GPS 連続観測による長町-利府断層帯および その周辺（東北地方中部）の地殻変動

国土地理院地理地殻活動研究センター* 西村 卓也

名古屋大学大学院環境学研究科地震火山・防災研究センター** 鷺谷 威

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター*** 三浦 哲

Crustal Deformation Around the Nagamachi-Rifu Fault Zone and its Vicinity (Central Tohoku), Northeastern Japan, Observed by a Continuous GPS Network

Takuya NISHIMURA

Geography and Crustal Dynamics Research Center, Geographical Survey Institute,
Kitasato-1, Tsukuba, Ibaraki 308-0811, Japan

Takeshi SAGIYA

Research Center for Seismology and Volcanology, Graduate School of Environmental
Studies, Nagoya University, Chigusa-ku, Nagoya, Aichi 464-8602, Japan

Satoshi MIURA

Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of
Science, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan

(Received September 30, 2003; Accepted January 23, 2004)

We constructed eight continuous GPS stations across the Nagamachi-Rifu fault zone, northeastern Japan to reveal the detailed spatial pattern of crustal deformation. High strain rate around the fault zone observed by the GEONET and the occurrence of the M_{JMA} 5.2 Sendai earthquake on September 15, 1998, at the deep edge of the seismogenic part of the fault motivated us to confirm the aseismic sliding of the fault in or below the seismogenic depth from the contemporary deformation. We analyzed the GPS data of new stations as well as existing stations, totaling up to 50 stations in central Tohoku, using GIPSY 2.6.1 software and estimated GPS site velocity and strain rate by a least square method. One component of the principal strain rate shows distinctive compression in the E-W or ESE-WNW direction in the whole region. In the forearc region, the other component of the principal strain rate are almost zero in the south of $38^{\circ}15'$, while NNE-SSW extension in the north of $38^{\circ}15'$. Strain rate distribution is spatially heterogeneous in the region. We found a high strain rate zone west of the Nagamachi-Rifu fault zone and that between Honshu and Awashima in the eastern margin of the Sea of Japan. Low strain rate zones exist in the west of the high strain region of the Nagamachi-Rifu fault zone and in the western half of Yamagata Prefecture. Strain rate distribution pattern on the hanging wall side of the Nagamachi-Rifu fault can be modeled by aseismic sliding of 10 mm/yr on a horizontal detachment fault connecting to the Nagamachi-Rifu fault at a depth of about 15 km beneath the Ou backbone range. However, it is difficult to constrain a fault model for the strain rate distribution from the present dataset uniquely.

Key words: crustal deformation, continuous GPS, the Nagamachi-Rifu fault, high strain rate region

* 〒305-0031 つくば市北郷1番

*** 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

** 〒464-8602 名古屋市千種区不老町

§1. はじめに

日本国内には、国土地理院によって約 1000 点の GPS 連続観測点からなる GEONET (GPS Earth Observation Network) が構築されており [Miyazaki *et al.* (1997)], このデータに基づく解析によって列島規模の地殻変動が明らかになってきた [例えば, Sagiya *et al.* (2000)]. GEONET の平均配点密度は約 25 km 間隔であり, このデータを用いて, プレート運動や日本海溝や南海トラフから沈み込むプレート境界での相互作用による比較的長波長の地殻変動に関する数多くの研究成果が行われている [例えば, Ito *et al.* (1999), Nishimura *et al.* (2000)]. また, 内陸部においても, 歪速度の空間的な非一様性が明らかにされつつある. 三角測量等から得られた約 100 年間の測地測量から存在が示唆 [橋本 (1990), 石川・橋本 (1999)] されていた新潟-神戸歪集中帯が, わずか数年間の GEONET の観測によって明瞭に見出された [Sagiya *et al.* (2000)] のはその一例である.

しかし, 内陸の活断層や火山活動に伴うような短波長の地殻変動の観測には, 現在の GEONET の配点密度は不十分である. 最近では, 跡津川断層 [Hirahara *et al.* (2003)], 中央構造線 [Tabei *et al.* (2002)], 奥羽脊梁山地沿いの活断層 [佐藤・他 (2002), Miura *et al.* (2002)], 糸魚川-静岡構造線北部 [Sagiya *et al.* (2002)] などにおいて, GEONET 観測点を補完するように GPS の連続もしくはキャンペーン観測を行い, 活断層周辺の空間的に短波長の地殻変動場の詳細を明らかにする研究が行われている.

東北地方中部の前弧側に位置する宮城県では, GEONET によって 2×10^{-7} 程度の大きな歪速度が観測されている [Sagiya *et al.* (2000)]. この歪速度の大きな領域に位置する長町-利府断層は, 仙台市中心部を北東-南西方向に貫く全長約 20 km の北西側が隆起する逆断層であり, 南東側は仙台平野, 北西側は奥羽脊梁山地へと続く丘陵地となっている (Fig. 1). 長町-利府断層と長町-利府断層本体から地表付近で枝分かれしたバックスラストである大年寺山断層などの平均変位速度を合わせると, 地質学的に見た断層深部での平均すべり速度は 1 mm/yr 程度になると考えられている [Sato *et al.* (2002)]. 長町-利府断層の南西延長上には, 長町-利府断層とほぼ同じ走向をもつ坪沼断層や円田断層などがあり, 地震調査研究推進本部の活断層評価 (<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>) では, 坪沼・円田断層までを含めた全長 40 km を長町-利府断層帯として定義しており, 本研究でもこの定義に従うものとする.

