

東北日本における地殻・上部マントルの 三次元 P 波及び S 波速度構造

東北大学理学部地震予知観測センター 小原一成*・長谷川昭・高木章雄

(昭和 61 年 3 月 26 日受理)

Three Dimensional P and S Wave Velocity Structure beneath the Northeastern Japan Arc

Kazushige OBARA, Akira HASEGAWA, and Akio TAKAGI

Observation Center for Earthquake Prediction,

Faculty of Science, Tohoku University

(Received March 26, 1986)

Three dimensional P and S waves velocity structure of the crust and the uppermost mantle beneath the northeastern Japan arc is investigated by an inversion of P and S waves arrival times observed at the seismic network of Tohoku University from local earthquakes.

The results show that, in the uppermost mantle, there exists a dipping high velocity zone of P and S waves which corresponds to the descending Pacific plate. Beneath active volcanoes low velocity zones of P and S waves are clearly seen, which are dipping westward and extend to a depth of about 100 km.

Although the pattern of P wave velocity distribution is very similar to that of S wave velocity distribution, change in absolute value of S wave slowness perturbation is bigger than that of P wave slowness perturbation, indicating the spatial change in V_P/V_S value. Within the Pacific plate V_P/V_S values are generally low, whereas the low velocity zones existing beneath active volcanoes have high V_P/V_S values.

§1. はじめに

東北日本は、その下に太平洋プレートが沈み込み、島弧上に海溝軸と平行に第 4 紀の火山が分布するという典型的なサブダクションゾーンを形成している。このような地域における速度構造の研究は、プレートテクトニクスを理解する上で重要である。

島弧の上部マントルの速度異常については、宇津 (1971) により大局的な速度構造モデルが提出されている。すなわち、沈み込む海洋プレート内部は高速度であり、その上の陸側マントルは低速度であるというものである。HIRAHARA (1977, 1980) は、AKI and LEE (1976) の方法を用いて近地地震の気象庁等による走時データを解析し、日本及びその周辺の三次元 P 波・S 波速度構造を求め、太平洋プレートに対応して高速度域が陸側に向って傾斜して存在している様子を明らかにした。一方、HASEMI *et al.* (1984) は同様に AKI and LEE (1976) の

昭和 59 年 10 月 13 日・昭和 60 年 4 月 7 日 発表

* 現所属: 国立防災科学技術センター第 2 研究部地震防災研究室

方法により東北日本の中央部における三次元 P 波速度構造を求めた。その結果、スラブより上側の大陸側マントルは必ずしも一様ではなく、活動的な火山群直下のマントル最上部に低速度異常が存在することが明らかにされた。清水・他 (1983) は、東北日本全域において同様の結果を得ている。HASEMI *et al.*, 清水他の研究では水平成層構造を仮定して走時計算が行なわれているが、東北日本のような広い領域における三次元構造解析をより精度良く行うためには球殻成層構造で走時を計算する必要がある。また、これまでの三次元速度構造に関する研究は、そのほとんどが P 波速度についてのみ行われてきた。地下を構成する物質の物理的性質を知るためには、P 波のみならず S 波速度に関する情報も重要である。

本論文では、AKI and LEE (1976) の方法に基づいて、東北大学微小地震観測網による近地震の P 波及び S 波初動データから、東北日本における地殻・上部マントルの詳細な三次元 P 波及び S 波速度構造を求めた。

§ 2. 解析方法及びデータ

2.1 解析方法

解析は、AKI and LEE (1976) の方法に従った。すなわち、観測点と地震を含む調べようとする領域を適当な大きさのブロックに分け、仮定した初期震源、初期構造から計算される走時と観測された走時との差から、震源要素補正值と各ブロックの P 波及び S 波スローネス補正值を、ダンプトリーストスクエアズ法を用いて同時に決定する。これは非線形問題であるので、反復解法によって最終的な解を求める。

走時は、各ブロックでの速度が水平方向にも異なると考えているから、三次元の波線追跡法を用いて計算すべきであるが、この方法は時間がかかるので大量の走時データ解析には適さない。従つて、ここでは球殻成層構造を仮定し、各層内の速度は均質であるとして波線を決定する。この波線決定に用いる構造は、反復計算によつて変化しないとする。ただし、この波線が各ブロックを通過するのに要した時間は、反復計算の都度得られる各ブロックの速度を用いて厳密に計算する。球殻成層構造における波線決定、走時の偏微分係数の計算は、佐藤 (1978) の方法に従った。

2.2 データ

解析に用いた観測点は、東北大学微小地震観測網の 37 点と、データ交換により東北大学地震予知観測センターに送られてくる東京大学地震研究所の 4 点の計 41 点である (Fig. 1 (a) のひし形印)。

東北大学のルーチン処理により震源決定された地震のうち、1983 年 1 月以降に発生し P 波初動が 15 点以上の観測点で観測された深さ 40 km 以深の 139 個の地震を解析に用いた。これらの地震は、その震源分布が空間的になるべく一様になるように選ばれている。Fig. 1 (a), (b) にその震央分布と深さ分布を示す。

読取値は、東北大学の地震波自動処理システムでデジタル化され収録された波形データを、XY プロッターで秒 25 mm で再生して可視記録を作ることにより新たに読取つたものを用いた。読取精度は P 波で 0.1 秒程度、S 波で 0.3 秒程度と考えられる。読取値には P 波には 1, S 波には 0.2 の重みを付けた。読取総数は P 波では 3471 個、S 波では 1442 個である。

初期震源は、これらの読取値を用いて東北大学のルーチンの震源決定法で再決定した震源を

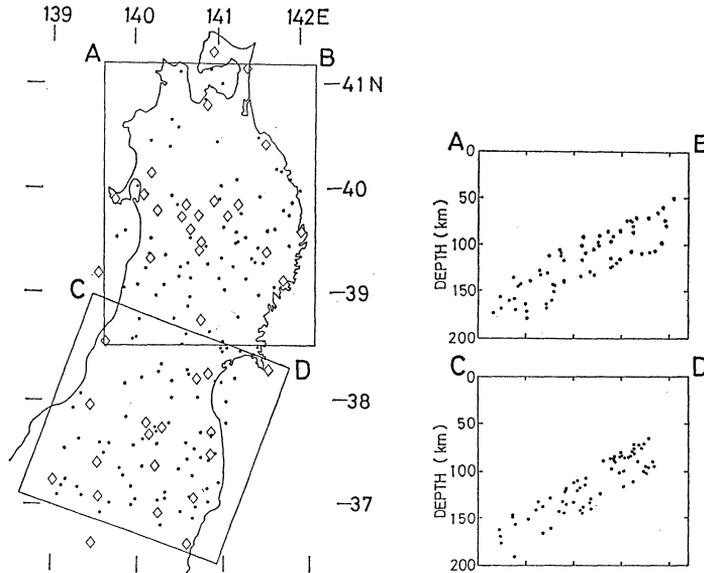


Fig. 1. Locations of stations (diamond) and hypocenters (point) used in this study. (a): Epicenter distribution, (b): focal depth distribution.

