

6. 近地地震の震源決定に関する二、三の問題 —新潟地震の余震を例として—

地震研究所 茅野 一郎

(昭和48年12月28日受理)

1964年6月の新潟地震の余震の震源決定を扱った前論文〔KAYANO (1968)〕において、1) P波の発現時刻のみを用いて、2) P波およびS波の発現時刻を用いて、発震時、震央位置および震源の深さ等の決定を行ない、1)の方法によって約200個、2)の方法によって約400個の震源が決定され、両方の結果を比較し、2)の方法で得られた結果の方がより一層妥当であると考えられることを述べた。また V_p 、 V_p/V_s を求めたが、非常に大きなバラツキを示し、個々の V_p 、 V_p/V_s の値そのものを過信すべきでないことを述べた。本論文においては、データの取扱いと計算方法に二、三の改良および変更を加えて震源の再計算を行った。特に前論文では残差の著るしく大きなデータを含む地震についての結果は信頼性に疑問があると考えて除外したが、今回は残差の大きなデータの棄却を行った結果著るしい改善のあとがみられた。そこで得られた結果およびこれに関する二、三の問題について述べる。

1. 発震時、震央位置、震源の深さ等の決定方法

震源決定の方法は大筋において前論文におけるものと変らない。

第一段階として媒質は均質と仮定する。従って、基礎となる関係は、P波については、

$$(1) (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2 = V_p^2(t-t_{pi})^2, \quad i=1, \dots, N,$$

S波については

$$(2) (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2 = V_s^2(t-t_{si})^2, \quad i=1, \dots, N,$$

となる。ここに、

x, y, z : 震源の座標,

t : 発震時,

x_i, y_i, z_i : 観測点の座標,

t_{pi} : P波の発現時

t_{si} : S波の発現時,

V_p : P波の速度

V_s : S波の速度,

N : 観測点の数

である。実際には(2)式は次の形にして用いている。

$$(2') (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2 = \gamma^2 V_p^2(t-t_{si})^2, \quad i=1, \dots, N,$$

ここで、

$$\tau = V_s/V_p$$

である。 $x', y', z', t', V_p', \tau'$ を仮の解， $\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t, \Delta V_p, \Delta \tau$ をそれらに加えるべき補正量とし，

$$\begin{aligned} x &= x' + \Delta x, \\ y &= y' + \Delta y, \\ z &= z' + \Delta z, \\ t &= t' + \Delta t, \\ V_p &= V_p' + \Delta V_p, \\ \tau &= \tau' + \Delta \tau, \\ r_i' &= (x' - x_i)^2 + (y' - y_i)^2 + (z' - z_i)^2 \end{aligned}$$

とおくと，高次の項を省略して，

$$(3) \quad \frac{x' - x_i}{V_p' r_i'} \Delta x + \frac{y' - y_i}{V_p' r_i'} \Delta y + \frac{z' - z_i}{V_p' r_i'} \Delta z + \Delta t - \frac{r_i'}{V_p'^{3/2}} \Delta V_p = t_i - \left(\frac{r_i'}{V_p'} + t' \right),$$

$$(4) \quad \frac{x' - x_i}{V_p' \tau' r_i'} \Delta x + \frac{y' - y_i}{V_p' \tau' r_i'} \Delta y + \frac{z' - z_i}{V_p' \tau' r_i'} \Delta z + \Delta t - \frac{r_i'}{V_p'^{3/2} \tau'} \Delta V_p - \frac{r_i'}{\tau'^{3/2} V_p'} \Delta \tau = t_i - \left(\frac{r_i'}{V_p' \tau'} + t' \right)$$

を得る。 $x' + \Delta x, y' + \Delta y, z' + \Delta z, t' + \Delta t, V_p' + \Delta V_p, \tau' + \Delta \tau$ を次の $x', y', z', t', V_p', \tau'$ として順次(3)又は(4)式に代入すれば，数回の反復の後， x, y, z, t, V_p, τ が或有限の値に収束することが期待される。データ数が未知数の数より多いときは，(3)，(4)式を観測方程式として最小二乗法により解を求めることができる。

(3)，(4)式で， $\Delta \tau, \Delta V_p, \Delta t$ の係数を0とすればそれぞれ τ, V_p, t を固定して解くことになる。 t を固定するのは，後に述べるような方法で別に t を求めて ($t_p - t$) を用いて震源を求める場合，或いは， t_{ps} を用いて震源を求める場合になる。

同一の観測点で，P波およびS波の発現時が観測されているときはそれぞれについて(3)また(4)式を用いて連立させて解くことができる。ここではそのようにして震源を決定しているが，その理由は次の通りである。

観測点数が十分多くない場合——この条件は余震観測や(極)微小地震観測の場合にはほとんど常に適用される——P波の発現時のみを用いて震源を決めようとするとき，しばしばいくつかの困難に遭遇することが多くの人によって経験されている。収束しない，或は収束しても得られた結果が不相当と判断される，——例えば新潟地震の余震中に深さ8000 kmと求められた例がある。残差は非常に小さくなっていわばよく決まってはいるのだが，さらにP-S時間からみて真の震央とはかけ離れたところに震源が求まっていると判断される例もある——，誤差が著るしく大きくなる，僅かの観測誤差で結果が大きく変る等々の場合がある。

