

我國に於ける遠地々震の振幅分布

遠地々震の異常震域 (第 2 報)

森 田 稔

1. 緒言 地震波の振幅は震央距離・震央に於ける方位角等によつて變化することは勿論であるが、其他に觀測所固有の地層或は地盤の影響も亦見遁し難い。各地の地震計記象の讀取から振幅に関する一般的な結論を導かうとする際には先づ此種の影響に對して適當な補正を施すことが望ましく、嚴密な目的には其補正が是非必要である。著者は本文に於て特に遠地々震の場合に就て斯の如き觀測所に固有な振幅變化量とも謂ふべきものを調べ、我國各地に於ける値を定めんと試みた。

觀測所に固有な振幅變化量を求めるには一般に觀測所々在地の地盤に無關係な或る標準の地殻構造を假定し、其標準地盤に對する振幅と實際の振幅との比較によつて論ずるのが理想的であるが、嚴密な丈けに取扱が容易でない。こゝでは或る遠地々震の全國に於ける振幅の平均を以て其地震の標準の振幅と假定し、それと各地に於ける振幅との比即ち相對振幅とも謂ふべきものを以て、其地に特有な量を表はさうと試みた。併し、其様な相對振幅を考へる時、其大さは同一觀測所に於ても震波の週期によつて異なるべきこと勿論であるから、常に同一の相に着目するのなければ此様な定量は無意味である。本調査に於ては其様な相として表面波相を採つた。仍つて本調査は週期の點よりすれば長週期波に對して爲されたものである。

曩に著者は特に小なる遠地々震のみに着目し、今回と同一の目的を以て我國各地の振動性能を調べ、我國に於て特に遠地々震に感じ易い地方と然らざる地方のあることを見出して報告したことがあつた。⁽¹⁾ 同調査は振幅の大きさ其物を數量的に取扱つたものではなくて、小なる遠地々震が記象紙上で認められた回数

(1) 森田稔; 遠地々震の異常震域 (第 1 報); 驗震時報 10 (昭 13), 25~42.

を各観測所に就て調べ上げたものであつたから、振幅が數量的に如何程變化するかに就ては何等指示する所がなかつた。今回の調査は主旨に於ては前回のそれと同一であるが、振幅の變化量を數値を以て指示せんとした所に根本的の相違がある。

更に兩者の異なる點は、前回の調査では主として P, S 等短週期波に對して敏感な地域が得られたのに對し、今回は長週期波に感じ易い地域を求めんとしたことである。而して之等兩回の調査によつて斯の二種の地域が互に異なる分布をなすことが判明し、我國の地殻構造に對して一の示唆が與へられた。

2. 調査の方法 遠地々震の表面波の振幅を各地の記象紙上より讀取り、それを以て各地の相對振幅を定めることは最も妥當な方法であるが、多くの地震に就て一々それを實行することは容易でない。幸に各地よりの地震觀測表には最大動振幅の報告があり、之を利用することによつて統計的乍ら略々上の目的は達せられる。遠地々震の最大動は多く表面波の部分に現れるからである。著者は此方法を擇んだ。故に最大動として報告されたものが其發現時或は週期等より見て表面波以外の波相と認められるものは可及的除外したこと勿論である。

調査の材料とせる地震は 1936~38 年間の 20 回の遠地々震で、特に規模の大なるもの、震央が我國領土の一部に餘り近からざるもので我國各地で多數の報告あるものを擇んだ。夫等の震央位置（中央氣象臺年報による）は第 1 表の如くである。

