

瀬戸内海沿岸で観測されたScSp相について

ScSp Phase observed on the Coast of the Seto Inland Sea

西 政樹 (Masaki Nishi) *

小田 仁 (Hitoshi Oda) **

Observation of ScSp phase, P wave converted from ScS phase, has been made at a seismological observatory (SBK) located on the coast of the Seto Inland Sea, southwest Japan. The ScSp phases were found on the seismograms of earthquakes with long epicentral distances, but not observed for those with short epicentral distances. Such dependence of appearance of the ScSp phase on epicentral distance is interpreted as being due to the Philippine Sea plate horizontally lying beneath the Shikoku and Chugoku districts.

Keywords: ScS Phase, ScSp Phase, Philippine Sea Plate, Southwest Japan

I. はじめに

日本列島に沈み込むプレートの上部境界面の形状や地震波速度構造を精度よく決めることは、島弧系の深発地震やマグマの発生メカニズムを解明する上で重要である。プレート境界を地震波を用いて決めるには様々な方法がある。岡田(1971)やOkada (1979)は深発地震の記録中でScS波の到達時刻の前にあらわれる先駆波を沈み込む海洋性プレート上面でのScS-P変換によって発生するScSp波と考へて、北海道における太平洋プレートの境界面を求めた。さらに、ScSp波は東北日本及び西南日本においても観測され、東北日本に沈み込む太平洋プレートや西南日本におけるフィリピン海プレートの上部境界面の深さ分布の決定に利用されている (Hasegawa et al.,

1978; Nakanishi, 1980; Nakanishi et al., 1981)。

岡山大学では1980年から1991年まで、岡山大学環境共同利用施設渋川観測所において地震観測を行った。この観測点では、50度以内の震央距離で発生するマグニチュード6以上の地震をもれなく記録することができる。我々は、ここで得られた地震の記録中にScSp波を検出し、これを用いて岡山県地方に沈み込むフィリピン海プレートの上面を決定したので報告する。

II. 記録の特徴

渋川観測所(SBK)は瀬戸内海沿岸の岡山県玉野市に設置されている観測点で (Fig. 1 参照)、固有周期1秒と5秒の速度型地震計が各々3成分設置され

* 鳥取地方気象台、〒680 鳥取市吉方109

** 岡山大学理学部地学科、〒700 岡山市津島中3-1-1

* Tottori Meteorological Observatory, Tottori 680, Japan

** Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700, Japan

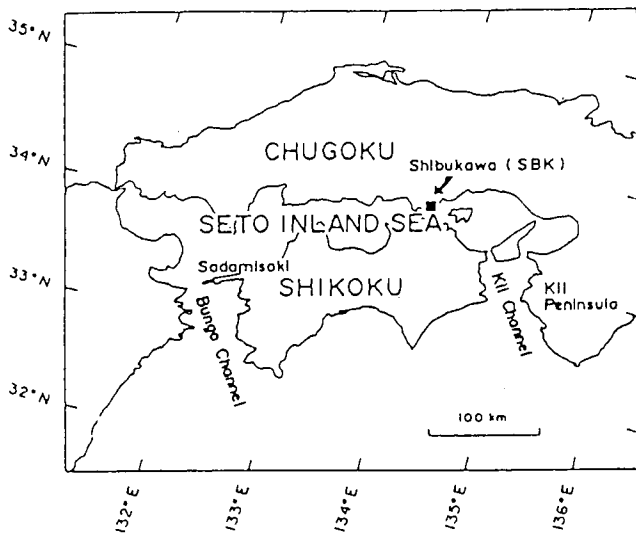


Fig. 1 Location of Shibukawa seismological observatory, southwest Japan.

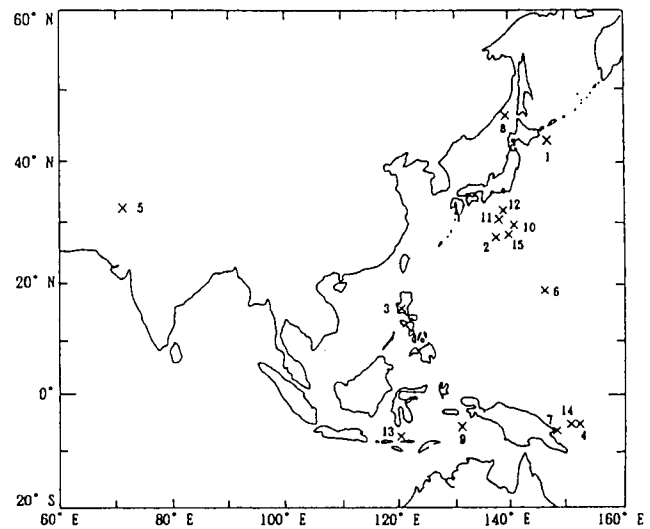


Fig. 2 Location of epicenters of the earthquakes listed in Table 1.

