

より早く震央位置を推定する

野田 俊太

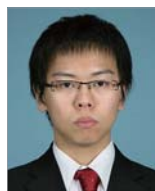
防災技術研究部
(地震防災研究室 研究員)

山本 俊六

同
(同 室長)

佐藤 新二

同
(同 主任研究員)



のだ しゅんた



やまもと しゅんろく



さとう しんじ

はじめに

地震の大きな揺れ(S波)が到達する前に揺れの到来を知らせる早期地震警報の技術は、地震学的な知見の蓄積や情報処理・通信技術の進歩により、近年大きな発展を遂げました。現在は、S波に先立つ揺れの小さなP波を解析することにより地震の発生位置(ここでは震央)と規模(マグニチュード)を即座に推定し、必要であれば列車を停止させる早期地震警報システムが国内全ての新幹線に導入されています^{1),2)}。また、同様のシステムとして気象庁の緊急地震速報³⁾がありますが、この情報も新幹線や在来線、民鉄の多くの路線で活用されています⁴⁾。

これらのシステムでは、地震波を検知した観測点が単独で震央位置やマグニチュードを推定する処理(単独観測点処理)が重要な処理手法の一つとして用いられています。この処理では、主成分分析法⁵⁾とB-Δ法⁶⁾を用いて、地震波の到来方向(震央方位)と震央までの距離(震央距離)をそれぞれ推定し、震央位置を決定しています。上記の方法において、推定に必要な時間(データの長さ)およびその精度は現時点でも高い水準にあります。しかしながらここでは、P波の解析に使用するデータの時間の長さをどのような地震に対しても一定としていた従来の方法に対して、データに応じてその長さを変えることにより、推定に必要な時間を短縮しその精度も更に向上できる新しい方法を紹介します。

震央方位を推定する方法の改良

ここでは、震央方位を推定する方法の改良法を説明します。

はじめに、従来の方法を示します。ある観測点に地震波が到来し揺れが始まった際、P波が最初に到達した時刻を決定します。次に地震波のデータを対象に数種のフィルター処理を行なった後、先に決定されたP波の到達時刻か

ら、あらかじめ決められた時間までの長さのデータを用いて主成分分析を行ないます。ここでの主成分分析とは、地震波の三成分(東西・南北・上下方向)の軌跡のデータから、主な振動の方向を推定する方法です。P波は進行方向に平行に振動する性質を持つため、上記の振動方向が震央方位に対応します。そのことを示したものが図1です。

従来の方法において重要な点は、どのようなデータであってもあらかじめ決められた時間の長さを用いるということです。現行のシステムでは、この長さを1.1秒としています。

次に、この従来の方法の精度を検証します。用いるデータの長さを0.1秒から2秒まで0.1秒毎に変化させた場合に推定される震央方位の誤差を計算した結果が図2です。誤差はRMS(Root Mean Square: 二乗平均平方根)で表わしています。ここでは、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)の各観測点において記録された地震波形データのうち、1996年から2010年までの間に観測されたマグニチュード5.5以上、震央距離300km以内、計測震度3.5以上の計1,991データを用いて検証を行ない

