

P 波伝播の地域性を考慮した 早期地震警報の高精度化手法

岡本 京祐* 津野 靖士**

Improvement of Earthquake Early Warning System for Railways
Considering Locality of P-wave Propagation

Kyosuke OKAMOTO Seiji TSUNO

Epicentral distance is estimated from the growing form of the curve of the initial P-waves in the Earthquake Early Warning system, especially for railways. This estimation is based on the empirical knowledge that the initial P-waves grow gradually when the epicenters locate further, which is due to geometrical spreading, scattering and intrinsic attenuation of the P-waves. However, in practice, the growing curves of the initial P-waves are not simply a function of the epicentral distances. Therefore, the epicentral distances estimated from the initial P-waves include an error, which sometimes lowers accuracy of the warnings. In this study, we revealed that the growing curves of the initial P-waves are fluctuated by regionally different heterogeneous conditions of subsurface causing the errors in estimation of the epicentral distances. We propose a robust relationship between the initial P-waves and the epicentral distances considering the regional heterogeneous conditions.

キーワード：早期地震警報，P 波警報，地殻不均質，地震防災，高精度化

1. はじめに

新幹線沿線や海岸線には早期地震検知用のセンサーが配置されており、揺れを捉えると即時的に列車運行の可否を判断し、列車の減速・停止を行う。特に、高速で走行する新幹線では1秒でも早く判断を行うことが重要であり、そのため単独検知点でのP波初動数秒間の情報を元に震央位置・マグニチュード (M) の即時推定が行われる。特に、震央位置はマグニチュード決定のほか、その後の被害判定でも用いられるので重要度は高い。しかし、単独検知点から求める震央距離にはある程度の誤差が含まれており、早期地震警報の精度を下げる一因となっている。本研究は単独検知点における警報の即時性という利点は残しつつも、震央距離推定精度の向上、ひいては早期地震警報の精度向上を目指す研究である。

現行の早期地震警報では震央距離はP波初動とその直後の包絡線 y に対して式 (1) を最小二乗法にあてはめて求められている¹⁾。

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

ここで、 A は B とともに最小二乗法で探索されるパラメー

* 鉄道地震工学研究センター 地震解析研究室
(現 国立研究開発法人 産業技術総合研究所)

** 鉄道地震工学研究センター 地震解析研究室

タであり、 t はP波到着後からの時間である。震央距離が遠くなるほど、小さな B 値が観測されるという関係から震央距離が決められる。 B 値の減少の主要な要因は地震波振幅の幾何減衰である。地震波伝播距離が長くなると幾何減衰により地震波振幅が減衰し、それに伴いP波初動部分の振幅の成長も鈍化するので、 B 値も小さくなる。近年、 B 値に代わり C 値²⁾ が提案されており、式 (1) に代えて、式 (2) を用いることで得られる。

$$y = Ct \quad (2)$$

C 値を用いることで、 B 値に比べてより純粋にP波初動の立ち上がりを評価することが可能である。更に、 B 値ではP波到着から2秒間の波形データを用いているが、

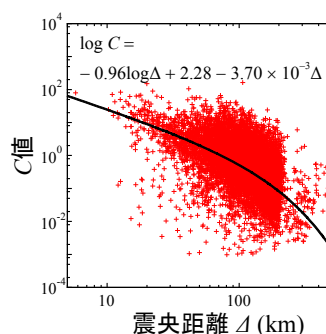


図1 震央距離と C 値 (赤点) の関係 (黒線は近似曲線)

