

## 微小地震震源決定精度のマッピング

片尾 浩

### 要 旨

震源域近傍に観測点が存在しない場合は震源決定精度、特に深さの精度が十分に得られない。中国地方を例にとり、簡単なシミュレーションを行って震源決定精度のマッピングを試みた。方法は仮想的に置いた震源から実際の観測点への理論走時を計算し、それを仮想データとしてあらためて震源決定プログラムに入力して震源再決定を行い、最初に設定した仮想震源の位置からどうずれるかをみるというものである。その結果、最も近い観測点から20km以上離れた地域では十分な深さ精度が得られず実際よりも深く決まる傾向にあることがわかった。これらの結果は観測点配置、速度構造、震源決定プログラムのアルゴリズム、初期値の与え方などの総合的な効果として現われてくるもので、同様のシミュレーションは過去の震源データの精度を考察する際、また特定地域の震源決定精度向上のために観測点の増強を計画する際にも有用であると思われる。

キーワード：震源決定、微小地震観測、中国地方

### 1. はじめに

地殻上部における精密な微小地震分布を得ることは地震活動や地殻構造の研究を行う上で不可欠である。震源分布を三次元的に把握するためには、震央位置はもちろん、震源の深さについても十分な精度が要求される。しかし一般に震源域近傍に観測点が存在しない場合は、震源決定精度、特に深さの精度が十分に得られない。震源決定の精度を大きく左右する要因としては、技術的要因を除けば、観測点配置、速度構造モデル、観測点直下のローカルな構造による遅延が挙げられる。本研究ではこのうち観測点配置が震源決定精度に与える影響について考察する。

鳥取県西部地震が発生した2000年10月6日の時点で、京都大学防災研究所地震予知研究センターの微小地震観測システムであるSATARN（大見ほか、1999）には大学の定常観測点に加え気象庁の観測網

からのデータが入力されていたが、震源域近傍には使用できる観測点が無かった。10月12日以降に、防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net：岡田ほか、2000）の一部や、大学が設置した臨時衛星テレメータ点のデータが入ってくるまでは、SATARNで決定した余震分布は中心的な深さが約10kmで、余震域北部に向かって深くなっていく傾向が見られた。しかし、震源域内に観測点を設けて行った臨時観測ではそのような傾向は見られず、むしろ余震域北部では主な余震活動は深さ約5km付近の浅い場所で起きていることがわかった（片尾・吉井、2001；2000年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループ、2001）。

片尾・吉井（2001）は簡単な震源決定シミュレーション（後述）により、鳥取県西部地震の余震を大学と気象庁の観測網のみで決定すると、観測点の配置が悪いため地殻最上部での深さ精度が得られないこと、さらに余震域北部では北に向かって深く決ま

る傾向があることを確かめた。

2001年1月12日の兵庫県北部の地震に伴う一連の地震活動(中尾ほか, 2002)の例では, SATARNで利用している定常観測点は活動域を取り囲むように4点あったが, いずれも活動域からは20km近く離れていた。本震から1月末までの間, SATARN鳥取観測所系のルーチン観測による震源の深さは主に3~8kmの範囲に分布しており, 浅い地震は深さ3kmの速度構造モデルの境界付近にトラップされているようにみえていた。1月末に活動域直上に臨時テレメータ観測点2点を設置し震源決定に利用するようになると, 震源の深さは主に5~10kmの範囲へと急変した。

片尾・吉井(2001)は定常点のみの観測点配置と, 震源域直上の臨時点を加えた配置で鳥取県西部と同様のシミュレーションを行った。臨時点を含む配置では, すべての深さでほぼ正しく震源決定される。定常点のみの配置では, 7kmより浅い地震は実際より深めに震源決定される。しかし, これは臨時点設置前のほうが浅いという観測事実と一致せず, 観測点配置のみが原因ではないことがわかった。そこで, 地殻構造の不適合による可能性をみるために, 震源決定は鳥取系観測網のルーチン処理用の速度構造(最上部の5.5km/s層の厚さが3km)をそのまま用い, シミュレーションの基となる理論走時は5.5km/s層の厚さが1kmしかない構造で計算した。臨時点を含む配置では, 地殻最上部を除き震源の深さには問題ない。定常点のみの配置では, 深さ7~15kmの地震は実際より2~3km浅く決定され, 7kmより浅い地震はすべて深さ3kmの鳥取ルーチン構造

の境界面付近にトラップされる。これは臨時点設置前のほうが浅く, 3kmあたりでトラップがみられるという観測事実の特徴とよく一致し, 実際にこの地域では鳥取観測所系ルーチンの構造よりも地殻最上部層が薄い構造をしているのでであろうと推測できた。

