

報 時 震 驗

第 八 卷 第 一 號

論 文

ScS 波の観測と地球内核の剛性に関する問題

本 多 弘 吉

内 容

1. 緒 言
2. ScS 波の振幅の計算
3. 昭和 7 年 11 月 13 日の日本海北部の深發地震
4. 観測値と計算値との比較 地球内核の剛性
5. 結 語

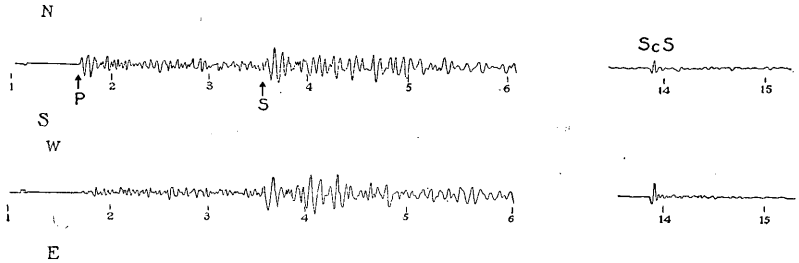
1. 緒言 地表面近くの震源に発生した地震波が内核の表面で反射されて再び地表に達し、所謂⁽¹⁾ PcP, PcS, ScS, ScP 波等を生ずることは大分以前から考へられてゐたが實證された事はなかつた。1931 年 スクレーズ氏⁽²⁾ (F. J. Searse) は深發地震の反射波の研究に際し PcP, ScS 等を見出し、其等地震波の走時は P 波及 S 波の速度を既知として計算したものとよく一致することを示し、次で⁽³⁾ V. C. Stechschulte, S. J. 及び再び⁽⁴⁾ スクレーズ氏は其の研究中で PcP, ScS 波等を論じた。昭和 8 年角谷・日高、宮本、和達等の諸氏は特に震央附近に於ける ScS 波に就て精密に研究されたが、此等はすべて走時の問題を主とし、振幅等を定量的に調査したものは未だないやうである。

前記諸氏に依つても屢々示された如く、震央附近で ScS 波は時として驚く可き程明瞭に記象される事があり、内核で反射された地震波として果して左様な著しい振幅を有し得るか否か是非とも一應の検討を要する。又地球物理學者は一般に内核の剛性は甚しく大きいと假定してゐるに反し、地震學者には内核を通過したと考へられる S 波が餘り観測されない爲に内核の剛性は零、即ち液體と考へてゐる人が多い。内核が液體か固體かの重大な問題は地震波勢力の定量的研究に依つて解決さるべきであらう。特に ScS 波は震央附近で明瞭に観測され、而かも内核の表面で反射される際に内核の剛性如何に依つて著しく影響されるから之を適當に研究すると内核の剛性を知る一つの手懸りを得べきことが想像される。

此の意味に於て本論文では昭和7年11月13日に日本海北部に起つた深發地震の震央附近に於ける ScS 波の振幅を理論と實測の兩方面から調査し、ScS 波の本質を明かにする一方内核の剛性に關する問題に論及する。

2. ScS 波の振幅の計算 昭和7年11月13日に日本海北部に起つた深發地震

第一圖 昭和7年11月13日の日本海北部地震の潮岬に於ける記象



の潮岬に於ける地震記象を第一圖に示す。後に述べる様に此の地震の震源の深さは約320 籽，潮岬の震央距離は約1100 籽である。震源から直接到達した P 波及び S 波に比べて内核の表面で反射されて來た ScS 波が如何に明瞭に記象れさせてゐるか分る。⁽⁸⁾ F. J. Scrase は嘗て内核を S 波が通過し得ないとすると入射 S 波の大部分は核の表面で再び S 波として反射されるから ScS 波が優勢である旨を述べてゐるが、定性的の推測に過ぎない。

或る観測所に到達する S 波と ScS 波とは震源に於て一般に異なる方向から射出された S 波に由來するから、之等の振幅を論ずるには是非共震源に於ける發震機構を考慮に入れなければならぬ。又地殻構造の不均質，内核の表面及地表面に於ける反射の影響等も考へねばならぬ。以下順次に之等の影響を計算する方法を示さう。同時に後の調査の便宜上特に震源の深さが 320 籽の場合に就て必要な數値を二，三計算しておく。

