

地殻浅層内の地震波速度及び剛性に就て

正 務 章*

§ 1. 緒 言

地表面に於ける地震波の観測結果から地球内部の震波速度を求めることは地震學上必要なことは勿論、更にそれより地殻内の種々の深さに於ける物理的性狀を窺ふと云ふ物理學の方面からも極めて重要な事柄である。

此の問題に關しては M. P. Rudzki⁽¹⁾ が始めて解析的に研究してより H. Bendorf⁽²⁾, H. Bateman⁽³⁾ 等諸學者の研究を経て、G. Herglotz⁽⁴⁾ 及び E. Wiechert⁽⁵⁾ に至り地表面震源の場合に就ては理論的に所謂 Wiechert—Herglotz の方法が完成された。その後更に H. Witte⁽⁶⁾ 等の有名な實際化の研究もなされ、種々の走時函數より主に地殻深層の速度分布が求められてゐる。我國に於ても本多(弘)博士⁽⁷⁾、鷲坂氏⁽⁸⁾、その他⁽⁹⁾⁽¹⁰⁾の方により本邦に發生した極淺發地震の個々の場合に就て主にこの方法を適用することに依り、特に地殻浅層内の速度分布に關する重要な結果が發表されてゐる。又和達博士等⁽¹¹⁾によつては我國に發生した大規模な淺發地震 3 個について本邦のみならず外國に於ける観測資料も加へて詳細に調査決定された平均走時曲線及び深發地震を基にした還元走時曲線より信用度の高い速度分布の研究がなされてゐるが、これは地殻内部の相當深い所に於けるものが主である。斯様に主として地殻深層に對しては、近地及び遠地々震として充分調査された我國の地震による精度の高い平均走時曲線から既に標準的な速度分布が得られてゐる。又地殻浅層に對しても上述の様に個々の場合に就ては充分明らかにされ、大體それ等の結果は同じであるが細かな點迄一致して得られてゐるとは云へない。従つて浅層に於けるこれらの標準的な速度分布が欲しい場合が起る。

斯る意味から著者は本調査に於て、近年我國及びその附近に發生し震央附近に於ける斷層の發現、地變、走時その他種々の方面から精密な調査がなされた結果、地表面地震と考へられてゐるものうち、最も展型的な淺發地震數個を撰び、それを基にして先づ精確なる平均走時曲線を決定し、これより地殻浅層内の平均速度分布を求め、更に其處に於ける彈性常數の深さによる變化の状態を窺わんとしたものである。

§ 2. 極淺發地震の平均走時函數

地表面に於ける観測結果から地殻内部の地震波速度を求めようとする場合、最も重要な問題は先

* 敦賀測候所。

ず走時曲線の形を決定することである。元來個々の地震の走時曲線は少しづつ異つてゐるのが普通であらう。この走時曲線の差異を生ずる主な原因は大要次の様に考へられる。

- (a) 震央位置、震源の深さ、震源に於ける發震時。
- (b) 地震記象に於ける相の現れ方による各相の發現時判定の難易に依るもの。
- (c) 震源域其の他波の傳播経路に於ける地殻構造の不均質。

多數の觀測所が震央に對して適當に分布し、しかも感度のよい地震計で精確な觀測が行われた場合、(b) は場合によつて異なるが (a) は一般に相當正確に決定することが出来る。然し (c) の地殻構造の不均質による影響は相當複雑なものと推察され現在の觀測精度に於ては未だ確定的にその効果を議論することは出来ない状態と考へられる。従つて Mohorovicic 以後多くの人の間で地殻内部に傳波速度の異なるいくつかの不連続層の存在が提唱され、走時曲線が何本かの直線に分けられてゐるが、これらは尙觀測精度を向上の上充分研究さるべき餘地が残つてゐると考へられるので、本調査に於ては斯る不連続層の存在は念頭に置かず、走時曲線は連続した曲線として平滑し、忠實にその形を決定することとした。

(i) P 波の平均走時函数 近年我國又はその附近に發生して、現在の取扱ひの精度に於て震源の深さが零と考へられる展型的な極淺發地震のうち、觀測所が適當に分布してゐるものを選び、且つその觀測値が全體として震央附近より 2000km 邊り迄割合平均に分布し精確な走時曲線が得られる様な地震として第 1 表に掲げた四個の地震を選び出した。

第 1 表

地震名	震 央		震源に於ける發震時
	東 經	北 緯	
伊 東 ⁽¹²⁾	139.°1	35.°0	昭和 5年 III月 22日 17時 5分 33.0秒
北 伊 豆 ⁽¹³⁾	139.°0	35.°1	" 5 XI 26 04 02 45.0
台灣—新竹台中兩州 ⁽¹⁴⁾	1.0°49'	24°21'	" 10 IV 21 07 01 56.0
福 井 ⁽¹⁵⁾	136°15'	36°07'	" 23 VI 28 16 13 27.0

これらの地震に就ては既に多くの方々により走時のみならず總ゆる方面から研究し盡されてゐるものが多い。このうち伊東地震は震央に極めて接近して觀測所があるので、震央附近の走時曲線の形を決定するのに極めて有力な資料を提供してゐる。又臺灣—新竹臺中兩州地震は觀測網の地理的關係から 1000km から 2200~2300km に亘り P 波の精確なる觀測値を興へてゐる。これら各地震の震央位置及び震源に於ける發震時は既によく調査されてゐるので、大體その結果に依ることにしたが臺灣—新竹臺中兩州地震及び福井地震の震源に於ける發震時は伊東地震及び北伊豆地震の震央附近の走時曲線の形に Weight を置いて新しく決定し直した。その結果は第 1 表に示した通りである。次に地震計の感度が鋭敏で驗測上の精度その他諸條件が略々同一等の理由から主として Wiechert

