

伊豆大島における地震波コーダの小スパンアレイ観測

——やや深発地震と人工地震の解析——

地質調査所* 栗原保人・伊藤久男
千葉大学理学部** 篠原雅尚
地質調査所* 川勝均

Small-array Observation of Seismic Coda Waves in Izu-Oshima

—Analysis of Coda Waves from Artificial Explosions and from
a Natural Intermediate-depth Earthquake—

Yasuto KUWAHARA, Hisao ITO,

Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305, Japan

Masanao SHINOHARA

Faculty of Science, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Chiba-shi,
Chiba-ken 260, Japan

and Hitoshi KAWAKATSU

Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba-shi,
Ibaraki-ken 305, Japan

(Received May 15, 1990; Accepted August 10, 1990)

A temporary seismic observation with a small array was carried out in the Izu-Oshima volcano to detect the heterogeneities causing seismic wave scattering. During the observation, we recorded seismic waves generated by two dynamite sources and by natural intermediate-depth earthquake ($M=4.4$, depth=71 km, epicentral distance=137 km). The semblance technique has been used to determine the propagation directions and the apparent propagation speeds of the spatially coherent components in the coda waves. The analysis reveals that neither of the coda waves from two dynamite sources contain any coherent component across the array. This result for the dynamite sources indicates that the scatterers are uniformly distributed in the shallow part of Oshima volcano. The coda waves of the natural earthquake, on the other hand, contain a number of coherent components especially in P-wave coda, while a small number of those are in S-wave coda. These coherent components are continuously found in P-wave coda having an about 14-second duration. The remarkable feature of the coherent components is that those have almost the same apparent propagation speeds and directions. The coherent phases in P-wave coda are interpreted as channel waves propagating in the low velocity layer at the upper part of the subducting Philippine Sea plate.

Key words: Seismic coda waves, Artificial earthquake, Intermediate-depth earthquake, Channel wave, Subducting oceanic crust.

§ 1. はじめに

地震動の直達 P および S 波に後続する P 波コーダ, S

波コーダは地下の不均質部分からの散乱波であると考えられている。AKI (1969) が S 波コーダがランダムに分布する散乱源からの後方散乱波によって構成されているというモデルを提唱して以来, S 波コーダを用いて地下の不均質性を統計的に取り扱う手法が発展してきた [例

* 〒305 茨城県つくば市東 1-1-3

** 〒260 千葉県千葉市弥生町 1-33

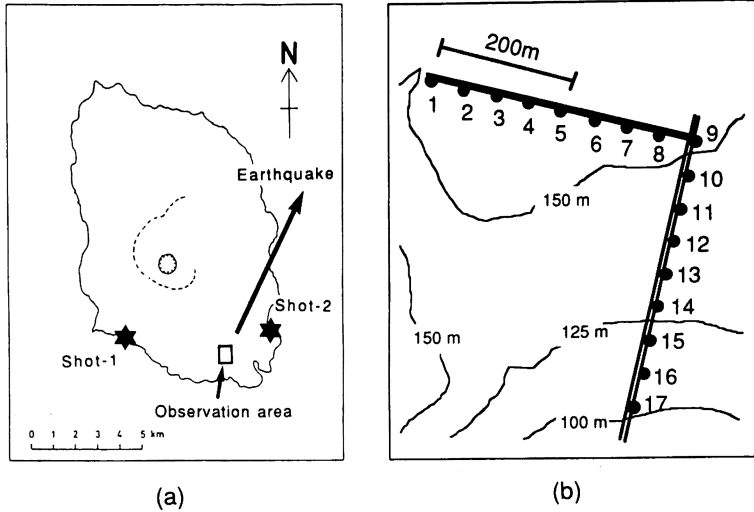


Fig. 1. (a) Izu-Oshima map showing the blasting points (Shot-1, 2) and the array observation area (open square). The arrow indicates the direction of the epicenter of the intermediate-depth earthquake detected with the array. (b) Configuration of the array: stations 4, 9 and 14 with three-component recording, the others with vertical component only. The contours show the topography in this area.

えば、佐藤(1984)]. 他方、この統計的取り扱いと異なり、コーダ波中の各時間でのエネルギーの到来方向を知ることにより、地下の散乱源の位置を決定論的に決める試みがなされるようになってきた。例えば KORN (1988) や NIKOLAEV and TROITSKIY (1987) は、それぞれオーストラリアの Warramunga アレイとノルウェーの NORSAR アレイを用いて遠地の自然地震の P 波コーダをセンプランス法により解析し、いくつかのコヒーレントな波を見だし、散乱源の位置を特定している。DOLL and CLAY (1988) はパイプロサイス震源を用いて地震計間隔 500 m 程度のアレイ観測を 2ヶ所で行い、split array cross correlator と呼ばれる方法で P 波の散乱源の位置を決定した。この方法は 2つのアレイを用いてそれぞれで推定した散乱源の位置で調和的なものだけを選ぶ方法であり、散乱源の位置決定の精度が上がる利点がある。また SPUDICH and BOSTWICK (1987) は、群発地震で震源位置が互いに近い地震群をアレイ震源と見なすことにより、1点だけの観測点データに周波数 (f) 波数 (k) スペクトル法を適用し、S 波コーダについてコヒーレントな成分の到来方向と見かけ速度の決定を行っている。彼らは S 波コーダの比較的初期部分では地表付近の散乱源による多重散乱効果が卓越していることを見出した。これらの研究の成功例は、強い散乱源の存在が予測される場所においてアレイ観測を行えば、散乱源の位置を特定できる可能性を示唆する。

一方、次に示すように、日本では各地の微小地震観測網を含めた微小地震観測により、地下での各種の変換波

をとらえその変換源の位置や物性の推定を行っている。HORIUCHI *et al.* (1988)、溝上(1980)や MIZOUE *et al.* (1982) は北関東、日光・足尾地域において S 波の反射波である S_xP と S_xS 波を用いてその反射源の位置を決定すると共に、反射源が溶融体物質であることを示した。また MATSUZAWA *et al.* (1986, 1987) は太平洋プレート上面での PS 変換波を用いプレート上面の位置推定と上面付近の微細な速度構造の決定を行っている。これらの研究は、日本のいくつかの場所では非常に卓越した変換波や反射波が観測できることを示すものである。そして、アレイ観測によりこのような反射波や変換波の到来方向と見かけ速度を決定し、反射源や変換源の位置を推定できると考えられる。

本研究では、井田・他(1988)により伊豆大島火山 1986 年噴火の際にマグマだまりの存在が指摘されている伊豆大島で、島内の 2ヶ所で発破が行われるのを機会に小スパンの地震計アレイ観測を行った。そして観測期間中に 2 個の爆破地震と 1 つのやや深発地震を観測し、それぞれの地震動のコーダ波の到来方向をセンプランス法を用いて決定し、その考察を行った。特にやや深発地震の解析から、沈み込むフィリピン海プレートの上面付近の速度構造を反映したと考えられる特異な P 波コーダがとらえられた。

