

## 中部地方における GPS 変位速度場の深部定常すべり断層 によるモデル化と飛騨山脈の応力場

中川靖浩\*・川崎一朗・石崎泰男

富山大学理学部 \*現所属: ハヶ岳南麓天文台 (Yatsugatake South Base Observatory)

## A Model of Steady-state Faulting at Depths for GPS Surface Displacements and the Stress Field in the Hida Mountains in the Chubu District, Central Honshu, Japan

Yasuhiro Nakagawa\*, Ichiro Kawasaki and Yasuo Ishizaki

Toyama University, Toyama 930-8555, Japan

kawasaki@sci.toyama-u.ac.jp

### Abstract

Two significant tectonic features in the Chubu district, central Honshu, Japan, are the abrupt change of the GPS displacement pattern along the Niigata-Kobe tectonic line and the anomalous direction NW-SE of compressional stresses derived from earthquake mechanisms and crater alignments of Quaternary volcanos in the Hida mountains, being deviated from the average direction of WNW-ESE of the island arc scale. We attempt to model the GPS displacements consisting of two elements, the right-lateral relative movement at a rate of  $\sim 2$  cm/yr between the northeast and the southwest Japan blocks and a locking fault in the upper crust along the Niigata-Kobe tectonic line. Subtracting the block movements from the GPS displacements yields a new data set of surface displacements, for which we make a geodetic inversion to obtain a backslip model of a left-lateral normal fault with the strike direction  $N43^\circ E$ , the dip direction of  $-43^\circ$ , the rake angle of  $124^\circ$ , the depth of the lower edge of 20 km, and the slip rate of  $\sim 2.9$  cm/yr. Superposing the right-lateral block movements on the displacements produced by the backslip fault model recovers the original GPS displacements and a dislocation on the backslip fault becomes zero. The backslip fault turns to be the locking fault in this final situation. This model produces a compressional stress field with the direction NW-SE and a magnitude of  $\sim 10$  kPa/yr at a depth range of 0  $\sim$  10 km, which is qualitatively consistent with the anomalous compressional stress direction in the Hida mountains obtained by focal mechanisms. Based on the modeling, we propose the working hypothesis that the Niigata-Kobe tectonic line currently plays the role of the plate boundary between the Okhotsk (the northeast Japan) and the Amurian plates (southwest Japan blocks), instead of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line.

**Key words:** backslip model, geodetic inversion, GPS, Hida mountains, locking fault, Niigata-Kobe tectonic line

### 1. はじめに

安藤 (1979) は, 地震・活断層・火山などのデータから日本列島全体の最大水平圧縮応力軸の方向が大局的に

「西北西—東南東」(Fig. 1 の矢印  $\sigma_{Hmax}$ ) であることを示した。塚原・池田 (1991) は, 浅発地震 (深さ  $\leq 35$  km) の発震機構と原位置応力測定データから, 北陸・

岐阜・信越・北関東の地域の応力場を詳細に検討し、安藤(1979)と同様に、最大水平圧縮応力軸方位は「西北西—東南東」であることをしめた。

1998年8月、飛騨山脈上高地付近において大規模な群発地震が発生した。群発地震活動は、上高地付近の東西帯状の地域、穂高岳から槍ヶ岳にかけての南北帯状の地域、及び野口五郎岳付近の南北帯状の地域に発生し、震源の深さは2-5kmであった(和田・他, 1999)。Iwaoka *et al.* (1999) は、P波初動の押し引きを記録から読み、マグニチュードが2以上の地震約200の地震メカニズムを決定した。その結果、活動域全体に、北西—南東方向のP軸(Fig. 1の矢印P-axis)をもつ、南北走行と東西走行の断層面の横ずれ型地震が圧倒的に卓越することがわかった。このことは、群発地震域が発生した飛騨山脈脊梁部では、深さ2-5kmにおける最大圧縮応力軸方向が「北西—南東」であることを示している。1998年飛騨山脈群発地震以前の時期の地震メカニズムによる最大圧縮応力軸の方向(Mikumo *et al.*, 1988, 和田・伊藤, 1995)も同様である。

火口配列の方向や岩脈の走向は、次節で述べるように、飛騨山脈北部～中央部の立山、雲ノ平、鷲羽、焼岳では「北西—南東」、飛騨山脈南部の乗鞍岳、御嶽山では「南—北」である(Fig. 1の太バー)。火口の配列の方向や岩脈の走向は、一般に、その地域の最大圧縮応力軸の方位に一致する(中村, 1969)ので、飛騨山脈の北部～中央部と南部では最大水平圧縮応力軸の方位が異なっていると考えることができる。

上述の群発地震のメカニズムから得られた最大水平圧縮力方向「北西—南東」と、火口配列の方向や岩脈の走向から求められた最大水平圧縮応力軸の方向「北西—南東」/「北—南」は、安藤(1979)や塚原・池田(1991)が求めた日本列島規模の広域的応力場の最大水平圧縮力軸の方向「西北西—東南東」とは有意にずれている。

国土地理院が1994年から開始したGPS連続観測網GEONETによると、日本列島の地表変位速度場は、信濃川断層帯から跡津川断層、白山、琵琶湖西岸断層帯、有馬高槻構造線を通して淡路島に抜ける新潟—神戸構造線(多田・他, 1997)を境に突然変化するように見える。