用いた。初期構造としては、ルーチンの震源決定に用いている速度構造 [HASEGAWA *et al.* (1978)] を 7 層の球殻成層で近似した構造を用いた。各層の厚さと P 波及び S 波速度を Table 1 に示す。解析する領域は、北緯 36.40 度～41.50 度、東経 138.80 度～142.04 度の範囲で、この領域内の第 7 層を除く各層を緯度方向に 0.30 度、経度方向に 0.36 度の大きさのブロックに分ける。すると、ブロックは一辺が約 33 km の立方体となる。

ダンピングファクター (ダンピング行列の対角要素の二乗根) は、 $\sigma_0/\sigma_x = \sigma_0/\sigma_y = 0.05$ s/km, $\sigma_0/\sigma_z = 0.03$ s/km, $\sigma_0/\sigma_t = 0.5$ s/s, $\sigma_0/\sigma_{-4V_P/V_P} = \sigma_0/\sigma_{-4V_S/V_S} = 5.0$ s とする。ここで、 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \sigma_t$ は震源要素の補正値の標準偏差、また $\sigma_{-4V_P/V_P}, \sigma_{-4V_S/V_S}$ は各ブロックにおける P 波、S 波スローネス補正値の標準偏差である。

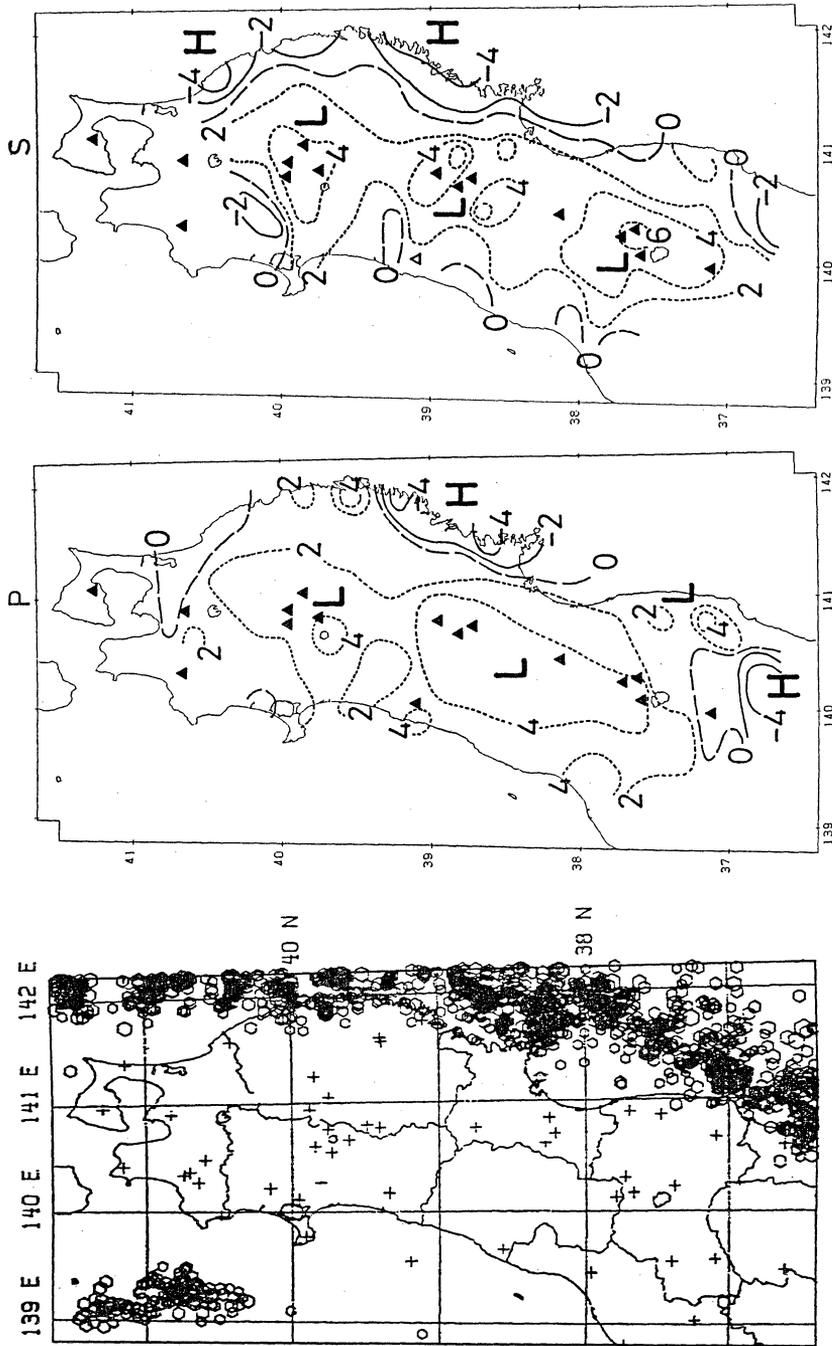
§ 3. 結 果

解は反復計算 2 回でほぼ収束した。

Fig. 2(a)～(e) に第一層から第五層まで各層毎に得られた P 波、S 波速度分布を示す。また、同時に各層の深さ範囲に発生した地震の震央分布も示す。速度分布は、ブロックの位置及び形状による影響を除くため全体を北東方向に半ブロックずらして求めた結果とを合成して得られたもので、レゾリューションが 0.5 以上の領域のみについて

