

# SS, SSS 波の減衰について\*

島 坦\*\*

550.340:1

## On the Attenuation of SS and SSS Waves

H. Sima

(Matsushiro Seismological Observatory)

### Abstract

The spectra of SS and SSS waves are obtained from records at Matsushiro for some earthquakes in North Atlantic Ocean, Mid-Atlantic Ocean, Ethiopia and Chile. The value of  $Q$  representing the reverse of attenuation coefficient of seismic waves, is evaluated to be about 200 to 300, a linear relation being considered between velocity amplitude and frequency in these spectra. But, provided a smooth curve is drawn so as to satisfy velocity amplitude plotted with frequency, the value of  $Q$  is to be obtained as a function of frequency. The value of  $Q$  as a mean, is estimated to be about 470 for the period of 10 sec., about 230 for 15 sec., and about 160 for 20 sec. These values are more or less small in comparison with the values of  $Q$  obtained from  $S$  waves by Gutenberg.

From the comparison of spectra for the same type of wave recorded at any two stations,  $Q$  can be determined as the value representing the attenuation in the medium between these stations. In this paper, records at one station from two different earthquakes are conveniently used in place of records at the two different station from the same earthquake. As an example, the value of  $Q$  is obtained to be about 370 from the comparison between the spectrum of SS phase from the earthquake of Ethiopia, the distance being 10,100 km, and the spectrum of SSS phase from the earthquake of Mid-Atlantic Ocean, the distance being 15,000 km.

### 1. ま え が き

実体波から伝播する媒質中の減衰係数を求める場合、直接  $P$  波、 $S$  波をはじめ反射波を用いて求められており、Gutenberg (1945, 1958), Press (1956), 大塚 (1962), 浅田・高野 (1963) 等の論文がある。ここでは SS, SSS 波を用いて減衰係数を求めてみた。元来このような Later phase ははっきり記録されることは少いが、ある特定の地域に震源をもつ地震記象では地表からの反射波が明瞭に記録されることがある。この論文に用いた地震の SS, SSS 波はそれ以外の phase による変形は少く、それ自身の signal とみて差支えないと思われる。これら

の波について Fourier 積分をして Spectrum を求めて媒質中の弾性波の減衰について議論したいと思う。ただしこの論文では減衰係数の逆数、すなわち  $Q$  の値について述べることにする。ここに掲げた地震はいずれも震央距離が 10,000 km を越える遠い地震であるので、SS, SSS 波から得られる  $Q$  の値は地表面から深さ約 800km 以下の媒質についての information を与えてくれることになり、最近問題になっている Mantle 上部の  $Q$  の値をみるには震央距離の小さい場合を論じねばならない。ここでは一つの段階として単純な波形をもつ phase について spectrum を求めてみたわけである。

### 2. 観 測

用いた材料は松代における Galitzin 地震計 ( $T_0=15$

\* Received Dec. 25, 1964

\*\* 地震観測所

Table 1 Distant earthquakes

No.	Origin Time (GMT)	Location	$\phi$	$\lambda$	Depth (km)	Distance (km)	Magnitude
20	1962 Mar. 17, 20 47 31.7	North Atlantic Ocean	10.6N	43.7W	25	14700	7
21	1963 May 19, 21 35 49.6	North Atlantic Ocean	23.8N	45.9W	33	13300	6 $\frac{3}{4}$ -7
22	1963 Aug. 3, 10 21 36.6	Mid-Atlantic Ocean	7.7N	35.8W	33	15000	7 $\frac{1}{4}$
23	1961 June 1, 23 29 21.1	Ethiopia	10.6N	39.3E	51	10100	6 $\frac{3}{4}$
24	1960 May 25, 08 34 33	Off coast of Chile	45 S	76 W	:	17000	7 $\frac{1}{2}$

sec,  $T_g=100$ sec) の東西成分の記録で、Table 1 に掲げた地震である。表に示された発震時、震央位置、震源の深さは U. S. C. G. S で決定したもので、Magnitude は松代で求めたものである。Fig. 1 に SS, SSS 波の記録の一例を示してある。

