

## 十勝岳における *P* 波初動方向の偏りについて\*

栗原 幸一\*\*・宇津野 忠\*\*・長宗 留男\*\*\*

550.341

### Deviation of Directions of Initial *P* Waves at Tokatidake, Hokkaido, Japan

by

Kôichi Kurihara, Tadashi Utsuno

(Asahikawa Local Meteorological Observatory)

and

Tomeo Nagamune

(Meteorological Research Institute, Tokyo)

The directions of initial *P* waves observed at the Tokatidake Volcano Observatory deviate systematically with azimuth from those of epicenters.

Initial *P* waves from earthquakes locating in azimuths of about 90° to about 155° (the direction of Tokatidake from the seismographic station) deviate to the counterclockwise direction from the directions of epicenters. Large deviations, however, are caused mostly by earthquakes in distances of less than about 180 km from the station. On the contrary, the directions of initial *P* from azimuths of about 155° to about 240°, deviate to the clockwise direction.

The angles of deviation amount to 70° or more at maximum, and the direction of deviation change discontinuously in the azimuth of about 155°.

To explain the deviation pattern as above, the peculiar structure which exists to the south-southeast of the station, and which is characterized by the considerably lower *P* wave velocity than that in the adjacent medium is assumed.

#### § 1. まえがき

地震 *P* 波の初動方向は、媒質が一様な場合には正しく震央の方向に向く。しかし途中の媒質が水平方向に不均質な場合には、初動方向は震央の方向に対して系統的な偏りを示す。

ある点で、いろいろの方位に起った地震の初動方向を調べてみると、初動方向が方位によって系統的に偏ることがある。特に複雑な構造をしている火山地帯では、地震波は観測点に到着する前に大きく曲げられることが多い。このことを利用して、初動方向の偏りから地下構造を推定することもしばしば行われている。

例えば、中村 (1929) は大正15年の十勝岳爆発後、その西麓に設置した地震計による観測結果から、方位角(北から時計回りに測った角度、以下同じ)100°~200°の地震では初動方向が震央の方位に対して系統的に偏ることを示し、これを、ある垂直面を境にして地震波速度が不連続になっているような構造で説明している。Sassa (1936) および Wada and Nishimura (1971) は、阿蘇山における *P* 波初動方向の偏りから、阿蘇火山下の地下構造の推定を行っている。田中 (1973) は、伊豆大島における地震波初動方向の偏りについて述べている。

十勝岳では1964年以降火山観測所に高性能の地震計が設置されて常時観測が行われており、十勝岳及びその付近に発生する火山性地震はもとより、他の一般地震も多数観測されている。

\* Received July 18, 1974

\*\* 旭川地方気象台

\*\*\* 気象研究所

最近の地震観測や震源決定の精度は、中村(1929)が調査した時代に比べて、格段に向上していると考えられるので、十勝岳火山観測所の資料によって、 $P$ 波初動方向の偏りを調べてみた。

## § 2. 資料

火山観測所は、Fig. 1 に示してあるように、十勝岳本峰の北々西約7 km のところにある。地震計交換器の設置点(以下観測点と呼ぶ)は、観測所から十勝岳寄りに

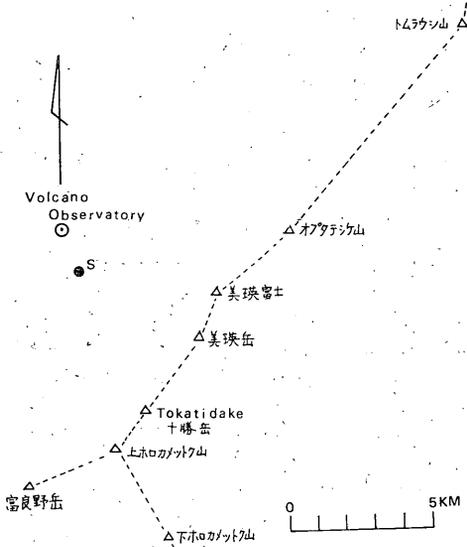


Fig. 1. Location of the Tokatidake Volcano Observatory. The seismograph is installed at the point "S", 5.4 km north-northwest of Tokatidake.

