

短周期のアレーデータと広帯域地震計データを用いて西太平洋沈み込み帯の遷移層及びその下のマントル構造を調べたところ、この地域の下部マントルの最上部に特殊な構造が存在することが明らかになった。

### 1. はじめに

近年、全地球地震波トモグラフィ<sup>[1, 2]</sup>の結果から、沈み込んだスラブの行方について、まったく異なる2つのタイプが存在することが明らかになってきた。一つは、スラブが何も抵抗を受けずに下部マントルに入り込み、CMB（コアーマントル境界）まで沈み込んでいる中南米下のタイプ。もう一つは、西太平洋下にみられる、沈み込んだスラブが660km不連続面の上、あるいは660kmからその下の深さ1200kmまでにわたり横たわっているタイプである。どうしてこのように異なる沈み込みのタイプが存在するのか、また、西太平洋のマントル中層部で溜まったスラブは、単に下部マントルへ沈み込む途中なのか、あるいは何のものかによって止められているのかについては、いまだに解明できていない。このことについて理解することはマントルダイナミックスの解明において



地球内部を覗く新しい目  
—海半球ネットワーク(2)—

## 変換波で見たマントル 遷移層の不連続面

鉢 凤 林  
にゅう ほうりん

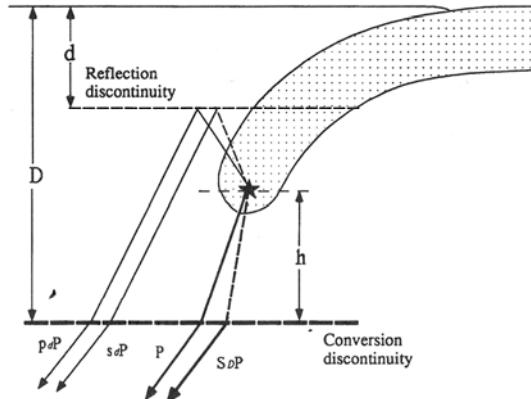


Figure 1 Schematic illustration of ray path of the direct P-wave and those of the reflected and S-P converted waves associated with mantle discontinuities. Lower-case (p, s) and upper-case (P, S) letters designate for waves that initially propagate upward and downward from the source, respectively. S waves are depicted by dotted lines.