1998 年 9 月 15 日に仙台市愛子付近で発生した M_{JMA} 5.2 の地震 (Fig. 1b) は, 北西側に傾斜している長町-利

Fig. 1. Shaded-relief topographic map showing GPS stations used in this study. (a) Map of Central Tohoku, northeastern Japan. Diamonds denote locations of the GEONET stations as of 2002. GEONET stations used in this study are denoted as open diamonds. A rectangle shows area of Fig. 1b. (b) Map around the Nagamachi-Rifu fault zone. Open diamonds, solid circles, solid invert triangles, and solid triangles denote location of the GEONET stations, GPS stations of GSI except GEONET ones, GPS stations of Tohoku University, and new GPS stations for this study, respectively.

府断層の深部延長上で発生し [Okada *et al.* (2001), Umino *et al.* (2002)], 震源の深さが 12 km で, この周辺における地震発生層の最下部に位置していることから研究者の注目を集めた. その理由は, 日本においても内陸の地震発生層より深い下部地殻では, 活断層の深部延長上で準静的なすべりが進行しており, このすべりが地震発生層内の断層に応力を蓄積させ, 大地震の発生の前

にはこの深部すべりが加速するという仮説 [Iio and Kobayashi (2002)] が提案されているからである。この仮説に従うと、長町-利府断層帯で発生した M_{JMA} 5.2 の地震は、下部地殻で準静的すべりが加速したことによる応力変化によって発生したという解釈もできる。すなわち、 M_{JMA} 5.2 の地震が、大地震の前駆的すべり（もしくは、震源核形成）を示唆する広義の前震と考えることができる [例えば、伊藤 (2001)]。

本研究では、この地域の詳細な地殻変動場を明らかにすることを目的として、新たに長町-利府断層帯に 8 点の GPS 連続観測点を設置し、東北地方中部にある既存の GPS 連続観測点のデータとともに解析した。そして、Iio and Kobayashi (2002) の仮説に基づき、観測された地殻変動の長町-利府断層帯の準静的すべりによるモデル化を試みた。なお、長町-利府断層帯においては、1998 年度から始まった研究プロジェクト「陸域震源断層の深部すべり仮定のモデル化に関する総合研究」のもとに、反射法地震探査 [Ikawa *et al.* (2001), Nakamura *et al.* (2002)] や MT 法による比抵抗構造探査 [小川・他 (2003)] などが行われており、本研究も上記「総合研究」の一環として行われたものである。

§ 2. GPS データと解析方法

2.1 GPS 基線解析

本研究で用いた既存の GPS 連続観測点は、GEONET 観測点（電子基準点）34 点、GPS 固定点 5 点、IGS 観測点 1 点 (TSKB)、東北大学の観測点 2 点である (Fig. 1)。このうち GPS 固定点とは、市街地地域における地籍調査の推進を図るために設置された GPS 連続観測点であり、高さ 1 m 程度の GPS アンテナ架台を既存の建物の屋上などに設置している。また GPS 固定点のデータは国土地理院のホームページ (<http://cadusta1.gsi.go.jp/inet-NEW/index.html>) からダウンロードできる。Fig. 1b に示してある 4 文字の GPS 観測点コードにおいて、すべて数字のものが GEONET 観測点、頭が K から始まるものが GPS 固定点、AOBT と MR3T が東北大学の観測点である。これらに加えて、長町-利府断層帯に関連する地殻変動場の詳細を明らかにするために、8 点の観測点を新設した (Fig. 1b)。新設点の架台は、高さ約 3 m で土台から 5 m 程度の杭打を行って架台と地面との一体性を高め、架台を二重構造にして架台の外側が外力などによって変形しても内側の頂部にある GPS アンテナが変動しないように、GEONET 観測点の仕様を改良したものとなっている。新設点の観測点コードは R から始まり、R007-R010 の観測点は 2000 年 3 月から、R011-R014 の観測点は 2000 年 12 月から観測を開始

した。新設点は、この地域で観測されている歪速度の主軸方向である西北西-東南東 [Sagiya (2000)] に約 5 km 間隔に並ぶように配置した。この配置は、長町-利府断層の走向にもおおむね直交している。本研究で用いた GPS 観測点は、数種類のアンテナおよび架台が混在しているが、すべての点において二周波型の GPS 受信機が用いられている。

GEONET 観測点および東北大学の観測点については、それぞれ国土地理院と東北大学によって基線解析が行われている。しかし、基線解析に用いるソフトウェアや解析方法は各機関によって異なり、GPS 固定点と新設点のデータについては、新たに基線解析の必要性があった。そこで、本研究では既存の観測点と新設点の計 50 点の RINEX データを同時に解析することによって、同一の解析ストラテジーのもとで観測点座標を推定した。解析に用いたソフトウェアは、米国のジェット推進研究所 (JPL) によって開発された GIPSY-OASISII のバージョン 2.6.1 である。なお、異なる種類の GPS 観測点間の基線解析には、GPS アンテナやレドームの位相特性やアンテナ架台固有のマルチパス等の誤差要因が存在する。本解析ではこれらの補正のために、GEONET 観測点については Hatanaka *et al.* (2001)、その他の観測点については、米国の国家測量局 (NGS) によって推定された (<http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL/index.shtml>) アンテナ位相モデルを使用した。

