



Title	10. 遠地震の周波数解析と地殻モデル
Author(s)	高波, 鉄夫; TAKANAMI, Tetsuo
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 25, 207-217
Issue Date	1971-03-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.25.207">https://doi.org/10.14943/gbhu.25.207</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/13999">https://hdl.handle.net/2115/13999</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	25_p207-217.pdf



## 10. 遠地地震の周波数解析と地殻モデル

高波鉄夫

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和45年10月受理 —

### I. ま え が き

札幌管区気象台の59 A型地震計 ( $T_1=5$  sec) に記録された遠地地震のP波部分の周波数解析を行ない、各成分の振幅スペクトラムを求めた。更にその水平成分と垂直成分との振幅比を求め、HASKELL<sup>1)</sup>の理論にもとづく、FINNEY<sup>2)</sup>の方法に照合させて、大まかな地下構造を推定したのでここに報告する。

この種の研究に関しては、すでに長周期の解析による地下構造の推定、及びその検討はFINNEY<sup>3)</sup>、UTSU<sup>4)</sup>、KURITA<sup>5)</sup>等をはじめとしてなされている。しかし、UTSU<sup>4)</sup>も指摘しているように、短周期P波に関するこの種の研究方法には限界があり、一様な解が求まらない。LEBLANC<sup>6)</sup>はその障害をとり除くために、Truncated crustal transfer functionを用いて、やや詳細に地下構造を求めようとしている。そして近年では、HASEGAWA<sup>7),8)</sup>がこの種の研究方法の検討として、Canadian Shieldの西縁、そして東縁の地を選び、意欲的に構造を求めている。彼は薄い互層からなる地下構造の場合には、必ずしも無力な方法ではないと指摘している。

今回はやや短周期の地震計でとられた記象にもとづいて、この研究方法の検討を行ないながら、大まかな地下構造を求めたので、ここに報告する。なお、結論的に地震の到来方向により、やや系統的な層厚の差が見出された。これは興味ある結果の一つであると言えよう。

- 1) HASKELL; Crustal Reflection of Plane P and SV Waves, Jour. Geoph. Res., **67** (1962), 4751.
- 2) FINNEY; Structure of the Earth's Crust from Spectral Behavior of Long-Period Body Waves, Jour. Geoph. Res., **69** (1964), 2997.
- 3) FINNEY; 前出2).
- 4) UTSU; Variations in Spectra of P waves recorded at canadian arctic seismograph stations, Cana. Jour. Earth. Scie., **3** (1966), 597.
- 5) KURITA; Crustal and Upper Mantle Structure in Japan from Amplitude and Phase Spectra of Long-period P-waves Part 1., Jour. Phys. Earth., **17** (1969), 13.
- 6) LEBLANC; Truncated crustal transfer functions and fine crustal structure determination, Bull. Seism. Soc. Amer., **57** (1967), 719.
- 7) HASEGAWA; A study of the effect of the Yellowknife crustal structure upon the P coda of teleseismic events, Geophys. Joup. Ro. Astro. Soc., **18** (1969), 159.
- 8) HASEGAWA; Short-period P-coda characteristics in the eastern Canadian Shield, Bull. Seism. Soc. Amer., **60** (1970), 839.

## II. 理論と解析

北海道においては、深さ数 km まで達する地下構造が未だ求っていないと言ってよい。したがって、まず第一近似的に 2 層からなる水平構造を考えた。そして、その対象としている各層は均質で、かつ等方弾性体からなっているものとし、下層は半無限媒質と仮定する。更に、下層から入射する波は平面波として扱うことにした。この時、基盤に入射した P 波の振幅に対する自由表面でのその振幅の割合を HASKELL<sup>9)</sup> の記号を用いて表示すると、その水平、垂直の成分はそれぞれ次の様に表現される。

$$UP = 2c^2(J_{42} - J_{32})/\alpha_n^2 D \quad (1)$$

$$WP = 2c^2(J_{41} - J_{31})/\alpha_n^2 r_{an} D \quad (2)$$

ここで、 $c$  は位相速度、 $\alpha_n$  は半無限媒質での P 波の速度である。 $r_{an}$ ,  $J_{ij}$ ,  $D$  等は

$$r_{an} = [(c/\alpha_n)^2 - 1]^{1/2} \quad (3)$$

$$\mathbf{J} = \mathbf{E}_n^{-1} \cdot a_{n-1} \cdot a_{n-2} \cdots a_1 \quad (4)$$

$$D = (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42}) - (J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41}) \quad (5)$$

