浦河で観測された ScS 波の先駆波と 上部マントル構造

北海道大学理学部地球物理学教室 岡 田 弘
(昭和 46 年 7 月 10 日受理)

Forerunners of ScS Waves from Nearby Deep Earthquakes and Upper Mantle Structure in Hokkaido

Hiromu OKADA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received July 10, 1971)

A deep earthquake occurred in the SW part of Fukui Prefecture on 14 August 1967. This shock produced a clear longitudinal phase about 8 sec before the normal ScS phase at stations URA and KMU, Hokkaido. On careful examination of seismograms of other nearby deep earthquakes at KMU, it was found that similar forerunners were recorded on several seismograms. These forerunners may not be interpreted as PKiKP phases because of their time differences. A possible interpretation is the conversion from ScS to $ScSp$ at some plane of discontinuity in the upper mantle. Assuming the vertical incidence of ScS waves and a velocity contrast at the discontinuity (the upper layer has a velocity 10% smaller than that of the lower layer), a region in which the conversion plane may be located is determined from the $ScSp$ incident angle, the time difference, and the amplitude ratio. The conversion plane has a dip of about 35° – 39° and is nearly parallel to the deep seismic zone. The conversion plane is located near the upper boundary of the deep seismic zone and may coincide with the boundary between the dipping high-Q, high-V zone and the landside low-Q, low-V zone. It is interesting that the seismic activity is low under this conversion plane, while the surface volcanism is present above this plane.

1. はじめに

近地深発地震において ScS 波がしばしば明瞭に記録されることは良く知られたことである。この波は次のような特徴を持っている。

(1) P 波よりおよそ 10 分以上遅れて現われ、 P 波・ S 波およびそれらに引き続く振動はすでに大部分減衰してしまっているため、他の波群からの分離・識別が良い。

(2) 地殻およびその附近の特に複雑な水平的構造をほぼ垂直に SH 波的な波動として通過するため、種々の不連続面における反射・屈折あるいは変換 (Conversion) を受けにくい。このことも単純な孤立波として他の波群からの分離識別の良い理由である。

(3) 比較的短周期の孤立波として 1 c/s 程度の短周期地震計でもよく観測される。このこ

とは地震波減衰の特に大きいと思われる上部マントルの吸収帯 [UTSU (1966), (1967), UTSU and OKADA (1968), 宇津 (1971), 等] を垂直に, 一番短距離で一回だけしか通らぬことや, いわゆる「*sScS* 波の不現出」 [WADATI (1935)] 等の現象との関連で興味ある事柄である。

この報告では近地深発地震の *ScS* 波の約 8 秒前に上下動成分に顕著に現われる phase を, 上部マントル内の傾いた不連続面による *SV* → *P* 変換波と解釈すること, および関連した幾つかの問題について議論する。

2. 浦河で観測された *ScS* 波の先駆波

1967 年 8 月 14 日 05 時 07 分頃福井県南西部で顕著な深発地震が発生した。この地震の押し引き分布・Mechanism 解・*P* 波および *S* 波振幅分布等について SHIM (1970) が気象庁

Table 1. Focal Mechanism Solution (after SHIM, ICHIKAWA).

Nodal plane 1	dip	60°	dip direction	40°
Nodal plane 2	dip	40°	dip direction	173°
Max. pressure	incl.	27°	azimuth	88°
Max. tension	incl.	79°	azimuth	200°
Null axis	incl.	66°	azimuth	295°

* The angle is measured counterclockwise from the north.

Fig. 1. Traced seismograms showing *ScS* waves (open circles) and clear longitudinal precursors (closed circles) at KMU and URA.

Fig. 2. Traced seismograms showing clear longitudinal phases (closed circles) recorded at KMU about 8 sec before the normal *ScS*. Upper two traces were recorded by the Broad-Band Large Dynamic Range Seismograph (SACKS, 1966), and lower three traces by the tripartite array of 1 c/s vertical seismometers.

