

日本付近の3次元S波速度構造

—沈み込むスラブの形状について—

山中佳子¹⁾・宮武 隆¹⁾・平原和朗²⁾

¹⁾東京大学地震研究所

²⁾京都大学防災研究所

(1992年4月22日受理)

Three-dimensional S-Wave Velocity Structure beneath the Japan Islands—Configuration of the Subducting Slab—

Yoshiko YAMANAKA¹⁾, Takashi MIYATAKE¹⁾ and Kazuro HIRAHARA²⁾

¹⁾Earthquake Research Institute, University of Tokyo

²⁾Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

(Received April 22, 1992)

Abstract

The three-dimensional structure of S-wave velocity beneath the Japanese Islands is obtained with the ARTB Method. The travel time delays of S-wave observed at the stations within the epicentral distances of 100° are used. The data are taken from the ISC Bulletins from 1964 to 1985. The study region extends from 20°N to 60°N , from 100°E to 160°E , and from the earth's surface to a depth of 1200 km. All hypocenters of earthquakes used in this study are contained in this region. We use the source parameters determined with the inversion for P-wave velocity structure by Hirahara and Miyatake in 1989. The total number of travel time data is 53,027. A block size of $0.5^\circ \times 0.5^\circ \times 50$ km (for the uppermost three layers $0.5^\circ \times 0.5^\circ \times 33$ km) is used in this study.

The obtained S-wave velocity structure is similar to the P-wave velocity structure obtained by Hirahara and Miyatake in 1989. The high velocity zones are shown along the Kurile, Japan, and the Izu-Bonin trenches corresponding to the descending Pacific Plate. The Pacific slab seems to penetrate into the lower mantle beneath part of the Kuriles and beneath central Japan. Because of poor resolution, we cannot conclude how deep into the lower mantle the slab penetrates. The high velocity zones corresponding to the descending Philippine Sea slab are seen down to a depth of 200 km along the Ryukyu trench, and to a depth of 100 km along the Nankai trough.

The configurations of the Pacific slab under the Japan Islands are inferred as follows: In the northern part of the Izu-Bonin trench, the slab appears horizontally around the depth of the 650 km discontinuity. In central Japan, we find that the dip angle of the slab is shallower than that beneath other arcs and that the slab penetrates into the lower mantle.

Our results show the existence of significant heterogeneity within the subducting slab. Between 29°N and 32°N of the Izu-Bonin trench, a low velocity zone exists within the Pacific slab at a depth of 100 km to 400 km. Seismicity, topography, and volcanic rock type are reported to change also around 29°N along the Izu-Bonin arc. These phenomena can be explained by the existence of the thermal heterogeneity within the subducting slab.

In the Ryukyu arc, a tearing slab exists under the Tokara channel. In the Hyuga-nada region and to the north of Okinawa Island along the Ryukyu arc, we find low velocity zones within the subducting Philippine Sea plate. The Kyushu-Palau ridge and the Daito ridge subduct beneath these areas. It is thought that these low velocity zones represent thermal heterogeneity within the descending plate or subducting seamounts.

At the junctions of the Kurile and Japan trenches and the Japan and Izu-Bonin trenches, the slabs appear to be thickened. At a depth range of 150 to 400 km, the slab appears to buckle at the junctions. If the surface area of the descending slab is kept constant, overlapping of slab has to occur at the junction. Our result suggests the possible existence of the overlapping slab.

1. はじめに

HIRAHARA (1977) および WATANABE (1977) の研究以来、多くの研究者によって日本列島全域の3次元P波速度構造モデルが求められてきた。Hirahara や Watanabe は、共に対象領域をブロックに分けてその領域内の速度構造を求めた。彼らのブロックサイズはそれぞれ2度×2度×100 km, 1度×1度×50 km という大きいブロックであったため速度構造について詳細な議論をすることはできなかったが、日本列島全域の速度構造の特徴をつかむという点で大変重要な研究であった。

その後、より大量の走時データを用いて、KAMIYA *et al.* (1989), HIRAHARA and MIYATAKE (1989) は0.5度×0.5度×50 km というブロックサイズでの、ZHOU and CLAYTON (1990) は1度×1度×25 km というブロックサイズでの日本列島全域の3次元P波速度構造解析を行った。これらの研究によって日本列島下の詳細な3次元速度構造が明らかになった。さらに、上部マントルの深発地震が起こらない深さでもスラブと思われる高速度域が存在し、場所によってはそれが下部マントルにまで沈み込んでいることも示された。

一方、3次元S波速度構造を求めた研究は意外に少ない。日本列島全域についてだけでなく、地域的に求めたものを含めても少ない。HIRAHARA (1980) は、ISC (International Seismological Center, 国際地震センター) プレティンに報告されている走時データを用いて日本列島全域にわたる3次元S波速度構造を求めている。しかし、2度×2度×100 km という大きなブロックで構造を求めているため、P波同様細かい議論をすることはできなかった。ZHOU and CLAYTON (1990) は、1度×1度×50 km というブロックサイズで詳細な日本列島下の3次元S波の速度構造を求めている。ところが、彼らは遠地観測点の走時データを使っていないため、対象領域の深部の解像度があまりよくない。対象領域の深部を明らかにするには波線経路がこの領域を通る遠地観測点の走時データを用いる必要がある。

地域的なS波3次元速度構造の研究では、東北地方を扱った小原・他 (1986)、関東・東海地方を扱った石田 (1990)、四国・中国地方を扱った田中・他 (1986) の研究がある。しかしこれらの地域的研究ではローカルな観測網のデータを用いているため、地殻や上部マントルの構造しか求めることができなかった。

本研究では、0.5度×0.5度×50 km という細かいブロックサイズで日本付近の詳細な3次元S波速度構造を求めた。遠地観測点の走時データを用いることによって深部を通る波線の本数が増え、今までの研究に比べて深部の解像度が向上している。なお、HIRAHARA and MIYATAKE (1989) では本研究と同じ地震のP波走時データ、同じ方法、

かつ同じブロックサイズを用いて日本付近の3次元P波速度構造を求めている。そこで本論文ではこの結果との比較も行う。なお、千島弧に関してはYAMANAKA (1990) で述べたので、本論文では議論を行わない。

2. 方 法

3次元S波速度構造を推定した領域は、北緯20度～60度、東経120度～160度、深さ0km～1200kmである。

本研究では、HIRAHARA (1988) によるARTB法 (ART-type Bayesian Reconstruction method) を用いた。この方法についてはHIRAHARA (1988) に詳述されているのでここでは省略する。用いたブロックサイズは0.5度×0.5度×50km (最上部3層は0.5度×0.5度×33km) である。Hiraharaの方法では速度構造だけでなく震源パラメータに関しても同時に補正値を求めることができる。KAMIYA *et al.* (1989) やHIRAHARA and MIYATAKE (1989) ではこの方法を用いてP波速度構造と震源パラメータを決めている。しかしS波の場合、P波に比べ読み取り誤差も大きいので、震源を補正することは適当ではないであろう。そこで本研究ではインバージョンによる震源の補正は行わず、HIRAHARA and MIYATAKE (1989) によって補正された震源を用いた。

データおよびモデルパラメータに対する先験的な標準偏差は、

$$\sigma_0 = 1.0 \text{ s (走時データ)}$$

$$\sigma_s = 2.2\% \text{ (スローネスの偏差)}$$

という値を用いた。ARTB法でのインバージョンの緩和定数、 λ (HIRAHARA, 1988) は各イタレーションで一定とし、

$$\lambda = 0.1$$

とした。

3. データ

本研究では、1964年から1985年までのISCプレティンに報告されている地震のうち、HIRAHARA and MIYATAKE (1989) で使われた地震1,994個のみを用いた。地震の選定基準は以下のとおり。

- a. 北緯20度～60度、東経100度～160度で起こった地震で、深さが34km以深のもの。
- b. マグニチュード4.5以上。
- c. P波の到達時刻の報告が50個以上あるもの。

地震の震源パラメータは、前節で述べたようにHIRAHARA and MIYATAKE (1989) がインバージョンで求めた値を使った。地殻での屈折等の影響を取り除くため34kmより浅い地震は用いなかった。

このような条件で選ばれた地震に対するS波走時データは、震央距離が30度から100度内にある観測点についてはISCプレティンから得た。震央距離が30度以内の観測点についてはISCプレティンではS波として認めていないので、ここではJMAの報告値を用いることにした。どちらも'S'または'S'として報告されているもののみを用いた。

理論走時は、J-Bモデル (JEFFREYS, 1939) を用い、DZIEWONSKI and GILBERT (1976)

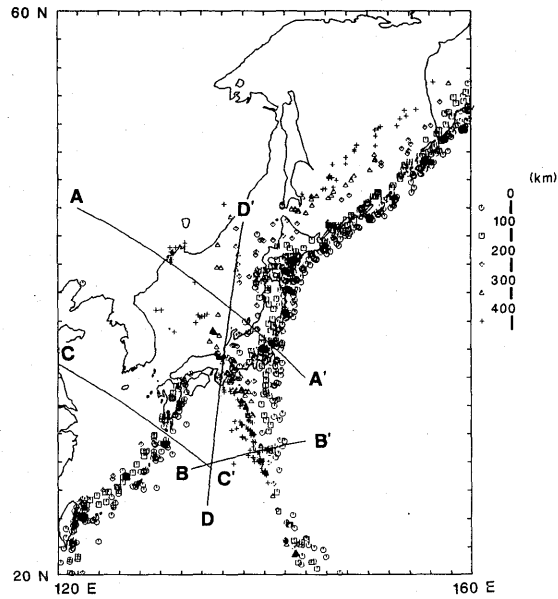


Fig. 1(a)

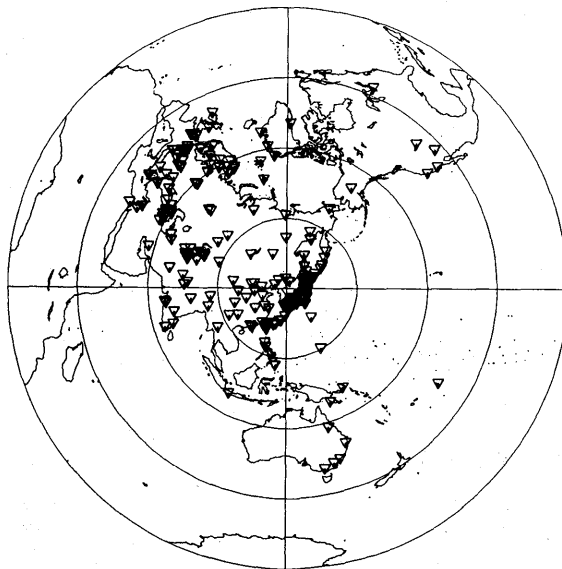


Fig. 1(b)

Fig. 1. (a) Distribution of earthquakes used in this study. The different symbols indicate the different ranges of focal depth. The solid lines indicate the location of the cross sections shown in Fig. 7. (b) Distribution of stations used in this study, shown on a Lambert equal-area projection centered at 40°N , 130°E . (c) Distribution of stations within the modeling space used in this study.

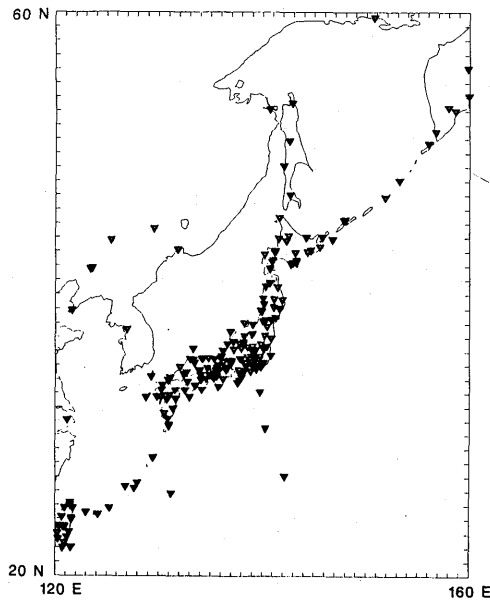


Fig. 1(c)

による楕円体補正, 観測点の高度補正を考慮した. 本研究では, 理論走時と観測された走時との差が10秒を越えたデータは用いなかった.

ところで, 遠地観測点のデータには本研究の対象領域外の構造の影響も含まれている. 遠地観測点への波線は, 対象領域外では近似的にほぼ同じような経路を通ると仮定した. そして, 対象領域外の構造の影響を取り除くために, 領域外の各観測点の走時残差の平均値を求め, これを走時残差から差し引いてデータとした. 平均をとる段階で, 各観測点でのデータ数が20以下の観測点は使わないことにした. この方法はこれまでも HIRAHARA (1977) をはじめ, KAMIYA *et al.* (1989), HIRAHARA and MIYATAKE (1989) で用いられている. TANIYAMA *et al.* (1990) は, この方法による領域外の構造の影響に対する補正值と, 全マントルP波3次元速度構造を用いて計算した領域外の影響の補正值とを比較した. そしてこれまでの方法で求められた補正值が妥当であることを示した.

上記の条件により最終的に選ばれたデータ数は, 全部で53,027個である. Fig. 1に本研究で用いた地震の分布と観測点の分布とを示す.

4. 解像度解析

本研究で得られた解像度は一様ではない. 様々な方向からの波線が通過する領域では解像度が高くなり, 逆に波線の本数が少ない領域や波線の来る方向が偏っている領域では解像度は低くなる. 特に, スラブと思われる高速度域の解像度をチェックするため, 以下に述べるようなシミュレーションテストを行った. ZHOU and CLAYTON (1990) や SPAKMAN *et al.* (1989) でもこの方法を用いてスラブと思われる高速度域の解像度の

チェックを行っている。

簡単に方法を述べる。まず、沈み込むプレートの位置を地震の等深度線 (吉井, 1978) をもとに仮定する。プレートの沈み込んでいる深さは、太平洋プレートでは深さ 600 km まで、フィリピン海プレートでは 250 km までとした。プレートの厚さは約 100 km、プレートの速度は周囲より 3% 速いと仮定した。このような速度構造モデルをもとに、理論的に走時を計算する。この場合、震源と観測点の組み合わせは実際の解析で用いた組み合わせと同じである。このようにして計算された走時に標準偏差 3 秒のランダムノイズをのせてそれをデータとし、実際のデータに対して行った解析方法と同様の方法で速度構造を求める。そしてこのような方法で求められた構造と、仮定した速度構造モデルとを比較する。仮定したモデルがよく再現できていれば、解像度はかなり高いと言えることができる。

さらに、本研究では伊豆小笠原弧に横たわるスラブが存在すると仮定したモデルでも上記と同様のシミュレーションテストを行った。ここで仮定したモデルは、600 km の深さまでは、地震の等深度線を基に仮定した上記のモデルと同様である。但し、千島弧と東北日本弧の一部は深さ 650 km に達しているとする。また、伊豆小笠原弧に関しては、今回求めた結果を基に 650 km の深さで横たわる高速度域を仮定した。

また、スラブ以外の領域の解像度のチェックとして、GRAND (1987) や INOUE *et al.* (1990) で適用されたチェッカー盤解像度解析を行った。まず速度構造として、南北、東西、および深さが 2 度×2 度×200 km の高速度域と低速度域がチェッカー盤のように交互に存在する構造を与える。与えたスローネス偏差値は ±3% である。その後は上で述べたシミュレーションテストの場合と同様の方法で解く。ただしこの場合、波線の分解能のみを問題としているため、ランダムノイズをのせていない。このチェッカー盤解像度解析でも、仮定したチェッカー盤構造をよく再現する領域は、解像度が高く、得られた結果がかなり信用できる領域である。これらのシミュレーションの結果は後に示す。

5. 結果と議論

Fig. 2 は 50 回のイタレーションで得られたスローネス偏差を示している。本研究ではランダムノイズを除去するため、各ブロックの周り 27 ブロックの移動平均をとることによって得られた結果を平滑化した。ここでは、1つのブロックに 10 本以上の波線が通っているブロックの結果のみを示す。図中、○は初期構造に対して速度の速い領域を、+は遅い領域を示している。モデルパラメーターの変化率を見ると、50 回のイタレーションでほとんど解は収束していることがわかった。そこで本研究では 50 回のイタレーションの結果を示す。インヴァージョン前に 3.61 秒あった根二乗残差は 50 回のイタレーションで 2.15 秒となった。

