

跡津川断層周辺域におけるコーダ Q の空間分布

平松 良浩 (金沢大学大学院自然科学研究科)

はじめに

内陸地震を発生させる応力蓄積過程の解明のために歪速度が周辺地域に比べ 1 桁程度大きい新潟から神戸にかけての歪集中帯(Sagiya et al., 2000)が注目されている。歪集中帯の地震学的な特徴の 1 つとして低 coda Q 地域(Jin and Aki, 2005)であることが挙げられる。平松 (2006:合同大会)は、歪集中帯周辺における S 波偏向異方性と Jin and Aki (2005)の結果から地殻における応力変化率を推定し、下部地殻における高い応力変化率が歪み集中帯の原因である可能性を指摘した。本研究では跡津川断層周辺における稠密な地震観測データを用いて、coda Q の詳細な空間分布を明らかにし、coda Q の空間分布と歪集中帯との関連性を検証する。また、coda Q の空間分布の結果を基に歪集中帯の地殻における応力変化率を推定する。

データと解析方法

解析には跡津川断層域周辺における合同自然地震観測、Hi-net、大学、気象庁の観測点で得られた地震波形データを使用した。解析期間は 2004 年 11 月から 2006 年 12 月までであり、その期間内に発生した M1.8 以上、深さ 30km 以浅の計 249 個の地震を選択し、解析に使用した。それぞれの地震の震央から 30km 以内の観測点で記録された地震波形に対し、Sato(1977) の一次等方散乱モデルを適用し、1.5Hz から 24Hz までの 10 周波数帯 (帯域は中心周波数の 0.8 倍~1.2 倍) において coda Q^{-1} (Qc^{-1}) を求めた。coda Q^{-1} は 3 成分の波形それぞれについて求めている。解析を行うタイムウインドウは S 波走時の 2 倍の時間から lapse time 30 秒まで、もしくはノイズレベルの 2 倍になる時間までとした。なお、空間分布図を作成する際には、データ数が少ないまたは coda Q^{-1} 値のばらつきが大きい観測点は除外した。

Coda Q の空間分布と差歪速度

1.5Hz から 3Hz の低周波数帯において、跡津川断層・牛首断層周辺で幅 30km 程度の低 coda Q 領域が存在することが明らかとなった(図 1)。一方、7~24Hz の高周波数帯では、跡津川断層帯に沿った帯状の低 coda Q 領域は見られなくなり、富山平野や焼岳、乗鞍岳の周辺で低 coda Q 領域が見られる。また、跡津川断層帯に沿った低周波数帯における低コーダ Q 地域は強い周波数依存性を示す (図 2)。

次に、coda Q 値と GPS 観測によって得られた差歪速度 (Sagiya et al., 2000) の関係を示す (図 3)。差歪速度は、伸張主軸成分から圧縮主軸成分を引いた値である。coda Q 値と差歪速度の間の相関係数は、1.5Hz の場合 -0.72、2.0Hz の場合 -0.81 であり、低周波数帯では coda Q 値と差歪速度の間には負の相関があり、差歪速度が大きいほど低 coda

Q となる傾向が見られた。(図 3)。一方、高周波数帯になるにつれて相関は悪くなる。相関係数は 12Hz では-0.07、24Hz では 0.04 となり、差歪速度と coda Q の間には何の関係も見られない。低周波数帯のみで負の相関が見られることは兵庫県南部地震に伴う静的応力変化により低周波数帯で coda Q 値が低下したこと(Hiramatsu et al., 2000)と調和的である。

地殻における応力変化率と歪集中帯の成因

低周波数帯における coda Q 値の変化量から跡津川断層帯周辺域における空間的な応力変化量を推定する。coda Q の応力変化応答(Stress Change Response)は次のように定義され、

$$SCR_{Qc} = \frac{1}{Qc} \frac{\Delta Qc}{\Delta \sigma} \quad (1)$$

兵庫県南部地震時の coda Q の時間変化から 10/(MPa)であると推定されている(Hiramatsu et al., 2000)。本研究における低周波数帯の $\Delta Qc/Qc$ は約 0.25 であり、これに対応する応力変化量は約 25kPa と求められる。

Hiramatsu et al. (2005)は愛知県東部地震による S 波スプリッティングの時間差の増加が約 2 年間で緩和し元の値に戻ったことから、地震時の静的応力変化に応答したクラックのヒーリングの時定数が約 2 年間であることを示した。また、丹波地域での coda Q の変化も約 2 年間で元の値に戻っている(菅谷ほか、2007)。このことは、本研究で着目する歪集中帯の応力変化量は約 2 年間で蓄積された応力変化量であることを示唆している。ゆえに、応力変化率としては、coda Q からは約 12.5kPa/year と見積もられる。同様のことを S 波スプリッティングについて行うと応力変化率は約 2kPa/year と推定される(平松、2006)。ちなみに、剛性率 40GPa を仮定して GPS データから求めた応力変化率は 4kPa/year であり、coda Q と S 波スプリッティングから求めた値の間の値となる。

