

P 波初動部の立ち上がり特性に着目した 震央距離推定手法

山本 俊六* 野田 俊太* 是永 将宏*

An Estimation Method of Epicentral Distance
Based on Characteristics of P-wave Initial Envelope

Shunroku YAMAMOTO Shunta NODA Masahiro KORENAGA

A new method to estimate an epicentral distance by using P-wave initial envelope is proposed in order to improve the performance of a single-station earthquake early warning system. This method utilizes 0.5-second window data of P-wave initial motion which is mainly characterized by an epicentral distance. First, by fitting a simple approximation, $y(t) = C t$, where y , C and t represent envelope of high-frequency UD-component acceleration, the coefficient and the time after P-wave onset respectively, to the observed data, the coefficient C is obtained. Then an epicentral distance is estimated by using the pre-defined empirical relation of the coefficient C and an epicentral distance. Evaluation of the method using 10365 K-NET earthquake records demonstrates that the method is able to improve the accuracy by 12% and the rapidness by 75% compared with the present method.

キーワード：早期地震警報，震央距離，P 波，加速度振幅

1. はじめに

単独観測点データによる震央距離推定は、複数の観測点情報を用いたネットワーク処理型の推定に比べ、一般に即時性が高いため、処理の迅速性を重要視する鉄道の早期地震警報の分野、あるいは気象庁の緊急地震速報などで広く活用されている。

1992 年に実用化された UrEDAS (ユレダス) では、はじめに単独観測点における P 波の卓越周波数より推定されたマグニチュードと観測された振幅を利用して距離減衰式から震源距離を推定し、続いて水平動・上下動の振幅比と震源距離・震央距離の関係式を用いて震央距離を求めた^{1), 2)}。この手法は、P 波検知後 5s 以内のデータを用いて上記の処理を行っており、間接的ではあるが、早期地震警報を目的とし単独観測点データから震央距離あるいは震源距離を推定する最初の方法であった。ただし、P 波データを用いたマグニチュード推定は P 波検知後 1 回のみであるため、断層破壊が時間をかけて成長する大地震の際、最初の推定後のマグニチュードの増大を考慮できず、システムとしてはマグニチュードを過小評価する可能性があった。

UrEDAS の課題を解決するため、Odaka *et al.*³⁾により、

マグニチュード推定と独立した形で震央距離を単独観測点データから直接推定する手法が提案された。この手法は、P 波初動部における加速度振幅の高周波成分の形状が、震央距離とマグニチュードの影響を強く反映することに着目し、P 波検知後 2s の加速度振幅絶対値の包絡線に (1) 式で示す近似式をフィッティングさせ、包絡線の傾きを支配する係数 B と震央距離の相関関係を利用して、震央距離を求めるものである。

$$y(t) = B t \exp(-A t) \quad (1)$$

ここで、 t は P 波検知後の経過時間、 $y(t)$ は加速度振幅絶対値、 A , B はフィッティングにより定まる係数である。この手法は、早期地震警報のための処理手法として実用化され、2004 年以降、この手法を用いたシステムが新幹線に順次導入された。現在は全新幹線の地震防災システムにおける P 波データによる処理手法として⁴⁾、また気象庁の緊急地震速報システムで稼働する処理手法のひとつとして⁵⁾ 利用されている。

一方、鉄道をはじめ各種システムの高度化と地震防災への関心の高まりに伴い、早期地震警報の精度、即時性に対する要求も高くなりつつある。特に単独観測点処理による情報は、早期地震警報として最も早いタイミングで提供される情報であるため、その高精度化に関してよ

* 防災技術研究部 地震防災研究室

特集：防災技術

り大きな期待が持たれている。

以上を背景に、本研究では、Odaka *et al.*³⁾ による従来手法を発展させる形で、さらに短いP波データ長におけるP波の加速度振幅の立ち上がり特性に着目し、その特性を効果的に利用した震央距離の推定手法を開発したので報告する。以下、本論文では、P波初動部の特徴、新しい震央距離の推定手法の概要、提案した手法の精度や即時性に関する検証結果などに関して述べる。

