

驗 震 時 報

第 11 卷 第 1 號

昭和 14 年 4 月 21 日 日本海北部の深發地震

(ScS 波と地球内核の剛性, 第 3 報)

本 多 弘 吉, 伊 藤 博

- 内容:— 1. 緒言 2. 震度分布 3. 驗測表 4. P, S 及び ScS の走時曲線
5. P 波初動の分布 6. S 波初動の分布 7. ScS 波初動の分布
8. 發震機構と内核の剛性に関する考察 9. 結語

附: 深發地震に関する $\sqrt{\frac{v}{v_0}} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0}} \cdot \frac{d\theta}{d\Delta}$ の表

1. 緒 言

昭和 14 年 4 月 21 日 13 時 29 分頃日本海の最北部にかなり著しい深發地震が起つた。震央は東經 140°12' 北緯 47°36' で樺太真岡の西方約 150 軒の沖合に當り、震源の深さは極めて深く 530 軒と推定される。本邦各地に於て P 波及び S 波の初動は云ふ迄もなく、ScS 波の初動が明瞭に記録された處の多いのは特に注目される。著者の一人が以前から行つてゐる深發地震の發震機構(1)に関する問題並びに地球内核の剛性に関する研究の續きとして、今回本地震に就て詳細なる調査を行つた。

(1) 本多; "On the Amplitude of the P and the S Waves of Deep Earthquakes." Geophys. Mag. 8. 153~164.

本多; "On the ScS Waves and the Rigidity of the Earth's Core." Geophys. Mag. 8. 165~177.

本多; 「昭和 11 年 12 月 1 日屋久島西北西沖の深發地震」. 驗震時報. 10. 8~24.

深發地震の發震機構としては震源を原點とする球座標 r, θ, φ に於て、 $r = \alpha$ なる小さな球面上に半徑の方向に $F \sin 2\theta \cos \varphi \cdot e^{i\omega t}$ なる力が働くと考え、
 r, θ, φ 方向の變位を夫々 $\vartheta_r, \vartheta_\theta, \vartheta_\varphi$ とすると震源から射出される

$$P \text{ 波の振幅の分布は } \dots \dots \vartheta_r = \mathcal{A}_P \cdot \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi$$

$$S \text{ 波の振幅の分布は } \dots \dots \begin{cases} \vartheta_\theta = \mathcal{A}_S \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \varphi \\ \vartheta_\varphi = -\mathcal{A}_S \frac{1}{r} \cos \theta \sin \varphi \end{cases}$$

によつて表される。之に地殻内部に於ける地震波線の彎曲及び地表面の反射の影響等を考慮に入れ、ScS 波に就てはその上に内核の表面に於ける反射の影響を考へて實測結果と比較する譯である。發震機構を表す假想的の球の軸の方向が鉛直に對して傾いてゐる場合には上の計算はかなり複雑である。著者の一人が之迄に行つた計算法のうちに其の後改めた點も若干あるので、本報文に於ては多少の重複はかまはないことにして、上記の假定による一般の場合の深發地震の P 波、S 波及び ScS 波の振動方向及び振幅の計算法も一通りまとめて記しておくこととする。

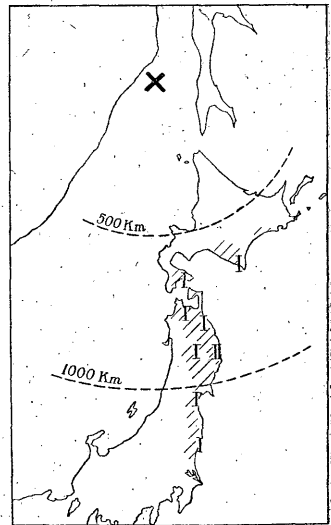
第 1 圖 震度分布圖

2. 震 度 分 布

震央に近い樺太及び北海道の大部分では人體に感じないで、かへつて震央から約 600 km 乃至 1,200 km の範圍にある北海道の南部及び東北地方の東部に於て有感であつた。各地の震度も一樣に微震又は輕震程度で典型的な所謂異常震域の現象を示してゐる。

第 1 表 震 度 表

輕震:-	宮古、(浦河管内)門別、(青森管内)七戸
微震:-	函館、浦河、青森、八戸、盛岡、小名濱、仙臺、(釧路管内)鶴居、(盛岡管内)久慈、(青森管内)三澤

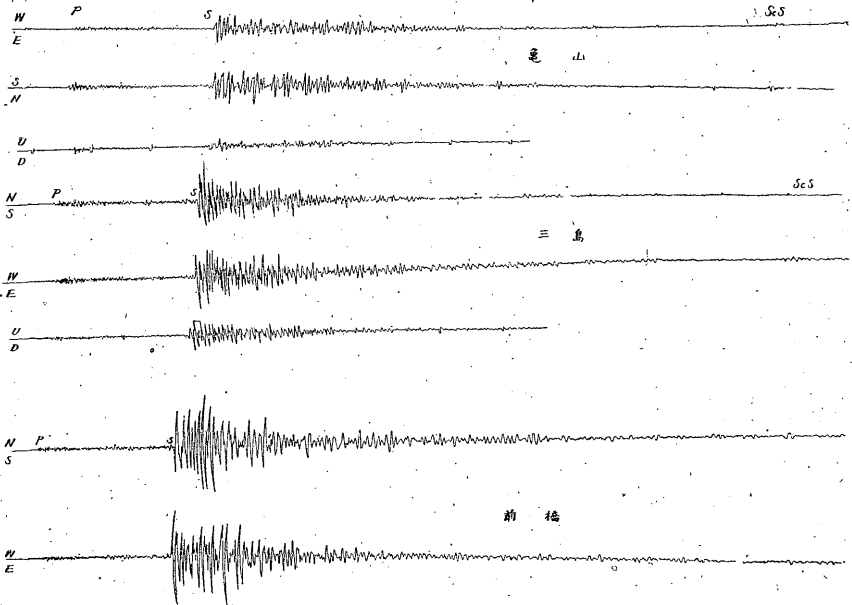


II; 輕 震 I; 微 震

3. 驗 測 表

本邦各地觀測所に於ける此の地震の驗測結果の概要を次に表示する。但し驗測結果の均一性を期する爲にすべてウィーヘルト式地震計による値を掲げてある。大部分は氣象要覽によるが、記象原紙又は記象寫しから著者が驗測したのものもある。本表に於て P, S 及び ScS 波の初動に於ては夫々記象紙上の振幅を基本倍率で除した値を以てその振幅としてある。従つて此處に示した振幅は眞の地動の振幅とは幾分違つてゐるかも知れない。しかし使用した地震計がすべて同じ型式のものであるから平均として、本表の値に或る常數を乗すれば眞の地動の振幅が得られることゝ思はれる。又本表に示した値から求められる初動の方向には恐らく相違を生ずることにはあるまい。地震記象に就て積分を二度行ふ方法か又は他の適當な方法によつて眞の地動を求めてから議論するのが理想的ではあるが、之には非常な手數を要するので之は次の機會に譲り、今回は取敢へず基本倍率で除して得た値を以て調査の對象とすることゝする。

第 2 圖 地 震 記 象



第2圖に龜山・三島・前橋等に於ける記象の例を示す。何れも典型的な深發地震型であつて、P、S、及び ScS 波の初動が明瞭に現はれてゐるものゝ多いのに注目される。尙特に ScS 波の部分の數例は擴大して第15圖に示してある。

本地震の震央が海中に當り、附近に觀測所がないので震央の極近くの状況はわからないし、又本邦の觀測所の大部分は震央の大體南西方にしかないから發震機構の調査には餘り都合がよくない。しかし震央が偶々日本の最北部に當つてゐる爲に臺灣は震央から 3,000 km 以上も距つており、本邦の觀測所の驗測値だけによつても震央距離 500 km 乃至 3,500 km のかなりの廣範圍に就て調査を進めることが出来る。