約1.6 km 登った地点、Fig. 1 のS点、である。観測点からみた十勝岳の方位は  $155^\circ$  である。

地震計は62A型火山用電磁地震計で、変換器の固有周期1.0秒、倍率5000倍である。

使用した資料は、1967年1月～1973年10月の間(ただし1969年を除く)北海道及びその周辺に起った地震のうち、初動の方向および振幅が読取れたもの約120個である。

初動振幅の観測では、各成分について位相を正しく対応させることが必要であるので、3成分の発現時刻が互いに一致しているものを読取るよう特に注意した。(読取った発現時刻が成分によって0.3秒以上異なるようなものは除いた。)

Fig. 2 に初動方向の偏りを示してある。ここで横軸は

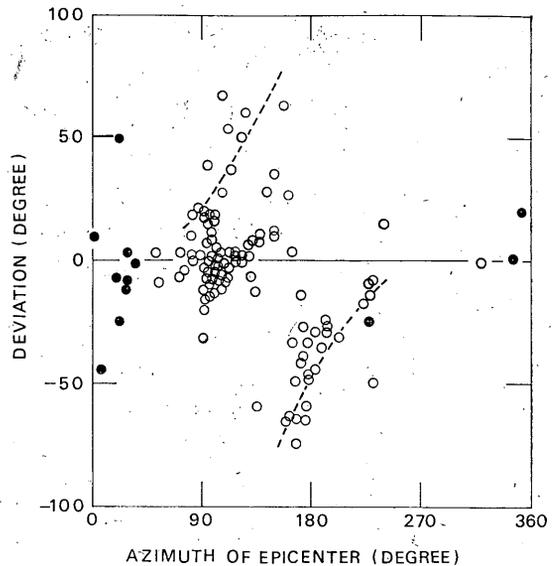


Fig. 2. Deviations of directions of initial  $P$  waves from the directions of epicenters (the later minus the former) with azimuth, at the Tokatidake Volcano Observatory. Solid circles indicate the earthquakes of focal depths of deeper than 200 km.

Broken curves indicate the theoretical deviation estimated from the model shown in Fig. 9, by assuming that the velocity ratio,  $v_1/v_0$ , equals to 0.35, and the incident angle (the angle from the horizontal plane) of the wave at discontinuous planes equals to  $45^\circ$ .

北から時計回りに測った震央の方位角、縦軸は震央の方位角と、押し引きを考慮した初動方向の方位角との差(前者から後者を引いたもの)である。また黒丸は震源の深さ200 km 以上の深発地震の資料である。(点線については次節で述べる。)

Fig. 3 にこれらの地震の震央をプロットしてある。白丸、十字のある丸、および黒丸は、それぞれ震源の深さ100 km 未満、100 km 以上200 km 未満、および200 km 以上の地震である。

ここで採用した震源は、「北海道地震火山月報」(札幌管区気象台発行)に掲載されている値である。この月報には北海道内の気象官署における観測資料によって、札幌管区気象台が求めた震源が記載されている。ただし、北海道からやや離れたところに起った地震で、北海道内の観測値だけから震源を求めるのが困難なものについてはUSNOAAの震源速報(Preliminary Determination

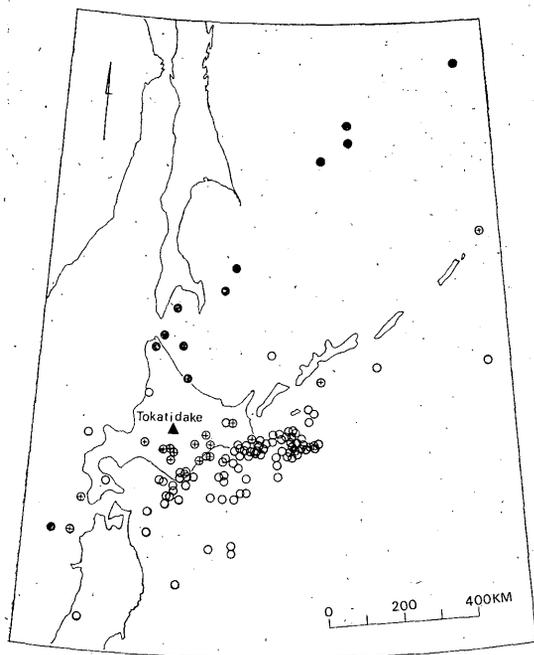


Fig. 3. Distribution of epicenters of earthquakes used in estimating deviations in Fig. 2. Open circles, circles with cross, and solid circles indicate the earthquakes of focal depths of less than 100 km, more than 100 km but less than 200 km, and more than 200 km, respectively.