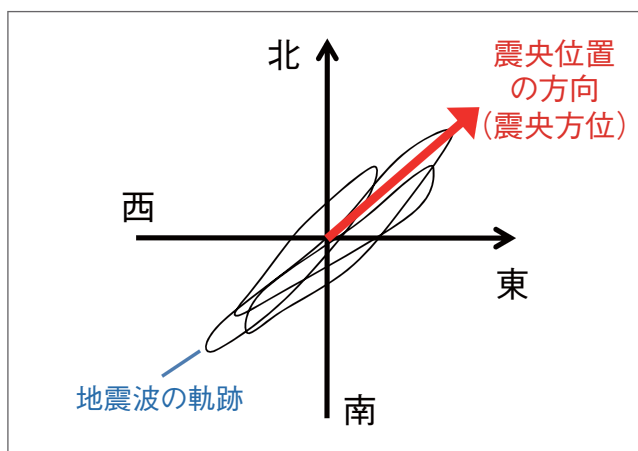


図1 主成分分析法による震央方位の推定

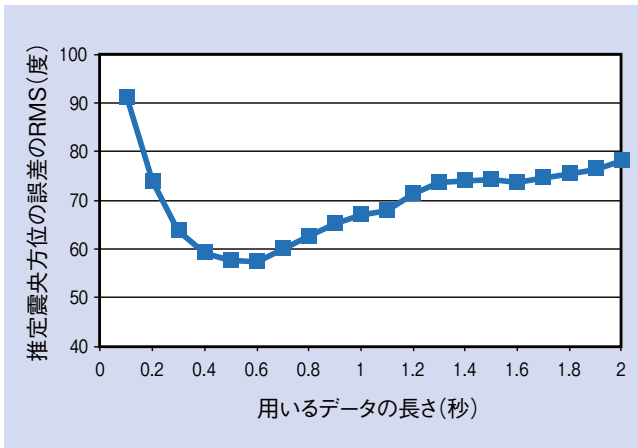


図2 従来の方法により推定された震央方位の誤差

ました。

この結果によれば、0.6秒のデータを用いた場合が最も精度が高く、そのときの誤差のRMSは57.3度です。また、用いるデータの長さが極端に短い場合を除き、時間が長くなるにつれ誤差が大きくなっていく傾向が見られます。これは、用いるデータが長いほど、地震の発生位置から観測点に直接向かってくる地震波に比べ、地殻内の不均質性(地殻の中は均一な構造ではなく、不均質な構造になっています)の影響により後から遅れてやってくる地震波の影響が大きくなり、結果的に振動方向が乱れるためと考えられます。このことを模式的に示したものが図3です。

以上のことから、あまり長い時間のデータを用いることは好ましくなく、地震の発生位置から観測点に直接到達す

る地震波データを効率的に取り出すことにより、従来の方法を改良することができると考えられます。一方、上述の通り、地殻内の不均質性などの影響により地震の揺れは様々な振る舞いを見せます。したがって、直接観測点に到達する地震波データを効率的に取り出すためには、どのようなデータであってもあらかじめ決められた時間の長さを用いるのではなく、個々のデータに応じてその長さを変化させることが必要と考えられます。

そこでここでは、データに応じて長さを決め、これを用いて震央方位を推定する方法を紹介します。ここではその長さを、P波の到達時刻から上下動方向の地震波形が最初にゼロを横切るまでの時間とします。このことを示したものが図4です。

この方法を用いれば、観測点に直接到達する地震波データを効率的に取り出すことができると考えられます。先ほどと同じデータセットを用いて、この方法による各データの長さを計算したところ、その平均値は約0.85秒となりました。前述の通り、現行のシステムで用いられている従来の方法の時間の長さは1.1秒であり、これと比較してより早く震央方位が推定できることが分かります。

この方法により推定される震央方位の誤差のRMSは49.0度となります。これは、従来の方法で最もよい精度だった0.6秒のデータを用いる場合と比べても、精度が約14%向上することになり、提案方法が有効であることが分かります。