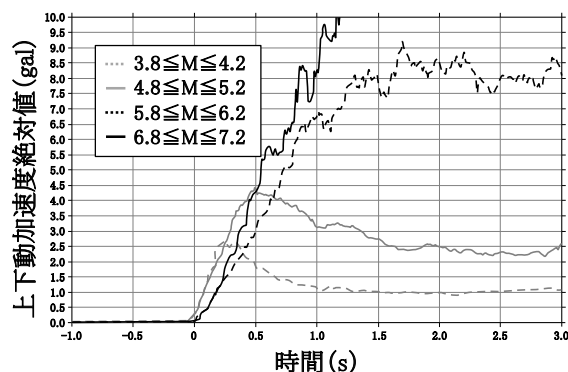
2. P波初動部の特徴

本章では、これまでに記録された様々な地震動を分析し、P波初動部の加速度振幅の立ち上がりの特性を把握する。また、これらの特徴に関して物理的な解釈を試みる。

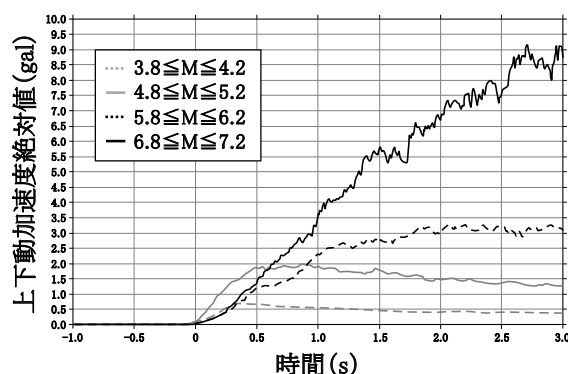
2.1 観測データに基づく立ち上がりの特性

はじめにK-NET⁶⁾で1996年～2010年に記録された194地震、10365波形を震央距離とマグニチュードに応じてグループ分けし、それぞれのグループごとにP波初動部約5sの加速度振幅の立ち上がり形状に関して比較を行なった。具体的には、各波形の加速度上下動成分に対して高周波(10～20Hz)を通過させるバンドパスフィルタをかけた後、絶対値化し、グループごとに平均をとったものを比較した。ここで用いた各グループの平均データ数は141である。減衰や散乱の影響を強く受ける高周波成分を用いることにより、震央距離に伴う振幅の変化がより明瞭になるとともに、震源の放射特性の違いによる振幅のばらつきが減少することが予想される。

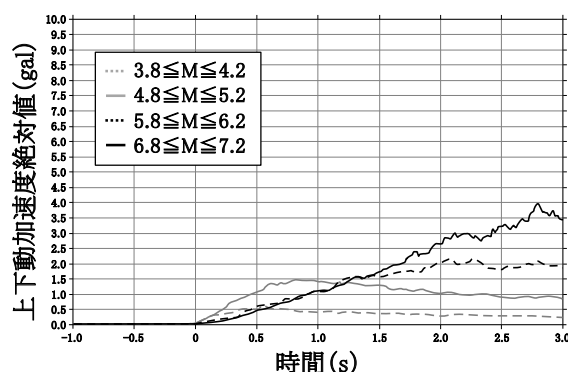
図1(a),(b),(c)に、震央距離20～40km, 60～80km, 100～120kmに対応するマグニチュード4(3.8 ≤ M ≤ 4.2), マグニチュード5(4.8 ≤ M ≤ 5.2), マグニチュード6(5.8 ≤ M ≤ 6.2), マグニチュード7(6.8 ≤ M ≤ 7.2)のグループについて、P波初動部における上下動加速度の振幅絶対値の平均形状を示す。図の横軸はP波到達を基準とした経過時間である。図1より、各震央距離において、マグニチュードが大きなものほど、時間をかけて振幅が大きく成長すること、ただし、P波検知から0.3～0.5s程度までの範囲では、振幅絶対値の時間変化はマグニチュードによらず、概ね等しいことが分かった。特に鉄道構造物に被害を与える可能性のあるマグニチュード5以上⁷⁾のグループを対象とした場合、P波検知から0.5s程度の範囲で振幅増加がほぼ等しくなる。また振幅増加の成長率は震央距離に伴い変化し、震央距離が長くなるに従い低下することが確認できた。ただし、各震央距離が変化しても、振幅以外の形状は大きく異なる。