得られた日本付近の S 波速度構造は、HIRAHARA and MIYATAKE (1989) の P 波速度構造の結果と比べると細かい点で違いはあるが、全体的にはよく似たパターンを示している。ただし、低速度域、あるいは高速度域の初期構造からのずれは P 波にくらべて S 波の方が大きくなる傾向がある。以下、得られた速度分布の特徴について深さごとに述べる。ただし、観測点直下の構造を強く反映していると考えられる第 1 層 (Fig. 2.1) は最後に述べる。

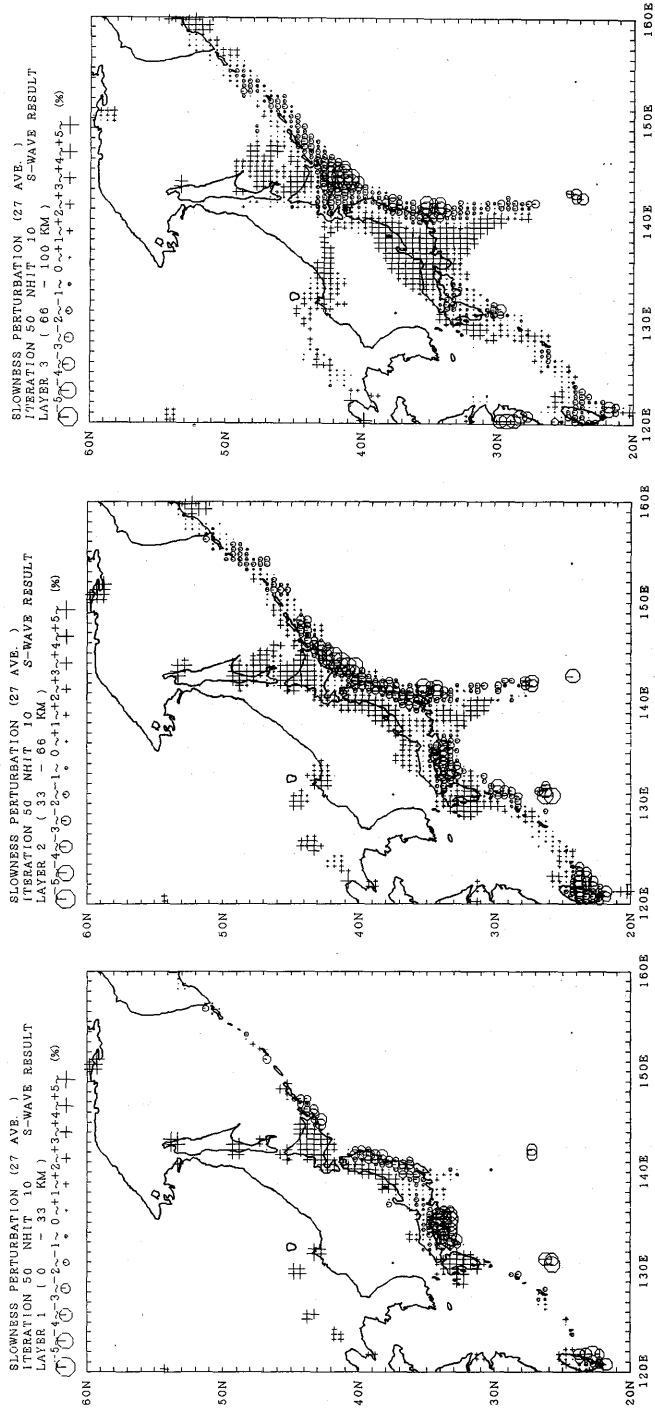


Fig. 2.1

Fig. 2.2

Fig. 2.3

Figs. 2.1-2.25. The velocity structure obtained after 50 iterations. Average amplitudes of slowness perturbations from the J-B velocity model within the neighbouring 27 blocks are shown by the symbols. Figs. 2.1 to 2.25 correspond to the results from layer 1 to layer 25, respectively. The figures show only the results of blocks hit by more than 10 seismic rays.