第2表 P 波 の 観 測 表

伊 東 地 震				北 伊 豆 地 震				臺灣一新竹台中兩州地震				福 井 地 震			
觀測所	P 波 發現時	走時	震央 距離	觀測所	P 波 發現時	走時	震央 距離	觀測所	P 波 發現時	走時	震央 距離	觀測所	P 波 發現時	走時	震央 距離
	m s	s	km		m s	s	km		m s	s	km		m s	s	km
伊 東	50 34.0	1.0	2	三 島	2 48.3	3.3	10	臺 中	2 03.8	7.8	29	敦 賀	13 39.5	12.5	54
沼 津	40.1	7.1	29	沼 津	48.3	3.3	14	阿 里 山	14.0	18.0	89	岐 阜	45.1	18.1	93
布 良	47.1	14.1	63	布 良	3 01.0	16.0	76	花 連 港	14.8	18.8	89	富 山	46.2	19.2	106
横 濱	47.5	14.5	69	横 濱	01.4	16.4	73	臺 北	16.8	20.8	197	彦 根	46.7	19.7	94
東 京	51.8	18.8	97	東 京	04.7	19.7	99	臺 東	26.3	20.3	179	名 古 屋	49.5	22.5	122
熊 谷	57.3	24.3	130	熊 谷	08.6	23.6	126	恒 春	36.5	40.5	260	豐 岡	51.5	24.5	145
柿 岡	51 00.6	27.6	170	筑 波 山	13.4	28.4	164	石 垣 島	49.6	53.6	340	龜 山	53.5	26.5	143
筑 波 山	01.2	28.2	163	銚 子	13.8	28.8	180	那 霸	3 42.5	106.5	718	輪 島	53.6	26.6	152
銚 子	02.4	29.4	173	柿 岡	13.9	28.9	171	那 名 瀨	4 08.9	132.9	675	大 阪	59.3	32.3	176
名 古 屋	06.1	33.1	203	名 古 屋	17.5	32.5	187	富 江	37.3	161.3	1218	神 戶	59.4	32.4	187
八 丈 島	07.2	34.2	217	長 野	19.2	34.2	191	鹿 兒 島	45.9	169.9	1247	洲 本	14 03.8	36.8	232
岐 阜	09.0	36.0	220	岐 阜	19.7	34.7	204	長 崎	46.3	170.3	1283	和 歌 山	06.7	39.7	232
長 野	09.2	36.2	203	八 丈 島	23.6	38.6	226	宮 崎	54.0	178.0	1337	御 前 崎	07.2	40.2	245
彦 根	18.3	45.3	262	彦 根	26.9	41.9	247	熊 本	54.4	178.4	1347	潮 岬	13.9	46.9	298
京 都	20.3	47.3	306	京 都	32.8	47.8	290	福 岡	5 00.7	184.7	1391	横 濱	15.8	48.8	817
福 島	21.7	48.7	328	大 阪	33.7	48.7	320	大 邱	12.5	196.5	1485	宇 都 宮	18.0	51.0	324
潮 岬	22.0	49.0	352	福 島	34.1	49.1	323	清 水	12.6	196.6	1511	富 崎	18.7	51.7	350
大 阪	22.1	49.1	335	輪 島	34.8	49.8	317	仁 川	18.1	202.1	1563	筑 波 山	19.4	52.4	345
輪 島	25.1	52.1	332	神 戶	37.4	52.4	345	松 山	19.8	203.8	1570	室 戸	22.0	55.0	371
神 戶	26.1	53.1	360	潮 岬	38.1	53.1	342	京 城 田	20.5	204.5	1580	水 戸	24.4	57.4	380
和 歌 山	26.5	53.5	370	和 歌 山	39.0	54.0	356	濱 田	21.5	205.5	1597	高 知	24.6	57.6	378
仙 臺	29.6	56.6	394	洲 本	40.0	55.0	377	和 歌 山	41.0	225.0	1770	濱 田	26.3	59.3	402
洲 本	32.1	59.1	390	豐 岡	41.9	56.9	377	洲 本	41.0	225.0	1756	廣 島	26.5	59.5	397
高 知	45.4	72.4	531	仙 臺	47.0	62.0	389	潮 岬	44.0	228.0	1770	福 島	30.1	63.1	419
秋 田	52.3	79.3	526	高 秋 田	59.0	74.0	520	大 阪	47.0	231.0	1821	仙 臺	38.9	71.9	476
				盛 岡	4 02.9	77.6	518	神 戶	47.6	231.6	1800	盛 岡	50.7	83.7	587
				松 山	04.2	79.2	543	豐 岡	51.0	235.0	1831	福 岡	51.7	84.7	604
				清 水	05.7	80.7	577	京 都	54.2	238.2	1864	熊 本	54.2	87.2	626
				濱 田	10.1	85.1	605	龜 山	59.5	243.5	1907	宮 崎	55.6	88.6	645
				宮 崎	13.0	88.0	622	濱 松	6 01.8	248.8	1007	宮 古	55.8	88.8	637
				熊 本	33.8	108.8	773	岐 阜	06.1	250.1	1963	鹿 兒 島	15 11.8	104.8	730
				長 崎	35.4	110.4	765	富 山	18.3	262.3	2077	札 幌	31.6	124.6	888
				大 邱	43.8	118.8	870	三 島	19.4	263.4	2116	根 室	54.0	147.0	1130
				大 札 幌	52.0	127.0	943	八 丈 島	20.4	264.4	2090				
				根 室	54.2	129.2	909	船 津	21.1	265.1	2123				
				仁 川	5 03.6	141.6	1065	沼 津	21.9	265.9	2107				
				那 霸	24.7	159.7	1135	輪 島	23.1	267.1	2105				
				大 連	55.5	190.5	1455	父 島	23.7	267.7	2143				
				石 垣 島	6 21.7	216.7	1593	富 崎	32.0	276.0	2175				
				臺 北	46.0	241.0	1856	前 橋	32.0	276.0	2197				
					7 01.2	256.2	2004	東 京	36.8	280.8	2211				
								福 島	49.1	293.1	2384				
								盛 岡	7 07.7	311.7	2556				

地震計を有する観測所の驗測結果を用ひることとし、これら各地震の各地に於ける發震時、走時及震央距離を夫々第2表に示した。

この驗測結果を基いてこれら四個の地震の平均走時曲線を決定する際先ず個々のものについては走時曲線を決定し、それから讀取つた各走時の平均を求めると云ふ方法によらず、第2表の各地震の走時 (T_P) と震央距離 (Δ) を同時に1枚の圖にプロットし、それらの値を最もよく貫く様に見えるもので曲線を引く。次にその走時曲線より Δ の一定間隔の走時を讀取り、これを用ひて T_P は Δ のみの函數と假定し、最小自乗法によつて走時函數を決定した。尙實際には曲線を3部分に分つて係數は決定した。斯様にして得られた各區間についての走時函數は次式の通りである。

適用範圍 $0 \leq \Delta \leq 140 \text{ km}$
 $T_{P_1} = 0.2701\Delta - 0.000988\Delta^2 + 0.00000252\Delta^3$

適用範圍 $140 < \Delta \leq 620 \text{ km}$
 $T_{P_2} = 6.13 + 0.1382\Delta - 0.0000104\Delta^2$