本研究では、地球物理学的現象「GPS変位速度場の急変」と地質学的現象「飛騨山脈の応力場の広域的応力場からのずれ」を統一的に解釈できる可能性を追求したい。

## 2. 飛騨山脈の第四紀火山の火口配列

岩脈の走向は、一般に、その地域の地殻応力場の最大

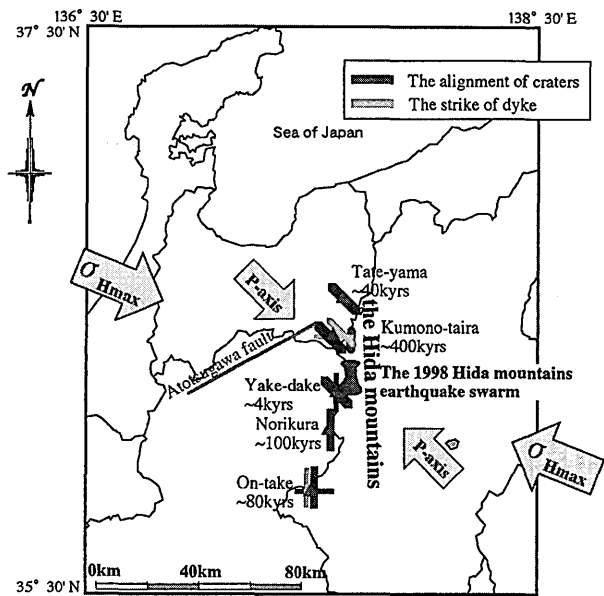


Fig. 1. Three elements of tectonic stresses in and around the Hida mountains, central Honshu, Japan. Element-1 is regional tectonic stresses ( $\sigma_{Hmax}$ ) of island arc scale from WNW-ESE. Element-2 is earthquake generating stress (P-axis) from NW-SE of the 1998 Hida mountains earthquake swarm. Element-3 is compressional stress direction NW-SE judged from crater alignment (solid bars) of Quaternary volcanos along the crest of the Hida mountains.

水平圧縮応力軸の方位に一致する(中村, 1969)。単成火山群、割れ目火口、火口列は、地下の岩脈の地表への表れと考えられ、その配列方向から地下の岩脈の走向を推定することが出来る。また、複成火山の集合体の配列もまた、その地域に働いている地殻応力場を反映している場合がある(高橋, 1994)。飛騨山脈では、御岳火山、乗鞍火山、焼岳火山、雲ノ平火山、立山火山が第四紀に活動しており、本研究では、これらの火山の火口の配列、岩脈の走向及び火山体の配列方向を既存の文献より調べ、航空写真観察で確認した。この結果は、Fig. 1上に太バーでプロットした。

飛騨山脈の中央部～北部に位置する立山、雲ノ平、鷲羽岳、焼岳では、北西—南東方向の火口配列が卓越する。立山火山の地獄谷周辺には、更新世末～完新世の水蒸気爆発によって生じた4列の爆裂火口群が北西—南東方向に並んでいる(小林, 1990)。焼岳の山頂部には、約2000年前に形成された溶岩ドームが分布している(原山, 1990)。この溶岩ドームを航空写真で観察すると、ほぼ北西—南東方向に配列した噴出中心から複数の溶岩ローブが流出している様子を確認できる。溶岩ドームの定置後には水蒸気爆発によってドーム上に多数の爆裂火口が形

成されたが、これらの爆裂火口も北西-南東方向に配列している(原山, 1990)。また、1915年6月6日の噴火では、山腹にはほぼ北西-南東方向の割れ目火口(大正火口)が形成された(原山, 1990)。雲ノ平と鷲羽火山には明瞭な火口配列は見られないものの、同火山北方の黒部川支流スゴ沢では東西走向の第四紀岩脈が確認されている(原山・他, 1991)。以上のことから、飛騨山脈北部~中央部の第四紀火山の地下には北西-南東方向(1例のみ東西方向)の岩脈が発達していると考えられる。この方向は、地震メカニズムから得られた最大水平圧縮応力軸の方向(Iwaoka *et al.*, 1999)とほぼ一致する。

一方、飛騨山脈南部の乗鞍火山と御岳火山は、南北に配列した小型の成層火山体からなる複合火山である(山田・小林, 1988; 中野・他, 1995)。1979年の御岳火山の噴火では、剣ヶ峰の南方に南北方向に配列した火口列が生じたが、そのさらに南側(一ノ池火口南方)には南北走向の岩脈の露出も見られる(山田・小林, 1988)。以上のことから、飛騨山脈南部の御岳及び乗鞍火山の地下には、飛騨山脈北部~中央部の第四紀火山とは異なり、南北方向の岩脈が発達していると言える。

### 3. GPS 変位速度場

本研究では、GPS 観測点ごとに下式のように経年変化と年周変化を組み込んだ最小二乗法によるフィッティングを行い、東西成分と南北成分の変位速度を求めた。

$$U(t) = a + b \times t + c \times \cos(\omega t) + d \times \sin(\omega t) \quad (1)$$

ただし、 $t$  は日数、 $U(t)$  は変位速度、 $\omega = 2\pi/365.25$ 、 $b$  は変位速度、 $c$  と  $d$  は年周変化の係数である。

Fig. 2 に、岐阜県荘川村(国土地理院のコード番号 950280、北緯 36.03 度、東経 136.96 度)を固定点として求めた、この地域の 63 観測点の水平成分の変位速度ベクトルを示す。よく知られているように(例えば、鷲谷・他(1999))、変位速度場のパターンは、新潟-神戸構造線を境にして急変する。静岡県では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う大きな変位速度が見られる。不思議なことに、今まで、オホーツクプレートとアムールプレートの境界と見なされてきた糸魚川-静岡構造線では変位速度場の急変は見られない。

なお、東日本ブロックと西日本ブロックがどのプレートに属するかは重要な問題であるが、ここでは、Seno *et al.* (1996) に従い、東日本ブロックはオホーツクプレート、西日本ブロックはアムールプレートとする。

