

## 西南日本の地殻及び上部マントルの三次元P波速度構造

### Three-dimensional structure of P wave velocity in the crust and upper mantle beneath southwest Japan

田中猛士 (Takeshi Tanaka)<sup>1)</sup>

小田 仁 (Hitoshi Oda)<sup>2)</sup>

Travel-time data of the P wave were inverted to study three-dimensional structure of the P wave velocity in the upper mantle and crust beneath the Shikoku and Chugoku districts, southwest Japan. Low-velocity and high-velocity regions were found in the upper crust of the eastern and western regions in the Shikoku district, respectively. The activity of crustal earthquakes is high in the eastern region. Moreover a significant high-velocity region exists in the uppermost mantle, where the activity of small earthquakes is very high. A low-velocity region with velocity of 7.0 km/s was found just above the descending Philippine Sea plate with high velocity of 8.0 km/s. This region is continued to oceanic crust in the vicinity of the Nankai trough and its velocity is nearly equal to the P wave velocity (6.7 km/s) of oceanic crust. Thus the low velocity is interpreted as the oceanic crust. A high-velocity region is found below the depth of 50 km in the Shikoku district. This region suggests the Philippine sea plate lying horizontally from the Shikoku districts to the coast of the Seto Inland Sea of the Chugoku district. A low-velocity zone suggesting the volcanic front is found around the depth of 50 km at the coast of the Japan Sea of the Chugoku district.

Key words: Three-dimensional structure, P wave, Crust, Upper mantle, Philippine Sea plate

#### 1. はじめに

西南日本の四国・中国地方の地質構造は、中央構造線を境として南側の外帯、北側の内帯に分けられる (Fig. 1 参照)。外帯に属する四国地方には、北から三波川変成帯、秩父変成帯、四万十帯が帯状に分布し、内帯には領家変成帯や三郡変成帯が広く分布する。また、火山フロントが九州東部から中国地方西部、および日本海沿岸に沿って延びている。

これまで、西南日本の地殻・上部マントルの構造につ

いては、地震の震源分布や地震波の初動及び後続波の走時解析によってフィリピン海プレートの存在を中心に議論されてきた。例えば、Shiono (1974) は豊後水道で起きた地震のP波初動の走時解析によって、四国地方の深さ50 kmにフィリピン海プレートに対応する高速度層が存在することを指摘した。また、Hirahara (1981) は三次元P波速度構造の解析により、フィリピン海プレートの沈み込みに対応する高速度領域が南海トラフから

1) 〒468 名古屋市天白区植田西三丁目315 サントピア室賀203号

2) 岡山大学理学部地球科学科. 〒700 岡山市津島中3-1-1

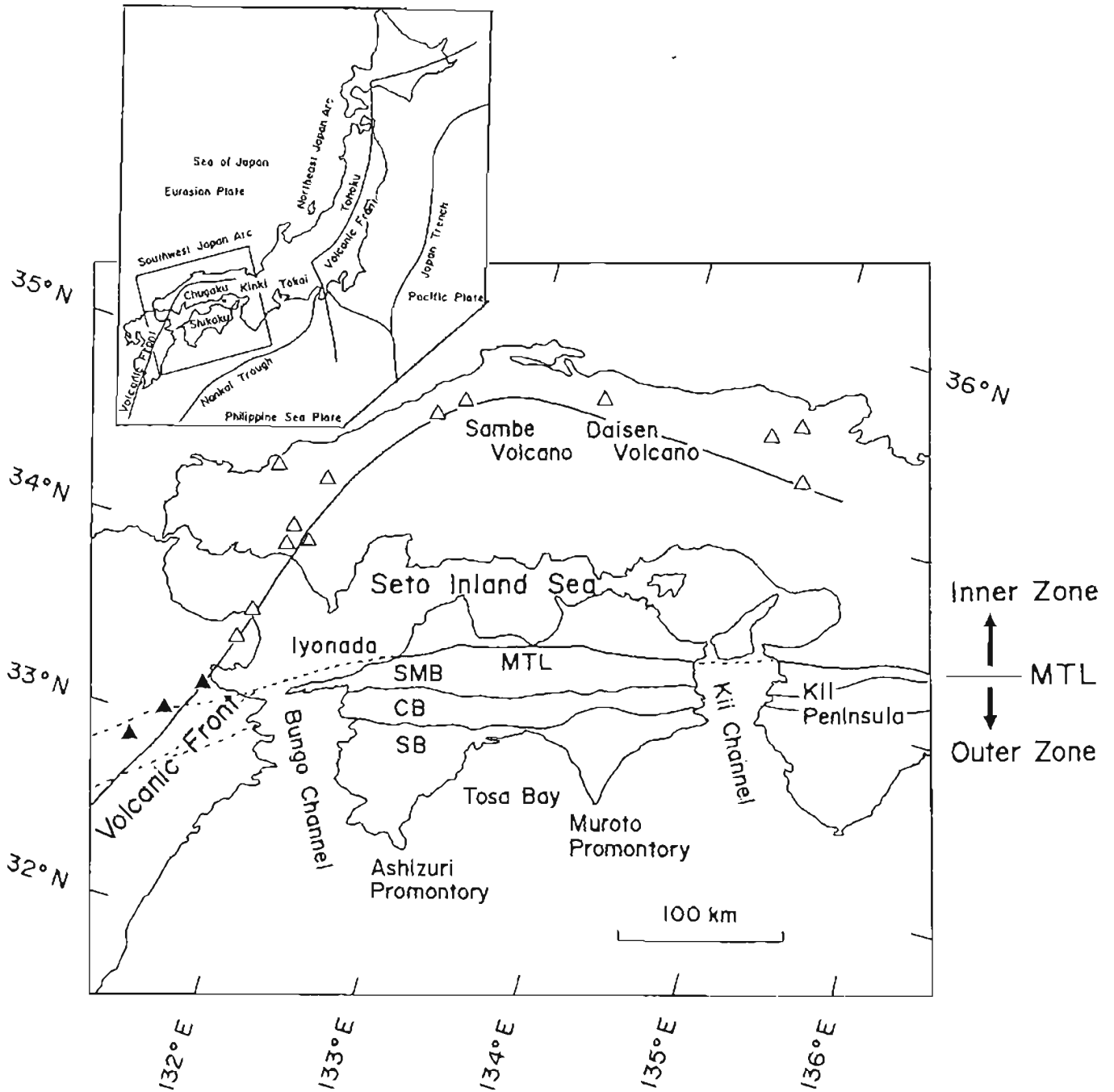


Figure 1 Index map of the Shikoku and Chugoku districts. The abbreviations of SMB, CB and SB are Sanbagawa, Chichibu and Shimanto metamorphic belts, respectively. MTL means Median Tectonic Line. Solid and open triangles are active and late Quaternary volcanoes, respectively.