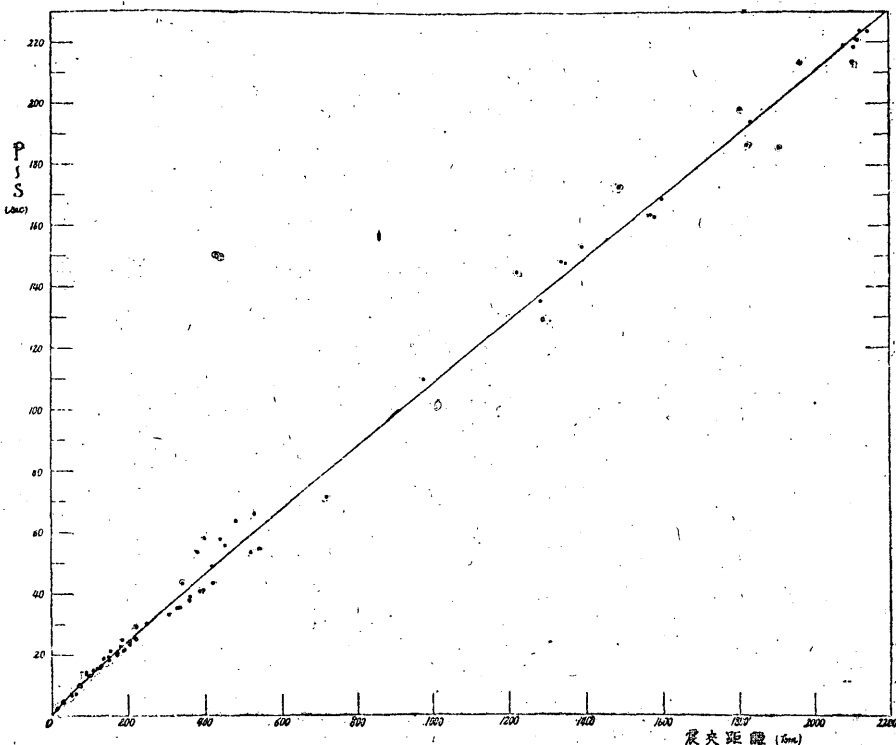
適用範圍 $620 < \Delta \leq 2180 \text{ km}$
 $T_{P_3} = 9.70 + 0.12754\Delta - 0.00000244\Delta^2$

この走時函數から算出した平均走時は第3表の通りで第1圖中の曲線はこれを書いたもので、同時にプロットした實測値を極めてよく満足させてゐる。依つてこれを以て本調査に於ける P 波の平均走時函數とする。

第3表 P 波の平均走時表

Δ	T_P	Δ	T_P	Δ	T_P	Δ	T_P	Δ	T_P	Δ	T_P
km	sec	km	sec	km	sec	km	sec	km	sec	km	sec
0	0.0	80	16.6	220	36.0	540	77.7	980	132.4	1620	209.9
10	2.6	90	18.1	260	41.4	580	82.8	1060	142.2	1700	219.5
20	5.0	100	19.6	300	46.7	620	87.8	1140	151.9	1780	229.0
30	7.3	110	21.1	340	51.9	660	92.8	1220	161.7	1860	238.5
40	9.4	120	22.6	380	57.2	700	97.8	1300	171.4	1940	248.0
50	11.3	130	23.9	420	62.3	740	102.7	1380	181.1	2020	257.4
60	13.1	140	25.3	460	67.5	820	112.6	1460	190.7	2100	266.8
70	14.9	180	30.8	500	72.6	900	122.5	1540	200.3	2180	276.1

(ii) S 波の平均走時函數 一般に走時の研究に際し困難な事柄の一つは地震計記象の相の現私の不明瞭に依るもので、特に淺發地震の S 波の場合に著しい。即ち S 相はそれ以前に到達した反射波の攪亂に依つて發現時の正確なる判定が困難な場合が非常に多い。従つて淺發地震に於て S 波の信用度の高い走時曲線を引くことはなかなか困難なので、直接淺發地震の實測値に基く S 波走時の研究は比較的少なく、我國に於ける此の種の研究には深發地震の走時曲線を基にして Mohorovicic の方法による還元走時曲線⁽¹⁶⁾、或は他の特殊な方法⁽¹⁷⁾等に依られてゐる。Mohorovicic

第1圖 P波の平均走時曲線 ($T_p \sim \Delta$ 曲線)

の還元走時曲線の方法によると原走時曲線の彎曲點の震央距離の2倍に相當する巨離以内に於ては走時曲線が得られないので、調査の目的から今回はこの方法にはよられない。然し近年本邦及びその附近に發生した極淺發地震の中には比較的明らかにS相が驗測されてゐるものがあるので、そのうちP相の場合と同様な理由から次表の各地震を撰びその驗測結果に基き、P波に較べればかなり信頼度は劣るが直接次の様に平均走時函數を決定することにした。

第 4 表

地震名	震 央		發 震 時
	東 經	北 緯	
伊 東 (18)	139°1	35°0	昭和 5年 III月 22日 17時 15分
北伊豆前震 (19)	平均 138°59.3	平均 35°02.3	昭和5年XI月26日北伊豆地震の200箇の有感前震中本震と震央を同じくする26箇の前震の平均
岩手一小國 (20)	141°42	39°30	昭和 6 XI 4 01 16
臺灣—新竹臺中兩州 (21)	136°15	36°07	" 10 IV 21 07 01

これらの個々の地震の走時については驚坂氏により既によく調査されて居るもののみであるが本節に於てもP波の場合と同様 Wiechert 地震計を有する觀測所の驗測結果を主として用ひるこ

とし、第5表に各地の P~S の値と震央距離を掲げる。

第5表 P~S 観測表

伊 東 地 震			北伊豆前震		岩手——小國地震			臺 灣——新竹台中兩州地震					
観測所	P~S	Δ	P~S	Δ	観測所	P~S	Δ	観測所	P~S	Δ	観測所	P~S	Δ
沼津	sec 4.6	km 29	sec 2.1	km 10	宮古	sec 4.5	km 27	台中	sec 4.3	km 29	濱田	sec 168.8	km 1597
布良	7.3	63	2.4	14	盛岡	6.7	52	阿里山	14.0	89	大阪	186.2	1821
横濱	9.9	69	10.5	73	秋田	19.0	136	花連港	14.5	89	神戸	198.0	1800
東京	13.2	97	9.8	76	仙臺	18.4	152	台北	15.0	107	豊岡	193.8	1831
熊谷	16.	130	13.4	99	福島	29.5	219	台東	23.0	179	豊山	185.8	1907
前橋	21.6	154	15.7	119	水戸	38.2	358	石垣島	43.8	340	龜阜	213.0	1963
銚子	20.8	173	15.9	126	筑波山	41.4	386	那覇	71.0	718	富山	218.8	2077
宇都宮	20.	137	19.5	148	札幌	41.4	395	名瀬	110.0	975	三島	220.7	2116
名古屋	20.	03	20.1	171	銚子	43.8	420	富江	144.7	1218	八丈島	221.1	2090
長野	24.4	203	21.4	187	熊谷	49.3	419	長崎	135.1	1283	船津	223.9	2123
八丈島	25.7	217	22.0	191	東京	56.0	451	宮崎	148.1	1337	沼津	218.4	2107
岐阜	25.4	220	24.6	204	長野	58.1	438	熊本	147.7	1347	輪島	213.4	2105
京都	33.5	306	30.5	247	輪島	64.1	478	福岡	153.0	1391	父島	223.6	2143
福島	35.7	328			柿岡	53.8	380	大邱	172.6	1485	富崎	239.0	2175
大阪	35.8	335			根室	53.6	518	仁川	163.3	1563	東京	236.9	2211
神戸	39.5	360			布良	66.2	528	松山	163.6	1570			
					三島	54.7	540	京城	163.0	1580			

