

2012/9/11-12

リソスフェアの短波長不均質性のイメージングとモニタリングに関する研究の高度化不均質媒質における波動伝播の物理学の深化—理論・実験・観測・シミュレーションからの複合的アプローチ—

2011年東北地方太平洋沖地震後1年間のP波、S波速度およびS波スプリッティング変化

澤崎郁^{1,3}・木村尚紀¹・内田直希²・高木涼太²・Roel K. Snieder³

1:防災科学技術研究所 2:東北大学 3:コロラド鉱山大学

はじめに

大地震に伴う地震波速度変化の原因として、地盤浅部では主に強震動が、それより深部においては主に断層運動に伴う応力変化や断層面の破碎が考えられるが、これらの影響を定量的に分離した研究は少ない。一方、速度変化を検出する手法としては、人工地震や自然地震のコーダ波を用いた干渉法解析 (Poupinet et al., 1984; Snieder et al., 2002)、雑微動の自己相関および相互相関関数の時間変化をみる手法 (Wegler and Sens-Schonfelder, 2007)、鉛直アレイ記録のデコンボリューション波形から地表-地中間の応答を抽出する手法 (Sawazaki et al., 2009)などが挙げられる。これらの手法はいずれも速度変化に対する深さセンシビティが異なるため、これら複数の手法を組み合わせることで速度変化の深さ依存性を推定できると考えられる。本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震後1年間について、小地震のデコンボリューション記録からKiK-netの地表-地中(深さ100-560m)観測点間の速度変化を、相似地震ペアにコーダ波干渉法解析を適用してプレート境界面(深さ20-80km)からHi-netセンサー(深さ100-3000m)までの速度変化を検出する。また、デコンボリューション解析については、S波速度のみならずP波速度とS波スプリッティングパラメータ(強さと方向)の変化も検出し、異なる物理量の観測結果から地盤浅部の速度変化のメカニズムを考察する。

デコンボリューション解析

主に Sawazaki et al. (2009)および Nakata and Snieder (2012)の手法を用いる。P波については、P波初動検出時刻から10.24秒間のKiK-net上下動記録について地表-地中間のデコンボリューション波形を計算し、そのピークラグタイムの逆数から地表-地中間の伝播速度を推定する。S波については、S波初動検出時刻から10.24秒間の水平2成分記録について同様の計算を行う。これらの処理を通じて得られた伝播速度は、KiK-netの検層記録から得られた平均伝播速度とおおむね一致する。本震前、本震後1カ月以内、1-3カ月内、3-6カ月内、6-12カ月内の各期間について伝播速度を検出し、期間ごとに本震前に対する伝播速度の相対値を推定する。

S波スプリッティングパラメータについては、水平動2成分を10°ごとに回転させ、水平面内での異なる振動方向 ϕ_j について伝播速度 $V_S(\phi_j)$ を求める。得られた伝播速度に対し、式

$$V_S(\phi_j) = v_0 + v_1 \cos 2\phi_j + v_2 \sin 2\phi_j \quad (1)$$

を最小二乗フィッティングさせて係数 v_0 、 v_1 、 v_2 を求め、

$$V_S \equiv v_0, \quad AC \equiv \frac{2\sqrt{v_1^2 + v_2^2}}{v_0}, \quad \psi \equiv \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{v_2}{v_1} \right) \quad (2)$$

から平均S波速度 V_S 、S波スプリッティング強度 AC 、S波速度が最大となる振動方向 ψ を計算する。

コーダ波干渉法解析

東北大学と防災科学技術研究所による相似地震カタログから、東北地方太平洋沖地震前後にまたがって発生しかつ相関係数が0.9以上の相似地震ペアを選択し、主にPoupinet et al. (1984)の手法にしたがい見かけ速度変化率を検出する。P波初動検出時刻から12.8秒間の上下動記録とS波初動検出時刻から12.8秒間の水平2成分記録を解析に用いる。いずれも12.8秒間を2.56秒の時間窓で5分割した後、本震前後

の2波形について最初の時間窓をそろえ、残り4個の時間窓について相互相関関数を計算し、そのピークラグタイム dt を計算する。最後に、最小2乗法による直線フィッティングにより初動からの経過時間 T に対するピークラグタイムの平均値を計算し、 $dV/V = -dt/T$ により見かけの速度変化率を推定する。

