

HGLP 地震計に記録された深発地震による ScS, sScS および ScSScS 波の解析*

山 岸 登**

550.340

On the Analysis of ScS, sScS and ScSScS Waves for Deep Focus Earthquake Recorded on the HGLP Seismograph

N. Yamagishi

(Matsushiro Seismological Observatory, J.M.A.)

Three-component HGLP seismographs with peak magnification of 40K ($K=1000$) were installed at MATSUSHIRO SEISMOLOGICAL OBSERVATORY in December, 1972.

The purpose of the observation by this seismograph is to gain more information of body and surface waves of long-period from near and distant earthquakes.

ScS, sScS and ScSScS waves, recorded on this seismograph from a deep focus earthquake occurred at Near Sakhalin on 15th of Jan, 1973, were investigated.

These three waves with short- and long-period oscillations have not been recorded at our station till now.

The arrival time of the short period wave from HGLP seismograph is nearly equal to that of short period instrument of WWSS and its motion is of SH type.

While, the long period wave of period about 40 sec. shows SV motion, and the amplitude on the seismogram is longer than the short period vibration.

Waveform and amplitude of the sScS resemble to that of ScS, but the direction of motion between these two phases is reverse and the period of sScS is slightly longer than that of ScS.

Also, the waveform of ScSScS resembles to that of ScS, but the amplitude is much smaller and the wave period is longer than ScS.

From these results, it is evident that both surfaces of the earth and the core don't show selective reflection for the period of wave observed here, and Knopoff's model seems to be correct in this case.

Q values of the earth's mantle for ScS, sScS and ScSScS are calculated to be about 430 (WWSS, SP seismograph), 170 (HGLP seismograph), 190 (ditto) and 240 (ditto), respectively.

In these values, it is likely that Q value of ScS is related to the period of wave propagating through the earth's mantle.

1. はじめに

地震観測所(以下松代と記す)にアメリカ NOAA(海洋大気庁)の依頼による HGLP 地震計が1972年12月下旬に設置された。既に NOAA では世界各地に国際標準地震計網を展開し、world-wide の規模で地震観測業務を行なっている。しかし今回の HGLP 地震計は、その名の示めすように高感度と広帯域を兼ねた長周期地震計

で、国際標準地震計よりも1桁上の優秀な性能を持っている。

Fig. 1 に現時点における HGLP 地震計の観測点11か所を示した。この地震計設置の主なる目的は、遠、近地震における長周期実体波の研究、近地地震や比較的規模の小さい地震から発生する表面波、リーキングモードによる表面波および核爆発と自然地震との判別のための研究観測などで、従って Fig. 2 に示めされたように、従来の国際標準地震計観測網の長周期地震計より更に幅広い高倍率のレスポンスを有し、例えば HG-HI (以下

* Received July 26, 1973

** 気象庁地震観測所

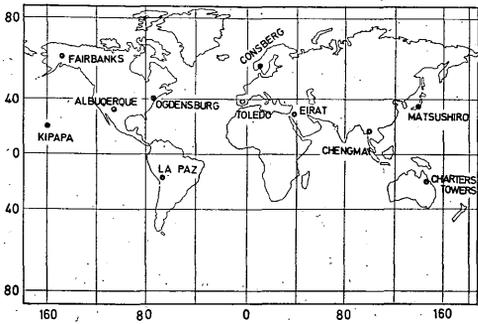


Fig. 1 Worldwide network of HGLP seismograph.

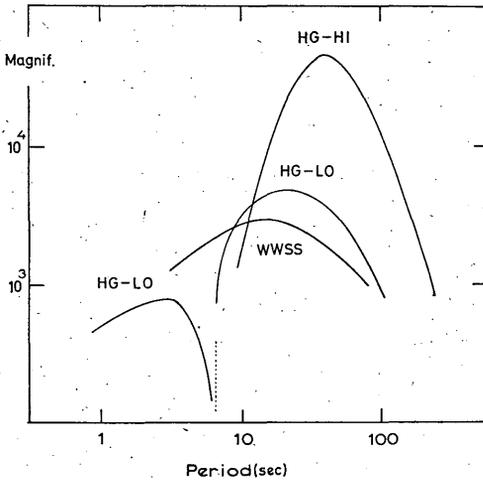


Fig. 2 Response curve for HG-HI, HG-LO and long period WWSS, respectively.

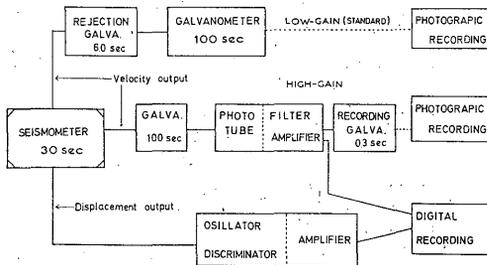


Fig. 3 Block diagram of high-gain, broad-band, long-period seismograph system.

HGLP 地震計の高倍率のほうを HG-HI, 低倍率のほうを HG-LO と略す) では周期約40秒に最高ピークを示し、45000倍もの高倍率を与える。

次に、この地震計の簡単なブロック、ダイアグラムを Fig. 3 に示した。地震計は3成分とも30秒周期で、速度

の output を途中の回路で高および低感度の2つに分け、おのの別のプロマイドに記録させている。低感度のほうが標準型で、国際標準地震計観測網の長周期と同様100秒周期の電流計に導かれるが、回路の中に周期6秒の rejection 電流計を入れ、脈動を排除するための工夫がなされている。

一方、高感度のほうは同じく周期100秒の電流計に連結されているが、PTA 装置(光電管増幅および濾波器を一括したもので増幅され、周期0.3秒の記録用電流計を通してプロマイド上に記録される。また、変位のほうは pick-up のフレームに設置された可変容量型変換器を用い、1.4メガサイクルの標準周期数を弁別器によって DC 出力に変え、増幅したものをデジタルテープに記録させている。なお、この磁気テープには Fig. 3 で見られるように、速度の高感度 output も同時に記録されている。観測を開始して以来日数が少ないけれども、その期間での記録では周期35~40秒(HG-HIの最高倍率値付近)および周期5~7秒付近(HG-LOの記録では)の脈動は極めてすくない。

Fig. 2 を考慮すれば、これらの事は地震観測での S/N 比が良いことで、特に松代のように地震の background noise level が低い観測所では大いにこの地震計の威力が発揮されるものと期待される。ここで調査された深発地震の ScS, sScS, ScSsScS 波などの波動はいずれも周期約40秒位の卓越波で、この地震計の特性が十分に現われている。

2. 深発地震の地球核による反射波の記録例

ここに掲げた3この深発地震 (Table 1 参照) は、いずれも観測点からの震央距離が10°以内で、もちろん地球核による反射波といっても、地表面による反射も行なわれていることを意味している。Table 1 に掲げた震源要素は J. M. A, MB は USNOAA, 震央距離は上宝(京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所で、以下上宝と記す)および松代からのものである。なお調査に用いた No. 1 の地震については USNOAA の報告も併記した。松代では既知のとおり、観測のウィンドーが大きく、ScS 波はこれまで比較的短周期型の地震計に良く記録され、近地の深発地震だけでなく、中距離遠地の深発地震でも明瞭に出現している。しかし、sScS 波については和達(1935)も既に、震央付近での sScS 波の不出現について論じているとおり、松代でも今までその出現期待時刻付近にほとんど認められなかった。今回、HGLP 地震計の設置により、さらに dynamic-range と frequency-

Table 1. List of earthquakes.

No.	Y	M	D	T(G.M.T)	(N)	(E)	h(km)	MB	Δ°	Station
1	1973	Jan.	15	01:53:16.3	45 32	142 47	340		9.8	MATSUBIHIRO
				01:53:14.6	45.96	142.67	354	5.1	10.0	
2	1973	Jan.		09:03:00.6	27 14	140 35	460	5.8	9.7	
3	1973	Jan.		20:55:54.1	28 16	139 46	500	6.0	8.6	KAMITAKARA

