深発地震域内の地震波速度

長 宗 留 男

Seismic Wave Velocities in the Deep Earthquake Zone

by

Tomeo Nagamune

Meteorological Research Institute, Tokyo

(Received November 30, 1972)

Abstract

By the application of the refraction law to the readings of P and S times at Morioka (MOR), Miyako (MIY) and Ofunato (OFU), in northern Honshu, for deep earthquakes that occurred in Hokkaido and the Sea of Okhotsk, the seismic wave velocities in the "deep earthquake zone" (high- V , high- Q zone) are estimated.

The seismic waves of relatively shallow earthquakes occurring in this zone travel from their origins to the above stations over the deep earthquake zone alone. However, waves from origins deeper than a certain depth refract on their way in the "low- V , low- Q region" that exists just beneath the deep earthquake zone (Fig. 7). This low- V , low- Q region is also characterized by high- σ , as was suggested by Utsu (1969) from the analysis of the values of V_P/V_S . The observed values of V_P/V_S may suggest that the waves passed through the low- V , low- Q region or not.

For the present data, the values of V_P/V_S for earthquakes deeper than about 300 km are somewhat larger than those for earthquakes shallower than that depth (Fig. 8). This suggests that the waves from earthquakes deeper than about 300 km may have travelled on the way in the low- V , low- Q region beneath the deep earthquake zone. Then, only those data that are shallower than about 300 km are available for estimating the velocity.

In order to strip off the uppermost layer of 50 km thickness, the travel times of P and S , and values of $dT/d\Delta$ for an origin of 50 km depth are obtained from earthquakes of about 50 km depth which occurred off the east coast of northeastern Honshu (Fig. 9). On reference to the observed values of $dT/d\Delta$, the data on the surface of the earth are converted to those at the surface of a depth of 50 km.

In the calculation of the velocity, a layered structure is assumed and the velocity in a layer of depths from 50 km to 100 km, v_1 , is given properly. In the first place, the average velocities for layers from 100 km to the depths of the earthquakes are estimated from the converted Δ and T for respective shocks of depths of 114 km and 132 km. Next, by applying Bullen's relation, $v=A \exp (-kh)$, to the value of v_1 and estimated velocities, v , the value of k for the layer from 50 km to 130 km is estimated, and the velocity at a depth of 115 km is adopted as the average one in the layer from 100 km to 130 km.

By the same procedure, average velocities for layers of depths from 130 km to 160 km and from 160 km to 220 km are estimated from earthquakes occurring in these layers. Finally, Bullen's relation is applied once again to all values of v .

Velocities with depth in the deep earthquake zone, larger by about 2-6% than those by Jeffreys-Bullen or Honda, and Sagisaka and Takehana, were obtained and shown in Fig. 12, where the values given of v_1 are 8.05 km/sec and 4.63 km/sec for P and S waves, respectively.

1. ま え が き

島弧付近のマントル上部構造についての地球物理学的特徴は、海溝付近から島弧側にむかって、ほぼ島弧の軸に直角に、約 500~700km の深さまで、 $30^\circ \sim 70^\circ$ の角度で斜下方にもぐり込んでいる「深発地震域」が存在することである。プレートテクトニックスの立場からは、この部分は、海のリソスフェアのもぐり込んだもので、その厚さはおおよそ数 10km~100km と考えられている。

海溝と島弧の間では、島弧を境にしてその反対側と比較して、浅い地震の活動が活発であり、この部分から離れるに従って、次第に深い地震が深発地震域に沿って発生する。このような地震活動の活発な部分では、地震波の速度が周辺のマントル上部に比べて早く (high V)、地震波の減衰が小さく (high Q)、密度が大きい (high ρ) という特質がある。

千島、日本列島地域は、典型的な島弧構造で、この地域についても上に述べた一般的特性が見出されている。

島弧構造を対象にした地震学的研究については、Utsu (1971) の総合報告があり、特に千島・日本島弧については詳しく述べられている。

UTSU (1967), UTSU and OKADA (1968) あるいは宇津 (1971) により、北海道東部をおおよそ南々東一北々西に、島弧の走向にほぼ垂直な方向に鉛直に切った断面図を作ってみると、Fig. 1 のようになる。