S波の発現時を併用するとこれらの困難の多くは救われるが，その扱い方にはいくつかの方法がある〔茅野(1967)〕。

P波とS波の発震時の差，つまりP-S時間を用いる方法は簡便で，著るしく大きな誤差，偏差を含まない結果を与えるので準備的な段階としては有用であるが，次のような短

所がある。1) 発震時を決めることができない。各観測点での刻時精度がよくなった現在得らるべき情報を捨てていることになる。2) P波の発現とS波の発現が少なくとも3観測点で両方とも観測されていなくてはならない。地震が大きくて近い観測点ではスケールアウトの為S波の発現時刻が押えられない。或は逆に地震が小さくて遠い観測点でP波の発現時刻が押えられない等の場合は、その観測点のデータを使うことができない。このようなことは近地地震の観測ではしばしばあることで、元々多くないデータを十分生かすことが出来ない。

もう一つの方法は、最近多くの人に採用されているもので、P波の速度とS波の速度の比を一定と仮定すれば、その値を τ として、発震時、P波の発現時、P-S時間の間に

$$t = t_{pi} - \frac{1}{\tau - 1} t_{ps}$$

の関係があることから発震時 t を推定して、P波の走時($t_{pi} - t$)を用いて解くことである。

P波の発現時およびP-S時間が2組以上求められているときは、 τ の値を仮定して求められた t の値の平均を採るとか、 $t_p \sim t_{ps}$ のグラフ上で直線をあてはめ、それと t_p 軸との交点を t とする等の方法がある。

著者の採用した方法と結果においては大差ないが、次のような理由からこの方法をとらなかった。

上記の方法で t_p と t_{ps} とから t を決めた場合、 t に当然誤差があり、それが $t_{pi} - t$ に入ってくるのでこの影響を考えなければならない——多くの著者たちはこの影響を見積っていないようである——が、これは誤差の見積りを2段階にわけてやることになり、かえって手数がかかること、 $t_p \sim t_{ps}$ が一組しかないときはこの誤差の見積りができないこと等である。

著者の方法によれば、誤差論の書物に書いてある常用の手法で、一度に容易に誤差の評価をすることができる〔例えば森口(1958)〕。

観測データ t_{pi} 、 t_{si} には次のように重みをつける。

$$p_{pi} = \frac{\sigma_{pi}^2}{\sigma_o^2}, \quad p_{si} = \frac{\sigma_{si}^2}{\sigma_o^2} p_s$$

ここに、 σ_{pi} は t_{pi} の、 σ_{si} は t_{si} の標準誤差である。 σ_o は単位重みのデータの標準誤差であり、始めは適当に仮定しておけばよい。解が求められて残差が計算されると、 σ_o は次のように推定される。

$$\hat{\sigma}_o = \sqrt{\frac{S}{N - m}}$$

ここに、 S は残差の重みつき平方和、つまり

$$S = \sum p_{pi} \epsilon_{pi}^2 + \sum p_{si} \epsilon_{si}^2,$$

$$\epsilon_{pi} = t_{pi} - \left(\frac{r_i}{V_p} + t \right), \quad \epsilon_{si} = t_{si} - \left(\frac{r_i}{\tau V_p} + t \right)$$

であり、 m は未知数の数である。

$p_s \approx 1$ とすれば、S波のデータにP波のデータと違った重みをつけることになる。S波

の発現時刻の精度はP波のそれより悪いであろうと考えれば $p_s < 1$ とする方が適当と考えられる。

逐次近似をくり返している過程で次のようないくつかの事態を生ずることがある。それに対する処置を共に述べる。

1) z が負になることはしばしば起こる。元々震源の浅い場合に起こりやすいようである。次の二つの処置を考え、どちらに対するかは予め指定しておく。

a) 予め指定した z_{fix} に固定する。

b) 媒質を均質と仮定しており、観測点の標高が小さいから、 z を $-z$ に変えても走時はほとんど変らない。そこで一段階前の z と $-z$ を比較して残差平方和を小さくする方に固定する。

ここでは主に b) の方法をとっている。

2) V_p が予め指定した V_{max} より大きくなったら計算を打切る。また $\tau = V_p/V_s$ が 1.41 より小さくなる、もしくは予め指定した τ_{max} より大きくなったら計算を打切る。ここでは $V_{max} = 10.0$, $\tau_{max} = 3.0$ としている。

3) 残差平方和が前段階より著るしく大きくなった場合は真の値に近付いていないものと考えて計算を打切る。

4) 分散行列の対角要素は本来負にならないはずであるが、負になってしまうことがある。真の値に近付いていないものと考えられるので計算を打切る。

最初から V_p , τ をも未知数として解こうとするとうまく収束しないことが少なくなく、また、前論文にも述べたように得られた V_p , τ の値は大きなバラツキを示し、その個々の値を正しいものと考えことは不適當と考えられるので、まず V_p , τ を仮定して解き、次いで V_p , τ を未知数として解いてみた。

V_p , τ を仮定した場合は、 x , y , z の出発点として、一律に本震の震央付近、余震域のほぼ中央の一点 (0.0, 60.0, 30.0) を用いているが、データが著るしく悪くない限り収束しているようである。しかし、 V_p , τ を未知数とした場合は出発点が適当でないと収束しないことが多いようである。ここでは V_p , τ を仮定して得た解を出発点として用いた。

V_p , τ の値としては、前論文では 6.0 km/sec, 1.732 を用いたが、ここでは前論文の結果 (Figs. 11 & 12) を参照して $V_p = 5.8$ km/sec, $V_p/V_s = 1.700$ を用いた。