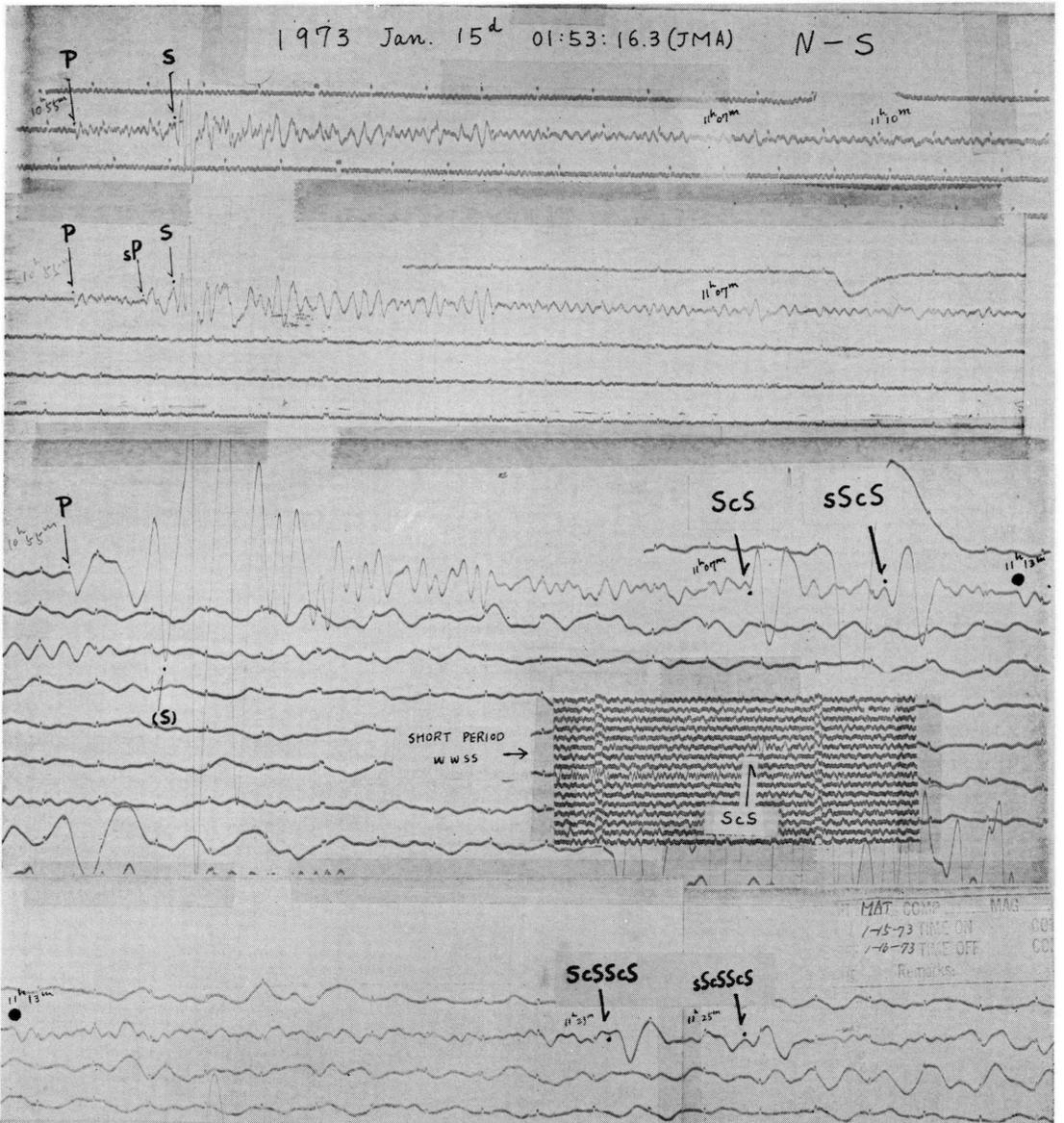


Photo. 1(a) NS seismogram of WWSS'S short and long-period, HG-LO and HG-HI for No. 1 earthquake.

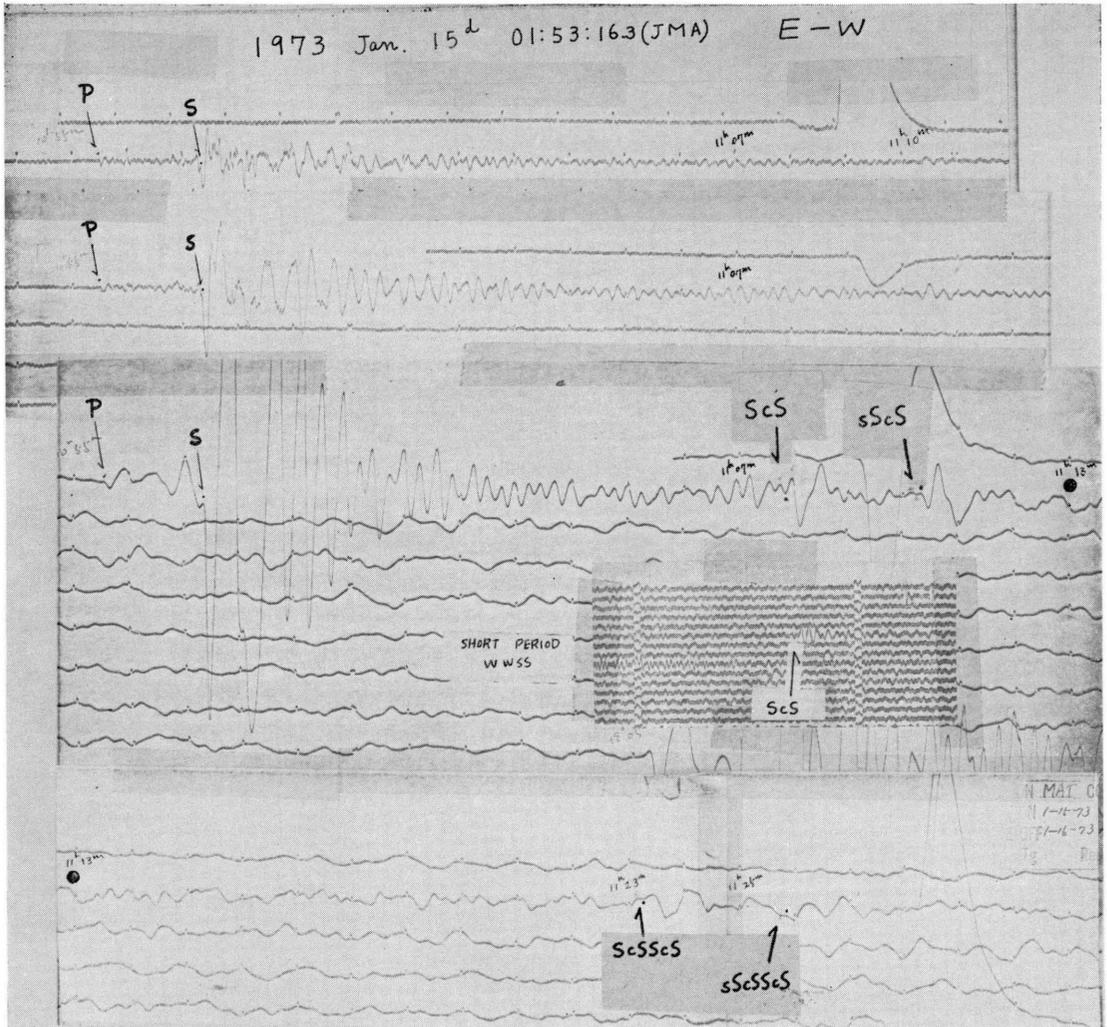


Photo. 1(b) EW seismogram of WWSS'S short and long-period, HG-LO and HG-HI for No. 1 earthquake.

band が拡大されたので、従来明瞭に観測されなかった長周期の地球核反射波が出現するに至った。このうち、sScS 波は特定地域で発生した地震で、しかも限られた地震計だけに出現するものでないことを示すために、3この深発地震による sScS 波の記録を掲げた。Photo 1 (a, b, c) は樺太南方沖に発生した No. 1 の地震で、松代への入射は $N20^{\circ}E$ である。記録はおおの3成分に分け、(a) は NS, (b) は EW および (c) は UD を示し、それぞれ一番上に国際標準長周期地震計 (以下 LP と記す)、中段は HG-LO, 下段に HG-HI の記録を掲げた。これらの記録から、それぞれの成分で P 波初動のセンスはいずれも良く合致し、震央方向に正しく向かい、

LP 地震計と HG-LO の記録を比較すれば、振幅の大きさに差は認められるが総合的にみて大へん良く似た波形を示し、またいずれの成分でも HG-HI は倍率が非常に高く、短周期の波をほとんど記録していないことがわかる。なお記録中、10時09分頃に見られる大きな振動は地震計の検定マークである。HG-HI の水平 2 成分には、11時07分45秒頃に ScS 波、11時10分10秒頃に sScS 波が出現し、ScS 波の波形を反転して重ね合わせると、そのままだけに sScS 波の波形が得られる程、周期や振幅の大きさが類似している。記録上、両種の波は平均周期約 22 秒の短周期波ではじまり、つづいて平均周期約 40 秒の卓越した長周期波形を形成している。これら 2 つの