本研究では, 片尾・吉井(2001)が行った震源決定シミュレーションを広域で行い, 震源決定精度, 特に浅い地震の深さ精度のマッピングを試みた。

## 2. 方法

中国地方を例として, Fig. 1に示す200km四方の範囲に5km間隔でグリッド点(全1680点)を置き, 各グリッド点において深さ0kmから10kmまで0.5kmきざみで21個の仮想的な震源を置いた(以下仮想震源と呼ぶ)。各仮想震源から実際の観測点への理論走時を計算し, 得られた理論走時を仮想データとしてあらためて震源決定プログラムhypomh(Hirata and Matsu'ura, 1987)に入力して震源再決定を行い(以下再決定震源と呼ぶ), 最初に設定した仮想震源の位置からどうずれるかをみた。

hypomhは大学の地震観測網で一般的に用いられているwinシステム(卜部・東田, 1992)の中で標準的に使用しているもので, SATARNでも利用されているものである。初期値としてはwinシステムでの設定のとおり, 最も地震波が早く到達した観測点の直下の深さ15kmを与えている。仮想走時データとしては理論走時をそのまま使用(1/1000秒以下の数字の桁落ちはあるが)しており, 「読み取り誤差」や

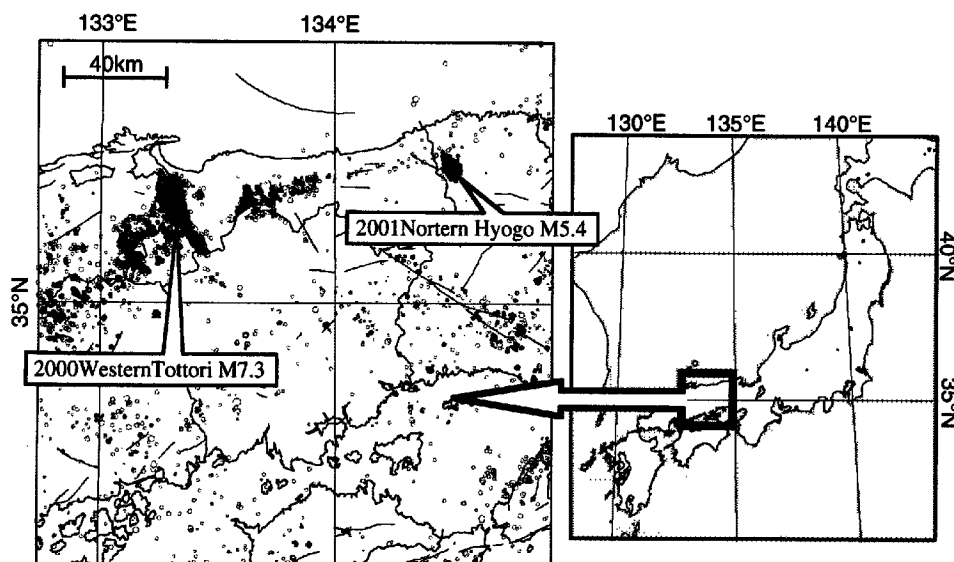


Fig. 1. Study area. Gray small circles in left panel are shallow earthquakes determined by JMA (Japan Meteorological Agency) during 2000-2001.

「観測点固有の残差」は与えていない。なお、理論走時の計算には、hypomhの内部で使用されている走時計算サブルーチンを独立させた形で用いている。

基本的に理論走時計算および震源再決定には、SATARN鳥取観測所系観測網のルーチン処理に使用している一次元速度構造（尾池，1975）を用いた。鳥取系の構造では、地殻最上部のP波速度5.5km/s層の厚さが3kmで、その下は6.05km/sの層となっている。各層内の速度勾配はなく、境界面に境に階段状に速度が変化する。各層のS波速度はP波の $\sqrt{3}$ 分の1となっている。

微小地震観測をシミュレートしているので、震源計算に用いる観測点としては、あらかじめリストアップされた観測点のうち各グリッド点に最も近い6観測点のみを用いることとした。震源計算にはP波およびS波の両方の走時データを用いた。多くの場合10km以深では仮想震源と再決定震源の一致はよいので、今回のシミュレーションでは計算していない。

シミュレーションの結果、再決定震源すべてについて震源要素、震源決定誤差等の値が得られる。例えば、仮想震源の深さと再決定震源の深さの関係については、各グリッド点においてFig.2のようなグラフが作成できる。Fig.2は鳥取県西部地震の震源付近のグリッド点について、大学および気象庁の観測点だけを使用した場合の例である。本来完全に深さ精度が得られる場合は、仮想震源と再決定震源の深さが一致し対角線上にプロットされるべきであるが、この例では深さ10kmから浅くなるにつれて再決定震源が仮想震源より深めに決まるようになっていき、3km以浅では仮想震源が浅いほど再決定震源が深くなっていくことがわかる。