S 波スプリッティングは地殻上部をサンプリングし、coda Q は地殻全体をサンプリングしている。また、coda Q は地殻の延性領域のクリープの度合いを表している(Jin and Aki, 1989) とするならば、これらから推定した応力変化率の差は上部地殻と下部地殻における応力変化率の差を反映しているとみなせる。下部地殻における高い応力変化量はその原因となる歪速度、すなわち変形速度が下部地殻において速いことを示唆している。したがって、本解析領域においては跡津川断層帯周辺領域下での下部地殻における速い変形速度が歪集中帯の成因として考えられる。

謝辞：本研究を行うにあたり、跡津川断層帯周辺域における合同自然地震観測、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、名古屋大学、防災科学技術研究所、気象庁の波形データを使用しました。記して感謝いたします。

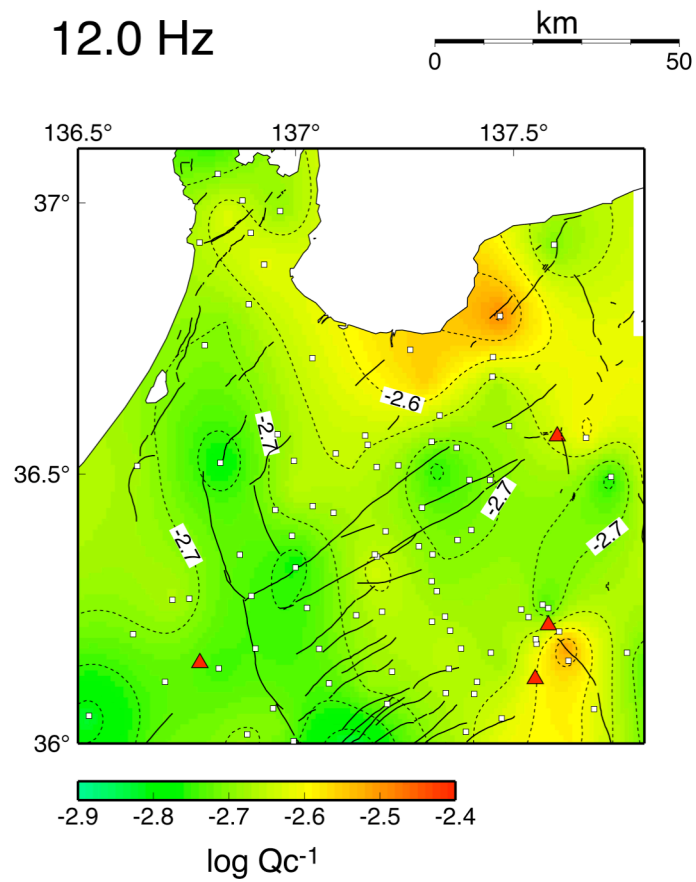
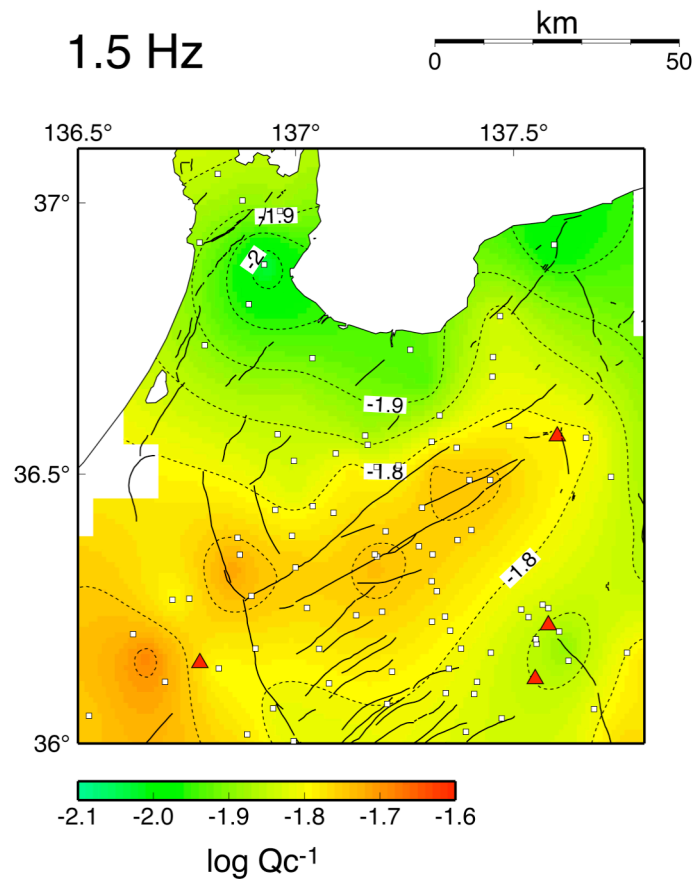