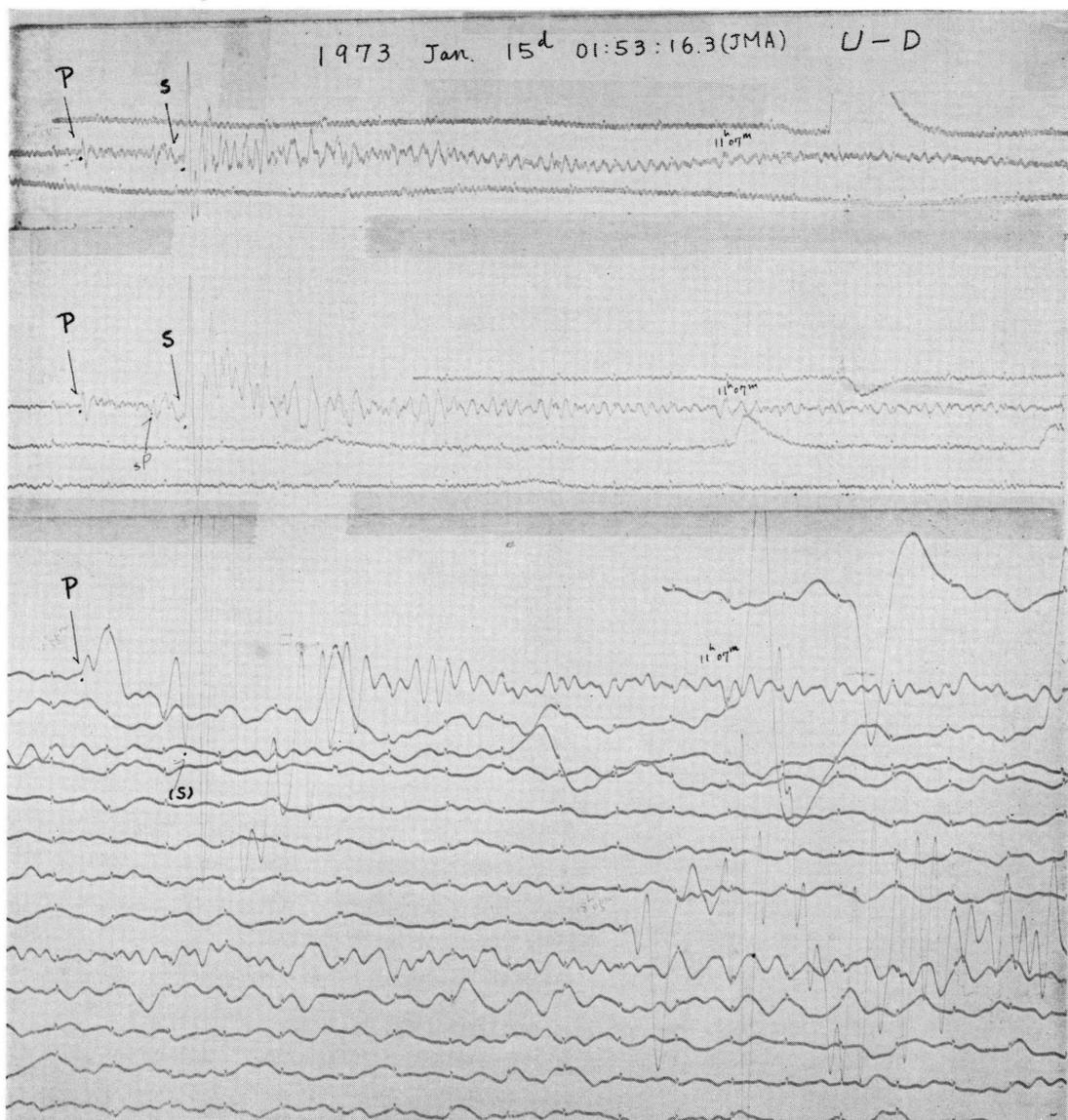


Photo. 1(c) UD seismogram of long-period of WWSS, HG-LO and HG-HI for No. 1 earthquake.

phase の出現時刻付近には、LP, HG-LO およびすべての上下動成分の記録には ScS 波すらも見られず、HG-HI の記録の中間に掲げた国際標準短周期地震計（以下 SP と略す）水平 2 成分にだけ、HG-HI とほぼ同時刻に平均周期約 2 秒の ScS 波が出現している。なお同地震計には $sScS$ 波が出現していないので、その部分の記録は省略した。HG-HI の記録は、11時13分から（図中●印）最下段の記録につき、11時23分頃に $ScSScS$ 波、11時25分頃には波形の乱れた $sScSScS$ 波を認めること

ができる。

$ScSScS$ 波は ScS 波の波形を押しつぶしたような形を示し、波の周期は ScS 波よりいくらか延びている。また、 $sScSScS$ 波では、NS 成分を恣目で見れば $sScS$ 波の波形に似通っているといえよう。

次に、Photo 2 (a, b, c) は No. 2 の地震記録で、父島西方沖の深発地震である。No. 1 の場合と同じく、おのおの地震計の成分別に分け、LP, HG-LO, HG-HI の順に上から並べてある。松代からの震央距離は No. 1 の

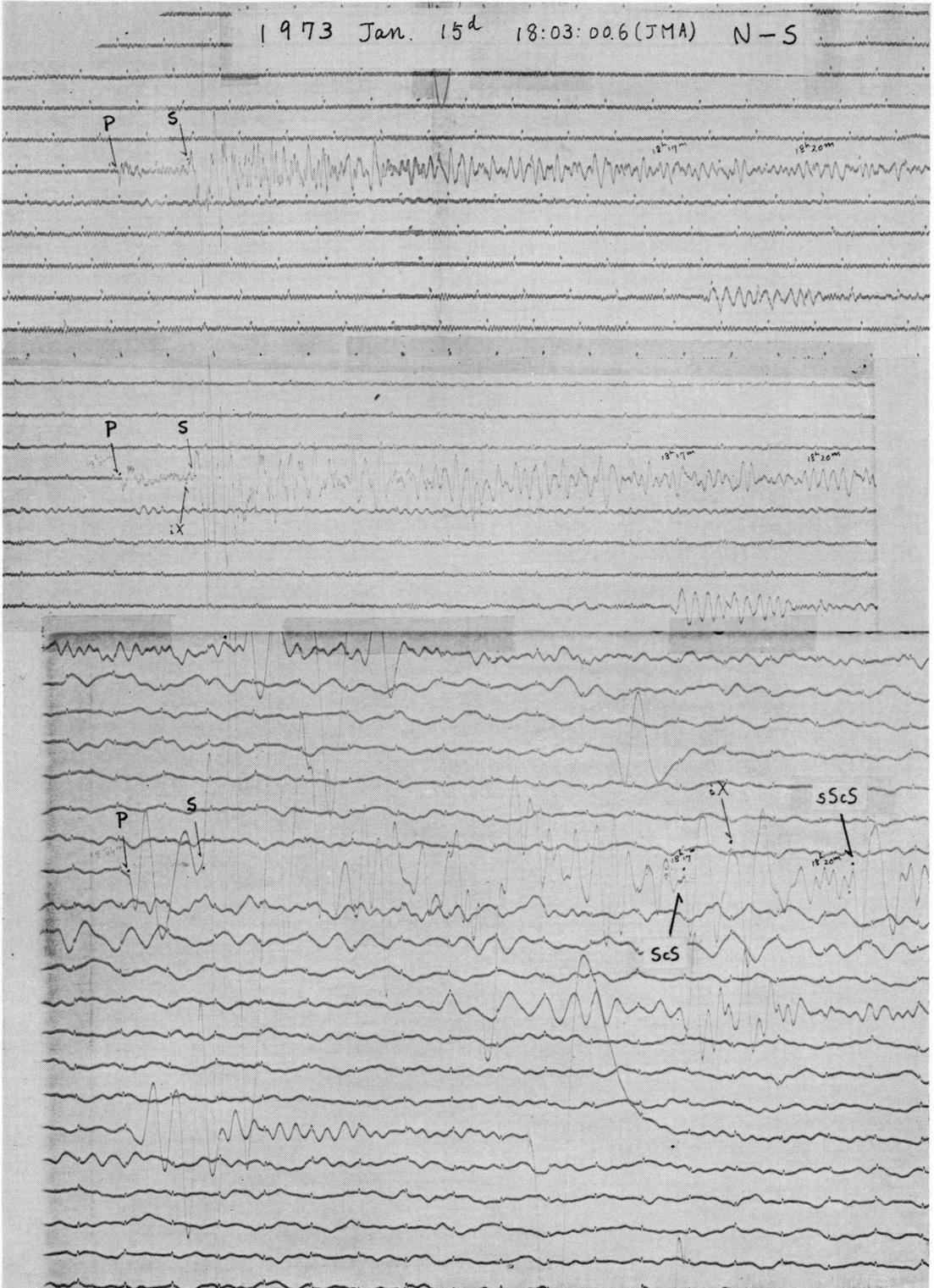


Photo. 2(a) NS seismogram of long-period of WWSS, HG-LO and HG-HI for No. 2 earthquake.