§ 2. 観測およびデータ

爆破は、1989 年 3 月 27 日 (AM 2:02, AM 2:32) に Fig. 1(a) に示す大島島内の 2ヶ所で地質調査所により

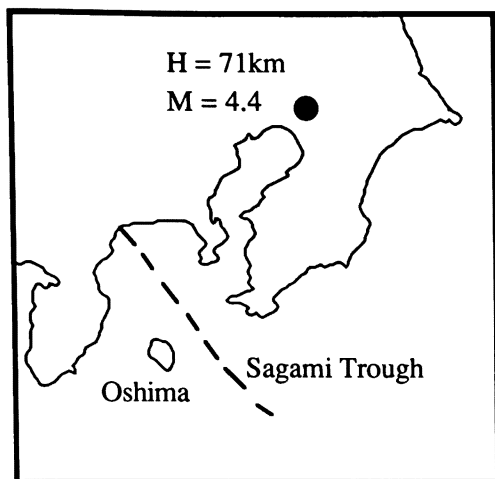


Fig. 2. Map showing the epicenter (solid circle) of the natural earthquake.

実施された。薬量は Shot-1 で 502.5 kg, Shot-2 で 202.5 kg で、それぞれ深さ約 75 m と 65 m のボーリング孔底で爆破された。観測場所の選定にあたっては、マグマだまりからの散乱波の到来方向と爆破点付近からの波動の到来方向の差が大きいほうが、マグマだまりからの散乱波を識別しやすいと考えた。ここでは井田・他 (1988) が三原山山頂の北西 5 km 付近にマグマだまりの位置を推定しているのを参考に、Fig. 1(a) の四角 (大島町差木地) で示される場所で観測した。アレイ配置については、長谷川・他 (1987) によるこの地域での過去の実験結果 (爆破地震動の卓越周波数、約 10 Hz; 見かけ伝播速度、約 4 km/s) から、アレイ解析の際に空間的エイリアシングが起こらない観測点間隔として 50 m 程度が適当であると判断した。実際には観測点の地理的条件や観測機材の制約から、17 観測点を各点 50 m 間隔で L 字型に Fig. 1(b) のように配置し行った。観測点 1~9 の方向はほぼ水平地形であり、観測点 9~17 の方向では南方向に 6°~10° 傾斜している。地震計はマークプロダクツ社製 L-22 型 (固有周期 2 秒) を使い、4, 9, 14 (Fig. 1(b)) の 3 観測点では 3 成分、他は 1 成分 (上下動) 観測とした。

現地では、爆破による観測点での地動振幅を予測し、信号はリアンプ 32 倍を通し、ソニー製データレコーダー UFR-31400AL(14ch, ダイナミックレンジ約 40 dB) 2 台に記録した。また、観測期間中、千葉県下 (Fig. 2 の黒丸) 深さ 71 km の沈み込むフィリピン海プレート東縁と太平洋プレートが会合する付近 [笠原 (1985)] でマグニチュード 4.4、大島で震度 2 の地震が発生し、アレイ観測点で良好な記録を得ることができた。収録し

た 3 つの地震のアナログデータは実験室に持ち帰り、分解能 12 bit, サンプリング周波数 385 Hz で A/D 変換し、データ解析を行った。

Fig. 3~5 に得られた地震の上下動波形記録を示す。Fig. 3 は自然地震の記録であり、(a) 図は原記録、(b) 図は 5 Hz のローパスフィルターを通し、P 波部分の時間軸を拡大したものである。(b) 図に注目すると、特に三角印で示す時間付近に振幅が大きくかつ各観測点で位相がコヒーレントな波がとらえられていることがわかる。このような位相のそろった波は P 波コーダ全体にわたって確認することができる。S 波コーダについては P 波コーダほど顕著に位相のそろった波は識別できない。一方、爆破地震動 (Fig. 4, 5) では初動から 2~3 周期だけが位相がそろい、他は特に顕著な相を見出すことはできない。また初動振幅に対するコーダ波の振幅は Shot-1 よりも Shot-2 のほうが大きいことが注目される。

§ 3. センプランス法とその分解能

Fig. 3~5 のようなアレイ観測でえられた地震動の中からコヒーレンスの良い波の到来方向を調べる方法の 1 つにセンプランス法があり [例えば, NEIDEL and TANER (1971)], ここではセンプランス値 S を次式に従って計算する。

$$S = \frac{\sum_{j=K(i)+w}^{K(i)+w} \left[\sum_{i=1}^M f_{i,j(i)} \right]^2}{M \cdot \sum_{j=K(i)+1}^{K(i)+w} \sum_{i=1}^M f_{i,j(i)}^2} \quad (1)$$

ここに、 M は観測点数、 $f_{i,j(i)}$ は i 番目の観測点における時刻 $j(i)$ サンプル目の振幅値である。今回のようにアレイの大きさが震源距離に比べて十分に小さい場合、アレイへの入射波を平面波と仮定できる。この場合、アレイ観測点中の任意の 1 点 (今回の計算では Fig. 1(b) の観測点 9) を座標原点とし、 $K(i)$ は、時刻 $t = \tau + \mathbf{p} \cdot \mathbf{X}_i$ に対応する時間サンプルで与えられる。ここで、 τ は座標原点での時刻、 \mathbf{p} はアレイでの見かけスローネス (2 次元ベクトル)、 \mathbf{X}_i は i 番目の観測点の位置座標である。したがって、センプランス値 S を τ と \mathbf{p} の関数として計算することによって、コヒーレンスの良い (S の値の大きい) 相の到来方向、見かけ伝播速度、到来時間がわかる。 w はセンプランスを計算する際の時間ウィンドウ幅で、これを長くすることによって S の値のばらつきを押さえることができるが、時間分解能は下がる。センプランスの値は地震動振幅の大小に関係なく最大値は 1 となり、最小値は M が十分大きい場合に $1/M$ となる。