海溝と陸地との間は、おおよそ深さ 100km までの浅い地震が、島弧にはほぼ平行して多発する。この部分から、北海道の下・オホーツク海南部にかけて深発地震の活動が活発な部分 (深発地震域) がある。これら地震活動の活発なところでは、high V , high Q である。ここでの深発地震域の傾きは地表に対して約 $35 \sim 37^\circ$ である。

この high V 域内 (地震活動の活発な部分) における地震波の速度は、その周囲における速度、あるいは標準として求められている速度分布のモデルに比べて 2~3% ないし 10% 程度速いといわれている (例えば、勝又, 1960, 1971; UTSU, 1967; UTSU and OKADA, 1968;

Fig. 1. Upper mantle structure in the vertical section crossing eastern Hokkaido perpendicularly to the Kurile-Hokkaido arc (based on the model by Utsu, 1967).

KANAMORI and ABE, 1968; ICHIKAWA, 1969; NAGUMO et al, 1970; NAGAMUNE, 1971; YOSHII, 1972)。

また, high V 域だけに着目して, この部分の地震波速度の絶対値を求めたものとして, KAILA (1969) の方法を日本付近の深発地震に適用した多田 (1972) の結果がある。

ここでは, 北海道・千島南部・オホーツク海南部に発生した深発地震を, 東北地方で観測した資料を使って, 深発地震域内の地震波速度分布を, 屈折の法則によって概算することを試みた。

2. 資 料

調査の対象にした地震は Table 1 に示してある。使用する資料は, これらの地震の宮古, 盛岡および大船渡における観測値であるが, 実際に地震波速度を求めるために使用したのは, あとで述べるような理由により, 深さ約 220km 以浅の地震である。ただし, 標準の走時あるいは他の観測点における観測値と比較して, 観測誤差が大きいと思われる観測値は除いた。

Table 1 には, ISC または ISS (1963 年 12 月 16 日の地震) によって求められた発震時・震源等と JMA によって求められたものとを併記してある。Fig. 2 に ISC (または ISS) によって求められた震央を示してある。また, 各震央と直線で結んである小さな丸印は, JMA による震央位置である。

UTSU (1967), ICHIKAWA (1969), 阿部その他 (1972) などによって指摘されているように, 千島・オホーツク海南部・北海道東部地域の地震では, 日本だけの観測値から求められる JMA による震央と, 汎地球的な資料から求められる ISC, USNOS などによる震央との間には系統的な差があり, 前者は後者に比べて南～南東方向に偏る傾向がある。このことは, 日本の観測点, 特に北海道から東日本にかけての観測点においては, Fig. 1 の例で示すようなマントル上部の水平方向の不均質に大きく影響され, 方位による走時異常が大きくなるためである。

Utsu (1967) は, JMA による震央だけでなく, ISC などによる震央も速度異常の影響を受けており, 真の震央はこれら両者の間のどこかにあるだろうと述べている。

Fig. 2. Epicenter distribution of deep earthquakes treated in this paper. The number corresponds to the earthquake number in Table I. Small dots are epicenters estimated by JMA, which deviate south or southeastward from those estimated by ISC, owing to the azimuthal variation of seismic wave velocity.

Table 1. Earthquakes used in this study.