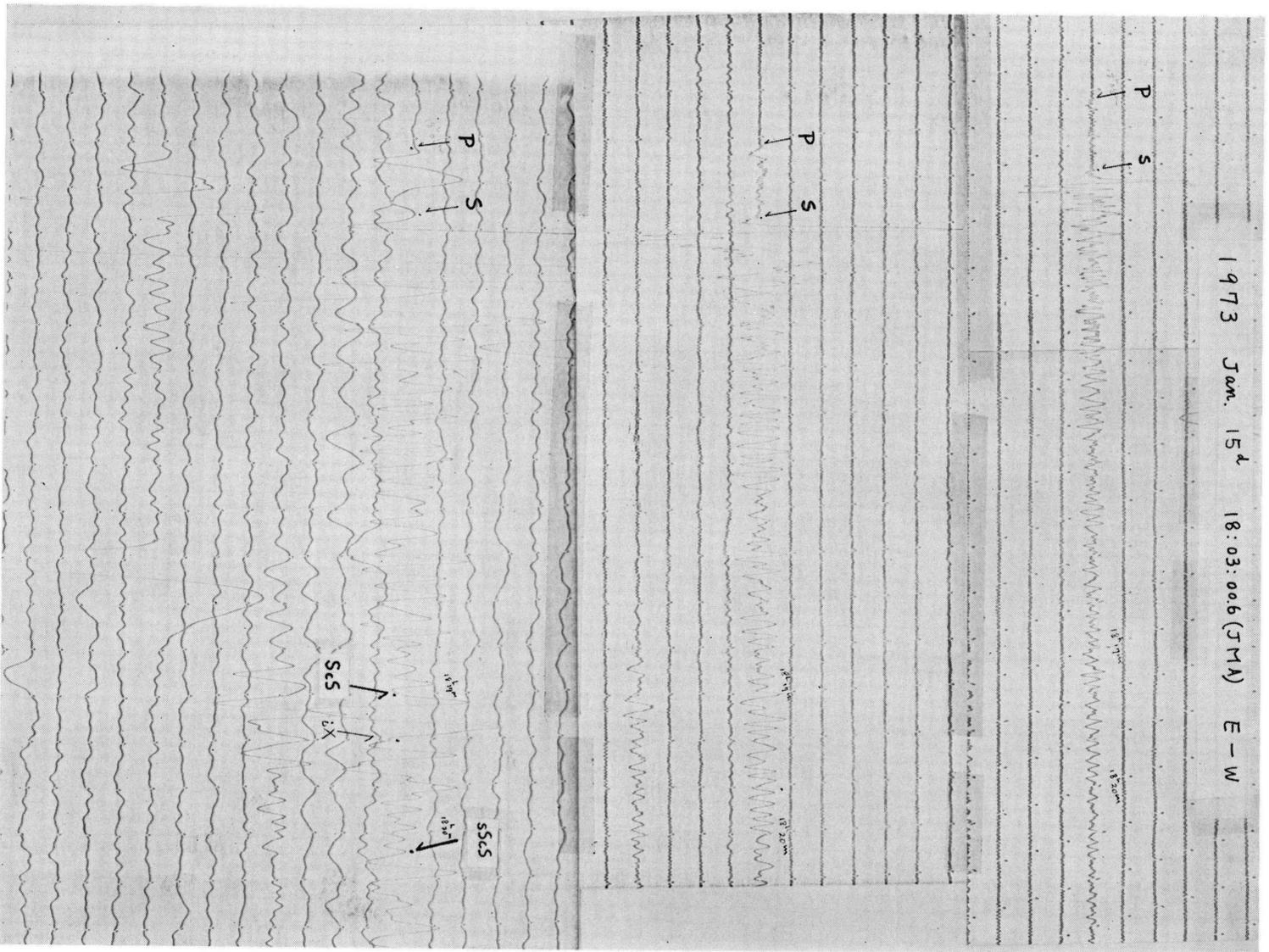


Photo. 2(b) EW seismogram of long-period of WWSS, HG-LO and HG-HI for No. 2 earthquake.

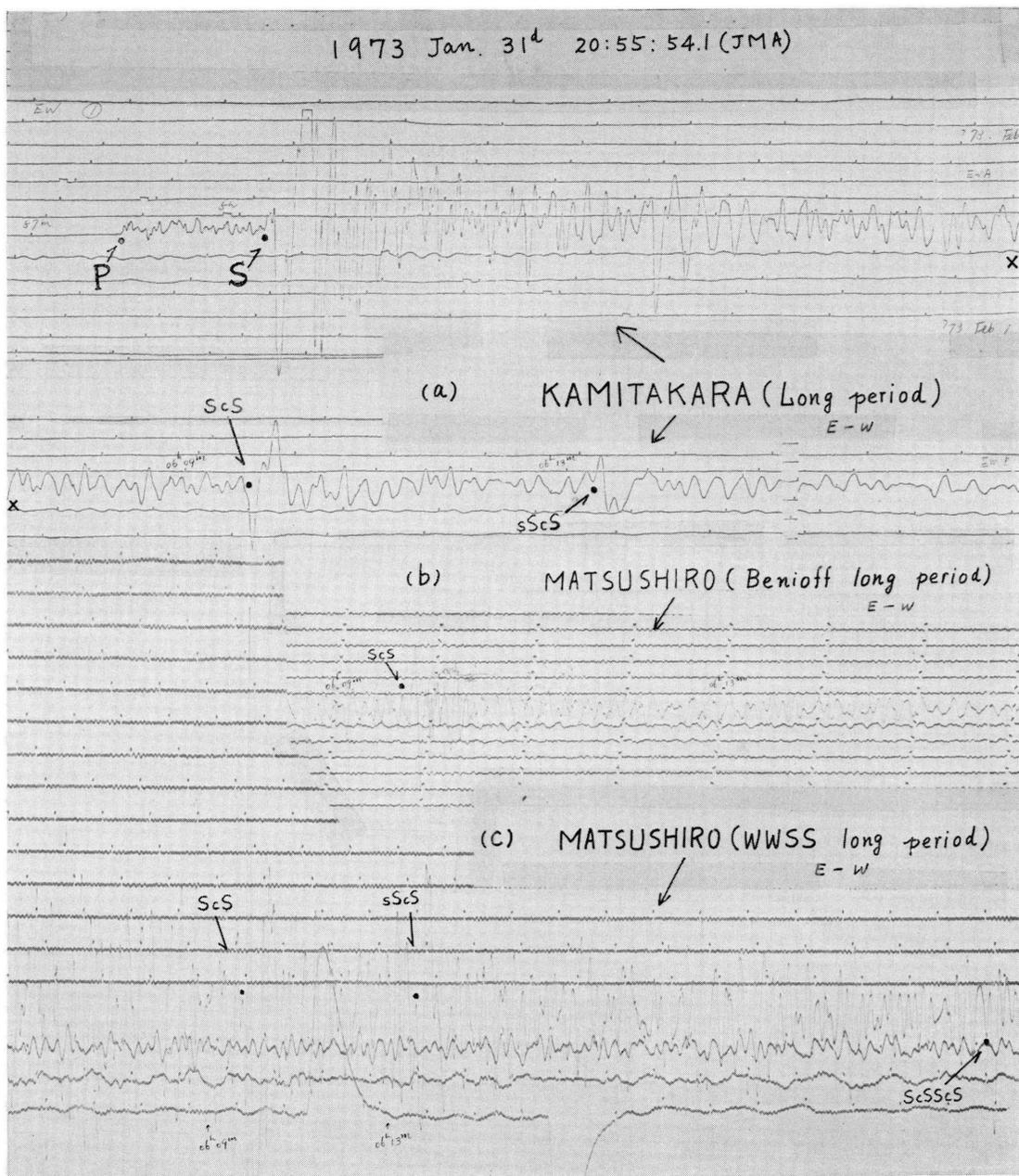


Photo. 3(a) EW seismogram recorded at KAMITAKARA of long-period seismogram for No. 3 earthquake.
 (b) EW seismogram recorded at MATSUSHIRO of Benioff long-period seismogram for No. 3 earthquake.
 (c) EW seismogram recorded at MATSUSHIRO of WSS long-period seismogram for No. 3 earthquake.