編集部

筆者：東京大学地震研究所

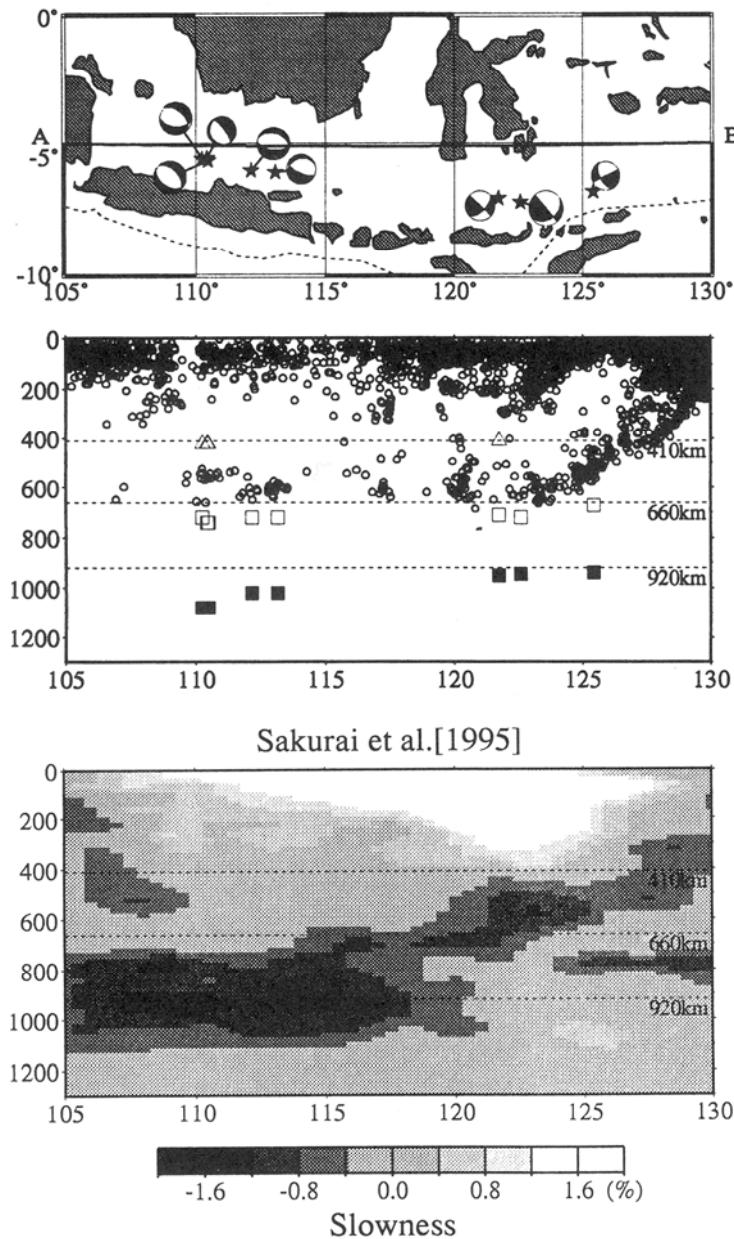


Figure 2 (top) Geographic distribution of the eight deep events that occurred in the Indonesia arc. (middle) Conversion points are shown in the vertical cross section (line AB) along the Indonesia arc. Open and closed squares stand for the S-P conversion points of  $S_{660}P$  and  $S_{920}P$ , respectively. Open triangles are the reflection points of  $p_{410}P$  or  $s_{410}P$ . (bottom) Whole mantle P wave tomography image on the same cross section by Sakurai *et al.* [1995].

て極めて重要な課題である。

我々は短周期のアレーデータと広帯域地震計データを用いて西太平洋沈み込み帯の遷移層及びその下のマントル構造を調べてきた。その結果、この地域の下部マントルの最上部に特殊な構造が存在することが明らかになった<sup>[3, 4]</sup>。

## 2. 短周期アレー・データによる震源近傍のSP変換波の解析

深発地震より下に存在する不連続面でS波からP波に変換された波は直達P波のすぐ後に来ると予想され、この変換波とP波の走時差は震源から

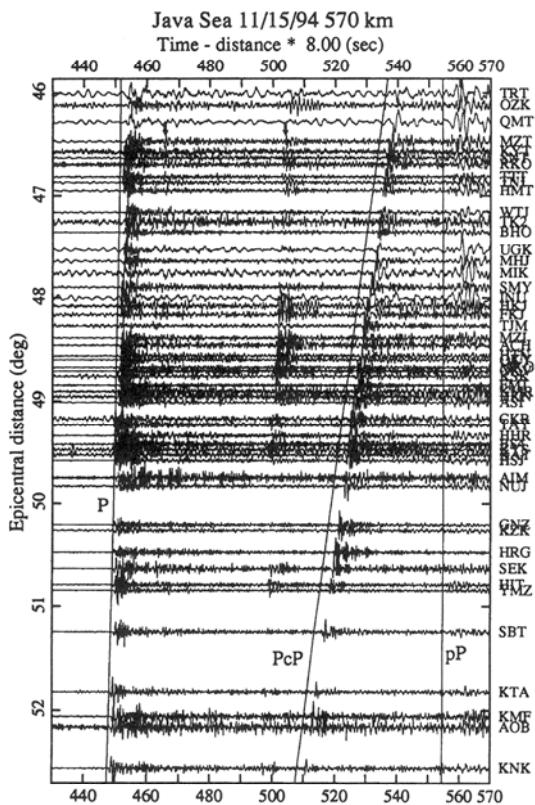


Figure 3 A portion of a seismic section for the event of November 15 1994, which occurred at the western end of the Indonesia arc. Theoretical travel times of the iasp91 model for major expected body wave arrivals are indicated by straight lines. Note the two clear phases at 15 and 50 sec after the direct P arrival (indicated by arrows) can be recognized in most of the individual seismograms.

