

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートのP波速度構造と 西南・中部日本の地震活動および火山活動

山根隆弘¹⁾・中西一郎¹⁾・神谷眞一郎²⁾

¹⁾ 京都大学大学院理学研究科

²⁾ 東京大学地震研究所

P-wave velocity structure of the Philippine Sea plate subducting from the Nankai trough and its relation with seismicity and volcanism in Southwestern and Central Japan

Takahiro YAMANE¹⁾, Ichiro NAKANISHI¹⁾ and Shin-ichiro KAMIYA²⁾

¹⁾ Department of Geophysics, Kyoto University, Kyoto

²⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, Tokyo

Abstract

We derive a three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese Islands through a tomographic inversion of travel time data of the Seismological Bulletin of the Japan Meteorological Agency (JMA) during the period from October 1994 to September 1997. We use 53,230 arrival time data from 1,180 earthquakes observed at 220 JMA stations to obtain velocity anomalies, corrections to source parameters, and station corrections. We find high-velocity anomalies indicating the Philippine Sea plate subducting from the Nankai trough in the Shikoku, Chugoku, Kinki and Chubu regions, and low-velocity anomalies of the oceanic crust at the top of the subducting Philippine Sea plate beneath the Kii peninsula. The Philippine Sea plate subducting from the Nankai trough has reached the upper mantle beneath the coast of the Japan Sea and the region where Quaternary volcanoes are observed, although few subcrustal earthquakes occur near the leading edge of the subducting Philippine Sea plate. Low-velocity anomalies are found beneath these volcanoes, and the low-velocity anomalies are overlaid by the high-velocity anomalies of the Philippine Sea plate. We can suggest that these volcanoes are rooted in the magma generated by the subduction of the Philippine Sea plate. The Philippine Sea plate subducting from the Nankai trough may be divided into at least four segments: the Nankaido region, the western and eastern parts of the Kii peninsula, and the Tokaido region, and this segmentation may have a significant influence on the recurrence of great earthquakes along the Nankai trough.

Key words: 3-D structure, Philippine Sea plate, subduction, Nankai trough, Quaternary volcanoes

1. はじめに

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの構造に関するこれまでの研究は、大きく3種類に分類できる。

震源分布からフィリピン海プレートの沈み込み形状およびその先端位置が推定されている。Fig. 1は、山崎・大井田(1985)が震源分布から求めたフィリピン海プレートの沈み込みの様子を示す結果である。これによると、四国地方、紀伊半島西部、紀伊半島東部、中部地方の下に沈み込むフィリピン海プレートの様子がはっきりとわかる。最近の研究として中村・他(1997)によるものがある。この2つの結果を比較すると、広島県南部、大阪湾に近いところにおいては、中村・他(1997)の方がより北部まで等深度線がひかれている。また、KINOSHITA and NAKANISHI (1997) および NAKANISHI *et al.* (2000) は中村・他(1997)の等深度線よりもさらに北の中国地方中央部付近でも地震が起きていることを示している。この震源分布から KINOSHITA and NAKANISHI (1997) および NAKANISHI *et al.* (2000) は、従来非震性と考えられていたこの地域のフィリピン海スラブも程度は非常に弱い震性である、と解釈している。

変換波または後続波の解析からフィリピン海プレートおよびその最上部の低速度層の存在を示す研究がある。NAKANISHI (1980) および NAKANISHI *et al.* (1981) は、ScSp波の解析からS-P変換面が四国地方のみならず中国地方下の最上部マントルにも存在することを示し、フィリピン海プレートが中国地方中央部まで沈み込んでいる可能性を示唆した。山岡・西原(1997)は、Sp変換波の解析から、中部地方において、地震が起きないところにも変換面が存在することを示すと同時に、火山の存在する地域の下ではフィリピン海プレートが急角度で沈み込んでいて、深さが100kmを越えたあたりでマグマを生成し、地表に火山を形成した、という可能性を提案している。また、いくつかの研究(HORI (1990),

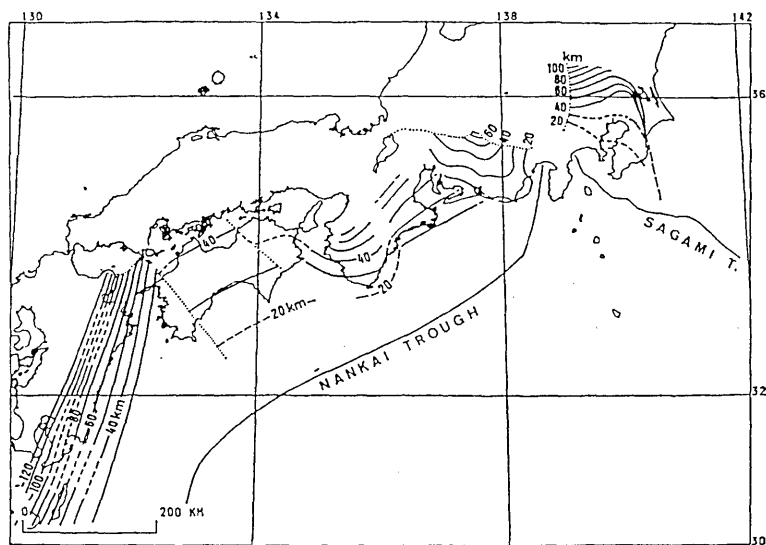


Fig. 1. Contour map of the inclined seismic zone of the subducted Philippine Sea plate. The upper boundary of focal depths is shown. (after Yamazaki and Ooida (1985)).

OHKURA (1997) など) では、フィリピン海プレートの最上部に海洋性地殻に相当する低速度層が存在し、地震はその低速度層の中で起きている、と結論づけられている。

3次元速度構造をもとめることにより、フィリピン海プレートの非震性スラブの存在を示唆する研究がある。HIRAHARA (1981) は、66~100 km の層に、フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域が中国地方の日本海沿岸まで存在する結果を得た。また、神谷 (1991) は、中国地方下の深さ 100~150 km の層に高速度異常領域が存在する結果を得た。田中 (1987) および ODA *et al.* (1990) は、フィリピン海プレートの最上部に存在する海洋性地殻に相当する低速度層にも着目し、その低速度層を反映した低速度異常領域とその下の高速度異常領域が四国地方から中国地方南部にかけて 50~60 km の深さに横たわっているという結果を得た。中部地方に関しては、HIRAHARA *et al.* (1989) が地震の起きない深さ 100 km 前後の領域で高速度異常が見られることを示した。

以上が、南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの構造に関する地震学的研究であるが、これらとは全く別の観点からの研究もある。宇都 (1995) は西南日本、とくに中国地方に存在する火山岩類の年代測定を行い、フィリピン海プレートの沈み込みの時間変化と結びつけた議論を行っている。そして、現在ではフィリピン海プレートは山陰地方の火山フロントの下まで達しているかもしれない、という可能性を提案している。

以上のような過去の研究をふまえ、本研究では、最新の気象庁地震月報データを用いて、日本列島下の3次元P波速度構造をもとめ、南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの構造についての議論を、次のような観点から行う。

(1)地殻下地震の震源分布と速度構造の関係はどうなっているか。フィリピン海プレート最上部に海洋性地殻に相当する低速度層が見えるか。(2)南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートはどこまで達しているか。(3)南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートと第4紀火山活動との関係はどうなっているか。(4)フィリピン海プレートの沈み込み形態が南海トラフに沿ってどのように変化するか。

2. データ

本研究では、1994年10月1日から1997年9月30日までの3年間の気象庁地震月報に報告されている地震のうち、次のような選定基準で解析に用いる地震を選んだ。

(1)震央位置は北緯 25° ~ 48° 、東経 125° ~ 148° の範囲内、深さは33.5 km以深である。(2)EMT, EMT 76, OBS, E 93型の地震計で、'iP' または 'P' としてP波初動の報告が30以上ある。(3)EMT, EMT 76, OBS, E 93型の地震計で、'S' としてS波初動の報告が1以上ある。

次にこの選定基準についての説明を行う。まず最初の基準(1)について説明する。本研究の対象領域は四国、中国、近畿、中部地方であるが、3次元P波速度構造を求める領域をこれらの地域に限定した場合、十分な数の波線が得られない可能性があることを考慮に入れて、初動データの解析自体は日本列島全体を含む広範囲で行った。また、地殻内の不連続およびモホ面での屈折等の影響を取り除くため33.5 km以深の地震のみを用いた。

次の基準(2)について説明する。気象庁の地震観測は数種類の地震計によって行われているが、上記の4種類の地震計は短周期速度型の電磁式高感度地震計である。また、P波初動の報告には、初動の立ち上がりの明瞭さを表す基準として、立ち上がりの明瞭なものから 'iP' , 'P' , 'eP' の3種類がある。これは初動の読み取り精度に関わってくる。した

がって、初動の読み取り精度が悪いと思われる 'eP' として報告されているデータは用いなかった。

最後の基準(3)について説明する。震源決定をする際にS波の走時が1つでも加わると震源の深さにかなりの制限が加えられるので、選定基準の1つに加えた。また、S波の場合、'iS' と報告されているものはなく、'S' と 'eS' のみであった。そのうち、'eS' として報告されているデータは、P波の場合と同じ理由で用いなかった。

以上のような選定基準で地震を選び、1,180個の地震の初動データを解析に用いた。これらの地震の震央分布を Fig. 2 に示す。また、本研究で用いた観測点の総数は220個であり、その分布を Fig. 3 に示す。

理論走時をもとめる際は、Fig. 4 に示す1次元P波速度構造を用い、DZIEWONSKI and GILBERT (1976) による楕円体補正、観測点の高度補正を行なった。理論走時をもとめたデータのうち、震央と観測点の間の角距離が 10° を越えるものおよび理論走時と観測走時のずれが5秒以上のものはデータとして用いなかった。このようにして得られたデータの数は全部で53,230個('iP' 11,839個, 'P' 41,391個)である。Fig. 4の1次元P波速度構造は、33 km以深はJEFFREYS (1939)のモデルであり、深さ0~16 km, 16~33 kmでP波速度をそれぞれ5.57 km/s, 6.5 km/sと一定にした。本論文のインバージョンでは日本列島および周辺領域を扱う。領域内の地域的不均質構造は観測点補正值によって表現される

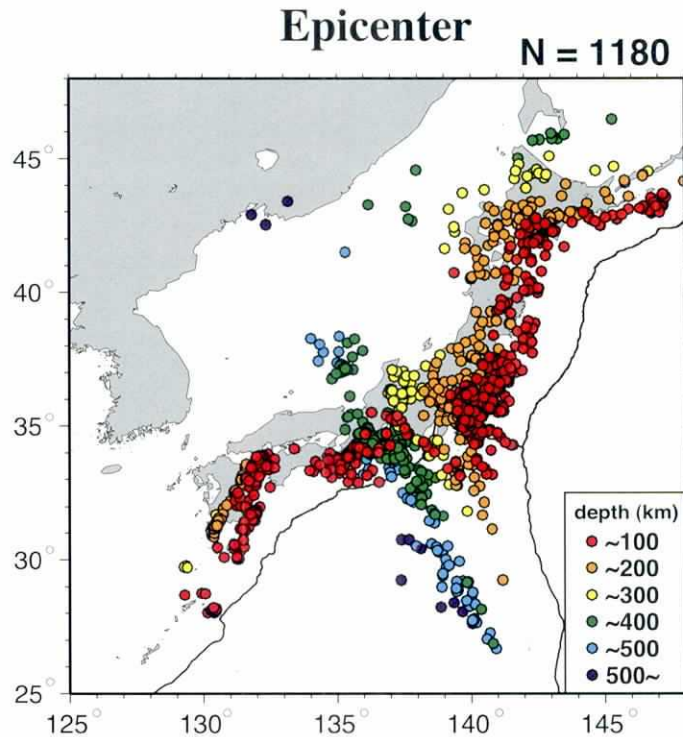


Fig. 2. Epicentral distribution of earthquakes used in this study. The total number of events is 1,180.

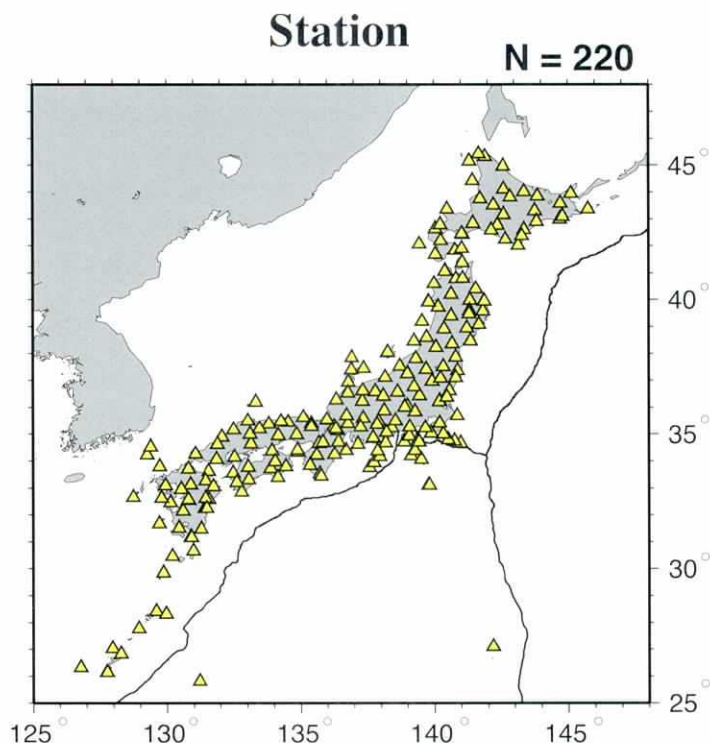


Fig. 3. Distribution of stations used in this study. The total number of stations is 220.

と見なしてインバージョン結果に対する考察を行なう。

3. 方 法

3次元P波速度構造を推定する対象領域は、北緯 25° ~ 48° 、東経 125° ~ 148° 、深さ 0 ~ 650 km までとした。解析に用いる地震および観測点はすべてこの領域に含まれる。解析に際しては、4種類のグリッド(S1), (S2), (L1), (L2)を用いた。水平方向のグリッド間隔は4種類とも $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ であるが、(S1), (L1)に対し(S2), (L2)は南北および東西方向にそれぞれ 0.25° ずつずらしている。Fig. 5 (a)に解析に用いたグリッドの水平位置を示す。また、深さ方向のグリッド間隔については、(S1)が深さ 100 km までが 15 km 間隔、 500 km までが 25 km 間隔、 500 km 以深が 50 km 間隔であり、(L1)が深さ 100 km までが 30 km 間隔、 500 km までが 50 km 間隔、 500 km 以深が 100 km 間隔である。(S2)は(S1)の、(L2)は(L1)のグリッドのそれぞれの中間をとるように配置した。Fig. 5 (b)に解析に用いたグリッドの鉛直位置を示す。このように4種類のグリッドを用いたのは次のような理由による。

(1)深さ方向のグリッド間隔を最も短いところでも 15 kmにしたのは、それより短くすると波線の通りの少ない中国地方などで十分に信頼のおける解が得られないことが予想されるからである。厚さが 10 km 以下と考えられているフィリピン海プレート最上部の低速

1-D Reference Vp Model

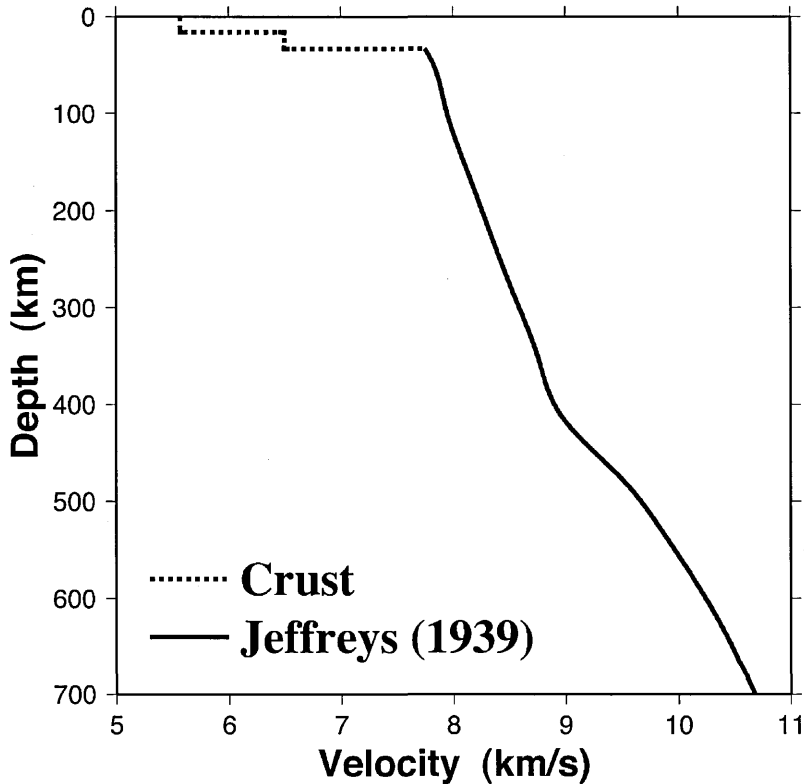


Fig. 4. One-dimensional reference P-wave velocity model used in this study. The solid line is Jeffreys model (1939). Two velocity discontinuities are assumed at depths of 16 km and 33 km.