(イ) 地震波が震源から一樣な振幅で射出される場合に地表に入射する P, S, PcP, ScS 波の振幅。均質等方彈性體では球面波の振幅は擾亂源からの距離 r に逆比例するが、地殻内では深さと共に速度が増してゐて、地震波線は地表に對して凹形に曲り、事柄はかなり複雑になる。ある一つの震波線の震源に於ける射出角を $e, \frac{\pi}{2} - e = \theta$ ，地表に於ける射出角を e_0 ，其の點の震央距離を Δ 籽，其の震波線を挟み $d\theta$ の一度に對する地表上の地帯の幅を $d\Delta$ 籽とする。P 波と S 波の経路は略同一と考へてよいかから、P, S 何れに就ても地表に入射する地震波の振幅は地震波線が擴がる事の影響として近似的に

$$13.2 \times 10^{-2} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}} \quad (\text{籽}^{-1}) \dots \dots \dots (9)$$

に比例する。

種々の震源の深さに對する ScS 波の走時は宮本氏は實測から、⁽¹⁰⁾ 和達博士は計算に⁽¹¹⁾

第一表 ScS 波の走時

震源の深さ 震央距離	300 籽	350 籽
0 籽	863 秒	854 秒
200	64	54
400	65	56
600	67	58
800	70	61
1000	73	64
1200	76	67
1400	80	71

依つて得られてゐる。後者に依り震源の深さ 300 籽及 350 籽の場合に震央距離 1400 籽迄の ScS 波の走時を第一表に示す。之から震源の深さを 300 籽としても 350 籽としても走時曲線の傾斜のみを論ずる限りに於ては殆んど同一の結果を與へる事が分る。

ScS 波の一つの震波線をとリ、其の震源、内核の表面及地表面に於ける入射角を夫々 i_h, i_c 及 i_0 とし、各點に於ける S 波の速度を v_h, v_c 及 v_0 、地球の中心より各點に至る距離を r_h, r_c 及 r_0 とすると (第二圖) 之等の間には

$$\left. \begin{aligned} \frac{r_0}{v_0} \sin i_0 &= \frac{r_h}{v_h} \sin i_h = \frac{r_c}{v_c} \sin i_c \\ \sin i_0 &= v_0 \frac{dT}{d\Delta} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

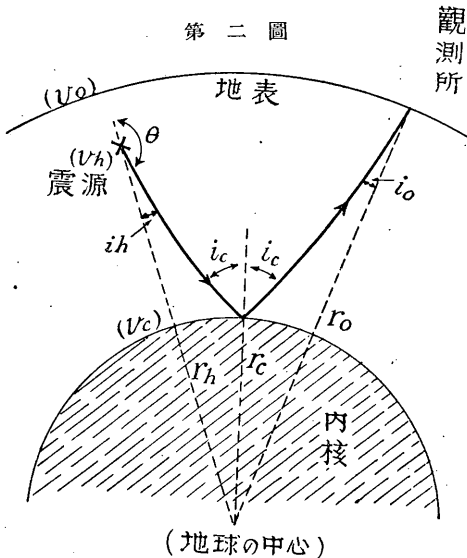
なる關係がある。但し Δ は震央距離、 T は ScS 波の走時とする。震源の深さが 320 籽の場合をとリ、

$$\begin{aligned} r_0 &= 6370 \text{ 籽} & r_h &= 6050 \text{ 籽} & r_c &= 3470 \text{ 籽} \\ v_0 &= 2.79\% & v_h &= 4.90\% & v_c &= 7.28\% \end{aligned}$$

とし第一表の走時から $\frac{dT}{d\Delta}$ を求め i_0 、

第二表 i_0, i_h, i_c (震源の深さ 320 籽)

震央距離	i_0	i_h	i_c
0 籽	0	0	0
200	° 46'	1° 25'	3° 41'
400	1 24	2 35	6 42
600	1 54	3 31	9 10
800	2 21	4 21	11 21
1000	2 40	4 57	12 56
1200	2 52	5 18	13 51
1400	3 01	5 34	14 36



i_h 及 i_c を計算し第二表に示す 假に ScS 波が其経路に於て震波線が擴がる爲に勢力密度が小さくなる以外には全然勢力の減衰を受けないとすると、地表に入射する ScS 波の振幅も P 波或は S 波と同様に (1) 式に比例する筈である。

