

1 2 - 7 中部日本活断層域における地殻変動・レオロジー構造と応力蓄積過程

Crustal deformation, rheological structure and tectonic loading process in active fault zones in Central Japan

名古屋大学大学院環境学研究科

Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

東北大学大学院理学研究科

Graduate School of Science, Tohoku University

京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

京都大学大学院理学研究科

Graduate School of Science, Kyoto University

富山大学理学部

Faculty of Science, University of Toyama

日本列島内陸の活断層で発生する地震のメカニズム解明は、固体地球科学だけでなく防災の観点からも重要な課題である。我々は、活断層周辺における詳細な地殻変動観測およびそのデータ解析を通して、活断層周辺にテクトニック応力が蓄積し、大地震発生へと至るメカニズムの解明を目指している。

跡津川断層周辺においては、地震フロンティア研究で整備された稠密 GPS 観測網を 2004-2006 年度に増強し、約 30 箇所で連続観測を実施した。その結果、2004-2008 年の 5 年間の日座標値から、断層周辺の詳細な地殻変動速度分布が明らかとなった（図 1）。図 1 の速度ベクトルは跡津川断層の直上に位置する牧（MAKI）観測点を基準としている。図中の黒い矢印は本研究で解析した日座標値に基づく速度ベクトル、白い矢印は GEONET のルーチン解析結果（F3 解）に基づく速度ベクトル（MAKI 固定の値に変換）であるが、両者は良く一致しており、信頼性の高い結果が得られていることが分かる。

図 1 の地殻変動速度場を詳細に検討するため、A-A' から D-D' までの 4 領域について、断層直交方向および断層平行方向の水平地殻変動速度分布を求めた（図 2）。図 2 を見ると、断層中央部の 2 つのプロファイルでは、断層平行方向の変動が支配的であり、それらは跡津川断層（各図の中央）に対して対称な、逆正接関数型の分布（図 2 中の破線）をしていることが分かる。こうした地殻変動分布のパターンは、横ずれ運動する 2 つの弾性体ブロックの表層部のみを固着させた場合に期待されるものである。この変動パターンから、断層中央部東側（C-C'）では固着域の下限が 15km、ブロック相対運動が 12mm/ 年程度、断層中央部西側（B-B'）では固着域の下限が 7km、ブロック相対運動が 10mm/ 年程度と推定される。固着域の深さは上部地殻の厚さにほぼ相当しており、上部地殻内の断層が固着して応力を蓄積していること、下部地殻では断層の深部に変形集中領域があることが推測される。C-C' は多田（1998）によって地表クリープの存在が示唆された場所を通るが、GPS のデータを見る限り、1mm/ 年を超えるような有意なクリープの存在は否定される。ただ、多田（1998）の EDM 観測と GPS 観測の時期は殆ど重複が無いとため、クリープ運動が時間変化した可能性は残る。一方、断層中央部西側（B-B'）では、断層近傍における速度変化が顕著で、跡津川断層および平行

して走る牛首断層の両方とも、断層を境にやや顕著な地殻変動速度のステップが生じている可能性がある。また、この地域は断層面上の地震活動が活発であり (Ito et al., 2007), クリープ運動が生じている可能性がある。

上述した地殻変動パターンは、下部地殻が粘性流動するモデルでも再現できるが、その場合は活断層周辺の地殻変動パターンが地震サイクルの中で時間変化すると予想される (例えば Thatcher, 1983)。日本列島内の活断層では、地震発生間隔が千年以上と長いため、こうした地殻変動の時間変化を検出することは困難であるが、1858 年飛越地震を起こした跡津川断層でも、過去 1000 年以上大地震が発生していない牛伏寺断層 (糸魚川—静岡構造線断層帯) でも同様な結果が得られることから、下部地殻は 1000 年程度の時間スケールでは弾性的に振る舞っていると考えられる。一方、1891 年濃尾地震の余効変動から中部地方のレオロジー構造を推定した結果によると、弾性リソスフェアの厚さは 32km で地殻全体に相当し、流動的なアセノスフェアと見なされる上部マントルの粘性は $10^{18} \sim 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ の値を持つ。下部地殻は数十年の時間スケールでは弾性体として振る舞うと考えられるが、断層周辺の地殻変動パターンから推測される固着域は上部地殻のみであり、下部地殻では断層の深部延長に変形集中が生じ、定常的に変形を解消する必要がある。