of Epicenters) の値をそのまま載せてある。Fig. 3 で千島列島およびオホーツク海方面の地震はほとんど NOAA による震央である。

千島列島からエトロフ島沖にかけての地域の地震あるいはオホーツク海に発生する深発地震では、日本の観測値だけから求められる震央と汎地球的な資料から求められる震央の間には系統的な差があり、前者の震央は後者の震央に比べて南にずれる傾向がある (宇津: 1971, 阿部その他: 1972, 長宗: 1973)。

Fig. 3 のエトロフ島沖あるいは千島南部の地震について、図に示した震央と地震月報の震央 (日本の資料から求められたもの) とを比べてみると、十勝岳からの方位には約  $10^\circ$  の差がある (後者の震央の方位角の方が大きい)。しかしこのような震央の違いは、北海道からかなり離れたところの地震でない限り、そんなに大きくはないので、今回の調査では震源決定のために使用された資料の相違による震央の違いは考慮していない。

Fig. 2 は、次のような傾向を示しているとみることが

できる。すなわち、方位  $0^\circ$  からおよそ  $90^\circ$  の間では  $+50^\circ$  くらい偏っているものもあれば、 $-50^\circ$  くらい偏っているものもあるが、全体として系統的な偏りはないようである。約  $90^\circ$  から  $240^\circ$  の間では、ばらつきが非常に大きくなっている。これを細かくみると、およそ  $90^\circ$  から  $150^\circ \sim 160^\circ$  の間では偏りは「プラス」であるのに反して、 $150^\circ \sim 160^\circ$  より方位角の大きい地震では「マイナス」の偏りを示している。偏りの角度は  $70^\circ$  以上に及ぶ場合がある (方位およそ  $240^\circ$  以上では、資料が少なくはっきりしないが、Fig. 2 でみる限り顕著な偏りはないようである。)

震源がおおよそ東から南々東にある地震では、地震波の径路は途中で反時計回りに曲げられる。これに反して、南々東から西南西の方位に発生した地震の場合には、時計回りに曲げられる。しかも南々東の方位で、曲げられる方向が不連続的に変化している。偏りの量は南々東の方位で最大になり、この方位から離れるに従って次第に小さくなっている、とみることができる。

初動方向の偏りは地下構造を反映しているものと考えられるが、近く他の観測点でも同じような傾向になれば、やや広範囲の、大きな規模の構造が関与していることになり、ある観測点で独自の偏りがあれば、その付近の局地的な構造を反映しているものと考えてよい。

ここで参考のため、北海道内の他の 2, 3 の観測点における初動方向の偏りについて調べてみよう。

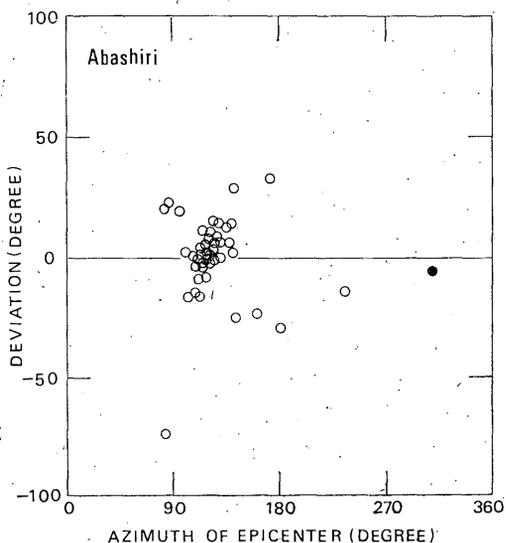


Fig. 4. Same figure as Fig. 2, at Abashiri, eastern Hokkaido.