第一表及び第二表等の數値から (1) 式中の $\sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0 d\Delta}}$ の値を計算し、P 波又は S

第三表 $\sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}}$
 (10⁻³ 軒⁻¹)
 (震源の深さ; 320 軒)

震央距離	P (或は S)	ScS (或は PcP)
0軒	30.4	1.00
100	23.8	0.98
200	19.7	0.90
400	14.0	0.75
600	10.1	0.67
800	6.3	0.58
1000		0.45
1200		0.35
1400		0.28

波に關するものと對比して
 第三表及び第三圖に示す。

PcP 波の経路も大體 ScS
 波のと大差ない筈であるから
 今 ScS 波に就て得た結果

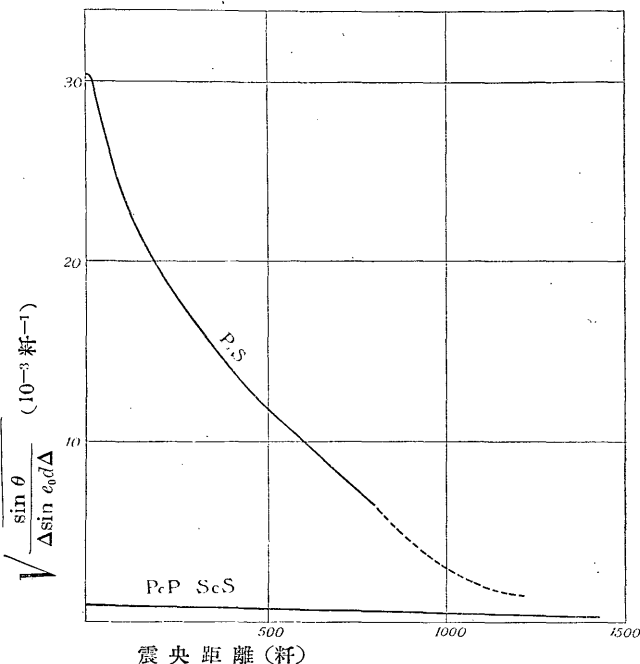
は近似的に PcP 波にも應用出来る。震波線の擴がりの方面丈から考へると第三圖から P 波又は S 波の振幅は震央距離が増すと急に減少するのに、PcP 波又は ScS 波の振幅は震央距離が増しても餘り變化しないことがよく分る。

(□)發震機構と P 波及び S 波の振幅 前節では便宜上震源から各方向に一樣な振幅で地震波が射出されるとした但实际上は云ふ迄もなく震源に於ける發震機構を考へ、射出される地震波の振幅が方向に依つて異なる事に注意せねばならぬ。假に地殻を均質等方であると、震源を原點とする球座標 γ, θ, φ に於て、夫々の方向の變位を $\vartheta_r, \vartheta_\theta$ 及 ϑ_φ で表はすと震源からかなり遠い所では其等の主な項は

$$\left. \begin{aligned} \vartheta_r &= A \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi \cos(pt - hr) \\ \vartheta_\theta &= 5.20 A \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \varphi \cos(pt - kr) \\ \vartheta_\varphi &= -5.20 A \frac{1}{r} \cos \theta \sin \varphi \cos(pt - kr) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (3)^{(14)}$$

で表はされる。A を常數、T を地震波の週期、 λ, μ をラーメの常數、 ρ を密度、 $p = \frac{2\pi}{T}$, $h = \sqrt{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}} p$, $k = \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} p$ とし、且つ特に $\lambda = \mu$ で而かも $\cos \theta, \sin 2\theta, \cos 2\theta, \cos \varphi, \sin \varphi$ 等が零に非常に近い方向は除外する。

第三圖 $\sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}}$



震央距離 (軒)

(3) 式の ϑ_r は深発地震の P 波に、 ϑ_θ 及 ϑ_ϕ は S 波に相當する。地表に於ける P 波又は S 波の観測から A なる常数を決定すれば震源から任意の方向 (ϑ, ϕ) に射出される P 波又は S 波の振幅を直ちに計算出来る。