No.	Date	Origin time and hypocenter by ISC or ISS (upper) and JMA (lower)					
		Origin time				Depth	
		^h	^s	[°]	[°]	^{km}	
1	MAR. 12. 1967	02 52m	04.6 04.0	42.67N 42.6	143.19E 143.3	114 110	(ISC) (JMA)
2	NOV. 1. 1966	07 01	00.6 01.0	43.13 43.1	143.46 143.4	132 120	
3	JUN. 3. 1965	20 30	37.8 37.1	43.77 43.6	145.40 145.4	154 160	
4	JUL. 4. 1967	23 42	12.9 11.7	43.10 43.0	142.58 142.6	157 170	
5	OCT. 25. 1965	22 34	22.4 24.7	44.21 43.7	145.45 145.5	159 160	
6	NOV. 29. 1965	09 00	11.9 13.6	44.89 44.4	146.62 146.7	190 200	
7	SEP. 20. 1965	20 10	01.6 03.5	44.22 43.9	142.58 142.8	215 200	
8	FEB. 18. 1966	19 02	51.3 49.4	44.29 44.1	143.20 143.3	221 240	
9	FEB. 25. 1968	10 25	56.5 52.7	45.14 45.2	142.24 142.1	271 300	
10	DEC. 16. 1963	11 09	36 38.3	45.95 45.7	142.51 142.3	310 280	(ISS) (JMA)
11	NOV. 12. 1964	05 16	25.7 28.4	47.01 46.2	146.75 147.1	323 360	(ISC) (JMA)
12	MAY. 25. 1967	18 52	17.6 17.3	45.85 45.63	143.09 143.03	332 360	
13	JUN. 30. 1964	20 08	24.3 26.1	46.55 46.0	144.60 145.0	340 360	
14	AUG. 1. 1965	15 02	54.5 54.7	46.82 46.6	143.84 144.1	384 400	
15	NOV. 22. 1966	06 29	52.4 49.5	48.00 47.5	146.79 147.7	443 500	

Fig. 3 および Fig. 4 は、北海道東部および北部の地震 (Fig. 2 の No. 5 および No. 9) について、北海道、本州北部および東部の観測点における P および S の走時を示したものである。図には、JMA および ISC による震源に対する走時をそれぞれ示してある。また図中の曲線は、和達・その他および鷺坂・竹花による標準走時曲線 (JMA の震源に対するもの)、および JEFFREYS-BULLEN の標準走時曲線 (ISC の震源に対するもの) である。

図からわかるように、JMA による震源は、いづれの地震でも、日本の観測値がよく標準走時曲線に固定されるように決められている。

一方 ISC の震源に対しては、Fig. 4 の地震ではかなりよく標準曲線に (特に P 波は) 固定されているが、Fig. 3 の地震では、ばらつきがかなり大きい。しかもばらつきは地域によって系統的で、S 波の走時を見れば明らかなように、北海道中部—北部の観測点ではおそく、本州の観測点では早くなっている。

JMA および ISC によって求められた震央はいづれも、それぞれ日本だけの資料および汎地球的な観測値が、もっともよく標準走時曲線に固定されるように (方位的な発現時差をできる

Fig. 3. Time-distance curves of P and S for the earthquake of Oct. 25, 1965 (No. 5 in Fig. 2). The data in Hokkaido, and northern and eastern Honshu are plotted in regard to origins estimated by JMA and ISC. Open circles, circles with plus sign and solid circles indicate the data in central and northern Hokkaido, southern Hokkaido, and northern and eastern Honshu, respectively. The origin by JMA, which deviates south-southeastward from that by ISC by about 50 km, is estimated as the data in Japan fit very well to the standard travel time curves by WADATI et al. However, for the origin by ISC, the data deviate schematically from Jeffreys-Bullen's standard curves, according to the azimuth of the station; that is, the data in central and northern Hokkaido deviate upward, the data in Honshu downward.

Fig. 4. Same figure as Fig. 3, for the earthquake of Feb. 25, 1968 (No. 9 in Fig. 2). In this case, the epicenter by JMA does not deviate so much from that by ISC, for the azimuthal variation of velocity scarcely exists for the paths from the origin to Japanese stations. However, the waves to stations in central and northern Hokkaido pass through the low-V zone; in southern Hokkaido and northern Honshu, through the high-V zone. Then, smaller values of $dT/d\Delta$ are expected for the data in Japan. This is responsible for the earthquake being assigned a deeper origin than that of the true one.

だけ小さくするように) 求められている。

Fig. 3 の地震では、東北地方から関東地方東部の観測点に至る波の径路は high-V 域であり、北海道中部から北部の観測点に至る径路の大部分は low-V 域である。すなわち、この場合には、日本だけの資料に限定すれば、方位によって大きな速度異常があり、これらの資料を同一に扱う JMA による震央は必然的に実際の震央よりも南に求められる。

一方 Fig. 4 の地震では、上の地震に比べて方位的な速度異常はごく小さい。少なくとも北海道の観測値に対しては、ほとんどないと考えてよい。したがって、日本の資料だけを使用しても、地域的速度異常の影響をあまり受けることのない、確からしい震央が求まるはずである。Fig. 2 でもわかるように、この地震の JMA および ISC による震央の位置には、大きな差はない。

