
 紹介

遠地地震波に就いて (承前)

和 達 清 夫

遠地地震の長波(表面波)

遠地地震には前走波に續いて長い週期を持つた波が現はれるのを常とする。之を長波(Lange Wellen)と云ひ國際的略語(L)で記される。此の波の傳播速度は可成り一定値を示すもので、地球の表面に沿つて擴がつて行く、即ち表面波(Oberflächenwellen)と見られる。此の波を主要波(Hauptwellen)と云ひ、其の前の波を前走波と云ふが、この二者の間に常に一定な關係があるとは限らない、強い前走波を持つた地震が殆んど主要波を示さない時もあれば、之に反して著るしい主要波が現はれて居るのに、前走波が其の根跡もとゞめない時もある。Zoepfritzは主要波の強く現はれるのは震源に於ける大きな質量の運動と結び付けて居る。

表面波の理論に就いて言へば Rayleigh に依つて先ず、ある二つの媒質の境界面に於てそこに沿つて

傳播する表面波が存在しその強さは彈性體の内部に入ると著るしく減ずることを示めした。其の進んだ理論は Lamb に依つて爲された。其の後 Miller のこの問題に關して種々の表面波に就いての研究がある。

純粹なレイレイ波に對しては、等方體中に於て、其の傳播速度 (V_R) は横波の速度 (V_S) より小さい。今地球のポアソン比 (σ) を $\frac{1}{2}$ だとすると、計算に依れば、

$$V_R = 0.92 V_S$$

となる。實際の觀測に依つても之と一致して居る。例へば Argenheister は $V_R = 0.93 V_S$ と觀測して居る。而して此の波が傳播する時、媒質中の一點は橢圓の軌跡を畫く。其の水平の方の軸は傳播の方向にあつて、其れと直角の方向に振動はない。そして橢圓運動であるから其の振幅の水平分力 (H) と垂直分力 (Z) とは位相が半波長だけづれて居る。そして前に述べたポアソン比の値を用ゐて此の兩振幅の比を計算すると

$$Z:H = 1.47$$

となる。若しもポアソン比が不明の時等は等方質の媒質内に於てはこの比は次の様に表はされる。

$$\frac{H}{Z} = \frac{\sqrt{1 - (V_R/V_S)^2}}{1 - \frac{1}{2}(V_R/V_S)^2} \dots\dots\dots (1)$$

一、長波の發生と性質

實際に觀測する所の長波は、純粹のレイレイ波よりもずつと複雑な性質を示めず。それは地殻の表面を構成する物質の等方體でない事に起因するのであらうか又は他の原因が存在して居るのであらうか其の點に關してはまだ確言することは出來なう。

地震の長波が作られる状態に關して、Wiechert は觀測を基として次の様に云つて居る。「地震の中心區域に於て表面波が起される、それは簡單のために純粹なレイレイ波であると見る。其の波は縦波及び横波と表面で以てある結合が與へられる。即ち此處で波の種類を互に補給し合つて表面が自由に動き得るため、彈性的壓力が到る所消える様にする。我々はレイレイ波と共に地表を傳播するその速度は横波の速度より少し小さい事を知つて居る。この見かけの矛盾に對して、次の事を記憶しなければならぬ。レイレイ波は次ぎくの時間に於て、次ぎくの刺戟のために起る誘發された現象であるから、震源に於て、起されたレイレイ波がある波頭を以て定常の状態に於ける様な速度で前進すると考へるのは誤りである。この様に前進して行く波は寧ろ縦波と横波とであつて前述の前進して行く波はだんくに定常のレイレイ波に相當するものに近づいて行くある状態を形成して行く。嚴密に言へばレイレイ波には「前進する」又は「到着する」と云ふ言葉はあたらないので、地球の表面附近に於てだんくにレイレイ波の性質を持つ所の漸近的の振動が起されるのである。それ故に最初縦波や横波に依つて誘起されたレイ

レイ波が現はれて、それから震源から出たレイレイ波が到着するのである。その時に未だ完成されないレイレイ波は完成されたものより少く振動をするに相違ない、即ちレイレイ波は其の初期に於てあるだん／＼短かくなつて行く週期を持つ。

又横波の全反射の時にも表面波が発生する。その時振動は反射面に横たはる橢圓の中にある。前にも云つた様にレイ／＼波はその傳播と直角の方向には少しも運動の成分がないのであるが若しも堅い地殻が柔らかい、粘性の層の上にある様な場合には横振動が存在する。即ちその振幅は傳播と直角の方向に起こされ、その傳播速度は恐であらねばならない。そんな風にして純粹なレイレイ波は一般には起り難く可成複雑な波が期待される。實際に地震の主要動(長波)の性質は極めて複雑なものを示めして居る。Argenheister は個々の場合に表面波としての純粹の横振動をレイレイ波の性質と分離させ得る事を示めして居る。更に E. Meissner は表面層に於ける純粹の横波について研究した。