(ハ) 内核の表面に於ける S 波の反射⁽¹⁵⁾ 内核の半径は約 3470 軒であるのに、P 波又は S 波の波長は數十軒程度のものである。従つて之等地震波の内核の表面に於ける反射、屈折の影響を論ずるには内核の表面を平面とし、之に平面地震波が入射すると看做してよい。

内核の外側の物質を (1)、内核の内側を (2) と名づけ、密度を ρ 、P 波及び S 波の速度を夫々 V 及び v とする。一般に採用されてゐる所に従ひ、⁽¹⁶⁾

$$\begin{aligned} \rho_1 &= 6.0 & V_1 &= 13.0 \% & v_1 &= 7.25 \% \\ \rho_2 &= 9.5 & V_2 &= 8.5 \% \end{aligned}$$

とおく。此等には餘り異論はあるまいが最も問題となるのは v_2 の値である。内核を液體とすると $v_2=0$ とおけばよく、今後此を I の場合とする。内核を固體と假定する場合には B. Gutenberg 等に従ひ $v_2=5\%$ と置いて見る。此を II の場合とする。

S 波の振動方向が入射面内に含まれてゐる場合を SV 波と名づけ、振動方向が入射面に垂直な場合を SH 波とする。(1) なる媒質から (2) なる媒質に向けて S 波が入射する場合を考へる。入射 S 波の振幅を \mathcal{A}_0 、反射 S 波の振幅を \mathcal{A}_r とし、S 波の反射屈折の一般式⁽¹⁷⁾に上の數値を代入して計算し、入射角 i_1 が $0^\circ, 10^\circ, 15^\circ$ の三つの場合に得られた $\mathcal{A}_r/\mathcal{A}_0$ の絶對値を第四表に示す。之れから入射角が 15° 以内では、内核を

第四表 内核の表面に於ける S 波の反射、 $\frac{\mathcal{A}_r}{\mathcal{A}_0}$

入射角 i_1	I; 内核液體, $v_2=0$		II; 内核固體, $v_2=5\%$	
	SH	SV	SH	SV
0°	1.00	1.00	0.04	0.04
10	1.00	0.98	0.05	0.05
15	1.00	0.96	0.05	0.06

液體とすると入射 S 波は殆んど全部 S 波として反射されるが、内核を固體とし $v_2=5\%$ とすると S 波として反射されるものの振幅は入射 S 波の僅かに 5% 程度に過ぎない事が分る。

(ニ) 地表面に於ける S 波の反射の影響 地震計で観測されるのは地震波入射に基く地表面の運動である。地表面に

SH 波が入射すると地表面の質點の振幅は入射波の夫の丁度 2 倍となる。SV 波入射の時⁽¹⁸⁾には U 倍となるとする。松澤博士に依ると特に $\lambda=\mu$ なる時入射角 $5^\circ 45'$ の時 U は 1.981 となるのであつて、入射角が 5 度以内では U を 2 とおいて差支へない。

(ホ) SeS 波の振幅 發震機構の常數 A 、球座標の極軸の方向及 $\varphi=0$ なる面の方向等が分れば以上 (イ) から (=) 迄に述べた事を適當に組合せて SeS 波に依る地表の運動の振幅を計算出来る。

發震機構を示す球の極軸が鉛直なる場合には事柄は可なりに簡單となる。SeS 波に依る地表の一點の振動の、震央と観測點を結ぶ方向の水平成分を $(\text{SeS})_R$ 、之に直角な

水平成分を (ScS)_φ とする。但し前者は震央附近では震央に対して外側に向くを正、後者は上から見て反時計向きに向くを正とする。然る時は (イ) から (ニ) 迄に述べた事を組合せて

$$\left. \begin{aligned} (ScS)_R &= 5.20 A \cos 2\theta \cos \varphi \times 13.2 \times 10^{-2} \\ &\times \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}} \left(\frac{Q_r}{Q_e} \right)_{I \text{ 又は } II} U \cos(pt - kr) \\ (ScS)_\phi &= -5.20 A \cos \theta \sin \varphi \times 13.2 \times 10^{-2} \\ &\times \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0 d \Delta}} \left(\frac{Q_r}{Q_e} \right)_{I \text{ 又は } II} 2 \cos(pt - kr) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

