

# P 波初動週期と地震の規模に就て

本 多 弘 吉・伊 藤 博

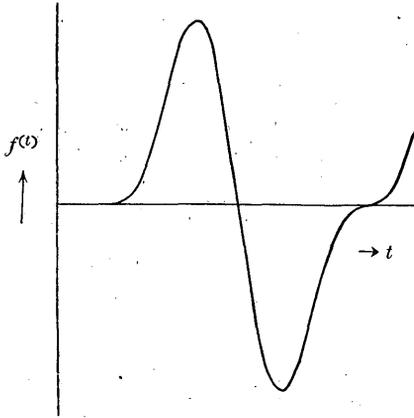
1. 緒言 地震波動の週期に就ては從來多くの研究がなされて居るが之等は主として(1)遠地々震波動に於ける週期の頻度と地殻上層の固有振動, (2)震央距離と週期との關係並びに地震波の分散, (3)近地々震波動中に含まれる短週期振動の週期頻度と地殻表層の固有振動に關する問題等の諸方面に互つて居る。然し震源から直接射出される波動の週期は如何なるものであるか, 又之は如何なる因子に依つて決定されるか等の問題に關する研究は餘り無い様である。唯是迄にも地震の規模が大きい程週期も長いと一般に考へられてはゐるが<sup>(1)</sup>之を觀測結果に基いて精確に立證したものは未だ見當らない。

本報文中筆者等は地震記象の比較的簡明な深發地震のしかもP波初動の部分の週期を驗測し, 之が地震の他の要素特にその規模と如何なる關係にあるかを調査した結果を述べる。地震記象からP波初動の週期を驗測する際には地震計の固有振動の影響を考慮に入れて適當に補正を加へる事にした。

2. P 波初動週期の驗測と補正 地動の東西・南北又は上下の各成分に就て地動が始つてから最初に再び元の零線を通過する迄に要する時間の2倍を以て假にP波初動の週期とする。通常使用されて居る地震計の固有週期は初動週期に比して著しく長いとは云へないから, どうしても地震計の固有振動の影響が入つて來る, 地震記象から茲に云ふ初動週期を求めるには理論的には記象を2度積分する方法に依ればよい譯であるが實際の手續は可成の手續を要し, 多數の場合に就て實行するのは困難である。依つて茲では簡單の爲に逆に地動を適當に假定して補正を加へる方法を採用する事にする。之には H. P. Berlage,<sup>(2)</sup> 杵島,<sup>(3)</sup><sup>(4)</sup> 坪井,<sup>(5)</sup> 河角,<sup>(6)</sup> 鈴木,<sup>(7)</sup> 西村, 高山等の諸氏の研究があるが, 何れにしても本質的には大した差異はあるまいと考へられるから, 此處では坪井博士の方法を用ひる。即ち  $t$  を時,  $f(t)$  を地動とし,  $f(t)$  は

$$f(t) = 0 \quad (t < 0), \quad f(t) = 2\sin t - \sin 2t \quad (t \geq 0) \quad (1)$$

