日高山脈直下の浅発地震に見られる 顕著な相について

北海道大学理学部地球物理学教室 清水 信之
北海道大学理学部地震予知観測地域センター 前 田 亙

(昭和 54 年 1 月 22 日受理)

Analysis of Remarkable Phases for Shallow Earthquakes Occurring under the Hidaka Mountain Region

Nobuyuki SHIMIZU

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

and Itaru MAEDA

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of
Science, Hokkaido University

(Received January 22, 1979)

For the earthquakes occurring in depths less than 35 km under the Hidaka mountain region in Hokkaido, two remarkable phases with sharp onsets and large amplitudes are sometimes recorded on the only seismograms at station IWN. Station IWN is one of the six telemetering seismic stations of Research Center for Earthquake Prediction of Hokkaido University located in the Hidaka mountain region about 80 km from east to west and about 100 km from north to south. These stations have observed more than 700 earthquakes occurring in the region from 42.25°N to 43.40°N and from 142.50°E to 144.20°E during the period from June 1976 to October 1978, among which eight earthquakes were selected as producing the two remarkable phases at station IWN which are referred to as the I_1 and I_2 phases, respectively.

The two phases are always recorded at the station as clear later arrivals; that is, the I_1 phase arrives in 1.7-2.6 sec after the direct P wave arrival and the I_2 phase, in 0.8-1.1 sec after the direct S wave arrival. In this paper, the analysis made on wave motions and travel times of these two phases is presented.

The principal component analysis applied to the phases recorded in three component seismograms shows that the prevailing wave motion of the I_1 phase is in the longitudinal direction while that of the I_2 phase is in the transverse direction and the I_1 phase arrives with much smaller incident angle. In addition to the wave motions, the spectra of the phases were obtained: the spectra show that the amplitudes die out at frequencies lower than about 15 Hz for the I_1 phase and at frequencies lower than about 3 Hz for the I_2 phase. The wave motions and spectra thus obtained strongly suggest that both phases can safely be identified with a kind of reflected waves associated with a boundary possibly existing in the lower crust. The I_1 phase may be assumed as a converted wave which is generated by S wave originated from the source reflecting as P wave at the boundary and the I_2 phase,

Table 1. Earthquakes used in this study

No.	Origin Time	Latitude (North)	Longitude (East)	Depth	Mag.
1	Nov. 04, 1976, 14 h 53 m 08 s	42.41°	143.05°	25 km	1.2
2	Nov. 12, 1976, 02 01 47	42.32	143.08	33	1.3
3	Nov. 12, 1976, 04 53 15	42.37	143.12	26	0.9
4	Nov. 12, 1976, 04 54 29	42.36	143.12	27	0.4
5	Apr. 18, 1977, 03 25 49	42.40	143.07	26	1.0
6	Oct. 99, 1977, 20 44 52	42.42	143.06	25	1.9
7	Oct. 19, 1977, 22 22 11	42.42	143.06	30	1.6
8	Mar. 14, 1978, 23 21 24	42.40	143.12	30	2.3

部で 8 個見出された。(以下, I_1 , I_2 相が現われる地震を便宜上, I 相地震と呼ぶ)。

I 相地震のリストを Table 1 に示す。これらの地震の震源決定にあたっては、5つの観測点御園 (MSN), えりも (ERM), 上杵臼 (KMU), 茂寄 (MYR), 岩内 (IWN) の P と S の到着時刻を用いた。なお、その際の構造は半無限層を含む 3 層構造を仮定した。この構造は、積丹半島沖、えりも岬沖の爆破の際に得られた構造 [OKADA *et al.* (1973)] を参照して採用したものであるが、各層の S 波速度は、S 波の走時残差が最小になるように仮定した。なお、P 波および S 波の初動読み取り誤差は 0.05 秒、震央の計算誤差は 1.5 km である。

Fig. 2 は I 相地震(白三角)並びに AB B'A' の領域内に発生した深さ 60 km までの地震(黒丸)の震央と観測点

の位置を示したものである。これらの地震を AA' 断面に投影した震源分布が Fig. 3 である。これには参考までに観測点の位置を示しておいた。両図から I 相地震は南部日高山脈直下

Fig. 2. Epicenters of earthquakes which occurred shallower than 60 km in the rectangular region ABA'B'. $\triangle$ is the earthquake for which I_1 and I_2 phases are recorded at station IWN. $\circ$ is the observation station.

