に至り始めて二米突未滿の津浪らしきものを認められたものがある。勝山まで來ると五米突に及ぶ高さの津浪に襲はれて漁船の被害を生じた。即ち相模灣の西北部に發した津浪が城ヶ嶋をかすめて少しく屈折して勝山に達し金谷邊は其餘勢を被つたと考へるのが當然である。勝山以南は富岡でも相當の津浪を受けて被害を生じ州崎は六米突位、更に布良に於ては州崎をかすめた津浪を受けて相當の被害を生じたが之から東の方の海岸は無事であつた。大

島も津浪に襲はれて漁船を流失させたが、其著しい被害を生ずるに至らなかつたのは相模灘の廣く開いて大平洋に連る所にあつて、海岸に曲折少なく村落が何れも崖上にある爲めに外ならぬ。

津浪が各地に到着した時刻は檢潮儀のない各地で聞き出すのに非常に困難であつた。勿論精細にはわからなかつたが熱海伊東邊は震後五分位で津浪が來たが稻取は十分後、見高は尙遅い。又鎌倉、三崎は十分足らずであるが金谷では十五分後、布良では四十分後といつて居る。斯の如く津浪の高さの分布、高浪に襲はれた所場の地形、それから津浪の到達した時刻等は皆津浪が相模灣の西北岸に近く起つた事を示して居る。

三、震波の傳播

今回の關東大地震の起つたのは大正十二年九月一日の正午少し前である。地震の起つた時刻を精確に知るといふ事は學術上には重要な事であるが、普通の

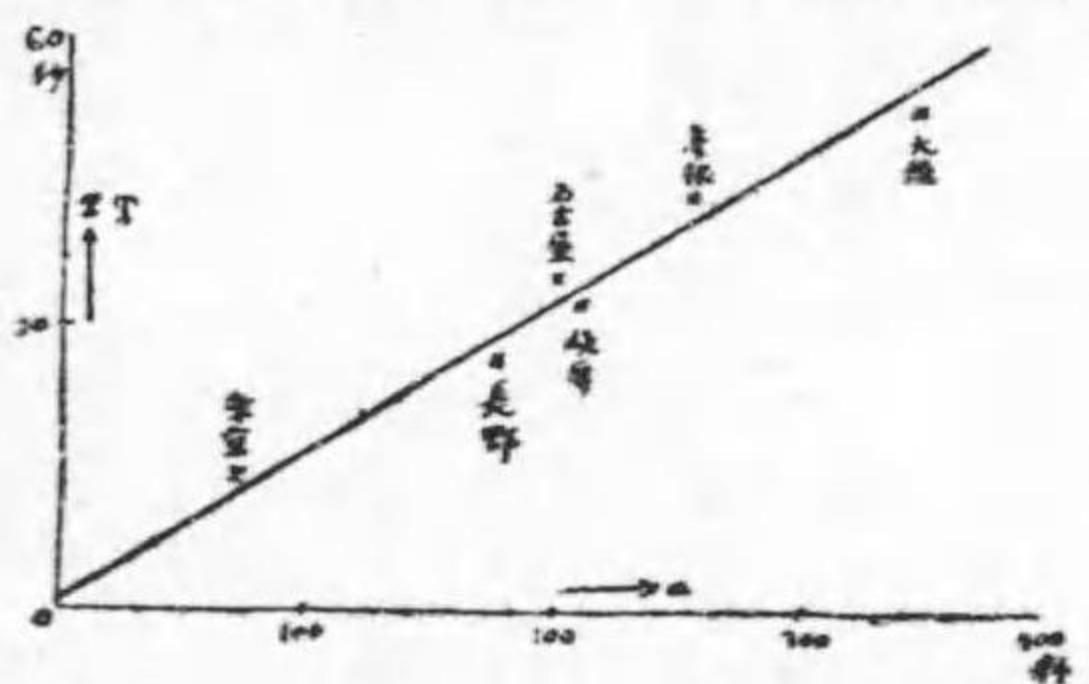
生活に於ては時計を充分に精確に取り扱はぬから一般の人から學術上役に立つ程度に地震を感じた時刻を知らせて貰ふ事は望むべからざる事である。震源に於て地震の起つた時刻は直接にはわからないが、震源から種々の距離にある觀測所で地震を感じ始めた時刻は知る事が出来る。私が直接に取り調べた所に依つて二三の觀測所で地震を感じ始めた時刻をあぐれば此表の通である。

觀測所	發震時	距離	觀測所	發震時	距離
大阪	前午一時五九分二三秒	三四六杆	名古屋	前午一時五九分〇五秒	二〇三杆
彦根	五九分一四秒	二七〇杆	長野	五八分五六秒	一七六杆
岐阜	五九分〇二秒	二二二杆	東京	五八分四四秒	七二杆

之等の材料を用ひて震源距離と發震時との關係を直角座標示で表して見ると震源から遠く隔たるに従つて地震を感じ始めた時刻が遅くなり、凡そ一秒に就き七杆位の速さで傳はつて行つた事がわかる。而して此の關係を其直角座標示に於て東京の震源距離よりも更に震源に近く延長して考へると、震源の眞上に

於ては丁度午前十一時五十八分三十一秒に地震を起して居る譯になる。

圖四第 縦波の傳播に於ける距離と時間との關係



震源距離と地震を感じ始めた時刻との關係は地球の内部の状態を研究するに非常に大切な研究材料であるので、其の目的では今取り扱つた様な僅少な観測材料によらず、非常に遠距離に至るまでの有らゆる材料を集めて研究する事が必要である。斯様な研究に於ては震源距離と發震時との關係は一次的ではなくて直線の代りに曲線をあらはす事になる。今の記述の目的は其點まではすゝまないのであるから略近的に直線を以てあらはしたのである。震源に近づくに此關係は更に複雑になるであらうから、上述の様な推論で震源での發震時をきめても略近的のものを得るに過ぎないのは勿論である。

震源は地面から相當の深さの所にあるから上記の様にして眞に地震の起つた時刻は上記の推定よりも尙數秒早かつた筈である。今度の地震で震害が可なり

遠方までも及んで居る事や遠方に行くに従つて震度の弱り方が急激でない事によつて、震源は相當に深い所ではあるまいかと思ふ。近來の研究によると、震源の深さは多くの場合地下二十軒から五十軒にも及ぶものがあるので、今度の地震でも或は二十五軒乃至三十軒位であるかも知れない。之は今後の研究に俟たねばならぬ。

四、地殻の隆起及低下

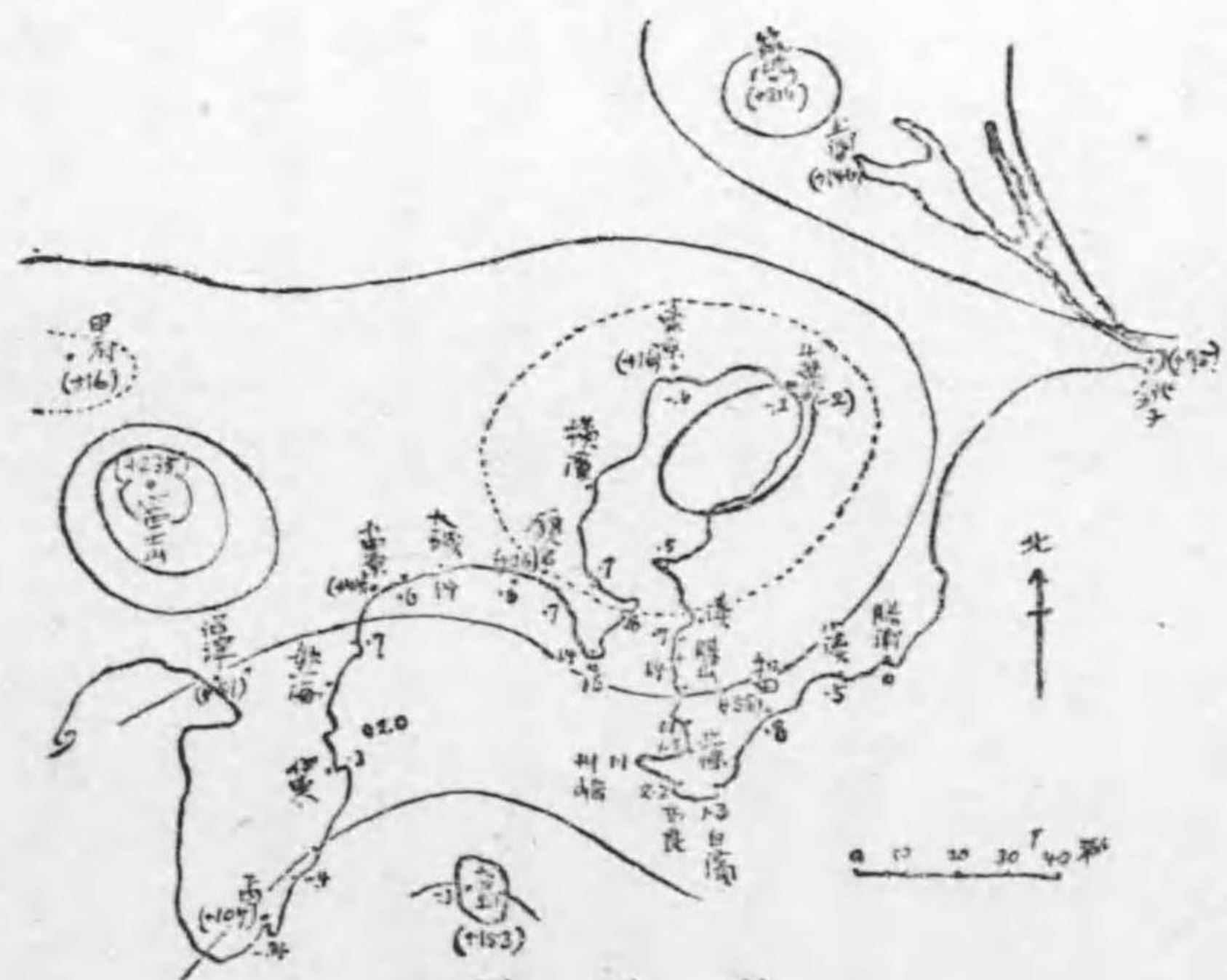
之迄震源に就て略述して來たが震源といつても極めて小さい部分を考へるのには困難である。彼の濃尾地震では大略北西より南東に走る延長八十軒餘の所謂根尾谷斷層を生じ、其南西の部分が他に比して四米突ばかり南方に移動し且つ少しく隆起した。又桑港地震では海岸に近い方向で凡そ四百五十軒に渡る斷層を生じて、其東の部分が平均四米突半程南に移動した。斯様に新層を生じた場合には之を以て震源と考へるから震源は可なり長いものになる。地表で斷層を

