

### 3. 遠地地震 P 波の伝播から推定される 紀伊半島における Moho 不連続面の 傾斜について

地震研究所 溝上 恵

(昭和48年12月28日受理)

<序論> Array station を用いて  $dT/d\Delta$  を測定し地球内部深所の構造を推定する際にあらかじめ考慮しておかねばならないことは Array 直下の地殻構造により  $dT/d\Delta$  がうける影響を去除するための補正をする必要があるということである。とくに Moho 面が Array 直下で傾斜している場合には位相速度の大きな地震波に対する補正值は無視できない。Niazi (1966)<sup>1)</sup> はこの点に関し地震波の入射角, 伝播方位, 地下速度不連続面の傾斜方位, 傾斜角および地震波速度 Contrast による  $dT/d\Delta$  についての補正值をいろいろな場合について計算した。また Montana, LASA の Array についてその直下の Moho 面の傾斜方向が N 20°W として  $dT/d\Delta$  に補正を加えるべきであることが Greenfield and Sheppard (1969)<sup>2)</sup> によって示された。この補正量を求める一般的な方法が Zengeni (1970)<sup>3)</sup> により簡単な式として与えられ LASA の PKKP の観測データに適用された。この式の示す特徴は不連続面の傾斜方向と震央座標から決まる地震波の伝播方位と Array 観測による地震波の伝播方位との3つの量がわかれば  $dT/d\Delta$  の補正值が計算できるという点にある。一方この方法によれば標準地球モデルによる走時曲線たとえば Jeffreys (1966)<sup>4)</sup> の走時曲線および震源座標から求められる  $dT/d\Delta$  と地震波の伝播方位をそれらの観測値と比較することにより Moho 面の傾斜方向が求められる。またさらに Moho 面の上の層内と Moho 面直下の地震波速度を仮定すれば Moho 面の傾斜角が求められる。

和歌山微小地震観測所のデータに基づいた地殻構造の議論が溝上 (1971)<sup>5)</sup> により Conrad および Moho 面からの反射波走時を考慮して行なわれた。局地地震ないし近地地震を用いた反射波, 屈折波利用の地殻構造推定法は震源分布と観測点配列により大きな制約をうけるので, 局地的ないし特定測線に沿う構造はよく決められる反面, より広域の平均的構造たとえば紀伊半島全域での平均的な Moho 面の深さやその傾斜方向および傾斜角を決めることは困難である。日本全域についての Moho 面の深さ分布については金森 (1963)<sup>6)</sup> が重力の Bouguer anomaly から, 神沼 (1966)<sup>7)</sup> が表面波の位相速度から結果を得ている。しかし紀伊半島という特定地域に限った詳細な議論はなされていない。ここでは和歌山微小地震観測所の観測網を一種の Array とみだててその Array を通過する遠地地震の初動 P 波の Arrival time を高精度で測定し Zengeni (1970)<sup>3)</sup> の方法により紀伊半島の Moho 面の傾斜方向と傾斜角を推定した。その結果傾斜方向は N10°E~N10°W, 傾斜角は 6°~10° と推定される。これは重力異常から推定される Moho 面の傾斜方向と

よく一致している。重力異常から推定される傾斜角は  $3^\circ \sim 4^\circ$  でありいま求められた値より小さいがその差の有意性については地震波速度の仮定等を含め今後の検討を必要とする。以上のことから遠地地震を用いて Zengeni (1970)<sup>9)</sup> の方法により  $100 \times 100$  km 程度の地域に展開する観測網により Moho 面の傾斜を推定することは広域にわたる平均的地殻構造を求めるための有望な手法であると思われる。またその結果は  $dT/d\Delta$  を用いてさらに深い地球内部構造を求めるときの地表面近傍の構造による影響を去除く補正をすることにも役立つことは言うまでもない。

<解析方法> 地震波の伝播は走時勾配  $dT/d\Delta$  と伝播方向  $\omega$  で与えられるベクトルで表わすことができる。このベクトルはその大きさが速度の逆数で与えられているのでこれを Slowness vector と呼ぶ。この Vector を  $\hat{L}$  とし次の式で表わすことにする。

$$\hat{L} \equiv (dT/d\Delta, \omega)$$

Spherical symmetric な場合、 $dT/d\Delta$  はいわゆる Ray parameter  $p$  であり次の式で表わすことができる。

$$p \equiv r \sin i / V$$

一方 Array による観測から各点での地震波の Arrival time を知り Least square method により Slowness vector を求めることができる。この観測値を  $\hat{L}'$  とし  $\hat{L}$  と区別して次の式で表わす。

$$\hat{L}' \equiv ((\delta T / \delta \Delta)', \omega')$$

標準走時曲線と震源座標から計算される  $\hat{L}$  と観測値  $\hat{L}'$  とは一般に等しくならない。 $\hat{L}$  と  $\hat{L}'$  の差は標準モデルの構造と実在の地下構造とのちがいに起因するが主として Array 直下の地殻構造とくに Moho 面の傾斜に依存する要素とそれよりもさらに深い地球内部構造に依存するものとに分けられる。ここで用いる方法は Zengeni (1970)<sup>9)</sup> によるものであり、 $\hat{L}$  と  $\hat{L}'$  の差を Moho 面の傾斜に起因すると仮定しその傾斜方向、傾斜角を求めるのに都合のよい方法である。以下この方法について記述する。

Fig. 1 はいま考えている地下構造と地震波伝播の Geometry を示したものである。図に示すごとくある傾斜不連続面により区切られる上下各層内の地震波速度をそれぞれ  $V'$ ,  $V$  としこの不連続面の傾斜方向を  $\Omega$ , 傾斜角を  $D$ , 傾斜不連続面についての Normal vector を  $\hat{n}$  とすると  $\hat{n}$  は次式で表わされる。

$$\hat{n} = (\sin D \cos \Omega, \sin D \sin \Omega, \cos D)$$

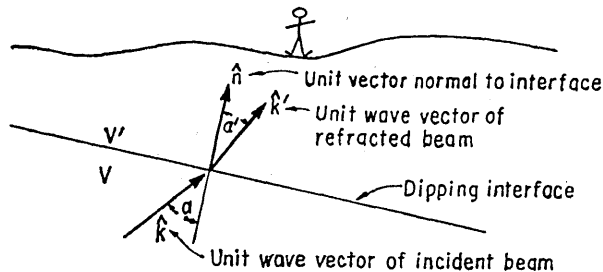


Fig. 1 Geometry of the incident and refracted beams with respect to the dipping interface. Note that vectors are actually in 3-d space and not necessarily in the plane of the paper (after Zengeni, 1970).

