

達するのではあるまいかと思ふ次第である。

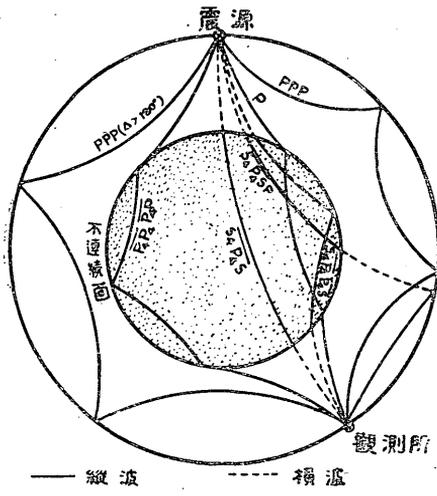
紹介

遠地地震波に就いて (承前)

和達清夫

走時(つゞき) 第三圖は地球の内部を通る波が如何に地球外殻及び核心(第三圖)の中を通るかを示め

第三圖 地球内部に於ける震波線の徑路



す圖である。そして此の様にして色々には或は反射し或は屈折し、其の時縦波に横波に變じつゝ、観測所に到達する種々の波の走時を第三表に示めす。此の表では震央距離が 80° 以上の所であつて、B. Gutenberg の理論的計算から出したものである。

此の波の中二三は Visser に依り多くの場合に認められ、更に Gutenberg に依つて観測とこの理論的計算とがよく一致することを證明された。

第三表 直接及び反射横波並びに種々の交波の走時。(△>100°)

震央距離		T _{SS}	T _{SSS}	T _{PS}	T _{PPS}	T _{S₁P₄P} ⁽¹⁾	T _{S₁P₄S} ⁽¹⁾	T _{S₁P₄SP} ⁽²⁾	T _{S₄S₄P} ⁽¹⁾	T _{S₄P₄S} ⁽³⁾	T _{P₄P₄P₄P} ⁽³⁾
度	分										
80	8890	27.9 ^m	31.4 ^m	23.1 ^m	23.5 ^m	•	22.5 ^m	•	•	22.9 ^m	31.1 ^m
85	9440	29.1	32.8	24.1	24.6	•	23.1	•	•	23.5	30.9
90	10000	30.3	34.3	25.0	25.6	•	23.6	•	•	24.0	30.7
95	10560	31.4	35.7	25.9	26.7	•	24.1	•	•	24.5	30.5
100	11110	32.5	37.0	26.8	27.7	•	24.5	•	•		
105	11670	33.6	38.2	27.7	28.7	•	24.9	•	•	25.1	30.3
110	12220	34.7	39.5	28.6	29.7	•	25.3	•	•	25.6	30.0
115	12780	35.8	40.7	29.5	30.7	•	25.7	30.1 ^m	•	26.1	29.8
120	13330	36.9	41.9	30.3	31.6	•	26.0	30.8	•	26.7	29.5
125	13890	37.9	43.1	31.2	32.5	•	26.2	31.5	•	27.2	29.2
											T _S
130	14440	39.0	44.3	32.0	33.3	•	26.4	32.0	•	28.2	
135	15000	40.0	45.5	32.8	34.2	23.0 ^m	26.6	32.6	•	28.7	34.9 ^m
140	15560	41.0	46.6	33.6	35.1	23.3	26.8	33.1	•	29.2	35.1
145	16110	42.0	47.7	•	36.0	23.5	27.0	33.6	•	29.7	35.4
150	17670	42.9	48.8	•	36.9	23.6	27.1	34.1	•	30.2	35.6
				T _{P₄S₄P} ⁽¹⁾							
155	17220	43.9	50.0	•	37.7	23.7	27.2	34.6	32.0 ^m	30.7	35.8
160	17780	44.8	51.1	•	38.5	23.7	27.3	35.1	32.3	31.1	36.0
165	18330	45.6	52.1	29.5	•	23.8	27.4	35.6	32.4	31.6	36.1
170	18890	46.5	53.2	29.6	•	23.8	27.4	36.1	32.5	32.0	36.1
175	19440	47.3	54.3	29.7	•	23.9	27.5	36.5	32.5	32.4	36.2
180	20000	48.1	55.4	29.7	•	23.9	27.5	37.0	32.6	32.8	36.2

第三表の説明

(1) は地球の核心を通過して来たものを示めす記號である。色々な記號が並べて書してあるのは、地球の外殻から核心から外殻へミ
 各々の場所に於ける振動の種類を表はすものである。この記號が入れ換へになる様なもの(例へば $P_1P_2P_3P_4P_5$) は同じ走時を持
 つて居る。4ミ云ふインデキスで示めして居るのは地球の核心の境界面を通過する事である。

