

富士山周辺の広域テクトニクス

—地殻変動データに基づく関東・東海地方の地殻ブロック運動—

西村卓也*・鷲谷 威**

Regional Tectonics around Mt. Fuji Volcano —Crustal Block Kinematics of the Kanto and Tokai regions induced from crustal deformation data—

Takuya NISHIMURA* and Takeshi SAGIYA**

We clarify the contemporary deformation observed by GPS and leveling for the Kanto, eastern Tokai, and the Izu islands region including Mt. Fuji, where the Izu-Ogasawara (Bonin) arc is subducting and colliding with the central part of the Japan arc. From these data, we develop a kinematic model in terms of fault sources with variable components of seismic and aseismic slip. The observed geodetic data are inverted to estimate the rotation poles of the crustal blocks, the degree of elastic strain accumulation on faults, and the volumetric inflation sources beneath volcanoes. The data are explained by four distinct crustal blocks: the Izu micro-plate, the Central Japan block, the Pacific plate, and the Philippine Sea plate. Along the Suruga and Sagami troughs lie strongly coupled faults, which include sites of the 1854 M=8.4 Tokai, 1923 M=7.9 Kanto, and 1703 M=8.2 Genroku Kanto earthquakes. In contrast, both the relative movement and the elastic strain accumulation is very low along the plate boundary north of the Izu peninsula around Mt. Fuji. The boundary between the Izu micro-plate and the Philippine Sea plate experiences left-lateral motion with the rate of 30 mm/yr east of the Izu peninsula. Most of this boundary is locked and thus has a large potential of future earthquakes. The Izu micro-plate is found to rotate rapidly clockwise at $10^\circ/\text{Myr}$, with a rotation pole relative to the Central Japan block located just north of its northern boundary.

Keyword: Crustal deformation, Izu Microplate, GPS, Leveling

1. はじめに

中部日本は、北米（あるいはオホーツク）プレート、アムール（あるいはユーラシア）プレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートの4つのプレートが相互作用する複雑なテクトニクス環境下にある。富士山の周辺でも地震・火山活動がさかめて活発であり、複雑なテクトニクスを反映しているものだと考えられる。相模湾や駿河湾では、フィリピン海プレートが中部日本の下に沈み込んでいるが、富士山周辺を含む伊豆半島の北部では、フィリピン海プレートが中部日本に衝突していると考えられている。これら複数のプレートの衝突や沈み込みに伴い、この地域周辺の地殻変動は大変複雑なパターンをしている。よって、この地域における富士山などの火山周辺の地殻変動を考える上では、火山性変動源によるものだけでなく、周囲のテクトニクスな要因による変動も合わせて考慮することが重要で

ある。

1993年以降、この地域のGPS連続観測網の整備が進み、関東地方あるいは東海地方の地殻変動とその変動源に関しては、数多くの研究が行われている。例えば、Sagiya(2004)は、小田原付近よりも東側のGPSによる1996–2000年のGPS速度データを用いて相模トラフから沈み込むフィリピン海プレート境界でのプレート間カップリングを推定した。また、Sagiya(1999)とOhta *et al.* (2004)は、富士山より西側のGPS速度データを用いて駿河トラフから沈み込むプレート境界でのプレート間カップリングを推定している。また、Heki and Miyazaki (2001)は、GPSによって観測されている地殻変動場から、プレート境界での相互作用に伴う弾性変形を除去して、長期的なプレート運動に伴う変形を抽出し、糸魚川–静岡構造線南部を挟んだ顕著な変形はなく、関東地方から東海地方にかけては、一体の

*〒305-0811 茨城県つくば市北郷1番
国土地理院地理地殻活動研究センター
Geographical Survey Institute, Geography and Crustal Dynamics Research Center, Kitasato 1, Tsukuba, Ibaraki
305-0811, Japan

**〒464-8602 愛知県名古屋市中種区不老町
名古屋大学大学院環境学研究所
Nagoya University, Graduate School of Environmental Studies, Furouchou, Chigusa-ku, Nagoya, Aichi 464-8602, Japan

プレート運動をしていることを見つけた。一方, Mazzotti *et al.* (1999, 2001)は, GPS, 地震のP軸分布および地形・地質学的データから伊豆半島周辺の変動を検討し, 伊豆半島から銭洲にいたる地域が, 周囲の地塊とは独立の剛体回転運動をしていると提唱している。しかし, プレート間カップリングを原因とする弾性変形と剛体的なプレート運動の両者を考慮して, この地域の地殻変動を包括的に説明した研究はほとんど行われていない。両者を考慮した例として, Hashimoto *et al.* (2000)は, 1996年から1999年までのGPSデータを用いて, 北海道から九州までの地殻ブロック運動とブロック境界でのカップリングを推定し, 伊豆半島がフィリピン海プレートおよび中部日本とは, 独立の地殻ブロックとして運動しているというMazzottiらと同様の指摘を行っている。しかし, Hashimoto *et al.* のモデルは日本全体を対象としたもので, 地域的な詳細検討には適さない。

本稿では, まず, 最近のGPS観測と水準測量の結果明らかになった富士山を含む関東地方から東海地方の東部, 伊豆諸島の地殻変動場を示す。次に, 現在の地殻変動場を説明するために, この地域の地殻ブロック運動, ブロック間相互作用, 火山性変動源を考慮したブロック断層モデルによるモデル化を行い, この地域のテクトニクスを議論す

る。なお, 断層の位置, 形状がわずかに異なるがブロック断層モデルの解析に関しては別論文 (Nishimura *et al.*, 2007) に詳しく述べる。

2. 関東・東海地方の地殻変動速度場

2-1 GPS データ

国土地理院では, 1993年度から南関東・東海地方においてGPS連続観測網の整備を開始し, 現在では全国で約1,200点のGPS連続観測網 (GEONET) を管理している。これらの観測点のデータは, Bernese 4.2を用いて基線解析され, ITRF (International Terrestrial Reference Frame) 2000座標系に準拠した日々の座標値が得られている (測地観測センター, 2004)。この日々の座標値は, 国土地理院ホームページ (<http://terras.gsi.go.jp/ja/index.html>) でも公開されている。

安定した地殻変動場を推定するためには, なるべく長期間のデータを使うことが好ましいが, この地域では, 数多くの地震, 火山活動による突発的な地殻変動があったことがわかっている。特に2000年6月から始まった三宅島噴火と三宅島・神津島近海のダイク貫入イベントは, この地域全体に大きな変動を及ぼした (Nishimura *et al.*, 2001)。