ただし、Fig. 4 の地震では、比較的震央距離の小さい北海道北部・中部に至る波の径路は low-V 域、北海道南部、東北地方東部に至る径路は high-V 域になり、傾向として $dT/d\Delta$ の値が見掛け上小さくなる。これは求められる震源の深さを深くする作用をする。このことは、Table 1 (または Fig. 2) に示したような北海道中部より北にあるすべての地震に対して適用される。

Fig. 5. Comparison of focal depths estimated by JMA with those by ISC, for earthquakes shown in Fig. 2. Depths by JMA (h_J) have been estimated somewhat deeper than those by ISC (h_I) for almost all earthquakes.

Fig. 5 は Table 1 の地震について、ISC と JMA による震源の深さを比較したものであるが全般的に JMA による震源の方が深く求められている。

上に述べたような、震央の位置および震源の深さに及ぼすマントル上部の水平方向の不均質の影響は、汎地球的な資料を使用する場合でも皆無ではないが、JMA による結果に対して特に顕著であると言えるであろう。このためここでは、ISC (または ISS) によって求められた発震時、震源等を基準にする。

次に、ここでは屈折の法則によって深発地震域内に限って地震波速度を求めようとしているので、震源から観測点までのおおよその波の径路について吟味しておく必要がある。

Fig. 6 は、Table 1 の地震の震源を鉛直面上に投影したものである。横軸は、宮古、盛岡、大船渡のほぼ中間点を原点とした震央距離、縦軸は震源の深さである。図中の曲線は、震央距離が 2Δ 、震源の深さ $h=0$ km の場合の P 波の最深点の深さを、震央距離 Δ のところの値として表わしたものである。この線上で水平に射出される P 波は原点に到着する。ただし、これらの最深点の値は HONDA (1931) の速度分布から求められたものである。

Fig. 6 からわかるように、震源はいずれも線より深いところにあり、震源から原点までの地震波は、震源において水平よりも上向きに射出され、速度が深さとともに増加する場合は、地表に対して凸な径路で原点に到着する。

UTSU and OKADA (1968) のモデルによれば、Fig. 2 の A—A' に沿う鉛直断面は、おおよそ Fig. 7 のようなものと考えられる。この図には、Fig. 2 で A—A' を中心に、おおよそ 100 km の幅の中に震央のある地震の震源をプロットしてある。深さがある程度以上の地震では、原点に到着する波は、図に示したように、途中で一度 low-V, low-Q 域内に屈折すると考えられる。

宇津 (1969a) は、日本付近の地震について V_P/V_S の値を調べ、日本付近のマントル上部に

Fig. 6. Distribution of hypocenters of earthquakes in Fig. 2, projected in a vertical plane. The chain curve indicates the depths of the deepest points of P based on the velocity distribution by HONDA (1931).

Fig. 7. A model of the upper mantle in the vertical section along the A—A', line in Fig. 2, and probable wave paths from origins to stations.

については low-V 域, high-V 域にかかわらず V_P/V_S の値は平均して 1.77 ($\sigma=0.265$) になると報告している。さらに、オホーツク海方面および本州南方の深発地震の遠距離の観測値では $V_P/V_S=1.85$ になるが、これは深発地震域の下方に high- σ のところが存在するとすれば定性的に

Fig. 8. S-P against P at the present three stations for earthquakes listed in Table 1. Solid circles indicate the data of iP and iS; small open circles, of eP and eS. The straight line indicates the relation between S-P and P, estimated by the data shallower than about 300 km. The data deeper than 300 km (underlined) deviate upward from the straight line, which suggests these waves may have passed through the low-V, low-Q and high- σ region (refer to Fig. 7).