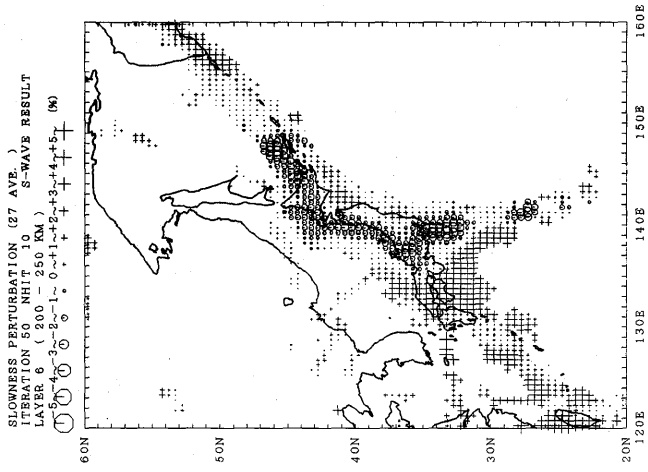


Fig. 2.6

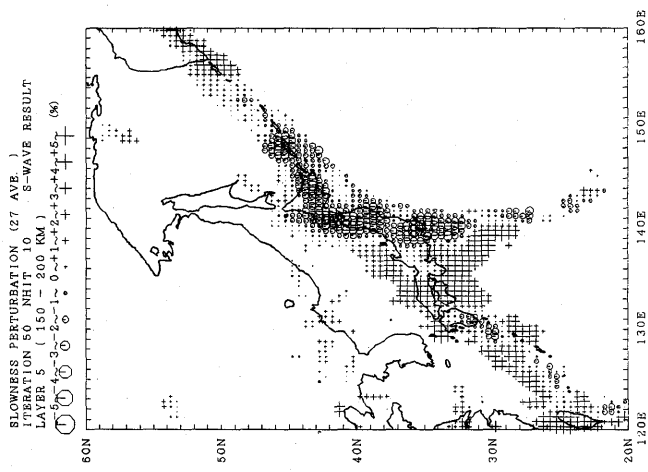


Fig. 2.5

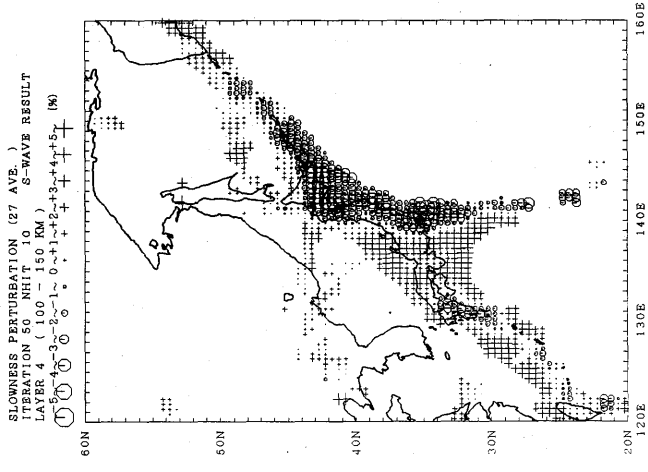


Fig. 2.4

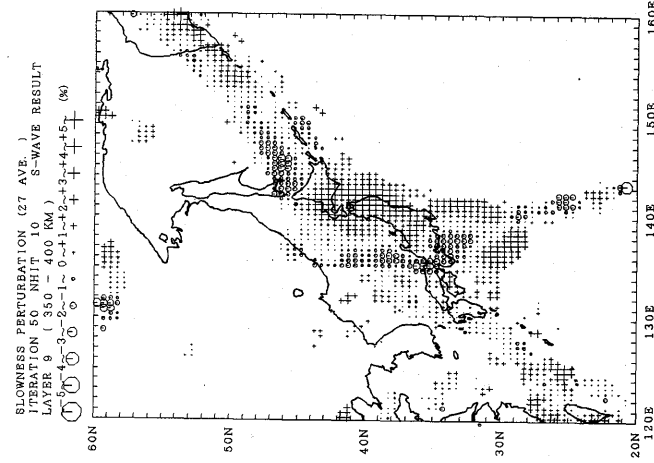


Fig. 2.9

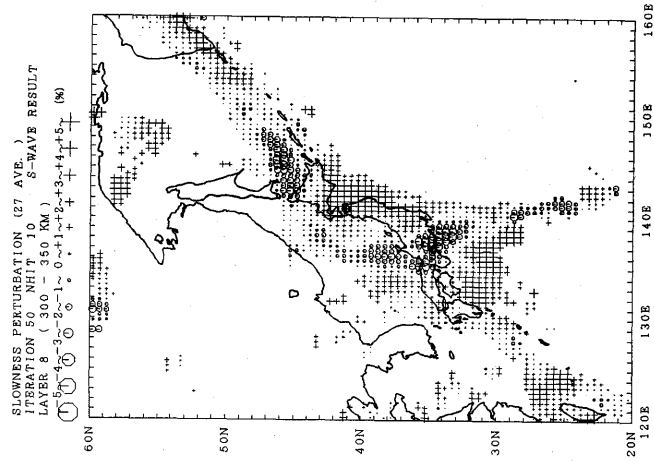


Fig. 2.8

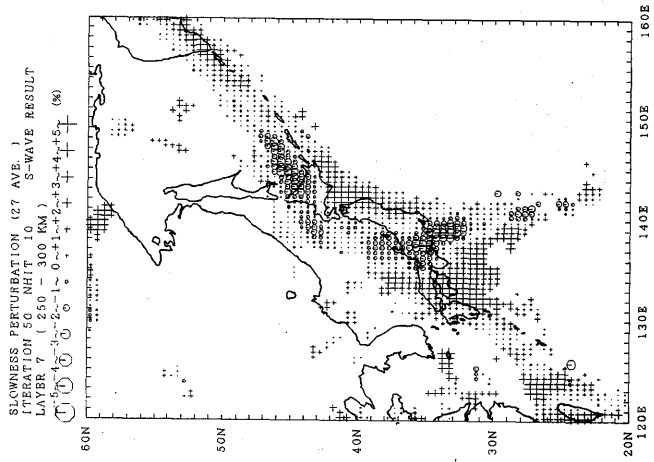


Fig. 2.7

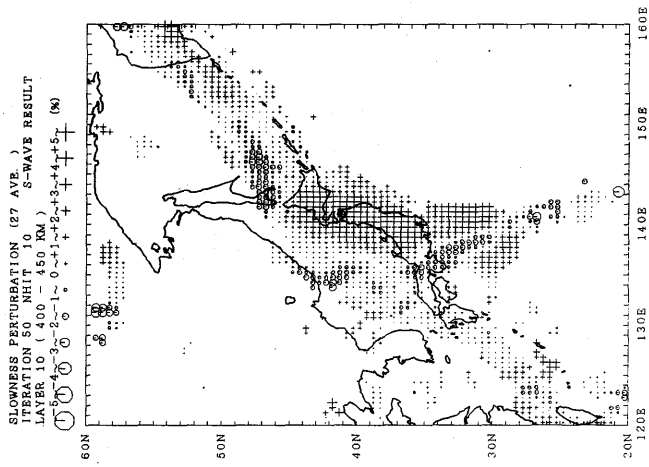


Fig. 2.10

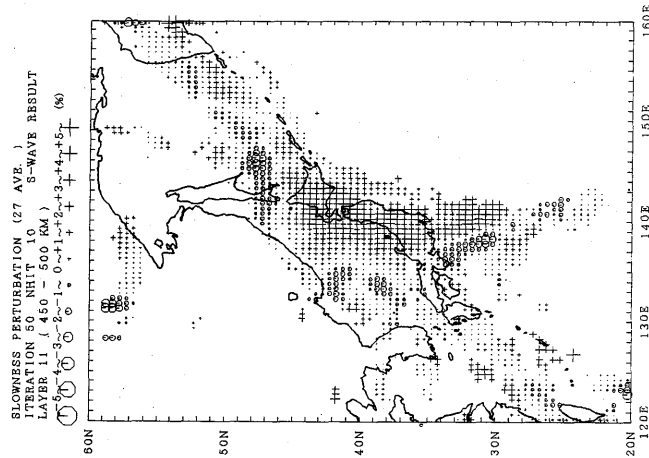


Fig. 2.11

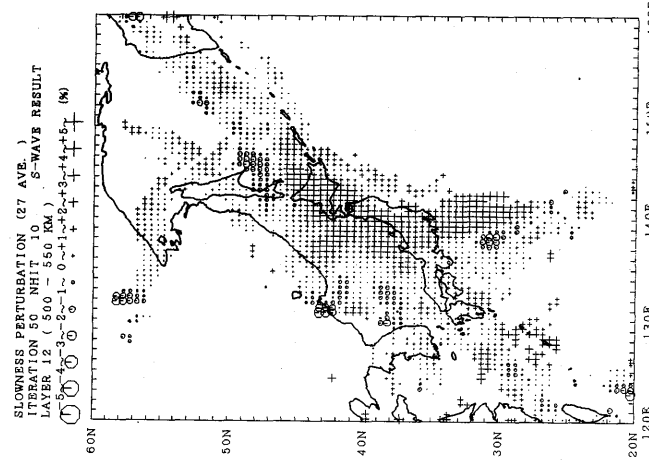


Fig. 2.12

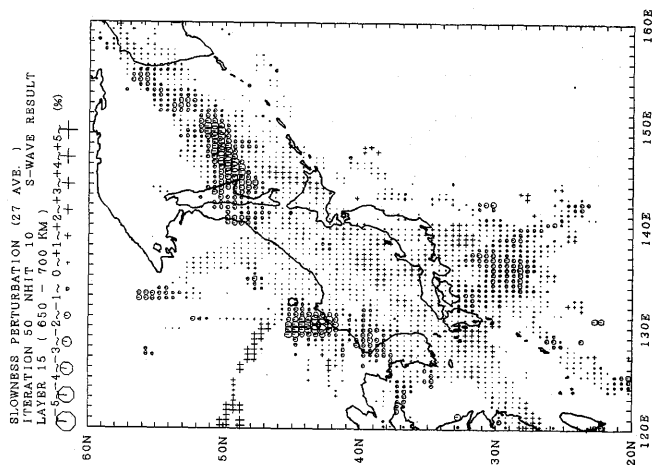


Fig. 2.15

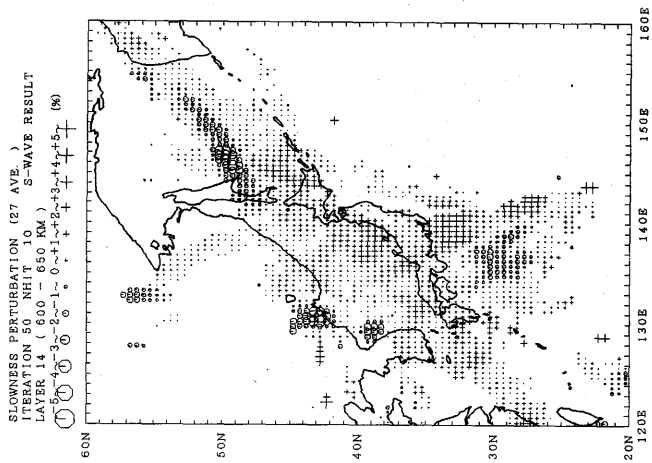


Fig. 2.14

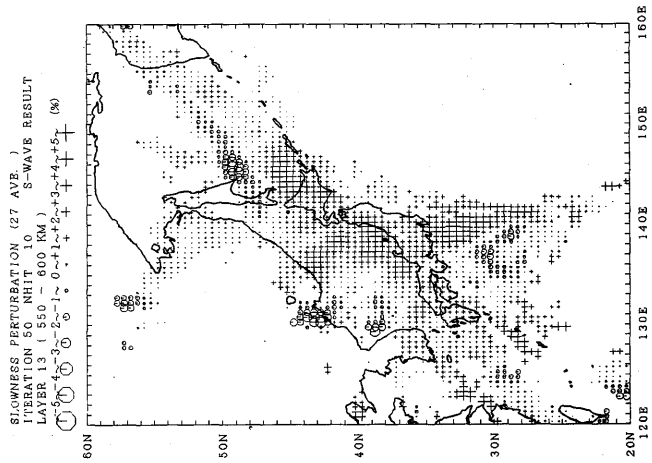


Fig. 2.13

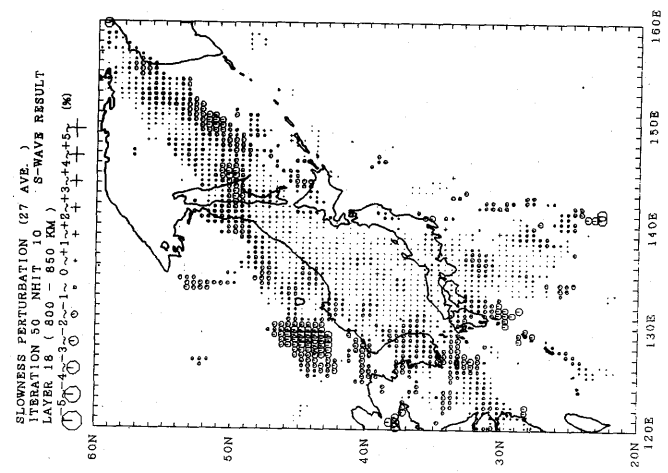


Fig. 2.18

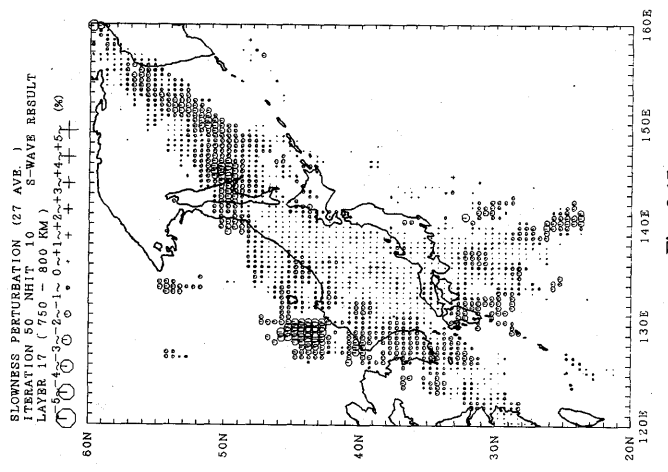


Fig. 2.17

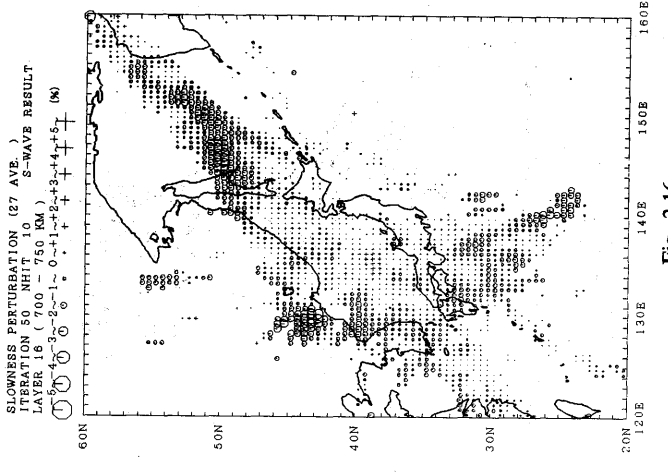


Fig. 2.16

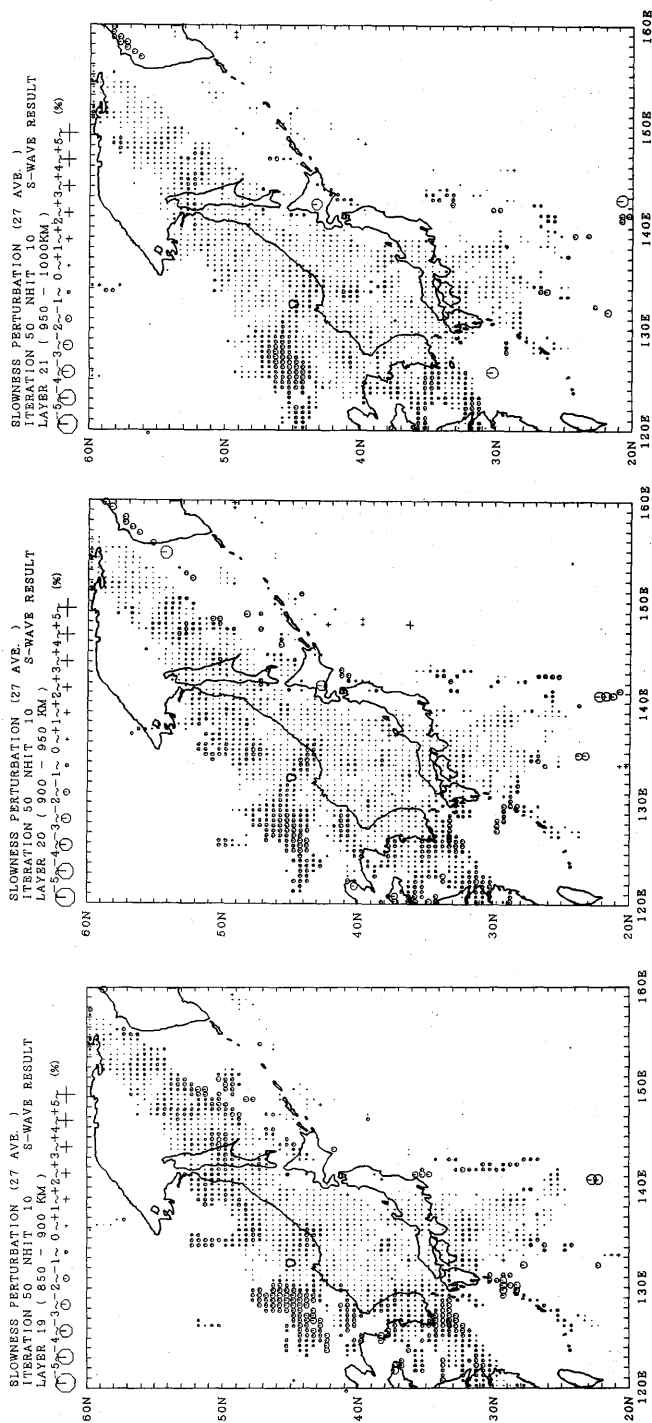


Fig. 2.21

Fig. 2.20

Fig. 2.19

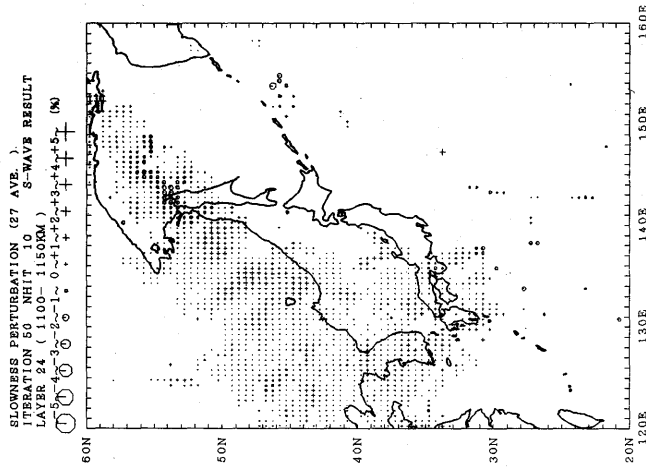


Fig. 2.24

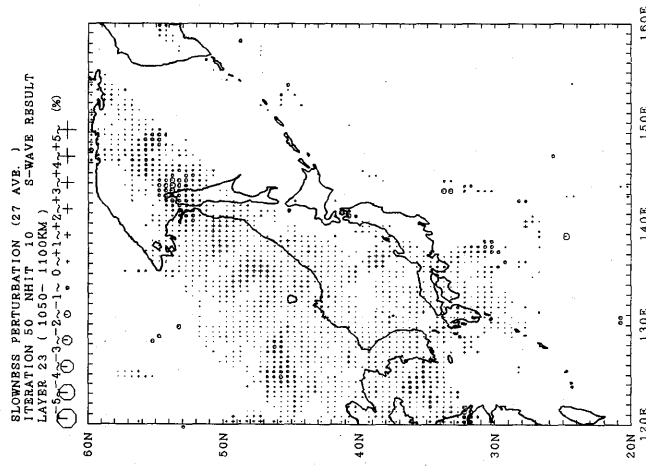


Fig. 2.23

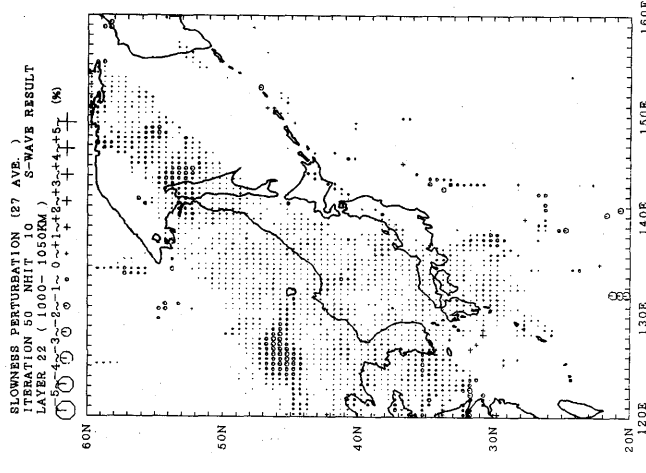


Fig. 2.22

5.1 第2層～第5層 (33～200 km, Fig. 2.2-Fig. 2.5)

千島から伊豆、小笠原の海溝に沿って、沈み込む太平洋プレートと思われる高速度域がほぼ連続して見られる。ただし北緯20度～27度付近では、高速度域が一部しか見えていない。地震活動から、沈み込む太平洋プレートはこの付近でも存在していると考えられる。シミュレーションではこの地域に対してもスラブが存在すると仮定しているが、Fig. 3.1(a)をみてもわかるように、この付近を通る波線の数が多い10本以下のために与えた高速度が見えていない。このことから本研究の結果で北緯27度以南、深さ200 km以浅の太平洋プレートの形状については波線の数が多い議論できるだけの解像度はないと結論できる。

Fig. 5.1(b)に深さ66 km～100 kmのチェッカー盤解像度解析の結果を示す。

Fig. 5.1(a)はこの第3層での仮定したチェッカー盤構造である。やはりこの場合も10本以上波線が通っていないブロックについては表示していない。Fig. 5.1(b)でFig. 5.1(a)と同様なチェッカー盤のパターンが見えているところは解像度の良いところである。千島から伊豆にかけての沈み込む太平洋プレートと考えられる高速度域はかなり解像度が良いことがわかる。

フィリピン海プレートに対応する高速度域は、九州の南、沖縄から台湾、および台湾の南の地域では深さ200 kmまで存在するように見え、この付近の地震活動と調和的である (Fig. 2.2-Fig. 2.5)。また、KAMIYA *et al.* (1989) や HIRAHARA and MIYATAKE (1989) で求められたP波速度構造ともよく一致している。一方、四国東部では第2層の深さ66 kmまでしか高速度域が見られず、この付近でのプレートの沈み込み角度は浅いと考えられる。この結果もこれまでの研究 (たとえば KAMIYA *et al.*, 1989; HIRAHARA, 1981; 木村, 1989) と調和的である。

低速度域についても、太平洋、フィリピン海両プレートのマントルウェッジと思われる部分に広く低速度域が存在するという、これまでの研究の結果と調和的な結果を得た。

速度構造の特徴は概ね、上述のようにこれまでの研究結果と調和的である。しかし細かく見ると、プレートの沈み込みはかなり複雑であり、またスラブ自身もかなり不均質であることがわかる。

日向灘沖では第2層から第3層 (33～100 km, Fig. 2.2-Fig. 2.3) にかけて、スラブにあたる部分が低速度になっている。チェッカー盤解像度解析の結果 (Fig. 5.1) からはこの付近の解像度はかなりよいことがわかる。Fig. 3.1のシミュレーションの結果を見ても、

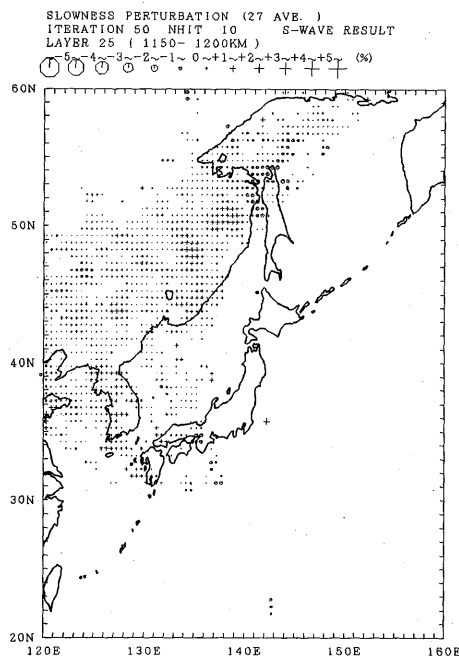


Fig. 2.25

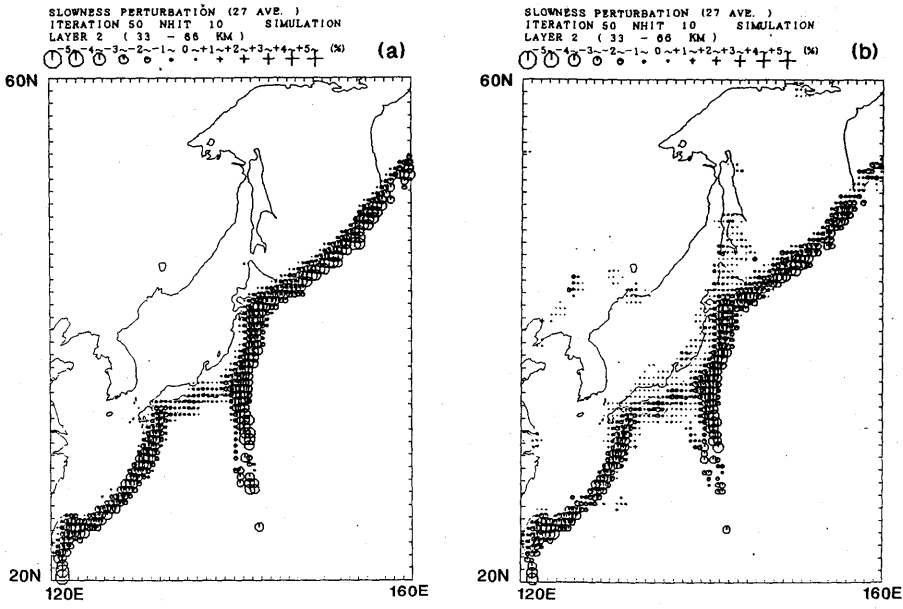


Fig. 3.1

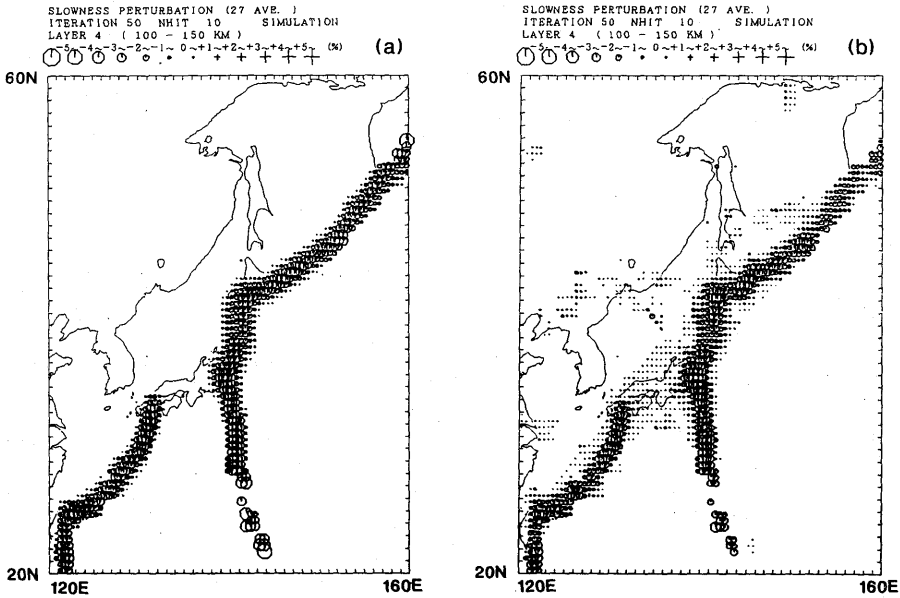


Fig. 3.2

Fig. 3. Results of simulation test. Figure (a) shows a synthetic slab model used for the test and figure (b) shows the results of inversion of the synthetic data produced from the slab model. Figures only show blocks hit by more than 10 seismic rays. Figs. 3.1-3.6 correspond to the results in layers 2, 4, 8, 11, 14, and 17, respectively.