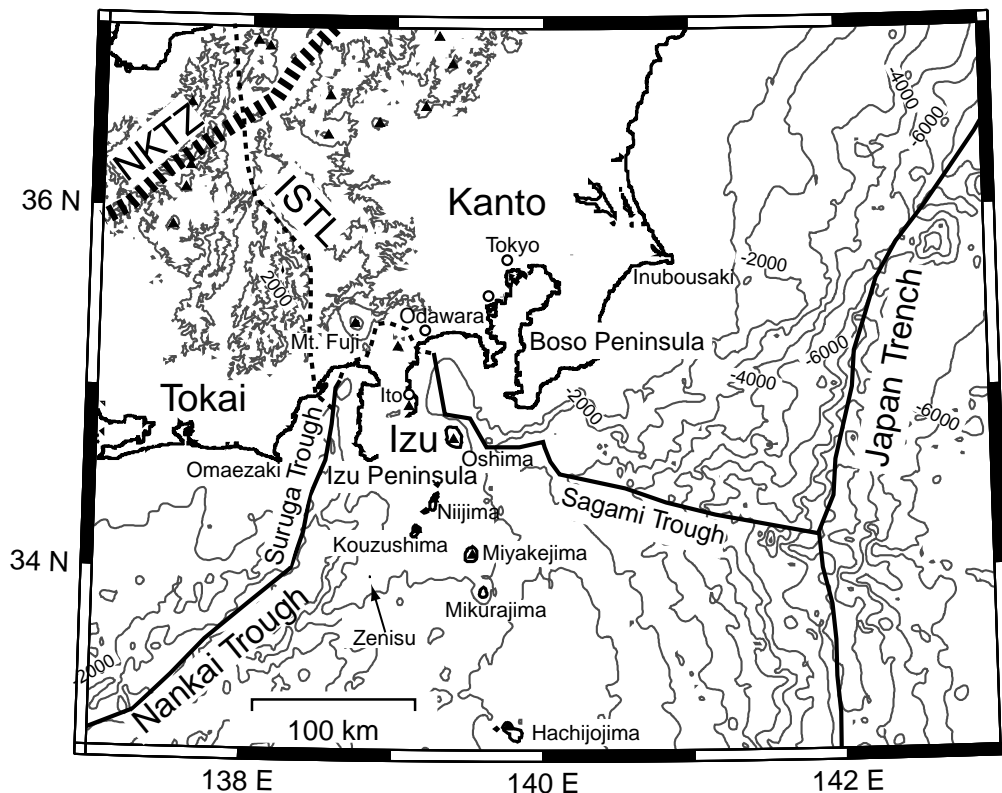
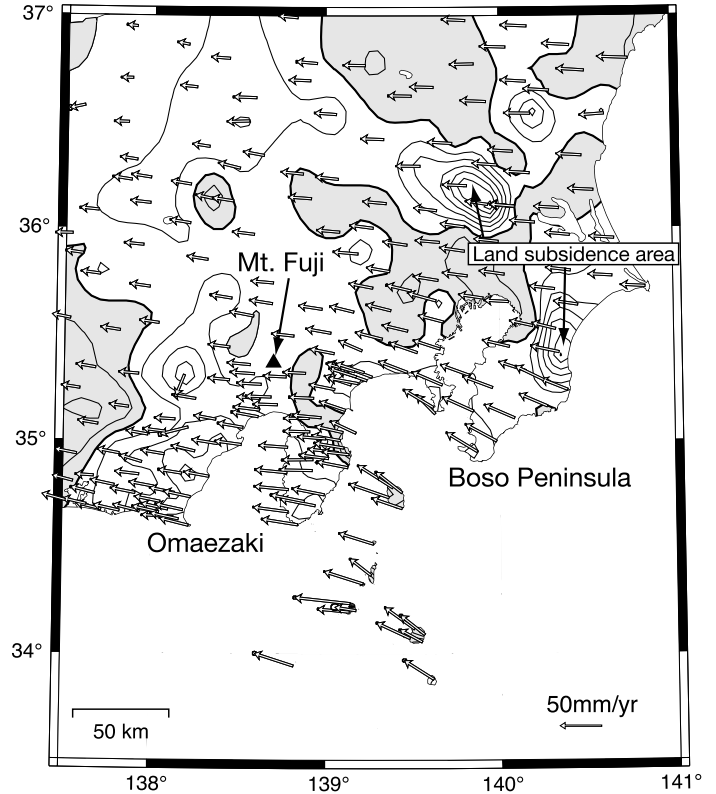


図1 富士山周辺の広域地形図。等高 (深) 線間隔は1,000 m。黒三角と白丸は, それぞれ気象庁指定の108火山の位置と都市を表す。ISTLは糸魚川—静岡構造線。NKTZは新潟—神戸構造帯 [Sagiya *et al.*, 2000] を示す。

Fig.1. Topographic and bathymetric map of the Kanto region and its vicinity. Solid triangles and open circles indicate active volcanoes that have erupted within 10,000 years, and major cities, respectively. The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) is a geological boundary between eastern and western Japan. The Niigata-Kobe Tectonic Zone (NKTZ) is a kinematic boundary between eastern and western Japan, induced from geodetic data including GPS [Sagiya *et al.*, 2000]. The contour interval is 1,000 m.

図2 GPS連続観測(GEONET)点における1996-2000年の水平・上下速度. インバージョン解析では用いていない観測点も表示している. 矢印は, ユーラシアプレートを基準とした水平速度を表す. 等値線は, 間隔が2mm/年で観測点での速度から内挿した上下変動速度をITRF 2000座標系で示したものである. 灰色は隆起領域を示し, 太い等値線が変動速度0を表す.

Fig. 2. Horizontal and vertical velocity observed at GPS (GEONET) stations during 1996-2000. The velocity is plotted at all stations including stations not used in the inversion analysis. Arrows are horizontal velocities in the Eurasian reference frame. Interpolated vertical velocities are plotted by contour lines in ITRF 2000. Gray regions are uplifted. The contour interval is 2 mm, and the thick contour corresponds to zero change.



また, 東海地方では, 2001年から2005年にかけて, 浜名湖周辺のフィリピン海プレート上面における非地震性のスロースリップに伴う地殻変動が観測されている (Ozawa *et al.*, 2002). そこで, これら地震等のイベントが比較的少ない期間として, 1996年4月から2000年5月までのデータを用いて, 速度, 年周, 半年周成分を同時に推定し, 各観測点での速度ベクトルを推定した. なお, 1997年3月と1998年4-5月には, 伊豆半島東方沖で群発地震活動が発生し, 有意な地殻変動が観測されているが(西村, 2002), 速度ベクトル推定の際にステップ関数を仮定して, これらのイベントによる速度ベクトルへの影響を除去した. 得られた速度ベクトルは, GEONETが準拠しているITRF 2000座標系で記述されているので, ITRF 2000とユーラシアプレート基準系のオイラーベクトル (Altamini *et al.*, 2002)を用いてユーラシアプレートを基準とした速度ベクトルに変換した. また, 伊豆半島周辺の地殻変動を詳細に検討するために, GEONET点に加えて, 神津島の南西沖に位置する銭洲の速度ベクトル (田部井・他, 1999)も使用した.