調査は之等の地震の我國本州及び九州地方の各地觀測所 46 個所に於ける各成分別の最大振幅報告値を基礎として行はれた。臺灣、朝鮮等我國周邊の地の材料は主として震央距離及び震央に於ける方位角の範圍が餘りに擴大するのを防ぐため採用を避けた。震央距離に比し廣範圍の觀測値を材料とする時は震央距離に因る影響は無視し得ざるべく、又材料の範圍が餘りに長き地域に失する時は場合により震央に於ける方位角の差異に因る影響少からざるべきを以て、今回の調査に於ては比較的狭小なる範圍を擇び、以上 2 項の補正を省略した。當該區域に於ける最大及び最小震央距離並びに方位角の差は第 1 表「 Δ の範圍」及び「 φ の範圍」なる項に示す如く比較的小なるものである。

3. 上下動と水平動との振幅の比 上下・水平兩成分の振幅の比は理論的に

第 1 表 調査材料とせる 20 個の地震

No.	發震時 (G.M.T.)	震 央	Δ の 範 圍	φ の 範圍	平均最大振幅 (μ)			觀 測 の 數		
					N	E	Z	N	E	Z
1	1936 II 7	36°N 103°E	23~32	25	169	195	142	19	21	11
2	II 15	4S 133E	35~46	17	274	255	360	16	17	11
3	IV 19	7S 157E	44~52	15	294	328	132	18	19	4
4	V 27	30N 84E	38~48	13	94	77	60	19	20	11
5	VII 5	3N 130E	28~40	17	74	39	63	10	9	4
6	VIII 23	5N 95E	43~56	8	123	131	92	17	16	11
7	IX 19	4N 97E	42~55	10	611	428	208	27	28	15
8	X 5	3N 126E	29~42	16	53	38	54	13	11	7
9	1937 I 7	36N 98E	27~36	22	1,060	1,550	1,310	36	36	32
10	I 25	7S 165E	47~55	16	209	216	189	26	26	14
11	IV 16	20S 175W	69~80	12	111	129	87	26	28	14
12	VII 22	65N 147W	48~61	8	168	197	151	21	23	7
13	VIII 11	1N 120E	33~46	13	58	53	35	15	15	9
14	VIII 31	26N 98E	28~40	16	77	53	22	17	15	6
15	IX 3	52N 179E	28~42	12	70	72	53	24	23	11
16	IX 23	6S 154E	43~51	17	60	58	39	30	30	13
17	IX 27	7S 112E	42~56	10	33	23	14	22	22	14
18	IX 14	30N 82E	40~50	12	78	49	21	24	22	12
19	1938 II 2	0 131E	41~48	15	2,753	2,920	2,780	30	32	22
20	V 13	5S 149E	36~43	15	638	682	913	19	17	8

は Love 波ならば 0 で, Rayleigh 波ならば $\lambda = \mu$ で層の無い場合は凡そ 1.47, 層のある場合は条件によつては 1 より小なる値をとることもあるから, 一般に 1 でないを見做してよい. 遠地々震の最大動では實際どうなつてゐるかを調べて見た.

上下動の最大振幅を M_z , 水平動の最大振幅として, N, E 兩成分の平均をとり之を M_H とし, 此間の關係を

$$M_z = k M_H \dots \dots \dots (1)$$

或は $M_z = A + k' M_H \dots \dots \dots (2)$

と假定し, 最小自乗法によつて常數 k, A, k' 等を定めた. 先づ試みに此關係

を圖上にプロットして見ると、振幅の比較的小さい所では相當よく纏つた直線的關係が見出されるが、振幅の大きい所ではバラ付くことを見出す。よつて最小自乗法の手續は振幅の比較的小なる地震のみ 13 個を擇んで行つた。斯して 13 個の觀測方程式が得られ、其各々に觀測個所の數 $m (=m_N + m_E + m_Z)$ なる重みを附して計算を行つた結果、(1)、(2) は夫々次の如くなつた。