こうした変形過程において、上部地殻と下部地殻のどちらが主導的な役割を果たしているかは判然としにくい。むしろ、上部地殻における断層帯と下部地殻内における変形集中帯は、互いにその発達を促進する役割があると考えられ、ある種のポジティブ・フィードバックが働いていると考えられる。古い時代に形成された断層が応力場の変化に伴い、時には元々と逆のセンスで再活動する例が多く知られているが、こうした地殻の古傷では強度が低く、応力蓄積に伴って破壊が起きやすい場所だと考えると、ひとたび上部地殻が破壊した時に、下部地殻には自然と変形集中帯が形成されると予想される。最近注目を集めている地殻内流体もまた、こうした上部地殻と下部地殻の相互作用に重要な役割を果たすと考えられる。

一方、図 1 や図 2 において、断層の両端部 (A-A' および D-D') の様子に注目すると、断層中央部とはやや様相が異なることに気付く。断層トレースを中心とする対称な地殻変動分布パターンが崩れ、断層直交方向の変位成分が顕著になってくる。このことは、両断層端では断層中央部と変形や応力蓄積様式が異なっていることを示唆する。跡津川断層の両端付近には立山と白山という火山があり、断層の西端は共役断層系である庄川断層帯と交わっている。跡津川断層では、火山活動に伴う高温度異常によって断層両端部で地震発生域の下限が浅くなっていることが明らかにされており (Ito et al., 2007), こうした場所では非弾性変形が進行し、そもそも弾性的な応力蓄積をしていない可能性が高い。

図 1 の地殻変動速度分布を内挿すると、基準とした牧観測点に対する水平相対速度の絶対値が 1mm/年以下となる範囲は、跡津川断層の地表トレースとほぼ一致する (図 3)。こうした地殻変動パターンは断層端における振る舞いを反映しており、断層両端で区切られた将来の地震発生領域の広がり (破壊の単位) を非地震時の地殻変動パターンから特定できる可能性が示唆される。

GPS 観測結果によると、跡津川断層と北側の牛首断層、南側の高山—大原断層帯を含む幅 50km 程度の領域で、東西短縮を主とする約 10mm/年の相対運動が解消されており、いわゆるひずみ集中帯 (新潟—神戸構造帯, Sagiya et al., 2000) は牛首断層と高山—大原断層帯に挟まれた範囲に相当する。一方、地質学的に推定された断層の平均変位速度は跡津川断層で 2-3mm/年、牛首断層で 1mm/年、高山—大原断層帯で 1.7mm/年程度 (国府断層帯で 0.7mm/年、高山断層帯で 1mm/年) と、GPS による相対変位速度の 50-60% 程度に過ぎない (地震調査研究推進本部による)。この測地学的

な変形速度と地質学的な変形速度の差の意味は判然としないが、これらの主要な断層帯以外における有意な変形の解消が必要である。上部地殻における非弾性変形の定量的な検討や、共役断層系全体の変形様式を下部地殻まで含めた総合的な形で検討することが今後の課題である。

(鷲谷威・大園真子・朝日友香・平原和朗・橋本学・竹内章・道家涼介・細善信・和田安男・尾上謙介・大谷文夫)

参 考 文 献

- Ito, K., H. Wada, S. Ohmi, N. Hirano, and T. Ueno, Seismic activity from routine and temporary observations of earthquakes in the northwest Chubu district, central Honshu, Japan, in *Geodynamics of Atotsugawa Fault System*, Edited by M. Ando, pp. 45–63, TERRAPUB, Tokyo, 2007.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure appl. Geophys.*, 157, 2303–2322, 2000.
- 多田堯, 跡津川断層周辺の地殻変動, 月刊地球, 20, 142-148, 1998.
- Thatcher, W., Nonlinear strain buildup and the earthquake cycle on the San Andreas Fault, *J. Geophys. Res.*, 88, 5893-5902, 1983.

