

## 62. 地殻構造を考慮した震源の図式決定の一方法

地震研究所 津村建四郎

(昭和44年3月25日発表—昭和45年9月30日受理)

### 1. ま え が き

最近では電子計算機がひろく用いられるようになり、震源決定もこれによっておこなわれることが多くなってきたが、なお図式解法で震源が求められることが少なくない。

現在震源決定に実用されている図式解法には、

- (1) 3点における初期微動継続時間  $S-P$  または  $P$  波の走時  $P-O$  を用い、大森係数  $k$  または  $P$  波の速度  $V_p$  を仮定して、震源距離  $D=k \times (S-P)$  または  $D=V_p \times (P-O)$  に相当する半径の円を描き共通弦の交点として震央を求めるもっとも一般的な方法、
- (2) 4点における  $S-P$  または  $P-O$  を用いて、 $k$  または  $V_p$  をも決める、いわゆる高橋の方法 [TAKAHASI (1929)],
- (3) 震央距離  $l$  を  $S-P$  または  $P-O$  と震源の深さ  $h$  とをパラメーターとして表わしたノモグラム (たとえば気象庁の  $S-P$  による震源決定用ノモグラム [中央気象台, 1952]) を走時表から作っておいて、適当な深さを仮定し、各点の  $S-P$  あるいは  $P-O$  に対応する震央距離の円弧を描き、円弧が1点に集中する深さを試行錯誤的にさがし、集中した点を震央とする方法、

などがある。

(1), (2) は通常媒質一様の仮定のもとに解かれるが、(1) の方は  $k$  あるいは  $V_p$  を経験的に  $S-P$  または  $P-O$  の関数あるいは  $h$  の関数として求めておいて解かれることもある。しかし地殻構造 (速度分布) がわかっている場合でも、これを厳密に考慮した解き方をした例はなかったようである。(3) は (1), (2) とは違って、地殻構造を考慮している点ではより正しいと云えるが、実際には円弧が集中する深さをさがし当てる迄が面倒であり、集中しているかどうかの判定も主観的であるので、たとえ構造に忠実でなくともとにかくきまっただけの解が得られる (1), (2) の方法にくらべて使いにくい点がある。

本論文で述べるのは (3) の考え方で、(1) の作図をくりかえすことにより、地殻構造を厳密に考慮した震源を求める一つの作図解法である。

### 2. 考え方と作図法

すでに述べたように、(1) の方法において、 $k$  を一定とせず、 $S-P$  の関数としたり、 $h$  の関数として解くことがおこなわれている。たとえば、松代地域では、OHTAKE et al. [1967] によって

$$k=6.47+0.645 \times (S-P)$$

という経験式が求められており、またペルー南部の震源決定の際、いろいろな深さの  $k$  を (2) の方法で求めておいてから (1) の方法を適用している例 [RODRIGUEZ et al., 1962] もある、一般に (1) の方法をおこなう場合には、まず (2) の方法で  $k$  を求めておいて、この  $k$  の値を仮定することが多い。(たとえば茅野 [1967] にいくつかの例が示されている)

次にこのような仮定がどの程度正しいかを、地殻構造がわかっている場合について調べてみる。最近時刻精度がよくなったので、 $P$  と  $S-P$  の関係から origin time を推定し、 $S-P$  のかわりに  $P-O$  を用い、 $k$  のかわりに  $V_p$  を仮定して (1) の方法をおこなうことも一般的となった。以下の議論には  $P-O$  と  $V_p$  を用いるが、これらを  $S-P$  と  $k$  におきかえても結果は全く同じである。

第1図は、金森・津村 [1969] によって決定された紀伊半島の地殻構造、

第1層

$V_p = 5.5$  km/sec 厚さ 3 km

第2層

6.0 km/sec 12 km

第3層

6.8 km/sec 15 km

第4層

7.9 km/sec (上部マントル)