$$M_Z = 0.79 M_H \dots\dots\dots(3)$$

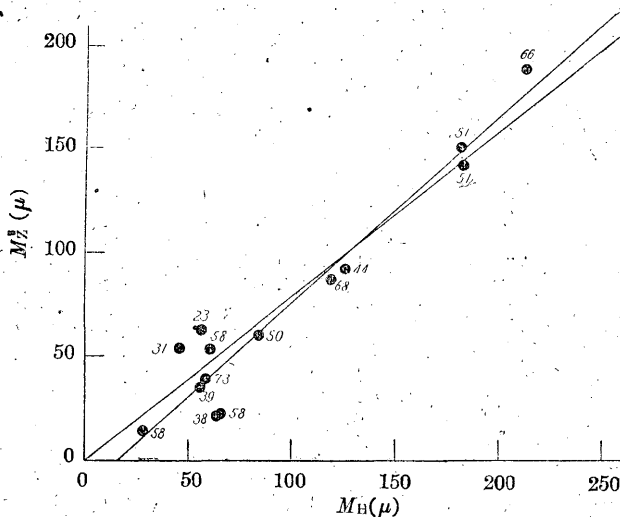
$$M_Z = -15 + 0.90 M_H \dots\dots\dots(4)$$

但し(4)に於ける單位は μ である。第 1 圖は以上の關係を圖示せるもので、各點の傍の數字は重み m を

第 1 圖 M_Z と M_H との關係

表はす。

(3) に従へば上下動の振幅は水平動の約 0.8 倍、(4) に従へば約 0.9 倍である。(4) に於て M_H の 17μ 以下では M_Z が負であることは、實際には



一次式で表はすのが無理で、其邊では M_Z が M_H に比し極めて小さいことを意味するものと解釋される。尤も此邊には餘り觀測がないので確かなことは判らない。

要するに上下動の振幅は水平動の 0.8 乃至 0.9 倍である。

4. 各地に於ける平均相對振幅 或る一つの地震に於ける或る觀測所の相對振幅なるものを次の如く定義する。

$$\text{相對振幅} = \frac{\text{或る觀測所の振幅}}{\text{全觀測所の平均振幅}}$$

従つて之は元を有しない量である。

計算の結果、一觀測所の相對振幅は成分により格別差異の無いことを確認した。仍つて以下の取扱に於ては強ひて成分間の差別を設けず、各成分同等に取扱ふこととする。故に 20 回の地震に對し、夫等の振幅を全部報告したとすれば、一觀測所に就き 60 個の同等な報告があることとなる。實際には最も多い所で 54 個の報告があつた（第 2 表参照）。又若し或る地震の或る成分に就き、全觀測所が洩れなく報告したとすれば、報告の数は 46 個ある譯である。實際には報告洩れがあるので、常に之よりも少い。最も多いもので 36 個の報告があつた（第 1 表参照）。

今之等 60 個の有り得べき報告の 46 觀測所に於ける値を次の形式によつて表示するものとする。

$$\begin{array}{cccccccc}
 a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{1j} & \cdots & a_{1n} & & \\
 a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{2j} & \cdots & a_{2n} & & \\
 \vdots & \vdots & & \vdots & & \vdots & & \\
 a_{i1} & a_{i2} & \cdots & a_{ij} & \cdots & a_{in} & & \\
 \vdots & \vdots & & \vdots & & \vdots & & \\
 a_{m1} & a_{m2} & \cdots & a_{mj} & \cdots & a_{mn} & & \cdots \cdots (5)
 \end{array}$$

之は横に成分、縦に觀測所の順に並べたもので、實際の数は $m=46$, $n=60$ である。各成分に對し 46 觀測所の凡てが、又各觀測所に對し 60 個の報告の凡てが完備してゐるものではないから、此數列表示は充實せるものではない。

之によつて上の定義に従ふ相對振幅を表せば、第 i 番目の觀測所の第 j 番目の成分に關する相對振幅 α_{ij} は

$$\alpha_{ij} = \frac{a_{ij}}{\sum_i a_{ij}} = \frac{M_j a_{ij}}{\sum_i a_{ij}} \cdots \cdots (6)$$