認め得ざる場合に於ても地下で斷層を生じたとし、其震源を極めて狭い部分に考へて一點であるかの如く取り扱ふのは不合理であると考へられる。併しながら上述の例の如き場合でも此の全斷層が一瞬時に行はれたと考へるが正しいか或は又其全體の内一部分が先づ破壊され、之が續く瞬間に順次全體に及んで行つたと考へる事は出来ないか。斯の如き事は一般に物體が破壊して行く經過を注意して研究して始めて明らかになる事で、私は今其計劃をしかけて居るのであるが、或場合に偶然此の關係を観察する機會を得た。嘗て幻燈を觀て居た時に其硝子板の一點にひびが入つたのを認めて注意して居ると、それが次々にすすんと或方向に進んで行つた。池の水などの割れる時でも此の様な經過である。之等から推考すると斷層の如き場合でも其内の或點から出發して他に傳はると考へる可きかと思ふ。さうして其の破壊の傳はつて行く速さは勿論まだ測定された例はないが、之が地震波の縦波の傳はる一秒に七・二籽といふ速さより速くないならば、各觀測所に於て感ずる地震の始まりは即ち其地殼の破壊が始まつ

た點から發した震波であつて、此の如き意味で震源を狭い範圍に置く事が出来るのである。之は地震計に依る研究に伴ふ所のものであるが、別派から見た地震學に於て地震の經過を考の外に置いて、單に結果から見て或は斷層等の構造線を研究し若くは地上の建造物に及ぼした損害の分布を考ふるには、震源を以て相當に大なる廣がりのものと考ふるのは當然である。今回の地震に於ては明瞭に斷層として考ふべき程の地裂はまだ一般に認められて居ない。局所的には例へば初島であるとか房州であるとかに、相當に意義あるのではないかと思はるゝ地裂線が出來たが、其他は何れも地盤の軟強の爲に、或は又堤防、道路、崖縁等に出來た龜裂である。

茲に最も重要な出來事は廣い範圍に渡つて地面が隆起し或は低下した事である。之は廣く水準測量を行ふ外には一般には海岸に於て海面が従前より低くなつたといふ事からわかる。勿論海水の方が低くなる理由はないから陸地の隆起と見るのである。私の踏査した各地で見ても従來滿潮時に海水に蔽はれた部

分は海岸の岩に蠣などが貝を作つて棲息したのであるが、今日では此の部分
隆起して満潮時でも再び海水に被はれず、蠣は涸死して貝殻だけが空しく残つ
て居る。一寸海岸に下りただけでは海
水に干満の差があるから直ちに隆起の
度を測定する事が出来ないが、潮時と
干満の差とを注意すれば大體はわかる
或は又横須賀邊では重油槽の破裂の爲
めに海水に重油が浮んで遠方に達し海
岸面に満潮の目印しをつけて呉れた。
それから其他の地方では震後南風の吹
いた時に青海草がはわて其後満潮面の
高さまでは岩に附着して居るから之も
またよい目印しとなる。此の外似寄つ



第五圖 海岸の隆起と低下
 是處に示す数字は、米突の量を示す。数字の大きいところは隆起の量が増し、数字の小さいところは低下を示す。数字の大きいところは隆起の量が増し、数字の小さいところは低下を示す。

た注意を拂つて各地に於て陸地隆起の概測を行つた結果は相模灘北岸で最も著
しいのは大磯の海岸で約一・四米突を示して居るが、伊豆東岸に添うて南行する
に従ひ次第に其量を減じ伊東では尙幾分の隆起を示して居るけれども稻取では
殆ど認められず、更に南方では逆に陸地が低下した。大島も亦約〇・三米突位低
下した、伊東の沖にある初島は其附近とは飛び離れて二米突近くも隆起して人
々を驚かした。更に東方では三浦半島は南端に至るに従ひ隆起の量を増し、城ヶ
島では一・六米突に達して居る。房総半島では宮津に於て〇・五米突の隆起を示し
て居るに始まり、南下するに従ひ次第に其量を増し布良の海岸は實に二・二米突
の隆起を生じた。西方白濱村相濱の漁舟を入る、波止場は近年數萬圓を投じて
築造したに拘らず今は港底が乾上つて全く其用をなさざるに至つた。東京灣内
では品川其他の檢潮儀を吟味して寺田博士が土地低下〇・六米突位であると推定
された。私も亦千葉の海岸に於て略似寄つた値を見出した。

私の各地を調査をしたのは十月の初めから二十日過ぎまでの間である。此の

時各地で皆震後隆起した土地が徐々に低下する事を聞いた。三崎邊では震後約三米突の隆起をなしたが二三週間を経た頃から舊に復し始めて十月の始めには一・六米突程になつた。房州の南端布良では地震のすぐ後では隆起が二・八米突位であつたが十月十日頃までに六十糎程低下した。千葉や下田方面の低下した部分では低下が著しくない爲めに復舊の現象があつたかどうか明瞭でない。

海岸に於ける隆起低下は容易に注意されるが其他は特別の測定を要する。陸地測量部は既に震災地全般に渡る水準測量を開始し、水路部亦相摸灣の水深測量を始めたから之等の完了の上は此現象が一層明瞭になる。相摸灣底が著しく深さを増したといふ事は水産講習所の測定として傳へられたが、海軍水路部の公表によると相摸灣に於て伊東より初島の東方を北に進み眞鶴崎の東南から東南の方向に引いた曲線を境としてそれより北の海底は局所的に百尋前後隆起し南部は六十尋に近い沈降を生じた事を測量艦の略測によつて発見した。茲に於て當然起る問題は此の沈降が即ち今回の震源ではないかといふ點である。併し

ながら次節に詳論する如く私は今回の地震を目して地殻内部の歪力の爲めに相摸灘北西岸に近い地下で始まつた變動に續て南西の方向の線に添うて緩慢なる粘性變形で起つて來たのであると考へるのであつて、隆起及沈降は皆其結果である。一般に急傾斜の海岸山脈は其前方海底に非常な深所を有して居て、其山脈の隆起に伴ひ海底の沈降を生じたと考へられて居るので今回の地震も其の道程の一部分である。地殻深所に於て南微東の方向に添うて働く歪力の爲め陸地の一部が隆起し之に接する前面が低下するのは何等奇とするに足らぬ事柄である。従つて此の海底の沈降を目して直ちに地震の原因茲にありとするは正しくない。

五、今回の地震の性質及原因

今回地上に表はれた種々の出來事の概要は既に述べた。之より推して今回の地震を如何なる性質のものかと考ふべきか。一般に地震を火山性と非火山性とに

區別するが例であるが、私は深く地殻變動の原因を考へて之等兩種の地變は畢竟同一の基因によるものとするから、上記の如き區別をなす事すら好ましくないと思ふのであるが、一般にも用ひられ又現象のみを説述するには便宜である。火山性地震は火山の噴火とか爆發を伴ひ或は其程度に至らずとも火山活動に直接關係するものと考へられ、其特色として位置が火山活動の地域に起り震源が割合に浅いもので、地上での震災は震源附近では相當に大であつてもそれから少しく遠ざかれば何程の事も無い。多くは地震の起る前に人體に感ずる程の微震が頻繁に起つて次第に強さと回数とを増し、地下水其他に變異を來すから大抵危険を豫知する事が出来る。併しながら盤梯山のやうに何等の前兆なしに非常に急激な爆裂を起す事もある。此の様な意味に於ては今回の地震は火山性地震ではないと思へる。

