

気象庁震源計算プログラムの改良

(1980年伊豆半島東方沖の地震活動と松代群発地震の震源分布の再調査)*

浜田 信生,** 吉田 明夫,*** 橋本 春次****

Improvement of the Hypocenter Determination Program of the
Japan Meteorological Agency
(Reanalyses of the Hypocenter Distribution of the 1980 Earthquake
Swarm off the east coast of the Izu Peninsula and the
Matsushiro Earthquake Swarm)

Nobuo Hamada

(Meteorological Research Institute)

Akio Yoshida

(Shizuoka Local Meteorological Observatory)

Haruzi Hashimoto

(Gifu Local Meteorological Observatory)

The computer program used in hypocenter determination was upgraded to give the focal depth in unit of 1 km. Ever since electronic computer came into use for hypocenter location in the Japan Meteorological Agency, the depth of earthquakes was given in unit of 10 km or 20km. The focal depth given in 10km was quite insufficient for studying the spatial distribution of earthquakes. Accuracy in focal depth determination is influenced by many factors such as instability of the solution of equations, errors in reading phase arrivals, heterogeneity in the velocity structure of the earth and configuration of observation networks. However, inspection of the program showed that smoothed interpolation of the travel time tables and some computing techniques reduces instability of the solution considerably.

In the new improved program, four focal parameters (origin time, longitude, latitude and focal depth) are given simultaneously. In the case in which observational errors are larger, focal depths are selected from among solutions in which depths are constrained at every 1 km. Epicenters are indicated in unit of tenth of a minute of arc instead of unit of a minute in the old program.

By using the new program, the 1980 earthquake swarm off the east coast of the Izu peninsula was reanalyzed. The reanalyses showed that inadequate azimuthal coverages of station distribution were responsible for a spurious trend in epicenter distribution. A lack of pertinent stations in to the north-east and south-west caused systematic epicenter shift in the said direction. This spurious trend was, however, much reduced by using station corrections. Station corrections of P and S arrival times especially for stations which always indicated large travel time residuals were so effective that it made possible precise estimation of the source region and fault dimensions.

Application of the new program to the Matsushiro earthquake swarm from 1965 to 1968 showed that focal depth representation in unit of 1 km was statistically meaningful even for

* Received July 20, 1983

** 気象研究所

*** 静岡地方気象台, 現気象研究所

**** 岐阜地方気象台, 現気象庁地震津波監視課

days when crystal chronometers and high magnification seismographs were not in general use. Comparison of the relocated hypocenters with those reported by other organization showed that the accuracy of location of the J.M.A routine network is not inferior to those obtained by the high magnification seismograph network temporarily operated around the swarm region.

Although accuracy in determining the relative positions of earthquakes occurring in a small area is much improved by the use of station corrections, fundamental researches about regional variations of the crustal structure and travel time residuals based on the result obtained by the newly improved program are necessary to introduce station corrections into the routine hypocenter determination. The present study also showed that to get more stable hypocenter solutions it will be necessary to improve the travel time tables.

§1 はじめに

気象庁は、1961年から地震月報に掲載される地震の震源要素をそれまでのコンパスと走時ノモグラムを用いた手作業により決める方法から、電子計算機で決定する方法に変更した。電子計算機を用いて震源要素を計算する方法とプログラムについては、気象庁地震課(1963)、及び Ichikawa (1965)により報告され、また気象庁(1971)に解説されている。この震源計算法は、ガイガーの方法とよばれる走時残差の平方和を最小にする解を求める一種の最小自乗法である。気象庁では、震源要素の内、深さを除き、経度(東経, λ)、緯度(北緯, ϕ)及び震源時(τ)を未知数としていくつかの深さについてこれらを求め、その解の中から残差を最小にするものを選択している。この方法によれば、震源の深さは、走時表に走時が載せられている深さの中から選択される。当初は Wadati et al. (1933)、鷲坂ら(1935)による走時表が用いられていたため震源の深さは浅い地震は20kmきざみ、深い地震は40kmきざみで決められていた。1967年からは補間により走時表が作られたため、それぞれ10kmきざみ、20kmきざみの深さで決められるようになった。1973年からは、市川、望月(1971)の走時表が採用され現在に至っている。

震源計算のプログラムは、その後、第一次近似震源の求め方などに工夫が加えられた。しかし、基本的には導入当初と同じものがそのまま使用されている。今までの経緯については市川(1982)による解説がある。

最近、地震予知計画の進展に伴い、各大学や、研究機関の微小地震観測体制が強化され、それぞれ独自の方法で準ルーチン的に震源要素を求めるようになってきた。しかし、いずれも震源の深さを未知数として(深さフリー)解を求めるか、1kmきざみあるいはより細かい単位で震源の深さを表示している。国内では気象庁のような10kmきざみ、20kmきざみで深さを表示す

る方法を採用している機関は、現在ない。また、国際的にも、ISCやUSGSは、以前から1kmきざみの震源を報告している。

このように気象庁が独自の方法で粗い震源を報告していることに対し、もっと分解能を向上させられないかという疑問が生ずる。この疑問に対し、市川(1976, 1978, 1979, 1980)は、震源計算の分解能、精度があげられない理由をいくつか示した。それらの理由を要約すると次のようになる。

1) 震源計算を行うと、解が収束せず振動する場合が多い。

2) 各深さについて走時残差の平方和を求めてみると、極小の残差を示す深さが複数あらわれることもあり、極小の深さがひとつに決まらない。

3) 観測資料の中から観測点の組合わせを変えながら資料を選び、震源を計算すると、解がばらついて、そのばらつきより細かい精度まで解を表示する意味はない。

4) 速度構造が地域により不均一であるので、その影響による誤差が大きくなり、細かい深さの表示を行う意味がない。

5) ISCが報告した震源と地震月報による震源を比較すると、ISCは1kmきざみで深さを決めていたにもかかわらず日本付近の地殻構造等を考えると、地震月報の震源の方が妥当な場合が多く10kmきざみの表示で十分である。

6) 気象庁の観測網の実力を考えると、感度の低い地震計によるデータが多く、大学の微小地震観測網によるデータに比べ精度が劣る。

以上のような理由が10kmきざみの震源決定が妥当であるという根拠になっている。そこでこれらの根拠を再検討してみた。

まず1), 2)の理由については震源決定の計算方法そのものにかかわる問題であるから、計算プログラム

の技術及び原理についての再検討が必要である。

3), 4)については震源計算はあくまで統計的な処理であり、必ずしも精度より小さい桁を表示する必要がないということにはならないと考える。

例えば、群発地震活動や余震活動などについては、個々の地震の震源の絶対的な位置よりも、相対的な位置関係の方が意味を持ち重要である場合が多い。一般に10 kmという広がりには、マグニチュード6から7クラスの地震の余震域の大きさと同じオーダーである。余震活動から断層の走行や幅を推定することは、深さを10 km単位で表示している限り不可能である。

5)については、地震月報に掲載される震源は、現在のところ、過去の地震活動、個人的な経験、知識を考慮したデータ処理係によるチェックをパスしたもののみである。日本付近についてISCよりすぐれていることは、いわば当然の結果である。

6)については、最近では気象庁も76型や、海底地震計の整備を行い高感度の観測点は増加しているのので、一部の地域では、地震の規模によっては微小地震観測網などと同質の資料を得ることが可能になってきた。過去においても、内陸の地震では観測網の配置が震源決定に有利で高度な震源計算法を適用できる場合も、かなりあったと想像できる。

以上のことを総合すると、深さ1 kmきざみ、あるいはそれ以上の精度、分解能を持って決定できる震源がかなりあると予想できる。そこで次の方針に従い震源決定プログラムの改善方法を調査した。

まず方針の一つとして改善した方法をルーチンに取り入れた場合、過去の方法による資料との間に大きな差が生じないようにする。個人の主観的な判断をできるだけ減らせるような方法を考える。プログラムはデータ処理の担当者が変わってもできるだけわかり易く、また、改造し易い形にする。プログラム改良の具体的手順は、次の順序で行った。

まず現在まで使用されてきたプログラム(以後旧プログラムとよぶ)を全部調査し、不適當あるいは改善可能な点を検討する。次にプログラムの改良を行った。次に、大学や他の研究機関により、詳しい調査報告が出されている地震活動について、旧プログラムと改良したプログラム(以後新プログラムとよぶ)によって処理した結果をそれぞれ比較した。比較の対象として、まず、高感度の観測点が整備され資料が豊富な最近の場合の例として、1980年6月に発生した伊豆半島東方沖の地震を調べた。次に過去の気象庁の資料について新しい方法がどの程度有効かを調べるために、1965年から始まった松代群発地震を調査した。

これらの調査により特に浅い地震の場合、気象庁の資料を用い震源の深さをフリーまたは1 kmきざみで決定することが、意味のあることを明らかにした。深い地震については、別途、西出ら(1982)が調査を行い同じ結論を得た。

§2 震源計算プログラムの検討と改良

旧プログラムの内容を検討し、改良が必要と考えられる点の改造を行った。旧プログラムは、複雑で難解な面が多いので、今回は主としてプログラムを理解し易くするためにサブルーチン化を進め、最大のサブルーチンでもFORTRANで200行以内に収まるようにした。その結果、旧プログラムと比較するといおゆる構造化プログラミングに沿ったプログラムに改良された。気象庁の電子計算室の大型計算機の使用を前提としたためにプログラムのサイズ、計算速度についてはあまり考慮を払わなかった。しかしオーバーレイなどの方法により、ミニコン級の計算機でも計算を実行できることが判明した。プログラムの内容と計算方法について検討、改善した点は次の通りである。

1) 計算の桁落ち

震源計算において、発震時、震源時などの時間はある基準時からの時間に換算(単位、秒)される。発震時の最小読取単位は0.1秒である。旧プログラムでは、基準時を各句の最初に採ってあるため、発震時などが句末には7桁近くにもなり一倍精度の浮動小数では桁落ちが起こる。計算の結果によれば最大0.04秒の端数が発震時に加えられてしまう。この点は、計算の精度にはほとんど影響しないが、後で述べるように解の安定度に影響する。倍精度の変数を用いる方法も考えられるが、桁数を大きくしたまま計算を行うことは、いろいろな所で桁落ちが生じ易い。基準時を最も早い観測点の発震時の直前(5分前)にとる方法に改め桁数を小さくした。この程度の基準時ならば、日本付近の地震の場合震源時が負となることは起こりえないし時間の換算に不都合なことも生じない。また桁落ちが起こりにくいように、計算順序も整頓した。

2) 変数の連続性

ガイガーの方法に従って正規方程式を解く時に各係数項を積算する。この係数項は各観測点の資料についての走時(T)、走時の微分量($dT/d\Delta$, dT/dh)等よりなる。もともとガイガーの方程式は、気象庁(1971)に解説されているように、線型近似により第一次近似の震源を与え、そこからの震源の移動量を求める方法である。線型近似は、走時及び走時の微分量等の変数がすべて距離、深さに対して連続的に変化するこ

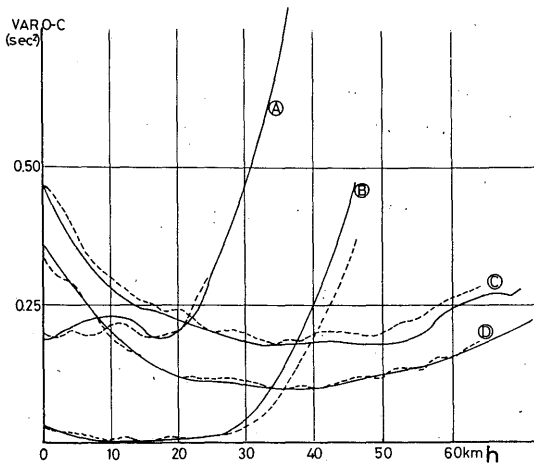


Fig.1 Relations between variance of travel time residuals and focal depth for events of which the depth is determined with depth restraint. Dotted lines show those calculated by the old program, solid lines those calculated by the improved program. The following are the hypocenters of the examples reported by the J.M.A.