$z$  軸を Vertical (up),  $x$  軸を East にとる時計まわりの座標をとると入射, 屈折平面波の Beam はそれぞれの波の Unit wave vector を  $\hat{k}, \hat{k}'$  として

$$\begin{aligned}\hat{k} &= (\sin i \cos \omega, \sin i \sin \omega, \cos i) \\ \hat{k}' &= (\sin i' \cos \omega', \sin i' \sin \omega', \cos i')\end{aligned}$$

となる. ここに  $i, i', \omega, \omega'$  はそれぞれ不連続面の Normal vector の  $D$  と  $\Omega$  に相当するものである. 波の屈折についての Snell の法則から

$$\hat{k}' = \frac{\hat{k} + \beta \hat{n}}{\sqrt{1 + 2\beta \hat{n} \cdot \hat{k} + \beta^2}} \quad (1)$$

ここに  $\beta$  は次の条件から定まる. すなわち

$$\sin \alpha' / V' = \sin \alpha / V \quad (2)$$

$$\cos \alpha = \hat{n} \cdot \hat{k}, \quad \cos \alpha' = \hat{n} \cdot \hat{k}' \quad (3)$$

(1)に  $\hat{n}$  をかけて平方すると

$$\cos^2 \alpha' = \frac{\cos^2 \alpha + 2\beta \cos \alpha + \beta^2}{1 + \beta^2 + 2\beta \cos \alpha} \quad (4)$$

となる. (2)をつかって  $\alpha'$  を消去すると

$$1 + \beta^2 + 2\beta \cos \alpha = (V/V')^2$$

あるいは

$$\beta_{\pm} = -\cos \alpha \pm [\cos^2 \alpha + (V/V')^2 - 1]^{1/2}$$

をうる.  $\beta_+$  は  $\hat{n} \cdot \hat{k}, \hat{n} \cdot \hat{k}' \geq 0$  の場合に,  $\beta_-$  は  $\hat{n} \cdot \hat{k}, \hat{n} \cdot \hat{k}' < 0$  の場合にそれぞれ適用される.  $\alpha$  が Critical refraction angle をこえると  $\cos^2 \alpha + (V/V')^2 - 1 < 0$  となる. (5)を使うと(1)は

$$\frac{\hat{k}}{V} = \frac{\hat{k}'}{V'} - \beta \frac{\hat{n}}{V} \quad (6)$$

あるいは各成分ごとに

$$\frac{\sin i \cos \omega}{V} = \frac{\sin i' \cos \omega'}{V'} - \beta \frac{\sin D \cos \Omega}{V} \quad (7)$$

$$\frac{\sin i \sin \omega}{V} = \frac{\sin i' \sin \omega'}{V'} - \beta \frac{\sin D \sin \Omega}{V} \quad (8)$$

$$\frac{\cos i}{V} = \frac{\cos i'}{V'} - \beta \frac{\cos D}{V} \quad (9)$$

(7)~(9)は互に独立ではなく3式のうち2式のみが互に独立で残りの1式は(1)の Normalization condition からみちびかれる. 従って(7)~(9)はただ2つの変数についてのみ解くことができる. 普通の場合には  $\omega', i'$  を与えて  $\omega, i$  を求めるかあるいはその逆である. このとき  $V, V', \Omega, D$  はあらかじめわかっているものとする. (7)~(9)の3式のうちの2式ずつの組合せの差から

$$\frac{\sin i}{V} \sin(\Omega - \omega) = \frac{\sin i'}{V'} \sin(\Omega - \omega') \quad (10)$$

$$\frac{\sin i}{V} \cos(\Omega - \omega) = \frac{\sin i'}{V'} \cos(\Omega - \omega') - \beta \frac{\sin D}{V} \quad (11)$$

がもとめられ(9)を使って(11)から  $\beta$  を消去して

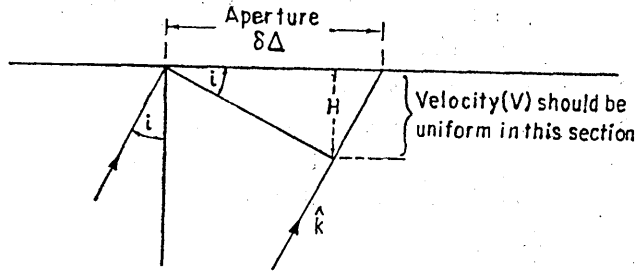


Fig. 2 Definition of  $H$ , the depth of penetration of the array. Diagram is drawn in the plane including the  $\hat{L}$  and the radius from Earth center. "Aperture" denotes the angle (after Zengeni, 1970).

$$\frac{\sin i}{V} \cos (\Omega - \omega) = \frac{\sin i'}{V'} \cos (\Omega - \omega') + \left\{ \frac{\cos i}{V} - \frac{\cos i'}{V'} \right\} \tan D \quad (12)$$

をうる。ここに

$$r \sin i / V = p = dT/d\Delta, \quad r \sin i' / V' = (\delta T / \delta \Delta)' = p'$$

$P = r/V$ ,  $P' = r/V'$  ( $r$  は地球の中心から震波線と不連続面との交わる点までの距離) という量を導入すると

$$p \sin (\Omega - \omega) = p' \sin (\Omega - \omega') \quad (13)$$

$$p \cos (\Omega - \omega) - \sqrt{P^2 - p^2} \tan D = p' \cos (\Omega - \omega') - \sqrt{P'^2 - p'^2} \tan D \quad (14)$$

をうる。(13)はまた次のように表わすことができる。

$$(dT/d\Delta) = (\delta T / \delta \Delta)' \frac{\sin (\Omega - \omega')}{\sin (\Omega - \omega)} \quad (15)$$

(15)が方位角  $\Omega$ ,  $\omega$ ,  $\omega'$  にのみ依存し傾斜角  $D$ , 地震波速度  $V$ ,  $V'$  に依存しないことは Array 直下の浅部地下構造の詳細に立入ることなく地球深部構造を議論するために必要な補正された値  $dT/d\Delta$  を求めうるという点で注目に値する。すなわち  $\Omega$  が既知であれば観測量  $(\delta T / \delta \Delta)'$ ,  $\omega'$  および震源座標からえられる  $\omega$  から容易に補正值  $(dT/d\Delta)$  を求めうる。このことはまた標準走時曲線および震源座標から  $(dT/d\Delta)$  と  $\omega$  を計算し観測から  $(\delta T / \delta \Delta)'$  と  $\omega'$  を求めておけば(15)から傾斜方向  $\Omega$  を求めることができた  $V$ ,  $V'$  を仮定すれば(14)から傾斜角  $D$  を求めることができる。すなわち Slowness vector  $\hat{L}$  と  $\hat{L}'$  とを比較することにより Array 直下の不連続面の傾斜方向と傾斜角を決めることができる。ただし(15)からわかるように  $\omega \rightarrow \Omega$ , あるいは  $\omega \rightarrow \Omega + 180^\circ$  のばあいには誤差評価の条件がきびしくなるので不連続面の走向に対しなるべく地震波が直角に入射しないような  $\omega$  をえらぶことが望ましい。また Fig. 2 に示すごとく  $dT/d\Delta = p \equiv r \sin i / V$  の関係が厳密に適用できるためには  $\delta\Delta$  を Array の span として

$$H = r \delta\Delta \sin i \cos i = V^2 \frac{\delta\Delta}{r} p (P^2 - p^2)^{1/2} \quad (16)$$

で与えられる深さ  $H$  以浅の部分の速度が一定ということが基本条件である。Moho 面の傾斜を念頭におくときは  $H \sim 30-40$  km となる入射角をえらぶ必要がある。

<資料> 和歌山微小地震観測所の観測網は比較的低倍率の和歌浦(WK)観測点と10点の高感度観測点の計11点で1969年現在定常観測を行っている。観測点配列は Table 1 と

Table 1. List of stations of Wakayama Micro-earthquake Observatory  
(The coordinates of  $X$  and  $Y$  are measured in km as positive to the east and to the north from the origin of  $135^{\circ}$  E and  $34^{\circ}$  N.)