地變の全體が如何なるものであるとしても最初に地震の始まつたのは國府津小田原附近であるべき事は前に述べた。茲に注意すべきは、此の震源推定に用ひ

た縦波初動の方向を見るに震源の方向を指すものと其の反對の方向を指すものとの別がある。如何なる場合に斯の如き區別を生ずるかに就ては從來格別の注意を拂はなかつたが、志田博士の有名なる研究によつて此の意味が明らかになつた。此方向の定まるのは全く地震の始まる際の状態によつて定まるものであつて、例へば地殻内で垂直なる平面に添うて裂罅を生じた場合には地表に於ては其の裂罅の方向を示す線と四十五度に交る二本の直線を境として左右二象眼内では初動が常に震源と反對の方向を指すが、他の二つの象眼内では皆震源の方に向つて居る筈である。普通の地震では大部分斯の如き初動の分布をなすものである。又陥落と呼ぶべき性質のものでは震源の周圍に於ては初動が總て震源に向ひ、それより或る距離を出づれば反對の方向を指す、斯の如き場合は甚だ稀であるが先年神戸沖で起つた地震は此の例である。此の初動の分布に於ける引きの部分と押しの部分との境界線は裂罅の場合には方向を示す事となり陥没の場合には震源の深さを示すものとなる。之等は極めて簡単な場合の例であ

るが裂罅面が傾斜して居る場合、一部のみが斜に這つた場合等に於て或は又方向の異なる裂罅が同時に起つた場合等で皆數學的解釋が出来るのであるが、只今日迄に餘りに複雑な場合が實際の地震に起らなかつたのである。大正七年の日本海北部分の陥落地震、それから昨年臺灣の地震等では總て觀測所に於て初動が震源の方に向いて居たといふ様な例もある。

津波の起る場合にも亦之と同一の現象があつて、若し裂罅地震に伴ふ海瀟であるならば最初に海水が引いて後に押寄せる場所と、最初から押寄せて後引く場所とが出来る。之は中央氣象臺の中村博士によつて其例があげられて居る。古來津波の來る時は必ず一旦水が引いて後に寄せ來るものと思つて來たのは一部のみを知つて他を知らなかつた結果である。

今回の地震に於ては前橋、熊谷に於ける初動は震源の方向を指し、震源から此の二ヶ所を挿んで二つの直線を引けば其外では皆押し居る。長野に於ける初動は震源に向つて居ると發表されて居たが私の自ら調査した所によるとやは

り押しである。恨むらくは南東の平面に於て觀測の據るべきものがない。津波を初めから注意して觀察して居たものがある場合は別として、一般には海水が高まつて來た場合には誰でも氣が附かざるを得ないが、其の前に一旦水が引いたかごうかは殆んど注意しない。偶々此の點に注意するものは、昔から津波は一旦引いて然る後寄せるといひ傳へて居るのを以て先入觀念に支配せられてしまふ。私が踏査した所に從へば房總の勝山以南の海岸では多く一旦海水が引いて後寄せて來たといつて居るが、鎌倉方面では最初から押した如く、又伊東町では相當信頼すべき職務の人々の間に最初引いたといふ人と初め押して來たといふ人どがあるから不明である。稻取では初めから押したといはれて居るが南に出て見高では初めに引いて居る。斯様な状態であるから檢潮儀の記録の外學術的に據所とするには餘程の注意を要する。

さて前記の初動の分布は尙吟味を要する點があると思ふが、地震は震源地に於て凡そ南北の方向の裂罅を生じたのに始まると考へるべきであると思ふ。

地震は斯の如くして始まつたとしても之が地震の全體ではない。前に述べた様に土地隆起の状況を考ふるに明らかに震源地を通じて略北西より南東に走る方向を考へると此方向に沿ふ隆起帯が出来て居る。房州方面で津波の寄せる前に水が遠く引いたといふは一部分此の隆起の爲めである。此隆起が一瞬時に行はれたかごうかは容易に決定する事は出来ないが、非常な速度であつたならば一般の人は激しい衝動を感じた筈であるけれども、之を訴ふるものもないのを見ると寧ろ餘り急激でなく隆起したと考へる方が自然である。

今回の地震を體驗したる殆んど總ての人々は其振動週期が比較的に大きかつた事を注意したのであつて、遠方の地では恰も頭痛を催すが如き感を懐かしめた。之は地震計の記録の模様を見ても明らかであつて此の緩慢なる震動が今回の地震の性質の上で重要な點である。

今回の地震が地表下三十糎位の深さに起つたと推定する事は前に述べた。一般に震源の深さを決定する事は實際問題としては尙困難であるが、近來其方面

を研究するものは種々の努力の結果次第に震源は相當深い所にあると考へて來たのである。然るに地表から深く入るに従つて、凡そ三十米突毎に攝氏一度づゝの割合で温度が増すから、此の割合で進むものならば三十糎の深さでは千度の高温になる。従つて岩石は其剛性を失つて次第に粘性を増して來る。併しながら斯かる深さでは八千氣壓位の非常な高壓力が働いて居るから、實驗室に於て岩石を一千度に熱した場合の如く容易に剛性を失ふかごうかは尙研究を要する。アダムス等の實驗せる結果によると岩石は温度の爲めに剛性を減じて粘性の状態に近づくといふ結果を待たずとも、周圍より相當の壓力を加へられたる状態に於て、更に或る一方向の外力の爲めに變形する場合には其變形は破壊を起さずして粘性變形の過程を取る事が明らかになつた。其實験は困難なるものであつて非常に多くの場合を盡しては居ないが、例へば花崗岩の如きでも地下五・六糎の深さの邊に於ける如き壓力の下では更にこれに一方向の外力を加ふれば粘性變形を行ひ、特に其一方の外力が九千五百氣壓に達すれば殆んど抵抗力

を失ふ。地下八・四籽の深さに於ては此の臨界壓力は一萬五百氣壓である。粘板岩の場合は特に興味あるもので非連續的變形の性質を示して居る。岩石が實際地下深所にある如く高温度の下に在る場合には上記の臨界壓力が遙に小なる値にて足る事は想像するに難くない。

今回の如く震源が三十籽の如き深さにある時は地殻が斷層の如き破壊を起したと考へる事は出来ない。即ち地下に於ける歪力が年々集積して來て遂に臨界壓力に達した場合に之に屈して粘性變形を受ける。之は剛體の破壊とちがつて確然と限られた狭い局部に限られず相當に大なる容積に渡る變化であつて、其過程も瞬間的には行はれないで比較的緩慢である。従つて今回の如く緩慢なる振動をあらはす。斯の如き性質のものであるから地表に於ても著しい斷層を生ずる事なくして廣い範圍の隆起や低下をあらはした。而して地殻の均壓的調節の研究に於て地上での地球引力の局部的偏倚の分量や其面積などから考へて之より地下に生ずる歪力が如何なる深さで極大となるかを推定する事を得れば、

之が即ち其意味に於ける地殻内の強さの分布を示すものと考ふる事が出来る。斯の如き研究の結果に依ると地殻は地下二十五籽の邊までは次第に強さを増して地面での強さの五倍位となるが、深さ三十籽を過ぐれば急に強さを減じて、五十籽の深さでは地表での強さの四分の一、百籽の深さでは其の六分の一に過ぎない。斯の如くなる故三十籽位の深さ迄は恰も地殻上部から内部に加ふる歪力の偏差が最も大に達するのである。今回の大破壊地震が其震源を三十籽の深さの邊に有すると見ゆる事は實に此の如き地殻内の歪力分布の状態とよく一致するものである。

本邦各地に於て地球引力の分布の状態を考へるに、一般に太平洋岸に面する部分は其緯度に相當する規範値よりも遙かに強いが、之は地殻の均壓的調節の關係上急傾斜の海岸に於て當然あらはるべき現象である事は既にウキトヘルトの論じた所である。然るに東京灣近傍殊に千葉附近に於ては其周圍に比して著しく地球引力が弱いから、茲に土浦方面から東京に向つて急傾斜で地球引力が

弱くなり、更にそれから相摸灘に向つて強くなる。此の結果は勿論地殻内部で歪力が生ずべきであつて、其方向は一は土浦方面から東京灣に向つて働き、一は三浦半島或は房總方面から關東方面に向つて働く筈である。東京の近郊に起る地震は斯の如き重力の分布による地殻内の壓力不平均に基因するものであらうと考へられる。然るに今回の地震に於て陸地隆起の現象は地殻内で歪力が北方に向つて働くと考ふるには少しく不自然である。地球引力分布の不均一から今度の地震が起つたとすれば我々は寧ろ兩半島方面が沈下して東京灣の方面に隆起を期待すべきである。