であり、 $\mathbf{E}_n^{-1}$  は (6) で表示されたマトリックスである。そして  $\mathbf{J}$  は  $J_{ij}$  よりなるマトリックスである。

$$\mathbf{E}_n^{-1} = \begin{pmatrix} -2(\beta_n/\alpha_n)^2 & 0 & (\rho_n \alpha_n)^{-1} & 0 \\ 0 & c^2(\gamma_n - 1)\alpha_n^2 r_{an} & 0 & (\rho_n \alpha_n^2 r_{an})^{-1} \\ (\gamma_n - 1)\gamma_n r_{\beta n} & 0 & -(\rho_n c^2 \gamma_n r_{\beta n})^{-1} & 0 \\ 0 & 1 & 0 & (\rho_n c^2 \gamma_n)^{-1} \end{pmatrix} \quad (6)$$

なお、 $a_n$  は第  $n$  層 ( $n=1, 2$ ) の構造のパラメーター、すなわち層厚、密度、剛性率、P 波速度、S 波速度等に依存したエレメント  $a_{ij}$  よりなるマトリックスである。ここで、すでに (1), (2) で求められた  $UP$  と  $WP$  との比をとれば、

$$WP/UP = (J_{41} - J_{31})/(J_{42} - J_{32}) r_{an} \quad (7)$$

となり、次の議論から震源応答の影響が消去されて、観測地点下での地下構造を推定することができる。すなわち、震源応答を  $A(\omega)$ 、各成分の器械系の応答を  $I_W(\omega)$ ,  $I_U(\omega)$  とすれば、自由表面でのその振幅比は

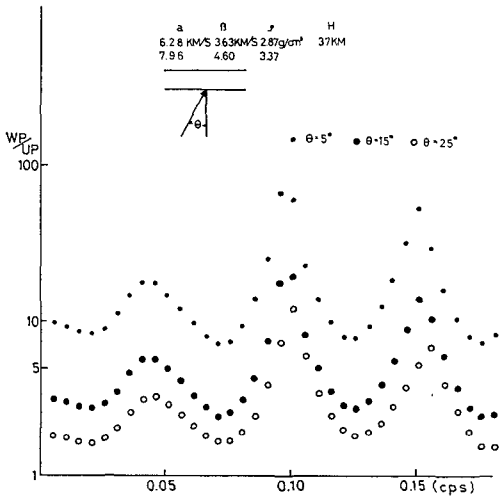
$$\left. \begin{aligned} WP_0/UP_0 &= A(\omega) \cdot I_W(\omega) \cdot WP(\omega) / A(\omega) \cdot I_U(\omega) \cdot UP(\omega) \\ &= I_W(\omega) \cdot WP(\omega) / I_U(\omega) \cdot UP(\omega) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

となり、従って  $\{WP_0/I_W(\omega)\}/\{UP_0/I_U(\omega)\}$  を求めることによって、 $WP/UP$  が求まる。この比の値と (7) で求めた値とが一致する時、(7) の式に使われた構造パラメーターが求める値となる。以上が大まかなこの種の理論、及び解析方法である。

9) HASKELL; 前出 1).