Fig. 2 は、基線解析によって得られた 15 点の GPS 観測点の座標推定値の時系列を、南北・東西・上下の各成分ごとに示したものである。データの期間は 1997 年 10 月 18 日から 2003 年 8 月 15 日までであり、座標値は 0195 観測点（山形県立川町）に対する相対的なものを示した。時系列中には、座標値のとび（ステップ）が見られることがある。このステップは、地震などによる地殻変動の他に GPS 受信機またはアンテナの更新、GPS アンテナの人為的な移動によるものであり、原因がわかっているものについては、図中に明示した。地震に伴う地殻変動としては、2003 年 5 月 26 日の宮城県沖の地震 (M_{JMA} 7.1) および 2003 年 7 月 26 日の宮城県内陸北部の地震 (M_{JMA} 6.4) に伴うものを認めることができる。1998 年 9 月 15 日の長町-利府断層の深部断層面上での地震 (M_{JMA} 5.2) に伴う地殻変動については、そのマグニチュードから期待される地表での変位は最大でも 0.1 mm 程度であり、観測値から見出すことはできなかった。なお、2002 年 12 月 7 日に全観測点に見られるステップは、基準点である 0195 観測点のアンテナ交換が原因である。

Fig. 2. Time-series of relative daily coordinates of the selected GPS stations with respect to 0195 in Tachikawa, Yamagata Prefecture. Thick gray lines are fitted by the least square method (see text). Causes of abrupt steps in time-series are indicated with the following abbreviation. AR: antenna replacement, EQ: earthquake, and MV: artificial movement of GPS antenna. (a) North-South, (b) East-West, (c) Up-Down components, respectively.

2.2 変位速度場の推定

定期的に進行する地殻変動を図示するためには、各GPS観測点の変位速度が広く用いられる。そこで、Fig. 2に示したような0195観測点を基準とした時系列の各成分に、1次直線と年周・半年周の正弦関数による曲線をあてはめた。また、原因の特定されているステップに関しては、その日時を仮定してステップの量を他のパラメータと同時に最小2乗法で推定した。2003年の5月と7月に発生した地震に伴う地殻変動は、多くのGPS

点において観測されており、これらの地震の前後に定期的な速度場が変化したかどうかは興味深い問題である。しかし、現段階では地震の発生から間もないので、地震後の変位速度を精度良く推定することはできない。よって、本研究で推定する速度の期間は、これらの地震の発生以前の1997年10月18日から2003年5月23日までとした。なお、新設点のように1997年以降に観測を開始したGPS点もあるので、速度の推定に用いた観測期間は、観測点により5年半から2年半となる。Fig. 2

に示した灰色の実線は、フィッティングした曲線を表しており、時系列の傾向が、ここで用いた関数形で説明できていることがわかる。推定された変位速度の水平成分の誤差は、ホワイトノイズを仮定する通常の誤差で、5年半の観測期間がある点では $0.02 \sim 0.05 \text{ mm/yr}$ 程度であり、観測期間の短い新設点においても 0.2 mm/yr 以下となっている。上下成分では、観測期間の長い点で $0.1 \sim 0.2 \text{ mm/yr}$ 程度、新設点では 0.8 mm/yr 程度である。しかし、GPS 時系列の詳細な研究 [例えば, Zhang *et al.* (1997)] によると、GPS の誤差には時間的に相関するランダムウォークノイズやフリッカーノイズなどのノイズモデルを用いるべきであり、ホワイトノイズモデ

ルを仮定して推定された誤差は、過小評価であることが指摘されている。ただし、これらの誤差モデルを用いた誤差推定は、本研究の主題ではないので行わない。なお、本研究で得られた変位速度については、相対座標値の参照点を変更して速度推定を行ったり、隣り合う観測点の速度の比較検討をした結果、2年以上の観測期間であれば観測上の誤差が水平成分で 0.5 mm/yr を上回ることはないと考えられる。

§ 3. 東北地方中部の変位速度と歪場

Fig. 3 は、時系列のフィッティングから得られた 0195 観測点を基準とした平均変位速度を示したもので

Fig. 3. Relative velocities at the continuous GPS stations in central Tohoku with respect to 0195 station. Observation period is from October 18, 1997 to May 23, 2003. Error ellipses indicate 3-sigma of formal errors. (a) Horizontal and (b) vertical velocities, respectively.

ある。Sella *et al.* (2003) による世界的なプレート運動モデル (REVEL) によると、0195 観測点は、この地域が属するオホーツクプレートに対して、西向きに 2 mm/yr の速度をもっている。よって、Fig. 3 の変位速度場の解釈には注意を要するが、いくつか特徴を挙げてみる。水平変位速度 (Fig. 3a) では、太平洋側の観測点での西北西に 2~3 cm/yr の大きな変位速度が特徴的である。これは、宮城県沖の沈み込み帯でのプレート間カップリングが強いこと [Nishimura *et al.* 2000, 2004] を示していると考えられる。また、佐渡島の東南東向きの変位速度は、アムールプレートの東進 [Miyazaki *et al.* (2001)] による影響が大きいと考えられる。Fig. 3b に示した上下変位速度は、観測点ごとのばらつきがやや大きいものの、太平洋側および日本海沿岸部の観測点の相対的な沈降と奥羽脊梁山地から出羽山地にかけての内陸部の相対的隆起が特徴として挙げられる。前節で、観測上の誤差は水平成分で 0.5 mm/yr 以下であることを述べたが、地下水の汲み上げなどによる地盤沈下や地滑りなどの局所的な地盤変動、屋上点の場合には建物の変形などにより推定された変位速度が必ずしもテクトニックな地殻変動を反映しているとは限らない。Fig. 3 においても 0556 の変位速度は、周辺の観測点と調和的ではなく、観測点のローカルな影響と考えられるので、今後の解析には含めないこととする。

Fig. 4 は、長町-利府断層周辺を拡大した水平変位速度である。ここでは、断層周辺の地殻変動に注目するた

Fig. 4. Close view of the horizontal GPS velocity field around the Nagamachi-Rifu fault zone with respect to 0035 in Tendo, Yamagata Prefecture. Error ellipses mean 3-sigma of formal errors. Dashed lines show surface traces of active faults. An open star denotes the epicenter of the M_{JMA} 5.2 Sendai earthquake on September 15, 1998.