### 4. バックスリップモデルによるモデル化

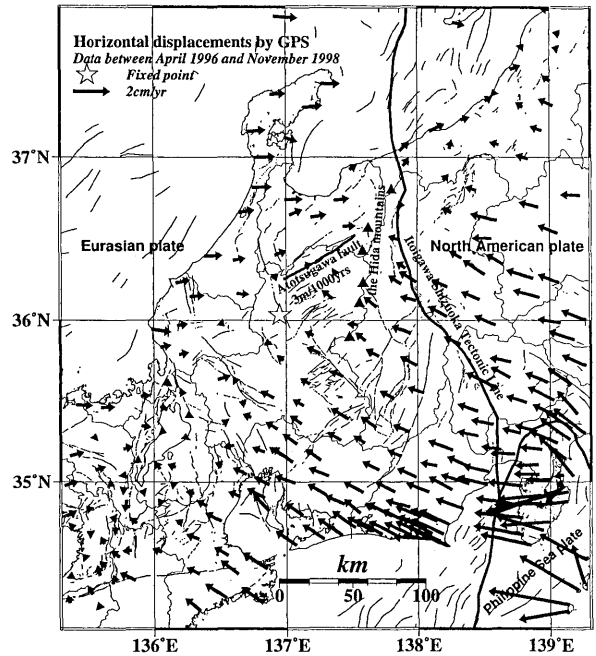


Fig. 2. Surface horizontal displacements from GPS data of GEONET for a period of 2.5 years from April 1996, to September 1998. Fixed point (☆) is Shokawa (36.03°N, 136.96°E), Gifu prefecture. The GPS displacement pattern shows an abrupt change along the Niigata-Kobe tectonic line running from Shinanogawa fault zone, the Atsugawa fault, Hakusan mountain, Biwa-lake west coast fault zone, and the Arima-Takatsuki tectonic line.

ここでは、Fig. 2 の GPS 変位速度場を、(成分-1) 東日本と西日本の定常的なブロック運動、(成分-2) ブロック境界部の上部地殻の固着断層、の二成分でモデル化する試みを行う。このモデル化は、Hashimoto and Jackson (1993) のバックスリップモデルと基本的に同じであるが、沈み込みプレート境界でのインバージョンの場合と異なり、固着断層の位置をも決定しなければいけないところに困難がある。ここでは、地域のテクトニクスと見合うモデル化を行い、それとの関連を議論したい。Fig. 2 の範囲より東方の信濃川断層帯や西方の琵琶湖西岸断層帯などの地域の問題は、別の機会に譲りたい。

モデル化の第1ステップとして、Fig. 2 の GPS 変位速度場から定常的なブロック運動をさしひいたブロックごとの変位速度場 (Fig. 3 に一例を示す) を求め、それを説明する断層モデル(つまりバックスリップ)をインバージョンによって求める。なお、Fig. 3 のような、GPS 変位速度から固定点の変位速度を差し引いた新しい変位速度場をバックスリップ変位速度場と呼ぶことにする。

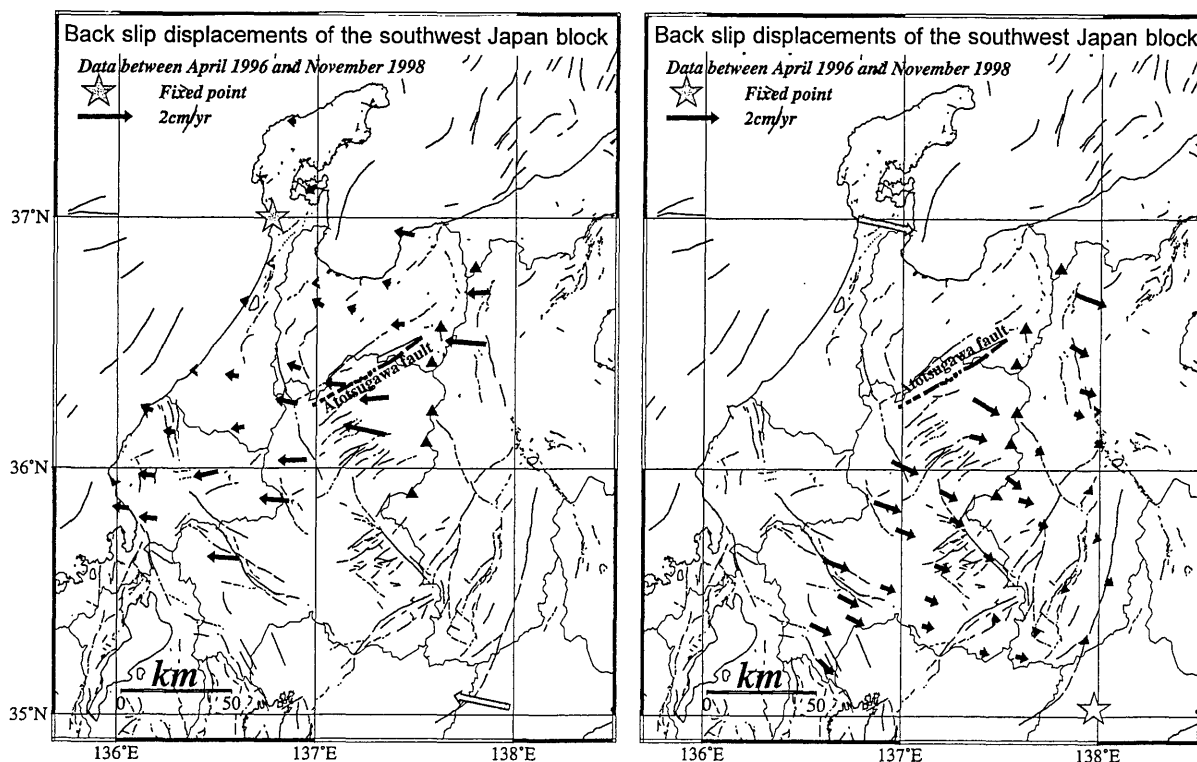


Fig. 3. Surface displacements obtained by subtracting the right-lateral relative movement between the northeast and the southwest Japan blocks from the GPS displacements in Fig. 2. This new data set of surface displacements is called the backslip-displacement field.