第 2 表 驗 測 表

觀測所	震央距離 Δ (km)	震央に對する方位	P			P-ScS	P 波初動 (μ)			S 波初動 (μ)			ScS 波初動 (μ)		
			13h		P-S		N	E	Z	N	E	Z	N	E	
			m	s	m		s	m	s						
札幌 森室戸古	511	169	30	32.9	106.8	12	20	+86	-17	-10	—	—	—	-12	—
	610	177	40.0	—	113.5	—	—	+32	—	-100	—	—	—	—	—
	634	137	42.8	—	117.0	—	—	(+)	(-)	(-)	—	—	—	—	—
	793	172	55.2	—	128.6	11	54	+31	-1.5	—	—	37	-100	—	-4.2 (+)
	893	170	31	03.0	133.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
秋田 盛仙福輪	875	181	03.1	—	131.7	—	—	—	—	—	+ 53	-165	—	—	—
	880	175	04.3	—	130.6	11	51	+43	-14	-6.5	-138	-50	—	—	—
	1,038	177	18.1	—	146.7	11	38	+51	+4.3	-76	—	—	—	-10	—
	1,093	179	22.2	—	152.2	11	33	-1.8	+1.4	+1.7	90	-273	-45	-4.8	—
	1,166	195	29.1	—	151.3	11	31	—	—	(+)	+ 36	-96	—	-14	+2.6
小名濱 宇都宮野山	1,186	177	32.6	—	157.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,227	181	33.7	—	200.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,225	188	34.2	—	202.8	—	—	—	—	—	-196	-196	—	—	—
	1,245	179	35.0	—	200.4	—	—	—	—	+10	—	—	—	—	—
	1,238	193	35.8	—	200.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
柿波 筑前熊鈿	1,262	180	36.0	—	204.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,264	180	36.6	—	204.0	—	—	(-)	—	(+)	-66	-170	—	—	—
	1,247	185	38.0	—	202.1	—	—	—	—	+2.4	-135	-237	-15	—	—
	1,273	183	39.9	—	205.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,319	177	44.6	—	205.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
東横船富岐	1,323	182	45.4	—	208.7	—	—	—	—	—	—	-100	-83	—	—
	1,351	182	46.2	—	211.1	—	—	—	—	+6.6	—	—	—	—	—
	1,349	186	46.3	—	208.8	11	17	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,410	181	48.6	—	217.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,384	193	48.9	—	213.8	11	15	-12	-1.8	+7.5	-54	-65	—	-5.4	+3.5
三沼豊彦古	1,390	185	49.4	—	213.8	11	13	—	—	—	-108	-87	—	-3.3	—
	1,392	185	51.6	—	212.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,412	200	52.6	—	216.4	11	11	-11	-2.2	+12	—	—	—	-3.1	(+)
	1,408	195	52.7	—	210.9	—	—	-10	-14	+16	—	—	—	—	—
	1,407	192	53.2	—	213.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

観測所	震央距離 Δ(km)	震央 に對する 方位 °	P			P-S	P-ScS	P波初動(μ)			S波初動(μ)			ScS波初動(μ)		
			13 ^h	m s				N	E	Z	N	E	Z	N	E	
				m	s											
大濱 京 龜 神	島松都山戸	1,427	183	31	53.6	2 14.2	11 08	—	—	—	—	38	94	-15	—	—
		1,445	189		55.0	2 15.9		—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1,445	196		55.2	2 16.8	11 10	- 8	- 4	—	—	- 22	- 12	—	- 3.8	+ 3.8
		1,449	194		56.1	2 18.0	11 10	- 5	—	+ 21	—	—	—	—	- 12	+ 7.7
		1,494	198		59.0	2 20.8	11 07	- 6.3	- 9.2	+ 24	—	—	—	—	- 3.8	+ 3.1
大御 洲 和 濱	阪崎本山田	1,490	197		59.3	2 20.7	—	- 9.4	- 7.0	+ 12	—	—	—	—	—	—
		1,453	187	32	00.0	2 13.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1,538	199		02.9	2 24.3	11 03	- 5.6	- 4.7	+ 8.5	—	—	—	—	- 3.1	+ 2.0
		1,544	198		04.0	2 24.2	11 03	- 1.8	- 3.5	+ 13	—	—	—	—	- 3.7	+ 3.0
		1,564	209		07.3	2 27.3	10 57	- 18	- 6	+ 19	—	—	—	—	(-)	(+)
仁廣 大 潮 八 丈	川島邱岬島	1,577	229		07.7	2 28.1	—	(-)	(-)	(+)	—	—	—	—	—	—
		1,607	207		08.6	2 30.0	10 58	- 9.8	- 3.8	+ 1.4	- 16	- 11	—	—	- 2.0	+ 4.3
		1,616	220		09.8	2 30.2	11 00	—	—	—	—	—	—	—	- 8.0	+ 8.7
		1,616	195		10.8	2 28.7	10 58	- 7	—	(+)	- 19	- 16	- 19	—	(-)	(+)
		1,610	181		13.5	2 28.9	—	- 7.8	+ 3.5	+ 15	—	—	- 72	—	—	—
釜松 高 室 福	山知戸岡	1,670	218		14.1	2 27.8	—	- 8	—	—	—	—	—	—	—	—
		1,653	205		14.2	2 35.4	10 54	- 21	- 7	+ 35	+ 8	- 15	—	—	- 2.8	+ 3.7
		1,659	202		15.3	2 34.1	10 54	- 10	- 3	+ 12	- 15	- 10	—	—	- 4.5	+ 4.8
		1,673	200		16.6	2 35.9	10 54	- 7.4	- 1.1	+ 14	- 36	- 40	—	—	- 3.8	+ 6.2
		1,760	211		23.3	2 43.7	10 48	- 2.5	- 2.7	+ 10.2	—	—	—	—	- 3.4	—
飯大 熊 長 宮	塚連本崎崎	1,742	211		23.5	2 41.6	—	- 17	- 6.5	+ 9.6	—	—	—	—	—	—
		1,784	244		24.7	2 43.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1,827	209		29.0	2 48.1	10 42	- 10	- 4	+ 21	—	—	—	—	- 4.4	+ 7.6
		1,868	211		34.7	2 51.3	10 39	- 6.7	- 3.4	+ 8.9	- 2.5	+ 10	—	—	(-)	+ 1.6
		1,892	206		36.6	2 51.9	10 38	—	—	—	- 15	- 6	—	—	- 7	+ 7
屋久 父 名 宮 臺	島瀨島北	2,075	207		51.9	3 04.0	10 23	- 17	- 2	+ 18	—	—	—	—	- 1.8	+ 6.1
		2,231	175	33	09.1	3 17.8	10 14	- 7	- 3?	+ 17	—	—	—	—	- 2.9	—
		2,326	207		12.4	3 17.0	10 16	—	—	(+)	—	—	—	—	- 3.3	+ 3.1
		2,854	213		51.0	—	9 58	—	—	(+)	- 6.1	—	—	—	- 11	+ 11
		2,936	220		58.3	—	—	- 4.6	- 1.4	—	—	—	—	—	—	—
石新 臺 花 蓮 臺	島竹中港南	2,944	214		59.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3,046	221	34	11.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3,122	220		11.5	4 08.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3,096	219		14.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3,258	220		16	4 13.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
阿里 臺 恒 バ ラ 甲	山東春オ府	3,178	220		19.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3,235	218		24.1	4 14.6	—	- 2.8	- 4.0	+ 4.9	—	—	—	—	—	—
		3,330	218		30.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		4,494	189	36	00.0	5 30.6	—	- 12	+ 1.3	+ 14	—	—	—	—	—	—
		—	186		—	—	—	- 1.2?	+ 3.5	+ 6.3?	- 24	- 188	—	—	- 10.7	+ 9.6

4. P, S 及び ScS の走時曲線

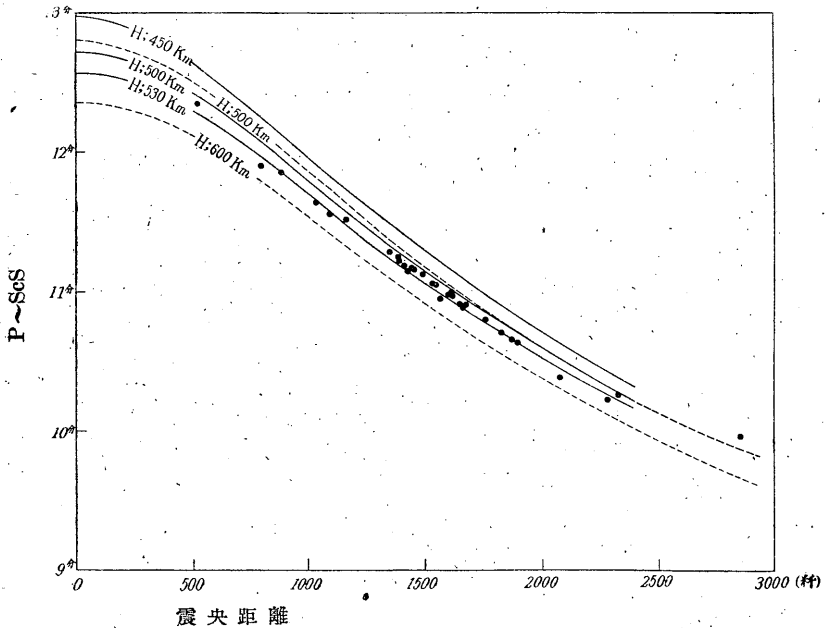
震央は東經 140°12', 北緯 47°36' と求められる。各観測所の震央距離並びに