- ①:Jan 14,12h46m, 1978, 138°54'E, 34°52'N, h=0km, M=2.6
- ②:Jan 2,11h17m, 1978, 130°36'E,33°10'N, h=10km
- ③:Jan 2,0h22m, 1978, 143°16'E, 39°01'N, h=70km
- ④:Jan 1,13h09m, 1978, 142°9'E, 37°05'N, h=40km, M=3.5

前提としている。もし、数値計算の段階でこの前提が無視されるような場合があれば、データによっては収束しない場合が起こりうる。

例えば、市川、望月(1971)の走時表では震央距離10 km毎に対応した走時が0.1秒単位であたえられている。任意の震央距離に対する走時を求める場合、走時表から補間することになるが、旧プログラムでは任意の距離の走時を求める場合、隣接する2点の走時を直線で補間している。d $T/d\Delta$ については、単に階差を求めているだけなので、d $T/d\Delta$ は10 km 毎に階段状に値が変化する。

また、観測値については重みがつけられるが距離に対する重みは、例えばPの場合震央距離が220kmまでは1.0、732kmまでは $\sqrt{1/5}$ 、それ以上の距離では $\sqrt{1/20}$ と3段階に不連続に変わる。計算に使用した

観測点の震央距離が境目にかかれば解を不安定にする要因となる。

重みの設定についてはさらに、計算の最終段階でP波の走時残差が1秒以上のデータの重みを半分に減らす処理が行われていた。現実には、遠距離の観測点の資料が震源計算に用いられる機会は少ないし、特に内陸の地震の場合震央距離220km以内の資料で大部分の震源が決められている。従って距離に関する重みの不連続は、計算への影響が少ないと思われたのでそのまま変更しないことにした。観測値に与える重みは、観測資料の質に応じて考慮すべきであり、走時残差の分散と距離の関係などの過去の資料に関する調査がいずれ必要である。

計算の途中で重みを変更することは、あとで触れるように解の安定性を損なうので走時残差による重みはつけないことにした。

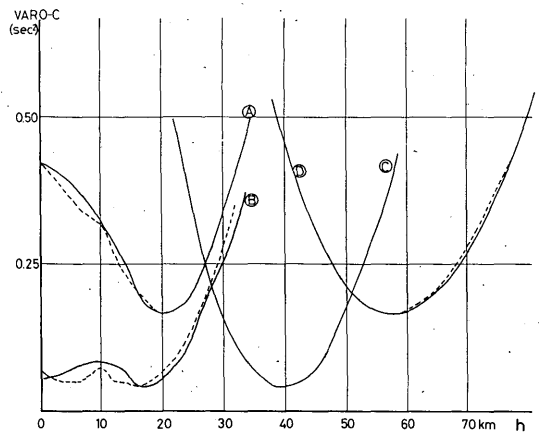


Fig.2 Relations between variance of travel time residuals and focal depth for the event of which the depth is determined uniquely. Dotted lines show those calculated by the old program, solid lines those calculated by the improved program. The following are the hypocenters of the examples reported by the J.M.A.

- ①:Jan 15,7h31m, 1978, 138°53'E, 34°50'N, h=20km
- ②:Jan 14,12h34m, 1978, 139°01'E, 34°45'N, h=0km, M=3.5
- ③:Jan 4,19h58m, 1978, 137°43'E, 34°45'N, h=40km
- ④:Jan 9,3h02m, 1978, 139°59'E, 34°54'N, h=60km, M=3.5

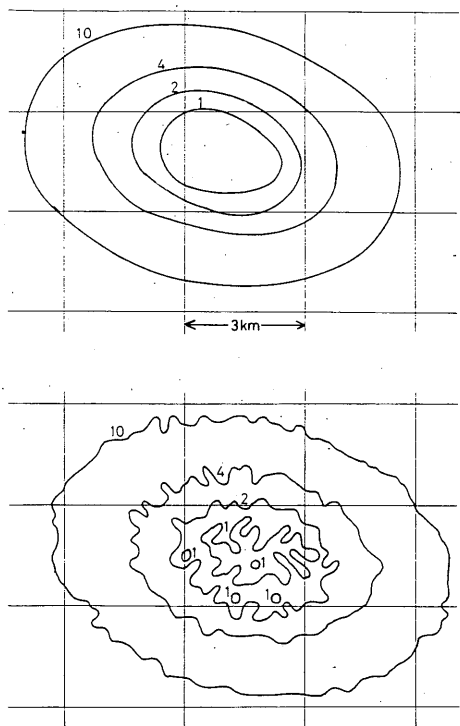


Fig.3 Contour map of variance of travel time residuals obtained by the newly improved program (upper figure) and those by the old program (lower). Rugged contours in the lower figure are due to inappropriate numeration, rough interpolation and rounding error. Mesh size on the contour is approximately 3km. Contours of variance show arbitrarily normalized values. The event is Jan 12,21h24m, 140°05'E, 35°31'N, h=70km, Central Chiba pref.

走時の補間については現在の走時表の精度も考慮し、距離方向に隣接する3点、深さ方向に3点合わせて9点の走時表の値を、両方向ともに2次式で近似して求める方法に変更した。

以上の改良点の効果を調べるために、旧プログラムと新プログラムによる結果の比較を行った。Fig.1, Fig.2はそれぞれ深さ1km毎に求めた走時残差の平方和と、震源の深さの関係の例を示したものである。

Fig.1には、資料の精度が悪く比較的深さの求まりにくい場合の例を示す。また、Fig.2には、解の収束のよい場合の例を示す。なおこの場合、旧プログラムによる任意の深さの走時は深さの方向にも10km毎の

走時表の値を直線で補間して求めている。Fig.1から、旧プログラムによる走時残差(点線)の方が、新プログラムによるもの(実線)に比べ曲線がなめらかでなく、一意的に深さを求めることが困難な場合を多く生ずることを示している。新プログラムで数多くの地震の震源計算を行ってみると、走時残差が複数の深さで極小を持つケースは少ないことに気付いた。ただ、震源の深さが20km未満の地震については、Fig.1, Fig.2で示されているように、深さ0kmと、もう1カ所の深さで最小値を持つ場合がよく起こり得る。深さ0kmの部分の方が極小になる場合が、いわゆる空中に震源が飛び出す場合に相当する。本当の震源の深さはもう一方の極小に近いと思われるが、資料の質が良くない場合はこのようなケースがしばしば認められ、深さを0kmと決めることもやむを得ないと考える。新プログラムによっても、走時残差の平方和と深さの関係は完全にスムーズにはならず、細かくみると深さおよび震央距離10km毎に不連続を生ずる。これは、使用する走時表のポイントの組合せが変わるために起きるもので、完全に解決するためには

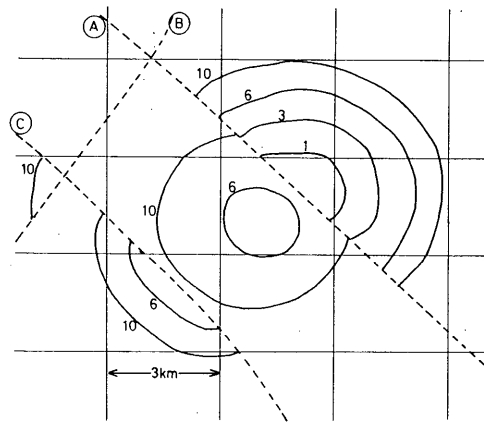


Fig.4 An example of discontinuity of the contours introduced by discontinuity of the weight functions for the observational data. Nine stations are used for the location. Discontinuities are represented by dotted lines, A:caused by the data of Ajiro, B:caused by the data of Matsushiro and C:caused by the data of Oshima. Countours of variance show arbitrarily normalized values. The hypocenter is Jan 15,13h 12m, 140°12'E, 35°49'N, h=70km, m=3.7 (J.M.A). Mesh size is approximately 3km.

走時表の精度をあげるか、補間法の改善が必要になる。

次に、水平方向の走時残差の分散の分布の例をFig. 3に示す。旧プログラムでは、深さ固定で計算を行っても極小の点が複数生まれ、解が収束しにくかったり、第一近似震源の与え方により収束する位置が左右されることを示す。

次に、旧プログラムの場合の、走時残差に対する重みの不連続により生じる結果の、典型的な例をFig. 4に示す。個々の観測点に対する走時残差が1秒を越える点で不連続(点線)が起こる。収束すべき中心付近の値が、まわりより大きい。このような観測点の少ない場合の単純なパターンであれば逐次近似をくり返すと、走時残差の分散の勾配はどの点でも中心に向かって傾いているので、震央は一応中心に収束する。しかし、ランダムに選んだ多くの点の走時残差の分散を求めその中から極小の点を捜して震央を決める方法を探るとすると、解は中心には求まらない。さらに、観測点が多くなると、Fig. 5のように複雑なパターンを示し、逐次近似をくり返しても解が収束するとは限らなくなる。旧プログラムで震源計算を行うと、資料の質は悪くないにもかかわらず、とんでもない所に震源が飛び出してしまう場合があることを経験するが、この辺りに原因があるのであろう。

このようにプログラムの計算技法によって、解の安定性が多大の影響を受ける。計算技法を改善するだけでも、10kmきざみの震源の深さにこだわる必要をなくすることができる。

3) 逐次近似の回数

現用のプログラムは、震源の初期値を与え逐次近似をくり返し、走時残差の平方和が増加に転ずるか、または最大7回の逐次近似で計算を打切って最後の震源の位置を解としている。

一般に、震源の初期値が最終解と大きく離れていない限り、数回の逐次近似で解が収束することは、すでに気象庁地震課(1963)や市川(1979)に述べられている。

しかし、走時残差の平方和が増加に転ずる時点で、計算を打切ることが妥当であるとは限らない。たとえばFig. 4に示されたケースでは、逐次近似をくり返せば残差が増加に転じて解は収束する。逐次近似を繰り返す過程において、走時残差の平方和が増加に転ずる場合としては、Fig. 4のようにともかく解が収束する場合と、解が振動する場合の2通りが考えられる。補間の方法や計算技術を改善しても、計算誤差により残差の平方和の若干の不連続は解消されない。今回の改良では、やや余分であると思われるが、解が収束するか振動するかを判別できるまで、最高12回逐次近似

をくり返す方式に改めた。

逐次近似をくり返し解を求める場合、最後に若干の解の振動は計算の誤差などにより起こり得る。しかし多少振動しても、地震活動を調査する上で無視し得る程度の大きさであれば、差し支えない。

今回は、深さ方向については振動の幅が、0.5km以下、水平方向については東西、南北の移動量が平均で1km以下の場合を、収束したと見なすことにした。この基準は、過去の資料についての再計算から経験的に定めたものであるから、将来は見直す必要が出てくるかもしれない。多くの計算例を調べてみると、解が振動する場合は2点間を往復する場合がすべてであり、それ以外のケースを見つけることは、できなかった。

4) 深さの決定法

深さを未知数として正規方程式を解き解を求める時、

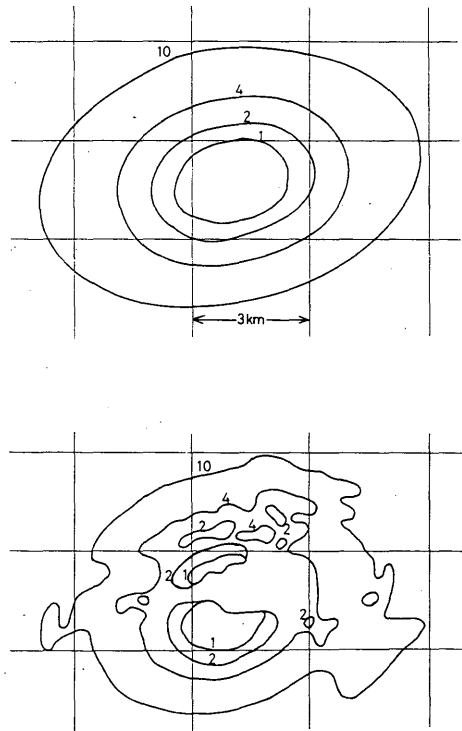


Fig. 5 Irregular shape of contours caused by the discontinuities of weight function of the many stations (lower figure). 16 stations are used for the location. Upper figure shows the contours obtained by the improved program. The hypocenter is Jan 14, 12h 45m, 139°01'N, 34°45'N, h = 0km, M = 3.5 (J.M.A.).