変換点までの距離の関数としてあらわされる(図1)。従って、変換波とP波の走時差を測ることにより、不連続面の深さを求めることができる。通常後続波の信号が小さいために、個々の観測点の記録から後続波を読み取ることは困難である。しかし、多数の地震計からなるアレー観測点で得られた場合、スタッキングと呼ばれるアレー解析法を使えば、観測点間に相関がある弱いフェーズを重ねあわせることによって強調することができ、その波を同定することが可能となる。スタッキングとは、スローネスを変えながら各観測点の波形

をずらして重ねあわせる操作である。アレー・データのスタッキングによって、各フェーズの入射角が分かるので、フェーズを識別する確実な手段になる。なお、この研究に用いたSP変換波はP波に比べて小さい入射角で観測点に入る。

我々は、最初にトンガの沈み込み帯で起こった深発地震について、日本のJ-array<sup>[5]</sup>記録をスタッキングして、SP変換波の同定を行った。その結果、660km不連続面の下の深さ約920kmのところにもう一つの地震波速度の不連続面が存在することが分かった<sup>[6]</sup>。

さらに、インドネシアの沈み込み帯の深発地震についても同様の解析を行った。図2は解析に用いた8つの地震の震央分布及び解析結果である<sup>[4]</sup>。全ての地震において660km不連続面の下にもう一つの不連続面が見られることがわかった。ただし、その不連続面の深さは大きく変化していることがわかる。東端では深さが945kmであるのに対して、西端では深さが1080kmにも達していて、不連続面はインドネシア弧の下で東から西へ向かって140kmも深くなっていることが分かった。解析に用いた地震のうち、西端の3つのイベントについては、日本の観測点に到達する波の射出角が、ちょうどP波のノーダルライン近傍にあるため直達P波の振幅が小さく、後続波は相対的にみて大きい振幅を持つことから、個々の観測点の波形においてSP変換波が明瞭に観測された(図3)。また、この不連続面を境として上と下の速度を比較すると、境界面下の地震波速度が上の層に対して増えていることもSP変換波の極性から強く示唆された。

南クリル、日本海及び伊豆一小笠原弧で発生した11個深発地震について、米国カリフォルニア州の微小地震観測網で観測されたデータを解析した結果、この地域でも下部マントルの最上部に不連続面が存在していて、その不連続面の起伏は、やはり激しいことが分かった。