説明される、と述べている。Fig.1 または Fig.7 で深発地震域の下では、low-V, low-Q と同時に high- σ であると考えられる。 V_P/V_S の値は、波の径路を大別するための1つの目安となりうるであろう。

Fig.8 は、Table 1 の地震について、各観測点における P の走時と S-P 時間との関係を示したものである。図中の黒丸は iP , iS , 小さい白丸は eP , eS と報告されているものである。また下に線が引いてあるのは、震源の深さが 300km 以深の地震に対する資料である。

図からわかるように、深さ 300km 以深の地震では、それより浅い地震に比べて S-P の値が大きくなるような傾向を示している。深さ 300km 以浅の地震について、P と S-P との関係をも最小自乗法によって求めると図の直線のようになる。ただし、 iP , iS の資料には3倍の重みをつけてある。直線の傾斜は 0.78, すなわち $V_P/V_S=1.78$ である。この値は、前述の宇津 (1969 a) によって求められた平均値, 1.77, あるいは YOSHIYAMA (1957) が日本付近の深い地震について求めた値, 1.78, とよく一致している。これに比べると、約 300 km 以上の深さの地震ではほとんど図の直線よりも上にずれており、S-P が大きくなっている。これらの資料は high- σ 域に影響されていると考えられる。

以上の吟味の結果、深さ約 220km まで (Table 1 で No. 8 の地震まで) の資料だけ使って計算することにする。

3. 方 法

比較的浅い部分では、地震波速度の垂直分布は一般に複雑で、地域差も大きい。ここでは最初に、地表から約 50km までの部分を観測値から除去する。

Fig.9 は、岩手県沖・青森県沖に発生した深さ 50km 付近の5つの地震 ($h=50, 52, 54, 55$

Fig. 9. Travel times of P and S observed at stations in the eastern part of northern Honshu, for earthquakes of about 50 km depth which are located off the east coast of northern Honshu. Thin curves indicate the standard travel time curves by WADATI et al. and SAGISAKA and TAKEHANA.

Table 2. Arrival times of P and S waves for the earthquake of a depth of 50 km that locates off the east coast of NE Honshu.

Distance (km)	P (sec)	S (sec)
30	8.7	15.8
40	9.6	16.7
50	10.5	18.2
60	11.6	19.8
70	12.6	21.7
80	13.8	23.5
90	15.0	25.3
100	16.2	27.3
110	17.4	29.3
120	18.7	31.5
130	20.0	33.7
140	21.3	35.9
150	22.7	38.2
160	24.0	40.5
170	25.3	
180	26.6	
190	27.9

Fig. 10. Mean velocities from origins to the plane of 50 km depth, calculated by $\sqrt{\Delta_{50}^2 + (h-50)^2}/T_{50}$, where h is the depth of the earthquake, Δ_{50} and T_{50} are the epicentral distance and the travel time converted to the values at the plane of 50 km depth.

および 56 のもの) について, 八戸, 宮古, 盛岡, 大船渡および石巻における観測値を重ね合わせたものである。太い実線は観測値にもっともよく合うように画いた曲線で, これによって $h=50\text{km}$ の平均の走時とする。細い線は和達・その他および鷺坂・竹花による標準走時曲線 ($h=50\text{km}$) である。Table 2 に太い実線で表わされる走時を示してある。

Table 1 の地震について宮古, 盛岡, 大船渡における観測値 (2つの場合もある) から $dT/d\Delta$ の値を求め, Table 2 およびこれから得られた $dT/d\Delta$ の値を参照して, 地表面における値を $h=50\text{km}$ の面における値に換算する。

Fig. 10 は, $h=50\text{ km}$ の面に対して求めた平均速度である。ただし, 各観測点ごとに $\bar{V} = \sqrt{\Delta_{50}^2 + h'^2} / T_{50}$ (ここで, Δ_{50} , T_{50} および h' は, $h=50\text{ km}$ の面に換算した震央距離, 走時および $h=50\text{ km}$ からの震源の深さである) によって求められる値の平均値をプロットしたものである。各点は深さ $h\text{ km}$ から深さ 50km までの平均速度を表わしている。