2. デ - タ

データは前論文の場合と同じく新潟地震余震観測協同整理験震表に基いている。

原則としてP時刻が4点以上、S時刻が3点以上でとれているものを採り上げたが、P時刻が多数点 (6~7点以上) でとれているものは、S時刻のとれているものが2点以下でもとり上げた。これはやや大き目の地震の場合であり、P時刻の精度は過誤がない限りかなりよいと考えられる。

データは計算に用いる前に $t_p \sim t_s$ のグラフを描いてチェックした。直線をあてはめて、それから 1 sec 以上離れる点は何らかの誤りを含むものとして棄てた。この際、最も誤りやすいのはSの同定であると思われるので、 iP で読んであるものは t_s のみを棄て、 eP

で読んでいる場合は t_p にも誤りを含む可能性があるとして、 t_p, t_s を両方共棄てた。この手続きからみて、 t_p-t_{ps} が3点書けないものはデータのチェックができない——2点では勾配が適当な値にならないを別にすれば必ず直線があてはめられてしまう——ので、原則として t_p, t_s が同時に3点以上でとれている地震だけをとり上げているわけである。

中には、点がバラツいでどうしても直線があてはめられないもの、2つのグループにわかれてしまうもの、どのデータが悪いかわからないもの等があり、これらは除いてある。

いうまでもないことであるが、良くないと思われるデータを棄てる前に記象を再検討すべきであり、記象が著者の手元にある分については再検測を行なったが、記象の大部分は著者の手元になく、所属機関の事情によって再検測が困難なものが多かったので止むを得ず棄てたデータが少なくない。

次節で述べる、計算途次でのデータの棄却の効果を試す目的でわざと悪そうなデータを残した場合もある。

結局、震源決定の計算を行なった地震の数は約500個である。

前論文の場合には、 iP, iS には $\pm 0.1\text{sec}$, P, S には $\pm 0.2\text{sec}$, eP, eS には $\pm 0.3\text{sec}$ の誤差があるものとして重みをつけたが、今回は一律に $\pm 0.1\text{sec}$ の誤差があるものと仮定して計算した。

P, S, eP, eS に対する重みを、 iP, iS に対する重みより軽くすることはみかけ上誤差を小さくするけれども、観測データが十分多くない場合はあるだけのデータが十分寄与するように取扱った方がよいと考えたこと、 P, S, eP, eS の精度が悪いとしてもその悪さが予めはっきり決められず、むしろ帰納的に求めるべきものであって、第一段階としては同じ様に扱った方が適当であると考えたことなどの為である。

3. データの棄却

前論文の Fig 2(b) をみると、 $\hat{\sigma}_0$ の分布は、2.8 以下では 1.5 を平均値とする正規分布に近いが、3.0 以上に長く尾を引いている。これらの場合を調べてみると、全体に残差が大きいというよりは、1~2個残差の大きなデータを含む場合が多い。これは誤った、または誤差の大きなデータを含んでいるためと考えられるので、残差の大きなデータを棄却することを考えてみよう。

先ず全部のデータを用いて解を求める。次に τ_1, τ_2 ($\tau_1 > \tau_2$) の二つの限界値を決めて

- a) 残差が τ_1 より大きなデータは恐らく明らかに間違っていると考え全部棄てる。
- b) 残差が τ_2 より大きなデータは、残差の大きなものから順次一つづつ棄て解を求め直し、その残差について又検査をする。

一個の限界値 τ より大きなデータを一度に棄てるように処理される場合もあるが、ここではそのような方法をとらなかった。その理由は、元々データの数が十分多くないため、棄却の判断の基になっている震源位置等が悪いデータの影響をかなり受けているとみられること、元々十分多くないデータをなるべく減らしたくないこと等の為である。 τ_2 より残差の大きなデータが2個以上ある場合、その中残差の大きな方1個だけを棄却して決めな

おすと、はじめ τ_2 より残差が大きかったデータで棄却しなかったもの 1 個或はそれ以上が残差 τ_2 以内に収まってしまい、平均して残差 τ_2 以上のデータ 1 個を棄却するごとに、残差 τ_2 以上のデータが 1.5 個程度減少する。これは上に述べたような取扱いが適当かつ有効であったことを示しており、残差の大きなデータを一括して棄却するような方法ではよいデータまで棄ててしまう結果になることを示している。

このようにしてもうまくいかない場合があり、a) 最初の解がうまく求まらないこと、b) 最初の解が適当でないため、棄てるべきでないデータが棄てられているらしいこと——確かめるのは難かしいが——、c) 同様の理由により多数乃至（ほとんど）全部のデータが棄却されてしまうことなどである。このような場合は、個別に図式解法等でまず尤もらしい震源位置等を推定してやらなければならない。

残差が大きいからといって直ちにデータを棄却するべきではなく、データを再検討すべきであるが、原記象が著者の手元にはないものが大部分であり、再検測の依頼にも応じてもらえないことが多かったので、止むを得ず棄却した。但し、著者の手元に記象のあるものについては再検討した結果、誤りの発見、訂正されたものが少なくなく、なお不明瞭なデータは棄却した。

このように逐次棄却していく場合、一つの問題は、例えば、 a_1 を棄却して、次に a_2 を棄却することになった場合、 a_1 を残して a_2 を棄却しても結果はよくなっているかもしれない。或いは、 a_1 a_2 以外のどれかを棄却したらさらにより結果が得られるかもしれないという疑いである。詳細な吟味は行っていないが、多くの場合逐次に棄却して行って妥当な結果が得られているとみてよいようである。ただし時に上記の疑問を感じさせる例もある。