すべての場合に解が収束すれば一意的に深さを決めることが可能である。

しかし解が振動する場合や、収束しても観測網から離れた海で発生した地震など標準偏差が著しく大きくなる場合、どのように深さを求めればよいかという問題が残る。そこで震源の深さは次の3通りの方法で決めることにした。

第一段階は、深さを未知数として解を求めると収束し、かつ深さの標準偏差が5km以下の場合、求まった解を震源として採用する。

第二段階は第一段階の基準を満たさないものについて、第一段階で求めた震源の深さの上下10kmの範囲内で、深さ1km毎に深さを固定して震央と震源時を求め、残差の平方和が極小の深さを解として採用する。

もう一つの場合として、上記の方法で求めた震源の深さが、ひとの今までの知識や経験を考慮すると、明らかに妥当とは考えられない場合には、任意の深さを指定して震央を求めることができるようにした。以前からISCやUSGSでは、一部の地震の深さを地殻の底33kmに固定して震央を求めている。観測体制が整備されても震源計算精度が不十分な地域はなくなないので、このような方法を一部残すことが必要と考える。現状では、データの選択と組合せにより計算をくり返して、その中から担当者がより妥当と思われる深さの解を選択しているが、手間もかかりむしろ深さを指定する方が合理的であろう。

5) 震央距離の計算方法

観測点と震央の距離を求める時には、精度を確保するために2点の緯度を地理緯度から地心緯度に変換して計算する。震央距離を求める公式は、本多(1954)、Richter(1958)、宇津(1977)によると互いに少しずつ異なっている。これは準拋した回転楕円体が異なるためである。旧プログラムに用いられる計算式や常数は、基準が統一されていない。計算精度の上で全く影響のない範囲であるが一つの基準系に統一する方が望ましいと考えるので、改良プログラムでは、国土地理院の使用しているベッセルの回転楕円体に準拋した式と常数に統一した。これは現在気象庁の観測点が、すべて国土地理院の地図により位置が求められていることに基づく。

地理緯度 ϕ_g から地心緯度 ϕ_c への変換は、

$$\phi_c = \phi_g - 0.00334839 \sin 2\phi_g \quad (\text{近似式})$$

逆変換は

$$\phi_g = \tan^{-1}(1.00671925 \tan \phi_c)$$

地球の平均半径は6370.291kmである。

平均半径は、北緯35°付近の地球の実際の半径に等

しいので、日本付近の地震については平均半径を用いることで十分な精度が得られる。しかし、遠地地震の震央距離を求める場合には、必ずしも適当ではない。

6) 観測資料の選択

現在の震源計算では、作業者が観測値の中から適当と考えた一部の資料を選択し計算を行う。選択の基準として震央距離、観測資料の経験的な信頼度、走時の一致具合などが考慮され数回の計算がくり返される。計算に用いる資料の選択は、担当者の裁量にまかされ個人差は当然起こり得る。このような資料の選択については、なるべく個人の主観的な判断によらず選択できることが望ましいと考える。気象庁では現在カードベースで震源計算のデータ処理を行っており、現在P、Sの読取値は、一つの観測点について一枚のカードに穿孔されている。P、S片だけを計算に用いたい場合、2枚のカードに分けて読取値を打ち直す必要があり、手作業の手間を考えると現実には実行困難であった。そこで、なるべく主観的な判断のはいる余地を少なくするために、プログラムによりある程度データを選別する方法を取入れた。

まず、すべての資料を用いて震源を求め、走時残差の大きい資料を除外して再計算を行う。再計算を数回くり返し、最終的にはPについては走時残差が1.5秒以上、Sについては2秒以上の資料を除外して、最終的な解を求める方式を採用した。

観測精度が悪く震源が決まりにくい場合は、半数の資料を除外した時点で計算を打切る。精度の良い資料にこだわると、多くの資料を除外することになり、一方で走時残差の大きい資料を除外しないと震源の精度が悪くなるという問題のバランスを考える必要がある。Pの1.5秒、Sの2.0秒という除外の基準は、多分に経験的に得られた基準である。

このようなプログラムの改良により、再計算をくり返す作業は、大幅に減らすことができた。走時残差の大きさに応じて重みを変化させ、計算に与える影響を減らす方法も考えられる。しかし、例えば走時残差が2秒以上の資料は、内陸やその周辺の地域で発生した地震の場合、構造の影響を考慮しても、正しい相を読んだ結果とは考えられない場合が多い。そのような資料を計算に用いることには、疑問がある。従って今回は、重みを変化させる方法は採用しなかった。

新しいプログラムでは、3つ以上の観測点でPまたはSの観測値が5つ以上(3点5要素)ある場合に、震源計算を行う。未知数は深さを加えると4つになり5要素未満では解が求められない。従来は3点4要素あれば震源計算を行ってきた。しかし4要素しかない

ときは、たとえ震源が求められても信頼度が低く実際に採用されない場合が大部分であったので、実質上決められる地震の数には、変化がないものと予想できる。

7) マグニチュード

震源計算に直接の関係はないが、震源計算プログラムの中には、マグニチュードを求めるサブルーチンが含まれている。新プログラム作成の際、マグニチュードを求める方法に若干の手を加えたのでここで述べる。現在マグニチュードを求める式は、勝又(1964)、坪井(1954)、神林ら(1977)の3種類の計算式が用いられている。深さ60kmより深い地震の場合、勝又(1964)の式だけによるので問題はないが、震源の深さが60km以浅の場合、坪井(1954)の式と神林ら(1977)の式で求めたマグニチュードの値を算術平均することにより、気象庁マグニチュードを決めている。坪井(1954)の式は固有周期5秒の地震計の水平動記録最大振幅に適用され、神林ら(1977)の式は固有周期1秒の地震計の上下動速度振幅に適用される。この二つの式は、マグニチュードと震央距離のすべての範囲で調和するわけではない。従って震央距離500km以上の場合と、マグニチュード5.5以上の地震に限り、神林ら(1977)の式により求めた値はマグニチュードの決定には用いないように工夫されている。しかし、複数の公式から求めた値を平均してマグニチュードを決める方法は、外国の各機関のマグニチュード決定にも例がない極めて特殊な方法である。そこで、将来の検討に備え、2つの公式で独立に求めたマグニチュードの値も計算し、記録に残すように改めた。

震源の深さ60km以浅の地震のマグニチュード決定の手順は次の通りである。

(1) 坪井(1954)の公式を用いてマグニチュードを計算できる観測値が2つ以下の場合、坪井(1954)の式で求めた値と神林ら(1977)の式で求めた値を算術平均する。

(2) 坪井(1954)の式を適用できる観測値が3つ以上ある場合は、2つの公式を用い、独立にマグニチュードを計算し比較する。2つのマグニチュードの差が0.5以下で、かつ坪井(1954)の式によるマグニチュードが5.5を越えない時は、(1)と同じく算術平均によりマグニチュードを求める。上記基準を満たさない時は、坪井(1954)の式で求めた値をマグニチュードとして採用する。

倍率10000倍のEMT76型地震計はすべて孔井型であり、かつ設置した岩盤が固いためか、EMT76型地震計の記録振幅は、EMT型に比べ小さい、竹内(1983)は、EMT76型の観測値からマグニチュードを求めると平均0.22小さく決まることを明らかにした。そこで

今回のプログラムの改良に際し、EMT76型地震計による観測値については、神林ら(1977)の式により求めた値に0.22加えてマグニチュード決定に用いることにした。

1982年より59型地震計の検測基準が、記録上の全振幅1mmから3mm以上に改正されたために、坪井(1954)の式を適用できる資料は大幅に減り、マグニチュードを求めるために用いられる資料の90%以上がEMT型、EMT76型地震計によるものである。マグニチュードに関する統計的な資料の連続性を確保するためには、資料の処理方法だけでなく、観測体制も含め検討の必要がある。

震源計算プログラムについて以上述べた点に改良を加えた他、作業者が計算結果をチェックする時に参考になる情報をいくつか出力させるようにソフトを追加した。例えば震度、観測値の位相名、観測点の方位、観測点の方位角分布の広がりなどである。

新しいプログラムをルーチン業務に適用した結果、日本全国を平均すると約半数の地震について震源の深さをフリーで求めることができるようになった。

§3 伊豆半島東方沖の地震活動

伊豆半島周辺は、最近東京大学、名古屋大学、国防科学技術センターなどの微小地震観測点が次々と

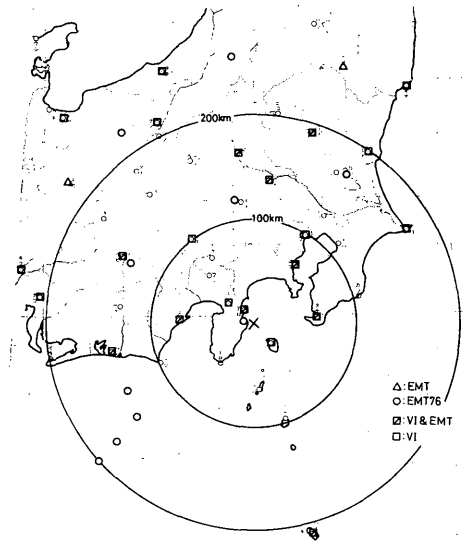


Fig.6 J.M.A seismographic network in 1980 around the Izu peninsula. Codes of the seismograph are after the Seismological Bulletin of the J.M.A.