ここで紹介した方法は、現行システムの処理プログラム

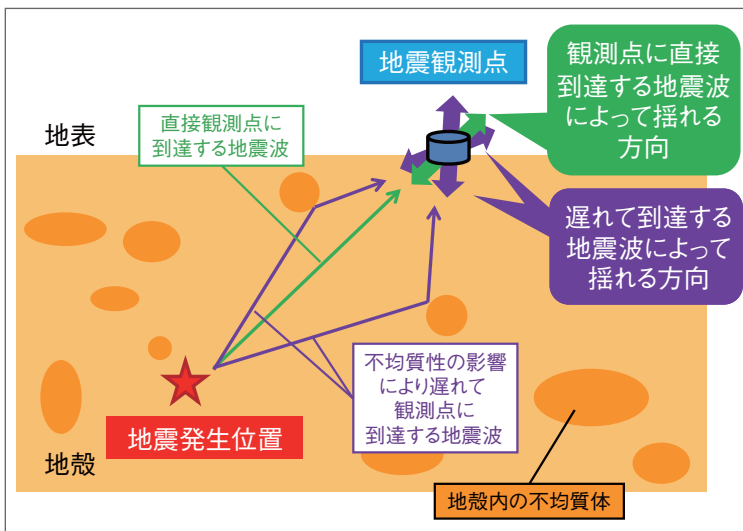


図3 震央方位の推定において長い時間のデータを用いることによる影響

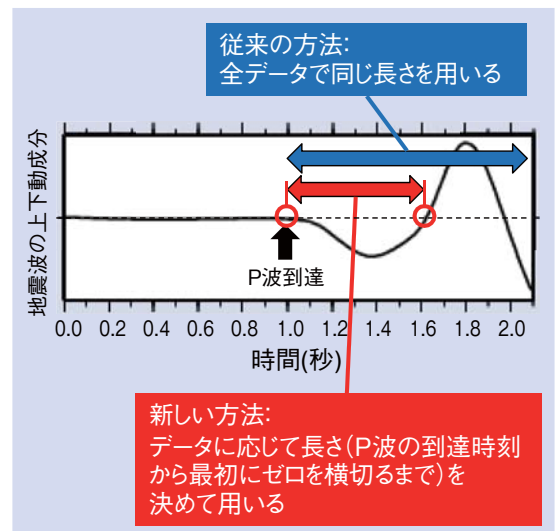


図4 震央方位を推定する新しい方法

にわずか数行の処理を追加するだけでよく、計算の負荷がほとんど増えないのにもかかわらず、大きな効果が期待できます。したがって、この方法は非常に有効と考えます。

震央距離を推定する方法の改良

次に、震央距離を推定する方法の改良法を説明します。

まず、従来の方法を示します。観測された地震波データにフィルター処理を行なった後、その上下動成分の絶対値の包絡線に以下の関数を最小二乗法によりフィッティングします。

$$y = Bt \exp(-At) \dots\dots\dots (1)$$

これを示したものが図5です。

このようにして得られた(1)式の係数Bの値が震央距離 Δ と高い相関を持っていることが経験的に分かっており、この性質を利用して震央距離を推定します。この方法をB- Δ 法と呼びます。なお、現行システムではフィッティングを行なう際、P波到達から2秒間のデータを用いるのが一般的です。

我々は、推定に必要な時間を短縮させるために、(1)式の係数AおよびBの時間変化に着目しました。前章と同様のデータセットを用いて、用いるデータの長さを変えながら係数AおよびBの時間変化を求めたところ、二つの重要な性質を持つことが分かりました。

一つ目は、Aと $\log_{10}B$ の時間変化は、非常に良い相関性を持つということです。このことの例を示したものが図6です。いずれの地震波データの場合もAと $\log_{10}B$ は良い相関を持って変化していることが分かります。Aと $\log_{10}B$ の時間変化の相

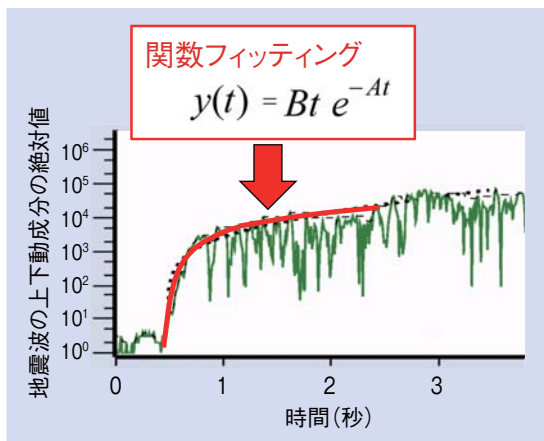


図5 B- Δ 法における関数フィッティング

関係数を計算すると、その平均値および標準偏差はそれぞれ0.85, 0.15となります。

二つ目の重要な性質は、係数Aの時間変化は概ね2秒以内で一定の値に収束していくということです。このことを示したものが図7です。この図では、用いたデータセットの全ての係数Aの結果(図7(a))と、その時間微分値の結果(図7(b))を示しています。時間微分値がほぼゼロになることは、時間変化の収束を意味するため、係数Aが概ね2秒以内できれいに収束していくことが分かります。

