

エンベロープインバージョン法による

米国カリフォルニアの地殻の散乱係数と内部減衰の推定

吉本和生 (東北大学大学院理学研究科)

Ru-Shan Wu (University of California, Santa Cruz)

はじめに

地震波エンベロープの形状は、地震波の伝播・散乱特性を介して、地下構造の不均質性を密接に反映している。従来の研究では、散乱現象のモデル化に主眼が置かれたため、空間的に長波長の速度構造変化が地震波エンベロープに及ぼす影響が必ずしも重要視されていなかった。近年、Hoshiba (1995)や Margerin *et al.* (1998)は、水平成層速度構造が地震波エンベロープの振幅やその時間変化に及ぼす影響を Monte Carlo 法に基づいて評価した。Yoshimoto (2000)は、深さ方向に速度勾配を持った散乱媒質について同様な研究を行った。ここでは、これらの研究を発展させ、散乱係数と内部減衰の同時測定を目的としたエンベロープインバージョン法の開発とその適用結果について報告をする。

エンベロープの合成方法

地震波エンベロープの合成には、Direct Simulation Monte Carlo (DSMC)法[Yoshimoto (2000)]を使用する。同方法は、散乱媒質中の震源から多数のエネルギー粒子を射出し、同粒子の時空間分布を波線理論に基づいて微少時間ステップ (平均自由時間) 毎に計算する。この場合、散乱と自由伝播の効果は、“分離の原理”によって近似的に独立に評価できる[Nambu (1980)]。ある観測点の地震波エンベロープは、同点近傍の領域に到達するエネルギー粒子の数 (エネルギー空間密度) から計算される。DSMC 法は、震源の輻射特性、非等方散乱、地震波速度の空間変化などを容易にモデルに取り込めるため、地震波エンベロープの詳細な解析に有効である。

データ解析

1992 年 Landers 地震の余震記録をエンベロープインバージョン法に基づいて解析し、同地域における散乱係数と内部減衰の推定を試みる。本解析では、地殻と上部マントルの散乱係数と内部減衰の大きさを推定パラメータとする。

図 1 に、地震の震央と観測点の分布を示す。地震のマグニチュードと深さは $M_L=5.0$ 及び 10km である[Hauksson (1993)]。震央距離が約 130km 以内の観測点で、SN 比の良い三分波形データが収録されている。サンプリング周波数は 100 または 250Hz である。波形データには、加速度記録と速度記録が含まれている。後者は積分処理を行って解析に用いる。

図 2 に、各観測点の平均 2 乗エンベロープ振幅 (10 ~ 20Hz 帯域) の時間変化を示す。振幅の時間変化率は、S 波主要動の直後で最も大きく、その後は徐々に小さくなる。Multiple Lapse Time Window 法に基づいて、同データを次の手順でサンプリングする。S 波の着信より 3 秒づつ (図中の矢印まで) 振幅の平均値を求める、その値を各トレースの最後の値で規格化する。

上記の観測データを用いて、散乱係数と内部減衰の大きさをインバージョンから推定する。具体的には、まず、推定パラメータに適当な初期値を与えて、DSMC 法に基づいてエンベロープを数値的に合成する。計算では、ダブルカップル型の震源輻射特性、深さ依存性を持った S 波速度構造、自由表面の反射の影響を考慮する。次に、エンベロープの各パラメータに対する変化率を数値的に評価して、線形近似に基づいた反復解法によって観測データと計算値の 2 乗残差を最小化する最適パラメータを求める。解析の結果、地殻の散乱係数と内部減衰(Q_i)のオーダーは概ね 10^{-2}km^{-1} と 10^{-3} 程度と推定された。しかしながら、

上部マントルの同値は安定した推定が困難であった。

図3と図4に、等方散乱モデルと非等方散乱モデル[Hoshiba (1995)の Example 2 で $\mu=5$ とした]を採用したエンベロープフィッティングの一例を示す。両モデルとも、S波走時の2倍より後においては、観測エンベロープの振幅とその時間変化の特徴を良く説明する。しかしながら、S波主要動の直後に見られる観測エンベロープ振幅の大きな変化は、非等方散乱モデルを用いてのみ再現が可能である。