設けられた日本では最も観測網が密な地域の一つである。1980年の6月から7月にかけて伊豆半島川奈崎の沖合で地震が群発し6月29日にはマグニチュード6.7の最大地震が発生した。この地震活動については、井元ら(1981)、大竹ら(1980)その他多くの調査が行われた。

井元ら(1981)は、気象庁を含む大学及び各機関のデータを総合的に用い、詳しい震源決定を行い発震機構

の調査に利用した。Fig.7の上側に、気象庁(JMA)、防災センター(DP)及び井元ら(1981)による結果(G)の震央分布を示した。各機関共通に報告されている震源(マグニチュード約3以上)を最大地震前(黒丸)、最大地震後(白丸、6月30日まで)にわけてプロットしたものである。

この地震活動については北々西から南々東に長さ約15 kmの範囲に震源が集中し、震源域の長径方向が伊

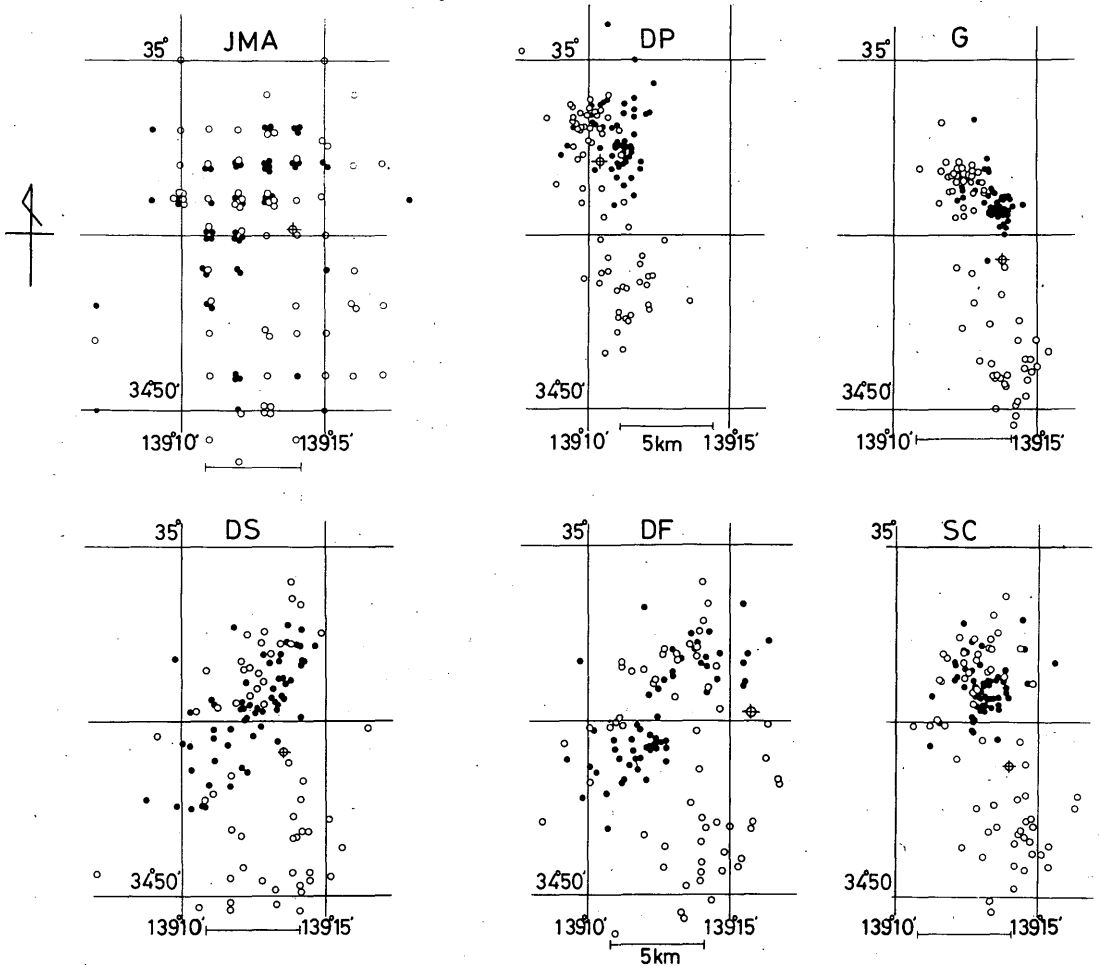


Fig.7 Epicenter distribution of the 1980 earthquake swarm off the east coast of the Izu peninsula during the period from June 26 to June 30, 1980. Closed circles denote those occurring before the largest event (16h20m, 139°14'E, 34°55'N, h=10km, M=6.7) and open circles those after it. JMA: the Seismological Bulletin of the J.M.A. DP: after Ohtake et al. (1980). G: after Imoto et al. (1981). DS: epicenters located by the newly improved program. The depth is restrained at 10km or 0km. DF: epicenters located by the newly improved program without depth restraint. SC: epicenters located by the newly improved program with station corrections. Station corrections are based on the residuals for hypocenters of the DF.

豆半島周辺に発達する共役な断層系の走向の一つに一致する。井元ら(1981)はもとより、気象庁を除く各機関から発表された震源分布は、いずれも地震活動による断層の方向と拡がりか推測可能な分解能が認められた。大竹ら(1980)の震源分布 (Fig.7のDP)は防災センターの観測網だけで決定され、震央が他機関から発表されたものと比較すると、全体として北西に数キロずれているが、震央分布から断層の走向は十分推測できる。

一方気象庁の震央分布は、全体にばらつきが大きだけでなく1分刻みで格子状に表示されており、震央分布から断層の存在を推定することは不可能である。最も精度が高いと考えられる井元ら(1981)の結果(Fig.7のG)と比較すれば震源域の広がりや2倍以上になってしまう。井元ら(1981)は一つの震源を計算するために、平均で約40観測点のデータを用いたのに対し、気象庁では計算に用いた観測点の数は、たかだか10点以下の場合が多い。精度の差は、単に震源計算法の違いというよりは観測網の能力の違いによる所が大きいと考えられる。気象庁独自の資料を用いて、どの程度まで差を縮めることができるか、段階に分けて調査した。

まず従来の計算法により震央表示の最小単位を1分から1/10分に変更し、かつ計算に用いる観測点の組合せをできるだけ固定した。その結果をFig.7のDSに示す。表示が細かくなり、かつ前期の地震活動と後期の地震活動の震央の分離が顕著になった。しかし、著しい改善は認められない。むしろ特に前期の活動は南西、北東の方向に震央が配列するようにみえる。次に新しい計算方法を適用し、1kmきざみの震源を計算した (Fig.7のDF)。これによっても、DSと同じような震央分布を示し特に改善は認められない。従って深さを1kmきざみにした効果はほとんどないようにみえる。しかし個々の震源をより精度の高いと考えられる例えば大竹ら(1980)の結果(DP)と比較すると、その違いが明らかになる (Fig.8)。JMA, DP, DFの震源の東経、北緯の違いについては、そのばらつきの程度に差は認めがたい。しかし震源時のDPとDFの差のばらつきは、DPとJMAの差のばらつきよりは、小さくなっている。深さに関する10kmきざみの拘束をはずすことにより、震源時の精度は向上したのであろう。東経、北緯について十分な改善ができなかったことは他に原因を考える必要がある。

DS, DFの計算に用いられた気象庁の主な観測点は鎌田、網代、大島、飯田2、秩父2、館山である。Fig.6に示した気象庁の観測点のうち、三島、静岡、東京、

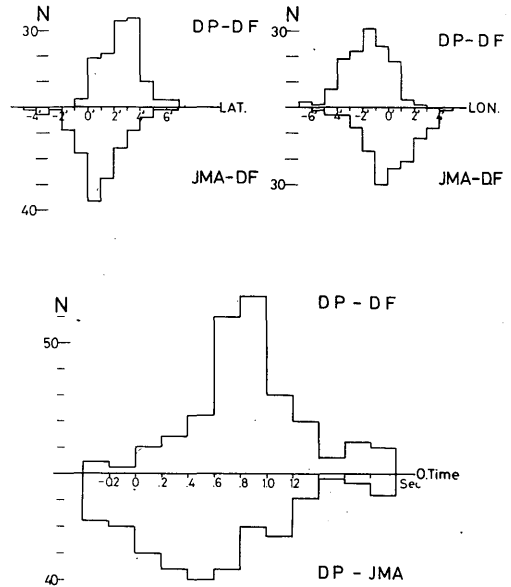


Fig.8 Comparison of latitude, longitude and origin time of the events between those located by the J.M.A, those reported by Ohtake et al. (1980) and those located by the new program.

横浜などはいずれも地震検知能力が低く資料が少ない。

一方、柿岡や海底地震計 (TKOBS) は、検知能力は高いが系統的な走時偏差が大きく、そのまま計算に用いると震源決定精度を悪くする恐れがあるので用いられなかった。従って気象庁の観測網は震源域の北西-南東の方位に偏って分布することになる。

DS, DFの震央分布は震源の北東、南西方向に十分な観測点がないため震央が北東、南西方向に移動しやすいことを予想させる。この傾向を改善するためには、北東側に位置する柿岡と、南西側にある海底地震計の資料を何らかの形で活用する必要がある。

そこで、DFの震央分布を基に各観測点の走時偏差の統計を採り観測点補正值として観測値に加え再計算を行った。この方法は一種のマスターイベント法である。気象庁の観測値は、EP, ESとして最小秒単位までしか読まれていない資料が多い。特定のマスターイベントを定め、0.1秒単位の補正值を求めることは、難しい。比較的精度よく震源が求められた地震について走時残差の統計を採る方が、便利であり正確と考える。

柿岡と熊谷及びTKOBSを加え観測点補正值を考慮して求めた震源をFig.7のSCに示す。柿岡やTKOBSの資料が加わることにより北東、南西方向の震央のばらつきが減り、震央分布がGに似てきたことがわかる。

北東、南西方向の震央のばらつきは井元ら(1981)の結果(G)と比較すると依然として少し残っているが、伊豆半島の南部や神奈川県東部の東部など近くに高感度観測点が存在しない以上、この程度のばらつきはやむを得ないものと考えられる。

井元ら(1981)が用いた資料と気象庁独自の資料の質、量の差は大きい。しかし、求められた震央分布から得られる震源域の大きさや、断層の方向などの情報量についての差はそれほどないことがわかる。

Fig.7に示した震央分布の中で、気象庁独自の資料を用いた4つの方法についての標準偏差を互いに比較した(Fig.9)。Fig.9は東経の標準偏差の頻度分布を示したもので、JMAの地震月報には標準偏差が分単位で表示されているが、ここでは観測原簿に記載されている0.1分単位の値(四捨五入値)を使用した。

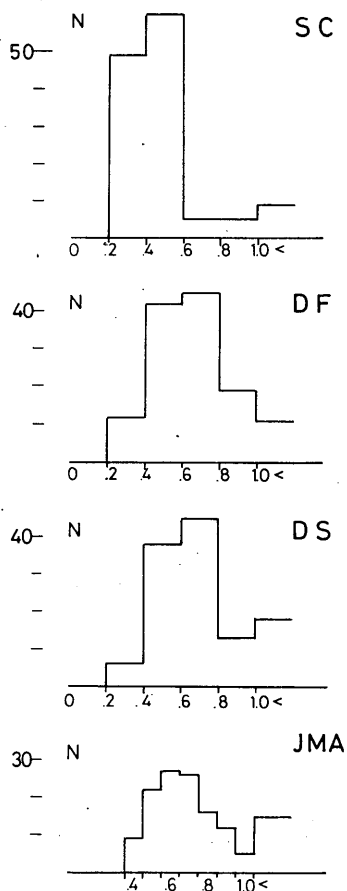


Fig.9 Frequency distributions of standard deviation of the longitude of epicenters computed by the several methods. Units are in minutes of arc.

SCによる決定法が最も偏差が小さい。旧プログラムによる標準偏差の計算方法は、新プログラムの通常の標準偏差の求めかたと異なり観測点の数が少ない程小さくする。従って単純な比較はむづかしいが、実質的には、DF、DSによる偏差のほうが、JMAの偏差より小さい。

最後に震源の深さについて比較すると、SCにより求められた震源の深さの頻度分布は井元ら(1981)の結

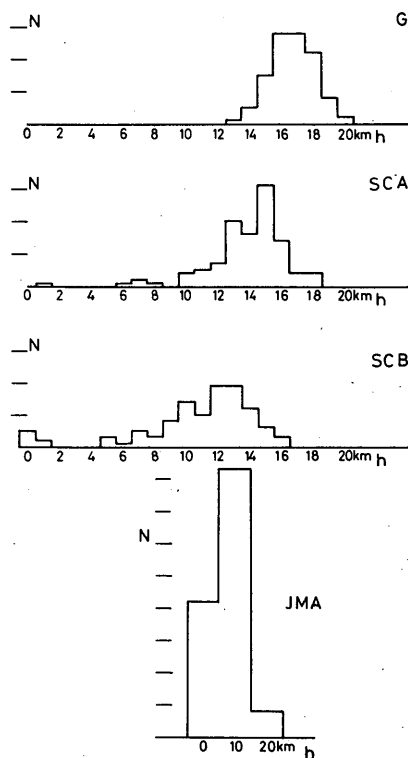


Fig.10 Frequency distributions of focal depth for the 1980 earthquake swarm off the east coast of the Izu peninsula. G: those after Imoto et al. (1981). JMA: those reported by the Seismological Bulletin. SCA and SCB: those located by the new program with station corrections. Station corrections for the SCA are based on the result in which the data of relatively distant stations are used for the location; those for the SCB are based on the result in which the data from nearer stations (distance less than 120 km) are used.