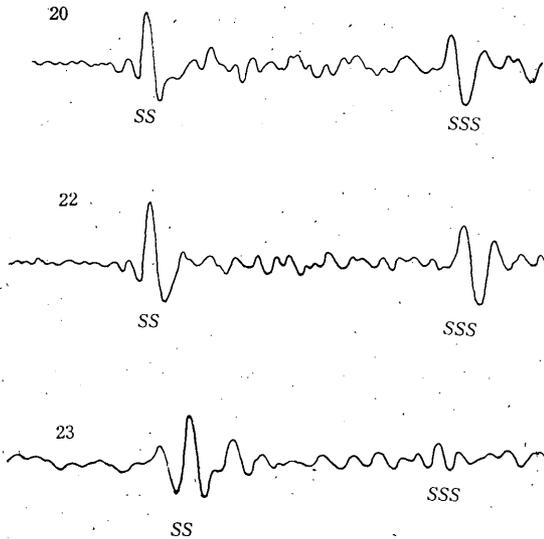


Fig. 1 Seismograms of SS and SSS phases  
 20 1960 Mar. 17, 20 47 31.7 North Atlantic Ocean  
 10.6N, 43.7W, h: 25km, : 14700km, M=7  
 22 1963 Aug. 3, 10 21 36.6 Mid-Atlantic Ocean 7.7N, 35.8W, h: 33km, : 15000km, M=7  $\frac{1}{4}$   
 23 1961 June 1, 23 29 21.1 Ethiopia 10.6N, 29.3E, h: 51km, : 10100km, M=6  $\frac{3}{4}$

3. Spectrum を決める上の予備調査

記録にあらわれた波形を Fourier 積分によって Spec-

trum を求めるときにその時間範囲をどの程度にとるかということが問題となる。そして震央位置がほぼ同じ場合、別々におこった地震をみると同名の相が再現されるが波形の相似が spectrum の相似となつてあらわれるかどうかを確かめることも減衰係数をきめる上に参考となる。

第一に spectrum を求めるときに記録の時間巾を変えるとどのように変化するかをしらべてみよう。Fig. 2 に No. 20 の 1962 March 17, North Atlantic Ocean の地震を例にして示す。SS phase の時間巾の取り方については図に示すように a), b), c), d) の 4 通りとて比較してみると、時間巾 a) と b) の場合、また c) と d) の

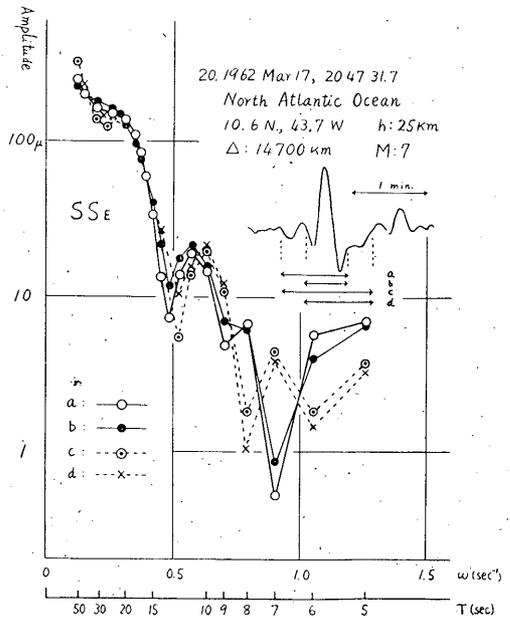


Fig. 2 Effect of time duration evaluated for SS phase of the earthquake in North Atlantic Ocean to it's spectrum.

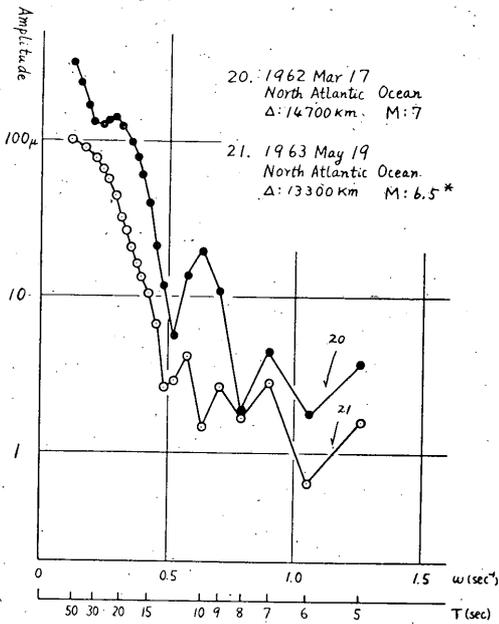


Fig. 3 Comparison of spectra for SS phase of the two earthquakes occurring in the same region.

