

微小地震の震源の求め方について

橋 爪 道 郎・岸 本 兆 方

ON THE METHOD OF HYPOCENTER DETERMINATION OF MICROEARTHQUAKES

By *Michio* HASHIZUME and *Yoshimichi* KISHIMOTO

Synopsis

The Poisson's ratio was studied and estimated as 0.2435 ± 0.0015 in this district. Then we can determine the origin time by the method of least squares, on a graph showing the relation between P arrival time and S—P time. In this case, we used only selected seismograms of which time accuracy is within 0.1 sec for the first arrival of P wave. And we can determine the hypocenters from travel time of P wave as we know the crustal structure obtained by Kurayoshi-Hanabusa explosions. The results were fairly satisfactory. Concerning the epicenter, about 95% of earthquakes were determined in the accuracy of ± 1.0 km, but the determination of focal depth was not so satisfactory. This is mainly due to the distribution of the seismological network.

1. 序

地震学の研究において震源を決定することは、最も基礎的なことであることはいうまでもない。比較的大きい地震の場合、それはそれなりの精度をもった震源を求める方法が開発されてきた。しかし微小地震の場合通常我々が要求する精度は大きい地震の場合よりずっと高いのが普通である。これは、微小地震の時間的空間的な問題をさらに精密化することによって、大地震との関係、あるいは地球内部の微細構造等を求めることが期待されているからである。

ところが従来から多くの研究が微小地震の震源決定についてなされているが、いまだ完全に満足すべき結果を得ていないようである。この事は1つには方法それ自体に関する問題と、震源を決定する際の諸条件の不備に由来すると思われる。後者に属するものとして、観測精度、記象の解析精度（あるいは限度）、地殻構造（微細構造を含めて）、Poisson's ratio、観測点直下の局地的影響等である。又前者に属するものとして、大まかにいって、Pの初動を用いる方法と、S—P時間を用いる方法がある。

自然地震は元来発震時についてはわかっていないのであるから、Pの初動による方法の場合だとS—P法に比べて数学的には単に parameter が1つ多いだけであるが、震源に対する観測点の配置が悪いと観測点同志の相対的時差から震源を決定するため、小さい観測誤差が決定的に利いてくる事になる¹⁾。

これに対してS—P法は Poisson's ratio さえ正確に判っておればS—P時間は震源距離そのものを表わすことから、単に数学的に parameter 1つの代りに1観測点を増設するよりはるかに有効となる。ただSの初動をどこに取るかは難しい問題となる。そこで比較的正确な観測値が得られるPの初動を用いる方法と、S—P時間を用いる方法とを相補って用いたらどうなるかというのが次に述べる主旨である。このためにまず地殻の Poisson's ratio を正確に決める必要がある。

2. Poisson's ratio について

使用したデータは1964年11月から65年10月までの1カ年に京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所管内の5つの観測点において、3観測点以上について観測された比較の明瞭な $S-P < 15\text{sec}$ の地震125個である²⁾。この観測所の概要についてはすでに報告されているが³⁾、三日月(MZ)と大屋(OY)が3成分観測で、船岡(FO)、氷上(HM)、泉(IZ)は上下動成分のみの観測である。観測点の刻時は水晶時計によって行なわれ、NHKの時報によって常に較正されている。その精度は0.1sec以内に保たれている。使用した全地震については相互に比較しつつ読取りの再検討を行った。

そこでこのデータを、縦軸にPの到着時刻、横軸にS-P時間を取り各観測点について、plotしてみた。もし地殻の Poisson's ratio が、一定の値を取るならば、この勾配は一定の値をもってくる。Poisson's ratio $\sigma=0.25$ の場合 $1/(\sqrt{3}-1)$ である。今第一近似として各地震毎に $\sigma=0.25$ の勾配をもった直線を最小自乗法であてはめその直線からのずれO-Cをすべての地震について重ね合せたものを Fig. 1 に示した。図は縦軸に O-C を取り、横軸には S-P 時間を取っている。重ね合せの方法は多少厳密を欠くが、S-P 時間の最大値と最小値の中間位を中心として重ね合せたものである。図で分る様にこの地方の地殻の Poisson's ratio は平均的には $\sigma=0.25$ ないしこれより少し小さい値と推定される。最小自乗法にて、この値を計算すると $\sigma=0.2435 \pm 0.0015$ となる。しかしSの読みはもともとかなり主観的要素もはいり込めるのでこの値を基にして記録の再検討を行なう必要があろう。