Table 1. Source parameters of earthquakes for which ScS phases are observed.

No.	Origin time (y m d h m s)						Hypocenter			M	Delta** (°)	Azi.** (°)	Ang.** (°)
	lat. (° N)	long. (° E)	Dep. (km)										
1	1981	09	03	14	35	46.9	43.47	146.82	30	6.5	13.6	43.8	5.5
2	1982	07	04	10	20	07.5	27.80	137.23	560	7.0	7.1	155.6	3.0
3	1985	04	24	01	15	11.0	15.29	120.60	181	6.4	22.5	215.5	8.5
4	1985	05	11	00	35	50.4	-5.58	151.84	30	6.3	43.4	153.5	14.5
5	1985	07	29	16	54	44.3	36.19	70.89	101	6.7	50.6	291.3	15.0
6	1986	09	17	03	20	21.5	19.29	146.33	83	6.4	18.7	140.6	7.0
7	1987	02	09	03	33	55.5	-5.94	147.79	34	5.8	42.4	159.3	14.0
8	1987	05	07	12	05	49.7	46.58	139.94	463	6.8	13.1	18.6	5.0
9	1987	06	17	10	32	52.9	-5.59	130.89	61	6.8	40.1	184.7	13.5
10	1987	12	12	03	51	50.3	29.67	140.67	198	6.6	7.4	127.3	3.0
11	1988	09	07	20	53	24.2	30.27	137.79	514	6.8	5.2	140.1	2.5
12	1989	06	17	08	42	36.3	31.89	138.35	385	6.8	4.5	122.2	2.0
13	1990	05	25	05	09	23.1	-7.36	120.33	588	6.3	43.7	199.7	14.0
14	1990	12	31	04	14	19.7	-5.09	150.98	188	6.7	42.6	154.4	14.0
15	1991	05	03	11	14	16.3	27.98	140.00	460	6.8	8.2	139.1	3.5

The source parameters were taken from the Seismological Bulletin of the J.M.A.

Delta: Epicentral distance.

Azi.: Azimuth of epicenter measured at Shibukawa.

Ang.: Incident angle of ScS phase into the ground surface. The incident angle was estimated from relationship between incident angle and epicentral distance by Ritsema (1958).

ている。地震の記録方式はトリガー・遅延方式である（橋爪、1981）。今回の解析に用いたデータは5秒の地震計で記録されたものである。

記録からScSp波を捜し出すために、1980年から1991年までの期間に発生した地震の中でScS波が明瞭に記録されたもの15個を選んだ。ScS波の同定にはJeffreysの走時表を用いた。Table 1に15個の地震の

震源パラメーター、マグニチュード、震央距離、観測点から見た震央の方位、ScS波の観測点への入射角を示す。また、Fig. 2に震央分布を示す。

Fig. 3とFig. 4に地震の記録例を示す。Fig. 3には明瞭なScS波が見られるが、ScS波の到達時刻の前には先駆波は見られない。一方、Fig. 4ではScS波の到達時刻の前に先駆波としての相が見られる。この相