図には参考のため Table 1 のすべての地震について求めた平均速度を示してあるが, 深さが増すに従って平均速度も大きくなっている。

速度 v の分布が球対象で, 深さ h の関数であるとき, 震央距離 Δ と走時 T は次式で表わされる。

$$\Delta = p \int_{r_h}^{r_0} \frac{dr}{r \sqrt{\zeta^2 - p^2}} \quad (1)$$

$$T = \int_{r_h}^{r_0} \frac{\zeta^2}{r \sqrt{\zeta^2 - p^2}} dr \quad (2)$$

ただし, $p = \frac{r_0 \sin i_0}{v_0}$, $\zeta = \frac{r}{v}$, $r_h = r_0 - h$ で, v_0 , r_0 , i_0 および r は, 表面における速度, 球の半径, 表面における波の入射角および中心から測った距離である。

BULLEN (1953) は, マントル上部における地震波速度を次式

$$v = ar^{-k} \quad (3)$$

(ここで, a および k は常数) で表わし, マントル上部 B 層内の速度は, P 波では $k=7/3$, S 波では $k=2.12$ によってよく表わされるとしている。

水平の成層構造の場合には, 上から層の厚さおよび層内の地震波の速度 (各層内では一定とする) を, それぞれ $H_1, H_2, \dots$ および $v_1, v_2, \dots$ とし, 第 n 層内の震源から, 水平より上向きに射出された波を考えれば (Fig. 11), (1) および (2) 式は次のように表わされる。

$$\Delta = \sum_{n=1}^n H_n R_n \frac{\sin i_0}{\sqrt{1 - R_n^2 \sin^2 i_0}} \quad (4)$$

$$T = \sum_{n=1}^n \frac{H_n}{v_n} \frac{1}{\sqrt{1 - R_n^2 \sin^2 i_0}} \quad (5)$$

ただし, $R_n = \frac{v_n}{v_1}$, $n=1, 2, \dots, n$, $H_{n(n=n)} = h'$ である。

ここで速度は (3) 式の分布をしていると仮定し, 層構造によって近似することによって浅い部分から順に, 観測値を満足するような v を求めた。手順は次のとおりである。

(1) 深さ 50km から 100km までは速度一定とし, Fig. 10 を参照して, $v_{1P} = 8.05\text{km/sec}$, $v_{1S} = 4.63\text{km/sec}$ とする。

Fig. 11. Wave path for a layered medium.

(2) $h=114$ および 132km の2つの地震について、前に求めた $h=50\text{km}$ の表面における Δ および T を満足する v を (4) および (5) 式によってそれぞれ求める。ただし、 $h=100\text{km}$ からそれぞれの震源の深さまでの速度は一定とする。

(3) (1) の値および (2) で求められた2つの値から (3) 式の k を求め、深さ $100\sim 130\text{ km}$ を第2層として $h=115\text{km}$ における v をもってこの層内の速度、 v_2 、とする。

(4) $h=154, 157$ および 159km の3つの地震について、上の v_1 および v_2 を使い、(2) と同様にしてそれぞれの観測値を満足するような v を求める。これまでのすべての値から改めて (3) 式の k を求め、深さ $100\sim 130\text{ km}$ および $130\sim 160\text{ km}$ の層内の速度、 v_2 および v_3 を求める。

(5) $h=190, 215$ および 221km の3つの地震について、同様な操作を行ない、最後にすべての資料について k の値を求める。

これらの操作で、第1層内の速度、 v_1 、としてどのような値を与えるかによって最終的な速度分布も多少違ってくる。また、(3) の段階で得られた v_2 と、(4) で得られた v_2 の値、あるいは最終的な値とは一般に一致しない (各段階で求められる k の値は異なる)。ここでは、いくつかの v_1 に対して求めたもののうち、速度分布は JEFFREYS-BULLEN あるいは HONDA などのものと比べてあまり傾向の異なるもの、 k の値もあまり変化しないものを採用した。

4. 結 果

Fig. 12 に得られた速度分布を示してある。図中の太実線は、P波およびS波に対してそれぞれ次式で表わされる曲線である。

$$v_p = ar^{-3.51}, \quad v_s = br^{-2.67} \quad (6)$$

(ただし、深さ 75 km における v_p および v_s は、それぞれ、 8.05 km/sec および 4.63 km/sec としてある)。白丸は、それぞれの地震から求められた v の値であるが、例えば $h=132\text{km}$ の地震に対する値は、深さ 116km のところにプロットしてある。

Fig. 12 には、和達その他、および鷺坂・竹花の走時表の基になっている HONDA (1931)、および鷺坂および竹花 (1935) による速度分布、JEFFREYS-BULLEN による速度分布、および TARAKANOV (1965) が千島および北日本地域について求めた速度分布も一緒に示してある。

今回求められた深発地震域内の速度 (図の太実線) は、上記のいずれの値よりもやや大きく、

Fig. 12. Velocity distributions obtained for the deep earthquake zone. Thin solid line, dotted line and broken line indicate the velocity distributions by JEFFREYS-BULLEN, HONDA (for P), SAGISAKA and TAKEHANA (for S), and TARAkanov (1965), respectively.