Fig. 3. Hypocentral distribution of the earthquakes shown in Fig. 2 in the cross section AB-A'B'. The stations in the rectangular region ABA'B' are also shown. Symbols are the same as in Fig. 2.

Fig. 4. Vertical component seismograms arranged in order of P wave arrival times at six stations in the Hidaka region. Note that two remarkable phases are clearly recorded only at station IWN.

(42.32°N~42.42°N, 143.05°E~143.12°E) の深さ 25~33 km のごく限られた領域に起っていることが判るであろう。なお、I 相地震の分布領域、即ち、両図に破線で示した領域の周辺に発生した地震については、 I_1 , I_2 相は検出されない。

Fig. 4 は、Table 1 の No. 6 の地震については、6つの観測点で得られた上下動成分の記録を到着時刻の早い順に並べたものである。この図で判るように、岩内以外の観測点の記録には I_1 , I_2 相と同種の相が認められない。この事は、 I_1 , I_2 相が偶然起つた2つの地震による重畳波ではないことを示すとともに、その発生原因が岩内への伝搬経路にあることを示唆している。

III. I_1 , I_2 相の波形から得られた諸性質

ここでは I_1 , I_2 相の個有の性質を3成分の地震波形から考察してみる。

1. 振動モードと入射方向

原理的には地震動の粒子運動を調べれば、波の種類や波の入射方向を知ることができる。しかし、通常用いられている粒子運動の解析法は、一般に長周期の波形に対しては有効であるが、ここで扱うような 1 Hz を超える短周期の地震波 (I 相地震のスペクトルは Fig. 8 にまとめられている。) には余り有効ではない。ここでは I_1 , I_2 相の振動モードや入射方向を知るための粒子運動の解析に、主成分分析に基づいた方法を導入する。以下に述べるように、この方法によつて3成分の地震波データから波の入射方向 (到来方向, 入射角) を求め、同時に rectilinearity の評価を行つた [MONTALBETTI & KANASEWICH (1970)]. 波の到来方向は、震源決定から求まる方位角と比較することによつて、地殻構造の異方性、あるいは不均質性を知る目安となるが、地表への入射角は波の伝搬経路の推定に役立つはずである。また、rectilinearity は振動モードの判定基準となる。

ここに、主成分分析に基づいた入射方向、振動モードの解析法を要約して説明する。ある時刻から3成分の地震波データ X_{ij} がそれぞれ N 個ずつ与えられていると仮定する。ここで i は成分の種類を表わし、上下動、水平動成分2分のどれかに対応する。 j は N 個のデータの j 番目のデータである。 X_{ij} を確率変数ベクトルとし、その分布が正規分布に従うものと仮定すれば、その期待値 η_i は

$$\eta_i = \sum_{j=1}^N X_{ij} / N,$$

X_{ij} と X_{ij} の共分散 C_{ii} は

$$C_{ii} = \sum_{j=1}^N (X_{ij} - \eta_i)(X_{ij} - \eta_i) / N$$

と書ける．また，共分散行列 V は

$$V=(C_{ij})_i, \quad i=UD, NS, EW$$

と定義される．この V を対角化すれば，3つの固有値とそれに対応する固有ベクトルが求められる．それらの固有値のうち，最大のものを λ_1 ，中間のものを λ_2 ，最小のものを λ_3 とすれば，P 波群の場合には， λ_1 に対応する固有ベクトルの方向が波の入射方向を与える．