データ

デコンボリューション解析においては、S波速度およびS波スプリッティング変化の検出については関東、東北地方のKiK-net観測点65点を、P波速度変化の検出については同25点を用いる。地盤に波が鉛直入射する深さ40km以上の地震のみを用いる。コーダ波干渉法解析についてはHi-net観測点90点を用いるが、その多くはデコンボリューション解析で使用するKiK-net観測点に併設されている。使用する相似地震のほとんどはプレート境界面で発生し、マグニチュードは5以下である。デコンボリューション解析、コーダ波干渉法解析のいずれについても1-10Hz帯域を解析に用いる。データ取得期間は、デコンボリューション解析では2008年11月から2012年3月まで、コーダ波干渉法解析では2003年3月から2012年3月までである。

デコンボリューション解析結果

図1の三角印は、本震前に対する本震後のS波速度の相対値を期間ごとに示したものである。最大で6%におよぶ速度低下が見られ、多くの観測点で数カ月から1年以上をかけて速度が回復する。一方、図2の三角印はP波速度の相対値を表すが、本震前後で上昇と低下の両方が観測され、その時間変化は明瞭ではない。また、S波スプリッティングパラメータにも系統的な変化は見られなかった。

地盤浅部では、通常は帯水層の上に非飽和層(vadose zone)が重なっている。強震動を受けることにより非飽和層の粒子間結合がせん断され、その合間をぬって帯水層の水が非飽和層の粒子間に浸透し、間隙水圧が上昇する。その結果、非飽和層の密度 ρ は増加し、剛性率 μ は低下する。したがって式 $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$ よりS波速度は低下する。一方、飽和により体積弾性率 K は増加するため、式 $V_p = \sqrt{(K + 4/3\mu)/\rho}$ よりP波速度には上昇と低下の両方が生じうる。

強震動により上昇した間隙水圧の回復過程は拡散方程式で記述され、その時定数 t_p はSnieder and van den Beukel (2004)の式(6)から

$$t_p = \frac{g\rho_f L^2}{K_f C} \quad (3)$$

と表わされる。ここで g 、 ρ_f 、 L 、 K_f 、 C はそれぞれ重力加速度(9.8m/s²)、流体の密度(10³kg/m³)、拡散の距離スケール(12m)、流体の体積弾性率(2.25×10⁹Pa)、流体の浸透係数(10⁻⁷-10⁻⁴m/s)をそれぞれ表す。括弧内の値は砂礫における典型値である(Gueguen and Palciauskas, 1994)。これらを(3)式に代入すると $t_p = 6.3 \sim 6.3 \times 10^3$ sとなり、これが間隙水圧変化の典型的な継続時間と考えられる。したがって、観測された1年間に及ぶS波速度の回復過程は間隙水圧の回復のみからは説明できない。

東北地方太平洋沖地震による水平動成分の粒子軌跡を調査した結果、特定の方向に対し特に強く揺すられる傾向は見られなかった。そのため、強震により地盤浅部に生じたクラックは特定の方向を持たず、系統的な異方性変化が生じなかったと考えられる。

コーダ波干渉法解析結果

図1、図2の色付き直線は、それぞれコーダ波干渉法から求めた相似地震-観測点間における水平動および上下動の見かけ速度変化率を示す。水平動記録からは最大で0.2%、上下動記録からは最大で0.1%程度の速度低下が見られる。また、東北地方太平洋沖地震の震源域(長方形)に重なる領域で速度変化率が大きい。コーダ波には地盤浅部で変換された表面波や重複反射波を含む可能性があることを考慮すると、検出された見かけ速度変化率は、プレート境界面からHi-net観測点までの平均的な速度変化率の上限を表すと考えられる。そのた

め、深さ 100m より深部での速度変化率は、それより浅部での速度変化率(最大 6%)の 1/30 以下であると考えられる。

上下動と水平動で見かけ速度変化率が異なる理由として、P 波コーダの上下動に含まれる S-P 変換散乱波の寄与が考えられる。Sato(1984)による一次散乱モデルによれば、無限ランダム不均質媒質中での一次散乱波エネルギーの動径成分は、ほとんどが S-P 散乱波で構成される。また、地表面やモホ面でも sP 変換波が効率的に励起され、P 波コーダに顕著に表れることがある(Gamage et al., 2009)。一方で、S 波コーダの transverse 成分のほとんどは S 波から構成される。これらのことから、上下動記録から得られた速度変化率は震源近傍での S 波速度変化と観測点近傍での P 波速度変化を反映するのに対し、水平動記録から得られた速度変化率は震源から観測点に至るまでの S 波速度変化を反映すると考えられる。したがって、両者の速度変化率の違いは、観測点近傍での P 波速度変化と S 波速度変化の違いを反映している可能性がある。このことは、デコンボリューション解析から得られた P 波速度変化が S 波速度変化よりも小さいことと調和的である。