震央に對する方位（北より時針向きに測る）は第2表に示してある。但し震央距離の計算には地心緯度を用いた。

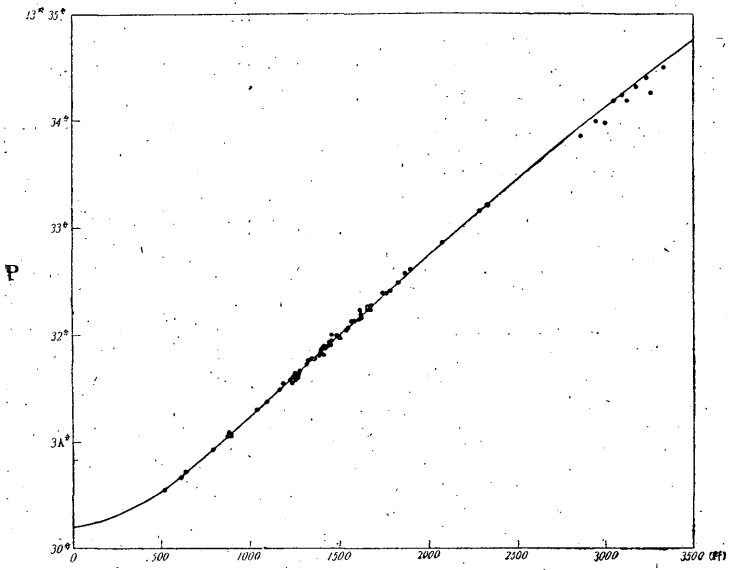
震源の深さを求めるには震央附近に於ける P と S との走時差即ち P~S, 又は震央からかなり距つた地點に於ける P~pP 等による方法がある。しかし Δ が 500—3,500 km の範圍の驗測結果を取扱ふ今の場合には何れも餘り適當でないが、本邦の多數の觀測所で SeS が明瞭に觀測されてゐるので、P~SeS を利用すると最も簡単に且つ明確に震源の深さが求められる。

第3圖に於て横軸に震央距離 Δ を、縦軸に P~SeS をとり、驗測結果は●印で示す。氣象常用表鈔（昭和13年）により震源の深さ H が 450 km 及び 500 km に對する P~SeS 曲線を描くと驗測結果は明かに H が 500 km より深い事を示す。よつて之等兩曲線から H; 530 km に對するものを外挿法によつて求めると Δ が 500~2,500 km の範圍に就て驗測値はこの曲線によつて非常によく表される。尙参考の爲に Gutenberg 及び Richter の走時表

第3圖 P~SeS— Δ

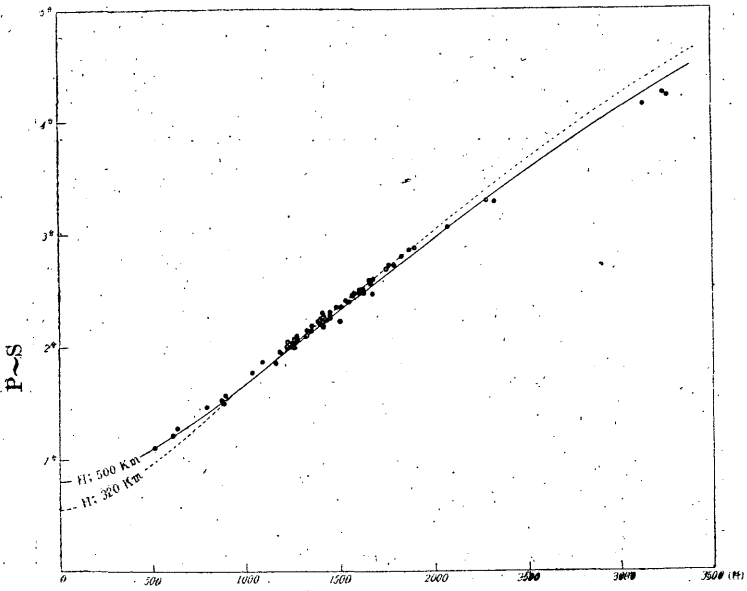


第 4 圖 P— Δ



Δ

第 5 圖 P~S— Δ



Δ

(1937)⁽²⁾により H ; 500 km 及び 600 km に對する曲線を描くと前記の常用表鈔の値とは多少の差違はあるが驗測値はすべて之等兩曲線の間にあり、しかも大體 H ; 520~550 km の間に含まれる。之等の結果を綜合して結局此の地震の震源の深さは 530 km であるとするのが最も適當であると思はれる。

P の走時曲線を第 4 圖に示す。同圖の曲線は和達・益田兩氏の走時表により H ; 400 km 及び 500 km に對するものから 530 km の値を外挿して得たものである。△ が 3,000 km 前後では觀測値が曲線より 3~4 秒程早いがその他の距離即ち 500~2,500 km の範圍では多數の觀測値が此の曲線によつてよく表されてゐる。之によつて震央に於ける發震時を求めると 13 時 30 分 12 秒となる。 H ; 530 km に對する震央に於ける P の走時は 1 分 05 秒であるから、震源に於ける發震時は 13 時 29 分 07 秒と推定される。

$P\sim S-\Delta$ の關係を第 5 圖に示す。氣象常用表鈔により H ; 500 km 及び 320 km に對する曲線を描くと、觀測値は H ; 500 km の曲線により大體表すことが出来る。 P の場合と違つて $P\sim S$ の讀取りには多少の任意性があるから、觀測値は幾分バラつき甚しく詳細のことは論じ難いが、兎に角 △; 500~3,400 km の範圍に於て H ; 500 km の曲線によつて觀測結果の大勢が表されてゐると云へる。

斯様にして P , $P\sim S$, $P\sim SeS$ の何れからしても此の地震の震源の深さは 500 km 程度であることは全く疑ふ餘地のない所である。特に $P\sim SeS$ から震源の深さとして 530 km と得られ、 P の走時曲線により震源に於ける發震時として 13 時 29 分 07 秒と得られた。

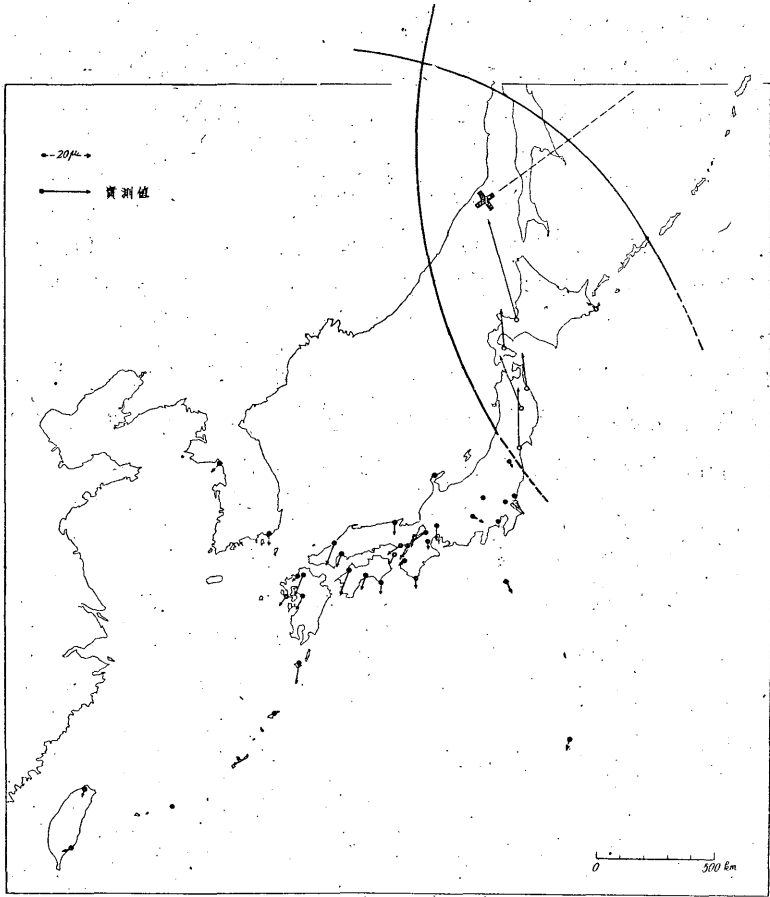
5. P 波初動の分布

本邦各地觀測所に於て觀測された P 波初動の水平成分を、その大きさに比例した長さの矢印を以て地圖上に記入したものを第 6 圖に示す。北海道及び東

(2) B. Gutenberg & C. F. Richter: "Données relatives a l'étude des Tremblements de Terre a Foyer profond." Pub. Bur. Cent. Séism. Int. A. 15. 1~70, (1937).

(3) 和達, 益田; "On the Travel Time of Earthquake Waves. (Part V)." Geophys. Mag. 7. 263~290.