| Station    | Abbr. | Longitude  | Latitude  | Elevation | $X$    | $Y$    |
|------------|-------|------------|-----------|-----------|--------|--------|
| Wakaura    | Wk    | $135.7130$ | $34.1879$ | 11m       | 15.94  | 20.85  |
| Oishiyama  | Oi    | $135.3273$ | $34.1053$ | 678       | 30.20  | 11.73  |
| Arida      | Ar    | $135.1617$ | $34.0859$ | 41        | 14.93  | 9.54   |
| Kainokawa  | Kk    | $135.4418$ | $33.8987$ | 256       | 40.87  | -11.14 |
| Shichikawa | Sk    | $135.6908$ | $33.5877$ | 155       | 64.12  | -45.52 |
| Sarutani   | St    | $135.7460$ | $34.1762$ | 470       | 68.77  | 19.79  |
| Haibara    | Hb    | $135.9933$ | $34.5028$ | 390       | 91.21  | 56.21  |
| Iinan      | In    | $136.3748$ | $34.4463$ | 155       | 126.32 | 50.35  |
| Ise        | Is    | $136.7740$ | $34.4585$ | 440       | 162.97 | 52.28  |
| Kumano     | Ku    | $136.0582$ | $33.9677$ | 300       | 97.79  | -3.08  |
| Hidaka     | Hd    | $135.1390$ | $33.9259$ | 30        | 12.85  | -8.21  |

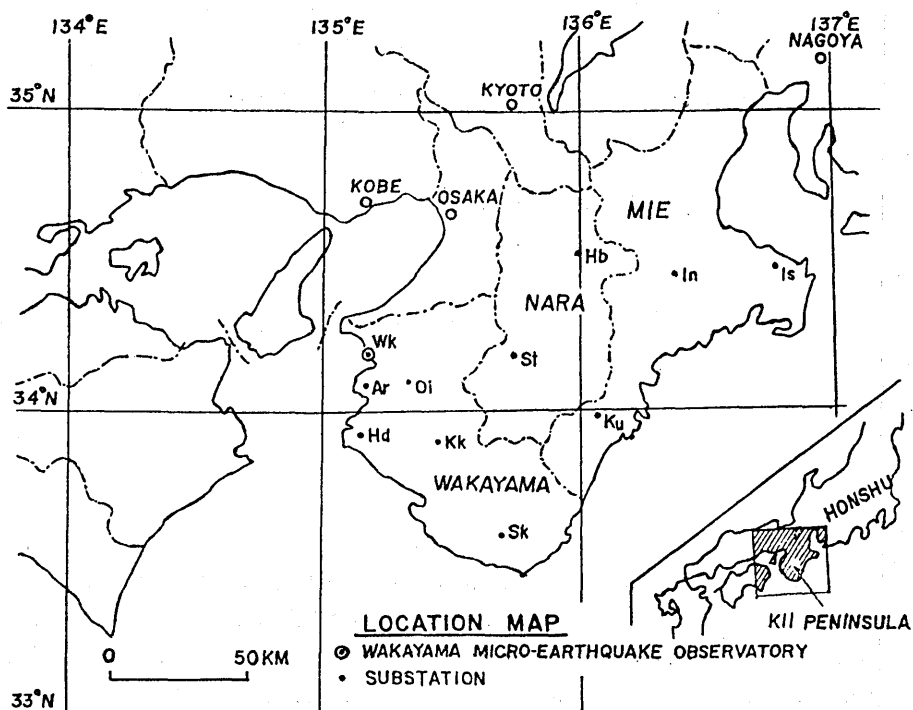


Fig. 3 Location of stations of Wakayama Micro-earthquake Observatory and abbreviated station names.

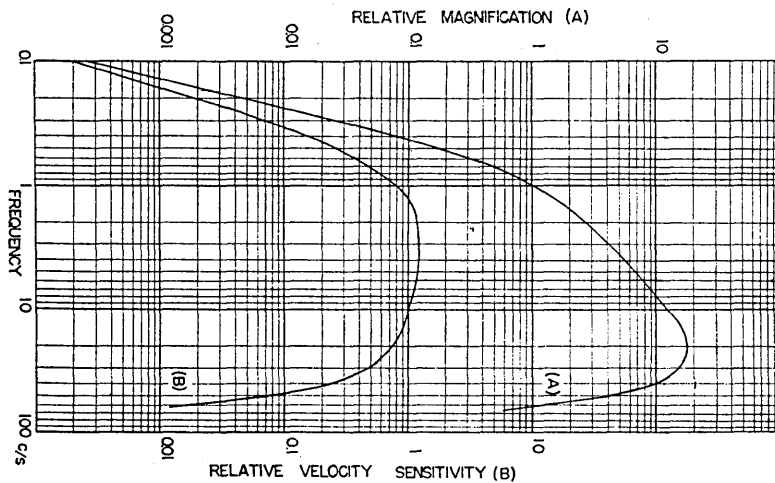


Fig. 4 Overall frequency characteristics of the seismographs used at Wakayama Micro-earthquake Observatory.

Table 2. Magnifications ( $\times 10^3$  at 1 Hz) and sensitivities (cm/kine at 10 Hz) at the stations of Wakayama Micro-earthquake Observatory

| Station | Comp. | Mag. | Sens. | Station | Comp. | Mag. | Sens. |
|---------|-------|------|-------|---------|-------|------|-------|
| W k     | Z     | 5.8  | 630   | S k     | Z     | 9.7  | 1400  |
|         | N     | 3.7  | 440   | S t     | Z     | 16   | 2600  |
|         | E     | 3.7  | 440   | H b     | Z     | 16   | 2600  |
| O i     | Z     | 16   | 2100  | I n     | Z     | 10   | 1700  |
|         | N     | 5.0  | 800   | I s     | Z     | 19   | 3000  |
| A r     | Z     | 14   | 2000  | K u     | Z     | 15   | 2400  |
| K k     | Z     | 17   | 2300  | H d     | Z     | 6.5  | 1000  |

Fig.3 に示す。地震計の総合特性曲線を Fig.4 に示す。各観測点の倍率、感度を Table 2 に示す。いま取扱う問題に関してこの観測網は一種の Array Station と見立てることができる。観測網の Span は EW 方向に約 148 km, NS 方向に約 102 km であり遠地地震の伝播について ( $dT/d\Delta$ ) や伝播方向を Least square method により決めるのに都合のよい観測点配列をしている。金森 (1967)<sup>8)</sup> はこの観測網を Array とみだてて ( $dT/d\Delta$ ) の解析を行い上部マントルの構造について論じた。いまの目的は遠地地震の P 波の Slowness vector の理論値と観測値との比較から Moho 面の傾斜を推定することであり、

前述の解析方法を考えると資料として用いる地震波情報にはいくつかの条件が満たされていることが必要である。記録方式と地震計特性による制約条件は定常観測資料を使うため既定のものである。すなわち Paper speed 4 mm/sec のドラム記録方式で Fig. 4 に示すごとく総合特性が地動速度に対して 1~10HZ ではほぼ平らな地震計を用いているということである。資料として使う地震は1969年に発生したもののうち解析上の理由から次のような条件を満たす地震をえらんだ。すなわち (1) 観測網の中心より NS, EW に座標をとりこの座標により区分される4つの各象限に含まれる方位にそれぞれ少なくとも一つは震央が含まれるように解析する地震の震央と数をえらぶ。これは地震波の伝播方位の異なる地震についてそれぞれ同一方法で解析を行ないそれぞれの結果が相互に矛盾することがないか否かを検定するために欠かせない条件である。もし Moho 面が観測網直下で一定の傾斜をしているならば任意の象限に含まれる方位の地震波を用いても同一ないしは精度の範囲内で本質的矛盾のない結果を与えなければならない。