\* Though M=6.5 is different from the the magnitude at Matsushiro shown in Table 1, it represents a mean for magnitude determined at Pasadena, Berkeley, CGS and Matsushiro.

場合はそれぞれほぼ同じ傾向である。ここで示されている SS 波の spectrum は勿論地震計の特性を補正して得られたものである。すなわち縦軸は速度振巾で表わされ、また横軸は角振動数  $\omega = \frac{2\pi}{T}$  をとっているが、同時に周期でも表示してある。時間中 a) と b) で spectrum がほぼ同じであるということは時間中 a) - b) の部分はあまり spectrum に影響しないことを示すし、また時間中 c) と d) についても互に spectrum が同じということも前と同様である。時間中 a), b) と時間中 c), d) とで spectrum の中で角振動数  $\omega$  の大きいところで著しい差を生じているが、時間中 a) - b) の部分、すなわち SS phase の後の部分を考えるか否かで相異してくる。4つの時間中の取り方を総合してみると  $\omega < 0.7$  の範囲で、周期にすれば約9秒以上の範囲ではいずれの場合もほとんど同じとみてよい、すなわち Fig. 2 に示されている SS 相の波形の振巾の大きい部分を4つの場合とも含んでいるので spectrum の大勢はこの部分で決められているのであろう。

次に No. 20 と No. 21 の2つの North Atlantic Ocean の地震の SS phase の Spectrum を比較してみよう。松代まで震央距離の大きさを考えると、大体同地域でおこった地震と考えてよからう。Fig. 3 に示された速度振巾と角振動数との関係を比べると略々同じ傾向を表わしていると解釈してよいであろう。もし震源における少くとも S 波についての spectrum が同一傾向のものとして仮定されるなら、SS 波の path に沿うての媒質の吸収は同じと考えることができる。2つの地震の Magnitude に関して No. 20 が M=7 で No. 21 が M=6.5 であるから、この spectrum の速度振巾の絶対値の差は地震の Magnitude の相異の結果であると解釈される。同一地域の地震で記録された SS 波の波形が相似した場合、その spectrum についても相似しているといえる。

4. Q の値

Table. 1 に挙げた地震の SS, SSS 波の記録について Fourier 解析し、更に地震計の特性による影響を補正して得られた速度振巾と角振動数との関係を示す図が Fig. 4(a), b), c), d) である。なお a) ~ c) では SS 波と SSS

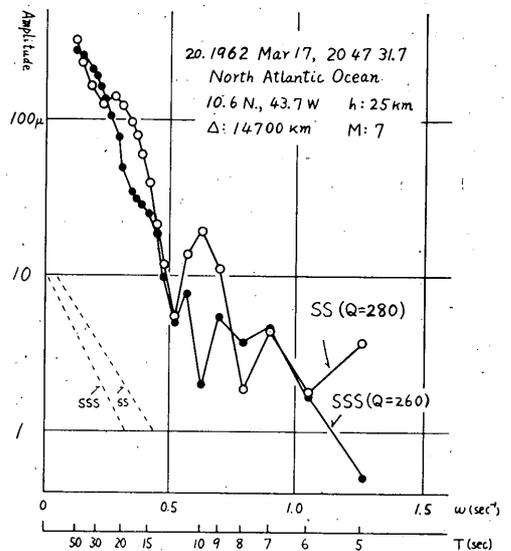


Fig. 4(a) Spectra of SS and SSS phases of the earthquake in North Atlantic Ocean.