から計算された走時表にもとずいて、みかけの  $P$  波速度  $\bar{V}_p$  と  $P-O$  の関係を  $h$  をパラメーターとして示したものである。ここに  $\bar{V}_p$  は、 $P-O$  と震源距離  $D$  から

$$\bar{V}_p = D / (P-O)$$

として求められる値で、(1) 式に適用するための仮定の  $P$  波速度である。なおポアソン比を 0.25 と仮定した

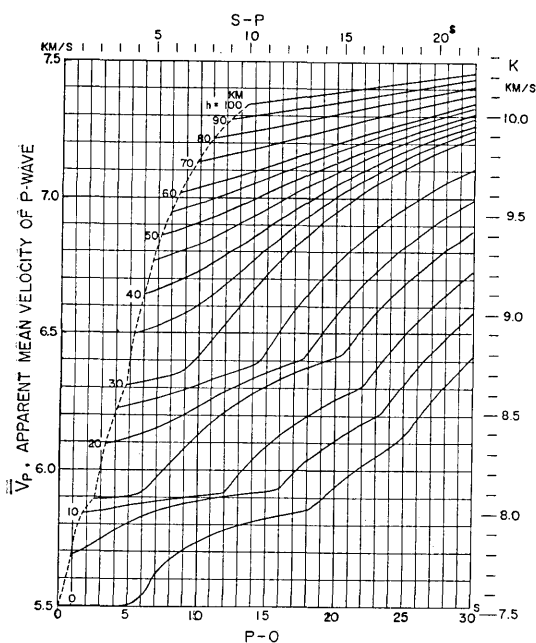


Fig. 1. Relation between the mean apparent velocity of P-wave  $V_p$  and the travel time  $P-O$  for various focal depths.

場合の  $S-P$  と  $k$  の関係も一緒に示してある。

この図をみれば、いろいろな震源距離におけるデータがあったり、いろいろな深さの地震があったりする場合には、 $V_p$  を一定あるいは単に  $P-O$  または  $h$  のみの関数として (1) の方法を適用するのでは、正しい結果が得られないことが明らかである。そこで、この図を利用して、(3) と同じ考え方で正しい震源を求める方法を考えてみた。

まず、任意の深さ  $h_0$  (たとえば 5 km) を仮定して、第1図からその深さと各点の  $P-O$  に相当する  $\bar{V}_p(P-O, h_0)$  をよみとり、(1) の方法で震源を求める。得られた震源の深さを  $h_1$  とすると、観測誤差がなく、地殻構造も正しく与えられている場合には、もし仮定した深さ  $h_0$  が本当の震源の深さ  $h$  に一致していれば、当然  $h_0 = h_1 = h$  となり、仮定と結果とが一致することになるが、通常は仮定した  $h_0$  が正しくないので、 $h_0 \neq h_1$  となる。そ

ここで  $h_0$  をいろいろ変えてみて、 $h_0' = h_1'$  となる  $h_0'$  を見付ければ、これが震源の深さを与え、そのとき求まった震央が正しい結果ということになる。ここに示した例のように  $V_p$  が深さとともに単調に増加している場合には、一般に  $h_1$  は  $h_0$  よりも  $h$  に近い値を与えるので、いろいろな  $h_0$  について試行錯誤的に試みてみる必要はなく、第2回目の作図の際には  $h_0$  のかわりに  $h_1$  に対する  $V_p$  を求めて解き、得られた深さ  $h_2$  を再び  $h_0$  のかわりに用いて解くというように逐次近似的にくりかえしていけば、ある深さに収束する。勿論、初期値が著しく不適當で第1回目の作図が不可能の場合には適当な深さを仮定しなおす必要がある。また観測値に誤りがある場合、origin time の推定が不適當であった場合、地殻構造の仮定が間違っている場合などは収束しないこともあり得る。

この取扱いを式で書けば、3元連立方程式

$$\{(x_j - X_i)^2 + (y_j - Y_i)^2 + h^2\}^{1/2} = \bar{V}_p((P-O)_i, h_{j-1}) \times (P-O)_i \quad (i=1,3)$$

