

鳥取微小地震観測所の観測網による 震源決定の精度について

—— 4 観測点の P time を用いた場合 ——

佃 為 成・中 尾 節 郎

ON THE ACCURACY OF HYPOCENTER DETERMINATION BY P TIMES AT FOUR STATIONS OF THE TOTTORI MICROEARTHQUAKE OBSERVATORY

By *Tameshige TSUKUDA* and *Setsuro NAKAO*

Synopsis

Hypocentral errors due to random reading errors of arrival times of seismic waves at observation stations were simulated for a simple method of hypocenter determination, where P times at four stations are used assuming the medium being a homogeneous half space. The simulation was carried out in the case of the observation network of the Tottori Microearthquake Observatory, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. The optimum combination of four stations out of eight stations of the network is discussed for each epicentral region. For each configuration of stations, the extents of errors in hypocentral coordinates for various regions are described in a map.

1. は じ め に

地震発生場所の正しい把握は、地震学上基本的に重要な問題である。地震波の速度構造モデルの選び方や計算方式によって様々な震源決定法が考えられるが、どのような方法でも、地震波到着時刻の読み取り誤差や、観測点の配置の仕方などの観測条件にともなう測定上の制約からのがれることはできない。

本論文では、最も簡単な震源決定法の 1 つと考えられる、半無限均質媒質中の震源を 4 観測点の P time を用いて決定する方法に関し、時刻読み取り値のバラツキと観測点の配置が決定精度にどのような影響を与えるかを、鳥取微小地震観測所の観測網という具体的な実例に則して調べた。

最良の観測点の配置を決めることはそんなに容易ではない¹⁾。しかし、観測点のある配置に対して、どのような欠点と長所があるかを調べることは比較的容易であり、また、実用上重要なことである。

2. 震 源 決 定 法

前節で述べたように、半無限均質媒質 (P 波速度 V_0) を仮定し、観測点 1, 2, 3, 4 は地表面 (水平面) に適当に配置されているものとする。 i 観測点の直角座標の水平成分を (X_i, Y_i) と置き、その点における P 波の絶対到着時刻を P_i 、次のような相対的な到着時刻を P_i' と記す。

$$P_i' = P_i - P_0 \dots\dots\dots (1)$$

但し、 $P_0 = \text{Minimum } (P_1, P_2, P_3, P_4)$

必ず、 $P_i' \geq 0$ である。地震は、震源において時刻 P_0 より時間 t_0 前に発生したとする。結局、震源を決定

することは、震源の空間座標 (x, y, h) と、上の相対的な発震時 t_0 を求める問題に帰着される。基本方程式は、

$$(x-X_i)^2 + (y-Y_i)^2 + h^2 = V_0^2(t_0 + P_i')^2 \dots\dots\dots (2)$$

$$i=1, 2, 3, 4$$

となる。(2)は次のような線型方程式に変換できる。

$$\left. \begin{aligned} 2(X_i - X_1)x + 2(Y_i - Y_1)y &= V_0^2[(t_0 + P_1')^2 - (t_0 + P_i')^2] + X_i^2 - X_1^2 + Y_i^2 - Y_1^2 \\ i=2, 3, 4 \\ h^2 &= V_0^2(t_0 + P_1')^2 - (x - X_1)^2 - (y - Y_1)^2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

(3)の最初の3式は3元連立1次方程式であるから、行列式を用いて容易に解くことができる。しかし、この方法では、解が存在しない場合は答なしという返事が返ってくるだけで、当然とも違からずというような答が欲しい場合やどういふ原因で解が存在しないのかということを知りたい時に非常に不便である。そこで我々は以下に述べるような、幾何学的な洞察を加えながら解いて行く方法を採用した。この方法は、速度構造モデルがもっと複雑な場合にも有効である²⁾。

まず(3)の第1式と第2式、すなわち観測点1, 2, 3だけに関係した式を取り出す。この2式から、ある t_0 の値に対し、 x と y が一意に定まる。つまり、震央 (x, y) は、 t_0 の値の変化に応じ、水平面に対しある軌跡を描くことになる。(3)の第1式と第3式から、観測点1, 2, 4, に関し同じような震央の軌跡を求めることができる。この2本の軌跡の交点が求めるべき震央であり、その場合の t_0 が地震の発震時(相対的な)である。(2)の第4式より震源の深さ h が求められる。