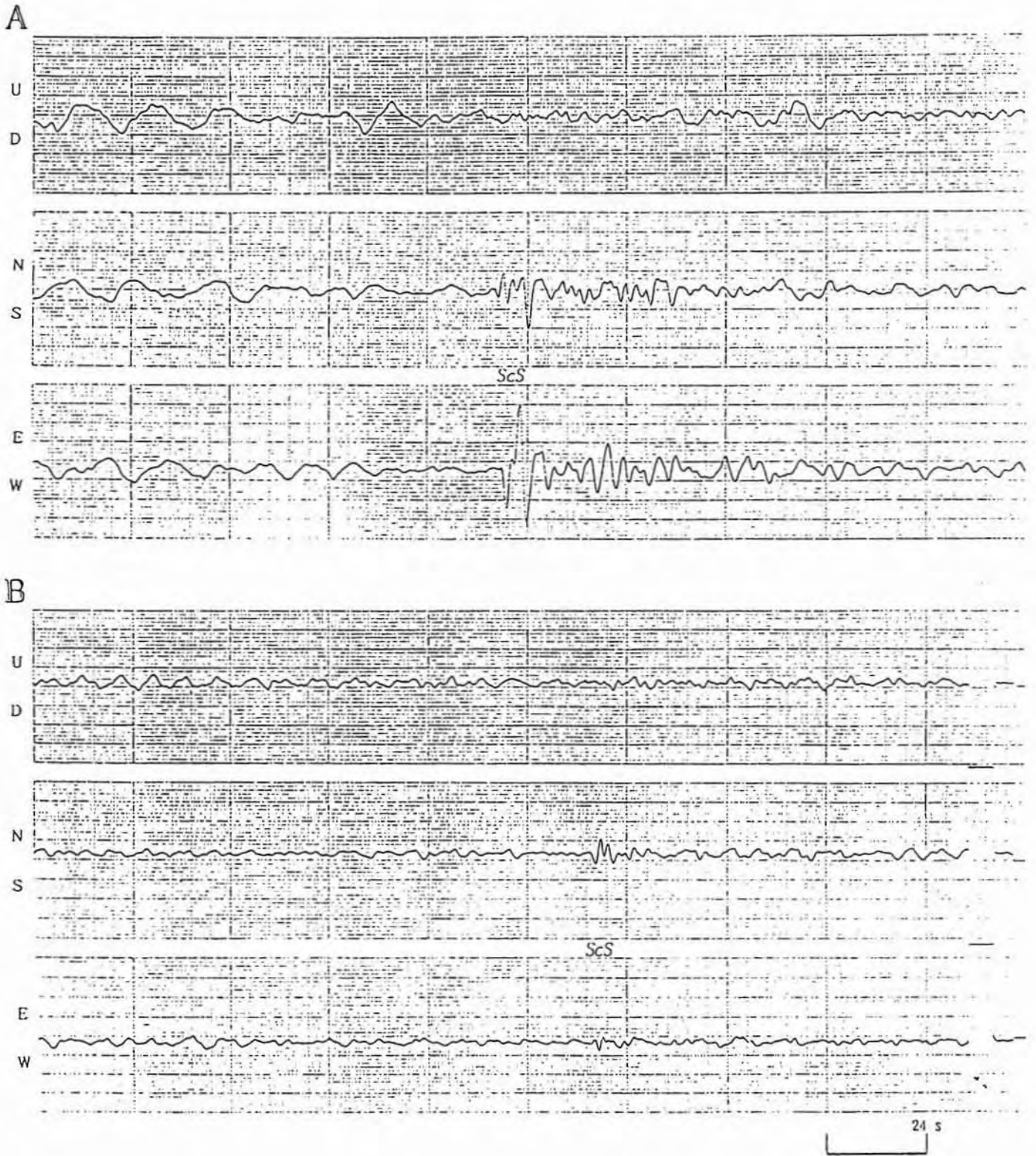


Fig. 3 Examples of the seismograms that the ScSp phase is not observed. The top and bottom figures are the seismograms of the earthquakes of No. 6 and No. 10, respectively.