○ : SS ● : SSS

波の spectrum を、d) では SS 波, SSS 波 SSSS 波の spectrum をそれぞれ一緒に図示した。横軸には Q の計算に便利のために角振動数  $\omega$  をとっているが、比較のために

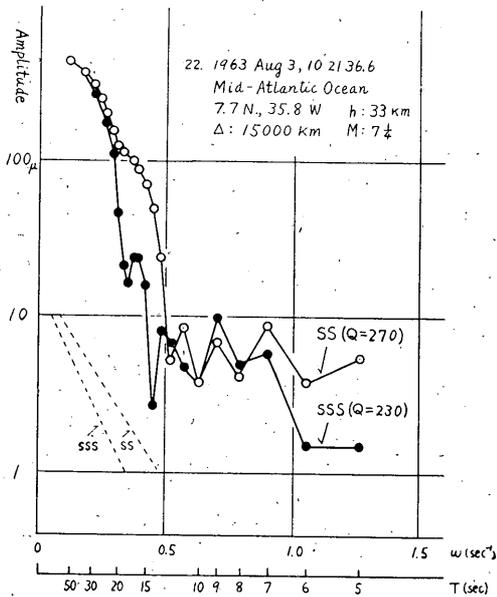


Fig. 4(b) Spectra of SS and SSS phases of the earthquake in Mid-Atlantic Ocean.  
○ : SS ● : SSS

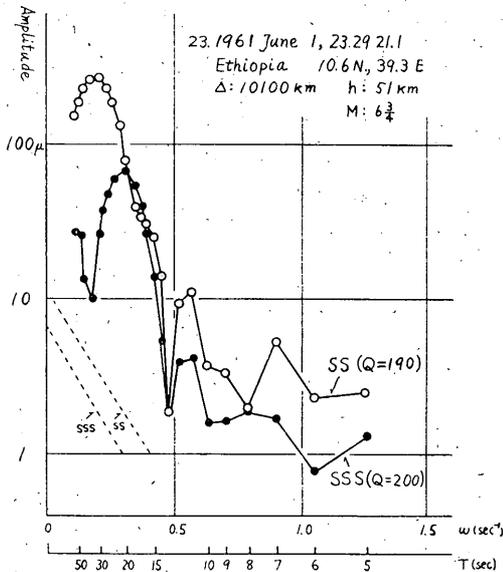


Fig. 4(c) Spectra of SS and SSS phases of the earthquake in Ethiopia.  
○ : SS ● : SSS

周期Tに換算した値もつけておいた。これらの spectrum をみると、速度振幅は角振動数とともに減少しているが第一段階として現在の周波数範囲では直線的に変化する

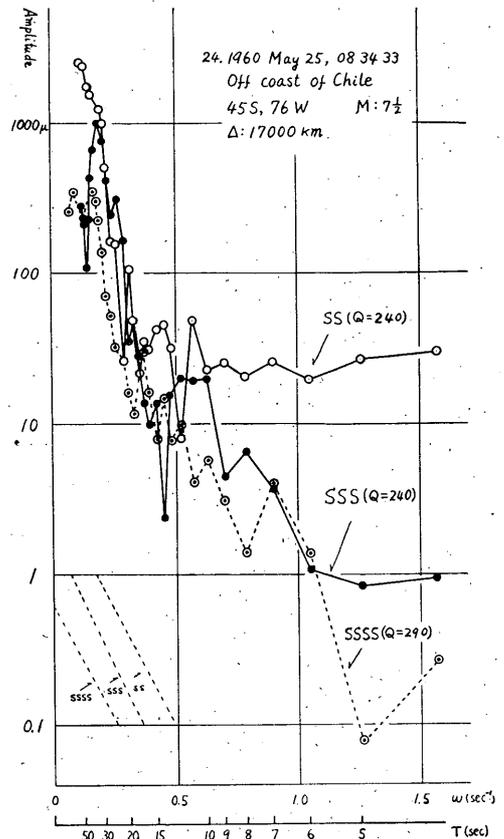


Fig. 4(d) Spectra of SS, SSS and SSSS phases of the earthquake off coast of Chile.  
○ : SS ● : SSS ⊙ : SSSS

とみなして、その傾斜から媒質のQを求めてみよう。そのためには大塚が述べている方法を用いる。すなわち Knopff の論文にあるように Stokes が考えた粘弾性体中を平面波が伝播するとき、振幅の距離Dに対する減衰を  $\exp(-kD)$  とすると減衰係数は

$$k = \frac{|\omega| S}{2QV}$$

であらわされる。ここでS: Stokesの常数 ( $S \geq \frac{4}{3}$ —ここでは符号を用いた)、 $\omega$ : 角振動数、V: 伝播速度、Q: 媒質に固有の常数である。