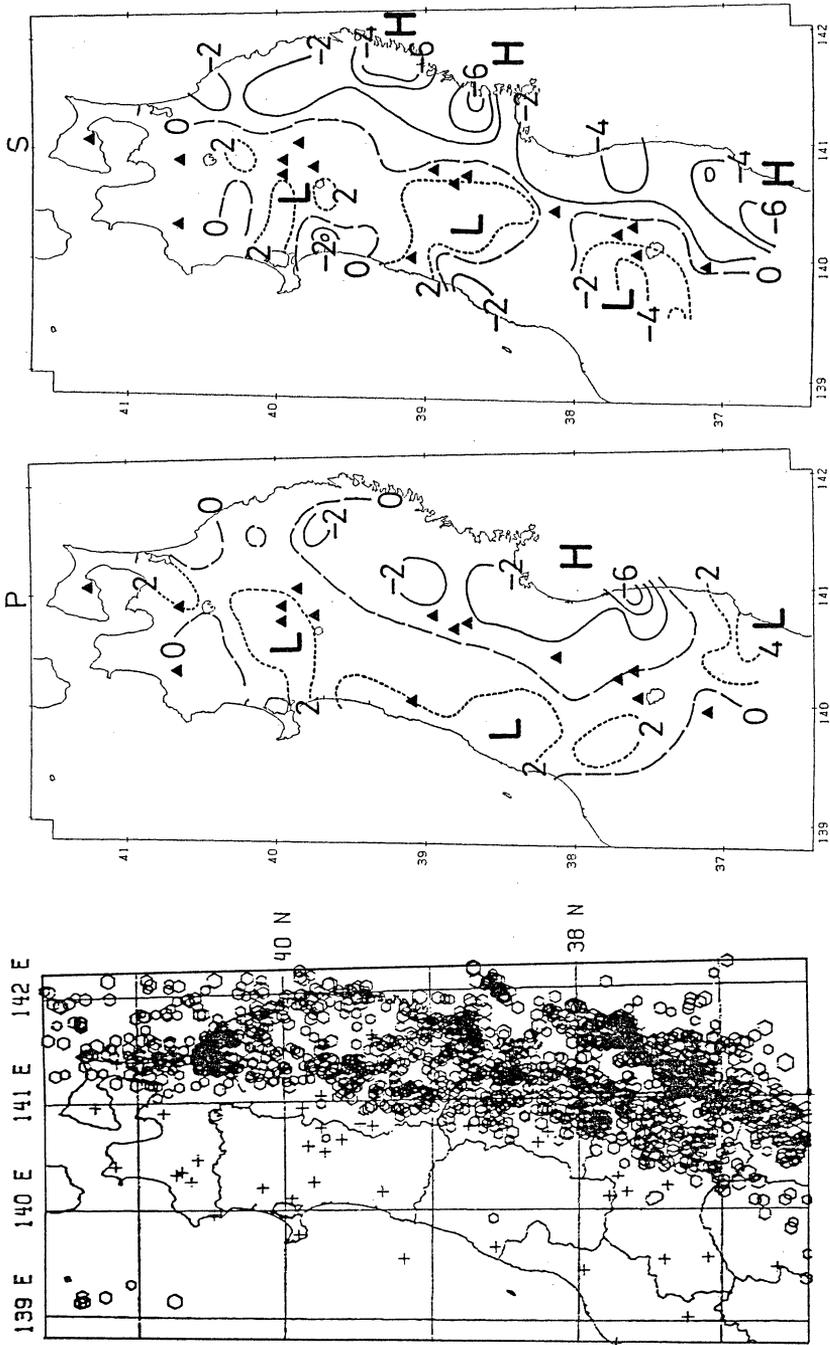
Table 1. Initial P and S wave velocity model.

Layer	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	Thickness (km)
1	6.30	3.71	32
2	7.76	4.36	33
3	7.87	4.42	33
4	7.98	4.48	33
5	8.09	4.54	33
6	8.20	4.61	33
7	8.31	4.67	∞



LAYER 2 (32 - 65 km)

Fig. 2 (b)



LAYER 3 (65 - 98 km)

Fig. 2 (c)