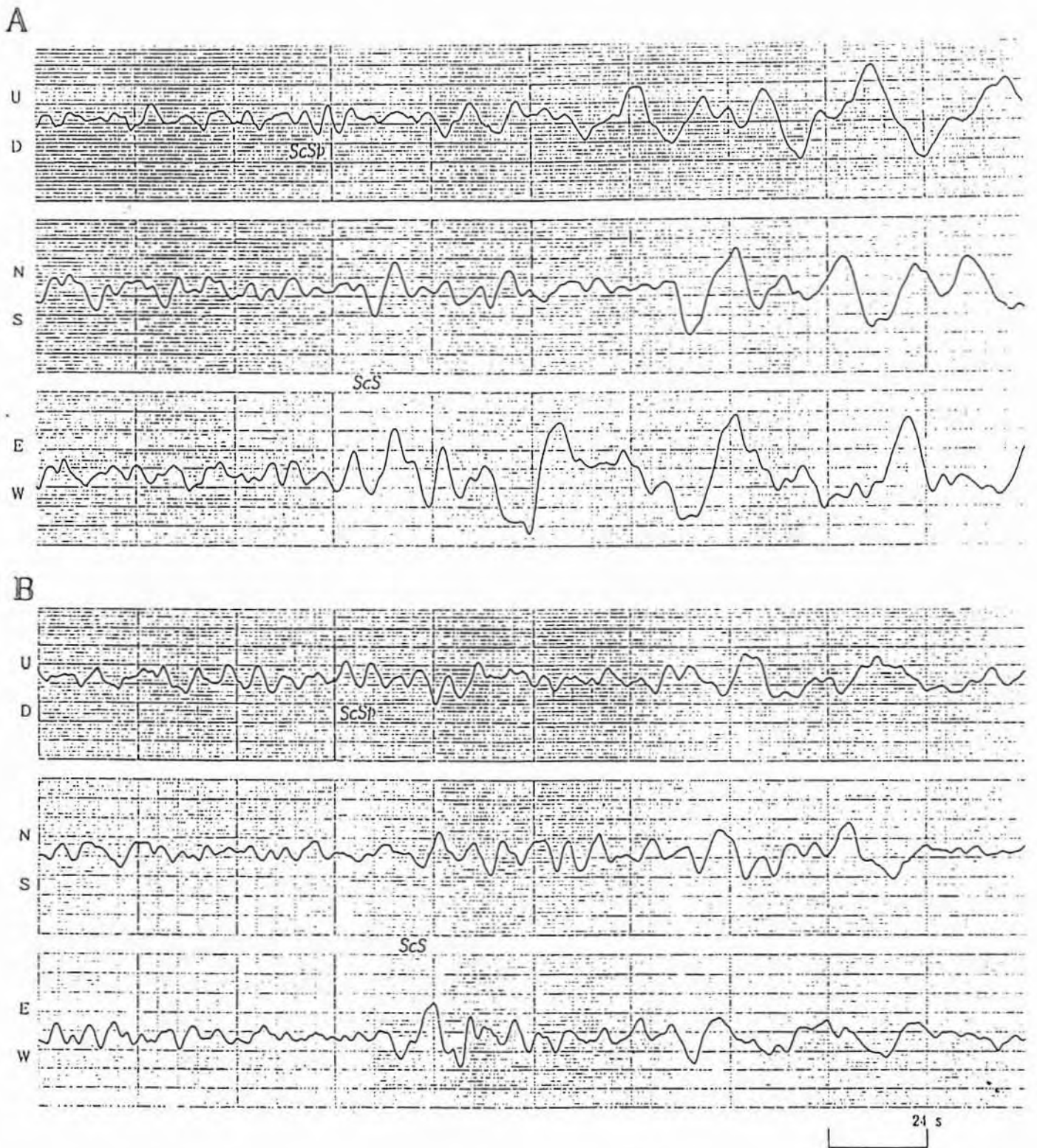


Fig. 4 Examples of the seismograms that the ScSp phase is observed. The top and bottom figures are the seismograms of the earthquakes of No. 7 and No. 14, respectively.

は上下動成分に卓越しているのでP波であると考えられる。また、標準走時曲線では、ScS波の到達時刻の前後には顕著な相が見られないことから、Fig. 4に見られる先駆波は、ScS波からP波に変換したScSp波であると考えられる。そこで、ScSp波の有無について15個の地震記録を調べた。その結果、2個の地震（Table 1のNo. 7とNo. 14）についてはScSp波が記録されていたが、13個の地震についてはそれは記録されていなかった。ScSp波が記録できた地震とそうでない地震の特徴は、(1) ScSp波が記録されていない地震のほとんどは震央距離が短く、震央距離が40度を越える地震ではScSp波が記録されている傾向があること、(2) ScS波とScSp波の到達時刻の差は5~7秒程度であることである。

III. 記録の解釈

ScSp波は沈み込む海洋性プレート上面でのScS-P変換によって発生すると考えると、前節で述べたScSp波の二つの特徴は、中国・四国地方におけるフィリピン海プレートの沈み込み方についての拘束条件を与えていることになる。ScSp波が記録される否かはプレートでのScS波からP波への変換効率に強く依存するから、震央距離が大きいときにScSp波が観測されるということは、プレートでのScS-P変換の効率が良いことを意味する。震央距離が大きいときScS波の地表への入射角も大きくなるので（Table 1参照）、それがプレートに入射するときの角度も大きくなると考えられる。したがって、震央距離が大きい場合にScSp波が観測されるということは、ScS波のプレートへの入射角が大きいときに、そこでのScS-P変換の効率がよいということになる。このことを説明するため、Fig. 5に示した水平成層速度構造にS波（ScS波）が入射したときのS-P変換の効率を計算した。S-P変換波の計算にはHaskell (1962)のマトリックス法を用いた。Fig. 5に示した速度構