Fig. 2は, ユーラシアプレートに対する関東・東海地方の地殻変動速度を示したものである. なお, 上下成分は, ITRF 2000座標系を規準とし, GPS観測点での速度を補間して, コンターで表示している. 水平ベクトルを見ると, 全体的に西向きのベクトルが目立つ. これは, この地域が北米あるいはオホーツクプレート上において, ユーラシアプレートに対して西向きの速度を持つことを表している. 伊豆諸島のベクトルは, 主にフィリピン海プレートの北西向きの速度を表しているが, それぞれの島や島内において

もベクトルが複雑なパターンを示しており, 局所的な火山性の変動原があることを示唆する. また, 上下変動速度を見ると, 御前崎や房総半島, 三浦半島の先端部で沈降が見られており, フィリピン海プレートの沈み込み境界が固着していることによる上盤側地塊の引きずり込みを示唆する. なお, 埼玉県東部と千葉県九十九里地方に見られる顕著な沈降は, 地下水の汲み上げによる地盤沈下の影響である. なお, 富士山の周辺では, 顕著な地殻変動は見られない.

いくつかの観測点では, 周辺と大きくベクトルの方向が違う観測点も見受けられ, 地滑りや観測点固有の局所的な変形によるものと考えられる. 井潤・石橋 (2003)は, GEONETデータを用いた歪速度解析から, 周囲と調和的でない異常観測点を抽出している. ブロック断層モデルの解析では, 井潤・石橋 (2003)の異常観測点に加えて, 地盤沈下地域のデータも基本的には用いないこととする.

2-2 水準測量データ

関東・東海地方では, 地殻変動や地盤沈下の監視を目的として, 繰り返し水準測量が行われている. 本研究では, 国土地理院と千葉県によって行われた1等 (1級) 水準測量結果を用いた. 水準路線での上下変動速度を計算したのは, Fig. 3に示した水準路線である. 関東・東海地方の太平洋側の路線が中心であるが, 伊豆大島と三宅島を周回する路線も含まれている. これらの路線では, 1995年から2000年の間に2回以上の測量が行われており, 観測された変位量を, 測量の間隔で割ることによって, 上下変位速度を計算した. 測量の間隔は, 2.33年から5.12年である.

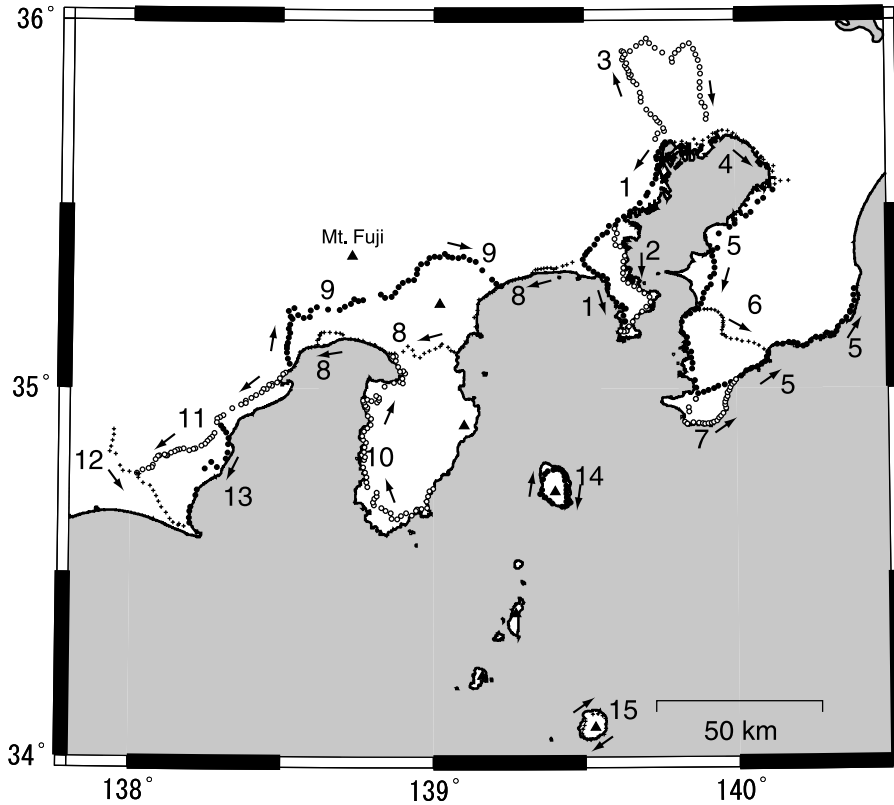


図3 本研究で用いた水準路線図。白丸、黒丸、十字はモデル解析で用いた水準点であり、数字は路線番号を表す。矢印は、図4で示した変動図の横軸（距離）の方向を示す。

Fig. 3. Leveling routes used in this study. Circles and crosses with route numbers indicate leveling benchmarks used in the inversion analysis. Arrows show a direction of the leveling route whose deformation rate is plotted in Fig. 4.

なお、ここに示した路線以外にも、測量の行われている路線は存在するが、地盤沈下の影響（千葉県九十九里地方など）や群発地震活動の影響（伊豆半島の東岸）が大きいため、解析からは除外した。水準測量の原データには、局所的な沈降・隆起を示す水準点や通常の1等水準点間隔（2 km）よりも極端に短い間隔で設置された水準点でのデータが含まれている。これらのデータをそのまま用いると、ある地点のデータに大きく依存した解析結果が得られてしまうおそれがある。そこで、これらのデータを試行錯誤的に除去し、Fig. 4に示した605鎖部の上下変位速度をブロック断層モデル解析で使用した。Fig. 4では、図示のために各路線の端点に対する累積的な変動速度を示しているが、モデル解析でデータとして用いたものは、隣り合う水準点間（鎖部）毎の相対的な変動量である。

Fig. 4を見ると、Route 3の50 kmや100 km、Route 4の25 km付近などに見られる沈降は、人口密集地域に位置しており周辺に活断層も存在しないことから、地下水汲み上げ等による地盤沈下を示していると考えられる。一方で、御前崎（Route 12）や三浦半島（Route 1と2）、房総半島（Route 5）では、岬の先端周辺での沈降を示しており、GPSの結果（Fig. 2）とも調和的である。また、伊豆大島（Route 14）と三宅島（Route 15）は、大きな上下変動速度を示しており、火山性の力源によるものと考えられる。