特集：地震防災・耐震技術

C値ではP波到着から0.5秒間の波形データを用いることで、よりP波立ち上がりに着目している。以下、本研究ではC値を用いて議論を行う。

B値同様に震央距離の増加に対して漸減する関係を持つC値²⁾であるが、実際には同じ震央距離の地震に対しても値がばらつくことが観測されている。時にはC値が10⁴オーダーでばらつき、推定される震央距離に誤差を生じる。図1に示されるのが震央距離に対するC値の分布と、現行で用いられている両者の関係式である(1996年3月から2011年4月に発生したマグニチュード4(M4)以上の地震が計算対象)。同一震央距離の地震に対してもC値が大きくばらついており、推定された震央距離には誤差が含まれると推察される。考えられるC値のばらつきの原因として、①地震波放射パターンの違い、②震源時間関数の違い、③地震波伝播経路上の不均質特性(速度構造のゆらぎ)の違いによる波形変化が挙げられる。①に対しては、地震波放射の節に観測点が位置するような場合以外では放射パターンの違いはB値をオーダー単位で変化させる要因にはならないと指摘されており¹⁾、同様にP波立ち上がりに着目しているC値も大きく変化しないことが類推される。②に対しては、震源時間関数が数秒程度となるM7を越えるような地震に対しては無視できない影響になると考えられる。これは、C値の推定を行う時間窓が0.5秒間であるので、数秒を越えるような震源時間関数の場合、それ自体の特性がP波初動の性質を左右する可能性があるからである。しかし、震源時間関数が10⁻²~10⁻¹秒程度であるM4~M5の地震に対してもC値が大きくばらつくことから、ばらつきの根本的な原因は②ではないことが示唆される。残る要因として、我々は③地震波伝播経路上の地殻不均質特性の違いに着目する。例えば、地震波伝播経路上の不均質の状況(具体的には散乱体の数密度や形状)により、地震波エンベロープ形状が系統的に変化することが数値実験により明らかにされている³⁾ほか、統計的なスカラー波拡散モデルを用いた計算によりP波初動立ち上がりのばらつきの原因が不均質特性の違いにある可能性が指摘されている⁴⁾。しかし、この文献では不均質性の違いによりばらつきが発生し得ることが指摘されているのみで、P波コードに支配的な影響を及ぼすSP変換波⁵⁾(S波からP波への変換波)の存在までを考慮した定量的な評価はされていない。

本研究では一次散乱理論に基づいた計算を用いて、C値ばらつきの大きな要因が地殻不均質特性の違いであることを明らかとする。その後、理論的に計算されたC値と実際に観測されたC値を比べることにより、地域ごとの地殻不均質特性を明らかにし、実際に観測されたC値ばらつきの特性がその地域性に依存することを示す。最後に、地域ごとの地殻不均質特性に応じたC値-震央距離関係式を提案し、震央距離推定の精度向上を図る。

2. 理論計算によるC値ばらつき要因の検証

2.1 理論計算手法

一次散乱波まで扱えるボルン近似に基づいた計算により、PP・PS・SP一次変換波までを含んだP波伝播を計算する⁶⁾。ここでは、簡単に計算手法について述べる。ランダム様に分布した散乱体が存在する3次元数値計算空間の任意位置に震源断層・観測点のペアを配置する。震源断層は走向・すべり角・傾斜を持つ点震源であり、観測点との位置関係及び放射パターン、マグニチュードが考慮される。震源関数は ω^2 モデルを採用している。ランダム様に分布した散乱体は、弾性波速度と媒質密度の摂動 ζ の自己相関関数を $R(\mathbf{x}) \equiv \langle \zeta(\mathbf{y})\zeta(\mathbf{y}+\mathbf{x}) \rangle$ と規定したとき(\mathbf{x}, \mathbf{y} は位置を表すベクトル)、 R の分布が式(3)に示される指数関数型 Auto Correlation Function (Exponential ACF)を満たすように配置する。

$$R(r) = \varepsilon^2 \exp\left(-\frac{r}{a}\right) \quad (3)$$

ここで、 r は距離、 ε は媒質を規定するパラメータ(弾性波速度、媒質密度)のゆらぎの強さ(ばらつき強度)、 a はゆらぎの繰り返しの距離を規定する相関距離である。本研究では、これら不均質を規定するパラメータ a と ε の地域変化がC値のばらつきを生じさせていることを示す。各周波数に対するPP, PS, SP変換速度波の強度 $S_i^{PP}, S_i^{PS}, S_i^{SP}$ を式(4)~式(6)に基づいて計算する⁶⁾。