度層に相当する低速度異常が見られるとしても、15 km という深さ方向のグリッド間隔は大きい。従って、(S1), (S2) でグリッドの取り方による結果の違いを比較してみることにした。(2)(S1), (S2) では、場所によっては十分に信頼のおける解が得られないことが予想される。従って、深さ方向のグリッド間隔を (S1), (S2) よりも長く (約 2 倍) したものを用意した ((L1), (L2))。また、フィリピン海プレートの厚さが 30 km もしくはそれ以下だとすると 30 km という深さ方向のグリッド間隔は長くなるので、グリッドをずらした (L1), (L2) の 2 種類で結果を比較してみることにした。

神谷 (1991) はブロック内の P 波速度の平均モデルからのずれ (%) を一定としこれを未知のモデルパラメータとして解析を行っているが、本研究ではグリッドでの P 波速度の平均モデルからのずれ (%) を未知のモデルパラメータとしている。それは、結果の鉛直断面図を見る際に、各グリッドの値を内挿することにより、どの方向の断面でも容易に作成することができるからである。

本研究では、神谷 (1991) と同様に、ARTB 法 (ART-type Bayesian reconstruction

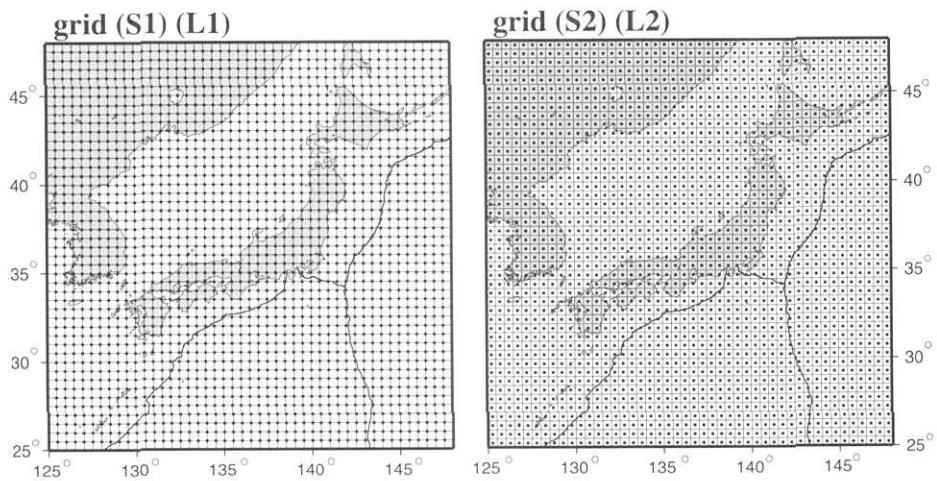


Fig.5 (a)

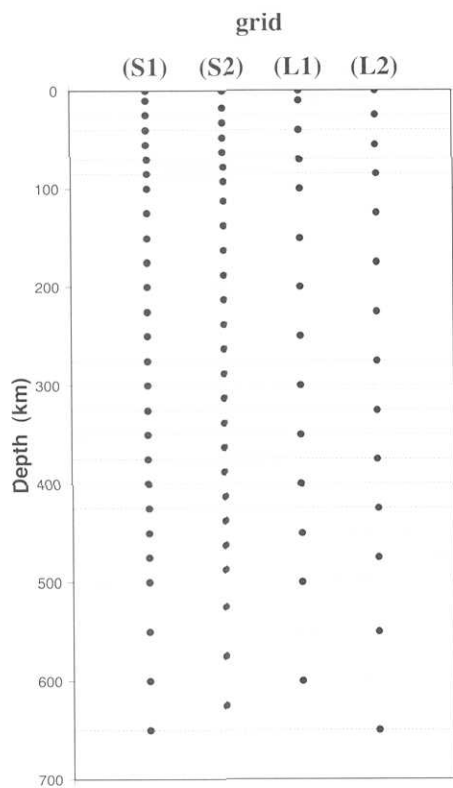


Fig.5(b)

Fig. 5. Distributions of grid points used in this study. (a) Horizontal and (b) vertical distributions.

method) (HIRAHARA, 1988) を用いた。

まず、次のような線形化した観測方程式を考える。

$$d = Gm \quad (1)$$

ここで、 d と m はそれぞれ、観測データおよび未知のモデルパラメータを成分とするベクトルであり、 G は初期の 1 次元速度モデルを与えて波線を求めることにより得られる係数行列である。そしてベイズ型の最適化基準に従い、次式で表される L の値を最小にする。

$$L = (d - Gm)^t C_d^{-1} (d - Gm) + (m - m_0)^t C_m^{-1} (m - m_0) \quad (2)$$

ここで、 m_0 はモデルパラメータの初期値を成分とするベクトルであり、 C_d および C_m はそれぞれ、観測データとモデルパラメータに対して先験的に見積もられた自己共分散行列である。 t は転置行列を表す。(2) 式の L を最小にするようなモデルパラメータベクトル m は、次のように表される。

$$m - m_0 = G^{-g} (d - Gm_0) \quad (3)$$

ただし、

$$G^{-g} = (G^t C_d^{-1} G + C_m^{-1})^{-1} G^t C_d^{-1} \quad (4)$$

である。

本研究では、 C_d および C_m を次のように仮定する。

$$C_d = \sigma_d^2 I \quad (5)$$

$$C_m = \begin{pmatrix} \sigma_{m1}^2 & 0 & \cdots & \cdots & 0 \\ 0 & \ddots & & & \vdots \\ \vdots & & \sigma_{mj}^2 & & \vdots \\ \vdots & & & \ddots & 0 \\ 0 & \cdots & \cdots & 0 & \sigma_{mn}^2 \end{pmatrix} \quad (6)$$

ここで、 σ_d^2 および σ_{mj}^2 ($j=1, \dots, n$) は、データ誤差および j 番目のモデルパラメータに対して先験的に見積もった不確定性の分散値である。行列 I は単位行列を表す。

すでに述べたように、本研究ではモデルパラメータの m_0 からのずれを微小と考え線形化した観測方程式 (1) を解く。従って、 G は初期の 1 次元速度モデル m_0 に対して計算され、変化させない。求められたモデル m に対し 3 次元速度不均質による波線の歪曲を考慮したモデル修正を行なう場合は shooting 法または bending 法 (Julian and Gubbins, 1977) を用いて波線を計算する必要がある。

この方法では、速度構造だけでなく、震源パラメータの補正值および観測点補正值についても同時に求めることができる。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としては、個々のデータやグリッドの位置、地震および観測点によらず一定とし、

$$\sigma_d = 0.1 \text{ s または } 0.2 \text{ s (走時データ)}$$

$$\sigma_{ms} = 3.0\% \text{ (スローネスの偏差)}$$

$$\sigma_{m\lambda} = \sigma_{m\phi} = 0.02^\circ \text{ (震源の緯度・経度の補正值)}$$

$$\sigma_{mh} = 2.0 \text{ km (震源の深さの補正值)}$$

$$\sigma_{mt} = 0.1 \text{ s (発震時刻の補正值)}$$

$$\sigma_{ms_t} = 0.1 \text{ s (観測点補正值)}$$

という値を用いた。 σ_d の 0.1 s と 0.2 s という値はそれぞれ 'iP' , 'P' のデータに対する値

である。ARTB法でのインバージョンの緩和定数は各イタレーションで一定とし、0.1とした。

本研究のように、地震のデータを使って地球内部の構造を推定する問題では、震源と観測点の配置の制約から、対象とする領域全体を地震波線が満遍なく通っているわけではなく、通っている地震波線の数が少なかったり、あるいは、地震波線の方向が偏っている領域が存在する。そしてこのような領域では、十分に信頼のおける解を得ることができない。したがって、解析の結果を正しく評価するためには、解の信頼性を調べる必要がある。本研究では、この解の信頼性を評価する方法として、チェッカーボード解像度解析を行った。ここで言う解像度とは、分解能 (resolution) (BACKUS and GILBERT, 1968) のことではなく、あくまで解の信頼性を評価するために使う言葉である。以後、「解像度解析」という言葉は「解の信頼性を評価するための解析」を意味する。これは次に述べるような方法である。まず、地球内部の速度構造として、高速度の領域と低速度の領域がチェッカーボード状に 0.5° 間隔で「負領域」と「正領域」が交互に分布しているものを仮定する。この仮定した地球モデルに対して、実際の解析で用いた震源と観測点の組み合わせで得られる走時を理論的に計算する。走時は、実際のデータ解析の場合と同様に、1次元速度モデル m_0 に対して計算した波線を基にチェッカーボード状の3次元速度不均質を仮定して計算した。このようにして計算された走時をデータとして、実際の解析を行ったときと同様の方法で地球内部の速度構造をもとめ、初めに仮定した速度構造モデルと比較する。この方法を用いると、解の信頼性の高い領域では仮定したチェッカーボード状の構造をよく再現するのにに対して、解の信頼性の低い領域では、初めに仮定した構造が再現されず、0に近い速度偏差がひろがってあらわれる。

また、初めに仮定したチェッカーボード状のスローネス偏差の値は、 $\pm 3\%$ である。

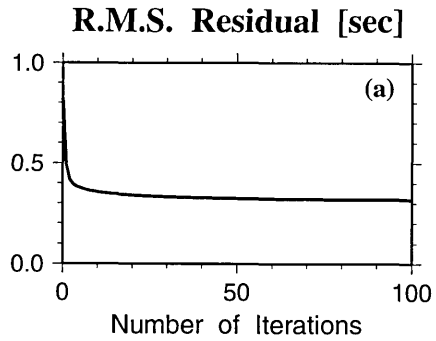
4. 結 果

本研究で求めたモデルパラメータは、14,402個 (グリッド (S1))、14,202個 (グリッド (S2))、8,457個 (グリッド (L1)) および 8,253個 (グリッド (L2)) のグリッドのスローネス偏差と、 $1,180 \times 4$ 個の震源パラメータの補正值と、220個の観測点補正值である。

理論走時と観測走時のRMS残差は、インバージョン前には0.818sであったが、インバージョン後には0.305s (グリッド (S1))、0.303s (グリッド (S2))、0.318s (グリッド (L1)) および 0.318s (グリッド (L2)) となった。ARTB法では線形方程式(1)をiterativeに解く。Fig. 6 (a)に、データ全体にわたる計算 (ARTB法のアルゴリズムにおける i ループ ($i=1, \dots, N$) (N はデータ数))を1回として数えたときのイタレーション (ARTB法によるアルゴリズムにおける k ループ ($k=1, \dots, K$) (k はイタレーション回数))の回数によるRMS残差の変化を示す。これを見ると、RMS残差は最初の数回の繰り返しでほとんど減少しているものの、それ以降も徐々にではあるが減少を続けていることがわかる。

Fig. 6 (b)~(g)にグリッド (L1)の場合のイタレーションに伴うモデルパラメータの変化の様子を示す。これらの図では、1回のイタレーションで変化したモデルパラメータのうち、その変化の絶対値が最大であったものを示している。これらの図を見ると、震源の深さの補正值だけは最初の5回までに1度変化量が増加しているものの、これを除けば、イタレーションを繰り返す毎に各パラメータの変化量は減少し続け、100回でほとん

grid (L1)



MAX $|x(k)-x(k-1)|$

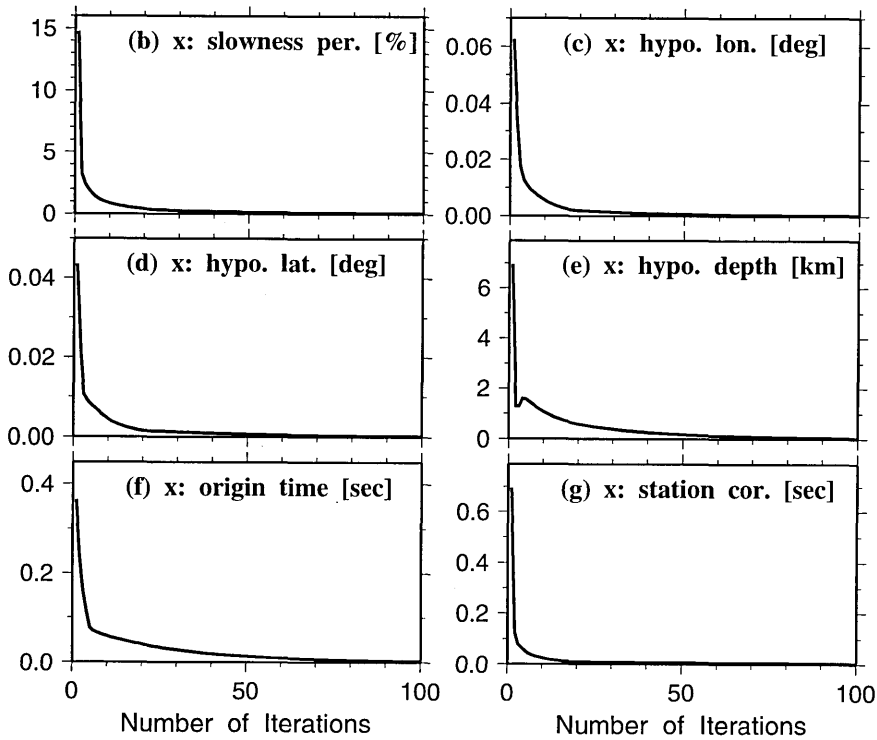


Fig. 6. (a) Root-mean-squares residual versus number of iterations. (b) Maximum change in slowness perturbations at each iteration. (c) Same as (b) in hypocenter longitude corrections. (d) Same as (b) in hypocenter latitude corrections. (e) Same as (b) in hypocenter depth corrections. (f) Same as (b) in source origin time corrections. (g) Same as (b) in station corrections.