(a) 震央距離20～40km



(b) 震央距離60～80km



(c) 震央距離100～120km

図1 上下動加速度の振幅絶対値の立ち上がり性状

2.2 立ち上がりの特性に関する解釈

図1から確認できるように、各震央距離においてマグニチュードの違いによる振幅増加性状の変化は概ねP波検知後0.3～0.5s以降に認められる。たとえば、震央距離20～40kmの振幅の成長を比較した場合、マグニチュード4, 5, 6のグループの成長はそれぞれ、P波検知後0.3s, 0.5s, 2.0s程度で頭打ちとなる。上記の値は、いずれも経験的に求められた断層長さ^{たとえは8)}と破壊伝搬速度⁹⁾から計算される断層破壊の継続時間から概ね説明できるものであり、同一震央距離における振幅成長の頭打ちまでの時間が、対象とする地震のマグニチュードあるいはマグニチュードから経験的に求められる破壊継続時間と相関があると考えられる。

次に、これらの振幅の立ち上がり性状をさらに詳細に眺める。前述したようにP波検知から0.3～0.5s程度までの範囲における振幅の成長に関しては、マグニチュードの違いによる差異はほとんど認められず、いずれのマグニチュードにおいても同様の形状を示すことが分かる。この結果は、観測波形から確認する限り、地震発生直後における初期の破壊性状は、最終的な地震の規模（すなわち、マグニチュード）によらず、ほぼ同様であることを示唆している。

一方、地表で観測される地震動は、震源特性・伝搬特性・増幅特性による影響を総合的に受けることが知られている。このうち、震源特性に関しては、前述したように、P波検知から0.3～0.5s程度の範囲を対象とした場合、その影響が低くなることが確認できた。また、増幅特性に関しては、この特性が表層付近の層構造による直達波・反射波などの重ね合わせに起因することを考慮すれば、直達波が支配的となるP波初動部において、この影響は低くなると考えられる。したがって、P波検知から0.3～0.5s程度の範囲における振幅の立ち上がり形状は、伝搬特性により概ね決定されることになる。伝搬経路における地震波の振幅や形状は、幾何学的な減衰、散乱などの影響を受けて変化し、この変化が距離に依存することが知られている¹⁰⁾。以上の事柄より、マグニチュード4程度以上の地震を対象とした場合、P波検知から0.3～0.5sまでの範囲における加速度振幅の立ち上がり形状は、主に震央距離に支配されることが考えられる。

3. 新しい震央距離推定手法

本章では、はじめにP波初動部の立ち上がり形状を近似する関数を定義し、実地震記録にフィッティングさせることにより近似式の係数を求め、係数と震央距離との経験的な関係式を回帰計算により求める。次に、本手法と従来手法による震央距離推定の精度に関して比較を行う。