茲に M_j は j 番目の成分の振幅を報告せる觀測所の數を表はす。

$j=1$ より $j=60$ 迄の α_{ij} の平均と見做し得るものを第 i 番目の観測所の平均相対振幅と名付ける。本文ではそれを導くのに二つの方法を用いた。

第一の方法は $j=1$ より $j=60$ 迄の α_{ij} の相加平均をとるものである。即ち此方法による平均相対振幅を k_i とすれば、

$$k_i = \frac{1}{N_i} \sum_j \alpha_{ij} \dots\dots\dots (7)$$

茲に N_i は i 番目の観測所の報告の数を表はす。

第二は最小自乗法による方法である。即ち之による平均相対振幅を r_i 、又 i 番目の観測所の振幅を一般に a_i 、 a_i に對する全國平均値を \bar{a}_i とし、

$$r_i = a_i / \bar{a}_i \dots\dots\dots (8)$$

即ち $a_i = r_i \bar{a}_i \dots\dots\dots (9)$

に於て a_i, \bar{a}_i に $a_{i1}, a_{i2}, \dots\dots; \bar{a}_{i1}, \bar{a}_{i2}, \dots\dots$ 等の観測値を代入し、 r_i を常數として最小自乗法にかける。但し此手續に當つては次に述べる二つの考慮を拂つた。

(I) 成分毎に異なる重みを附したこと。多くの観測のある成分と少い成分とでは平均値 \bar{a}_i の精度従つて「重み」に差異がある譯である。「重み」に考慮すべき因子は此他種々あるべきこと論を俟たないが、夫等は簡単に定量出来ないため、此處では單に観測値の數 M_j を「重み」として採用した。斯くして標準方程式は

$$r_i = \frac{\sum_j (a_{ij} \sum_i a_{ij})}{\frac{(\sum_i a_{ij})^2}{\sum_j M_j}} \dots\dots\dots (10)$$

(II) 振幅の「桁直し」を行つたこと。第 1 表所掲の 20 個の地震には振幅が $10^3 \mu$ の桁に及ぶものもあれば、 10μ の桁のものもある、之等の振幅は現象上の振幅を地震計の倍率（基本倍率、振動倍率、衝撃倍率等）を以て除したものであり、地震計の倍率は現在信用數字 2 桁位であるから、之等の振幅の誤差は振幅の桁數に應じて異なる桁數をとる譯である。従つて之等の誤差は最小自乗法の適用に必要な誤差函數の分布をなさない。そこでかゝる場合にも最小自乗法が適用される様、「桁直し」といふことを行つた。

例へば假りに $1,536 \mu$ といふ振幅が報告されるとも、現在の所信用し得る數字は高々最初の二字に過ぎない。そこで之を 2 桁下げて 15.36μ と書變へれば、小數點以上の數字は先づ信用し得ることとなる。本文で「桁直し」とは斯の如く小數點以上が信用し得る數字を表はす様、桁を下げることをいふ。

本調査で行つた桁直しの實際の方法は、第 1 表所掲の平均振幅が 100μ を超える場合は 1 桁、 $1,000 \mu$ を超える場合は 2 桁だけ其成分に屬する全觀測値の桁を一様に下げた⁽¹⁾。例へば地震番號 1 の N 成分は平均振幅 169μ であるから、1 桁下げて 16.9μ とし、之と同時に此行即ち (5) の數列の第 1 行に屬する全觀測値の桁を 1 つ宛下げるのである。又地震番號 9 の各成分は何れも平均振幅が $1,000 \mu$ の桁であるから、(5) 數列の第 25 乃至 27 行目は何れも觀測値を $\cdot 2$ 桁宛下げる。