ものとほぼ等しいが、震央位置は全く異なり、松代から見て南南東に位置している。P波およびS波は3地震計とも同じ動きを示し、LPとHG-LOの記録は典型的な深発地震のタイプである。HG-HIの水平2成分の記録には、18時17分00秒頃にScS波、約3分24秒後にsScS波が出現しているけれども、ほかの2つの地震計記録では全くそれらのphaseを認めることができない。この地震では、ScS波の出現時刻直前すなわち18時16分24秒に小さな近地地震があり、その地震のS波が18時18分頃に重なっているため、ここではScS波の尾部は記録が乱れているものと一応考えておきたい。しかし、sScS波は両成分とも明瞭に記録され、短周期波で始まり周期約40秒の長周期波に移行する1往復半の振動が認められる。震源の深さがNo. 1のものより深いからScS波とsScS波との時間間隔は長く、NS成分の振幅は両者ほぼ等しいが、EW成分ではScS波よりかなり小さく記録されている。しかし、No. 1の地震と同じく上下成分ではそれらに相当するphaseは全く認められない。

Photo 3 (a, b, c) は No. 3 の地震記録で、父島はるか西方沖のものである。記録はすべてEW成分のもので、3(a)は上室に設置されている長周期地震計の記録である。

〔詳細は京都大学防災研究所年報第13号, A, 三雲健(1970)を参照されたい〕

3(b)は同地震計の松代におけるベニオフ長周期地震計、3(c)はLP地震計記録で、この地震は近地としてのマグニチュードが大きいのでHGLP地震計の記録は振り切れている。上室の地震計レスポンスは周期約10秒から30秒の間でほぼフラットな形を示し、倍率は約1000倍である。この記録で、06時09分48秒(●印)に、比較的立ち上がりの急な平均周期約18秒で始まるScS波が現われ、つづいて周期約36秒の顕著な長周期振動が見られる。その後約4分経過し、13分27秒にはsScS波が出現し、No. 1およびNo. 2の場合と同じく、ScS波を反転したような波形が現われている。しかし波の振幅はScS波の1/2以下でかなり大きな減衰を受けている。この地震による上室と松代への震央距離はほぼ等しく、波の入射方向もあまり変わらない。ただ、両観測点近傍の地盤特性と地震計の総合特性が異なっているが、上室のScS波およびsScS波の波形はともに松代のそれらと類似して、波の周期はいくらか相異なるが短周期で始まり、長周期の波へとスムーズに移行する過程をとっている。3(b)でも同じく06時09分に、周期約9秒の顕著なScS波が出現し、波の立ち上がり時刻は上室での

ScS波とほぼ同時である。それにつづく長周期の波は短周期波の優勢にさえぎられて見られないが、目で波形をスムーズ・アウトすればいくらかその形を推察することができる。しかし、この記録からsScS波の出現期待時刻06時13分頃には、そのphaseを見出すことは困難である。3(c)は記録中に●印で示したようにScS波およびsScS波が見られ、出現時刻も上室のものにほぼ合っている。ScS波の短周期部分は立ち上がりが鋭く、振幅も卓越し片側が振り切れている。そのあとにつづく長周期の波はあまり明らかではないが、sScS波では短周期波に連なる平均周期約34秒の長周期波が明瞭に出現している。この松代の記録でもsScS波はScS波よりかなり振幅が小さい。

以上に、3つの深発地震の地球核による反射波の、特にsScS波に着目した記録を掲げたが、いずれも深さ別による波の走時に良く適合しているため、はじめからphase名をつけて記録の説明を行なった。なお用いた走時曲線は、佐藤ほかによる——地震波研究のためのノモグラフ——である。

3. 記録の解析

(i) 走時上の立場から

HGLP地震計で記録された明瞭なScS波は、従来の観測では見られない長周期の波で、その立ち上がり時刻はSP地震計のものとはほとんど変りがない。Fig. 4の右側には、No. 1の地震のHGLP地震計から検測された波の走時を、佐藤ほかの計算による理論走時曲線上(深さ350km)にプロットして示した。

sScSScS波の走時は計算されていないので、Gutenbergの走時表を参考にして引いた。この地震は第2図で見られるようにJMAとNOAAとではいくらか震央(同図左側)およびその深さが違うので、震央距離およびその深さはそれぞれの平均値を用いた。

P波をはじめおのおのphaseは深さ350kmの走時に良く適合し、記録を一見してみればそれらのphaseの出現時刻付近には、検測を誤らせるような顕著なほかの振動は見受けられない。また、この深さではsScS波の到着時刻の約1分前にpScS, PcPPcPなどのphaseが走時の上で出現する筈であるが、既に理論的に計算されている地表面および地球核での反射係数の値や上下動記録における波の不出現などを考慮すれば、ここで記録されたScS波以下の4つの地球核による反射波の名前は走時上から推定して、まず誤ってはいないものと思われる。

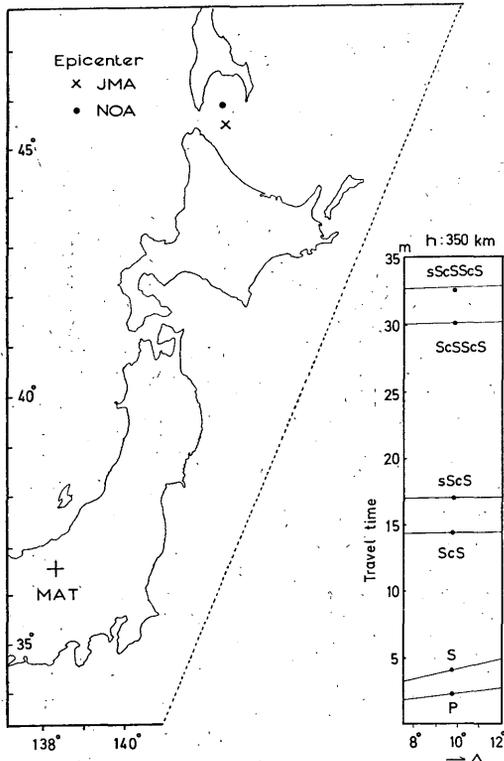


Fig. 4 Left: Epicenter of the earthquake occurred at Near Sakhalin, on the 15 th of Jan, 1973. Right: Theoretical and observed travel times for various phases.

(ii) 波の周期, 振幅, 位相の向きについて Fig. 5 および Fig. 6 は, Photo 1 の NS 成分と EW 成分を見易くするためにトレースしたもので, S 波の部分も掲げた. ScS 波と $sScS$ 波との波形を比べると, 両成分とも振動の向きは逆であるが, 振幅の大きさはほぼ等しく波形そのものが良く類似している,

この地震の発震機構は未知であるが, 松代からの震央方位は $N20^{\circ}E$ であるから, どちらかといえば S 波は EW 成分に良く記録される筈で, Fig. 6 の記録でも EW 成分の $sScS$ 波は元の S 波の波形に良く類似し, しかも S 波と 同位相である. NS 成分での $ScSScS$ 波と $sScSScS$ 波とは逆位相であるから, 振動の向きは全く正反対であるが, 波形は類似している. 従って, 両成分とも振幅の大きさに差はあるが, ScS 波と $ScSScS$ 波, $sScS$ 波と $sScSScS$ 波とは類似の波形を示しているといえる. Table 2 には, それぞれの phase から読取った周期および見掛けの振幅を長, 短周期波について掲げ

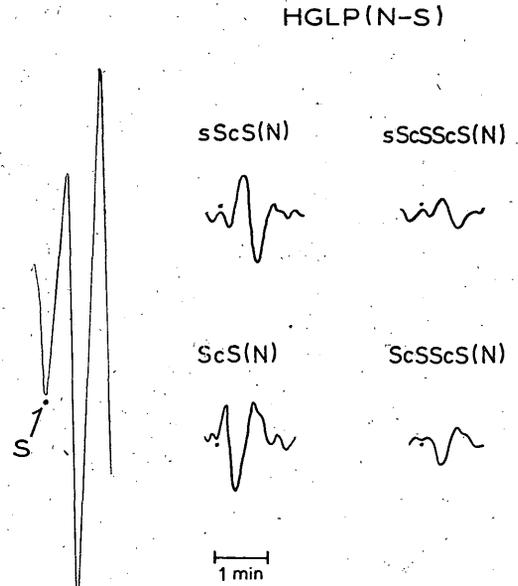


Fig. 5 Traced record of ScS , $sScS$, $ScSScS$ and $sScSScS$ waves for NS component of HGLP seismograph.

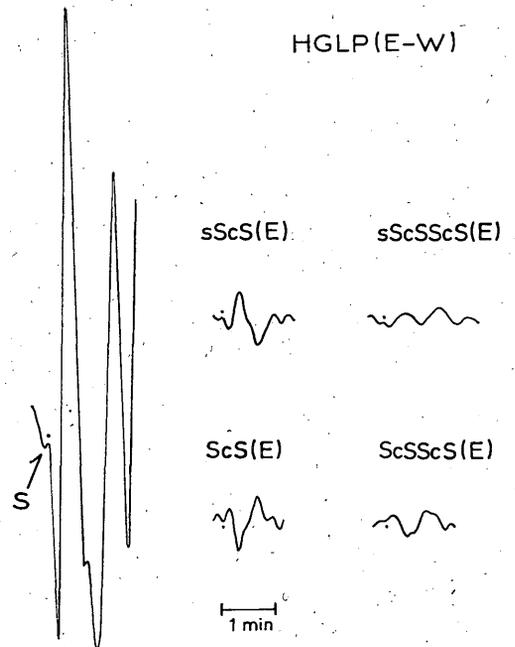


Fig. 6 Traced record of ScS , $sScS$, $ScSScS$ and $sScSScS$ waves for EW component of HGLP seismograph.

Table 2. Period and amplitude of waves for ScS, sScS and ScSScS analyzed in this investigation.