となる。

但し $\left| \frac{Q_r}{Q_e} \right|_I$ は内核を液體、 $\left| \frac{Q_r}{Q_e} \right|_{II}$ は固體とし $v_2 = 5\%$ とした場合の値を示す。之に依つて計算された値の何れがよく観測値と一致するかによつて内核が液體であるか固體であるかが推定される譯である。

次に特に震央に於ける事柄を考へて見やう。震源から射出される P 波及び S 波の大きさは夫々震源に關して點對稱であるから震央に到達する S 波と ScS 波とは震源から射出された時には振幅は同一であつた筈で、又其の他の關係も極めて簡單となる。震央で観測される S 波の大きさを |S|, ScS 波の大きさを |ScS| とすると、兩者の大きさの比は

$$\text{内核を液體とすると } \frac{|ScS|_I}{|S|} = \frac{1.00}{30.4} \doteq \frac{1}{30}$$

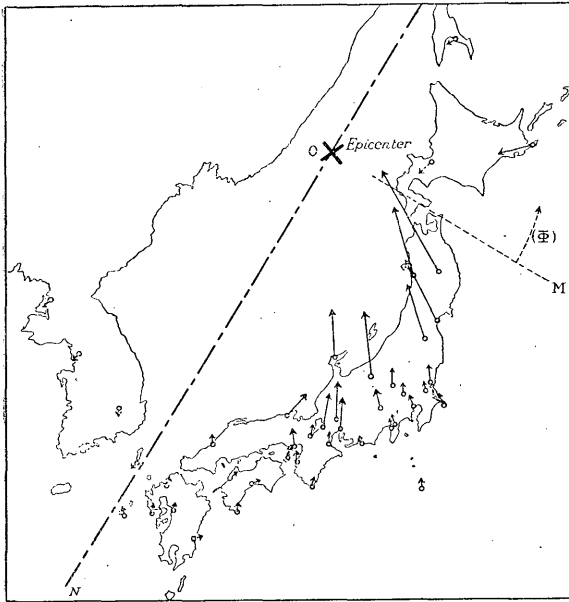
$$\text{内核が固體で且つ } v_2 = 5\% \text{ とすると } \frac{|ScS|_{II}}{|S|} = \frac{1.00 \times 0.04}{30.4} \doteq \frac{1}{760}$$

となり、又 $\frac{|ScS|_I}{|ScS|_{II}} \doteq 25$ となる。即ち震央の極附近に於ける観測があれば内核の剛性如何は容易に推測される。

3. 昭和7年11月13日の日本海北部の深發地震 昭和7年11月13日13時48分頃、日本海北部に起つた深發地震の震央は東經 137.25 度、北緯 43.57 度に當る。震源の深さは著者は嘗て P 波の走時から約 400 籽と求めたが、其の後 pP, ScS 波等に依る精細なる調査に依ると 305 籽或は 310 籽と求められた。計算の都合上以後 320 籽なる價を採用する。震源の深さに於て 10 籽位の相違は之からの計算では殆んど問題にならない。

此の地震の P 波初動の水平成分を第四圖に示す。著者の前論文に示した様に、震源に於ける發震機構を表はす球の極軸が鉛直に上方に向き、 $\varphi = 0$ の面が東 35 度南に向く様にするると P 波初動及記象型等の分布が都合よく説明出来る。唯其の際は震源の深さを少し深くとり過ぎた様であるから今回は 320 籽として計算し直す事とする。特に震央附近に注目し、震央距離 900 籽以内のものゝみに就て計算し、發震機構の常數 A の價を

