

## 淡路島弾性波アクロス震源の放射特性の時間変動とその補正

## Temporal variation and its correction of radiation characteristic of Acoustic ACROSS source system deployed in Awaji Island.

# 生田 領野 [1]; 須藤 法子 [2]; 渡辺 俊樹 [3]; 山岡 耕春 [4]

# Ryoya Ikuta[1]; Noriko Suto[2]; Toshiki Watanabe[3]; Koshun Yamaoka[4]

[1] 東大・地震研 / 学振研究員; [2] 名大・環; [3] 名大・環境; [4] 東大・震研

[1] ERI, Univ. Tokyo / JSPS; [2] Graduate School of Environmental Studies, Nagoya Univ.; [3] RCSV, Nagoya Univ.; [4] ERI, Univ. Tokyo

<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ryoya/>

我々は地下構造の時間変化の能動監視を目的に、弾性波精密制御定常信号システム（弾性波アクロス）の開発を行っている。弾性波アクロスは入力として震源の発生力を精密に制御し、地殻内を伝播して観測される波動場の時間変化を監視することで、地下の応力状態の変化、物質の移動などを捉える。その原理はアクロスの発生力による入力を  $S$ 、地下の応答関数を  $G(t)$  とし、

$$Y(t)=G(t)S \quad (1)$$

で記述される観測記録から  $G(t)$  即ち地下の状態の時間変化を監視するものである。

しかしこれまでの研究で、地下深部の構造の時間変化を捉える上では地表にある震源付近の気象条件、例えば気圧変化、気温変化、降雨などの影響が無視できないことがわかっている。これは気象変化に伴う震源付近の物性変化によって、震源の発生力に対する地盤の応答が変化するため震源から放射される弾性波信号の振幅、位相が変動するものである。式 1 に則れば、 $G$  の中で我々の知りたい地下深部の応答と大きく変動する地表部分の応答の分離ができないことに相当する。

Yamaoka et al. 2001 (Island arc) は震源から遠方の地震計で取得された記録を、震源近傍に複数設置した地震計記録を用いて補正する手法を提案した。震源近傍の記録が  $S$  を代表しているとして地表付近の時間変化を  $S$  に押し付けるものである。この際観測方程式は

$Y(t)=[G_0+DG(t)][S_0+DS(t)]$  と書くことができる。ここで  $G_0$ 、 $S_0$  は観測期間中の  $G$ 、 $S$  の平均値、 $DG(t)$ 、 $DS(t)$  は変化分である。これを变形して高次の項を無視すると

$$Y(t)=G_0[S_0+DS(t)]+DG(t)S_0 \quad (2)$$

となる。最小二乗法で近傍の観測値  $S_0+DS(t)$  を遠方の観測値  $Y(t)$  にフィットさせる係数行列  $G_0$  を求めると、その残差が式 2 の右辺第二項  $DG(t)S_0$  となる。この  $DG(t)S_0$  と  $G_0S_0$  の和をとって改めて  $Y'(t)$  とすると、以下の震源近傍の時間変化を含まない観測値に相当するものが得られる。

$$Y'(t)=[G_0+DG(t)]S_0 \quad (3)$$

Yamaoka et al. 2001, Ikuta et al. 2004 (JGR) では淡路島、野島断層近傍に設置した弾性波アクロス震源と、深さ 800m のポアホール地震計との間での長期観測の一部にこの手法を用い、観測値に含まれる日周変動を 1/10 以下に低減し、また降雨のために隠されていた、遠方で生じた地震（芸予地震）に伴う信号到達時間の遅れを検出した。

しかし他方で、本補正手法は実用上数ヶ月を越える長期間の記録に対しては十分な効果を発揮しないことが指摘されている（生田他、2002 年地震学会）。本研究ではこの原因を調べ、震源近傍記録の長周期の変動と短周期の変動の間で  $G_0$  が大きく異なることを追求した。この検討に基づき、今回観測記録に 20 日間の移動平均を適用し、記録を長周期の変動と残りの短周期の変動に分け、それぞれ別々の  $G_0$  を推定して補正する手法をとった。この際、短周期側はローパスフィルタをかけた残りであるので、 $S_0=0$ 、 $Y_0=0$  となってしまう従来の手法の式 2 の定式化ができない。本手法では、式 2 に替わって以下のようなモデルに基づいた定式化を行いこの問題に対処した。震源近傍の観測記録は厳密に震源関数ではなく、その一部を観測したものであるので  $S=(S_k, S_u)$  として観測記録  $S_k$  と観測されていない震源近傍の波動場  $S_u$  とに分けて書くことができる。微小項を無視すると式 2 の替わりに以下のような定式化ができる。

$$Y(t)=G_{k0}[S_{k0}+DS_k(t)]+DG_k(t)S_{k0}+G_{u0}S_{u0} \quad (4)$$

この時両辺の平均を取ってその残りだけを書く

$$DY(t)=G_{k0}DS_k(t)+DG_k(t)S_{k0} \quad (5)$$

である。よって、震源近傍の記録の変動分  $DS_k(t)$  を遠方の観測記録の変動分にフィットさせる係数行列  $G_{k0}$  を求めると、その残差が  $DG_k(t)S_{k0}$  となる。これが震源近傍の時間変化を含まない観測記録の変化に相当する。

$$DY'(t)=DG_k(t)S_{k0} \quad (6)$$

本手法により 2000 年から 2001 年に野島断層で行った観測の 15ヶ月間全期間の記録を一度に補正した。結果、効果的に震源近傍の影響を取り除くことができ、震源近傍の変動に起因する観測記録の変動を従来の手法の半分程度に小さくすることができた。

今後、補正後の記録に含まれる変動についての詳細な検討を行う予定である。