$$S_i^{PP} = \frac{\bar{W}^P(\omega)}{4\pi\rho_0\alpha_0} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dz\delta \left(t - \frac{r_a}{\alpha_0} - \frac{r_b}{\alpha_0} \right) \frac{1}{r_a^2 r_b^2} b_r^P(\theta, \phi; \mathbf{n}, \mathbf{s})^2 \times \left\langle \frac{|F_r^{PP}(\psi, \zeta; \omega)|^2}{L^3} \right\rangle (\mathbf{e}_b \cdot \mathbf{e}_i)^2 \exp\{-Q_P^{-1}(\omega)\omega t\} \quad (4)$$

$$S_i^{PS} = \frac{\bar{W}^P(\omega)}{4\pi\rho_0\alpha_0} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dz\delta \left(t - \frac{r_a}{\alpha_0} - \frac{r_b}{\alpha_0} \right) \frac{1}{r_a^2 r_b^2} b_r^P(\theta, \phi; \mathbf{n}, \mathbf{s})^2 \times \left\langle \frac{|F_\psi^{PS}(\psi, \pi; \omega)|^2}{L^3} \right\rangle (\mathbf{e}_b \cdot \mathbf{e}_i)^2 \exp\left\{-\frac{Q_P^{-1}(\omega)\omega r_a}{\alpha_0} - \frac{Q_S^{-1}(\omega)\omega r_b}{\beta_0}\right\} \quad (5)$$

$$S_i^{SP} = \frac{\bar{W}^S(\omega)}{4\pi\rho_0\beta_0} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dz\delta \left(t - \frac{r_a}{\beta_0} - \frac{r_b}{\alpha_0} \right) \frac{1}{r_a^2 r_b^2} b_\theta^S(\theta, \phi; \mathbf{n}, \mathbf{s})^2 \times \left\langle \frac{|F_r^{SP}(\psi, \pi; \omega)|^2}{L^3} \right\rangle (\mathbf{e}_b \cdot \mathbf{e}_i)^2 \exp\left\{-\frac{Q_S^{-1}(\omega)\omega r_a}{\beta_0} - \frac{Q_P^{-1}(\omega)\omega r_b}{\alpha_0}\right\} \quad (6)$$

\bar{W}^P は \bar{W}^S は震源から放射される地震波強度、 α, β, ρ はP・S波速度及び密度、 b は数値計算の際の座標変換の係

数, F は散乱体での散乱パターン, L は散乱体の分割長さ, Q_p, Q_s は P 波・S 波の Q 値, ω は角周波数, \mathbf{z} は位置ベクトル, \mathbf{e} は単位ベクトル, \mathbf{n}, \mathbf{s} は震源断層の法線・接線ベクトル, θ, ψ, r_a, r_b は震源から散乱体・散乱体から観測点への波線角度と距離をそれぞれ表す。なお, δ はディラックのデルタ関数である。計算の詳細は Sato (1984)⁶⁾ に詳しい。4 ~ 20Hz に対して 1Hz ごとに変換波の強度を計算し, 式 (7) に基づいて加速度波形の包絡線を求める。

$$\sqrt{\left\langle \left| \dot{v}_i(\mathbf{x}, t) \right|^2 \right\rangle_T} = 2 \sqrt{2 \sum_n \omega_n^2 \langle S_i(\mathbf{x}, t; 2\pi f_n) \rangle \Delta f} \quad (7)$$