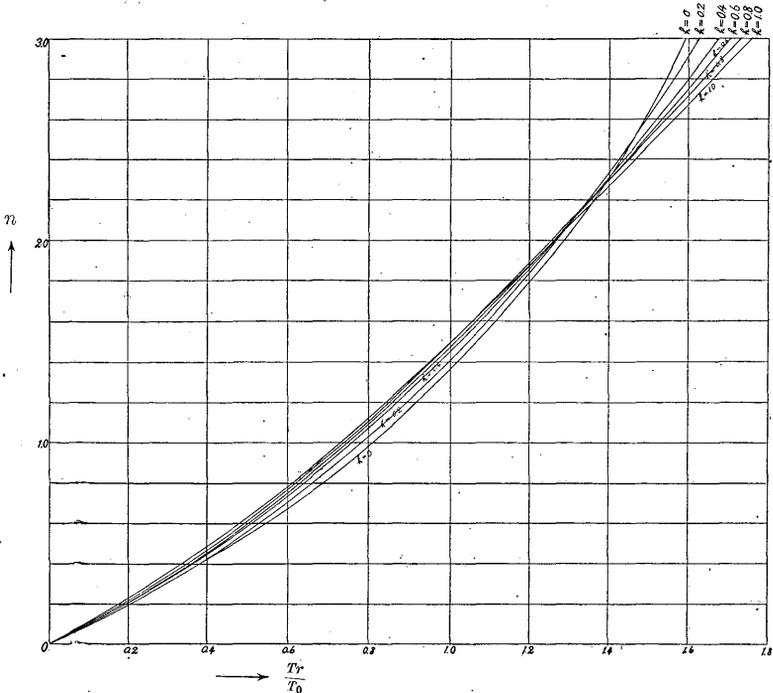
第 1 圖



で表はされると假定する。上式で表はされる地動は第1圖に示す如く  $2\pi$  を週期とする週期的の運動で  $t=0$  に於ては速度も加速度も零である。

地震記象上でP波初動が始まつてから最初に零線に戻る迄に要する時間の2倍は見掛けのP波初動の週期とも稱すべきもので、今之を  $T_r$  で表はす事にする。 $T_r$  と地震計の固有週期  $T_0$  との比  $\frac{T_r}{T_0}$  を横軸に、 $n = \frac{2\pi}{T_0}$  を縦軸にとると、坪井博士の計算結果から第2圖に示す様に  $\varepsilon/n$  の値に応じて曲線群が得

第 2 圖



られる。但し  $\varepsilon$  は制振係数とする。地震計の制振度を  $v$  とすれば

$$v = e^{-\pi \frac{\sqrt{1-\mu^2}}{\mu}}, \quad h = \frac{\varepsilon}{n} = \sqrt{1-\mu^2}$$

なる関係があるから  $v$  が分りさへすれば  $\frac{\varepsilon}{n}$  は  $n$  には無関係に求められる。それ故假に實際の地動を(1)式で表はされるものと考へて記象紙上から  $T_r$  を讀取つて  $\frac{T_r}{T_0}$  を計算し、 $\frac{\varepsilon}{n}$  の値に應じて第2圖から  $n$  の値を讀み取る。此の際  $n = \frac{2\pi}{T_0}$  で  $T_0$  はラヂアンを單位として表はしてある。又地動の週期は  $2\pi$  と假定してあるから之を秒を單位として表はすには  $T_0$  を秒で表はして之に  $n$  を掛ければよい。本報文では凡てこの様にして補正を加へたものを P波初動の週期 と呼ぶ事にする。

3. P波初動週期と震央距離 最近我國に起つた深發地震のうち調査の便宜上特に發震機構のよく知られて居るもの 12 個を選んだ。第1表のうち番號

第 1 表

番號	發 震 時	震央地名	東 經	北 緯	震源の 深	$\mu_p$
1	昭和4年6月3日 6 <sup>時</sup> 38分	志摩半島沖	137.2	34.3	320 km	$4.94 \times 10^3$ cm <sup>2</sup>
2	6 6 30 1 44	熊 野 灘	136.5	34.2	360	1.54 "
3	7 4 28 12 43	熊 野 灘	136.8	34.0	320	0.23 "
4	7 5 5 13 11	大 阪 灣	135.5	34.6	360	0.43 "
5	7 7 25 17 25	琵琶湖附近	135.9	35.2	360	2.84 "
6	7 11 13 13 47	日本海北部	137.3	43.6	320	19.3 "
7	8 12 5 4 34	宗谷海峽沖	144.3	46.4	350	7.8 "
8	10 5 31. 17 19	日本海中部	134.0	38.7	460	1.17 "
9	11 12 1 15 10	屋久島沖	129.0	30.7	270	2.57 "
10	11 10 26 18 34	三重縣中部	136.3	34.5	340	0.42 "
11	7 12 5 9 20	熊 野 灘	137.0	33.7	350	0.4 "
12	8 9 20 12 57	熊 野 灘	136.6	34.1	330	0.15~0.2 "

(1) から (9)迄の地震は發震機構も精密に調査されて居り、又P波初動週期も筆者等が可成り多數の記象から驗測し得たものである。(10)は東京と龜山の2箇所の記象及び氣象要覽に依つて發震機構を決めたものである。(11)と(12)は東京丈の記象を用ひ、その發震機構は精密な調査をする事なく、發震機構の類