Rectilinearity は

$$F(\lambda_1, \lambda_2)=1-\lambda_2/\lambda_1$$

と定義される．即ち，波は $F(\lambda_1, \lambda_2)$ が1に近い程，縦波的であり，逆に0に近い程，横波的であることを意味する．

実際に地震波にこの方法を適用するにあたっては，以下のことに注意せねばならない．即ち，雑微動の影響などで S/N の悪いデータをそのまま処理すると，その結果は，注目する波本来の振動特性とはいえなくなる．このようなデータについては，あらかじめ適当なフィルターを用いてノイズを除去しておく必要がある．また，この方法を初動の波群から遅れて到着する波群に適用すると，結果は多くの場合，前の波群の coda 波の影響を受けることになる．そのために，この方法によって得られる後続波群の振動モードは，初動部分の波群について求められるものよりも精度の点でやや劣ることは避けられない．

Fig. 5 は I 相地震の P, I_1 , S, I_2 の各波群について求めた λ_2/λ_1 , λ_3/λ_1 の値を模式的に表わしたものである．図に示すように， I_1 , I_2 相の λ_2/λ_1 , λ_3/λ_1 の値は，それぞれ P 波，S 波の λ_2/λ_1 , λ_3/λ_1 の値の分布領域に含まれている．従つて， I_1 , I_2 相はそれぞれ P 的，S 的な振動モードを有する波であることがわかる．この結果は，また Fig. 1 の記録例で I_1 相が地震波の到来方向に沿う上下動成分および南北動成分に卓越し， I_2 相が水平動 2 成分に卓越していることと調和している．

各波群について岩内への到来方向（北から東周りに測る．）を求めると，結果は P 波群は $161^\circ \sim 182^\circ$ ， I_1 相は

Fig. 5. Schematic diagram of the rectilinearity for P, S, I_1 and I_2 . λ_1 is the maximum eigenvalue, λ_2 the intermediate one and λ_3 the minimum one.

168°~205°である。P波群の値は、岩内観測点から見た震央の方位角171°~179°と特に有意な差は見られない。このことは、ここに適用した方法が走時差から求める震源決定法を補充するのに役立つことを示している。一方、I₁相は、Fig. 6によれば、P波群よりやや西よりの経路を伝搬して岩内観測点に到達したと考えられる。しかし、到来方向の決定精度は、前田(1979)によつて、地震計の設置状況のばらつきなども加え10°位と報告されている。このことを考慮すると、I₁相がP波群よりどの程度西よりの経路を伝搬してきたかを量的に見積ることは無理である。

Table 2には、波形解析から得られたP波群の入射角、I₁相の入射角、それにP波群の入射角とI₁相の入射角の差が示されている。ただし、P波初動の立ち上がりが著しく悪い地震は省いた。Tableで明らかなように、多くの場合、P波群の入射角はI₁相の入射角より大きい。したがつて、I₁相は直達P波の伝搬経路より深部の伝搬経路を通つてきたことがわかる。

S波群並びにI₂相に対する入射方向は、その決定精度が悪いため定量的な検討は省略した。

Table 2. Incident angles of P waves and I₁ phases obtained by combining three components of the waves and differences of both incident angles. Numbers correspond to those in Table 1

No.	P waves	I ₁ phases	Differences of incident angles of P waves and I ₁ phases
2	25°	18°	7°
3	27	28	-1
4	28	26	2
5	15	16	-1
6	29	26	3
7	32	19	13
8	25	19	6

Fig. 6. The azimuthal range of the directions of P wave and I₁ phase arrivals which are obtained from the rectilinearity. The azimuthal range of both arrivals expected from the epicenters are also shown.

2. スペクトル解析

地表で観測される地震波は、伝搬経路の構造の影響を受けて複雑なスペクトルを有している。伝搬経路が異なれば、勿論、地表で観測される波のスペクトルは異なつたものとなる。したがつて、1 観測点における 1 つの地震の記録内にある幾つかの波群が、それぞれ異なるスペクトル構造を持つならば、それらの波群はそれぞれ異なる伝搬経路を通過してきたものと考えられる。I₁, I₂ 相が果して P 波、S 波とは異なる伝搬経路に起因したものかどうかは、それぞれの

Fig. 7. An example of a horizontal component (NS) seismogram and its moving spectrum.