これらの二つの性質は、(1)式がP波の初期部分の性質を適切に表現する関数である結果、得られたものと考えられます。

上述の結果から、Aが一定の値に収束したことを確認し、この時点でAと $\log_{10}B$ が良い相関を持っている性質を利用して、Bから震央距離を推定できることが分かります。具体的な方法には、Aの時間微分値があらかじめ決められた

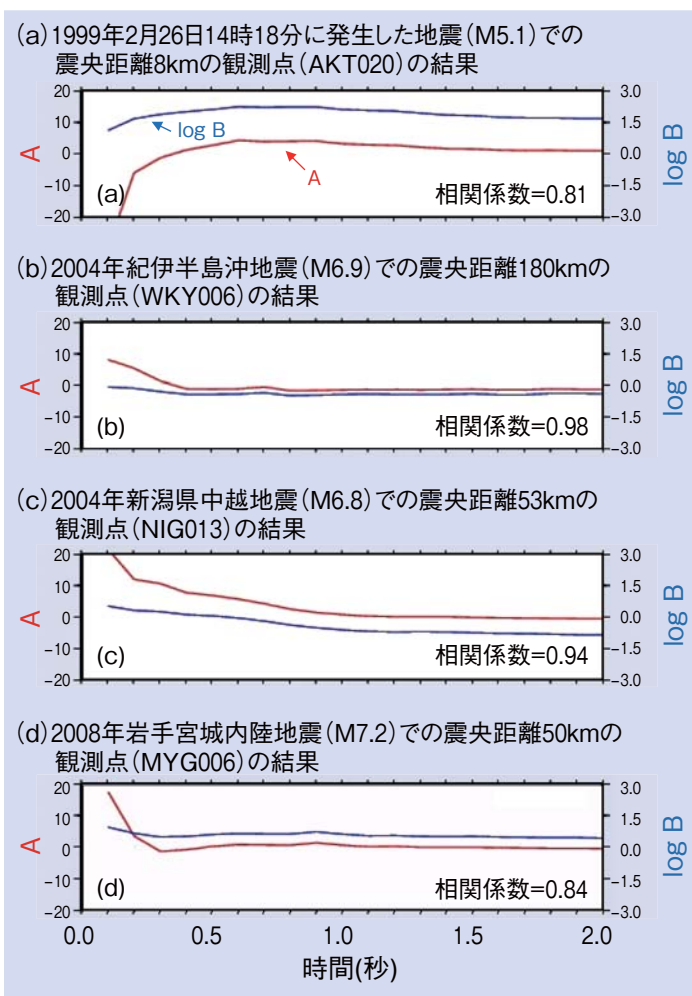


図6 AおよびBの時間変化の例

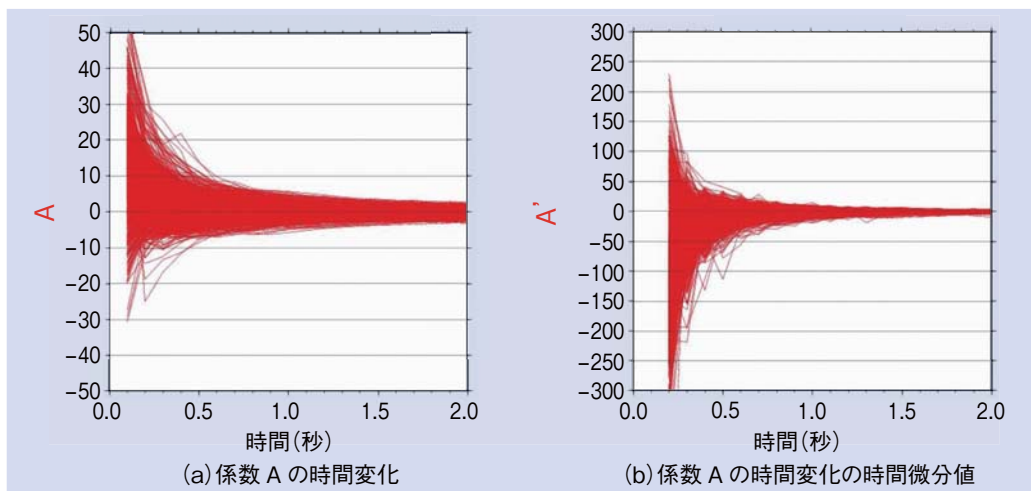


図7 係数Aの時間変化と時間変化の時間微分値

ゼロに近いしきい値 (T_{ad} とします) 以下の値を一定時間 (D_d とします) 連続して示すことを、Aの収束判定条件とします。これを模式的に示したものが図8です。

この方法を用いれば、B- Δ 法の推定に必要な時間（一般的に2秒間）を短縮させることが可能になります。例えば、 $T_{ad} = 30 (1/s^2)$ 、 $D_d = 0.3 (s)$ とした場合に、収束したと判定されるまでの時間の平均値は約0.68秒となります。そのときの震央距離の推定精度は2秒間のデータを用いたときとほぼ同等となるため、ここで紹介した方法は非常に有効と考えられます。

おわりに

ここでは、地震を検知した観測点が単独で震央位置を推定する際に利用する二つの方法（主成分分析法、B- Δ 法）の改良法を紹介しました。

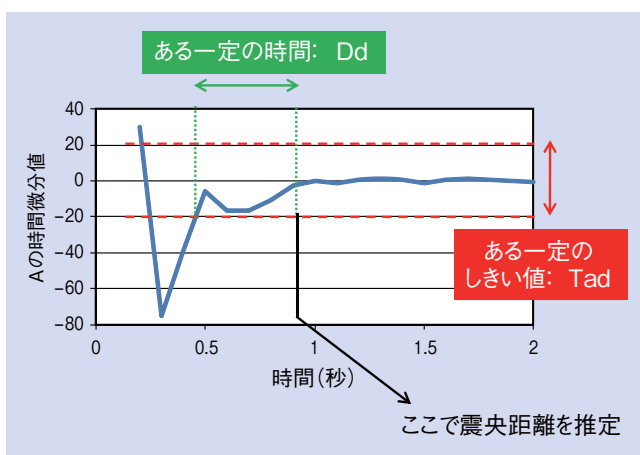


図8 震央距離を推定する新しい方法