楮 (P~S) ~Δ座標に各地震の (P~S) の實測値を同時にプロットし、それらの値を最もよく満足す様に目の子で曲線を引く、次に前節と同様に Δ の一定間隔毎にその曲線上の値を讀取り、これに夫々前節で求めた對應する P 波の平均走時を加へて S 相の走時 (T_s) とし、T_s を Δ のみの函數と假定して最小自乗法によつて係數を決定した。尙此の場合も曲線を3部分に分けて係數を決定したがこの各區間についての走時函數は次の通りである。

適用範圍 $0 \leq \Delta \leq 120\text{km}$

$$T_{s1} = 0.4383\Delta - 0.001521\Delta^2 + 0.00000424\Delta^3$$

適用範圍 $120 < \Delta \leq 620\text{km}$

$$T_{s2} = 7.44 + 0.2588\Delta - 0.0000263\Delta^2$$

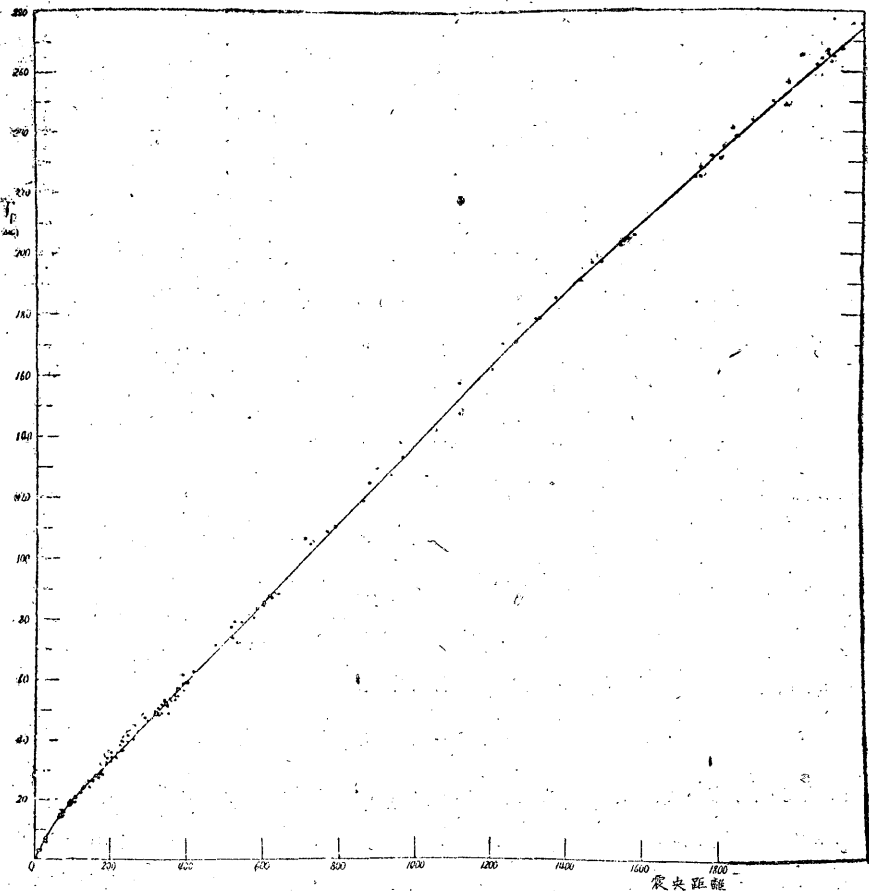
適用範圍 $620 < \Delta \leq 2180\text{km}$

$$T_{s3} = 16.54 + 0.22946\Delta - 0.00000253\Delta^2$$

斯る S 波の走時函數から算出された走時及び初期微動時表は第6表の通りで、第2圖の (P~S) ~Δ 圖中の曲線はこれを示したものである實測値はかなりばらばらついてゐるが曲線は先ずこれを満足させてゐるものと考へられるよう。故にこれらを以て極淺發地震の S 波の平均走時函數とする。

第6表 S波の平均走時及び初期微動時表

Δ	T_s	$P\sim S$	Δ	T_s	$P\sim S$	Δ	T_s	$P\sim S$	Δ	T_s	$P\sim S$
km	sec	sec	km	sec	sec	km	sec	sec	km	sec	sec
0	0.0	0.0	120	38.0	15.4	540	139.5	61.8	1380	328.4	147.3
10	4.2	1.6	130	40.6	16.7	580	148.7	65.9	1460	346.2	155.5
20	8.2	3.2	140	43.2	17.9	620	157.8	70.0	1540	363.9	163.6
30	11.9	4.6	130	53.2	22.4	660	166.9	74.1	1620	381.6	171.7
40	15.4	6.0	220	63.1	27.1	740	185.0	82.3	1700	398.9	179.4
50	18.6	7.3	260	73.0	31.6	820	203.0	90.4	1780	417.0	188.0
60	21.7	8.6	300	82.7	36.0	900	221.0	98.5	1860	434.6	196.1
70	24.7	9.8	340	92.4	40.5	980	239.0	106.6	1940	452.2	204.2
80	27.5	10.9	380	102.0	44.8	1060	256.9	114.7	2020	469.7	212.3
90	30.2	12.1	420	111.5	49.2	1140	274.8	122.9	2100	487.3	220.5
100	32.9	13.3	460	120.9	53.4	1220	292.7	131.0	2180	504.7	228.6
110	35.5	14.4	500	130.3	57.7	1300	310.6	139.2			

第2圖 (P~S)~ Δ 曲線

§ 3. 地殻浅層内の地震波の速度分布

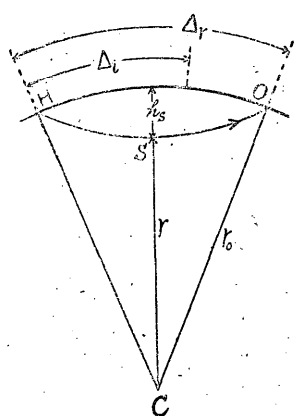
(i) 算出方法の概説.