Fig. 8. The superposed spectra of waves in the first 1 sec from the arrival time of each phase in horizontal (NS) seismograms.

スペクトル構造を調べることによつてある程度推定できるはずである。Fig. 1 の記録では、一見して、I₁, I₂ 相はともに P 波群や S 波群に比べて高周波成分の波をより多く含んでいるように見える。つまり、I₁, I₂ 相は P 波、S 波とは異なる経路を伝搬したことを暗示している。

このことを確かめるためにスペクトルの時間変化を調べた。以下、これの moving spectrum と呼ぶ [前田他 (1978)]。

Fig. 7 には Table 1 の No. 6 を地震の南北動成分の記録とその moving spectrum を示した。ただし、ここに示したスペクトルには地震計並びにアンプの特性を補正していないので、振幅の絶対値を議論することはできない。しかし、各相についてスペクトルのピークを与える相対的周波数（便宜上、ピーク周波数と呼ぶことにする。）を考察することは可能である。

Fig. 8 は I 相地震の南北動成分の各相の立ち上りから約 1 秒間のスペクトルを重ね合わせたものである。この

図における各相のスペクトルの特徴をまとめると、

1) I_1 , I_2 相は、P 波群や S 波群が比較的広帯域なスペクトルを持つとは対比的に、両者とも狭帯域のスペクトルを持ち、ピーク周波数はそれぞれ 20~25 Hz にある。

2) I_1 相の場合、ピーク周波数は P 波群のピーク周波数 (20~30 Hz) と同じかやや低周波側に位置するが、S 波群のピーク周波数 (5~15 Hz) よりも高周波側に位置している。

3) I_2 相の場合、ピーク周波数は P 波群のピーク周波数と S 波群のピーク周波数との間に位置している。

I_1 , I_2 相のスペクトル帯域が P 波群や S 波群のそれに比べて狭いのは、両相が関与した伝搬経路の構造の反映であろう。

3. 振幅その他

Fig. 9 は I 相地震の岩内観測点の上下動成分の記録を S-P 時間の順に並べたものである。それぞれの記録につけた番号は Table 1 の番号に対応する。

この図で見るように、 I_1 相の振幅は直達 P 波や直達 S 波の振幅とほぼ同じ位であるが、 I_2 相の振幅は直達 P 波や直達 S 波の振幅の半分以下である。また、両相の振幅を南北動成分の記録で見ると、 I_1 相の振幅は直達 P 波と同じ位でかつ直達 S 波の半分以下の場合が多く、 I_2 相の振幅は直達 P 波と同じかやや大きくかつ直達 S 波の半分程度である。ここで注目すべきことは、 I_1 相の振幅が極めて大きいことである。これについては V 章で議論される。

Fig. 9. Vertical component seismograms at station IWN arranged in order of S-P times. Numbers attached to the seismograms correspond to those of the earthquakes in Table 1.

Fig. 1 および Fig. 9 からわかるように, I_1 相は立ち上りが明瞭であるが, 一方, I_2 相は S の coda 波の影響を受けてか立ち上りが不明瞭である. なお, 振動総続時間はどちらも 0.5 ~ 1.0 秒である. これは I_1 , I_2 相の発生原因となる鋭い速度不連続面が途中の伝搬経路にあったことを示唆している.

IV. I_1 , I_2 相の走時解析

Table 3 には I 相地震の走時のデータを示した. Fig. 10 は Table 3 に掲げた走時の観測値を示したものである. 横軸は観測された S-P 時間で, 縦軸は各相の到着時と P 波到着時との時間差を表わしている. なお, I_1 , I_2 相の読み取り誤差はそれぞれ 0.1 秒, 0.2~0.3 秒である. この図でわかるように, I_1 -P 時間は I_2 -S 時間より平均して約 0.9 秒長くなっている.