果と比較するとばらつきが大きく全体として浅く求められている (Fig.10). ばらつきが大きいことは資料の質と量の差によるものと考えられる。

しかし全体的な深さの違いは、井元ら(1981)も同じ市川、望月(1971)の走時表を用いて震源計算を行っているので、原因は別の点に求める必要がある。Fig.10のAとBは気象庁の資料を用い、それぞれ異なる観測点補正値を与えて計算した結果を示す。

Aの分布を求めるために用いた観測点補正値は、柿岡やTKOBSの資料など比較的範囲の広い遠い観測点の資料を含めて計算した震源からの走時残差に基づく。一方Bの観測点補正値は、秩父2や飯田2など震央距離が約120km程度までの範囲内の観測点を用いて計算した震源に基づく。

このように計算に用いる観測点の範囲により震源の深さが左右されることは、地下構造が不均一であったり、計算に用いる走時表が構造と合わない場合には当然起こり得る現象である。

伊豆大島近海地震(1978年)の震源の深さが、遠い観測点を計算に用いると深くなる傾向をもつことは、津村ら(1978)・長宗(1980)によって報告されている。今回の地震の場合も例えば最大地震の震源の深さは、計算に用いる観測点の範囲を変えると、深さが20kmから10kmまで変化し、遠くの観測点を計算に加えると深くなる傾向をみせる。井元ら(1981)は、中部地方の西部の観測点の資料を多く計算に用いたために、やや深く震源を決めたのであろう。

これらのことは、震源の深さについては付近の構造やその他地震学上の様々な知識を考慮しなければ妥当な深さは決められないことを示している。今回の場合、伊豆大島近海地震(1978年)の震源の深さなどを考えると、震源の深さは10km~15km程度が妥当ではないかと予想するが、さらに浅い可能性も十分考えられる。

伊豆半島東方沖の地震活動について新計算プログラムを用いて、震源を求めた結果をまとめると以下の通りである。

- 1) 観測点の配置が震央の相対位置精度を向上させるためには何よりも重要である。
- 2) 観測点補正値を加えて計算することにより、観測点配置が偏る場合でも震源の相対精度をある程度向上させることができる。気象庁独自の資料から求めた結果から、震源域の広がりや断層の走向などの重要な情報を得ることが可能である。
- 3) 特に10kmきざみに震源の深さを拘束すべき理由は無い。拘束しない方が誤差が小さくよりよい震源

が求められる。

4) 震源の深さは、計算に用いる観測点の組合せにより左右され、計算方法や観測資料の質、量の違いだけから、絶対的な深さとしてどれが妥当であるとは断定できない。周辺のテクトニクスや構造を考慮すべきである。

5) 最小分単位の震央位置の表示は、震央の位置関係を示すには不十分で、1/10分位まで表示する必要がある。

§4 松代群発地震の震源分布の再調査

1) 観測資料と観測体制

前節の結果は、観測点配置が適正である場合には、気象庁独自の資料だけから、とくに観測点補正値を用いることなしに、微小地震観測網で行われているような精度の高い震源決定を行うことが可能なことを予想させる。観測体制が現在と比較すると格段に見劣りした過去においても、内陸で発生した地震は、観測網の

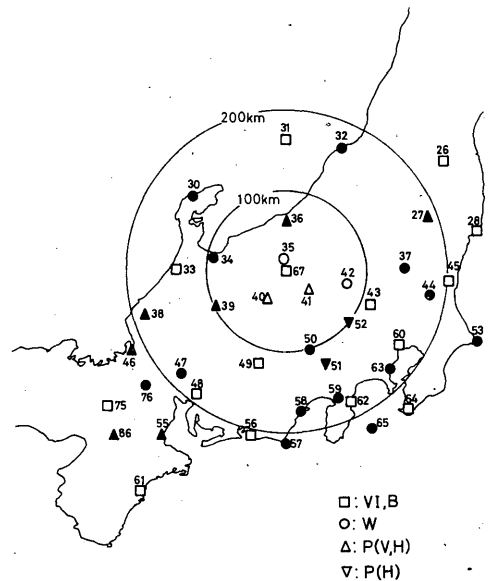


Fig.11 JMA seismographic network in 1967. Codes of seismograph type are after the Seismological Bulletin. Numbers beside the symbols indicate the J.M.A. seismographic station number code. Open symbols denote stations where the crystal chronometer has been used; closed symbols those where the mechanical chronometer has been used.

配置が震源決定に都合が良い場合が多い。同様な方法を適用できる可能性がある。そこで松代群発地震を調査した。

当時の観測体制を Fig. 11 に示す。現在の観測体制との主な違いは、松代を除き 100 倍クラスの地震計しかなく、水晶時計が十分に普及していなかったことである。松代群発地震は 1965 年の 8 月から始まり 1966 年に活動の最盛期を迎え、その後活動は衰えたが、微小地震活動は現在まで続き有感地震もときおり発生する。1965 年から 1967 年にかけては、マグニチュード 4 以上の地震だけでも 180 回以上発生し倍率 100 倍のウィーヘルトや 59 型地震計に多数の記録が得られた。最近では観測網の整備につれ松代周辺では、マグニチュード 3 程度の地震についても多くの観測点で記録が得られ、震源も正確に求められるようになってきている。今回は P 及び S の読み取り値が 20 個以上得られる地震について再決定を行った。この基準は 1966 年当時の観測体制では、マグニチュード約 4 以上の地震に相当する。

2) 震源の再計算結果

Fig. 12 に再計算の結果を示す。観測点補正値を含まない計算結果 (DF) と観測点補正値を加えて求めた結果 (SC)、それに地震月報に報告された結果 (JMA) を示す。JMA の震央の中には、DF や SC に比べると 10 km 近く震央がずれるものがある。JMA の結果の中に妥当とは思えないものがあるのは、単に計算方法や用いた走時表の違いだけでなく当時の計算機の能力、使用時間などの制約により検討が十分でなかったという事情も考えるべきであろう。

松代地震の震央分布も緯度、経度を分位まで、格子上に震央位置を表示する方法が不適切であることを示している。DF では、震源の深さが 5 km 以下の地震が大多数を占めもっともらしく見える。SC では深さが 5 km を越える地震が少し増える。その理由は DF では震源が空中に飛びだすため深さ 0 km に固定していた震源が精度よく深く決まるようになったためである。震央の相対位置精度が向上したことは、例えば南西部の冠着山付近の震央がまとまるようになったことから明らかであろう。

3) 結果の比較

もっともらしい震源が求まったので、精度を評価するために東京大学地震研究所が松代周辺に展開した臨時観測網から得られた結果と比較した。震研の観測結果は Hagiwara et al. (1968) にまとめて報告されている。その後 Asano et al. (1969) により報告された松代周辺の地殻構造の調査結果をもとに、山科ら (1975) は構造の変化を考慮した震源の再決定を行った。決め

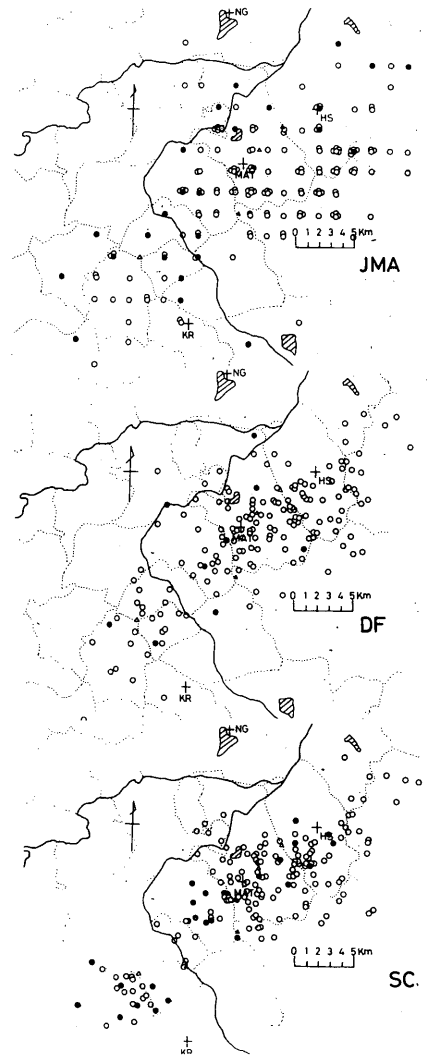


Fig. 12 Epicenter distributions of the Matsushiro earthquake swarm during the period from 1965 to 1968. JMA: data after the Seismological Bulletin, DF: determined by the new program and SC: determined by the new program with station corrections. Closed circles indicate events whose focal depth is greater than 5 km, open circles those less than 5 km. MAT: Matsushiro and NG: Nagano are stations belonging to the J.M.A. OM: Omeyama, HS: Hoshina and KR: Kamimuroga, belonging to the Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

られた地震の数は少ないが現在のところ、山科ら(1975)の結果が最も信頼が置けるものと考えられる。

JMA, DF, SCの震央と山科ら(1975)の結果(YI)を比較したものをFig.13に示す。JMAとYIの震央位置の違いを平均すると約4km余りである。DFとYIの違いは約2.3kmと約半分減る。YIと観測点補正値を加えたSCの差は、1.9kmまでに縮まった。独立した資料から決められた震央の位置が工夫を重ねる毎に良く一致するようになることは、新しい計算法の有効性と観測点補正値の有効性を示す。

山科ら(1975)及びHagiwara et al. (1968)は、臨時観測網の刻時精度が当時不十分であったことを考えS-P時間による震源決定法を用いた。また観測点の配置も時期により変化があり、彼らの結果は局地的な構造の変化の影響を受け易い。それに対し気象庁の観測網からは、時間的、空間的に均質な資料を得ることが

可能であった。多数の観測点の資料が得られる規模が大きい地震については、震央の相対位置精度はむしろ優れている可能性すらある。従ってYIとSCのどちらが精度が良いかは、一概に判断できないと考える。

気象庁は、活動が最盛期を迎えた66年8月から、機動観測班を出動させ5点の臨時観測点を展開し観測を行った(気象庁(1968))。この臨時観測の結果により決定された震源(JMAT)は、YIと観測期間がずれ共通する震央が少ないので、JMATとSCを比較した結果をFig.13に示す。SCとJMATの震央の違いは、平均で3.4kmとなりSCとYIの差、あるいはDFとYIの差に比べ大きい。気象庁の臨時観測は、小さい地震を数多く捕える点では成果をあげた。しかし観測点の配置が震源決定に最適とはいえず、刻時精度も不十分であった。そしてS-P時間により震源を決定したために、震源決定精度の向上には役立たなかったと判断