3.1 P波初動部の立ち上がりの近似式

ここでは、鉄道構造物に被害を与える可能性のあるマグニチュード5以上の地震を主な対象とし、P波検知後0.5sのデータ長における上下動加速度の高周波成分の振幅立ち上がり形状と震央距離との関係を定量的に把握するため、立ち上がり形状を表現できる近似式を定義する。図1から確認できるように該当データ長における振幅の成長はほぼ一定であることから、近似式として以下の一次式を使用するものとする。

$$y(t) = C t \tag{2}$$

式中、 t はP波検知後の経過時間、 $y(t)$ は加速度振幅絶対値、 C はフィッティングにより定まる係数である。

P波検知後2sのデータ長を対象として定義された従来手法の近似式、すなわち(1)式と比べ、係数が減少し、単純な関数となった。係数が減少した理由は以下の通りである。従来手法が対象とするデータ長においては、包絡線の形状が独立した2つの要因（震央距離とマグニチュード）の影響を受けるため、これらの要因の影響を反映させるために2つの係数が必要であった。この場合、係数Aはマグニチュード、係数Bは震央距離に対応するものである^{3), 10)}。一方、本手法では、P波検知後0.5sのデータ長を対象としており、この範囲においては前章で検証したように、震央距離の影響が支配的になる。したがって、新しい近似式は震央距離に対応するひとつの係数のみを扱うものとなった。

図2に、本手法と従来手法における対象データ長の違いと近似式の違いを示す。なお、図2の縦軸は対数表示としている。

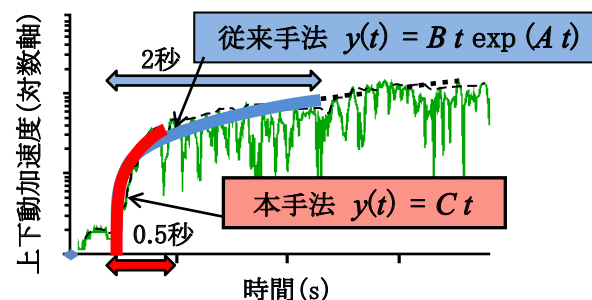


図2 P波初動部の立ち上がり形状に対する近似式概念図（赤線：本手法の近似式、青線：従来手法の近似式）

3.2 近似式の係数Cと震央距離の関係

ここでは、(2)式の係数Cと震央距離との関係を実地震記録から求める。

対象とする地震動データは、前章で使用したK-NETによる10365波形である。これらのデータに対応する震源を図3に、また震央距離、マグニチュードに関してプロットしたものを図4に示す。図3の円の大きさはマグニチュードの大きさに対応し、色は深さの違いを表す。ここでは本手法が実システムとしてより小さなマグニチュードの地震を扱う可能性があることも考慮し、マグニチュード5よりも小さな地震も解析対象に含めた。また、それぞれのデータの震央距離は気象庁一元化震源情報¹¹⁾に基づき計算しており、波形はすべてP波到達時刻の読み取りを目視で行っている。

解析では各データの上下動加速度に高周波（10～20Hz）を通過させるバンドパスフィルタをかけた後、振幅絶対値の包絡線を作成し、目視で読み取ったP波到

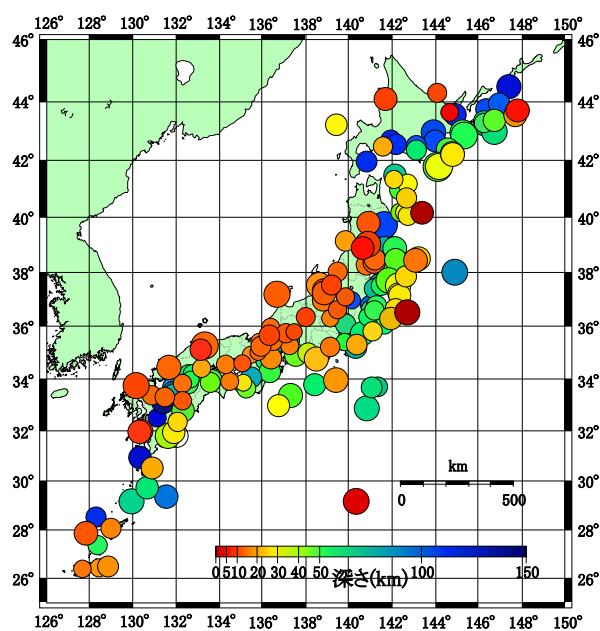


図3 解析に用いた地震動データの震源
(円の大きさはマグニチュードの大きさに対応, 色は深さの違いを表す)