今までの解析結果から推定されるよ

Table 3. Travel time data of P and S waves, and I_1 and I_2 phases. Numbers correspond to those in Table 1

No.	S-P(sec)	Travel Times(sec)			
		P-O	I_1 -O	S-O	I_2 -O
1	4.6	6.2	7.9	10.8	11.9
2	5.8	8.0	10.6	13.8	14.8
3	5.2	6.9	8.7	12.1	13.0
4	5.2	7.0	8.8	12.2	13.1
5	4.8	6.5	8.2	11.3	12.4
6	4.8	6.0	7.7	10.8	11.9
7	4.8	6.6	8.4	11.4	12.2
8	5.1	6.7	8.6	11.8	12.9

O: origin time

Fig. 10. Arrival time differences of I_1 , S and I_2 from direct P wave arrivals plotted against S-P times at station IWN.

うに, I_1 相は直達 P 波より深部を伝搬して来た波であり, その振動様式は縦波的である. 一方, I_2 相は横波的な振動様式が卓越している.

I_1, I_2 相がすべての経路をそれぞれ P 波, S 波として伝搬した波 (例えば, 反射波 PxP , SxS) とすれば, I_2 -S 時間は I_1 -P 時間より長くなるはずである. しかし, これは観測された走時とは矛盾する. 一方, I_1 相を屈折波とすると, Fig. 8 に示されたスペクトルの特徴を説明できない. つまり, NAKAMURA (1963) は, 屈折 P 波のスペクトルのピーク周波数は直達 P 波のそれに比べて低いという結果を得ている.

そこで, 試みに, I_1 相を一種の変成波と仮定して, I_1, I_2 相の走時を検討してみよう. まず, I_1 相をある不連続面に S 波で入射し P 波で反射した変成波 SxP と考える. ただし, I_2 相は同じ不連続面に S 波で入射し S 波で反射した SxS と仮定しておこう. この場合, 両相の観測走時を同時に満足する構造モデルとしてどういうものが推定できるだろうか.

まず, 座標を Fig. 3 と同じ垂直断面内に次のように定める. 原点を岩内観測点に置き, 水平距離は南の方向を正にとり, 深さは鉛直下方を正にとる. 走時の計算では, 便宜上, 震源の分布を最小自乗法を用いて直線で近似した. 得られた分布は震源 (白丸) とともに Fig. 11 に

Fig. 11. The cross section showing a structural model inferred in the southern part of the Hidaka mountain region in which a boundary participating in the generation of the I_1 and I_2 phases is shown by a thick line. A boundary between velocities of 5.0 km/sec and 6.6 km/sec is assumed one. The distribution of hypocenters of the earthquakes used in the analysis is represented by a segment of dotted line. The dotted line a is a region where the most probable concentration of hypocenters may be assumed. The dotted lines b and c are shallower and deeper regions up to which the possible fluctuation of the estimated hypocenters may take place.

破線 a で示す。

不連続面の空間的位置を推定するために、次のような 3 つのパラメータを定義した。

α, β ; 設定断面内の座標で、それぞれ水平距離と深さを表わす。

θ ; 不連続面の傾斜角で水平から時計回りを正とする。

また、不連続面より上部には Fig. 11 に示すように震源決定の際に用いた層構造をそのまま仮定した。また、任意に傾いた構造のもとでの適当な震源決定法はないので、 I_1, I_2 相の走時計算に必要な震源の位置については Table 1 に得た値をそのまま用いることにした。

さて、 I_1, I_2 相はそれぞれ P 波、S 波の後の 2 秒に満たない時間に出現するのであるから、不連続面が水平又は南上りでは、両相の走時を反射波の走時としては説明できない。つまり、定性的には不連続面は北上りで傾斜していると考えられる。この場合の幾つかの構造モデルについて、 SxP と SxS の理論走時を計算した。その結果、Fig. 11 に太い実線で示す不連続面 ($\alpha=20$ km, $\beta=29$ km, $\theta=33^\circ$) が、観測走時を最もよく説明できるものとして求められた。ただし、 β 及び θ の値にはそれぞれ ± 2 km, $\pm 3^\circ$ 位の任意性がある。

また、 SxP および SxS の走時に対する震源のばらつきの影響を調べるために、その分布を

Fig. 12. Observed and calculated travel times of P, S, I_1 and I_2 versus S-P times. The calculated travel time curves are obtained for the locations of hypocenters which are assumed to be placed on the line segments as shown in Fig. 11. a (—), b (---) and c (---) correspond to the assumed distributions of hypocenters in Fig. 11. Solid circles, open circles, solid triangles and open triangles show P arrivals, I_1 arrivals, S arrivals and I_2 arrivals, respectively.