Fig. 3. Traced seismograms showing clear *ScS* waves recorded at SAP and TOK. No precursors were evident.

(a): JMA smoked paper records ($T_P = 5$ sec, $V = 100$) at SAP.

(b): JMA photographic records ($T_P = 1.3$ sec, $V = 1000$) at SAP.

(c): JMA smoked paper records at Tokachidake Volcanological Observatory ($T_P = 1$ sec, $V = 5000$).

の資料により研究しており, ICHIKAWA (1971) のプログラムによる Mechanism 解を Table. 1 に引用する. 気象庁地震月報によると日本全土 8 カ所から *ScS* 波の報告があり, 比較的 *ScS* 波が良く観測された地震である.

Fig. 4. Particle motions due to *ScS* waves (bottom) and precursors (top) on the NS-UD plane at URA (left) and KMU (right).

Fig. 5. Seismograms of the "*ScSp*" phases reported by KATSUMATA (1953). Note that no *ScSp* phase is recognized in the vertical record.

北海道内の幾つかの観測点で得られた *ScS* 波附近の記象を Fig. 1, Fig. 2 および Fig. 3 に示す。Fig. 1 は気象庁浦河測候所 (URA) および北大浦河地震観測所 (KMU) の3成分光学記録である。Fig. 2 の上の2本のトレースは SACKS (1966) の Broad-Band Large Dynamic Range Seismograph による KMU での記録の一例であり、下のトレースは上下動トリパタイト網によるものである。Fig. 1 および Fig. 2 で初動を黒丸で示したように上下動成分に極めて明瞭単純な孤立波があり、その後約8秒で水平成分が大きく振れ始めている

Table 2. Comparison of two kinds of "*ScSp*" phase.

Date	1940 July 10	1967 Aug. 14
Epicenter	NE Part of China 45°N 128°E (USCGS)	SE Part of Fukui Pref. 35°27'N 135°31'E (JMA)
Depth	400-500 km (USCGS)	360 km (JMA)
Magnitude	$M_{G.R.} = 7.3$	$m = 6.0$
Station	27 Stations (Hokkaido, Honshu, Kyushu, Shikoku, Taiwan, Bonin Is.)	Urakawa and Kamikineusu
Epicentral Distance	800-2300 km	900-1000 km
Lead Time	7-8 sec	about 8 sec
Amplitude Ratio	about 0.4	about 0.5
<i>ScSp</i> / <i>ScS</i>	(at Gifu and Mishima)	(at Urakawa)
Periods of <i>ScSp</i> and <i>ScS</i> Waves	No Difference	No Difference
Polarization of <i>ScSp</i> and <i>ScS</i>	Horizontal-Tangential Horizontal-Tangential	Near Vertical Horizontal-Tangential
Reference	Katsumata (1953)	This paper

(図中白丸). これに対し Fig. 3 にみられるように札幌・十勝岳等の記象においては水平 2 成分に極めて明瞭な *ScS* 波 (図中白丸) が認められるが, 上下動成分には先の孤立波に対応すると思われる波は見い出されない.

この *ScS* 波に先がけて現われる上下動成分に顕著な孤立波を調べるため振動軌跡を Fig. 4 に示す. 図より UD-NS 平面においてこれらの波の始めの部分は北側から垂直に近い角度で入射してきた *P* 波, 後の部分はほとんど垂直に入射してきた *S* 波と解釈し得るように思われる. またのち程示すように走時からみてもうしろの phase が *ScS* 波に対応する (Fig. 9). この *ScS* 波の水平面上での運動は Fig. 1 にみられるように記録上水平二成分が逆位相であることから震央方向に直交する北西-南東方向に分極している波の特徴を示している. 始めの部分の振幅は URA で *ScS* 波の 5 割程度で, 波の周期は *ScS* 波と特に違っているようには見えない. また URA での先駆波の地表面入射角は垂直・水平振幅比より $70^{\circ} \sim 75^{\circ}$ 程度と考えられる.