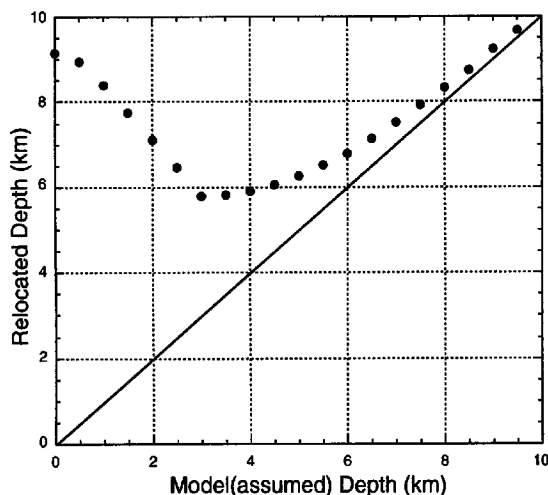


Fig. 2. An example of the relation between depth of relocated hypocenter and that of assumed.

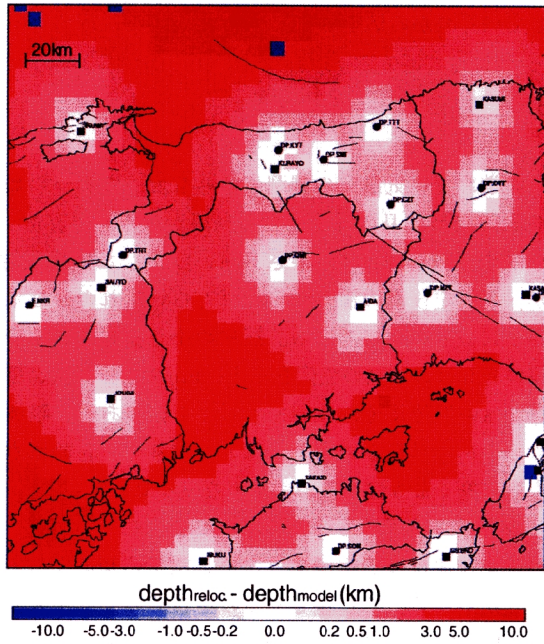
観測点配置や速度構造を変えて様々なパターンで同様の計算を行った。以下では主に深さ精度に注目していくつかの例を示す。

### 3. 結果

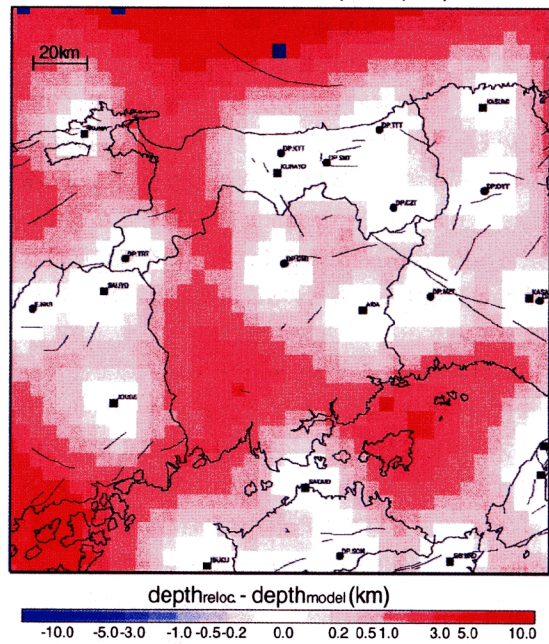
大学および気象庁の観測点のみを使った例（いわゆる1997年10月の「1元化」以降を想定した配置）を示す。Fig.3(a)は、深さ3kmに設定した仮想震源が、再決定後真の深さからどれくらいずれたかを地図上に表したものである。図中の小さな黒丸および黒い矩形は観測点の位置を示す。Fig.3(b)は同様に深さ5kmの仮想震源について示したものである。観測点の近傍では深さのずれはほとんど無く、各観測点を取り巻くように白色の領域となって見えている。観測点から遠ざかるにつれ赤色が濃くなっていき、再決定震源は仮想震源より深めに決まる傾向が有ることがわかる。特に深さ3kmの場合そのずれが大きい。Fig.3(c)は、特定の深さにトラップされる傾向があるかどうかをみるため、各グリッド点における0から10kmまでの仮想震源のうち最も浅く再決定されたものの深さをマッピングしたものである。もちろん完全な場合は各グリッド点での最浅値は0kmになるはずであるが、観測点から20km以上離れると深さ3kmの速度構造境界にトラップされることがわかる。Fig.3(d)は、特定の深さに限らず地殻上部における全体的な深さ精度をみるために、各グリッド点において0から10kmまで0.5km間隔で設けた全ての仮想震源について、再決定された深さとの差の二乗平均（RMS）の分布を示したものである。当然ながら各観測点近傍での精度はよいが、観測点が希薄なところではずれが大きく十分な深さ精度がないことがわかる。前述の鳥取県西部地震と兵庫県北部地震は、皮肉なことに観測点配置から深さ精度が期待できない場所をわざわざ選んで起きたようにもみえる。以上の図では、いずれも観測点近傍20km以内では深さ精度が保証されるが、その外側では地殻最上部の深さ精度を得ることが困難であることがわかる。