今震源の動きを衝撃函数であらわせると仮定する。すなわち震源での spectrum があらゆる周波数の成分の波を一様に含んでいると考えよう。そうすれば或距離における波の spectrum の傾斜からその周波数の範囲について媒質の常数Qを求めることができる。この常数Qは減衰係数kの逆数であり、non-dimensionの数である。Fig.

Table 2

No.	Location	Epicaltral distance (km)	Phase	Surface distance corresponding to a path in the S type (km)	Depth from surface to Secheitel (km)	Mean velocity of S wave along ray path (km/sec)	Q
20	North Atlantic Ocean	14700	SS SSS	7350	1900	6.09	280
				4900	1100	5.58	260
21	North Atlantic Ocean	13300	SS SSS	6650	1500	5.86	290
				4430	940	5.37	
22	Mid-Atlantic Ocean	15000	SS SSS	7500	1900	6.09	270
				5000	1100	5.58	230
23	Ethiopia	10100	SS SSS	5050	1100	5.58	190
				3360	800	5.24	200
24	Off coast of Chile	17000	SS SSS SSSS	8500	2150	6.18	240
				5700	1300	5.74	240
				4250	900	5.37	290

4, a)~d) の spectrum で速度振巾が現在の角振動数の範囲で直線的に変化していると考えて、その傾斜を各図の左下に点線で示した。ただし、その点線の引き方は  $\omega$  の小さい範囲の spectrum の変化に重要な意味をもたせた。今速度振巾を  $u$  とすると、spectrum の傾斜は  $\frac{\log u}{|\omega|}$

であらわされ、上述の減衰係数  $k$  の表示から  $Q = \frac{|\omega|}{\log u}$

$\frac{SD}{2V}$  となる。この式から求められた  $Q$  の値は Fig. 4 の各図に記してあるが、Table 2 に総合して示してある。なおこの表には SS, SSS, SSSS 相について  $S$  波としての一回の path を地表距離で示し、それに対する震波線の最深点の深さを記してある。  $Q$  の値を求めるのに必要な伝播速度としては各相の伝播経路についての平均速度を用いたが、この値も Table 2 に併記しておいた。この表から  $Q$  の値と最深点の深さとの間で何等かの関係があるかと思ってみたが、一寸見当りにくい。現在の data は地表面から約 800km 以下の情報を与えているわけであるが、Table 2 の結果からみると  $Q$  の値が深さとともにある特定の関係で変化するかどうかとみることは少し困難で大体 200~300 の範囲におさまるようである。そこで平均値として  $\bar{Q} = 250$  程度の見積りで、用いた data からは一定とみた方がよいと思われる。

Fig. 4, a)~d) の spectrum をみてみると実際には速度振巾と角振動数  $\omega$  との関係は直線的な変化とみるより二次曲線的に変化しているとみた方がよいかも知れない。第一近似として先に直線的とみて  $Q$  を求めてみたが、もし  $Q$  の値が週期 (あるいは振動数) の函数となっ

たとすればどの程度になるか、spectrum にひかれた Smooth curve から求めると次表のようになる。4 個の地震に対して求めたものを平均した値である。

Period (sec)	10	15	20
$Q$	470	230	160

元来、振動数と振巾の対数の一次的関係から  $Q$  を定義して求めているのであるから、このような Smooth curve を引いて  $Q$  を求めるということは、振動数の範囲を更に細かくとって、その中では一次的に変化すると考えていることになる。

## 5. 2点の Spectrum の差から $Q$ を求めること

2つの観測点における特定の phase の spectrum を比較することにより、両観測点間のある深さの媒質について弾性波の減衰を論ずることができる。この場合、同一の phase を比較してもよいし、あるいは特定の phase の組合せ ( $P$  と  $PP$ ,  $S$  と  $SS$ , ...) 等で比較してもよい。同一の地震の data を扱う場合は震源の spectrum について考える必要がないか、あるいは仮定を設けるにしても比較的簡単に処理できる。しかし松代における一点観測の data を用いて、あたかも 2つの観測点におけるある phase の spectrum を比較することに相当させるためにここでは異なる地震の特定の phase の組合せを考えて比較する。その場合、別々におこった地震について震源の spectrum は同一の傾向のものと仮定せねばならない。