(2) は(1)の様な順序で更に地球の表面で反射したものである。

(3) は(1)の様なものであるが、核心で一度反射したもので、其の記號の並びは外殻—核心—核心—外殻となるのである。

更に O. Meissner に依つて作られた、反射波と直接波との時間差を、縦波と横波との函數として表は
 した表(第四表)を掲げる。最後に A. Mohorovicic の示めた所の P_1P_2 或は S_1 の前に現はれる波がある
 きまつた走時を持つて居ると云ふそれ等の波 $P_1P_2P_3P_4P_5$ 及び $S_1S_2S_3S_4$ と云ふ波の走時を示めす。(第五
 表)之等は P や S の明瞭な主相 (P_1 或は S_1 之を P_n, S_n (normal) と書くが)の少し前に表はれる波であ
 つて、主相が強い程、観測される事が多し。第五表では之等 $P_1S_1S_2$ の波と P_nS_n との波の差を與へ
 て居る。

兎に角多くの人に依つて、色々な波の走時が作られて居るが、其れ等の走時は互に先づ観測の誤差の
 範圍で一致して居る。第四圖は此の走時を圖で示めたものであつて、圖中點線で畫かれて居るものは
 明瞭に記象紙中にはあらはれない相であつて、黒い印●は地震波がレンズの働きをする地球の核心の爲
 に結ぶであらう所の焦點である。

第四表 マイスナ I に依る走時差

S-P	PP-P	PPP-P	SS-S
250 ^{sec}	30 ^{sec}	47 ^{sec}	72 ^{sec}
300	53	73	111
400	98	128	190
500	140	224	263
600	197	298	333
700	238	386	416
800	263	473	516

第五表 $P_1P_2\dots P_5$ 及び $S_1S_2\dots S_5$

のそれぐ P_n, S_n に對する走時差(モホロビチックに依る)

震央距離 △軒	$P_n - P_1$	$P_n - P_2$	$P_n - P_3$	$P_n - P_4$	$P_n - P_5$	$S_n - S_1$	$S_n - S_2$	$S_n - S_3$	$S_n - S_4$	$S_n - S_5$
2000	5	7	•	•	•	7	12	•	•	•
3000	8	16	•	•	•	7	13	•	•	•
4000	9	18	•	•	•	7	13	•	•	•
5000	10	18	•	•	•	7	14	•	•	•
6000	9	17	•	•	•	7	14	•	•	•
7000	9	17	•	•	•	6	14	•	•	•
8000	9	17	•	•	•	6	14	•	•	•
9000	8	16	24	•	•	6	14	30	•	•
10000	8	15	23	•	•	6	14	30	44	•
11000	7	14	22	31	39	5	13	29	43	58
12000	5	14	21	30	39	•	•	•	•	•
13000	4	13	20	30	39	•	•	•	•	•
14000	•	12	20	•	•	•	•	•	•	•

三、週期

Röserer 及び Gutenberg 等の研究に依れば一般に第一初期微動の週期は五—七秒で第二初期微動の週期は十一—十三秒である併し第一初期微動の時も十一—十三秒の週期がある時もあれば又第二初期微動で十一秒以下の週期の事もある。この様な偏差は同じ地震にあつては諸々の観測所で可成同じ方向に観測されるのを常とする。週期で九秒内外と云ふのは減多に観測されない。第二初期微動の中の大きい週期は第一初期微動の中の小さい週期に對して一・八—二・〇倍位である。之が丁度縦波と横波の速度の比と一致して居ることも指摘されて居る。又震央距離が近くなると三秒位から一秒の何分の一と云ふ様な小さい週期の波が他の波に重なつてあらはれることが屢々ある。

四、地球内部を通過する地震波の徑路に就いて。

地球内部に色々な不連續面がある事は地震波を非常に複雑にする。次に此等に就いて述べて見やう。

(イ) 地震波理論の拔萃

地球内部の地震波の理論的研究をするのに通常次の様な假定がなされる。

- (一) 震源が地表面にあると云ふ假定、勿論之は遠地地震であるからなされるのである。
- (二) 震源のすぐ附近では震波は球狀に擴がる。而して此の球上でエネルギー密度が一定である。
- (三) 地表面に於ける震波は恰もある平面で真空の場所に對して反射すると見る。