(a) 速度 (v) が地心からの距離 (r) の増加と共に一様に減少し且 $\frac{dv}{dr} \leq \frac{v}{r}$ である。

(b) 震源は地表面にあり、走時曲線は Δ 軸に対して常に凹で、微分可能であり、且つ連続な 2 次の微係数をもつてゐる。

斯様な条件⁽²²⁾が成立つ場合には有名な Wiechert—Herglotz の方法によつて、地表面の観測値より得られた走時曲線から地殻内部の地震波の速度を求めることが出来る。

第 3 圖



第 3 圖に於て C を地心、 r_0 を地球の半径、 H を震源、 HO を地表面とする。 H から出る震波線の任意の一つを HSO とし、その最深点 (S) の地心距離を r 、地表面からの深さを h_s ($h_s = r_0 - r$) とする。観測点 O の震央距離を $\Delta = \Delta_r$ とすると Wiechert, Herglotz に依つて誘導された震央距離と震波の最深点の地心距離との関係は次式の通りである。

$$\log_e \frac{r_0}{r} = \frac{1}{\pi r_0} \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} r q d\Delta$$

$$\text{茲に } \cos h_0 = \frac{\left(\frac{d\Delta}{dT}\right)_{\Delta=\Delta_r}}{\left(\frac{d\Delta}{dT}\right)_{\Delta=\Delta_i}}, \quad 0 \leq \Delta_i \leq \Delta_r$$

今 $r_0 = 6367\text{km}$ とすれば

$$\log_{10} r = 3.8039348 - 0.000021712 \int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} q d\Delta$$

従つて走時曲線の形から Δ の函数として求められる q なる量の積分値を用ひ、上式より射出点の震央距離が Δ_r である様な震波線の最深点の地心距離 (r) が求められる。故に最深点に於ける地震波速度 (v) はこの r とその震波線の地表面射出点に於ける表面速度と組合せ、次式に依つて計算される。

$$v = \frac{r}{r_0} \left(\frac{d\Delta}{dT}\right)_{\Delta=\Delta_r}$$

斯くして地球内部を傳播して来た地震波を地表で観測して得られた走時曲線から地殻内部の地震波速度が得られる。

(ii) P 波及び S 波の速度. 前節で求めた P 波及び S 波の平均走時曲線は總べて地表面震源と考へられる展型的な浅発地震のみについて求められたものであるから、これに Wiechert—Herglotz の方法を適用し、兩波の傳播速度を計算した。

この計算を行ふ際 $\int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta_r} q d\Delta$ なる量は 1 耗目盛の方眼紙に畫いた $q \sim \Delta$ 曲線を單位の幅の縦の

帯に分ち、その中の線値を積算する圖式積分法に依つて求めた。

斯くして得られた結果は第7表及び第8表に示す通りである。これに依り地表面下約 200km 迄の兩波の速度 (v_P , v_S) の分布圖を畫くと第4圖の様になる。尙圖には既往に得られてゐる値と比較の爲に、P波の速度に就いては昭和5年11月26日の北伊豆地震⁽²³⁾より本多博士が得られた値及び昭和2年3月7日の北丹後地震⁽²⁴⁾及び昭和10年4月21日の臺灣—新竹臺中兩州地震⁽²⁵⁾より鷺坂氏が算出された値を、又S波に就いては同じくこの臺灣地震から鷺坂氏が求められた値を圖示した。

第7表 P波の最深點の深さ及び速度

Δ_r	$\frac{d\Delta}{dT}$	$\int_{\Delta=0}^{\Delta-\Delta R} qd\Delta$	r	h_s	v_P
km	km. sec ⁻¹		km	km	km. sec ⁻¹
0	3.70	0.000	6367.0	0.0	3.70
10	3.98	2.482	6366.2	0.8	3.98
20	4.28	7.168	6364.7	2.3	4.28
30	4.60	13.426	6362.7	4.3	4.60
40	4.92	20.455	6360.5	6.5	4.92
50	5.26	28.581	6357.9	9.1	5.26
60	5.59	36.836	6355.3	11.7	5.58
70	5.92	45.732	6352.5	14.5	5.91
80	6.23	54.740	6349.6	17.4	6.21
90	6.51	63.284	6346.9	20.1	6.49
100	6.75	71.218	6344.4	22.6	6.72
120	7.05	82.206	6340.9	26.1	7.02
150	7.25	94.34	6337.0	30.0	7.21
200	7.44	111.08	6331.7	35.3	7.40
250	7.52	122.50	6328.1	38.9	7.47
300	7.58	134.80	6324.2	42.8	7.53
400	7.70	162.48	6315.5	51.5	7.64
500	7.82	197.73	6304.4	62.6	7.74
600	7.94	236.75	6292.1	74.9	7.84
700	8.02	265.76	6283.0	84.0	7.92
800	8.08	294.62	6273.9	93.1	7.96
1000	8.15	337.33	6260.5	106.5	8.01
1200	8.22	391.49	6243.6	123.4	8.06
1400	8.29	457.30	6223.1	143.9	8.10
1600	8.35	520.02	6203.6	163.4	8.13
1800	8.42	589.54	6182.1	184.9	8.18
2000	8.49	667.26	6158.1	208.9	8.21
2200	8.56	753.94	6131.5	235.5	8.24