第 6 圖 P 波初動の水平成分



北地方の北半部では初動は疎波であるが、その他の部分では朝鮮・臺灣及びパラオに至る迄すべて密波である。兩者の境界に當る關東地方及び中部地方の北部では初動の振幅が極めて小さい。震央附近は海であるし、又現在取扱つてゐるのは震央の略々南西に當る一象限の地域だけである。従つて第 6 圖の P 波初動分布圖だけからは震源に於ける發震機構を如何とも推定し難いが、實際には後に述べる様に P 波初動の他に S 波及び ScS 波の初動も觀測されてゐる。よつて P, S 及び ScS 波の初動を同時に充分に説明し、且つ從來の多數の研究

から得られた結果と矛盾しない發震機構が考へられれば、之を以て本地震の發震機構であると推定することが出来る。

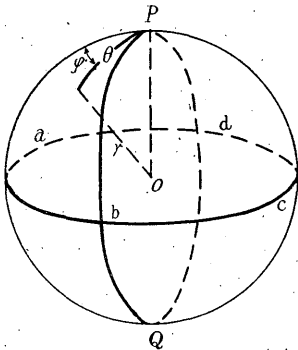
震源を原点とする球座標を r, θ, φ とし、 θ は軸 OP より測り、 φ は面 PaQ より測ることとする。震源から射出される P 波の振幅 ϑ_r は

$$\vartheta_r = \mathcal{A}_P \cdot \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi$$

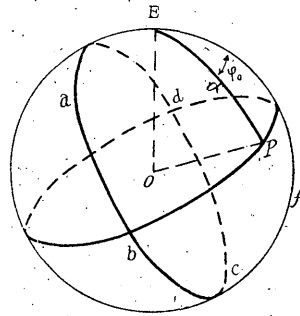
によつて表される。従つて $\theta=0, \frac{\pi}{2}, \pi$ 及び $\varphi = \frac{\pi}{2}, \frac{3\pi}{2}$ では $\vartheta_r=0$ であつて第 7 圖に $abcd$ 及び $PbQd$ で示される大圓は夫々 P 波の節線となつてゐる。

軸 OP は地表に対して一般にある傾きをなしてゐる。又地震波速度は地表からの深さが増すと共に大きくなつてゐる關係から地震波線は著しく彎曲してゐる。計算に當つては之等の事を充分に考慮しなければならない。

第 7 圖



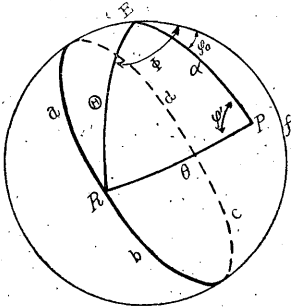
第 8 圖



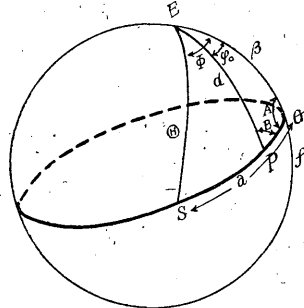
P 波節線の計算 軸 OP は鉛直線 OE より α だけ傾き、且つ鉛直面 OEP は基準にとつた鉛直面 OEf と φ_0 なる角をなしてゐるとする (第 8 圖)。震源に於て $abcd$ 及び $PbQd$ の面内に射出された P 波震波線が夫々地表と交つてなす線は即ち地表に於て観測されるべき P 波の節線である。次に震源に於ける發震機構を表す球の傾きを與へて、地表に現れる P 波節線の位置を計算する方法を述べやう。

一つの節線 $abcd$ 上の任意の一點 R に就て、 OP を軸とした R 點の座標を θ, φ' とし、鉛直線 OE を軸とした R 點の座標を Θ, Φ とする (第

第 9 圖



第 10 圖



9 圖). 但し φ' は PE より, Φ は Ef より測るものとする. 三角形 ERP に於て

$$\cos \theta = \cos \theta \cos \alpha + \sin \theta \sin \alpha \cos (\Phi - \varphi_0)$$

である. 然るに $\theta = \pi/2$ であるから上式から

$$\cot \theta = -\tan \alpha \cos (\Phi - \varphi_0)$$

を得る. α 及び φ_0 は假定によつて與へられるとすると, 上式により任意の Φ に對する θ を求めることが出来るから結局 $abcd$ 上の任意の點に關する θ, Φ が定まる.

もう一つの節線 $PbQd$ に就てはそれが Ef と交はる點を G とし, EG を β , EGP を A とし, β は豫め與へられるものとする (第 10 圖). 三角形 EPG に於て α, β 及び φ_0 は與へられてゐる. EPG を B とすると

$$\tan \frac{1}{2} (A+B) = \frac{\cos \frac{1}{2} (\alpha-\beta)}{\cos \frac{1}{2} (\alpha+\beta)} \cot \frac{\varphi_0}{2},$$

$$\tan \frac{1}{2} (A-B) = \frac{\sin \frac{1}{2} (\alpha-\beta)}{\sin \frac{1}{2} (\alpha+\beta)} \cot \frac{\varphi_0}{2}.$$

によつて A が求められる. 節線 $PbQd$ 上の任意の一點を S とし, OE 軸及び Ef に關する S 點の座標を θ, Φ とする. 三角形 EGS に於て GS を a とすると

$$\tan \frac{1}{2}(a+\theta) = \frac{\cos \frac{1}{2}(\Phi-A)}{\cos \frac{1}{2}(\Phi+A)} \tan \frac{\beta}{2},$$

$$\tan \frac{1}{2}(a-\theta) = \frac{\sin \frac{1}{2}(\Phi-A)}{\sin \frac{1}{2}(\Phi+A)} \tan \frac{\beta}{2}.$$

により Φ を與へて之に對する θ を求めることが出来る。

斯様にして $abcd$ 及び $PbQd$ の夫々に関する θ, Φ が定まるから、次に之が地表に達する點を求めやう。 Φ は鉛直面 Oef と地表との交線からそのまま測ればよい。地震波速度の震源及び地表に於ける値を夫々 v 及び v_0 、地球の半径を r_0 、地球の中心から震源迄の距離を r 、射出角の震源及び地表に於ける値を夫々 e 及び e_0 とすると

$$\frac{r}{v} \cos e = \frac{r_0}{v_0} \cos e_0 \quad \theta = \frac{\pi}{2} - e,$$

であるから

$$\sin \theta = \frac{r_0}{r} \frac{v}{v_0} \cos e_0$$

なる關係がある。 r, r_0, v, v_0 は既知であるから上式により任意の θ に對する $\cos e_0$ を求め、次に走時表によつて $\cos e_0$ に對する震央距離 Δ を求めると、震源から鉛直と θ なる角をなして射出された地震波線が地表に入射する點の震央距離がわかる。

今調査しやうとしてゐる地震の震源の深さ H は 530 km であるが、走時表を使用する便宜上、節線及び振幅の計算には $H; 500$ km として取扱ふこととする。この爲に生ずる誤差は勿論無視してよい程度である。

$$r_0 = 6,370 \text{ km}, \quad r = 5,870 \text{ km}, \quad v = 9.63 \text{ km/sec}, \quad v_0 = 3.20 \text{ km/sec}.$$

として和達・鷺坂・益田三氏の P 波走時表⁽⁴⁾を利用して $H; 500$ km に對する θ と Δ との關係を求めると第 3 表及び第 11 圖に示す通りである。

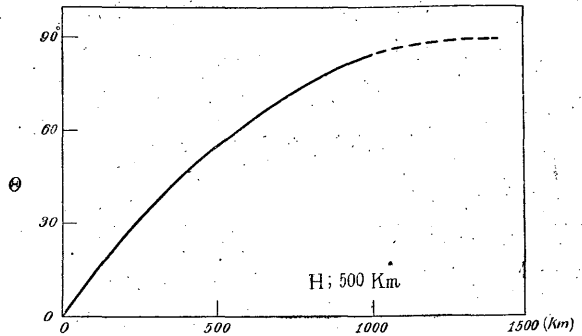
さて第 6 圖の P 波初動分布圖を見ると如何にも節線の描き様が無い様に見

(4) 和達, 鷺坂, 益田; "On the Travel Time of Earthquake Waves." Geophys. Mag. 8, 87~99.