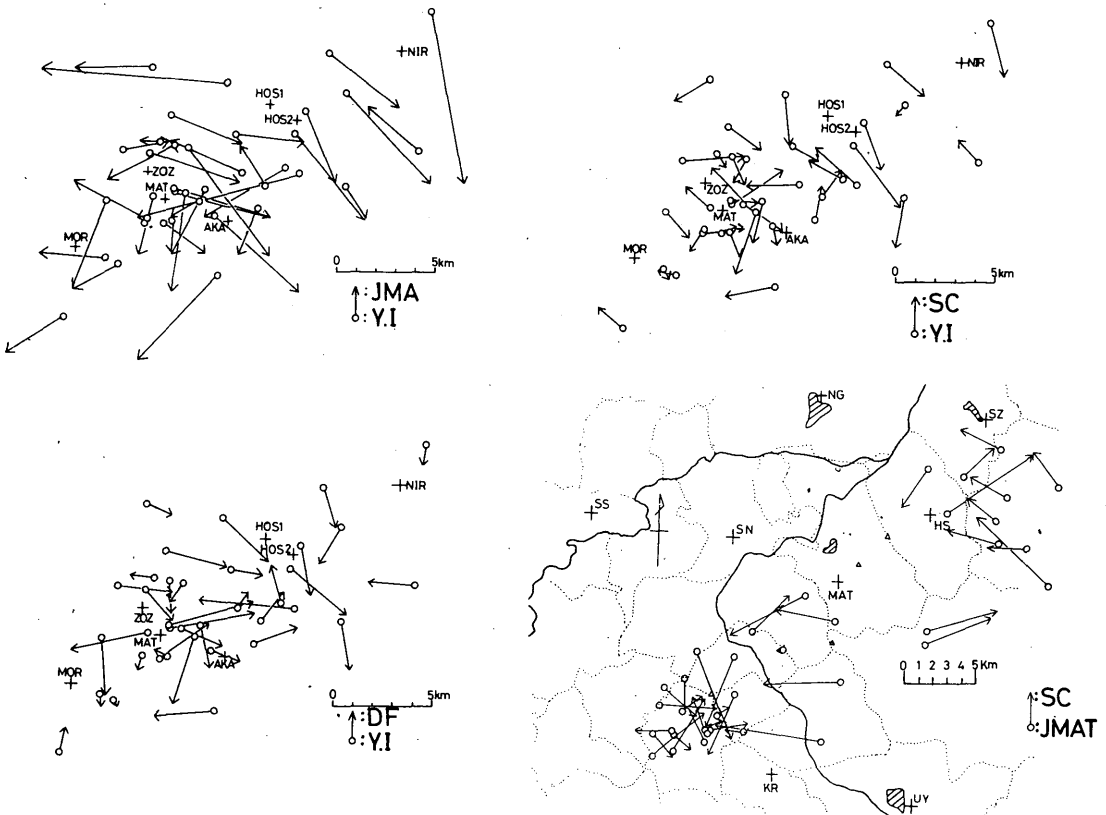


Fig.13 Comparison of epicenters reported by several studies with those investigated by the present study. SC: located by the new program with station corrections, YI: after Yamashina et al. (1975), JMA: after the Seismological Bulletin, DF: located by the new program without station corrections and JMAT: located by using the data obtained by temporary observation by the J.M.A..

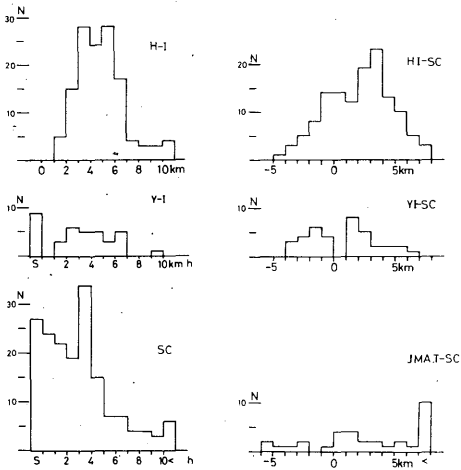


Fig.14 Histogram and comparison of focal depths of the Matsushiro earthquake swarm. HI: after Hagiwara et al. (1969). Other abbreviations in the figure are the same as those in Fig. 13.

できる。

次に、求められた震源の深さについて比較を行った (Fig.14)。HI や YI と比較すると SC は相対的に浅く求められている。震源の深さが観測点補正值の与え方により左右されることは、前節に示した通りである。従って松代地震の場合、どの辺りの深さが妥当であるかは、今回の調査からだけでは判断できない。活動の中心の深さは、おそらく 10 km は越えないと予想する。しかし HI と SC の深さの違いは標準偏差 3 ~ 4 km の正規分布を示し、1 km 刻みの深さの表示が統計上意味を持つことを示している。

4) 発震機構と震源分布

震源の精度を別の角度から評価するために、震央分布とメカニズムの関係を調べた。市川(1967)は松代地震のメカニズムを調べ、地震の主圧力軸は、ほぼ水平で東西方向を向くが、その中に東西から時計廻り、反時計廻りに回転した 2 種類の主圧力軸を持つ地震があることを報告した。Ichikawa (1971) によりメカニズムが報告されている地震の震央と主圧力軸の方向を分類した結果を Fig.15 に示す。本来ならば、再決定した震源をもとに、メカニズムについても再検討すべきと考えるが、ここでは、Ichikawa (1971) の結果をそのまま用いることにする。Ichikawa (1971) による震源 (IC) は地震月報と異なりどのようにして求められた

か不明であるが、深さ 5 km 刻みで報告されている。おそらく JMA の震源をメカニズムを考慮して再決定したものであろう。しかし IC による震央分布によれば、震央分布とメカニズムの関係は、あまり明瞭とはいえない。一方 SC による震央分布からは、2 種類の主圧力軸を持つ地震の震央がそれぞれ集中しながら分布する傾向を認めることができる。

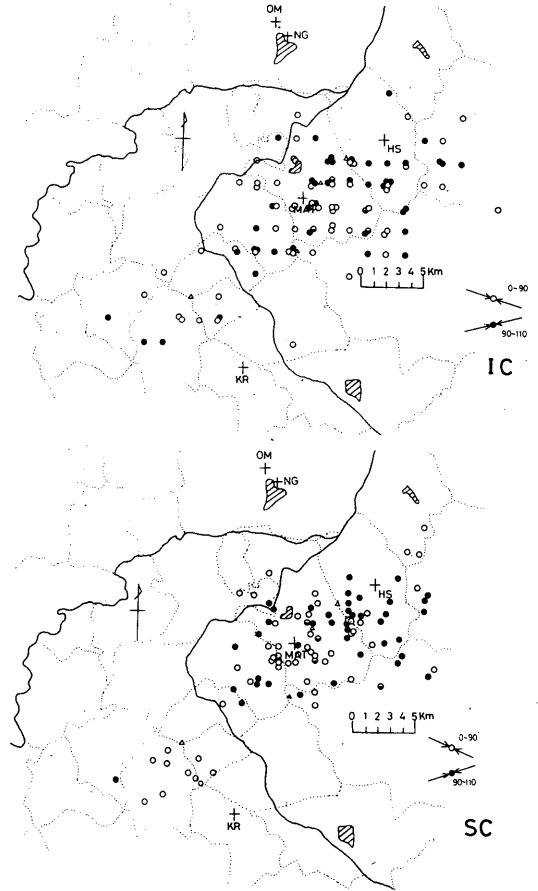


Fig.15 Relation between the distribution of epicenters and the horizontal direction of principal stress axis of the Matsushiro earthquake swarm. the epicenter in the upper figure (IC) and the mechanism of the earthquakes are after Ichikawa (1971). Open circles indicate epicenters whose pressure axes are less than 90 degrees, and closed circles those which are not. An azimuth of the P axis is measured counterclockwise from the north.

Yamakawa et al. (1976) は、松代地震のうち、2種類の主圧力軸を持つ地震が、それぞれ東西圧縮の応力場において生じる共役な断層系の活動に伴うことを提唱した。Fig.15は地域毎に同じ主圧力軸を持つ地震が発生していることを示し、それぞれに対応した断層が存在することを暗示している。2種類の圧力軸をもつ地震が発生する地域が入りこんでいることを考えると、断層系の幾何学的形状は、有力な数本の断層が活動しているというよりは、小断層がいくつも入りこんで存在する形が、現実に近いと思われる。発震機構との関係についても今回再決定した震央が、今までに報告されたものより信頼のおけることを示した。

5) 群発地震活動の推移

新たに再決定した震央分布を発生時期別に分け、活動の推移について若干の考察を行った。Fig.16は1966年から1980年までを6つの時期に分けて震央分布を示したものである。AからEは気象庁(1968)やHagiwara et al. (1968)に報告された活動のそれぞれのI~V期に対応する。Fは1969年以降の活動を示したもの

である。Fig.17はAからEの時期の震源分布を南西、北東断面に投影したものである。活動の概要については、多くの文献により様々な解説がなされている。ここでは従来と異なる解釈ができる点について指摘するにとどめる。

Hagiwara et al. (1968) の震央分布を、今回の結果特にB及びCの期間と比較すると、少し震央分布が南北方向にずれていることが認められる。Hagiwara et al. (1968) は、震研の保科観測点(Hs)より北の地域にかなりの震央を決めているが、今回の調査ではほとんど存在しない。

逆に今回の調査に限らずJMAの震央分布でも松代町の南東、真田町の北部で発生した地震がいくつか決定されているのに対し、Hagiwara et al. (1968) によれば大きい地震の震央はすべて北寄りに求められている。Hagiwara et al. (1968) の結果は、東側の震央程北にずれる傾向があり、全体として震央分布が反時計廻りに回転している。

地震研究所の観測網は、基本的には赤柴、象山を基

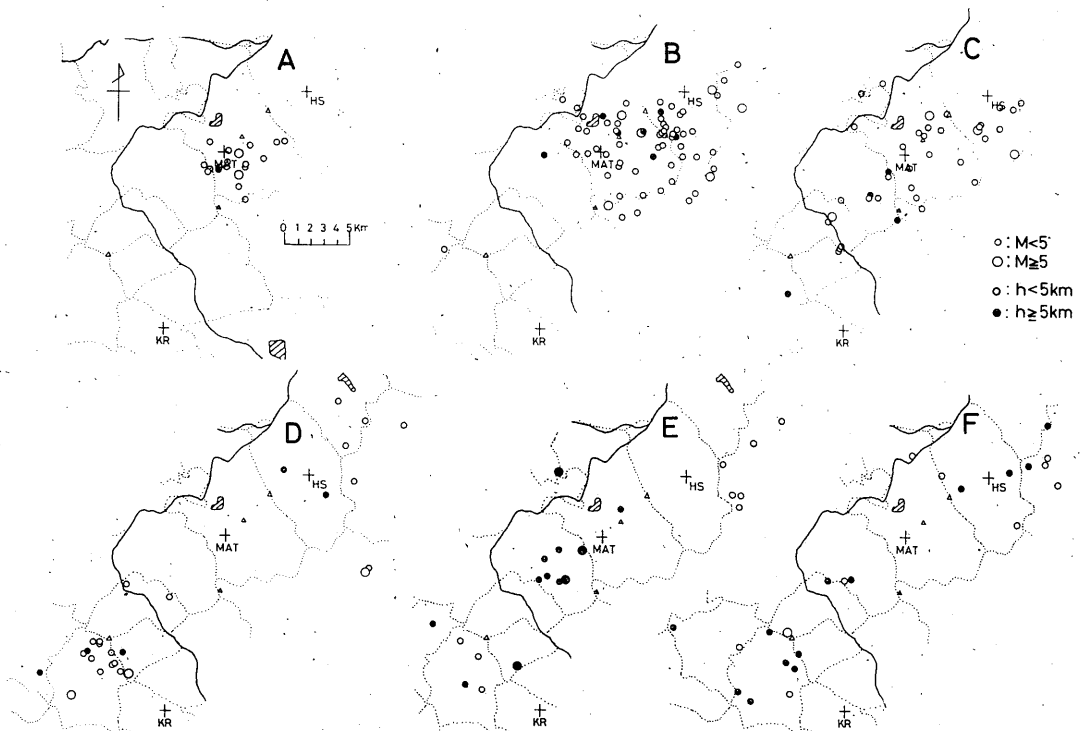


Fig.16 Epicenter distributions of the Matsushiro earthquake swarm divided into six periods from 1966 to 1980. The five periods from A to E correspond to the five stages of swarm activity reported by Hagiwara et al. (1968). The period F is after them to 1980.