を  $j=1$  から出発して、

$$|h_j - h_{j-1}| < \epsilon$$

の条件が満されるまでくりかえし解くことに相当する。ここに  $(x_j, y_j, h_j)$  は第  $j$  回目の

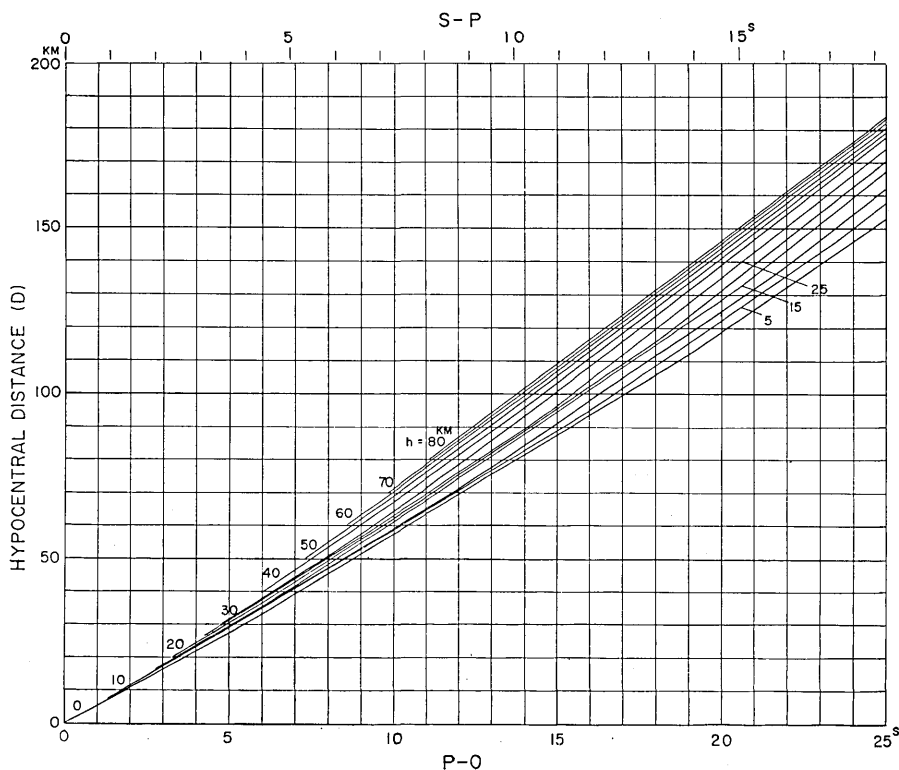


Fig. 2. Nomogram for obtaining the hypocentral distance from P-O for various focal depths.

計算で求められる震源の座標,  $(X_i, Y_i)$  は観測点の座標 (高さは無視する),  $\epsilon$  は収束の判定条件で, 図式解の場合は地図の縮尺に応じて有意と認められる限度である.

さらに, この式の右辺は震源距離  $D$  に他ならず,  $D$  は  $\bar{V}_p$  を仲介することなしに直接  $P-O$  と  $h$  の関数として求められるはずであって, 第2図のようなノモグラムを地図の縮尺に合わせて作ると,

$$\{(x_j - X_i)^2 + (y_j - Y_i)^2 + h_j^2\}^{1/2} = D_{((P-O) i, h_{j-1})} \quad (i=1, 3)$$

の右辺が直接ノモグラムから得られるので取扱いはさらに容易になる. 第2図のノモグラムの代りに, 気象庁のノモグラムの震央距離  $l$  を震源距離  $D$  におきかえた第3図のようなノモグラムを用いてもよい. 第3図は  $h$  の軸を縮めて描けば狭いスペースですみ, 地図の欄外に付けたりする場合には便利である.

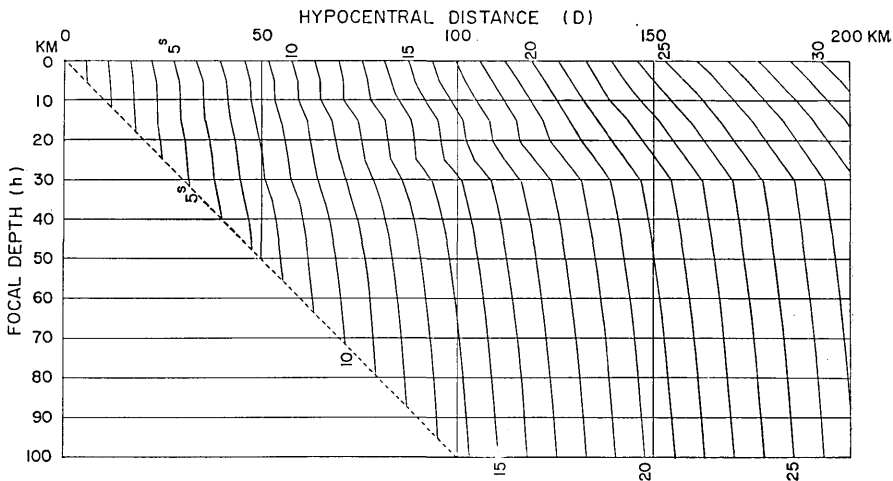
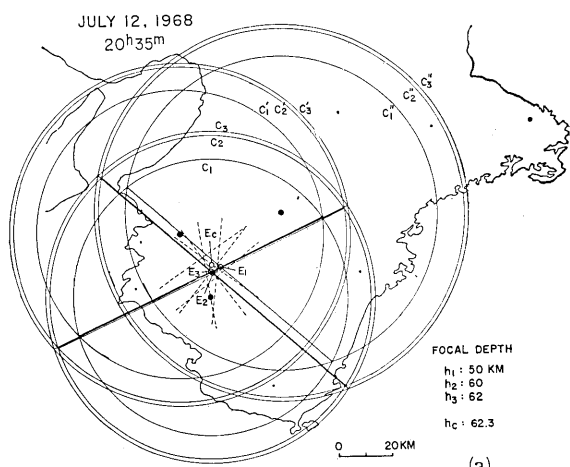
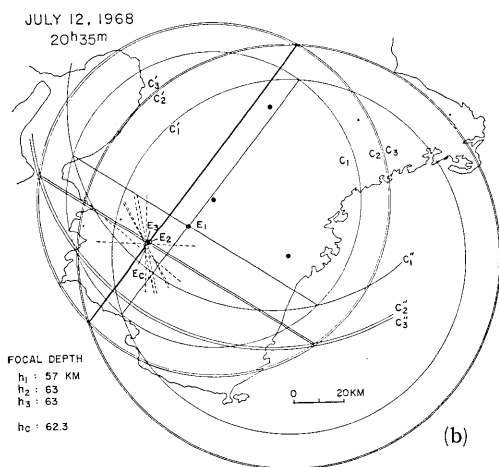