造では、水平に沈み込んだプレートを仮定しており、その最上部には海洋性地殻を起源とする低速度層を置いた（Oda et al., 1990）。プレート最上部で変換したP波の振幅に対する入射S波の振幅の比をプレートへの入射角に対してFig. 6に示す。ScS波の入射角が大きいほど、S-P変換の効率がよいことが分かる。また、Fig. 5の速度モデルから計算される変換P波と直達S波の走時差は入射角が0~35度の範囲で5~6秒であり、この差はScS波とScSp波の観測走時差5~7秒の範囲内にある。

以上をまとめると、ScSp波が記録される否かが震央距離に依存することは次ように解釈できる。プレートが水平に沈み込んでいるとするならば、震央距離が小さいときにはScS波のプレートへの入射角が小さいためにS-P変換の効率が悪くなり、ScSp波が記録され難いと解釈される。逆に、震央距離が大きいときはScS波の入射角が大きくなるためにScS-P変換の効率が良くなり、ScSp波が記録され易いと考えられる。したがって、震央距離が大きい地震ほどScSp波が記録され易いということは、岡山県地方の瀬戸内沿岸ではフィリピン海プレートが水平に沈み込んでいるという可能性が高いことを意味する。

IV. 議論

前節では、ScSp波の解析からフィリピン海プレートが水平に沈み込んでいるという可能性を指摘した。この可能性は他の地震学的研究からも指摘できる。田中(1987)はP波初動到達時刻の三次元インバージョン法を用いて四国・中国地方の地殻・上部マントルの三次元P波速度構造を得た。彼が得た四国・中国地方のA-A断面の速度構造をFig. 7に示す。図には基準速度からのずれを百分率で表し、その分布を等速度線で示した。マイナス（プラス）の数値は高速度（低速度）を意味し、実線（破線）は高速度（低速度）領域を表す。断面図において、深さ50~60kmの

	Thickness[km]	V_p [km/s]	V_s [km/s]	ρ [g/cm ³]
Upper Crust	15	6.10	3.52	2.56
Lower Crust	15	6.70	3.87	2.81
Upper Mantle	10	7.80	4.50	3.27
Oceanic Crust	10	6.70	3.87	2.81
Oceanic Plate	20	8.20	4.73	3.44
Mantle		7.90	4.56	3.31

Fig. 5 Model of seismic wave velocities.

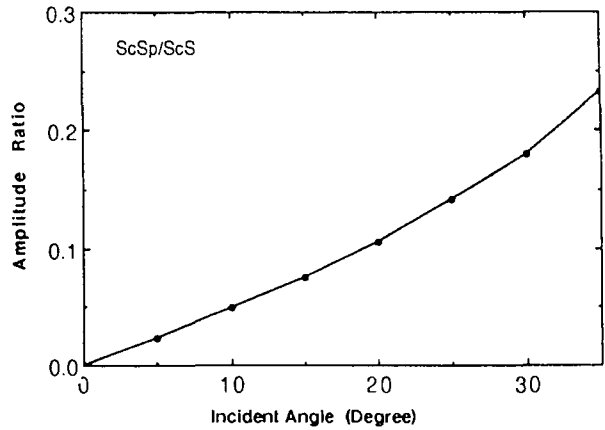


Fig. 6 Plot of amplitude ratio, A_{ScSp}/A_{ScS} , against incident angle of the ScS phase into the oceanic plate. The velocity model shown in Fig. 5 was used for computing the amplitude ratio.