一個以上のデータの棄却には、スミルノフの検定法などもある〔北川・増山(1952)、戸松(1952)〕が、ここではそれを採らず、単純な上記のような考え方をとっている。スミルノフの検定法等を採る場合、棄却の水準が地震一個毎に違うというのも一つの問題であろうと考える。

さてこのようにしてデータを棄てれば、残差平方和は当然小さくなるので、残差平方和をみていたのではデータを棄ててよかったのか棄てない方がよかったのか判断することは出来ない。残差平方和を自由度で割った値、即ち残差の不偏推定値を使って判定しなければならない。（本論文中の $\hat{\sigma}_0$ は単位重みのデータ、すなわち誤差 ± 1.0 sec のデータの残差の推定値となっているから、実際には $\hat{\sigma}_0$ の 1/10 を残差の推定値と考えた方が適当であろう）こうすればデータを棄却すると残差が小さくなると共に自由度も小さくなって行くのでデータを棄てた方がよかったか否かの判定ができる。データが少なくなると自由度が急に小さくなるので——データ数と未知数の数が同じになると自由度は 0 で、 $\hat{\sigma}_0$ は不定になる——ある所で $\hat{\sigma}_0$ が最小になることが期待される。実際やってみた結果では、残差 0.1 sec を越えるものまで順次棄却していった範囲では、データを棄却するほど $\hat{\sigma}_0$ が小さくなっている例が大部分で、期待に反したが、これは問題の性質、条件、データの全体としての質の良し悪しに左右されると考えられる。

この結果からは、残差がどの位のデータまで棄却するのが妥当かということが出来ない。そこで、 τ_2 を変えると結果がどうなるか調べるために、6月30日に起こった65個の

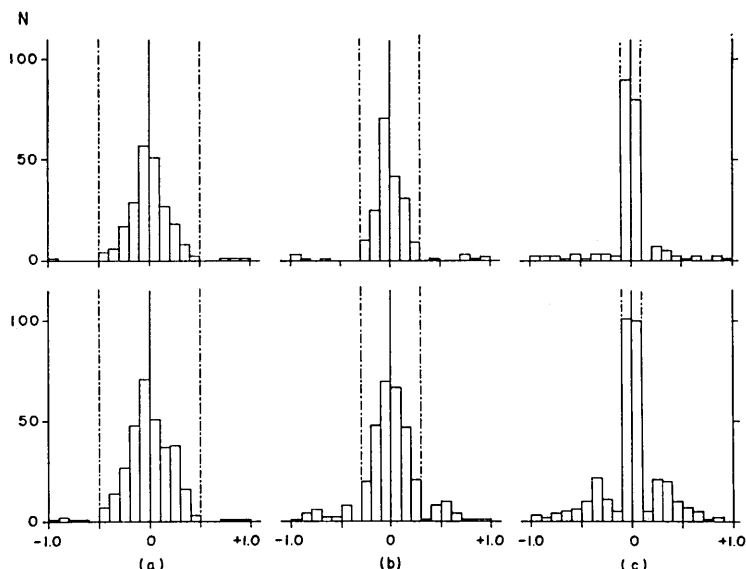


Fig. 1 Distributions of residuals of P and S arrival times for rejection level a) 0.5 sec, b) 0.3 sec and c) 0.1 sec.

地震について、 τ_2 を 0.5 sec, 0.3 sec, 0.1 sec の 3 通りに変えて計算してみた。 τ_1 は常に 1.0 sec としている。第 1 表(a) に示すように、 τ_2 を 0.5 sec としたときは合計 617 個のデータ中 48 個が棄却された。 τ_2 を 0.3 sec とするとさらに 53 個、0.1 sec とするとさらに 117 個が棄却された。つまり、 τ_2 を 0.1 sec とすると計 218 個、約 35% のデータが棄てられてしまうことになる。一地震あたりの残ったデータの個数の分布は第 1 表(b) に示す通りである。それぞれの場合の O-C の分布は第 1 図(a), (b), (c) に示すようになっている。---で示した τ_2 より大きい範囲は棄てられたデータに対する O-C で、 τ_2 のすぐ外側では皆無もしくはごく少数で、やや外に行って増えている。この結果からみて、 τ_2 を 0.1 sec までも小さくすることは適当ではないと考える。

一方、観測精度、地殻構造等に由来する観測所毎の偏差などを考えると、0.5 sec

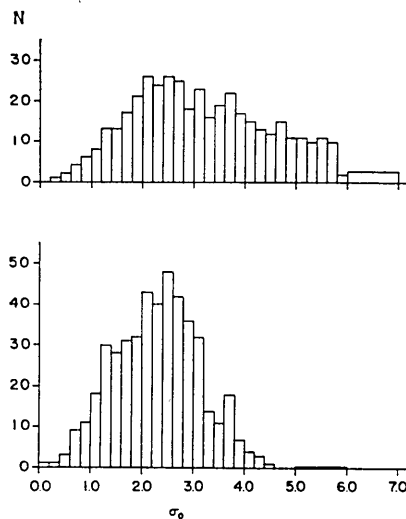


Fig. 2 Distributions of unbiased estimates of residual of P or S arrival time with a unit weight before (a) and after (b) rejection of data which have residuals larger than 0.5 sec. One tenth of σ_0 corresponds to unbiased estimate of error of observed P or S arrival time.