ど完全に収束している。図には示さないが、これらのことは他の3つのグリッドの場合についても同様である。そこで、本研究では、100回のイタレーション後のモデルパラメータの値を解 m とした。

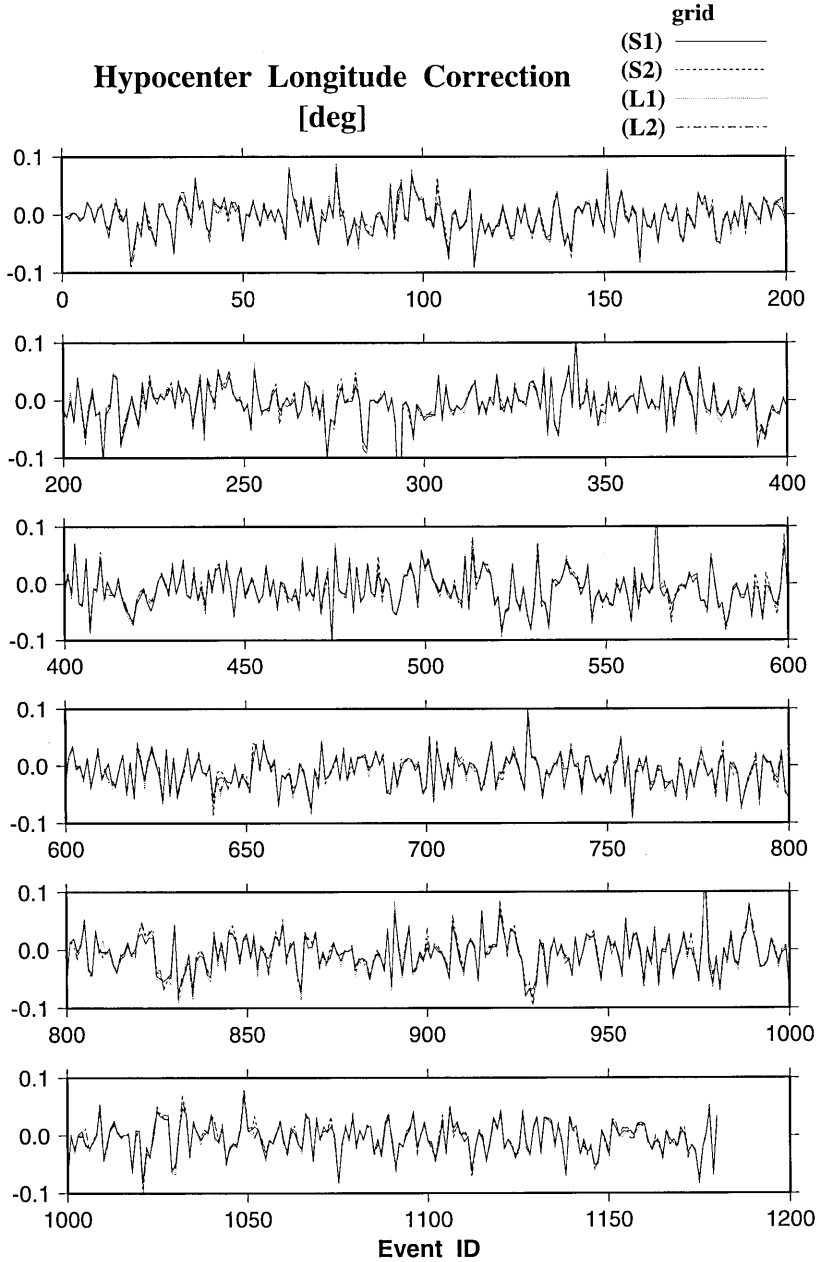


Fig. 7. Hypocenter longitude corrections for each event after the 100th iteration. The events are lined up in order of source origin time.

Fig. 7は各イベントにおける100回のイタレーション後の震源パラメータの内、経度の補正値をプロットした図である。これらの図を見ると、グリッドの取り方によらず各イベントでほぼ同じ値となっていることがわかる。図には示さないが、他の3つの震源パラ

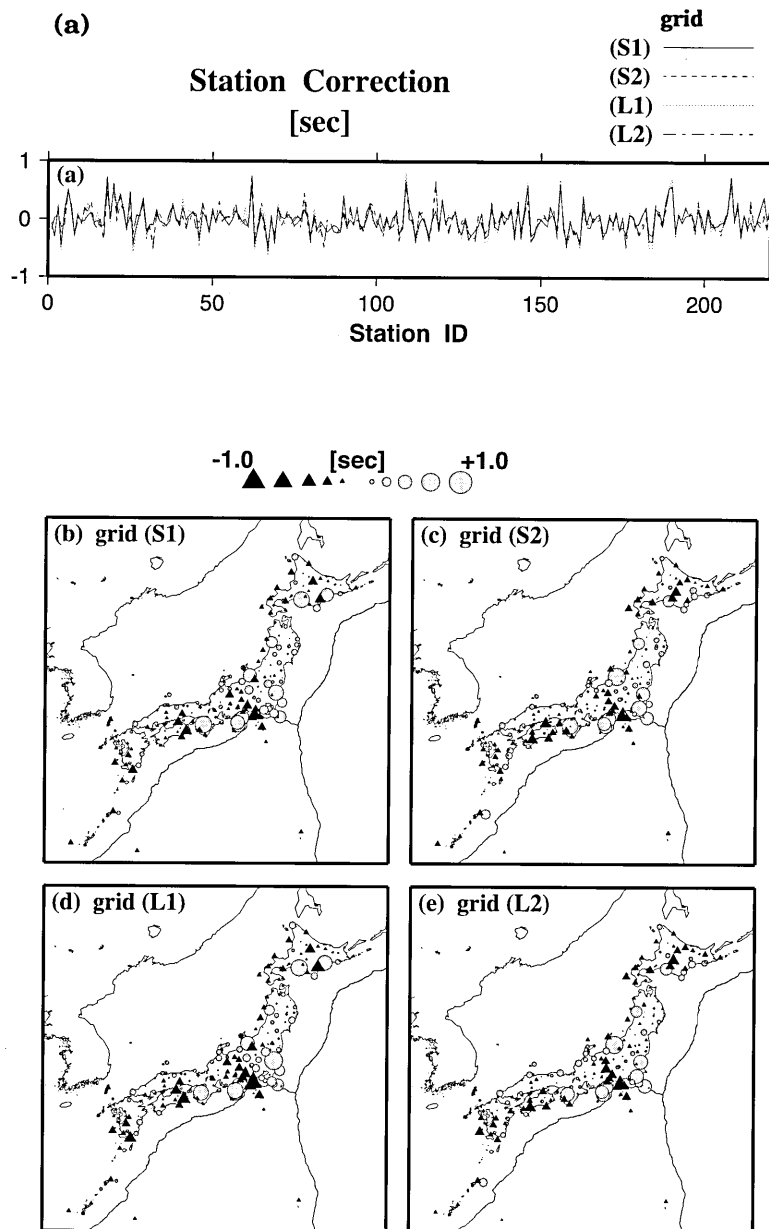


Fig. 8. (a) Station corrections at each station after the 100th iteration. The stations are lined up arbitrarily. (b) Distribution of station corrections in the case of grid (S1). (c) Same as (b) in the case of grid (S2). (d) Same as (b) in the case of grid (L1). (e) Same as (b) in the case of grid (L2).

メータについても同様である。

一方、Fig. 8 (a) は、各観測点における100回目のイタレーション後の観測点補正値をプロットした図である。この観測点補正値は観測点直下の浅い部分の構造を反映したものであり、正の値は観測点直下の地震波速度が遅いことを意味し、負の値は速いことを意味する。この図を見ると、Fig. 7の震源パラメータの場合に比べて、グリッドの取り方によるばらつきが大きい。この図で見られるばらつきは、Fig. 5 (a), (b) に示したように、水平方向および第2番目の深さのグリッド(0 kmの次の深さのグリッド)の取り方が異なることが原因していると考えられる。Fig. 8 (b)~(e) は 観測点補正値の結果を地図上に示したものである。これらを見ると、水平方向および第1番目の深さ(0 km)、第2番目の深さ(10 km)のグリッドが同じである(S1)と(L1)はよく似た結果となっており、第2番目の深さのグリッドは異なるが、水平方向のグリッドが同じである(S2)と(L2)もよく似た結果となっている。一方、これらの2つのグループ同士で比較すると、北海道で顕著な違いが見られる。こうした観測点補正値の結果の違いは、第1番目および第2番目の深さのグリッドにおけるスローネス偏差の結果により強い影響を及ぼしている可能性がある。一方、それより深いグリッドの結果には相対的に影響が弱いと考えられる。実際、第1番目の深さ(0 km)のグリッドでは、4種のグリッドの取り方いずれにおいても解の信頼性が低く、第2番目の深さの解の信頼性も必ずしも高くない。このように観測点補正値と浅部構造との間にはトレードオフがあり、これらの結果の解釈には注意する必要がある。したがって以下の議論においては観測点補正値についてとくに言及しない。

4.1 平面図

Fig. 9に、チェッカーボード解像度解析の結果のうち、北緯 31° ~ 39° 、東経 131° ~ 139° の範囲で、第2番目から第6番目までの深さの結果を示す。白と黒のチェッカーボード状にはっきりと見える領域は解の信頼性が高く、そうでないところは解の信頼性が低いことを意味している。これらの結果から一般に次のようなことが言える。観測点がないところは解の信頼性が低い。更にグリッド(S1)、(S2)のグループと(L1)、(L2)のグループを比較すると、同じ深さであっても、深さ方向のグリッド間隔の長い後者の方が前者よりも解の信頼性の高い領域が広範囲にわたっている。

Fig. 10に、解析に用いた波線を深さを区切って示す。解の信頼性は波線の通り方で決まる。Fig. 9とFig. 10は、波線の密度が濃いほど解の信頼性が高くなる、ことを示している。

Fig. 11-1~11-4に各グリッドにおける初期モデルに対するスローネス偏差の結果を示す。図中、○は初期モデルに対して速度が速く、+は遅いことを示している。また、解像度解析の結果が-1~1%の範囲にあるグリッドには影をつけた。この影をつけた部分は解の信頼性が低い。以下、得られた速度分布のいくつかの特徴について述べる。

4.1.1 グリッド(S1)の結果(Fig. 11-1)

40 km (Fig. 11-1 (c))。フィリピン海プレートに相当すると思われる高速度異常領域が四国地方東部と中部地方に見られる。中部地方の高速度異常領域は、山岡・西原(1997)の40 kmの等深度線とよく合っている。紀伊半島南部には低速度異常領域が見られる。ここは、HORI(1990)が海洋性地殻が存在するとしている地域の1つである。Fig. 12は、1994年10月1日から1997年9月30日までの期間の地震月報に報告されているすべての

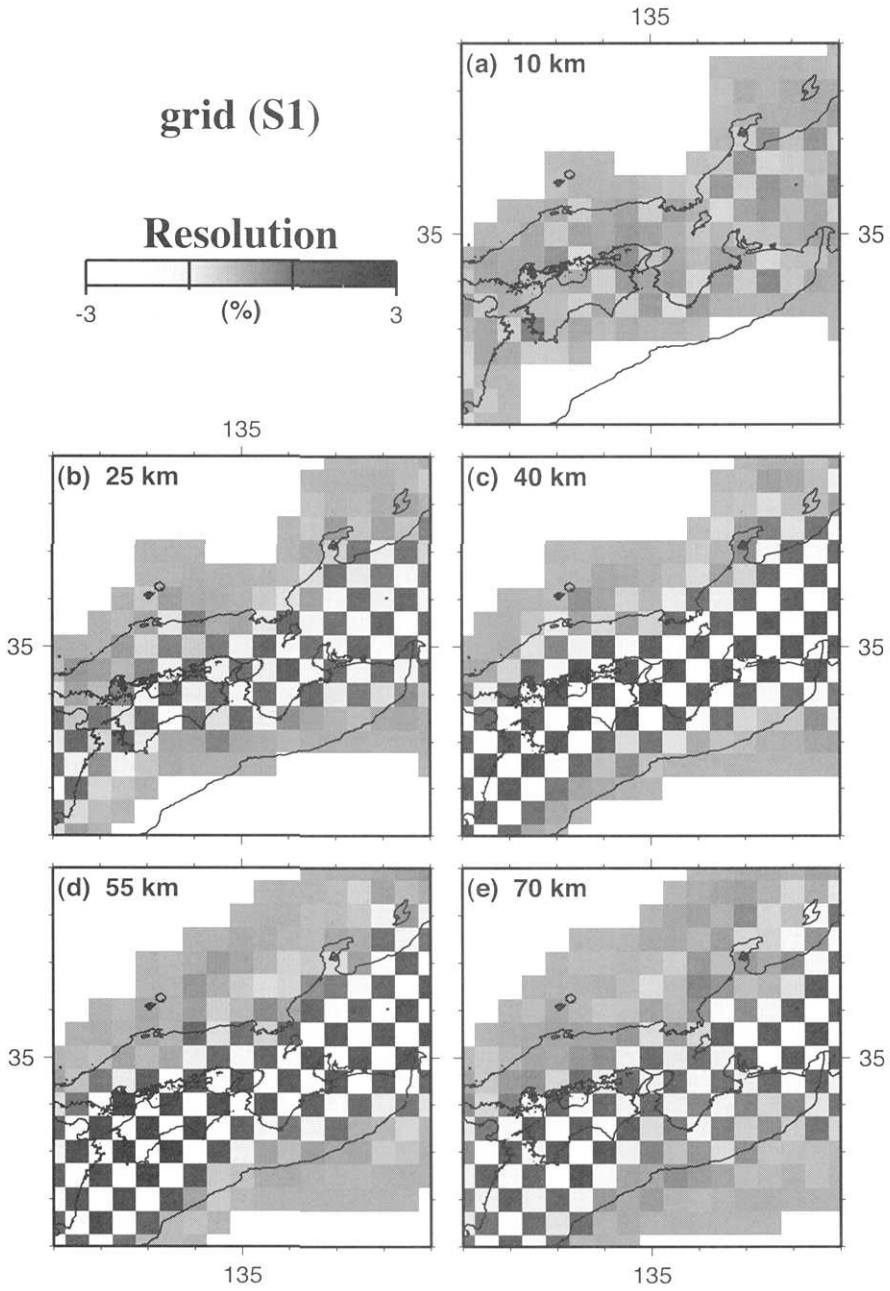


Fig.9-1

Fig. 9. Results of checker-board resolution test after the 100th iteration. (1) grid (S1), (2) grid (S2), (3) grid (L1), (4) grid (L2).