まとめ

- ・地震波エンベロープの振幅は、S波主要動の直後で時間変化率が最も大きく、その後は徐々に小さくなる。
- ・この時間依存性は、散乱の非等方性を考慮したシミュレーションで説明が可能である（等方散乱モデルでは困難）。
- ・カリフォルニア地域の地殻の散乱係数と内部減衰(Q_i)のオーダーは、それぞれ 10^{-2}km^{-1} と 10^{-3} 程度と推定される。

謝辞

Southern California Earthquake Center (SCEC)から、1992年 Landers 地震の余震観測データを提供していただきました。Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) の web システムから波形収録システムの特性についての情報をダウンロードして使用しました。ここに記して感謝の意を表します。

文献

- Hauksson, E., L. M. Jones, K. Hutton, and D. Eberhart-Phillips, 1993, The 1992 Landers earthquake sequence: Seismological observations, *J. Geophys. Res.*, **98**, 19835-19858.
- Hoshiba, M., 1995, Estimation of nonisotropic scattering in western Japan using coda wave envelopes: Application of a multiple nonisotropic scattering model, *J. Geophys. Res.*, **100**, 645-657.
- Margerin, L., M. Campillo, and B. V. Tiggelen, 1998, Radiative transfer and diffusion of waves in a layered medium: new insight into coda Q , *Geophys. J. Int.*, **134**, 596-612.
- Nambu, K., 1980, Direct simulation scheme derived from the Boltzman equation, I, Monocomponent gases, *J. Phys. Soc. Japan*, **49**, 2042-2049.
- Yoshimoto, K., 2000, Monte Carlo simulation of seismogram envelopes in scattering media, *J. Geophys. Res.*, in press.

図の説明

- 図1．地震の震央（黒丸印）と観測点（黒三角）の分布。細い実線は活断層。
- 図2．各観測点における平均2乗エンベロープ振幅（10～20Hz 帯域）の時間変化。それぞれのトレースは各観測点の三成分の記録から合成。平滑化の時間幅は40サンプル。矢印の時刻まで解析を行う。
- 図3．等方散乱モデルによるエンベロープフィッティングの一例。破線が観測、点線が計算値。地殻と上部マントルの散乱係数と内部減衰を $1.0 \times 10^{-2}\text{km}^{-1}$, 1.0×10^{-3} , $1.0 \times 10^{-3}\text{km}^{-1}$, 及び 1.0×10^{-2} とした。
- 図4．非等方散乱モデル[Hoshiba (1995)の Example 2 で $\mu=5$ とした]によるエンベロープフィッティングの一例。破線が観測、点線が計算値。地殻と上部マントルの散乱係数と内部減衰を $1.1 \times 10^{-2}\text{km}^{-1}$, 7.8×10^{-4} , $1.0 \times 10^{-3}\text{km}^{-1}$, 及び 3.2×10^{-3} とした。