3. ブロック断層モデル

本研究では、GPSと水準測量によって観測された地殻変動のモデル化の手法として、ブロック断層モデル（例えば、Matsu'ura *et al.*, 1986; Hashimoto and Jackson, 1993）を用いた。ブロック断層モデルでは、地表の地殻変動をブロックの剛体運動とブロック境界の相互作用による弾性変形の和で表す。本研究では、剛体運動成分は、球面上の剛体運動を仮定し、オイラー極のまわりの回転運動としてパラメータ化する。各観測点での剛体運動成分は、水平方向の運動となり、上下変動は起こらない。よって上下変動は、そのまま弾性変形を表していることになる。本研究でGPSに加えて水準測量による上下変動を用いる1つの理由は、上下変動データを多く用いて、剛体運動成分と弾性変形成分の分離を容易にすることにある。

弾性変形は、ブロック境界の断層が固着していることによって生じるものと考え、固着の影響をブロック間相対運動と逆向きの仮想的なすべりで表すこととする（Savage and Burford, 1973）。この逆向きのすべりは、沈み込み帯の地殻変動解析ではバックスリップと呼ばれる（Savage, 1983）ものであり、横ずれ断層などに適用する場合を含めて一般的に「すべり欠損」と呼ばれている。すべり欠損は、断層の長期的な相対運動速度に対して、断層間の固

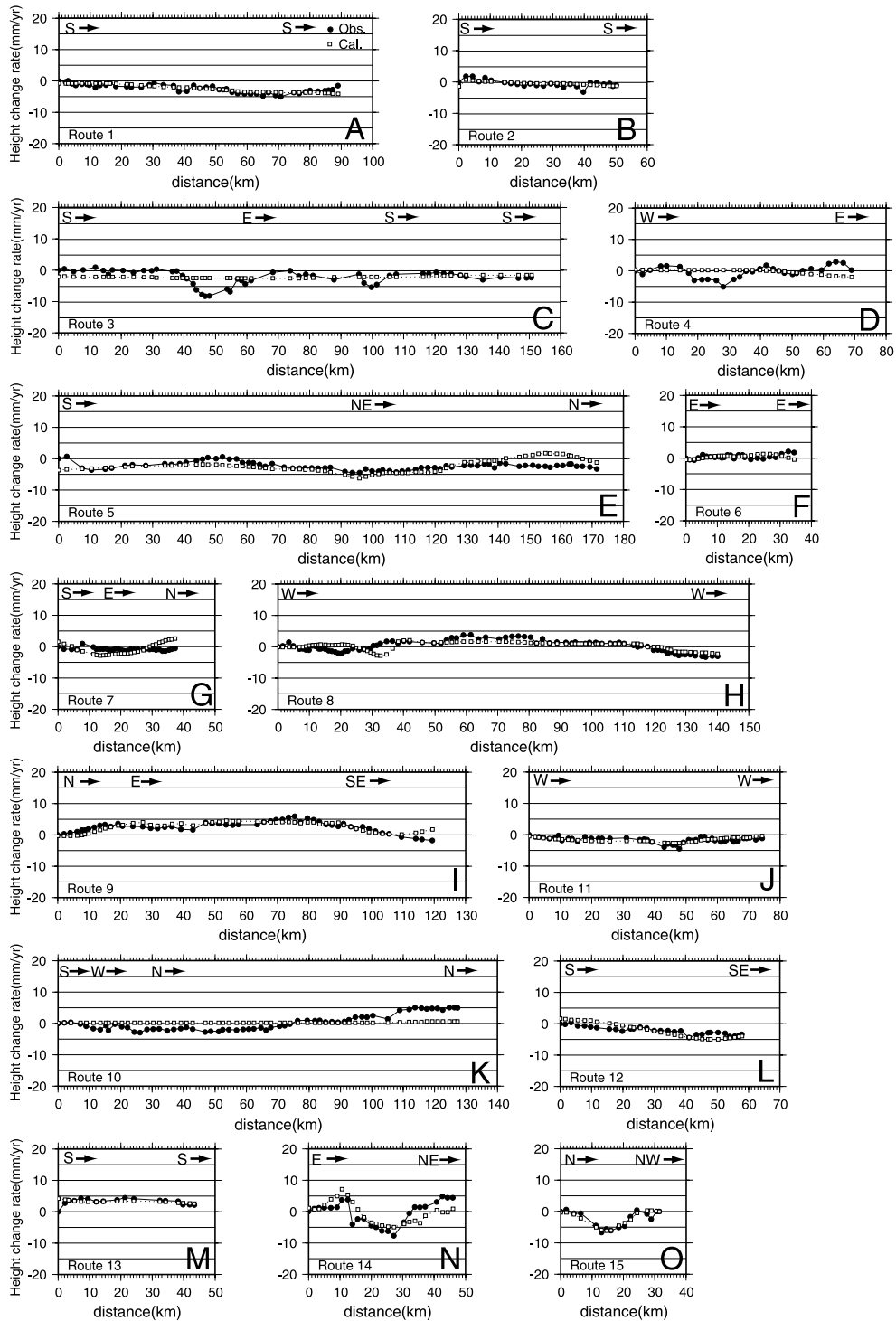


図4 水準点における上下変動速度の計算値と観測値。水準路線の位置は図3に示す。黒丸は、一番左の水準点に対する相対的な上下変動速度の観測値を表す。白四角は、計算値を表し、観測値と比較しやすいように全体に一定の値を加えている。図中のW(西)などは、水準路線のおおまかな方向を示す。

Fig. 4. Observed and calculated vertical velocities at leveling benchmarks. Locations of the leveling route are plotted in Fig. 3. Solid circles are observed velocities relative to the first (left) benchmarks. Open squares are calculated velocities with optimal offset to minimize the sum of difference from the observed data. The approximate route direction is shown at the top of each figure.