Table 1. Initial Velocity mode of P wave

Layer	Depth (km)	Velocity (km/s)
1	0 - 10	5.925
2	10 - 20	6.250
3	20 - 30	6.673
4	30 - 40	7.130
5	40 - 50	7.475
6	50 - 60	7.680
7	60 - 70	7.798
8	70 - 80	7.866
9	80 - 90	7.906
10	90 - 100	7.935

四国・中国地方まで延びている様子を明かにした。さらに、Nakanishi (1980)は中国地方で観測されたScSp波の解析により、この地域の深さ50~90kmの所に地震波速度の不連続面があることを示し、この不連続面は沈み込んだプレート最上部に存在する低速度層であると解釈した。同様な低速度層はP波初動の後に見られる後続波の走時解析によっても示唆されている[Oda et al. (1990)]。しかし、Hirahara (1981) が得た三次元P波速度構造には、このような低速度層は現れていない。これは、インバージョンに用いたブロックの大きさがかなり大きいためであると考えられる。このように、西南日本には南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込んでいるという考えが広く受け入れられているが、プレートを含めた地殻・上部マンツルの詳細な構造は明らかにされていない。本研究では、四国・中国地方の微細な三次元P波速度構造を求め、この地域に沈み込むフィリピン海プレートの分布を明かにする事を目的とする。

## 2. データと解析方法

### 2.1 データ

本研究の対象領域は、東経132°~135°、北緯33°~36°、深さ0-100kmの範囲である。この領域に分布する気象庁観測点26点(Fig. 2 参照)で得られたP波初動到達時刻を、1974年から1984年の地震月報より解析データと

して採用した。地震の選択規準は、震源の深さが100kmより浅く、P波初動到達時刻が5点以上の観測点で報告されていることである。また、震源が対象領域内に一様に分布するように選んだ。このようにして選んだ地震は129個であり、P波初動データの総数は1286個である。

### 2.2 解析方法

P波走時をデータとした地震波速度構造の推定には、Aki and Lee (1976)の三次元ブロックインバージョン法を用いる。ブロック分割については対象領域を層厚10kmの10層に分け、各層を東西方向に9ブロック、南北方向に8ブロックに分割した。したがって、1個のブロックの大きさは40x40x10km<sup>3</sup>の直方体であり、対象領域内のブロック総数は720個である。なお、ブロック分割の違いが最小二乗解に及ぼす影響を取り除くため、分割を南東方向に半ブロックずらす前と後で得られた最小二乗解の平均値を解とした。初期速度構造として市川・望月(1971)のP波速度モデルを用い(Table 1参照)、この速度モデルとP波初動データを用いて再決定した震源を初期震源とした。Fig. 3に初期震源の分布とブロック分割の様子を示す。

三次元ブロックインバージョン法でのP波走時の計算や波線経路の決定のためには、同一層内でもブロック毎にP波速度が異なるために三次元的な波線追跡法を用いなければならない。しかし、三次元波線追跡法は計算時間がかかりすぎるので、多くの波線について走時計算を行わなければならない場合には適さない。そこで、三次元P波速度構造の場合には、同一層内のブロック内速度の調和平均値をその層内の速度として三次元速度構造を水平成層構造をで近似し、その水平成層構造に対して走時計算や波線の決定を行った。水平成層構造での波線の決定や走時の震源要素による微分係数( $\partial T_{ij}/\partial t_i, \partial T_{ij}/\partial x_i, \partial T_{ij}/\partial y_i, \partial T_{ij}/\partial h_i$ )の計算には、渋谷・堀江(1977)の方法を用いた。また、対象領域が広い場合には球殻成層構造で走時を計算することが望ましいので、佐藤(1978)の計算結果を用いて水平成層構造

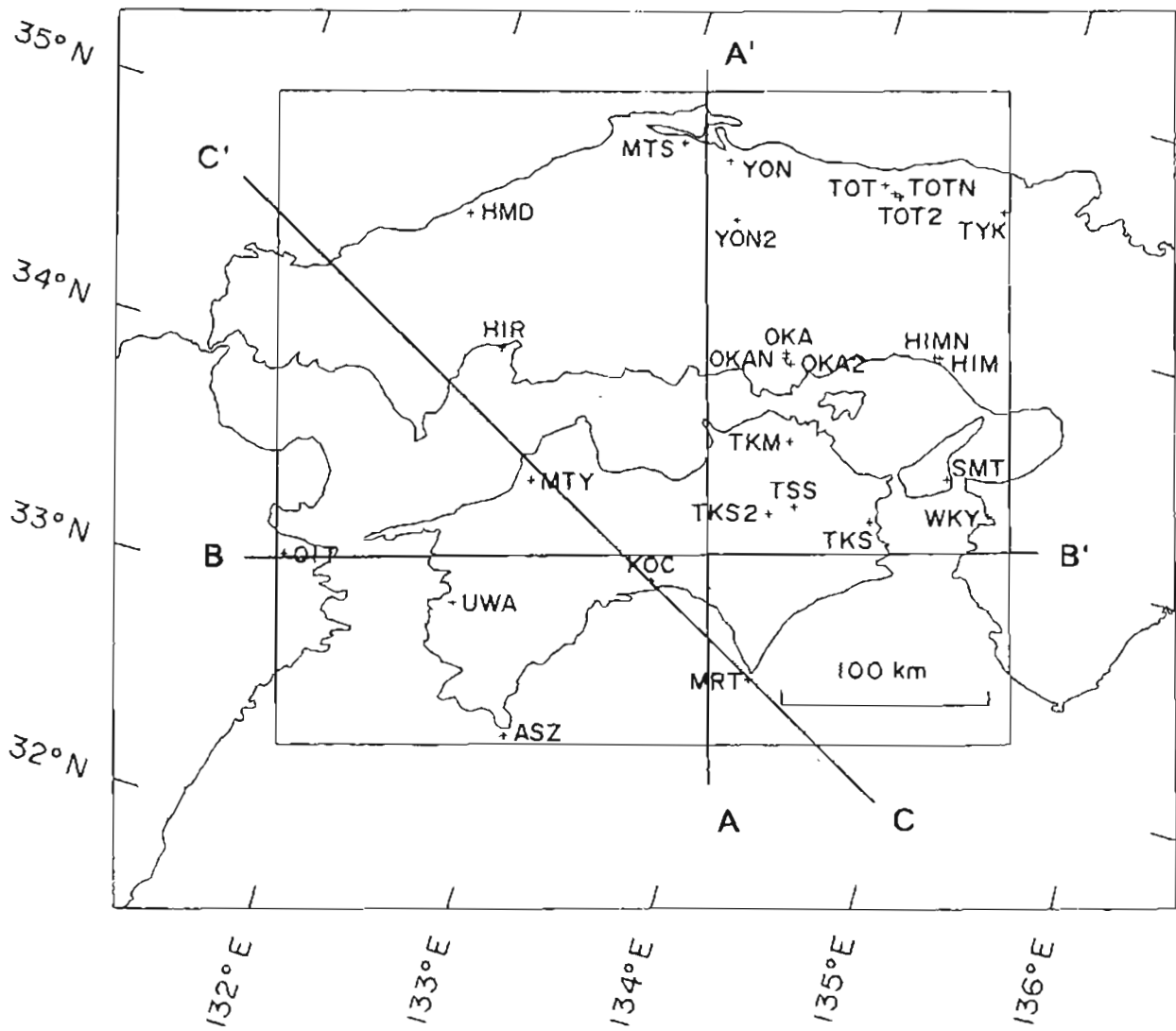


Figure 2 Locations of JMA seismological stations and profiles A-A', B-B' and C-C'.