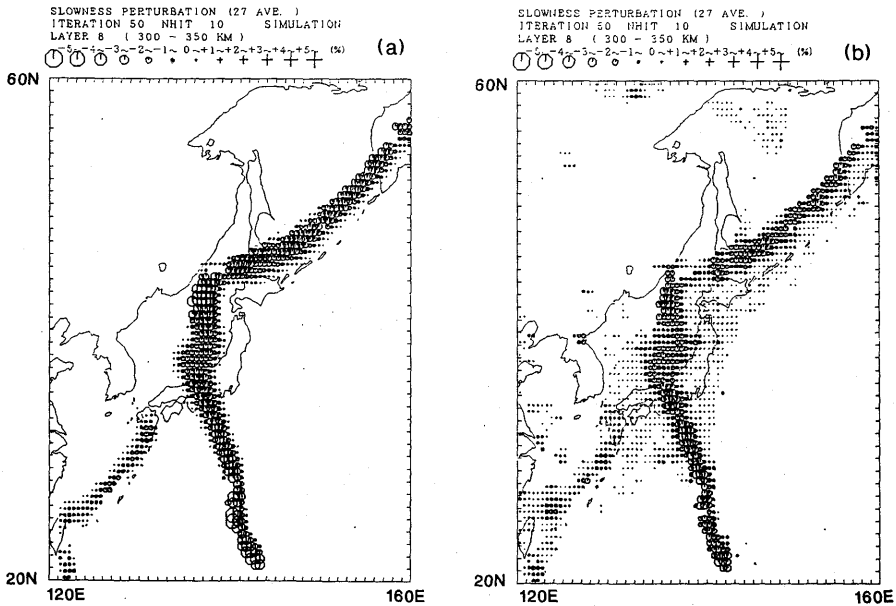


Fig. 3.3

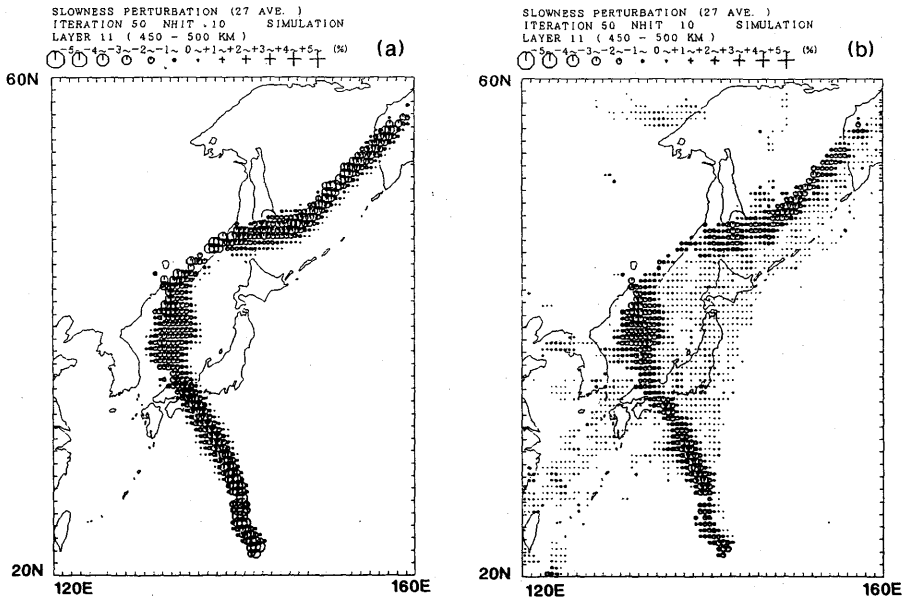


Fig. 3.4

この付近に仮定した高速度域はよく再現されていることがわかる。神谷 (1991b) は、ISC 報告値より誤差が少ないと思われる気象庁地震月報から高感度型の EMT67, 76 型及び OBS 地震計での報告値のみを用いて日本列島下の3次元P波速度構造を求めている。その結果でも周囲のプレート部分に比べて日向灘付近では速度が遅くなっている。Fig. 6 に (a) 琉球-九州地域の海底地形図と (b) 今回求められた速度構造 (第2層) とを

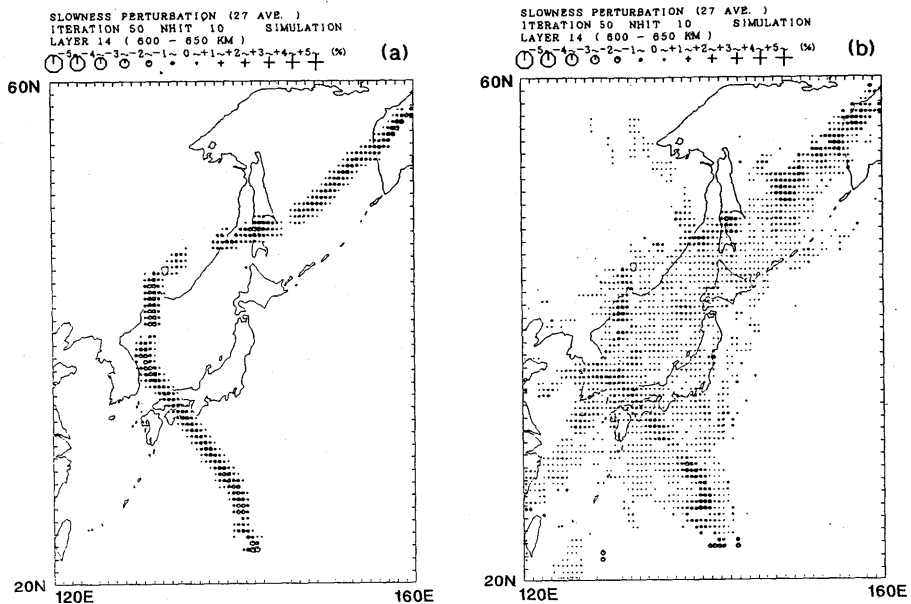


Fig. 3.5

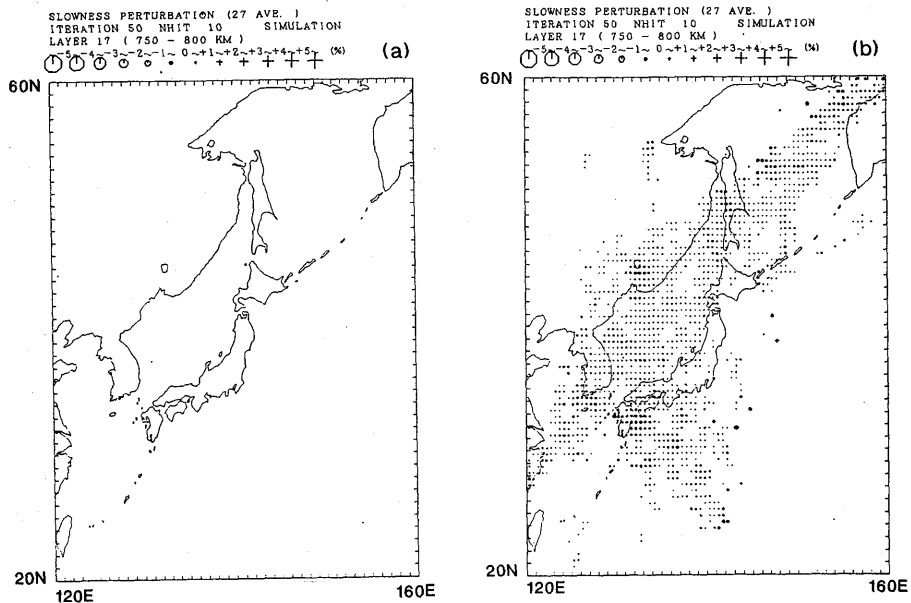


Fig. 3.6

示す。ここはまさに九州パラオ海嶺の延長上にあたることから、沈み込んだ海山の影響で低速度になっている可能性がある。HIRAHARA (1981) の結果でも、多少今回の結果より北側ではあるが低速度域が見られ、九州パラオ海嶺の沈み込みによってこのような低速度を生じた可能性が指摘されている。

速度構造以外でもこの付近に海山の沈んだ可能性を示す現象がある。長岡ら (1991)

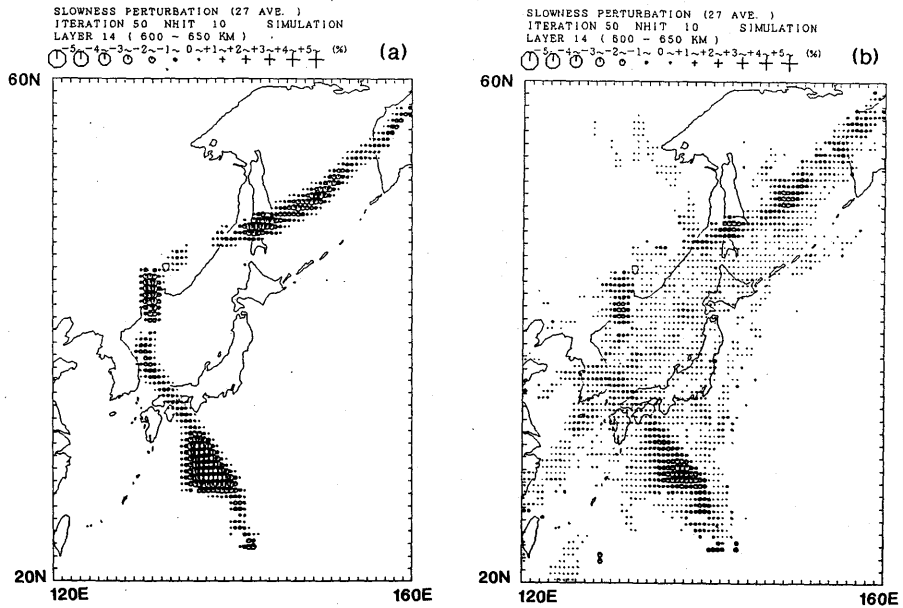


Fig. 4.1

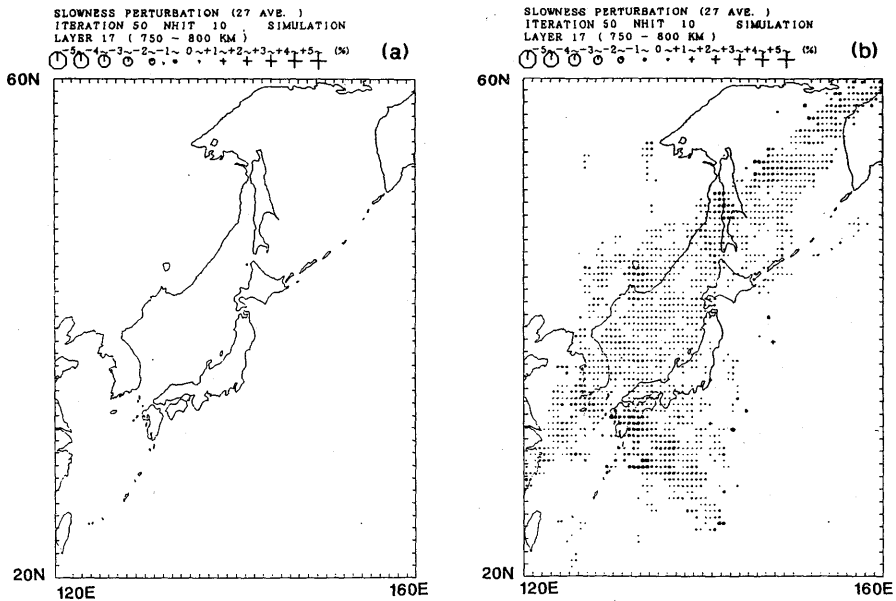


Fig. 4.2

Fig. 4. Results of simulation test. Figure (a) shows a synthetic lying slab model used for the test and figure (b) shows the results of inversion of the synthetic data produced from the slab model. Figures only show blocks hit by more than 10 seismic rays. Figures 4.1 and 4.2 correspond to the results in layers 14 and 17, respectively.

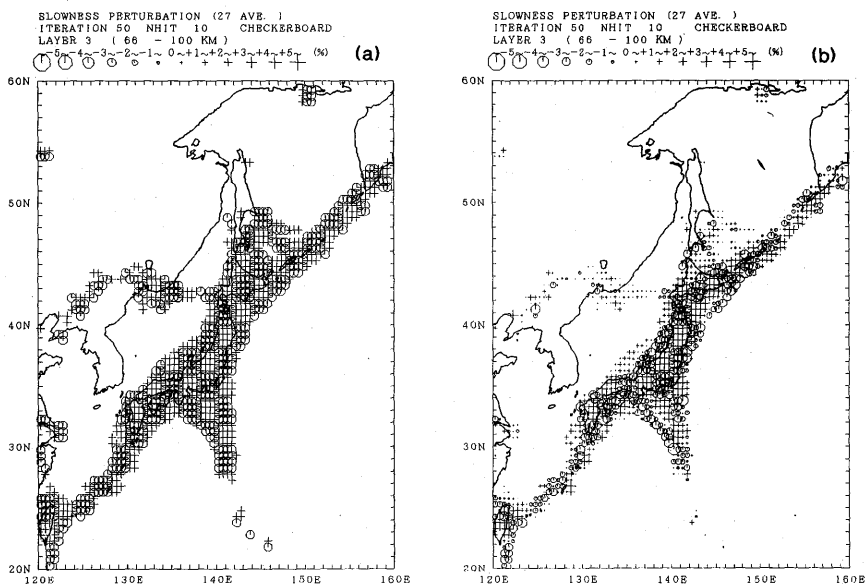


Fig. 5.1

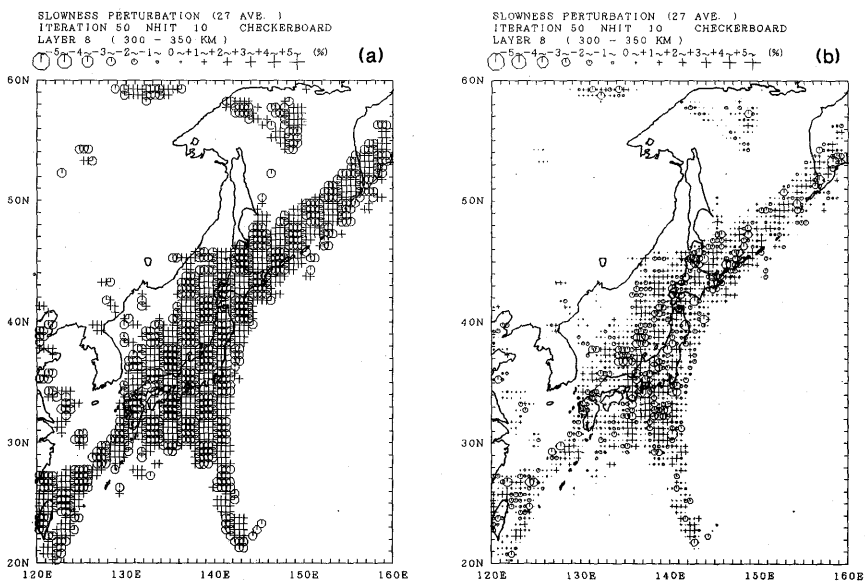


Fig. 5.2

Fig. 5. Results of checkerboard resolution test. Figure (a) shows checkerboard patterns used for the checkerboard resolution test and figure (b) shows the results. Figures only show blocks hit by more than 10 seismic rays. Fig. 5.1-5.4 show the results for checkerboard resolution test in layers 3, 8, 11, and 17, respectively.