鳥取県西部地震と兵庫県北部地震の際には、大学ではまだ利用できなかったHi-netのデータが、2002年4月から大学観測網へもリアルタイム配信されるようになり、微小地震観測に利用できるようになった。Fig. 4は、気象庁および大学の観測点にHi-netの観測点を加えた場合で、気象庁にとっては2001年10月以降の状況を、大学にとっては2002年4月以降の状況を想定してシミュレーションした例である。Fig.3(d)と同じく、各グリッド点における0から10kmまでの全ての仮想震源と再決定震源との深さの差の

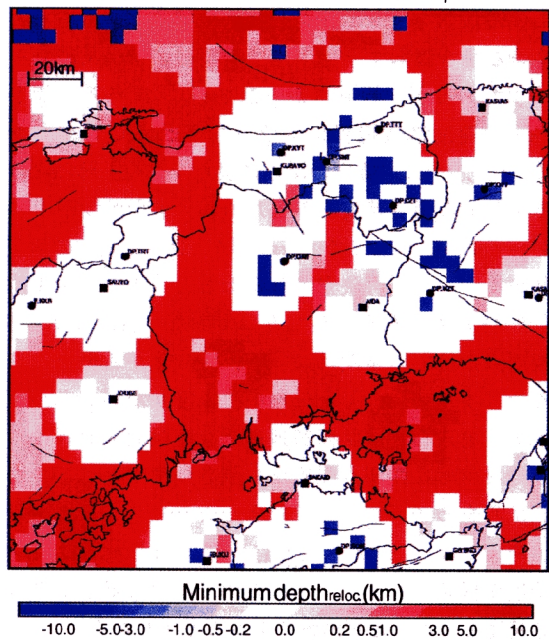
(a) JMA+UNIV.  $\text{depth}_{\text{reloc}}(3\text{km})-3.0$



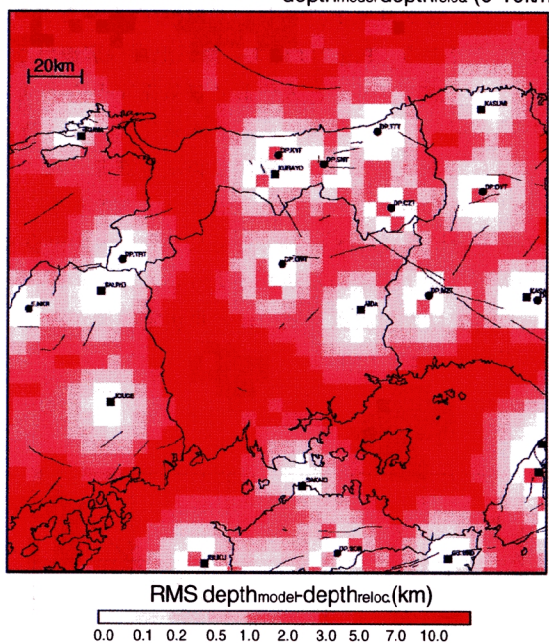
(b) JMA+UNIV.  $\text{depth}_{\text{reloc}}(5\text{km})-5.0$



(c) JMA+UNIV. Minimum  $\text{depth}_{\text{reloc}}$



(d) JMA+UNIV. RMS of  $\text{depth}_{\text{model}}-\text{depth}_{\text{reloc}}$  (0-10km)