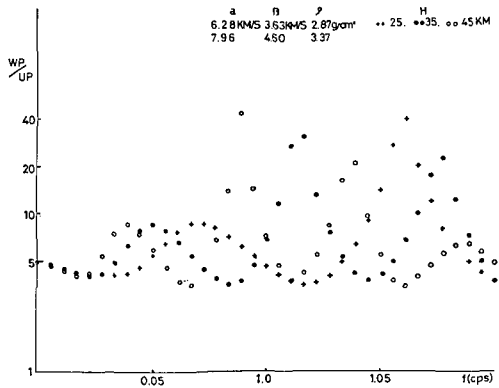
III. 構造パラメーターによる理論曲線の変化

入射角、層厚、速度、ポアソン比等のパラメーターによる理論曲線の変化についてはすでに、FINNEY<sup>10)</sup>、KURITA<sup>11)</sup> 他により吟味、検討されていることがらであるが、例えば入射角に関しては第1図に示されているように、その角度が大きくなるに従ってそのピークの状態だけが変化する。しかし、臨界角附近をすぎるとこの限りでない。



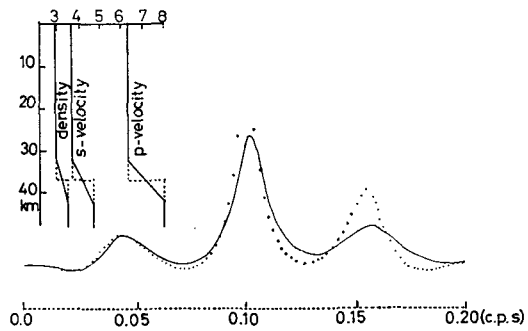
第1図 入射角による理論曲線の変化

Fig. 1. Variation of theoretical curves by the angle of incidence.



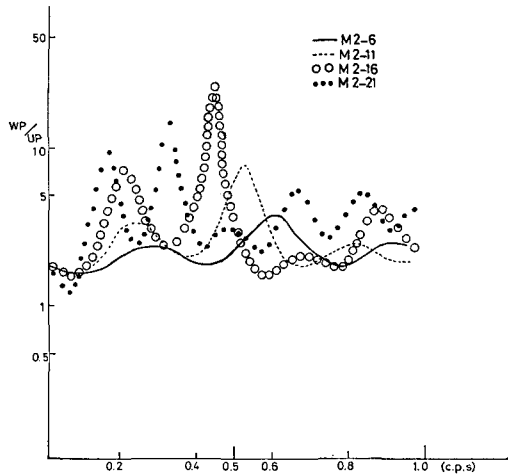
第2図 層厚による理論曲線の変化

Fig. 2. Variation of theoretical curves by layer thickness.



第3図 構造パラメーターの変わりぐあいによる理論曲線のちがい

Fig. 3. Differences of the theoretical curves between stepwise variation of layer parameters and gradual one, arranged after KURITA<sup>12)</sup>.



第4図 ポアソン比による理論曲線の変化

Fig. 4. Variation of theoretical curves by poisson's ratio.

10) FINNEY; 前出2).  
 11) KURITA; 前出5).  
 12) KURITA; 前出5).

層厚の影響については第2図に示してある。この図から明らかなように、先例のようなピークの尖度の変化は殆んど見られないが、その理論曲線のピークの位置が層厚と共に次第に低い周波数へと移動する傾向が見られ、更に高い周波数部でのピークの移動度が大きく、従ってピークの数も増してくるのが解る。又理論曲線の第一番目のピークの位置は層内を伝播するS波の transit time の1/2に相当する周期とほぼ一致している。

次に速度、密度等が漸移的に変化する場合と、他方その境界が明瞭な場合との差異を第3図に示した。図中の点線は境界に於ける物理定数のコントラストが明瞭な場合の理論曲線を示すものであり、実線は漸移的に変わる時の理論曲線である。

なお、用いたモデルは HASKELL<sup>13)</sup> の使用したものである。図から明らかなように、大きな違いは見られないが、ただピークの尖度に差異がある。すなわち、層間のコントラストが著しい場合、ピークの尖度が大きくなると言える。

理論曲線に対するポアソン比の依存性を第4図に示した。用いたモデルは第1表に示してある。理論曲線のポアソン比による典型的变化を見るため、上層に関して0.3から0.45ま

第1表 使用されたいくつかのモデル

Table 1. Some used models.