Fig. 13. The probable model of the crust and upper mantle in the vertical section along the active volcanos in central and eastern Hokkaido, according to the present results and the data by NAGAMUNE (1968). Thin line indicates the velocities due to JEFFREYS-BULLEN, dotted line the velocity profile obtained by FEDOTOV and KUZIN (1963) for the southern Kurile region.

JEFFREYS-BULLEN モデルに比べてP波では2~5%, S波で5~6%速くなっている。また HONDA のモデル (P波) より3~6%, 鷺坂・竹花のモデル (S波) より2~5%速い。

Fig. 12 の結果および長宗 (1968) あるいは宇津 (1969 b) による北海道地方の地震波速度を参照して、北海道中央部~東部における速度の垂直分布として考えられる1つのモデルをFig.13 に示してある。ただしこれは、北海道の中央部で、ほぼ活火山の線に沿って西南西-東北東に垂直に切った断面における分布で、地殻の厚さは30km程度とし、深さ100kmまでは長宗 (1968) の値をそのまま延長してある。

図には FEDUTOY and KUZIN (1963) が千島南部 (クナシリ, エトロフ, 色円島付近) について求めた速度分布および JEFFREYS-BULLEN の速度分布 (ただし適当な厚さの層構造で近似したもの) も示してある。

図からわかるように、北海道と千島南部とは深さ数10kmまではほとんど同じで、千島南部から列島に沿って北海道東部~中部に延長した線上では、ほぼ同じような地下構造と考えてよいであろう。ただし、深さ約100kmより深い部分では両者には大きな差があり、千島列島南部では high V 域らしいものが現われていない。

図で北海道に対する速度分布として与えた太線は、比較的浅い部分を除いて直接この地域に対して求められた値でないの、このモデルがどの程度実際の構造を表わしているか (特に深さ約100kmから200kmの部分について) は、他の方法で検討してみる必要があるであろう。

5. あとがき

北海道および千島南部・オホーツク海南部に発生した深発地震を、東北地方東部の観測点で観測した結果を使って、いわゆる深発地震域内の地震波速度を求めた。

深発地震域の内部だけを通った地震波が、広範囲にわたって観測される場合には、いろいろな方法が考えられるが、深発地震域の厚さはおおよそ数十kmないし100km程度といわれており、この中だけを伝わったと考えられる地震波は限定される。今回の場合、震源の深さが約300kmより深くなると、すでに途中で一度、深発地震域の下にある low-V 域に入ってしまうようである。

そこで、ここでは深さ約100kmから約220km (221kmの地震まで) の範囲に起った地震を使って、この深さの範囲の速度分布を求めた。したがって北海道の中央部~東部の下で、南から北に向って斜下方にもぐり込んでいる深発地震域内における地震波速度になる。

得られた速度を同じ深さについて他の標準的なモデルと比較してみると、JEFFREYS-BULLEN モデルよりP波では2~5%, S波で5~6%速く、また本多、鷺坂・竹花のモデルより3~6% (P波)、あるいは2~5% (S波) 速くなっている。この値は、今まで多くの人びとによって報告されている深発地震域内の速度異常値 (平均して約数パーセント速い。第1節参照) と、ほぼ一致している。