Fig. 4 は網走における初動方向の偏りである。横軸および縦軸は、Fig. 2 の場合と同様である。資料は1968年1月から1973年6月の間のもので、気象庁地震月報から初動方向の報告されている地震を拾い出した。震源も地震月報の値を使ってある。

網走では初動方向まで検出できる地震は数が少なく、Fig. 4 でわかるように、殆んどが方位角約  $80^{\circ} \sim 180^{\circ}$  (北海道東方沖) に発生したものである\*。図でわかるように、1つの例を除いて初動方向の偏りはおおよそ  $\pm 30^{\circ}$  以内に分布しており、系統的な偏りはない。

Fig. 5 は浦河についての結果である。資料は1968年5

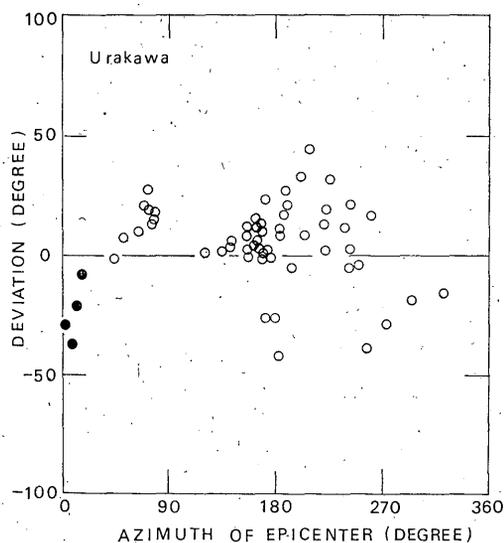


Fig. 5. Same figure as Fig. 2, at Urakawa, southern Hokkaido.

月から1973年8月までのもので、Fig. 4 の場合と同様に地震月報からとってある。浦河付近には多数の地震が発生しており、初動方向の検出されているものも多いが、震央距離が近い場合には、震央位置決定の誤差による震央の方位の誤差が大きくなるため、震央距離 50 km 以内の地震は除いてある。

浦河の場合も、全体としてかなり大きな偏りがあるが、Fig. 2 のような傾向はみられない。

Fig. 2, Fig. 4 および Fig. 5 を比べてみると、これらの図には、共通した傾向 (これらの地点を含む大きな構

造、例えば島弧構造を反映するようなもの) はなく、それぞれ独自の偏りを示している。

### § 3. 地下構造モデル

Fig. 2 でみられる初動方向の偏りは、十勝岳観測所独特の傾向で、この付近の地下構造に原因があるものとみてよい。

図によると方位角  $150^{\circ} \sim 160^{\circ}$  を境にして、それより東側の地震と西側の地震とでは、偏りの方向が逆になっている。ところで観測点から十勝岳を望む方位は前に述べたとおり  $155^{\circ}$  である。十勝岳の方向に、地震波の偏りに不連続が生じるようなものが存在していると考えられる。

初動方向の偏り方をさらに詳しくみるため、Fig. 2 の資料のうち偏りの角が  $\pm 30^{\circ}$  以上になっている地震だけ

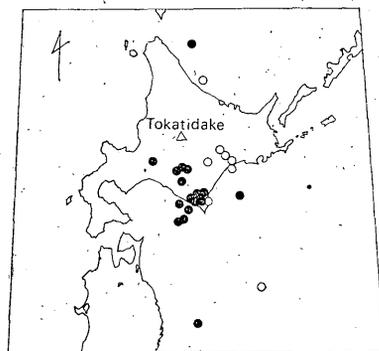


Fig. 6. Distribution of epicenters of earthquakes that give larger deviations of initial P than  $30^{\circ}$  in Fig. 2. Open and solid circles indicate the positive and negative deviations, respectively.

拾い出して地図上にプロットしてみると Fig. 6 のようになる。

図でわかるように、偏りの大きくなっている地震の大部分は、太平洋側の内陸部および沿岸付近に集中して分布している。Fig. 3 に示してあるように、例えば東～南東方向には多数の地震があるが、一般的傾向として偏りの大きいものは観測点からの距離が比較的近い内陸部から沿岸にかけて起った地震の場合であり、震央距離が遠い場合には顕著な偏りはない。

Fig. 7 は、Fig. 2 の資料のうち震央距離約 200 km までのものだけとり出してプロットしたものである。この図と Fig. 2 とを比べてみると、偏りの大きい地震はほ