	P-wave velocity $\alpha$ (km/s)	S-wave velocity $\beta$ (km/s)	density $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Poisson's ratio $\sigma$	thickness $H$ (km)
Model 2-6	5.5	2.9	2.6	0.30	5
	6.0	3.4	2.7	0.25	$\infty$
Model 2-11	5.5	2.6	2.6	0.35	5
	6.0	3.4	2.7	0.26	$\infty$
Model 2-16	5.5	2.2	2.6	0.4	5
	6.0	3.3	2.7	0.26	$\infty$
Model 2-21	5.5	1.6	2.6	0.45	5
	6.0	3.3	2.7	0.27	$\infty$
Model 4-36	5.5	2.9	2.6	0.3	6.50
	6.0	3.4	2.7	0.25	$\infty$
Model 4-68	5.65	3.0	2.6	0.3	8
	6.3	3.6	2.75	0.25	$\infty$
Model 7-1	5.2	2.9	2.5	0.27	4
	6.0	3.4	2.7	0.27	$\infty$
Model 7-27	5.21	2.9	2.5	0.27	4.5
	6.1	3.5	2.7	0.25	$\infty$

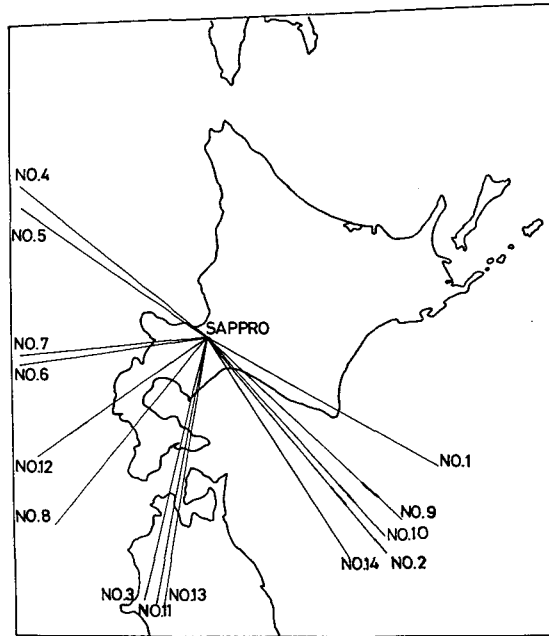
13) HASKELL; 前出1).

で、下層の媒質に関しては0.255から0.27まで変化させてみた。ポアソン比が大きくなるに従って、理論曲線のピークの位置が次第に低い周波数へと移動するのが解る。そして、それに伴ってピークの尖度が大きくなる。すなわち、P波の速度がS波のそれと比較して大きな差を有する方向に変化する場合は、垂直成分の増幅度が次第に水平成分の増幅度を凌ぎ、更にその比の極大が低周波部へと漸移していくと言える。今回の場合、このような大きな変化を考える必要はないであろう。

#### IV. データーとその解析

ここで扱った地震は第2表に示してある。そして各地震波の到来方向については第5図に示した。59A型地震計の各定数は第3表に示された通りである。すなわち、3成分とも一様な特性をもっているものとする。

既述のごとく扱った、波群は遠地地



第5図 地震の到来方向

Fig. 5. Directions of wave propagations.

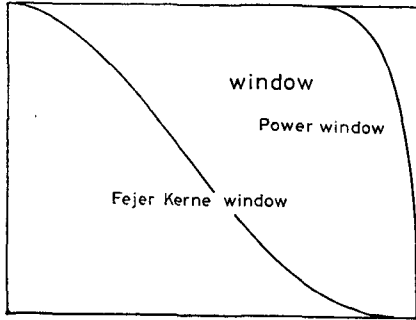
第2表 解析に用いた地震

Table 2. Earthquakes used in analysis.