Table 1 Relation between the Number of Data and rejection level

a) Number of data rejected

Rejection level	0.5 sec		0.3 sec		0.1 sec	
Number of Data rejected	Number of Earthquakes	Number of Data	Number of Earthquakes	Number of Data	Number of Earthquakes	Number of Data
0	30		27		8	
1	19	19	20	20	16	16
2	11	22	15	30	17	34
3	1	3	1	3	14	42
4	1	4			5	20
5					1	5
Sum	65	48	63	53	61	117
Cumulated Sum		48		101		218
Average		0.74		0.84		1.92

b) Number of data used (not rejected)

Rejection level	0.5 sec		0.3 sec		0.1 sec	
Number of Data	Number of Earthquakes	Number of Data	Number of Earthquakes	Number of Data	Number of Earthquakes	Number of Data
5	2	10	3	15	15	75
6	3	18	10	60	25	150
7	8	56	10	70	18	126
8	15	120	14	112	3	24
9	18	162	19	171		
10	12	120	4	40		
11	3	33	2	22		
12	2	24	1	12		
13	2	26				
Sum	65	569	63	502	61	375
Decrement		—		67		127
Average		8.75		7.97		6.15
Average of Decrement		—		0.78		1.82

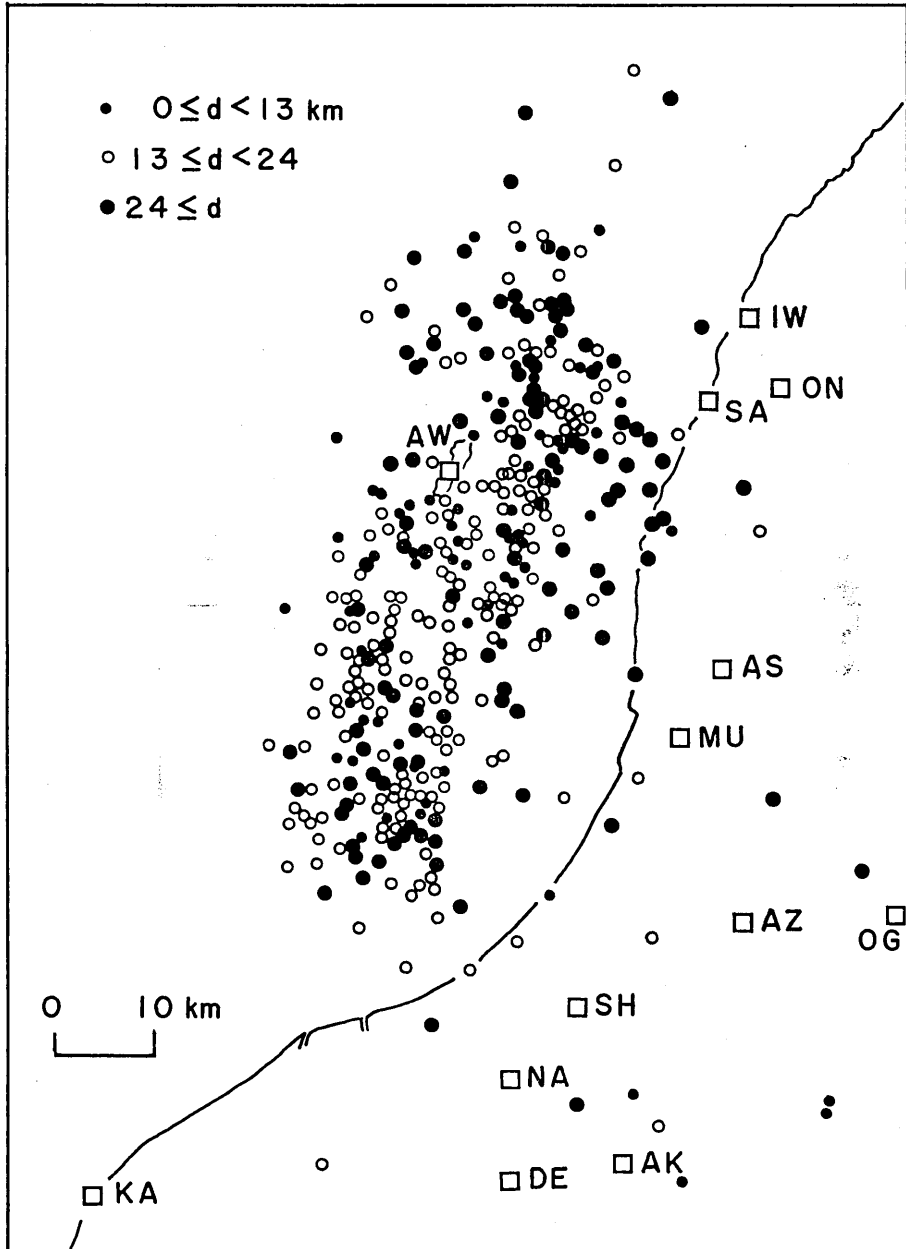


Fig. 3 Epicentral distribution of aftershocks of the Niigata Earthquake of June 16, 1964. (revised).