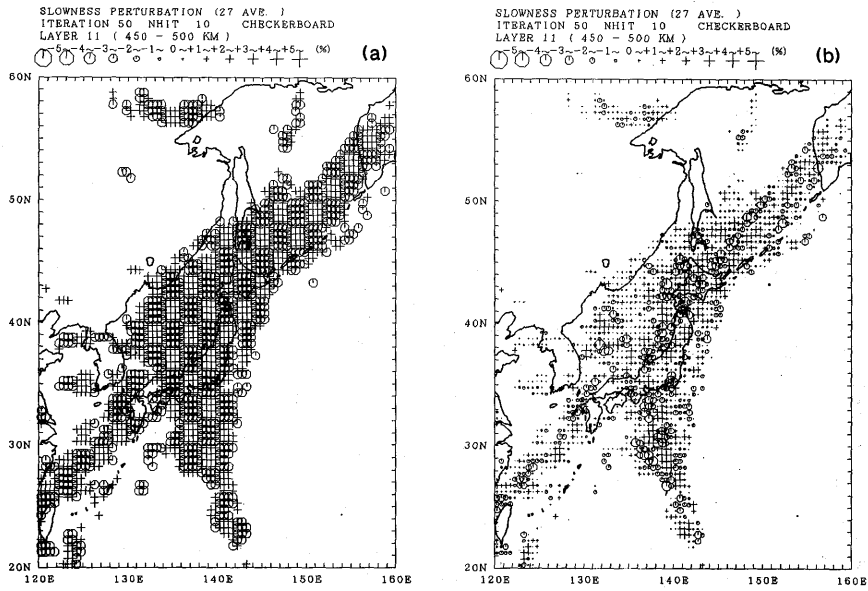


Fig. 5.3

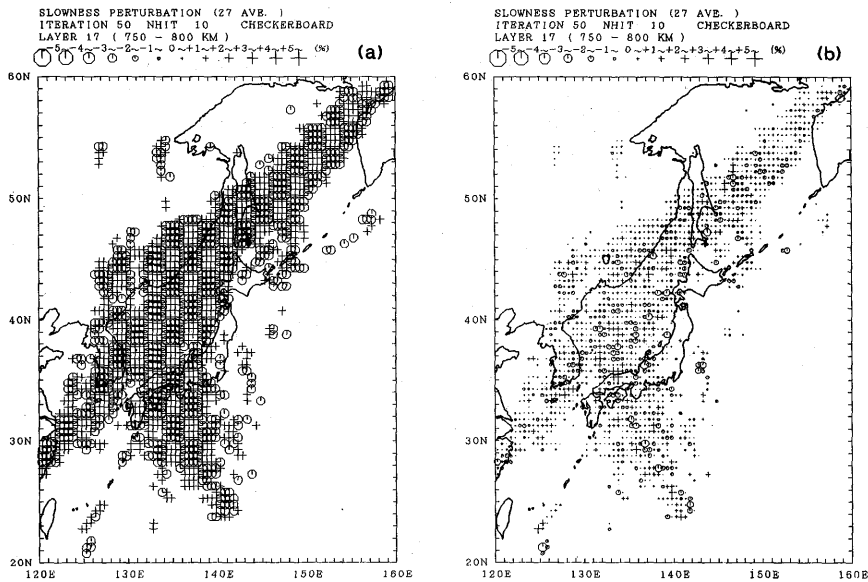


Fig. 5.4

によると、今回の解析結果で低速度域であった宮崎市沖には南東に張り出した大陸棚があり、それと日向海盆の境界にはグラーベンと考えられる海底谷が存在する。また阿蘇火山と日向市を結ぶ線より南では陸上でも隆起の傾向がみられる。彼らは隆起の原因の1つとして、この付近でのプレート内不均質による浮力をあげている。つまり、周囲に比べ海山の密度が小さいために浮力が働き隆起し、日向海盆との間に海底谷が形成される

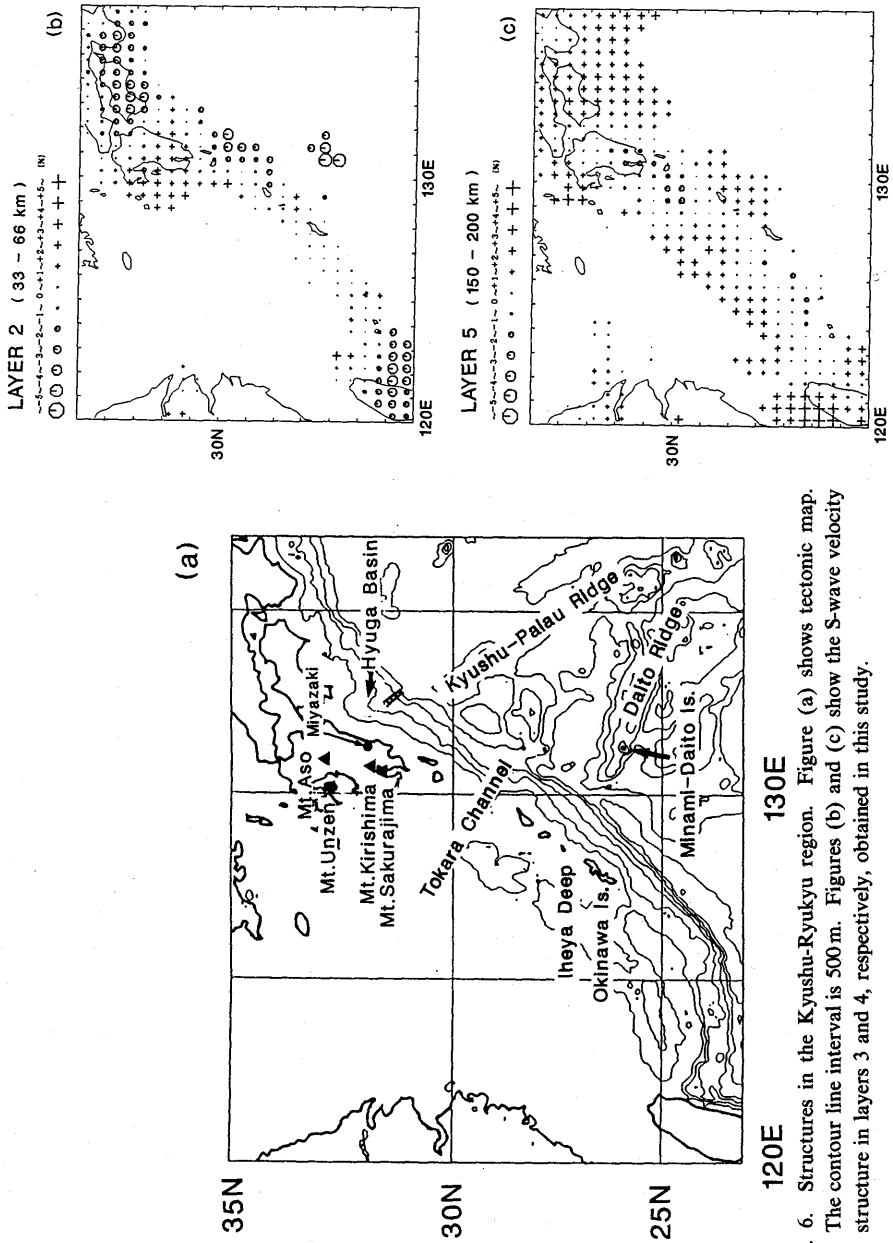


Fig. 6. Structures in the Kyushu-Ryukyu region. Figure (a) shows tectonic map. The contour line interval is 500 m. Figures (b) and (c) show the S-wave velocity structure in layers 3 and 4, respectively, obtained in this study.

と考へた。また、SHIONO *et al.* (1980) は九州-琉球弧で起きた地震の発震機構を調べ、同じ南海トラフ沿いでありながら南海道に比べて日向灘では断層面積の小さい地震が短い周期で起こっており、地震時の応力降下も大きいことを指摘した。彼らはこの原因の1つとして海山の沈み込みによるプレート境界面の不均質性を考へている。

沖縄本島付近では、第2層で高速度域が沖縄本島の東方沖に見られる (Fig. 6(b))。この高速度域については解像度が悪い領域にあたるので、実際にこの付近に高速度域があるかどうかは定かではない。この領域では全く地震が起きていないこと、この領域が南西諸島海溝の外側に当たること、またこの領域の南大東島の観測点下の第1層 (Fig. 2.1) で大きな高速度異常が求まっていることから、計算上生じたみかけの高速度域と考へられる。波線が少くその経路が偏っているため、観測点直下の局所的な構造の影響が第2層に及んだのであろう。

また、沖縄本島の北東部では、深さ 66 km から 200 km にかけてフィリピン海プレートと考へられる領域が低速度域となっている (Fig. 6(c))。ここはチェッカー盤解像度解析 (Fig. 5.1) でも十分解像度があると見なせる領域である。確かにシュミレーションの結果 (Fig. 3.1-Fig. 3.2) でも、仮定したモデルの再現性はよい。ここも大東海嶺の延長上にあたることから、ここでの低速度も、日向灘で見られた低速度域と同様に沈み込む海山によって生じた可能性がある。また、この付近の沖縄トラフの内側には多くの小海丘や小海嶺が存在し、沖縄トラフの中でも最も活動的なところである (KIMURA *et al.*, 1986)。1984年のDELPの航海によると、この付近に地殻熱流量のたいへん高い伊平屋海凹がある (YAMANO *et al.*, 1986)。本研究の結果でもこの付近のマントルウェッジの低速度の割合は周りに比べて大きくなっている (Fig. 6(c))。浅発地震活動もこの付近で減少している。以上のことから、この付近は現在高温になっていて、スラブ自身はかなり暖められている可能性も考へられる。

一方マントルウェッジに当たる低速度域内にも不均質性が見られる。若狭湾から紀伊半島にかけての深さ 100~200 km で、低速度ではあるがまわりの低速度より速い領域がみられる (Fig. 2.4-Fig. 2.5)。国立大学観測網地震カタログの走時データを使い本研究より細かいブロックを用いて求めた神谷 (1991a) や中部地方の詳細な3次元速度構造を求めたHIRAHARA *et al.* (1989) もこのことを指摘している。但し、彼らの結果ではこのあたりは高速度域となっている。しかしこれに対応するような地震活動もなく、ここが高速度となる原因については彼らも触れていない。最近池田 (1992) はこの付近でアイススタシーが成り立っていないことを指摘している。ブーゲー異常図を見ると、琵琶湖から濃尾平野北部にかけての広い範囲で大きな負の異常がみられる。爆破探査の結果などを考へ合わせると、この負のブーゲー異常はこの付近で地殻が厚くなっていることを示していると考えられる。ところが、ここは山岳地帯ではなく地形的には比較的低い地域であり、さらに負のフリーエア異常が広範囲にわたって見られる。このことから池田は、この付近でアイススタシーが成り立たないのは地殻に何らかの力が働いて強制的に下へ押し込まれているためだと考へた。もし本研究・他で見られたマントルウェッジ中の高速度域が低温域に対応し周囲より密度が大きいことを示しているならば、池田の仮設の下への強制力をこの高密度物質が担っているのかもしれない。しかしこの高速度域が何であるかははっきりとはわからない。6.1節で詳しく述べるように、ここは東北日本弧と小笠原弧の会合部の延長上にあたることから、この速度異常は2つのプレートの折れ

重なった部分の影響と考えることもできる。

5.2 第6層～第14層 (200～650 km, Fig. 2.6-Fig. 2.14)

これまでの研究結果と同様、この深さではフィリピン海プレートに対応する高速度域は見えなくなるが、太平洋プレートの高速度域は深さ 450 km まで連続してみられる。450～650 km の深さでは、プレートは切れ切れになっているように見える。しかし、深さ 450～500 km でのチェッカー盤解像度解析の結果 (Fig. 5.3) をみると、北緯 26 度付近より南部や島弧会合部ではほとんどチェッカー盤のパターンが再現できていない。また連続したスラブを仮定したシミュレーションの結果 (Fig. 3.4) でも、プレート会合部の解像度が悪いことがわかる。一方、千島弧の南部、東北日本弧のごく一部、伊豆小笠原弧の北部では解像度もよく、沈み込んだスラブは 650 km の深さまで達していると考えられる。

紀伊半島沖から九州にかけてのマントルウェッジでは、深さ 200～400 km で振幅の大きな低速度域が広く見られる (Fig. 2.6-Fig. 2.9)。しかし東北日本弧の北部や千島弧ではマントルウェッジの低速度域は見ることができない。これは Fig. 5.2 を見てもわかるように、この付近の解像度が悪いためと考えられる。また沈み込んだ太平洋プレートの真下にあたる北海道から伊豆にかけての広い領域でも深さ 200～650 km まで低速度となっている。この領域は波線の本数も多く、解像度も良いこと (Fig. 5.2-Fig. 5.3) から、スラブの下側もスラブの上側と同様低速度になっていると結論できる。スラブが低速度層に挟まれているように見えることは ZHOU and CLAYTON (1990)、神谷 (1990b) でも指摘されている。

ところで、東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部では深さ 200～350 km で高速度域が S 字型に曲がっているように見える (Fig. 2.6-Fig. 2.8)。これは 6.1 節で述べるように、プレートが会合部で折り重なって沈み込んでいると考えるところまき説明される。

伊豆小笠原弧では、深さ 550 km 付近から 650 km まで高速度域が西に広がっている (Fig. 2.13-Fig. 2.14)。この付近では、これまでも指摘されていたように横たわるスラブが存在すると考えられる。この横たわるスラブについてはスラブの形状のところで詳しく述べる。

5.3 第15層～第25層 (650～1200 km, Fig. 2.15-Fig. 2.25)

これまでも「スラブが下部マントルまで沈み込んでいるか」について議論がなされてきた。以下で詳しく述べるが本研究の結果でも、千島弧の北部、東北日本弧、伊豆小笠原弧の南部で下部マントル内に高速度域を見ることができる。シミュレーションの結果を見ると、この領域では上部マントルにある高速度域から多少の漏れが見られる。しかし、それ以上に振幅の大きい高速度域が実際の走時データを用いた結果で求まっていることから、これらの領域ではスラブは下部マントル内まで沈み込んでいると考えられる。以下、地域別に細かい議論する。

千島弧では Fig. 2.16 に見られるようにならかなり大きな高速度域が存在する。この深さになると解像度はかなり悪くなるが、シミュレーションの結果 (Fig. 3.6) からわかるように上部マントルに存在する高速度域からの下部マントルへのしみだしは少ない。このことから、千島弧ではスラブは下部マントルに達していると考えられる。CREAGER and JORDAN (1986)、SUETSUGU (1989)、ZHOU and CLAYTON (1990)、HIRAHARA and MIYATAKE (1989)、van der HILST *et al.* (1991) の P 波速度構造の結果、あるいは ZHOU and

CLAYTON (1990) のS波速度構造の結果でもスラブは下部マントル内に沈み込んでおり、本研究の結果と調和的である。SPAKMAN *et al.* (1989) は、ISC及びNEIC (National Earthquake Information Service, 国際地震情報) のデータを使って北西太平洋の3次元P波速度構造を求め、シミュレーションを行っている。その結果、千島弧で下部マントルに見られる高速度域は上部マントルの高速度域からのしみだしであると結論づけた。彼らの用いたNEICのデータは速報値であり、かなりの誤差を含んでいる。また、震源パラメータも報告値をそのまま用いている。これらのことからデータに含まれるノイズはかなり大きいと判断される。本研究のシミュレーションの結果では、Spakmanらの研究結果で見られたような上部マントルの高速度域から下部マントルへのもれは少なかった (Fig. 3.6)。しかし、深くなればなるほど、波線の本数も減り波線経路も似かよってくるために解像度は落ちる。従ってスラブが何kmの深さまで沈み込んでいるかを正確に示すことはできない。さらに千島弧では、場所によってスラブの沈み込み角度、地震の発震機構が異なることから、スラブは裂けてフィンガリングを起こしながら沈み込んでいると考えられる。このことについてはYAMANAKA (1990) で詳しく述べている。