Fig. 5. Principal strain rate around the Nagamachi-Rifu fault zone. Open stars show epicenters of major shallow earthquakes in the observation period.

めに, Fig. 3 に示した速度ベクトルから 0035 観測点のベクトルを差し引いて, 0035 観測点に対する相対変位速度を示した. Fig. 4 においても, 東に行けば行くほど西北西あるいは西向きのベクトルが大きくなっており, 太平洋プレートの沈み込みの影響に支配されている. しかし, より詳細に見てみると, K003 から R011 へと直線上に配置された観測点を西側へたどるにつれて, ベクトルの方向が反時計回りに回転するような傾向がある. また脊梁山地のほぼ中央に位置する R011 や R012 の 0035 に対する相対変位速度は 2 mm/yr 以下と小さくなっており, 脊梁山地の西側ではほとんど短縮する地殻変動がないことを意味している.

次に, GPS 観測点を頂点とする三角形において歪速度を求めた. 変位速度が周囲の観測点と調和的でない 0556 と R013 は, 歪速度の計算には用いなかった. Fig. 5 に示したのは, 東北地方中部前弧側の主歪速度の分布である. 全体的に見ると, 歪速度の主軸のうち絶対値の大きいものは, 東-西から西北西-東南東の方向の短縮歪が卓越していることがわかる. もう一方の主軸に関しては, 図の中央（北緯 $38^{\circ}15'$ ）より南側では, ほとんどゼロであるが, 北側では北北東-南南西の伸長になっている. 短縮歪速度の大きさは地域的に数倍の差がある. もっとも大きい場所は, 長町-利府断層帯の地表トレスから西へ幅 25 km 程の領域で, 歪速度が 3×10^{-7} /yr を超えるような場所もあり, 歪集中帯といって良いであろう. 長町-利府断層の深部に発生した M_{JMA} 5.2 の地震の震央は, この領域のほぼ中心に位置している. さらに, 歪速度の大きい領域は, その南側にも続いているように見える. この領域には, 長町-利府断層帯の運動方向と類似した西上がりの逆断層（白石断層）が存在する. 歪集中帯の北および北東側では, 歪速度は比較的一様である. この領域では 2003 年 7 月 26 日に M_{JMA} 6.4 の浅い地震が発生しているが, 地震前の歪速度において顕著な歪集中は見られない. 一方, 歪集中帯の西側の脊梁山地の西半分から山形盆地にかけては, 歪速度がかなり小さく 1×10^{-7} /yr 以下である. さらに西側の山形盆地西縁断層帯を含む三角形では歪が大きくなるので, 歪速度の大きい領域と小さい領域が, ほぼ南北に交互に存在すると言える. 長町-利府断層帯西側の歪集中帯と低歪領域は, 変位速度の最大圧縮軸方向 ($N100^{\circ}E$) への投影図 (Fig. 6) でも見出せる. Fig. 6b は, 最大圧縮軸方向に平行な速度成分 ($N80^{\circ}W$) であるが, 横軸が 20~50 km の範囲では傾きが大きく, 0~20 km の範囲では傾きが小さい. これらはそれぞれ, 歪集中帯と低歪領域に対応する.

なお, 歪速度は, 変位速度を距離で割ったものなので,

Fig. 6. Velocity profile along the direction of $N100^{\circ}E$ as shown by a solid line in Fig. 3a. Open circles with errorbars indicate the corrected GPS velocity in the dotted rectangle shown in Fig. 3a. Horizontal distance is measured from 0035. NRF indicates location of the surface trace of the Nagamachi-Rifu fault. Thick broken and thin solid curves are velocities calculated for the estimated interplate coupling model and the sum of those for the interplate coupling model and Model A on the solid line in Fig. 3a, respectively. (a) Vertical, (b) $N80^{\circ}W$, and (c) $N170^{\circ}W$ components, respectively.

変位速度の誤差が同じでも, 観測点間の距離の短い小さな三角形ほど誤差が大きい. 2点間の変位速度の差と歪速度の関係を考えて, 変位速度の差の誤差が 0.5 mm/yr だとすると, 歪速度の誤差は, 観測点間の距離が 5 km であれば 1×10^{-7} /yr, 25 km であれば 2×10^{-8} /yr 程度になる. また, Fig. 5 に示したような三角形での歪速度の誤差は, 三角形の形状にも依存する. 歪集中帯である長町-利府断層帯西側は, 新設点が多く, 観測点距離も短いので, 歪速度の誤差は大きい. しかし, 三角形ごとの歪速度に大きなばらつきは見られないので, 歪集中帯の存在やその範囲に大きな間違いはないと考えられる.

東北地方の中・北部では, 微小地震活動が活発な地域において歪速度も高いことが指摘されている [佐藤・他 (2002), Miura *et al.* (2002)]. そこで, 本研究で求めた変

Fig. 7. Maximum shear strain rate in central Tohoku. Shallow earthquakes ($M > 2$) whose depth is less than 30 km from 1997 to 2002 are plotted. Squares and triangles mean GPS stations and active volcanoes, respectively.