第 2 表 (其の 1)

観測所	$T_p$ (秒)	$T$ (秒)	観測所	$T_p$ (秒)	$T$ (秒)	観測所	$T_p$ (秒)	$T$ (秒)
(1) 昭和 4 年 6 月 3 日 志摩半島沖地震			豊岡	2.4	3.0	長野	1.6	1.8
八丈島	3.0	3.8	洲本	3.0	4.0	名古屋	1.6	1.7
布良	3.8	5.3	福岡(支)	2.6	3.2	盛岡	1.6	1.8
沼津	3.0	4.8	熊本	2.6	3.4	八丈島	1.8	2.0
横濱	4.4	6.3	宮崎	3.2	3.8	和歌山	2.0	2.2
秋田	1.6	2.1	長崎	2.2	2.6	三島	1.8	2.1
京都	3.8	5.0	仁川	3.0	3.8	熊本	1.8	2.1
長野	3.8	4.7	彦根	1.4	1.4	宮崎	2.4	2.6
湖岬	3.5	5.3	平均		3.3	松山	1.2	1.3
石垣島	3.6	5.0	(3) 昭和 7 年 4 月 28 日 熊野灘地震			福岡(支)	1.6	1.7
臺北	4.2	6.1	龜山	0.9	1.0	輪島	2.0	2.6
東京	4.0	6.0	富崎	1.6	1.8	大阪	2.6	2.9
熊谷	4.0	6.0	銚子	1.0	1.1	布良	2.6	3.2
洲本	4.2	6.1	東京	1.4	1.5	熊谷	2.0	2.4
彦根	1.6	1.7	横濱	1.2	1.2	秋田	1.7	2.1
銚子	4.2	6.2	宮崎	1.5	1.5	平均		1.9
宮崎	3.4	4.0	彦根	1.4	1.5	(5) 昭和 7 年 7 月 25 日 琵琶湖附近地震		
仙臺	4.2	5.8	三島	1.6	1.7	宮崎	3.6	4.4
平均		4.9	八丈島	2.2	2.6	京都	2.0	2.2
(2) 昭和 6 年 6 月 30 日 熊野灘地震			神戸	1.6	1.8	富崎	1.8	2.0
札幌	2.8	3.6	秋田	1.6	1.9	洲本	2.0	2.4
仙臺	2.8	3.2	平均		1.6	輪島	2.0	2.5
水戸	3.0	3.7	(4) 昭和 7 年 5 月 5 日 大阪湾地震			神戸	3.0	4.0
筑波山	2.4	2.8	岐阜	1.0	1.2	秋田	2.4	3.1
銚子	3.0	3.9	神戸	1.6	1.7	東京	2.6	3.4
横濱	2.8	3.0	高知	1.0	1.1	八丈島	3.4	4.4
三島	2.6	3.5	洲本	1.0	1.1	長野	2.8	3.6
長野	2.8	3.7	水戸	1.8	1.9	長崎	1.8	2.0
沼津	2.6	4.0	龜山	1.2	1.3	岐阜	2.8	3.6
輪島	1.8	2.2	豊岡	1.2	1.3	高知	2.2	2.7
湖岬	2.4	3.2	仙臺	1.8	1.9	福岡(支)	2.9	3.8
神戸	3.4	4.4	福島	1.0	1.1	湖岬	2.0	2.5
						三島	2.2	2.7