まとめと今後の課題

東北地方太平洋沖地震に伴う媒質の速度変化および S 波スプリットング変化を、地盤浅部とリソスフェア深部について独立に検出した。地表から深さ数 100m までの S 波速度は、ほとんどの観測点で最大 6%におよぶ系統的な低下を示したのに対し、同じ深さにおける P 波速度および S 波スプリットングパラメータは上昇と低下の両方が検出され、系統的な変化を示さなかった。深さ 100m から数 10km(プレート境界面)までの平均的な S 波速度低下は最大でも 0.2%にとどまり、浅部における S 波速度変化率の 1/30 以下であることが明らかとなった。

今後は、コーダ波干渉法から得られた速度変化が地表での速度変化のみで説明できるかを検証するため、差分計算等によるシミュレーションを行う予定である。この問題に関連して、Takagi et al. (2012)は、雑微動相関法により検出した速度変化が地盤浅部の変化のみで説明できることを表面波の深さセンシティブティ解析から明らかにしているが、これらの研究とも比較しながら考察を進める。

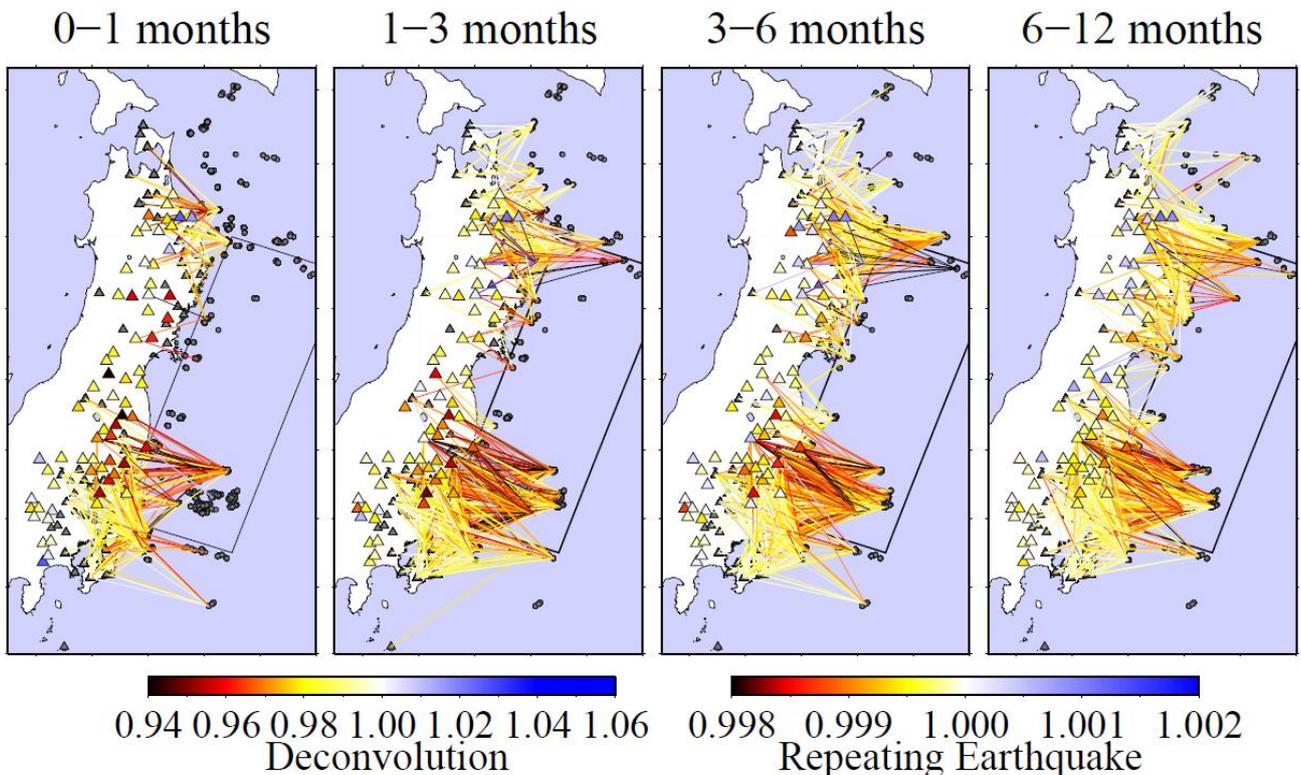


図 1. 三角印: デコンボリューション解析から求めた KiK-net 観測点における地表-地中観測点間での S 波速度変化率。本震前に対する本震後の相対 S 波速度を左下のカラースケールで示す。灰色の観測点は使用していない。