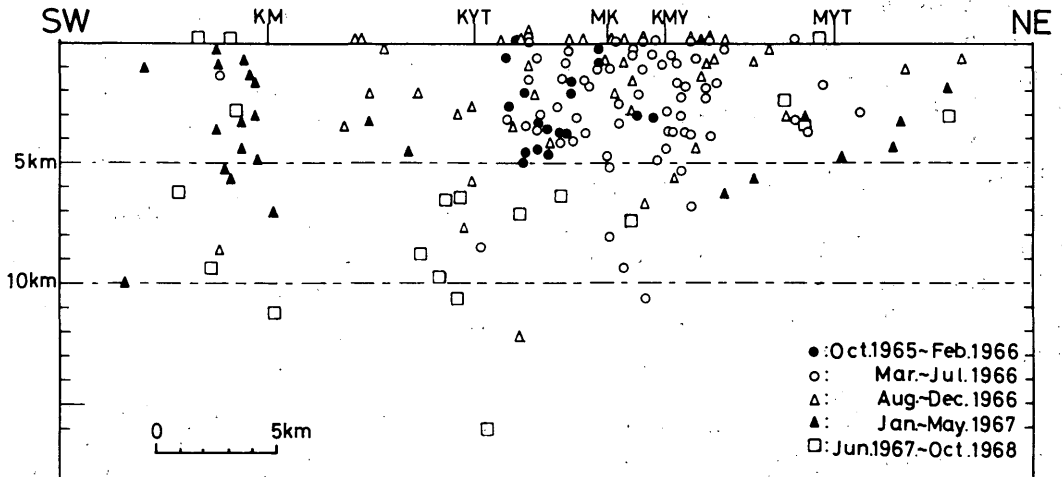


Fig.17 Projection of hypocenters to the vertical cross section parallel to the direction from the southwest (left-hand side) to the northeast (right-hand side). MK: Mt. Minakami yama, KMY: Mt. Kimiyosan, KYT: Mt. Kyotaisan, KM: Kamurigisan and MYT: Mt. Myotokusan.

底とし、森、保科(HS)を頂点とする2つのトリバタイトが組合せられた観測網である。従って個々の観測点の下の構造の違いが、震源決定に大きく影響する。赤柴の地震波の到達が遅れると考えれば上記現象は定性的に説明できる。

従来群発地震の活動域は、北東、南西方向に伸びていると考えられていた。しかし、今回の調査結果によればB、Cの活動最盛期の震央分布からは、むしろ震央の広がりや須坂市付近の地震を松代地震に誘発された付随的な地震活動と考えることは可能である。特に冠着山付近の活動は少なくともマグニチュード4クラス以上の地震に関する限り、松代付近の活動とは分離している。これらのことを考慮すると、群発地震活動が中央隆起帯に沿って北東、南西方向に広がったという従来の一般的な解釈は再考の余地がある。今回の震央分布を基にすれば、当初松代町直下に発生した群発地震の震源域は、この地域にかかる主圧力の方向すなわち東西方向に広がったというべきである。

次に震源の深さについて、今回の調査により、従来から検討されていた2つの問題点が解明された。Hagiwara et al. (1968) による北東、南西の方向に投影した地震活動断面図は、南西の側の震源が深くなる傾向があることを示している。大竹ら(1975)は、この南西側が深くなる傾向は、観測点の分布と地下構造の不均一性に由来する見かけ上の傾向である可能性を指

摘した。今回の調査結果は、大竹ら(1975)の指摘が正しいことを明らかにした。気象庁の観測網により求めた震源の深さは、活動域の範囲内では系統的な偏りを生ずる可能性は少ない。Fig. 17は南西部と中心部で相対的な深さの分布に差がないことを示した。

また、大竹(1976)は、活動の後期に震源が深くなる地震が発生した可能性を指摘し、観測点の移動による影響を含め検討する必要があると述べている。今回の調査により、空間時間的に均質な震源が求められ、Fig.17は活動の後期に深い震源を持つ地震が発生したことをはっきりと示した。特に、活動の後期(D、E)に、それまでに発生した震源のふちに沿って、深い地震が北東部から中心部に向け、あたかも断層活動が、地表から内部へ浸透するように地震が発生していることは興味深い現象である。

中村(1971)は、地殻内部から供給された大量の水が地表に向かって上昇したことが、群発地震活動の誘因であるという水噴火説を提唱した。大竹ら(1975)は保科付近のトリバタイト観測の結果を解析し、微小地震の震源の深さが活動が進むにつれ浅くなっていったことを報告した。今回の調査結果とこれらの説が調和的であるかどうかは、さらに検討する価値があると考えられる。松代地震については、多数の調査結果や論文が発表されているが、今回の調査結果は、再検討の余地が残された問題がまだ存在することを示している。

4) 観測点補正值と走時残差の分散

松代地震の震源の再計算に用いた補正值を他の地域

の震源の再調査に用いられた補正值と比較した。Maki (1981)が求めたやや深い地震に対する観測点補正值と比較した結果を Fig.18 に示す。Maki (1981)による値は、マントル最上部の Pn の速度偏差を反映したものであり、今回求めた値は地殻上部に原因する補正值であるから、その差は当然予想される。しかし観測点補正值の求め方には、その平均をどう定めるかにも任意性があり、それらを考えると Fig.18 は両者の間に正の相関が成りたつ観測点が多いことを示す。したがって Maki (1981) が求めた値の中には、観測点の直下の地殻構造による影響が多分に含まれると考えるべきである。

Fig.19 に各観測点補正值と観測点の震央距離との関係を示す。松代(67)の補正值は大き過ぎるように見える。松代の値を 0 に近づけると大半の観測点の補正值が正となる。市川、望月(1971)の走時表は日本全体の速度構造を平均化して求めたものであることを考慮すべきである。地殻が最も厚いと考えられる中部地方の内陸の松代付近の地震に対し走時が遅くなる観測点が多いことは、当然予測できる。しかし走時の速い観測点が北の方から相川(31)、松代(67)、甲府(50)、網代(62)と中部地方の真中を南北にならぶことは、偶然であるかどうかは別にして興味深い現象といえる。

最後に観測点補正值を与えて再計算した震源に対す

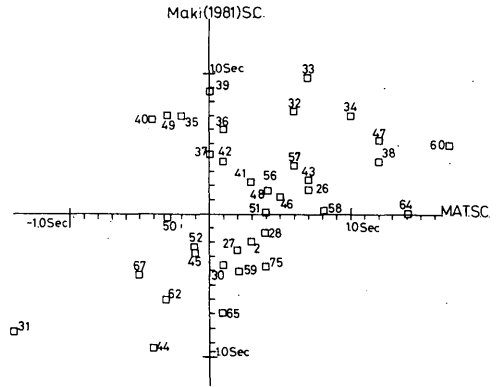


Fig.18 Relation between the Pn residuals reported by Maki (1981) and the station corrections for the Matsushiro earthquake swarm. The numbers beside the symbols indicate the JMA seismicographic station code.

る各観測点の走時残差の分散を検討した。距離が近い観測点程、走時残差の分散が小さくなる傾向が認められるが、観測設備の良し悪しと分散は必ずしも対応しない。例えば当時最新鋭の地震計を持っていた東京(60)の分散は、普通地震計(簡単微動計)それも水平動成分だけしか備えられていなかった秩父(52)や河口

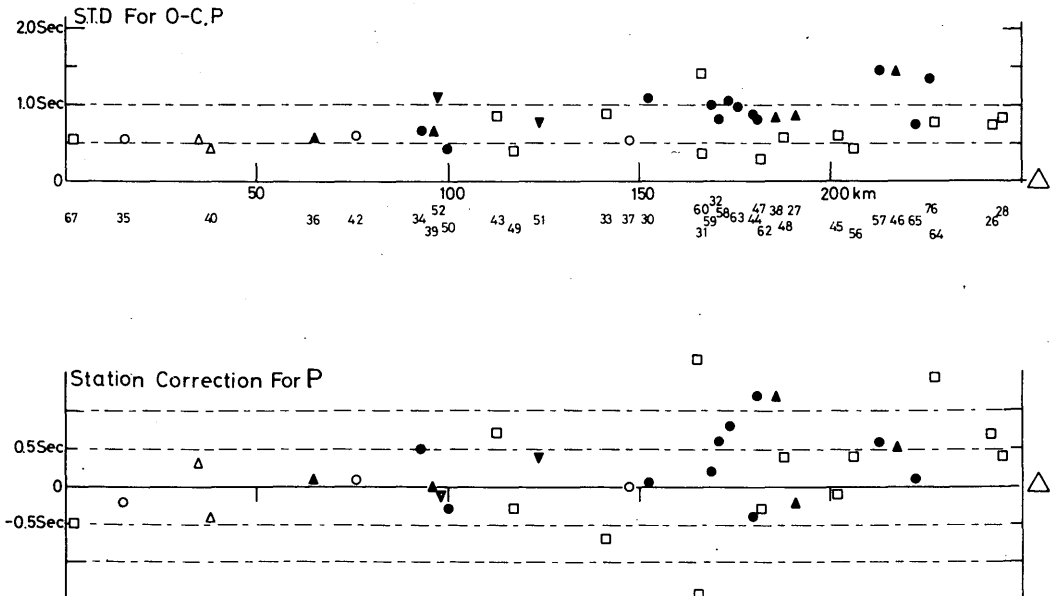


Fig.19 Relation between the standard deviation of the P travel time residuals and epicentral distance for the Matsushiro earthquake swarm. The station corrections used are also shown in the lower figure: The symbols are the same as those in Fig.11.

湖(51)よりも大きい。東京の観測精度がよくない原因は、地盤条件の悪さが影響しているものと考えられる。

震央距離が150km以下の観測点では、水晶時計の有無は、走時残差の分散に関係がないように見える。しかし150km以上になると水晶時計と59型の地震計を保有していた官署の分散の方が、ウィーヘルトや普通地震計を備えた官署の分散より小さくなる。マグニチュード4クラスの地震の初動の立上りは、震央距離が150km以上になると100倍クラスの地震計では記録振幅は1mm以下である。分散の違いは、刻時精度の差というよりは、電磁式と機械式の地震計の記録ペンの摩擦値の違いにより生じたものと考えられることができる。

以上のことから水晶時計のなかった官署でも1960年代には、良好な刻時精度が保たれていたことが予想できる。従って少なくとも内陸の浅い地震については、1960年代の資料からでも1km刻みの精度で震源の深さを求めることが意味のあることが明らかとなった。

§6 考察と今後の課題

日本周辺の地震活動の大部分が地殻の内部で発生し、地殻の厚さはたかだか30km前後である。深さ1kmきざみで震源を求め、詳細な地震活動の様子を調べることの重要性は、改めて強調するまでもない。今回のプログラムの改良の試みは、やや遅きに失した感もある。今回は、過去の震源決定の方法との連続性を考慮した範囲で改良を行ったため、新しい原理を用いた方法についての検討は行わなかった。また、今後の検討課題として残された問題も多いので、今後検討すべき事項を以下に列挙した。

1) 計算に用いる観測資料の重み

震央距離に関する重みが、不連続に変化することは好ましくない。今回は、大きな影響を与える場合は少ないと判断し改良を行わなかった。距離の連続関数として重みを与えるべきであろうが、どのような関数を用いるかその根拠をはっきりさせるべきである。過去の観測資料をもとに統計的な調査を行い、根拠をはっきりさせた後、導入すべきであろう。