一例として Fig. 5 (a) に示された No. 22. Mid-Atlantic Ocean の地震 ( $\Delta = 15,000$  km) で記録された SSS

phase と No. 23. Ethiopia の地震 ( $\Delta=10,100\text{km}$ ) で記録された SS phase の spectrum を比較してみよう。この場合 No. 22 の SSS 波および No. 23 の SS 波はともに S 波として震波線を描く path の地表距離は一回について約 5,000km である。No. 22 の SSS 波は No. 23 の SS 波より S 波としての path は 1 回分すなわち 5000km 多く伝播しているわけである。ここで両 phase の spectrum を比較することにより path 5,000km に

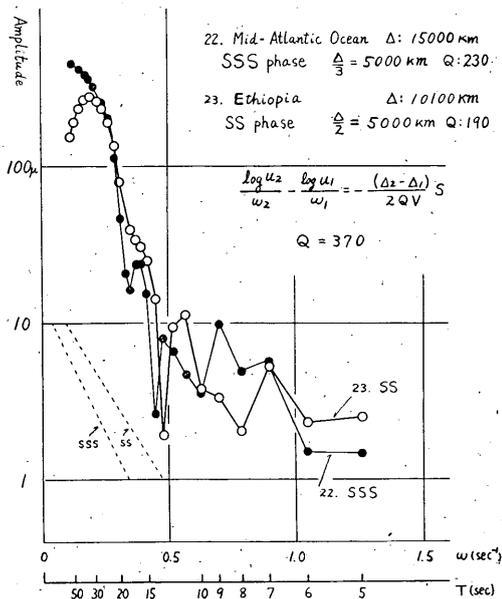


Fig. 5(a) Comparison of spectra of SS phase from the earthquake in Ethiopia with that of SSS phase from the earthquake in Mid-Atlantic Ocean.

についての Q の値を決めることができる。2つの spectrum の傾斜の差は次のようになる。

$$\frac{\log u_2}{\omega_2} - \frac{\log u_1}{\omega_1} = -\frac{(\Delta_2 - \Delta_1)}{2QV} S$$

ここで suffix 1, 2 は両 phase を表わす。

Fig. 5(a) に No. 22 の SSS phase と No. 23 の SS phase の spectrum の傾斜が点線で示されているが、上式を用いて傾斜の差から Q の値を求めると約 370 となった。

もう一つの例として Fig. 5 (b) に示されている No. 14 Kermadec Is. 地震 ( $\Delta=8,400\text{ km}$ , この地震については Table 1. に示されていない。1961 May 2, 22 44 44.3 27.8 S, 176.5W h=45km M=6<sup>3</sup>/<sub>4</sub>-7) と No. 24 Chile 地震の SS phase の spectrum を比較して同様

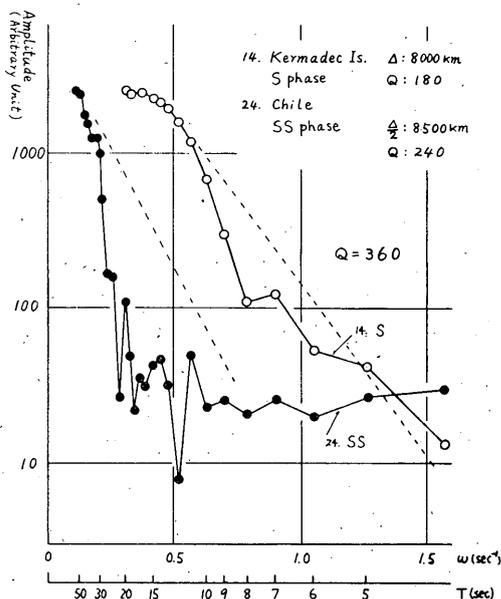


Fig. 5(b) Comparison of S phase from the earthquake in Kermadec Is. region with that of SS phase from the earthquake off coast of Chile.