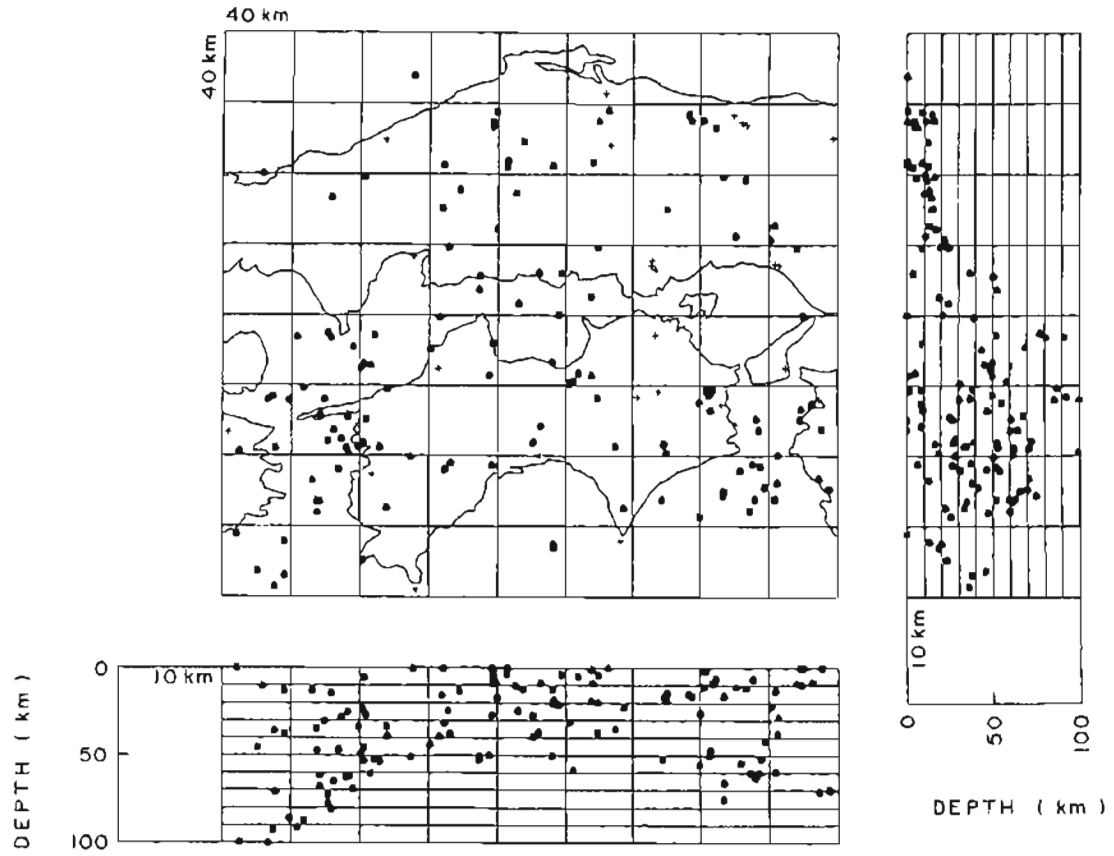


Figure 3 Distribution of hypocenters of earthquakes and block configuration.

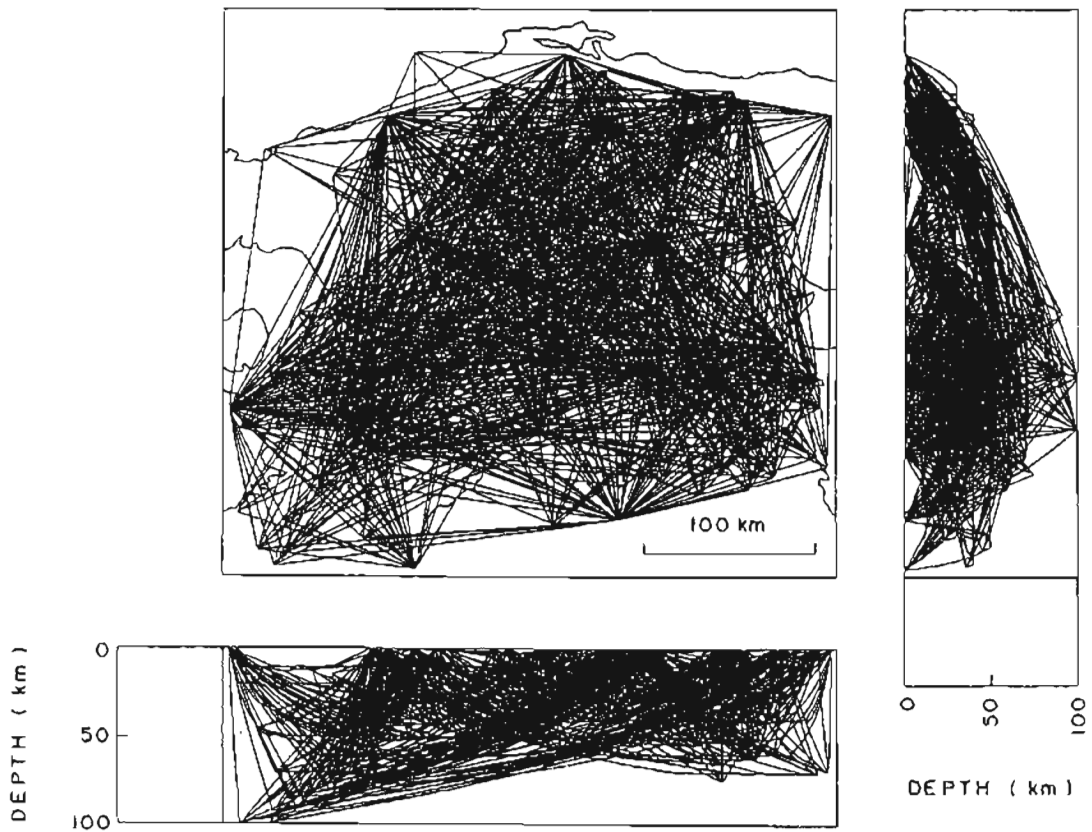


Figure 4 Distribution of 1286 paths of P waves.

で得られた走時に球殻補正を行った。Fig. 4に観測点と震源を結ぶ波線の分布を示す。全ての波線が通過するブロックの総数は387個である。今回の解析では、対象領域が広く震源が浅い地震が多いためP波初動の約70%が屈折波である。

初期震源と初期速度構造に対するP波の理論走時と観測走時の差は

$$dT_{ij} = (\partial T_{ij} / \partial t_i) dt_i + (\partial T_{ij} / \partial x_i) dx_i + (\partial T_{ij} / \partial y_i) dy_i + (\partial T_{ij} / \partial h_i) dh_i + \sum (l_{ijk} / v_k) (-dv_k / v_k) + \epsilon_j \quad (1)$$

で近似される。ここで、 $dT_{ij}$  はi番目の地震をj番目の観測点で記録したときのP波の走時残差であり、 $v_k$  はk番目のブロック内の初期P波速度、及び $l_{ijk}$  はそのブロックを通過する波線の長さを表す。また、 $\Sigma$  はkに関する総和を意味する。(1)式のなかで既知量は  $dT_{ij}$ 、 $\partial T_{ij} / \partial t_i$ 、 $\partial T_{ij} / \partial x_i$ 、 $\partial T_{ij} / \partial y_i$ 、 $\partial T_{ij} / \partial h_i$ 、 $l_{ijk} / v_k$  であり、未知数はブロック内P波速度のスローネスパータベーション ( $-dv_k / v_k$ ) ( $k=1, 2, \dots, K$ )、震源要素の補正值 ( $dt_i$ 、 $dx_i$ 、 $dy_i$ 、 $dh_i$ ) ( $i=1, 2, \dots, I$ )、及び観測点補正值  $\epsilon_j$  ( $j=1, 2, \dots, J$ ) である。したがって、I個の地震のP波初動をJ個の観測点で観測した場合には $I \times J$ 個の残差方程式が得られるから、走時残差の平方和が最小になるように未知数 ( $J+K+4I$ 個) を決定することができる。それぞれの未知数が求まれば、ブロック内のP波速度の初期値に速度の補正值  $dv_k$  を加えることにより各々のブロック内の速度が求まり、また初期震源に補正值を加えることにより正しい震源を求めることができる。未知数の決定にはダンプト最小二乗法 [Levenberg (1944)] を用いた。それぞれの未知数に対するダンピング定数や三次元ブロックインバージョンを行うために必要なパラメータの値をTable 2に示す。

地震波の走時は震源要素とブロック内速度の非線形関数であるから、最小二乗解の精度を上げるために反復法を用いた。震源要素と速度構造の初期値に対する走時残差の標準偏差は0.57sであったが、3回の反復計算

Table 2. Inversion Parameters.