實際の観測は Wiechert の此の説とよく一致して地震の時の長波は非常に長い週期を以て始まり始めは急に其の週期を感じ其れから除々に減じて行く。同時に其の振幅は次第に増し先づ、第一のマキシマム(M_1)に達し、それから僅かづつ其の週期を減じつゝ第二第三のマキシマム(M_2, M_3, \dots)と續いて行く。この波の群を主要動と云ひ、明瞭に長波の週期が其の中で減つて行くのを示して居る。

それから先は週期が一定に近づいて、波の恰好が規則正しくなる。この波群は時に何時間と續くので

後波 (Nachläufer) と云ひ C (Coda) と書く。この後波の中に、大地震の時にはある決まつた間隔を置いて、明瞭に稍大きい振幅を持つ波群が存在することがある。其れは再歸極大動 (Wiederkehrende Maxima) と云ひ W_2, W_3, W_4, \dots と記號する。之は最初 Omori に依つて觀測された。

先ず震源から直接劣弧を通つて來た波が W_1 、優弧を通つて來たのが W_2 で、 W_3 は W_1 が更に地球を一週した波 W_4 は W_2 が更に地球を一週した波であるから、波の到着順は $W_1, W_2, W_3, W_4, \dots$ となる。一般に表面波の速度は其の通路の彈性率、密度に依つて變化するものであるから場所毎に異なる譯である。再歸波 W_2, W_3, \dots などはそれらの道筋を通つて來る爲に、その到着時間にある變化を生ずる。其れ等から、特に表面波が海洋を通つて來る時は大陸を通つて來た時よりも速いらしく、Angenhiesler に依れば其の差異が 25% もあると云ふ。

表面波の分散と傳播速度

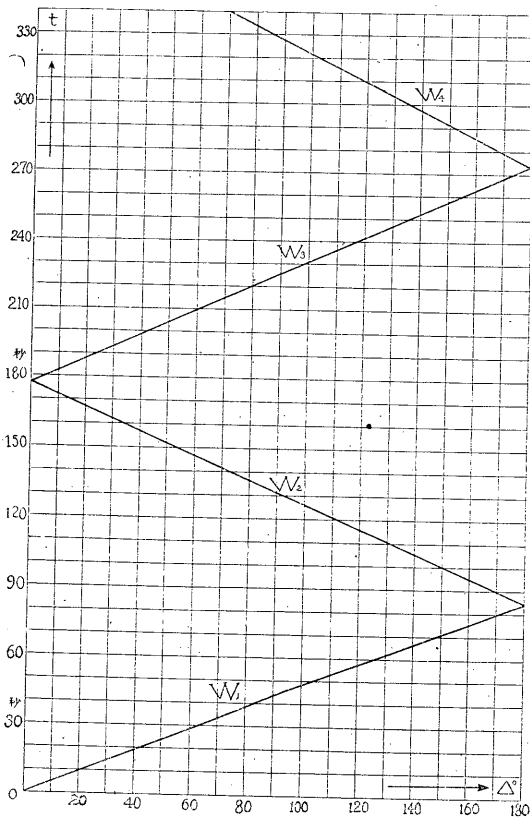
(イ) レイレイ波の分散

表面波の分散に就いては最初 Galitzin が理論的に取り扱つた。地震表面波が地震波の週期に従つて其の傳播速度を變ずる其の分散が表面波の吸收を考へに入れる時に生ずる。Galitzin は等方體に於てレイレイ波のダムピングは其の振動分子の速度に比例するとして次の式で示される様に波の週期 (T) が増す時は速度 (V_p) が減ずることを示した。

第一表
長波の傳播速度

波の種類	イ エ ナ	ボツダム	ハムブルグ	平均
M ₁	3.787(231)	—	—	3.8
W ₂	3.468(225)	3.54	3.64	3.5
W ₃	3.318(60)	3.30	3.32	3.3
W ₄	3.38 (1)	3.5(1)	3.5	(3.5)

