

千葉県北西部下の低速度領域での強い地震波散乱 - 3次元差分シミュレーションによる検討 -

武村俊介・吉本和生（横浜市立大学）

1. はじめに -千葉県北西部下の低速度領域と紡錘形の地震波形-

近年、高密度に敷設された強震観測網（K-NET/KiK-net および SK-net）により、地震動の伝播特性の空間変化が詳細にわかってきた。武村・吉本（2013、JpGU）では、関東平野内の強震観測網の観測波形を詳細に解析した結果、茨城県南部の深さ 50-60 km で発生した地震において、千葉県北西部から南部にかけて S 波の立ち上がりが緩やかで最大振幅の到来時間が遅い紡錘形の地震波形が観測されることを指摘した。茨城県南部で発生する地震を複数使用し、最大振幅の到来時刻の震源距離変化を詳細に調べた結果、1-8 Hz の周波数帯において、千葉県北西部下の低速度領域を通過した地震波については、最大振幅の到来時刻が著しく遅れる（ピーク遅延）ことを明らかにした。また、2次元差分法による地震動シミュレーションによって、千葉県北西部下の低速度領域と海洋性地殻に強い短波長の速度不均質を与えることで、波形が大きく崩れ紡錘形となることを示した。

本研究では、上記の観測現象を引き起こす不均質構造の特性をより詳しく明らかにする。具体的には、3次元差分法による地震動シミュレーションを実施し、計算波形と観測記録の比較によって、千葉県北西部下および海洋性地殻内の短波長速度不均質を詳細に推定する。

2. 3次元差分シミュレーションによる不均質構造の推定

図1のような領域を格子間隔 0.05 km で離散化し、3次元差分法による地震動シミュレーションを行った。2005年10月16日に茨城県南部の深さ 53 km で発生した地震（Mw = 5.0）を対象とした。

速度構造は Koketsu et al. (2008) による JIVSM を利用した。Matsubara et al. (2005) の走時トモグラフィ解析の結果より、図中の灰色の領域の下部地殻の S 波速度を 3.4 km/s ($V_p/V_s = 1.9$) とした。また、計算の精度向上のため、堆積層内は $V_s = 1.5$ km/s とした。

地震波散乱の効果を導入するため、短波長の速度不均質を平均速度 V_0 からのゆらぎを含む $V(\mathbf{x}) = V_0(1 + \xi(\mathbf{x}))$ として表現した。ゆらぎ $\xi(\mathbf{x})$ は指数関数型の自己相関関数で特徴づけられるとし、堆積層内では相関距離 $a = 1$ km、ゆらぎの強さ $\varepsilon = 0.07$ 、上部地殻では $a = 3$ km, $\varepsilon = 0.05$ 、下部地殻では $a = 3$ km, $\varepsilon = 0.07$ 、上部マントルでは $a = 10$ km, $\varepsilon = 0.02$ とした。海洋プレート内は Furumura and Kennett (2005) に従い、水平方向に $a = 10$ km、鉛直方向に 0.5 km で $\varepsilon = 0.02$ の非等方なゆらぎを仮定した。

低速度領域および海洋性地殻内には、観測されるピーク遅延の周波数依存性から Gauss 型のゆらぎを重ねあわせた。低速度領域内の短波長の速度不均質構造推定のため、相関距離 $a = 0.5, 1, 2$ km、ゆらぎの強さ $\varepsilon = 0.05, 0.07, 0.09$ のそれぞれの場合についてシミュレーションを行った。

観測と計算による 1-2 および 2-4 Hz の最大振幅の到来時刻を比較し、次式で定義される残差が最小となったモデルを最適とした。

$$\text{residual} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [T^{\text{Cal}}(d_i) - T^{\text{Obs}}(d_i)]$$

残差評価の結果、1-2 Hz では $a = 2$ km, $\varepsilon = 0.09$ 、2-4 Hz では $a = 1$ km, $\varepsilon = 0.07$ が最適

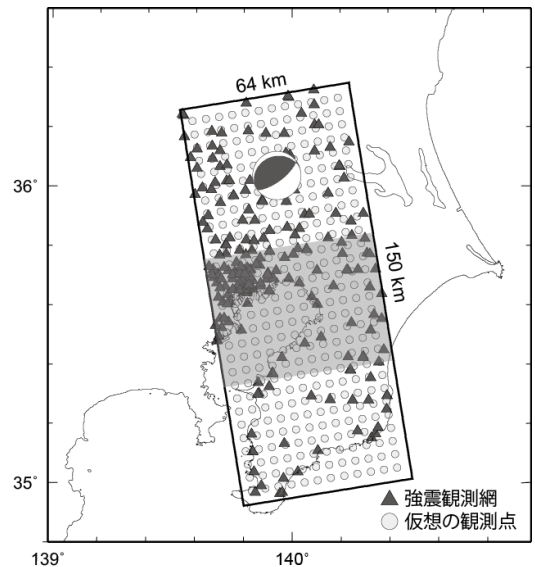


図1. 計算モデル領域と観測点配置

と推定された。低速度領域内でのS波の波長が1.1-2.2 km程度であることから、波長と同程度の特徴的スケールを持つ不均質構造により地震波が強く散乱されたために、大きなピーク遅延が発生したものと考えられる。以下、 $a = 1$ km、 $\varepsilon = 0.07$ を仮定したモデルを用いて、低速度領域内の強い地震波散乱の影響について議論する。