に Q を求めると約 360 となる。これらの結果をみると先に震源の spectrum で速度振巾が角振動数  $\omega$  に対して一様であると仮定して一点観測から求めた Q の値に比べて少し大きい値が得られた。実際に Q が大きいということになると、あるいは震源の動きについて衝撃関数で与えられるように考えることは多少問題があるかも知れない。又は、ここで述べた 2 つの phase の spectrum の比較の場合、Sec. 4 に述べた Q の値と一致するためもう少しお互に差があるべきなのかも知れない。しかし今の段階では Q の値を求めた例が少ないので、このような議論に立入ることをやめて、ここで述べた特定の 2 つの phase の spectrum の比較では Q の値が多少大きめに出了たいうことを述べておく。

### 6. 考 察

すでに S 波についての Q の値を求めたものには Gutenberg の論文がある。Table 3. には Sec. 3 で周期毎に得られた Q の値と比較できるように Gutenberg の値も一緒に記しておいておいた。全体にここに述べた値が少し小さい。その理由については将来考えねばならないが、Gutenberg の Q の求め方との相違ということも考えられるかも知れない。

浅田, 高野は P 波から Q の値を求める場合について

Table 3 Values of Q for body waves of S type

Author	Wave type	Period (sec)	Q
Gutenberg (1958)	S	12	700
		24	400
Press (1956)	ScS	11	500
Sima (1964)	SS, SSS	10	470
		15	230
		20	160

の議論の中で筑波山と松代における観測から spectrum を比較している。その場合に得られたQの値は松代の方が筑波山より小さかった。これについては Crust 上部の地域的な構造の相違によるものではないかと説明している。その考えをおしすすめて、もし実際に Gutenberg の決めたQの値に比べて松代で決めたQの値が小さいなら、遠い地震のS波ということでは波長の長さを考慮して crust 上部よりも少し深い構造の差ということになる。しかしこの論文の場合にはより近い観測点との比較がないので、観測点付近の地下構造に言及するのは早計のようである。

2点観測からQの値を求める方法に対して Sec.5 に述べたように一点観測で異なる地震によって代用させたものである。できれば同一地震について各観測点におけるPあるいはSの直接波および地表面で反射してくる波 (PP, PPP あるいは SS, SSS, 等) について得られる spectrum を比較するとよい。例えばある地点  $\Delta_1$  でPあるいはS波の spectrum を  $2\Delta_1$  の地点で観測されるPPあるいはSS波の spectrum と比較すると  $\Delta_1$  の範囲の実体波の減衰を知ることができる。  $\Delta_1$  の取り方を次第に大きくするとQの値の垂直分布を求めることができる筈である。しかし各 phase の spectrum からその傾斜を精度よく決められればよいが、この論文をみても分るように、速度振巾と角振動数  $\omega$  との関係は  $\omega$  の

範囲を大きくすると曲線となり。その中不規則な変化が入るので直線的な傾斜を求めるには限度があるようである。

謝辞——この論文中の Fourier Analysis についての計算には名古屋大学理学部の飯田汲事教授の深い御理解を戴きましたこと、ならびに太田裕、服部定育両氏に忙中の時間をさいて御援助して戴きましたことに厚く御礼申し上げます。

#### 参 考 文 献

- Asada, T. and Takano, K.: Attenuation of short period P Waves in the Mantle, *Journal of Physics of the Earth*, **11** (1963) 25-34.
- Gutenberg, B.: Amplitudes of P, PP, and S and Magnitude of Shallow Earthquakes, *B. S. S. A.*, **35** (1945) 57-69.
- Gutenberg, B.: Attenuation of seismic Waves in the Earth's Mantle, *B. S. S. A.*, **48** (1958) 269-282.
- Knopoff, L.: The Seismic Pulse in Materials Possessing solid Friction, I; Plane Waves, *B. S. S. A.*, **46** (1956) 175-183.
- Otsuka, M.: On the Forms of S and ScS Waves of Some Deep Earthquakes (in Japanese), *Zi-shin*, **15** (1962) 169-182.
- Press, F.: Rigidity of the Earth's Core, *Science*, **124** (1956) 1204.