Fig. 3. Nomogram for obtaining the hypocentral distance from  $P-O$  for various focal depths in another form.

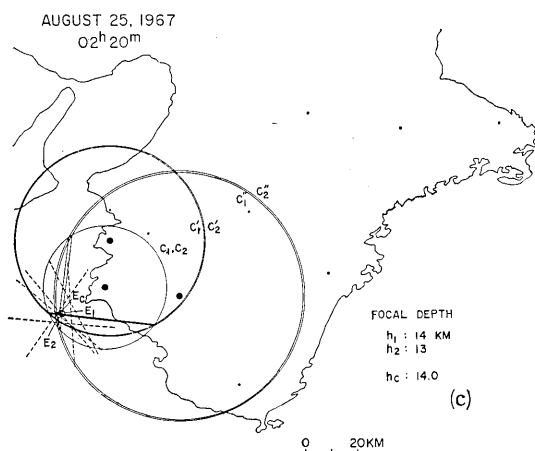
第4図 a, b, c は今回の図式解法を用いた実例であって, いずれも  $h_0=5$  km からはじめているが 3~4 回目には収束している.  $(c_1, c_1', c_1'')$ ,  $(c_2, c_2', c_2'')$ , ... および  $E_1, E_2, \dots$  は第1回目, 第2回目, ... の円と得られた震央で,  $E_e$  は全点の値を用いて最小自乗法で求められた震央である. a の例では, 震央をとり囲んだ3点のデータを用いたので, 第1回目から震央はほとんど正確に求まっているが, 深さは 5 km の仮定に対し 50 km と求まり, 仮定が正しくないことがわかる. 3回目には, 前回の深さとの差が 2 km 以内となり, 1/100 万の地図上でおこったこの図式解では, これで打切ってよいと思われる. b の例は, 同じ地震を震央からやや離れた3点のデータによって決めたもので, 第1回目は正しい震央から 20 km も離れて求まっているが, 3回目にはほとんど正しい震源に収束している. c は浅い地震の例で, 最初からほとんど正しい震源に一致して求まっている. 第2図からわかるように, 5~15 km に対するノモグラム上の曲線は  $7^\circ$  位までほとんど一致しているので, 浅い地震の場合で, 近距離の点が3点あれば, 作図をくりかえす必要はほ



(a)



(b)



(c)

とんどなく、5kmの仮定で求めた値そのままでも充分である。なお5kmより浅い地震の場合には、近距離の点がないと、僅かの誤差で円が交わらなくなり決らないことがある。

4点以上の観測値がある場合には、いろいろな組合せで作図したり、求めた深さを仮定して、他の観測値に対する円を描いて、共通弦の集中の程度をみたりして、精度を判断することができる。第4図の点線は共通弦の集中の様子を示したものである。なお求めた深さの走時曲線と観測値とを比較してみる通常の方法でチェックすることも勿論できるが、震源決定に用いた3点の値は当然求められた深さの走時曲線上に作図の誤差の範囲で正確にのることになる。

Fig. 4. Examples of the graphical determination of hypocenter by the present method.