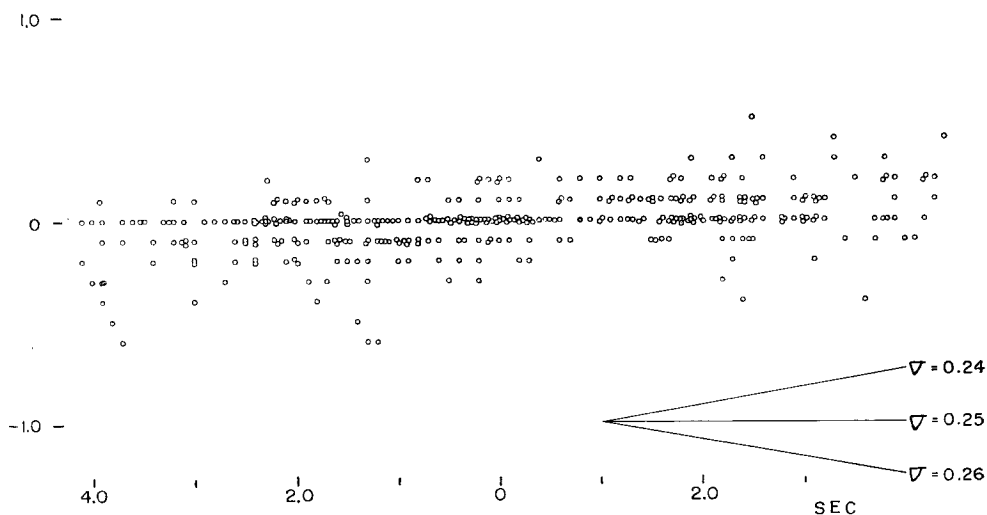


Fig. 1 Deviation of arrival time from best fitted line equivalent to Poisson's ratio $\sigma=0.25$ on P arrival time versus S-P time graph. This figure is superposed suitably for all earthquakes used in this paper.

3. 震源の求め方について

以上のようにして求められた Poisson's ratio をもとにして地震の発震時を求める。これは前にのべた、P到着時対S-P時間のグラフ上で最小自乗法で決めた直線と $S-P=0$ との交点の値である。我々は第一近似として地殻全体の Poisson's ratio が $\sigma=0.25$ だとして発震時を求める。Pの初動は0.1sec以内の精度で読取られているデータのみを使用したので一応Pの読みには誤りがないと仮定すれば、原理的には1

観測点のSの読みさえ分れば発震時が求まることになる。実際にSの読みは必ずしも読みにくいものばかりでなく、むしろ非常にはっきりしたものも少なくない。読み難いSの初動は読まずに読みやすいSのみから発震時を求めた。このようにしてP波の到着時とS-P時間からP波の travel time が判明することになる。