(2) 各観測点での初動P波の波形の対応がよくついて初動P波の Arrival time の読取誤差がすべての観測点で 0.05sec より小さいような地震をえらぶ。これは Least square method で  $(dT/d\Delta)$  と波の到来方向をそれぞれ 0.05sec/deg,  $0.05^\circ$  以内の誤差で決めるために必要な条件である。波形の対応を各観測点相互で良くつけることができ高精度の Arrival time を測定できる地震はおのずから限定される。ほぼ CGS Magnitude  $m_{CGS} \geq 6.0$  の深発地震がここで述べた条件に最適である。浅い地震は深発地震に比べ初動の立ち上りが sharp でないので Arrival time の測定精度がおちる。一方深発地震でなくとも  $m_{CGS} \geq 6.0$  の核爆発は一般に初動の立ち上りが sharp で波形の対応も良く読取誤差を 0.02 sec 以下にとることができる。また核爆発は震源と発震時が既知であるという有利な条件も含めて利用価値が高い。

(3)  $(dT/d\Delta)$  がなるべく小さい値をとるように、つまり大きな Phase velocity が観測されるような位置の地震をえらぶ。すなわち震央距離と震源の深さを適当にとって  $(dT/d\Delta) < 10 \text{ sec/deg}$  となる条件を満たすような地震をえらぶ。これは P 波が平面波として入射してくるという仮定を満たすためになるべく入射角の立った波を使うべきであるということに対応する。さらに<解析方法>の最後の部分で述べたようにある程度以上立った入射角の波を使わないと Moho 面よりもさらに深い部分から地表面までの部分の速度を一樣であると仮定しなければならなくなるという方法論上の難点をさけるために必要な条件でもある。上記の3条件を考慮して自然地震および核爆発のうちから5個のEventをえらんだ。O.T. (Origin time), Lat (Latitude), Long (Longitude), h (Focal depth) および  $m_{CGS}$  (CGS Magnitude) はすべて USCGS の EDR による。すなわち

- 1) Jan.19, 1969, O.T. = 18<sup>h</sup> 50<sup>m</sup> 52.<sup>s</sup>09, Lat. = 14.<sup>°</sup>887 S, Long = 167.<sup>°</sup>190 E, h = 112 km,  $m_{CGS}$  = 6.2, New Hebrides Islands
- 2) Jan.24, 1969, O.T. = 02<sup>h</sup>33<sup>m</sup>03.<sup>s</sup>53, Lat = 21.<sup>°</sup>884 S, Long = 179.<sup>°</sup>577 W, h = 595 km,  $m_{CGS}$  = 5.9, Fiji Islands Region
- 3) Aug.04, 1969, O.T. = 17<sup>h</sup>19<sup>m</sup>19.<sup>s</sup>56, Lat = 05.<sup>°</sup>651 S, Long = 125.<sup>°</sup>346 E, h = 521 km,  $m_{CGS}$  = 6.2, Banda Sea
- 4) Sept.16, 1969, O.T. = 14<sup>h</sup> 30<sup>m</sup> 00.<sup>s</sup>00, Lat = 37.<sup>°</sup>314 N, Long = 116.<sup>°</sup>460 W,

$h = 0$  km,  $m_{CGS} = 6.2$ , Southern Nevada (Nuclear Explosion)

5) Oct. 14, 1969, O.T. = 07<sup>h</sup>00<sup>m</sup>06.<sup>s</sup>20, Lat = 73.°403 N, Long = 54.°814 E,

$h = 0$  km,  $m_{CGS} = 6.1$ , Novaya Zemlya (Nuclear Explosion)

Event 1) と 2) は同一象限に入る震央をもつが他のそれぞれは相異なる象限にその震央をもつ. 上記5個の Event の地震波記録を震央距離の順に並べ P 波の Arrival time と共に示したのが Fig. 5 である. 各観測点の間の初動 P 波の波形の対応がきわめて良いことが指適できる.

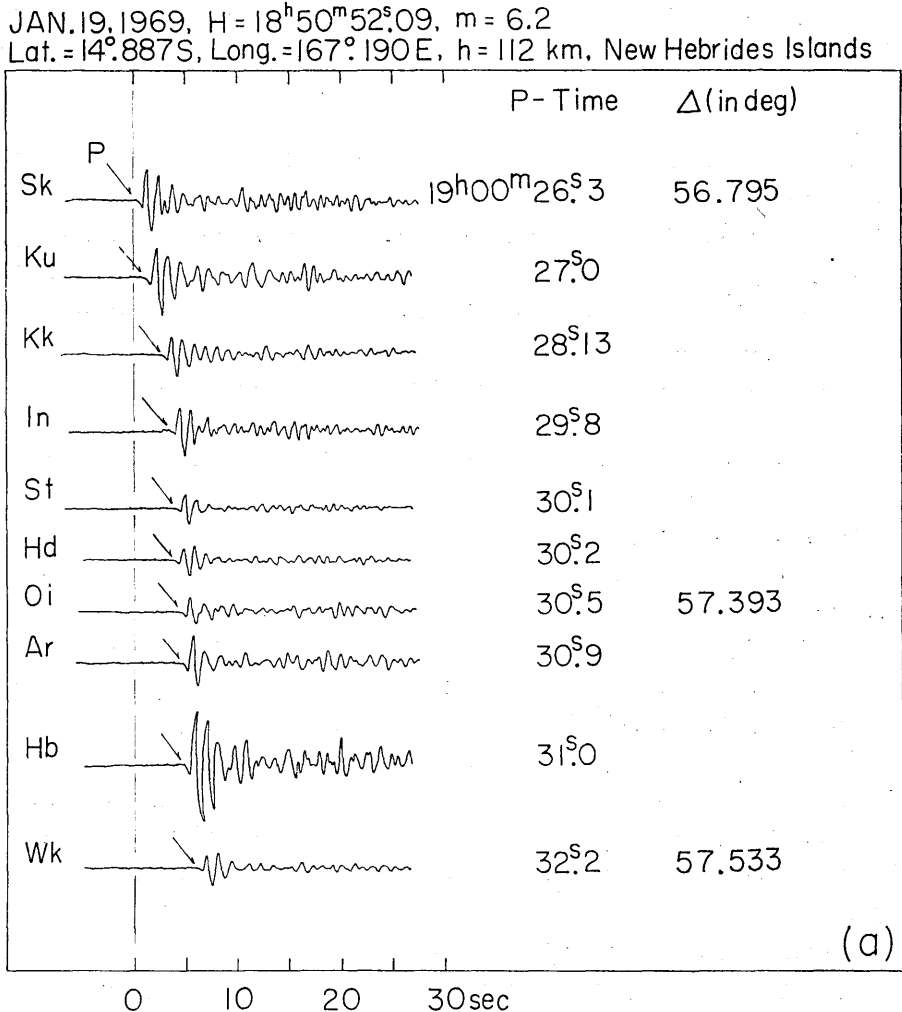
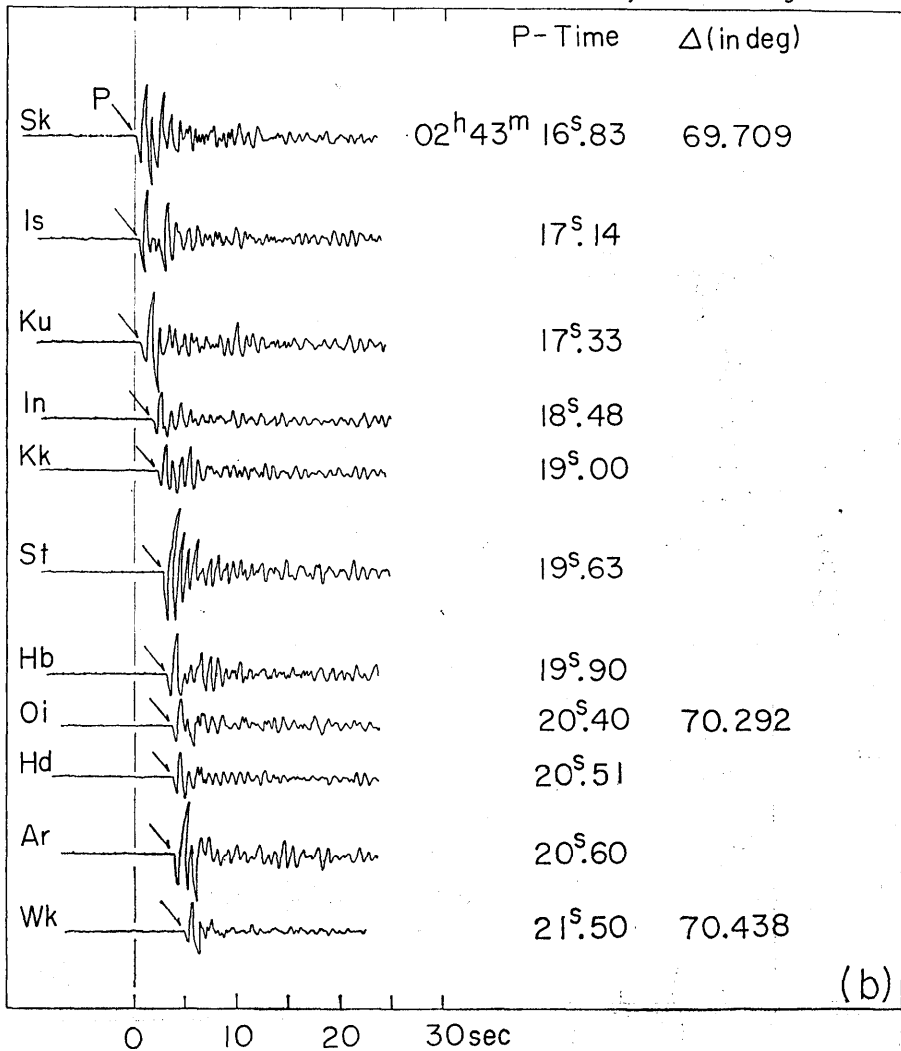