第四圖 日本海北部深発地震の初動分布圖



第五表 昭和7年11月13日
の日本海北部地震

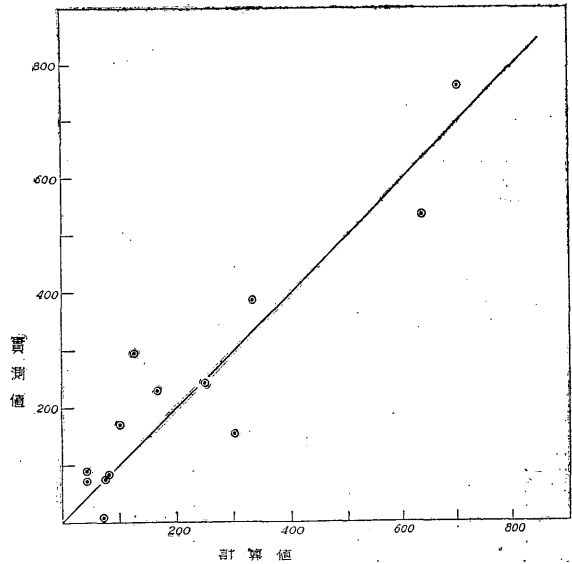
観測所	震央距離 Δ	方位 ϕ ($^{\circ}$)	實測初 動合成 値($^{\mu}$)	初 動 計算値 ($^{\mu}$)
秋田	488	26	762	703
盛岡	535	18	535	635
根室	674	(+) 33	154	302
仙臺	662	27	389	337
輪島	684	58	228	170
福島	698	33	241	253
長野	767	49	294	128
水戸	840	36	81	83
前橋	807	44	169	103
熊谷	841	42	(75)	77
柿岡	855	38	6	72
甲府	885	48	87	44
東京	899	41	71	43

$A = 3.22 \times 10^6$ (種 2)

第五圖 日本海北部地震初動の大きさ (μ)

とすると第五表及び第五圖に示す様に P 波初動の観測値と計算値とはかなりによく一致する。

SeS 波の驗測 此の地震の SeS 波を輪島、長野、宮崎、三島、潮岬の 5ヶ所の記象紙に就て著者自身明瞭に驗測する事が出来た。此等の SeS 波の部分をお繪に示してある。之から殆んどすべての観測所に於て SeS 波の最初の動きは明らかに南東に向いてゐる。さて上の A を求めるに用ひた P 波初動に相當する



のはどの相であるかなかなか分り難い。よく行はれる様に地震記象の解析を行つてもよいが之にも種々の困難を伴ふし、少し無理ではあるが記象紙上で SeS 波の部分の最大全振幅 [SeS] を東西動及南北動に就て時刻に無關係に合成したものの二分の一

第六表 日本海北部地震の
ScS 波観測値

観測所	[ScS]		ScS 観測値
	N	E	
輪島	99 ^μ	163 ^μ	96 ^μ
長野	39	71	40
三島	147	169	112
潮岬	48	84	48
宮崎	76	143	81

を求める ScS 波の振幅であるとし、|ScS|_{観測値} で表はすこととする。かく假定することに依つて本質的の相違を生ずることはあるまいと考へられる。第六表に之等の験測結果を示す。三島、輪島等では ScS 波の振幅は 0.1 耗程度に達してゐる。

4. ScS 波の観測側と計算値との比較 地球内核の剛性

(イ)日本海北部地震に於ける ScS 波の算出
前章に於て昭和7年11月13日の日本海北部

地震の發震機構は明かとなり、發震機構の極軸は地表に垂直で、且つ $A=3.22 \times 10^9$ (耗²)と求められたから、第1章(4)式に依り ScS 波に依る地表の運動の振幅 (ScS)_R 及 (ScS)_Φ を容易に計算出来る。第七表に於て I は $\rho_1=6.0$, $V_1=13.0\%$, $v_1=7.25\%$, $\rho_2=9.5$, $V_2=8.5\%$ で且 $v_2=0$ 即ち内核を液體とした場合、II は内核が固體で而かも $v_2=5\%$ とした場合である。

第七表 日本海北部地震 ScS 波計算値

観測所	震央距離 Δ	方位 φ (-)	i	ScS 波計算値			
				I; 内核液體, $v_2=0$		II; 内核固體, $v_2=5$ 耗/秒	
				(ScS) _R	(ScS) _Φ	(ScS) _R	(ScS) _Φ
輪島	684 ^耗	58°	3°54'	(+) 143 ^μ	(+) 236 ^μ	(+) 7 ^μ	(+) 12 ^μ
長野	767	49	4 13	169	200	9	10
三島	947	46	4 49	144	155	7	9
潮岬	1124	62	5 13	76	147	4	9
宮崎	1389	79	5 34	22	121	1	7