PHASE		N		E		mean		N/E		N	E
		SP	LP	SP	LP	SP	LP	SP	LP	SP/LP	SP/LP
ScS	T(sec)	24	42	20	36	22	39				
	A(mm)	10.0	26.0	4.0	16.8	7.0	21	2.5	1.55	0.38	0.24
sScS	T(sec)	26	40	24	43	25	42				
	A(mm)	4.5	26.1	3.8	16.3	4.2	21	1.2	1.60	0.13	0.23
ScSScS	T(sec)	25	44	29	46	27	45				
	A(mm)	0.8	11.5	0.9	7.5	0.9	10	0.9	1.53	0.07	0.12
sScSScS	T(sec)	26	46		6.0		53				
	A(mm)	1.7	9.0		5.7		7		1.58		
S	T(sec)		40	29	52		46				
	A(mm)		150	58	170		160				

た。(ここで短周期波とは、おのおの phase について前半の半振動の波であり、長周期波とは後にづく卓越を指す。短周期波の周期は波の立ち上がりを基準として 1/4 サイクルの振動から求めたので、真の周期に相当しないかもしれない。なお地震計の倍率曲線は NS と EW 成分とではほぼ似ているので、便宜的に記録上の振幅を用いた)。長および短周期波として特別に分けて取ったのは、後述するように地表面上での波の分子運動の方向が全く異なることと、震源から直接伝搬してきた EW 成分の S 波の波形にも長および短周期の振動が認められることなどから、弧立波とはいえ波の構成からすれば中途半端な分け方ではあるが、前半の短周期波は有意な振動と考えたい。Table 2 の平均値に着目すると、長周期の振動は ScS 波から始まって sScSScS 波に至るまで、すなわち伝播距離が増すに伴って、波の周期がのびていることが知れる。短周期波のほうはそれ程明らかではない。波の振幅を長周期波でみれば ScS 波と sScS 波とではほとんど等しいが、ScSScS 波、sScSScS 波と変るにつれて次第に減衰する。短周期波では様子が異なり、sScS 波は ScS 波の 6 割、ScSScS 波は sScS 波の 2 割に減衰してしまう。また長、短両周期の両成分での振幅比 N/E から、長周期波ではその比率がほぼ一定し約 1.6 をとるに対し、短周期波ではその比率が伝播距離の増すに伴って小さくなる。

一方、短周期波に対する長周期波の振幅比 SP/LP を成分毎に求めると、ScS 波では NS 成分が、sScS 波および ScSScS 波では EW 成分が大きく記録されていることがわかる。直達の S 波では振幅の関係が逆になって

いる。ここでやや定性的ではあるが、もう少し詳しく ScS 波と sScS 波の振幅について考える。この地震は震源の深さ 350 km で、震央距離が 10° であるから上記 4 つの波は地球の半径方向に近い角度でクラストおよびマントル中を伝搬し、地表面への入射角は約 3° である。このため一般的立場をとれば地表面と地球核との間に何等かの層がたとえいく層あっても、これらの層をほとんど直角に近い角度で通り抜けることになり、S 波から変換される反射波や屈折波のエネルギーは極めて小さい。従って ScS 波と sScS 波の伝搬距離の差、約 700 km の間での吸収や散乱の影響が両種の波の振幅差として効いてくる。地球核までの深さ約 2900 km の 2 倍を考慮すれば、両種の波の伝搬距離の差は 5800 km の約 12% であるから、直上と直下に放出される S 波のエネルギーが等しいなら、振幅の大きさにもそれ程の大差を生じないと思われる。事実、観測された ScS 波と sScS 波の振幅は、Table 2 で与えられるように長周期波ではほとんど差が認められず、短周期波では一般的にも減衰が早いこともあって約 6 割に減衰している。

このように波の周期と振幅との変化の状態は、もし地表および地球核の表面が周期に対して撰択的な反射や吸収を行なわないものとするれば、Knopoff (1956) が理論的に求めた、波形の伝搬距離による変化の様子を現わしているものと定性的に考えられる。次に記録に示めされている波の位相の向きについて考える。震源から直接伝搬してきた S 波は松代に対して、震源をほぼ水平に近い射出角で出発し、ScS 波および sScS 波は約 5° の角度で上方と下方に出發する。Fig. 7 の左図は震源の深さ

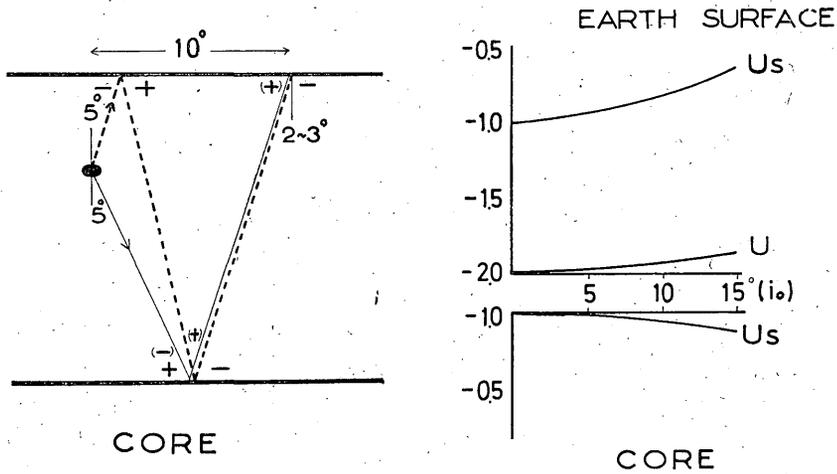


Fig. 7 Left: Schematic drawing of incident angle and phase direction for ScS and $sScS$ waves. Right: The relationship between reflective coefficient and incident angle of SV wave for surface of the earth and the core.

300~400 km で、震央距離が約 10° の場合の地表面への入射角 (約 3°) および地球核への入射角 (約 13°) の関係を示し、同図の右側は SV 波が入射する場合の地表面 (松沢: 1932) および地球核 (本多ほか: 1934) での反射係数 (Us) とその振動の向き (縦軸) および地表の振幅 (U) を図示したものである。ここで SV 波を例にとったのは、後述するように卓越した長周期波を SV 波と断定したからである。Fig. 5 および Fig. 6 で見られるように、 ScS 波と $sScS$ 波とは全く逆位相の波形を示すが、例えば SV 波を基準にして震源から直上と直下に出発する引き波を仮定すれば、 $sScS$ 波は地表面反射で逆位相、さらに地球核表面で再び逆位相になるから観測点には元の引き波で入射し、地震計記録は入射振幅のほぼ 2 倍の大きさを記録する。

他方、 ScS 波は地球核の反射で逆位相になり、そのまま押し波で地表面に入射し、同じく 2 倍の大きさを記録される。結局、 ScS 波は $sScS$ 波に対して逆位相に現われる筈である。直接伝搬する S 波は水平に出発したのち上部に向うから $sScS$ 波の波形と同位相となり、引き波の入射が観測される。以上のような立場をとれば $ScSScS$ 波は ScS 波と同位相、 $sScSScS$ 波は $sScS$ 波と同位相になる筈で、得られた記録もこの現象を満足させている。

(iii) 地表面上での運動

記録上の振幅から描いた ScS 波および $sScS$ 波の地表面上での動きを Fig. 8 の (a) および (b) に、零線を適当に引いて波の周期を読み取り、地震計の倍率補正を行

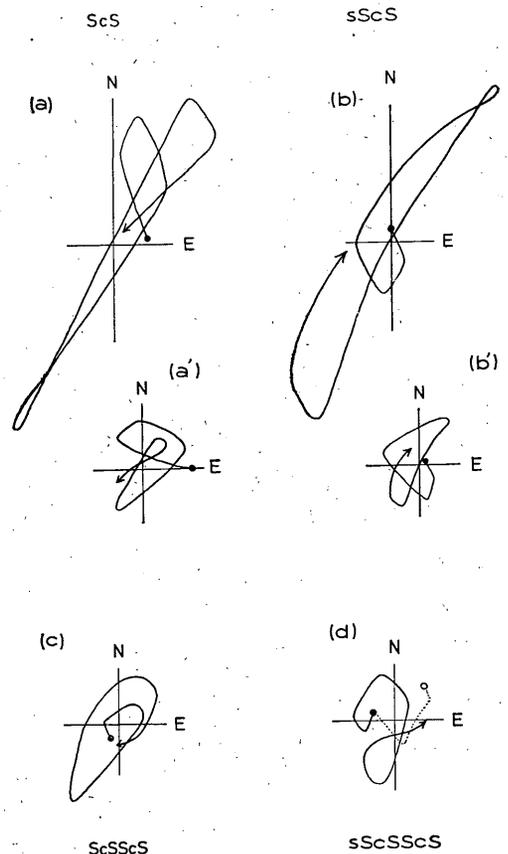


Fig. 8 Surface particle motion for ScS , $sScS$, $ScSScS$ and $sScSScS$ waves, respectively.