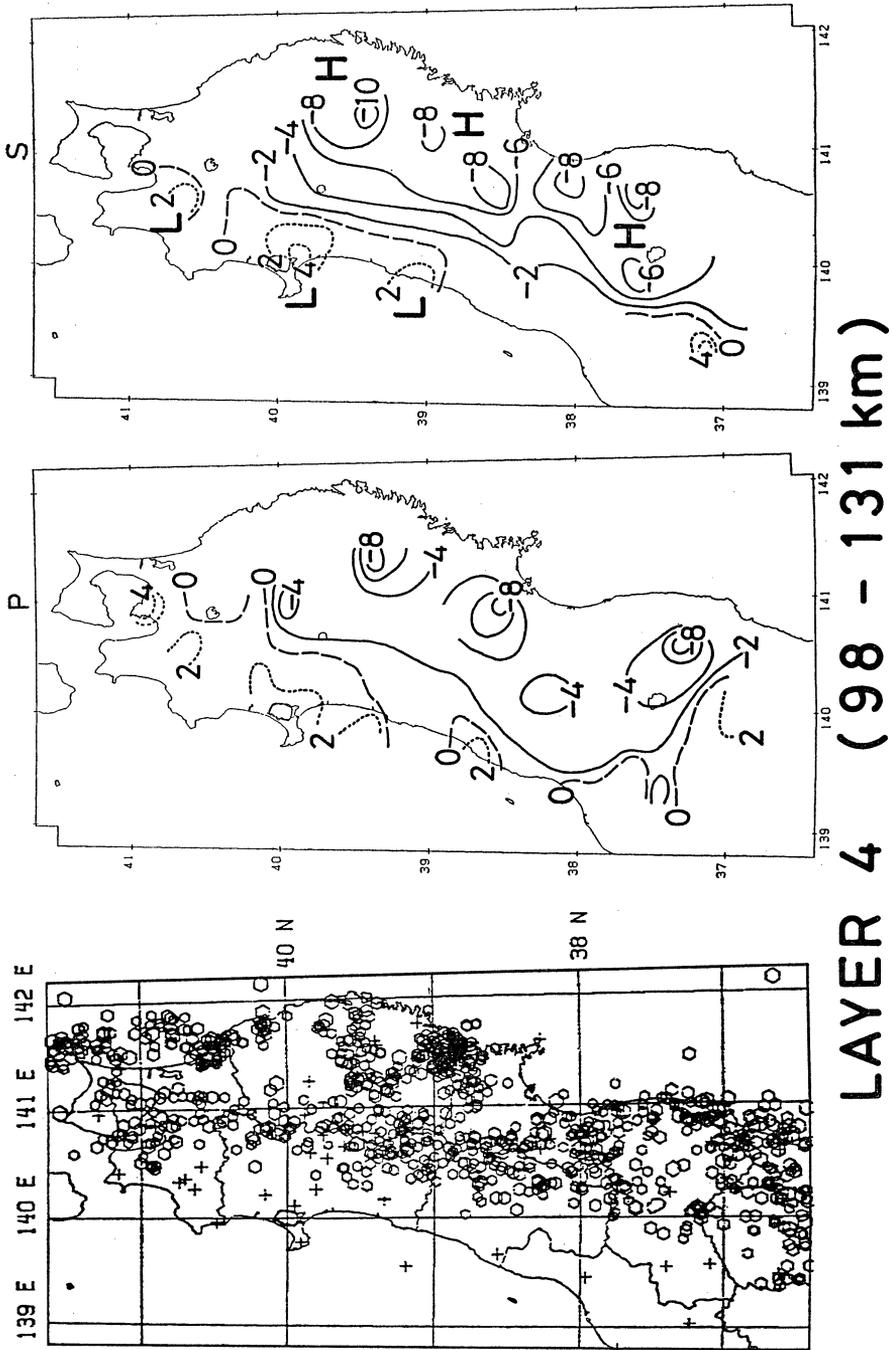
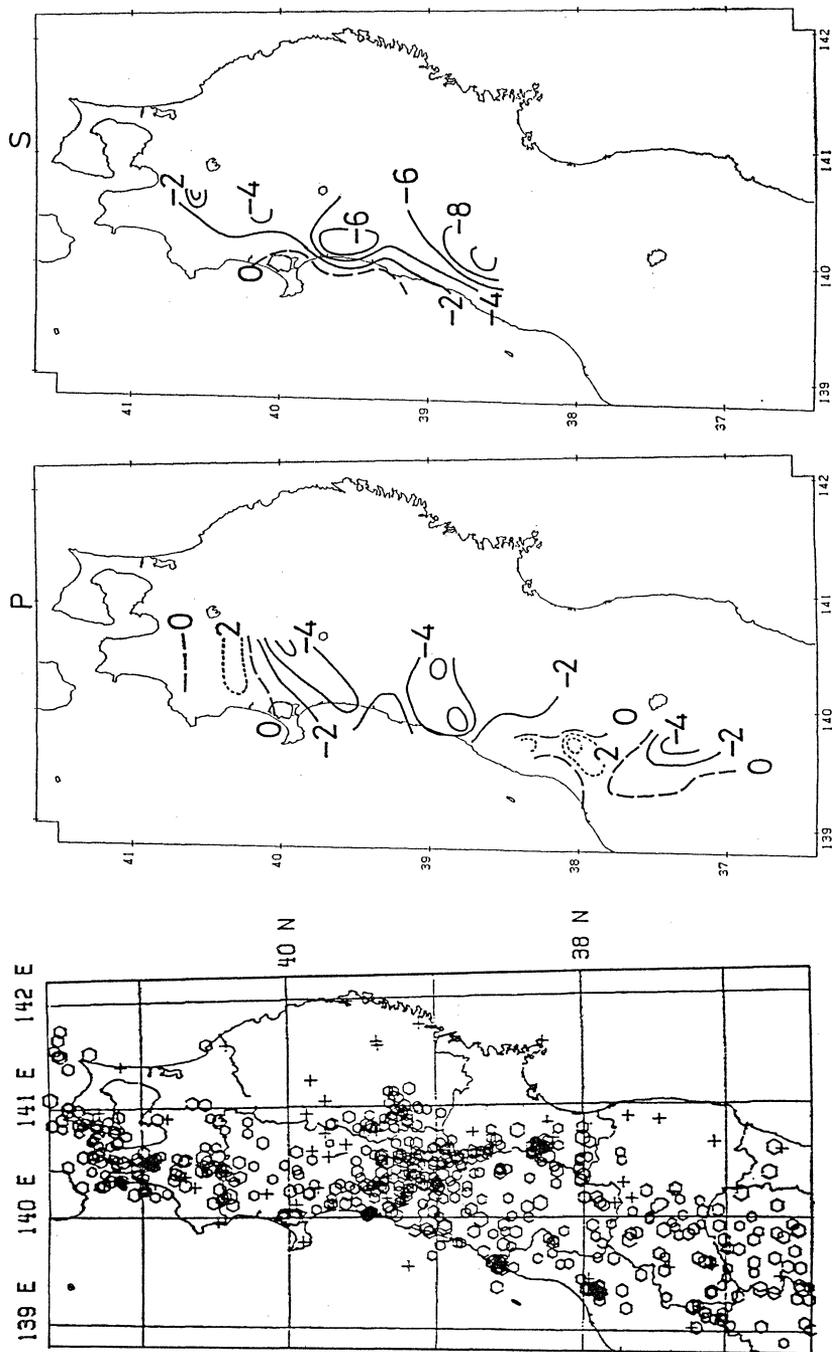


Fig. 2 (d)



LAYER 5 (131 - 164 km)

Fig. 2 (c)

コンターで表す。図中の数値は、初期構造に対するスローネスパーターベーション ($-dV/V$) であり、百分率で表す。この数値が負のときはそこでの速度が初期構造より速いこと、また正のときは遅いことを意味する。コンター間隔は2%であり、破線が0%、実線が負、点線が正のコンターを、またH、Lはそれぞれ速度の速い及び遅い領域を表す。図中の黒三角印(▲)は第4紀の活動的な火山である。