2.2 不均質構造変化による C 値変化

2005 年 5 月 8 日に栃木県で発生した, $M4.5$, 震源深さ 9.7km の地震に対して理論計算した波形と観測波形が図 2 である。なお, いずれも 10Hz ~ 20Hz のバンドパスフィルタをかけている。ばらつき強度 ε は 8% に固定し, 相関距離 a を 250, 700, 2000m と変化させた。そのときの C 値は順に 5.34×10^{-2} , 1.47×10^0 , 3.45×10^0 であり, このケースでは $a = 700\text{m}$ の時に理論波形は観測波形と良く合う。また, 大きな a 値ほど大きな C 値を与えることが分かった。図 3 は C 値と ka (k は波数) の関係を ε ごとに整理した図である。散乱強度が最も大きくなる $ka = 1$ 付近⁷⁾ において, ε, a の変化に C 値が鋭敏に反応していることが分かる。例えば, V_p を 5.0km/s 程度,

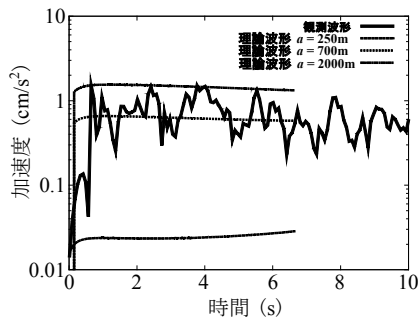


図 2 理論計算 (破線) と実観測 (実線) P 波

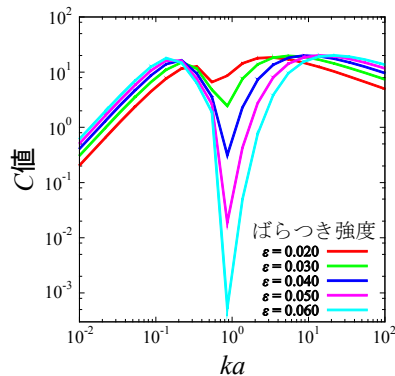


図 3 P 波初動の傾きとばらつき強度 ε , 相関距離 a の関係

周波数帯が 10 - 20Hz の時, $ka = 1$ に対応する a は 250 ~ 500m である。この程度の a の範囲では, a と C 値が比例的な関係を持つ。また, 過去に 8 ~ 16Hz 帯の a が 10^2m オーダー, ε は数 % であることが指摘されており⁸⁾, 本研究で用いた a, ε の数値は妥当である。震源特性が P 波初動の特性に相対的にあまり効かないことを考慮すると^{例えは¹⁾}, 地殻不均質性の変化は C 値を大きく変化させる要因であると推察される。以降で, 理論計算と実際に観測された C 値を用いて地殻不均質構造を推定する。C 値と a の関係性は ka の大きさにより複雑な挙動を示すため, より簡単のため a の値は $ka = 1$ となるように固定し, C 値と単純な関係を持つ ε を用いた解析を行う。

3. 実データによる地下不均質構造の検証

前章の理論計算により, C 値ばらつき大きな要因として地殻構造の不均質性の違いが示された。ここでは, 実データにおいて同様の知見が見られるか検証する。使用するデータは 1996 年 3 月から 2011 年 4 月に K-NET で得られた $M4.0 - 5.0$ の地震である。この程度の地震規模の場合, 断層破壊に要する時間は $10^{-2} \sim 10^{-1}$ 秒程度であり, C 値解析に用いる時間窓 0.5 秒に比べて小さいと考えられる。そのため, より伝播の影響 (ここでは地下構造の不均質特性) に絞って現象を理解することができる。解析に用いた地震は 60 個, 波形数は 2099 個であった (図 4 (a))。各 K-NET 観測点にて観測された C 値を C_{obs} 値, 理論的に計算された C 値を C_{theo} 値とする。理論計算では, 断層パラメータは気象庁一元化震源より, 媒質定数は震源と観測点の中間点での値⁹⁾ を用いることとする。このとき, 観測値と理論値の差異を最小にする式 (8) のばらつき強度 ε を K-NET 観測点ごとに決める。N は各観測点でのイベント数である。 a は $ka = 1$ となるように固定する。なお, 解析に用いる周波数は 10 ~ 20Hz としている。

$$\varepsilon = \arg \min_{\varepsilon} \left| \log \left[\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{C_{obs}^i}{C_{theo}^i(\varepsilon)} \right)}{N} \right] \right| \quad (8)$$