Table 2 Number of data rejected for an earthquake

P \ S	0	1	2	3	Total	Number of Data	
0	(269)	44	5	2	51	163	
1	101	57	5		163		
2	9	6	6	1	22		44
3	1	2	1		4		12
Total	111	109	17	3	240	219	
Number of Data		109	34	9	52	371	

Number of Data	0	1	2	3	4	5	Total
Number of Earthquake	(269)	145	71	14	8	2	240

Table 3 Number of data used (not rejected) for an earthquake

P \ S	0	1	2	3	4	5	6	7	8	Total	Number of Data
2			1	1						2	4
3			2	7	6					15	45
4		1	17	57	70	6	2			153	612
5	1	5	8	48	71	41	5			179	895
6		2	3	15	29	31	19			99	594
7		2	2	9	15	9	8	3		48	336
8		1		1	3	4	2			11	88
9						1			1	2	18
Total	1	11	33	138	194	92	36	3	1	509	2592
Number of Data	0	11	66	414	776	460	216	21	8	1972	4564

Number of Data	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Total
Number of Earthquake	1	5	29	73	123	95	81	52	31	12	6			1	509

程度以内の残差を生ずるのは止むを得ないと思われるので $\tau_1=1.0$ sec, $\tau_2=0.5$ sec とした。

この基準で棄却されたデータの個数の分布は第2表に示す通りで、予想外に少ないデータの棄却で結果が著しく改善されていることが判る。509例中269例(52.5%)は一個のデータも棄却されていない。最終的に震源決定に用いられたデータの個数の分布は第3

Table 4

Station	P				S			
	Total number of data N	Number of data used Na	Number of data rejected Nr	Percentage of data rejected Nr/N	Total number of data N	Number of data used Na	Number of data rejected Nr	Percentage of data rejected Nr/N
1	386	375	11	2.9%	358	350	8	2.2%
2	415	408	7	1.7	363	354	9	2.5
3	360	318	42	11.7	296	270	26	8.8
4	53	51	2	3.8	34	33	1	2.9
5	4	4	0	0	4	4	0	0
6	32	32	0	0	31	31	0	0
7	144	137	7	4.9	137	135	2	1.5
8	17	17	0	0	12	12	0	0
9	11	10	1	9.1	8	8	0	0
10	19	9	10	52.6	13	5	8	61.5
11	32	30	2	6.3	29	29	0	0
12	389	335	54	13.9	259	232	27	10.4
13	426	376	50	11.7	273	234	39	14.3
14	410	394	16	3.9	242	226	16	6.6
15	112	96	16	14.3	65	49	16	24.6
Total	2810	2592	218	7.8	2124	1972	152	7.2

表の通りである。また、各観測所毎に採用されたデータ数、棄却されたデータ数、棄却されたデータの割合を第4表に示した。10の観測点で特に棄てられたデータの割合が高いのは、水晶時計を用いていなかったため刻時精度が悪かったためであろう。精度の低いことは予め知らされていたが、データ棄却の効果を試す意味もあって使ってみたわけである。

第2図(a)はデータ棄却を行なわない前の $\hat{\sigma}_0$ の分布、(b)はデータ棄却を行なった後の $\hat{\sigma}_0$ の分布である。改善のあとがよく判る。

4. 結 果

以上述べたような手順をふんだ結果、得られた震央分布は第3図に示す通りである。震源の深さの分布は第4図に示すようになり、13 km 以上 24 km 未満のものが全体の57.6%を占めているので、第3図では震源の深さを、13 km 未満、13 km 以上24 km 未満、24 km 以上の3通りに分けて図示してある。

震央分布は、全体的な傾向は前論文に示したものと大差ないが、次のような特徴が明瞭

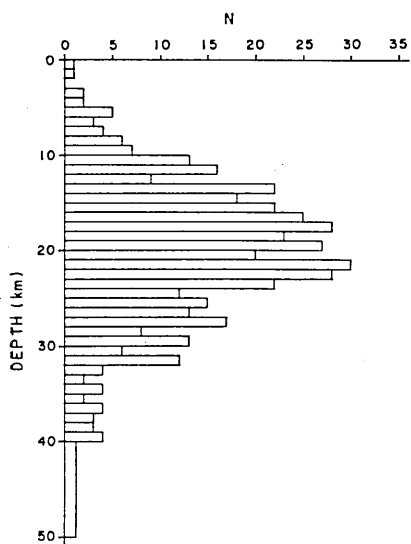


Fig. 4 Distribution of focal depths.

以上の方法では、 t_p , t_s を独立に扱ってその残差平方和が最も小さくなるようにしているから、 t_{ps} の残差は必ずしも最も小さくなるようにはなっていない。念の為、求められた震源位置について t_{ps} の残差がどの位になっているか調べてみると第6図のようになって 68.5% が ± 0.3 sec 以内に入っていることがわかる。

次に前の段階で棄却されたデータを除いて、 V_p , τ をも未知数として解き直してみた結果が第7図、第8図に示してある。 $V_p=5.8$, $\tau=1.700$ としてデータの棄却をやっているから極端に離れた値は出にくくなっているはずだが、棄却されたデータの数が比較的少な

となった。余震域は北部ではほぼ N30E-S30W 方向に伸びているが、南部ではむしろほぼ南北に伸びているとあってよく、中間でいくらか折れ曲ったような形をしている。南北両端に震央が密集しており、中間にはややまばらなところがある。余震域の北、西、南の境界ははっきりしているが、東側の境界はぼやけている。詳しくみると、24km より浅い余震は粟島と本州海岸線の間を境にしてその西側には多数起っているが東側には極めて少ない。24km より深い余震はこの線の東側にも多数起っている。

発震時刻、震央位置を表わす X, Y座標、震源の深さの標準誤差の分布は第5図のようになり、大部分は発震時刻で 0.4 sec 以内震央位置で 3 km 以内、震源の深さで 4 km 以内の精度で求められていることが判る。