第 3 表 $\Delta \sim \theta$
(H; 500 軒)

Δ	θ
km	°
100	14
200	26
300	37
400	46
500	54
600	62
700	69
800	76
900	80
1,000	84

第 11 圖



第 4 表 P 波節線の計算

節 線 I			節 線 II					
Φ	θ	Δ	Φ	θ	Δ	Φ	θ	Δ
		km			km			km
125	81	920	220	30	240	60	80	900
130	73	760	230	31	250	50	72	720
140	59	560	240	34	280	40	65	630
150	49	430	250	37	310	20	55	510
160	42	360	260	42	360	0	50	340
170	37	310	270	49	430	- 20	49	430
180	34	280	280	59	560	- 40	51	460
190	31	250	290	73	760	- 60	57	530
200	30	240				- 80	67	660
210	30	240				-100	83	970

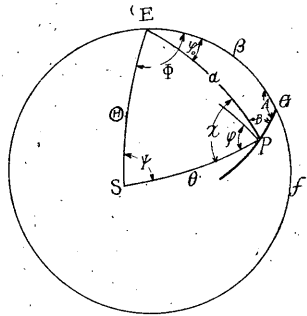
へるが後に述べる S 波及び ScS 波の初動分布をも同時に満足する様に種々試みた結果

OEf 面は N 58°E に向き、且つ $\alpha = 60^\circ$, $\varphi_0 = 30^\circ$, $\beta = 50^\circ$

とおくこととする。上に述べた方法により計算すると $A = 102^\circ$, $B = 60^\circ$ である。又得られた値 (第 4 表) を地圖に記入すると第 6 圖に示す様に地表に於て一つの節線は仙臺と福島との間を通り、北海道及び東北地方の北部は P 波初動が疎波の地域で、本州の大部分及び朝鮮・臺灣等を含む地域はすべて密波となり、本圖に示された P 波初動分布は充分に説明される、

第 12 圖

P 波初動の振幅の計算 任意の或る観測所に
 關する Φ は N 58°E より測つた震央に對する
 方位である。 θ はその點に達する P 波地震波
 線が震源に於て鉛直となす角であつて第 11 圖
 によつて求められる。 θ , Φ と OP 軸に關する
 θ , φ との關係に就ては第 12 圖に示す様に、
 震源を中心とする小さな球面に關する観測所の
 位置を S (θ , Φ) とすると、三角形 PES から



$$\tan \frac{1}{2}(\chi + \psi) = \frac{\cos \frac{1}{2}(\theta - \alpha)}{\cos \frac{1}{2}(\theta + \alpha)} \cot \frac{\Phi - \varphi_0}{2},$$

$$\tan \frac{1}{2}(\chi - \psi) = \frac{\sin \frac{1}{2}(\theta - \alpha)}{\sin \frac{1}{2}(\theta + \alpha)} \cot \frac{\Phi - \varphi_0}{2},$$

$$\cos \frac{\theta}{2} = \frac{\cos \frac{1}{2}(\theta - \alpha)}{\sin \frac{1}{2}(\chi + \psi)} \cos \frac{\Phi - \varphi_0}{2}.$$

$$\left(\text{或は } \sin \theta = \frac{\sin \alpha}{\sin \psi} \sin(\Phi - \varphi_0) \right)$$

なる式が成り立つ。上の二式によつて χ , ψ が求められ、之を第三式に入れて
 θ が求められる。 φ は $\varphi = \chi - \left(\frac{\pi}{2} - B \right)$ によつて得られる。 P 波節線の計算
 を参照して

$$\alpha = 60^\circ, \quad \varphi_0 = 30^\circ, \quad B = 60^\circ$$

として若干の観測所に關する θ , φ 及び ψ を計算した結果を第 5 表に示す。
 S 波地震波線は P 波と大體同一の経路をとるから此處に掲げた値はそのまゝ
 S 波の計算にも用ゐられる。

OP 軸に對して θ , φ の方向には $2A_P \sin 2\theta \cos \varphi$ なる振幅の P 波が射出さ
 れる。震源から鉛直と θ なる角をなして射出された P 波が震央距離 Δ の地

第 5 表 θ, φ と θ, φ, ψ .

観 測 所	θ	φ	θ	φ	ψ
札幌	55	111	66	32	68
	63	119	76	37	63
八盛	75	114	78	50	62
	79	117	82	51	61
仙福秋輪	85	119	86	56	60
	87	121	88	56	60
	79	122	86	50	60
長前筑東	88	137	104	50	58
	89	130	98	54	60
波	89	126	94	56	60
	89	122	90	58	60
	89	123	92	58	60
	89	123	92	58	60

點に到達したとすると、地震波線が彎曲して擴る爲に振幅の減少する割合は近似的に $f = \sqrt{\frac{v}{v_0}} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0} \cdot \frac{d\theta}{d\Delta}}$ によつて表はされる。こゝに v, v_0 は夫々震源及び地表に於ける P 波の速度、 e_0 は地表に於ける射出角である。震源の深さ 500 km の場合の f を計算した結果は本文末に附録として掲げてある。

P 波の入射による地表の運動の振幅の水平及び上下兩成分を合成した値は今取扱つてゐる範囲内では入射 P 波の振幅の 2 倍になつてゐるとしてよい。

之等の事柄を考へると任意の觀測所に於て觀測されるべき P 波による地表の運動の振幅は

$$2fA_P \sin 2\theta \cos \varphi$$

によつて表はされる。この式により震央に比較的近い若干の觀測所に就て計算を行つた結果を第 6 表に示す。

第 6 表 P 波初動の計算

観 測 所	$\sin 2\theta \cos \varphi$	f	$2 \cdot f \cdot \sin 2\theta \cos \varphi$
札幌	.630	$26.5 \times 10^{-4} \text{km}^{-1}$	$33.4 \times 10^{-4} \text{km}^{-1}$
	.375	24.0	18.0
八盛	.262	19.5	10.2
	.174	17.5	6.0
仙臺	.078	13.5	2.2

實測結果と初動の向きを一致させる爲には全部に負號をつければよい。△が

1,000 km 以上に對しては和達、鷺坂、益田三氏の走時表を用ゐる難い爲にこゝでは Δ が餘り大きい所は取扱はないこととする。

而して之等觀測所は何れも比較的節線に近いから計算結果と比較するには餘り都合がよくないが、特に節線に近い仙臺を除き、水平及び上下兩成分の觀測された札幌・森・盛岡の三個所に就て計算結果と比較しやう。實測 P 波初動の水平及び上下兩成分の合成値は札幌では 88μ 、森では約 105μ 、盛岡では 46μ である。第 6 表により計算結果が之等の値をとる爲には \mathcal{M}_P の値として

$$\text{札幌} \cdot 2.6 \times 10^5 \text{ cm}^2, \text{ 森} \cdot 5.8 \times 10^5 \text{ cm}^2, \text{ 盛岡} \cdot 7.7 \times 10^5 \text{ cm}^2$$

とすべきことになる。互にかなり違つてゐるから詳細なことは云へないが極大體として假に之等の値の平均をとると $\mathcal{M}_P = 5 \times 10^5 \text{ cm}^2$ となる。

6. S 波初動の分布

S 波初動の水平成分が明瞭に驗測されたものは第 13 圖に實線の矢印で示す様に本州の大部分に於て大體西南西に向いてゐる。しかも本州の北東半部では振幅が大きく近畿・中國邊では小さい。次に之を P 波初動分布を説明したと同じ發震機構を基として調べやう。

震源を原點とする球座標 r, θ, φ に於て θ 及び φ -方向の變位を夫々 ϑ_θ 及び ϑ_φ とすると震源から射出される S 波の振幅は

$$\vartheta_\theta = \mathcal{M}_S \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \varphi, \quad \vartheta_\varphi = -\mathcal{M}_S \frac{1}{r} \cos \theta \sin \varphi$$

によつて表される。實測結果と初動の向きを合せる爲に P 波の場合と同様に全體に -1 をかけるとする。先づ方位による分布の項だけを考へることゝして

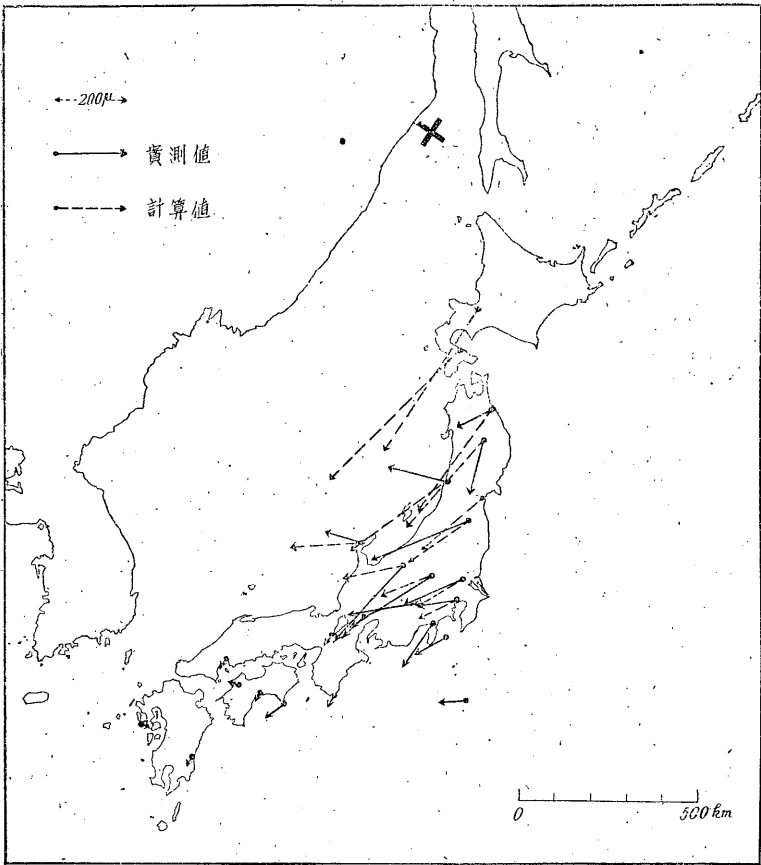
$$u_\theta = -\cos 2\theta \cos \varphi, \quad u_\varphi = \cos \theta \sin \varphi$$