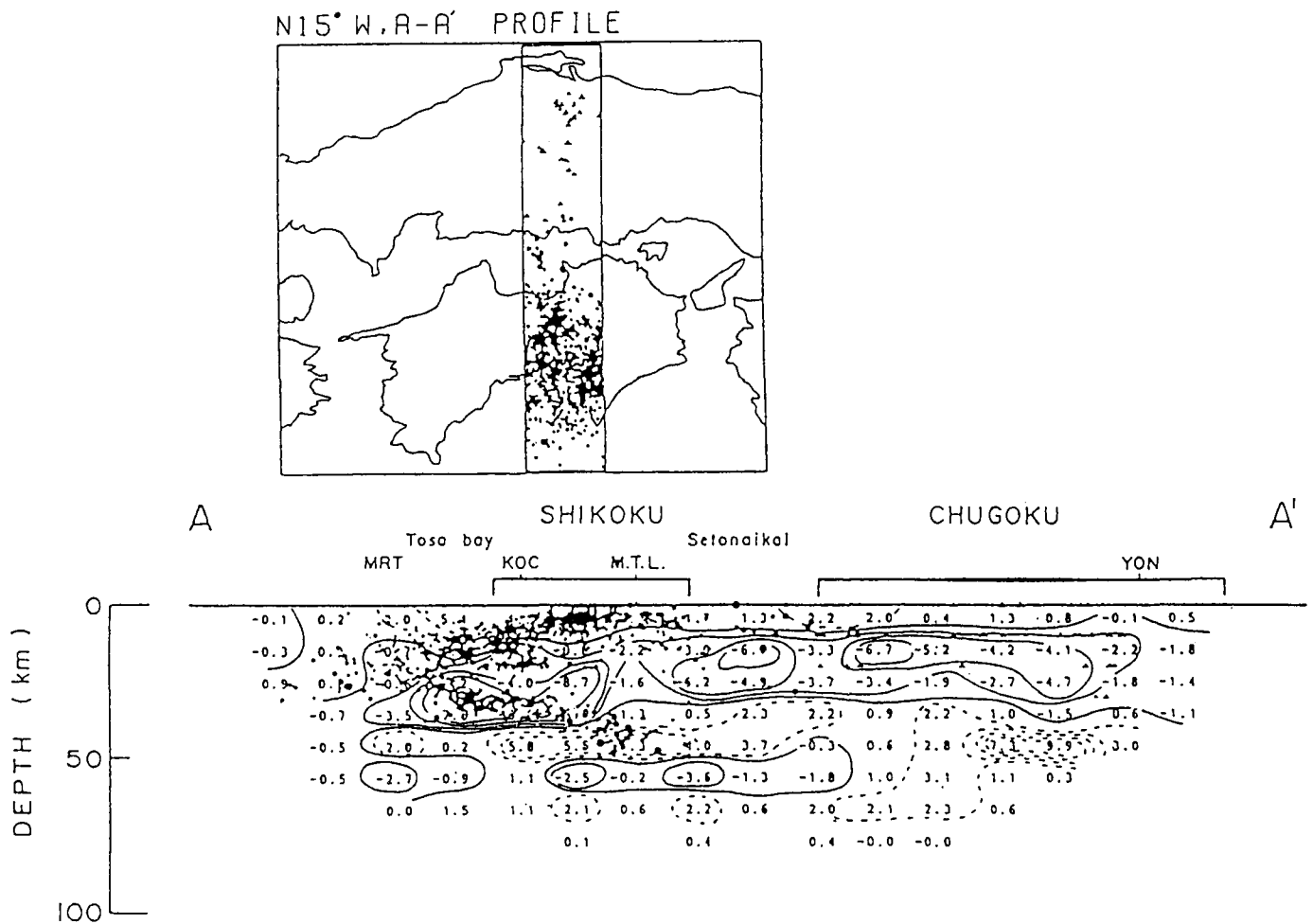


Fig. 7 Contour map of velocity perturbation of the P wave in the profile A-A'. The velocity perturbation is shown by percent. Negative (positive) number denotes high (low) velocity. Regions surrounded by solid (dotted) lines are high- (low-) velocity ones. Dots represent epicenters of earthquakes located in the rectangle of the top figure. The epicenters were determined by the seismological observatories of Kochi University and J.M.A. (After Tanaka, 1987)

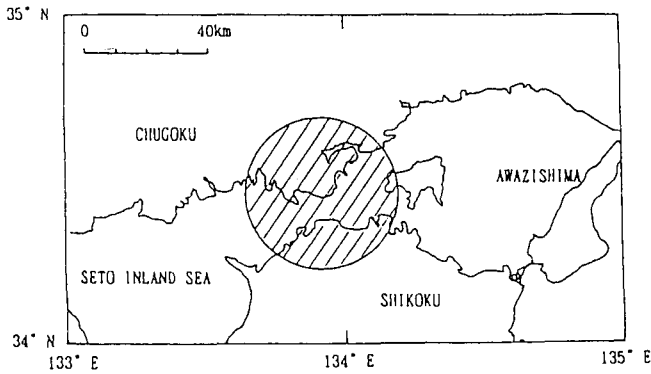


Fig. 8 Possible location of conversion points of the ScSp phase observed at SBK. The conversion points are in the hatched region.