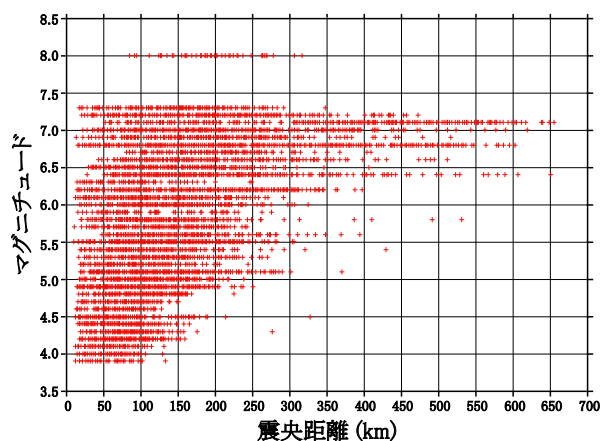
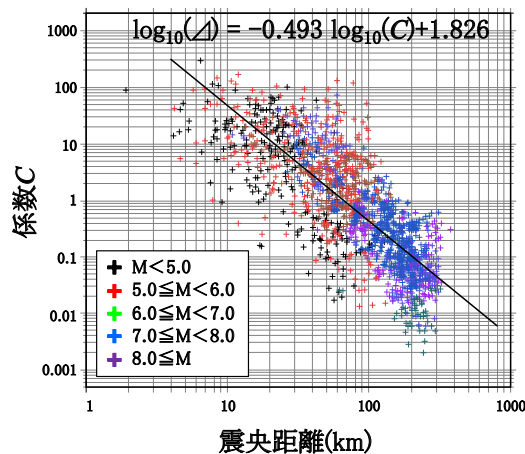


図4 解析に用いた地震動データの震央距離とマグニチュード

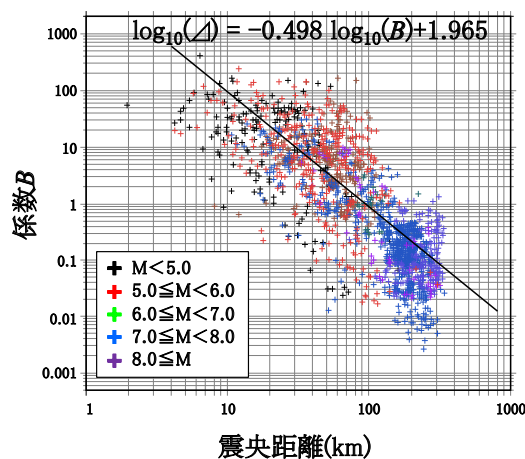
達時刻を基準に0.5sのデータ長における包絡線に(2)式を最小自乗法でフィッティングさせ、係数Cを求めた。係数Cと気象庁一元化震源情報から計算した震央距離との関係を求めたものを図5(a)に示す。図中、マグニチュードの違いを色の差異で表現している。比較のため、同一のデータセットを対象として、従来手法の近似式(1)式を用いてP波初動2.0秒の包絡線にフィッティングを行い、係数Bと震央距離の関係性を求めたものを図5(b)に示す。また、それぞれの図に回帰式を記載した。このうち、本手法による係数Cと震央距離(Δ)に関する関係式は、以下の通りである。

$$\log_{10}(\Delta) = -0.493 \log_{10}(C) + 1.826 \quad (3)$$

図5から、どちらの手法においても、各係数と震央距離は比較的良好な負の相関を示し、この傾向はマグニチュードに依存しないことが分かる。また、相関係数を計算すると、従来手法に基づく値は0.681に対して、本手法に基づく値は0.694であり、係数Cを用いた新しい手法の相関性は従来手法と比較して向上していることが確認できる。さらに、マグニチュード5以下のデータに関しても概ね良好な推定が可能となっていることも分かる。