Fig. 2に示された第一層から第五層までのP波及びS波速度分布から、全体的にP波とS波の速度分布のパターンが良く似ていることがわかる。すなわち、P波速度の速い領域ではS波速度も速く、P波速度の遅い領域ではS波速度も遅いという傾向が一般的にみられる。ただし、低速度域(図中のL)あるいは高速度域(図中のH)における初期構造からのずれの割合(図中の数値)は、S波速度の方がP波速度より大きい傾向にある。これは V_P/V_S 比の場所による違いを示していると考えられる。以下、各層で得られた速度分布の特徴について述べる。

第一層(0~32 km, Fig. 2(a)): 全体的にみると、内陸部では速度が遅く沿岸部では速度が速い。ここでは、第一層すなわち地殻を厚さ一定の水平な単一の層としているので、コンラッド面やモホ面の深さの不均質性が速度分布の結果に影響を及ぼすはずである。YOSHII and ASANO (1972), RESEARCH GROUP for EXPLOSION SEISMOLOGY (1977), HORIUCHI *et al.* (1982 a, b)によれば、コンラッド面やモホ面の深さが沿岸部では内陸部に較べおよそ5 kmほど浅くなっている。これは、内陸部で低速度、沿岸部で高速度という今回の結果と定性的には調和している。しかし量的には、コンラッド面やモホ面の深さが5 km変化しても、速度でおよそ3%の変化に対応するだけ[HASEMI *et al.* (1984)]であり、今回の結果ではそれ以上の違いがある。このことは、地殻内の速度分布にかなり大きな水平方向の不均質性があることを示唆している。また、内陸部の低速度域のうち特に大きな低速度域は、主に火山の周辺に分布している。

第二層(32~65 km, Fig. 2(b)): 太平洋沿岸部に高速度域が、内陸部には広く低速度域が分布している。震央分布から、沈み込む太平洋プレートが太平洋側の海岸線付近に達していると考えられ、太平洋沿岸部の高速度域はこの太平洋プレートと良く対応している。低速度域は火山フロント(およそ東経141度線)より西側に広がり、増田・他(1978)が指摘した P_n 速度の不均質性と調和的である。この低速度域は内陸部に様に分布するのではなく、火山の位置に対応して特に大きな低速度域が存在する。例えば、北緯39.8度付近に位置する岩手山・秋田駒ヶ岳等の火山群、北緯39.0度付近の栗駒山等の火山群、北緯37.6度付近の吾妻山等の火山群周辺にはそれぞれ大きな低速度域が存在する。Fig. 3は、湯原(1973)によって提出された地殻熱流量分布である今回の結果と比較すると、東北日本に

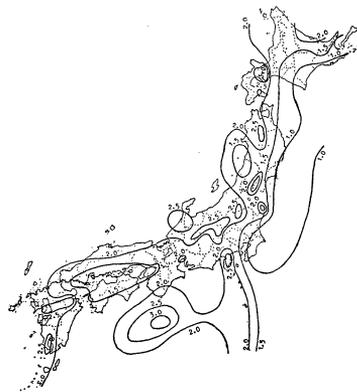


Fig. 3. Distribution of terrestrial heat flow in Japan (after YUHARA, 1973).

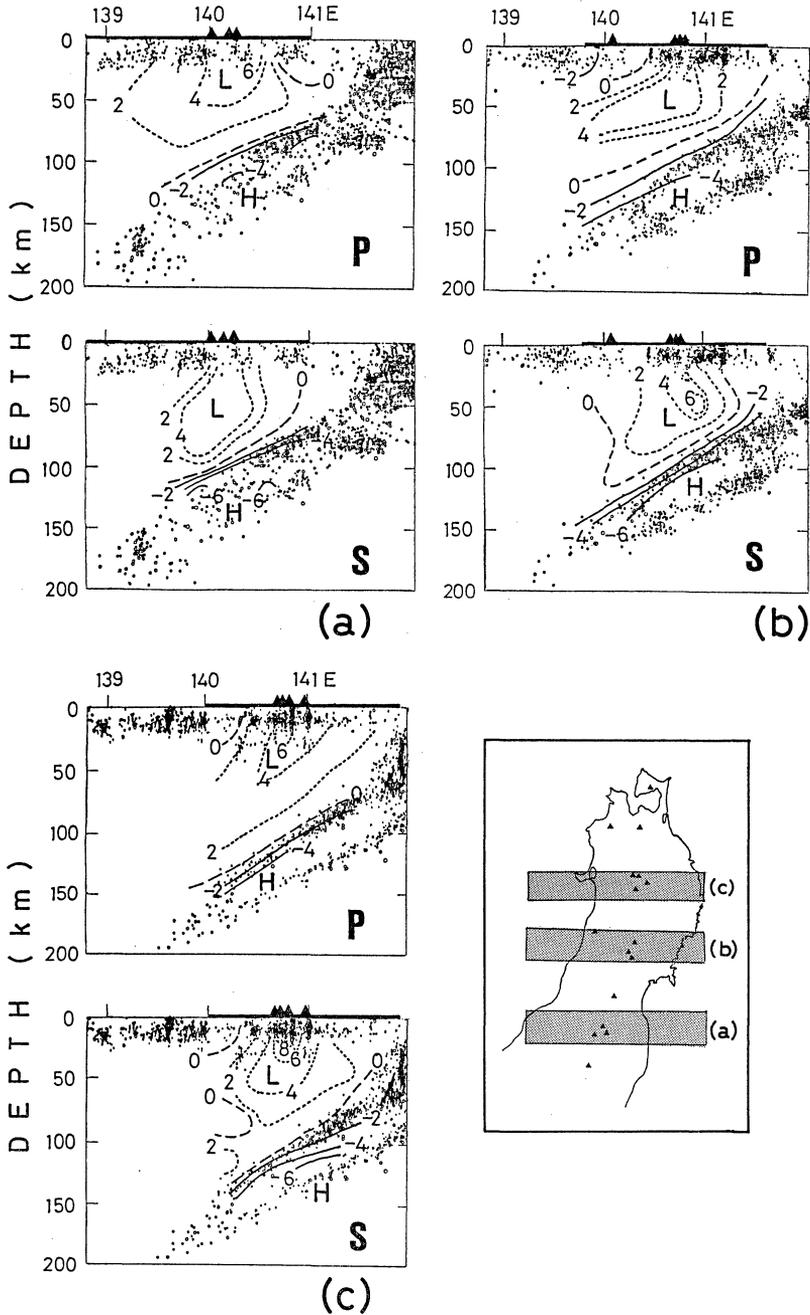


Fig. 4 (a)-(c). E-W vertical cross sections of fractional velocity perturbations (in %) for P wave (upper) and S wave (lower). Earthquake hypocenters located in the shaded area in the inserted maps are also shown by circles. Solid triangle and thick horizontal line denote active volcano and land area, respectively.