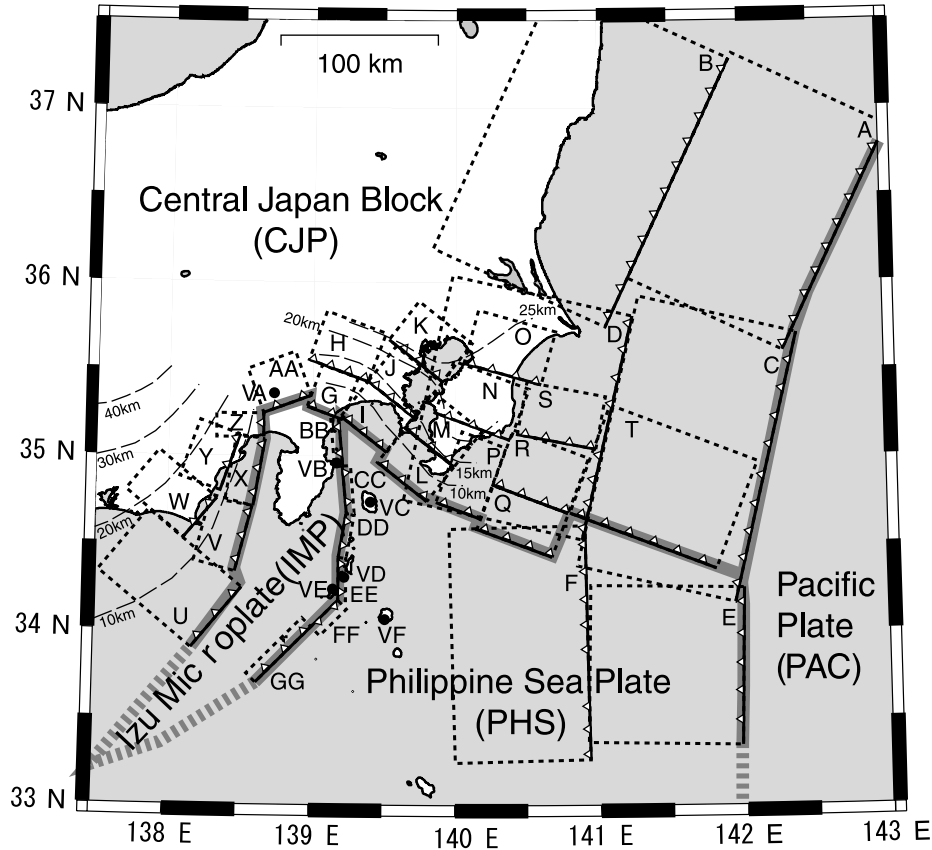


図5 本研究で用いた地殻ブロック分割と境界矩形断層の位置。灰色の太線は、地殻ブロックの地表での境界位置を示す。点線で示した長方形は、境界矩形断層を表す。白三角付きの実線は、矩形断層の浅い方の辺を示す。黒丸は、火山性点膨張源（茂木モデル）を表す。伊豆半島の西と東の細い破線は、それぞれ Ishida (1992) と Sato *et al.* (2005) によるフィリピン海プレート上面の等深線である。

Fig.5. Block division and rectangular fault model used in this study. Bold gray lines indicate boundaries of the crustal blocks on surface. Dashed rectangles indicate rectangular faults with a solid line indicating a fault upper edge. Solid circles indicate volcanic point inflation (Mogi) sources. Thin broken lines west and east of Izu Peninsula represent isodepth of the subducting Philippine Sea plate proposed by Ishida (1992) and Sato *et al.* (2005), respectively.

着により現在のすべり速度（クリープ速度）がどれだけ遅くなっているかを表す量である。この欠損は、将来的には地震等によって解消されると考えられる。本研究では、ブロックの境界断層は、矩形断層で表現した。また、すべり欠損のすべり角は、ブロック間相対運動方向の正反対とすることによって、すべり欠損速度のみを推定するパラメータとした。また、この地域には、富士山に代表されるように多くの火山が存在し、GPSと水準測量によって観測された地殻変動にも、火山性力源によると考えられるものが含まれている。そこで、いくつかの火山近傍に、火山性力源として茂木モデル (Mogi, 1958) を仮定した。すべりと茂木モデルによる地表面での弾性変形は、半無限弾性体を仮定した Okada (1985) の手法によって計算した。

本研究のブロック断層モデルでは、剛体運動を表すオイラーベクトルと、弾性変形を表す断層でのすべり欠損速度、茂木モデルの位置および体積変化速度がインヴァージョンで推定するパラメータとなる。これらのパラメータは、先験情報としてパラメータの初期値から大きく離れないとい

う拘束を用いた非線形インヴァージョン手法 (Matsu'ura and Hasegawa, 1987) を用いて推定した。先験情報を用いないと、沖合に位置する断層のすべり欠損速度が、非現実的な値になってしまう場合があり、沖合の断層には、強めの拘束をかけている。パラメータの初期値は、駿河トラフや相模トラフのカップリングに関する先行研究 (Sagiya, 1999; Ohta, 2004; Sagiya, 2004) や、オイラーベクトルに関する先行研究 (Mazzotti *et al.*, 1999, 2001; Altamini *et al.*, 2002; Sella *et al.*, 2002) の結果を参考にした。

本研究では、解析領域を4つのブロックに分割した (Fig.5)。太平洋プレート (PAC) は日本海溝から、フィリピン海プレート (PHS) は相模トラフから沈み込むと仮定する。関東・東海地方は、1つのブロックと仮定し、中部日本ブロック (CJP) と呼ぶことにする。このブロックは、糸魚川-静岡構造線 (Fig.1 の ISTL) によって、東西に分割することも考えられるが、最近の GPS 観測結果によると、東北日本と西南日本の境界として新潟-神戸構造帯が提唱されており、糸魚川-静岡構造線南部では顕著な変

表1 火山性点膨張源のパラメータ。

Table 1. Parameters of volcanic point inflation sources.

Code	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Volume change rate ($10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$)	Volcano Name
VA	35.360	138.730	15.0	4.75±0.26	Mt. Fuji
VB	34.969	139.158	10.0	4.03±0.17	Eastern Izu
VC	34.743	139.405	4.0	1.64±0.05	Oshima
VD	34.308	139.230	5.5	8.18±0.30	Niijima
VE	34.237	139.150	1.4	0.47±0.06	Kouzushima
VF	34.064	139.513	9.5	6.70±0.25	Miyakejima

Bold numbers represent parameters fixed values in inversion.