10% 程度浅くした場合 (Fig. 11 の破線 b) と深くした場合 (Fig. 11 の破線 c) の走時も求めた。Fig. 12 には、仮定した3つの震源分布に対する SxP および SxS の理論走時曲線をそれぞれ、実線(a), 破線(b), 一点鎖線(c) で示した。なお、これには P, I₁, S, I₂ の観測走時もそれぞれ黒丸, 白丸, 黒三角, 白三角で示した。

Fig. 11 と Fig. 12 から明らかなように、震源のばらつきや読み取り誤差を考慮に入れてもなお、全体としては Fig. 11 に示す構造モデルによつて走時の観測値をうまく説明できることがわかる、

V. 結果の解釈と議論

今回注目した領域は、北海道では地震活動が高い方で、検索した地震も数多い。しかし、I 相地震の出現頻度は極めて少なく、今までに僅か8個しか見出されていない。しかも、それらは南部日高山脈直下のごく限られた領域にしか起つていないし、また、それらの地震が岩内以外の観測点では観測されていない。この限られた領域の周辺に起る地震については、岩内観測点を含めてこの地域の観測点すべてにおいて、I₁, I₂ 相に相当する相は見られない。これらのことから、I₁, I₂ 相は、岩内観測点近傍の地下に推定される比較的短い波長を有する構造変化に起因して生じるものと考えられる。

一方、走時解析の結果からは、I₁, I₂ 相をそれぞれ岩内観測点のほぼ南 20 km の地点の地下 30 km 付近に約 33° 傾いて存在する不連続面での反射変成波 SxP, 反射波 SxS と考えれば、走時をうまく説明できることがわかる。

走時解析の際に仮定した震源が直線的に分布しているということは、我々の得たデータから確めることは難しい。しかし、I 相地震について岩内観測点で得られた走時のデータを満足する不連続面が仮りに平面であると考え、その大体の広がりや傾きを推定すると、Fig. 13 に斜線で示すような南北方向には長さ 20 数 km, 東西方向には幅数 km のものが考えられる。

スペクトル解析からは、I₁ 相が 10~15 Hz 程度で low-cut されたようなスペクトルを持っていることがわかる。また、I₁ 相の振幅は、一般に考えられている深部地殻の不連続面から期待される振幅よりはるかに大きい。これらの特徴は、FUCHS(1968), O'BRIEN(1965) らが指摘している深部地殻での反射波に見られる共通のものかもしれない。FUCHS(1968)は、この反射波を低速度層と高速度層を交互に配置した“ラミナ構造”, 即ち、一種の transition zone によるものとして説明している。ここで考察した I₁, I₂ 相についても、スペクトルや振幅の性質がこの種の transition zone によつて説明できるのかもしれない。しかし、このような角度からの考察は今後にゆずりたい。

Fig. 13. A map showing location and estimated extent of a reflector with a hatched rectangle and with Bouguer anomalies in the region considered. Contours for Bouguer anomalies are drawn every 10 mgals.

最後に、不連続面を推定した位置を重力のデータ [e.g. 大亀 (1971)] と対照してみよう。推定された不連続面の位置は、ブーゲー異常の勾配が一番大きな場所にほぼ対応している。Fig. 13 には、参考までにブーゲー異常 10 mgal 毎の等値線を描いた。日高山脈の造山運動はアルプスのそれと正確に対応させることができると言われているので [MINATO *et al.* (1956)], 地質構造も対応させることができると考え、その直下に高密度の貫入体があるものとすれば、我々の推定した不連続面はこの一部に該当する可能性もある。