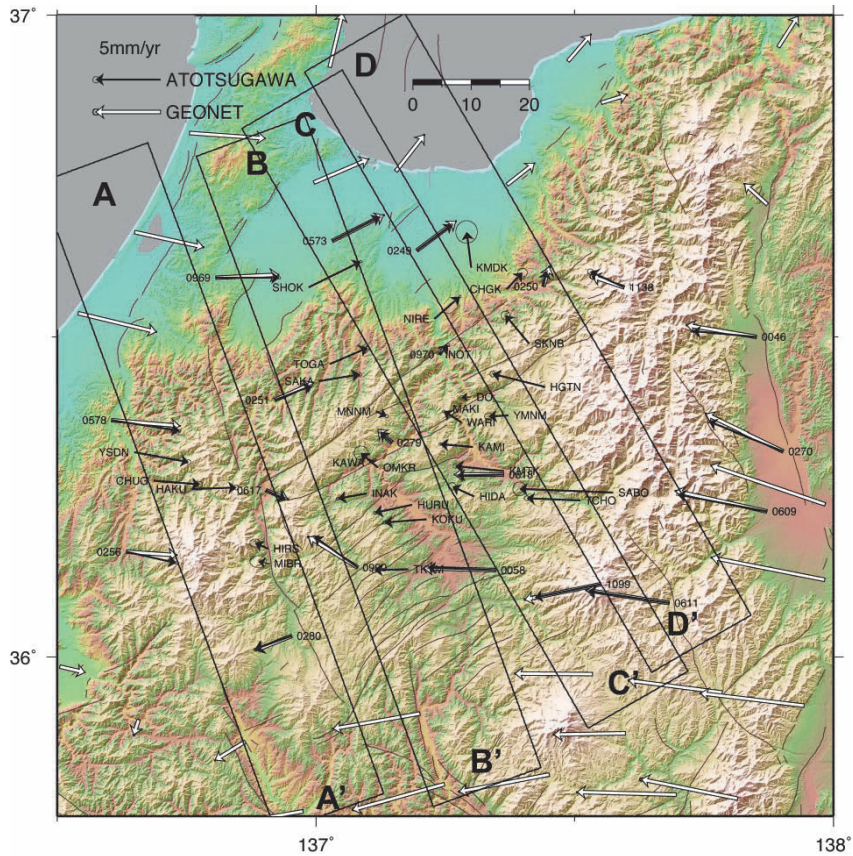


図1 跡津川断層周辺における稠密 GPS 観測により得られた地殻変動速度分布 (2004-2008 年)。跡津川断層上の牧観測点を基準とする。黒矢印は本 GPS 解析から得られた結果、白矢印は GEONET のルーチン解析 (F3 解) に基づく結果で、両者は良く一致している。

Fig.1 Horizontal crustal movement rate obtained from dense GPS observation around the Atotsugawa fault zone. Reference site is MAKI on the Atotsugawa fault trace. Black arrows denote velocity data obtained in this study and are consistent with white arrows based on the F3 routine solution of GEONET.