なった軌跡図を(a')および(b')に、
 ScSScS 波および sScSScS 波の記録上の振幅から求めた軌跡図を(c)および(d)にそれぞれ掲げた。前に述べたように、ScS 波、sScS 波はともに長および短周期の波に分解して振幅や周期を読み取ったが、Fig. 8の(a)および(b)の●印から始まる波の運動を追跡すると、N 20°E の震央方位に対し、はじめの約 1 サイクルの運動は SH 的な動きを展示し、その後は震央方向を指す P 波のような動きに変っている。しかし、この長周期の発達した振動は上下成分に全くみられなく、しかも震源が深いことを考慮すれば P 波ではなく、SV 波と考えられる。
 はじめの SH 的な運動は ScS, sScS 波とも波の立ち上がり時刻から約 13 秒間の振動で、(a')および(b')をみ

ればさらに明かなように、あとにつづく SV 的運動とほぼ等しい大きさである。Fig. 9 の最上段は、SP 地震計の両成分の ScS 波を拡大し、その地表面上の運動を図示したもので、この運動は震央に対して SH 的運動をなし、立ち上がり時刻も HGLP 地震計のものとはほぼ同時刻であるが、後につづく長周期の SV 的運動を示す波は全く現われていない。波の平均周期も 2 秒で、波群の継続時間は約 6 秒間である。通常観測される ScS 波は比較的短周期で、その動きは SH 的なものが多く、波形も 1-3 振動の孤立波に近い。これらの事から、HGLP 地震計での ScS 波や sScS 波の前半の短周期波は、その存在を無視することはできない。むしろ周期 40 秒付近に地震計の最高倍率を持つため出現可能となった後半の卓越波のほうが異常なかもしれない。

しかし、S 波の EW 成分にも類似の波形が見られるので、震源の発震機構に関係するものかもしれない。今のところ、これら 2 つの振動を鮮明に説明できる解釈を持ち合わせていない。Fig. 8(c) は ScSScS 波のもので、その動きは ScS 波に大変よく似ていて、やはり SH 的および SV 的動きが見られる。sScSScS 波は伝搬距離が約 12000 km 経ているので波形も乱れ、波の立ち上がりも明瞭さを欠くが、同図(d)に見られるように SV 的動きは察知される。

(iv) 波のスペクトラムおよび Q (減衰係数の逆数) の値

既に大塚 (1962) はウイーヘルト地震計で観測された ScS 波について、波の周期約 2 秒から 20 秒の間の平均的な Q 値を求めている。ここでは SP 地震計による ScS 波と HGLP 地震計で得られた長周期 ScS, sScS, ScSScS 波などの波についてフーリエ積分をし、スペクトラムを求め、それから媒質中 (mantle) をほとんど縦方向に伝搬する弾性波の Q 値を算出した。まず、SP 地震計 EW 成分の ScS 波を 0.25 秒毎に読みとり、フーリエ分析にかけた結果を Fig. 9 の中段に、下段にはこのスペクトラムに地震計の振幅特性の補正したものを示した。横軸は ω (角振動数) = $2\pi/T$ であるが、見易くするため周期 (T) の値も併記した。中段のスペクトラムで注目されるのは、周期 2.4 秒と 5 秒付近に見られる 2 つの山である。前者は記録に出現している ScS 波の 3 振動の平均周期 2 秒のもので、後者は元の記録からみてその存在は想像できない。この山は脈動の周期帯に属するが、Photo 1 および Photo 2 で示めされる記録からは発達した脈動は特に見られない。下段の図でも周期 6 秒付近に明瞭に出現しているので、地震計による見掛けの山とは考え

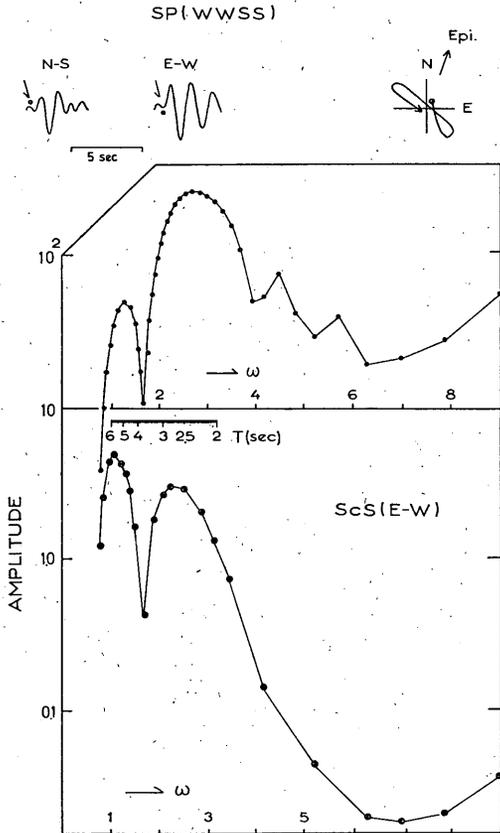


Fig. 9 Upper: Surface particle motion of ScS recorded on WWSS, SP seismograph.
 Middle: Fourier component of ScS wave.
 Lower: Spectrum of ScS wave corrected by frequency characteristic of seismograph.

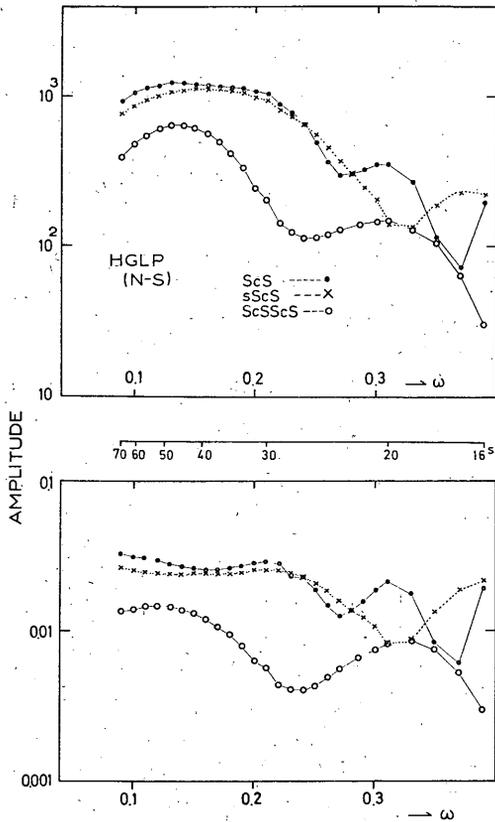


Fig. 10 Upper: Fourier component of ScS , $sScS$ and $ScSScS$ waves recorded on NS component of HGLP seismograph. Lower: Spectra of upper drawing corrected by frequency characteristic of seismograph.

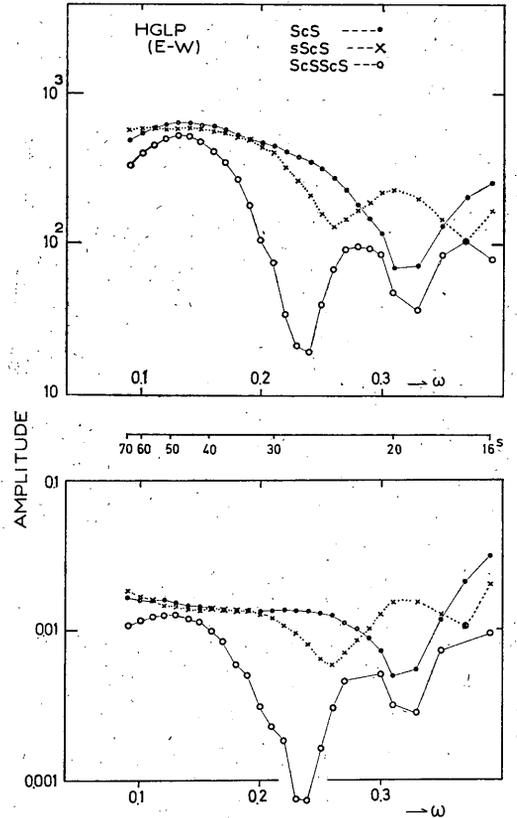


Fig. 11 Upper: Fourier component of ScS , $sScS$ and $ScSScS$ waves recorded on EW component of HGLP seismograph. Lower: Spectra of upper drawing corrected by frequency characteristic of seismograph.