さて三浦半島及び房總半島の地質的研究の結果の發表せられたるものを見るに之等の地方が第三紀の終りより以來最近地質年代を通じて常に隆起を續けて來たものである事は明らかである。殊に兩半島の海岸を注意すれば今日尙二米突乃至三米突程の高さの段丘數階を認め得る。且つ今回の地震で出來た崖崩れの爲めに至る所に新しい露出を見る事が出來て、無數の斷層系が存在する事を

明示して居る。之等の點から考へて兩半島の隆起は連續的に行はれたものではなくして、非連續に今回の地震の結果で見ると如き經過を踏んだものと考へられる。茲に於て私は今回の地震は關東全部に現存する地質的構造を作りあげる過程の一部分であつて此の原因が今日尙連續して働いて居るものとする。

然らば此の原因は何であるかといふに、私は之を一般に行はれて居ると考へらるゝ大陸移動の一部分と見なすのである。テローアに従へば北米大陸は常に南方に移動せんとして北にはグリーンランド其他の島々とカナダとの間隔を作り南東にアパラチアン、南西にロッキーマウンテン及海岸山脈を作つたと考へて居る。彼のサンフランシスコ大地震で出來た斷層に於て其の東方が南に向つて數米移動した事は即ち斯の如き大陸移動が該地震の原因をなした事を示すものと考へるべきである。亞細亞大陸も其北部に於て東南方に移動する傾向を有するものとするれば、我國の東北方は一般に南東に向つて歪力を受けて居る事になる。此の歪力の爲めに今回の震域に於ては酒匂川流域から房州南方に至る部分が上方に

向ふと同時に南微東に移動を生じた。上方に向ふ移動は海水に比して直ちに一般の注意を引いたが恐らく水平にも南微東に向ふ移動を生じて居る事と思はれる。此の點に就ては陸地測量部の精密なる三角測量が一日も早く行はれん事希望に絶わぬ所である。田中館博士の案に依つて三鷹村に設けられた五百米突菱形基線は地震の直後に測量を行つて、其前年に比し南北の方向に百米突に就き三・二耗の延びを生じた事を發見した。三鷹村から見て三浦半島の南端は殆んど真南に約六十杆の距離であるから、若し上記の如き割合で全體が延びて居るとすれば三崎、三鷹間は一・九米突だけ延びて居るべきで、若し三鷹村の北方六十杆の地には移動を起さなかつたとすれば三崎は南方に三・八米突の移動を生じた筈である。私の考では關東平野にある從横の低地は普通地質構造上で稱へる斷層凹地ではなくして、一つの斷層面が出來た後に三浦半島や房總半島などの部分次第に南微東に移動した結果斷層の兩側が隔たつて其間が埋まつたものではあるまいかと思ふのである。東京灣の近傍が他に比して特に地球引力が弱い

事、其の入口の浦賀水道の兩岸の形狀及び房州の北方に東西に渡る火山岩脈の續きと思はるゝものが稍や北に於て三浦半島に残在する事等が此の如き考を起さしむる理由である。

今回の地震を以て酒匂川から房州の先端にかけての北西より南東に向ふ方向の線に添うて起つた突發的粘性變形とする理由の内には尙各地に於ける倒壊物の方向も與つて居る。初め私は物體の倒壊が地震波の何れの部分によつて行はるゝかを明らかにせんが爲めに、各地に於て其方向を注意したのであるが、豫期の事實を發見したのは震源から相當に遠く隔たつた土地に於てのみである。即ち諏訪附近に於ては丁度震動の力が石燈籠を倒すに足る程度であつたが、石燈籠の倒れた状態を見るに其の最も落ち易い擬寶珠が西北に落ちて居て、其他の部分が東北若くは西南に倒れて居るのを屢々見た。同地中學校の三澤教諭も特に此事に注意して居た。斯の如く縦波で倒れるものと横波で倒れるものと或は尙表面波で倒れるものとの區別が有るかの如く見わた。併しながら激震區域

に入つて廣く觀察するに従ひ更に別の事實を發見した。即ち倒壊の方向を觀測する場合に其物體の形狀等が著しく影響するから、特に注意して例へば墓石のなるべく正しい形のもの、石の門柱、石燈籠等に注意し尙又慣性の大きであつて最初の衝動の方向を示すべき様子の水槽水鉢等も注意した。且つ又家屋倒壊も注意して見た。例へば横須賀砲術學校の水槽及砲架が略北に動いて居る。又同市田土小學校は北六十度東に長い棟が容易に北三十度西の方向に倒れたが、之に直角の方向に長い部分は同じ方向に傾いただけで残つて居る。之は倒壊方向が凡北三十四度西であつたと推定出来る。房州では又野島崎燈臺の上部は北二十度西に倒れ其の下の一部は南二十度東に落ちて居る、又乙濱では石の門柱が北二十五度西に倒れて居た。斯の如くして震災各地に於ける倒壊方向を調査したが、勿論個々皆同一ではないが、全體から見ると房州方面は北三十度西位か或は之と反對の方向に倒れたものが多く、三浦半島でも大勢は之に近い。關東平野及び相模以西では次第に北五十度乃至六十度にも及び、三島附近では殆んど

東西のものがあるが、尙伊豆半島全體として南三十度東位に倒れたものが多い。斯の如き倒壊方向の分布は主として前に述べ來つた如き方向に沿うての地動から起るものと考ふれば最も説明し易い様である。主要なる倒壊作用をなす運動は其の地動の方向に並行に起るものと考へらるゝからである。此の場合に於ても勿論種々の震動方向の動搖が襲來するから前述の如き方向と直角に倒れたものも多く見られるのであつて、此の吟味は更に別の言味で興味のある事かと思はれるが全體として上述の如き方向の多い事は興味ある事である。

結 論

(1) 測候所に於ける初動の觀測によつて地震は國府津、小田原邊の裂罅に始まつたと思はれる。但し銚子での初動の方向が不調和であつて更に他にも震源があるかと思はせる。

(2) 激震區域の分布、津浪襲來の狀況は斯の如き震源の位置の考を助ける。

(3) 各地に於ける發震より推して地震は九月一日午前十一時五十八分三十一秒前數秒に始まつたと思へる。而して地表に添うての縦波の傳播速度から考へて地震は地下三十軒位の所に始まつたと思へる。

(4) 震源の深さが斯く深いのと振動が稍や緩慢であつた事等から推して今度の地震は剛體破壊の爲めではなく粘性變形の爲めと思はれる。

(5) 重力の分布から考へて寧ろ大陸移動の傾向のために關東平野の下では南微東に向つた歪力が働いて居て之が地震の原因をなした。

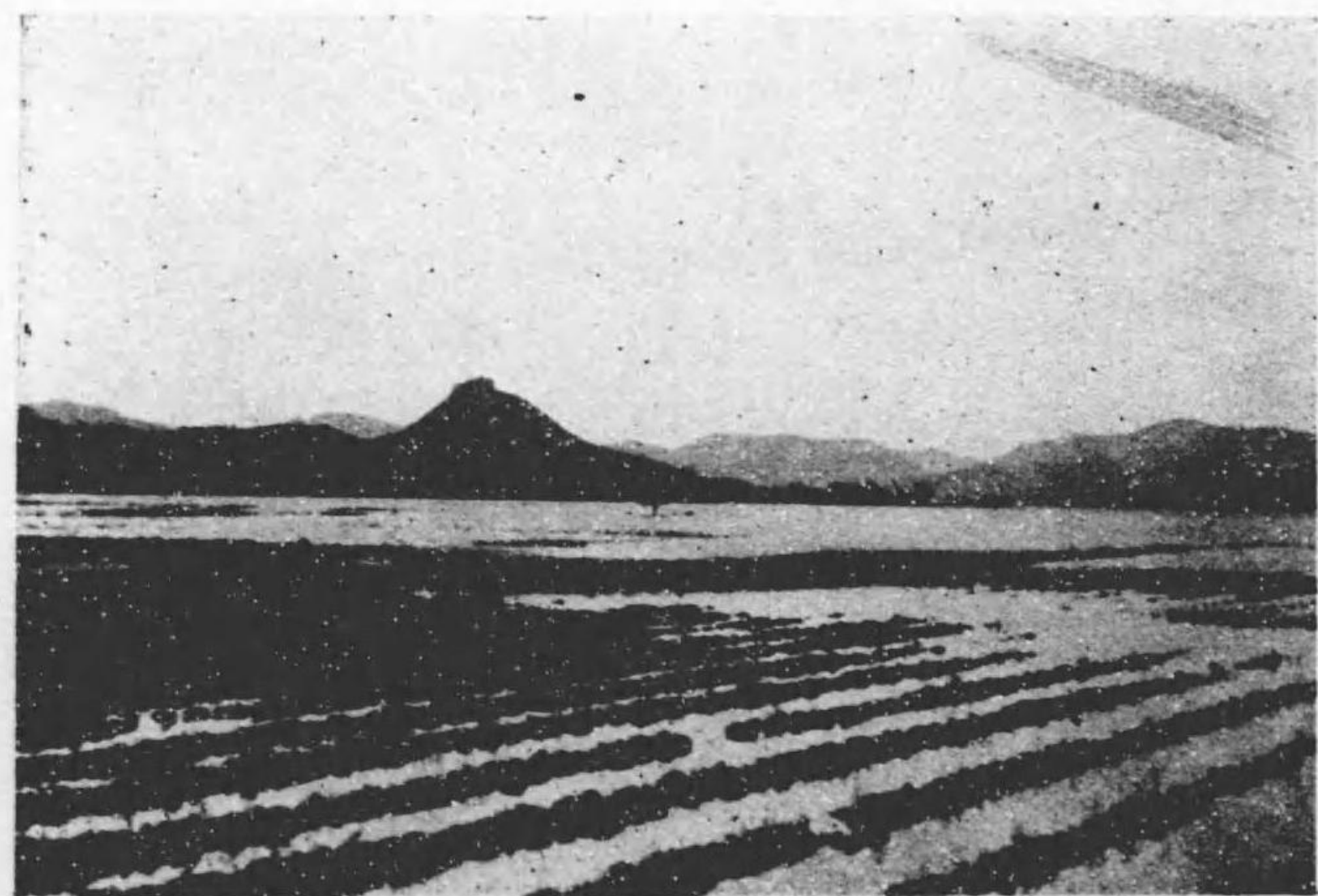
(6) 此の歪力の爲めの粘性變形の結果として西北から東南に亘る方向に沿うて陸地の隆起及低下を生じた。水平の方向にも三浦半島及房總半島が南微東の方向に移動したものと思はれる。物體の倒壊方向は斯くの如き運動を考ふる事を助ける。