Fig. 5 (a)-(e) Seismogram arrangements of the events used for the determination of the observed slowness vector  $\hat{L} \equiv \left( \left( \frac{\delta T}{\delta \Delta} \right)', \omega' \right)$ .



<解析結果および結論> Fig. 6 に 1)~5) のそれぞれについての解析結果を図示する。図中には観測点を2文字の Abbreviation で示してある。Fig. 6 の結果を表にまとめたものが Table 3 である。 $\hat{L}$  は Jeffreys の走時曲線<sup>4)</sup> および USCGS の EDR に与えられる震源座標から計算される地震波の Slowness factor を  $dT/d\Delta$  (sec/deg), 伝播方向を  $\omega$  (deg) とし  $\hat{L} \equiv (dT/d\Delta, \omega)$  で与えられる。Fig. 6 に示す観測資料にもとづいて決められた観測値が  $\hat{L}' \equiv ((\delta T/\delta \Delta)', \omega')$  である。この2つの Vector  $\hat{L}$  と  $\hat{L}'$  から計算された Moho 面についての Unit normal vector が  $\hat{n}$  でありその方位は北から時計ま

JAN. 24, 1969, H = 02<sup>h</sup>33<sup>m</sup>03<sup>s</sup>.53 m = 5.9  
 Lat. = 21°884'S, Long. = 179°577'W, h = 595km, Fiji Islands Region



わりに測って  $\Omega$  とする。したがって  $\Omega$  は Moho 面の傾斜方向である。Moho 面の dip は Moho 面より下の P 波速度を 7.76 km/sec と仮定し Moho 面より上の速度を 5.50 km/sec, および 6.00 km/sec と仮定した場合について計算しそれぞれ  $D_1$  および  $D_2$  で示した。Moho 面での速度の contrast が大きいほど dip は小さくなるが速度 contrast に 10% 程度の変化を与えても結果に本質的影響を与えることはなさそうである。観測からきめられる量  $(\delta T / \delta \Delta)'$ ,  $\omega'$  はそれぞれ  $\pm 0.05$  sec/deg,  $\pm 0.05^\circ$  の測定誤差の範囲で決められている。H (km) は (10) で与えられるものであり地表面より深さ H までを速度一定

AUG. 4, 1969, H = 17<sup>h</sup>19<sup>m</sup>19<sup>s</sup>.56 m = 6.2  
 Lat. = 5<sup>o</sup>.651 S, Long. = 125<sup>o</sup>.346 E, h = 521 km, Banda Sea

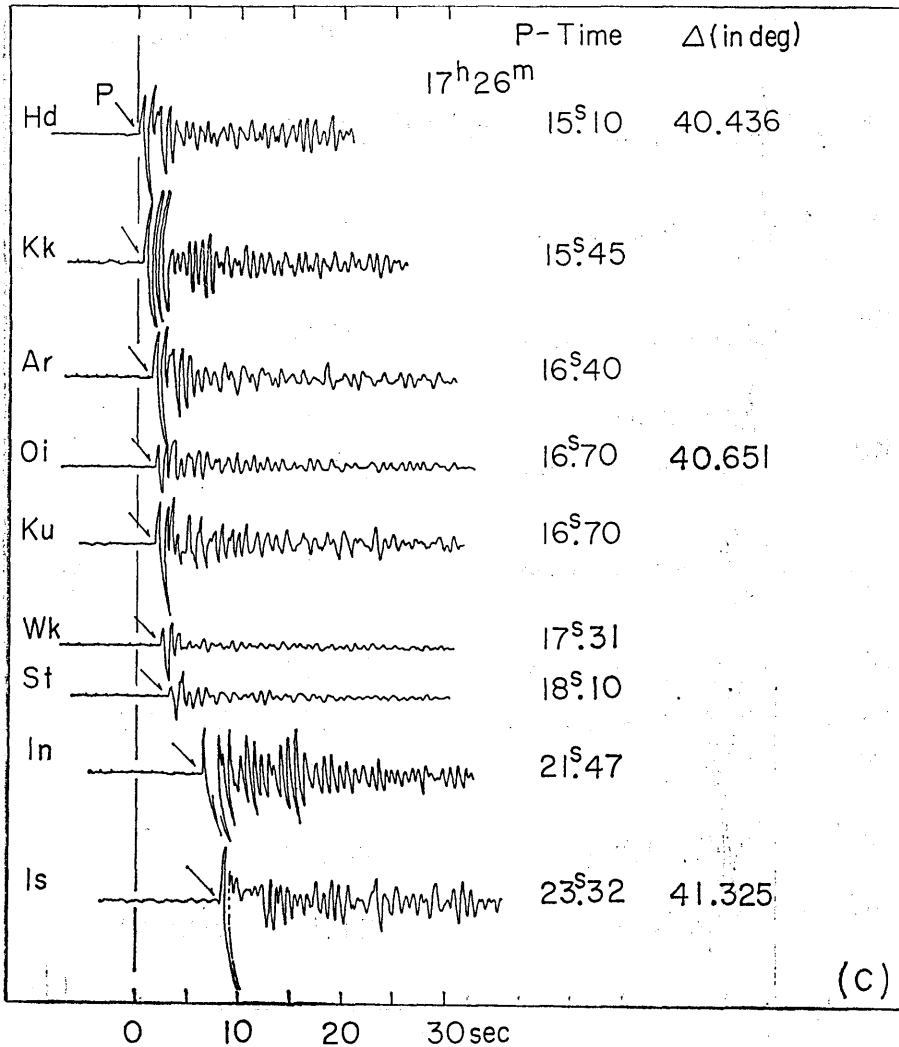
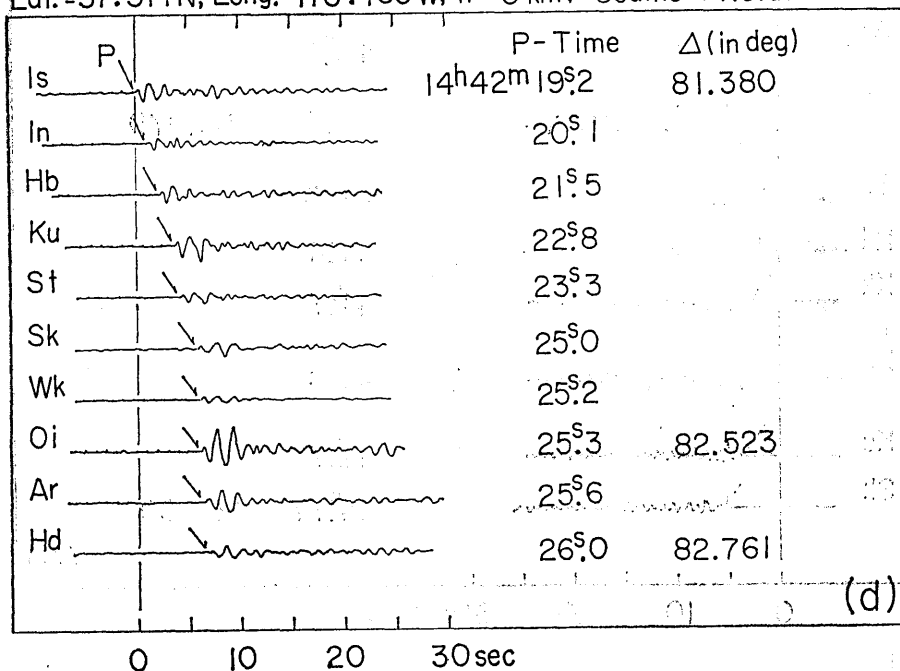