Date	Orign time (G.M.T) (h·m·s)	Latitude (°)	Longitude (°)	Epicentral distance (°)	Focaldepth (km)	Magnitude (U.S.C.G.S)	Azimuth (°)	
No. 1	1969. 31. Jan.	11·33·03.5	S 21.9	W 179.6	73.97	595	5.9	124.2
2	11. Feb.	07·58·05.8	S 22.7	E 178.6	77.88	67.3	6.0	145.3
3	12. Feb.	07·16·13.5	S 6.7	E 126.8	51.25	450	6.0	197.4
4	28. Feb.	11·40·32.5	N 36.0	W 10.6	97.26	122	7.3	313.7
5	31. Mar.	16·15·54.4	N 27.7	E 34.0	83.05	?	6.0	300.9
6	10. Apr.	23·54·03.9	N 42.0	E 130.9	7.78	555	5.6	265.5
7	18. July	14·24·48.0	N 38.2	E 112.1	22.65	Shallow	?	268.8
8	05. Aug.	02·19·19.6	S 5.7	E 125.3	50.66	521	6.2	222.9
9	1968. 12. Feb.	14·44·47.6	S 5.5	E 153.2	49.51	74	7~7¼	138.0
10	19. Aug.	03·38·30.6	S 10.1	E 159.9	55.55	538	6.2	143.1
11	1964. 21. Mar.	12·42·17.5	S 6.4	E 127.9	50.7	367	?	195.93
12	02. Apr.	10·11·55.0	N 5.0	E 97.0	54.46	?	5.2	238.61
13	08. July	20·55·39.0	S 5.5	E 129.8	49.45	167	6.5	193.54
14	10. July	01·39·49.3	S 15.5	E 167.6	63.06	121	6.6	152.26

震の P 波の部分であり、その立ち上がりから 0.25 秒毎に 25 秒間、その波群の振幅を読みとった。一般に任意の波群を強調するために、適宜なタイム・ウィンドウをかけることがある。そ

こで、まず立ち上がり部分を強調するための二つの典型的なタイム・ウィンドウを第 6 図に示し、それぞれのウィンドウによる振幅スペクトラムを第 7 図、第 8 図に明示した。

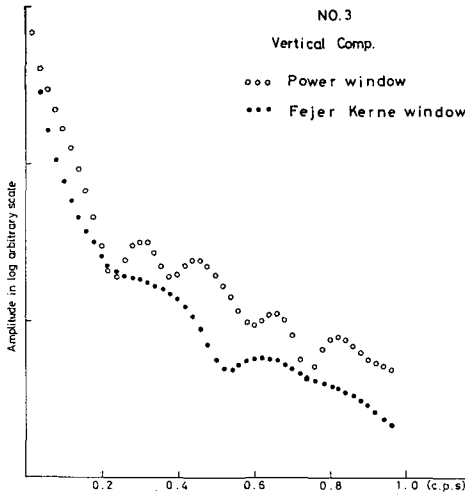


第 6 図 二つの典型的なウィンドウ  
Fig. 6. Two typical windows.

第 3 表 地震計の定数

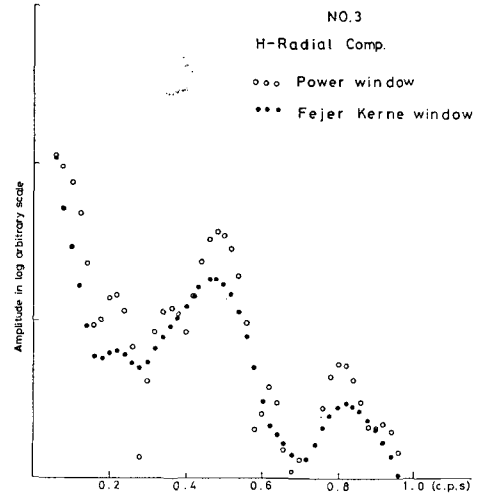
Table 3. Constants of used seismographs.

$T_1$ (sec)	$T_2$ (sec)	$h_1$	$h_2$	$\sigma$
5.0	0.06	0.5	0.5	0.0



第 7 図 ウィンドウによる垂直成分の振幅  
スペクトラムのちがい

Fig. 7. Difference between amplitude spectra of power window and one of Fejer-Kerne window for vertical component of shock No. 3.



第 8 図 ウィンドウによる水平成分の振幅  
スペクトラムのちがい

Fig. 8. Difference between amplitude spectra of power window and one of Fejer-Kerne window for horizontal component of shock No. 3.

