震央の厳密な求め方(紹介)*

廣野卓藏**

多くの観測所の材料から震央をきめるとき一点にまとまることはほとんどない。その原因を列挙すると (1) 位相の読み取り誤差, (2) 刻時の器械的誤差, (3) 走時表と実際との食違い, (4) 深さの誤差等であるが, これらを除去してもなお幾分の不一致が残る。これらの互に矛盾する材料を調整して最も確からしい震央を定めるには最小自乗法を用いる。

1. ガイガーの方法 (Geiger's Method) この方法は, (1) 震源の深さが既知で, (2) 震源附近の地質構造の影響が無視出來る程充分遠方まで観測があつて, (3) 走時曲線が完全に正しいとした場合用いる。

その方法は, まず大体の震央を定めて, 各観測所からその点まで震央距離Δ_sを計算する。1つの位相 (例えばP) の各所の発現時の観測値を, 縦軸が時間, 横軸が震央距離に取つたグラフの上に記入する。そしてその位相の走時曲線は, それからの各点の時間的誤差の和が零になるような位置にあるのが正しいものと仮定する。すなわち

$$\Sigma E=\sum_s (O_s-C_s)=0 \tag{1}$$

ただしO_sは発現時の観測値でC_sはΔ_sに対する走時曲線より求めた発現時である。いまこの誤差は, (1) 震央の経度, (2) 又は緯度の誤差, (3) 震源における発震時の誤差によるものとする。いま仮に定めた震央位置の経度と緯度を λ_e と ϕ_e, その確からしい位置までの誤差を x, y とし, また震央における発震時の誤差を z とする。λ_eの変化に対する走時τの変化の割合を $\dfrac{\partial\tau}{\partial\lambda_e}$とかけば$\lambda_e$が$x$だけ変化したことによる$\tau$の変化量は$\dfrac{\partial\tau}{\partial\lambda_e}x$, あるいは$\dfrac{\partial\tau}{\partial\Delta_s}\dfrac{\partial\Delta_s}{\partial\lambda_e}x$となる。同様にして緯度の誤差による走時の誤差は$\dfrac{\partial\tau}{\partial\Delta_s}\dfrac{\partial\Delta_s}{\partial\phi_e}y$となる。従つて誤差$E$は一般に

$$ax+by+z=E \tag{2}$$

となる。但し $a=\dfrac{\partial\tau}{\partial\Delta_s}\dfrac{\partial\Delta_s}{\partial\lambda_e}$, $b=\dfrac{\partial\tau}{\partial\Delta_s}\dfrac{\partial\Delta_s}{\partial\phi_e}$ また$\dfrac{\partial\tau}{\partial\Delta_s}$は$\Delta_s$に対する走時曲線の傾斜で, 例えば距離1分に対する走時の秒数で表わす。$\dfrac{\partial\Delta_s}{\partial\lambda_e}$は, 仮定した震央から10′東にずれた位置を観測点—北極—震央の球面三角を解いて新しい震央距離を求め, それと元の震央距離との差 (分で表わす) を10′で割つたものである。$\dfrac{\partial\Delta_s}{\partial\phi_e}$は同様にして震央を北に10′ずらして求める。

もし観測点がnケあると (2) の式がnケ得られる。これらのEが (1) 式を満足するようにx, y,

* Macelwane : Introduction to Theoretical Seismology によつた

** 中央気象台地震課

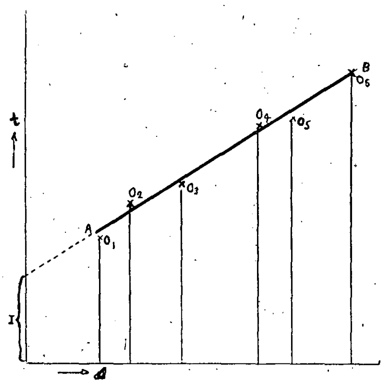
zをきめるには最小自乗法による。その正規方程式を求めると

$$\left.\begin{aligned}[aa]x+[ab]y+[a]z-[aE]=0\\ [ab]x+[bb]y+[b]z-[bE]=0\\ [a]x+[b]y+nz-[E]=0\end{aligned}\right\} \qquad (3)$$