バックスリップ変位速度場を求るときに問題になるのは、定常的なブロック運動の大きさと方向、ブロック境界の位置が明確でない事である。

ここでは、それぞれのブロック内で、新潟—神戸構造線から遠い位置にあり、データに欠落が少ない観測点、静岡県春野町 (950295, 35.03 度, 東経 137.98 度) と石川県志賀町 (950254, 北緯 36.00 度, 東経 136.78 度) を東西日本ブロックの固定点として選び、第一次近似として、固定点の運動をブロック運動と見なすことにした。なお、東日本ブロックの固定点を選ぶときにはフィリピン海プレートの影響が小さいように考慮した。なお、固定点の選択に結果が左右されていないかをチェックするために、石川県輪島市 (940053), 長野県南信濃村 (950277) や岐阜県中津川市 (940061) などに固定点の組み合わせを変えたインバージョンも試みたが、大局は変わらなかった。

2 番目のステップとして、Fig. 4 に示すように、9 つのブロック境界を仮定し、それぞれの場合にバックスリップ変位速度場を求めた。その 9 組のバックスリップ変位速度場に対して、断層面の位置、断層面上端の深さ (0 km), 長さ、走向の 5 つのパラメーターは固定し、4 つのパラメーター、断層の幅、傾斜、すべり角、すべり量を

フリーとするインバージョンを行い、観測変位速度と予測変位速度との残差平方和 SQR を最小にするモデルを探した。上下変位速度の観測誤差は水平変位速度に比べて大きいので、重みを 1/5 とした。プログラムは、Matsu'ura and Hasegawa (1987) に基づき、Okada (1992) の静的変位の計算式を取り入れた鷺谷 (私信) のプログラムを用いた。

Fig. 4 の 9 つのケースのうち、G の場合に残差平方和 SQR が最小 ( $15 \text{ cm}^2/\text{yr}^2$ , 以下,  $\text{cm}^2/\text{yr}^2$  は省略) になる。自由度を  $\sim 500$  ( $63$  (観測点数)  $\times 2$  (成分数)  $\times 4$  (自由パラメーターの数) とすると 5% の検定基準で SQR 比が 1.2 以下なので、SQR が 16~18 の範囲にある E, F, H, I のモデルも許容範囲ということになる。

Fig. 4 の 9 つのケースについて、南下がりを初期モデルとするインバージョンも試み、SQR が最小  $\sim 23$  になるモデルが見いだされた。北下がりの G の場合の SQR 15 と比べて、今回のモデル化の枠内では、違いは統計的に有意であると言える。しかし、北下がりとな下がりの違いは、本来は、上下成分にこそ出るはずで、GPS の上下成分の誤差が大きい現状では北下がりの可能性を完全に否定するべきではないであろう。