Table 3 Calculated slowness vector  $\hat{L} \equiv (dT/d\Delta, \omega)$ , observed slowness vector  $\hat{L}' \equiv ((\delta T/\delta \Delta)', \omega')$ , azimuth  $\varrho$ , dip angles  $D_1$  and  $D_2$  of the unit normal vector  $\hat{n}$  to the dipping Moho-discontinuity and depth factor H.

| Event No. | Calculated $\hat{L}$ |                | Observed $\hat{L}'$         |                | Normal Vector $\hat{n}$ |              |              | Depth Factor H |
|-----------|----------------------|----------------|-----------------------------|----------------|-------------------------|--------------|--------------|----------------|
|           | $dT/d\Delta$         | $\omega$       | $(\delta T/\delta \Delta)'$ | $\omega'$      | $\varrho$               | $D_1$        | $D_2$        |                |
| 1         | 6.97<br>sec/deg      | -37.300<br>deg | 7.84<br>sec/deg             | -31.983<br>deg | 3.68<br>deg             | 10.24<br>deg | 14.49<br>deg | 40km           |
| 2         | 5.95                 | -44.330        | 6.12                        | -42.378        | 7.06                    | 2.46         | 3.44         | 38             |
| 3         | 7.89                 | 15.367         | 9.16                        | 14.287         | 7.62                    | 11.98        | 17.23        | 35             |
| 4         | 5.17                 | 229.800        | 4.96                        | 237.336        | -18.95                  | 5.87         | 8.87         | 37             |
| 5         | 7.47                 | 159.750        | 6.70                        | 157.899        | -4.62                   | 6.71         | 9.06         | 36             |

と仮定しなければならない限界である。当然のことながらいまは Moho 面の傾斜を推定するのが目的であるので H はほぼ Crust の厚さに対応する値すなわち  $H \sim 30 \sim 40 \text{ km}$  である必要がある。求められた Moho 面の傾斜方向および傾斜角は Event ごとにかなりばらつくので将来はより精度の高い測定を行うかあるいはより多くのさまざまな方位の地

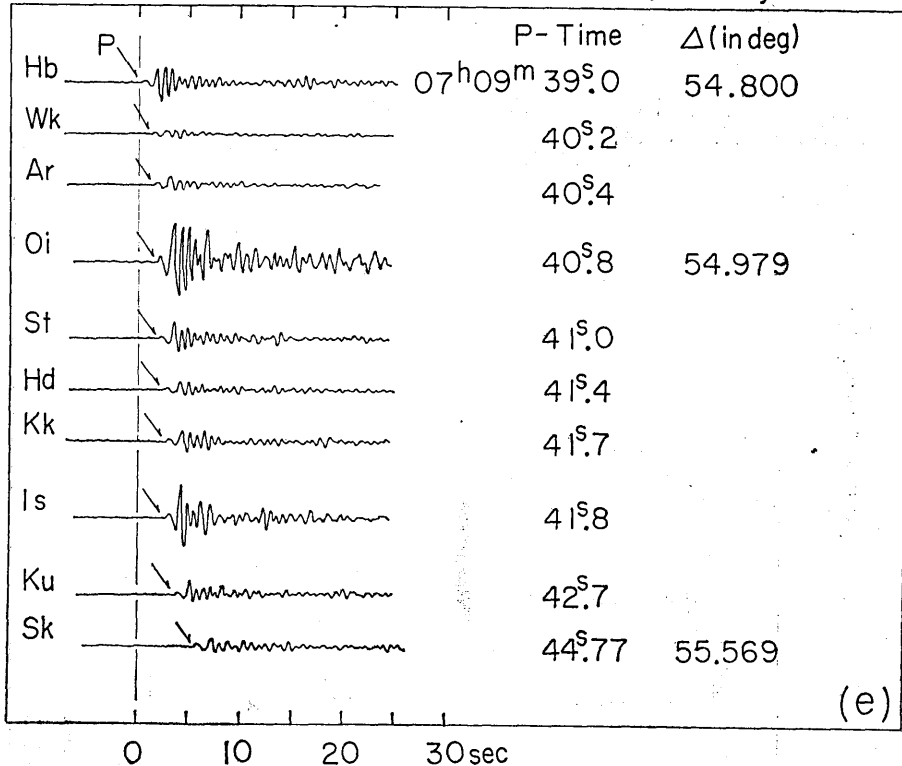
SEP. 16, 1969,  $H = 14^{\text{h}}30^{\text{m}}00^{\text{s}}.00$ ,  $m = 6.2$   
 Lat. =  $37^{\circ}31'4\text{N}$ , Long. =  $116^{\circ}46'0\text{W}$ ,  $h = 0 \text{ km}$ , Southern Nevada