(a)本手法の近似式を使用した場合



(b)従来手法の近似式を使用した場合

図5 近似式の係数と震央距離との関係

3.3 推定誤差

次に各手法を用いた場合の震央距離の推定誤差の比較を行う。震央距離の推定には前節で求めた震央距離と係数の回帰式を利用する。すなわち、各波形を対象に波形ごとに係数B, Cを求め、この係数をそれぞれの回帰式に代入することにより、すべての波形に対して震央距離を推定した。次に、推定した震央距離の対数値と気象庁一元化震源情報から求めた震央距離の対数値の自乗平均

平方根 (RMS) を求め、これを推定誤差と定義した。

P波検知後 0.5s のデータを用いた本手法と P波検知後 2.0s のデータを用いた従来手法による震央距離推定誤差を表 1 に示す。表より、本手法による誤差は 0.277、従来手法による誤差は 0.313 であることが分かり、本手法による推定値が従来手法に比べて平均 12% 精度が高いことが示された。これらの結果より、本手法は震央距離の推定精度を向上させつつ、推定に必要な P波データ長 2.0s から 0.5s に短縮しており、極めて短時間で精度の高い震央距離の推定を行えることが確認できた。以上より、本手法は単独観測点における P波データを用いた震央距離推定手法として、極めて有効であると考えられる。

表 1 本手法と従来手法による震央距離推定誤差

	本手法 (0.5s)	従来手法 (2.0s)
震央距離 推定誤差 (対数値 RMS)	0.277	0.313

4. 解析に使用するデータ長に関する分析

前章では、マグニチュードの違いによる影響が小さいと考えられる P波検知から 0.5s 間のデータ長を用いて、震央距離推定の解析を行い、その精度について検討した。0.5s のデータ長は第 2 章での検討に基づき、便宜的に定めたものであるが、ここではデータ長を 0.1s ~ 2.0s の間で変化させ、推定誤差の変動を確認し、データ長に伴う震央距離推定誤差の変化を確認し、その解釈を試みる。

表 2 にデータ長を 0.1s ~ 2.0s の間で 0.1s 刻みで変化させた場合の、本手法と従来手法による震央距離の推定誤差を示す。また、これらの値をプロットしたものを図 6 に示す。図中、赤のプロットが本手法によるもの、黒のプロットが従来手法によるものである。

図より、本手法はデータ長が 0.5 ~ 0.6s の範囲で最小の推定誤差を示し、これより短いデータ長あるいは長いデータ長の場合に推定誤差が増加することが分かる。このうち、長いデータ長を用いた場合は、震央距離に加えてマグニチュードの大小が包絡線の形状に大きく影響を与えるため、震央距離に対応する係数のみを持つ (2) 式ではその形状を適切に近似することができず、誤差が増加するものとする。また短いデータ長を用いた場合は、フィッティングに用いるデータサンプルが減少し、結果としてフィッティングの安定度が低下することが、誤差の増加に繋がっていると考えられる。これに対して、従来手法は、最小誤差の値は本手法に劣るものの、短いデータ長を用いた場合を除き、推定誤差のレベルが比較的安定

していることが分かる。これは 2 つの係数を持つ近似式が、震央距離、マグニチュードの影響をそれぞれ効果的に表現しているためと考える。

表 2 データ長を変化させた場合の震央距離推定誤差の比較

P波検知後のデータ長 (s)	震央距離推定誤差 (対数値 RMS)	
	本手法	従来手法
0.1	0.346	0.342
0.2	0.305	0.313
0.3	0.287	0.309
0.4	0.279	0.311
0.5	0.277	0.314
0.6	0.276	0.317
0.7	0.278	0.320
0.8	0.281	0.321
0.9	0.285	0.322
1.0	0.291	0.322
1.1	0.297	0.322
1.2	0.303	0.321
1.3	0.310	0.320
1.4	0.317	0.319
1.5	0.323	0.318
1.6	0.330	0.317
1.7	0.337	0.316
1.8	0.344	0.315
1.9	0.351	0.315
2.0	0.358	0.313