\* 震源が襟裳岬より西、すなわち浦河沖、青森県沖、三陸沖などの地震では、初動方向まで検出できるものは急激に少なくなる。

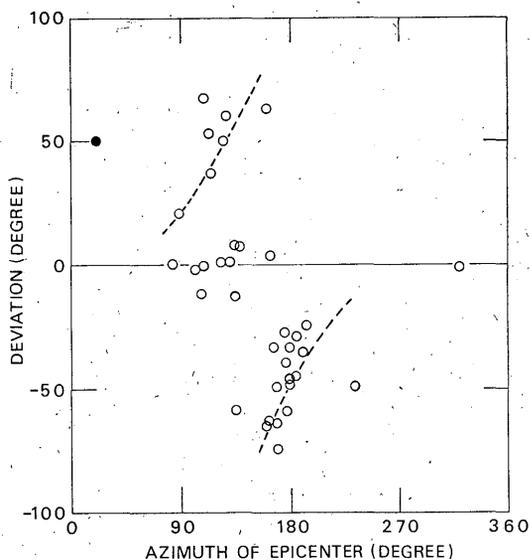


Fig. 7. Deviations of initial P waves with azimuth, for earthquakes in distances of less than about 200 km from Tokatidake. The plot shows that the deviation pattern in Fig. 2 is mostly resulted from the data in this figure. Broken curves indicate the theoretical deviation as in Fig. 2.

とんど両者に共通しており, Fig. 2 について前節で述べた偏りの傾向は, Fig. 7 の資料によってそのすう勢が決まってしまう(比較的遠距離の地震はあまり関与していない)ことがわかる. しかしこの図においても, 例えば方位角  $120^{\circ}\sim 130^{\circ}$  付近の地震では,  $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$  の偏りのものもあればほとんど偏っていないものもある.

次に見方を変えて Fig. 7 の資料を横軸に震央距離をとって表わしてみると, Fig. 8 のようになる. Fig. 8 では, 方位角が  $155^{\circ}$  より小さい部分と大きい部分とに分けて示してある.

Fig. 8(a) (方位角  $0^{\circ}\sim 155^{\circ}$  の間の資料) では, 震央距離が比較的近い地震では「プラスの偏り」が大きくなっている. しかし, 約 180 km 以遠になるとほとんど偏りはなくなっている. 偏りの量は, 距離によって規則的に変化している(距離とともに小さくなり, 180 km 付近で 0 になる)ようにみえるが, ここではこの点についての細かい議論は省略する.

Fig. 8 (b) は方位角  $155^{\circ}$  以上の地震についての資料である. この場合も震央距離によって偏りの量が変化しているようにもみえるが, (a) の場合のように明りょうな傾向はなく, 距離 200 km ぐらいの地震でもかなり大

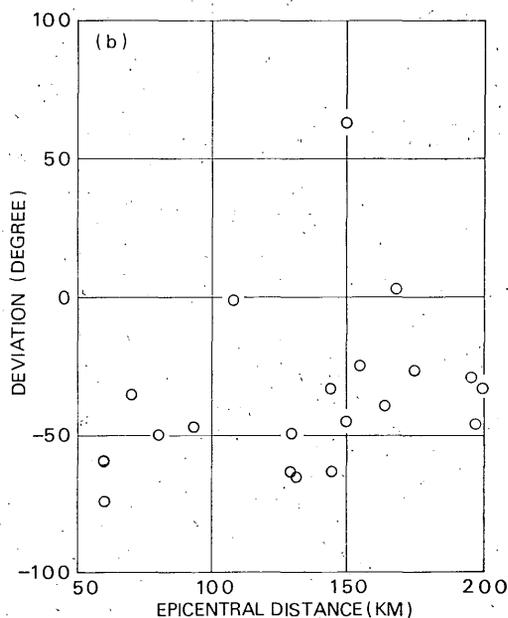
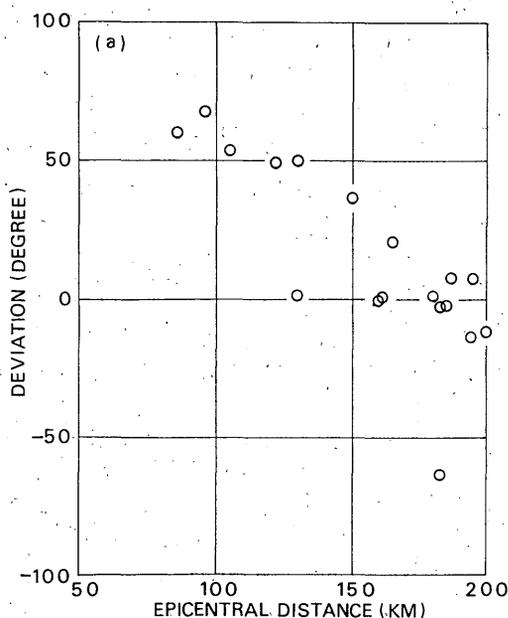


Fig. 8. Deviations of initial P waves with epicentral distance, for earthquakes shown in Fig. 7. Figs. 8 (a) and (b) indicate the data in azimuths from  $0^{\circ}$  to  $155^{\circ}$  and from  $155^{\circ}$  to  $360^{\circ}$ , respectively.