センプランス法では、ある程度以上多数の散乱波が短時間に重なり合うと、それぞれがノイズとなって、それ

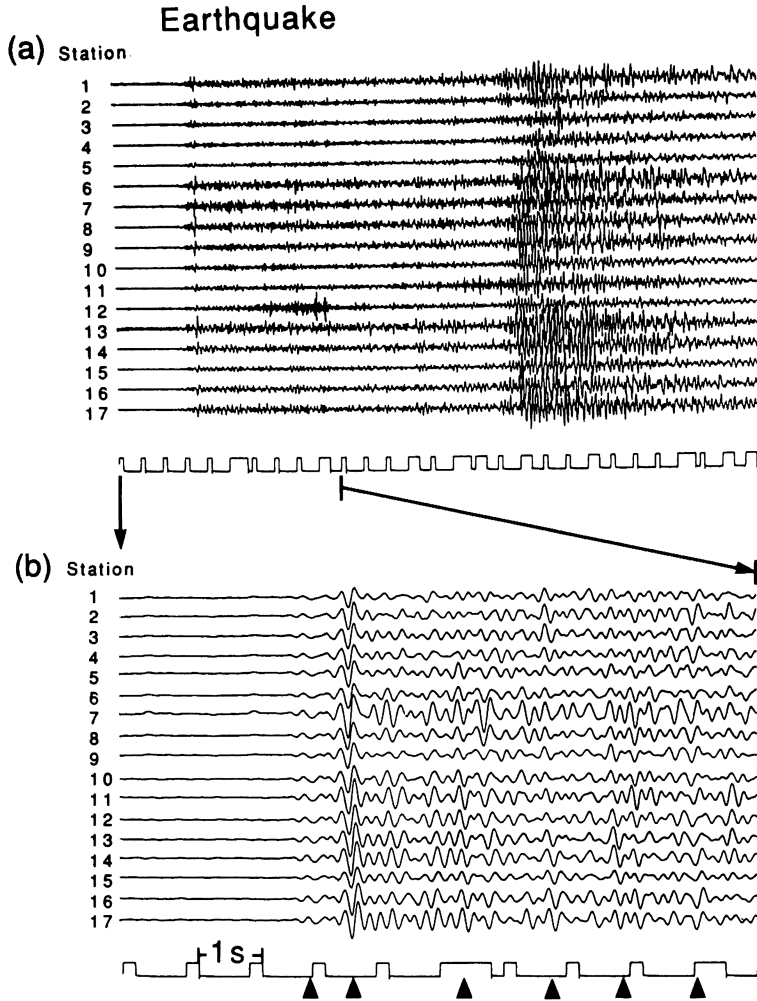


Fig. 3. Observed seismograms of the natural earthquake. (a) Raw data. (b) Low-pass filtered ($f_c=5$ Hz) seismograms showing P-wave coda only. The solid triangles denote the clear coherent phases in the array.

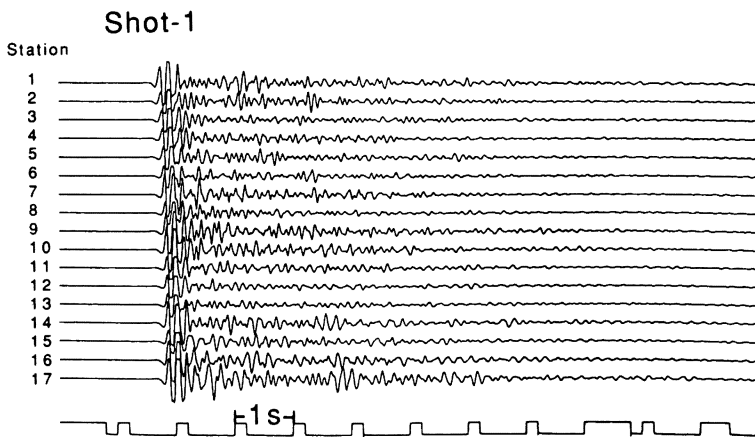


Fig. 4. Observed seismograms of the Shot-1.

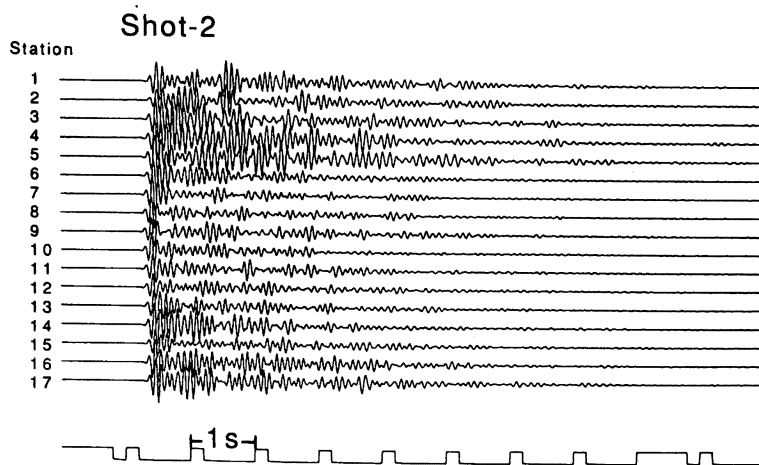


Fig. 5. Observed seismograms of the Shot-2.

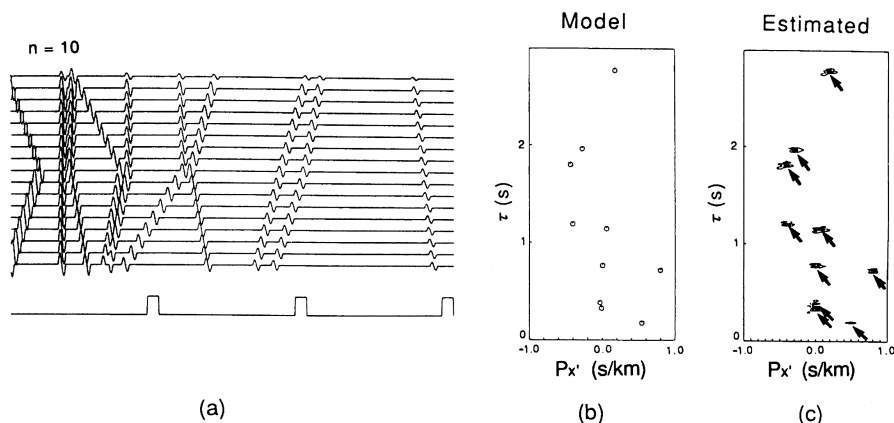


Fig. 6. A test for the resolution of the semblance technique in the case of 10 scattered wavelets. (a) Synthetic seismograms for the 10 scattered wavelets which have random arrival times and random slownesses. Each wavelet has the sine shape with one cycle. The array configuration tested is the same as that for the present observation. (b) Random values of the arrival times τ and the slowness p_x' given in the simulation, where p_x' is the slowness in the direction of linear array of station 1 to 9. (c) Estimated values of τ and p_x' by using the semblance technique for the seismograms of (a). Regions where $S \geq 0.3$ are contoured, and the small dark regions pointed by the arrows are ones where $S \geq 0.6$.