図1. 跡津川断層周辺域における（上）1.5Hz、（下）12.0Hz の coda Q^{-1} (Qc^{-1}) の分布。白四角は観測点、赤三角は活火山を表す。

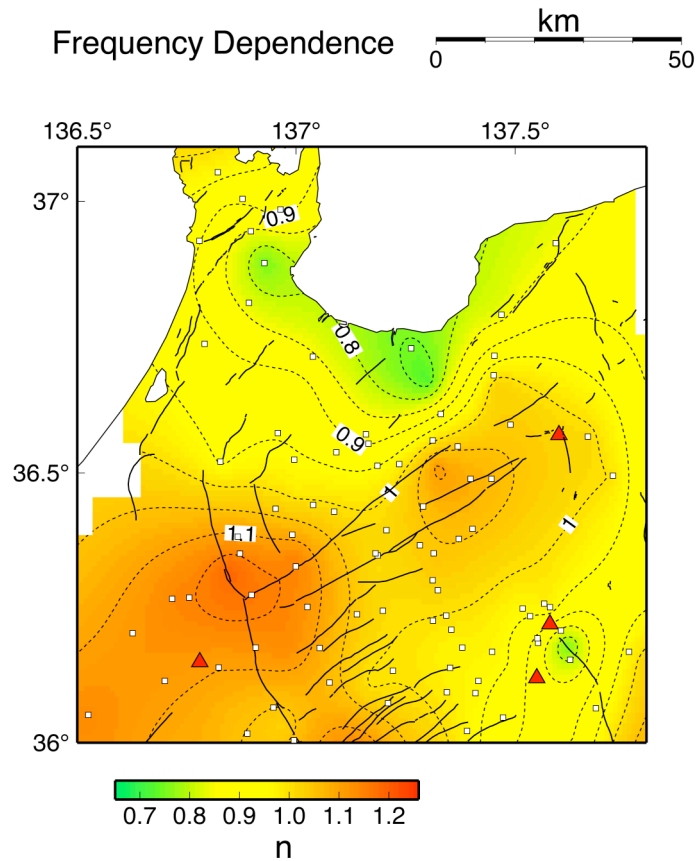


図 2. 跡津川断層周辺域における周波数依存性 ($Qc^{-1} = Q_0 f^n$ の n 値) の分布。

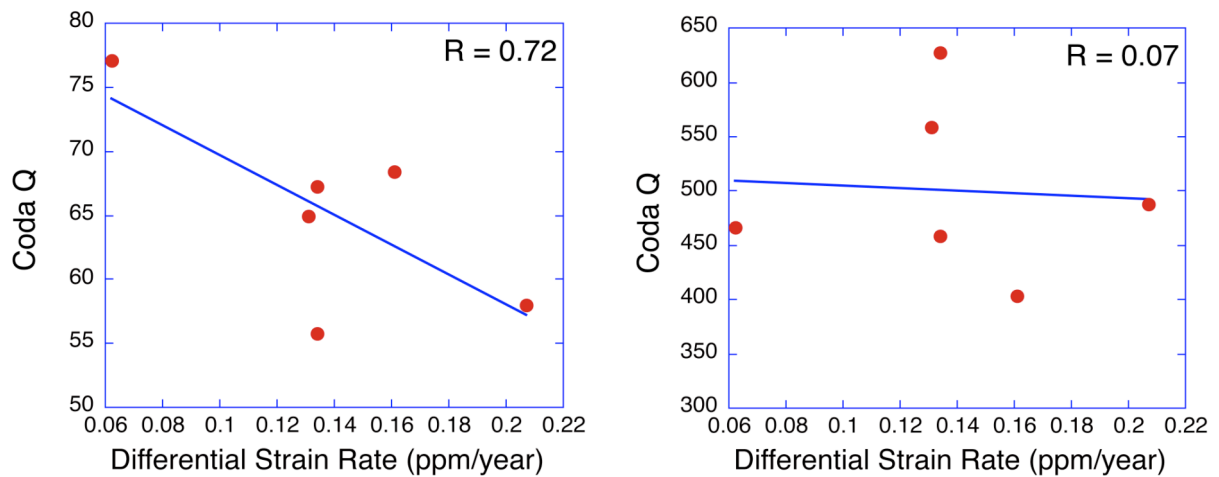


図 3. 差歪速度 (Sagiya et al., 2000) と coda Q 値の関係。(左) 1.5Hz、(右) 12Hz。