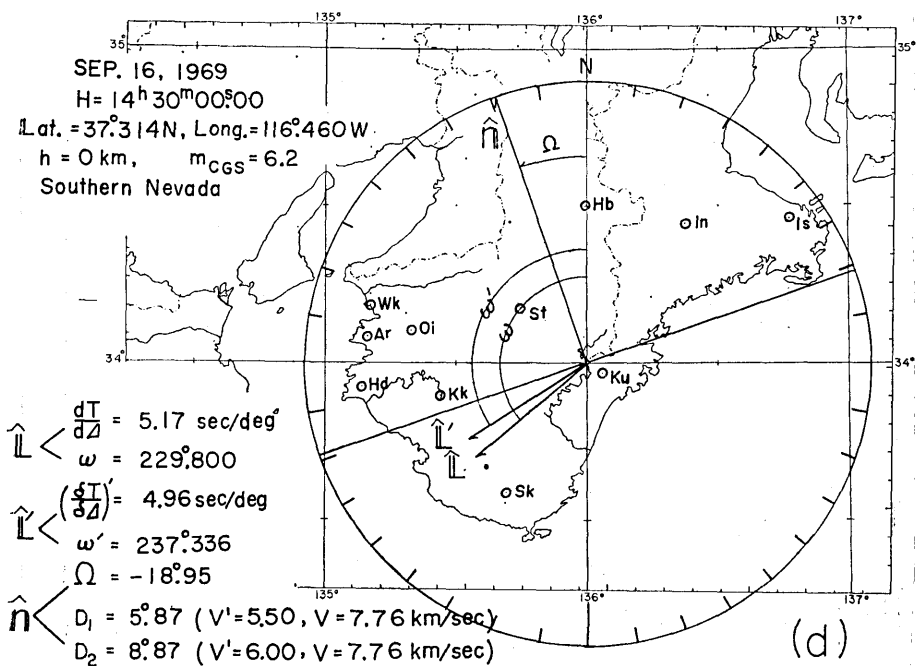
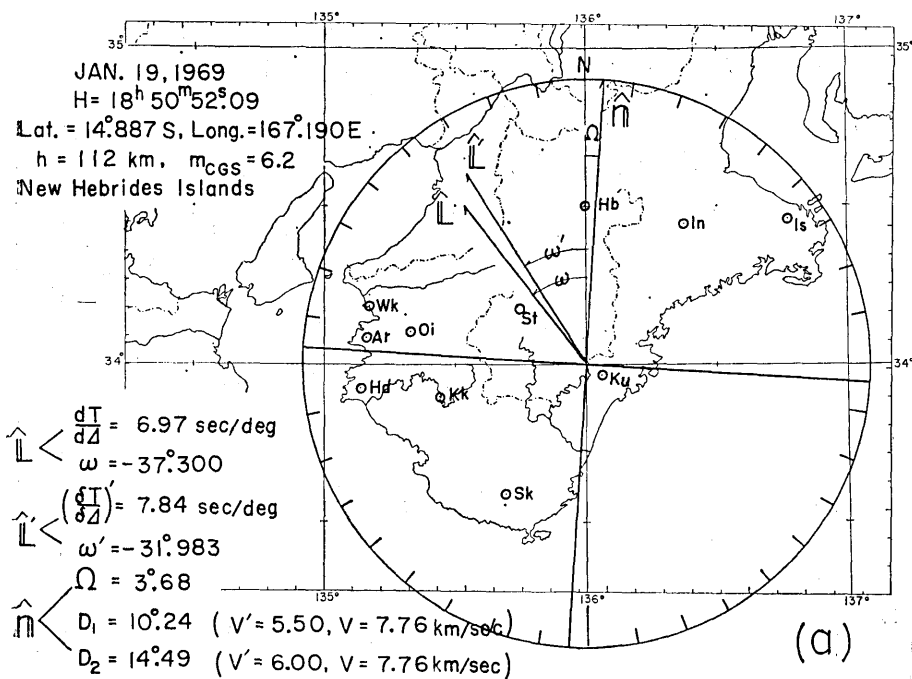


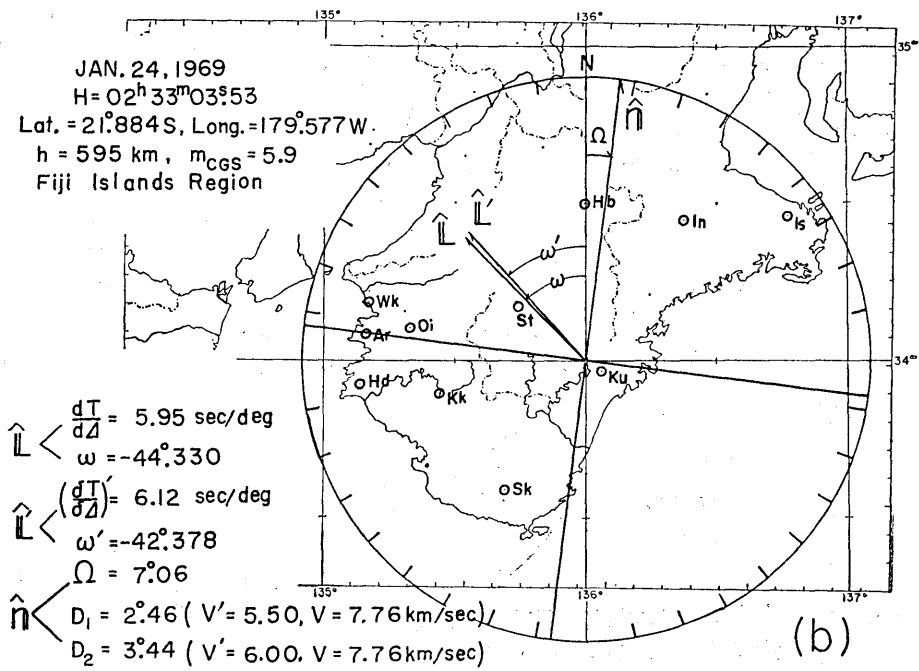
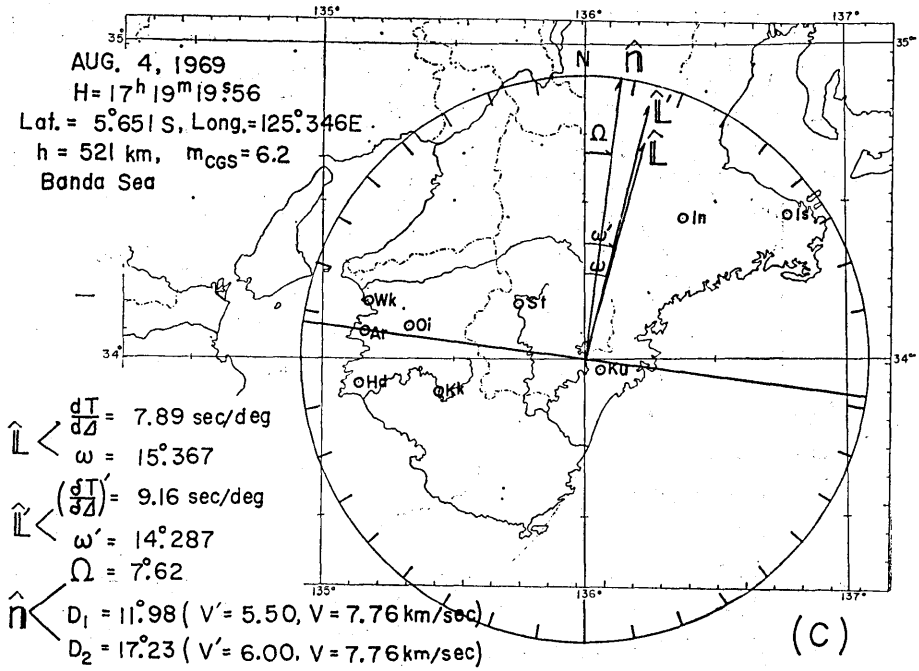
震を解析し統計的に値を求める必要があると思われる。いまさしあたり解析した5つの例からのみみると紀伊半島の Moho 面の傾斜方向は  $N 10^{\circ}W \sim N 10^{\circ}E$  の範囲にある。すなわち測定誤差を考えるとほぼ北に向いて傾斜していると結論される。これは重力の Bouguer anomaly の分布から Moho 面の深さを推定した金森の結果<sup>7)</sup>と一致する。Moho 面の dip をもとめるには地震波速度の仮定が入るが dip は  $8^{\circ} \pm 2^{\circ}$  と推定される。重力のデータからは約  $4^{\circ}$  の dip が求められるがこれに比べるとかなり大きい値である。dip が  $8^{\circ}$  と考えると紀伊半島北端  $34^{\circ}.2N$  付近と南端  $33^{\circ}.4N$  付近とで Moho 面の深さに約 10 km の差があることになる。紀伊半島沖に発生した巨大地震である東南海地震 (1944) および南海道地震 (1946) の断層面の傾斜方向および傾斜角<sup>9)</sup> が地震波速度からみた地下構造上の Interface のそれらと一致する可能性についてはいまの解析結果からみるかぎりこれらの地震の断層面の傾斜方向 ( $N 44^{\circ}W \sim N 50^{\circ}W$ ) と Moho 面の傾斜方向とは一致しない。もし地震波速度からみた Interface と地震断層面とが関連するとすればそれは Moho 面よりもさらに深い場所にある Interface である可能性が高い。