ここで, $C_{theo}(\varepsilon)$ は C_{theo} が ε の関数であることを示している。この時の結果が図 4 (b) である。関東から東北地方の太平洋側では小さな ε を示す一方, 日本海側では大きな ε となった。大きな ε は比較的不均質の強い地域であることを表している。本解析に用いた地震の深さ分布は数 km から百数十 km の間の広い範囲に分布している。ここで, 0.5 秒間の P 波初動が地下のどの深さ情報を強く反映しているのか簡単な考察を加える。図 5 は P 波到着後 0.5 秒間の観測波形を構成する P 波直達及び一次変換波の空間的寄与分布を示したものである。一次ボロン近似に基づいて, 震源, 観測点それぞれから地震波

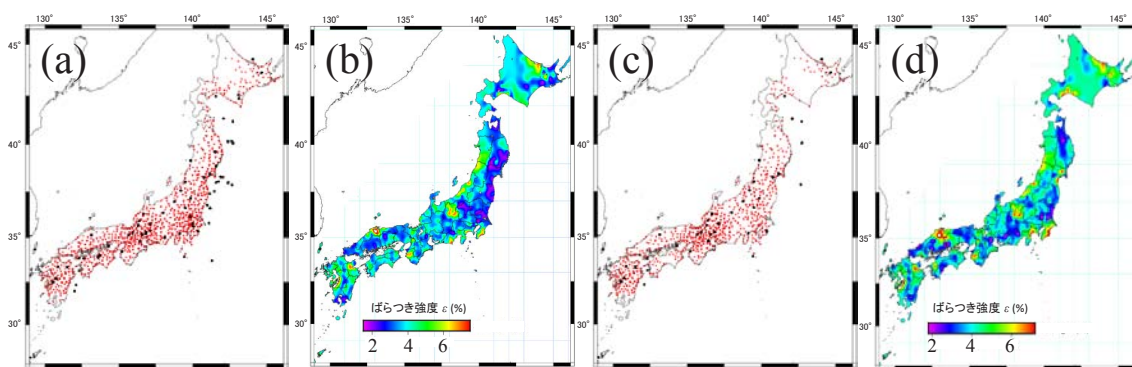


図4 解析対象の地震(黒●)・観測点(赤▲)の分布(a, c)とばらつき強度εの空間分布(b, d)
(a), (b) 解析対象地震を絞らなかった場合(c), (d) 深さ30km以浅の地震に絞った場合

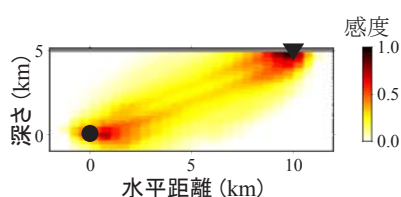


図5 P波到着後0.5秒間のP波及び一次散乱波の寄与分布(●は震源, ▼は観測点)

を伝播させ、それらの相互相関を取ることで分布を求めている(例えば, 10)。なお、この寄与計算では均質媒質を仮定している。この結果より、理想的な環境の場合、P波到着後0.5秒間では震源及び観測点の周りの寄与が大きいことが分かる。従って、図4(b)において、東北地方沿岸部は広い範囲に渡り弱不均質を呈しているが、実際には東北地方沿岸部直下の構造によるものではなく、太平洋プレート沈み込み位置(プレート境界型の地震が発生する深さ)での弱不均質状態を示している可能性がある。そこで、図4(a)に示した地震のうち、震源深さが30km以浅にある地震を選択し、同様の解析を行った。その時に用いた地震と解析結果が図4(c), (d)である。震源深さを制限したことにより、東北地方沿岸部の太平洋プレートで発生する地震や、四国地方のフィリピン海プレートで発生する地震が解析から外れている。深さを30kmに制限したことにより、東北地方太平洋側のばらつき強度の分布は図4(b)に対して変化している。例えば、宮城県周辺は図4(b)では弱いばらつき強度を示していたが、図4(d)では強いばらつき強度を示している。解析に用いる地震数が減少することで伝播経路数が制限されてしまうため一概には言えないが、当該地域の浅部の強い不均質構造を示している可能性がある。このように、発生した地震の深さにより、影響を受けるばらつき強度が変わることが予想されるので、それに伴いC値のばらつき具合も地震発生深さに依存する可能性がある。しかしながら、早期地震警報では震源深さは未知として扱うので、これ以降は全ての深さの地震を対象とした結果である図4(b)に基づいて議論を進める。