このように、西太平洋の沈み込み地域では、若干の違いがあっても下部マントルの上層部に地震波速度の不連続面が存在していることが分かった。

インドネシアの西端においては、この不連続面

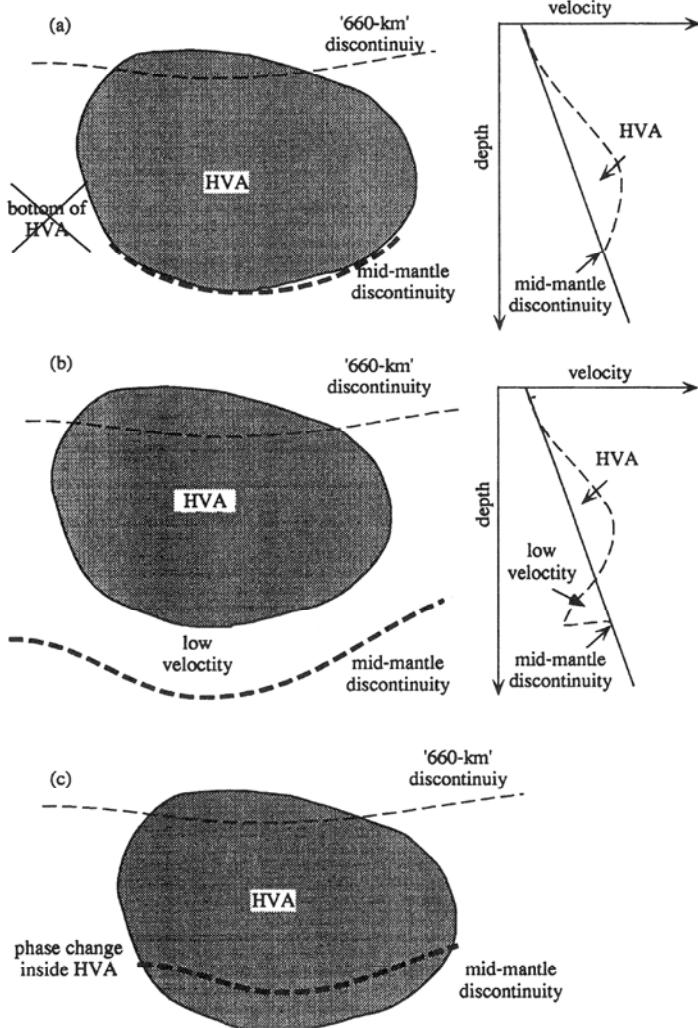


Figure 4 Schematic figures for different interpretation of the mid-mantle discontinuity. (top) (a) The mid-mantle discontinuity can not be simply coincided with the bottom of a HV (middle) (b) The mid-mantle discontinuity as a local chemical boundary. (bottom) (c) The mid-mantle discontinuity as a phase boundary.

の存在する深さは、地震波速度のトモグラフィからもとめられた高速度域の底に一致しているよう見える。しかしながら、この解析によってSP変換波の極性から不連続面の下側の速度が大きいという結果が得られたことを考えると、この不連続面は地震波速度トモグラフィで見られた高速度域の底に対応するものではないことを示唆している（図4a）。この不連続面の成因の可能性として、沈み込んだスラブが下部マントルの温度と圧力条件で化学的な反応を起こして、軽くて速い物質と遅くて重い層に分離してしまうことが考えられる

（図4b）。この低速度層は薄く、トモグラフィの解像度から考えると見つけにくいため、トモグラフィの結果には高速度域しか見えなかつたのではないかと考えられる。もう一つの解釈として沈み込んだスラブの中で何らかの相転移が起こっていることが考えられる（図4c）。