以上二つの別な方法によつて求めた平均相對振幅 k 及び r の各觀測所に於ける値は第 2 表所掲の如くなる。同表の觀測所は r の順に並べてある。

k と r とで一般に多少の相違があるが、之は次の理由による。前述の説明では便宜上 k も r も同様に 46 觀測所の材料のみを用ひて求めた様に記したが、實は k に就ては多少異り、No. 9 から 18 迄の地震に於ては k を求める際第 2 表の 46 觀測所の材料のみならず、我領土内全觀測所の材料による平均振幅を用ひた。其爲多少の差異を生じたのである。第 3 表に之等 46 觀測所のみ材料による場合（上欄）と、上記全觀測所の材料による場合（下欄）との平均振幅の比較を示す。此差は案外小さいことが判る。尙同表には各々の場合に於ける觀測材料の數 M_j をも示してある。

斯の如く k と r との差は材料に若干の相異があることに一部基因してゐるが、併し此様な原因はなく共、 k と r とは全然一致する筈はないのであつて、若し r を求める際採用した假定が誤差論的に正しければ、 r の方が k よりも理論上は正當な値を示す筈である。そこで本調査では r の方を重視することとする。若干の觀測所に就て r の平均自乘誤差 μ_r を求めて見ると第 2 表の如くなり、一般に r の値の 10~20% である。

(1) 之は平均振幅が $1,000 \mu$ を超える成分には其觀測方程式に $1/100, 100 \mu$ を超える成分には $1/10, 100 \mu$ 未滿の成分には 1 の重みを附したのと同等である。

第 2 表

No.	観測所	N.	N ₁	N ₂	k	r	μr
1	横濱 宮柿 濱東	38	35	3	2.12	2.24	0.18
2		48	33	15	1.67	1.81	0.12
3		28	19	9	1.73	1.72	0.21
4		36	23	13	1.33	1.40	—
5		16	12	4	1.60	1.39	—
6	富輪 高室 潮	21	13	8	1.42	1.36	—
7		17	8	9	1.33	1.27	0.19
8		28	12	16	1.23	1.24	—
9		8	5	3	1.31	1.24	—
10		37	19	18	1.02	1.14	—
11	八丈 和名 仙熊	13	10	3	1.05	1.14	—
12		36	15	21	1.00	1.13	—
13		25	12	13	1.22	1.09	—
14		26	14	12	1.09	1.09	0.14
15		29	15	14	1.17	1.07	—
16	蘆洲 筑波 神彦	25	16	9	1.31	1.04	—
17		54	20	34	0.92	1.02	—
18		3	1	2	1.10	1.00	—
19		45	12	33	0.85	0.97	—
20		6	3	3	1.10	0.94	—
21	大船 宮御 前	32	16	16	1.09	0.93	—
22		21	4	17	0.58	0.92	—
23		6	2	4	0.90	0.92	—
24		32	13	19	1.01	0.87	—
25		12	5	7	0.91	0.84	—
26	福濱 岐長 水	28	10	18	1.02	0.84	—
27		23	8	15	0.94	0.83	—
28		40	10	30	0.76	0.83	—
29		30	13	17	0.91	0.83	—
30		29	7	22	0.77	0.82	—
31	清甲 盛福 長	33	12	21	0.84	0.75	0.12
32		5	2	3	0.89	0.74	—
33		14	5	9	0.92	0.68	—
34		14	2	12	0.75	0.65	—
35		28	6	22	0.51	0.62	—
36	富前 沼廣 福岡(支)	26	6	20	0.70	0.57	—
37		28	4	24	0.62	0.54	—
38		9	3	6	0.67	0.48	—
39		6	0	6	0.35	0.47	—
40		26	1	25	0.50	0.45	—
41	熊松 八京 富豐	30	2	28	0.41	0.38	0.05
42		32	2	30	0.35	0.36	0.24
43		15	0	15	0.37	0.35	—
44		5	0	5	0.26	0.32	—
45		5	0	5	0.29	0.31	—
46		26	0	26	0.26	0.25	—