太字は、インバージョン解析で固定したパラメータ。

動は見られないため (Sagiya, 2000; Heki and Miyazaki, 2001), 1つのブロックとして考えることにした。伊豆半島は、伊豆ー小笠原弧の最北部に位置し、もともとフィリピン海プレート上にあつて、200万年前に本州と衝突を開始したが、現在の測地観測結果を説明するためには、独立のマイクロプレートと考えたほうがよい(例えば, Hashimoto and Jackson, 1993; Hashimoto *et al.*, 2000; Mazzotti *et al.*, 1999, 2001; Sagiya, 1999; Heki and Miyazaki, 2001)。そこで、本研究では伊豆マイクロプレート (IMP) として、周囲と独立のブロックであると仮定した。この伊豆マイクロプレートの東側境界は、伊豆大島と伊豆半島の間をほぼ南北に通じ、新島と神津島の間を抜け、神津島の南側から南西に向かうように仮定した。伊豆半島東方沖では、境界の位置は西相模湾断裂 (Ishibashi, 2004) や微小地震活動に一致させるように仮定しているが、新島・神津島の周辺では微小地震が広がって分布しており、Mazzotti *et al.* (1999, 2001) と Heki and Miyazaki (2001) による境界の位置も異なっている。本研究では、数種類の境界を仮定して試行錯誤した結果、最も残差が少なくなった神津島と新島の間を通る境界を採用した。伊豆マイクロプレートの南側境界 (Fig. 5 の GG と U より南西側) は、周囲に地殻変動の観測点がないため、本研究では決めることができなかった。また、北側の境界は、駿河トラフから富士川河口断層帯を通り、富士山の南麓を通るように仮定した。富士山の南麓には、プレート境界の候補となるような明瞭な活断層は存在しないため、富士川河口断層帯から神縄断層帯の間の直線的な境界を仮定している。太平洋プレートと駿河トラフの沈み込み境界の形状は、Ishida (1992) のモデルを矩形断層で近似し、プレート相模トラフから沈み込むプレート境界断層の形状は、反射法地震探査 (Sato *et al.*, 2005) や微小地震活動 (Toda *et al.*, 2005) による推定結果に加えて、1923年関東地震の地震断層モデルを参考にした。すべり欠損を与える断層の深さの範囲は、断層が固着している深さの範囲を表すが、Sagiya (1999, 2004) の推定結果を参考にして、日本海溝沿いでは、10ー85 km、駿

河トラフでは2ー20 km、相模トラフでは3ー40 km、伊豆マイクロプレート東縁の断層では、1ー15 km と仮定した。

茂木モデルを仮定した火山は、富士山、伊豆東部火山群、大島、新島、神津島、三宅島の6火山である。これらの火山では、解析期間である1996ー2000年に球状マグマだまりに一定の速度でマグマが蓄積していると仮定する。各火山の茂木モデルの水平位置および深さは、先行研究の結果 (Tada and Hashimoto, 1991; 国土地理院, 2002 b; 西村・他, 2002; Kimata *et al.*, 2000; 名古屋大学大学院理学研究科, 1999) をパラメータの初期値として、拘束の強さは火山毎に変えた。富士山に関しては、最近の地殻変動データに基づく変動源モデルが存在しないため、茂木モデルの位置は山頂直下の深さ15 kmに固定した。深さ15 kmは、2000ー2001年に活発化した深部低周波地震の下限付近にあたる (Nakamichi *et al.*, 2004)。茂木モデルのパラメータは、Table 1にまとめた。

4. インヴァージョンの結果

インヴァージョンに用いた観測データ数は、GPSデータに関するものが524、水準測量に関するものが606である。また推定したパラメータは、すべり欠損速度が29、茂木モデルに関するものが16、オイラーベクトルに関するものが9、GPSと水準データの固定点に関するものが3となった。なお、太平洋プレート上には観測点がないので、オイラーベクトルは、ITRF 2000の値 (北緯63.1°, 西経79.2°, $-0.919^\circ/\text{my}$) に固定した。

Fig. 6 a は、各断層で推定されたすべり欠損速度を表したものである。また、すべり欠損速度をブロック間相対運動速度で割ったものが、カップリング係数 (Fig. 6 b) である。カップリング係数が0であることは、断層がブロック間相対運動速度でクリープしていることを表し、1であることは、完全に固着していて歪みを蓄積していることを意味する。これらの結果に対する議論は、5.3節で行う。

Fig. 7 は、GPSの水平速度ベクトルの観測値と、モデルによる計算値を示したものであるが、両者は大変良く一致

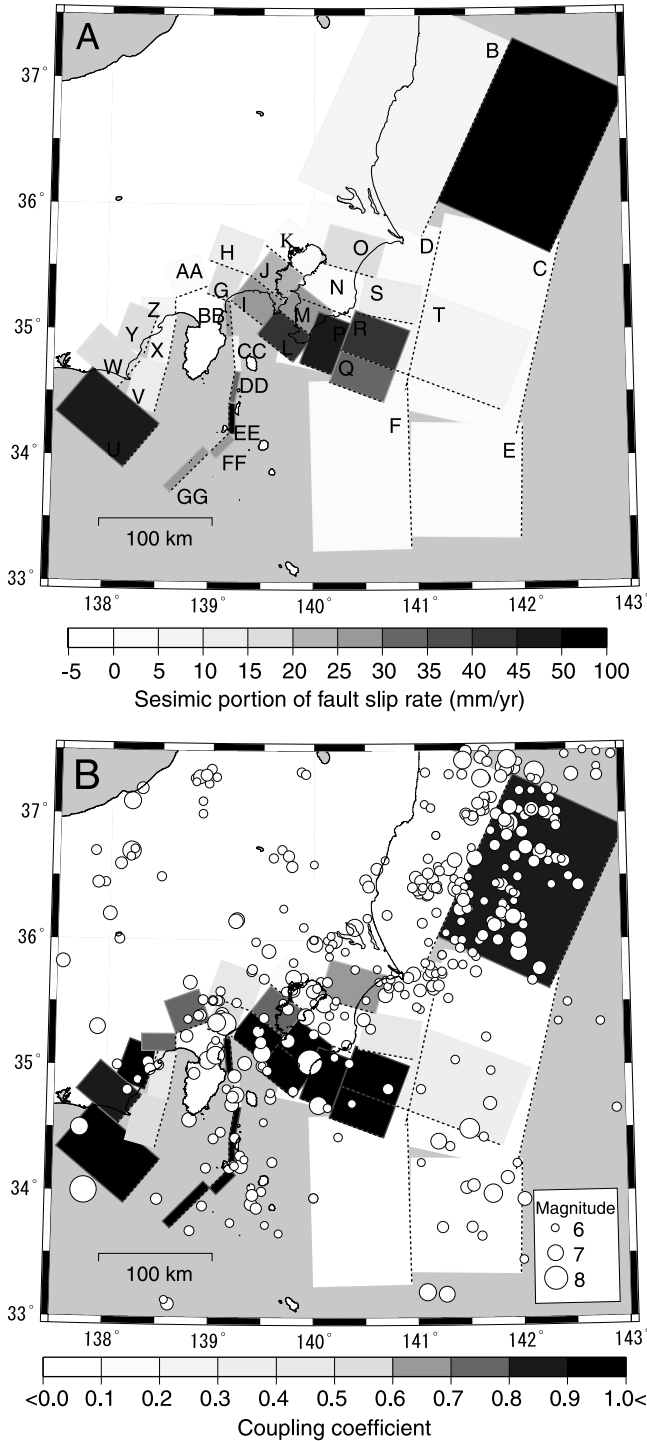


図6 (a) 境界矩形断層でのすべり欠損速度. (b) カップリング係数と1703年以降の大地震(マグニチュード6以上)の震央分布. 地震のデータは,1703-1922年の地震については宇佐美(2003)と Grunewald and Stein (2006),1923年以降の地震については気象庁によるものを用いた. カップリング係数が100%の断層は,解析期間に断層が完全固着して歪みが蓄積中であり,将来的に地震が発生して歪みが解放されると考えられる. また,カップリング係数が0%の断層は,非地震性のクリープにより歪みが蓄積しないと考えられる.