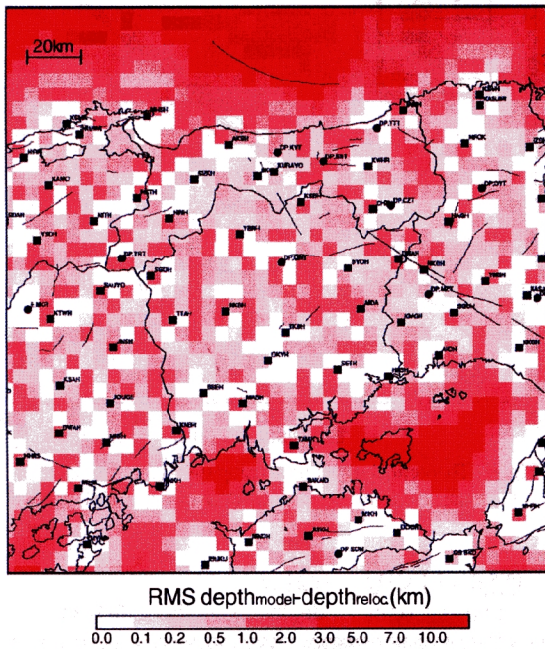
**Fig. 3.** Results of a simulation for Chugoku district. Stations of JMA and universities are used.  
(a): Relocated depth for assumed hypocenters at 3 km in model.  
(b): Relocated depth for assumed hypocenters at 5 km in model.  
(c): Minimum depth among the relocated hypocenters in assumed depth range of 0-10 km.  
(d): RMS of depth difference between assumed and relocated hypocenters for depth range 0-10 km.  
Solid small circles and squares show station distribution.

RMSの分布を示した。Hi-netの導入により、陸域全体で深さ精度が向上しており、全国を高密度の観測網で覆い尽くすというHi-netの所期の目標が達成されていることがわかる。しかし、日本海の沖合いや

瀬戸内海の一部では、深さ精度の十分でない場所があることがわかる。このような精度の悪い箇所をカバーするためには、今後島嶼部に観測点を増強したり、海底地震計の設置を検討する必要がある。ま



(a) Hinet+JMA+UNIV. RMS of  $\text{depth}_{\text{model}} - \text{depth}_{\text{reloc}}$  (0-10km)



(b) KU-TTT RMS of  $\text{depth}_{\text{model}} - \text{depth}_{\text{reloc}}$  (0-10km)

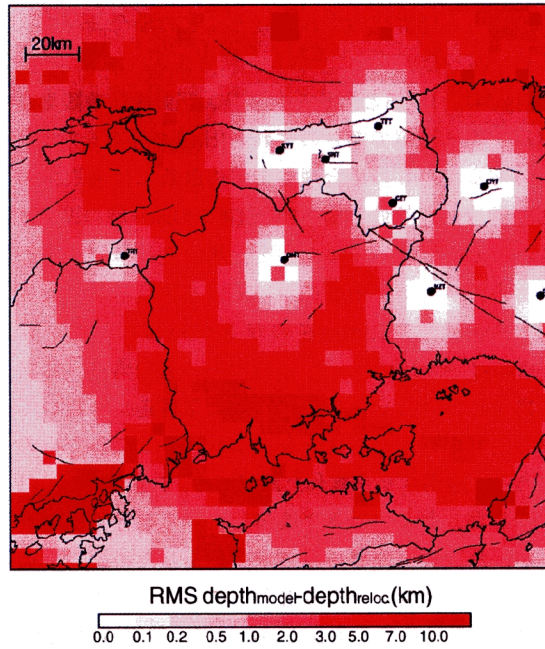


Fig. 4. Results of a simulation for Chugoku district. RMS of depth difference between assumed and relocated hypocenters for depth range 0-10km. (a): Stations of JMA, universities and Hi-net are used. (b): Only stations of Tottori Network (Kyoto Univ.) are used. Solid small circles and squares show station distribution.

た増強すべき観測点の効果的な配置を決める際にも、このようなシミュレーションが有効となるであろう。

Fig.4bは、大学の観測点のみで、しかも観測所間のデータ交換もリアルタイムには行えなかった状況（1995年以前）を想定して京大防災研鳥取観測所系に属する10観測点のみを使った場合のシミュレーション結果である。（ただし、1995年以前の実際のルーチン処理では、震源決定プログラムはhypomhではなく独自のものを使用していた。）やはり各グリッド点における仮想震源と再決定震源の深さの差のRMSの分布を示した。鳥取平野周辺では深さ精度は十分であるが、鳥取県西部域ではほとんど精度が期待できない状況であることが分かる。また、山崎断層周辺の一部では精度の悪い地域があることがわかる。このような地域で過去の震源データを解析する際には注意が必要であろう。また同様のシミュレーションを使って、臨時観測などさらに小規模な観測網の内側および外側での震源精度の見積もりを行うことも可能である。

以上の例ではほとんどの場合、仮想震源と再決定震源との深さのずれが大きい場合も含め、走時残差（O-C：各観測点での走時残差のRMS）は1/100秒以下という結果が得られる。逆に言うと、そうであるが故に過った深さに解が収束することがあるのだ