それぞれの波の到来方向を見いだすことが難しくなると考えられる。そこで、散乱波が単位時間に現れる頻度に対して、散乱波の到来方向が推定できる確率を見積るための数値実験を行った。ここでは簡単のため、散乱源から発生する散乱波を周期約0.05秒の1周期のサイン波の波束で代表させる。Fig. 6は、サイン波が3秒間に10個、ランダムな時間にランダムな見かけスローネスで今回の配置と同様のアレイ観測点に到来したときのシミュレーションである。Fig. 6(a)はシミュレーションで得られた波形、(b)図はモデルで与えた波束の、観測点1~9の並ぶ方向(x' 方向)での見かけスローネス p_x' と観測点9

への到来時間 τ 、(c)図は(1)式より求めたセンブランス値を τ - p_x' 平面上にコンター(コンター間隔0.3)で示したものである。なお、観測点9~17の方向(y' 方向)についても同様であるがここでは省略してある。Fig. 7は3秒間に900個の場合である。Fig. 6, 7より、10個の場合は100%散乱波の到来方向を見いだせるのに対して、900個の場合は推定できる到来方向が非常に少なくなることがわかる。いくつかの散乱波の出現密度に対して同様の数値実験を行った結果をFig. 8にまとめた。図では横軸にサイン波の1周期あたりに到来する散乱波の出現数の平均 D をとり、縦軸に到来方向を推定できた確率

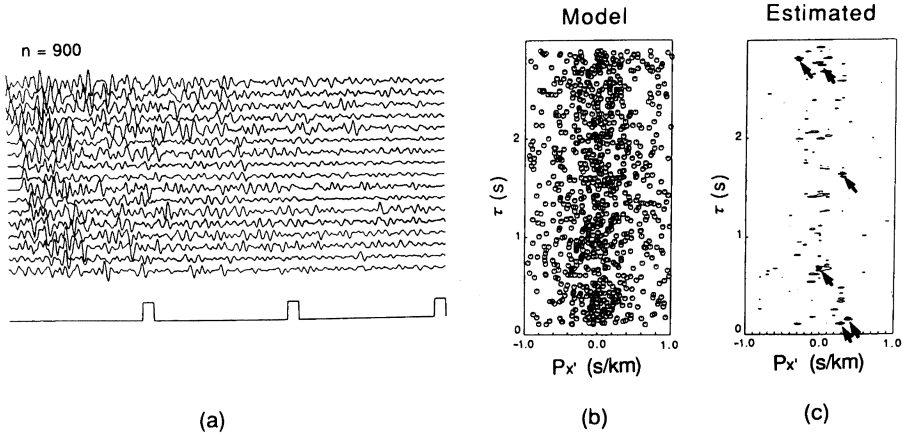


Fig. 7. The resolution test in the case of 900 scattered wavelets. See Fig. 6 caption for more details.

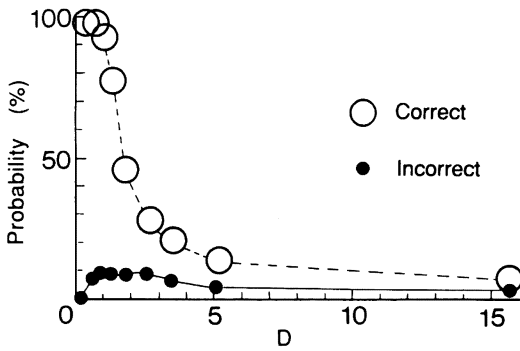


Fig. 8. A result of the test for the resolution of the semblance technique. The abscissa D stands for the mean number of scattered wavelets generated in a period of the sine wave. Open and closed circles show the probabilities with which the values estimated from the semblance technique are correct and incorrect, respectively. The probability is defined as the number of correctly or incorrectly estimated scattered wavelets ($S \geq 0.3$) divided by the total number of the scattered waves in the model. It is shown that less than 30% of the scattered wavelets are recognized for D more than 2.

(白丸)と間違った到来方向を推定した確率(黒丸)を示す。 D が2以上ならば30%程度しか推定できないことがわかる。すなわちこの方法では散乱波の発生率を表すパラメータ D の値が1程度以上ならば散乱波発生源の位置推定が非常に難しいといえる。

§ 4. 解析結果

自然地震のP波コーダ部分について、観測点9での発

震時からの経過時間を τ として、センプランス値をコンタープロットしたものを Fig. 9, 10 に示す。センプランスを計算するときのウィンドウ幅 w はいくつかの値で試した結果、波動の卓越周期の1/4相当よりも長い場合にはばらつきが適当に小さく押さえられることがわかった。したがってここでは結果のばらつきが押さえられかつ分解能もあがるように、 w が卓越周期の約1/4 (約0.05秒) になるよう選んだ。Fig. 9の左図は、Fig. 6, 7の(c)図と同様に観測点1~9のデータについて τ - p_x 平面上に、右図は観測点9~17について τ - p_y 平面上にセンプランス値をコンターでプロットしたものである。Fig. 9によれば、 $\tau=19$ s付近に初動が現れ31sまでほとんど同じ方向からコヒーレンスの良い(センプランス値0.6以上)波動が到来していることがわかる。Fig. 10は各時間でのセンプランスの値を、東西方向のスローネスを p_x 、南北方向を p_y として、 p_x - p_y 平面上にコンターでプロットしたものである。すなわち、Fig. 10はa~eで示す各時間での波の到来方向と見かけ速度を示している。時間aが初動付近に対応し、見かけ速度約5 km/sではほぼ震央方向から到来していることがわかる。また時間bにP波コーダの中でエネルギーのもっとも大きい相が見られるが、これは初動とほとんど同じ到来方向と見かけ速度を持っている。それ以後もc~eに示されるようにP波コーダ全体にわたって初動と同じ到来方向、見かけ速度(5~7.5 km/s)を持つ波動が続いている。すなわち、この地震のP波コーダは、そのエネルギーのほとんどが初動とほぼ同じ方向から到来する波動によって構成されているという特徴を持っている。

Fig. 11の自然地震のS波コーダについての結果では、直達S波から約3秒間、震央方向からのコヒーレンスの良い波が到来し、その後S波コーダはP波コーダ

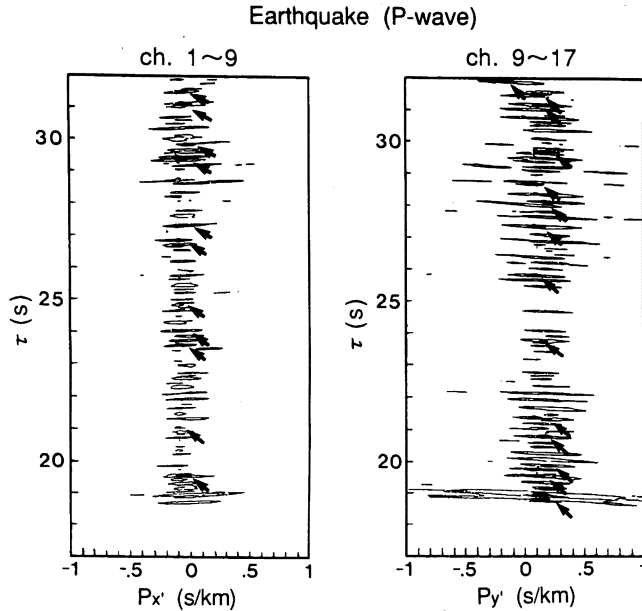


Fig. 9. The contour map of the semblance values as a function of the slowness p and the lapse time τ for the P-wave coda of the intermediate-depth earthquake. The left figure is the result for the slowness p_x in the direction of the linear array of the station 1 to 9 in Fig. 1(b), and the right one is for the slowness p_y in the direction from the station 9 to 17. The window length in the equation (1) is about 0.05 seconds. The regions where $S \geq 0.3$ are contoured, and the small dark regions pointed by the arrows are ones where $S \geq 0.6$. It is noted that a number of coherent components continuously appear in the duration of the P-wave coda with almost the same slownesses.