Number of stations	26
Number of events	129
Number of arrival time data	1286
Number of blocks hit by P wav	387
Number of unknown parameters	929
Damping factors	
x- and y- coordinates of epicenter	0.1 s/km
Focal depth	0.06 s/km
Origin time	0.6
Slowness perturbation	10.0s
Station collection	1.0

を行った結果0.44sに減少し、その後はほとんど変化しなかった。したがって、3回目の反復計算で得られた解を最終的な解とした。走時残差の改善率は初期震源に対しては40.4%、気象庁の震源データに対しては67.6%であった。

### 3. 結果

#### 3.1 三次元P波速度構造

各ブロックのスローネスパータベーション ( $-dv_k / v_k$ ) と解の信頼性を見るためのレゾリューション行列の対角要素の値をTable 3に示す。また、Fig. 5(a)-(d)には第1層から第7層までの ( $-dv_k / v_k$ ) の値のコンターマップおよび各々の層内に発生した地震の震央分布を示す。図中の数値は ( $-dv_k / v_k$ ) の値を百分率で示したものである。なお、8層、9層、10層についての結果は、レゾリューションが悪く解の信頼性が低いので省いた。また、図中の震央分布は、1974年から1982年までの期間に発生したマグニチュード1.0以上の地震の震央を高知大学地震観測所年報及び気象庁の地震月報より引用して示したものである。以下、各層で得られた速度分布の特徴について述べる。

第1層 (Fig. 5a)：四国南部に顕著な低速度域が見られる。これは、木村(1979)が土佐湾で指摘したP波速度が4.8km/s~5.5km/sで南に傾いている堆積層を反映

したものと考えられる。中国地方西部の顕著な高速度域は、この地域で6.0km/s層が薄くなっているという一ノ瀬・他(1982)による爆破地震動の解析結果と調和する。四国南東部には帯状に分布する高速度領域がみられる。地震活動と速度分布との対応を見ると、深さ10kmまでの浅い地震は四国地方中央部、東部、及び和歌山付近に集中し、速度が低速度側の領域に分布している。この傾向は中国地方の地震についても見られる。しかし、四国地方西部の高速度域では地震活動が著しく低くなっている。

第2層 (Fig. 5b)：四国南部に現れる低速度域は第1層の同じ地域で見られたものと同じものであると考えられ、室戸付近の高速度域により四国地方東部の低速度域と分けられている。また、中国地方西部と豊後水道にも低速度域が見られ、瀬戸内海中央部から中国地方にかけては高速度域が広がっている。第2層で発生する地震は、中国地方、瀬戸内海中部、四国地方南東部、及び和歌山付近にかけて分布する。中国地方と瀬戸内海の地震は高速度領域内に発生しているのに対して、和歌山付近では低速度域に発生する傾向にある。しかし、四国地方東南部の地震活動については速度分布との明瞭な対応は見られない。

第3層 (Fig. 5b)：四国地方中央部に強い高速度域が見られる。この地域のモホ面は北に傾いていると考えられているので[木村・岡野(1980)]、この高速度域は、モホ面直下の最上部マントルの速度を反映しているものと解釈できる。四国地方東部と西部には低速度域が存在し、中国地方には第2層で見られたものと同じ高速度域が分布する。速度分布と地震活動には強い相関は見られない。これは、地殻内地震と地殻底地震がこの層内で発生するためと考えられる。

第4層 (Fig. 5c)：四国地方中央部には第3層から続く高速度域が広がっており、P波速度は高いところで7.8km/sである。この速度は木村・岡野(1980)が四国地方で得たP波速度とほぼ一致する。同様に瀬戸内海東部にも高速度域が広がっており、四国地方東部の帯状の低速度域によって、四国地方中央部の高速度域と分け

られている。四国地方西部に広がっている低速度域は九州-パラオ海嶺の過去の沈み込みの延長部分に当たり、四国地方東部の帯状の低速度域も四国海盆の拡大軸である紀南海山列の延長上に位置している。このことは、四国地方で見られる低速度域が海嶺や海山の沈み込みに起因していることを意味するものかもしれない。一方、中国地方の日本海沿岸の西側に見られる高速度域、及び東側の低速度域は、Yoshii(1974)が求めた地殻の東傾斜構造を反映したものと解釈できる。四国地方の第4層内に発生するマントル地震は高速度域に発生し、その活動度は非常に高い。

第5層 (Fig. 5c)：四国地方に広がる顕著な低速度域は第4層の四国地方西部及び東部に見られた低速度域に対応したものと考えられる。この低速度層のP波速度は約7.0km/sであり、海洋性地殻第3層(玄武岩層)の速度に近い[Yoshii et al.(1973)]。また、四国地方南部に現れる高速度域はフィリピン海プレートの一部に対応していると考え、上述の低速度域は沈み込んだ海洋性プレート最上部に位置することになる。また、中国地方の北部の低速度域は、この地方に分布する第四紀火山の火山フロントによく対応しており、この地域の熱的な構造を反映しているものであろう。また、この低速度層が原因で中国地方の日本海側にはマントル地震が発生しないと考えられる。第5層で発生するマントル地震は豊後水道から四国地方、紀伊水道にかけての低速度域の内部に発生していることが特徴である。

第6層 (Fig. 5d)：四国地方西部と中央部及び紀伊水道に高速度域が見られる。これが沈み込んだフィリピン海プレートを反映したものであり、プレート最上部の低速度域の広がりから見て、その北端は中国地方の西部まで達しているようである。この高速度域はShiono(1974)がマントル地震の走時解析によって示唆した高速度層に対応していると考えられる。この深さで発生するマントル地震は、豊後水道、伊予灘、四国地方西部、及び、紀伊水道に分布し、プレート最上部の低速度層で発生している。