3. 低速度領域内の強い地震波散乱の影響

図2に2-4 HzのRadial成分の速度波形を示す。強い散乱体を仮定していなくとも、堆積層内でのエネルギーのトラップや地震波散乱でも波形は大きく崩れるが、観測に見られるような大きなピーク遅延は説明できない。強い散乱構造を仮定することで、震央距離40 km以上で突然ピーク遅延が大きくなり紡錘形の波形になるといった、観測波形の特徴を良く再現することができた。

千葉県北西部下の低速度領域については、Q値トモグラフィや観測地震動との比較(Nakamura et al., 2006; 古村・竹内, 2007)により減衰が大きいことが指摘されている。Sato et al. (2012, Ch4, 5)を参考に散乱減衰を理論的に計算すると、4 Hzで $1/Q_s^{\text{scatt}} = 2.32 \times 10^{-3}$ と求まり、下部地殻の非弾性減衰($1/Q_s^{\text{Int}} = 2.00 \times 10^{-3}$)とあわせると $1/Q_s^{\text{tot}} = 4.32 \times 10^{-3}$ となり、Nakamura et al. (2006)の推定値と調和的である。

上記のように、千葉県北西部下の低速度領域および沈み込む海洋性地殻に強い散乱構造を仮定することによって、紡錘形の波形形状など観測される地震動の特徴の多くを再現することができた。千葉県北西部下の低速度領域は海洋性地殻からの脱水作用によるとされており(例えば、Matsubara et al., 2005)、短波長の速度不均質も同様の理由で発達したものと考えられる。

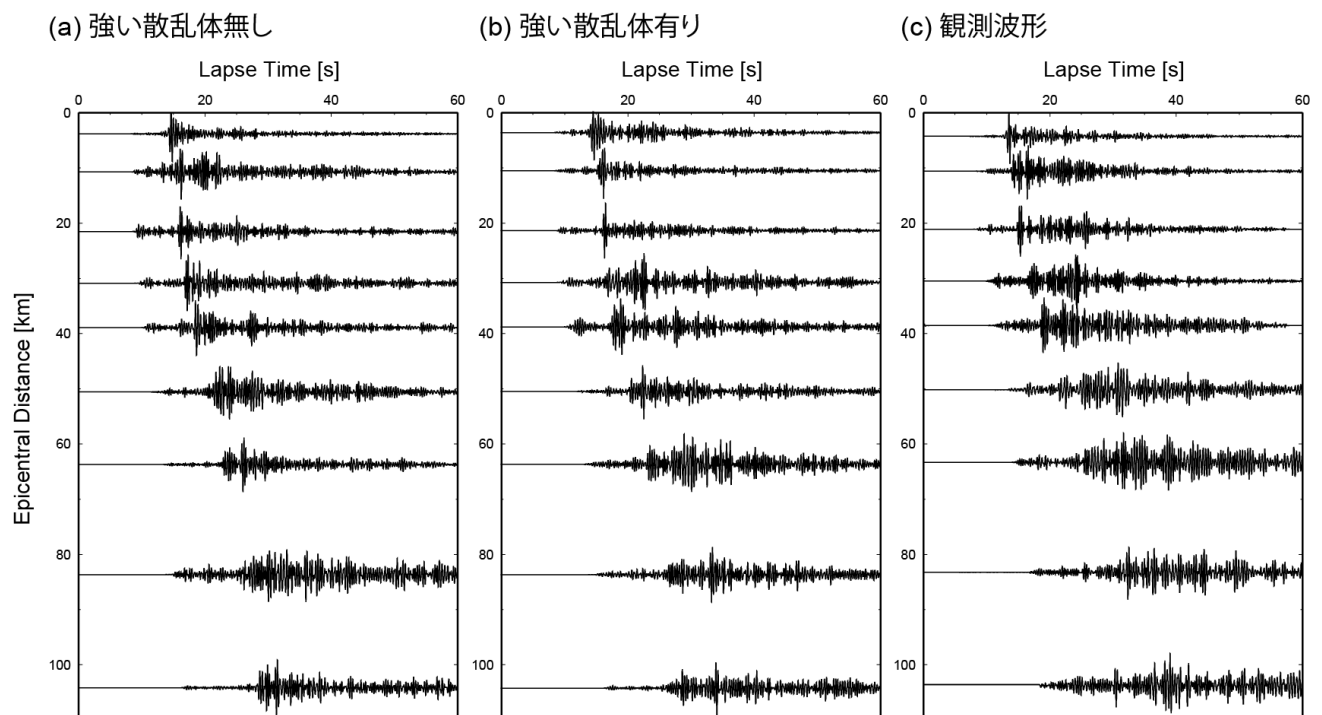


図2. 2-4 HzのRadial成分の速度波形の比較。(a)強い散乱体の無いモデル、(b)強い散乱体を仮定したモデルおよび(c)観測波形。

謝辞

防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netおよびSK-netの波形データとF-netのCMT解を使わせていただきました。また、海洋開発研究機構の地球シミュレータを使用させていただきました。