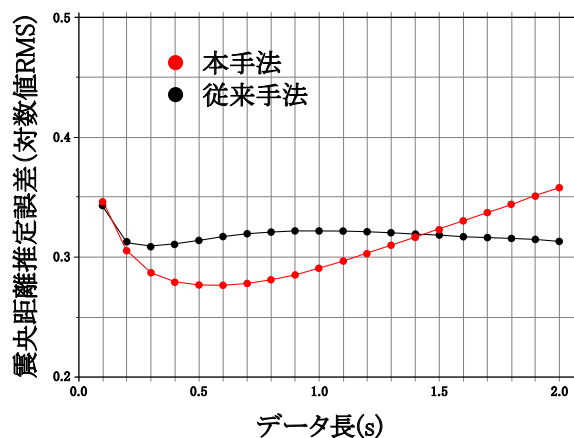


図 6 データ長を変化させた場合の震央距離推定の精度

上記の結果は、本手法の精度がデータ長の変化に敏感であること、適切なデータ長を扱うことにより本手法が特に精度の高い推定を行うことを示す。今回の解析から、ここで用いたデータセットを対象にした場合、本手法における最適なデータ長が 0.5 ~ 0.6s 程度であることが分

特集：防災技術

かった。またこの結果は、図1より確認したように、立ち上がり形状がマグニチュードの影響を受けない範囲と概ね等しい。

5. 結論

単独観測点データによる震央距離推定の高精度化、高速化を目指し、P波検知後0.5sの上下動加速度の高周波成分(10~20Hz)を用いた推定手法を提案した。本手法では高周波成分絶対値の包絡線に一次式をフィッティングさせ、その傾きを表す係数Cを用いて、事前に定めた係数Cと震央距離の関係式から震央距離を推定する。K-NETで記録された10365データを用いた検証の結果、本手法による推定精度は従来手法に比べ平均して12%向上することが確認された。また、推定に用いるデータ長は従来の2.0sから0.5sとなり、1/4に短縮される。以上より、本手法は、単独観測点データを用いた震央距離手法として有効と考える。

謝辞

解析には、独立行政法人防災科学技術研究所のK-NETデータを使用しました。記して感謝いたします。

文献

- 1) Nakamura, Y., "On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS)," *Proceedings of Ninth World Conference on Earthquake Engineering*, Vol. VII, pp.673-678, 1988.
- 2) 中村豊：世界最初の実用P波警報システム「ユレダス」の現状と将来，第2回土木学会リアルタイム地震防災システムシンポジウム，pp.107-112，2000
- 3) Odaka, T., Ashiya, K., Tsukada, S., Sato, S., Ohtake, K., and Nozaka, D., "A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic records," *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.93, No.1, pp.526-532, 2003.
- 4) 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
- 5) Hoshiya, M., Kamigaichi O., Saito M., Tsukada S., and Hamada N. "Earthquake early warning starts nationwide in Japan," *Eos Trans. AGU*, Vol.89, p.73, 2008.
- 6) Okada Y., Kasahara K., Hori S., Obara K., Sekiguchi S., Fujiwara H. and Yamamoto A. "Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-," *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.15-28, 2004.
- 7) 是永将宏：直下型地震に対してより早く列車の運転を規制する，RRR，Vol.67, No.10, pp.6-9, 2010
- 8) 宇津徳治：地震学，共立出版，pp.249-250, 1977
- 9) Geller, R., "Scaling relations for earthquake source parameters and magnitude," *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.66, No.5, pp.1501-1523, 1976.
- 10) 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，地震第2輯，Vol.56, pp.351-361, 2004.
- 11) 気象庁：地震年報，気象業務支援センター，CD-ROM，2003