第7層 (Fig. 5d)：フィリピン海プレートに対応する







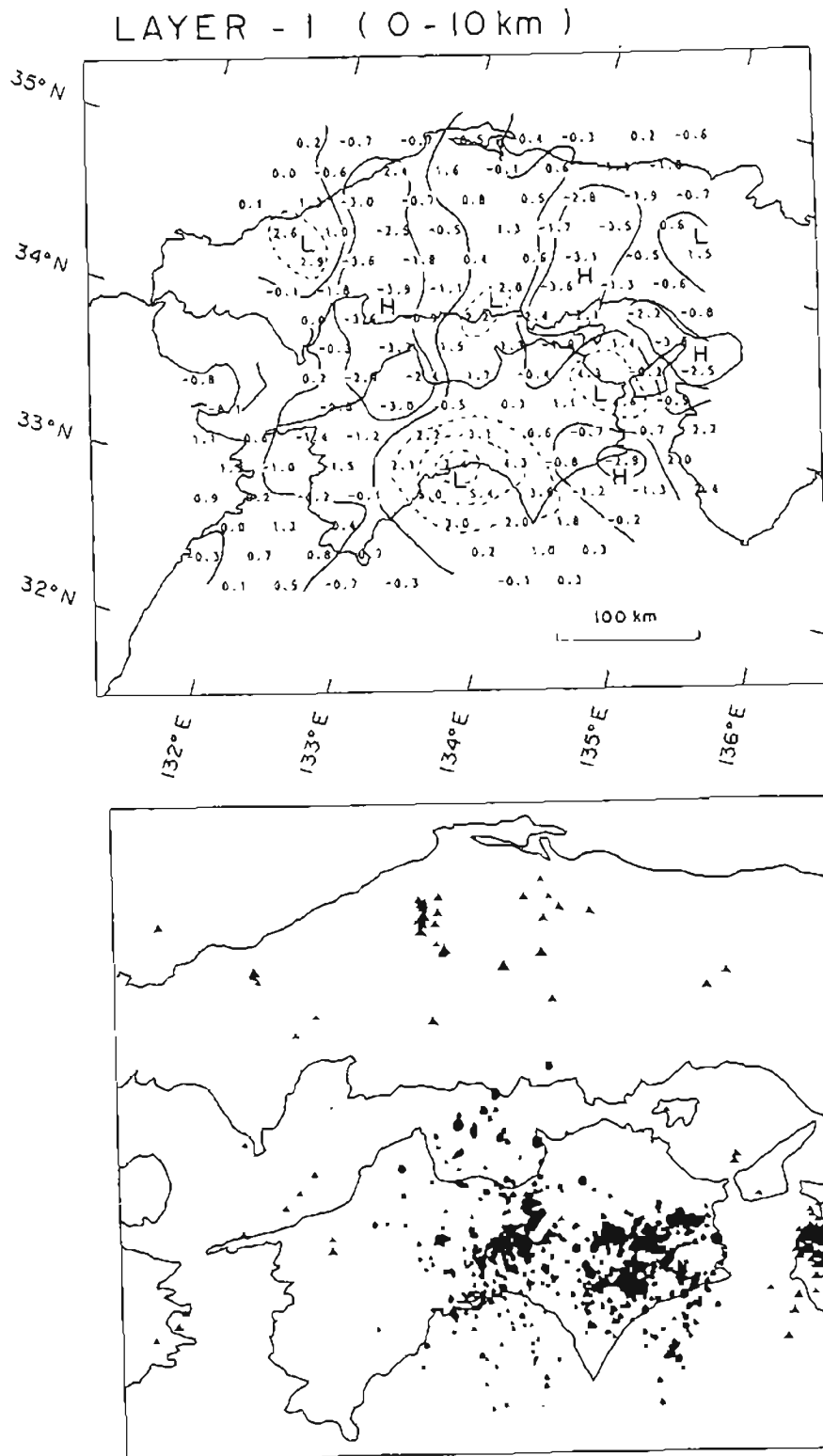


Figure 5a Distributions of slowness perturbation (ln %) and epicenters of earthquakes in layer 1. The epicenters were determined by Kochi University and JMA. Contours are drawn at every 2% interval by solid line and dashed lines which show high and low velocity anomalies, respectively. The letters H and L mean high and low velocity regions, respectively.

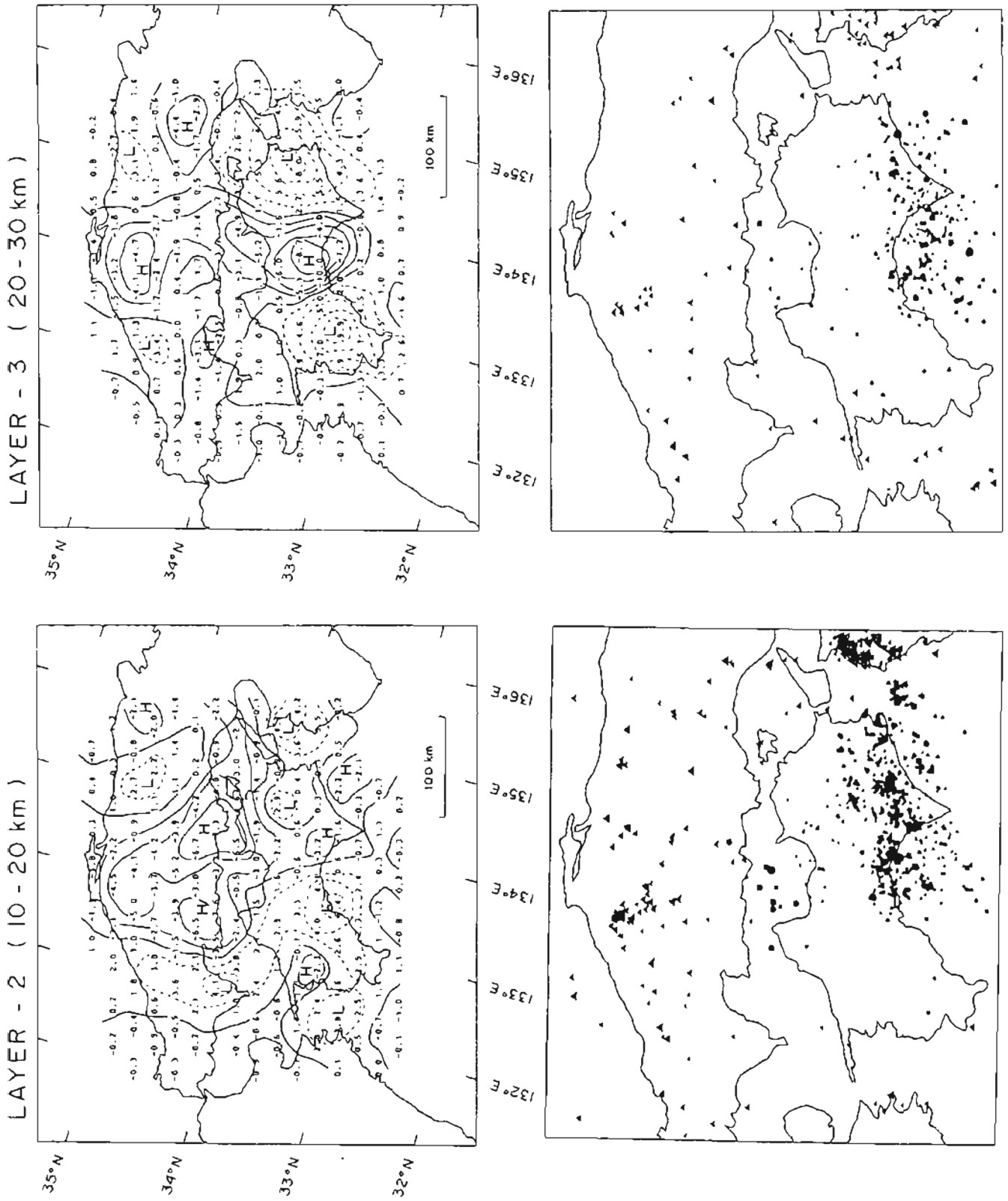


Figure 5b Distributions of slowness perturbation (in %) and epicenters of earthquakes in layers 2 (left) and 3 (right).