位速度場を用いて解析領域全体の空間的に連続な歪速度場を求め、微小地震分布と比較してみる。空間的に不均一なGPS観測点での変位速度から格子点上での変位速度、歪速度を求めるためにはSmith and Wessel (1990)の方法を用いた。詳しい解析方法は格子点間隔を約1.7 kmとしたことを除いて、佐藤・他 (2002)の方法と同じである。Fig. 7に示したのは、最大剪断歪速度と、1998～2002年の浅発微震地震分布である。地震の震源は、気象庁による一元化震源データを用い、 $M2.0$ 以上で深さ30 km以浅の地震を示した。最大剪断歪速度の大きい場所は、長町-利府断層帯の西側とそこから北東および南西に続く帯状の領域、そして本州と栗島の間が挙げられる。このような場所では、微小地震の活動度も比較的高い。本州の日本海側の山地では、GPSの配点密度が低いので細かい議論はできないが、全般的に歪速度が小さく、微小地震活動も低調である。全体的に見て、本研究で得られた歪速度においても、佐藤・他 (2002)の指摘した歪速度と微小地震活動との正の相関が見出される。

§ 4. 議 論

4.1 プレート間カップリングの影響の除去

Fig. 3～6からも明らかにように解析領域の地殻変動は、西北西-東南東方向の圧縮で特徴づけられるが、歪速度の空間分布の非一様性を議論するためには、長波長の

地殻変動を除去することがのぞましい。そこで、Fig. 3に示した水平および上下の変位速度を用いてプレート間カップリングの推定を行い、その残差に注目することにした。具体的なプレート間カップリング推定方法はNishimura *et al.* (2004) とほぼ同じで、半無限均質弾性体を仮定して、太平洋プレートと東北日本間の沈み込みプレート境界と日本海東縁のプレート衝突境界の両方での固着をディスロケーションモデルでモデル化したものである。Nishimura *et al.* (2004) では、Yabuki and Matsu'ura (1992) のインバージョン手法を用いてABIC (赤池の情報量基準) を最小化するように、カップリング分布の平滑化を行っており、本研究でも同様な基準を用いる。インバージョンに用いたGPSデータの水平・上下成分の誤差は、2.2節で変位速度を推定した際の誤差 (ホワイトノイズを仮定) を用いた。Nishimura *et al.* (2004) との違いは、用いたGPS観測点分布が本研究では大幅に狭いので、GPS観測点分布に応じてモデル断層を小さくしたことである。それに伴いモデルパラメータの数は、太平洋側のモデル領域で234 (13×18)、日本海側のモデル領域で6となった。

Fig. 8が観測変位速度から、プレート間カップリングによる計算変位速度を差し引いた残差を示したものである。脊梁山地の東側の観測点では、残差は2 mm/yr以下になっており、観測されている変動のほとんどがプ

Fig. 8. Horizontal velocity corrected for the effect of interplate coupling on the east and west plate boundaries of northeastern Japan. The reference station of the velocity is 0034. The velocity calculated for the interplate coupling model is removed from the observed velocity (see text). Small open squares indicate leveling benchmarks along the Japan highway route 45.

レート間カップリングで説明可能であることを意味している。しかし、長町-利府断層帯の北西（上盤）側では、複数の観測点で大きな残差速度が認められる。この残差速度は、断層の走向に直交し、断層の地表トレースに近づくような運動方向をもっている。そこで、長町-利府断層帯の走向の直交方向（N140°E, Fig. 8中の太線）に変位速度を投影してみた（Fig. 9）。Fig. 9bが長町-利府断層帯の走向に垂直な速度成分（N140°E）、Fig. 9cが走向に平行な速度成分（N50°E）である。N50°E成分が、 ± 1 mm/yrに収まっているのに対し、N140°Eでは断層帯から-25から0 kmの範囲内で、断層から離れるにつれて速度が増加する傾向があり、最大2.5 mm/yrに達する。しかし、断層から約50 km離れた観測点では、速度は小さくなっている。Fig. 9aに示した上下成分は、観測点ごとのばらつきが大きい断層帯の北西側で隆起、南東側で沈降という傾向が見られる。

長町-利府断層帯周辺の2~3 mm/yrというプレート間カップリングの残差速度の大きさ自体は、プレート間カップリングの推定誤差を考えると有意とはいえない。プレート間カップリングモデルで推定されたバックスリップの誤差は、モデル領域の場所に依存するが、最大で3 cm/yr程度であり、このバックスリップの大きさから地表で数 mm/yrの地殻変動が起こりうるからである。しかし、長町-利府断層帯の北西側に認められる残差

Fig. 9. Velocity profile along the direction of N140°E as shown by a thick line in Fig. 8. Closed circles with errorbars indicate the corrected GPS velocity in the polygon shown in Fig. 8. Broken and solid curves are velocities calculated for Models A and B on the thick solid line in Fig. 8, respectively. (a) Vertical, (b) N140°E, and (c) N50°E components, respectively.

速度（Fig. 8）は、隣り合う観測点で調和的な変形パターンを示し、その波長が約30 kmと短い。太平洋プレートの沈み込みプレート境界と日本海東縁のプレート境界は、長町-利府断層帯の地表トレースの位置から遠いので、これらを変動源とする地表トレース付近での地殻変動の波長は長く、Fig. 8のような変位速度パターンを作り出すことは困難である。本研究で用いたプレート間カップリングの推定方法では、GPSデータの残差を小さくするだけでなく、バックスリップ分布が空間的に滑らかであるという先験的情報を用いているので、空間的に短波長の地殻変動が再現されない可能性がある。そこで、データをよりよく説明できるように、先験的情報をほとんど用いないような場合も試してみた。しかし、Fig. 8に示したような残差の傾向はほとんど変化せず、長町-利府断層帯北西側の歪速度の大きな領域は、プレート境界の変動源では説明できないことが示唆される。よって、今後の議論は、Fig. 8の残差変位速度を、プレート境界よりもずっと浅い変動源によるものと考えて進める。