(7) 此地震は三浦房總兩半島及廣く關東平野に現在する地質構造を形造つた經過の一過程である。

(大正十二年十一月六日稿)



田結山上柳畑の中斷層



久美濱東北岸葛野村耕地陷没

但馬大地震の研究

内 容

- 一、地震の體験
- 二、火災の慘害
- 三、震災の分布
- 四、地震計の記録
- 五、破壊の始まり方
- 六、震源の深さ
- 七、地上の變動
- 八、地震の強さ
- 九、初動の方向

一、地震の體験

關東大地震があつてまだ二年にならぬ間に更に但馬及丹後に大被害を生じた地震が起つた。關東大地震の後に遠からずして關西にも大地震が起るかも知れないといふ事は一般に注意して居る所であつた。而して昨年秋頃から和歌山方面に頻々として局部的小地震が起つたので之を以て大地震襲來の前兆とし、又或者は之を以て蓄積する危険性を緩和して大事を免れしむる道程であると考へたのである。多少なりとも地震に注意を拂ふ人々の心が斯の如く

紀州方面に注がれて居る間に敵は實に其虚を突いて日本海岸但馬の東部を中心として暴威を逞うしたのである。由來此地方は日本海岸に添ふて走る所謂内測地震帯に添ふて居るけれども、歴史上大地震が但馬に起つた例は殆んどない。僅かに約七百年の昔に當つて但馬國蛇山に地震の起つた事が記録にあるだけである。此の時幅約九間長さ六十間に渡つて地割が出来て、夜間であつたから明かには見わなかつたが大蛇が此割目から出たと傳へられて居る。併しながら其蛇山は今日果して何處であるかすら明瞭ではない。此の如き次第であるから但馬の地震は全く意表外であつたのである。

此地震の起つたのは大正十四年五月二十三日午前十一時十分頃である。當時私は滋賀縣南五箇莊村に居て、大きな構内の平屋の座敷で椅子に倚つて之を感じた。振動は稍や緩かで且つ明瞭であつたが、上下動は割合に少なく主として水平動で、家の向きから推して稍や東西に近い方向の内で振動したものであると思つて居た。直ちに時間の推定を續けて居ると、凡そ十五秒程経てから

振動の様子が少し變つて、初めよりも強く搖れた。此座敷の庭には切石で疊んだ長方形の泉水があつたので、縁側に出て其の水の動搖を注意して見たが少し風があつて漣が多く立ち、水全體としての動搖は明らかでなかつた。

私が當時體驗し得た事實は之に過ぎない。當時席には地震に初めて會つた外国人二名其他數人の人々が居て私に説明を求められたのであるが、確實なる説明は勿論不可能であるので、只想像を話した。動搖は割合に緩かであるから近所の地震ではないが、一昨年關東の地震の時よりも近い距離に起つた様に思ふ。初まりから振動の様子はかかるまでの時間十五秒といふ推定を初期微動繼續時間とすると、大體百十軒餘の距離で起つたものと思はれる。方向がよくわかり兼ねるから何處ともいへないが、相當の距離にあつて然も此程度に感じたのであるから、事によると相當の損害を生じた様な箇所があるかも知れない。

此の如き想像談はしたが、私自身にも一同確かとは思はなかつた。私共は

地震のあつた地方に調査に行くと、必ず其地方の人を捕へて體驗の記憶を尋ねるのであるが、此の様な資料に何程の價値を置くべきかに就て常に迷ひ勝ちである。時とすると事後に次第に明かになる事實や坊間に傳へらるゝ説話が無意識の内に自分自身の體驗の記憶の中に混入して居るかも知れないと思ふ。それでも地震當時の體驗談は多くの人々の説話を綜合すると有力なる研究資料となる場合もあるから、一般に修飾を加へざる體驗談を提供される事は希望に堪へない。

京都附近にも往々極めて近い地震を感じる事がある。大正四五年頃には一年數回起つて居たが、其後此種の地震が全く絶えて居た。然るに昨年頃から又屢々之を感じる様になつて居た。此種の近距離地震では常に斜に或は上下の方向に近い衝動を感じる事が多いが、特に振動が急激であつて、且つ振動の續く時間も短い。之に反して關東大地震の如き場合には緩慢なる振動が稍や長く續くのが著しく異なる點である。特に關東大地震の場合に於ては緩慢

なる振動が著しく感せられて、多數の人々が船暈の如き感を懷いたと稱して居るのは、恐らくあの大地震の特長として注意すべきものであらうといふ事は、當時既に私が述べた所である。

今回の但馬大地震に於ける私の體驗は單に中距離に於ける相當な大地震の通常の感じであつて、何等特色がある様には感じなかつた。

一、火災の慘害

地震の慘害は常に火災を伴ふ事によつて益々大きくなる。今回の地震でも亦此例にもれずして、特に城崎町豊岡町等は其著しいものであつた。家屋の倒壊は兎も角として、之に火を失した爲め残つた家財も焼失してしまひ、殊に倒れた屋根の下に掩はれ或は落ちた梁に壓されて逃れんとしてあがいてゐる人々を救ひ出す暇なくして火焰の猛威にまかせて見殺にせねばならぬ事に至つては全く慘鼻の極である。城崎町では戸數六六〇であつて、地震の爲め

に倒壊したものと二四戸であるのに、火災の爲めに焼失したものは五三六戸に及んで居て、死亡或は行方不明の人数は二百餘名である。豊岡町は戸數二一三の内倒壊は五二九戸であるが焼失は實に一五八三戸に及び、死亡及行方不明の人数は百名である。此の外港村津居山及内川村飯谷なども火災を生じた爲めに惨害を大きくした。

此の點に關して特に注意を拂つて失火の惨害を未發に防いだ所もある。港村田結の如きも全村殆んど皆倒壊したのであるが村内當事者は先づ防火に努力した爲めに其厄を免れた。又京都府に入つて久美濱町の如きも倒壊家屋から火を發する事三ヶ所に及んだと稱せられて居るが、町内消防當事者は自分の家の倒壊して家族の救を求むる聲を耳にしなから、先づ全町に渡つて消防第一の覺悟を定めしめ、倒壊家屋の火の氣を悉く消し止むる事に努力した。此の爲めに死亡者の數は僅かに七名に止まり、又多くは家財を全くして當面の生活に困難を極めずにしたのである。先年關東大地震に於ける悲惨なる

出來事も尙耳目を去らない爲めでもあらうが斯かる咄嗟の激變に際しても尙よく各自共同して適當な處置を取り得た事は實に敬服に堪へない點である。日本の如き地震國に於ては何れの地たるを問はず何時地震に襲はるゝや期し難いのであるから此の如き處置に就ては充分の注意を要するのである。

三、震災の分布

人の生活に關する點から見て地震に際して起る火災の事を注意したのであるが、地震其物の性質を研究する爲めには暫らく火災の影響を度外視せねばならぬ。現に今回の地震に於ても豊岡町の地震及之に伴ふ火災の損害が他に比して最も大きくあつた爲めに、震源は豊岡附近であるといふ意見が繰り返し繰り返し發表せられたのである。併しながら暫らく火災の影響を離れて地震の直接の影響をのみ考へる事が出来るならば、震害の中心地は尙他にある事が明かになるのである。