ところに高速度層が水平に分布していることわかる。この水平な高速度層はこの地域に沈み込んでいるフィリピン海プレートを反映したものであると解釈されており（田中, 1987）、ScSp波の解析で得られたプレートの分布と調和する。

観測されたScSp波をプレート最上部でのScS-P変換と考えると、ScS-P変換点の深さは50km程度となる（Fig. 5参照）。また、震央距離が40度程度の震源からScSp波が渋川観測所に到達するためには、ScS-P変換点はFig. 8に示した領域に限られる。震央距離が40度を越える地震についてもScSp波が観測されない場合がある。Table 1のNo. 4, No. 5, No. 9, No. 13の地震がそれに当たる。それらの地震にScSp波が観測されない原因は、プレート上面の凸凹とScS波の波線の幾何学的な効果のためにScSp波の波動エネルギーが散乱されるからであると考えられる。また、No. 5の地震からScSp波が観測されない原因としても一つ別のことが考えられる。すなわち、この地震のScS波がほぼ西側から到来しているので（Fig. 2参照）、フィリピン海プレートが存在しないところをScS波が伝わってきた可能性があるからである。

西南日本の瀬戸内海沿岸に設置された渋川観測所では、近地深発地震からの記録にはScSp波はほとん

ど検出されない。中国・四国地方ではフィリピン海プレートはほぼ水平に沈み込んでいるため、震央距離が小さい近地地震では入射ScS波とプレートがなす角が小さくなる。したがって、プレートでのScS-P変換が効率的に行なわれないと考えられ、このことが、渋川観測所でScSp波がほとんど観測されない理由であると解釈できる。これに対して、太平洋プレートは大きい角度で東北日本に沈み込んでいるために、比較的小さな震央距離でもプレートと入射ScS波が成す角が大きくなる。このとき、プレート上面でのScS-P変換が効率的に行なわれるために、東北日本の観測点では近地深発地震でもScSp波が観測され易いと考えられる。

V. 結論

瀬戸内海沿岸に設置された渋川観測所では、ScSp波は震央距離の大きな地震のみについて観測される。このScSp波はプレート最上部でのScS-P変換によって発生したと考えると、瀬戸内海沿岸の岡山県地域ではフィリピン海プレートはほぼ水平に沈み込んでいると解釈できる。

謝辞

本研究を行うに当たって鈴木功教授には終始ご指導賜りました。また、斎藤俊明技官には記象検索及び複写などで大変お世話になりました。さらに、地球物理講座の皆さんには有益な議論や助言を頂きました。皆様に心から謝意を表します。計算は岡山大学情報処理センターで行った。

引用文献

- Hasegawa, A., Umino, N. and Takagi, A. (1978),
Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the Northwest Japan Arc, Geophys. J.

- Roy. Astr. Soc., 54, 281-296.
- 橋爪道郎 (1981), 本施設内における地震観測システム概要、しづかわ、5-11.
- Haskell, N. A. (1962), Crustal reflection of plane P and SV waves, J. Geophys. Res., 67, 4751-4769.
- Nakanishi, I. (1980), Precursor to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwest Japan, Tectonophysics, 69, 1-35.
- Nakanishi, I., Suyehiro, K. and Yokota, T. (1981), Regional variations of amplitudes of ScSp phases observed in the Japanese Island, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 67, 615-634.
- Oda, H., Tanaka, T. and Seya, K. (1990), Subducting oceanic crust on the Phillipine Sea plate in southwest Japan, Tectonophysics, 172, 175-189.
- 岡田弘 (1971), 浦河で観測されたScS波の先駆波と上部マントル、地震2、24、228-239.
- Okada, H. (1979), New evidence of the discontinuous structure of the descending lithosphere as revealed by ScSp phase, Supp. J. Phys. Earth, 27, S53-S63.
- Ritsema, A. R. (1958), (i,Δ)-curves for bodily seismic waves of any focal depths, Meteor. and Geophys., Inst. Djakarta. Verhandelingen, 54, 1-10.
- 田中猛士 (1987)、四国・中国地方における地殻及びマントルの地震学的構造、岡山大学修士論文、1-63.