Fig. 6. (a) Slip-deficit rate estimated on each source. (b) Coupling coefficient and large ($M \geq 6$) earthquakes since 1703. Earthquake catalogue is collected by Usami (2003) and Grunewald and Stein (2006) for 1703-1922 and JMA after 1923, respectively. The behavior of fully coupled sources is entirely seismic; a coupling of zero indicates fully aseismic behavior.

するといえる. しかし, 伊豆半島, 伊豆・小笠原諸島, 大東諸島では, 一致の度合いが悪い. 伊豆半島と伊豆諸島で残差が大きくなる傾向は, Fig. 8 に示した残差ベクトルに明確に表れている. 小笠原諸島と大東諸島のベクトルの計算値は観測値と比べて系統的にずれており, 5.2 節で議論することにする. また, 図には示していないが, GPS の上下成分の観測値と計算値もおおむね一致する. 水準測量データの計算値 (Fig. 4) を見ると, 三浦半島 (Route 1) や御前崎 (Route 12) の沈降は, おおむね再現できている.

しかし, 伊豆半島西岸部 (Route 10) の沈降は, 再現できていない. また, 相模湾沿岸から伊豆半島を通して駿河湾沿岸に抜ける路線 (Route 8) では, 観測値では 20-35 km の位置でなだらかに隆起へと転じる変動が見られるが, 計算値では 30-40 km で急激に隆起へと転じている. これは, Fig. 5 に示した断層 G の位置によるもので, 観測値を説明するためには, 断層の上端を北東側の深い位置にしたほうが良い. 断層 G の位置は, 1923 年関東地震の地震断層モデルに合わせたものなので, 現在の地殻変動データに

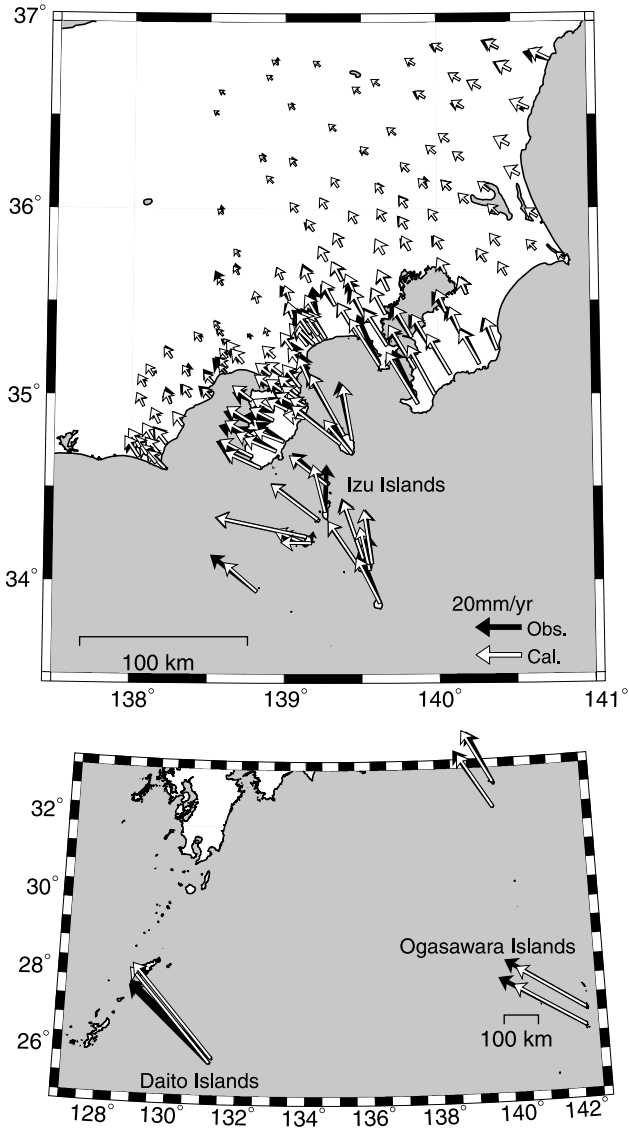


図7 GPS観測点での水平速度の観測値と計算値。黒矢印が観測値で、白矢印が計算値を表す。水平速度は、中部日本ブロック(CJP)固定の速度を表示した。上下の図において、地図の縮尺は異なるが矢印のスケールは同じである。

Fig. 7. Observed and calculated horizontal velocities at GPS stations. Solid and open vectors represent observed and calculated velocities, respectively. Velocity in the Central Japan Block (CJP)-fixed reference frame is plotted to facilitate the comparison. Note that, although the map scales are different between the top and the bottom figures, the vector velocity scales are the same.

に基づくプレートの沈み込み境界と関東地震の震源断層は一致しない可能性がある。

Fig. 9は、本研究によってモデル化された中部日本ブロックに対する剛体ブロック運動、弾性変形とその和をそれぞれ示したものである。また、Fig. 10は、ブロック境界断層での相対運動を示したものである。Fig. 10の相対運動は、地震サイクルを通して平均化された長期的な断層すべり速度に相当し、Fig. 6aで示したすべり欠損速度は、地

震やスロースリップイベントなどの間欠的なすべりによって解消されるすべり速度を表して、物理的には長期的な断層すべり速度よりも小さくしなければならない。しかし、一部の断層では、すべり欠損速度の方が大きい結果も得られており、解析手法やデータ、モデルの誤差評価をすすめる必要がある。