さて今回の地震は多数の家屋を破壊したのであつて、震度階の所謂烈震である。此烈震區域に入るべきものは大體に於て圓山川の河口附近を中心とし西は香住、南は江原、出石邊を経て東は京都府網野町に至る區域である。此區域内で最も被害の大きかつたのは圓山川口にある港村であつて、各字に於ける倒壊家屋の数を全戸數に比較して見ると、河口の東岸にある田結では殆んど全部倒壊し、氣比では八割、畑上で二割、西岸では津居山で三割、瀬戸及小島は共に二割である。此の如く此の村内に於ても田結及氣比の二字が特に損害の著しかつた事は注意せねばならぬ。

此村から西の方に當つて凡約八軒程の距離に竹野村に出るが、此邊で倒壊戸數は凡そ五分位である。更に西に行つて二十軒の所では香住口佐津邊に凡そ三分程の損害があつた。又東の方では京都府久美濱町で一割六分程の倒壊家屋があつたのを始めとし、十七軒程の距離にある淺茂湖の附近にも數戸の倒壊家屋を生じた。

圓山川に添ふて南に行くに損害の大きい町村が更に多かつた。城崎は火災の被害は別としても、家屋の倒壊は全町の二割程であつたやうである。其南内川村では字飯谷で三割三分の倒壊があつたのが最も大きい被害であつて、其他は一般に二三分位の損害である。田鶴野村及五莊村は共に二割位の倒壊であるが豊岡町に於ては二割五分に及んで居る。此附近で新田・八條の兩村は共に一割の倒壊を生じた。著しい倒壊被害は此の邊で終つて居るが、尙南の方で小阪村及出石町邊に於ても倒壊した家屋は全體の一分餘になつてゐる。此の如き被害の分布を見ると、豊岡其他圓山川の沖積層地に於て特に著しい被害があるのは其地盤の弱い爲めであると思ふ方が正當であつて、此點を除いては全體として港村を中心とし、之より約二十軒までの距離まで位が家屋の倒壊を生ずる程度の震害のあつた範圍であつて、其内でも港村から遠くなるにつれて損害の程度も亦軽い様である。

四、地震計の記録

地震の研究に地震計が必要である事は勿論である。但馬の地震が地震計に如何様に現はれたかといふと、京都に於ける記録を注意して次の如き事柄がわかる。地震を京都で感じた始りは廿三日の午前十一時十分一秒である。此最初の地盤の動き方を見ると明瞭に其運動があらはれて居て、記録の上で南北動は北に四五耗、東西動は西に五七耗だけ動いて居る。之で見ると最初に動いた方向は北五十二度西である。上下動の方は最初下に記録の上で三十六耗だけ下の方に動いて居る。之によつて京都の地盤は震源に向つて引かれて居る事が判るのであつて、従つて京都の地震計の置てある場所から北五十二度西の方向に震源がある事になる。之は丁度圓山川の河口を指すのである。此機械は水平動の方の南北動も東西動も共に倍率が百六十倍位、上下動の方も大體同様である。地震計が地動を描く時の倍率は地動の振動週期によつて變

るのであるが、最初の運動には上記の倍率を其まゝ用ひて差支ないものとすると、地盤の最初の運動は斜め下に凡そ〇、八耗程震源の方に引かれた事になるのである。之は單に京都で最初の動き方がどうであつたかといふに過ぎぬ。最も大きく揺れた場合は更に遙に大きく、凡二耗であつた。

不幸にして京都に用ひてある様な鋭敏な地震計では此程度の地震になると記録を残す描針が紙の外までも動く爲め、震源までの距離の推定に必要な所謂主要動の始まりが明瞭にわからない。併し初めの地震から二十八分を経て起つた餘震は其始りから主要動までに一三、七秒を経て居る。之は初めの地震と同じ所に起つたか或は少しずれて起つたか疑問である。假りに之が餘り遠く距らぬ點で起つたとする、京都から震源までの距離は凡そ百耗餘になる。後に述べる如く震源を圓山川河口附近の下と考へると之は少しく近過るものと思はれるのであつて、従つて此の餘震は初めの地震よりも稍や東南によつて、恐らく十耗位京都の方向にずれて起つたものであらう。

五、破壊の始まり方

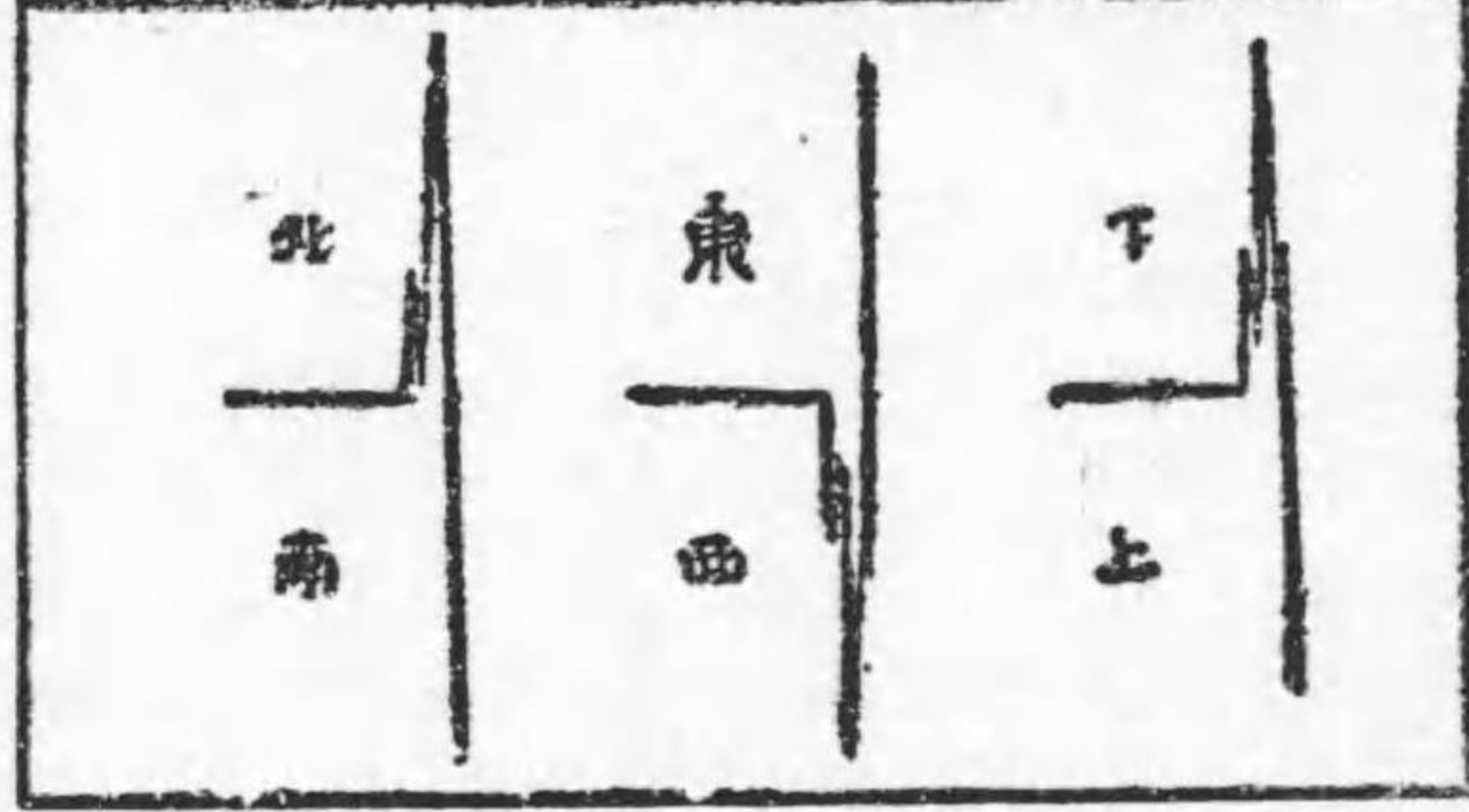
地震計の記録を見て居る内に私の注意を引いた事は、此地震の記録で地殻の破壊する経過に就て或暗示をして居ると思ふ點である。五月二十三日の本震に於てガイヘルト地震計の記録は只一度北、西、下へと動いて其逆に動いた運動で描針が記録紙の外まで出たから模様が明瞭でない。然るに同じく京都で倍率五十倍の簡單微動計の記録を見ると、初め北及西へ動いて逆に歸りかけると間もなく再び北及西へ大きく動いて居る。之が即ち破壊の第一歩と第二歩との記録にあらはれたものではないかと思はれる點である。第一の運動と第二の運動との時間の距たりは二、七秒である。地震計の自己振動は四秒餘になつて居るから、自己振動では無論

五月二十三日の簡單微動計記録の模字



ない筈である。然らばガイヘルト地震計には何故之が現はれないかは疑問であるが、此方は自己振動週期が長く、又重錘の質量が非常に大きいから此程度に大きい振幅の地動では既に第一の運動の反動に際して重錘が一方に傾く力が強くして第二の運動が之に打勝ち得なかつたといふ如き關係にあるかも知れぬ。此點は更に研究を待たねばならぬ。五月廿六日午前一時二十二分には可なり強い餘震があつたが、此時はガイヘルト地震計の記録も亦最初の運動の途中に一段を描いて恰も前圖の簡單微動計の記録と似たものであつた。此の如き地震記録の初めにあらはるゝ階段的振動を以て果して破壊の行はるゝ一歩一歩を示すものと解釋して適當であるかどうかは尙研究を要する所である。或は震源から