3. *ScSp* phase について

勝又 (1953) は 1940 年 7 月 10 日中国北東部 (穆稜附近) で起つた深発地震の *ScS* 波について調査し次のことを指摘した. *ScS* 波には小振幅の先駆波が認められる. そこから 7~8 秒あとの大振幅の所を *ScS* 波と考えると, 走時の与える震源の深さは *ScP* 波によるものと良く一致する. この先駆波を深さ 80 km 前後の不連続面において *ScS* 波が *P* 波に変質したものと考えると, その深さは GUTENBERG の言う低速度層の上面に対応する. 彼はこのように考えその先駆波を「*ScSp*」波と名づけた. その記象の一例を Fig. 5 に引用する.

URA および KMU でみられた先駆波をこれにならつて「*ScSp*」波と考え比較考察してみよう. それらの主な特徴は Table 2 にまとめられている. 先駆時間等の対応と考え方の類似性にもかかわらず重大な相違点は波動の運動特性にある. 勝又の示した「*ScSp*」および *ScS* は Fig. 5 から明らかなように水平二成分で共に北東-南西の同一運動方向を示している. 一

Table 3. List of earthquakes and lead times.

No.	Date and Time (JST)	Location	<i>H</i> (km)	<i>m</i>	τ (sec)
1	1967 Aug. 14 05:06	SW of Fukui Pref.	360	6.0	7.8
2	1968 Feb. 28 21:08	Off Tokaido	340	5.8	9.0
3	1969 Jan. 19 16:02	NE off Hokkaido	260	6.4	10.0?
4	1969 Apr. 1 04:25	Middle of Japan Sea	420	5.9	8.1
5	1970 Sep. 5 16:52	Sea of Okhotsk	580	5.7	10.0?
6	1971 Jan. 30 06:58	Sea of Okhotsk	500	6.1	7.5

方「 $ScSp$ 」波は上下動成分では認められないようである。したがってこれらの波は共に震央方向にはほぼ直交する水平に分極した SH 波と解釈することが可能である。

「 $ScSp$ 」波の振幅について勝又は、「 ScS 波が鉛直に近い角で不連続層に入射するから、縦波に変質する部分の振幅もかなり小さい」と述べているが、岐阜・三島の記象例 (Fig. 5) で見られるように「 $ScSp$ 」波は ScS 波の4割程度に達している。この値はかなり鋭い不連続面を考へても入射角が数度以下の垂直に近い場合振幅比として大きすぎるようである。仮にこの

ような鋭い水平の不連続面が変換面として日本全土に渡って存在しているならば、他の地震の ScS 波についても、またしばしば起る近地深発地震の S 波についても、7~8秒前に SP 変換波がよく観測されると考えられる。

Moho 面で変換屈折した Sp 波については BATH and STEFÁNSSON (1966), WHITCOMB (1969), SMITH (1970) 等の報告があるが、更に深い上部マントル内での SP 変換波については何等確立された観測事実はない。一方「 $ScSp$ 」波の振幅を不連続面をかなり傾けることによつて説明しようとする場合、北海道・本州・九州更に父島・台北にいたる広大

Fig. 6. Epicenters and stations. Vertical profile along the A-B line is shown in Fig. 14.

Fig. 7. Traced seismograms at KMU (Nos. 2-4).

Fig. 8. Traced seismograms at KMU (Nos. 5, 6).

残る 4 つの地震の先駆時間はほぼ一定で 8 秒程度の値を取る.