第 3 表

地震番號	9			10			11			12			13		
	N	E	Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E	Z
平均振幅(μ)	1,060	1,550	1,310	209	216	189	111	129	87	168	197	151	58	53	35
Mj	36	36	32	26	26	14	26	28	14	21	23	7	15	15	9
平均振幅(μ)	1,132	1,144	1,247	200	195	189	105	131	82	143	152	151	91	80	35
Mj	71	68	43	33	35	16	49	50	18	29	33	7	31	30	11

地震番號	14			15			16			17			18		
	N	E	Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E	Z
平均振幅(μ)	77	53	22	70	72	53	60	58	39	33	23	14	78	49	21
Mj	17	15	6	24	23	11	30	30	13	22	22	14	24	22	12
平均振幅(μ)	77	50	25	70	68	51	55	56	39	39	24	14	76	60	21
Mj	23	20	8	34	32	12	37	39	14	28	28	14	42	37	13

尚、第 2 表には各観測所の相対振幅の程度を示す指數として、 k 及び r の他、各観測所の相対振幅が 1 より大である観測の數 N_1 と、小である観測の數 N_2 とを示して置いた。即ち相対振幅が大きい所程 N_1 が N_2 に比して比較的(1)大きい筈であつて、之は或意味に於て k の標準偏差従つて其信用度を示すものと見られる。

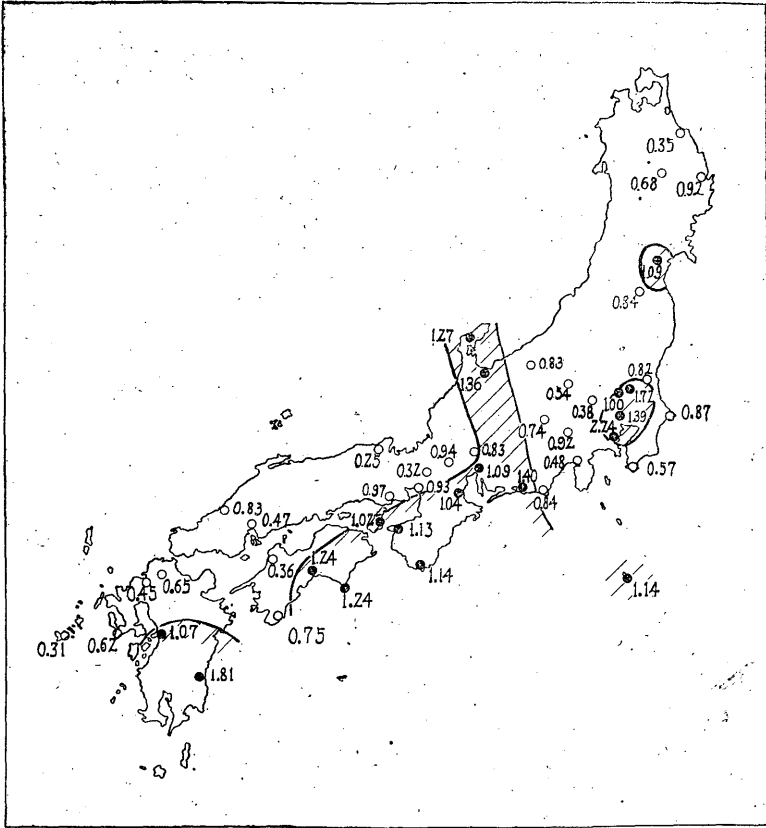
5. 平均相対振幅の分布 r の分布圖を作ると第 2 圖の如くなる。 k の分布も之と大同小異である。斜線を施したのは $r > 1$ の範圍で、即ち之等の部分では振幅が平均より大きいのである。

此圖を見ると次の如き事柄が目立つ。

- (I) 振幅の大きいのは概して關東以西の太平洋に面した地方で、海岸は内陸に比し一般に大である。
- (II) 日本海側でも富山及び輪島は大きい。
- (III) 太平洋側でも伊豆半島の附近及び富崎では小さい。清水も小さいが、確定的なことは言へない。
- (IV) 關東地方の一部では異常に大きい。