次に、地震計の倍率や観測位相名による重みは現在のところ導入されていない。気象庁地震課(1963)によれば位相名(IP, EP, Pなど)による走時残差の分散に差は認められなかった。

しかし現在では地震計の種類も増えており、当時と比べ状況が変化したという見方もできる。同じIPのデータでも10000倍の地震計による読みとりと、100倍の地震計による読みとりを、同列に扱えるかという疑問がある。一方、位相名の定義があいまいで、個人差

が大きいという問題も考える必要がある。さらには、資料の精度には松代地震の東京の例をみればわかるように、観測点の立地条件が大きく影響する。震源決定を行う担当者の経験の中にはこれらの情報がいろいろ含まれて、計算に用いる観測点の選択に反映される場合が多いが、新しいプログラムにより過去の震源を再調査し、これらの諸点を詳しく調べる必要がある。

2) 走時の補間

走時表から求められる任意の震源距離、深さの走時、及びその微分量が連続であることが、安定した解を求める上で重要である。現用の市川・望月(1971)の走時表は0.1秒の桁までしか表示されていないために、なめらかな補間を行うことがむずかしい。走時表の表示桁を増やすか表示される深さ、震央距離のメッシュを小さくする必要はある。気象庁地震課(1963)によれば、多項式を用いて走時曲線を近似する方法も当初検討されたが、精度が不十分であったという。しかし計算機の能力が大幅に向上した現在、高次の項を含む近似式を計算に用いることは容易である。従ってスプライン関数やチェビシェフの多項式を用いて走時曲線を近似する方法も検討の余地がある。

一方、現用の走時表にいくつかの問題点があることが指摘されている(松本久・私信)。

特に深さ0km、10kmの走時表について、みかけ速度や走時の階差を調べてみると矛盾する点が認められる。この問題は、特に浅い地震の震源決定に影響するので今後検討する予定である。

3) 震央地名

震央地名は、以前はすべてその命名を手作業で行ってきたが、その後命名用のプログラムが開発され、現在ではプログラムにより命名が行われている。気象庁地震課データ処理係(1982)のこのプログラムによる命名の地域分けは、以前に比べれば大まかで、震央地域を地名から連想することは困難で不自由する場面が多い。この点についての係の見解は次のようなものであった。

緯度、経度が与えられており、計算機が普及した現在、震央地名は昔ほど必要とされなくなった。

以前のような詳しい地名をつけるためには計算機の容量に制限があり実現が困難である。

しかし、新しい命名法に移行後、これに対し利用者側の不満の声が少なくないことを考えると手直しが必要と考える。地名に関する情報を直接編成ファイルの中に入れ、必要に応じて出すことにすれば、ミニコン程度で実行可能なプログラムは実現できる。必要なファイル容量は、0.2メガバイト程度あれば十分であろう。

現用のプログラムはフォートランで500行を越え、震源計算プログラムの全体の1/3を占める大きなものである。直接編成ファイルを用いることによりプログラムの大きさを減らすことができれば、むしろ利点が多いと考えられる。

4) 三次元的な構造を考慮した震源の決定

すでに地殻構造の不均一な分布が、震源決定に大きな影響を及ぼしていることは、良く知られた事実である。さらに最近では、地殻速度の異方性も報告されるようになってきた。この問題を解決するためには海底地震計などを展開し、震央の近くに十分な形の観測網を設けるか、三次元的な速度構造を考慮した走時を用いるしか改善方法はない。市川(1978)はJMAの決めた三陸沖や、北海道の南東沖の震源が、ISCなど国際的な観測資料から決められた震源に対し、系統的に水平方向にずれ深くなることを補正するために、新しい震源計算法を開発した。新計算法は、爆破による地殻構造探査の結果を考慮し、標準走時より速い走時表を用いて震源計算を行うもので、現在業務に取り入れられている。

新しい方法は、系統的に震源を沖合の方向に移動させるため、新しい方法を適用する区域と陸側の区域の境では、人為的な地震の空白域もしくは重複域を生ずる。地域の構造に合う走時を用いるという考え方は正しいが、実際に適用する場合、構造、震源分布の連続性を無視することは問題がある。

また、堀内ら(1981)が示したように観測網の外側になると、速度構造を考慮、補正をしても解の深さ方向の拘束は弱くなり、正しい深さに解が求まりにくい。著者らは、特殊な震源決定法を一部の地域に用いるよりは、全体を統一した方法で行うことが望ましいと考える。

三次元的な速度構造を考慮し、震源分布の連続性に配慮した方法が開発され、十分な評価が行われるならば、また事情は変わってくる。この問題については今後十分な議論を尽くすことが望ましい。

5) 観測点補正值

観測点補正值を用いると、狭い範囲の震源の相対的な位置決定精度が高まること、今回の調査により明らかになった。また、実際に1982年3月の浦河沖地震の余震分布、1982年7月の茨城県沖の地震活動、1982年12月末に発生した三宅島近海の地震活動については、それぞれの地域に応じた観測点補正值を用いて、断面の推定が可能な精度が得られ、効果を発揮している。しかし、群発地震活動などの特殊な調査には有効であっても、地域により補正值として与えるべき値は一定

とは限らない。一つの観測点について走時残差の統計を調べてみると、方位、震央距離による変化が認められ、固定した値を定めることはむずかしい。

観測点毎に距離、方位、深さの連続函数として観測点補正值を定める必要があり、ルーチンにとり入れるためには、過去の資料について大量の統計的調査を必要とする。拙速な導入は混乱を招くので、業務に取り入れるには、慎重な検討が必要である。

6) 計算結果の表示

USGSの報告などでは計算に用いたデータ、用いなかったデータの表示がされており、さらには深さをどのように決めたかの表示もなされている。現在の気象庁の地震月報からは、どの資料を用い、どのような方法を用いて結果を求めたかという点については、表示が不十分である。利用者が必要とするものは、必ずしも処理した結果だけとは限らず、処理の過程も知りたい場合がある。

震源の精度、特に水平方向の精度をわかりやすく示すには、緯度、経度の標準偏差だけでなく、誤差楕円を表示することが望ましい。掲載の方法についてはいろいろと検討が必要であろうが、処理の内容をできるだけ利用者にわかり易く表示する努力が必要である。

謝辞

震源計算プログラムの改良にあたり、地震予知情報課のデータ処理係からは、全面的な協力を受けた。山本雅博、西出則武、竹内新、それに塚越利光技官からは、有益な多くの意見、議論や注文を出していただいた。プログラムの改良を行うためには、大変参考になったことを感謝します。

参考文献

- Asano, S., S. Kubota, H. Okada, M. Nogoshi, H. Suzuki, K. Ichikawa and H. Watanabe (1969): Explosion Seismic Studies of the Under-ground Structure in the Matsushiro Earthquake Swarm Area, *J. Phys. Earth* 17, 77-90.
- Hagiwara, T. and T. Iwata (1968): Summary of the Seismographic Observation of Matsushiro Swarm Earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, 485-515.
- 本多弘吉 (1954): 地震波動, 岩波書店, pp108
- 堀内茂木, 増田徹, 浅野周三, 吉井敏尅, 金田義行, 岡田広, 島村英紀, 高波鉄夫 (1981): 1978年東北沖海中爆波の観測データを用いた自然地震の震源決定, *地震II*, 34, 521-534.

- Ichikawa, M. (1965): Automatic Data Processing of Seismological Observation in the Japan Meteorological Agency and a Few Comments on the Result Obtained, *Pap. Met. Geophys.*, 16, 90-103.
- 市川政治 (1967): 松代地震のメカニズム, *地震* II, 20, 116-127.
- 市川政治, 望月英志 (1971): 近地震用走時表について, *気象研究所報告*, 22, 229-290.
- Ichikawa, M. (1971): Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solution Obtained, 1926 - 1968, *Geophys. Mag.*, 35, 207-273.
- 市川政治 (1976): P波速度異常が震源決定に及ぼす影響とP波異常の検知について, 40, 43-54.
- 市川政治 (1978): 気象庁における震源要素新計算法と走時表, *験震時報*, 43, 11-19.
- 市川政治 (1979): 三陸沖の地震の震源分布, *験震時報*, 43, 59-65.
- 市川政治 (1980): 震源の深さの信頼度について, *験震時報*, 45, 29-35.
- 市川政治 (1982): 気象庁における地震定常業務の変遷 (主として電子計算機使用以降), *験震時報*, 46, 39-46.
- 井元政二郎, 唐鎌郁夫, 松浦律子, 山崎文人, 吉田明夫, 石橋克彦 (1981): 1980年伊豆半島東方沖群発地震活動の発震機構, *地震* II, 34, 481-493.
- 神林幸夫, 市川政治 (1977): 気象庁67型地震計記録による近地浅発地震の規模決定について, *験震時報*, 41, 57-61.
- 勝又護 (1964): 深い地震のMagnitudeを決める一方法, *地震* II, 17, 158-165.
- 気象庁地震課 (1963): 地震調査業務の機械化について, *気象庁技術報告*, 22, 9-13.
- 気象庁 (1968): 松代群発地震調査報告, *気象庁技術報告*, 62, 40-46.
- 気象庁 (1971): 地震観測指針 (解析編), 18-20.
- 気象庁地震課データ処理係 (1982): 震央地域名の自動命名, *験震時報*, 46, 33-37.
- Maki, T. (1981): Regional variation of Pn residuals and Its application to the location of Earthquake in and around the Kanto district, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 56, 309-346.
- 長宗留男 (1980): 1978年伊豆半島近海地震の走時解析, *験震時報*, 45, 1-8.
- 中村一明 (1971): 松代地震から学んだこと, *科学朝日*, No.10, 127-133.
- 西出則武, 山本雅博, 浜田信生 (1982): 震源の深さ決定方法の改良について, *地震学会講演予稿集*, No.2, C35.
- 大竹政和, 浜田和朗 (1975): 三点観測から決めた松代地震の深さ分布・震源移動・地殻の透水性, *地震* II, 28, 321-329.
- 大竹政和 (1976): 松代地震から10年, *科学*, 46, 306-313.
- 大竹政和, 井元政二郎, 石田瑞穂, 大久保正, 岡田義光, 笠原敬二, 立川真理子, 松村正三, 山水史生, 浜田和郎 (1980): 伊豆半島東方沖の地震 (1980年6月29日) とその前後の地震活動, *国立防災科学技術センター研究速報*, 43, 1-25.
- Richter, C. F. (1958): *Elementary Seismology*, W. H. Freeman and Company, 317-318.
- 鷲坂清信, 竹花峰夫 (1935): 近地地震におけるS波の走時表及び初期微動表, *験震時報*, 8, 149-161.
- 竹内新 (1983): 気象庁76型地震計によるマグニチュードの決定, *験震時報*, 47, 112-116.
- 坪井忠二 (1954): 地震動の最大振幅から地震の規模Mを定めることについて, *地震* II, 7, 185-193.
- 津村建四朗, 唐鎌郁夫, 荻野泉, 高橋正義 (1978): 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, *震研彙報*, 53, 675-706.
- 宇津徳治 (1977): 地震学, 共立出版, pp83.
- Wadati, K., K. Sagisaka and K. Masuda (1933): On the Travel Time of Earthquakes (Part 1), *Geophys. Mag.*, 7, 87-99.
- Yamakawa, N. and M. Takahashi (1977): Stress Field in Focal Regions with Reference to Matsuhiro Earthquake Swarm, *Pap. Met. Geophys.*, 28, 125-138.
- 山科健一郎, 石橋克彦 (1975): 松代地震のメカニズム再解析, *地震学会講演予稿集*, No.1, 123.