●: stations used for the graphical determination. ∙: stations not used for the graphical determination but for the computation.  $C_1, C_2, \dots$ : circles with radius obtained from the nomogram shown in Fig. 2 or Fig. 3.  $E_1, E_2, \dots$ : epicenters determined graphically, suffix indicates number of iterations.  $E_c$ : epicenter determined by the method of least squares using all data.

### 3. 結 論

ここに述べた震源の図式決定法は、

- (i) 地殻構造を厳密に考慮できること、
- (ii) もっとも一般的な3点からの震源距離の円を描き共通弦の交点として震央を求める作図手順を3~4回くりかえすだけですみ、簡単なこと、
- (iii) 解が得られたかどうかの判定を客観的におこなえること、
- (iv) 逐次近似のくりかえしの際にも、3~4重の3組の同心円と3~4本の2組の平行線が描かれるだけであるので、1枚の地図の上に描き加えていくことができ、震央距離の円を描く方法のように、前回の線を消したり、何枚も地図を使ったりする必要がないこと、
- (v) やや煩雑になるが、観測点別にノモグラムを作成すれば、station correctionを含めた震源決定をおこなうことができ、また初動以外の相についてもノモグラムを作っておけば、記録上で初動が小振巾でよみとれない場合でも、明瞭な相のノモグラムから  $\bar{V}_p$  または  $D$  をよみとり、初動の場合と同様に震源決定に用いることができる。

などの、理論上および実用上の長所をもっている。

はじめから厳密な決定とは違った解が得られるであろうという予測がありながら便宜上おこなわれている均質構造を仮定した図式解法にくらべて、地殻構造と観測値が正確ならば必ず厳密な決定に一致する解が得られるというこの方法の長所は図式決定の信頼度と有用性を増すものと考えられる。

### 謝 辞

ノモグラム作成のための走時表を計算して頂いた金森教授に御礼申し上げます。観測データを利用して頂いた和歌山微小地震観測所の各位に感謝します。本研究の費用の一部は昭和43年度文部省科学研究費補助金(奨励研究A, 課題番号4041)を使用した。

### 文 献

- 金森博雄, 津村建四郎(1969), 紀伊半島における走時曲線, 地殻構造, 震源決定, 及び地震活動, 昭和44年1月28日, 第471回地震研究所談話会。
- 茅野一郎(1967), 近地震の震源決定, 地震, ii, 20, 特集号, 115-122。
- 中央気象台(1952), 地震視測法, (図表第1.5図)。
- RODRIGUEZ, A. B., J. S. STEINHART and T. ASADA (1962), The San Agustin Fault System of Southern Peru, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 793-805.
- OHTAKE, M., H. CHIBA and T. HAGIWARA (1967), Ultra micro-earthquake activity at the Matsushiro earthquake area, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, 861-886.
- TAKAHASI, R. (1929), A graphical determination of the position of the hypocentre of an earthquake and velocity of the propagation of seismic waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 6, 231-244.

62. *A Graphical Method for Hypocenter Determination  
with Layered Structure Models.*

By Kenshirō TSUMURA,  
Earthquake Research Institute.

A graphical method for hypocenter determinations with layered structure models is proposed. The  $S-P$  or  $P-O$  times observed at three stations are used. Firstly, nomograms for obtaining hypocentral distance  $D$  for travel time  $P-O$  (or  $S-P$ ) and focal depth are constructed from the travel time table which is calculated for an appropriate structure model. An iterative method is employed. At the  $j$ -th iteration, the following equation is solved graphically by the conventional method drawing three circles with radii corresponding to the hypocentral distances;

$$\{(x_j - X_i)^2 + (y_j - Y_i)^2 + h_j^2\}^{1/2} = D_{((P-O)i, h_{j-1})} \quad (i=1, 3)$$

where  $(x_j, y_j, h_j)$  and  $(X_i, Y_i)$  are the coordinates of the hypocenter at the  $j$ -th solution and of the  $i$ -th station respectively, and  $D$ 's are read or scaled on the nomograms. The procedure is iterated from  $j=1$  until  $j=k$  when the condition

$$|h_k - h_{k-1}| < \epsilon$$

is satisfied, where  $h_0$  is the initially assumed focal depth and  $\epsilon$  is the error assigned on the basis of the scale of the map used.

In the present method the structure parameters can be strictly taken into consideration. On the 1:1,000,000 map, a unique solution can be obtained, after only three or four iterations with accuracy of  $\pm 2$  km or less in both the horizontal and the vertical coordinates when the assumed structure parameters and the observational data are accurate. The nomograms and some examples of the solution for the actual data obtained in Kii Peninsula, Honshu are given.