観測所	$T_p$ (秒)	$T$ (秒)	観測所	$T_p$ (秒)	$T$ (秒)	観測所	$T_p$ (秒)	$T$ (秒)
平均		3.3	富山	2.8	3.6	前橋	3.4	4.7
(6) 昭和7年11月13日 日本海北部地震			横濱	3.2	4.0	御前崎	3.2	4.1
根室	2.3	2.4	岐阜	3.2	3.9	札幌	2.0	2.4
前橋	3.6	5.2	和歌山	1.8	2.1	彦根	1.4	1.6
大阪	3.8	4.7	龜山	2.2	3.2	潮岬	1.8	1.9
福岡(支)	3.4	4.5	柿岡	3.2	4.4	平均		4.0
濱田	3.6	4.8	洲本	3.2	4.5	(10) 昭和11年10月26日 三重縣中部地震		
岐阜	4.4	6.1	廣島	2.0	2.7	東京	2.1	2.4
福島	3.6	4.8	銚子	3.2	4.2	龜山	2.0	2.2
名古屋	2.4	2.7	三島	3.0	3.7	平均		2.3
平均		4.4	筑波山	4.4	6.5	(11) 昭和7年12月5日 熊野灘地震		
(8) 昭和10年5月31日 日本海中部地震			仁川	1.6	1.8	東京	1.3	1.4
東京	3.2	5.3	長崎	3.2	4.5	(12) 昭和8年9月20日 熊野灘地震		
濱松	2.8	4.2	豊岡	2.2	2.8	東京	0.9	1.0
輪島	2.2	3.0	京都	2.6	3.3			
福島	3.2	4.6	宮崎	3.4	4.4			
仙臺	2.4	2.9	長野	3.6	4.9			
			松山	3.2	4.2			
			高知	3.4	4.7			

似した他の地震と比較して概略の値を求めたものである。<sup>\*</sup>之等の地震の Wiechert 式上下動地震計記象から見掛けの初動週期を讀取り、上述の補正を加へたものを第2表に示す。

上述の深発地震のうち、観測値の比較的豊富な宗谷海峡地震及び屋久島沖地震のP波初動週期と震央距離との関係を調べると第3圖に示す様に個々の値は相當ばらつくが、結局今取扱つて居る様な震央距離1000km~1500km程度迄の範圍では震源から射出された波動は餘り大きい變形を受ける事なく傳はり、P

\* 地震(11)は熊野灘に震央を有し、震源の深さは約350kmで發震機構は(4)と類似して居る。先づ(4)のP波初動の計算値を地圖に記入して等振幅線を引く、次に氣象要覽に與へられた(11)の節線を(4)のそれに重ねる。此の時(11)の振幅の観測値が(4)の計算値と殆んど同値である事から(11)の $\mathcal{R}_p$ は(4)のそれに殆んど等しいと考へて大差ない。(12)の $\mathcal{R}_p$ も同様の考へに依つて決定した。

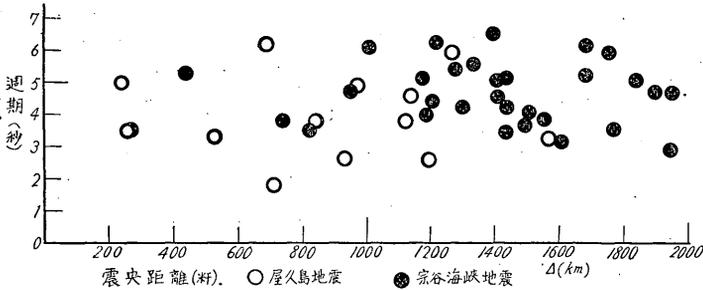
第 2 表 (其の 2)