られない。従ってこの山は1つの有意なスペクトルを与えるものであろう。

Fig. 10 および Fig. 11 は HGLP 地震計の NS および EW 成分での ScS , $sScS$, $ScSScS$ 波を1秒毎に読みとり、それぞれフーリエ分析にかけ(上图)、振幅特性の補正をしたものが下段の図である。Fig. 10 および Fig. 11 から、 ScS 波のスペクトラムを比較すると地震記録に現われている周期約24秒の短周期振動は、NS成分では周期20秒付近に現われ、EW成分では逆にスペクトラムの谷に落ちている。このほか両成分とも周期40秒付近に山があり、記録上の長周期卓越波に相当している。スペクトル解析を行なう場合、地震計記録はわずか1往復半の孤立波であるため、短周期波の立ち上がりよりも約15秒前から、および長周期波の尾部より約40秒後までを時間

幅にとつたため、それらの中に含まれる比較的短周期波のスペクトラムが優勢となり、両成分の周期16秒付近に1つの山を形成している。しかしこの山は ScS 波そのもののスペクトラムには無関係であって、 $sScS$ 波および $ScSScS$ 波のスペクトラムにおいても全く同じことがいえる。

次に、 $sScS$ 波のスペクトラムをみると、両成分ともに長周期波部分は ScS 波のスペクトラムに形状、振幅ともよく似ていて、兩種の波のわずかな伝搬距離の相異は振幅に大きな差を生ずる程の影響もなく、または地表面および地球核表面での反射も、この程度の波長では撰択反射をしないことなどを明らかに示している。短周期の波は ScS 波の場合とは全く逆で、EW成分に周期20秒の山が現われ、NS成分ではスペクトラムの谷になっている。以上の事は、Table 2 の数値からも想像され、

ScS, sScS 波の孤立波形をやや強引に長, 短両周期の振動として取扱った方法が妥当性に欠けるものとも思えない。

ScSScS 波は前記 2 つの波にくらべ, 伝搬距離が約 2 倍長いので, 振幅は減衰するけれどもスペクトラムの総体的な形は顕著な相異を示していない。すなわち, 地表および地球核表面での周波数に対する反射能や伝搬方向などを考慮すれば, ScSScS 波の波形は当然 ScS 波のそれに相似する可能性があり, この図でも ScS 波のスペクトラムを周期の長いほうに引張ったような形をとり, 長, 短の波の山も明瞭に分離して現われている。下図でも両成分毎にそれぞれ 2 つの山を示し, 地震計の特性によって生じたものでないことが知れる。次いで, これら 3 つの波のスペクトラムから Q の値を求めた。いま, 震源から発射される波のスペクトラムはあらゆる周波数の成分を一様に含んでいるものとし, Knopoff の論文にある Stokes の理論に従って粘弾性体中を平面波が伝搬するとき, その振幅の距離 D に対する減衰を $\exp(-kD)$ とすれば, 減衰係数 k は

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

で与えられるから (ここで S は Stokes の常数で $S=4/3$ の値をとり, V は平均伝搬速度である), 先に得たスペクトラムの傾斜から, その周波数の範囲における Q の値を算出することができる。Fig. 9, Fig. 10 および Fig. 11 の下段の図で, おのおののスペクトラムの平均傾斜を ω に対して右下がりの直線と見做し, 上述の関係式から Q の値を求めた。

ただし, HGLP 地震計では周期 16 秒付近の山は 3 つの phase に直接の関係をもたないスペクトラムであるから, ここでは周期 18 秒以上のスペクトラムについて平

均的 Q 値を求めることにした。Table 3 には用いた D , V の値とともに得られた Q の値を掲げた。

4. 考察とまとめ

全球的立場から HGLP 地震計の観測網が展開され, その一観測点としての松代に設置されたこの地震計の観測システムの大略を紹介し, 得られた深発地震の 3 つの phase を ScS, sScS, ScSScS 波と見做し記録の解析を行なった。一般に, 地震波の出現は脈動帯, 観測所近辺の振動特性, S/N 比などによってマスクされ勝ちであるが, 地震計の振動特性および波の走時による場合もかなりある。ScS 波以下の 3 つの phase は走時的にみれば近地地震としての later phase に相当し, ほかの phase の混入はほとんどないから解析には都合が良かった。また, この地震計は脈動帯から離れた周期 40 秒付近に 45000 倍の高倍率を有するため, 既設の地震計では明瞭に出現し得なかった SV 型振動が観測された。今まで松代で記録された ScS 波は周期 10 秒以下の比較的短周期の孤立波が多く, その地表面運動も SH 的なものばかりであった。HGLP 地震計による上記 3 種類の波は, 同じく 1 往復半の孤立波で水平成分にだけ出現するが, 記録上いずれも短周期の振動に始まり卓越した長周期の波に移行するタイプである。ScS 波では, この短周期波の立ち上がり時刻は SP 地震計からの, 周期 2 秒のそれとほとんど同時で, 波の運動も同じく SH 的振動を行なっている。後半の長周期波は SV 的な運動をなし, 短周期地震計には出現しない。殊に, ここで記録されたような良い波形の sScS, ScSScS 波などは今まで未だ経験がない。この地震は $MB=5.1$ で, あまり大きいものではないが HGLP 地震計の sScS 波は ScS 波と周期, 振幅共ほぼ同程度に記録されている。

Table 3. Q , D and V values

PHASE	comp.	Q	mean	D(km)	v(km/sec)
ScS (HGLP)	N	174	170	5460	6.3
	E	163			
sScS (HGLP)	N	183	190	6140	6.1
	E	193			
ScSScS (HGLP)	N	272	240	11260	6.3
	E	202			
ScS (SP)	E	430 (1-6 sec)		5460	6.3

SP 地震計でも ScS 波と同程度の $sScS$ 波が記録されてもよい筈で、 Q の数値を比較しても SP 地震計でのほうが約 3 倍大きいから、当然出現の可能性が考えられるのに反し全く出現しないのは何故か。この疑問について将来 ScS 波の記録を詳細に調べてみたい。

次に、これら 3 つの波の振動をいろいろの立場から検討し、2 つの部分に分けて解析を行なったが、ただ 1 つだけの地震による記録であるから（上宝のものについては後日詳しく調査する予定）、真に第 1 振動が SH 波、これに連続する第 2 振動が SV 波であると断定するのは早計であろう。しかしこの点も大変興味ある現象で、今後さらに多くの HGLP 地震計記録を注意してみつめてゆきたい。

第 3 として、 $sScS$ 波の波形は、振動の向きが全く逆転するだけで ScS 波のものとの量的にもほぼ合致し、その上 $ScSScS$ 波も同じく ScS 波の波形に相似形を示すなどの状態から、この程度の周波数の S 波なら、地表面および地球核の表面は周期による選択的反射および吸収をほとんど行なわないと考えられ、さらに Table 2 によれば媒質中を伝搬する弾性波の距離に対する変化の様子は、数学的に求めた Knopoff のモデルに従っているものと定性的にはいえる。

最後に、 Q の値について HGLP 地震計と SP 地震計とによる ScS 波の Q 値を比較すると、周期による相異が認められるようである。大塚が求めたウラチオストックの地震による ScS 波（周期 2 秒—20 秒の間）の Q 値は約 340 であることから、もし Q の値が周期に依存するものであるならば、ここで得られたものは日本付近の ScS 波によるマンツルの Q 値として当を得ているよう

に考えられる。なお、島 (1965) も遠地震の SS , SSS 波の減衰係数を求めた中で、 Q の値が周期の函数として考えられないこともないと述べている。

おわりに、地震記録のコピーを頂いた京都大学防災研究所の三雲健氏並びに計算の援助をして頂いた気象庁地震課の山本雅博氏に御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 本多弘吉, 杵島 磨, 窪田健次 (1934): 地球内核における地震波の反射および屈折, 験震時報, **8**, 115~118.
- Knopoff, L. (1956): The Seismic Pulse in Materials Possessing solid Friction, I; Plane Waves. Bull. Seism. Soc. Amer., **46**, 175-183.
- 大塚道男 (1962): 深発地震の S 波と ScS 波の波形について, 地震, **15**, 169-182.
- 松沢武雄 (1932): 平面波の表面反射の一例, 地震, **4**, 125-139.
- 三雲 健 (1970): RC 回路をもちいた長周期地震計の特性, 京都大学防災研究所年報, **13 A**, 121-132.
- Murphy, A. J., Savino, J. M., Rynn, J. M. W., Choy, G. L. and McCamy K. (1972): Observation of Long-Period (10-100 sec) Seismic Noise at several Worldwide Location, J. G. Res., **77**, 5042-5049.
- Pomeroy, P. W., Hade, G., Savino, J. and Chander, R. (1969): Preliminary Results from High-Gain Wide-Band Long-Period electromagnetic Seismograph System, J. G. Res., **74**, 3295.
- 佐藤良輔ほか (1969): 地震波研究のためのノモグラム, 地震, **22**, 29-40.
- Savino, J. M., Murphy, A. J., Rynn, J. M. W., Tatham, R., Sykes, L. R., Choy, G. L. and McCamy K., (1972): Results from the High-Gain Long-Period Seismograph Experiment, J. G. R. astr. Soc. **31**, 179-203.
- 島 坦 (1965): SS , SSS 波の減衰について, 験震時報, **29**, 109-115.
- 和達清夫 (1935): 震央付近における $sScS$ 波の不出現と地殻構造に関する一問題, 気象集誌, 13 卷 8 号, 1-25.