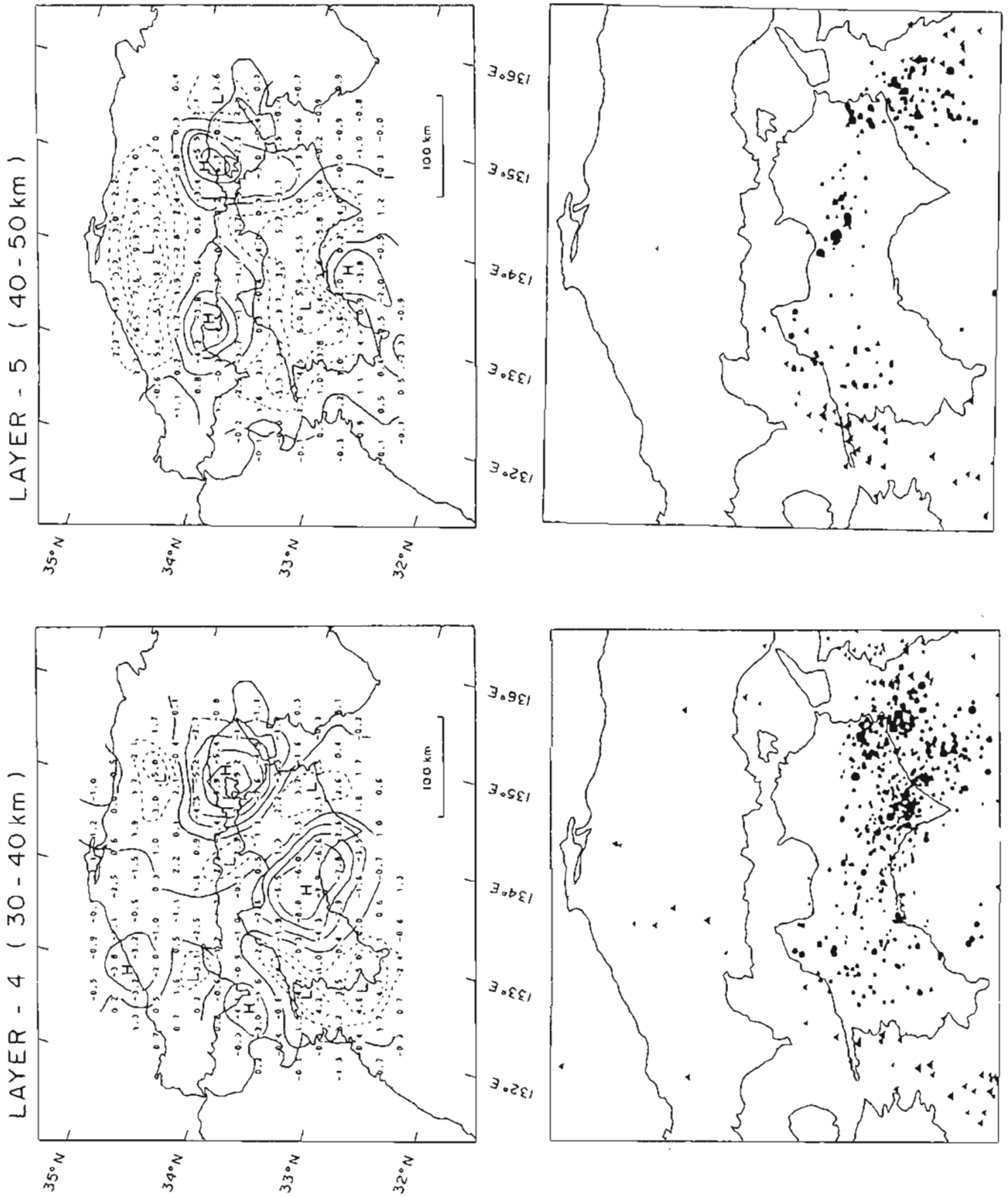


Figure 5c Distributions of slowness perturbation (in %) and epicenters of earthquakes in layers 4 (left) and 5 (right).

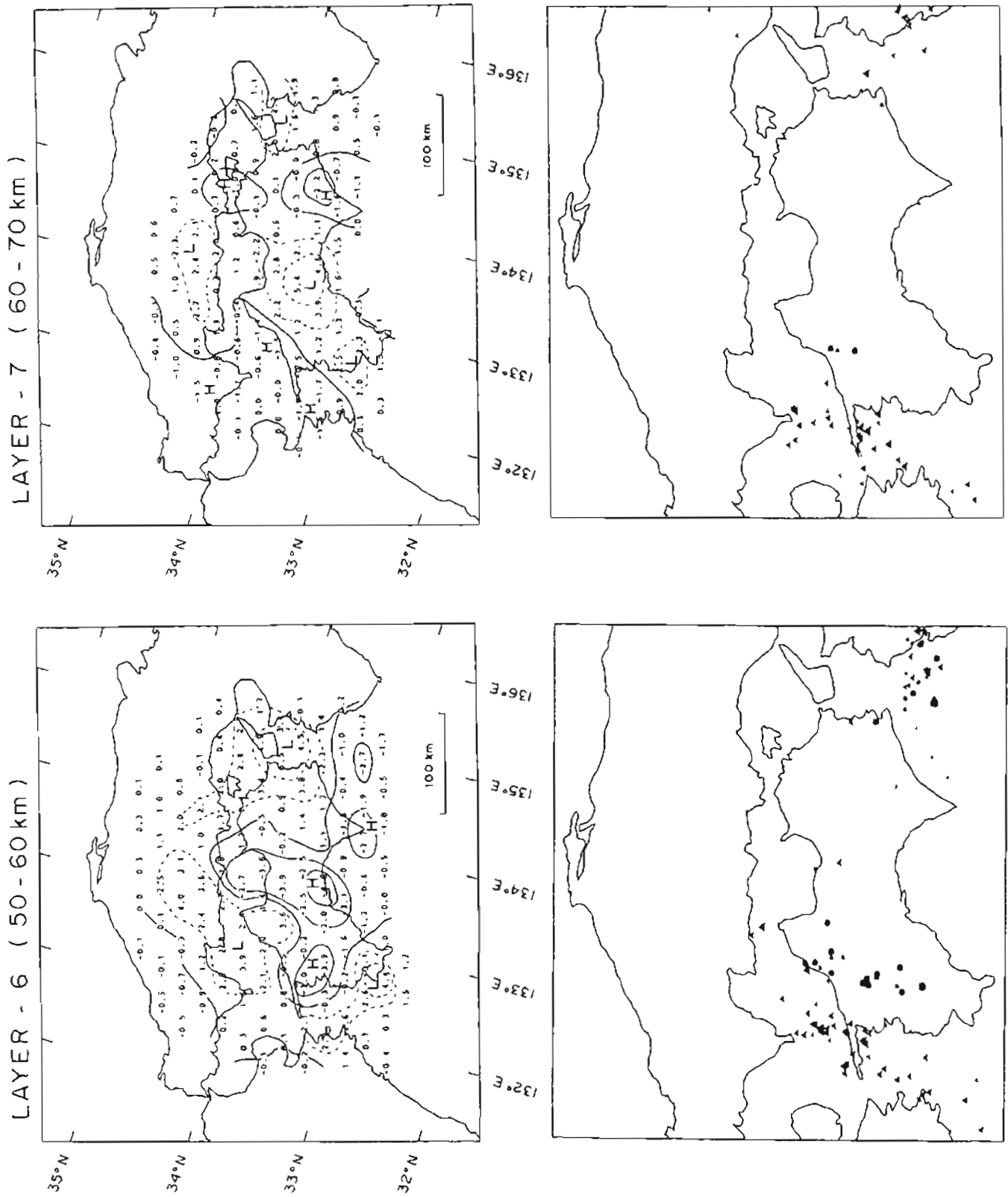


Figure 5d Distributions of slowness perturbation (in %) and epicenters of earthquakes in layers 6 (left) and 7 (right).