(1) 理論的には $k=1$ の時 $N_1=N_2$ とはならないで、 $N_1 < N_2$ である (Poisson の誤差法則)。

第 2 圖 r の分布圖 (斜線を施せるは $r > 1$ の地域)



之を地質學的に見ると、振幅の大きい所が所謂西南日本の外帯とフォッサ・マグナとに大體一致してゐることは興味あることである。本調査では擇んだ觀測所の數が稍不十分のため、相對振幅 1 の境界線が稍不確定を免れなかつたが、若し之が今少し確定すれば、地質との關係は尙一層明瞭とならう。地質學の立場よりせる所謂西南、東北兩日本の差異が地球物理學にも認められることは坪井(忠)博士の嘗て論ぜられた所で、著者も亦嘗て之に論及したことがあつた。

(1) 坪井忠二；地球物理學的に見た東北日本と西南日本。岩波講座，地質學其他（昭和 7 年）。

(2) 森田稔；昭和 6 年 6 月 30 日 熊野灘深発地震に現れた東西日本の特異性。驗震時報，9（昭和 11），231~251。

が、本調査の結果にも亦明瞭に認められる。

關東地方が地球物理學的に特異性を示すことも坪井博士其他により屢々強調されてゐる所であつて、本調査に於て此の部分に強い異常性の現れたことも關東の地殻構造と深い關係があるものと思はれる。

6. 今回の結果より見た前の所謂異常震域の解釋 更に今之等の地域を著者の前回の調査の結果と對比して見ると極めて興味ある事實の存在することが判る。即ち前回の調査に於て知れた前回の所謂遠地々震の異常震域地方は、少數の例外を除いては、今回のものと一致せぬことである。即ち前回の結果に於ける異常度高き地方で今回舉示せる地域と一致するものは、追分を除き、名古屋のみであつて、而も名古屋は前回の報告にも記載せる如く(36頁)、稍異例と見做し得るから、先づ之等兩地域は互に相容れないものと見做してよからう。此對比は前回の「異常度高き地方は主として P・S 等の短週期波動に對して感じ易く、異常度の低い地方は主として L・M 等の長週期波動に感じ易い」といふ結果(33~35頁)を十分裏書きせるものであつて、之によつて異常震域の機構が略々見當附られる。

筆者は前回「異常震域が遠地々震に對し敏感であるといふことは、主として異常震域地方の地盤の性質中方向性を除く他の性質に關係し、一般に地球内部の物質の差異及び觀測所の地盤の方向性には無關係である」(36頁)と推定したが、今回の舉示地域が前の異常震域地方と相容れないことより更に「異常震域地方の地盤は短週期波動に感じ易い性質を有し、長週期波動は其地盤では大なる振幅を示さない」ことが判つた。今、之より更に推論を進めるため、本調査で舉示せる地域に於て最大動即ち表面波の振幅が増大する理由を考へて見よう。

表面波の振幅が増大するのは表面波の勢力が此處に集中するためか、或は之等の地域が長週期の地震波に對して二次振動を起すためかの何れかである、若し前者の理由によるものとすれば、之等の地域では表面波の速度が他の地方に比して小さくなくてはならない。觀測するものが主として Love 波とすれば、之等の地方では表層の厚いこと或は上層に於ける S 波の速度が小なることが