実際の計算では、 t_0 をある値 t_{01} から t_{02} まで、 Δt づつ値を変えながら2本の軌跡をそれぞれ追いかけて、2つが交わったら計算を止める。 t_{01} を始点とし、最初は、 t_0 を増加する方へ $\Delta t = d_1$ (定数)の間隔で変化させる。 t_0 の飛び飛びの値に対応する (x, y) の位置も飛び飛びで、それらの点を線分で結んで軌跡を作る。ある t_0 に対し、2本の軌跡 A, B のそれぞれに対応する震央を $A_1(x_{A1}, y_{A1}), B_1(x_{B1}, y_{B1})$ と表わし、次のステップの t_0 に対応するものを $A_2(x_{A2}, y_{A2}), B_2(x_{B2}, y_{B2})$ のように表わすと、線分 $\overline{A_1 A_2}$ と $\overline{B_1 B_2}$ が交わっているかを判定するには、次のような量 g の符号が負または零になっているかを確かめればよい。

$$g = [(x_{A2} - x_{A1})(y_{B1} - y_{A1}) - (y_{A2} - y_{A1})(x_{B1} - x_{A1})][(x_{A2} - x_{A1})(y_{B2} - y_{A1}) - (y_{A2} - y_{A1})(x_{B2} - x_{A1})] \dots\dots\dots (4)$$

t_0 のあるステップとその前のステップの間で2本の軌跡が交わったとすれば、今度は、ステップの間隔を $\Delta t = -\frac{1}{2}d_1$ において次へ進む。そうでなければ、 Δt はその前の値をそのまま使用する。このようにして交点を追いつめて行く。そして、 $\Delta t < d_2$ (定数)となったら計算を打ち切る。

上に述べたような3観測点の選び方(観測点1, 2, 3と1, 2, 4)をすると、2つの場合に共通な観測点1, 2に対して $P_1' = P_2'$ となれば、上の手続では震源を決定できない。それは、2本の軌跡が両方とも観測点1と2の間の2等分線上に存在し、まったく重なり合ってしまうからである。この場合は、観測点の番号をつけかえて $P_1' = P_2'$ とならないよう配慮する。

今回用いた諸々のパラメータの値は次の通りである。 $V_0 = 6.00 \text{ km/sec}$, $t_{01} = -1.00 \text{ sec}$, $t_{02} = 60.00 \text{ sec}$, $d_1 = 1.00 \text{ sec}$, $d_2 = 0.001 \text{ sec}$ 。 t_{01} は正または零の値を取るべきなのに -1.00 sec としたのは、速度構造モデルが単純なため、非常に浅い震源の場合に無理が生ずることがあり、多少の不合理さを許さないと震源がまったく存在しないことになってしまうからである。上のようなパラメータに対し、計算時間は、ミニコンピュータ HITAC-10 II を使用して震源1個当たりせいぜい1分である。