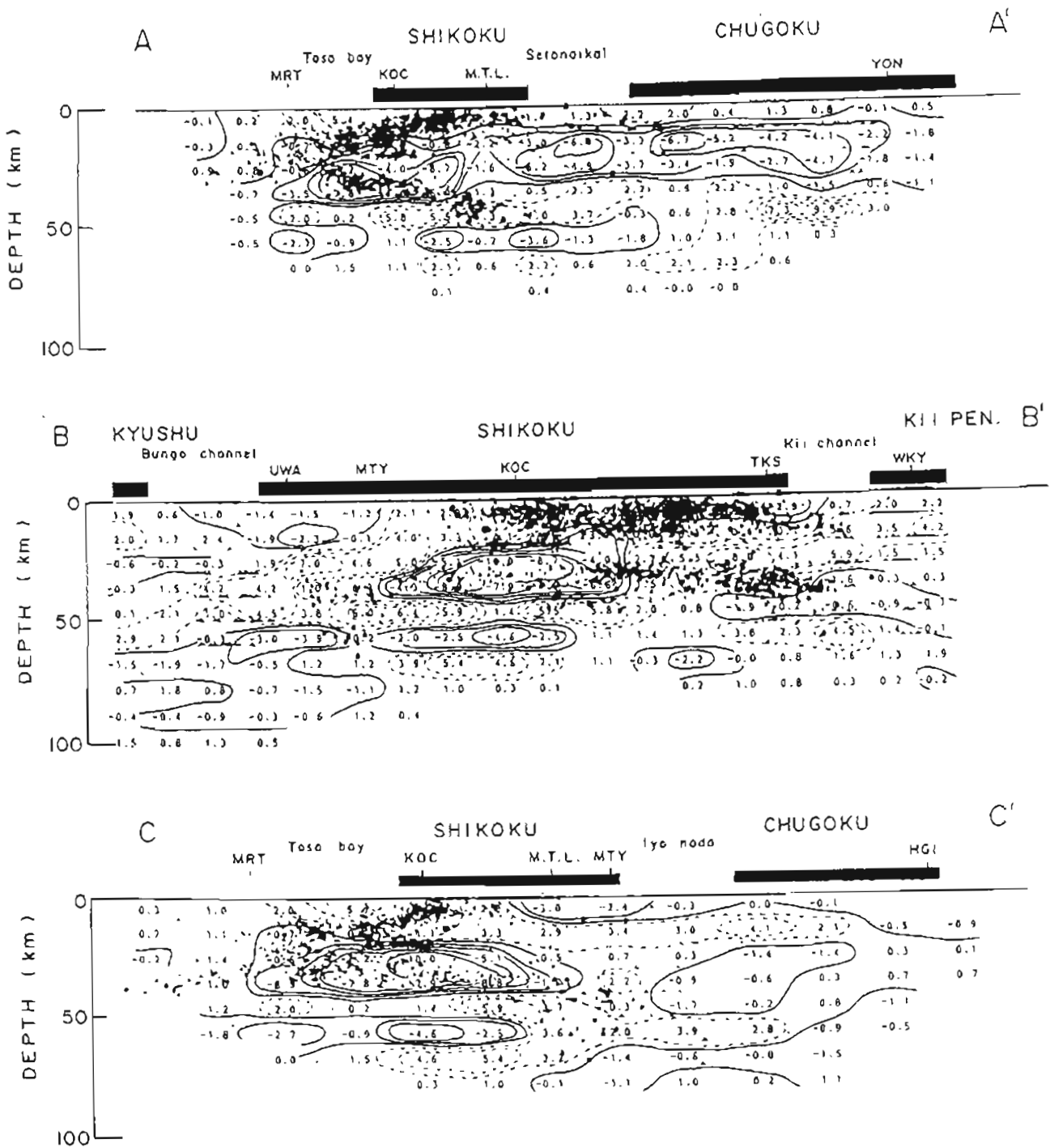


Figure 6 Slowness perturbations and hypocentral distribution projected on the cross sections of three profiles in Fig. 2. See caption of Fig. 5 for the solid and dashed lines.

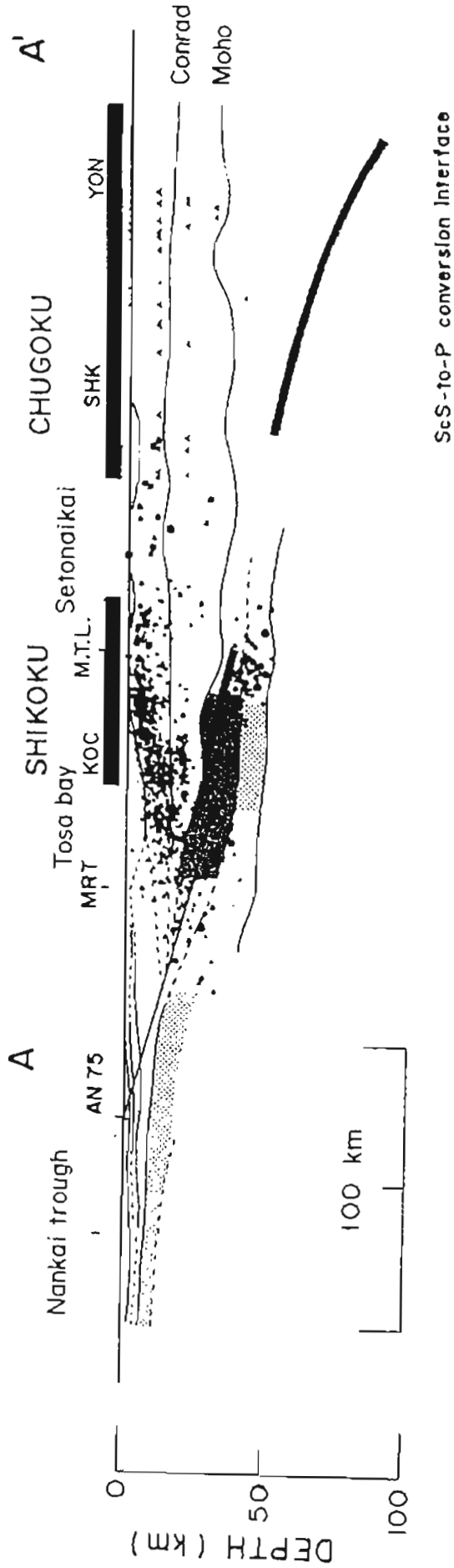


Figure 7 Velocity structure of P wave along the profile A-A' (see Fig. 2). The solid line (AN 75) represents the fault model of the Nankai earthquake [Ando 1975], and the thick line shows the ScS-P conversion interface obtained by Nakanishi (1980). Regions with dark and light hatches represent the high-velocity mantle wedge and low-velocity oceanic crust, respectively. The velocity structure around the Nankai trough was adopted from the P wave velocity structure of Yoshii et al. (1973). Circles and triangles are hypocenters of earthquakes determined by Kochi University and J. M. A., respectively.

P波速度が約8.0km/sの高速度域は、瀬戸内海西部から中国地方西部に達しており、地震はこの領域で発生しているように見える。

### 3.2 断面図

A-A', B-B', C-C' (Fig. 2 参照) に沿ったP波速度構造の断面図をFig. 6に示す。

A-A'断面 (Fig. 6a)：四国地方の深さ40-50kmに見られる顕著な低速度域と深さ50-60kmの高速度域を合わせたものが、この地域に沈み込んでいるフィリピン海プレートに対応する。四国・中国地方の下ではプレートはほぼ水平に横たわり、その厚さはせいぜい20km程度である事が見て取れる。この厚さは、仙名・他(1990)やOda and Senna (1994)が表面波の解析より求めた四国-パレスベラ海盆でのプレートの厚さよりも10km程度薄い。また、この地域でのフィリピン海プレートの水平な沈み込みは、西・小田(1993)が瀬戸内海沿岸でのScSp波の観測から得た結果とも調和する。地震活動は大陸プレートと水平に横たわるフィリピン海プレートの間で活発であり、海洋性プレートの内部では顕著な地震活動は見られない。このことは、Sacks(1983)が指摘したナスカプレートの沈み込みにもなう地震活動の特徴とよく似ている。

B-B'断面 (Fig. 6b)：四国地方中央部の深さ20-40kmに顕著な高速度域が存在する。これは大陸のプレートとフィリピン海プレートの中に形成されるマントルウエッジであると解釈できる。フィリピン海プレートに対応する高速度域は四国地方の西部と中央部では50-60kmに見られ、東部では60-70kmに分布する。さらに、豊後水道ではプレートは厚くなっているようであり、九州への沈み込みにつながっている。一方、四国の深さ40-50kmに存在するプレート最上部の低速度域はマントルウエッジとプレートの高速度層の間に広がり、四国西部では大陸地殻と接しているように見える。四国地方西部および豊後水道の地殻底地震の活動はこの低速度域で活発である。

C-C'断面 (Fig. 6c)：この断面はフィリピン海プレ

ートの現在の沈み込みと同じ方向(N60°W)に取られているので、プレートの形状が最も明瞭に現れている。四国地方の深さ20-40kmの顕著な高速度域は、大陸プレートと海洋プレートの中に形成されたマントルウエッジに相当し、この高速度域のすぐ下に現れる低速度域が高速度のフィリピン海プレートの上に存在している。Oda et al. (1990)は、四国地方西岸に発生する地殻底地震のP波初動のすぐ後に現れる後続波の走時解析によってこの低速度層の存在を示唆した。この様なプレート最上部の低速度層は東北地方に沈み込む太平洋プレート[Matsuzawa et al. (1986)]や、関東地方及び中部地方に沈み込むフィリピン海プレートでも見出されている[Fukao et al. (1983), Hori et al. (1985), Hori (1990)]。高速度のフィリピン海プレートは、四国地方の深さ50-60kmではほぼ水平に横たわっていることがわかる。地震活動は20kmよりも浅い地殻内地震では低速度領域で高く、20-40kmで発生する地殻底地震では高速度領域であるマントルウエッジ内で高い。