(1) 前出 41 頁脚註 (1)。

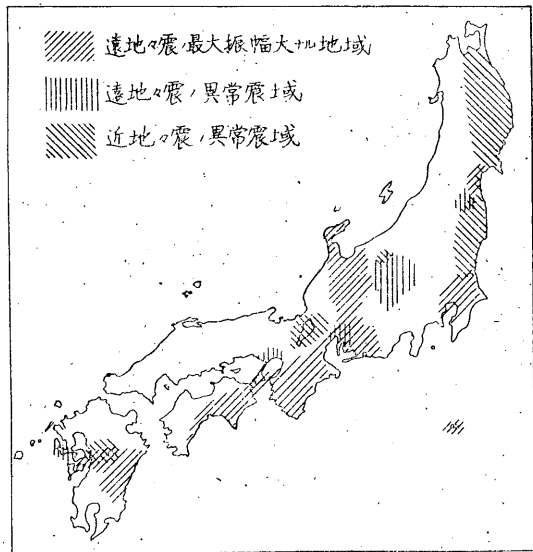
必要である。又主として Rayleigh 波とすれば S 波の速度の小なることが必要である。又若し後者の理由によるものとすれば、之等の地域では、層構造を假定すればそれが厚く、假定しなければ弾性が小さいことが必要と思はれる。

之を要約すれば、(1) 表層が厚いか、(2) 弾性率主として剛性率が小さいかの2つの條件に歸着する。而して遠地々震の異常震域では此反對の條件が成立すればよい譯である。即ち、(1) 表層が薄いか、(2) 弾性が大きいかである。併し此二條件は何れ共決し兼ねる。このことは既に屢々調査の對象となつた P 波の傳播異常・近地々震の異常震域の問題に於けると同様である。要は不連續層の存否に對する見解によつて決まるものである。

7. 以上兩種の地域と近地々震の異常震域との關係 茲に於て更に我々は之等兩種の地域と近地々震の異常震域との關係を調べて見る。そして發見することは、近地々震の異常震域は又之等兩種の地域の何れとも大體に於て一致しないことである。これは又一つの新しい重要な事實であつて、之によつて又前節の解釋が一層強く裏書きされ

第 3 圖

ると同時に、近地々震に於ける異常震域生成の機構が一層明確となる。即ち近地々震では震波の週期は遠地々震に於けるよりも一層短いことを考慮し、上の解釋を敷衍すれば「近地々震の異常震域地方では遠地々震の異常震域地方に比し更に一層表層が薄いか、或は弾性が大きい」といふ結論に達する。事實之等の地方では短週期波動が著しく卓越することは驗測者の熟知する所であり、從つて加速度の大となることは石川氏



(1) 石川高見；異常震域（第2報）。驗震時報，7，37～70。

の研究によつて明かであつて、其後諸家の各方面よりの研究を経て現在略々明かにされた該地域の構造は上の解釋から導かれるものと全く一致するのである。

第 4 圖に以上三種の地域の概略を示す。之等の地域の或部分は重複してゐるが、之等の真相並びに解釋に就ては更に後日の詳細な調査に俟つべきであらう。

8. 結論 (I) 我國各地に於ける遠地々震の最大振幅分布を調査し、各地の相對振幅を定めた。其結果、相對振幅 1 以上に達する地方は地質的に所謂

(1) 西南日本外帯

(2) フォッサ・マグナ

の各地域と一致し、他に

(3) 關東地方の一部

に於ても大なる振幅を示すことが明らかとなつた。

(II) 之等の地域を囊に發表せる遠地々震の異常震域、及び既に知られてゐる近地々震の異常震域と比較し、之等三種の地方が互に相異なることを示し、其機構を考察して次の結論を得た。

(1) 遠地々震に於て最大振幅の増大する地域では表層が最も厚い、或は彈性常数が最も小さい。

(2) 近地々震に對する異常震域地方は表層が最も薄い、或は彈性が最も大きい。

(3) 遠地々震に對する異常震域地方は表層が以上二地域の中間の厚さに在る、或は彈性常数が中間の値を持つ。

(III) 遠地々震最大動の上下成分と水平成分との振幅の比は 0.8 乃至 0.9 である。

本調査は中央氣象臺地震掛の材料によつて行つたもので、調査に際し親しく御指導を仰いだ岡田臺長・松澤教授・本臺地震掛本多博士其他掛員諸氏に深甚の謝意を表し、又御助力を仰いだ當臺員諸氏に厚く御禮申上げる。

(昭和 15 年 2 月 27 日 仙臺地方氣象臺にて)