秋葉他 (1975) による岩内観測点付近の地質構造は、主要な構造が北々西南々東方向に伸びたものである。まず、この地域の東側では、長さ 40 km に

も達する広尾断層が北々西南々東方向に延びており、一方、西側では、日高変成帯が同じく北々西-南々東方向に延びかつ東寄りに急角度で傾斜している。なお、この変成帯には特徴的な超塩基性の岩脈群が南北に変成帯の構造を切るように分布している。このように、この地域を地質構造と対比しながら大局的に見れば、ここで考えた不連続面の位置はこの地域の地質構造とほぼ調和しており、不連続面はある種の岩脈あるいは岩床で説明できるかもしれない。

VI. おわりに

北海道大学地震予知観測地域センターのデータに基づいて、岩内観測点の記録にのみ見られる顕著な相の諸性質を調べた。以下、その結果を要約する。

(1) 岩内観測点において、南部日高山脈のごく限られた領域に起る 35 km より浅い、そして、S-P 時間 4.6~5.8 秒の地震を観測すると、直達 P 波より 1.7~2.6 秒後に一つの大きな振幅を有する相 (I_1 相)、そして、直達 S 波より 0.8~1.1 秒後に更に別の相 (I_2 相) が検出される。

(2) 3成分の地震波形を用いて、この2つの相を解析した結果、 I_1 相は直達P波より深部を伝搬しかつ縦波的な性質の波であり、また、 I_2 相は横波的な性質の波であることがわかる。

(3) I_1 , I_2 相のうち、特に I_1 相は、スペクトル並びに振幅に関して深部地殻での反射波と共通の性質を示す。すなわち、それらは、low-cut されたようなスペクトルを持ち、大きな振幅を持つ。

(4) I_1 , I_2 相をそれぞれ局地的に存在しかつ急角度で傾斜している不連続面での反射変成波 SxP , 反射波 SxS とすれば、その走時を説明でき、他の観測事実とも矛盾を示さない。

謝 辞

原稿に目を通して戴き有益な助言を賜った岡田広教授、日頃有益な議論をしていただいた笹谷氏、原稿に目を通していただいた笠原氏、さらに、解析にあたり便宜をはかつていただいた地震予知観測地域センターの皆様に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 秋葉力・木崎甲子郎・宮坂省吾・紺谷吉弘, 1975, 上豊似, 5 万分の 1 地質図幅および説明書, 北海道立地下資源調査所, 1-41.
- FUCHS, K., 1969, On the the Porperities of Deep Crustal Reflectors, *Z. Geophys.*, **35**, 133-149.
- 前田 亟, 1979, 地震波の到来方向の決定と地下構造, 投稿準備中.
- 前田 亟, 本谷義信・鈴木貞臣, 1978, 北海道大学の地震・地殻変動テレメータデータ集録及び処理システムについて, *地震* **2**, 31, 401-413.
- MINATO, M., K. YAGI and M. HUNAHASHI, 1956, Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **34**, 237-265.
- MIZOUE, M., 1971, Crustal Structure from Travel Time of Reflected and Refracted Seismic Waves Recorded at Wakayama Micro-earthquake Observatory and its Substations, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 33-62.
- MONTALBETTI, J. F. and E. R. KANASEWICH, 1970, Enhancement of Teleseismic Body Phases with a Polarization Filter, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **21**, 119-129.
- NAKAMURA, Y., 1963, Frequency Spectra of Refraction Arrivals and the Nature of the Mohorovičić Discontinuity, Ph. D. Thesis, Pennsylvania State University.
- O'BRIEN, P. N. S., 1965, A Note on Normal Incidence Reflections from the MOHOROVIČIĆ Discontinuity, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **9**, 541-545.
- OKADA, H., S. SUZUKI, T. MORIYA and S. ASANO, 1973, Crustal Structure in the Profile across the Southern Part of Hokkaido, Japan, as Derived from Explosion Seismic Ocservations, *J. Phys. Earth*, **21**, 329-354.
- 大亀 学, 1971, 日高・大雪地域の重力異常, 北海道大学理学研究科修士論文.
- SMITH, W. D., 1970, S to P Conversion as an Aid to Crustal Studies, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **19**, 513-519.