4.2 準静的すべりによるモデル化

Fig. 8 および 9 に示した残差変位速度を用いて、断層の準静的すべりによってモデル化を試みる。後に述べるように残差変位速度のみから、モデルを完全に拘束することは難しいので、長町-利府断層帯の特徴に基づき、いくつかのパラメータを拘束してモデル化を進める。まず、1枚の矩形断層を仮定し、矩形断層のパラメータを Matsu'ura and Hasegawa (1987) の手法で推定した。ただし、断層の走向は、長町-利府断層帯の走向 230 度に固定し、すべり方向は純粋な逆断層すべりとした。推定された断層位置は、Fig. 10 の矩形領域となった。また断層パラメータの推定値は、上端の深さ 5 km、長さ 18 km、幅 14 km、傾斜角 10 度、すべり速度 9 mm/yr で

Fig. 10. Comparison between the observed velocities and those calculated for Model A. A dotted rectangle with a solid line which denotes the shallowest edge indicates a rectangular fault of Model A.

ある。剛性率を 33 GPa と仮定すると、地震モーメントは $7.3 \times 10^{16} \text{ N} \cdot \text{m}$ (M_w 5.2 相当)/yr となる。Fig. 10 に観測値（残差速度）と計算値の比較を示したように、このような矩形断層モデルを用いれば残差速度をかなりよく説明でき、Model A と呼ぶことにする。推定された断層上端の深さは 5 km であるから、上部地殻の地震発生層にある低角逆断層ということになる。

次に、地震学的構造探査の結果から得られた断層深部形状の解釈 [Sato *et al.* (2002)] を参考にして、長町-利府断層帯の地表トレースと 1998 年 9 月 15 日の余震域を通過してはば水平のデタッチメント断層（深さ 15 km）につながる曲面（加藤尚之・私信）を仮定し、この面上でのすべりによって説明することを試みた。断層面は、断層の走向方向 (N50° E) では 2 次元的に続いていることとし、断層に直交断面での形状を Fig. 11 に示す。浅部では完全に固着していて、深部では地質学的速度である 1 mm/yr でクリープしていると仮定した。1 mm/yr のクリープだけでは、地表で 2.5 mm/yr の速度 (Fig. 8) を説明できないので、より速い速度でクリープしている領域が必要となる。この高速度クリープ領域の範囲とすべり速度を試行錯誤的に推定した。地表での歪集中域は、Fig. 9 の横軸が -25 から 0 km に位置するが、すべり領域の位置は、断層から 30~50 km 離れた奥羽脊梁山地の下になる。また、すべり速度はすべり領域の長さとトレードオフの関係にあるが、長さ 20 km とすると 10 mm/yr 程度が必要となる。Fig. 9 に実線で計算値を示したように、Model B から計算される変動は Model A よりも長波長となり、残差も約 15% 大きくなる。これは、断層の地表トレースから 10 km 以上離れると仮定した断層面の深さが 12~15 km とやや深いため、地表での変形も深さに応じて長波長となるためである。

なお、Fig. 9a には仙台市-山形県村山市間の 1994~

Fig. 11. Cross section showing the location of model faults along the thick line in Fig. 8. Inverted triangles indicate the location of the GPS stations. Horizontal distance is measured from the surface trace of the Nagamachi-Rifu fault.

2002 年の水準測量から得られた上下変動速度から、前節の手順でプレート間カップリングの影響を除いたものを示した。水準測量の結果は、モデル化のデータとしては用いていないが、GPS と観測期間が重複しているので参考となるデータである。水準測量の上下変動には、奥羽脊梁山地で隆起する傾向が認められ、Model B によって説明可能である。総合的に見ると、Model A、B とも完全とは言えないが、ある程度観測データを説明する。しかし、Model A と B は、矩形断層の一部のパラメータやジオメトリを固定した条件で推定された解であって、Model B より小さい残差をもつ断層モデルは他にも作ることができる。その場合は、逆断層すべりと走向を Model A のように仮定した場合、断層の上端が、Fig. 11 の Model A と B の間（深さ 5~15 km で、横軸距離 -16~-35 km）に位置するような推定結果が得られる。また、本研究の開始当初想定していた 1998 年 9 月 15 日の地震の震源（Fig. 1b と 11）付近でのすべりでは、地殻変動の傾向を説明することは難しい。

Model A、B のすべり速度は、地質学的に見積もられている長町-利府断層帯のすべり速度に比べて、1 桁大きくなっている。上で述べたように、断層モデルのパラメータの推定誤差は大きい、地表で観測されている歪速度 5 km 以深での準静的すべりで説明するためには、10 mm/yr 程度のすべり速度が必要になる。GPS データに基づくすべり速度と地質学的すべり速度の矛盾を説明する 1 つの可能性としては、断層の深部準静的すべりが間欠的に発生していることが考えられる。長町-利府断層の浅部における間欠的なすべり（地震）の周期は、数千~数万年であるが、深部での間欠的準静的すべりの周期は地震発生間隔よりはるかに短く、本研究の観測期間がたまたますべり速度の大きな期間に相当したのかもしれない。サン・アンドレアス断層の間欠的クリープ [例えば Scholz (1990)] や、北米カスケディア地方 [Rogers and Dragert (2003)] および房総半島沖 [Ozawa *et al.* (2003)] の沈み込みプレート境界で発生したゆっくり地震などのように、非地震性のすべりが間欠的に繰り返し発生したことを示す観測例は多く、長町-利府断層帯深部での準静的すべりも、類似のすべり特性をもっているのかもしれない。