JMA+UNIV. RMS of  $\text{Struct. TTT} \rightarrow \text{ABU}$   $\text{depth}_{\text{model}} - \text{depth}_{\text{reloc}}$  (0-10km)

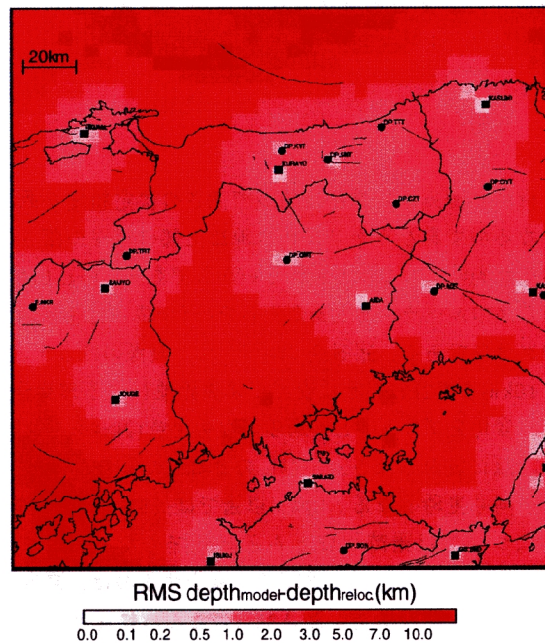


Fig. 5. Results of a simulation for Chugoku district. RMS of depth difference between assumed and relocated hypocenters for depth range 0-10km. Different velocity structures are used for calculation of theoretical travel times and hypocenter relocation. Solid small circles and squares show station distribution.



る。一方、深さのずれが大きい場合はZ（深さ）方向の決定誤差には大きな値が示される。いずれの場合も震央位置のずれとXおよびY方向の決定誤差は非常に小さい。発震時のずれもほとんどの場合無視できる量であった。

Fig.5は、Fig.3と同じく大学および気象庁の観測点のみを使った例で深さのずれのRMSの分布を示したものであるが、この場合理論走時の計算には鳥取系の速度構造（地殻最上部のP波速度5.5km/s層の厚さが3km。その下は6.05km/s）を、再決定には阿武山観測所系でルーチン処理に用いている速度構造（最上部のP波速度5.5km/s層の厚さが5km。その下は6.0km/s）を用いている。すなわち、真の構造（鳥取系構造）とは異なる構造（阿武山系構造）を用いて震源決定を行った場合をシミュレートしてみたものである。観測点から離れた地域では、Fig. 3の例とほぼ同じか、あるいはやや改善している部分もみられるが、地殻最上部層の厚さが食い違うため観測点近傍における精度がかなり悪化している。この場合も震央の位置はあまりずれていないが、発震時は0.2秒程度早くなり、精度が良い場合でもP波のO-Cは0.02~0.04秒程度の値を示す。このように不適当な速度構造を用いた場合の震源精度の評価も可能である。本研究では一次元構造の場合のみを扱っているが、三次元Ray Tracingを使って理論走時を計算し、水平成層の速度構造で震源再決定を行えば、三次元不均質がルーチンの震源決定結果にどう影響するかといったシミュレーションも可能である。

#### 4. 考察

何故観測点から離れた地域で深さの決定精度が悪くなるのであろうか？それは地殻上部の震源の深さの差が走時差となって表れないからである。Fig. 6は鳥取系のルーチン速度構造から求めたP波の理論走時のグラフである。観測点は地表とし、震源の深さを2~10kmまで2kmごとに変えて震央距離による理論走時の変化をプロットしてある。震央距離12kmあたりで、既に震源の深さ2kmのものと4kmのものはほとんど同じ走時となる。20km以遠では、8km以浅の震源については走時にほとんど差が無くなってしまふ。このように急激に走時差が減少するのは、鳥取系ルーチン速度構造が深さ3kmのところに速度不連続を持っているためである。震源決定プログラムが走時残差を基準に解の妥当性を判断する限り、原理的にこれらの震源の深さは分離できないことになる。そして最終的にどの深さが『答』として選ばれるかは、プログラムのアルゴリズム次第ということ

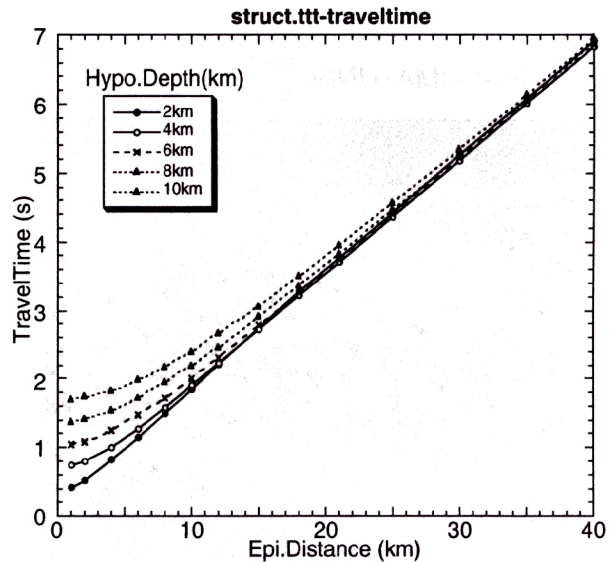


Fig. 6. Theoretical travel time using the "Tottori model" of velocity structure for hypocentral depth of 2, 4, 6, 8, 10km.