が固體で而かも $v_2=5\%$ とした場合である。

(ロ)観測値と計算値との比較 内核の剛性に關する問題 第七表に示した ScS 波に依る地表の振幅の計算値から $\sqrt{(ScS)_R^2 + (ScS)_\Phi^2}$ を作り之を |ScS|_{計算値} とし、之と |ScS|_{観測値} を比較し且つ兩者の比を第八表に示す。

第八表 日本海北部地震の ScS 波の観測値と計算値との比較

観測所	ScS 観測値	ScS _{計算値}		ScS _{観測値} / ScS _{計算値}
		I; ($v_2=0$)	II; ($v_2=5$ 耗/秒)	
輪島	96	276	14	0.35
長野	40	262	14	0.15
三島	112	211	11	0.53
潮岬	48	165	10	0.29
宮崎	81	123	7	0.66
		平均		0.40
				7.3

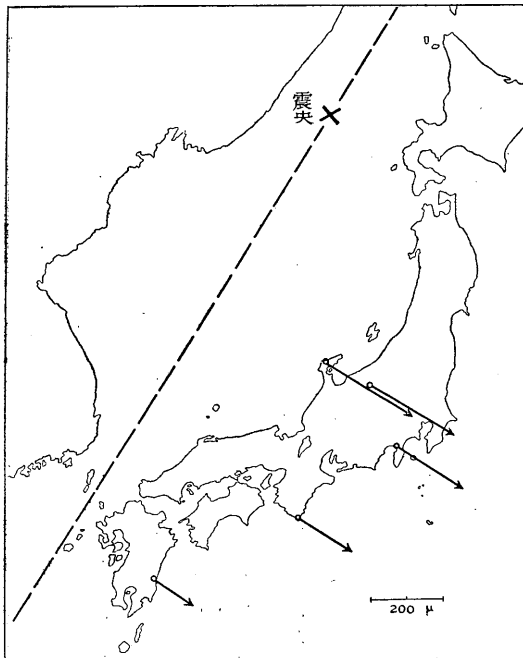
内核を液體とすると観測値は計算値の約四割となり、内核を固體として $v_2=5.0\%$ とすると観測値は計算値の平均約 7.3 倍となる。

計算、験測何れに於ても種々の假定があり、又いろいろの誤差が入り易いにもかゝらず、兎に角 I, II 何れにしても震央距離 900 耗以内の P 波初動の

驗測値を基にして計算した ScS 波に依る地表の振動の振幅が觀測値と位數が一致して求められたことは誠に興味深き事である。之以上立ち入つて議論するのは無理ではあるが上に得た計算値及觀測値が假に正確であるとする、觀測値が計算値の 7 倍にもなるのは説明し難い。どうしても觀測値が計算値の 4 割になる方が尤もらしく、残りの 6 割は ScS 波の經路に於て熱エネルギーに變化し又は地殼の不均質等の爲めに散亂されたものと見てよい。極大體として ScS 波の經路の長さを 5500 料⁽²²⁾とすると見かけ上の平均吸收係數は 0.00033 料^{-1} となる。週期が 20 秒乃至 30 秒位の表面波に就て G. Angenheister 等の求めた吸收係數は $0.0002-0.0003 \text{ 料}^{-1}$ 程度のものである。

即ち内核が液體で且つ S 波が地表と内核の間で平均として吸收係數 0.00033 料^{-1} に相當する吸收を受けるとすると ScS 波の觀測値は丁度旨く計算値と一致することとなり、問題としてゐる内核の剛性は零とした方がよい様である。但し之は勿論上に述べた多くの假定のもとに云へる事であつて、決して唯一決定的と云ふ譯ではない。内核表面の内側及外側に於ける密度、地震波速度等種々異なる値を與へれば其に應じて種々の解を得る譯である。實際の事柄は ScS 波丈でなく PeP, PcS, ScP 其の他多くの地震波を利用し又もつと多くの觀測材料に就て精細に研究されて後始めて明かとなる事であらう。

尙 ScS 波の振動方向に就て述べると口繪の ScS 波記象上に矢印で示した様に最初の動きは殆んどすべて南東に向



ひてゐる。一方内核を液體とした場合 P 波の初動から計算された ScS 波の水平成分計算値(第七表)を地圖上にベクトルで示すと、第六圖の様に ScS 波に依る地表の最初の運動は上の 5 ヶ所の觀測所に於てすべて南東に向くべき事となり、之亦實測とよく一致してゐる。内核を固體としても振動方向には大した相違はない。