観測所	$T_r$ (秒)	$T$ (秒)	P 波初動振幅	$\Delta$ (km)	観測所	$T_r$ (秒)	$T$ (秒)	P 波初動振幅	$\Delta$ (km)
(7) 昭和 8 年 12 月 5 日 宗谷海峡沖地震					札幌	3.8	5.3	42.6	441
龜山	3.6	5.1	14.3	1443	高知	3.6	5.3	4.3	1694
沼津	3.3	5.5	2.3	1337	京都	2.8	3.4	11.9	1454
神戸	3.0	4.0	18.3	1512	福岡(支)	3.6	5.0	0.8	1840
清水	2.8	3.5	14.3	1771	秋田	2.7	3.5	77.5	817
洲本	2.8	3.8	5.1	1557	平均		4.4		
銚子	4.2	6.2	26.3	1220	(9) 昭和 11 年 12 月 1 日 屋久島沖地震				
濱松	3.0	4.4	3.0	1412	名瀬	2.8	3.5	11.9	261
前橋	2.9	4.0	61.0	1193	那覇	1.6	1.9	—	—
大阪(支)	2.4	3.7	18.	1497	宮崎	2.8	3.5	210.	269
御前崎	3.2	4.1	—	—	長崎	3.6	5.0	25.5	241
熊谷	3.0	4.4	62.5	1210	熊本	2.8	3.9	—	—
宮崎	3.8	4.6	12.5	1949	父島	3.6	5.3	—	—
横濱	4.0	5.4	31.0	1280	東京	3.3	4.6	70.0	1143
熊本	3.4	4.6	14.5	1899	富崎	2.8	3.8	34.0	1116
三島	3.0	4.2	10.7	1298	濱松	2.0	2.6	43.	931
長崎	2.4	2.9	11.8	1954	輪島	2.4	3.1	—	—
潮岬	2.4	3.2	5.4	1610	筑波山	2.2	2.6	16.	1199
豊岡	3.0	4.2	24.2	1443	臺北	3.6	4.9	50.	969
長野	2.6	3.2	—	—	恒春	4.2	5.9	4.0	1269
名瀬	2.6	3.2	7.0	2383	仁川	2.0	2.3	—	—
松山	2.4	3.1	6.2	1694	八戸	2.6	3.2	13.	1570
筑波山	2.4	2.8	—	—	仙臺	2.2	2.5	—	—
柿岡	3.6	5.1	18.8	1181	福島	3.0	4.0	16.9	1312
仁川	4.2	5.9	10.5	1759	高知	2.5	3.3	53.	532
仙臺	3.6	4.7	76.0	947	龜山	3.0	3.8	52.	836
盛岡	3.0	3.8	46.3	743	洲本	4.1	6.2	14.7	686
福島	4.0	6.0	12.8	1012	潮岬	2.1	1.8	80.	710
彦根	3.8	5.0	10.2	1409	平均		3.7		
名古屋	4.2	6.5	11.6	1390					

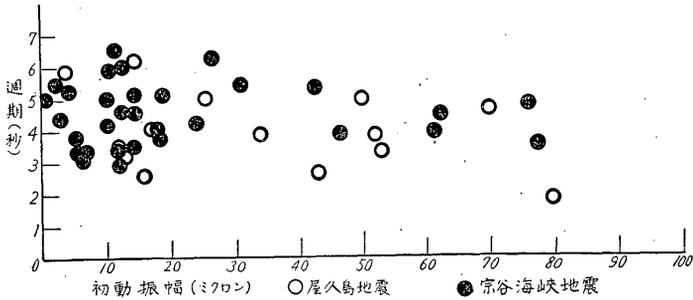
波初動週期は震央距離には無關係に略、一定と見ても差支へなさうである。

同一地震でも振幅の大きい地點では週期も亦長くなつて居る様な事がありは

第 3 圖



第 4 圖



しないかといふ懸念があるので、念の爲宗谷海峡地震と屋久島地震とに就て初動週期と初動の振幅との関係を調べた處、第4圖に示す様に兩者の間に直接の関係があるとは考へられない。但しこゝに用ひた初動の振幅は大體の傾向を見る丈であるから記象紙上の振幅を地震計の倍率で除したのみで補正は加へてない。

4. P波初動週期と地震の規模 P波初動週期は一つの地震に就ては各観測所を通じて略々一定である。然るに夫々の地震に對する週期を平均した値は相互に可成りの相違がある。斯く地震に依つて週期の違ふのは何に基因するものであるかは最も興味のある問題である。第2表を概観すると通常考へられて居る様に地震の規模の大きい程週期も長い傾向がある。然らば或地點に於ける地震動の強さとは違つて地震その物の規模とは何であらうか。嚴密には震源から射出される全エネルギーとして定義されるべきものであらうと思はれるが、個々の地震のエネルギーを計算するには可成の困難を伴ふ。最近 C. F. Richter<sup>(8)</sup>