この地方の地殻構造は爆破地震動研究グループによって行なわれた倉吉-花房両爆破によってかなり詳しく分っている⁴⁾。この測線はほぼ東西に、船岡、大屋、氷上を通っており大屋付近でだいたい Fig. 2 のようになっている。第一層は平均的に 5.5 km/s 位の速度をもち 3 km 位の厚さをもっている。第二層の 6.05 km/s は全国各地（あるいは世界的）に認められた速度で、この地方でも非常に明瞭に観測されている。第三層の速度 6.6 km/s は多少変わるかも知れないが存在はほぼ確かで上層との境界は約 16 km である。それ以下の層に関しては $S-P < 15 \text{ sec}$ の地震に限ったことと、後に述べるように、この地域では crust 内であり深い地震はほとんど存在しない事から結果にはあまり影響を与えない。この結果を基にして作業の便宜上 Fig. 2 の地殻構造をこの地域全体にあてはめた。この地殻構造から計算される走時曲線から震源が求められる。この論文においては図式解法にて求めたが、震央に関してはほとんどすべての地震について $\pm 1 \text{ km}$ 以内の精度で決定する事ができた。ただ深さに関しては観測できたデータ数、配置及震源距離によってかなり精度が変わってくる。近い観測点においては、深さが直接震源距離に利いてくる。少し遠くなると深さが少々変化しても震源距離はほとんど変化しない。従って深さによって travel time はほとんど変化せず、全観測点がこのような震源距離に配置されている場合は深さが決らない。例えば、我々の観測網の平均 span を 50 km とすると、travel time が 0.1 sec の精度で信用できたとしても、 $\Delta = 50 \text{ km}$ から 100 km の間に観測網があると深さ 3 km より 10 km までは全く区別できない。 $\Delta = 25 \text{ km}$ の近くに観測点があってもやはり深さは 3 km より 7 km は全く区別がつかない。

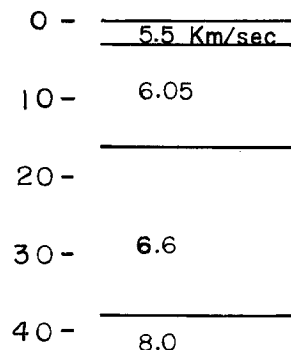
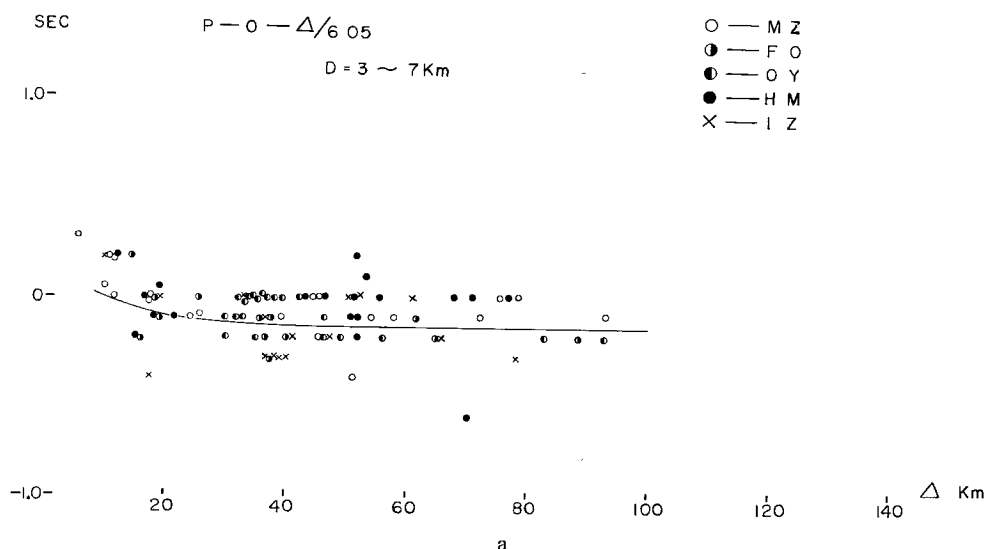


Fig. 2 Crustal structure used in this paper. After the result of Kurayoshi and Hanabusa explosions.