### 3. 広帯域地震計データを用いた観測点直下のPS変換波の解析

遠地地震波記録において直達P波の直後のSV成分は、観測点直下の地震波速度不連続面でPか

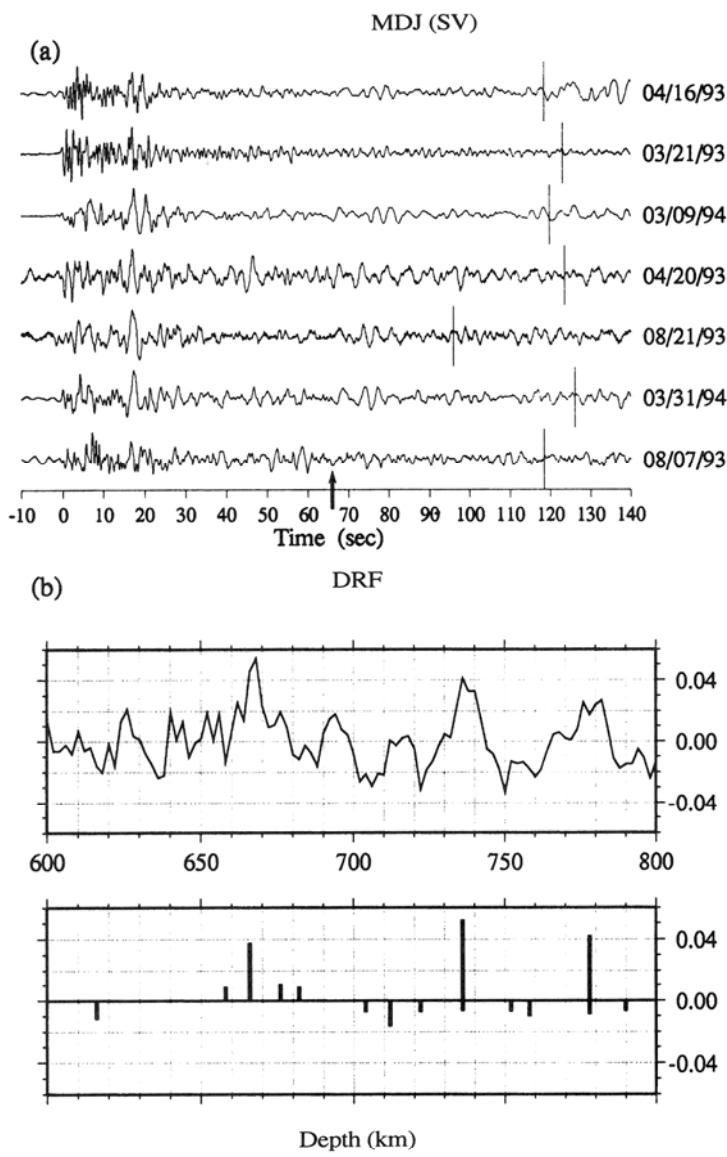


Figure 5 (top) (a) SV seismograms recorded at the station MDJ of 7 deep events occurred in the Tonga subduction zone. The arrival time of P660s is indicated by an arrow. (bottom) (b) P-to-S transmission coefficient is shown as a function of depth beneath the station MDJ.

らSに変換した波の足し合せによるものである。従って、SV成分波形を直達P波でデコンポリューションすることにより、深さとインピーダンス・コントラストとの地震波速度不連続面を表す2つのパラメータを求めることができる。この方法は従来レシーバー・ファンクション法と呼ばれ、地殻など浅い構造を調べるときに主に使われてきた。レシーバー・ファンクション法を用いてマン

トル構造など、深い構造の研究に応用了した例<sup>[7]</sup>は殆ど長周期帯域で行われたため、テクトニックに複雑な構造を持つ地域の細微構造を調べることは不可能であった。我々はデコンポリューションを使わずに、観測データと理論波形を合わせることにより、観測点直下の不連続面でPS変換係数をインバージョンする方法を提唱した<sup>[3]</sup>。この方法は、データの数が少なくとも、S/N比が比較的高