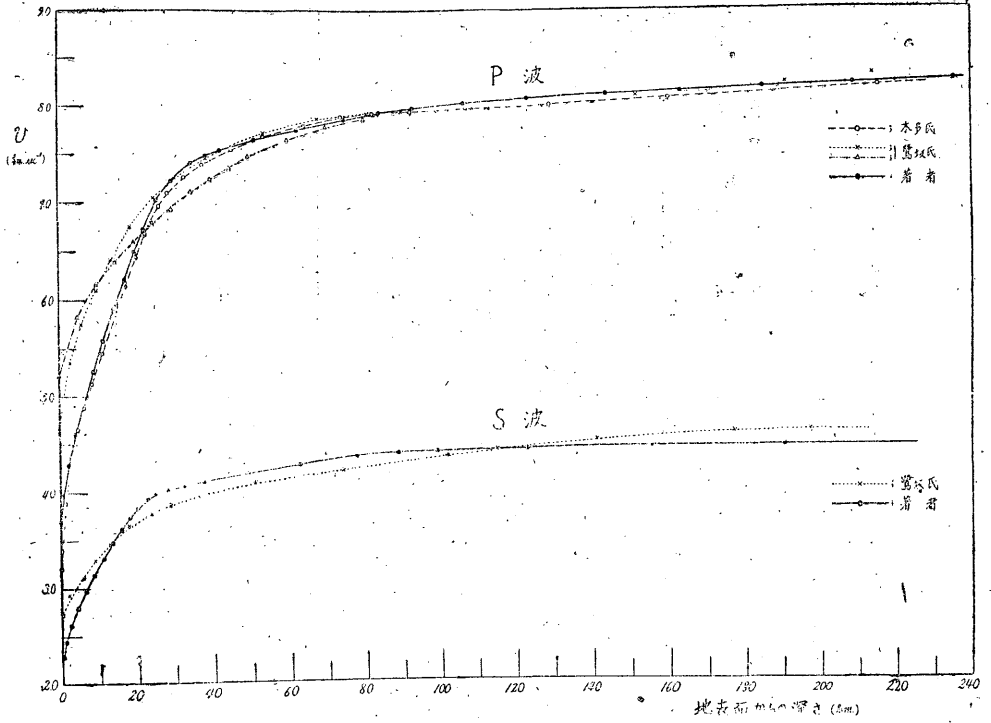
第8表 S波の最深點の深さ及び速度

Δ_r	$\frac{d\Delta}{dT}$	$\int_{\Delta=0}^{\Delta=\Delta R} qd\Delta$	r	h_s	v_s
km	km.sec ⁻¹		km	km	km.sec ⁻¹
0	2.28	0.000	6367.0	0.0	2.28
10	2.44	2.368	6366.2	0.8	2.44
20	2.61	6.850	6364.8	2.2	2.61
30	2.79	12.886	6362.9	4.1	2.79
40	2.97	19.643	6360.7	6.3	2.97
50	3.14	26.700	6358.5	8.5	3.14
60	3.32	34.830	6355.9	11.1	3.31
70	3.48	42.566	6353.5	13.5	3.47
80	3.62	50.162	6351.0	16.0	3.61
90	3.74	57.371	6348.8	18.2	3.73
100	3.83	63.441	6346.8	20.2	3.82
120	3.94	72.322	6344.0	23.0	3.92
150	3.99	78.82	6342.0	25.0	3.97
200	4.03	88.72	6338.8	28.2	4.01
250	4.07	102.07	6334.6	32.4	4.05
300	4.12	118.06	6329.5	37.5	4.10
400	4.21	155.33	6317.8	49.2	4.18
500	4.30	197.03	6304.6	62.4	4.26
600	4.40	245.75	6289.3	77.7	4.35
800	4.44	280.56	6278.3	88.7	4.38
1000	4.6	313.38	6268.0	99.0	4.39
1400	4.50	389.60	6244.2	122.8	4.41
1800	4.54	493.46	6211.8	155.2	4.43
2200	4.58	606.44	6176.8	190.2	4.44

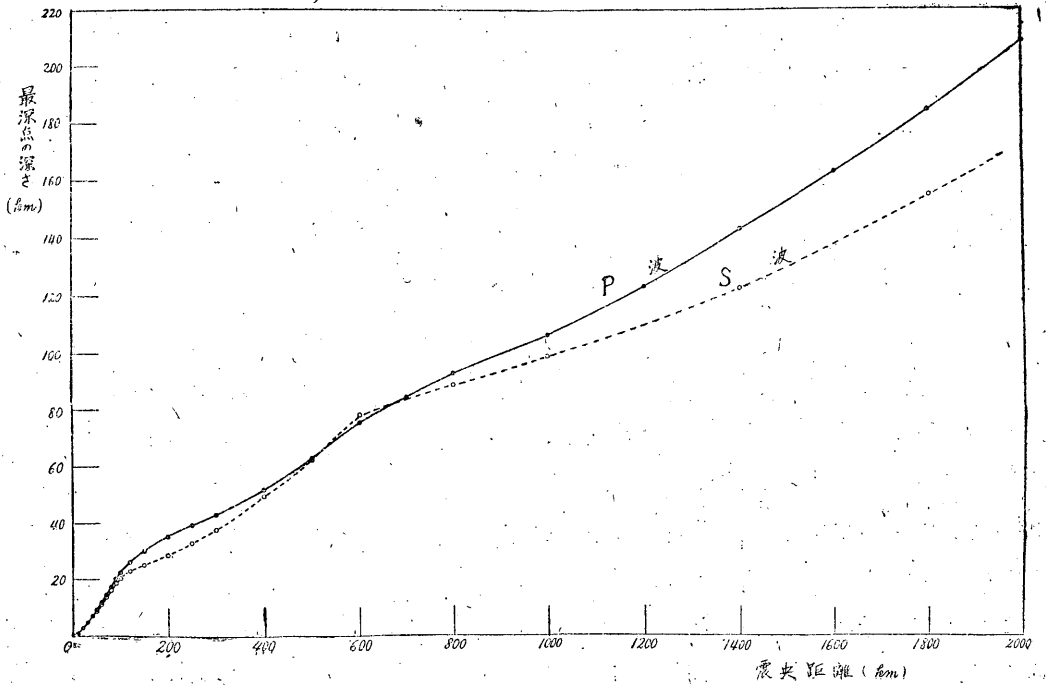
圖で見られる通り、深さ30km以上ではこれら既往の個々の地震から求められてゐる諸結果と大同小異の値となつてゐるがこれより浅い極く表層中では特に鷺坂氏の得られてゐる値とかなり異つてゐる。これは主として震源に於ける發震時の決定の差異に淵源するものと考へられる。即ち著者の場合は震央に極めて接近した觀測値のあつた伊東及び北伊豆兩地震の震央附近の走時曲線の形に信頼度を置き、それに依る走時を補つて震央附近の觀測値の不足した地震の震源に於ける發震時を決定したのであるが鷺坂氏は斯る場合に實測値を満足さず走時曲線をそのまま外挿して求められてゐる。従つてこの點の檢討は今後更に觀測値（特に震央附近の）の完備した多くの地震に依つて確かめなければならぬものと考へる。

次に震波線の最深點の深さとその地表面射出點の震央距離との關係を見ると第5圖の様になつてゐる。即ちP・S兩波共に大體同じ傾向の曲線が得られてゐるがその差異は比較的大きく、S波は

第 4 圖 地殻淺層内の P 波及び S 波の速度



第 5 圖 P 波及び S 波の最深點の深さと震央距離



一般に P 波より浅い處を傳播して來る結果になつてゐる。斯る事實は地殻深層に於ける研究でも指摘されて居る⁽²⁵⁾ことであり、實際兩波の傳播経路は同一ではない様である。

§ 4. 地殻浅層内の弾性常數の分布

地震波の速度を v_p, v_s とすれば poisson 比は

$$\sigma = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)}$$

であるから地震波の速度が知れると地殻内部の σ の値が求められる。

又地殻を構成する物質の密度 (ρ) が知れると

$$\begin{cases} \lambda = \rho(v_p^2 - 2v_s^2), \\ \mu = \rho v_s^2 \end{cases}$$

に依り弾性に關する Lamé の常數 (λ, μ) の分布も得られる。地殻内部の密度分布に關しては從來 Legender, Laplace, Roche, Wiechert 其の他多くの學者の假定があるが、今回は Roche の假定に依つて λ 及び μ の値を求めてみた。即ち r_0 を地球の半径、 r を地心距離とする時、密度分布を

$$\rho = \rho_c \left\{ 1 - \beta \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right\}, \text{ 但し } \rho_c = 10.10, \beta = 0.764$$