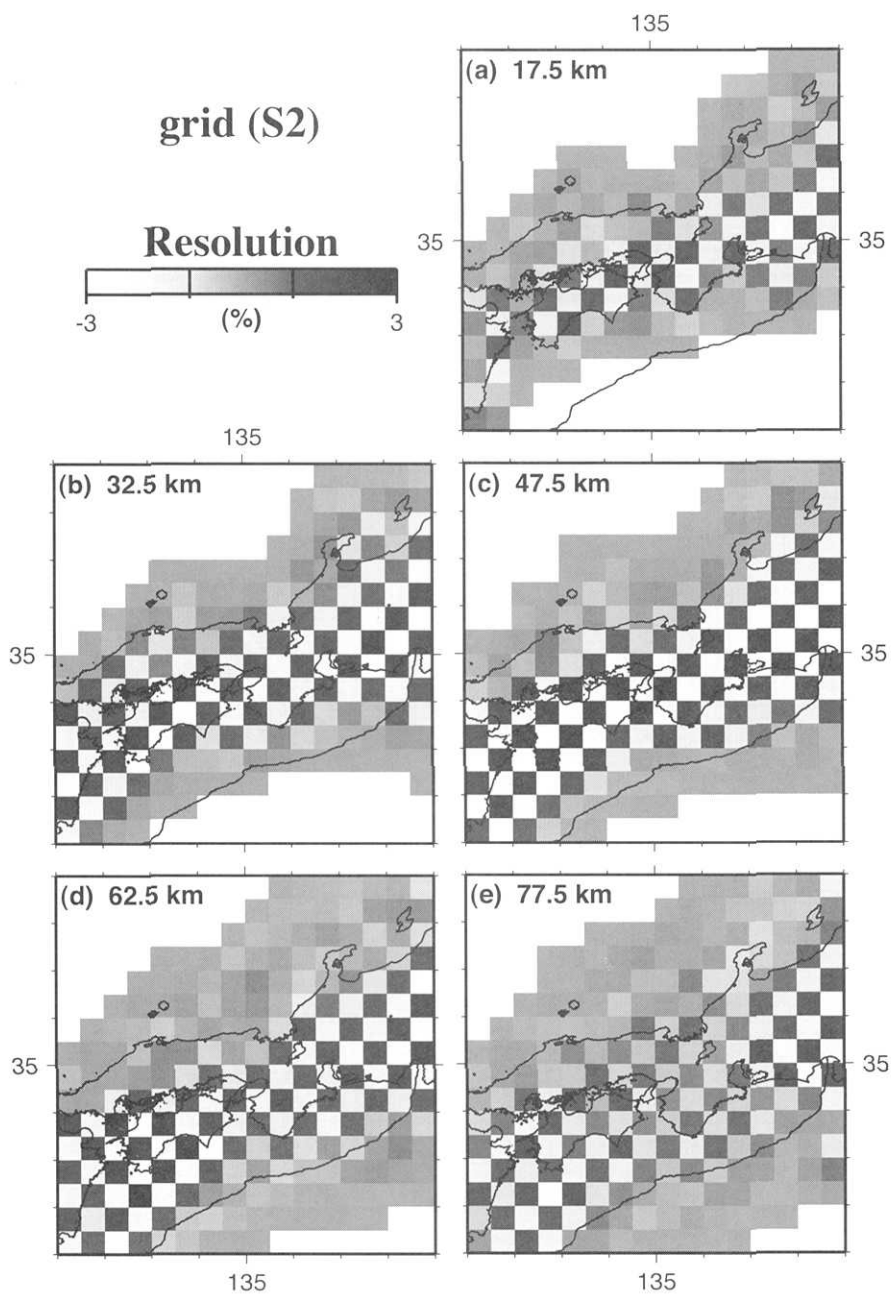


Fig.9-2

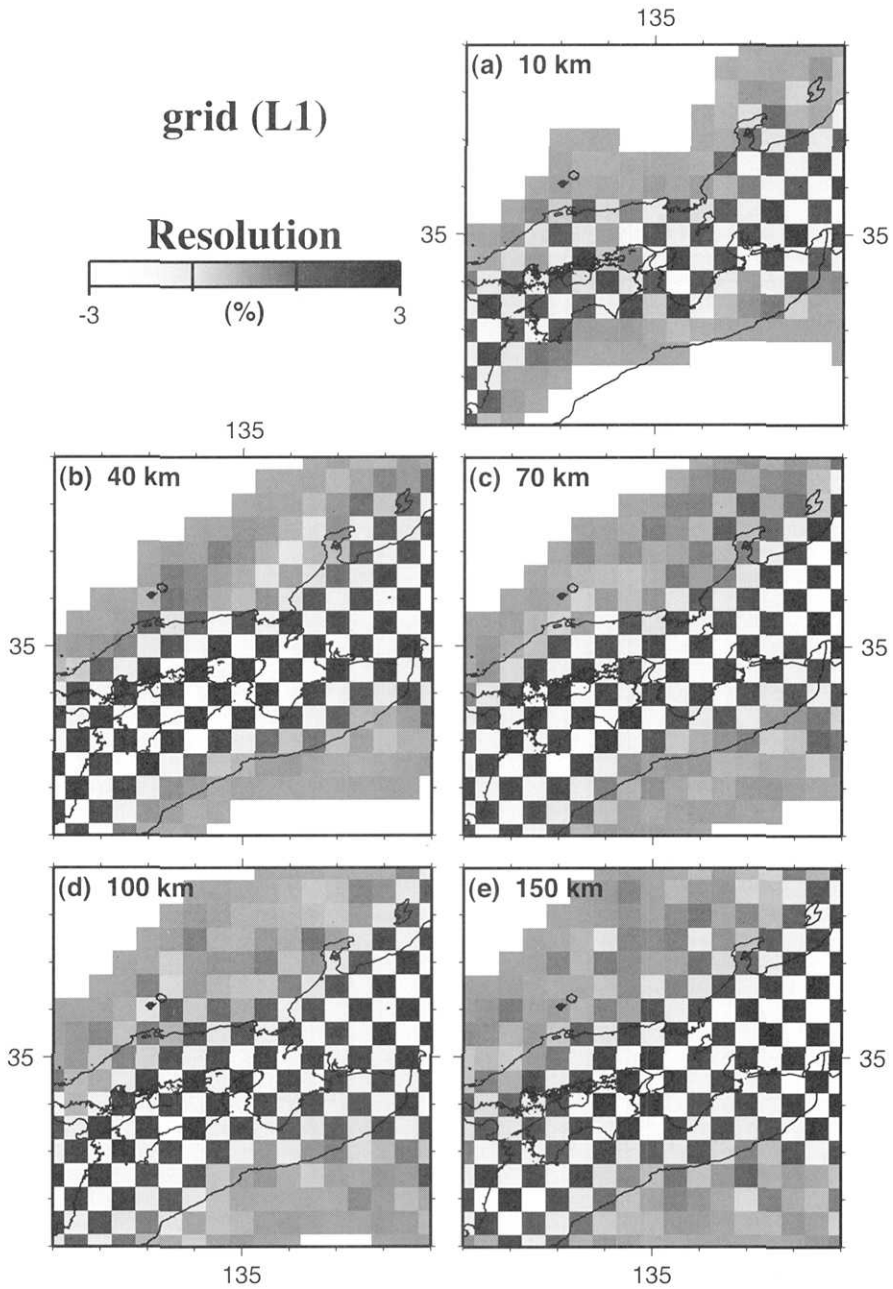


Fig.9-3

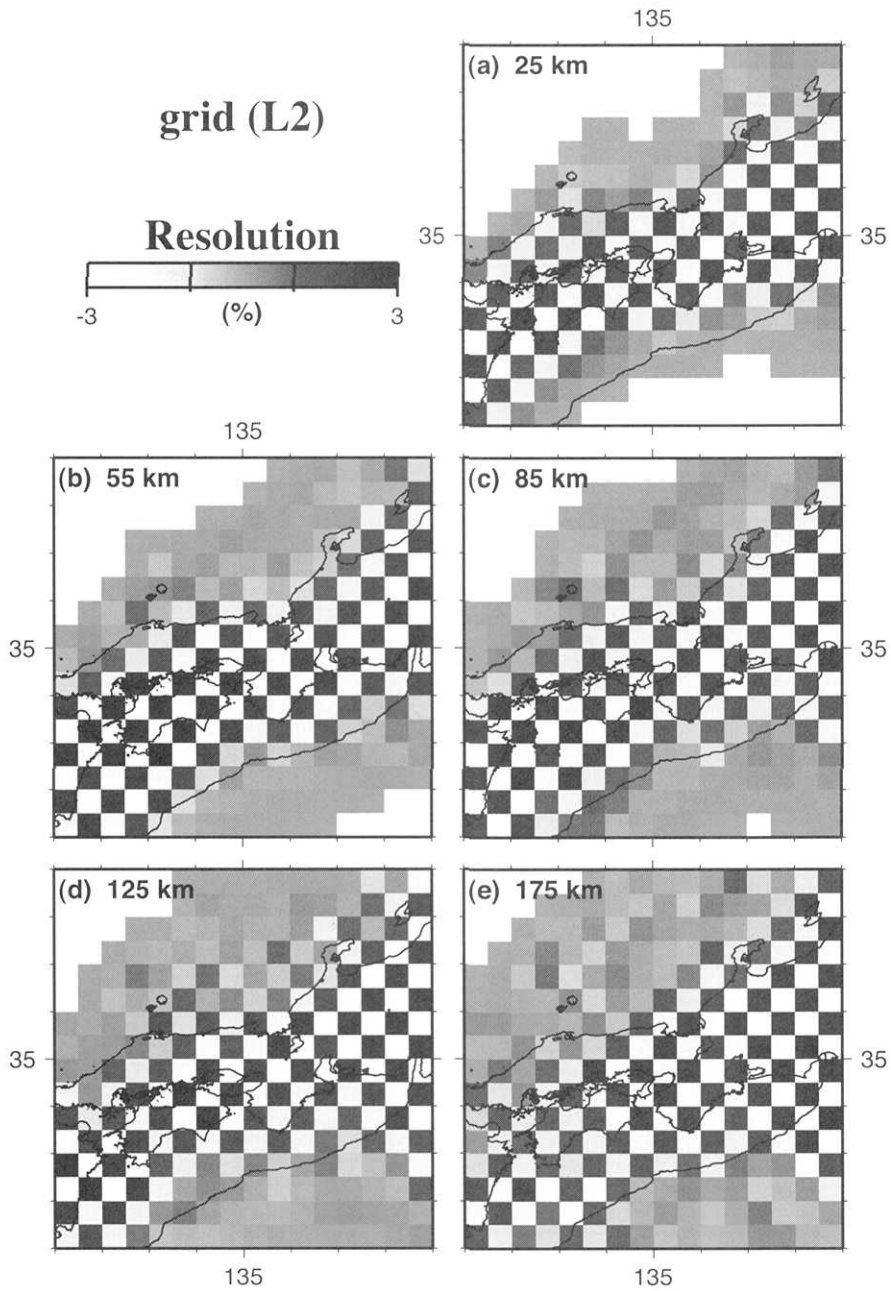


Fig.9-4

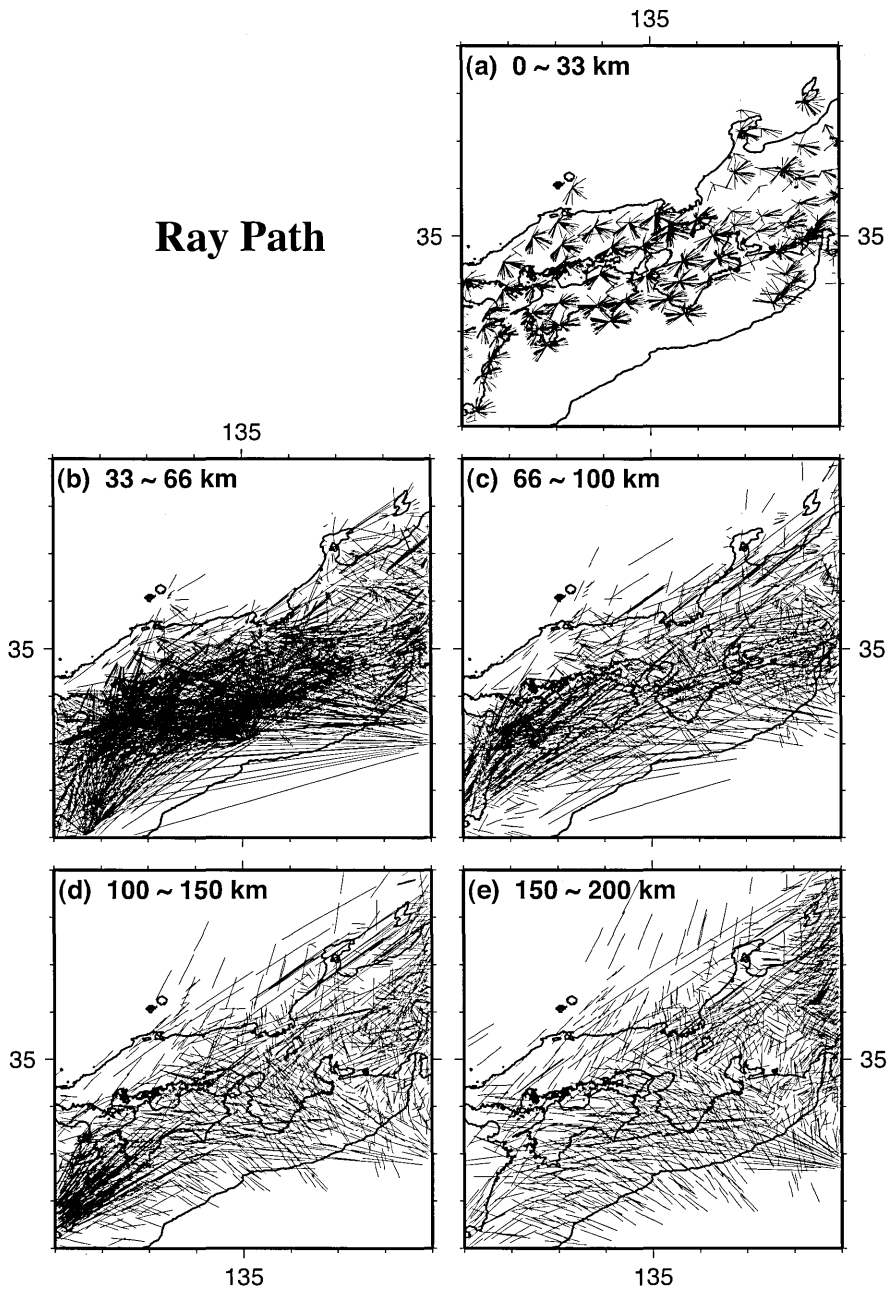


Fig. 10. The ray paths in each checker board for depth intervals of (a) 0~33 km, (b) 33~66 km, (c) 66~100 km, (d) 100~150 km and (e) 150~200 km.

地震を深さを区切ってプロットした図であるが、この Fig. 12 (c) (深さ 32.5 km~47.5 km) を見ると、紀伊半島においては、低速度の部分で地震が起きている。また、得られたスローネス偏差と初期モデルから、インバージョン後の各グリッドにおけるP波速度を計算し、プロットした図が Fig. 13 (a) である。この図によると、この深さでの初期モデルのP波速度が 7.79 km/s であるのに対し、低速度異常領域では 7.14~7.40 km/s である。HORI *et al.* (1985) は、この地域において、海洋性地殻に相当する低速度層がフィリピン海プレート最上部に存在し、この低速度層の中で地震が起きている、と推定している。上の値は HORI *et al.* (1985) の値に近い。しかし、この紀伊半島南部に見られる低速度異常領域は、フィリピン海プレート最上部に存在する低速度層を反映した結果であると考えることが出来るだろうか。海洋性地殻の厚さは 10 km 以下と考えられる。本研究における速度の分解能を考慮すると低速度の原因を海洋性地殻だけに求めることは出来ない。他の原因、例えば紀伊半島下での地殻構造の異常、又はフィリピン海プレートの大きな変形 (Fig. 1) に起因するかもしれない。他の特徴としては、火山が分布している地域 (中部地方~北関東地方) で低速度異常が見られることがあげられる。

55 km (Fig. 11-1 (d)). フィリピン海プレートに相当すると思われる高速度異常領域が四国地方、紀伊半島東部、中部地方で見られる。四国地方の高速度異常領域は中国地方南部まで続いている。これはフィリピン海プレートが中国地方まで達しているかもしれない、といういくつかの論文の指摘と調和的である。Fig. 14 は田中 (1987) (又は ODA *et al.* (1990)) の深さ 50~60 km の層におけるP波スローネス偏差の結果であるが、この図で見られる高速度異常領域の分布パターンと Fig. 11-1 (d) で見られる高速度異常領域の分布パターンは良く似ている。紀伊半島には、深さ 40 km の結果から続いていると思われる低速度異常が見られる。また、深さ 40 km の場合と同様、火山が分布している領域で低速度異常が見られる。

4.1.2 グリッド (S2) の結果 (Fig. 11-2)

四国、中部地方に見られるフィリピン海プレートに相当する高速度異常、紀伊半島南部に見られる低速度異常、中部地方~北関東地方の火山が存在する地域における低速度異常など、グリッド (S1) の場合とほぼ同じ特徴が見られる。

4.1.3 グリッド (L1) の結果 (Fig. 11-3)

40 km (Fig. 11-3 (b)). グリッド (S1) での深さ 40 km の結果 (Fig. 11-1 (c)) とほぼ同じ特徴が見られる。

70 km (Fig. 11-3 (c)). 四国地方に見られる高速度異常領域は、中国地方の中央部までのびている。これがフィリピン海プレートに相当するものであるとすると、この結果は、フィリピン海プレートが低角に沈み込んでいて中国地方まで達していることを意味し、NAKANISHI (1980), NAKANISHI *et al.* (1981), HIRAHARA (1981), 宇都 (1995), Kinoshita and NAKANISHI (1997), NAKANISHI *et al.* (2000) の指摘と調和的である。中部地方には一部高速度異常が見られる。これは、中部地方に沈み込むフィリピン海プレートの最北端部を反映した結果であると思われる。この位置は山岡・西原 (1997) が推定したプレートの先端と良く合う。また、その東の火山が存在する地域で低速度異常が見られる。

100 km (Fig. 11-3 (d)). 紀伊半島から日本海沿岸までほぼ南北方向に広がる顕著な高速度異常領域が見られる。この高速度異常領域がフィリピン海プレートに相当するもので