なお、それぞれのタイム・ウィンドウは次式で与えられるものであるが、パワー・ウィンドウは

$$w(t) = \begin{cases} (1/T) \{1 - (|t|/T)^{20}\} & |t| \leq T \\ 0 & |t| < T \end{cases} \quad (9)$$

であり、そのスペクトラル・ウィンドウは

$$\left. \begin{aligned} \omega(\omega) &= 2 \{ \sin \omega T / \omega T - K(\omega) / T^{21} \} \\ K(\omega) &= \sin \omega T \sum_{k=0}^{10} (-1)^k \frac{20! T^{(20-2k)}}{(20-2k)! \omega^{2k+1}} \\ &\quad + \cos \omega T \sum_{k=1}^{10} (-1)^{k-1} \frac{20! T^{(21-2k)}}{(21-2k)! \omega^{2k}} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

となる。一方、Fejer-Kerne ウィンドウは

$$\left. \begin{aligned} \omega(t) &= \frac{1}{T} \left\{ \frac{\sin(\pi t/T)}{\pi t/T} \right\}^2 & |t| \leq T \\ &= 0 & |t| > T \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

で与えられる。筆者は P 波の立ち上がり部分をとくに強調するため、式 (11) に示されたウィンドウを用いて周波数解析を行なった。

なお、上述の周波数解析を行なう際、観測器械系の補正を次式にもとづいて行なっている。すなわち、

$$\begin{aligned} I(\omega) &= \omega^3 / (A^2 + B^2)^{1/2} & (12) \\ A &= \left\{ \omega^2 - \left( \frac{2\pi}{T_1} \right)^2 \right\} \left\{ \omega^2 - \left( \frac{2\pi}{T_2} \right)^2 \right\} - 4h_1 \left( \frac{2\pi}{T_1} \right) h_2 \left( \frac{2\pi}{T_2} \right) (1 - \sigma^2) \omega^2 \\ B &= 2\omega \left[ 2h_1 \frac{\pi}{T_1} \left\{ \omega^2 - \left( \frac{2\pi}{T_2} \right)^2 \right\} \right] + 2\omega \left[ 2h_2 \frac{\pi}{T_2} \left\{ \omega^2 - \left( \frac{2\pi}{T_1} \right)^2 \right\} \right] \end{aligned}$$

から得られる  $I(\omega)$  を (8) 式に代入して  $WP(\omega)$ ,  $UP(\omega)$  等を求めている。なお用いた定数は第 3 表に示してある。次に、この様にして得たデータに対して複素型のフーリエ変換を行な

第 4 表 地震の分類表

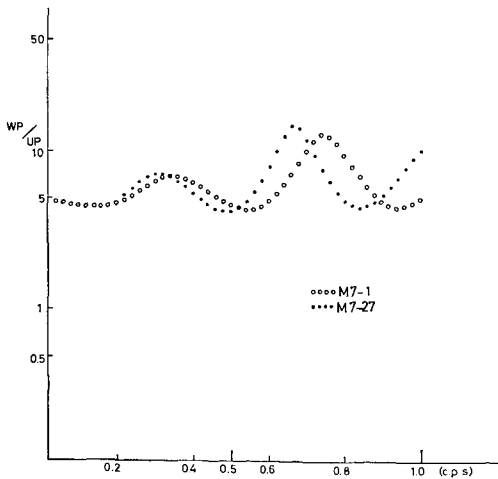
Table 4. List of earthquakes grouped according to azimuth.

		Position of first peak (cps)	Epicentral distance (degree)	Azimuth (degree)
A	No. 1	0.26	49.51~73.97	124.2~152.26
	2	0.24		
	9	0.2		
	10	0.16		
	14	0.16		
B	No. 3	0.22	49.45~51.25	193.54~197.4
	11	0.18		
	13	0.18		
C	No. 5	0.3	50.66~83.05	222.9~300.9
	8	0.28		
	12	0.24		