これらの読み取り値は気象庁地震月報に報告のある値と合わせ Fig. 9 に走時図としてまとめられている. KMU の ScS 波と気象庁の値とは 1~2 秒のばらつきはあるが標準走時曲線のパターンとかなり良い一致を示しており, 黒丸印で示されている先駆波は 8 秒程度早いことが分る. JMA の決めた震源の深さと発震時は, No. 1 および No. 2 については ScS 波の走時をほぼ満足するが, No. 3 および No. 4 では大きくいちがいを示している. 更に詳しくみると ScS 波走時は震央距離の近い範囲で標準走時曲線と系統的な差が認められる. この特徴は No. 1 と No. 2 の場合著しく震央距離 700~800 km までの走時がほぼ水平となっている. このずれを検討するため観測点下の陸側 Low V 層の厚さ (L km) に対し, 観測された ScS 波の平均走時からの偏差の関係を Fig. 10 に示す. No. 1, No. 2 の資料でマントルモデルとしては宇津モデル [宇津 (1971)] を応用する. 直線で示した関係を認めるとその勾配は 1.7 sec/100 km となる. 上部マントルでの S 波平均速度を 4.6 km/sec とすると, High V, Low V 域の速度差は 7.7% となる. これは UTSU (1967), 勝又 (1970), 宇津 (1971) 等による値と大差ない. KANAMORI (1968, 1970) は Longshot を用い深発地震面から Moho 面までの波線の距離と P 波走時残差についての関係を調べ速度差は 0.3~0.4 km/sec (4~5%) としている.

4. ScSp 変換面について

浦河で観測される ScS 波の先駆波を, ScS 波が地下深部の何等かの不連続面で P 波に変換してきた ScSp 波と解釈する際, それがどのような不連続であるか検討する必要がある. Fig. 11 の右図のように観測点へ ScSp が角 e_0 で入射し, その波は観測点から水平距離 Δ km, 深さ H km の場所で θ_a だけ傾いた不連続面により ScS 波が P 波に変換されたと考える. 変換点での ScSp 波の射出角 θ_p は, $\theta_p = \sin^{-1}(r_0 V \cos e_0 / r V)$ で与えられる. ここで $\cos e_0$ の値は WADATI et al. (1933) の表が利用できる. ScS 波は鉛直より θ_s だけ傾いて入射しており, 上側の層の P 波速度 V_{p1} と下側の層の S 波速度 V_{s2} の比を k とすると,

$$\theta_a = \tan^{-1}\{-(k \cos \theta_s - \cos \theta_p) / (k \sin \theta_s - \sin \theta_p)\}$$

なる関係式が成り立つ. このことは θ_s と k を与えることにより観測点附近の深部における可能な変換面の形の分布が決まることを意味し, 真の変換面はこの分布のどこかに対応する.

Fig. 11 の左図は $\theta_s = 0^\circ$, $k = 1.60$ (ほぼ下層が 10% 速い) なる場合の θ_a の分布, 変換面と ScS 入射波および ScSp 変換射出波の様子を示している. ScSp 波が反射波であるか屈折波であるかは $\theta_a = 51^\circ 19'$ の臨界角で分けられる. 図からわかるように観測点近傍の深部と

Fig. 11. Possible geometry of conversion plane, incident ScS , and converted $ScSp$ waves at various points in the upper mantle near the observing station (located at $\Delta = 0$, $H = 0$), assuming the vertical incidence ($\theta_s = 0^\circ$) and a velocity contrast of $k = V_{p1}/V_{s2} = 1.60$.

Fig. 12. Amplitude ratio of the refracted and reflected P wave to the incident SV wave (MATBEEBA, 1959).

Fig. 13. Possible region in which the conversion plane is located (shaded part) deduced from the lead time τ and amplitude ratio a , assuming vertical incidence of ScS and $k = 1.60$.