(四) 震波の吸収は著るしくないこと。

(五) 地球内部の球殻は球狀對稱を持ち等方質であること。

(六) 地表面は一つの球であること。

之等の假設がなくても地球内部の地震波は屈折の法則即フェルマーの法則に従つてある曲線を書いて行く。即ち波の徑路は、震源から觀測所までを波が一番短かい時間で傳はる様になるのである。數學的に其の方程式は

$$\sin i = \frac{V}{r} \cdot c \tag{1}$$

であらはされる。此處で i は地球の中心から r の距離に於ける入射角であり、 V は其處の波の速度である。 c はその波線に就いての常數であるから此れを例へば地表面に於ける値であらはして見ると

$$c = \frac{r_0}{V_0} \sin i_0$$

である。震源からの距離を Δ とするとそれは次の式で表はされる。

$$\Delta \text{ km} = r_0 \int_r \frac{\tan i}{r} dr \tag{2}$$

其れ故此れに相應した走時を t とすれば其れは

$$t = \int \frac{1}{V \cos i} dr \tag{3}$$

で表はされる。此處で i 、 V 、 r 、は(1)と結び付けられて居る。而して r 及び V 即ち深さと速度との間は

又別なある分らない關係を持つて居る。其れは縦波と横波とでちがつて居る。

\bar{V} を以て「見かけの表面波」(scheinbare Oberflächengeschwindigkeit)とするとこれは

$$\bar{V} = \frac{\partial \Delta}{\partial t} \quad (4)$$

で表はされる。即ち地球内部を傳はつて來る波を丁度地表面に沿つて傳播すると見なす時の速度である。其の時とは Δ の函數であるから(之は走時が觀測されるため) \bar{V} が見出だされる。更に地表面の入射角 i_0 は

$$\sin i_0 = \frac{\bar{V}_0}{\bar{V}} \quad (5)$$

で求められるから(4)と(5)から

$$\sin i_0 = V_0 \frac{\partial t}{\partial \Delta} \quad (6)$$

故に t が Δ の函數である事が分れば地表面に於ける入射角 i_0 は震源距離(現在の假定で震央距離と同じのもの)の函數として決定される。

頂點深度(s)

地震波が地球の内部を通つて震源から觀測所に到達する時に通る一番深い場所の深さを頂點深度(Scheiteliefe)と云ふ。之を s で表はせば先づ

$$S = r_0 - r \quad (7)$$

と置いて (こゝで r_0 は地球の半径で、 r は頂點深度の中心からの距離である) 勘定される。

$$\log_{10} r = 3.80393 - 0.002412747 \int q_s d\Delta \quad (8)$$

$$\cosh q_s = \frac{\sin(i_0)_\Delta}{\sin(i_0)_r} \quad (9)$$

右の式の中で $(i_0)_r$ は頂點深度 r を持つ震波線が地表面に出る時の入射角であり、 $(i_0)_\Delta$ は震央距離 Δ の震波線の地表面に於ける入射角であつて、 Δ の函數として定められ實際の場合には Δ が 0 から Δ までの間に適當な數だけあれば充分である。即ち $\int q_s d\Delta$ は圖形的に、其の頂點深度を定め様とする震波線に就いて求められる。

頂點速度 (V_s)

ある震波線の頂點即ち最深の箇所¹⁾に於ける速度 (V_s) は次の式で表はされる。

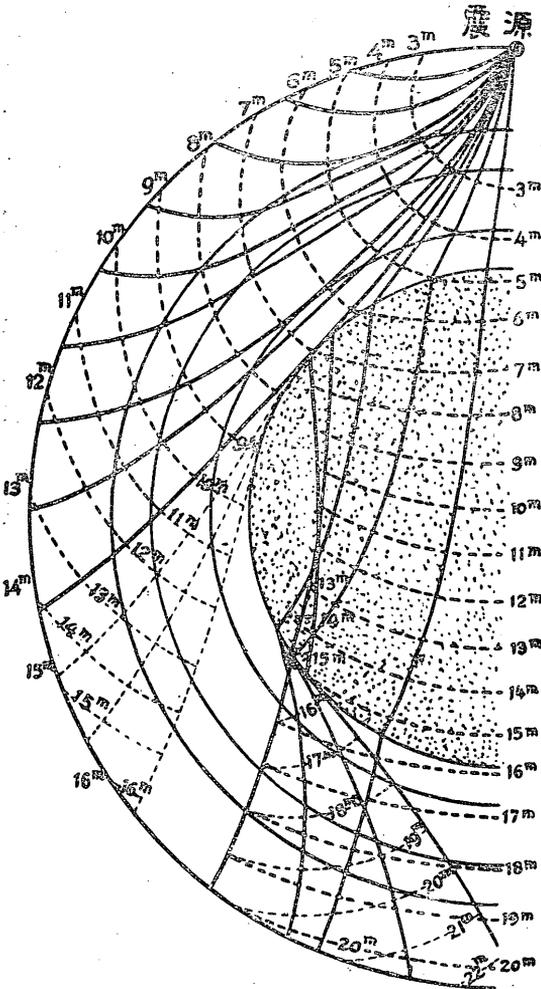
$$V_s = \frac{V_0}{r_0} \frac{r}{\sin(i_0)_s} \quad (10)$$