において地殻熱流量が大きい場所と低速度域の位置は良く一致している。以上のように、低速度域は火山や地殻熱流量の分布と良く対応することから、地震波速度は地下の熱的状态と関係があることが考えられる。

第三層 (65~98 km, Fig. 2(c)): 東北日本を東西に分けるように高速度域と低速度域が分布し、東側の高速度域は沈み込む太平洋プレートに対応している。高速度域での速度の初期構造からのずれはP波で約 2%, S波で約 2~4% とS波の方が大きく、太平洋プレートにおける V_P/V_S 比はまわりに較べて小さいことを意味しており、このことは堀内・他 (1977 a, b) の結果と調和的である。また第二層で火山群直下に存在していた低速度域が第三層にも達し、しかもそれはさらに西方に広がっている。

第四層 (98~131 km, Fig. 2 (d)): 第三層と同様に、沈み込む太平洋プレートに対応して高速度域が分布している。この高速度域での速度の初期構造からのずれはP波で 2~4%, S波で 4~6% とやはりS波の方が大きい。

第五層 (131~164 km, Fig. 2(e)): この層はほとんどが太平洋プレートに含まれ、全体的に高速度域になっている。

次に、これまで得られた速度異常の鉛直分布を示す。Fig. 4 (a), (b), (c) はそれぞれ北緯 37.45~37.90 度、北緯 38.65~39.10 度、北緯 39.55~40.00 度における平均的な速度構造の断面図であり、東北大学の微小地震観測網で決定された各領域における微小地震の震源もプロットされている。いずれの断面図においても、沈み込む太平洋プレート内でP波及びS波速度が速くそれに対して大陸側マントルでは遅いことがわかる。特に活動的な火山群直下から、深くなるにつれて西方に延びる低速度域が明瞭にみられる。

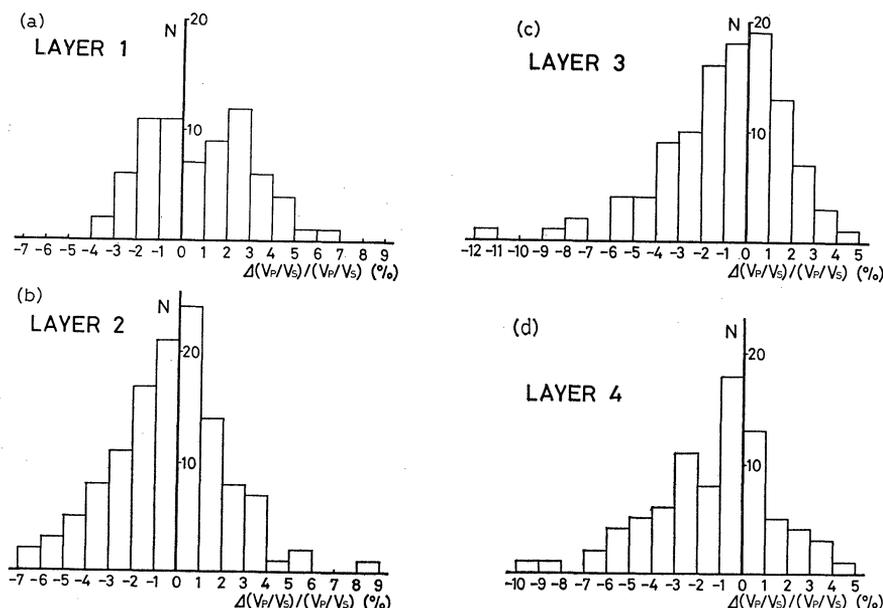


Fig. 5 (a)-(d). Histogram of deviations of V_P/V_S value from the initial value in each layer.