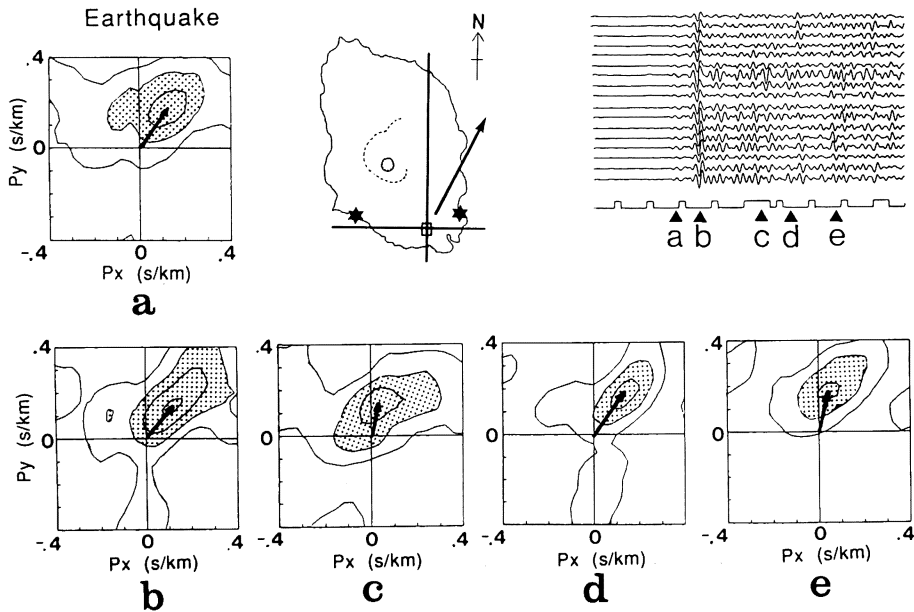


Fig. 10. The contour map of the semblance values as a function of p_x and p_y at lapse times (a~e) in seismograms shown on the upper right. p_x and p_y are the slownesses in the direction of east-west and north-south, respectively. Contour interval is 0.2, and the regions where $S \geq 0.4$ are shaded. The arrow in each diagram points to the highest peak of the semblance, and its orientation and length indicate the propagation direction and the value of the slowness, respectively, of the coherent phase.

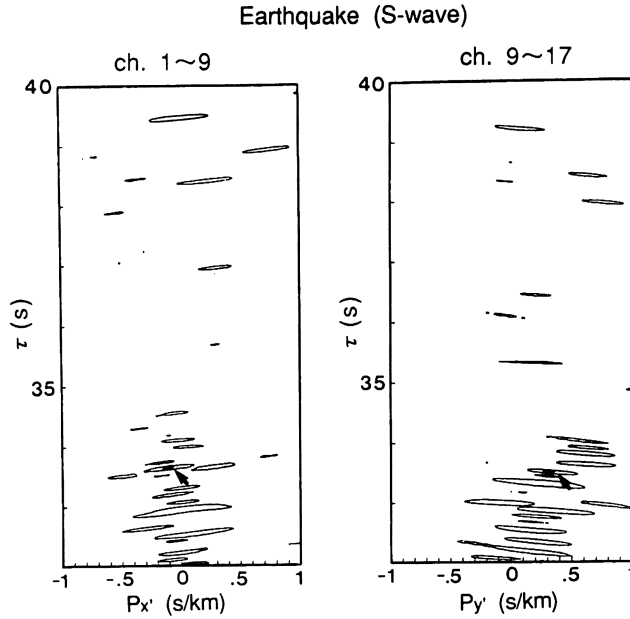


Fig. 11. The result of the semblance as a function of the slowness p_x or p_y and the lapse time τ for the S-wave coda of the intermediate-depth earthquake. The regions where $S \geq 0.3$ are contoured. See Fig. 9 caption for more details.

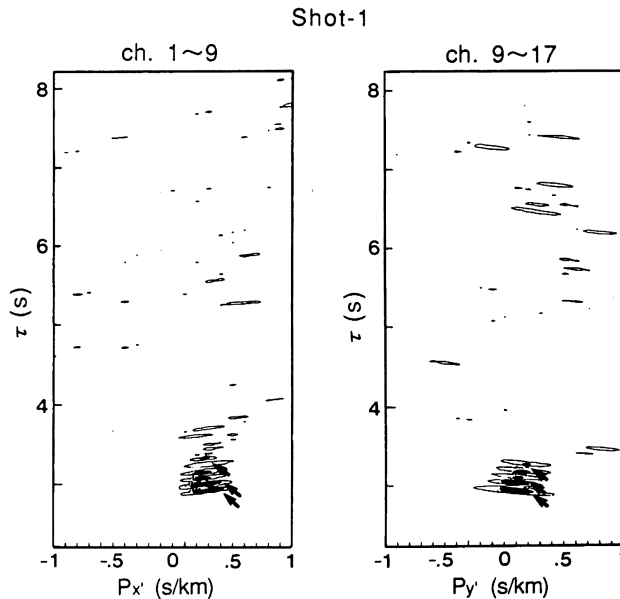


Fig. 12. The result of the semblance as a function of the slowness p_x or p_y and the lapse time τ for the Shot-1. See Fig. 9 caption for more details.