Fig. 5 に、平方残差和が最も小さくなった最適モデル

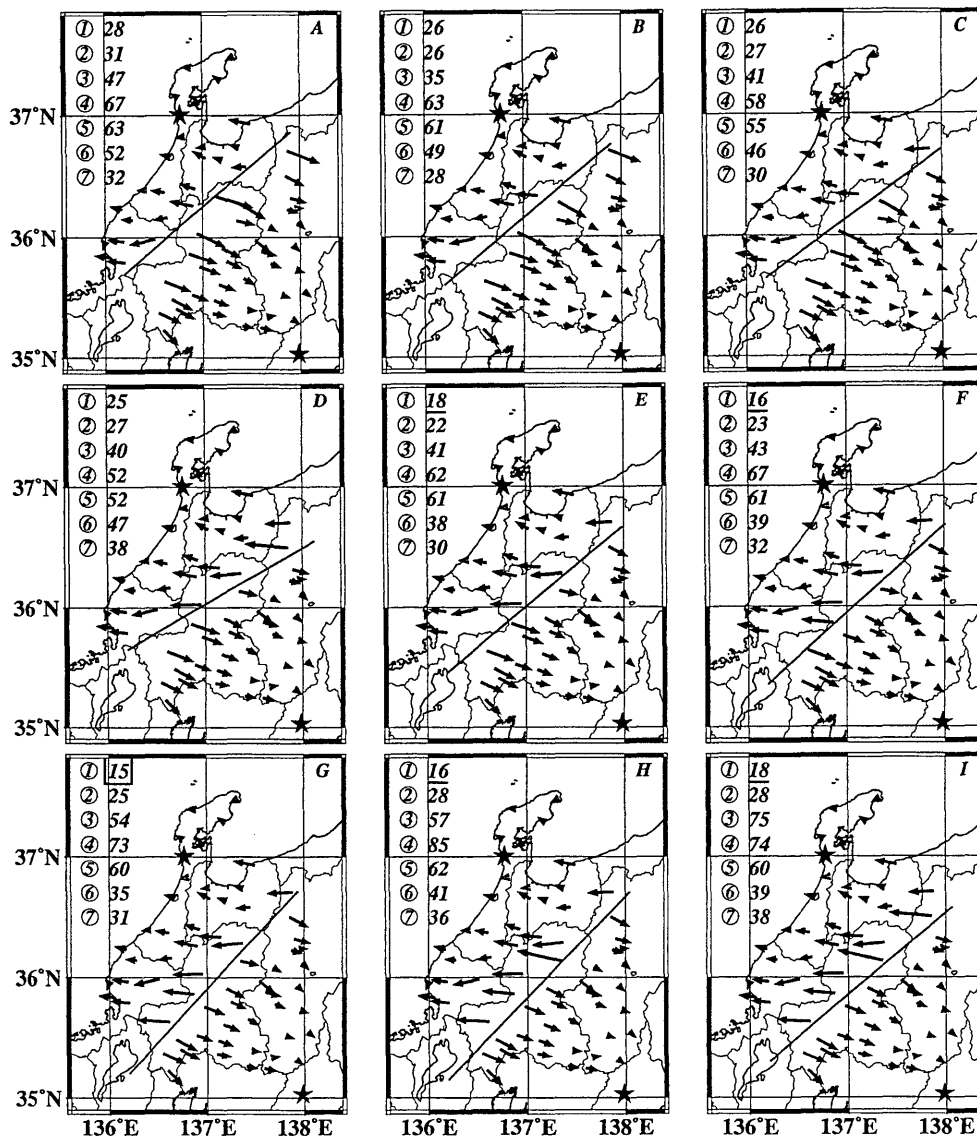


Fig. 4. Maps showing assumed block boundaries. In the respective cases, displacement rates are inverted to obtain fault width, dip angle, rake angle, and slip rate, while fault location, length, and strike direction are fixed as in figure. The shallower edge of the rectangular fault is assumed to be 0 km. ①~⑦ denote sum of squared residuals ( $10^{-2} \text{ cm}^2/\text{yr}^2$ ) obtained for starting values of ① a dip angle of  $135^\circ$  and a slip angle of  $60^\circ$ , ② a dip angle of  $120^\circ$  and a slip angle of  $40^\circ$ , ③ a dip angle of  $105^\circ$  and a slip angle of  $20^\circ$ , ④ a dip angle of  $90^\circ$  and a slip angle of  $0^\circ$ , ⑤ a dip angle of  $75^\circ$  and a slip angle of  $-20^\circ$ , ⑥ a dip angle of  $60^\circ$  and a slip angle of  $-40^\circ$ , ⑦ a dip angle of  $45^\circ$  and a slip angle of  $-60^\circ$ .

と、そのモデルからの予測変位速度（灰色矢印）と観測変位速度（実線矢印）との比較を示す。Fig. 5 (A) は水平変位速度、(B) は上下変位速度である。中央の長方形が最適断層の地表への射影、太線の辺が地表との交線である。断層パラメータは、走向  $N137^\circ W$ 、傾斜  $43^\circ$ （誤差  $8^\circ$ ）、すべり方向  $-66^\circ$  ( $17^\circ$ )、幅  $31 \text{ km}$  ( $30 \text{ km}$ )、すべり速度  $2.9 \text{ cm/yr}$  ( $0.0 \text{ cm/yr}$ ) の、左ずれ正断層である。これらの断層パラメータの定義は Aki and Richards (1980) による。

Fig. 5 を見ると分かるように水平変位速度のフィッ

ティングは大変良いが、断層の幅（下端の深さ）はよく決まらない。上下変位速度のフィッティングは悪いが、これは、インバージョンにおいて重みを  $1/5$  としたことによる。

この左ずれ正断層モデルが作り出す変位速度場に、ブロックごとに固定点の変位速度を加えると元の GPS 変位速度にもどり、断層面の相対変位速度は  $0 \text{ cm}$ 、つまり固着断層になる。その下方への延長面上では、ブロック運動を担う定常すべりが進行していることになる。

#### 5. バックスリップモデルが生み出す応力場

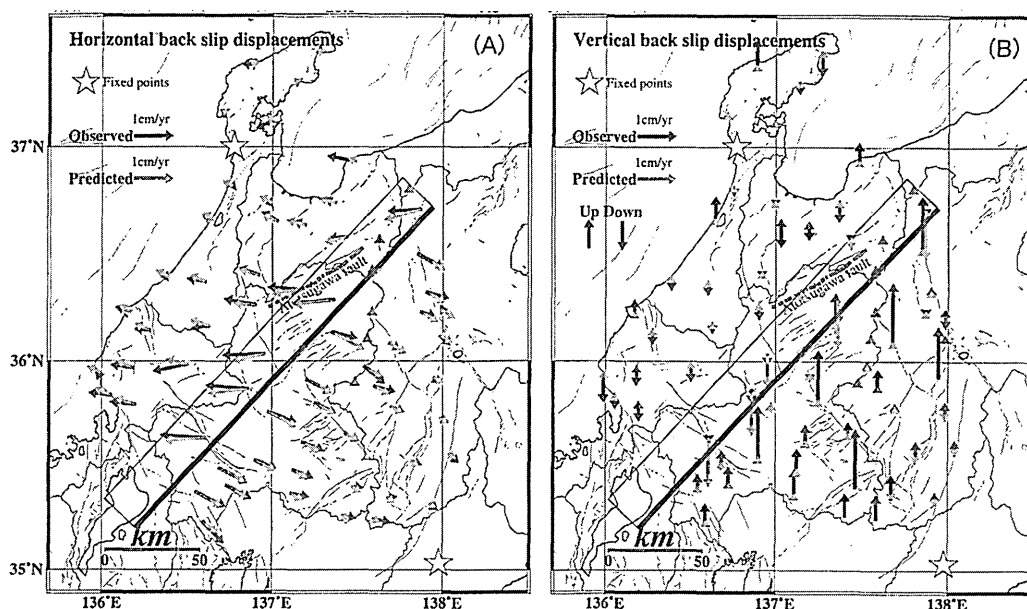


Fig. 5. Observed and predicted (A) horizontal and (B) vertical displacements. A rectangle denotes a horizontal projection of the fault plane of the optimal solution. Bold side-line indicates surface intersection of the fault plane. Fault width, dip angle, rake angle, and slip rate are  $\sim 31.8$  km,  $43^\circ$ ,  $66^\circ$  and  $2.9$  cm/yr, respectively.