参 考 文 献

- BULLEN, K. E., 1953: An introduction to the theory of seismology (2nd edition), University press, Cambridge, 211.
- FEDOTOV, S. A. and I. P. KUZIN, 1963: The velocity profile of the upper mantle in the vicinity of the South Kurile Island, (Eng. transl.), *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, 415—425.
- HONDA, H., 1931: The velocity of the P wave in the surface layer of the earth crust. *Geophys. Mag.*, 4, 29—38.
- ICHIKAWA, M., 1969: P arrival time anomaly in northern Japan. *Geophys. Mag.*, 34, 345—357.
- KAILA, K. L., 1969: New analytical method for fixing the upper mantle velocity structure from P and S wave travel times of deep earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 59, 755—769.
- KANAMORI, H. and K. ABE, 1968: Deep structure of island arcs as revealed by surface waves. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, 1001—1025.
- NAGAMUNE, T., 1971: Seismic waves associated with the anomalous zone in the upper mantle. *Geophys. Mag.*, 35, 123—135.
- NAGUMO, S., S. HASEGAWA, S. KORESAWA and H. KOBAYASHI, 1970: Ocean-bottom seismographic observation at the offside of Japan trench near the Erimo seamount. Seismic activity of the oceanic lithosphere and velocity structure around the geophysical "Ocean-Continent Boundary". *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 769—792.
- TARAKANOV, R. Z., 1965: Travel-time curves of P and S—P waves and a velocity cross section of the earth's upper mantle according to data obtained from observations of earthquakes in the Kurile and Japan. (Eng. transl.), *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, 476—483.
- UTSU, T., 1967: Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone (I). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7 (Geophys.)*, 3, 1—25.
- , 1971: Seismological evidence for anomalous structure of island arc with special reference to the Japanese region. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 9, 839—890.
- UTSU, T., and H. OKADA, 1968: Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone (II). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 7 (Geophys.)*, 3, 65—84.
- YOSHII, T., 1972: Features of the upper mantle around Japan inferred from gravity anomalies. *J. Phys. Earth*, 20, 23—34.
- YOSHIYAMA, R., 1957: The ratio of velocity of P and S waves. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 627—640.
- 阿部勝弘, 岸尾政弘, 山川宣男, 1972: 日本付近の地震の震源決定の精度について(II)—1963年エトロフ沖地震とその余震の場合. *地震* II, 24, 335—343.
- 勝又 護, 1960: 地震の分布と地震波伝播. *験震時報*, 25, 89—95.
- , 1971: 日本列島およびその周辺におけるサイスミシテとそれに関連する諸問題. *験震時報*, 35, 75—142.
- 長宗留男, 1968: 1967年11月4日の屈斜路湖付近の地震について(走時解析). *地震* II, 21, 237—240.
- 驚坂清信, 竹花峰夫, 1935: 近地地震におけるS波の走時表及び初期微動時表. *験震時報*, 8, 149—161.
- 多田 堯, 1972: 深発地震帯中のP波速度分布, *地震* II, 25, 310—317.
- 宇津徳治, 1969a: 日本列島下の上部マントルにおける V_P/V_S について. *地震* II, 22, 41—53.
- , 1969b: 北海道美唄炭鉱の山はねによる地震について. *地震* II, 22, 76—79.
- , 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*, 25, 99—128.

深発地震域内の地震波速度

長 宗 留 男

北海道から千島列島南部・オホーツク海南部にかけて発生した深さ 100 km 以上の深発地震を、盛岡、宮古および大船渡で観測した資料を使って、北海道下の深発地震域内の地震波速度の分布を、層構造を仮定し屈折の法則によって求めた。

この深発地震域は、北海道の南から、ほぼ北～北々西にむかって、地表に対しておおよそ $35^{\circ}\sim 37^{\circ}$ の角度でもぐり込んでいる。この部分は、その周囲の upper mantle と比較して high-V, high-Q, high- ρ であるといわれている。

深発地震域の厚さは、数十km ないし 100km 程度と考えられているが、震源の深さが約 300km より深い地震では、震源から上記 3 観測点に到着する地震波は、途中で一度深発地震域の下にある low-V の部分に入ると思われる。したがって純粋に深発地震域だけの情報を与えるのは、二百数十 km より浅いところから起った地震と考えられる。

ここでは深さ 221km までの 8 この地震により、おおよそ 50 km の深さから 220 km の間の P 波および S 波の速度分布を計算した。

また、この結果を利用して、北海道中部一東部で活火山の線に沿って切った垂直断面についての 1 つのモデルを示した。