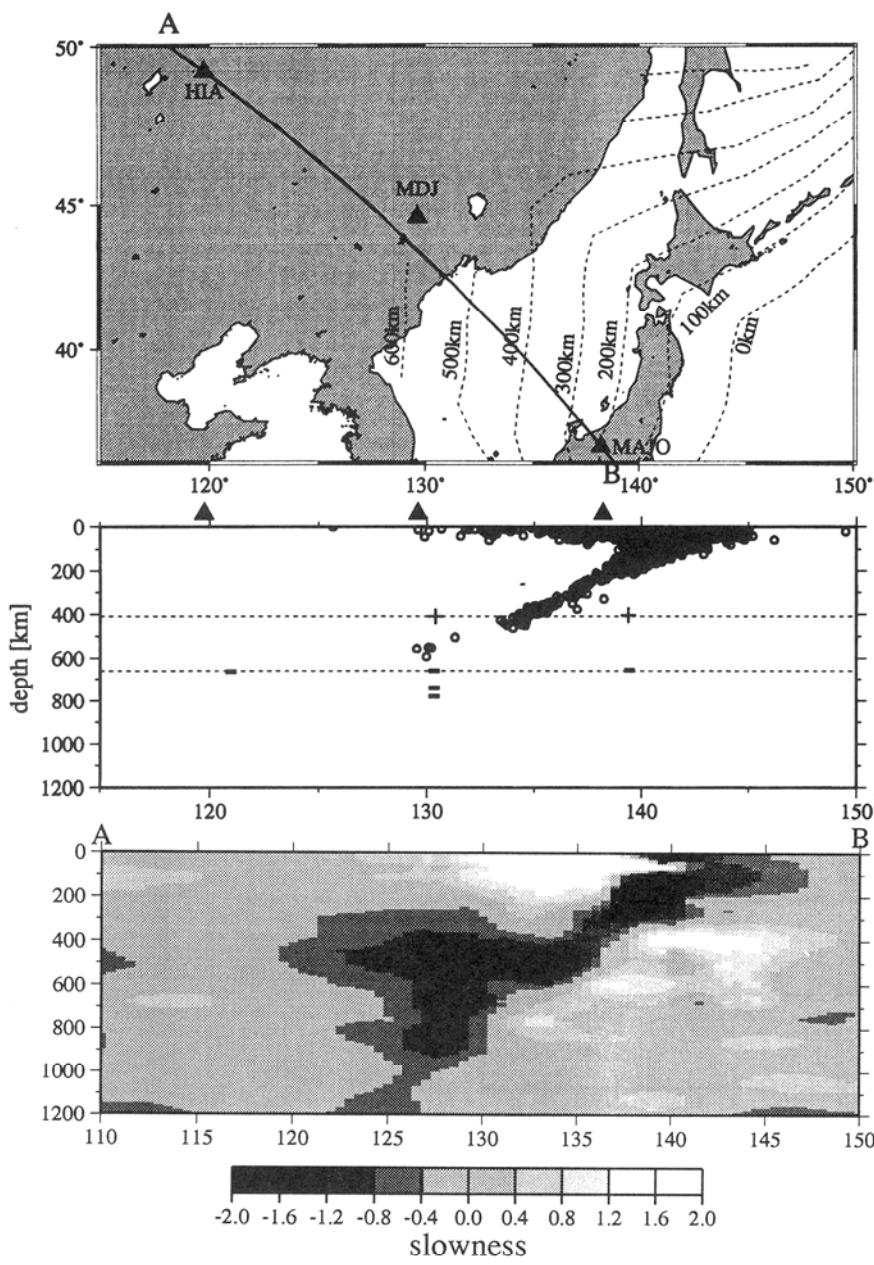


Figure 6 (top) Geographic distribution of the investigated broadband stations in this study. (bottom) Depth of the mantle discontinuities beneath the 3 investigated stations. Earthquake locations from the International Seismological Center (ISC) from 1964 to 1991 are also shown. These earthquakes define the Wadati-Benioff zone which outlines the position of the subducting Pacific slab. (bottom) Whole mantle P wave tomographic image on the same by Sakurai *et al.* [1995].

いデータの解析においては極めて有効である。

解析に用いた観測点は日本の松代（MAJO）と中国東北部にある2つの観測点（HIA, MDJ）である。地震はトンガ弧の下に起きた深発地震を用いた。図5ではMDJ観測点での結果を示してある。

図5aではトンガに起きた7つの深発地震についてMDJで記録された波形のSV成分を示した。また、図5bには求めたPS変換係数の深さ分布関数を示した。図5bでは深さ660, 740及び780kmに3つのピークが見られ、地震波速度不連続面が3つ