に比較して、到来方向が一定しておらず、センブランスの値も小さい。このように今回解析した自然地震においては、P波コーダではコヒーレントな成分が卓越してい

るのに対して、S波コーダはインコヒーレントな成分が卓越することが注目される。

Shot-1,2 (Fig. 12~15) では、それぞれ、 $\tau=2.8$ s

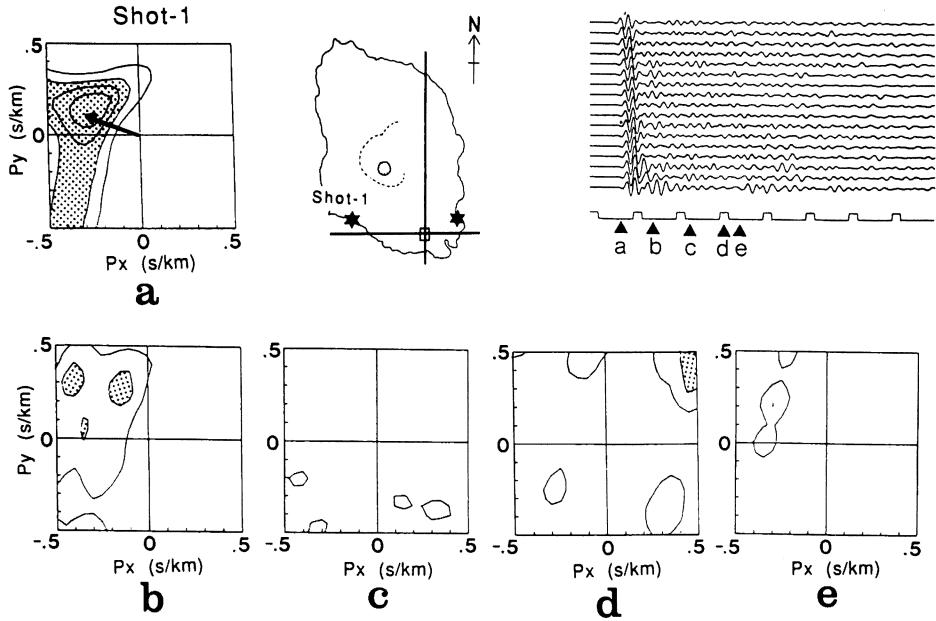


Fig. 13. The result of the semblance as a function of p_x and p_y at lapse times (a~e) for the Shot-1. See Fig. 10 caption for more details.

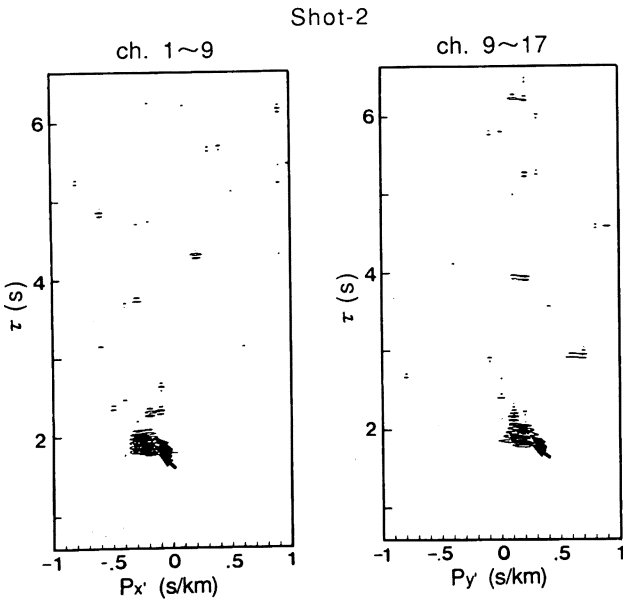


Fig. 14. The result of the semblance as a function of the slowness p_x or p_y and the lapse time τ for the Shot-2. See Fig. 9 caption for more details.

(Shot-1) と $\tau = 1.7$ s (Shot-2) 付近に爆破点の方向から到来する見かけ速度約 3.5 km/s の初動が現れる。これは長谷川・他 (1987) が求めた地表から深さ 500 m 程度に存在する P 波速度 3.6 km/s の地層を通った波であると

推定できる。その後は特にコヒーレンスの良い波の到来は見られず、またセムランスが 0.2 以上の到来方向は様々であることがわかる。もし Shot-1 と Shot-2 で同一位置から散乱波が発生するならばそれぞれのセムラン

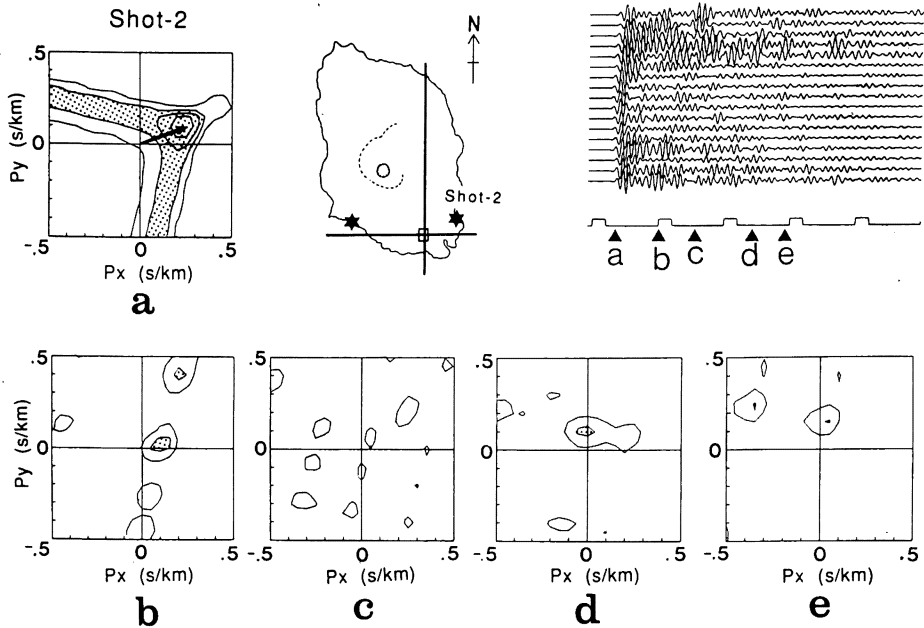


Fig. 15. The result of the semblance as a function of p_x and p_y at lapse times (a~e) for the Shot-2. See Fig. 10 caption for more details.