Fig. 6 (A) は、前節で求めた断層パラメーターを用いて計算した、深さ 5 km における固着断層周辺の最大水平圧縮応力の大きさと方向の分布である。剛性率は  $3 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup> を仮定した。Fig. 6 (B) は、Iwaoka *et al.* (1999) が決めた 1998 年飛騨山脈群発地震の発震機構解である。

固着断層周辺の最大水平圧縮応力は、(a) 地表から深さ 10 km では北西—南北方向で 10 kPa/年のオーダー、(b) 深さ 30 km 付近では幅約 30 km にわたってほぼ南 10 kPa/年のオーダーの計算になる。

10 kPa/年が 1000 年ほど蓄積すると、日本列島の地殻応力の大きさ 10 MPa に匹敵するオーダーになる。Fig. 6 (B) の発震機構による最大水平圧縮応力軸の方向や、第四紀火山の火口配列の卓越方向や岩脈による北西—南東方向や北—南方向の最大水平圧縮応力場は、固着断層によって生み出される最大水平圧縮応力軸方向を反映しているのであろう。言い換えると、飛騨山脈とその周辺の数 10 km オーダーの狭い場所に複数の応力要素が存在するように見えたのは、深さによる最大圧縮応力の方向の違いを反映していたのであろう。

ただし、固着断層周辺の応力の計算値は、定常すべり断層の位置や断層パラメーターを多少変えると数倍のオーダーで変化するので、前段落の議論はあくまで概念的なものである。定量的なモデル化は将来の課題とし、ここでは、飛騨山脈とその周辺に見かけ上の複数の応力

要素が、この論文で提出したような深部定常すべりと固着断層の組み合わせで説明できる可能性を指摘しておくに止めたい。

残る問題は、乗鞍岳と御嶽山の「南—北」方向の最大水平圧縮応力軸方向である。深さ 30 km から 50 km では、このモデルが生み出す最大水平圧縮応力の方向は「南—北」となる。しかし、乗鞍岳や御嶽山のような空間的スケールの火山の根が深さ 50 km にあるとは考えにくい。乗鞍岳と御嶽山の「南—北」の最大水平圧縮応力軸方向が何をあらわしているかは、今後の課題としたい。

## 6. 作業仮説

東西ブロック間で  $2 \sim 3$  cm/yr に及ぶ高速の相対変位速度が進行していると、地表の地形に大きな影響を与えてもいいはずである。しかし、活断層による変位速度は、松田 (1966) や活断層研究会 (1991) によると、跡津川断層で  $\sim 3$  m/1000 年、牛首断層で  $\sim 3$  m/1000 年、茂住祐延断層で  $\sim 1$  m/1000 年、その他 B・C 級の活断層を合計しても到底 20 m/1000 年 (2 cm/yr) に達しない。

Steven *et al.* (1982) は、現代的な測地学的観測が始まって以来の日本列島の歪速度は活断層の変位速度などから見た日本列島の歪速度よりオーダー 1 つ大きいと指摘している。空間スケールは違うが、測地学的観測と活断層などの構造地質的知見に矛盾があるという意味では

Principal axis of stresses produced by our model.