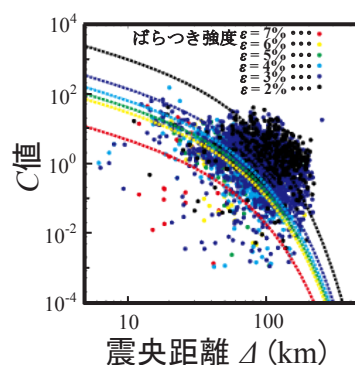


図6 εにより区分されたC値と震央距離の関係 破線は各εに対する関係式

4. 震央距離推定精度の向上

前章で明らかにされた地下不均質構造(図4(b)を利用)を用いて、不均質特性に応じたC値と震央距離の関係式を求める。図6にεの大きさで(2~7%)区分したC値と震央距離Δの関係を示す。ここで、図6中に破線で示した関係は式(9)(以下、C-Δ式)で示される。

$$\log C = \chi \log \Delta + \eta + \kappa \cdot \Delta \quad (9)$$

Δは震央距離、χは幾何減衰に関わる定数、ηは震源・震央距離によらない減衰に関わる定数、κは伝播に伴う減衰に関わる定数である。幾何減衰に関しては地域ごとの差はないと考えられるのでχを-1.0に固定する。また、図5よりP波到着後0.5秒間の一次散乱波は震源・観測点近傍の影響を強く受けていることが分かるので、

表1 εごとのC-Δ式の係数

ε	χ	η	κ
2%	-1.0	4.14	-1.6×10^{-2}
3%	-1.0	3.30	-1.6×10^{-2}
4%	-1.0	2.96	-1.6×10^{-2}
5%	-1.0	2.77	-1.6×10^{-2}
6%	-1.0	2.62	-1.6×10^{-2}
7%	-1.0	1.83	-1.6×10^{-2}

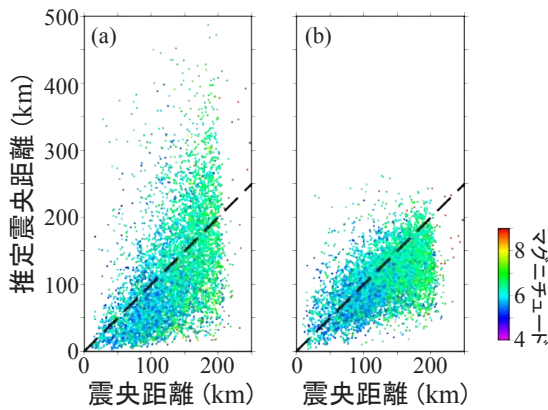
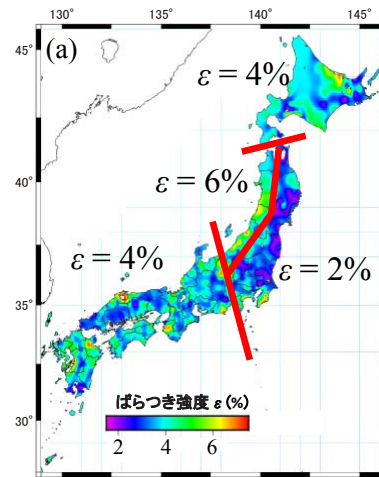