Figs. 8 (a) may suggest that large positive deviations are mostly caused by earthquakes locating in distances of less than about 180 km.

きな「マイナスの偏り」がある。

いづれにしても、東～南々東方向に発生した地震の場合、震央距離が約 180 km 以上になると偏りはほとんどなくなる。一方南々東～西南西の地震では、偏りの量と震央距離との間に、上のようなはっきりした関係はない、と言える。

十勝岳で観測される  $P$  波初動方向は、以上のように方位および距離によって系統的に偏る。次に、このような偏りはどのような地下構造によって生ずるか考えてみよう。

中村 (1929) の観測によると  $P$  波初動方向は、方位角  $100^\circ \sim 200^\circ$  の間の地震では、地震波の到着方向が震央の方位角よりも大きくなるような偏りを示している。同じように十勝岳山麓で、お互いにあまり離れていない地点における観測であるにもかかわらず、中村の結果と今回のものとは異った傾向を示している。

中村 (1929) は、「オプタテンケ連山に平行な鉛直不連続面があり、その西側では東側に比べて地震波速度が約 20% 大きくなっている」ようなモデルを考え、観測された初動方向の偏りを説明している。このモデルでは、不連続面が今回の観測点の東・西いづれの側にあるとしても、Fig. 2 または Fig. 7 の偏りを説明することはできない。今回の場合、おおよそ  $155^\circ$  の方位を境にして、地震波の径路が反対方向に屈折するような構造を考える必要がある。

ここでは Fig. 2 (または Fig. 7) の偏りを説明する地下構造として、Fig. 9 に示すようなモデルを考えた。すなわち、観測点からの方位角  $155^\circ$  の方向 (十勝岳の方向) に、ある幅をもった鉛直層をおく。この層内の  $P$  波の速度を  $v_1$ 、周囲のを  $v_0$  とし、 $v_1 < v_0$  とする。

Fig. 9 のモデルを考えると、東～南々東方向から入射する地震波は、不連続面で反時計方向に屈折し、初動方向の方位角は震央の方位角よりも小さくなる。また南または南西方向からの入射波では上の場合とは逆になり、Fig. 2 または Fig. 7 の偏りを定性的に説明することができる。

Fig. 2 および Fig. 7 中の点線は、Fig. 9 の構造において  $v_1/v_0 = 0.35$ 、不連続面への入射角 (水平面からの角度)  $= 45^\circ$  として計算した偏りの量である。観測値は、おおよそ点線によって表わされていると考えてよいであろう。ここで偏りは次式によって求めた (松沢: 1935 による)。

$$\cot \phi' = \sqrt{1 - n^2 + n^2 \sin^2 \theta} \cos^2 \phi / n \cdot \sin \theta \cdot \sin \phi$$

ただし、 $\phi$  および  $\phi'$  はそれぞれ入射波および屈折波の

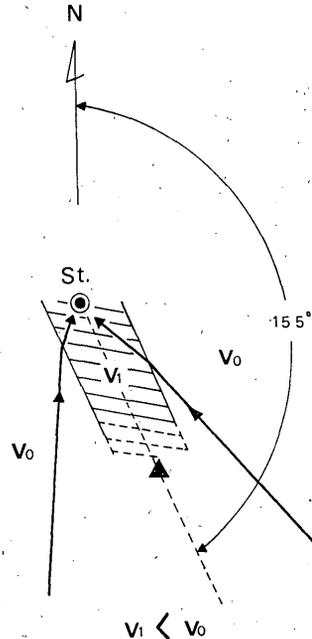


Fig. 9. Underground structure model proposed in the present study to interpret deviations in Fig. 2 or Fig. 7. The peculiar part, which is characterized by the considerably low  $P$  wave velocity as compared with that in the adjacent medium, exists on the south-southeast of the station.