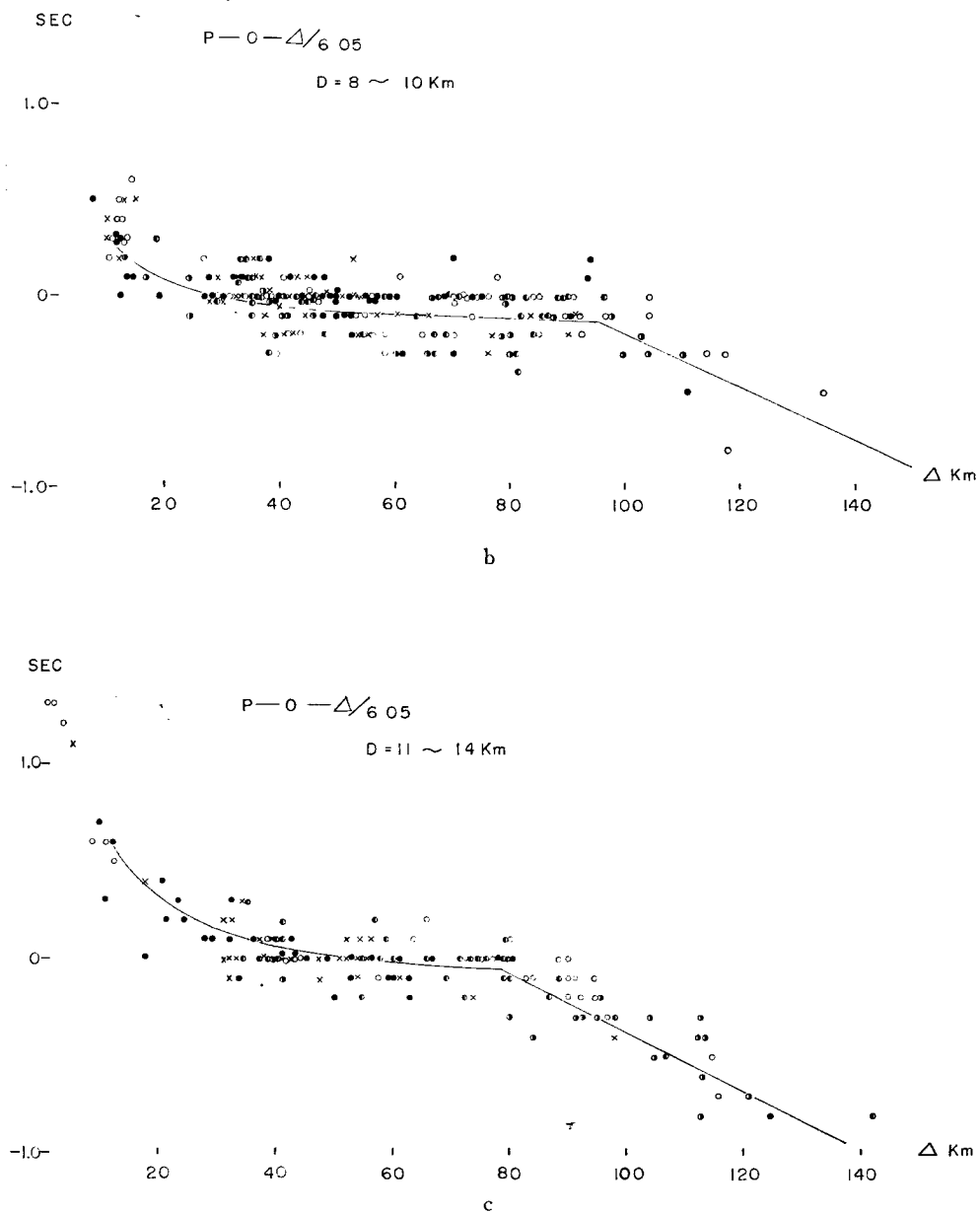


Fig. 3 P—O— $\Delta/6.05$ is plotted for all earthquakes.

P—O : travel time of P wave

Δ : epicentral distance obtained in this paper.

The solid line in Figs. a, b, c is calculated curve for 7km, 10 km, 13 km respectively.