図7 実震央距離とC-A式により推定された震央距離の関係

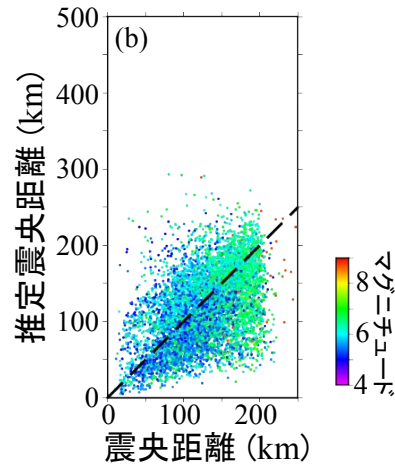
(a) 従来法（地域性を考慮なし）と（b）地域性を考慮した場合

その影響は伝播距離の長短に関わらない η に表れやすいと考える。更に、早期地震警報では震央距離は未知のため A の長短に影響を受けない η を変化させることを考える。そこで、 κ を -1.6×10^{-2} に固定し、グリッドサーチにより η を求め ε ごとのC-A式を求めた（表1）。従来は日本全国に対して共通のC-A式を用いていたが（図1参照）、観測点の ε ごとに最適化したC-A式を用いることで震央距離の推定精度が向上することが分かった（図7）。ここで、C-A式の係数の推定には $M4.0 \sim 5.0$ の地震を用いているが、図7の計算はマグニチュードの制限を設けずに解析を行っている。 10^2 kmオーダーであった推定震央距離の誤差が減少し、実震央距離を示す破線付近に推定値が集まっていることが分かる。従来法では1地震あたりの震央距離推定誤差が約50km（常用対数での誤差0.24）であったものが、地域性を考慮することで約30km（同0.14）に抑えられた。早期地震警報では、まずP波初動を使い震央情報（震央距離と震央方位）を推測し、その情報に基づいてP波振幅からマグニチュードの推定を行い、M-A法に基づき列車停止の可否を判断する。早期地震警報の最初のプロセスで必要となる震央情報の精度が上がるため、最終的なアウトプットとなる列車停止可否の見逃し・空振り（必要だが警報を出さない・不要だが警報を出す事象）の抑制につながると期待される。

しかし、図7（b）の結果は過去の多数の地震の解析から得た観測点ごとの ε に基づいて震央距離を推定したものである。従って、新規設置観測点や過去の地震データの解析が難しく ε の決定が困難な観測点には適用できない。そこで、 ε の差が大きい東日本を図8（a）に示すように太平洋側と日本海側に分け、それぞれの地域に存在する観測点に用いる ε を2%と6%、それ以外の観測点は4%と仮定して、表1の係数を用いて震央距離を推定した。結果を図8（b）に示す。震央距離推定誤差は



(a) ε により簡易区分けした日本列島



(b) 簡易区分けより計算した震央距離

図8 地域ごとの地殻不均質特性を考慮した計算結果

約40km（常用対数での誤差0.16）であり、観測点ごとに詳細に ε を決定して求めた結果（図7（b））に比べて劣るものの、既存方法（図7（a））に比べると震央距離推定精度が向上することが分かった。

5. 個別検知点における検証

2016年9月末から継続して、鉄道総研では許可を得て2箇所の新幹線用の地震検知点数敷地内に臨時の地震観測点を設けて連続地震観測を行っている。1箇所は地下30m平均S波速度が150m/s程度の地盤上、他方は同650m/s程度の岩盤上に置かれている。前者をA検知点、後者をB検知点とする。3章でのK-NET観測点を用いた検討から、A検知点は ε が4%、B検知点は ε が2%の地域に位置していることが分かっている。

観測に用いた地震計はJEP-6A3（10V/G、ミットヨ）、ロガーはLS-8800（白山工業）である。ロガーとバッテリー類は防水ボックスの中に格納し、地震計センサー部