浅い遠方を除く広い領域で $\theta_d = 51^\circ \sim 55^\circ$ となつて θ_d はあまり変化しない。この場所は次に述べるように変換波振幅の大きくなる領域に当たっている。

PS 変換波については、Moho 面あるいは堆積層と基盤の境界等の不連続面を主な対象に数多くの理論的研究や観測が行なわれており、振幅・エネルギー・位相等の諸性質が調べられて

Fig. 14. Vertical cross section along the line A-B shown in Fig. 6. All deep earthquake foci of $M \geq 5.0$ and $H \geq 70$ km listed in KATSUMATA's table (1970), whose epicenters are located in the zone of 200 km wide centered by the A-B line are indicated by closed circles. The possible conversion zone (shaded part) is in contact with the upper boundary of the seismic zone and may correspond to the boundary between the dipping high-Q, high-V zone and the landside low-Q, low-V zone (UTSU, 1971).

いる。COSAIN et al. (1963) のグラフは便利である。それらの示すところによると不連続面での密度比やポアン比の選び方に比べて速度比が変換振幅の大小を決めるのに重要な役割を果していること、入射角が臨界角に近づくとき振幅は急激な変化を示すことが分る。ここでは数表化されている MATBEEBA (1957) の結果を利用する。 $V_s/V_p = 0.6$, $\rho_1/\rho_2 = 0.8$, $\delta = V_1/V_2 = 0.9, 0.7, 0.5$ の場合を Fig. 12 に示す。変換屈折波振幅は変換反射波 S_2P_2 が臨界角になる点で極小となるが、そこから変換屈折波 S_2P_1 が臨界角に達するまでの間で急増し極大値を取る。下層が約 10% 速い場合として $\delta = 0.9$ の曲線を Fig. 11 の関係に應用することにより各点での振幅分布を調べることができる。速度比やポアソン比の違いのため両者は正確に対応するわけではないが振幅分布の大勢を知ることができる。Fig. 13 にそのおおよその結果を波線で示す。変換波振幅は C_2 (S_2P_2 が臨界角) でいつたん極小値をとつたあと急増し C_1 (S_2P_1 が臨界角) に近い所でほぼ 4 割に達している。

次に先駆時間 τ について考える。 $\theta_s = 0^\circ$ の場合近似的に、観測点から水平に Δ km 深さ H km の点で変換した波の先駆時間は (Δ, H) なる点からの和達・鷺坂・益田の表による P 波走

時と $(0, H)$ なる点での鷺坂・竹花の表による S 波走時の差と考えることができる。先駆時間の分布は Fig. 13 に実線で示されている。 $\tau = 8 \pm 0.5 \text{ sec}$ とし、変換波振幅の極大になる $a > 0.4$ 程度をめやすにとると、考え得る可能な $ScS \rightarrow ScSp$ 変換面の存在域は斜線で示された比較的狭い領域に限られる。

以上の議論は、(1) ScS 波の地下深部への垂直同時入射の仮定、(2) 下層が約 10% 速いとした速度比や密度比、ポアソン比の仮定、(3) 標準走時表をそのまま用いており速度比の考慮は不連続面でなされているのみ、(4) 振幅については絶対値の議論は無理で大小関係の定性的な範囲に限られること、等の点で厳密とは言えないが、おおよそその特徴は変わらないと思われる。

このようにして得られた $ScSp$ 変換面がどのような場所であるかを吟味する。 $ScSp$ は浦河へ北よりから入射していると考えられるので Fig. 6 の AB 断面で考える (Fig. 14)。 AB の両側 100 km の間で 1951 年～1969 年の期間に発生した深発地震 ($H \geq 70 \text{ km}$, $M \geq 5.0$) の震源を勝又の表 [勝又 (1970)] にもとづき投影する。図から明らかなように可能な $ScSp$ 変換域は丁度この地震帯の上限に沿って位置している。また震源は深い方まで均一に分布しておらず、斜線域の下あたりは深発地震の少い、あるいは起らぬ所で、更にそこに対応する地表での火山活動が特徴的である。またこれら深発地震の分布が High- Q , High- V 域に含まれるように宇津 (1971) の上部マントルモデルを重ねて示してある。図から分るように陸側 Low- Q , Low- V 域と深発地震帯に沿う High- Q , High- V 域の接触面が可能な $ScSp$ 変換域に対応していると考えられる。