4.3 歪集中帯のモデル化について

地表での歪速度の不均質を作り出すモデルとして、前節で考えた断層すべり以外の原因を考えてみる。プレート境界の固着による応力場は、応力源の位置が遠いので均質構造を仮定すると空間的に長波長の変形を作り出し、歪は比較的一様に近くなる。しかし、弾性定数の不均質があれば、短波長の歪の不均質を作り出すことは可

能である。地震波トモグラフィの結果 [中島 (2002)] によると、長町-利府断層の上盤側の上部地殻には、弾性波速度の遅い領域があることがわかっている。長町-利府断層帯上盤の歪集中帯とその西隣や東隣の領域では歪速度の大きさが 2 倍程度なので、応力が一定であると仮定すると弾性定数は 1/2 倍となる必要がある。弾性定数が 1/2 で密度が一定だとすると、弾性論より弾性波速度は 30% 程度低下する。しかし、長町-利府断層周辺で見られる速度異常は最大で 10% 程度であることから [中島 (2002)]、弾性定数の違いだけで歪速度の不均一を説明することは難しい。

Iio *et al.* (2002) は、日本海側に見られる幅 100 km 程度の歪集中帯（新潟-神戸歪集中帯）の成因として、スラブから脱水した水が下部地殻の強度低下を引き起こし、下部地殻内において数多くの非地震性すべりが起こっているという説を提唱している。しかし、本研究で見出された長町-利府断層帯上盤側の歪集中帯の幅は 30 km 程度と狭いので、下部地殻のような深い場所に変動源を置くモデルで説明するのは難しい。

長町-利府断層帯上盤の歪速度場の特徴は、歪速度の大きい領域と小さい領域が交互に隣り合って存在することである。これは、変位速度プロファイルの N80°W 成分 (Fig. 6b) において横軸の距離 20~50 km で傾きが急であることと、距離 0~20 km で傾きが緩やかであることに対応する。これは、Fig. 6 の破線で示したようなプレート間カップリングの影響では説明不可能である。そしてプレート間カップリングの影響による長波長の変動を除去すると、断層の地表トレースに近づく向きの変動が地表トレースから 20 km 離れた場所を中心に存在するように見える (Fig. 9b)。このような変動を断層すべりでモデル化する場合には、断層の地震発生域の下限から深部にかけて一様な速度でクリープさせるよりも、断層のほとんどは固着していて、一部にすべり速度の大きい領域を置いた前節のようなモデル (Model A と B) を用いる方が説明しやすい。しかし、プレート間カップリングモデルの誤差や奥羽脊梁山地の西側 (Fig. 9 の距離が -45 から -25 km の区間) に観測点がないことにより、確定的なモデルを決定することは難しい。歪集中帯のモデルの拘束を強めるためには、さらに GPS 観測網の拡充を行い、プレート境界の影響と長町-利府断層帯の深部すべりの同時インバージョンといったモデル化の工夫を行うことが重要であろう。

長町-利府断層帯の上盤側は微小地震活動が活発であり [吉本・他 (2000)]、上部地殻内に地震波の散乱体が数多く存在する [Imanishi *et al.* (2002)]。Model A のすべり領域の南東側（断層の地表トレース側）は、顕著な

P波の散乱帯の位置 [Imanishi *et al.* (2002)] に対応する。また歪集中帯の位置は、反射法探査の地質学的解釈 [Sato *et al.* 2002] によると中新世の白沢カルデラに対応しており、カルデラ内には、地表まで到達しない潜在活断層も存在する。これらの観測事実は、深さ 10 km までの上部地殻内において非弾性変形が進行してきたことを示唆しているとも考えられ、本研究で示した Model A のようなすべり（あるいは局所的な変形）が起こっている可能性もある。

§5. ま と め

長町-利府断層帯の地殻変動の空間分布を詳細に調べるため、2000 年に 8 点の GPS 連続観測点を新設し、周囲の観測点とともに基線解析を行った。毎日の GPS 点での相対座標値から、1997 年 10 月から 2003 年 5 月までの変位速度と歪速度の推定を行った。その結果、

(1) 東北地方中央部のほぼ全域で、主歪速度の 1 つは東南東-西北西圧縮を示す。もう 1 つの主歪速度は、宮城県（前弧側）の 38 度 15 分より南側ではほとんどゼロであるが、その北側では北北東-南南西伸長の傾向が見られる。

(2) 歪速度の大きさに関しては空間的にかなりの不均一がある。歪速度の大きな領域としては、長町-利府断層帯の西側の幅 25 km と本州-粟島間の日本海東縁部が挙げられる。一方で、山形県の西半分と、歪速度の大きな領域と西隣の奥羽脊梁山地西側では歪速度がかなり小さい。歪速度と微小地震活動は正の相関がある。

(3) 長町-利府断層帯周辺の地殻変動は準静的断層すべりで説明可能であるが、プレート境界でのカップリングによる地殻変動の影響や奥羽脊梁山地西側に GPS 観測点がないため、確定的なモデルを導き出すことは難しい。すべり領域を長町-利府断層帯の断層面上に仮定した場合は、奥羽脊梁山地の下の水平なデタッチメント断層面上で 10 mm/yr 程度のすべりが推定される。また位置や深さも推定した場合は、断層から 16~29 km 離れた深さ 5~8 km の低角逆断層で年間 M_w 5.2 に相当するすべりが推定される。

謝 辞

GPS 観測点の設置に関しては、仙台市防災局や教育委員会など自治体関係者の多数のご協力を頂きました。震源データについては、気象庁・文部科学省が協力してデータ処理した結果を利用しました。東京大学地震研究所の加藤尚之博士には、断層形状の関数についてご教示頂きました。本稿を査読し、有益な助言をして頂いた京都大学 橋本 学教授と東京大学 加藤照之教授、また