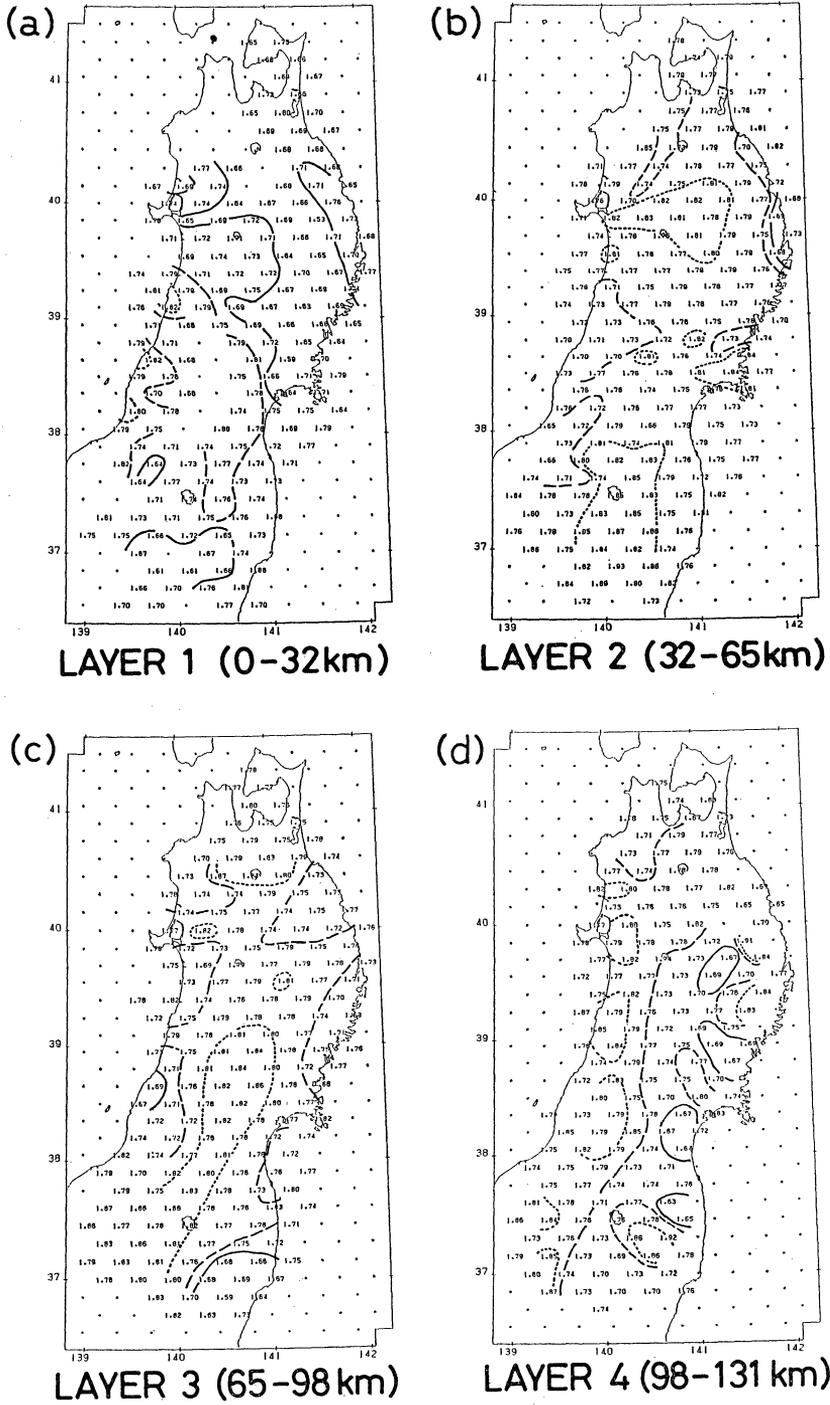


Fig. 6 (a)-(d). Distribution of V_P/V_S value in each layer. Solid, broken and dotted lines denote the contour lines of 1.70, 1.75 and 1.80, respectively.

§4. 議 論

東北日本の地殻及び上部マントルの三次元速度構造を求め、その結果沈み込む太平洋プレートに対応して高速度域が、また陸側マントルには低速度域が存在することが明らかにされた。陸側マントルでは速度分布は必ずしも一様ではなく、活動的な火山群直下に大きな低速度域が存在し、それは深くなるにつれて西側に延びていることも示された。

P波速度分布とS波速度分布のパターンは良く似ているが、S波速度の初期構造からのずれの割合はP波に比べて大きく、 V_P/V_S 比が場所によつて異なることを示している。 V_P/V_S 比の初期値に対するずれはP波、S波のスローネス補正值を用いて $\Delta(V_P/V_S)/(V_P/V_S) = (-\Delta V_S/V_S) - (-\Delta V_P/V_P)$ と表すことができる。各ブロックにおける V_P/V_S 比のずれを各層毎に示したのが Fig. 5(a)~(d) である。横軸に V_P/V_S 比のずれを百分率で表している。第一層、第二層ではほぼ0を中心に分布しているが、第三層、第四層ではその中心が負の範囲に存在する。つまり V_P/V_S 比が初期値に対し小さい。これらの層では太平洋プレートの層内に占める割合が大きく、その影響で V_P/V_S 比が小さくなると考えられる。Fig. 6(a)~(d) に第一層から第四層までの各層毎に V_P/V_P 比の水平分布を示した。実線は V_P/V_S 比が1.70、破線は1.75、点線は1.80を表す。第一層では東経141度を境に、太平洋側で V_P/V_S 比が小さく、日本海

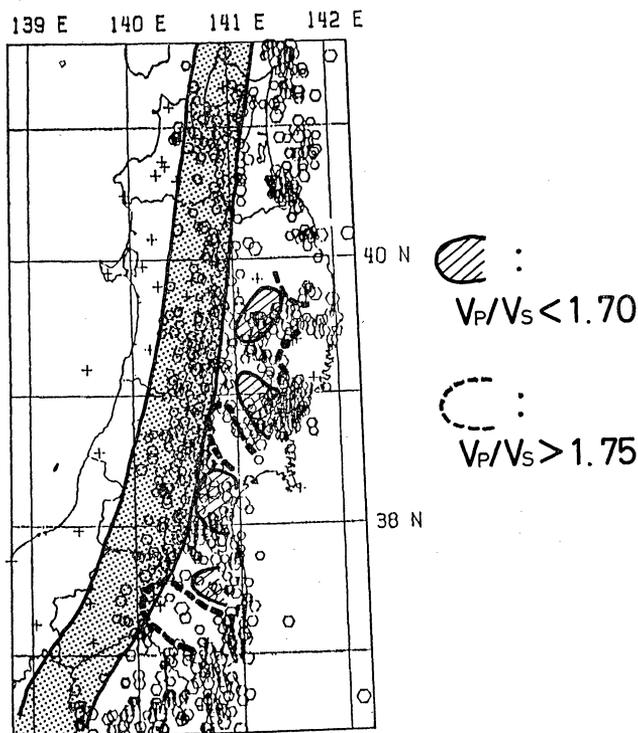


Fig. 7. Epicenter distribution of earthquakes located in the fourth layer and distribution of V_P/V_S value within the Pacific plate in the fourth layer. Shaded area indicates the location of the upper boundary of the Pacific plate in the depth range of the fourth layer.