5. おわりに

浦河で観測される ScS 波の先駆波を、上部マントルで ScS 波が P 波に変換された波と解釈し、幾つかの点について議論してきた。一方 CALOI (1960) は震央距離 15° 附近で ScS 波の近くにあらわれる縦波として PKiKP phase を 4 例報告している。しかしここでは、浦河の 2 カ所の観測点以外で認められぬ地域的特性と CALOI の場合 PKiKP は ScS の先駆波ではなく約 40 秒程おそい後続波であること等を考え、 $ScSp$ の解釈が適切ではないかと考える。

さいごに、御指導いただいた宇津助教授に感謝します。また札幌・浦河・十勝岳等の気象管署の長宗・久本・井出・栗原・檜皮の諸氏をはじめ皆様、並びに浦河地震観測所の本谷・北構両氏には、たびたびの記象検索複写等で大変お世話になりました。心から謝意を表します。

文 献

- BÅTH, M. and R. STEFÁNSSON, 1966, *S-P* Conversion at the Base of the Crust, *Ann. Geofis.* (Rome), **19**, 119-130.
- CALOI, P., 1960, Seismic Waves from the Outer and Inner Core, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **4**, 139-150.
- COSTAIN, J. K., K. L. COOK, and S. T. ALGERMISSSEN, 1963, Amplitude, Energy, and Phase Angles of Plane *SV* Waves and Their Application to Earth Crustal Studies, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 1039-1074.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalyses of Mechanisms of Earthquake which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Solution Obtained, *Geophys. Mag.*, (in preparation).
- KANAMORI, H., 1968, Travel Times to Japanese stations from Longshot and Their Geophysical Implications, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 841-859.
- KANAMORI, H., 1970, Mantle beneath the Japanese Arc, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 475-483.
- 勝又 護, 1953, 1940 年 7 月 10 日の穆稜附近の深発地震について二, 三のこと, *験震時報*, **18**, 141-150.
- 勝又 護, 1970, 日本列島およびその周辺におけるサイスミシテとそれに関連する諸問題, *験震時報*, **35**, 75-142.
- МАТВЕЕВА, Н. Н., 1957, Материалы Количественного Изучения Динамики Сейсмических Блн (Том I), Изд-во Ленинград. ун-та., 1-420.
- SACKS, I. S., 1966, A Broad-Band Large Dynamic Range Seismograph, *Geophys. Monogr. A. G. U.*, **10**, 543-553.
- SHIM, W. T., 1970, The Mechanism of the Earthquake Occurring on 13th August, 1967 in the west Part of Central Japan and Some Related Problems, *Individual Studies Int. Inst. Seism. Earthq. Engin.*, **5**, 1-10.
- SMITH, W. D., 1970, *S* to *P* Conversion as an Aid to Crustal Studies, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **19**, 513-519.
- UTSU, T., 1966, Regional Differences in Absorption of Seismic Waves in the Upper Mantle as Inferred from Abnormal Distributions of Seismic Intensities, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **2**, 359-374.
- UTSU, T., 1967, Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (I), *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **3**, 1-25.
- UTSU, T., and H. OKADA, 1968, Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (II), *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **3**, 65-84.
- 宇津徳治, 1971, 日本列島下の上部マントルの異常構造について, *北大地球物理研究報告*, **25**, 99-127.
- 和達清夫, 1935, 震央附近に於ける *sScS* 波の不現出と地殻構造に関する諸問題, *気象集誌 II*, **13**, 337-357.
- WADATI, K., K. SAGISAKA, and K. MASUDA, 1933, On the Travel Time of Earthquake Waves (Part I), *Geophys. Mag.*, **7**, 87-99.
- WHITCOMB, J. H., 1969, Array Data Processing Techniques Applied to Long-Period Shear Waves at Fenoscandian Seismograph Stations, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 1863-1887.