OCT. 14, 1969, H=07<sup>h</sup>00<sup>m</sup>06<sup>s</sup>.20 m = 6.1

Lat. = 73<sup>o</sup>.403N, Long. = 54<sup>o</sup>.814E, h = 0 km, Novaya Zemlya







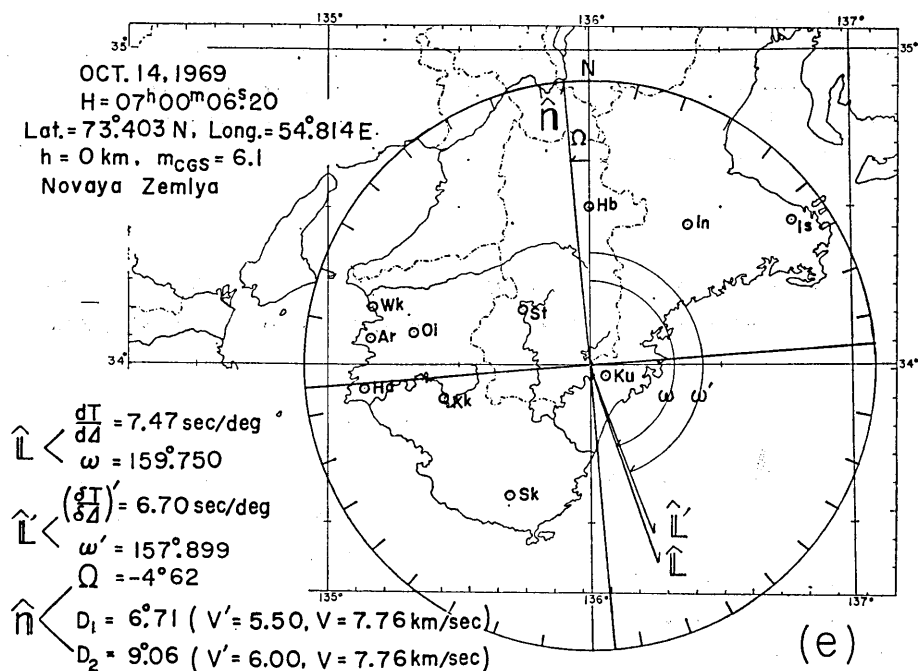


Fig. 6 (a)-(e) Calculated slowness vector  $\hat{L}$ , observed slowness vector  $\hat{L}'$ , azimuth  $\Omega$  and dip angles  $D_1$  and  $D_2$  of the unit normal vector  $\hat{n}$  to the dipping Moho-discontinuity. The velocity of the media on the upper and the lower sides of the Moho-discontinuity are assumed to be 5.50 km/sec and 7.76 km/sec for  $D_1$  and 6.00 km/sec and 7.76 km/sec for  $D_2$ .

#### References

- 1) NIAZI, M. (1966). Corrections to apparent azimuth and travel-time gradients for a dipping Mohorovicic discontinuity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 296-509
- 2) GREENFIELD, R. J. and R. M. SHEPPARD (1969). The Mohorovicic depth variation under the LASA and their effect on  $dT/dA$  measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 409-420.
- 3) ZENGONI, T. G. (1970). A note on an azimuthal correction for  $dT/dA$  for a single dipping plane interface, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 299-306.
- 4) JEFFREYS, H. (1966). Revision of travel times, *Geophys. J.*, **11**, 5-12
- 5) MIZOUE, M. (1971). Crustal structure from travel times of reflected and refracted seismic waves recorded at Wakayama Micro-earthquake Observatory and its substations, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 88-62.
- 6) KANAMORI, H. (1963). Study on the crust-mantle structure in Japan, 1-2, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 743-760, 761-780
- 7) KAMINUMA, K. (1966). The crust and upper mantle structure in Japan, 1-3, *Bull.*

*Earthq. Res. Inst.*, **44**, 481-494, 495-510, 511-518

- 8) KANAMORI, H. (1967). Upper mantle structure from apparent velocities of P waves recorded at Wakayama Micro-earthquake Observatory, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 657-678
- 9) KANAMORI, H. (1972). Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 129-139

### 3. *Preliminary Report on a Dipping Mohorovicic Discontinuity in the Kii Peninsula as Inferred from Teleseismic P Wave Propagations.*

By Megumi MIZOUE,  
Earthquake Research Institute.

It should be emphasized that when using an array to determine directly  $dT/d\Delta$  for the study of the structure of the Earth's deep interior, the necessity for the correction for the near surface structures is inevitable, particularly in such a region as the Kii Peninsula where existence of a dipping Moho-discontinuity is expected. A teleseismic slowness vector analysis method given by Zengeni(1970) is applied for the study of the dipping Moho-discontinuity in the Kii Peninsula.

A relation is derived by Zengeni for correcting  $dT/d\Delta$  for a single dipping interface under a seismic array:

$$(dT/d\Delta) = (\delta T/\delta \Delta)' \frac{\sin(\Omega - \omega')}{\sin(\Omega - \omega)}$$

The formula depends only on the azimuth angles:  $\omega$  is the computed azimuth angle,  $\omega'$  is the observed azimuth,  $\Omega$  is the azimuth of the normal to the dipping interface, and  $(\delta T/\delta \Delta)'$  is the observed quantity. The relation is explicitly independent of the dip and the velocities of the media on either side of the interface.

Preliminary teleseismic P wave data at Wakayama Micro-earthquake Observatory, ERI are examined by using the Zengeni's method in order to analyze deviations of the observed slowness vector  $\hat{L} \equiv ((\delta T/\delta \Delta)', \omega')$  from the calculated one  $\hat{L} \equiv (dT/d\Delta, \omega)$  based on the Jeffreys' travel time curve and USCGS hypocentral coordinates. The relation between the observed and the calculated vectors confirms the choice of N 10°W-N 10°E for azimuth and  $8^\circ \pm 2^\circ$  for dip of the Moho-discontinuity in the Kii Peninsula.