5. 結語 本調査で得られた結果の概要を次に記す。

(イ) 深發地震の震源から直接に地表に到達した P 波又は S 波の觀測から ScS 波の大いさを計算する方法を述べた。其の際

震源に於ける發震機構、地殼の不均質、地球内核の表面及地表面に於ける反射の影響

等を考慮に入れる。

(ロ)昭和7年11月13日に日本海北部に起つた深発地震(震源の深さは最近の研究に従ひ320 軒とする)の震央附近に於けるP波初動の観測から其の發震機構の常數を求め、之に依つて地表に於て観測さるべきSeS波の大いさを計算した。

(ハ)一方右地震の輪島、長野、三島、潮岬及び宮崎の5ヶ所に於ける記象からSeS波の大いさを驗測し、計算値と比較した。内核の表面の外側では密度6.0、P波の速度13.0%、S波の速度7.25%、内側では密度9.5、P波の速度8.5%とし、特に内核の剛性に關して

内核が液體即ちS波の速度が零とすると右の5ヶ所の観測値は計算値の平均40%となり、

内核が固體で且つS波の速度が5%とすると、観測値は計算値の平均7.3倍となる。

(ニ)計算及び驗測に際し種々の假定があり、かなりの誤差を含み得るので此以上餘り立入つた議論は出來難いが假に今得た數値が充分正しいとすると、上に假定した二つの場合のうちでは内核が液體であるとした方が合理的で、此の時には地表と内核との間でS波はいくらか吸収を受けた事になる。云ふ迄もなく決して之が唯一の解と云ふ譯ではないが、多くの地震學者が考へてゐる様に内核を液體とするとSeS波の大いさが都合よく説明される事になる。

(ホ)尙實測されたSeS波に依る地表の最初の運動の方向はP波初動の驗測値に基いて計算して得られた結果とよく一致してゐる。

終に臨み本調査に際し御懇篤に御指導下さいました岡田臺長閣下に厚く御禮申し上げます。又常に御助言下さいました藤原博士、和達博士及び種々便宜を御與へ下さいました測候所長各位、及び製圖に御盡力下さつた岡、加藤兩氏に厚く感謝の意を表します。

昭和九年二月 中央氣象臺にて

- (1) 例へば B. Gutenberg; Handb. d. Geophys. Bd. IV. Lief 1. § 61. (2) F. J. Scrase; Proc. Roy. Soc. London. Vol. CXXXII. 1931. (3) V. C. Stechschlute, S. J. Bull. Seis. Soc. America. Vol. 22. 1932. (4) F. J. Scrase; Phil. Trans. Roy. Soc. London. Vol. 231. 1933. (5) 角谷、日高; 氣象集誌、第11卷、第10號、昭和8年 (6) 宮本、同、第12卷、第3號、昭和9年 (7) 和達、同、 (8) F. J. Scrase (4) 參照 (9) 本多; 中央氣象臺歐文彙報、第5卷、第4號、昭和7年 (10)、(11) 宮本、和達; 各前出 (12) 和達、沖; 中央氣象臺歐文彙報、第7卷、150頁、昭和8年 (13) 本多; 同、第5卷、317頁 (14) 本多; 驗震時報、第7卷、第3號 (15) C. G. Knott; Phil. Mag. 1899. には内核が液體のときの地震波の反射屈折が論じてあるが假定した數値等に、現在一般に採用されてゐるものと相違があるし、二三の必要の場合に就て計算し直すこととした。 (16) Handb. d. Phys. Bd. VI. S. 647. Handb. d. Exp. Phys. Bd. XXV. 2 Teil. S. 563. Sieberg; Erdbebenkunde, S. 301. (17) B. Gutenberg; Handb. d. Geophys. Bd. IV. Lief I. § 23. (18) 松澤; 地震、第4卷、第3號、昭和7年 (19) 本多; 中央氣象臺歐文彙報、第7卷、第3,4號、昭和8年 (20) 宮本; (6) 參照 (21) 和達; (7) 參照 (22) Handb. d. Exp. Phys. Bd. XXV. 2 Teil. S. 515.