とおく。實測結果と比較するには震源を通る鉛直線を軸とする θ, Φ の座標に轉換した方が都合がよい。 θ, Φ -方向の變位を夫々 u_θ, u_Φ とすると (第 14 圖),

$$u_\theta = u_\theta \cos \psi + u_\varphi \sin \psi, \quad u_\Phi = u_\theta \sin \psi - u_\varphi \cos \psi$$

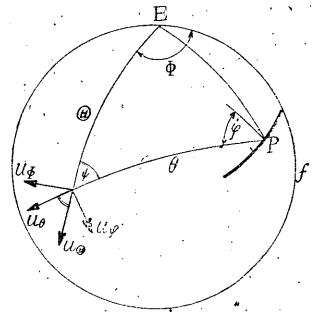
である。地震波が彎曲し乍ら擴る爲に振幅の減少する割合は P 波の場合と同様に $f = \sqrt{\frac{v}{v_0}} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0} \frac{d\theta}{d\Delta}}$ によつて與へられる。地表面に於ける反射の影響は、S 波の u_Φ で表される成分は所謂 SH であるから地表の運動の振幅

第 13 圖 S 波初動の水平成分



第 14 圖

は入射波のそのの 2 倍である。 u_{θ} は SV であるから例へば松澤博士の表に示されてゐる様に地表の振幅は入射波の U 倍になつてゐる。斯くして得られた値が實測結果に適合する様に適當に定めた常數 α_s をかけると結局地表に於て觀測されるべき S 波の振幅が求められる。そ



(5) 松澤;「平面波の表面反射の一例」地震 4. 125 ~139.

第 7 表 S 波初動の計算 (其の 1)

観測所	u_{θ}	u_{φ}	u_{θ}	u_{ϕ}	f	i_0	U	$U \cdot f \cdot u_{\theta}$	$2 \cdot f \cdot u_{\phi}$
					10^{-4}km^{-1}	$^{\circ}$		10^{-4}km^{-1}	10^{-4}km^{-1}
札幌	.567	.216	.413	.445	26.5	14.5	1.90	20.7	23.6
森	.706	.146	.451	.563	24.0	15.8	1.88	20.3	27.0
八戸	.588	.159	.416	.444	19.5	17.2	1.86	15.1	17.4
盛岡	.604	.108	.388	.477	17.5	17.5	1.86	12.6	16.6
仙臺	.553	.058	.327	.450	13.5	17.8	1.85	8.1	12.2
福島	.558	.029	.304	.468	12.5	17.8	1.85	7.0	11.8
秋田	.637	.054	.366	.525	17.5	17.5	1.86	11.9	18.4
輪島	.568	-.185	.144	.580	10.5	17.9	1.85	2.8	12.2
長野	.565	-.112	.186	.545	9.5	17.9	1.85	3.3	10.4
前橋	.553	-.058	.227	.508	9.0	17.9	1.85	3.7	9.2
筑波山	.530	.000	.265	.459	9.0	17.9	1.85	4.4	8.2
東京	.529	-.030	.239	.473	7.5	18.0	1.85	3.3	7.0

第 8 表 S 波初動の計算 (其の 2)

観測所	計 算 値			實測水平 成分値	實測値 計算値
	(S) Δ	(S) ϕ	合成値		
札幌	304 ^{μ}	347 ^{μ}	— ^{μ}	— ^{μ}	—
森	298	397	—	—	—
八戸	222	256	339	107	.32
盛岡	185	244	306	147	.48
仙臺	119	179	—	—	—
福島	103	173	201	287	1.43
秋田	175	270	322	173	.54
輪島	41	179	184	103	.56
長野	49	153	161	277	1.72
前橋	54	153	145	273	1.88
筑波山	65	121	137	182	1.33
東京	49	103	114	(100)	.88
$\mathcal{A}_S = 14.7 \times 10^5 \text{ cm}^2$				平均	1.02

の震央と観測所とを結ぶ方向及び之に直角な横の方向の水平成分を夫々 (S) Δ 及び (S) ϕ とすると

$$(S)_\Delta = \mathcal{A}_s \cdot U \cdot f \cdot u_\theta, \quad (S)_\theta = \mathcal{A}_s \cdot 2 \cdot f \cdot u_\theta$$

である。之等の式によつて計算した結果を第 7 表及び第 8 表に示す。八戸・盛岡……等の 9 個所に就て實測結果と一致する様に \mathcal{A}_s を求めると平均として $\mathcal{A}_s = 14.7 \times 10^5 \text{ cm}^2$ を得る。即ち

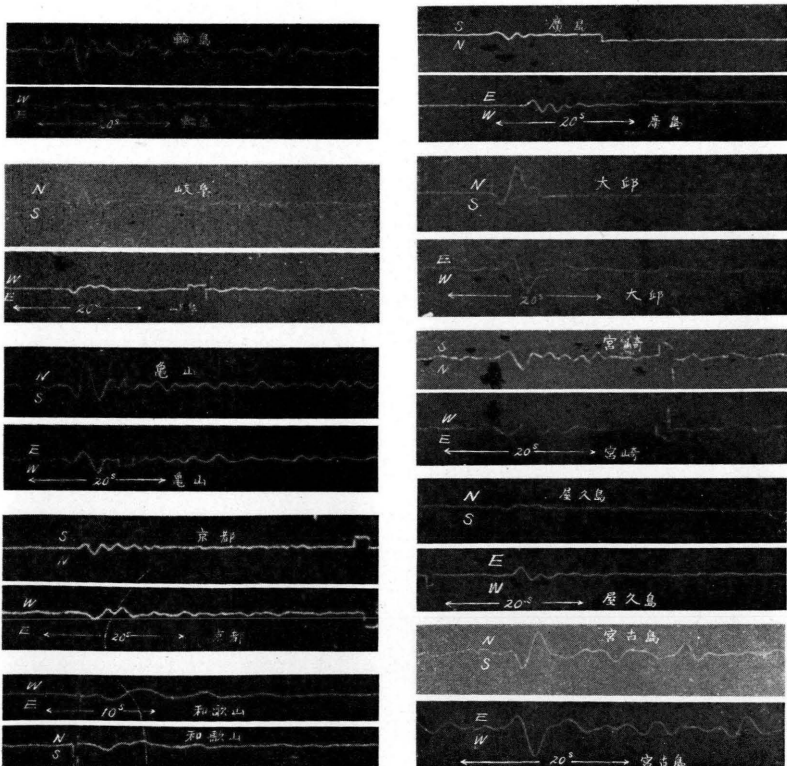
$$\mathcal{A}_s = 15 \times 10^5 \text{ cm}^2$$

としてよい。計算結果を第 13 圖に破線の矢印で記入すると、振幅分布に於ては實測結果と多少の相違はあるが本圖に關する限り實測から得られた S 波初動方向分布の大勢は理論的に充分に説明されたと云つてよい。