編集担当委員の九州大学 吉岡祥一助教授に深く感謝いたします。本研究は、科学技術振興調整費「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」のもとに行われたものである。

文 献

- 橋本 学, 1990, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (I): 本州・四国・九州, 地震 2, **43**, 13-26.
- Hatanaka, Y., M. Sawada, A. Horita and M. Kusaka, 2001, Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET-Part 1: Measurement of phase characteristics, Earth Planets Space, **53**, 13-21.
- Hirahara, K., Y. Ooi, M. Ando, Y. Hosoi, Y. Wada and T. Ohkura, 2003, Dense GPS Array observations across the Atotsugawa fault, central Japan, Geophys. Res. Lett., **30**(6), 8012, doi:10.1029/2002GL015035.
- Iio, Y. and Y. Kobayashi, 2002, A physical understanding of large intraplate earthquakes, Earth Planets Space, **54**, 1001-1004.
- Ikawa, T., T. Kawanaka, S. Kawasaki, A. Hasegawa, N. Umino, A. Nakamura, H. Ito, T. Iwasaki and H. Sato, 2001, Seismic reflection survey of the deep structure of Nagamachi-Rifu fault as inferred from seismic expeditions, the Proceedings of the International Symposium on Slip and Flow Processes in and Below the Seismogenic Region, 67-72.
- Imanishi, K., H. Ito, Y. Kuwahara, Y. Mamada, T. Yokokura, N. Kano, K. Yamaguchi, and A. Tanaka 2002, Deep structure of the Nagamachi-Rifu fault deduced from small aperture seismic array observations, **54**, 1033-1038.
- 石川典彦・橋本 学, 1999, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (II), 地震 2, **52**, 299-315.
- 伊藤久男, 2001, 陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化, 月刊地球, **23**, 299-305.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki, 1999, Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, Phys. Earth Planet. Inter., **115**, 17-34.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料一, 東京大学出版会, 437 pp.
- Matsu'ura, M. and Y. Hasegawa, 1987, A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints, Phys. Earth Planet. Inter., **47**, 179-187.
- Miura, S., T. Sato, K. Tachibana, Y. Satake and A. Hasegawa, 2002, Strain accumulation in and around Ou Backbone Range, northeastern Japan as observed by a dense GPS network, Earth Planets Space, **54**, 1071-1076.
- Miyazaki, S., T. Saito, M. Sasaki, Y. Hatanaka and Y. Iimura, 1997, Expansion of GSI's nationwide GPS

- array, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **43**, 23–34.
- Miyazaki, S. and K. Heki, 2001, Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305–4326.
- 中島淳一, 2002, 東北日本弧の地震波速度・異方性構造と温度及び流体分布, 東北大学博士論文, 146 pp.
- Nakamura, A., Y. Asano and A. Hasegawa, 2002, Estimation of deep fault geometry of the Nagamachi-Rifu fault from seismic array observations, *Earth Planets Space*, **54**, 1027–1031.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa and S. Miyazaki, 2000, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217–238.
- Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura and K. Tanaka, 2004, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995–2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, in press.
- Okada, T., N. Umino, Y. Ito, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and M. Kamiyama, 2001, Source Processes of 15 September 1998 *M*5.0 Sendai, Northeastern Japan, Earthquake and Its *M*3.8 Foreshock by Waveform Inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 1607–1618.
- 小川康雄・三品正明・本倉義守・高橋幸佑・S. Bulent Tank, 2003, 長町利府断層深部延長の比抵抗構造イメージング, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会 予稿集, S075–S014.
- Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu and M. Murakami, 2003, Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso Peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30** (6), 1283, doi: 10.1029/2002GL016665.
- Rogers, G. and H. Dragert, 2003, Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip, *Science*, **300**, 1942–1943.
- Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000, Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303–2322.
- Sagiya, T., T. Nishimura, Y. Iio and T. Tada, 2002, Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Earth Planets Space*, **54**, 1059–1063.
- Sato, H., T. Imaizumi, T. Yoshida, H. Ito and A. Hasegawa, 2002, Tectonic evolution and deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu Active Fault System, NE Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 1039–1043.
- 佐藤俊也・三浦 哲・立花健司・佐竹義美・長谷川 昭, 2002, 稠密 GPS 観測網により観測された東北奥羽脊梁山地の地殻変動, *地震* **2**, **55**, 181–191.
- Scholz, C., H., 1990, *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 439 pp., Cambridge University Press, New York.
- Smith, W. H. F. and P. Wessel, 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293–305.
- Tabei, T., M. Hashimoto, S. Miyazaki, K. Hirahara, F. Kimata, T. Matsushima, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hoso, F. Ohya and T. Kato, 2002, Sub-surface and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, *Earth Planets Space*, **54**, 1065–1070.
- Umino, N., T. Okada and A. Hasegawa, Foreshock and Aftershock Sequence of the 1998 *M*5.0 Sendai, Northeastern Japan, Earthquake and Its Implications for Earthquake Nucleation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2465–2477.
- Yabuki, T. and M. Matsu'ura, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363–375.
- 吉本和生・内田直希・佐藤春夫・大竹政和・平田 直・小原一成, 2000, 長町-利府断層（宮城県中部）近傍の微小地震活動, *地震* **2**, **52**, 407–416.
- Zhang, J., Y. Bock, H. Johnson, P. Fang, S. Williams, J. Genrich, S. Wdowinski and J. Behr, 1997, Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities, *J. Geophys. Res.*, **102**, 18035–18055.