3. 仮想震源とシミュレーション

震源決定のシミュレーションを行うため、まず仮想震源を考える。仮想震源の震央は次のように選んだ。

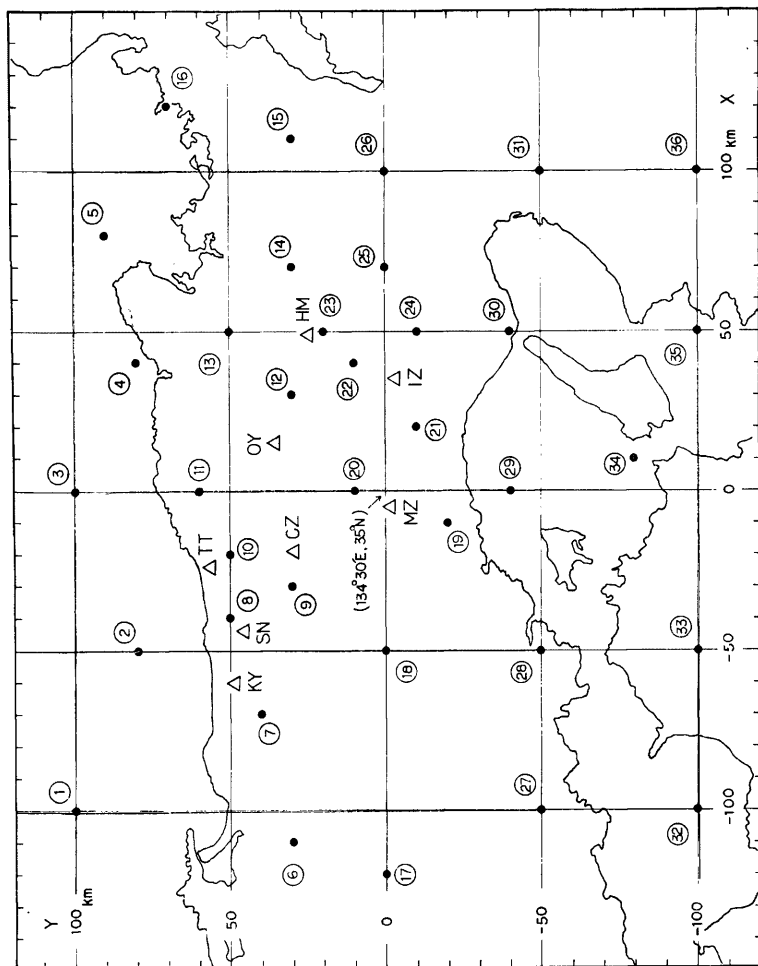


Fig. 1. Distributions of observation stations (KY, SN, ...) and fictitious hypocenters (①, ②, ...). The focal depths are assumed to be 10km for all the hypocenters. Cartesian coordinates x and y are taken as eastward and northward from the origin ($134^{\circ} 30' E$, $35^{\circ} N$), respectively.

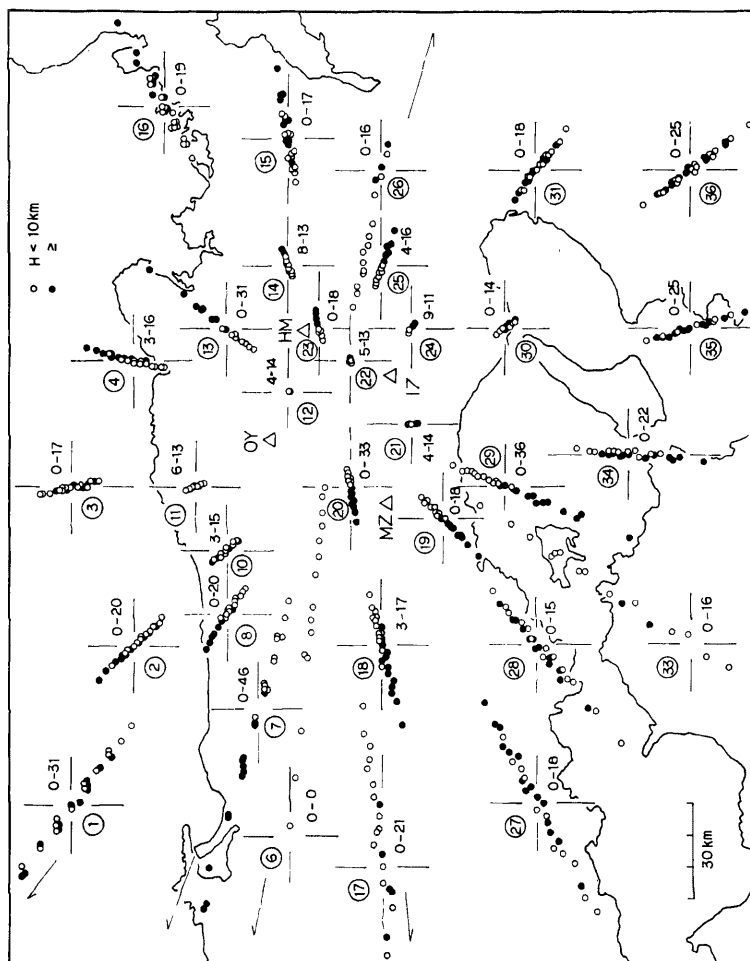


Fig. 2a. Distribution of simulated hypocenters for each fictitious hypocenter. Observation stations employed are MZ, OY, IZ and HM. Focal depths smaller than and larger than or equal to 10km are indicated by open circles and solid circles, respectively. Depth range for each distribution is shown by numerals in km. Arrows indicate the directions of the extension of the distribution.