も存在することが示されている。他の2つ観測点 HIA, MAJOでは、740及び780kmの不連続面は見られなかった。

図6では桜井・他<sup>[8]</sup>による最近の地震波トモグラフィの結果と不連続面の位置が比較して示されている。観測点 MDJの直下はちょうど沈み込んだスラブが660km不連続面の近傍で溜まっているところである。このことから、MDJで観測された3つの不連続面は、沈み込んだスラブとともに冷たい温度構造となんらかの関係があるものと考えられる。

最近 Vacher<sup>[9]</sup>によって、マントル物性に関する数値実験から我々の結果を支持する報告がなされた。通常のマントルの温度条件では、オリビンのペロブスカイト構造への相転移と、ガーネットのイルメナイト転移、そしてさらに、イルメナイトからペロブスカイト構造への転移、この3つの相転移はほぼ同じ圧力条件、つまり同じ深さで起きていると考えられるため、地震学的に観測される不連続面は1つしかないはずである。しかしながら、温度が低い場合は3つの相転移が異なる深さで起こることとなり、地震学的に3つの不連続面が見えることになる。

#### 4. 結果と考察

短周期地震計アレーのPS変換波の解析によつて、西太平洋の下部マントル最上部の深さ970km～1080kmに地震波速度（S波速度）の不連続面の存在が示唆された。しかし、グローバル（主に大陸）に展開されている広帯域地震計記録のPS変換波の解析からはこの深さ範囲に不連続面を示す結果は得られなかった。このことから、次の二つの可能性が考えられる。一つは、この不連続面が全地球に普遍的に存在するが、大陸では何らかの理由で検出することができなかつた可能性である。なぜならば、PS変換波と直達P波の振幅を比べると、その振幅比は地震のメカニズムによらず、顕著な不連続面である660km不連続面でのPS変換波でさえ直達P波の約3% (IASP91, [10]) の振幅しかない。さらに、深い不連続面でのPS変換波

は先にS波に変換されるため、同じ経路でのP波よりもQの影響により容易に減衰されることから、深い不連続面でのPS変換波の検出はより困難である。従って、大陸の観測点においてPS変換波が見られないという事実は、大陸の下において、同じ深さに地震波の不連続面が存在しないことの十分な証拠にはなりえない。もう1つの可能性は、この解析において見られた下部マントル最上部の層構造は西太平洋地域に特有のものであるという可能性である。今回観測された不連続面の位置が、この地域に沈み込んだスラブがマントル中に横たわっている位置と極めて一致していることから、この不連続面は沈み込んだスラブによる特有の温度条件によってできたものであることが考えられる。

#### 参考文献

- [1] Fukao, Y., M. Obayashi, M. Inoue and M. Nenbai : Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone, *J. Geophys. Res.*, **97**, 4809-4822 (1992).
- [2] Grand, S. : Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans, *J. Geophys. Res.*, **99**, 11591-11621 (1994).
- [3] Niu, F. and H. Kawakatsu : Complex structure of the mantle discontinuities at the tip of the subducting slab beneath the northeast China: a preliminary investigation of broadband receiver functions, *J. Phys. Earth*, **44**, 701-711 (1996).
- [4] Niu, F. and H. Kawakatsu : Depth variation of the mid-mantle seismic discontinuity, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 429-432 (1997).
- [5] J-Array Group : The J-Array program : system and present status, *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 1265-1274 (1993).
- [6] Kawakatsu, H. and F. Niu : Seismic evidence for a 920-km discontinuity in the mantle, *Nature*, **371**, 301-305 (1994).
- [7] Vinnik, L. P. : Detection of waves converted from P to SV in mantle, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 39-45 (1977).
- [8] Sakurai, T., M. Obayashi and Y. Fukao : Tomographic image of slab and mantle plume, *Program and Abstracts, Seism. Soc. Japan*, **1**, 624, 1995 (in Japanese).
- [9] Vacher, P., A. Mocquet and C. Sotin : Computation of seismic profiles from mineral physics : the importance of the non olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity, *Phys. Earth Planet. Inter.*, submitted (1996).
- [10] Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl : Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465 (1991).