第一圖
長波の走時



右の式中ではある定まつた時間であつて、Galizia は観測から六十秒として居る。地震の週期は屢々變じ且、我々は純粹なレイレイ波を探すのが困難であるために、此の理論の結果の調査は極めて無難しい。

$$V_R = \frac{V_{R0}}{\sqrt{1 + \frac{T}{t^2}}} \dots \dots \dots (2)$$

(ロ) 長波の平均傳播速度の研究

觀測から M_1, W_2, W_3, W_4 の傳播速度は多くの人に依つて研究された。第一表は其の結果で括弧にて示すのはこの結果を導く觀測回数である。

表面波の速度は初めは比較的速く、 W_3, W_4 となつてある一定値三・三籽毎秒に近附く。レイレイ波の速度は前に出した様に

$$V_R = 0.9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

であるから、もし密度 (ρ) を 2.8 剛性率 (μ) を 2.373×10^{11} と云ふ花崗岩の値を用ゐると、レイレイ波の速度は二・六八籽毎秒となる。第一圖は M の速度を三・九、 W_2 の速度を三・六、 W_3 の速度を三・四、 W_4 の速度を三・三籽毎秒として書いた走時曲線である。

(ハ) 分散に就いての觀測

Rosenthal は長波 (e_L) が地震波中に現はれる時其の傳播速度が週期が長い程大きい事を觀測した。第二表はそれである。同じ様な事を Angenheister も取り扱つて居るが (e_L) はレイレイ波ではない事は前に云ふた通りである。この (e_L) の週期は震源距離が増すに従つて増大するのであるから (e_L) の傳播速度も震源距離が増すに従つて増大する。(第三表) (併し Rosenthal に依れば、双方共 W_2 の波では再び小さ

第 二 表

長波の始まりの速度と週期との關係
(秒/秒) (秒)

週 期 →	15	25	32	45	70
ゲツチンゲン	—	—	3.8	3.9	4.4
ポツダム	3.77	3.77	3.88	—	—

第 三 表

長波の始まりの速度と震源距離との關係
(秒/秒)

震源距離 秒 →	<2000	2000—8000	8000—14000
テイフリス	3.00	3.34	3.95
ゲツチンゲン	—	3.87	4.43

第 四 表

震 源 →	西	東及び南	北 (カムチャツカ)
通 路 →	大西洋	亞細亞	亞 細 亞
チフリスに於ける 偏差 (秒/秒)	0.00	+0.16	—0.23
ゲツチンゲンに於ける 偏差 (秒/秒)	+0.14	0.00	—0.12

くになると云ふ。

(ニ) 震央の場所と波の通路に依つて生ずる長波の速度の差異。之も Rosenthal に依つて(c_L)に就いて調べられた。

第四表は(c_L)の速度の平均からの偏差を示して居る、此と同時に長波の週期も同様な偏差を示す。之に

就いて色々の説明もあるが、其中 E. Tams は A. Wegener の大陸移動説から、表面波は海底の密度大きいシマ(Sima)の中を傳播する時は大陸のシアル(Sial)の中を傳播する時より大きいに相違ないと考へ、又観測から傳播速度は太平洋の底に於て $V = 3.897 + 0.029 \frac{H}{\text{秒}}$ 歐亞大陸に於て $V = 3.801 + 0.029 \frac{H}{\text{秒}}$ と云ふ値を求めた。Angenleister は又色々な長波の相及び極大動などに於いて太平洋の底を傳播する速度は歐亞大陸のそれより 21—28% 速い事を見出した。即其の速度はカムチャツカの地震に對し

$$\begin{array}{ll} \text{ア} & \text{ビ} \\ \text{アに於て} & \text{アに於て} \\ \text{チエフラスに於て} & \text{チエフラスに於て} \end{array} \quad \begin{array}{ll} (L)4.68 & (M_1)4.04 \\ (L)3.87 & (M_1)3.27 \\ & (M_2)2.91 \text{ 軒/秒} \end{array} \quad \begin{array}{l} (M_2)3.74 \text{ 軒/秒} \end{array}$$

である。併しこれ等の値から地球の構造を推察するには數量的に餘り大きな差異があり過ぎる。その原因は主要波中のある決まつた點を擇ぶことの困難から生じて居るのである。

三、上下動と水平動との割合

第五表
極大動の $Z=H$ の値

Z:H	回数 百分率
0.5—0.6	2.6
0.6—0.7	3.2
0.7—0.8	3.2
0.8—0.9	6.2
0.9—1.0	30.7
1.0—1.1	6.2
1.1—1.2	6.7
1.2—1.3	8.8
1.3—1.4	10.3
1.4—1.5	8.4
1.5—1.6	1.3
1.6—1.7	0.9
1.7—1.8	2.2
1.8—1.9	0.6
>1.9	8.8

前に掲げた(1)の式に依つてレイレイ波にあつては、上下動と水平動との振幅の比 ($Z:H$) は約一・五位が期待される。而るに Mainka は極大動に就いてこの値を調査した其の結果は次の第五表に與へられる如く

である。

四、吸収 (Absorption)