東北日本から沈み込んだ太平洋スラブはP波走時データを用いたCREAGER and JORDAN (1986), KAMIYA *et al.* (1989), TAKEI and SUETSUGU (1989) によって下部マントルに達していることが指摘されている。今回の解析結果でもスラブは下部マントル深くまで潜り込んでいるように見える (例えば Fig. 2.17)。650kmまでのスラブを仮定したシミュレーションの結果 (Fig. 3.6) では、ウラジオストク付近に上部マントルのスラブから下部マントルへもれた高速度異常が見られる。しかし、実際の走時データを用いて求めた速度構造の結果より多少速い3%の高速度異常をスラブとして与えたシミュレーションでも、この付近に漏れて見える高速度は1% 不足であった。今回の結果 (Fig. 2.17) では3% 近い高速度異常が見られていることから、ウラジオストク付近に見られる下部マントルの高速度域は、上部マントルに存在するスラブからの漏れをかなり含んでいるものの、やはりスラブが下部マントルにまで潜り込んでいることを示していると考えられる。ところで、FUKAO *et al.* (1992) や van der HILST *et al.* (1991) は、東北日本弧でも、これまで伊豆小笠原弧で指摘されてきたような650km不連続面付近で広く横たわったスラブが存在すると指摘している。しかし、Fukao *et al.* のチェッカー盤解像度解析の結果をみると、この付近を通る波線数が少ないためになんか解像度が落ちていることがわかる。上述したように、我々の解析でもこの付近の解像度は他の地域に比べ多少劣っているが、Fukaoらが指摘したような広域の速度異常が存在すれば、結果にあらわれるはずである。しかし、Fig. 2.14 を見てもわかるように、我々の結果にはこのような広域に広がった高速度域は見られない。このことから、Fukao *et al.* が指摘しているような横たわった高速度域はこの付近には存在しないものと思われる。

九州から朝鮮半島、黄海にかけての領域でも高速度域がみられるが、これらの領域に関しては解像度がたいへん悪い。Fig. 5.4 を見てもこの領域ではほとんどチェッカー盤のパターンを再現していない。Fig. 3.6のシミュレーションの結果を見ると、九州、黄海付近に1% 程度の高速度域がみられる。しかしこの領域では深さ250kmまでしか高速度域を仮定していないことから、これらの高速度域は上部マントルにあるスラブからのしみだしと考えられる。

伊豆小笠原弧南部では一部、下部マントルまでスラブが続いているように見える (例

えば Fig. 2.17). Fig. 3.6 のシミュレーションの結果を見ると、上部マントルの高速度域からの漏れのため、1% 程度のスラブ状の高速度異常が見られる。実際の走時データを用いて求めた結果でも、この付近の高速度異常は1~2%である。従って、この部分については解像度が悪いので、見かけ上高速度域を生じた可能性があり、今回の結果だけでは下部マントルでのスラブの存在を結論することはできない。

なお、上部マントルでスラブの上側または下側に見えていた低速度域は下部マントルではほとんど見られない。

5.4 第1層 (0~33 km, Fig. 2.1)

本研究では観測点補正を行っていないため、この第1層の結果には観測点直下の構造の不均質の影響が含まれている。そのため、この層についてはあまり細かい論議はできない。

全体的にみると、太平洋沿岸地域に高速度域が、その内陸側に低速度域が見られる。このことは HIRAHARA and MIYATAKE (1989) による P 波速度構造や東北地方の構造を求めた小原ら (1986) の P 波、S 波速度構造結果ともよく一致する。

四国では、これまでの研究の結果と異なり、紀伊半島から四国にかけての領域すべてで大変大きな高速度異常がみられる。中国・四国地方の3次元 P 波あるいは S 波速度構造を求めた田中ら (1986) や小玉ら (1985) の結果では、中国・四国地方の西側で速度が遅く、瀬戸内海中央で高速度となっている。

九州地方は全域低速度域となった。この結果は、これまでの HIRAHARA (1981), KAMIYA *et al.* (1989), HIRAHARA and MIYATAKE (1989) と調和的である。九州には阿蘇、雲仙、霧島、桜島といった現在も火山活動の見られる火山が存在する。ここでみられた低速度域はこれらの火山の影響と考えられる。また南九州で行われた爆破実験の結果によると、南九州では地殻が約40kmと厚いことが指摘されている (ONO *et al.*, 1978)。北九州についての爆破観測は行われていないので九州全域について言うことはできないが、今回の結果でみられた低速度は厚い地殻の影響もあると考えられる。

6. スラブの形状

スラブの形状を調べるため、求めた速度構造を様々な方向で切って速度構造断面を作った。この結果から日本付近で沈み込んでいるプレートの形状はたいへん複雑であることがわかった。以下、各島弧に沈み込むスラブの形状の主な特徴を述べる。ただし、千島弧に関しては YAMANAKA (1990) で詳しく述べているので本論文では省略する。

Fig. 7.1 に日本海溝に垂直に切った東北日本弧での速度構造の断面を示す。断面の位置は Fig. 1(a) に示した AA' である。東北日本弧で沈み込んだ太平洋プレートは、5.3 節でも述べたようにこれまでの研究と同様、深さ 600 km 付近からやや沈み込み角度を急にして下部マントルまで沈み込む高速度域がみられる。

Fig. 1(a) を見ると、日本海の下で深発地震の分布が途切れているように見えるところがある。Fig. 7.1 はその領域を通る断面であり、神谷らの P 波速度構造の結果 (KAMIYA *et al.* (1989) の Fig. 10a) と同じ場所で切ったものである。断面でみると、この深発地震の空白域が存在するのは深さ 200~450 km である。彼らの結果を見ると、この深発地震が途切れて見える領域でも日本海溝から沈み込んだ太平洋プレートと思われる高速度域異常が連続して見られる。ところが今回の結果では、多少地震活動とずれるが、深さ 400

～500km のところで高速度域が見えなくなる。Fig. 5.3 のチェッカー盤解像度解析の結果を見ると、この付近の解像度は多少悪くなっている。しかし Fig. 3.4 のシミュレーションの結果は、この付近に 100km 程度の厚さのプレートが存在すれば十分解ける程度の解像度があることを示している。また、HIRAHARA and MIYATAKE (1989) の P 波速度構造の結果でもやはりこの付近は周囲の高速度に比べて遅くなるという結果を得ている。

伊豆小笠原弧については、平面図の解析結果を見るとどの深さでもスラブがたいへん細くなり、スラブは南へ行くほど急な角度で沈み込んでいるように見える。これは東北日本弧に比べて沈み込み角度が急になっているためと考えられる。YAMAOKA *et al.* (1986) は、震源分布からスラブの沈み込み角度がなめらかに変わり南へ行くほど急になっていることを指摘している。伊豆小笠原弧南部ではほぼ垂直に立った高速度域が下部マントルまで見られる。しかしこの領域は、これまで述べてきたように観測点が少ないために波線の本数が少なく、解像度が悪い (Fig. 5)。伊豆小笠原弧北部については 6.2 節、6.3 節で詳しく述べる。

フィリピン海プレートについては、既に述べたように九州琉球弧で深さ 200km 付近まで沈み込んでいると推定される。Fig. 7.3 に琉球海溝に直交する断面 (位置は Fig. 1(a) の CC') を示す。Fig. 7.3 を見ると、深さ 200km まで地震面とよく対応した高速度域が見られる。深さ 650～900km の下部マントルの広い範囲で見られる高速度異常は、5.3 節でも述べたように解像度が悪いために計算上生じた見かけの高速度域と考えられる。

6.1 島弧の会合部の太平洋プレートの形状

千島弧と東北日本弧の会合部や東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部での求めた速度構造を見ると、深さ 33～200km 付近では太平洋プレートに相当する高速度域が周囲に比べて太く見える。シミュレーションの結果 (Fig. 3.2) を見ると、この付近の解像度はかなりよく、解像度の悪さから像がぼけて広がって見えるとは考えにくい。また、200km 以深では東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部で高速度域が S 字型にずれて見える。もしプレートが塑性変形することなく面積を保存しながら沈み込むとすれば、このような島弧会合部ではプレートに余りが生じ、その余ったプレートが浅い部分では押し上げられ、深くなるにつれて折り重なるように沈み込むと考えられる。島弧会合部でこのような現象が起こっているとすれば、スラブが太く見えるという結果をうまく説明することができる。

このような会合部でのプレートの折り重なりモデルはこれまで地震活動や走時異常から指摘されている。MORIYA (1986) は千島弧と東北日本弧の会合部に起こるやや深発地震の震源分布から、深さ 100～150km 付近でのプレートの折り重なりを指摘した。また、青木 (1974) は地下核爆破実験の走時異常から、飛驒付近の深さ 300km あたりでプレートの余剰分が折り重なって盛り上がっていると考えた。

本解析結果でも、東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部について深さ 200～400km の結果 (Fig. 2.6-Fig. 2.9) を見ると、会合部を境に北側と南側でスラブがくい違っているように見える。これもプレートの余剰分が折り重なって、北側のプレートが南側のプレートの上ののっていると考えれば説明がつく。

また、5.1 節でも指摘したように、若狭湾から紀伊半島にかけての深さ 100～200km の

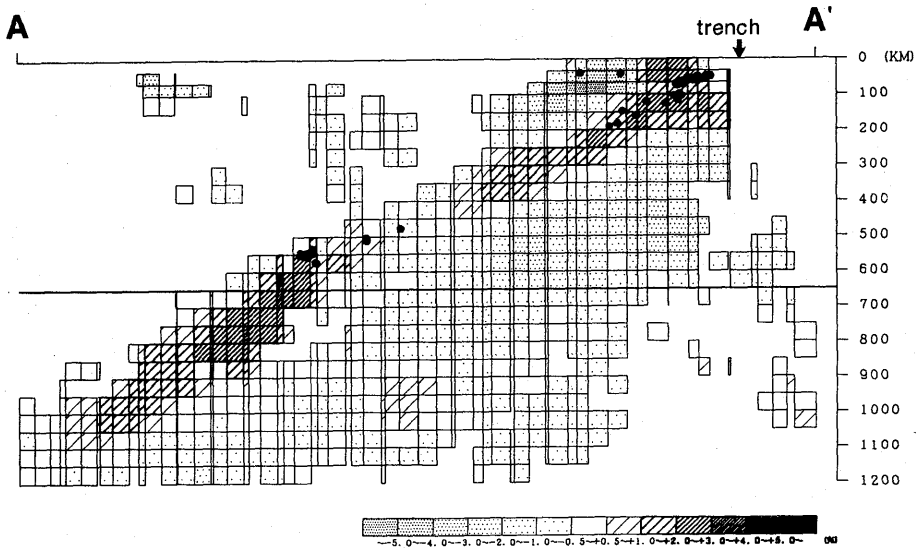


Fig. 7.1

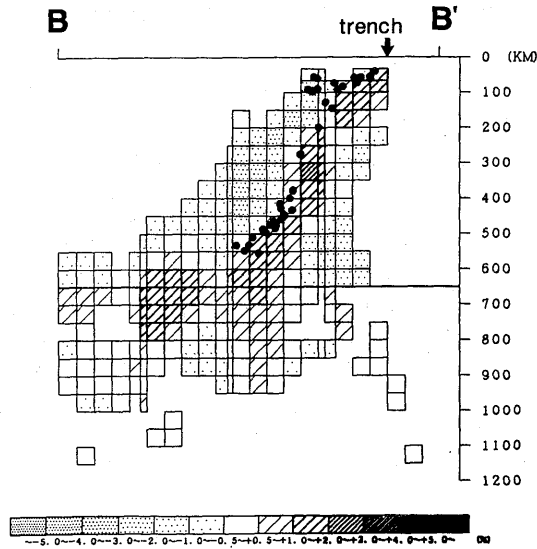


Fig. 7.2

Fig. 7. The vertical cross sections of the S-wave velocity structure. The hypocenters of the earthquakes which occurred within 1.0 degree on both sides of each section are also plotted. The locations of the cross sections of Figs. 7.1-7.4 correspond to AA', BB', CC', and DD' in Fig. 1(a), respectively.

マントルウェッジ内に周囲の低速度域より速い領域が見られる (Fig. 2.4-Fig. 2.5). Fig. 7.4はこの領域とその下の東北日本弧と小笠原弧の会合部を通る断面 (DD') の速度構造である。これを見ると、このマントルウェッジ内の不均質がみられた付近で高速度域が

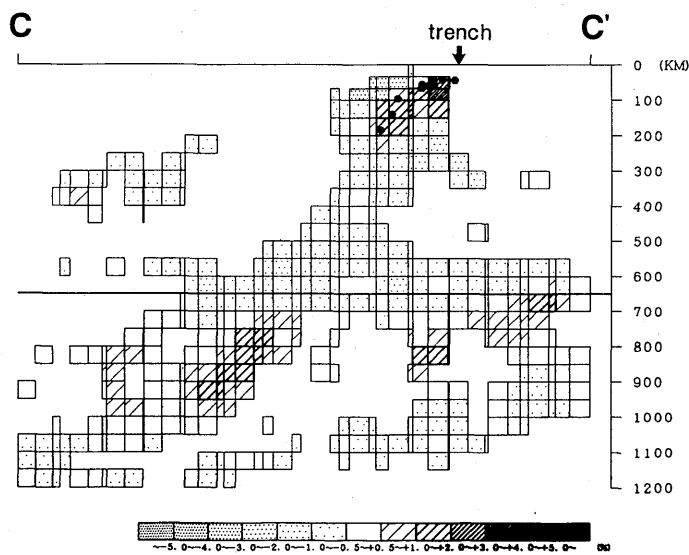


Fig. 7.3

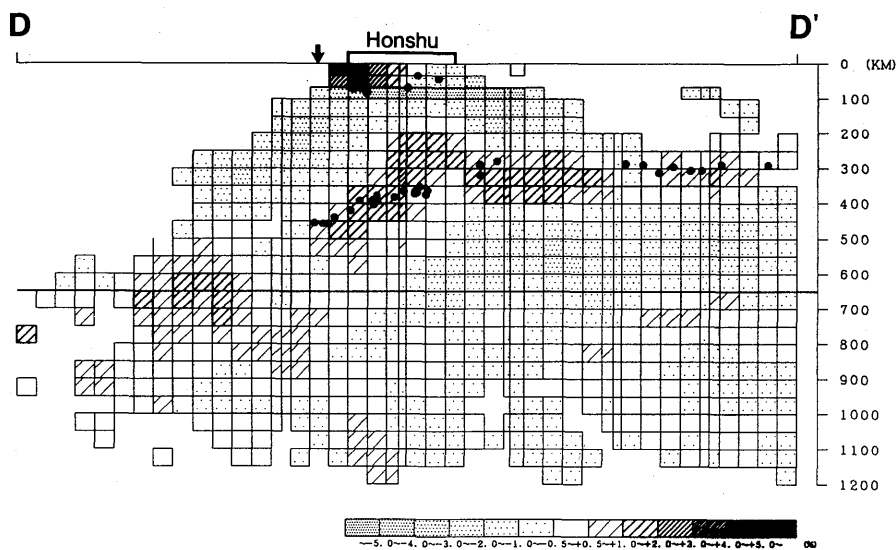


Fig. 7.4

持ち上がっているように見える。上で述べたようにこの会合部で東北日本弧から沈み込んだスラブが伊豆小笠原弧から沈み込んだスラブに折れ重なっているとすれば、このマントルウェッジ内の高速度部分はこの折れ重なって上に持ち上がったスラブ部分の上部と考えられる。

一方、会合点浅部でのプレートの形状を見るためには本研究でのブロックサイズは約50km立方と多少大きい。最近、古川・井元(1990)はこの付近で起こった地震の震源を精度良く再決定し、太平洋プレートとフィリピン海プレート間の境界層の形状を明ら