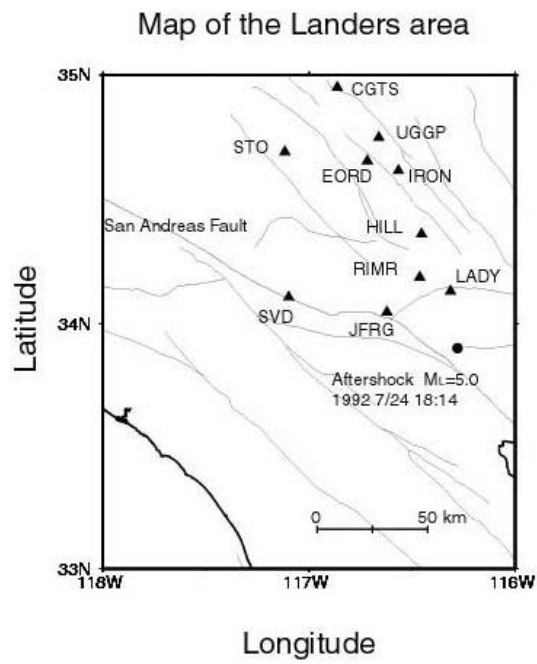


图 1

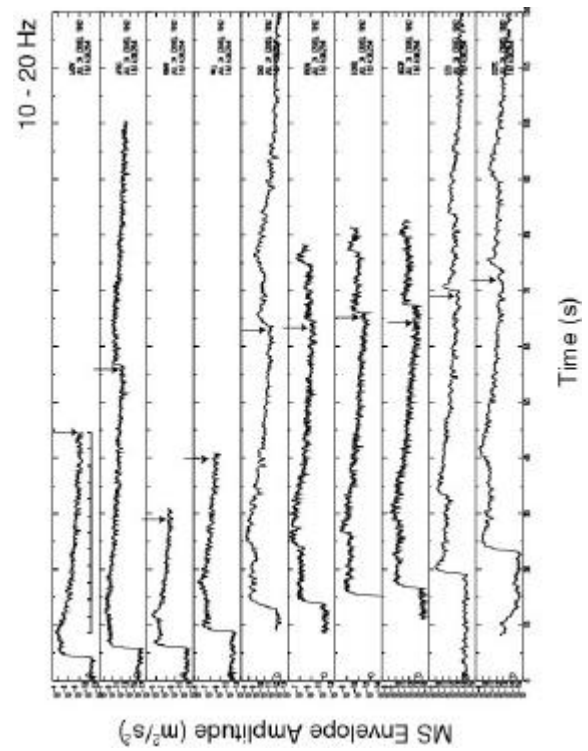


图 2

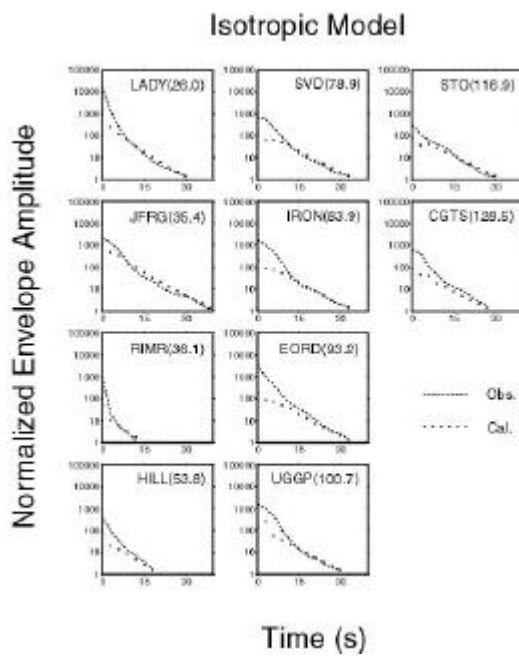


图 3

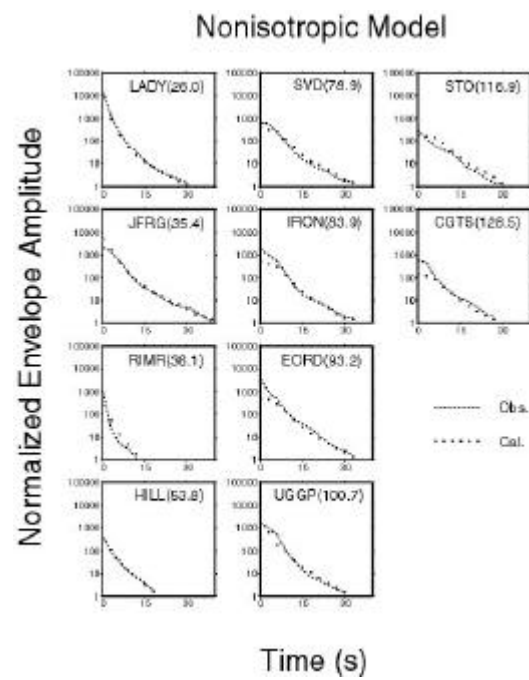


图 4