方位角 (偏りは  $\phi - \phi'$  になる)、 $n$  は  $v_1/v_0$ 、 $\theta$  は不連続面への入射角 (水平面からの角度) である。

Fig. 9 のモデルにおいて低速度部分の大きさ (幅・深さ・長さなど) を、今回の資料から推定することは困難である。しかし、同じ方位から入射する地震波でも、震央距離の遠い場合 (観測点における射出角は相対的に大きくなる) には偏りがみられないことから、あまり深いところまでは及んでいないものと考えられる (このことは少くとも東～南東側について言える)。また、観測点よりも北の部分 (震央の方位が  $270^\circ \sim 0^\circ \sim 90^\circ$  の部分) については、適当な地震が少ないためはっきりしないが、初動方向に系統的な偏りはないようであるので、恐らく低速度部分は観測点の北側にまで及んでいないと考えてよいであろう。なお不連続面の両側における速度比、 $v_1/v_0$  を 0.35 と仮定したが、最大  $70^\circ$  以上の偏りを生ずるためにはこの程度の速度比を考える必要がある。

## § 4. あとがき

十勝岳火山観測所（地震計は十勝岳本峰の北々西約 5.4 km のところに設置されている）で観測される北海道およびその周辺に発生した地震の  $P$  波初動方向は、震央の方位によって系統的な偏りを示す。すなわち、おおよそ東から南々東の方向で起った地震では、初動方向が反時計回りに曲げられるように偏る。これに対して南々東ないし西南西から入射する地震波は時計回りに曲げられるように偏り、南々東の方位で不連続的に偏りの方向が変わる。

さらに詳しくみると、東～南々東方向の地震では、方位は同じでも震央距離によって偏りの量が異っており、比較的近距离の地震では大きく偏るが、距離が約 180 km 以上の地震になると偏りの角が  $30^\circ$  以上になるようなものはほとんどなくなる。ただし南々東～西南西方向の地震では、偏りの量と距離との間に上の場合のような、明りょうな関係はみられない。

このような初動方向の偏りは、観測点付近の地下構造を反映していると考えられる。今回は観測された偏りを説明できる 1 つのモデルとして、観測点の南側で十勝岳の方向（方位角  $155^\circ$  の方向）に、周囲より  $P$  波速度のかなりおおい部分が存在するような地下構造を考えた。

$P$  波速度のおおい部分の大きさを推定する資料はないが、今回得られた初動方向の偏りと、十勝岳西麓で行なわれた中村（1929）の観測結果とではその傾向がむしろ逆になっており、偏りの量もかなり違っていることから、この部分は局部的なものと考えられる。また、震央距離が比較的大きい地震の場合には、少くとも東～南々

東の地震に対しては、ほとんど偏りがないと考えられるので、あまり深いところまでは及んでいないと思われる。

なお今回は観測点からの方位  $155^\circ$  を中心にして東側と西側とで対称的な構造を考えたが、偏りの量は東側に入射する波では比較的近距离の地震の場合だけ大きくなるのに対して、西側に入射する波では遠距離の地震の場合でもかなり大きくなっているため、東側と西側とでは異った構造を考えるべきかも知れない。

この調査に際し、資料の整理をしていただいた大田とよ子嬢および製図を手伝っていただいた高橋繁保君にお礼を申し上げます。

## 参 考 文 献

- 阿部 勝弘, 岸尾 政弘, 山川 宣男 (1972): 日本付近の震源決定の精度について (11)—1963年エトロフ島沖地震とその余震の場合, 地震Ⅱ, **24**, 335—343.
- 松沢 武雄 (1935): 地震の初動のかたよりの例, 地震, **7**, 179—184.
- 長宗 留男 (1973): 深発地震域内の地震波速度, 気象研究所研究報告, **24**, 139—156.
- 中村左エ門太郎 (1929): 活火山と地震, 地震, **1**, 16—17.
- Sassa, K. (1936): Anomalous deflection of seismic rays in volcanic districts, Mem. Coll. Science, Kyoto Imp. Univ., Ser. A, **19**, 65—78.
- 田中 康裕 (1973): 地震計測による伊豆大島三原山の火山活動の研究, 研究時報, **25**, 229—280.
- 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, **25**, 99—128.
- Wada, T. and K. Nishimura (1971): Apparent Azimuths of  $P$  Waves and a Structure under the Volcano Aso, Contr., Geophys. Inst., Kyoto Univ., **11**, 179—189.