これらの方法により、震央方位の推定方法については、現行で1.1秒間のデータ長が平均で0.85秒に短縮され、精度も向上することが分かりました。震央距離の推定方法については、現行で2秒間のデータ長が平均で0.68秒程度まで短縮されることが分かりました。

ここで紹介した方法を現行の早期地震警報システムに導入すれば、これまでより早く警報を出すことが可能となり、地震に対する列車の安全性がさらに向上することが期待されます。

ここでは震央位置の推定方法に焦点をあて、マグニチュードの推定方法に関しては述べませんでした。今後はマグニチュードをより早く正確に推定する方法の開発にも取り組んでいきたいと考えています。RRR

文献

- 1) 岩橋寛臣, 岩田直泰, 佐藤新二, 芦谷公稔: 早期地震警報システムの実用化, 鉄道総研報告, Vol.18, No.9, pp.23-28, 2004
- 2) 山本俊六, 佐藤新二: 鉄道における早期地震警報システムの変遷, RRR, Vol.67, No.3, pp.16-19, 2010
- 3) 中村浩二: 緊急地震速報について, 物理探査, Vol.60, No.5, pp.367-374, 2007
- 4) 芦谷公稔: 緊急地震速報と鉄道におけるその活用例, 地盤工学会誌, Vol.56, No.7, pp.24-27, 2008
- 5) 気象研究所地震火山研究部: 自動検測手法の研究, 気象研究所技術報告, No.16, pp.56-100, 1985
- 6) 東田進也, 小高俊一, 芦谷公稔, 大竹和生, 野坂大輔: P波エンベロープ形状を用いた早期地震諸元推定法, 地震, Vol.56, pp.351-361, 2004