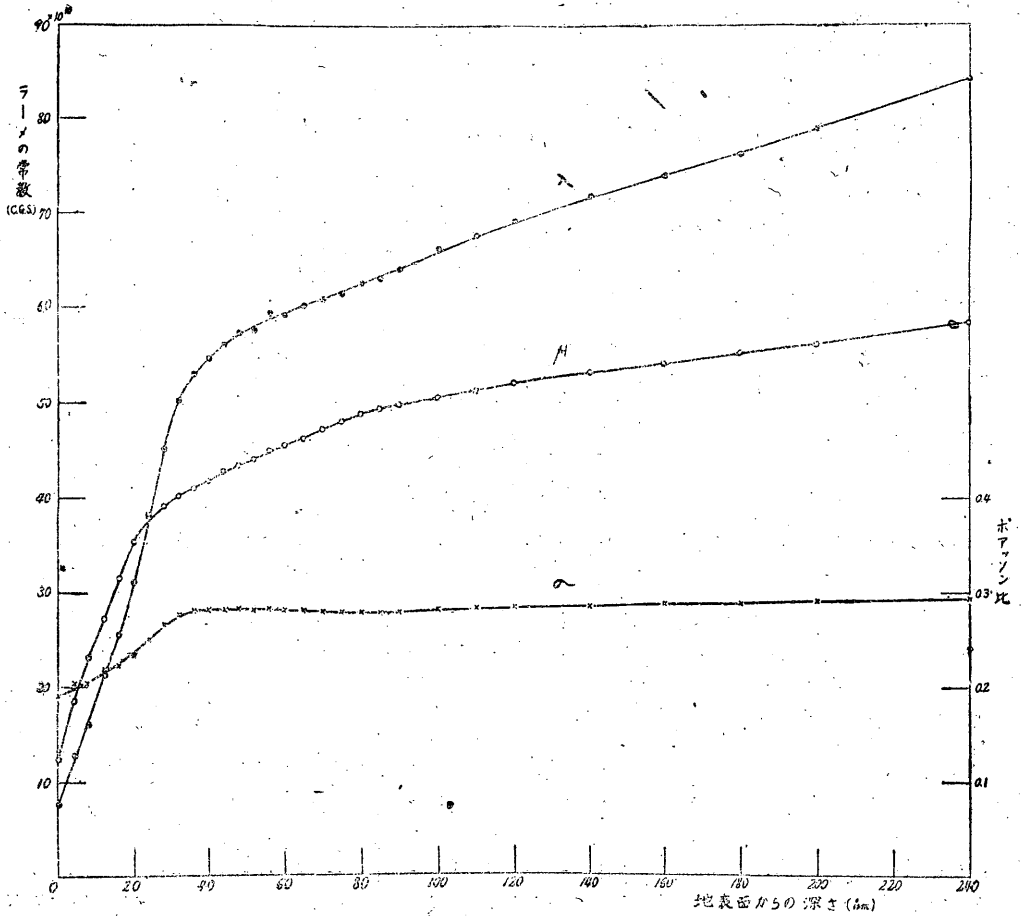
として、前に求めた v_p, v_s と組合せて地殻浅層内の値を計算した。

斯くして算出した σ, λ, μ 及び v_p/v_s の値を第9表に示す。この結果によつて Poisson 比及

第9表 地殻内部の震波速度及び弾性常數

h	v_p	a_s	v_p/v_s	σ	λ	μ	h	v_p	v_s	v_p/v_s	σ	λ	μ
km	km. sec ⁻¹	km. sec ⁻¹			$\times 10^{10}$ C.G.S.	$\times 10^{10}$ C.G.S.	km	km. sec ⁻¹	km. sec ⁻¹			$\times 10^{10}$ C.G.S.	$\times 10^{10}$ C.G.S.
0	3.70	2.28	1.62	0.194	7.83	12.38	60	7.72	4.25	1.81	0.283	59.38	45.69
4	4.56	2.78	1.64	0.204	12.82	18.55	65	7.76	4.27	1.82	0.283	60.33	46.30
8	5.10	3.11	1.64	0.204	16.01	23.21	70	7.80	4.30	1.81	0.282	61.08	47.33
12	5.62	3.37	1.67	0.219	21.38	27.38	75	7.84	4.33	1.81	0.281	61.60	48.19
16	6.05	3.61	1.68	0.223	25.61	31.66	80	7.88	4.35	1.81	0.281	62.81	49.00
20	6.48	3.82	1.70	0.234	31.12	35.45	85	7.91	4.37	1.81	0.280	63.12	49.47
24	6.85	3.95	1.73	0.251	38.36	38.06	90	7.94	4.38	1.81	0.281	64.17	49.87
28	7.12	4.01	1.78	0.267	45.21	39.24	100	7.99	4.39	1.82	0.284	66.54	50.68
32	7.30	4.05	1.80	0.278	50.38	40.34	110	8.02	4.40	1.82	0.285	67.84	51.30
36	7.40	4.08	1.81	0.282	53.03	41.13	120	8.05	4.41	1.83	0.285	69.44	52.13
40	7.49	4.12	1.81	0.283	54.71	41.92	140	8.09	4.42	1.83	0.286	72.02	53.34
44	7.55	4.15	1.82	0.284	56.17	42.88	160	8.13	4.43	1.84	0.289	74.11	54.18
48	7.60	4.17	1.82	0.285	57.45	43.48	180	8.16	4.44	1.84	0.289	76.32	55.39
52	7.64	4.20	1.82	0.283	57.73	44.10	200	8.19	4.44	1.84	0.292	79.08	56.37
56	7.69	4.22	1.82	0.285	59.51	45.03	240	8.25	4.45	1.85	0.295	84.24	58.61

第6表 地殻浅層内の Lamé' の常數及び Poisson 比の値



び Lamé' の常數の深さによる分布を示すと第6圖の様になる。即ち Poisson 比は深さ 30km 邊り迄大體直線時に増加し、それより深處では非常に増加率が小さくなる。そしてその値は地表附近極上層では 1/4 より小さく、數十軒以下では 1/4 より大きくなつてゐる。この σ 及び v_p/v_s の値は Zoeppritz と Geiger⁽²⁷⁾ が遠地々震の走時曲線から、又和達博士⁽²⁸⁾ が關東、北丹後、阿武隈河口の3地震より得られた P 波の速度と八丈島南西沖の深發地震の還元走時曲線より得られた S 波の速度とより算出された値等と比べると稍々大き目である。又 v_p/v_s は既に和達博士⁽²⁹⁾、鷺坂氏⁽³⁰⁾ 等により調べられてゐる通り、その値は深さと共に増加するが、特に地下 30km 附近急激に増大し、以下増加の割合は非常にゆるやかになつてゐる。