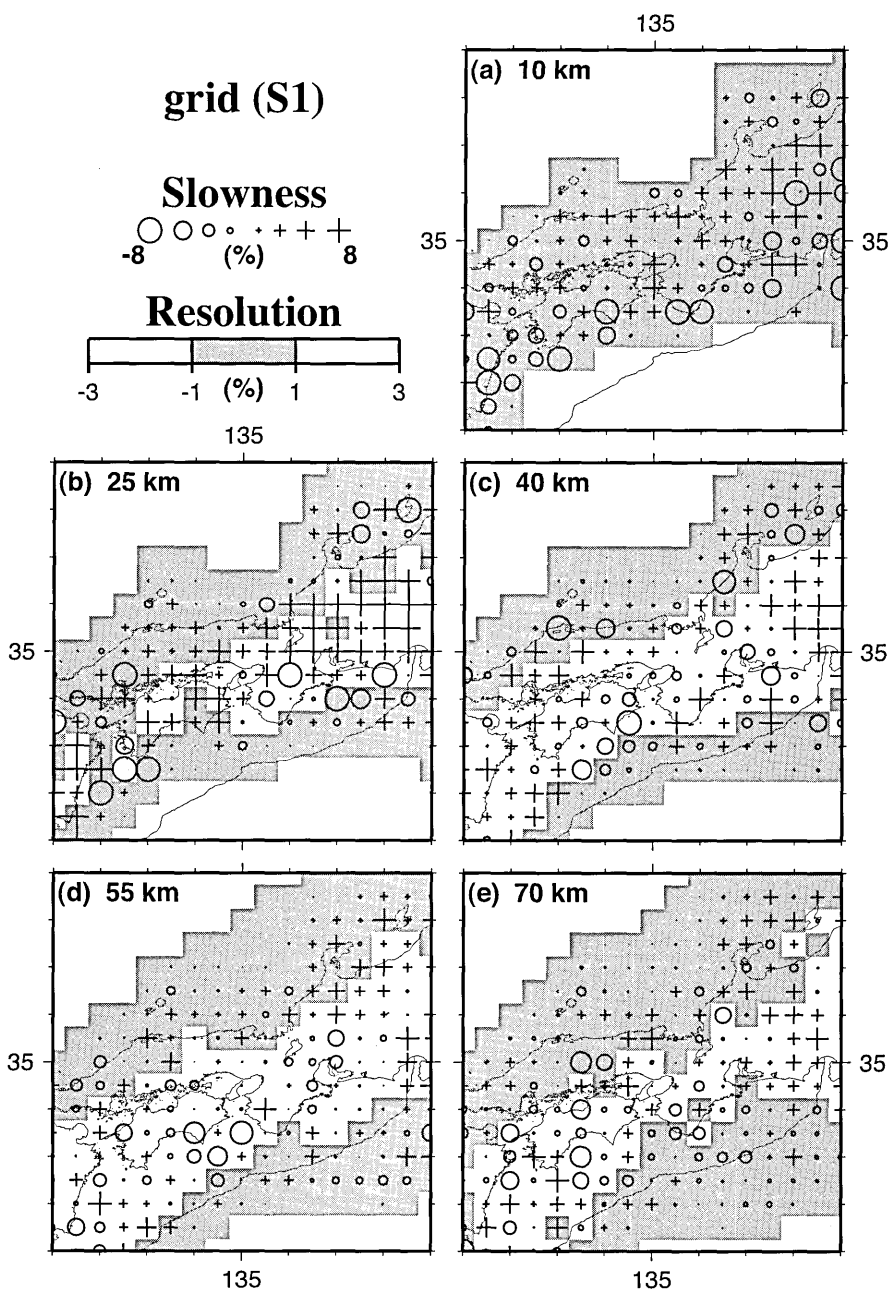


Fig.11-1

Fig. 11. P-wave slowness perturbations as percentages from a one-dimensional reference model obtained after the 100th iteration. Open circles and crosses represent high and low velocities, respectively, and shadow areas grids with low resolution(-1~1%).

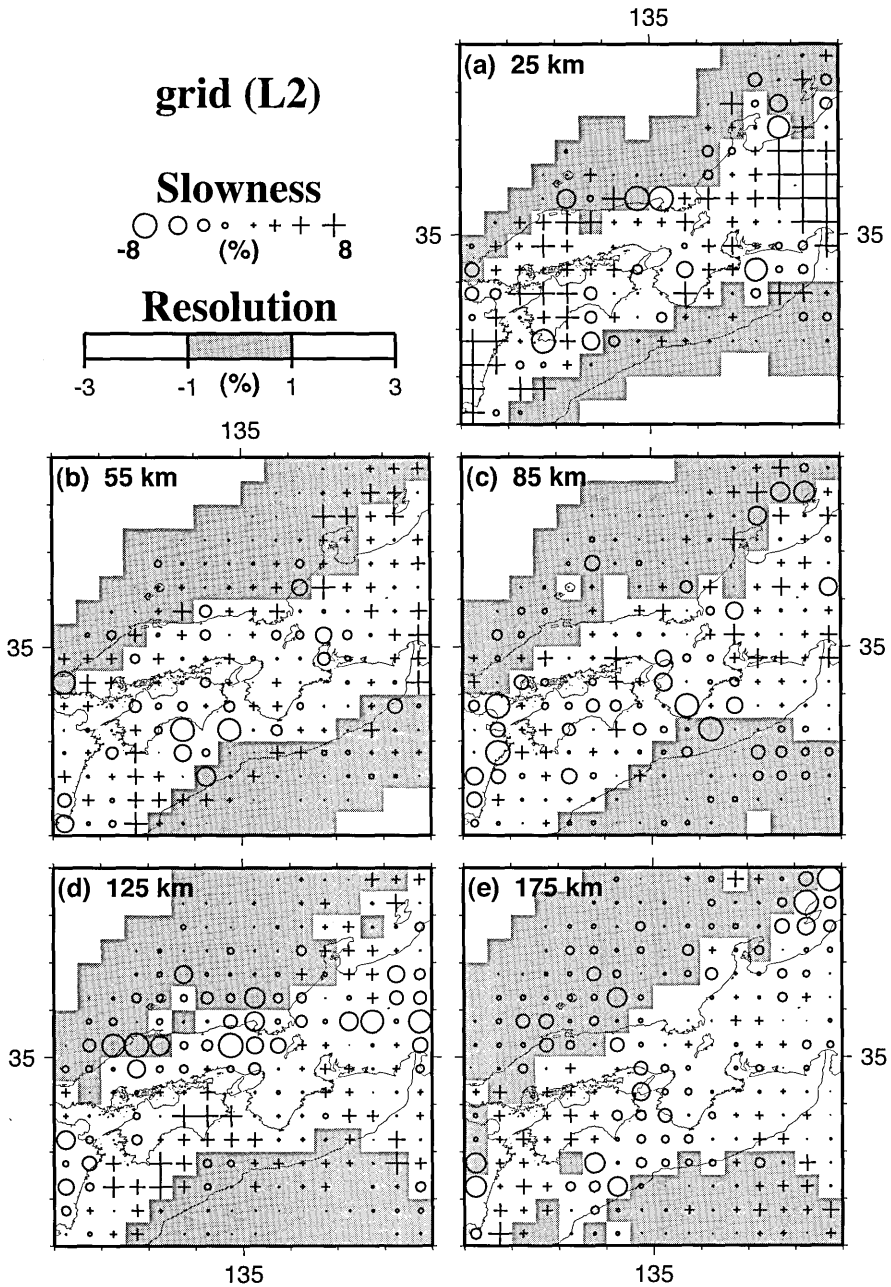


Fig.11-4

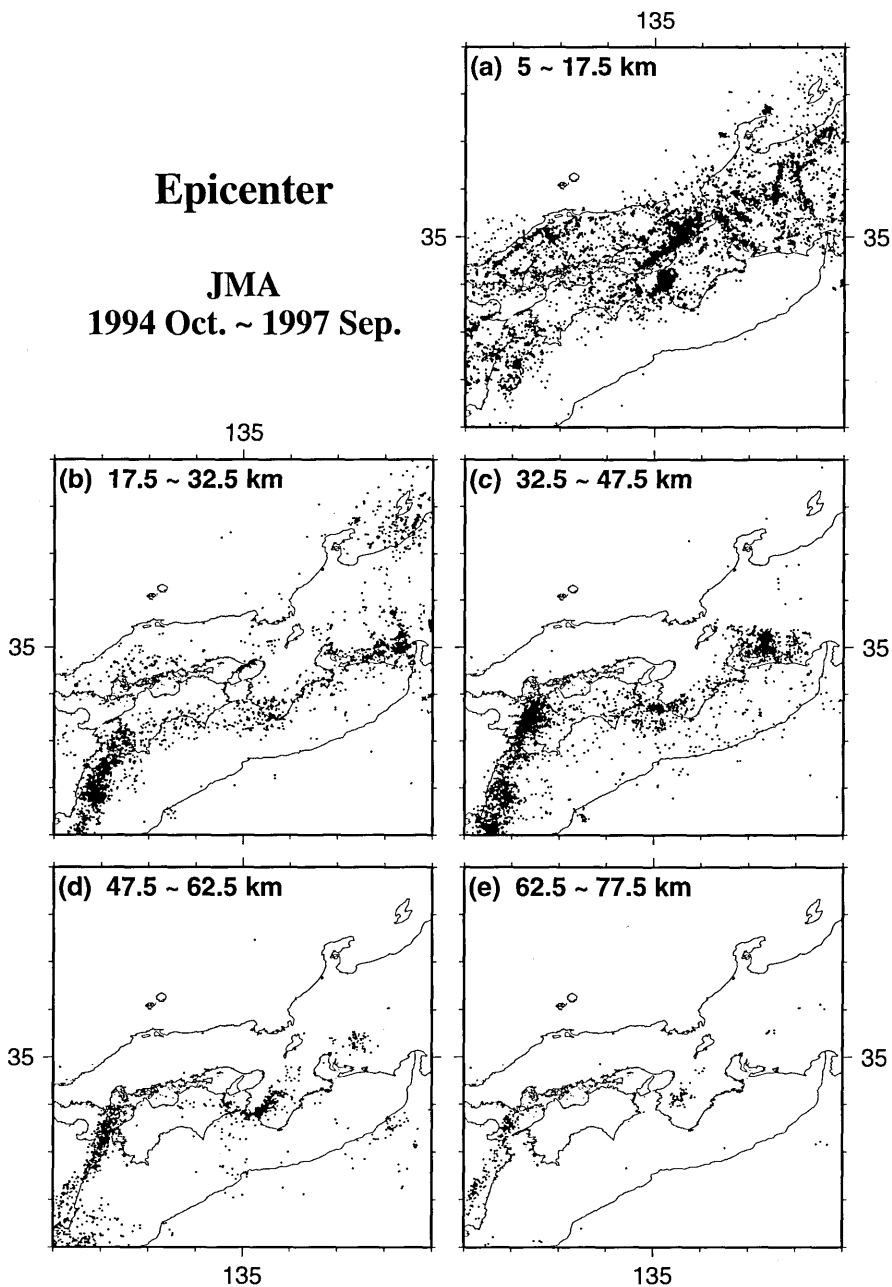


Fig. 12. Epicentral distributions of all of earthquakes reported in the Seismological Bulletins of the JMA in the period from October 1994 to September 1997 for depth ranges of (a) 5~17.5 km, (b) 17.5~32.5 km, (c) 32.5~47.5 km, (d) 47.5~62.5 km and (e) 62.5~77.5 km.

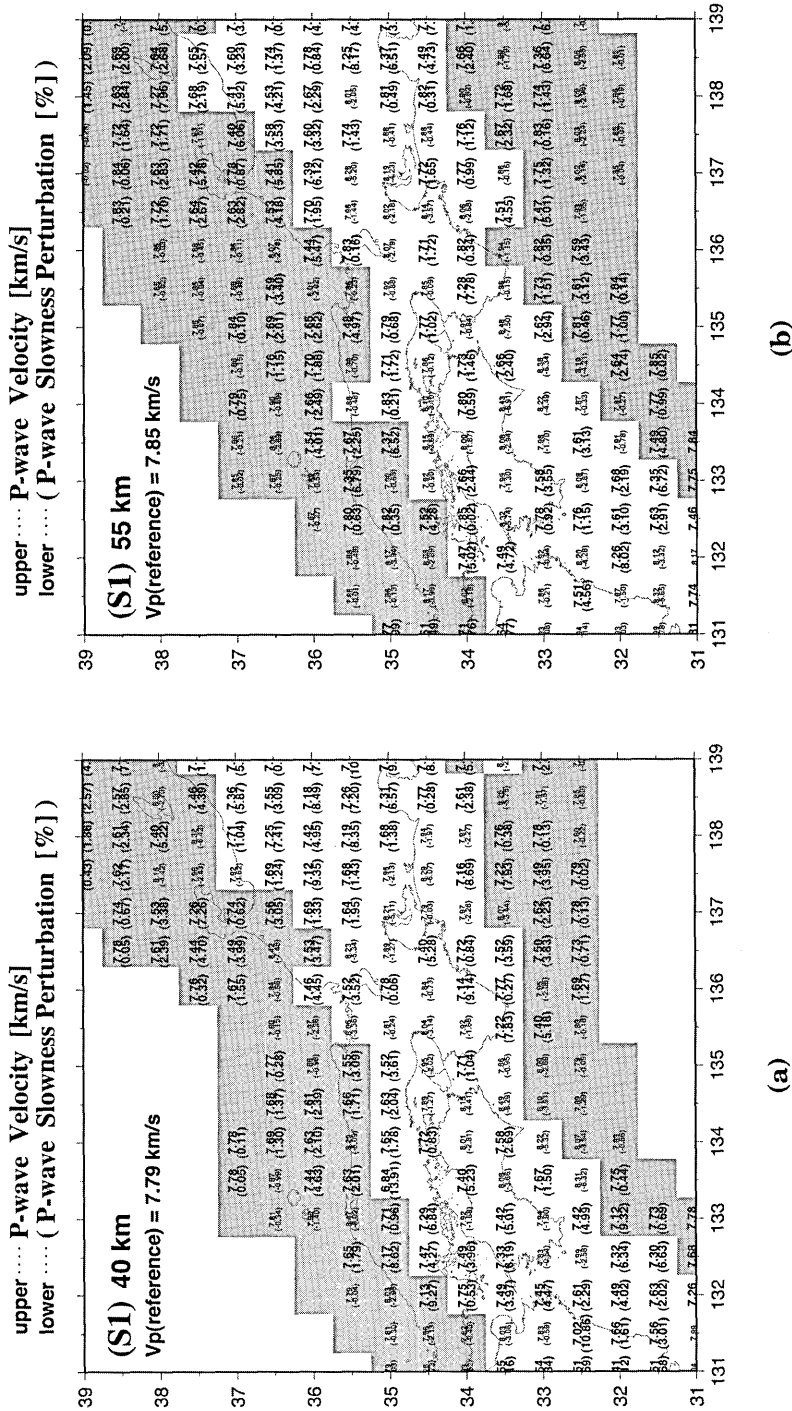


Fig. 13. P-wave velocities and P-wave slowness perturbations obtained for depths of (a) 40 km and (b) 55 km in the case of grid (S1).