JMA+UNIV. RMS of  
6.0km/s Const. depth<sub>model</sub>-depth<sub>reloc</sub> (0-10km)

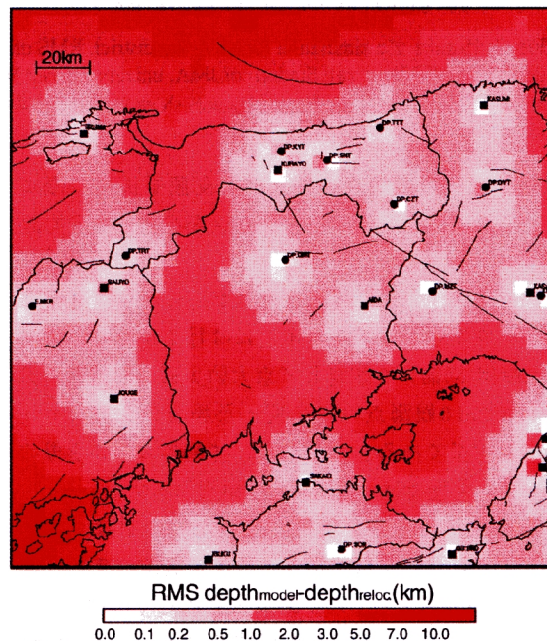


Fig. 7. Results of a simulation for Chugoku district. RMS of depth difference between assumed and relocated hypocenters for depth range 0-10km. The velocity structure of  $V_p=6.0\text{km/s}$  is used. Solid small circles and squares show station distribution.

になる。Fig.3でみたような観測点の周囲の精度の良い領域の半径は、このように用いる速度構造によって規定されるものである。したがって、一度用いる構造を固定すれば、深さ精度の保証される領域は各観測点を中心にコンパスでこの半径の円を描いた内側ということで簡単に知ることができる。しかし、前節で述べたような不適当な速度構造を用いた場合

や、三次元不均質の影響などを評価するためには本研究と同様のシミュレーションを行う必要がある。

Fig.7は、Fig.3と同じく大学および気象庁の観測点配置を使った例で、速度構造として地殻内はP波速度が6.0km/sで様な構造を用いた結果である。やはり、仮想震源と再決定震源の深さのずれのRMSの分布を示している。この場合地殻上部に速度境界が無い場合、震源の深さによる走時の差は遠距離まで保存される。Fig.7をFig.3(d)と比べるとわかるように、結果的にルーチンで使用している水平成層の速度構造の場合と違い、観測点周辺での深さ精度の良い(白っぽい)領域の面積が広がっている。実際の震源決定に用いる速度構造として様な構造は現実離れしているが、観測点が疎らな場合は有利な点もあるということになる。階段状に速度が急変する水平成層構造の代わりに、各々の層に速度勾配を持たせて滑らかに速度が増加するようにするなど速度構造モデルを工夫すれば、深さの決定精度を全体的に改善できる可能性が有る。

震源決定プログラムに与える初期値として「正解」に近い値を与えれば、それに近い答えを得られることは当然である。これまでのシミュレーションではwinシステムで用いられている標準設定に従い、初期値は最も地震波が早く到達した観測点の直下の深さ15kmを与えている。この初期値の深さを例えば10kmあるいは5kmに変えてシミュレーションを行うと、地殻最上部における仮想震源と再決定震源の深さのずれは改善される。しかし、一部のグリッド点では解が収束せず、浅部の地震が決定できなくなる例が多発したので実用的ではない。

一般に震源決定には速度構造モデルは地域を代表する構造を仮定するが、それでは表現できない観測点直下のローカルな構造による遅延により震源決定精度は大きな影響を受ける。この場合、震源決定に使用する観測点の組み合わせが異なると、系統的な震源位置のずれが生ずる可能性がある。速度構造モデルと真の構造との不一致は、例えば近傍の観測点だけで震源決定した場合と、遠方の観測点も含めて決定した場合での震源のずれを生ずる。通常これを補正するためには、震源決定に用いる観測点の組み合わせを固定したり、観測点固有の補正値を設定したり、マスターイベント法を使用するなどに対処する。本研究のシミュレーションでは、このような観測点固有の遅延や読み取り誤差までは想定していない。もちろんこれらを組み込んだシミュレーションも容易に行うことが可能で、結果はさらに悪い方になると予想されるが、煩雑になるのでここでは述べない。また観測点固有の遅延などを考慮に入れた場