五月二十三日の地震計記録の模字



地球の内部に向つて發した波動が途中に於て性質の異なる地殻層の境界面に達して反射して來るものと考へ得るかも知れない。之等の點は尙疑問であるが、既に關東大地震に於ても之に類した事柄が注意されて居るので、暫らく之を破壊の模様を示すものと解釋して置かうとするものである。

六、震源の深さ

ヅィヘルト地震計の示す最初の動き方を見ると、水平動は北五十二度西に向つて記録の上で七十二耗動き上下動は下に向つて三六耗動いて居る。即ち此運動は水平から二十六度半だけ下に向いて居る。併し震源から地中を通つて地表に達した波が反射をする爲めに、地表の運動は入射の震動と反射の震動との重さなつた運動を示すのであるから、前記の角度は地震波入射の方向とは異なるものである。此の二つの角度をそれぞれ ϵ 及 e とすると、波動の理論から此間には次の様な關係が成り立つ。

$$\begin{aligned} \text{Sin} \bar{\epsilon} &= 1 - 2 \left(\frac{V_1}{V_2} \right)^2 \cos^2 e \\ &= 1 - 0,630 \cos^2 e \end{aligned}$$

此式によつて計算して見ると今回の地震では、京都では地面に對して三十二度の傾きを以て地震波が到達した筈である。

さて震源から京都まで地震波が如何なる道を通つたかは疑問である。地表では種々の岩石があつて、夫れ夫れ地震波を傳播する速度が異なる爲め地震の傳はる速度は非常に複雑な形であらうと想像される。併しながら暫らく地殻を全體として考へると地表から凡そ六十籽位の深さまでは毎秒五、五籽位の速度で地震波を傳播する。均一質の岩層で、それより下は急に速度が毎秒七籽二位となるものと考へられる。種々の觀測の結果は大體に於て此考に一致する。従つて此中では地震波の通路は直線であるとせねばならぬ。

さて前に述べた震源距離凡百籽は少しく短いと注意したのであるが、暫ら

く之を用ひて震源の深さを概算する。此百籽といふ距離は初期微動繼續時間から計算したものであるが、震源の近傍に於ては之は所謂震央即ち眞の震源眞上に當る地表の點から觀測點までの距離を指すものではなく、眞の震源からの距離とせねばならぬ。此距離と地震波の到着した角度とから計算すると震源の深さは凡そ五十三籽となる。若し本震は圓山川の河口に起つたものであるとするならば、京都から震央までの距離が百〇五籽程になるから前述の角度を用ふると震源距離は百十八籽となり、初期微動の繼續時間は一五、九秒であつた筈である。又震源の深さは此場合には六十三籽程になる。此の如く恰も地殻の最上層と其の下の層との境である地表下六十籽餘の所で地震が起つた様に見わるのは注意すべき事であつて、地殻の構造に關する研究の有力なる資料の一つといはねばならぬ。

七、地上の變動

前に人家被害の分布を述べて、豊岡地方の地盤軟弱なる事を考慮に入れると、圓山川口附近を中心として遠くに至るに従ひ被害の輕き事を述べた。地上に残された變動も亦之に一致する。

最も一般にある石燈籠、或は墓碑等の如きものゝ倒れたもの港村が最も甚だしい。道路等に龜裂を生じた場所は至る所に散在したけれども殊に小島、津居山邊及東方氣比など最も甚だしきものであつた。傾斜面の崩壊も所々に見られたが、竹野村田久日から港村瀬戸に至る海岸や、田結から京都府湊村に



至る海岸には殊に多くの崩壊を生じた。氣比の奥あたりから其他の山地にもあつたが、湊村の邊が最も著しいものである。

港村の内圓山川口の東にある字田結の東北山上には數條の喰違を生じた。田結の北から山上に至ると直ちに其喰違を見る。津居山灣の東岸をなして北二十五度東の方向の急崖の肩に添ふて走るものであるが、始めは凡そ北三十五度東の方向に向ひ、少しく行くと數條が雁行して居て、途中北五十五度東位の方向の所もあるが遂に里稱イクリツンブシに達し、此長さ凡そ一、一籽である。急傾斜面に近い部分では高低差一米に近い所もあるが、多くは低い方が更に落ちて居る爲めに或は普通の崖崩れの大なるものとの疑を持つものもあつた。併し山頂平坦の地では高低は十裡前後に過ぎないが、或は並行した二條の中間が落ちて小地溝の形をなした所もあり、簡単な崖崩れとも思はれぬ。

之より東方里稱茶園の方面には北八十五度東、及北七十五度東位の方向の割目があつて、殊に後者は里稱鉢ガナルの西方鞍狀の部分に斜に横切つて居た。鉢ガナルの北面には亦北三十五度東の方向の割目數條が現はれて居る。

茶園から田結の眞西に下る途中高地にも亦北十度東の方向の喰違が三條程耕地の中に現はれ、更に下ると北二十五度東の方向の喰違が見ゆる。

此一群の喰違が果して何程の價値を有すると見るべきかに就ては、尙此附近の岩石の性質、及構造線の配置等を研究した上で其意味を最も有意義に定め得るであらうし、若し出來得べくば果して之が地表のみの現象にあらずして、地下相當の深さに達するものであるかどうかを確める事を望むのである。併しながら此地表に現はれた出來事丈けとしても今回震災区域内で他に見ざるものであつて、如何に此附近が地震動の中心區域であるかを確信する材料となるのである。

之等の地上に現はれた現象を見て實に今回の地震の震源は圓山川の河口に近く、恐らく此田結東北山地の下にあるものとせねばならぬのである。而して其地表下の深さは約六十籽餘であると思はれる。

京都府下に於ては久美濱灣の東北に陥没を生じた。此地は佐野谷川の三角

洲で近年埋立て、耕地としたのであるが、近傍海底の深いのに特別の土砂止め護岸工事もなかつた爲め、震動により海中地を生じたものと見ゆる。陥没した面積は約八町歩であるが、深い所は卅五尺の餘も水底となつて居る。此外所謂小天橋には所々に大なる地割れを生じ、一部海岸は海水中に陥没して居る。

八、地震の強さ

今回の地震では家屋の倒壊を生じた程度の震害の範圍は凡そ直徑四十軒位である。即ち東は京都府網野町、南は兵庫縣下は出石の南方までとし、西は香住邊に及ぶものである。北半は海中になる。一昨年九月一日の關東大地震に於いては長野縣松代町の如き飛離れた場所は暫く置き、一般に家屋倒壊の區域は概畧百五十軒を直徑とする範圍である。即ち西は甲府、北は幸手の北方に至り房總半島及大島に及ぶものとするのである。關東大地震の被害地は

沖積層乃至洪積層等の地盤が多きを占め、従つて震害區域が一層廣かつたが但馬大地震に於ては一般に花崗岩若くは種々の玄武岩等の火成岩地に第三紀層を交へ、一般に地盤が強い所であつた。此の如き震害區域の廣狹と地震の強さとの比較を如何にするかは尙充分に確定されて居ないが、假りに震源の深さが畧等しいものならば地震の強さは恐らく震害區域の半径の二乗に比例するものと思ふ。そうすると關東大地震の強さに比して但馬大地震の強さは先づ十四分の一位のものと見なければならぬ。之に地盤の關係を考慮に入れて見ねばならぬ。