この同次方程式を解いてx, y, zを求める。かくして求めた値が大きかつたら，これを第一近似とし，上の方法を繰返して第2, 3 近似値を逐次求める。

2. ホヂソンの第1の方法 (Hodgson's Probability Method)

(1)の方法は主として遠地地震に用いられるが，近地地震の場合にはホヂソンの方法が用いられる。すなわち観測点が震央に充分近いために，震源の深さや地殻構造の影響が大きくて標準走時表が使用出來ない場合だが，遠くの観測値により震央がかなりよくきまり，またその発震時が大体知られている場合である。ホヂソンの方法には2通りある。第1の方法はガイガーの方法と同様に，震央位置とその発震時を修正するやり方であるが，ガイガー法が標準走時を仮定するのに反して，これは走時は直線であると仮定する。図においてO_1 O_2, $\cdots O_6$は観測S_1, S_2, $\cdots S_6$における走時で，遠方の観測所の値から震央位置を大体きめて，その震央からの震央距離をΔ_1, Δ_2, $\cdots\Delta_6$とし直線ABは$\Sigma E=\Sigma\ (O-C)\ =0$となるようにきめたものとする。そしてこの直線を



$$t=m\Delta+I \qquad (4)$$

で表わす。ただしtは絶対時間，mは傾斜，IはABの延長が縦軸を切る点である。各観測点につき

$$ax+by+z-E=0 \qquad (5)$$

が得られるが，これらの記号の意味はガイガー法の場合と同じである。すなわち$E=O-C$, $a=\dfrac{\partial t}{\partial\Delta}\dfrac{\partial\Delta}{\partial\lambda}$, $b=\dfrac{\partial t}{\partial\Delta}\dfrac{\partial\Delta}{\partial\phi}$でこの場合(4)より$\dfrac{\partial t}{\partial\Delta}=m$である。後はガイガー法と同様にしてとく。

震央位置や傾斜mは遠方の観測値と最もよく一致するように，又残留値

$$a_s x+b_s y+z-E_s=f_s \qquad (6)$$

が充分少さくなるように調整を繰返す。

3. ホヂソンの第2の方法 (Hodgson's Second Probability Method)

上の方法ではmの補正は考えなかつたが，これも考えれば，その補正値をwとすれば，傾斜変化wのために起る走時の変化は$\dfrac{\partial C_s}{\partial m}w=\dfrac{\partial t_s}{\partial m}w$あるいは(4)式より$=\Delta_s w\equiv dw$となる。

すると誤差方程式は

$$ax+by+cz+dw=O-C=E \tag{7}$$

ここに a,b はガイガー法の場合と同じで，また $c=1$ である。正規方程式は

$$\left.\begin{aligned}&[aa]x+[ab]y+[a]z+[ad]w-[aE]=0\\&[ab]x+[bb]y+[b]z+[bd]w-[bE]=0\\&[ad]x+[bd]y+[d]z+[dd]w-[dE]=0\\&[a]x+[b]y+nz+[d]w-[E]=0\end{aligned}\right\} \tag{8}$$

となる。

ホヂソンの第2の方法の詳しい例題については本書の戸松喜一氏の論文を参考されたい。ただしこの例では位相として初期微動時間を用いていることに注意されたい。

験　震　時　報　16巻1号

32～33頁　正　誤　表

v	T/T_0	誤	正	v	T/T_0	誤	正
2.0	1.0	1.321	2.321	4.7	1.9	.822	.322
2.3	1.0	.951	1.951	5.3	1.2	1.828	.828
2.5	1.9	.365	.355	5.7	1.7	.394	.399
3.0	1.6	.580	.520	6.8	0.3	.035	.039
3.8	1.2	.464	.964	8.0	0.9	.998	.988
4.0	0.9	1.232	1.332	8.3	0.6	.089	.079
4.1	0.9	.213	.313	8.9	2.0	.255	.265
4.2	0.9	.496	.296	9.5	1.4	.628	.528