スで同一方向に大きい値が見られるはずであるが、今回の解析では共通する方向に特に大きいセンブル値は見いだせなかった。このことは、三原山下部からの散乱波は同定できなかったことを意味する。

§ 5. やや深発地震に見られる特異なコーダ波の解釈

千葉県直下深さ 71 km の地震のコーダ波は、これがほとんど同じ方向から長時間にわたって到来する波によって構成されているという性質をもつことから、地震波を効率良く伝えるチャンネルを伝わってきたチャンネル波であると解釈することができる。一方、HORI *et al.* (1985) はフィリピン海プレート、MATSUZAWA *et al.* (1986, 1987) 太平洋プレートで、それぞれ陸上の微小地震観測網のデータから深さ約 50 km 付近の沈み込むスラブの上部に海洋地殻に対応すると考えられる低速度層の存在を指摘している。また IWASAKI *et al.* (1989) は、クリル海溝周辺で海底地震計を用いた屈折法探査により、海洋地殻第 2 層、第 3 層の沈み込みを陸棚下に深さ約 25 km まで追跡し、これらが大陸地殻下に低速度層を形成しているとしている。このような低速度層は深発地震から発生する地震波に対して効率のよいチャンネルとなることが考えられる。したがって、ここでは大島北東の相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの上部に低速度層が存在すると考え、このモデルによって今

回観測された特異なコーダ波が説明可能かどうか理論現象をもちいて検討する。

Fig. 16(a) に、笠原 (1985) が微小地震源震分布をもとにひいたフィリピン海プレートの境界を参考にして推定した速度構造モデルを示す。震源位置は沈み込むフィリピン海プレート下面付近であることに注意されたい。ここでは大島の地殻構造の不確実性が大きく厳密な議論をすることは難しい。そのため、解析ではどの程度の低速度の存在で観測されたような P 波コーダを説明できるのかを見積る程度しかできないと考え、構造モデルはもっとも簡単な 3 層構造とした。ここで HORI *et al.* (1985), IWASAKI *et al.* (1989) や MATSUZAWA *et al.* (1986, 1987) らの構造モデルを参考に低速度層をはさむ両側の媒質の P 波速度をそれぞれ、7.5 km/s と 8 km/s に固定した。また低速度層の厚さについては、HORI *et al.* (1985), IWASAKI *et al.* (1989) や MATSUZAWA *et al.* (1986, 1987) らが彼らのモデルにおける低速度層の厚さを約 5 km としていることからここでも 5 km とした。理論現象の計算では、モデルの低速度層 (Fig. 16 の第 II 層) に表 1 に示す 3 つの速度値をあたえ、ČERVENÝ and PŠENČIK (1983) の 2 次元波線追跡法のプログラム (SEIS83) によって低速度層内での PP, PS, SS, SP 反射を含めた 6 回反射までのすべての多重反射波を計算した (Fig. 16(b))。震源は P 波の球対称輻射とした。第 I 層

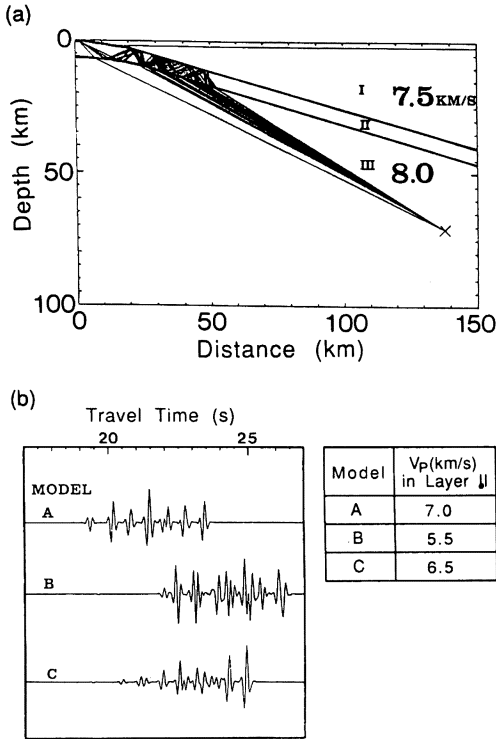


Fig. 16. (a) A model of velocity structure and ray diagrams. The cross denotes the hypocenter. The velocities of low velocity layer examined are shown in the table on the lower right. Poisson's ratio in each layer is 0.25. (b) Synthetic seismograms for the models A, B and C. The seismograms contain all the reflection phases with the number of reflections less than six times in the low velocity layer.

との速度差 0.5 km/s (約 6%) の場合 (モデル A) でも十分にチャンネル波のエネルギーは保存されることがわかる。観測データで特異なコーダ波の振幅が初動付近 (Fig. 10 の時間 a 付近) の地動振幅の 4~5 倍であることを考えると、速度差の大きいモデル B, C の場合ではチャンネル波の振幅が大きすぎ、A のモデルのほうが観測データをよりよく説明できる。チャンネル波の見かけ速度については地殻構造が明確でないために議論することが難しいが、このモデルでは PP 反射以外の多重反射も考慮することによって反射波の入射角が適当にばらつき (Fig. 16(a) の波線ダイアグラム参照)、アレイでの見かけ伝播速度もある範囲でばらつくことになる。したがって観測データで見かけ速度が 5~7.5 km/s とばらついたことは、地殻構造を適当に決めることによって説明可能である。これらのことから、やや深発地震の特異

な P 波コーダは沈み込むフィリピン海プレート上部に低速度層が存在するモデルによって説明可能と考えられる。

一方、P 波コーダの到来方向の同一性に対して、S 波コーダでは S 波初動付近の 2~3 秒だけが震源方向から到来する波で構成され、その後は観測点間での波形のコヒーレンスが悪くなっている。Fig. 16 のような低速度層が存在するならばこれは S 波に対してもチャンネル波を形成すると考えられるが、今回の観測ではこのようなチャンネル波を見いだすことはできなかった。この原因についてはまだ確定的なことはいえないが、伊豆大島の比較的浅部での S 波の散乱が P 波に比較して強いため、S 波コーダの到来方向がランダムになりやすくなっていると考えれば P 波コーダと S 波コーダの違いを定性的には説明できる。

他に地震波を効率よく伝えるチャンネルの存在として、伊豆大島のような島の場合、震源と観測点のあいだの海水の存在も考えられる。すなわち海中での多重反射波が島内を伝播する可能性もある。このことを検証するために Fig. 16 の 3 層構造モデルに海を加えた 4 層構造で波線追跡を試みたが、海面と海底で多重反射する波線は見いだせなかった。しかし、このことだけから海中の多重反射波が存在しないと断定できない。そこで、海水を伝わる多重反射が存在するとしてその見かけ速度について考察した。すなわち、海水を伝わる波の伝播経路は必ず伊豆大島の海岸線付近を通ることから、今回の観測点での海水を伝わる波の見かけ伝播速度は今回の爆破地震の初動のみかけ速度と同程度になると考えられる。しかし、やや深発地震の特異なコーダ波の見かけ速度 5~7.5 km/s は爆破地震の初動のみかけ速度 3.5 km/s よりもかなり大きい。したがってこの特異なコーダ波が海水での多重反射波であるとは考えにくい。

§ 6. 議論と今後の課題

伊豆大島三原山下のマグマだまりの位置推定を行なうため人工地震のアレイ観測を行ったが、特にマグマだまりからと考えられる強い散乱波は観測されず、位置の推定はできなかった。この原因としては 2 つのことが考えられるであろう。それは、(1) 3 節のセンブランス法の分解能で議論したように散乱波の発生率を表すパラメータ D の値が 1 程度よりも大きいこと、(2) 観測アレイ内での非常に局所的な不均質性によりそれぞれの地震計でインコヒーレントな成分が卓越することである。しかし今回のやや深発地震と爆破地震とが同程度の周波数成分を持っているにもかかわらず、やや深発地震の P 波コーダでは同一方向からのみ到来するコヒーレントな波が検出