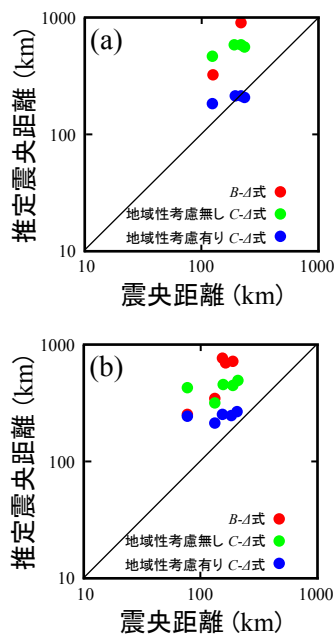


図9 推定震央距離と震央距離の関係 (a) 不均質の地域性有り (b) 考慮無し (現行のB-A法の結果と合わせて表示)

はコンクリート階段上、または地面上に固定した。2016年12月末までにA検知点では3個、B検知点では5個の解析可能な地震が観測された。これらの地震に関して、地域性を考慮した場合としない場合のC-A式を用いて震央距離の推定を行った。C-A式の係数はA検知点、B検知点それぞれの ϵ に対応するものを表1から選択し用いた。なお、参考として現在新幹線で用いられているB-A式による推定震央距離も計算した。この結果より、A検知点、B検知点ともに不均質の地域性を考慮した場合の推定震央距離が最も実際の震央距離(図9中の実線)に近いことが分かる。しかしながら、観測期間の地震発生数が少なく、得られた地震動は100km程度以上離れたM5.0程度の比較的小さい地震のみであった。より詳細な検討をするには、近傍で発生した地震や、規模の大きな地震など多様な地震を用いた更なる検討が必要になると考えられる。

6. まとめ

本研究ではC値のばらつきの大きな要因が地下の不均質性の違いであると考え、これを理論計算と実データ解析により示した。更にその不均質の地域性を考慮することでC値から震央距離を推定する精度が大きく向上することが分かった。一方で、解析に用いる地震の違いにより推定される ϵ が変化することや、早期地震警報では地震波伝播経路が未知である、といった不確定要素のために最適な地域区分の解明は容易ではない。しかしながら、例えば、東日本太平洋側、東日本日本海側、それ

以外の地域と簡便に区分けをすることによっても、震央距離推定精度が向上することを確認した。震央距離推定精度向上に伴い、現在新幹線に導入されている早期地震警報の精度向上に寄与することが期待される。

謝辞

本研究では(国研)防災科学技術研究所が供するK-NETデータを使用しました。ここに記して感謝いたします。

文献

- 1) 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 record", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.93, pp.526-532, 2003.
- 2) 山本俊六, 野田俊太, 是永将宏: 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, 鉄道総研報告, Vol.26, pp.5-10, 2012
- 3) Okamoto, K., Mikada, H., Goto, T., and Takekawa, J., "Numerical analysis of the relationship between time-variant coda-Q and the variation in crustal stress", *Geophysical Journal International*, Vol.195, pp.575-581, 2013.
- 4) 東田進也, 尾高俊一, 芦谷公俊, 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
- 5) 吉本和生: ボルン近似による地震波散乱特性の評価とそのコーダ波解析への適用, 地震第2輯, Vol.54, pp.147-158, 2001
- 6) Sato, H., "Attenuation and envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere", *Journal of Geophysical Research*, Vol.89, pp.1221-1241, 1984.
- 7) Wu, R-S., "Attenuation of short period seismic waves due to scattering", *Geophysical Research Letters*, Vol.9, pp.9-12, 1982.
- 8) Yoshimoto, K, Sato, H., and Ohtake, M., "Short-wavelength crustal heterogeneities in the Nikko area, Central Japan, revealed from the three-component seismogram envelope analysis", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.104, pp.63-73, 1997.
- 9) Matsubara, M., and Obara, K., "The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate", *Earth Planet Space*, Vol.63, pp.663-667, 2011.
- 10) Tromp, J., Tape, C., and Liu, Q., "Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels", *Geophysical Journal International*, Vol.160, pp.195-216, 2005.