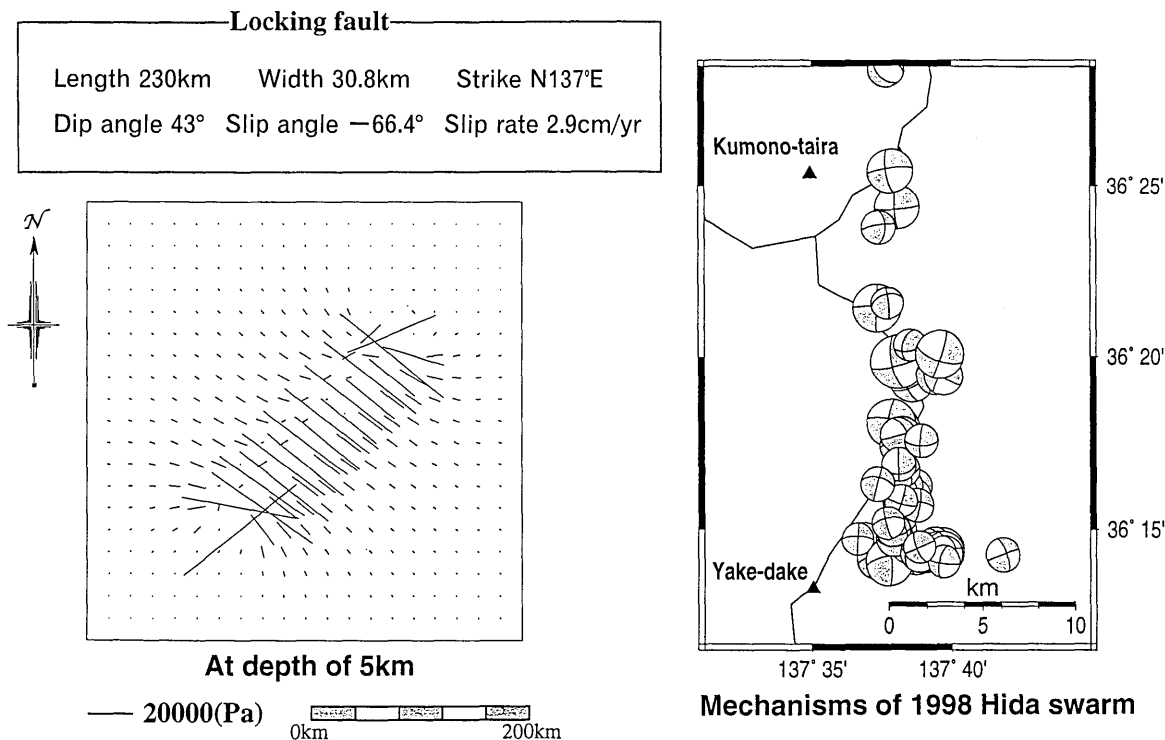


Fig. 6. (A) Distribution of the maximum horizontal stresses produced by the model proposed. (B) Fault plane solutions of  $M_{JMA}3$  class seismic events of the 1998 Hida swarm, reproduced from Iwaoka *et al.* (1999).

同じで興味深い。

しかし、飛騨山脈に限れば、5~10 km より長波長成分のみを取り出した長波長地形 (川崎・他, 1990) では、飛騨山脈と糸静線は大きく見ると~10 km ほど大きく右ずれに屈曲しているように見え、あくまで状況証拠にすぎないが、数万~数十万年オーダーでこの変位速度場のパターンが地形的に遡れると考えることも不可能ではない。

小林 (1983) と中村 (1983) が日本海東縁沈み込み帯説を提唱して以来、プレート境界の位置は多くの議論を呼んできた。この様なプレート境界並の高速で大規模な変位速度場が、プレート境界以外には想定しにくい。ここでは、本研究でもモデル化に基づき、「現在、新潟-神戸構造線が、数 10 km の幅で、プレート境界としての役割を果たしつつあり、下部地殻以深で年間 2~3 cm の定常すべりが進行している」という作業仮説を提唱したい。

Fig. 7 は、跡津川断層や飛騨山脈周辺とサンアンドレアス断層の同じ縮尺で比較である。サンフランシスコ周辺で、サンアンドレアス断層はハイワード断層などに枝分かれし、30 km ほどの幅で、約 3.5 cm/年の速度のプ

レート間相対運動を担っている。本研究で得られたモデルのブロック運動の変位速度は、オーダー的にはサンアンドレアス断層におけるプレート間相対運動に匹敵するといってもよいであろう。

### 7. 残された問題

ここで提出したモデルや作業仮説の当否を詳細に論ずるには多くの問題が残されている。たとえば、一枚の断層でモデル化したが、実際には、変位場急変帯の幅の広さから判断して、数 10 km の幅に複数の深部断層が分布していてもおかしくないが、現在の観測網の間隔では識別できない。また、このような長い時定数の広域変位速度場は下部地殻から上部マントルの粘性によって影響を受けるであろう。

このようなことを考慮して、今後に残された問題点を整理すると、主として次のようになるであろう。

- (1) 定常すべり断層面は、一枚の断層面なのか、数 10 km の幅広い断層帯なのか？
- (2) 上部地殻内のデタッチメントで説明できないか？
- (3) 定常すべり断層面は西下がりなのか、東下がり

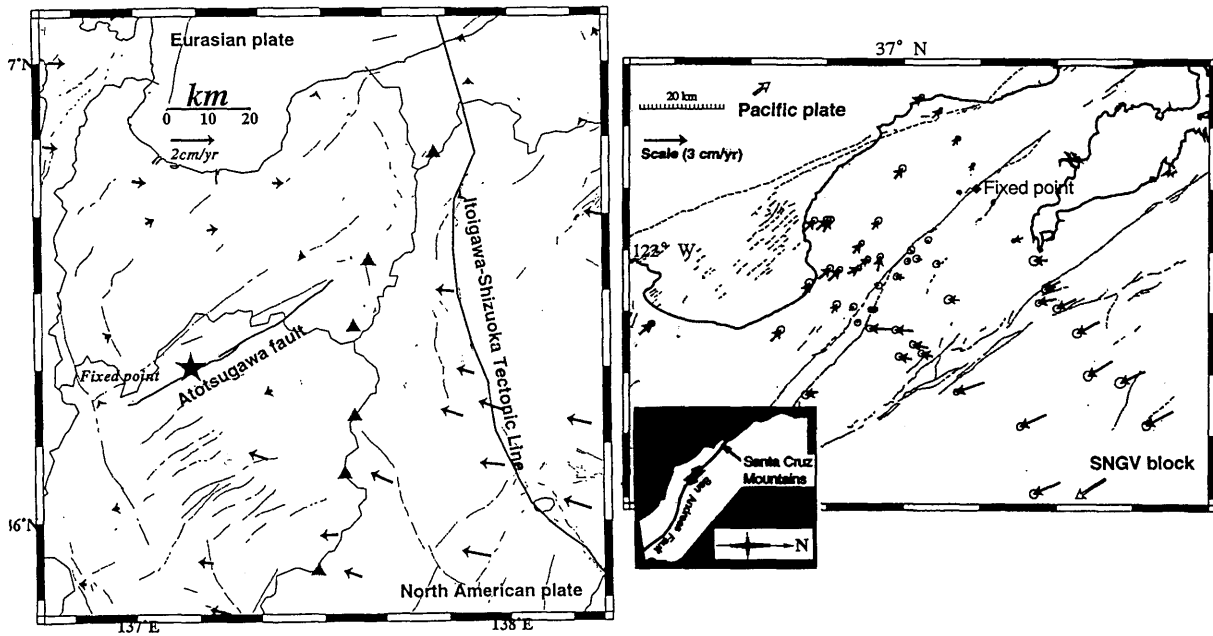


Fig. 7. Right: postseismic GPS displacement velocities for 1989-1994 and the San Andreas fault system in the California, USA. Modified from Burgmann *et al.* (1997) Left: regular displacement velocities from GPS for 1996-1998 and active faults in central Honshu, Japan. Two panels are drawn in the same scale.