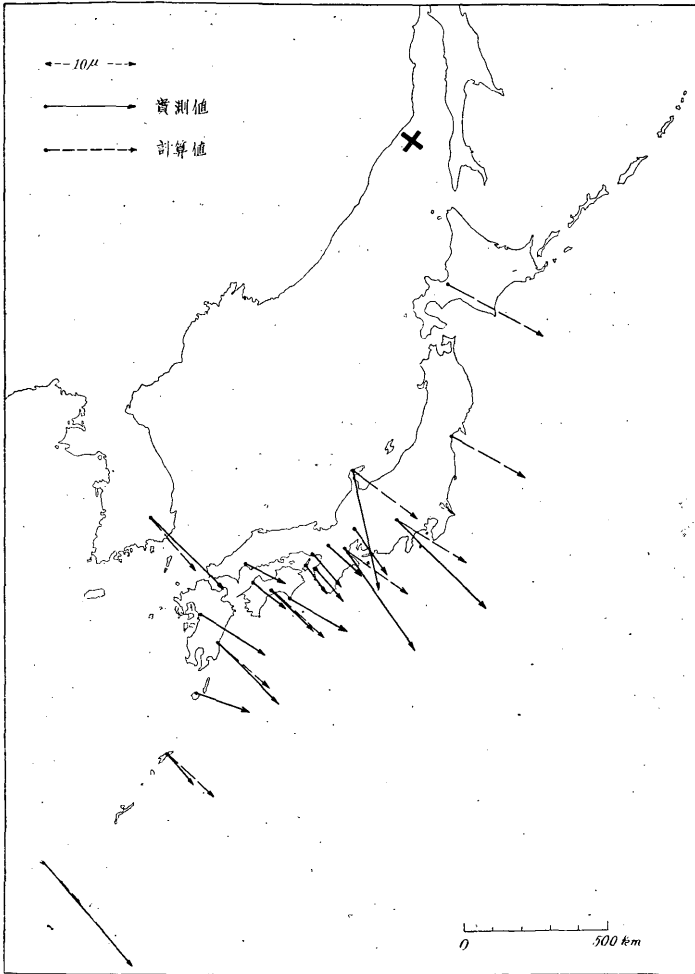
7. ScS 波初動の分布

本邦の多くの観測所で ScS 波が記録された。その記象の若干例を第 15 圖

第 15 圖 ScS 波の記象



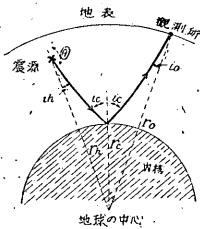
第 16 圖 ScS 波初動の水平成分



に示す様に何れも振幅は餘り大きくはないが初動方向が非常に明瞭に認められる所が多い。各地に於ける ScS 波初動の水平成分實測値は第 16 圖に實線の矢印で示す様にすべての観測所に於て略々一様に南東に向いてゐる。

震源から鉛直方向と i_h の角をなして下方に射出された S 波が内核の表面に於て反射され再び S 波として地表に到達する ScS 波に就て (第 17 圖),

第 17 圖



$$\cos e_0 = v_0 \frac{dT}{d\Delta}$$

$$\cos e_h = \frac{r_0 v_h}{r_h v_0} \cos e_0,$$

$$\cos e_c = \frac{r_0 v_c}{r_c v_0} \cos e_0$$

なる関係がある。但し T は走時，添字 o, h, c は夫々地表，震源及び内核の表面に於ける値を示す。和達・沖兩氏の表及び和達博士の ScS の走時表により Δ , $\frac{dT}{d\Delta}$, i_o , i_h , i_c 及び f の関係を求めた結果を第 9 表に掲げる。

さて i_h がわかると $\theta = \pi - i_h$ とおき S 波の場合と全く同様にして震源から射出された ScS 波の振幅の方位による成分 u_θ , u_ϕ が求められる。之が内核の表面に入射するとき，内核が液體であるとする u_θ はそのまま反射され，

第 9 表 ScS 波に関する諸量 (H ; 500 km)

Δ	$\frac{dT}{d\Delta}$	i_o	i_h	i_c	f
200	.0052	50	1 45	3 59	1.79
400	.0086	1 23	2 53	6 36	1.47
600	.0114	1 49	3 50	8 46	1.26
800	.0137	2 11	4 36	10 33	1.14
1,000	.0159	2 33	5 21	12 17	1.07
1,200	.0181	2 54	6 05	14 00	1.03
1,400	.0202	3 14	6 48	15 41	1.01
1,600	.0223	3 34	7 30	17 20	.988
1,800	.0244	3 54	8 13	19 02	.959
2,000	.0264	4 14	8 54	20 40	.937
2,200	.0284	4 33	9 34	22 18	.926
2,400	.0304	4 52	10 16	23 58	.919
2,600	.0323	5 10	10 54	25 34	.902
2,800	.0344	5 31	11 38	27 23	.882

(6) 和達，沖；“On the Travel Time of Earthquake Waves (Part IV)”. Geophys. Mag. 7. 139~153.

(7) 和達；「ScS 波に就て」氣象集誌. 12. 124~133.

第 10 表 ScS 波の計算 (其の 1)

観測所	θ	$\bar{\theta}$	θ	φ	ψ	i_c	$\mathcal{A}_r/\mathcal{A}_e$	f
札幌	177	111	120	139	87	7.8	.96	10^{-4}km^{-1} 1.34
仙臺	175	119	120	144	86	12.6	.90	1.06
輪島	174	137	122	137	109	13.7	.88	1.04
甲府	173	128	120	142	94	15.1	.86	1.01
龜山	173	136	122	142	102	16.1	.84	1.00
高知	172	144	124	141	109	17.8	.81	.97
大邱	172	162	126	142	128	17.5	.82	.98
宮崎	171	148	124	141	113	19.8	.77	.95
名瀬	170	148	124	140	112	23.3	.70	.92
宮古島	168	155	126	138	118	27.7	.62	.88

第 11 表 ScS 波の計算 (其の 2)

観測所	u_θ	u_φ	u_θ	u_φ	$\frac{\mathcal{A}_r}{\mathcal{A}_e} u_\theta$	$U \cdot f \cdot \frac{\mathcal{A}_r}{\mathcal{A}_e} \cdot u_\theta$	$2 \cdot f \cdot u_\theta$	(ScS) $_{\Delta}$	(ScS) $_{\theta}$
札幌	-.378	-.328	-.348	-.361	-.34	10^{-6}km^{-1} -9.1	10^{-6}km^{-1} -9.6	8.6	-9.0
仙臺	-.405	-.294	-.321	-.383	-.29	-6.1	-8.1	5.7	-7.6
輪島	-.320	-.361	-.238	-.421	-.21	-8.7	-4.1	4.1	-8.2
甲府	-.394	-.308	-.279	-.415	-.24	-4.8	-8.4	4.5	-7.9
龜山	-.345	-.326	-.247	-.405	-.21	-4.2	-8.4	3.9	-7.9
高知	-.291	-.352	-.238	-.390	-.19	-3.7	-7.6	3.5	-7.1
大邱	-.243	-.362	-.135	-.414	-.11	-2.2	-8.0	2.1	-7.5
宮崎	-.291	-.852	-.210	-.406	-.16	-3.0	-7.8	2.8	-7.3
名瀬	-.287	-.359	-.225	-.401	-.16	-2.9	-7.4	2.7	-7.0
宮古島	-.230	-.393	-.239	-.388	-.15	-2.6	-6.9	2.4	-6.5

(ScS 波に就て) $\mathcal{A}_s = 9.4 \times 10^6 \text{ cm}^2$

u_θ は $\mathcal{A}_r/\mathcal{A}_e$ 倍⁽⁸⁾だけの振幅の變化をうける。更に地表に到達すると地表の運動の振幅は u_θ に就ては入射波の 2 倍であり、 u_θ に就ては U 倍となる。最後に實測結果と一致する様に常數 \mathcal{A}_s を決定すればよい。

地表に於て観測されるべき ScS 波初動水平成分の震央と観測所とを結ぶ方

(8) 本多, 杵島, 窪田; 「地球内核の表面に於ける地震波の反射及び屈折」 驗震時報, 8. 115~118.

第 12 表 ScS 波初動水平成分合成値の計算値と實測値との比較

観測所	實測値	計算値	實測値 計算値	観測所	實測値	計算値	實測値 計算値
輪島	14.2	9.2	1.54	松山	4.6	(7.9)	.58
岐阜	6.4	(8.9)	.72	高知	6.6	7.9	.84
京都	5.4	(8.7)	.62	室戸	7.3	(8.0)	.91
龜山	14.3	8.8	1.63	熊本	8.8	(7.8)	1.13
神戸	4.9	(8.4)	.58	宮崎	9.9	7.8	1.27
洲本	3.7	(8.4)	.44	屋久島	6.4	(7.6)	.84
和歌山	4.8	(8.4)	.57	名瀬	4.5	7.5	.60
廣島	4.7	(7.9)	.60	宮古島	15.6	6.9	2.26
大邱	11.8	7.8	1.51	甲府	14.4	9.1	1.58
						平均	1.01

向の成分を $(ScS)_\Delta$ とし、之に直角な横の方向の成分を $(ScS)_\theta$ とする。今取扱つてゐる場合の様には θ が 180° に近いときには u_θ と $(ScS)_\Delta$ とは向きが逆になつてゐることに注意して

$$(ScS)_\Delta = -\mathcal{U}_s \cdot U \cdot (\mathcal{U}_r / \mathcal{U}_e) \cdot f \cdot u_\theta$$

$$(ScS)_\theta = \mathcal{U}_s \cdot 2 \cdot f \cdot u_\theta$$

によつて計算した結果を第 10 表及び第 11 表に掲げる。實測結果と一致させる爲には (第 12 表参照) $\mathcal{U}_s = 9.4 \times 10^5 \text{ cm}^2$ とすればよい即ち、

$$\mathcal{U}_s = 9 \times 10^5 \text{ cm}^2 \dots \dots \dots (\text{ScS 波より})$$