但、 $(i_0)_s$ は頂點深度 S を有する震波線の地表面に於ける入射角である。

右に述べた様にして色々な深さに於ける震波の速度を決定する事は理論的に可能である。此の外 Knott はある直接に實地に應用出来る方法を與へた。此處では其れを紹介するのを止め E. Wiechert の最初の圖解的方法を述べて見やう。其れは先づ色々な震波線に就いてある深さに於いての入射角、 i_1, i_2, i_3, \dots の正弦値と其處の曲率半径 r_1, r_2, r_3, \dots とが逆比例する事である。即ち

第 五 圖

地球内部に於ける縦波の走路と
其の波頭（地球内部の走時）



境界で共通の切線を持つとした。此の様にして色々な深さに就いての震波の速度を出したのである。

第五圖は地球内部をどんな風に地震の縦波が傳はつて行くかを圖示したもので、これで頂點深度なども大體見當をつける事が出来る。此の圖で見る地球の外側の層と地球の核心を通過した震波の頂點深度

$$\frac{1}{c_1} : \frac{1}{c_2} : \frac{1}{c_3} : \dots = \sin i_1 : \sin i_2 : \sin i_3 : \dots \quad \frac{1}{c_1} = \frac{1}{V} \left| \frac{\partial V}{\partial r} \right| \sin i$$

と地表面
入射角 i_0
とを Δ の
函數にし
て表にし
て掲げ
る。(第六
表) 此の
表では震
源は地表

面にありと假定し、且地下六十呎の不連續層は考へて居ない。

(□) 地球内部に於ける震波の走路に對する考察。

我々が地表面の地質的の色々な複雑さを考へないとしても、總ての觀測の結果地震の波の速度は地球の内部に入る程増して行く事を知る。換言すれば震波線が地球の中心から見て凸曲線になつて傳播して行く。而るに若し震央距離が $\Delta = 140^\circ$ を越える時には、縦波の走時が著るしく遅れる事は第二表(前號所載)を見ても第四圖を見ても直ちに判る事であるが、之は地球の内部の核心と稱する所に到ると其の速度が突然減ると云ふ事が確からしうので *Wiechert* が最初此の事に注目した。其れ故に第五圖に見る様に地球の真中に一つのレンズがある様になつて居るため其の後ろに所謂蔭を生ずる事になる。之を走時曲線に畫く時は走時曲線は別の二つの曲線で表はされる様になる事は第四圖の P 及び P' 曲線を見て判る事である。即ち第一前走波 P は核心を通つた時 P' となり其の境界が圖中矢で示してある。

此の様な地球内部の不連續層に於ては震波が其處で反對したり屈折したりする事は丁度地表面に於けると同じである。今此處に縦波が其の速度を突然に變ずる境界面に來た時には其れは四つの成分に分たれる。(i) 屈折縦波と、(ii) 反射縦波と、(iii) 屈折横波と、(iv) 反射横波とである。此の様に地球の核心で屈折する波や、其の境界面で反對する波が出来る。

次に其の様な波と其の記號とを示めて置く。記號の上の棒は屈折を表はすことは前に述べた通りで

第六表 震央距離、頂點深度、地表面入射角との關係

震央距離△		縦 波		震央距離△		横 波		核心を通過した 縦波に對して		
度	秆	S秆	$\sin i_0$	度	秆	S秆	$\sin i_0$			
0	0	0	1.000	0	0	0	1.000	震央距離△		
10	1110	110	0.922	10	1110	110	0.922	度	秆	$\sin i_0$
20	2220	400	0.763	20	2220	400	0.763			
30	3330	770	0.614	30	3330	770	0.614	143	15900	0.191
* 40.3	4470	1200	0.494	* 40.3	4470	1190	0.494	145	16100	0.156
50	5560	1270	0.485	50	5560	1300	0.479	149	16550	0.122
58	6440	1450	0.462	60	6670	1510	0.454	158	17550	0.070
* 63	7000	1680	0.433	* 67	7440	1750	0.424	163½	18150	0.052
68	7550	1740	0.426	73	8100	1900	0.408	180	20000	0.000
* 76	8440	2440	0.336	77	8550	2090	0.383			
90	10000	2510	0.327	* 81.5	9050	2490	0.334			

* 印は丁度不連続層に接したる波に對するもの

第七表 地球内部に於ける前走波の傳播速度

深 さ		速 度 秆/秒	
秆		縦 波	横 波
0	地 表	5.6	3½?
60 まで		5.9	3¾?
60 より		8.0	4.3
1200	パリスフエヤーと 外殻との境界面	12½	6¾
1700		12¾	7¼
2450		13¾	7½
2900 まで	中間殻と核心との 境界面	13	7¼
2900 より		8½	5 ?
6370	地 心。	11	6¼?