なのか？

(4) 上部マントルにまで及んでいるのか？

(5) 下部地殻から上部マントルの粘性はどのように影響を与えているのか？

(4) 100年の時間スケールの現象なのか、数10万年の時間スケールの現象なのか？

## 8. まとめ

GPS変位速度場のインバージョンによって、新潟-神戸構造線のうち跡津川断層周辺の変位速度場は、大局的に、下部地殻-最上部マントルに位置する1枚の断層面の2~3cm/年の定常すべり断層によって説明できることが分かった。そして、それによって、飛騨山脈の最大水平圧縮応力軸方向の異常を説明できる可能性が開けたことは進歩というえるであろう。

しかし、前節の残された問題より深く踏み込もうとすると、既存のデータの範囲内では明確な結論は出せそうもない。データの蓄積と研究の発展を待ちたい。とくに、飛騨山脈最奥部のGPS上下成分が重要であろう。

## 謝辞

本研究を行うに際して、国土地理院にはGPS連続観測網で得られたGPSデータを使用させていただきました。国土地理院の鷲谷威博士から多くの助言と協力を得ました。山田晃子氏には、GPSデータの取得の助言を

していただいた。富山大学大学院理工学研究科の岩岡圭美氏（現株式会社写真測図研究所）には、空中写真による地形判読と文献調査において大きな協力を得ました。これらの方々にはここに記して感謝申し上げます。

## 参考文献

- Aki and Richards, 1980, Quantitative seismology theory and methods, Vol. 1, Freeman, San Francisco, USA.  
 安藤雅孝, 1979, 日本列島の最近50万年の応力場, 月刊地球, 1, 541-546.  
 Burgmann, R., P. Segall, M. Lisowski and J. Svarc, 1997, Postseismic strain following the 1989 Loma Prieta earthquake from GPS and leveling measurements, *J. Geophys. Res.*, 102, 4933-4955.  
 原山 智, 1990, 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 175.  
 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤啓生・滝沢文教, 1991, 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 190.  
 Hashimoto, M. and D.D. Jackson, 1993, Plate Tectonics and Crustal Deformation Around the Japanese Islands. *J. Geophys. Res.*, 98, 16149-16166.  
 飯尾能久, 1989, 西南日本・東北日本のプレート境界と福井地震, 月刊地球, 11, 109-119.  
 Iwaoka, Y., Y. Nakagawa, I. Kawasaki, H. Wada, K. Ito and S. Ohmi, 1999, Earthquake swarm in the Hida mountains, central Japan, and its relationship to geological structure, EOS, Transactions, American Geophysical Union, 80, F725.  
 活断層研究会, 1991, [新編] 日本の活断層一分布図と資料一, 東大出版会  
 川崎一朗・松原 勇・川畑新一・和田博夫・三雲 健, 1990,



- 跡津川断層—牛首断層系と長波長地形, 京都大学防災研究所年報, 33, B-1, 1-9.
- 小林武彦, 1990, 立山火山とその周辺の第四系, 日本地質学会第 97 年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, 1, 5, 9, 510-514.
- 松田時彦, 1966, 跡津川断層の横ずれ変位, 地震研究所彙報, 44, 1179-1212.
- Matsu'ura, M. and Hasegawa, 1987, A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 47, 179-187.
- Mikumo, T., H. Wada and M. Koizumi, 1988, Seismotectonics of the Hida region, central Honshu, Japan, *Tectonophysics*, 147, 95-119.
- 中村一明, 1969, 広域応力場を反映した火山体の構造, 火山, 14, 8-20.
- 中村一明, 1993, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, 58, 11-722.
- 中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和, 1995, 乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 139.
- 岡田篤正, 1986, 中部日本の活断層とプレート境界問題, 月刊地球, 8, 56-762.
- Okada, Y., 1992, Internal Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-space, *Bulletin of Seismological Society of America*, 82, 1018-1040.
- 鷺谷 威・宮崎真一・多田 堯, 1999, GPS 観測に基づく日本列島の歪速度場, 1999 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sk-006.
- Seno, T., T. Sakurai and S. Stein, 1996, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, 101, 11305-11315.
- Steven, G., Wesnousky and C.H. Scholz, 1982, Deformation of an island arc; rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and quaternary fault data, *J. Geophys. Res.*, 87, 6829-6852.
- 高橋正樹, 1994, 複成火山の構造と地殻応力場, 火山, 39, 207-218.
- 多田 堯・鷺谷 威・宮崎真一, 1997, GPS でみた変動する日本列島, 科学, 67, 12, 917-927.
- 塚原弘昭・池田隆司, 1991, 本州中央部の地殻応力方位分布—応力区とその成因—, 地質学雑誌, 97, 461-474.
- 和田博夫・伊藤 潔, 1995, 跡津川断層付近の地震活動, 京都大学防災研究所年報, 38, B-1, 235-250.
- 和田博夫・伊藤 潔・大見士朗・岩岡圭美・池田直人・北田和幸, 1999, 1998 年飛騨山脈群発地震, 京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 81-96.
- 山田直利・小林武彦, 1988, 御嶽山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136.

(Received October 2, 2000)

(Accepted January 26, 2001)