と求められる。斯様にして理論的に得られた値は第 16 圖に破線の矢印で示す様に本邦各地とも一樣に南東に向いてゐる。實測結果と比較すると輪島で方向が稍著しく違ふのを除くと、各観測所に就て振幅にかなりの大小はあるが、全體としては大體一致してゐると云つてよく、殊に大多數の観測所に於ける振動方向に至つては非常によく一致してゐる。

8. 發震機構と内核の剛性に関する考察

今回調査した地震の震央は日本海北部に當り、本邦の観測所は大體震央の南西象限に限られてゐる爲に詳細に調べるのは困難であるが、兎に角從來著者等

が、屢々採用して來た發震機構の考へにより、P 波・S 波及び ScS 波の初動分布を充分に説明することが出來た。

震源から射出された地震波の振幅を表す常數として P 波初動分布からは $\mathcal{M}_P = 5 \times 10^5 \text{ cm}^2$ を得、S 波初動分布からは $\mathcal{M}_S = 15 \times 10^5 \text{ cm}^2$ を得た。

$R = \frac{1}{5.20} \frac{\mathcal{M}_S}{\mathcal{M}_P}$ を求めると $R = 0.58$ となる。昭和 4 年 6 月 3 日志摩半島沖に起つた地震では $\mathcal{M}_P = 4.9 \times 10^5 \text{ cm}^2$ で \mathcal{M}_P は今回の地震と同じである。 \mathcal{M}_S に就ても志摩半島沖地震では $14.1 \times 10^5 \text{ cm}^2$ で $R = 0.55$ となり之亦今回の地震と殆ど同一であつて、深發地震の S 波と P 波との振幅を表す係數の比は地震の規模の函數であると云ふことをよく表してゐる。⁽⁹⁾

ScS 波の調査から求められた \mathcal{M}_S を記述の便宜上暫く \mathcal{M}_{ScS} として S 波から求められた \mathcal{M}_S と區別する。内核の表面の

外側の密度 6.0, P 波の速度 13.0 km/sec, S 波の速度 7.25 km/sec
 内側の " 9.5, " 8.5 " , " 0

であるとし、内核を液體と假定して $\mathcal{M}_{ScS} = 9 \times 10^5 \text{ cm}^2$ を得た。之を $\mathcal{M}_S = 15 \times 10^5 \text{ cm}^2$ に比べると 6 割程度になつてゐる。驗測上の問題及び發震機構に関する多分の任意性等を考へるとこの \mathcal{M}_{ScS} と \mathcal{M}_S とは大體一致するものと見てよい。假に更に詳細な議論が許されるとすると、ScS の経路は S の経路に比べて長いからそれだけ地震波エネルギーの吸収が著しい爲に \mathcal{M}_{ScS} が \mathcal{M}_S に比べて小さいとしても充分に説明される程度の相違である。

内核をもし固體であるとしたら如何であらうか。假に内核の表面の内側の S 波の速度を 5.0 km/sec とすると、今取扱つてゐる様な範圍では内核の表面に於て S 波として反射されるものゝ振幅は入射 S 波の約 $1/20$ である。⁽¹¹⁾ 従つて ScS 波の實測結果を説明する爲には $\mathcal{M}_{ScS} = 180 \times 10^5 \text{ cm}^2$ とするを要し \mathcal{M}_S の 12 倍餘となり著しい不都合を生ずるのであつて、矢張り内核は液體であるとした方が遙に都合よく事實を説明出來るのである。此の事は昭和 7 年 11 月 13 日の日本海北部深發地震及び昭和 11 年 12 月 1 日の屋久島西北西沖の深⁽¹²⁾

(9), (10) 本多, 三浦; "On the Amplitude of the P and the S Waves of Deep Earthquakes. (Third Paper)." Geophys. Mag. **11**, 299~305.

(11) 本多; "On the ScS Waves and the Rigidity of the Earth's Core." Geophys. Mag. **8**, 170.

(12), (1) 参照.

⁽¹³⁾ 發地震に於ける SeS 波初動の調査から得られた結果と全く一致する。尙之等二回の地震の調査では \mathcal{A}_P と \mathcal{A}_{Scs} とを比較したのに對し、今回は \mathcal{A}_S と \mathcal{A}_{Scs} とを比較したから方法としては今回の方がより直接的であると云へる。

9. 結 語

昭和 14 年 4 月 21 日に日本海北部に起つた深發地震に就き本邦各地觀測所で得られた驗測結果に基いて調査を行つた。次にその結果の概要を記す。

(1) 震央は東經 $140^{\circ}12'$ 、北緯 $47^{\circ}36'$ 、震源の深さは 530 km、震源に於ける發震時は 13 時 29 分 07 秒と求められる。

(2) P 波、S 波及び SeS 波の初動分布は著者等の是迄採用して來た發震機構により定量的に充分に説明される。

(3) SeS 波の振幅に關して地球内核が固體であるとする説明に困難であるが、内核が液體であるとする實測結果を都合よく説明することが出来る。

終に臨み常に御懇切なる御指導を賜る岡田臺長先生及び藤原先生に厚く御禮申上げる。

(昭和 15 年 3 月 中央氣象臺にて)

附. 深發地震に關する $\sqrt{\frac{v}{v_0}} \left/ \frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0} \cdot \frac{d\theta}{d\Delta} \right.$ の表

地殼が均質であると地震波の振幅は震源からの距離 R に逆比例する。しかし實際の地殼では地表からの深さと共に地震波速度が増してゐて地震波線は彎曲するから事柄は餘り簡單ではないが、任意の地震波線束に就てそれに直角な單位面積を單位時間に通過するエネルギーが一定であると云ふ考へにより震源からの距離によつて地震波の振幅の減少する割合が求められる。

震源及び地表に於ける地殼の密度及び地震波速度を夫々 ρ, ρ_0 及び v, v_0 と

(13); (1) 參照。

する。震源から鉛直と θ なる角をなして射出された地震波線が地表に到達する点の震央距離を Δ とし、地表に於ける射出角を e_0 とする。地表に入射する地震波の振幅に就て均質地殻の場合の $1/R$ に相當する量は

$$f = \sqrt{\frac{\rho v}{\rho_0 v_0}} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0} \frac{d\theta}{d\Delta}}$$

によつて表される。密度は今取扱はふとする範圍では大した變化はしないから簡單の爲に $\rho = \rho_0$ とする。地震波速度及び走時表等は和達・鷺坂・益田三氏の P 波走時表^{*}を使用し、 f は容易に計算される。S 波地震波線の経路は P 波のそれと殆ど同一であるからこゝに得られた値はそのまゝ S 波にも應用される。

$$f = \sqrt{\frac{v}{v_0}} \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0} \frac{d\theta}{d\Delta}} \quad (10^{-4} \text{km}^{-1}) \quad (H; \text{震源の深さ})$$

**

Δ \ H	200 km ⁽¹⁾	280 km ⁽²⁾	320 km ⁽³⁾	400 km ⁽⁴⁾	500 km ⁽⁵⁾
20 ^{km}	91.4	70.0	64.2	—	—
40	—	—	—	50.4	—
50	85.1	64.2	59.4	—	43.9
100	69.5	55.9	51.4	46.0	40.3
140	—	50.9	—	—	—
150	60.3	—	46.4	—	—
200	52.7	44.9	42.6	—	35.7
220	—	—	—	37.6	—
240	—	41.7	—	—	—
250	45.6	—	40.0	—	—
300	38.9	38.1	36.7	33.9	32.4
400	27.7	30.6	30.2	—	29.7
500	23.1	24.8	25.3	25.7	26.9
600	20.2	21.0	21.8	—	24.4
700	13.0	16.9	19.0	18.7	21.9
800	—	12.6	13.6	—	19.3
900	—	9.2	—	9.9	16.8
1,000	—	—	—	—	14.3

* 和達・鷺坂・益田；本文の(4)参照。

** (1) Geophys. Mag. 5. 316. (2) 驗震時報 10. 16. (3) Geophys. Mag. 5. 317. (4) 同上. 7. 262. (5) 本報文に於て新しく計算した。

f の値は従来幾つの場合に就て計算されたものがあるが、 $\sqrt{\frac{v}{v_0}}$ の項を省いたものもあるので、是迄に計算されたものを総合して必要な補正を施した結果を別表及び下圖に示し此の種類に計算に便することとする。

$f \sim \Delta$