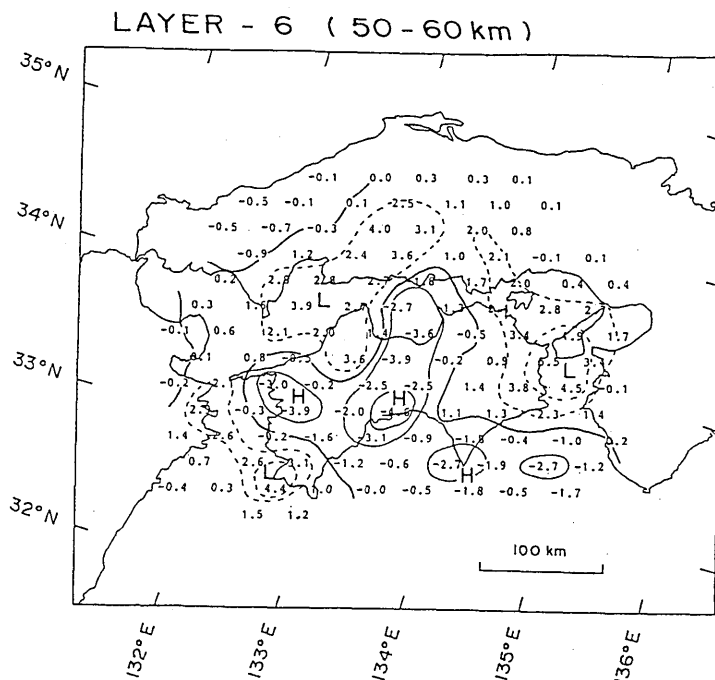


Fig. 14. The slowness perturbations as percentages of layer six (50~60 km) in Tanaka (1987). Contours are drawn at every two-percent interval: solid lines indicate high velocity anomalies and broken ones indicate low velocity anomalies.

あるとすると、70 km での結果 (Fig. 11-3 (c)) と合わせて、紀伊半島の下に沈み込んでいるフィリピン海プレートの先端部は、非震性スラブとして日本海沿岸の深さ 100 km くらいのところまで達している可能性を指摘できる。また、深さ 150 km 付近にも高速度異常が見える。これらの高速度異常は後で示す鉛直断面図 (Fig. 18 (c)) において、より明瞭に見ることが出来る。

4.1.4 グリッド (L2) の結果 (Fig. 11-4)

四国地方から中国地方に見られる高速度異常、紀伊半島から日本海沿岸に見られる高速度異常、中部地方に見られる高速度異常および低速度異常は、グリッド (L1) の結果とほぼ同じように見られる。

4.2 断面図

断面図の地表での位置を Fig. 15 (a) に示す。1994 年 10 月 1 日から 1997 年 9 月 30 日までの期間の地震月報に報告されている地震のうち、この図中の長方形に含まれるすべての地震の震源も後に示す各断面 (Fig. 18) に投影してプロットした。Fig. 15 (a) の中には KINOSHITA and NAKANISHI (1997) および NAKANISHI *et al.* (2000) によって報告されている地震の震央、さらに中村・他 (1997) の震源プロット中に見られる散発的に発生している地震の位置も示した。中村・他 (1997) ではこうした散発的に起きている地震は言及されていない。しかし本論文ではあえてこうした散発的に起きている地震に着目し、これら

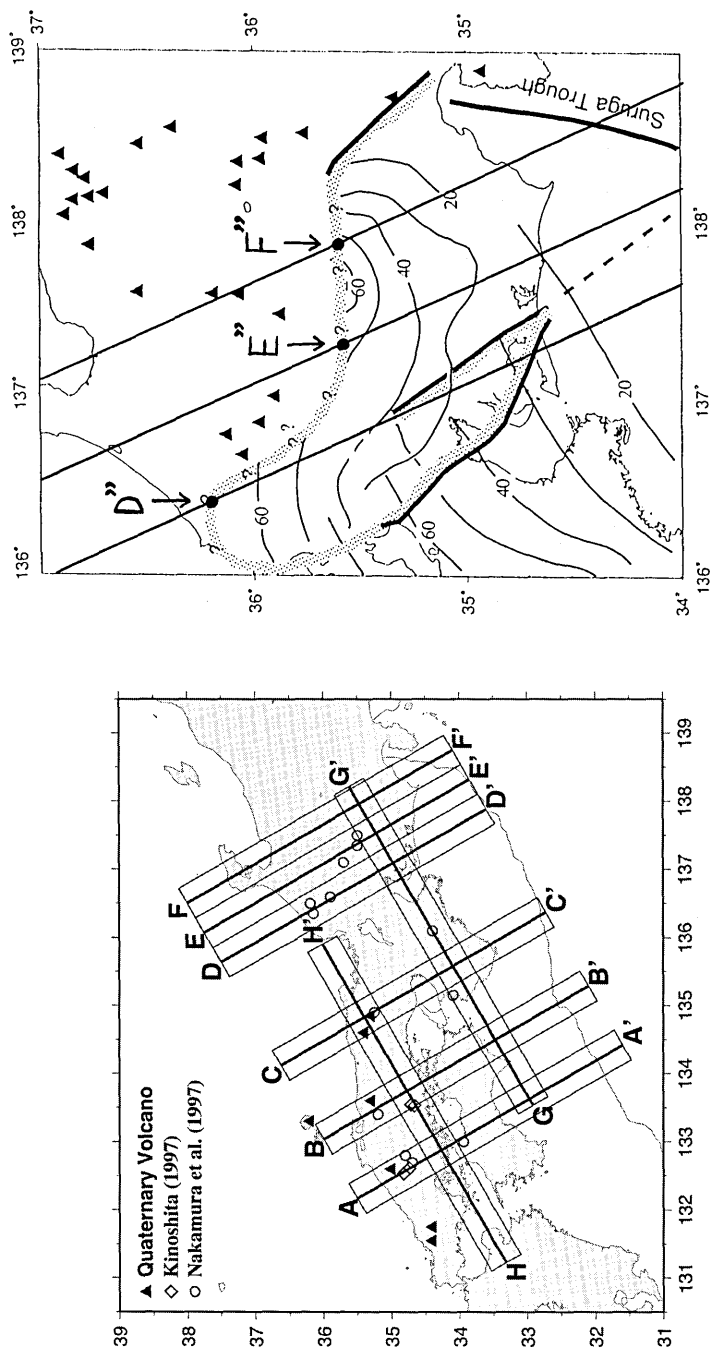


Fig. 15. (a) The solid lines indicate the locations of the vertical cross-sections shown in Fig. 17 and Fig. 18. The solid triangles are Quaternary volcanoes in the Chugoku region. The open diamonds and the open circles are epicenters of earthquakes taken from Kinoshita and Nakanishi (1997), Nakanishi *et al.* (2000) and Nakamura *et al.* (1997) (Fig. 16), respectively. (b) Figure modified from Fig. 9 of Yamaoka and Nishihara (1997). The straight lines are D-D', E-E', and F-F' in Fig. 15 (a). D'', E'', and F'' indicate the northern boundaries of the SP conversion in the D-D', E-E', and F-F' sections in Fig. 15 (a), respectively. Also shown are the contour lines of subcrustal earthquakes due to the subduction of the Philippine Sea plate.

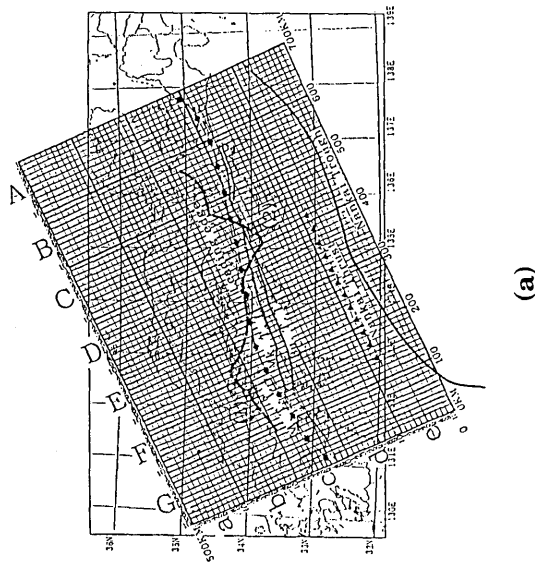
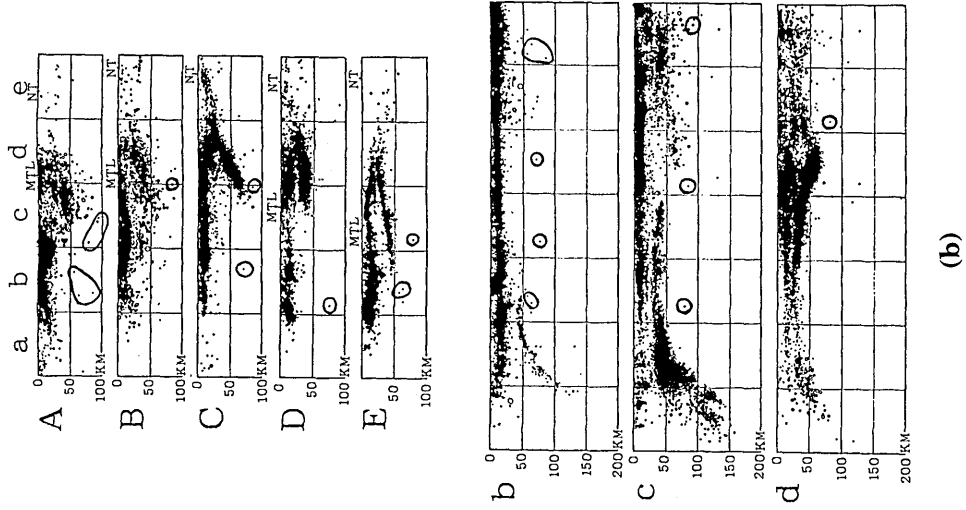


Fig. 16. Figures from Nakamura *et al.* (1997). (a) The locations of vertical sections A to G and a to e. (b) Distributions of earthquakes from 1985 to 1994 listed in Japan University Network Earthquake Catalog for the vertical sections A to E and b to d (after Nakamura *et al.* (1997)). Marked events are plotted in Fig. 15 (a) and Fig. 18 (a)~(h).

の地震の震源も断面図に投影した。Fig. 16に、中村・他(1997)の中から断面図にプロットした地震の震源を示す。また、Fig. 15(a)のD-D', E-E', F-F'に相当する直線を書き入れた図がFig. 15(b)である。これらの直線上にそれぞれD'', E'', F''という点を図のようにとった。これらの点は、山岡・西原(1997)において、Sp変換波の変換面が存在するとされている地域の北の境界を示している。これらの位置および火山の位置も断面図に記した。

Fig. 17は、チェッカーボード解像度解析の結果をA-A'断面に対して示している。

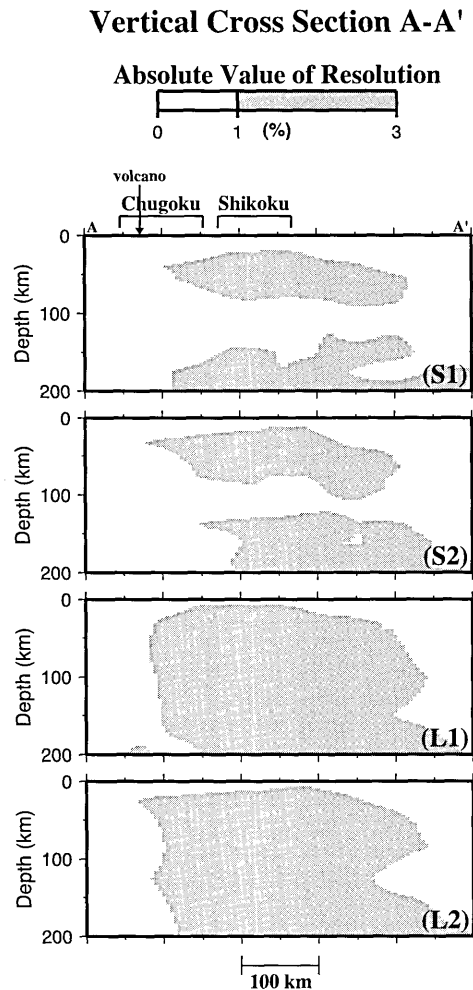


Fig. 17. Vertical cross-sections of the checker board resolution for section A-A' (Fig. 15 (a)). Absolute values of the checker-board resolution are interpolated and areas with resolutions higher than one percent are shaded. The locations of Quaternary volcanoes are indicated.

チェッカーボード解析の結果において、グリッドは正又は負の値をとる。Fig. 17 ではグリッドでの値の絶対値を採用し、この値を内挿して断面図が作成されている。絶対値が1%以上の範囲に影をつけてある。他の断面 B-B' から H-H' に対する結果の図はここでは省略する。Fig. 18 にこの範囲をスローネス偏差と合わせて示す。Fig. 18 でスローネス偏差の結果を見る際には、この絶対値が1%以上の部分についてのみ議論を行う。この場合、値の正負が逆転していてもわからないが、絶対値1%以上で正負が逆転しているグリッドはないので問題ない。Fig. 17 をみると、(S1), (S2) では議論できる範囲がかなり限定されるが、(L1), (L2) では解の空間的分解能は低下するが、解が再現される範囲が広がっていることがわかる。

Fig. 18 (a)~(h) は、得られたスローネス偏差の結果の断面図であるが、各断面には、地域名、地表の火山の位置、Fig. 15 (b) の D", E", F" の位置を記し、地震月報に報告されている地震の震源、KINOSHITA and NAKANISHI (1997), NAKANISHI *et al.* (2000) で指摘された地震の震源、中村・他 (1997) で見られる地震の震源をプロットし、さらに解像度解析の結果の絶対値1%のコンターを記してある。以下、各断面について見ていく。

4.2.1 断面 A-A' (Fig. 18 (a))

どのグリッドの取り方においても、フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域が低角にのびている様子が見られる。地殻下地震は主に、その高速度異常領域直上の低速度層で起きている。OHKURA (1997) は、四国地方においては、地殻下地震はフィリピン海プレート最上部に存在する低速度層の中で起きていると結論づけている。Fig. 18 (a) は OHKURA の結論と矛盾しない。しかし、深さ方向のグリッド間隔が (S1), (S2) でも 15 km と、厚さ 10 km 未満 (OHKURA (1997)) の低速度層を検出するには広すぎる。この関係に言及するにはより高分解能な 3 次元速度構造決定を行なう必要がある。

(L1), (L2) では、十分信頼のおける解として、高速度異常領域が中国地方の中央部の下の深さ 55~70 km のところまでのびていることがわかる。そして、その先端部では、KINOSHITA and NAKANISHI (1997), NAKANISHI *et al.* (2000), 中村・他 (1997) で見られる地震が起きている。また、この位置は NAKANISHI (1980), NAKANISHI *et al.* (1981) で見られる ScSp 波の変換面の位置ともほぼ一致している。したがって、(L1), (L2) で見られる中国地方中央部までのびた高速度異常領域は、低角に沈み込んで存在するフィリピン海プレートを反映した結果であると考えられる。

4.2.2 断面 B-B' (Fig. 18 (b))

地殻下地震は主にフィリピン海プレートに相当する高速度異常領域、もしくはその直上で起きており、断面 A-A' の場合と同様、プレート最上部の低速度層は見られない。これはやはり、深さ方向のグリッド間隔の大きさの問題であろう。

(L1) では高速度異常領域が中国地方北部の火山の下の深さ 70 km くらいのところまでのびており、その先端部で中村・他 (1997) に見られる地震が起きている。(L2) でも (L1) ほどではないが、中国地方中央部の下深さ 50 km くらいのところまでは高速度異常領域がのびており、その先端部で KINOSHITA and NAKANISHI (1997), NAKANISHI *et al.* (2000) によって指摘されている地震が起きている。これらは、断面 A-A' の場合と同様、低角に沈み込んで存在するフィリピン海プレートであると考えられる。

4.2.3 断面 C-C' (Fig. 18 (c))