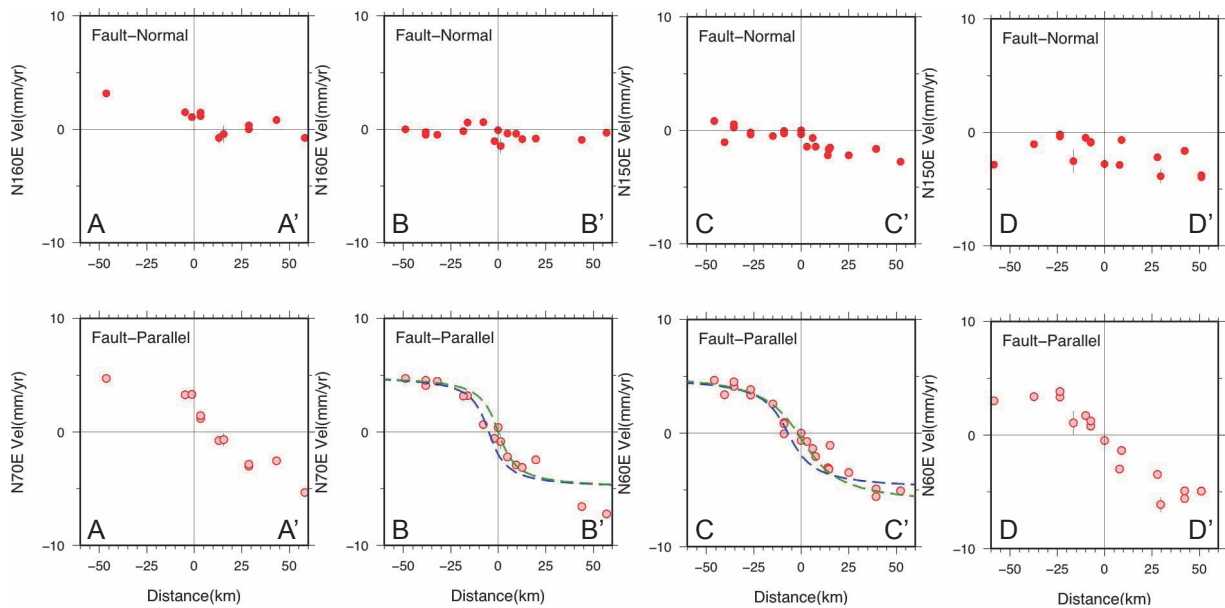


図2 図1に示す4箇所での跡津川断層を横切る速度プロファイル。断層の両端付近ではパターンの対称性が崩れる。

Fig. 2 Velocity profile across the Atotsugawa fault calculated for 4 rectangular areas shown in Fig. 1. Symmetric pattern across the fault reflects loading process of the fault. Symmetry collapses at the both ends of the fault (A-A' and D-D').

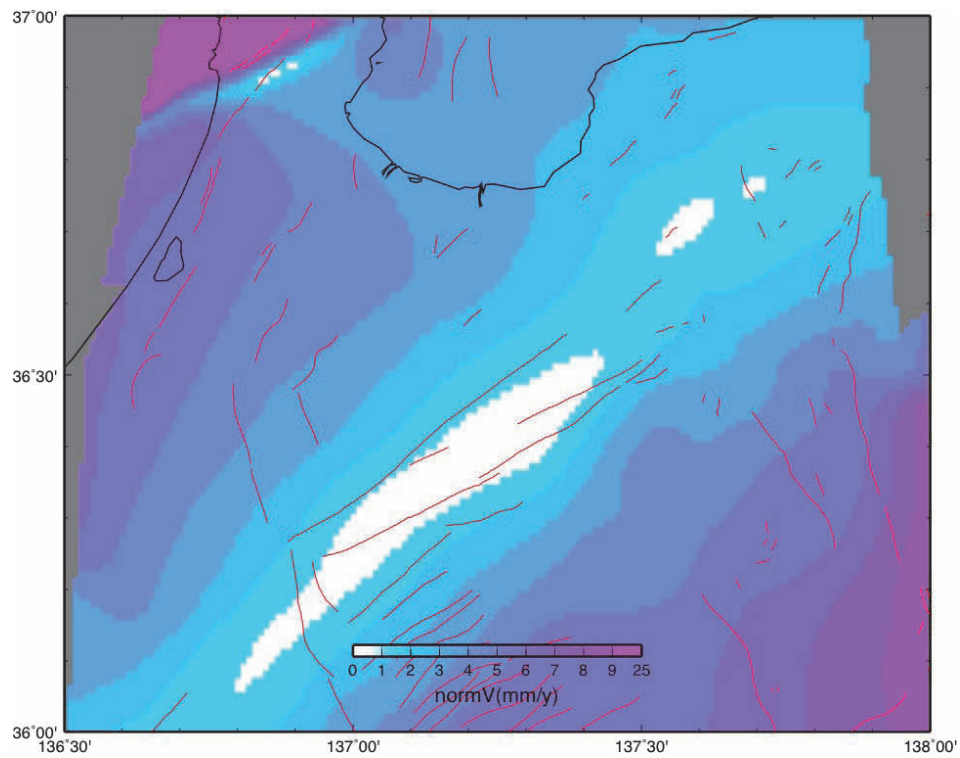


図3 跡津川断層上の牧（MAKI）観測点に対する水平地殻変動速度の大きさの分布，1mm/ 年以下の範囲は，ほぼ跡津川断層のトレースに一致している．

Fig. 3 Distribution of horizontal crustal movement rate magnitude with respect to MAKI site above the Atotsugawa fault. The area where the displacement rate is less than 1mm/yr roughly corresponds to the Atotsugawa fault trace.