観測点の配置がさらに遠くなると玄武岩層を通ってきた波が早く到着する。これは深さにかなり鋭敏に利いてくるため遠くの地震の方がかえって深さが良く決ることになる。震源決定精度について1つづつを示すのも大変であり、又あまり意味もないので求められた地震全部に関して深さ別に、どの位走時曲線を満足させることができたか示したのが Fig. 3 a—c である。横軸には震央距離 Δ , 縦軸には travel time から $\Delta/6.05$ を引いた値 $P-O-\Delta/6.05$ を取って夫々の深さで全地震について重ね合せて plot してある。Fig. 3 a—c には夫々震源の深さ 7 km, 10 km, 13 km, の場合の上に述べた地殻構造から予想される理論曲線を記入してある。深さの正確に求まらなかったものはその範囲の中間位の深さとしてそれぞれの図に plot してある。

各図共理論走時に全体として良く合致しているという事は、P 及 S の読取り誤差の範囲内で震源はかなりよく決定されたことを示している。なほ使用したデータの内訳は次の通りである。

3 観測点の値を使用した地震数	24
4 "	71
5 "	30
計	125

内 ± 1.0 km 以内に震央を決定することが出来なかった地震数は 8 コであるが、観測誤差の範囲とも云えるだろうし、今の所決めることができなかったことに関して何らかの法則性を見出すことは困難である。

このようにして決定された震源を Fig. 4 に示した。深さが良く決らなかったものは大体その範囲の中間位として plot してある。

又深さの分布は Fig. 5 に示す。不確定なものはその範囲を各深さに按分して示した。深さ分布に関する限り地域によって変化があまりないように思われる。ここで非常に顕著なことは、深さ 10 km 位を中心にはとんどの地震がいわゆる granitic layer (6.05 km/s の速度をもつ層) に集中している事である。Basaltic layer 内で起ったとされた地震は数ケに満たない。このことが如何なる意味をもつかは今後の研究に待ちたい。

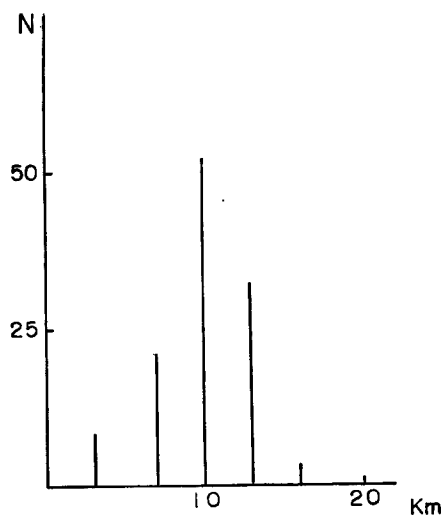


Fig. 5 Distribution of hypocentral depth.

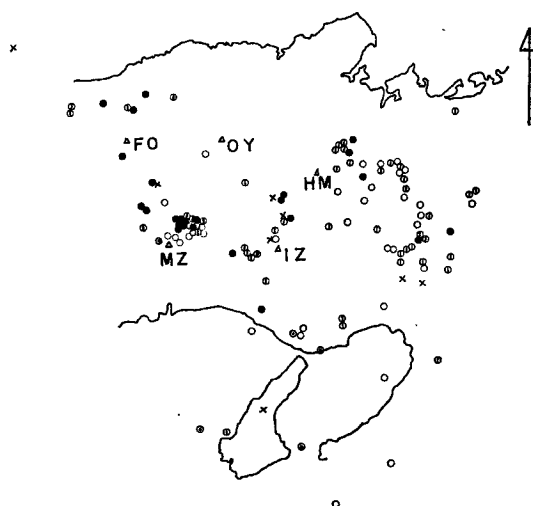


Fig. 4 Distribution of hypocenter obtained in this paper.
 ● hypocentral depth $D \geq 15$
 ○ $11 \leq D \leq 14$
 ⊙ $8 \leq D \leq 10$
 ● $3 \leq D \leq 7$
 × hypocenter was not determined well.