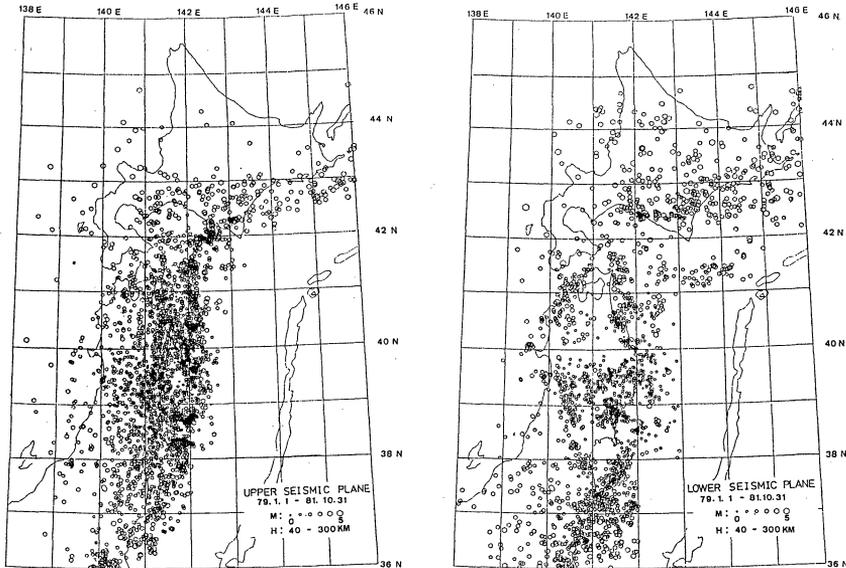


Fig. 8. Epicenter distribution of earthquakes occurring (a) in the upper seismic plane and (b) in the lower seismic plane of the double-planed deep seismic zone (after HASEGAWA *et al.*, (1983)).

側では大きい。第二層では沿岸部で小さく、内陸部、特に岩手山周辺や吾妻山周辺の火山群直下で大きい。第三層から第四層へと深くなるに従つて V_P/V_S 比の小さい領域が西側に広がっているが、これは沈み込む太平洋プレートに対応すると考えられる。堀内・他 (1977 b) は、東北地方の最上部マントルの V_P/V_S 比はアサイスミックフロント付近で変化し、その東側では 1.72、西側では 1.79 という結果を得ている。また堀内・他 (1977 a) によると太平洋プレートにおける V_P/V_S 比は 1.7 前後であるが、今回得られた結果はこれらと調和的である。

さらに詳細に V_P/V_S 比分布をみると、沈み込む太平洋プレート内では必ずしも一様ではない。Fig. 7 に、第四層のうち太平洋プレート内部における V_P/V_S 比分布を示し、合せて第四層で発生している地震の震央分布をプロットした。影を付けた部分は、第四層と太平洋プレート上面 [長谷川・他 (1983)] が交差する範囲で、その東側が太平洋プレート内部とみなすことができる。斜線部は V_P/V_S 比が 1.70 以下の領域、破線は V_P/V_S 比が 1.75 のコンターである。地震は不均質に分布しているが、集中して発生しているところでは V_P/V_S 比が小さく、あまり発生していないところでは V_P/V_S 比が大きいという傾向が明瞭にみられる。長谷川・他 (1983) は北海道及び東北地方で発生した稍深発地震の再決定を行い、二重深発地震面の上面に発生する地震は比較的一様に分布しているのに対して、下面に発生する地震は局所的に集中する傾向があることを指摘した (Fig. 8)。下面に発生する地震がなぜこのような空間分布をするのかはまだ解明されていないが、今回の結果は沈み込むプレート内部の物理的性質の不均質性とその成因に強く関係していることを示唆する。

謝 辞

東北大学理学部地震予知観測センター, 青葉山地震観測所, 秋田地殻変動観測所, 本荘地震観測所, 北上地震観測所, 三陸地殻変動観測所の皆様の援助と協力に心から感謝致します。本研究を進めるにあたり, 東京大学地震研究所地震予知観測情報センター地震予知観測室には, 貴重なデータを提供していただきました。また山形大学長谷見晶子博士には, プログラムを参考させていただきました。ここに記して感謝致します。

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.
- HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978, Double-planed Structure of the Deep Seismic Zone in the Northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- 長谷川 昭・海野徳仁・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷 悟・田中和夫・澤田義博, 1983, 北海道および東北地方における微小地震の震源分布—広域の震震データの併合処理—, *地震* **2**, **36**, 129-150.
- HASEMI, A. H., H. ISHII and A. TAKAGI, 1984, Fine Structure beneath the Tohoku District, Northeastern Japan Arc, as Derived by an Inversion of P-wave Arrival Times from Local Earthquakes, *Tectonophysics*, **101**, 245-265.
- 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.
- 堀内茂木・佐藤俊也・堀 修一郎・山本 明・河野俊夫・橋本恵一・村上栄寿, 1977a, 東北地方の V_P/V_S について (II), *地震学会講演予稿集*, No. 1, p. 9.
- 堀内茂木・佐藤俊也・堀 修一郎, 1977b, 東北地方の V_P/V_S および下部地殻の P 波速度について, *地震学会講演予稿集*, No. 2, p. 13.
- HORIUCHI, S., H. ISHII and A. TAKAGI, 1982a, Two-dimensional Depth Structure of the Crust beneath the Tohoku District, the Northeastern Japan Arc, Part I. Method and Conrad Discontinuity, *J. Phys. Earth*, **30**, 47-69.
- HORIUCHI, S., A. YAMAMOTO, S. UEKI, K. TACHIBANA, T. KONO and A. TAKAGI, 1982b, Two-dimensional Depth Structure of the Crust beneath the Tohoku District, the Northeastern Japan Arc, Part II. Moho Discontinuity and P-wave velocity, *J. Phys. Earth*, **30**, 71-86.
- 増田 徹・後藤和彦・堀内茂木・堀 修一郎, 1978, 東北地方内陸のマントル最上部P波速度, *地震学会講演予稿集*, No. 1, p. 175.
- RESEARCH GROUP for EXPLOSION SEISMOLOGY, 1977, Regionality of the Upper Mantle around Northeastern Japan as Derived from Explosion Seismic Observations and Its Seismological Implications, *Tectonophysics*, **37**, 117-130.
- 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.
- 清水 洋・長谷見晶子・高木章雄, 1983, 東北地方の三次元P波速度構造 (その 2), *地震学会講演予稿集*, No. 1, p. 51.
- 宇津徳治, 1971, 日本列島下の上部マントルの異常構造について, *北大地球物理学研究報告*, **23**, 99-127.
- 湯原浩三, 1973, 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響, *火山* **2**, **18**, 129-141.
- YOSHII, T. and S. ASANO, 1972, Time-term Analyses of Explosion Seismic Data, *J. Phys. Earth*, **20**, 47-57.