合は、本研究ではほとんど無視できた震央位置のずれも生じてくる可能性がある。

本研究のシミュレーション結果を用いて、既存の震源データを補正することは可能であろうか？例えば、青柳・阿部(2000)は北海道南西沖地震の余震を例に、海底地震計を用いた精密震源と気象庁の陸上観測網のみによる震源を比較し、同一地震に対する震源決定位置のずれから、海域の震源を観測値によらずに補正する手法を提唱している。しかしながら、これらの方法はある程度大きな10km以上のスケールの補正には使用できても、本研究のような地殻上部における数kmの深さの差といった小さなスケールでの震源のずれには対応できない。Fig.2に示すように、ある深さの再決定震源に対応する仮想震源の深さは2つ以上ある場合があり、既存震源データの深さだけから一意的に真の震源の深さを推定することは不可能であると考えられる。

## 5. まとめ

観測点配置が震源決定精度に与える影響を評価するために、中国地方を例に簡単なシミュレーションを行い、浅い地震の震源決定精度、特に深さの精度のマッピングを行った。震源決定プログラムと速度構造モデルは、主にSATARN鳥取系観測網でルーチン処理で使用しているものを用いた。

最も近い観測点から20km以上離れた地域では、地殻上部の震源について十分な深さ精度が得られず、真の深さより深めに決定される傾向があることがわかった。これらの結果は観測点配置、速度構造、震源決定プログラムのアルゴリズム、初期値の与え方などの総合的な効果として現われてくるものである。ここでは、水平成層の速度構造モデルを扱ったが、三次元的な不均質が存在する場合はもっと複雑なパターンがみられるものと思われる。

同様のシミュレーションは、過去の震源データの精度を考察する際、また特定地域の震源決定精度向上のためどう観測点を増強するか計画する際の参考とすることができるであろう。Hi-netの整備により、陸上には微小地震観測点の極端に希薄な地域は無くなったが、海陸境界域における震源決定精度の吟味や、効果的な海底地震計配置を計画する場合などには特に有用と思われる。

## 参考文献

- 青柳恭平・阿部信太郎 (2000) : 海底地震計観測データを用いた海域における気象庁震源の補正, 地震, 2, 53, 177-180.
- 尾池和夫 (1975) : 鳥取微小地震観測所の震源表について, 地震, 2, 28, 331-346.
- ト部 卓・東田信也 (1992) : win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会講演予稿集, No.1, C22-P18.
- 大見士朗・渡辺邦彦・平野憲雄・中川 渥・竹内文朗・片尾 浩・竹内晴子・浅田照行・小泉 誠・伊藤 潔・和田博夫・澁谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐 直・近藤和男・渡辺 晃 (1999) : 微小地震観測網SATARNシステムの現状と概要, 京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 45-60.
- 岡田義光・笠原敬二・堀 貞喜・小原一成・青井 真 (2000) : Hi-net(1):概要、地震学会講演予稿集, No.2, P004.
- 片尾 浩・吉井弘治 (2001) : 鳥取県西部地震直後の緊急余震観測による震源分布, 京都大学防災研究所年報, 44, B-1, 283-292.
- 中尾節郎・片尾 浩・澁谷拓郎・渡辺邦彦 (2002) : 兵庫県北部の地震 (2001年1月12日, Mj=5.4) と一連の地震活動について, 京都大学防災研究所年報, 45, 印刷中.
- 2000年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループ (2001) : 稠密余震観測による2000年鳥取県西部地震の余震分布とメカニズム解について, 日本地震学会ニュースレター, 13, 3, 23-27.
- Hirata, N and Matsu'ura, M. (1987) : Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61.

## The Mapping on Precision of Hypocenter Determination

Hiroshi KATAO

### Synopsis

To examine the effect of station distribution on precision of hypocenter determination, we carried out a simple simulation. Theoretical travel times are calculated from assumed hypocenter to surface stations. These travel time data are given to hypocenter determination program which we usually use. Then, we compare the results of relocation and the assumed hypocenters. At area apart from nearest stations more than 20 km, depth of the relocated hypocenters are deeper than assumed ones. These depth shift are caused by station distribution, velocity structure, algorithm of program and initial value.

**Keywords:** hypocenter determination, micro-earthquake observation, Chugoku district