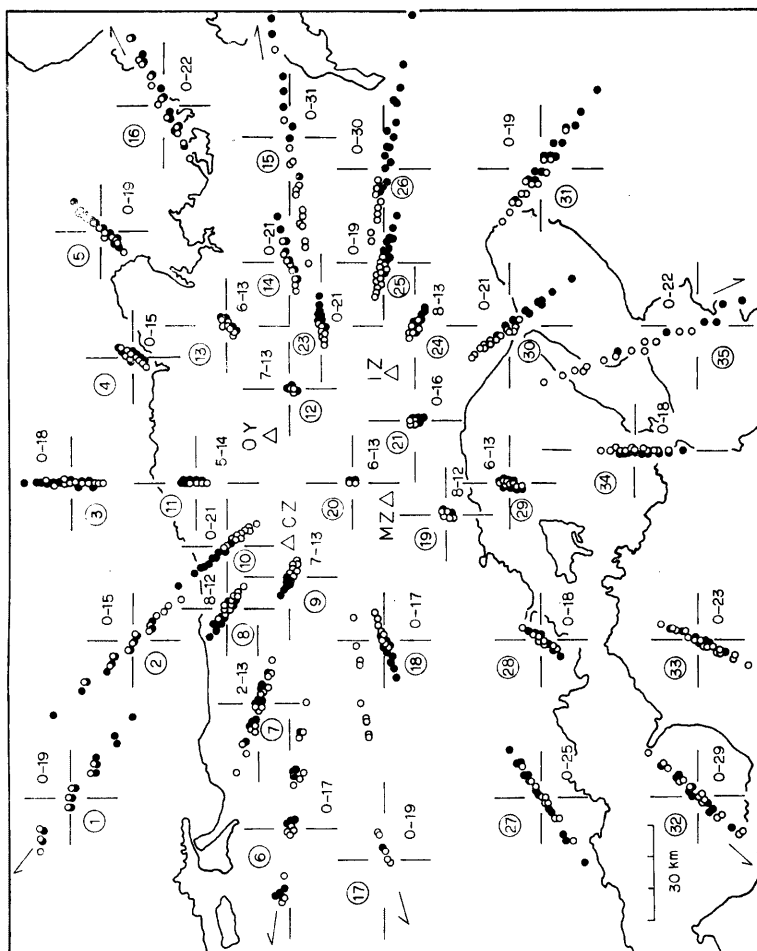


Fig. 2b. Simulated hypocenters. Stations are CZ, MZ, OY and IZ. Notations are the same as in Fig. 2a.