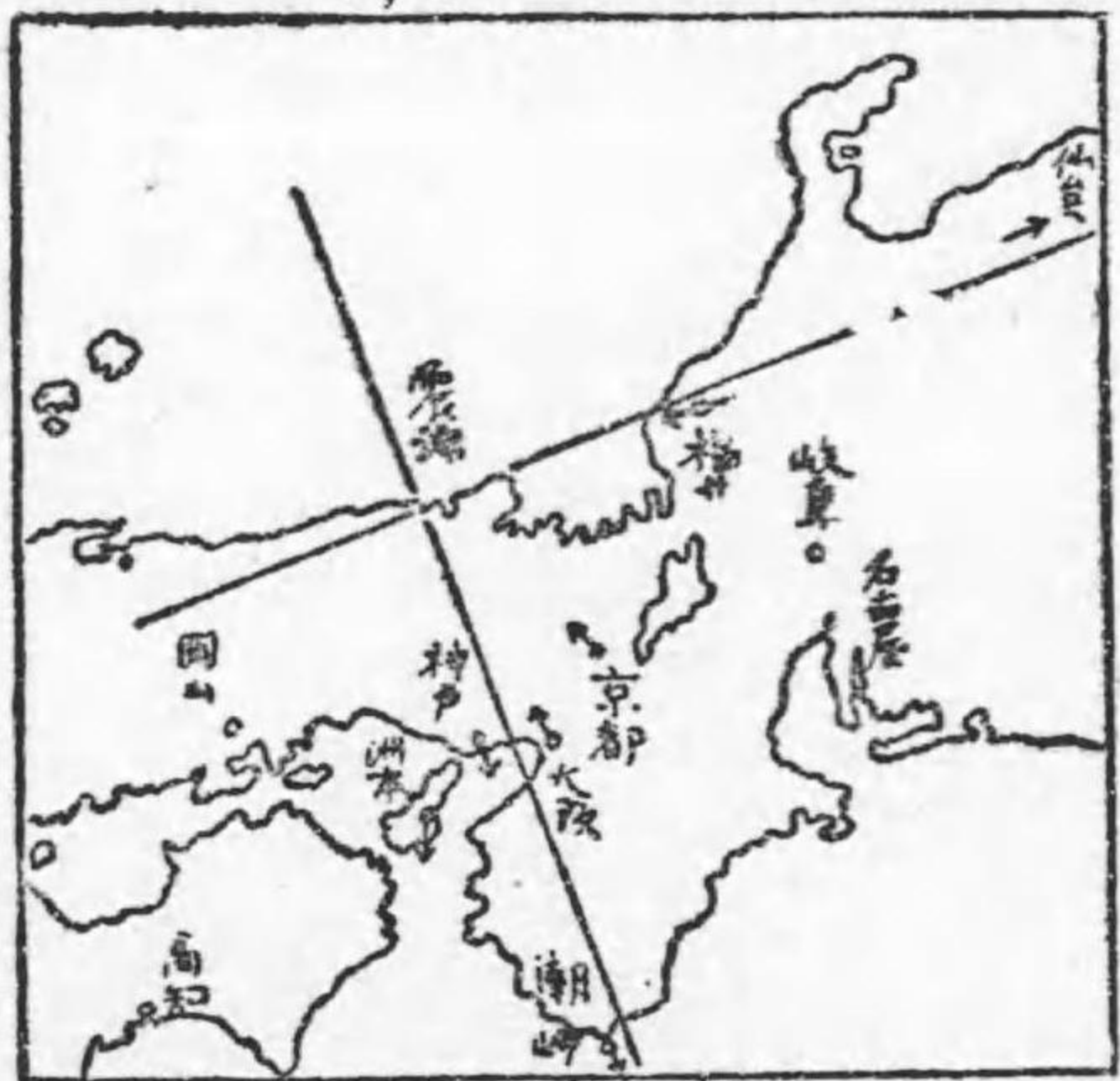
大阪測候所では此地震で最大振幅八十四軒であつた。之が他の地方に於ける振幅と比較すると稍や大に過ぎる感もあるが、或は地盤の軟弱な爲かも知れない。同じ大阪測候所は關東大地震に際しては最大動六十二軒を感じたのである。大阪から但馬大地震及關東大地震の震源までの距離は凡そ百十軒と三百七十軒位である。此時も亦前と同じ様に地震を感じる強さは震源からの

距離の二乗に逆比例するものと考へ又簡単に震動を起す勢力は振幅の二乗に比例するものと考へよう。そうすると但馬大地震の強さは關東大地震に比して約六分の一であつた事になる。此推定では大阪測候所で同一の地震計で觀測した結果を比較したもので、只距離及振幅と地震の強さとの關係には種々の假説を用ひてある。前に述べた如く震災區域の廣狹より推定したものによると之は十四分の一位であつたから著しい差がある。併しながら關東の地盤が軟弱なる事を考へると斯くあるべきであつて、之を逆に用ひると關東の様な土地は但馬地方の如き土地に比し同一程度の地震を感じる事約二、三倍であるといへる。

九、初動の方向

地震の起つた際に其震動が四方に傳播する状態は今日では理論的にも觀測的にも頗る明瞭になつて來て居る。此内で各地に於て最初に地盤が如何に振

野分押しと押し野分



動するかは重要な事項である。地盤の構造により、或は地動を生ずる際の潜勢力の存在によつて各地に到達する最初の運動が不規則になるべき事を論ずる人もあるが、特殊の場合に解釋の困難な状態を示した例も無いではないが、多くの場合には簡單なる状態となつて現はるゝのが今日まで觀測された事實である。

但馬地震に於ても京都に於ては最初震源に引かるゝ如く動いた事は既に述べた。大阪に於ても亦震源に引かれた。然るに紀伊の南端潮岬に於ては最初の運動は震源から押されて居る。そうして震源から凡そ南二十三度東の方向の線を引けば丁度大阪の西、潮岬の東を通る。此線を堺としてそれより西の觀

測點である神戸、洲本等皆潮岬と同様に最初に震源から押されて居る。又東では東京其他も京都、大阪と同様に最初震源に引かれて居る。然るに福井に於ては同じく引きを以て始まるに反し、仙臺に於ては押しを以て始まる事が観測されて居るのであるが、震源なる圓山川の河口から福井のすぐ北に向つて一線を引けば恰も亦引きと押しとの分野を劃する事となる。此方向は凡そ北六十六度東であつて、殆んど前の大坂潮岬間の直線に直角になる。此の互に直角をなして押しと引きとを分つ直線の近邊では最初の運動が割合に小さく現はれ、其中間に於ては常に割合に大きく明瞭にあらはれる事は注意を要する。

此の如き押しと引きとの分野は抑も何を意味するか。今日まで此解釋は寧ろ理論に任かされてあつたが、適當なる機會に其意味を事實に就て明らかにせねばならぬ。之が解釋には二派がある。初動の重要な事を初めて稱道した志田博士及其門下である私などは常に此の二つの相對する引きの分野を連

ぬる様に二つの分野境界線と四十五度に交る方向の裂罅を生じたものと解釋したのである。然るに中村博士は寧ろ其一の直線の方向に添ふて地這りを生じたものとの解釋を新に試みて、既に島原地震にては其大村灣に連る地溝線と聯絡せしめて巧みなる見解を施してゐる。併しながら當時千々岩村の南方に見えた微弱な斷層線は畧々北八十度西位の方向であつて、或は二等分線の方角にも解釋出来るかと思はれた。併しながら此の解釋の道は今後尙事實を研究して正しきを求むる事にすべきであつて、何れにしても最初の運動の重要さを益々意義あらしむるものであらう。

但馬大地震に於て震源の模様を推定するに大切なるものゝ一つは所謂田結の新層である。此斷層は幾條にも分れて居るが全體の方向は北三十五度東位である。之に北七十五度東のものが加はつて居ると見られる。此方向は引きと押しとの境界線の方向に直接關係せしむる事は困難である。即ち境界線に並行ではない。又引きの分野の方向にもない。茲に於て二様の見解を立てね

ばならぬ。即ち分野配置論が無意味であるか若くは上記の方向が尙研究を要するものとするのが一つの見方である。或は又震源は實は非常の深所にあるから田結の山上に見ゆる断層は實は表面的のものであるか若くは地下に前から存在する断層が激動の爲に變動して地表に其跡を示したものと爲すのが他の解釋である。今後適當なる材料を得て此の問題が解決される事は但馬地震の性質を研究する上に大切なる意義を持つものと信ずる。

更に又物體の倒れた方向も地震の性質を研究する上に大切である。今回の地震は家屋が多く東西の方向に近く倒れた事を總ての人が注意してゐる。家屋の倒壊は恐らく上に述べた如き最初の運動の爲めではあるまいと思ふが、震源の近邊に於ては或は之と關係を持つかも知れない。併しながら現に東西に多く倒れたといふ事になると少し注意して考へねばならぬ。之も殘されたる問題となる。

(大正十四年七月二十三日稿)

大正十四年八月十五日印刷
同 年八月二十日發行

軌近の地震學

不許複製
定價參閱

著者	松山基範
發行所	荒木利一郎 大阪府豊能郡美田村字平尾四九九
印刷所	大阪毎日新聞社 大阪市北區堂島上二丁目三六
發行所	大阪毎日新聞社 大阪市北區堂島(發賣大阪四五〇番)
同	東京毎日新聞社 東京市丸之内區發賣東京二六〇〇番

大阪文化史

近世史に於ける大阪の地位	文學博士	黑板勝美
難波京とその前後	文學博士	喜田貞吉
中世の大阪	文學博士	三浦周行
近世文化と大阪	文學博士	西田直二
豊太閣と大阪	文學博士	三上參次
維新前の大阪市制	文學士	幸田成友
日本經濟史上の大阪	文學士	幸田成友
大阪と國文學	文學博士	上田萬年
西洋文化と大阪	文學博士	新藤村出
大阪の町人學者富永仲基	文學博士	内藤虎次郎
最大の淨瑠璃作者竹田出雲	文學博士	藤村耕作
考古學上美術史上の大阪	文學博士	濱田耕作
都市としての地理的價值	理學博士	小川琢治
大阪の現在及將來	法學博士	關一

大阪毎日新聞社發行

(大阪大替振)目丁二上島堂區北市阪大

本美極入箱金天裝布總頁百六版菊

＝鏡四廿料送留書錢拾五圓四價定＝

終