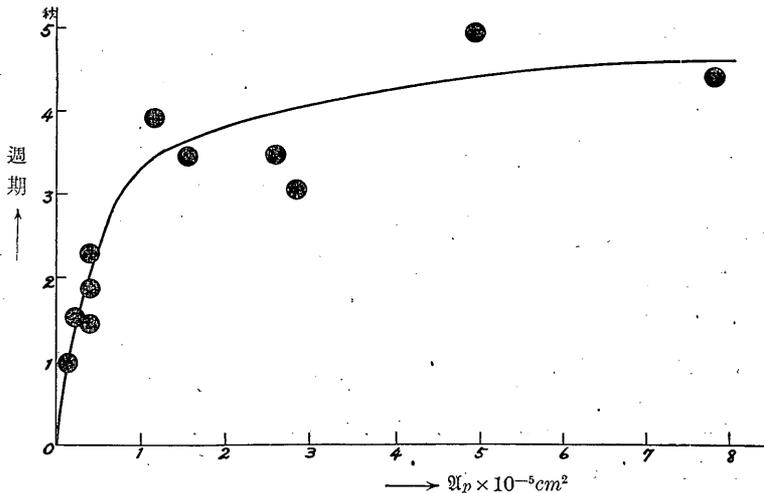
は淺發地震に就て地動の振幅に基き地震の規模のスケール (Magnitude Scale) を論じたが、肝心の振幅の方位による分布或は發震機構を考慮してゐないから今の場合に應用する事は難かしい。

今取扱つて居る地震は總て發震機構のよく知られたものゝみである。深發地震波動の研究の結果に依ると、震源から射出される P 波の振幅は  $r, \theta, \varphi$  なる球座標を用ひると

$$A_p \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi \cdot e^{ip(t - \frac{r}{v_p})}$$

で表はされる。但し  $t$  は時、 $v_p$  は P 波の速度で、 $T$  を週期とすると  $p = \frac{2\pi}{T}$  である。 $A_p$  は  $r, \theta, \varphi$  及び  $t$  に無關係な常數で謂はゞ P 波の振幅を表はす常數である。上式は週期的振動を表はすが、P 波初動分布も假にこの様な式に従ふものと假定し、更に地震波線の屈曲及び地表に於ける反射の影響等を考慮して、實測結果を満足する様に  $A_p^*$  の値を計算した結果を第 1 表に示してある。番號 (11), (12) の地震は既述の如く發震機構の類似した他の地震と比較して大略の値を求めたものである。

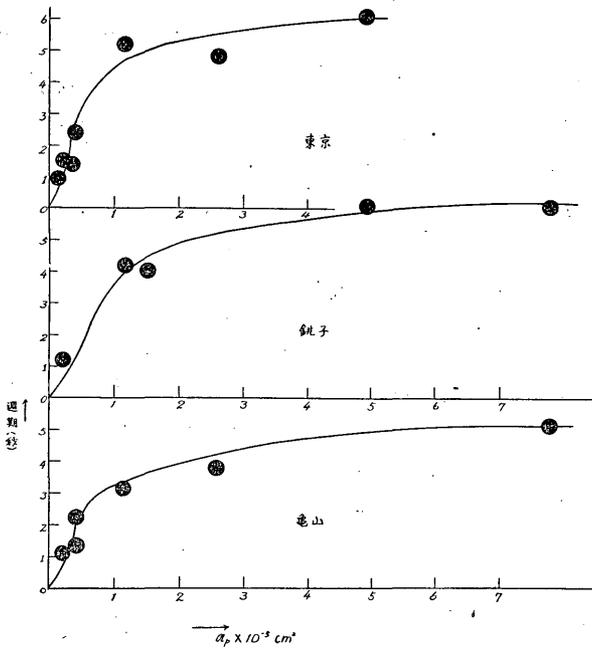
第 5 圖



\*  $A_p$  を算出する基礎になる初動の振幅は記象紙上の振幅を單に地震計の基本倍率で除したのみであるが、 $A_p$  を單に地震の規模を表はす一つの指數の如く取扱ふ場合には之でも大した差支へはないであらう。

第5圖に於て横軸には  $\mathcal{A}_p$ , 縦軸には P 波初動週期をとつてある。之に依ると明かに  $\mathcal{A}_p$  の小さい所では週期は非常に短かく  $\mathcal{A}_p$  が增大すると週期は急に長くなり, 更に  $\mathcal{A}_p$  が増すと週期は徐々に長くなり,  $\mathcal{A}_p$  が或程度以上は増大しても週期はも早餘り長くはならなくなる。 $\mathcal{A}_p$  は既述の如く震源から射出される P 波の振幅を表はす量であつて直接地震の規模に關係するものである。従つて地震の規模が小さければ初動週期は短く, 大きければ大きい程長いと云ふ事が出来る。