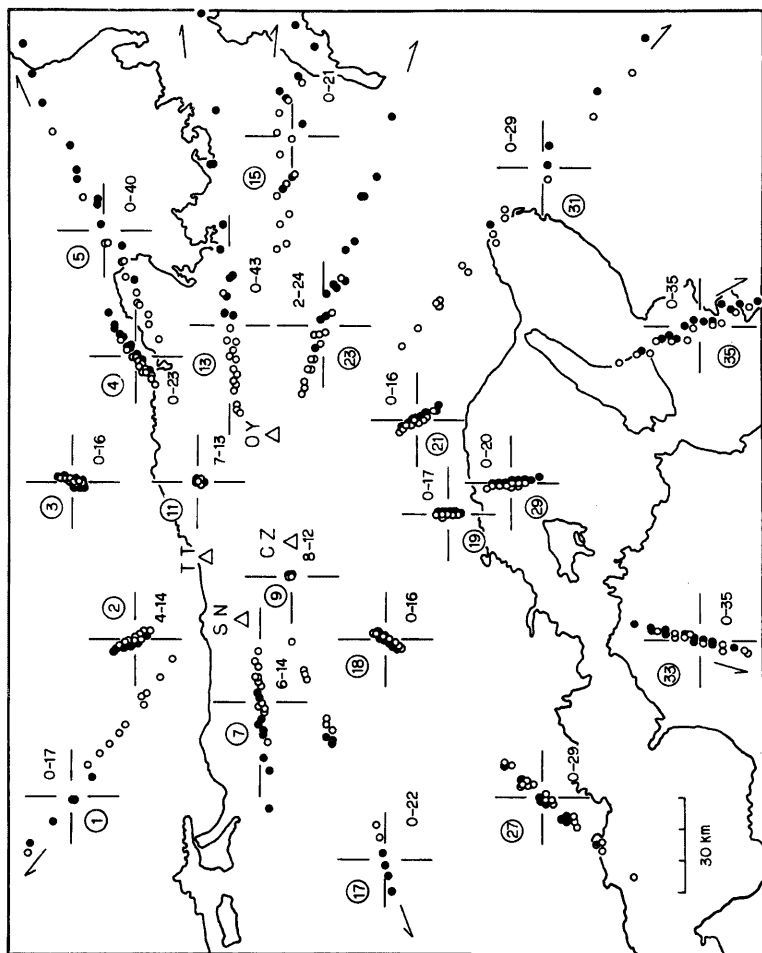


Fig. 2d. Simulated hypocenters. Stations are SN, TT, CZ and OY. Notations are the same as in Fig. 2a.

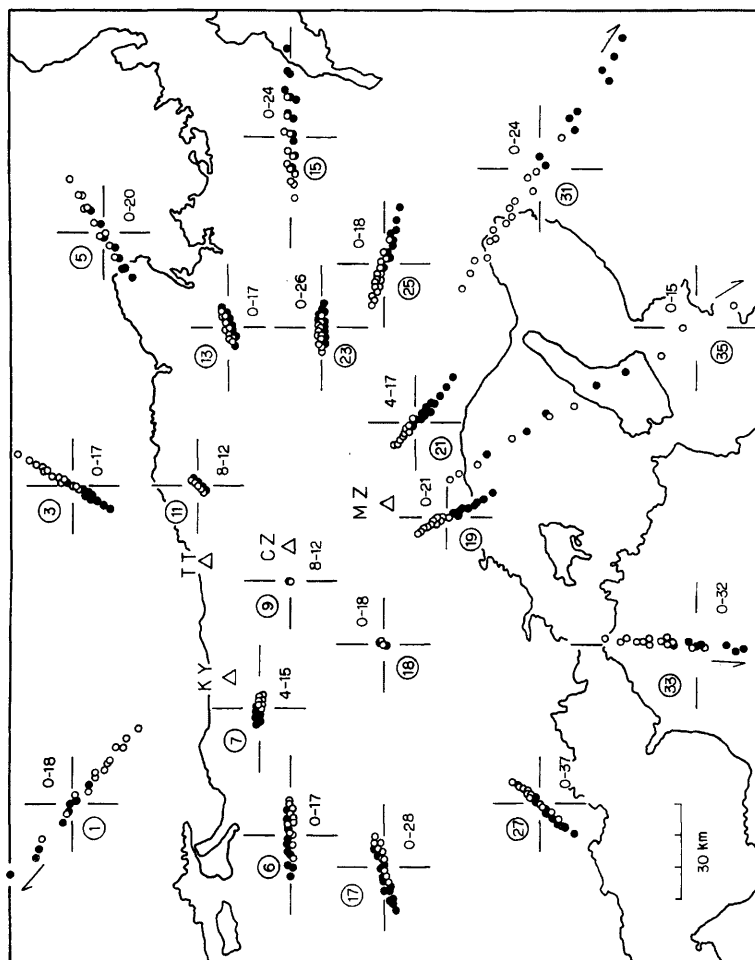


Fig. 2f. Simulated hypocenters. Stations are KY, TT, CZ and MZ. Motations are the same as in Fig. 2a.