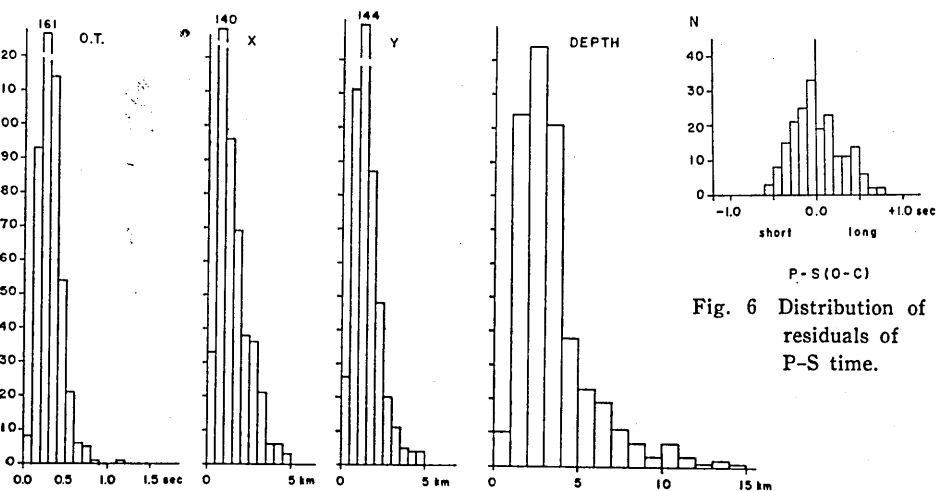


Fig. 5 Distributions of standard errors of origin time, X, Y and Z (depth).

Fig. 6 Distribution of residuals of P-S time.

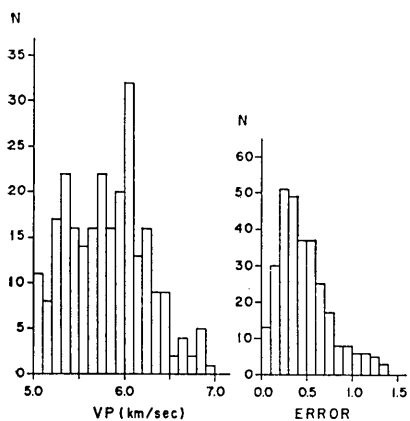


Fig. 7 Distributions of P wave velocity (V_p) and its standard error.

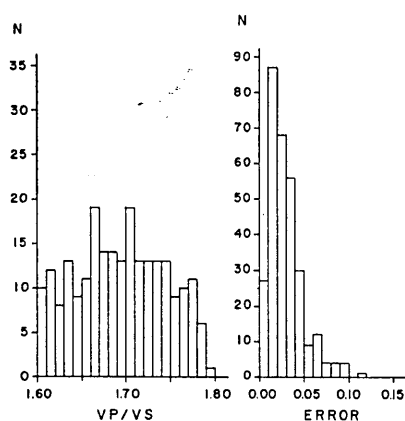


Fig. 8 Distributions of the ratio (V_p/V_s) of P and S wave velocities and its standard error.

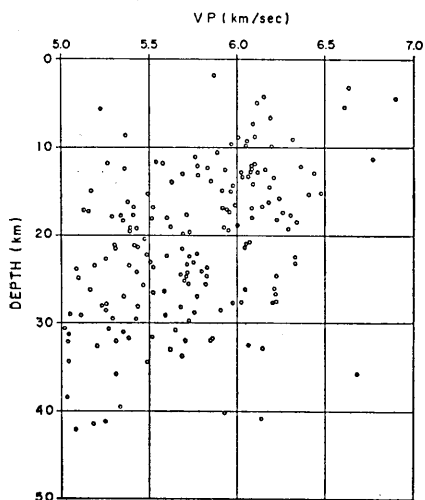


Fig. 9 Relation between V_p and focal depth.

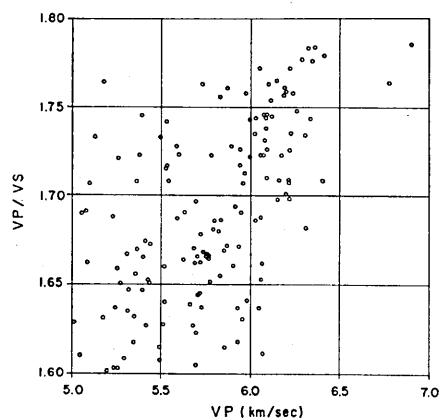


Fig. 10 Relation between V_p and V_p/V_s .

いし、得られた結果がまだ相当の範囲に散らばっていて、この範囲外に本当の値があるとは考えにくいことなどから、大勢は示していると考えられる。

V_p は 5.7~6.0 km/sec の範囲に多く集っている。5.3 km/sec 付近にも少し集っているが、これが何を意味するか——例えば 2 層の存在——は不詳である。 V_p/V_s は 1.7 乃至はもう少し小さいと考えてよいだろう。どちらの結果もバラツキが非常に大きく、これからも個々の地震について求めた個々の V_p 、 V_p/V_s の値はそれ程意味がないと考えた方がよいことがわかる。

V_p 、 V_p/V_s 、 z 等の間には第 9 図、第 10 図に示すような関係があり、 V_p の大きく求ま

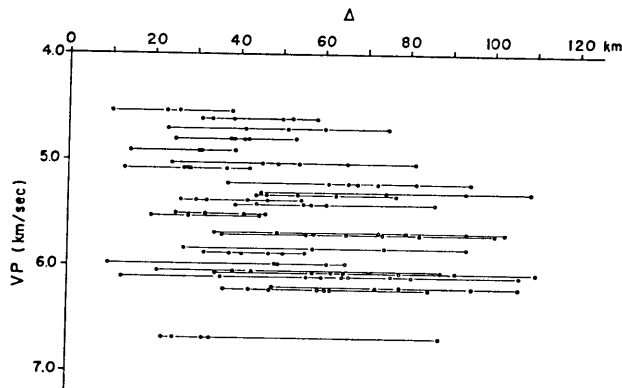


Fig. 11 Relation between V_p and range of epicentral distances of stations used.