第 6 圖 (其の 1)

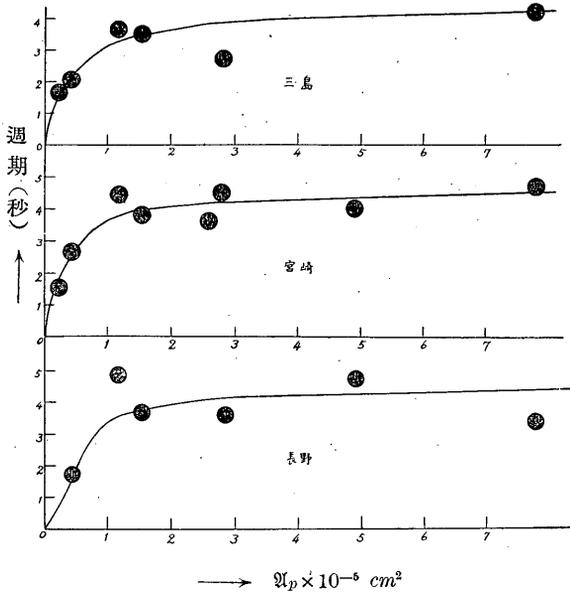


以上は各観測所を通じての平均の結果であるが, 比較的観測値の多い観測所に就て個々の地震の當該観測所に於ける週期と  $\mathcal{A}_p$  との關係を第6圖に示した。之に依れば多數観測所に於ける値の平均を用ひた場合と略々同様な傾向が認められる。

深發地震の發震機構を表はす模型として一般に半径  $a$  の球

面上で方位に就ては  $\sin 2\theta \cos \varphi$  なる形で分布する半径方向に働く力を假定して居る。然も  $\mathcal{A}_p$  の大きい程即ち規模の大きい程  $a$  も亦大きい, 従つて謂はゞ震源域とも稱すべきものも大きいと考へた方がよい事が判つて居る。<sup>(9)</sup> 震源に於て實際如何なる運動が起つて居るかは詳には分らないが, 兎に角或る變形が起つて地震波が生成される際その變形の完了するには震源域が大きい程長く時間がかゝるとして, 地震の規模が大きい程 P 波初動週期が長いと云ふ結果を一應

第 6 圖 (其の 2)



補正を加へて P 波初動週期を驗測した。茲に P 波初動週期とは地動が始つてから再び零線を通過する迄に要する時間の 2 倍とする。

(2) 深發地震の P 波振幅を表はす常數  $A_p$  を以て地震の規模を表はす目やすとして調べると地震の規模が大きければ大きい程 P 波初動週期も亦長い。

終に終始御指導を賜はる岡田臺長先生並びに藤原先生に御禮申上げる。

(昭和 12 年 12 月 中央氣象臺にて)

文献：— (1) 例へば松澤；地震 112 頁。(2) H. P. Berlage；Jahresber. Schweiz. Erdbebendienst. 1923. 又は Handb. d. Geophys. IV, Lief. 2. 1930, 369 頁。(3) 杵島；驗震時報第 8 卷, 97 頁, 1932。(4) 坪井；地震研究所彙報 XII, 426 頁, 1934。(5) 河角；地震 IV, 71 頁, 1932。(6) 鈴木；地震研究所彙報 XII, 155 頁, 1934。(7) 西村, 高山；地震 VII, 100 頁, 1935。(8) C. F. Richter；Bull. Seism. Soc. Amer. 1~32 頁, 1935。(9) 本多, 三浦；驗震時報第 10 卷, 1 頁, 1937。

説明出來さうである。

本文では P 波初動週期に就てのみ論じたが地震波動の他の部分に就ても同様の事が云へる様である。

5. 結語 本調査で得られた主な結果は次の通りである：—

(1) 最近本邦附近に起つた深發地震のうち發震機構のよく知られて居る 12 個に就て Wieche t 式上下動地震計記象に就き適當の