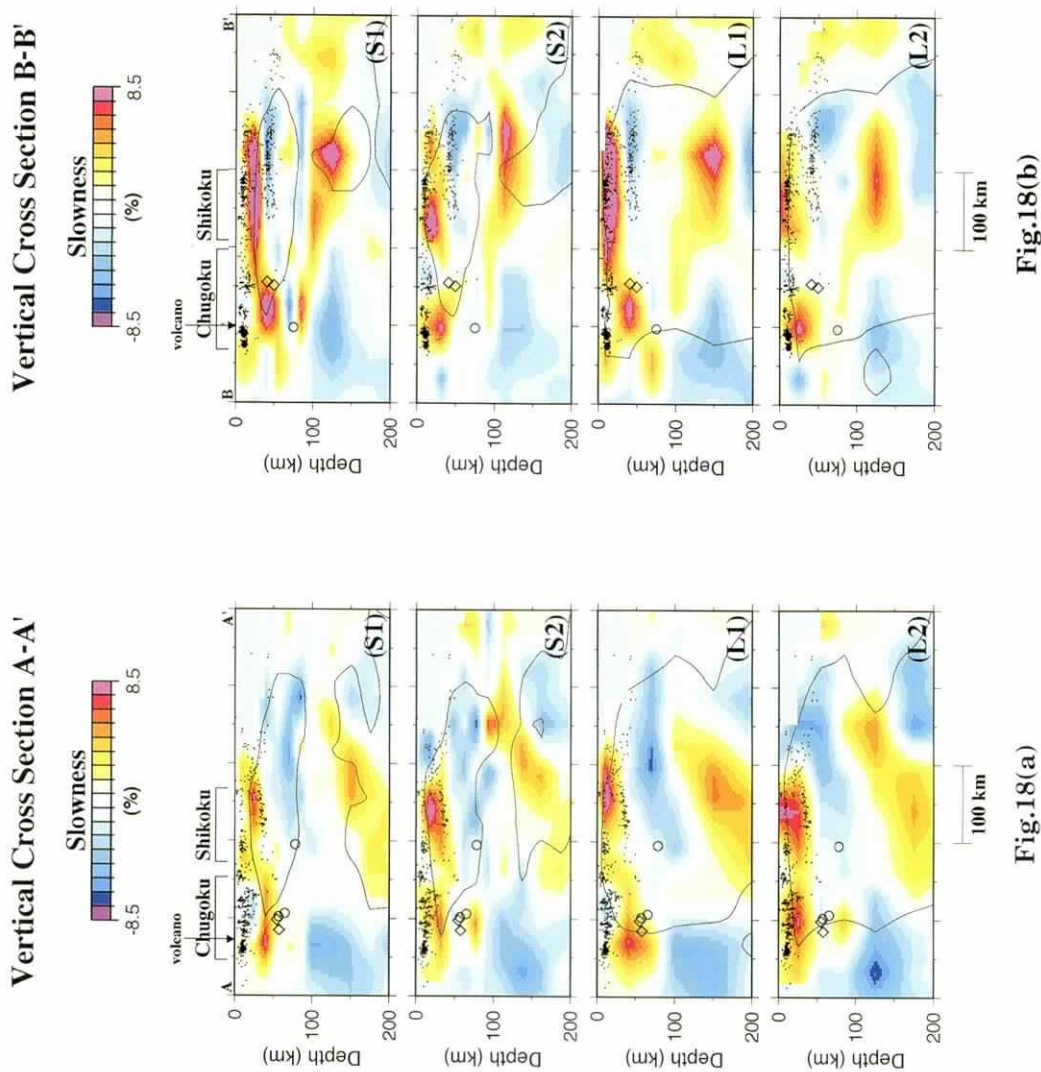


Fig. 18. Vertical cross-sections of P-wave slowness perturbations from a one-dimensional reference model. Values of slowness perturbations are interpolated and distinguished by color according to the scale bar in the figure. The cold and hot colors correspond to high and low velocities, respectively. The solid lines indicate contours of one percent of the absolute values of the checker-board resolution (Fig. 17). The open diamonds and the open circles are the same as in Fig. 15 (a). The dots indicate the hypocenters of all of the earthquakes reported in the Seismological Bulletins of the JMA during the period from October 1994 to September 1997 in the long rectangular regions along solid lines in Fig. 15 (a).

Vertical Cross Section D-D'

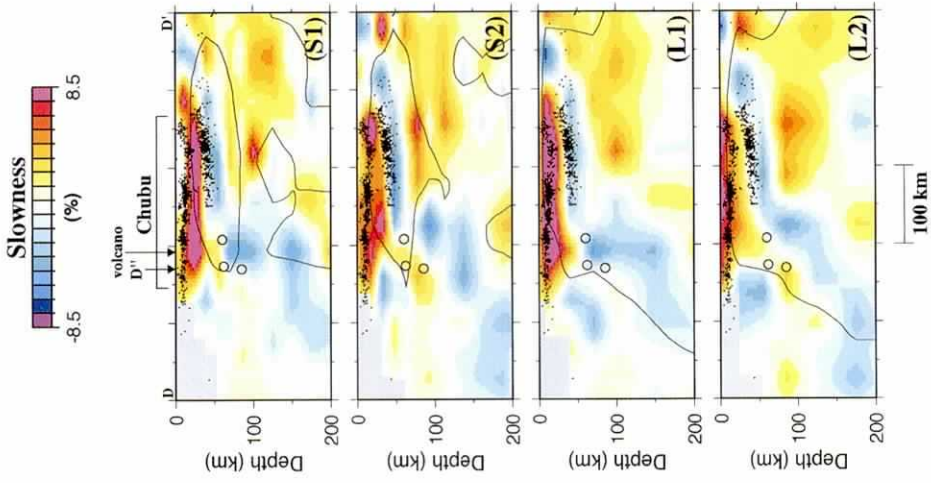


Fig.18(d)

Vertical Cross Section C-C'

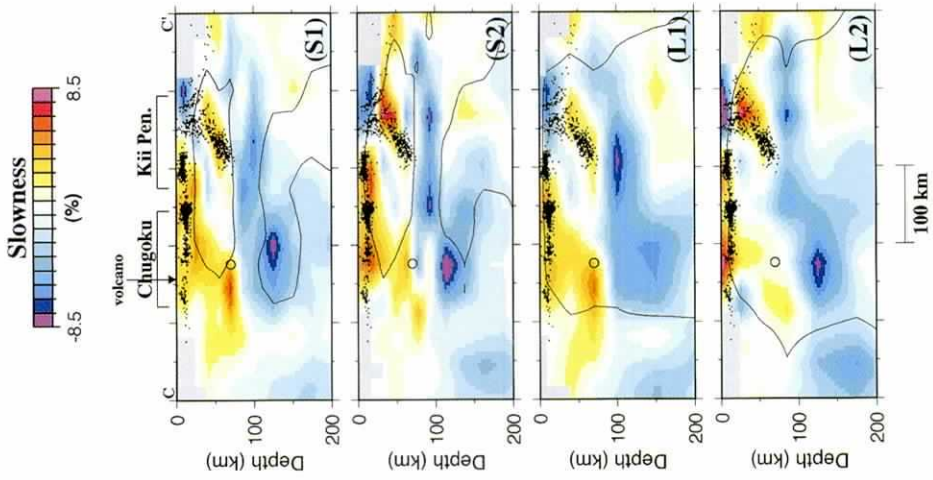


Fig.18(c)

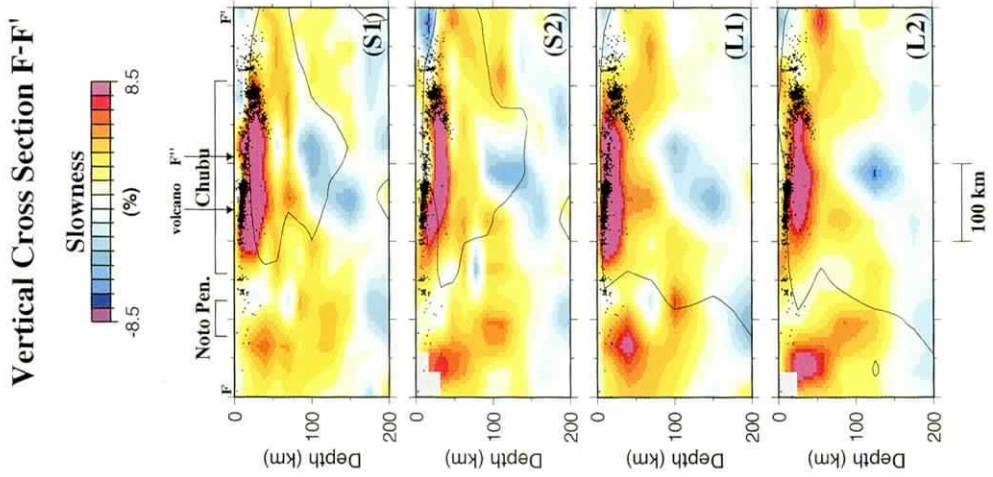


Fig.18(f)

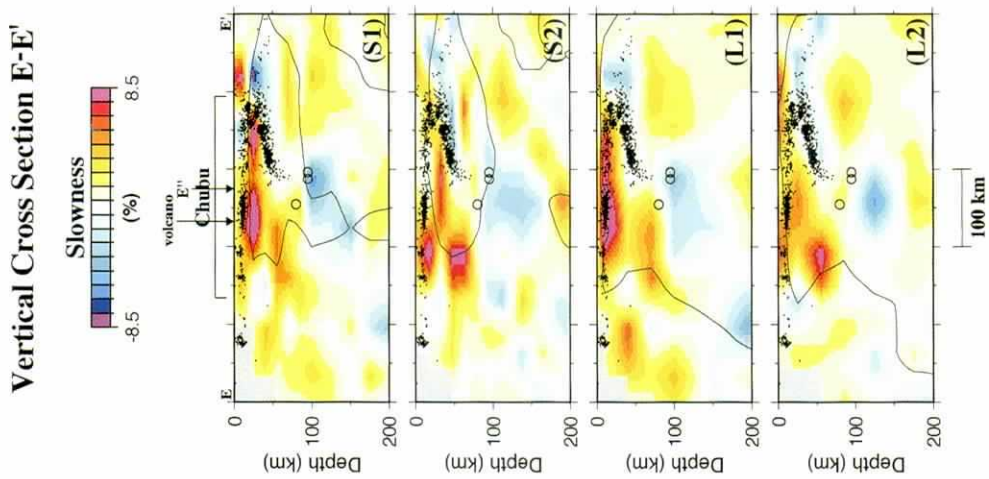


Fig.18(e)

Vertical Cross Section G-G'

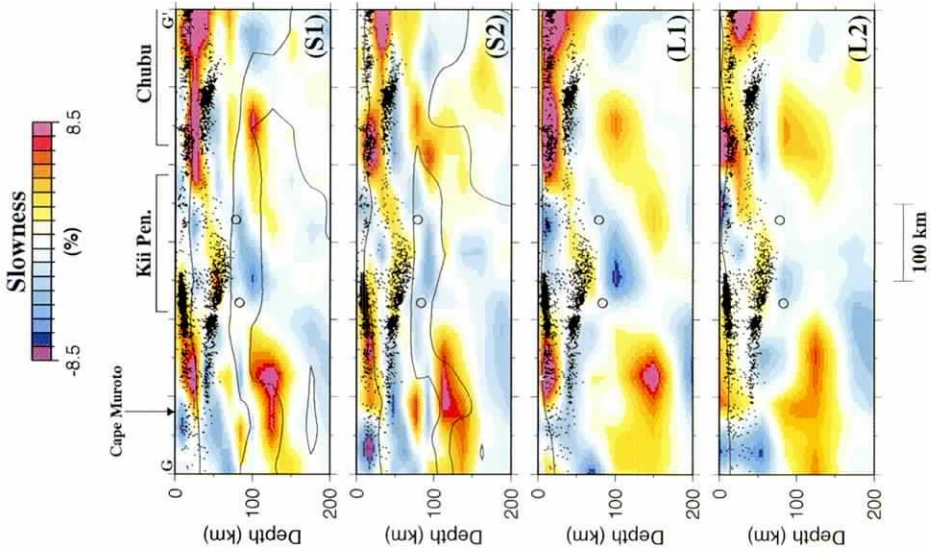


Fig.18(g)

Vertical Cross Section H-H'

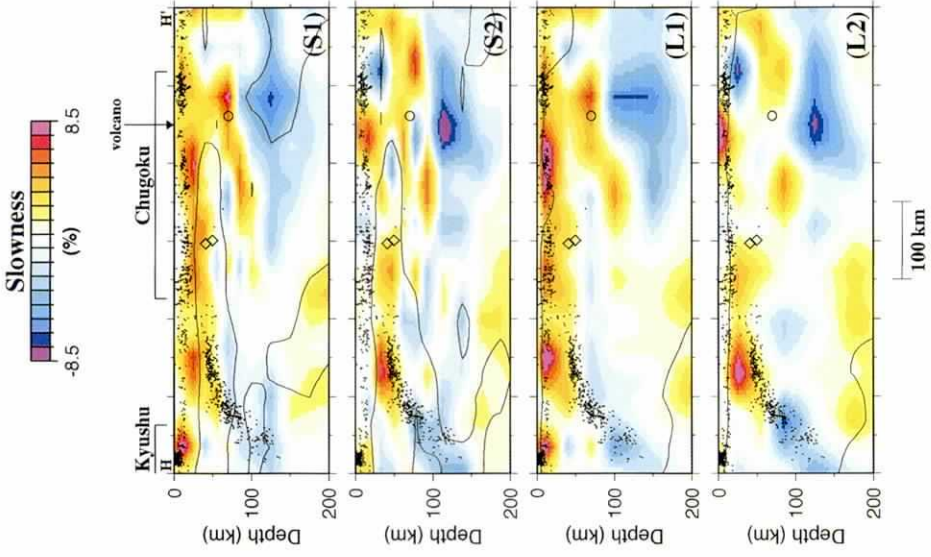


Fig.18(h)

断面 A-A', B-B' とは異なり, 地殻下地震は低速度異常領域で起きている。なぜ断面 A-A', B-B' では低速度層が見られず, 断面 C-C' では見られるのであろうか。沈み込むフィリピン海プレートの形状と関係しているかもしれない。Fig. 18 (a), (b) と Fig. 18 (c) の震源分布を比べるとわかるように, 紀伊半島西部下では, 四国地方の下に比べて沈み込み角度が大きく, 湾曲している。このことが, トモグラフィーの結果に何らかの影響を及ぼしている可能性がある。Fig. 1 が示すように地殻下地震の等深度面は紀伊半島西部・紀伊水道において大きく変形している。この複雑な震源分布がトモグラフィーの結果に影響している可能性が考えられる。しかし, チェッカーボード解像度解析の結果 (Fig. 9, 11, 13, 18 (c)) はこの領域に対して解像度の点での問題はないことを示している。この大きな等深度面の変形は紀伊半島西部・紀伊水道においてフィリピン海プレートが折れ曲がっていることを示唆している。Fig. 18 (c) に見られる紀伊半島西部での速度異常はこのフィリピン海プレートの変形による何らかの速度異常を見ているのかもしれない。

(L1), (L2) では, 上記の低速度異常領域の下に顕著な高速度異常が見られ, それは日本海沿岸の下の深さ 100 km 以深までのびている。そして, その高速度異常領域の直上で中村・他 (1997) で見られる地震が起きている。また, (L2) でははっきりとは見られないが, (L1) では, 火山の下 100 km 以深で見られる高速度異常領域の直上から地上にかけて低速度異常が見られる。この現象は東北日本弧で見られる太平洋プレートと火山の関係に似ている。しかし, 東北日本弧では日本海溝にほぼ平行に, 数多く, しかも海溝側と背弧側に 2 列をなして火山が存在しており, こうした特徴は中国地方では見られない。火山の数が少ないことに関しては, フィリピン海プレートが太平洋プレートに比べて若いプレートであることに起因していることが考えられる。また, 東北日本弧の背弧側の火山は, 太平洋プレートが 170 km くらいの深さに達したところの上に存在している (巽 (1995)) ことを考えると, 紀伊半島から沈み込むフィリピン海プレートの上面が 170 km の深さまでは達していないことで, 中国地方の火山が 2 列をなさないことを説明できる。Fig. 18 (c) を見る限り, フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域の上面は深さ 100 km 程度までしか見られない。

4.2.4 断面 D-D' (Fig. 18 (d))

地殻下地震は主に, フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域の上部, またはその直上で起きている。これは, 断面 A-A', B-B' の場合と同じ特徴であるが, 中部地方の下では, 四国地方の下と同様, フィリピン海プレートが低角に沈み込んでいる。グリッド (S1), (L1) の結果を見ると, 高速度異常領域は, Fig. 15 (b) の D" のところまで低角にのびており, その先端部で中村・他 (1997) で見られる地震が起きている。さらに, グリッド (L1) の結果では, 高速度異常領域が D" のあたりから急角度で 100 km 以深までのびている。グリッド (L2) の結果でも急角度で 100 km 以深までのびる高速度異常領域が見られる。