以上震源を求める段階に於て一番人手を煩わすのは記象の解析であるが、ある程度の改良はなされても本質的には人の頭脳に頼らざるを得ない。以上の方法は特に新しいものを含んではいないが、従来の震源が良く求まらなかった大きな理由の1つは結局如何に信頼おけるデータを使用したかにかかっていたことを示すものかも知れない。

他の計算に属する事は一応方法が確立されれば計算機の仕事である。今後地殻構造、Poisson's ratio 等色々な場合について数値的に比較してゆきたい。又用いた観測点配置に対する震源（特に深さ）決定精度分布図を計算しておくとう便利である。

4. 検 討

以上のようにして震源を求める手続きを終えたわけであるが、ここで多少その残された問題点を検討してみよう。

最初に Poisson's ratio を求める際にPの初動と最も確からしいSの初動の読みから Poisson's ratio が一定であるとしてこれを求めたのであるが、Fig. 1 がかなりばらついているのは一つにはS波の判定そのものがかなり誤差を含むものだということの他に、Pの初動の読みは確かだとすれば、どうしても $\sigma=0.2435$ の勾配をもつ直線からかなり外れる記象も存在する。この理由は単にSが非常に判定しにくかったと考えるだけで良いのかどうか、Poisson's ratio の地域分布、深さによる変化も当然考慮に入れる必要があるかも知れない。又データの数を増し、処理の仕方をもう少し改良すると同時に、観測そのものもデータの処理がより正確になるように改良、拡充して行く必要がある。

Poisson's ratio を今回は $\sigma=0.25$ として発震時を求めたが、このことは直接、travel time P—O に利いてくる。もし Poisson's ratio が仮定したものより小さい（大きい）場合、P—Oは長く（短く）なる、もし観測点の数が充分にあれば、全観測点について一定時間だけ travel time を変化させることは震源を求まなくしてしまうはずである。しかし比較的少数の観測点でその配置もあまり好条件でない場合、観測網の内側の地震に関しては σ の変化がかなり大きい場合は系統的に浅く（深く）求まる傾向になる。外側にある場合震源は系統的に観測網に近よせられる（遠ざけられる）こととなる。しかしこの事は Fig. 3 では識別できないので、観測網を拡げて観測するより方法がない。

次にこの種の議論の時にいつもやっかいな問題を提出するいわゆる、局地的走時補正について考察してみる。Fig. 3 は観測点別に plot してあるが、もし走時補正を要するならばその観測点の値は系統的にずれるはずである。はっきりした事はまだ分らないが、この傾向は少ないように思われる。

最後に地殻構造の問題を考えてみる。今回は倉吉花房爆破の測線を水平構造にしたものをこの全地域にあてはめたが、結果は非常に良好に震源を決定できた。逆にいうとこの地方の地殻構造は大体において Fig. 2 に示したような形をしていると考えても良いであろう。特に第3層の basaltic layer に相当する 6.6 km/s の速度をもつ層の存在を許すことによって非常に良く決定できたことはこの層の存在をより確めたことになる。何となれば、我々の観測網は最大 span が 70 km 程であるが 6.6 km/s の層があるのと、ないのとではこの場合約 1 sec 程度も走時が変化する、これは明らかに観測誤差をはるかに越えている。

又 Fig. 3 は以上述べた方法で与えた第一次近似の諸条件に対して第2次近似を与えているはずである。というのは震源を求める際に ± 1 km の震央誤差を与えたが、もし、第2次近似を入れる必要があるならばこの誤差のなかに含まれているはずである。この事からさらに地殻構造の微細構造、速度勾配等について検討を加えることも可能と思われる。

最後にこの研究に対していろいろ御意見を頂いた尾池和夫氏に感謝します。

参 考 論 文

- 1) 佐藤泰夫；地震観測点の最良分布，地震，18巻（1965）pp.9—14
- 2) Seismological Bulletin of the Western Network of the Tottori Microearthquake Ob-

servatory.

- 3) 岸本兆方・橋爪道郎・尾池和夫；近畿地方西部に於る微小地震活動について，京都大学防災研究所年報，第九号，昭和41年3月，pp.27—45.
- 4) 橋爪道郎他；第1回，第2回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造，第2部 西日本の地殻構造，地震，第19巻（1966），pp125—134.