色付き直線:コーダ波干渉法から求めた水平動成分に対する相似地震-Hi-net 観測点間の見かけ速度変化率。
 本震前に対する本震後の相対見かけ速度を右下のカラースケールで示す。灰色の丸は使用した相似地震クラス
 タを表す。長方形は東北地方太平洋沖地震の大まかな震源域を表す。

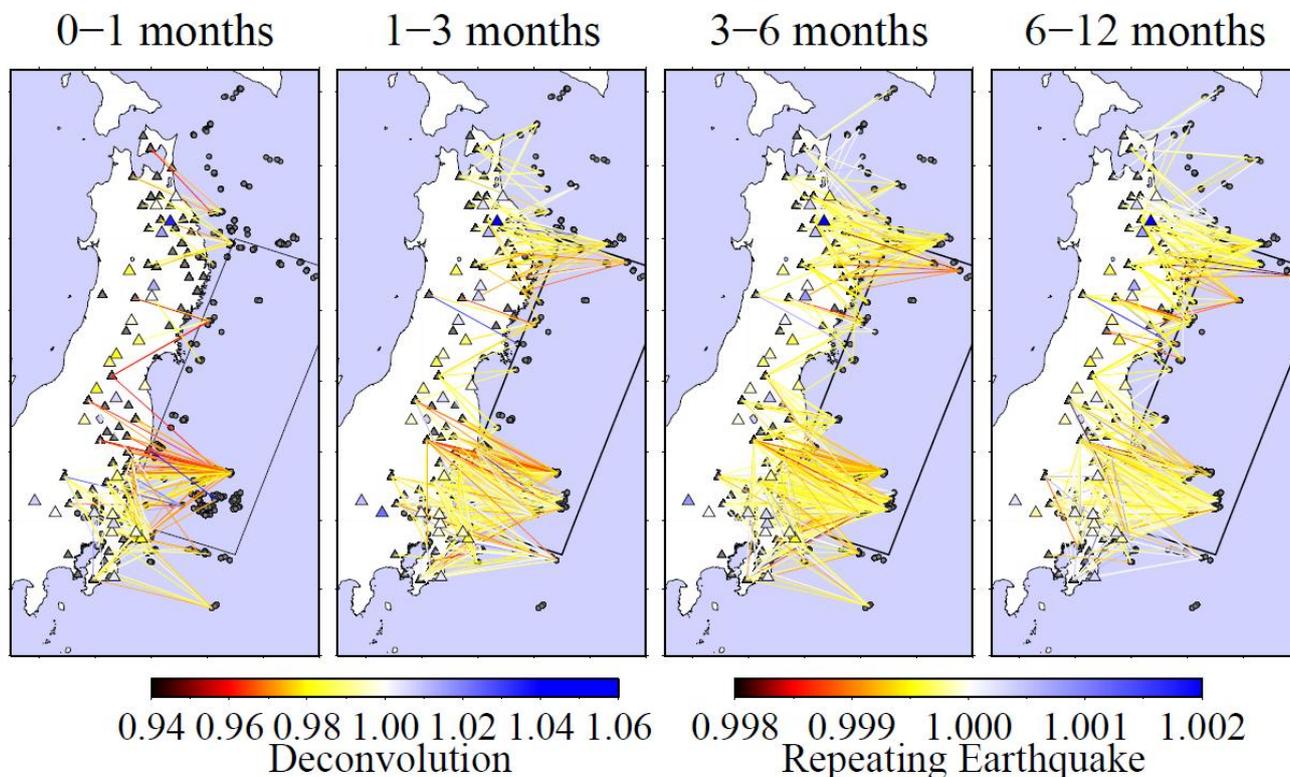


図2. 三角印:デコンボリューション解析から求めた KiK-net 観測点における地表-地中観測点間での P 波速度変化率。本震前に対する本震後の相対 P 波速度を左下のカラースケールで示す。灰色の観測点は使用していない。
 色付き直線:コーダ波干渉法から求めた上下動成分に対する相似地震-Hi-net 観測点間の見かけ速度変化率。
 本震前に対する本震後の相対見かけ速度を右下のカラースケールで示す。灰色の丸は使用した相似地震クラス
 タを表す。長方形は東北地方太平洋沖地震の大まかな震源域を表す。