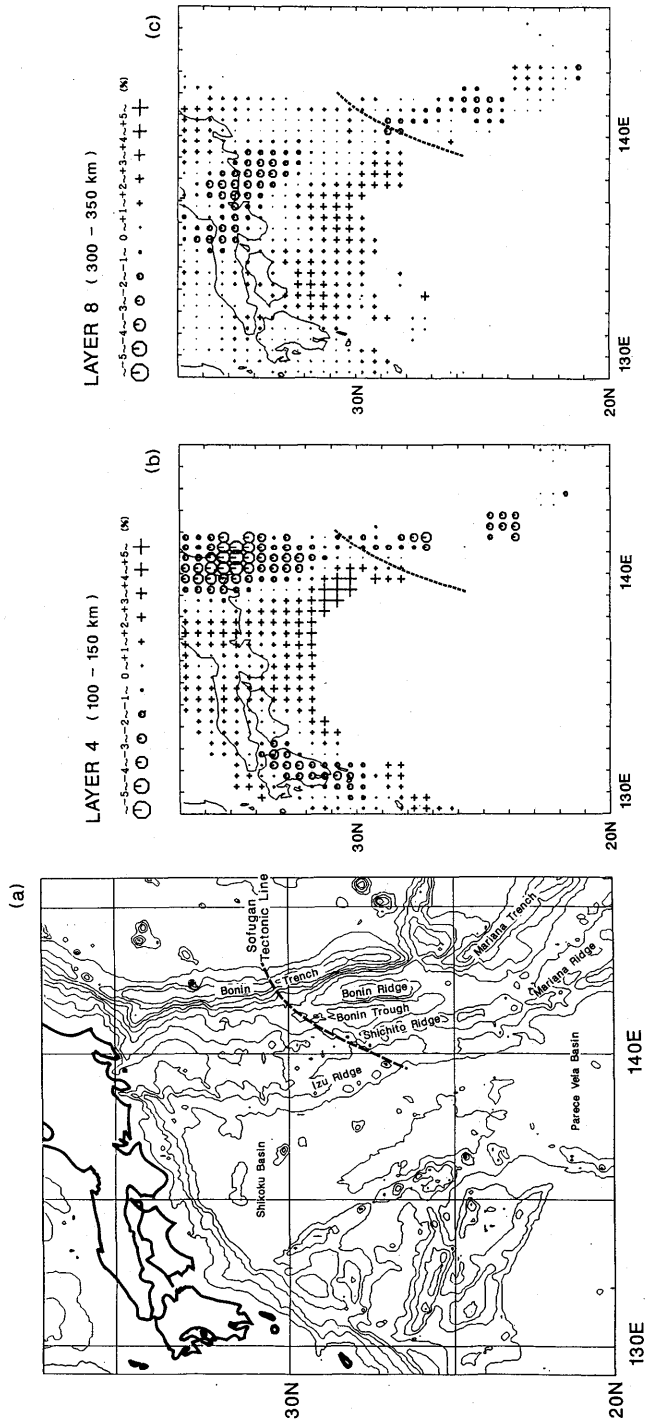


Fig. 8. Structures in the Izu-Bonin region. Figure (a) shows the bathymetric map. The contour line interval is 500 m. The dotted line shows the Sofugan Tectonic Line proposed by Yuasa and Murakami (1985). Figures (b) and (c) show the S-wave velocity structure in layers 4 and 8, respectively, obtained in this study.

かにした。彼らは茨城県南西部筑波側から千葉県中部にかけての地域で発生した深さ 50~80km の地震の震源を再決定した。その結果、これらの地震の多くは東から西へ沈み込む太平洋プレートと西から沈み込んだフィリピン海プレートとの境界で起こったもので、その境界の形状は平面的にはS字型に曲がっており、深さ方向にも北側が多少持ち上がった形となっていることを示した。この結果は、今回の解析で求めた深部のプレートの形状と調和的である。

千島弧と東北日本弧の会合部については、深さ 250km 以深では高速度域が切れているように見える。このことは ZHOU and CLAYTON (1990) でも指摘されている。しかし、この付近の解像度はたいへん悪く、たとえこの部分に高速度域があったとしても島弧会合部の解像度が非常に悪いため見えないことがシュミレーションの結果 (Fig. 3.3-Fig. 3.4) から明らかになった。従って、千島弧と東北日本弧の会合部の深部のプレートの形状について、今回の結果から議論することはできない。

6.2 伊豆小笠原弧に沈み込む太平洋プレートの不均質

Fig. 8 は海底地形図 (Fig. 8(a)) と本研究で求めた伊豆小笠原弧の速度構造 ((b) 第4層; (c) 第8層) である。深さ 100~150km のS波速度構造 (Fig. 8(b)) を見ると、伊豆小笠原弧の高速度域が北緯 29度から北緯 32度付近で細くなっているように見え、さらに深さ 300~350km (Fig. 8(c)) では低速度域となっている。この付近の解像度 (Fig. 5.2) はかなり良く、シュミレーションの結果 (Fig. 3.2-Fig. 3.3) から考えても、100km 程度の厚みを持った高速度域がこの領域に存在すれば見えるはずである。この北緯 30度付近での沈み込む太平洋プレート内の低速度域は深さ 400km まで続いているように見える (Fig. 2.9)。

Fig. 9(a) は、気象庁地震月報による伊豆小笠原弧で起こった深さ 300km 以深の地震の震源分布図である。これを見ると、北緯 29度と北緯 32度付近を境として地震の震源が雁行状になっているように見える。これらの地震の震源を Fig. 9(a) の XX' 上に投影した断面が Fig. 9(b) である。Fig. 9(a) で見られた雁行状の地震群は、深さ方向にもそれぞれ北西方向に傾いていることがわかる。これらの地震活動域をそれぞれ便宜上、Fig. 9(a) に示したように領域 A, B, C と名付ける。地震活動と本研究で求めたS波速度構造 (Fig. 8) を見比べると、上で述べた高速度域内の低速度域はまさに Fig. 9(a) の領域 B にあたるのがわかる。このことから北緯 29度と北緯 32度付近にはなんらかの構造的な境界が存在すると考えられる。

これまでもこの伊豆小笠原弧における不均質を指摘した論文がいくつかある。例えば、BANDY and HILDE (1983) は、アウターリッジやフリーエア重力異常から伊豆小笠原弧における3つの不連続線 (彼らはこれら不連続線を北から順に、スミス島断層、孀婦岩断層、中部小笠原断層と呼んだ) を提唱している。彼らの指摘によると、アウターリッジはこの3つの不連続線によって切られ雁行状になっている。このことは上で述べた深発地震活動の雁行配列と関連している可能性がある。本研究で求めた北緯 29度、北緯 32度の構造的不均質は、まさに Bandy and Hilde の示したスミス島断層と中部小笠原断層にあたる。ただし彼らの3つの不連続線のうち孀婦岩断層でのアウターリッジのずれは他に比べて小さく、深発地震活動の不連続は見られなかった。さらにこの北緯 29度の構造的不均質は、湯浅 (1983)、湯浅・村上 (1985) が「孀婦岩構造線 (Fig. 8 の点線)」と称したところにあたる。湯浅 (1983) は、海底地形、火山フロントの岩石の化学組成、

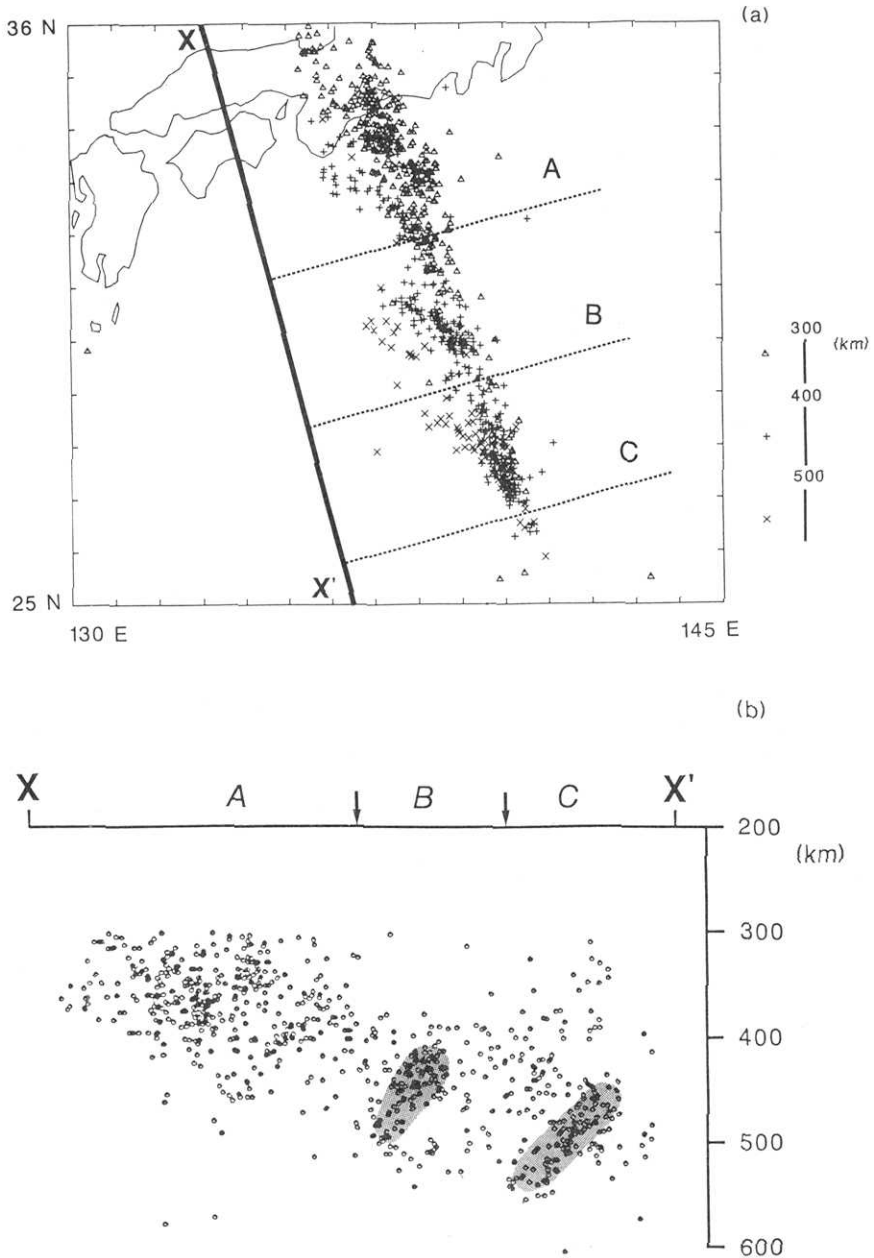


Fig. 9. Seismicity in the Izu-Bonin region. Figure (a) shows the epicenters of earthquakes deeper than 300 km along the Izu-Bonin trench. The different symbols indicate the different ranges of focal depth, as shown in Fig. 1(a). The solid line XX' indicates the location of the cross section shown in figure (b). Figure (b) shows the vertical section of seismicity along the Izu-Bonin arc.

地震の震源分布、背弧凹地の分布の南北の違いから、ここに構造的ギャップが存在すると考えた。この構造線の南側の南小笠原弧の海底地形を見ると、伊豆、七島、小笠原海嶺の並走が見られるのに対し、北部ではこの三海嶺の並走は見られない。本座(1985)によると、小笠原海嶺の高まりは北緯29度40分付近に存在する海底谷で途切れ、北小笠原弧では海溝斜面を形成するだけになってしまう。また南部小笠原弧では、小笠原海嶺と七島海嶺の間に小笠原トラフが存在する。このトラフも北部では見られない。

さらに、小笠原弧の火山フロントの岩石をみると、北緯29度の構造的不均質に対応する孽岩構造線より北部の小笠原弧では低アルカリソレイトであるのに対し、南部小笠原弧では高アルカリソレイト-アルカリ岩である(湯浅・玉木, 1982)。一般的に高圧下で生成されたマグマの方がアルカリ物質を多く含む。このことから北部小笠原弧のマグマに比べ南部の方がより高圧下で生成されたと考えられる。近年、巽(1986)によって島弧マグマの成因に対する新しいモデルが示された。不均質構造との関連を述べる前に彼のモデルを簡単に説明する。まず、沈み込んだスラブの火山フロントより海溝側でおこったスラブ内脱水反応によって“島弧玄武岩起源マントル”ができる。これらはスラブに沿って深部に運ばれ、火山フロント下の深発地震面の深さと考えられている深さ110km (35 kbar) 付近でH₂Oを放出する。これらはマントルダイアピルとなって上昇する。マントルダイアピルはより高温(低圧)部分へ移動し、その結果として部分融解の融解度が増加する。マントルダイアピルの上昇速度はマントルウェッジ内の温度構造に制約されたマントル物質の粘性の増大で低下し、その結果、初生マグマを分離する。この分離深度の違いや部分融解程度の違いによってマグマ系列、液相濃集元素含有量の島弧横断方向の規則的変化が起こるとTATSUMI *et al.* (1983)は考えた。この巽のモデルで小笠原弧でみられる現象を考えると、南部小笠原弧の高アルカリソレイトに比べ、北部で見られる低アルカリソレイトマグマはより低圧のところできたと解釈される。つまり、南部に比べ北部のマントルウェッジの温度が高いことが期待される。火山フロント下の深発地震面の深さにあたる第4層(深さ100~150 km)の速度構造を示したFig. 8(b)を見ると、確かに南部に比べ北部小笠原弧のマントルウェッジの速度は低速度になっている。また、この付近の海底地殻熱流量も周囲に比べ高い値となっている(YAMANO and UYEDA, 1988)。

このように本研究で求めた結果は、巽の火山フロントの岩石の組成変化に対するモデルで説明することはできるが、逆に何故北緯29度付近でこのような違いが起こるのか、この付近で見られる低速度域はスラブが切れていることを意味するのか、スラブの厚さが薄いために見かけ上見えなくなっているだけののか、本研究の解析結果だけではよくわからない。

6.3 伊豆小笠原弧北部の横たわるスラブ

Fig. 7.2は伊豆小笠原海溝に垂直に切った伊豆小笠原弧での速度構造の断面(位置はFig. 1(a)のBB')である。これを見ると、地震活動より深い650~800 km 付近で横たわった形をした高速度域がみられる。この横たわった高速度域は400 km 程続いているように見える。これまでも不均一細分割全マントルP波トモグラフィを行った年楳(1990)やvan der HILST *et al.* (1991), FUKAO *et al.* (1992)によって、この付近に横たわるスラブの存在が指摘されている。1982年にはこの付近の地震活動からみて孤立したところで深発地震が起こった。この地震の震源はこの横たわるスラブ付近であった。

OKINO *et al.* (1989) は 1982 年に起きたこの深発地震の走時異常から、この付近に横たわるスラブが存在することを示した。Fig. 4.1 は横たわるスラブの存在を仮定したモデルで行ったシミュレーションの結果 (深さ 600~650 km) である。横たわったスラブを仮定せずに行ったシミュレーションの結果 (Fig. 3.5) と比較すると、この付近で横たわって見える高速度域 (Fig. 2.14) は、上部マントルに存在する高速度域からの漏れではないことがわかる。このような横たわるスラブは千島弧でも見られる (YAMANAKA, 1990; van der HILST *et al.*, 1991)。

YAMAOKA *et al.* (1986) は塩化ビニルの薄い球殻板で作った模型を使って、プレートの曲げだけで深発地震面の形状が表されるかを調べた。彼らのモデル実験によると、千島弧から伊豆小笠原弧にかけての地震面の形状は薄い球殻の折り曲げでほぼ説明できる。しかしこのような横たわるスラブではほとんど地震が起こらないため、深発地震面の形状からスラブの形を推定した Yamaoka *et al.* のような研究では横たわるスラブは考慮されていない。これらを考慮した場合には薄い球殻の簡単な折り曲げだけでは日本付近のスラブの形状は説明ができないと思われる。

6.4 琉球弧でのフィンガリング

これまで地震活動や発震機構から言われているように、琉球弧でもトカラ海峡付近でスラブのフィンガリングが起きていると考えられる。

長宗 (1987, 1989) は、気象庁地震月報のデータをもとに、この付近の和達ベニオフゾーンの形状を詳しく調べた。彼らはトカラ海峡付近を境にした和達ベニオフゾーンの形状の変化と、トカラ海峡が地表の地質構造上も顕著な左横ずれ断層であることから、この部分は大規模な地体構造上の断裂帯になっていると推定した。一方、SHIONO *et al.* (1980) はこの地域のやや深発地震の地震活動、発震機構から、トカラ海峡を境に南北で地震面の形状や沈み込むプレート内の応力状態が大きく異なっていることを指摘した。トカラ海峡の北側では地震面の傾きが 100 km 付近から急 (約 70 度) になり、やや深発地震の発震機構は down-dip extension 型が卓越する。それに対し南側では、地震面の傾きは緩やか (40 度~50 度) で down-dip compression 型の地震が卓越する。これらの現象を説明するモデルとして、彼らは沈み込むスラブの沈み込み速度による抵抗の大きさの違い、あるいは火山の影響から生じる粘性の違いによる沈み込むときの抵抗の大きさの違いを考えた。