今 J_1 を以て長波極大動が震源距離 Δ の時持つエネルギーであるとすると、而して震源距離 Δ なる點の横たはる圓の半徑を r とすると其の吸収率 (K) は次の様に定義される。

$$J_1 = \frac{J_0}{r} e^{-k\Delta} \dots\dots\dots (3)$$

此處で J_0 はある常數である W_2 及び W_3 の波に對して

$$J_2 = \frac{J_0}{r} e^{-k(40000 - \Delta)} \dots\dots\dots (4)$$

$$J_3 = \frac{J_0}{r} e^{-k(40000 + \Delta)} \dots\dots\dots (5)$$

又一方に於て振幅 (a) と週期 (T) の場合にエネルギーは

$$J = \text{const} \frac{a^2}{T^2} \dots\dots\dots (6)$$

故に、(3)を(4)で割つて(6)を代入すると吸収率が求められる。

$$K = \frac{2}{0.434} \frac{\log_2 \left(\frac{a_1}{a_2} \right) - \log_2 \left(\frac{T_1}{T_2} \right)}{40,000 - 2\Delta}$$

第六表
極大動の吸収率の観測値

人名	観測所及び観測したる地震	波の種類	吸収率
Angenheister	ゲツチンゲンにて観測せる地震 6	M及W ₂	0.00026
〃	ゲツチンゲン及びサモア 9	M.	0.00031
Galitzin	ブルコフ、メツシナ地震(28.12.1908)	M及W ₂	0.00027
〃	ブルコフ、イスラント地震(22.1.1910)	M.及W ₂	0.00028
Meissner	ポツダム、1911-1913に於ける遠地地震	W ₂	0.00028 ±0.00002
〃		W ₃	0.00026 ±0.00003

之がW₃に就いても同じ様な式が求められ、吸収率を與へる事となる。この観測値は色々な人に依つて出された。(第六表)

第七表 大陸と海洋との吸収率Kの値

週期	水平動	
	31 秒	0.00032
25	0.00038	0.00010
20	0.00037	0.00009
	上下動	
20	0.00030	0.00032
	K(海洋)	K(大陸)

の最大動はだん／＼長い週期を持つ様になり其のために、吸収率を減じて行く。上に掲げたものは

$$(M) \quad K=0.00031$$

$$(W_2) \quad K=0.00028$$

$$(W_3) \quad K=0.00026$$

に相當して居る。Angenheister は吸収は又波の通路に關係する、そして海洋を通るものは大陸を通るものより強く吸収されることを認めた。

K. Wegener は極大動が諸々の観測所で減衰して行く曲線から、地震波の吸収は各地震毎に異なり、其の最初の振幅には無關係である。尙週期に關しては短かい週期は強く吸収されるがために、地震

第七表はその値を與へて居る。

五、長波の週期と其の變化。

(イ) 主要波

地震記象中長波の週期が其の始めの中は急に減つて、主要波に於てある一定週期に達し、其の週期は震源距離に關係する。其れは短い週期の波は強く吸收され、だん／＼長い週期の波が残されるのと又一方地球の表面に於てある地層が、傳播して來た波と共に振動するがためにある定まつた週期がいつも現はれる様になる。後者は其の振動する地層の固有週期又は其の倍振動の週期であるので、此の問題に關しては地殻の構造を考へなくてはならない。

主要波の週期を調べるとそれは觀測所に就いて値を異にし且、震源距離に關係する。ウブサラ及びボツダムに於て測つた(EL)の週期は次の通りである(O. Meissnerに依る)

第八表

Δ	3000	4000	7000	8000	9000	10000	11000	12000 軒
$T_{(U)}$	23	21	37	39	38	44	—	53 秒
$T_{(P)}$	—	—	32	35	37	40	47	53 秒

極大動では十八秒又は十二秒の週期が最もよく觀測される。而して之等の値は其の震源の存在する地方によつて、異なる値を與へる事も、多くの人に云はれて居る。Rosemer に依れば「アメリカの地震では極

大動が十八秒の事が多く、十二秒の事が殆どないに拘はらず日本の地震では其の反對である。而してニューギニア地方の地震では十八秒又はそれ以上であつて、十二秒位のもは殆ど觀測されぬ」と。

(ロ) 後波

後波の週期に關しては Rosener がゲツチンゲンで十二秒と十八秒とがよく觀測されると述べ、Angen heiter がその震源距離との關係(之は主要波よりも關係が明瞭である)を調べて居る。震源の場所との關係も主要波よりも明らかで Rosener は「ヨーロッパ、アジア、及び日本、支那の地震では後波の週期は十二秒が普通であるが、アメリカ及び南洋の地震では十八秒である。而して再歸極大波では十二秒週期のもは全く見出ださない。」と之等は其の波の通路が太平洋の時と亞細亞大陸の時とで區別されるらしい。(完)