Lamé' の常數も Poisson 比等と同様な變化の傾向を示してゐるのは圖表の通りで、地表面下 20 km 附近迄 λ の値も μ の値より小さく、それ以下に至ると λ の方が大きくなり且つ深さによる増加率も大きくなつてゐる。

本調査に於ては前に述べた如く不連續層の存在は全く考慮せず、唯走時曲線の形のみから忠實に

速度を求め、又それより弾性に關する常數も算出したのであるがその結果は深さ 30~40km 附近に於て速度及び弾性常數の増加率が急變する様になつた。そしてこれは諸學者により既にその存在を指摘されてゐる地殻上層約 40km 附近に於ける不續層と大體一致した深さになる。

§ 5. 結 語

今回の調査に依つて得られた主な結果の概要を次に述べる。

- (1) 近年本邦及びその附近に發生した地表面震源と考へられる展型的淺發地震のうちの數個に就ての實測結果から震央距離 2200km 迄の P 波及び S 波の平均走時函數が求められた。
- (2) P 波及び S 波の平均走時曲線より地殻浅層(深さ約 200km) に於ける兩波の速度が Wiechert-Herglotz の方法に依つて算出された。
- (3) 地殻浅層内の速度分布に就ては既に本邦に發生した箇々の地震について再三求められ、大體同じ結果が得られてゐるが細かな點に至ると各研究者に依つて幾分異つてゐる。本調査は地殻浅層内の地震波の標準速度を求めようとしたもので得られた結果は以上箇々の場合についての平均値とも考へられる。
- (4) 地殻内部の P 波と S 波の傳播経路は既に指摘されてゐる如く多少異つてゐる結果が今回も得られた。
- (5) 地殻浅層内の Poisson 比及び Lamé' の常數を求めると深さ 30km 附近迄急増し以下急激に増加率は小さくなる。然し一定値ではなく内部に向ひゆるやかに増加する傾向は認められる。
- (6) 今回の調査では不續層の存在は全く念頭に置かず、唯平滑連續とした走時曲線の形のみから調べたのであるがその結果得られた震波速度及び弾性常數の増加率は深さ 30~40km 附近で急變し、この急變層の深さは從來指摘されてゐる不續層の一つと大體一致してゐる。本研究は氣象技術官養成所研究科の卒業論文として遂行されたもので、親しく御鞭撻並びに御校閱を賜つた主任指導講師本多弘吉博士に厚く御禮申上る。

(昭和 24 年 2 月 1 日)

文 献

- (1) M. P. Rudzki; "Überrdie Scheinbare Geschwindigkeit der Verbreitung der Erdbeben." Beitr. z. Geophys 3 (1898)
- (2) H. Benndorf; "Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinnern." Wien. Ber. 115 (1866)
- (3) H. Bateman; "The Solution of the Integral Equation which connects the Velocity of Propagation of an Earthquake Wave in the Interior of the Earth with the Times which the Disturbance takes to travel to the Different Stations on the Earth's Surface." Phil. Mag. 19 (1810)
- (4) G. Herglotz; "Über das Benndorische Problem der Fortpflanzungs-geschwindigkeit

- von Erdbebenstrahlen." Phys. Zs. 8 (1907)
- (5) E. Wiechert & L. Geiger; "Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern." Phys. Zs. 11 (1910)
- (6) H. Witte; "Beiträge zur Berechnung der Geschwindigkeit der Raumnellen im Erdinnern" Gött. Nachr. 199—241 (1937)
- (7) H. Honda; "The Velocity of the R—wave in the Surface Layer of the Earth crust." Geophys. Mag. Vol. IV. no. 1 (1931)
- (8) (a) 鷺坂清信; 地殻浅層内の震波速度 (I), (II). 驗時. 5 卷 1 號 (昭 6)
 (b) " ; 地震波速度. 驗時. 6 卷 1 號 (昭 7)
 (c) " ; 北伊豆前震に依る震波速度. 驗時. 7 卷 1 號 (昭 8)
 (d) 鷺坂清信, 三浦武亞; 新竹一台中兩州烈震に依る地震波速度の算出と地下 300 杆に於ける速度の異常變化. 驗時. 9 卷 1 號 (昭 10)
- (6) 竹花峰夫; 三陸沖強震による地震縦波の速度について. 驗時. 7 卷 2 號 (昭 8)
- (10) 正務 章; 福井地震による地殻浅層内の縦波の速度 北陸氣象研究會 (昭 23)
- (11) (a) K. Wadati and S. Oki; "On the Travel Time of the Earthquake waves. (Part III)." Geophys. Mag. Vol. VII, no. 2 (1933)
 (b) K. Wadati and S. Oki; " (Part IV). "
- (12) 鷺坂清信; 前出 (8)(a)
 H. Honda; 前出 (7)
- (13) 中央氣象台地震掛; 北伊豆地震驗測結果. 驗時. 4 卷 3 號 (昭 5)
 S. I. Kunitomi; "Note on the North Idu Earthquake of Nov. 26, 1930." Geophys. Mag. Vol. IV, no. 1 (1931)
 H. Honda; 前出 (7)
- (14) 中央氣象台地震掛; 新竹台中兩州烈震驗測結果. 驗時. 9 卷 1 號 (昭 10)
 鷺坂清信, 三浦武亞; 前出 (8)(d)
- (15) 正務 章; 前出 (10)
- (16) K. Wadati and S. Oki; 前出 (10)(b)
- (17) 鷺坂清信, 竹花峰夫; 近地々震に於ける S 波の走時表及び初期微動時表. 驗時. 8 卷 4 號 (昭 10)
- (18) H. Honda; 前出 (7)
 鷺坂清信; 前出 (8)(a)
- (19) 鷺坂清信; 前出 (8)(c)
- (20) 鷺坂清信; 前出 (8)(b)
- (21) 前出文献 (14)
- (22) H. Witte; 前出 (6)
- (23) H. Honda; 前出 (7)
- (24) 鷺坂清信, 前出 (8)(b)
- (25) 鷺坂清信, 三浦武亞; 前出 (8)(d)
- (26) K. Wadati and S. Oki; 前出 (11)(b)
- (27) K. Zöppritz u. L. Geiger; "Berechnung von Weg und Geschwindigkeit der Vorläufer Die Poissonsche Konstante im Erdinnern." Gött. Nachr. 400—438 (1909)
- (28) K. Wadati and S. Oki; 前出 (11)(b)
- (29) K. Wadati; "On the Travel Time of Earthquake Wave (Part II)," Geophys. Mag. Vol. VII, no. 1 (1933)
- (30) 鷺坂清信; 前出 (8)(b), (c)
 鷺坂清信, 三浦武亞; 前出 (8)(d)