ったものは V_p/V_s も大きく求まり、 V_p の大きく求まったものは z が小さく（つまり浅く）求まる傾向がみられる。 t_p のみを使ったときはこの後者の傾向が非常にはっきり現われるが、これは地殻の構造から期待されるものとは逆の傾向であり、誤差等に基づくみかけ上のものと考えられる。〔安芸（1961）参照〕

実際の地殻構造は層構造に近いものであろうが、ここでは均質構造を仮定して解いているので、例えば近い観測点のデータが遠い観測点のデータにくらべて多い場合には V_p が小さく求まり、逆の場合には V_p が大きく求まるというような関係があるのではないかと考えたが、第11図に示したようにはっきりした関係はみられなかった。

5. 残された問題点について

3節で述べたような方法で残差の大きなデータを棄却しても、本当に悪いデータが棄却されている、或は悪いデータから順に棄却されているということは必ずしも保証されていない。ある地殻構造を仮定し、ある手続きで震源決定をするという条件の下で、他のデータと折合いの悪いデータが棄却されているというべきである。

一点だけ特に震央に近い観測点がある場合、この観測点のデータは震源の深さ、発震時刻を決めるのに重要な役割を果すはずであるが、このデータが棄却されてしまう可能性がかなりある。特に震源に非常に近いため、かなり多くの場合P時刻しか読めないこともその傾向を助長するし、さらに均質媒質を仮定するときはその可能性は一層高くなる。層構造を仮定しても、その観測点直下の浅いところの構造がかなりきくのでこの傾向は生じ易い。これに対しては、例えば震央距離の小さい観測点のデータに大きい重みをつけるというような処置も考えられる。

実際に多数の地震に対してルーチ的に適用する方法としては、本論文で述べたものよりもあまり複雑な手続をとることは困難であろう。例えば、順にどれか一個を、さらに2個の組合せの全てを、……棄却してみて全部を比較するというようなことは極めて繁雑であり、またその結果の内どれがよいのかという客観的な判定もかなり困難であろう。

求められた震源位置から求められた誤差の範囲内に真の震源がある可能性が十分高いか

という、これも必ずしも保証されているとはいえない。真の地殻構造と震源決定に仮定した地殻構造との違いによる偏りが小さくないし、それを別にしてもなお求められた誤差は一種の相対的な目安に過ぎないといえよう。

これらの問題点は震源位置を高い精度で決め、その分布等を詳細に議論するためには十分明かにしておかなければならない。

実際に観測された地震のデータを使うときは、真の発震時や震源位置がわかっていないため、問題が漸近的にしか解けないという欠点がある。発破や人工地震を利用することは、その場所での特殊性を明かにしてくれる点で大へん有力であるが、実際上多数の場所で多数の実験をくり返すことは困難であり、また震源の深さが極めて浅い場合に限られるという制約がある。

以上二つの方法の欠点を補うものとして、simulation が有効な方法であると考え。発震時、震源位置が予め判っていること、観測に伴う各種の誤差や偏差を自由に付け、それから生ずる結果の変動を調べられること、地殻構造の違いがどの位影響するかを明かにすることができること等の長所がある。一方、現実のその場所の地殻構造等の特殊性は知ることができないから、まず simulation によって一般的な関係を明かにした後、発破によってその場所での特殊性をつけ加え、それらと比較しながら実際の観測データを考察処理するのが最も有効な方法であると考え。simulation の方法はそのステップとして極めて有効な手段であり、観測網の設計にあたって有力なよりどころとなると考えるが、それについては著者の後の論文において詳細に論ぜられる予定である。

原稿を読んでご注意下さった地震研究所神沼克伊、建築研究所国際地震工学部大竹政和の両氏にお礼申し上げます。計算は地震研究所地震予知観測センターの IBM 360/40 で行なわれました。日頃プログラミング等についてご指導頂いている長沢澄子、吉田満両氏にお礼申し上げます。

文 献

- 安芸敬一，最小自乗法によって決めた係数相互の関係について，地震，Ⅱ，14 (1961)，199-201.
 茅野一郎，近地震の震源決定，地震 Ⅱ，20 (1967)，115-122.
 KAYANO, Ichiro, Determination of origin times, epicenters and focal depths of aftershocks of Niigata earthquake of June 16, 1964, —A preliminary report of the cooperative study of aftershocks of the Niigata earthquake—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46 (1968), 223-269.
 北川敏男，増山元三郎，新編統計数値表 (1952) 河出書房。
 森口繁一，統計解析，岩波講座現代応用数学 (1958)。
 戸松喜一，福井地震の震央について，驗震時報 16 (1952)，57-63。

6. *On Some Problems in Epicenter Determination
of Local Earthquakes.*

By Ichiro KAYANO,

Earthquake Research Institute.

Some problems in epicenter determination of local earthquakes from data obtained by observation net consisting of a few or several stations were investigated. Origin times, epicenter locations and focal depths of aftershocks of the Niigata earthquake of June 16, 1964, were redetermined.