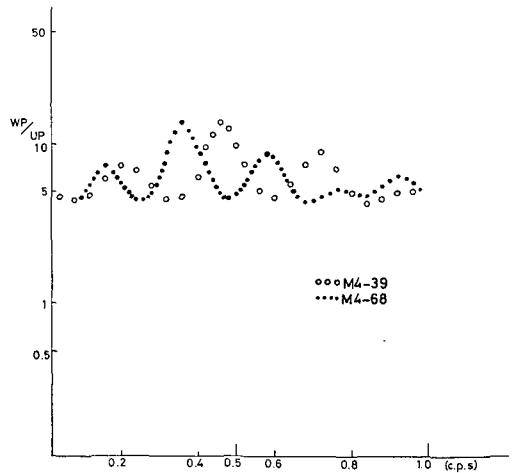
い、各成分の振幅スペクトラムを求めた。そして、ただちに水平成分に関しては KURITA<sup>14)</sup> も行なっている座標変換を施してから、垂直成分とその水平成分との振幅スペクトラムの比を求めた。すなわち、これが  $WP/UP$  である。そのいくつかの実例を本文の後に示してある。地震によりその振幅比の曲線のパターンが異なるので、地震の到来方向により大きく三つのグループ分けを行ない、地震番号 **No. 1, No. 2, No. 9, No. 10, No. 14** 等を A グループ、**No. 3, No. 11, No. 13** 等を B グループ、そしてその他を C グループとした。ここで、各地震の振幅比に関して、その第一番目のピークに限り注目する時、各グループ間に差異が見い出された。その結果が第 4 表に示されている。すなわち、第一番目のピークの位置が層厚の影響を強く受けるという理論曲線の事実から、B グループは厚い層をもつ構造を、C グループは薄い構造をそして A グループは一様でない、変化の著しい複雑な構造を考えることができる。更に定量的な詳細な論議は今後の問題である。

## V. 地下構造モデル

前章で得られた自然地震の振幅比から地下構造を求める際、問題を簡素化するために次の仮定を設けた。まず、入射角によるピークの位置の変化がないという理論曲線の事実と、他方層厚の値にはそれが比較的影響を受け易いという事実とから、今回は主に層厚の相対的差異に限り注目することにした。すなわち入射角を全て一様に 10 度としたモデルにもとづいている。そして振幅比の第一番目のピークの位置は層厚を直接、反映しているとしている。以上の問題の簡素化にもとづいて、既述の 3 つの大きなグループに対するモデルをそれぞれ、試行錯誤的に創ることにより、この地域での大まかな構造を推定した。その結果が第 9 図及び第 10 図である。すなわち、数多くのモデルのうち、自然地震の解析結果にはほぼよく一致する代



第 9 図 薄い層をもつモデル  
Fig. 9. Thin layered models.



第 10 図 厚い層をもつモデル  
Fig. 10. Thick layered models.

表的モデルとして第9図は薄い層のモデル、第10図は厚い層のモデルであり、そして、この地域の構造はこの二つのモデルの範囲にあると言える。例えば、Bグループは第10図のモデルに、Cグループは第9図のモデルによく合い、Aグループはその両者ともに適合しているのである。すなわち、地質構造を多少なりとも反映しているのがうかがえる。しかし地震によっては、その結論に同意しかねる場合もあり、その有意性については更に吟味を要すると言える。

## VI. 謝 辞

記象収集に際し、札幌管区气象台、地震観測課の担当諸氏に御援助を仰いだ。

また、この研究をはじめにあたり、カリフォルニア工科大学の栗田氏から有益な助言を受けた。これらの諸氏に深謝致します。

### 10. Frequency Analysis of Short-period P Waves in Teleseismograms and Crustal Structure Models

By Tetsuo TAKANAMI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Crustal structure below Sapporo, Hokkaido has been studied from the amplitude spectra of short period P waves in the teleseismograms.

Some difficulties have still remained in making use of the spectral amplitude method, developed by PINNEY, to search for a minute crustal structure from short period records.

In the present paper, the author attempted to avoid the difficulties resorting to the amplification of the crustal model, assuming that the crust was composed of two parallel layers.

On the other hand, we divided the observed curves into three groups corresponding to the ranges of the azimuths to the epicenters.

Slight differences of the characteristics of the curves are recognizable among these groups.

Comparing the observed curves with the theoretical ones, it can be suggested that the thicknesses of the crustal layers vary laterally.

Namely, the upper layer becomes thicker toward about the south-east.