されたことを考えると、(2)の局所的な不均質性によってインコヒーレントな成分が卓越したとは考えにくい。もし仮に(2)の原因が優勢ならば、自然地震についてもそのコーダ波でインコヒーレントな成分が卓越すると考えられるからである。また Fig. 4, 5 で指摘したように Shot:1 と 2 でコーダ波の励起強度が違うことからこのコーダ波が観測点直下の影響によるものではなく、途中の伝播経路によるものであるといえる。したがってアレイ観測でコヒーレントな波がとらえられない原因としては(1)の散乱波の発生率が大きい、すなわち、散乱源が一様に多数分布していることによるものと考えられる。また、伊豆大島のマグマだまりは爆破地震動で卓越する P 波に対しては顕著な散乱源とはなっていないと解釈される。

これまでに HORIUCHI *et al.* (1988), 溝上(1980)や MIZOUE and NAKAMURA (1982) が溶融体の存在を示した反射波は S 波からのものであり、P 波からの反射波は見つけにくいとしている。このことは溶融体を P 波を用いて探査することは非常に困難であることを示す。したがって大島でのマグマだまりの探査には S 波コーダを用いる必要がある。また、今回のやや深発地震の解析では、P 波コーダと S 波コーダの違いを説明するために、伊豆大島の比較的浅部での P 波と S 波の散乱強度が違つかもしいことを先に述べた。このことを確かめるためにも S 波コーダの観測は重要であろう。S 波の散乱波を観測するためには現段階では震源として自然地震を用いる他なく、高精度に震源決定された地震を用いたアレイ観測を試みる必要がある。

§ 7. ま と め

伊豆大島で地震計間隔 50 m の L 字型アレイ観測を行い、沈み込むフィリピン海プレート下面付近で発生したやや深発地震と 2 つの人工地震をとらえた。センブランス法によりそれぞれの地震コーダ波を構成する波の到来方向と見かけ速度を決定した結果、やや深発地震の P 波コーダは震源方向からのみ到来する成分で構成されており、その見かけ伝播速度 (5~7.5 km/s) は P 波初動のそれとほぼ等しいことがわかった。S 波コーダについてはその到来方向は P 波と異なり、様々であった。この一定方向からのみ到来する P 波コーダは、沈み込むフィリピン海プレートの上面付近に低速度層が存在する速度構造モデルによって説明でき、この低速度層が地震波を効率良く伝えるチャンネルとなっていると考えられる。

人工地震のコーダ波の解析では、それが様々な方向から到来する波によって構成されていることが明らかになり、とくにマグマだまりの存在を示すような結果は得ら

れなかった。

謝 辞

今回の爆破は工業技術院特別研究「地震予知に関する地質学・地球化学的研究」により行われたものであり、観測にあたっては、地質調査所の伊藤公介、長谷川功両氏をはじめ多くの方にお世話になった。解析したやや深発地震の震源情報については国立防災科学技術センター(現、国立防災科学技術研究所)のルーチンの結果を使用させて頂いた。また査読者にはいくつかの貴重な助言を頂いた。ここに記して感謝いたします。本研究の一部は科学技術庁・昭和 63 年度重点基礎研究による。

文 献

- AKI, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.
- ČERVENÝ, V. and I. PŠENČIK, 1983, Program package SEIS83, Charles University, Prague.
- DOLL, W. E. and C. S. CLAY, 1988, Seismic imaging of the Puritan batholith, Wisconsin, using split array cross-correlator processing, *J. Geophys. Res.*, **93**, 8023-8034.
- 長谷川功, 伊藤公介, 小野晃司, 相原輝雄, 楠瀬勤一郎, 佐藤隆司, 1987, 爆破地震による伊豆大島の地下構造—横断測線, 地質調査所月報, **38**, 741-753.
- HORI, S., H. INOUE, Y. FUKAO and M. UKAWA, 1985, Seismic detection of the untransformed 'basaltic' oceanic crust subducting into the mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **83**, 169-197.
- HORIUCHI, S., A. HASEGAWA, A. TAKAGI, A. ITO, M. SUZUKI and H. KAMEYAMA, 1988, Mapping of a melting zone near Mt. Nikko-Shirane in northern Kano, Japan, as inferred from S_xP and S_xS reflections, *Tohoku Geophys. J.*, **31** 43-55.
- 井田喜明, 山岡耕春, 渡辺秀文, 1988, 伊豆大島火山 1986 年噴火と地下のマグマ活動, 火山特集号, **33**, 307-318.
- IWASAKI, T., H. SHIOBARA, A. NISHIZAWA, T. KANAZAWA, K. SUEHIRO, N. HIRATA, T. URABE and H. SHIMAMURA, 1989, A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, **165**, 315-336.
- 笠原敬司, 1985, プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-136.
- KORN, M., 1988, P-wave coda analysis of short-period array data and the scattering and absorptive properties of the lithosphere, *Geophysical Journal*, **93**, 437-449.
- MATSUZAWA, T., N. UMINO, A. HASEGAWA and A. TAKAGI, 1986, Upper mantle velocity structure es-

- timated from PS-converted wave beneath the north-eastern Japan arc, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 767-787.
- MATSUZAWA, T., N. UMINO, A. HASEGAWA and A. TAKAGI, 1987, Estimation of thickness of a low-velocity layer at the surface of the descending oceanic plate beneath the northeastern Japan arc by using synthesized PS-wave, *Tohoku Geophys. J.*, **30**, 19-28.
- 溝上 恵, 1980, 微小地震反射波の観測と溶融体をともなう地殻深部不連続面の検出, *地震研究所彙報*, **55**, 705-735.
- MIZOUE, M., I. NAKAMURA and T. YOKOTA, 1982, Mapping of an unusual crustal discontinuity by micro-earthquake reflections in the earthquake swarm area near Ashio, northern part of Tochigi prefecture, central Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **57**, 653-686.
- NEIDEL, N. S. and M. T. TANER, 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 483-497
- NIKOLAEV, A. V. and P. A. TROITSKIY, 1987, Lithospheric studies based on array of P-coda and microseism, *Tectonophysics*, **140**, 103-113.
- 佐藤春夫, 1984, リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰—ランダムな不均質構造による一次散乱理論—, *国立防災科学技術センター研究報告*, **33**, 101-186.
- SPUDICH, P. and T. BOSTWICK, 1987, Studies of the seismic coda using an earthquake cluster as a deeply buried seismograph array, *J. Geophys. Res.*, **92**, 10526-10546.