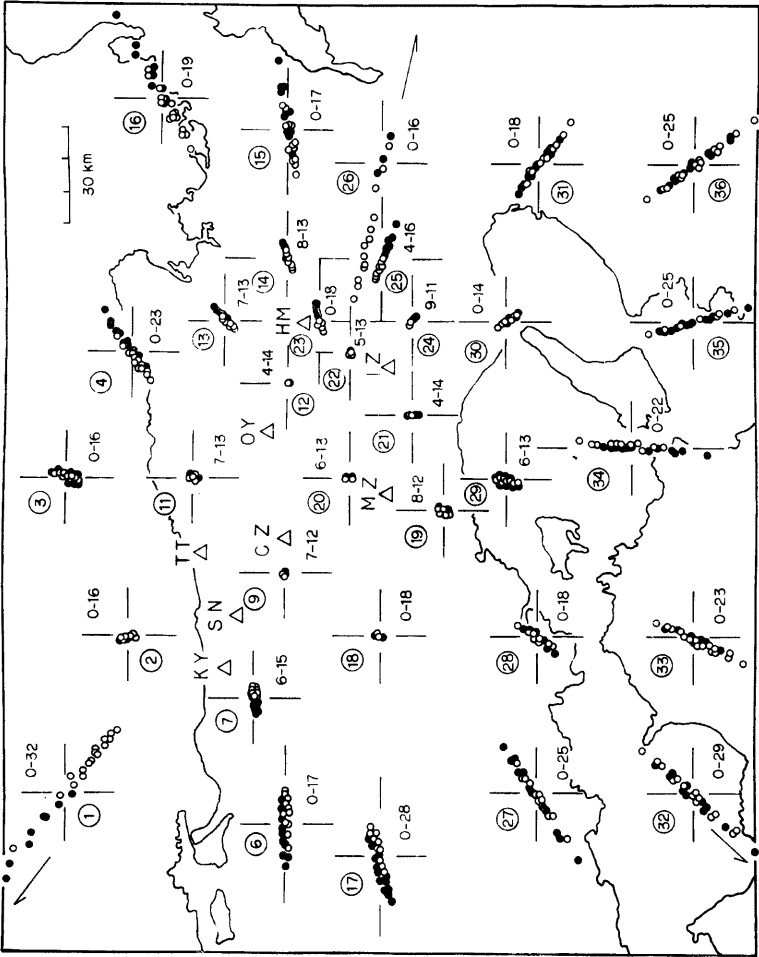


Fig. 3. Simulated hypocenters. Four stations are adopted, as a rule, in order of arrival times of *P* waves for each epicentral region. But, for ⑥ and ⑩, the stations are taken as KY, TT, CZ and MZ; and for ⑮, ⑯ and ⑳, CZ, MZ, OY and IZ. Notations are the same as in Fig. 2a.

(i) 原点 ($134^{\circ} 30' E, 35^{\circ} N$) を中心に東西、南北にそれぞれ 50km 間隔のメッシュを作り、原則としてその格子点を選ぶ。(ii) これまで約10年間の地震活動の状況³⁾を考慮し、格子点から少しずらした点を選んだり、さらに点を加えたりする。その際、格子点から半径 25km 以内には少なくとも 1 点が必ず存在するようにする。このようにして合計36点の震央を作った (Fig. 1)。

それぞれの震央には固有の番号を添えてあるが、①, ②, ③は山陰沖, ⑦, ⑧, ⑩, ⑪は鳥取地震 (1943 年) の余震域とその延長, ④, ⑬は北丹後地震 (1927年) の余震域, ⑤, ⑯は若狭湾, ⑨, ⑲, ⑳は山崎断層付近, ⑭は京都府和知付近, ⑮は和歌山付近に位置している。

震源の深さを 10km と固定し、それぞれの仮想震源から各観測点へ至る走時を計算する。もちろん、 P 波速度 6.0km/sec の一様媒質を仮定してある。走時の値は、0.01 sec より下の位を四捨五入して、用いるべき P time とする。端下の値を入れていないので、そのような P time に対し震源決定を行うと、観測網から遠く離れた所では元の震源へ正しく戻らない場合がある。

①のような P time をシミュレーションの上での観測値の真の値とみなし、これに、ある一定の誤差 ε を導入する。各観測点で観測される P time は真の値 P に対し、 $P, P-\varepsilon, P+\varepsilon$ の 3 通りの値を取り得ると考える。4 観測点では、 $3^4-2=79$ 通りの入力データが生成されることになる。ここで2を引いたのは、すべての観測点で $P+\varepsilon$ あるいは $P-\varepsilon$ の値をとった場合は、値 P に対する答とまったく等しいからである。

79通りの計算は負担が大きすぎるので、ある規準の観測点を定め、そこの P time は他より誤差の程度が一段小さいと考え、したがってその点での誤差を 0 とみなす。この場合は $3^3=27$ 通りの計算ですむ。規準の観測点としては、地震波が最も早く到着した点が適当である場合が多いが、必ずしもそうではない。また、どの観測点を規準にとっても結果に大差はない。したがって、シミュレーションの実行に当っては、4 観測点のうち最も西寄りのものを規準点とした。誤差 ε は、標準的な値として $\varepsilon=0.05$ sec を採用した。