4.2.5 断面 E-E' (Fig. 18 (e))

断面 D-D' の場合と同様, フィリピン海プレート最上部の低速度層は見られない。地殻下地震は Fig. 15 (b) の E" の手前から下方向に向きをかえるように分布し, その延長上に中村・他 (1997) で見られる地震が起きている。そして, この地震は, (L1), (L2) で見ると, E" および火山の下の深さ 100 km 以深に存在する高速度異常領域の最上部, もしくはその

直上に位置している。また、その高速度異常領域の直上から地上にかけて、低速度異常が見られる。E” のところからフィリピン海プレートが角度を変え急角度で沈み込んで、100 km くらいの深さに達したところでマグマを生成し、地表に火山ができた可能性（山岡・西原 (1997)）も考えられる。

2001年1月6日11時48分(JST)にE”に近い震央(35.4°N, 137.1°E)深さ40 km のところで M_J 4.9の有感地震が発生した。防災科学技術研究所によるCMTインバージョンでは深さ50 km, M_W 4.8, メカニズム解(strike 331°, dip 86°, rake -105°)が得られている。鉛直に近い節面を断層面にとるとフィリピン海プレートの北東側が鉛直下方に落ちるような断層運動が起きていることが考えられる。この断層運動はFig. 18 (e) から推定出来るフィリピン海プレート先端部の形状と調和的であり、先端部でのプレートの変形過程を研究する上での重要なデータになる。

4.2.6 断面 F-F' (Fig. 18 (f))

地殻下地震が起きているところに高速度異常は見られないが、この地域の周辺には火山が存在しており、この地域と周辺全体が低速度異常を示している影響を受けていると考えられる。Fig. 15 (b) のF” および火山の下の深さ100 km以深の領域には高速度異常が見られ、その直上から地上にかけて、低速度異常が見られる。また、断面A-A', B-B', C-C' と断面E-E', F-F' とを比較すると、火山の下においては断面E-E', F-F' の方が顕著に低速度異常が見られる。これは、中国地方の火山が現在活動を停止しており、中部地方の火山が現在活動中である(Aramaki and Ui, 1978) ことを反映した結果であるように思われる。

4.2.7 断面 G-G' (Fig. 18 (g))

この断面図からは、今回対象とした地域の、地殻下地震の震源分布と速度構造の関係について述べる事ができる。四国、中部地方の下では、地殻下地震は主に高速度異常領域、もしくはその直上に見られ、紀伊半島の下では低速度異常領域内に見られる。この地域差の原因については既に述べたが、フィリピン海プレートの沈み込み角度およびプレートの変形が影響しているかもしれない。

また、とくに(L1)で顕著に見られるが、フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域が、四国沖の下、紀伊半島西部の下、紀伊半島東部の下、東海地方の下と明瞭に4つにセグメント化されている。このセグメント化は地殻下地震の震源分布にも見える。例えば四国沖と紀伊半島西部の境界には震源分布に明瞭な空白が見られる。紀伊半島西部と東部では震源分布に20~30 kmの段差が見られる。紀伊半島東部は紀伊半島西部および東海地方と比較して地震活動度が低い。Fig. 19は、羽鳥(1974)が推定した、1707年以降に南海トラフ沿いで起きた巨大地震の津波波源域を示している。Fig. 19とFig. 18 (g)を比較すると、四国沖の下と紀伊半島西部の下のセグメントを重ねた領域はG-G'断面に沿った位置が1946年南海道地震の津波波源域にはほぼ一致する。しかし、紀伊半島東部の下のセグメントだけでは1944年東南海地震の津波波源域を覆うことは出来ない。Fig. 19の津波波源域は渥美半島~浜名湖の沖にも達しているように見える。また、これら3つのセグメントの境界付近では、地殻下地震がとぎれているか震源の分布が急に変化しているようにも見える。山崎・大井田(1985)はフィリピン海プレートを地震面の不連続性から3つに分け、西から「東南海スラブ」、「東海スラブ」、「駿河スラブ」と名づけている。山崎・大井田による「東南海スラブ」、「東海スラブ」の位置はそれぞれ紀伊半島東部、中部地方の下

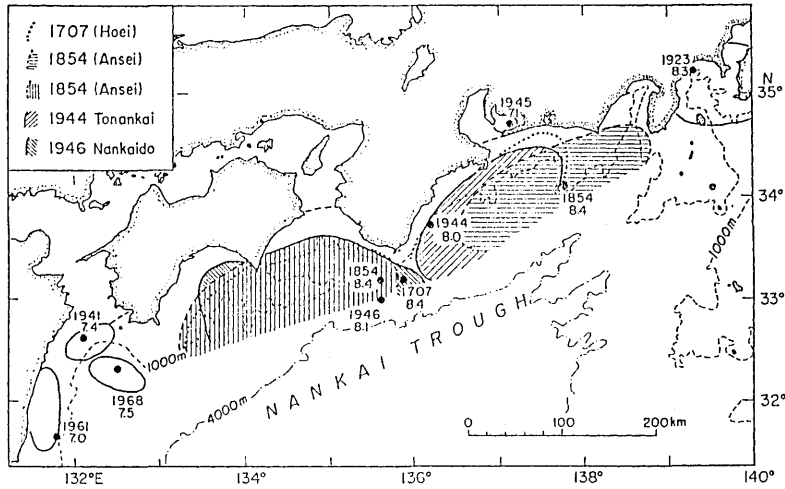


Fig. 19. Geographical locations of the estimated source areas of large tsunamis generated in the offshore regions of southwestern Japan since 1707. The dates, magnitudes, and epicenters of the earthquakes are indicated in the figure (after Hatori (1974)).

のセグメントの位置とほぼ一致する。紀伊半島の下ではセグメントは、よく見ると段差があり、紀伊半島の東側と西側に分かれているようにも見える。この東と西に分かれた境界は「東南海スラブ」の西の境界の位置とほぼ一致しており、地殻下地震の活動度も紀伊半島の西側で高く、東側で低いという傾向が見られる。この紀伊半島の下側の東側のセグメントと中部地方の下側のセグメントを合わせた領域は、Fig. 19の1854年安政東海地震の津波波源域をフィリピン海プレートの沈み込み方向に移動した位置とほぼ一致する。このようなスラブのセグメント化は南海トラフ沿いで繰り返し発生する巨大地震に大きな影響を与えていると考えられる。

4.2.8 断面 H-H' (Fig. 18 (h))

(L2) でははっきりとは見られないが、(L1) では、四国地方沖から沈み込んでいるフィリピン海プレートに相当する高速度異常領域が東西に広がって分布している様子が見られ、その直上では、KINOSHITA and NAKANISHI (1997), NAKANISHI *et al.* (2000) が指摘している地震が起きている。また、(L1), (L2) では、紀伊半島沖から沈み込んでいるフィリピン海プレートに相当すると考えられる顕著な高速度異常領域が火山の下に見られる。この高速度異常領域の直上では中村・他 (1997) で見られる地震が起きている、さらにグリッド (L1) の結果では、この高速度異常領域の直上から地上にかけて低速度異常が見られ、その地表には火山が存在している。

断面 G-G' でも見られたが、グリッド (L1) の結果を見る限り、四国沖から沈み込むフィリピン海プレートと紀伊半島沖から沈み込むフィリピン海プレートは明らかに2つに分かれている。

5. 議 論

1. 地殻下地震の震源分布と速度構造の関係

四国、中部地方の下では、高速度異常領域内、もしくはその直上に地震が見られる。変換波、後続波の波形解析からフィリピン海プレート最上部に存在すると考えられている海洋性地殻に相当する低速度層は検出できていない。紀伊半島の下では、低速度異常領域内に地震が見られる。この低速度異常領域が、低速度層（海洋性地殻）に対応するものであるかどうかは、本論文のインバージョンの分解能の限界を越えており、インバージョン手法の改良、データ数の増加、別の解析手法の開発が必要と考えられる。また、この低速度異常領域は、後続波の解析でもとめられた低速度層の厚さよりも厚くあらわれている。上記の地域差は、フィリピン海プレートの沈み込み角度の違いおよびプレートの変形が影響していると考えられる。

2. フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域が見られる場所

四国沖から沈み込むフィリピン海プレートについては、中国地方の中央部から北部の下の深さ 50~70 km のところまで高速度異常領域がのびており、その先端部付近では、まれにはあるが地震が起きている。この位置は、NAKANISHI (1980), NAKANISHI *et al.* (1981) がもつめた ScSp 波の変換面の位置とほぼ同じである。紀伊半島沖から沈み込むフィリピン海プレートについては、日本海沿岸の下の深さ 100 km 以深のところまで高速度異常領域がのびており、その先端部に近い部分の直上で地震がまれに起きている。中部地方の下に沈み込むフィリピン海プレートについては、日本海沿岸付近および中部地方の火山が存在する地域の下深さ 100 km 以深のところまで高速度異常領域が見られ、そこでもまれに地震が起きている。以上のようなことから、南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの先端部は、地震をほとんど伴わないスラブとして存在していると考えられる。

3. 速度構造と第四紀の火山の位置との関係

四国沖から沈み込むフィリピン海プレートに相当する高速度異常領域は、中国地方に存在する火山下の上部マントルまで達しているが、それ以上の関係は見出せなかった。紀伊半島沖から沈み込むフィリピン海プレートに相当する高速度異常領域は中国地方に存在する火山の下深さ約 100 km のところまで達しており、その高速度異常領域の直上から火山の存在する地表にかけて、低速度異常が見られる。従って、この火山が紀伊半島沖から沈み込むフィリピン海プレートに起因したマグマによってつくられた可能性がある。中部地方に存在する火山の下深さ約 100 km のところには、中部地方の火山が存在しない地域の下から続く高速度異常領域が存在し、その高速度異常領域の直上から火山の存在する地表にかけて、低速度異常が見られる。従って、これらの火山が中部地方の下に沈み込むフィリピン海プレートから生成されたマグマによってつくられた可能性がある。

4. 南海トラフに沿ったフィリピン海プレートの沈み込み形状の変化

南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートに相当する高速度異常領域が4つのセグメントに分かれており、それらはそれぞれ南海道、紀伊半島西部、東南海、東海道地域に位置している。このセグメント化は、南海トラフ沿いで繰り返し発生する巨大地震に大きな影響を与えていると考えられる。

6. 結 論

最新の気象庁地震月報データ(1994年10月1日~1997年9月30日)を用いて,日本列島下の3次元P波速度構造をもとめた.四国,中国,近畿,中部地方において,南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートに相当する高速度異常領域を見ることができた.南海トラフからこれらの地域の下に沈み込むフィリピン海プレートの構造および沈み込み形状を知ることができた.その結果得られた結論を以下にまとめる.

(1) 四国,中部地方の下では,フィリピン海プレートに相当する高速度異常領域,もしくはその直上で地殻下地震が見られ,紀伊半島の下では,低速度異常領域で地殻下地震が見られる.

(2) 四国沖から沈み込むフィリピン海プレートは,中国地方の中央部から北部の下の深さ50~70kmのところまで達しており,その先端に近い部分は,ほとんど地震を伴わないスラブとして存在している.

(3) 紀伊半島沖から沈み込むフィリピン海プレートは,日本海沿岸付近の下の深さ100km以深のところまで達しており,その先端に近い部分は,ほとんど地震を伴わないスラブとして存在している.

(4) 中部地方の下に沈み込むフィリピン海プレートは,中部地方の火山が存在する地域の手前で沈み込み角度を急角度にかえて,日本海沿岸付近の下,および火山が存在する地域の下の深さ100km以深のところまで達しており,沈み込み角度を急角度にかえるあたりより先では,ほとんど地震を伴わないスラブとして存在している.

(5) 紀伊半島沖から沈み込むフィリピン海プレート,および中部地方の下に沈み込むフィリピン海プレートは,それらの上に存在する第四紀の火山の存在と深く関わっていると考えられる.沈み込むフィリピン海プレートが深さ約100kmに達した直上に火山が存在している.

(6) 南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートは,南海道,紀伊半島西部,東南海,東海道の4つの地域にセグメント化されており,このセグメント化は南海トラフ沿いで繰り返し発生する巨大地震に大きな影響を与えていると考えられる.

謝 辞

気象庁から,本研究で用いた地震月報データの最新のもを提供して頂いた.財団法人倉田記念科学技術振興会から,研究費の助成をして頂いた(南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの先端はどこまで達しているか?).本稿は,平成9年度東京大学地震研究所共同利用・研究集会「フィリピン海プレート:その構造とテクトニクス・火山活動との関係」(課題番号:1997-W2-09)における発表内容と,そこで発表されその後解析した結果をまとめたものである.

参考文献

- ARAMAKI, S. and T. UI, 1978, Major element frequency distribution of the Japanese Quaternary volcanic rocks, *Bull. Volcanol.*, **41**, 390-407.
- BACKUS, G. and F. GILBERT, 1968, The resolving power of gross earth data, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **16**, 169-205.

- DZIEWONSKI, A.M. and F. GILBERT, 1976, The effect of small, aspherical perturbations on travel times and a re-examination of the corrections for ellipticity, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **44**, 7-17.
- 羽鳥徳太郎, 1974, 東海・南海道沖における大津波の波源: 1944年東南海, 1946年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定, *地震* **2**, **27**, 10-24.
- 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.
- 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.
- HORI, S., H. INOUE, Y. FUKAO and M. UKAWA, 1985, Seismological detection of the untransformed "basaltic" oceanic crust subducting into the mantle, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **83**, 169-197.
- 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.
- Julian, B.R. and D. Gubbins, 1977, Three-dimensional seismic ray tracing, *J. Geophys.*, **43**, 95-113.
- 神谷眞一郎, 1991, 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* **2**, **44**, 185-201.
- KINOSHITA, Y., 1997, *The leading edge of the Philippine Sea plate subducting from the Nankai Trough*, Master Thesis, Kyoto University.
- KINOSHITA, Y. and I. NAKANISHI, 1997, Subcrustal seismicity beneath the southern part of the Chugoku region, Japan, *J. Phys. Earth*, **45**, 307-312.
- 三浦勝美・佃 為成・三浦禮子・井上義弘・浅野周三, 1991, 瀬戸内海西部とその周辺地域の稍深発地震面, *東京大学地震研究所彙報*, **66**, 553-570.
- 中村正夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美, 1997, 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, *京都大学防災研究所年報*, **40**, B-1, 1-20.
- NAKANISHI, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, **69**, 1-35.
- NAKANISHI, I., KINOSHITA, Y. and K. MIURA, 2000, Subduction of young plates: A case of the Philippine Sea plate beneath the Chugoku region, Japan, *Earth Planets and Space*, submitted.
- NAKANISHI, I., K. SUYEHRO and T. YOKOTA, 1981, Regional variations of amplitudes of ScSp phases observed in the Japanese Islands, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **67**, 615-634.
- OHKURA, T., 1997, *Layered structure of subducting oceanic plates: it's relation to seismic zones inside of plates*, Ph. D. Thesis, Kyoto University.
- ODA, H., T. TANAKA and K. SEYA, 1990, Subducting oceanic crust on the Philippine Sea plate in Southwest Japan, *Tectonophysics*, **172**, 175-189.
- 田中猛士, 1987, 四国・中国地方における地殻及び上部マントルの地震学的構造, 岡山大学修士論文.
- 巽 好幸, 1995, 沈み込み帯のマグマ学: 全マントルダイナミクスに向けて, 東京大学出版会.
- 宇都浩三, 1995, 火山と年代測定: K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来, *火山*, **40**, S27-S46.
- 山岡耕春・西原真仁, 1997, 中部地方の火山活動と沈み込んだフィリピン海プレートの形状, *火山*, **42**, S131-S138.
- 山崎文人・大井田徹, 1985, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, *地震* **2**, **38**, 193-201.

(Received June 10, 1999)

(Accepted December 28, 2000)