### § 4. 議論

四国・中国地方に沈み込むフィリピン海プレートは、東縁を紀南海山列、西縁を九州-パラオ海嶺、北縁を南海トラフで囲まれた四国海盆のプレートに当たる。この四国海盆は伊豆-マリアナ弧の背弧海盆として紀南海山列を拡大軸に30my-15myの間に形成されたと考えられている[Kobayashi and Nakada (1978)]。その後、日本海の拡大・回転にもなう西南日本の南進が起こり、フィリピン海プレートの沈み込みが始まった。したがって、中国・四国地方に沈み込むフィリピン海プレートの年代は少なくとも30Maよりも新しいと考えてよい。Sacks (1983)の計算によれば、30myよりも新しいプレートはアセノスフェアから強い浮力を受けるために、沈み込んだプレートは大陸のリソスフェアの下で水平に浮いてしまう傾向にある。この浮力は、プレート最上部の海洋性地殻が厚いほど大きくなる。したがって、紀南海山列や九州-パラオ海嶺などのように厚い海洋性地殻がプレートとともに沈み込むような場合には、



プレートはさらにに浮力を受け易くなる。このことが四国・中国地方の下でプレートが水平に沈み込む原因と考えられる。

A-A'断面 (Fig. 6a 参照)に表されているスローネスパータバージョン ( $-dv_k/v_k$ )の値を用いてP波速度の絶対値を求め、堆積層(5.5km/s), 上部地殻(6.1km/s), 下部地殻(6.7km/s), 最上部マント(7.8km/s), 及びフィリピン海プレート最上部の低速度層(7.0km/s)の境界を速度分布の補間法によってFig. 7に実線で示した。また、海側の速度構造のつながり具合を調べるため、Yoshii et al. (1973)が爆破実験で得た南海トラフ付近の地殻構造もFig. 7に加えた。さらに、南海道地震の断層モデルAN75[ Ando (1975)]も示した。南海トラフ近傍の海洋地殻第3層のP波速度は6.7km/sで、この層は断層モデルAN75のすぐ下に位置している。一方、四国南部土佐湾付近まで延びている断層のすぐ下にはP波速度が7.0km/sの層が存在し、この層は断層面に沿って海側の海洋性地殻につながるよう見える。このことは、プレート最上部に存在する低速度層が海洋性起源の地殻である可能性を示唆している。

Fig. 7にNakanishi (1980)が四国・中国地方で求めたScSp変換面の位置を示す。ScSp変換面は沈み込むプレートの存在を意味するものであるが、四国地方の深さ30-40kmの変換面はここで得られた速度構造から見ると、プレート境界というよりもむしろモホ面に対応すると思われる。Hirahara (1981)も四国地方でのフィリピン海プレートの上層はこのScSp変換面よりもさらに深いところにあることを指摘している。中国地方の深さ50-80kmに現れるScSp変換面については、これに対応するような変換面は今回のP波速度構造には見られない。しかし、中国地方の日本海沿岸の深さ40-60kmに現れている低速度層が変換面の役割を果たしているのかもしれない。

## §5. 結論

P波初動データを用いて、四国・中国地方の地殻及び最上部マントルの三次元P波速度構造を得た。P波速

度8.0km/sのフィリピン海プレートがこの地域にほぼ水平に沈み込んでおり、その最上部にはP波速度7.0km/sの低速度層が存在することが明らかになった。この低速度層のP波速度は海洋性地殻の速度に近く、構造的には南海トラフ付近の海洋性地殻第3層につながる。フィリピン海プレートとともに沈み込んだ海洋性地殻であると解釈した。また、プレートの先端は瀬戸内海まで到達しているようである。地殻内で発生する地震の活動は、四国地方東部の低速度領域で高く、西部の高速度領域では低い。また、四国地方中央部の最上部マントルで発生する地震の活動は、海洋プレートと大陸プレートの間にはさまれた高速度領域で高い。さらに、四国西部で発生する地殻底地震は高速度プレートの上に存在する低速度の海洋性地殻内に発生している。中国地方の日本海沿岸の深さ40-60kmに顕著な低速度領域が存在することがわかった。この低速度層は、この地域の火山フロント分布やNakanishi (1980)が指摘したScSp変換面の存在と矛盾しない。

## 謝辞

本研究では、山形大学の長谷見晶子先生が開発したインバージョンの計算プログラムを利用した。また、高知大学の木村昌三先生には震源に関する情報や本研究に関する有益なコメントを頂いた。さらに、これらの方々に記して感謝致します。計算は岡山大学情報処理センターで行った。

## 文献

- Aki, K. and W. H. K. Lee, 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381-4399.
- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.

- Fukao, Y., S. Hori and M. Ukawa, 1983, A seismological constraint on the depth of basalt-eclogite in a subducting oceanic crust, *Nature*, 303, 413-415.
- Hirahara, K., 1981, Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: the subducting Philippine Sea plate, *Tectonophysics*, 79, 1-44.
- Hori, S., H. Inoue, Y. Fukao and M. Ukawa, 1985, Seismic detection of the untransformed 'basaltic' oceanic crust subducting into the mantle, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 83, 169-197.
- Hori, S., 1990, Seismic waves guided by untransformed oceanic crust subducting into the mantle: the case of the Kanto district, central Japan, *Tectonophysics*, 176, 355-376.
- 市川政治, 望月英志, 1971, 近地地震用走時表について, *気象研究所報告*, 22, 229-290.
- 一ノ瀬洋一郎, 浅野周三, 坂 守, 三浦勝美, 井上義弘, 三浦礼子, 1982, 爆破地震動観測による坂出・白木測線の地殻構造, *地震学会講演予稿集*, No. 1, 16.
- 木村昌三, 1979, 四国地方の地殻構造, *地震2*, 32, 329-340.
- 木村昌三, 岡野健之助, 1980, 四国地方の下部地殻及び最上部マントルの構造, *地震2*, 33, 157-168.
- Kobayashi, K. and N. Nakada, 1978, Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter-arc basin, *J. Phys. Earth*, 26, S391-S402.
- Levenberg, K., 1944, A method for the solution of certain non-linear problems in least squares, *Quart. Appl. Math.*, 2, 164-168.
- Matsuzawa, T., N. Umino, A. Hasegawa and A. Takagi, 1986, Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the north-eastern Japan Arc, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 86, 767-787.
- Nakanishi, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, 69, 1-35.
- 西政樹, 小田仁, 1994, 瀬戸内海沿岸で観測されたScSp相について, *Okayama Univ. Earth Sci. Rep.*, 1, 19-26.
- Oda, H. and N. Senna, 1994, Regional variation of surface wave group velocities in the Philippine Sea, *Tectonophysics*, 233, 265-277.
- Oda, H., T. Tanaka and K. Seya, 1990, Subducting oceanic crust on the Philippine Sea plate in southwest Japan, *Tectonophysics*, 172, 175-189.
- Sacks, J. S., 1983, The subduction of young lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 3355-3366.
- 佐藤魂夫, 1978, 球殻成層媒質のための走時とその微係数の計算, *地震2*, 31, 340-342.
- 仙名登, 小田仁, 瀬谷清, 1990, フィリピン海領域におけるレーリー波群速度の地域差, *地震2*, 43, 91-100.
- 渋谷和雄, 堀江晶子, 1977, 低速度層をいくつかもつ水平成層構造のための走時計算, *地震2*, 30, 227-230.
- Shiono, K., 1974, Travel time analysis of relatively deep earthquake in southwest Japan with special reference to the underthrusting of the Philippine Sea plate, *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 18, 37-59.
- Yoshii, T., Y. Sasaki, T. Tada, H. Okada, S. Asano, I. Muramatsu, M. Hashizume, and T. Moriya, 1974, The third Kurayoshi explosion and crustal structure in the western part of Japan, *J. Phys. Earth*, 22, 109-121.

Yoshii, T., W. J. Ludwig, N. Den, S. Murauchi, M. Ewing, H. Hotta, P. Buhl, T. Asanuma and N. Sakajiri, 1973, Structure of southwest Japan margin off Shikoku, *J. Geophys. Res.*, 78, 2517-2525.