琉球弧はスラブの長さが短いので、一辺が 50 km のブロックサイズではあまり細かい議論はできない。今回の解析結果から高速度域の沈み込み角度を推定すると北側で約 65 度、南側で約 30 度となり、地震活動から求められた結果と調和的な結果が得られた。

7. 結 論

ISC に報告されている地震波走時データを用いて日本付近の 3 次元 S 波速度構造を求めた。得られた S 波速度構造は、HIRAHARA and MIYATAKE (1989) によって求められた P 波速度構造と概ね似たパターンを示している。日本列島下に沈み込む太平洋プレートの高速度異常はほぼ上部・下部マントル境界付近まで見られた。ただし、これまでの研究でも指摘されてきたように千島弧、東北日本弧、伊豆小笠原弧の一部では下部マントル内に沈み込む高速度域が見られた。フィリピン海プレートに対応すると思われる高速度異常は深さ 200 km 付近まで続いている。また上部マントルでは、他の研究結果でも

見られるように、沈み込むプレートの上側のマントルウェッジの部分やスラブの下側に低速度域が広く存在している。

スラブの形状は、これまでも地震活動や3次元速度構造から島弧によってかなり違いがあることが指摘されている。これまでの研究結果と同様、東北日本弧では他の島弧に比べて比較的緩い角度(約25度)でスラブが下部マントルまで、伊豆小笠原弧では急な角度(約45度)でスラブが沈み込んでいる様子が見られた。また最近、OKINO *et al.* (1989), KAMIYA *et al.* (1989), 年棟 (1990) で指摘されているように、伊豆小笠原弧北部では深さ 650 km 付近で横たわる高速度異常が見られた。さらに、同じ島弧でも場所によって沈み込み角度が変わることもある。琉球弧では、地震活動から SHION *et al.* (1980) や長宗 (1987, 1989) によって示されたように、トカラ海峡付近を境に沈み込み角度が変化している様子が3次元S波速度構造からも見られた。

太平洋プレートの千島弧と東北日本弧の会合部あるいは東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部では、沈み込み始めのところでプレートの厚さが厚く見える。会合部でのプレートの厚さを解析結果から推定すると、会合部以外でのプレートの厚さの約2倍であった。特に平面図でみると、東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部ではプレートがS字状に折れ曲がり、深くもぐり込むにつれて切れてずれているように見える。これまで震源分布や走時異常から、もしプレートが塑性変形することなく面積を保存しながら沈み込むとすれば、会合部で余ったプレートは切れて重なっているであろうと考えられていた。この考えを適用すると、今回の解析で得られた島弧会合部での上述のような傾向がうまく説明できる。

また、今回求めた詳細な3次元S波速度構造から沈み込むプレート自身にかなりの不均質があることがわかった。太平洋プレートについては、伊豆小笠原弧の北緯29度から北緯32度付近で、沈み込む太平洋プレートに対応する部分の深さ400 km までに低速度域が見られる。この付近で起こった深さ300 km 以深の地震活動を調べてみると、北緯29度と北緯32度を境に地震の震源が雁行状になっている。また湯浅らによって指摘されているように、北緯29度付近を境に、海底地形、火山フロントの岩石の化学組成が大きく変化している。今回の結果からここで何が起きているのかを推定することは無理だが、プレート内に温度の不均質があることは明らかである。この400 km 付近までの低速度域が、スラブが存在しないことを意味するのか、スラブの厚さが薄いために見かけ上見えなくなっているのか今回の解析結果から結論づけることができない。また、この付近ではこれまでも指摘されていたように、650 km 付近で横たわるような形の高速度域が見られる。この形状は深発地震面の形状ともよく一致する。しかしこのような横たわるスラブと思われる高速度域はこの他千島でみられるだけで、最近 FUKAO *et al.* (1992) が指摘しているような日本付近全域で見られるようなものではないと思われる。

琉球弧でも日向灘沖と沖縄本島北部で、深さ100 km まで低速度域がフィリピン海プレートに対応する部分に見えるところがある。日向灘沖に関しては、ここが九州-パラオ海嶺の延長上に当たることから、沈み込んだ海山の影響と考えられる。

一方、沈み込むプレートの上側のマントルウェッジにあたる低速度域内にも不均質が見られた。若狭湾から紀伊半島にかけての深さ100~200 km で周りの低速度より速い領域が見られた。この付近はまさに最近池田 (1992) によってアイソスタシーが成り立っていないことが指摘された地域である。もしこの領域が低温域で密度が周囲より大きい

ことを示しているなら、池田の仮説のように、これらが地殻に働いて強制的に下へ押し込まれているためにアイソスタシーが成り立たないのかもしれない。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京大学地震研究所島崎邦彦教授には有益な御助言を頂きました。さらに草稿の段階から終始適切な御意見を頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 青木治三, 1974, 島弧会合点におけるプレートの沈降, *海洋科学*, **6**, 659-664.
- BANDY, W. and T. W. C. HILDE, 1983, Structural features of the Bonin arc: implications for its tectonic history, *Tectonophysics*, **99**, 331-353.
- CREAGER, K. C. and T. H. JORDAN, 1986, Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the northwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, **91**, 3573-3589.
- DZIEWONSKI, A. M. and F. GILBERT, 1976, The effect of small, aspherical perturbation on travel times and a re-examination of the corrections for ellipticity, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **44**, 7-17.
- FUKAO, Y., M. OBAYASHI, H. INOUE and M. NENBAI, 1992, Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone, *J. Geophys. Res.*, **97**, 4809-4822.
- 古川信雄・井元政二郎, 1990, 関東地方におけるフィリピン海・太平洋プレートの地下境界の微細構造, *地震*, **43**, 413-429.
- GRAND, S. P., 1987, Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14065-14090.
- HIRAHARA, K., 1977, A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan islands and the sea of Japan, *J. Phys. Earth*, **25**, 393-417.
- HIRAHARA, K., 1980, Three-dimensional shear velocity structure beneath the Japan islands and its tectonic implications, *J. Phys. Earth*, **28**, 221-241.
- HIRAHARA, K., 1981, Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: the subducting Philippine sea plate, *Tectonophysics*, **79**, 1-44.
- HIRAHARA, K., 1988, Detection of three-dimensional velocity anisotropy, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **51**, 71-85.
- HIRAHARA, K., A. IKAMI, M. ISHIDA and T. MIKUMO, 1989, Three-dimensional P-wave velocity structure beneath Central Japan: low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates, *Tectonophysics*, **163**, 63-73.
- HIRAHARA, K. and T. MIYATAKE, 1989, Three-dimensional P-wave velocity structure down to a depth of 1200 km beneath subduction zones around the Japan islands revealed by seismic tomography, The 25th general assembly of IASPEI in Istanbul, S3-16.
- 本座栄一, 1985, 小笠原弧火山列周辺の地質, *月刊地球*, **7**, 668-676.
- 池田安隆, 1992, 日本の逆断層: flake tectonics の可能性について, *月刊地球 (号外)*, **5**, 117-120.
- INOUE, H., Y. FUKAO, K. TANABE and Y. OGATA, 1990, Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **59**, 294-328.
- 石田瑞穂, 1990, 関東・東海地域の P 波・S 波三次元速度構造, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, 95.
- JEFFREYS, H., 1939, The times of P, S and SKS and the velocities of P and S, *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, **4**, 498-533.
- 神谷眞一郎, 1991a, 国立大学観測網地震カタログデータから求めた日本列島下の 3 次元 P 波速度構造, *地震研究所彙報*, **66**, 383-416.
- 神谷眞一郎, 1991b, 気象庁地震月報データから求めた日本列島下の 3 次元地震波速度構造, *地震*, **44**, 185-202.
- KAMIYA, S., T. MIYATAKE and K. HIRAHARA, 1989, Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **64**, 457-485.
- 木村昌三, 1989, 四国付近の速度構造と震源分布, *月刊地球*, **11**, 739-743.

- KIMURA, M., I. KANEOKA, Y. KATO, S. YAMAMOTO, I. KUSHIRO, H. TOKUYAMA, H. KINOSHITA, N. ISEZAKI, H. MASAKI, A. OSHIDA, S. UYEDA and T. W. C. HILDE, 1986, Report on DELP 1984 cruises in the middle Okinawa trough, Part V: topography and geology of the central grabens and their vicinity, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **61**, 269-310.
- 小玉一人・村上英記, 1985, 四国地方の地殻・上部マントルの3次元速度構造, 地震学会秋季大会予稿集, 246.
- MORIYA, T., 1986, Collision of forearcs and overlapped deep seismic zone in the transitional zone between the northern Honshu and Kurile arcs, *J. Phys. Earth*, **34**, S175-S192.
- 長宗留男, 1987, 九州-琉球列島における稍深発地震とテクトニクス, *地震* **2**, **40**, 417-423.
- 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達-ベニオフゾーンの形状, *地震* **2**, **42**, 13-19.
- 長岡信治・前李英明・沖野郷子, 1991, 九州・パラオ海嶺の沈み込みと九州南東部の第4紀地殻変動, *月刊地球* (号外), **3**, 167-173.
- 年椋正和・井上公・深尾良夫, 1990, 不均一細分割全マントルP波トモグラフィーで見た北西太平洋のスラブベネトレーション, 地球惑星科学関連学会1990年合同大会講演予稿集, 106.
- 小原一成・長谷川昭・高木章雄, 1986, 東北日本における地殻・上部マントルの3次元P波及びS波速度構造, *地震* **2**, **39**, 201-215.
- OKINO, K., M. ANDO, S. KANESHIMA and K. HIRAHARA, 1989, The horizontal lying slab, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1059-1062.
- ONO, K., K. ITO, I. HASEGAWA, K. ICHIKAWA, S. IIZUKA, T. KAKUTA and H. SUZUKI, 1978, Explosion seismic studies in south Kyushu especially around the Sakurajima volcano, *J. Phys. Earth*, **26**, S309-S319.
- SHIONO, K., T. MIKUMO and Y. ISHIKAWA, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidence from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, *J. Phys. Earth*, **28**, 17-43.
- SPAKMAN, W., S. STEIN, R. HILST and R. WORTEL, 1989, Resolution experiments for NW Pacific subduction zone tomography, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1097-1100.
- SUETSUGU, D., 1989, Lower mantle high-velocity zone beneath the Kurile as inferred from P-wave travel time and amplitude data, *J. Phys. Earth*, **37**, 265-295.
- TAKEI, Y. and D. SUETSUGU, 1989, A high-velocity zone in the lower mantle under the Japan subduction zone inferred from precise measurements of P-wave arrival times, *J. Phys. Earth*, **37**, 225-231.
- 田中猛士・小田仁・瀬谷清, 1986, 中・四国地方の3次元速度構造と地震活動, 地震学会春季大会予稿集, 204.
- TANIYAMA, S., K. SHIMAZAKI and K. HIRAHARA, 1990, Corrections for receiver structure in teleseismic travel time inversion: 3-D P-wave velocity structure of the New Hebrides, *EOS, Trans., Am. Geophys. Union*, **71**, 897.
- 巽好幸, 1986, 沈み込み帯マグマの成因, *火山*, **30**, S153-S172.
- TATSUMI, Y., M. SAKUYAMA, H. FUKUYAMA and I. KUSHIRO, 1983, Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5815-5825.
- van der HILST, R. ENGDAHL, W. SPAKMAN and G. NOLET, 1991, Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs, *Nature*, **353**, 37-43.
- WATANABE, I., 1977, The upper mantle structure beneath Japan and its vicinity, Master thesis, Nagoya University.
- YAMANO, M. and S. UYEDA, 1988, Heat flow, in the ocean basins and margins, E. M. Nairn, F. G. Stehli and S. Uyeda (edu.), vol. 7B, *The Pacific Ocean*, 523-558.
- YAMANO, M., S. UYEDA, H. KINOSHITA and T. W. C. HILDE, 1986, Report on DELP 1984 cruises in the middle Okinawa trough, Part IV: heat flow measurements, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **61**, 251-267.
- YAMAOKA, K., Y. FUKAO and M. KUMAZAWA, 1986, Spherical shell tectonics: effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere, *Rev. Geophys.*, **24**, 27-53.
- YAMANAKA, Y., 1990, Configuration of the high-velocity slab beneath the Kurile arc, Master thesis, University of Tokyo.
- 吉井敏尅, 1978, 日本列島付近の基礎的な地球物理データ, *科学*, **48**, 489-494.
- 湯浅真人, 1983, 伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立, *月刊地球*, **5**, 459-463.

湯浅真人・玉木賢策, 1982, 火山列島, 南硫黄島の玄武岩, 地質調査所月報, **33**, 531-540.

湯浅真人・村上文敏, 1985, 小笠原弧の地形・地質と孀婦岩構造線, 地学雑誌, **94**, 47-66.

ZHOU, H. W. and R. W. CLAYTON, 1990, P and S wave travel time inversions for subducting slab under the island arcs of the northwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, **95**, 6829-6851.

要 旨

ISC (International Seismological Center, 国際地震センター) に報告されている地震波走時データを用いて日本付近の3次元S波速度構造を求めた。対象領域は東経120度~160度, 北緯20度~60度, 深さ0~1200kmまでの領域である。この領域を0.5度×0.5度×50km (最上部3層は0.5度×0.5度×33km) のブロックに分け, ARTB法を用いてJeffreysの成層速度構造モデルからのずれを求めた。データとして, この領域内に起こった1994個の地震の走時を用いた。なお本研究では, 領域内の観測点の走時だけでなく, 角距離が100度以内にある領域外の観測点の報告も使用している。最終的に用いた走時データは全部で53,027個である。

解析の結果得られたS波速度構造は, 1989年にHirahara and Miyatakeによって求められたP波速度構造と概ね似たパターンを示している。日本列島下に沈み込む太平洋プレートの高速度異常は, 次に述べるスラブペネトレーションを起こしている地域を除いては上部・下部マントル境界付近まで, フィリピン海プレートの高速度異常は深さ200kmまで見られた。また, これまでの研究でも指摘されてきたように, 千島弧, 東北日本弧の一部でスラブは下部マントル内まで沈み込んでいるように見える。上部マントルでは, 沈み込むプレートの上側のマントルウェッジの部分やスラブの下側に低速度域が広く存在している。

沈み込むスラブの形状については, これまでに地震活動や走時異常および3次元速度構造から求められた結果と概ね同様な結果が得られた。東北日本弧では他の島弧に比べ緩い角度(約25度)で沈み込むスラブが, 伊豆小笠原弧北部では深さ650km付近で横たわっているスラブが見られた。またこれまで地震活動から指摘されてきたように, 琉球弧ではトカラ海峡付近でスラブが裂けている可能性が速度構造からも見られた。

一方, 伊豆小笠原弧の北緯30度付近では, 沈み込む太平洋プレートの高速度域に割り込む形で深さ400kmまで低速度域が見られる。すなわち, 沈み込む太平洋プレートに相当する部分の一部が低速度域となっている。この地域は地震活動, 海底地形, および火山フロントの岩石の化学組成が大きく変化している地域に当たっている。琉球弧でも日向灘沖および沖縄本島北東部で, 低速度域がフィリピン海プレートに相当する深さ100kmまでの部分で見える。このように今回の詳細な3次元S波速度構造解析により, 沈み込むプレート内部の不均質性の存在が明らかになった。

千島弧と東北日本弧との, および東北日本弧と伊豆小笠原弧との会合部では, 解析結果の平面図を見ると太平洋プレートに相当する高速度域が周囲に比べて太く見える。また深さ200km以深をみると, 東北日本弧と伊豆小笠原弧の会合部ではプレートがS字状に曲がって見え, 深くなるにつれ, 切れてずれているように見える。この地域では, これまでも震源分布や走時異常から, プレートの折れ重なっている可能性が指摘されており, この形状はプレートが塑性変形することなく面積を保って沈み込むとするモデルによってうまく説明することができる。