Fig. 1 に示した 8 観測点の中から 4 点を選ぶ場合の数は ${}_8C_4=70$ である。そのうち次の 6 通りについてシミュレーションを行うことにする。すなわち、(i) MZ, OY, IZ, HM , (ii) CZ, MZ, OY, IZ , (iii) KY, SN, TT, CZ , (iv) SN, TT, CZ, OY , (v) CZ, OY, IZ, HM , (vi) KY, TT, CZ, MZ の 6 通りで、結果はそれぞれ Figs. 2a, 2b, 2c, 2d, 2e, 2f, に示した。観測点の座標は佃他 (1976)⁴⁾を用いている。

鳥取微小地震観測所のルーチン処理では、原則として地震波が到着した順に 4 観測点を採用することになっているが、そのようにすると使用頻度はだいたい、上の (i) が 50%, (ii) が 20% であとの残りはそれぞれ、10% ないしそれ以下である。地震波の到着順に観測点を選んだ場合の結果が Fig. 3 である。但し、⑥, ⑩は (iii) を採用すべきであるが (vi) を用い、⑯, ⑳, ㉑, ㉒は KY, SN, CZ, MZ となるべきところを (ii) を用いている。前者は、(iii) を用いると非常に精度が低いことがわかっているからであり、編者については、 KY の地動ノイズのレベルが高いため、その地域の地震の検出が完全でないからである。

4. 結果とまとめ

シミュレーションの結果を総合すると、観測網の内側では震源の決定精度は高く、 P time の読み取り誤差が、 ± 0.05 sec 程度であれば、震央において $\pm 1\sim 2$ km、深さにおいて $\pm 4\sim 5$ km の精度で震源を求めることができる。ただし、観測点の近傍でも、Fig. 2a の ㉑, ㉒のように精度が比較的低い場合がある。一方、観測網の外側では、遠方へ行くほど精度が低くなる。その場合でも、地震波の到来方向は、かなり正確に押えられる。Fig. 3 に示したように、8 観測点を有効に利用して震源決定を行うと、観測網の中心から 50~70km 以内では震央に対し ± 5 km 以内の精度、100~150km 以内では ± 20 km 以内の精度があると言える。

発震時の精度は、観測網の内側で ± 0.3 sec 程度、遠方では数秒ないし 10 秒程度である。このように、 P time だけの震源決定では、遠方の震源に対して発震時、従って震央距離を精度よく押えることができない。この場合は $S-P$ time のデータも取り入れ、最初に発震時を求めておくやり方の方が無難である。

P time だけで決定する方法のもう 1 つの弱点として、観測点の配置の具合により、Fig. 2a と Fig. 3 の ㉑のような、いわば観測網の盲点というべき地域が存在することがあげられる。これは、4 観測点の配置が

ほぼ台形の形をなし、底辺に垂直な方向から地震波が到来するので、どのような3点を選んでも、2本の軌跡の並びがほぼ平行になり、それらの交点の位置が P time のわずかな変化にも大きく影響されるからである。

Fig. 2 及び **Fig. 3** では $\epsilon=0.05$ sec の場合を示したが、もし読み取り精度がこれより5倍高く、 $\epsilon=0.01$ sec ならば、震源のパラッキは $1/5$ 程度に小さくなり、逆に、2倍ほど低いならば、パラッキも2倍程度になると考えられる。また、図にあげた仮想震源以外の地点についても、まわりの点の結果を内挿して考えればよい。

これまで、 P 波速度を 6.0km/sec に固定してきた。観測網の内側の点、例えば㊸では、**Fig. 2a** の場合、同じ P time に対し、 $V_0=5.8\text{km/sec}$ とすれば、震央はあまり変化しないが、深さが 3km ほど深くなり、 $V_0=6.2\text{km/sec}$ とすれば逆に 3km ほど浅くなる。

参 考 文 献

- 1) 佐藤泰夫：地震観測点の最良分布，地震，第2輯，第18巻，1965，pp. 9-14。
- 2) 佃 為成・中村佳重郎・岸本兆方：山崎断層付近の地震（1973年9月21日）とその余震活動，地震，第2輯，第30巻，1977，pp. 151-162。
- 3) 尾池和夫：鳥取微小地震観測所の震源表について，地震，第2輯，第28巻，1975，pp. 331-346。
- 4) 佃 為成・中尾節郎：東中国・北近畿地方における微小地震系列の研究（I），地震，第2輯，第29巻，1976，pp. 395-410。