5. 議論

5-1 伊豆マイクロプレートの存在について

富士山周辺の広域のプレート境界位置については、多くの未解決の問題が残されている。最初の問題点は、伊豆半島が独立のマイクロプレートとして運動しているかどうかである。ブロック断層モデルにおいて、伊豆マイクロプレートを置いた場合と、フィリピン海プレートに含めた場合のインバージョン残差を比較すると、フィリピン海プレートに含めた場合は、2.3倍の残差となり、伊豆半島の水平ベクトルが全く説明できない。よって、現在進行中の地殻変動を説明するためには、伊豆マイクロプレートが必要であることは間違いない。本研究で得られた伊豆マイクロプレートのオイラーベクトルは、ユーラシアプレート規準で(北緯36.6°, 東経139.0°, -10.2°/my)、中部日本ブロック規準では、(北緯35.3°, 東経139.1°, -10.0°/my)となる。これは、今までのMazzotti *et al.* (1999)の推定値(北緯37.1°, 東経139.6°, -4.5°/my: 中部日本規準)とMazzotti *et al.* (2001)の推定値(北緯36.4°, 東経139.8°, -5.6°/my: 東海-南関東ブロック規準)とかなり異なっている。本研究の推定結果は、純粋に最近の測地データに基づくものであるが、Mazzotti *et al.* (1999, 2001)の結果は、主に地震のP軸データや、海底地形探査の結果を用いたものであり、GPSのデータは一部の拘束条件として用いられているのみである。実際、本研究で推定したオイラーベクトルとMazzotti *et al.* (1999, 2001)のオイラーベクトルによる伊豆マイクロプレートの速度場を計算すると、本研究による計算値の方が現在の地殻変動をより良く説明する。

伊豆マイクロプレートが大きな回転速度(-10°/my)で運動している原因について、我々は次のような仮説を提唱する。伊豆-小笠原弧が本州に衝突を開始したのは、約1500万年前にさかのぼり、関東山地や丹沢山地の地塊は、伊豆-小笠原弧側から本州側に付加した地塊である(例えば、藤岡・他, 2004; Stern *et al.*, 2004)。現在の伊豆半島の地塊は約200万年前に衝突を開始した(Matsuda, 1978)。伊豆半島は島弧性の厚い地殻を持つため、浮力により本州の下に沈み込まず、衝突を開始する。衝突の影響により周囲の応力場が高まり、伊豆半島の東側と南側では新たな断層が形成され、フィリピン海プレートと本州間の相対運動の一部を解消し始める。その一方で、伊豆半島の西側の駿河トラフでは従来からの沈み込みが続いている。よって、伊豆半島の地塊は、北端での衝突のため、北へは進めないが、西側へは動けることになる。また、新たに形成された南側と東側の境界では、フィリピン海プレートの運動によ

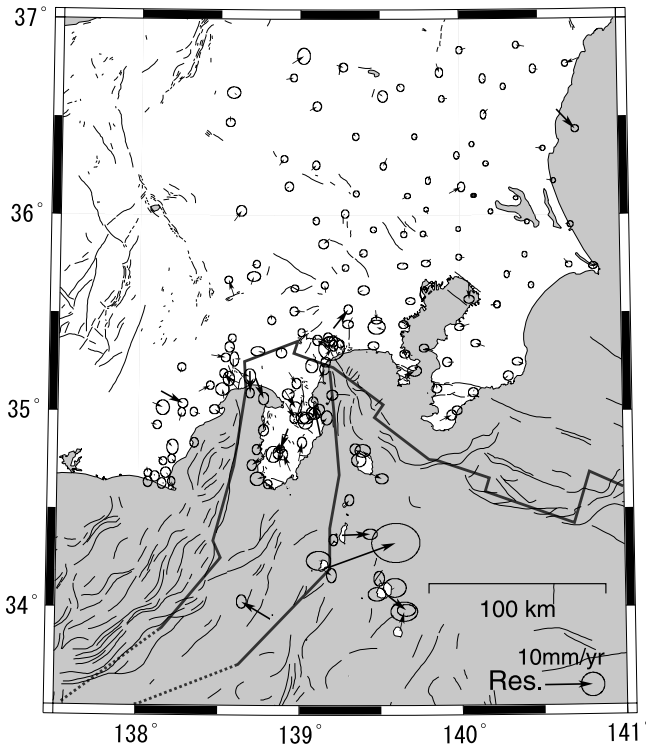


図8 水平速度の残差。誤差楕円は、観測値の95%信頼区間を示す。細線と太線は、それぞれ第四紀活断層の位置〔活断層研究会,1991〕と本研究の地殻ブロック境界を表す。

Fig.8. Residual horizontal velocity with 95% confidence ellipses. Thin lines represent surface traces of Quaternary faults [Research Group for Active Faults of Japan, 1991]. The thick lines represent boundaries of the model blocks.

ってマイクロプレートが北北西に押される。これらの力によって、伊豆マイクロプレートが時計回りに高速回転しているのではなかろうか。本研究により伊豆マイクロプレートのオイラー極が、その北東境界に近い足柄山地付近に位置していることは、この場所が、本州と伊豆マイクロプレート間を止めているピンの働きをしていると解釈できる。このような衝突による地殻ブロックの高速回転メカニズムは、パプアニューギニアにおいても提唱されている (Wallace *et al.*, 2004)。衝突を開始した200万年前から伊豆半島の回転運動が継続しているとすると、古地磁気的な証拠で検証が行えるはずであるが、Koyama and Umino (1991) にまとめられている伊豆半島等の古地磁気データでは、伊豆半島全体が系統的に回転する傾向は見られない。回転運動の古地磁気学的検証は、今後の課題の1つである。

本研究では、伊豆半島を1つのマイクロプレートとしているが、残差ベクトル (Fig.8) を見ると、さらに細かく分割したほうが良いかもしれない。伊豆半島のほぼ中央部には、1933年北伊豆地震 (M7.0) の震源断層である丹那断層を代表とする南北走向の左横ずれ断層が存在する。伊豆半島の東西でそれぞれ、北向きと南向きの残差ベクトルが見られるが、丹那断層等の運動方向と調和的である。ま

た、伊豆半島の東側では、1974年伊豆半島沖地震や1978年伊豆大島地震など、M7前後の地震が数多く発生している。これらの地震の震源断層は、東西走向の右横ずれのセンスを持ち、丹那断層とは共役な関係になる。よって、フィリピン海プレートと伊豆マイクロプレート間の相対運動は、単一の境界断層ではなく、伊豆半島の中央部から東部に存在するこれらの断層群が分散して担っていると考えられる。伊豆東部から神津島・新島近海までの領域が拡散変形している変動帯であるという提案は、既に Mazzotti *et al.* (1999) によって行われている。

本研究の結果、伊豆マイクロプレートの東側境界での相対運動速度は、左横ずれで約28 mm/yrとなった (Fig. 10)。Mazzotti *et al.* (2001) の結果では、神津島付近の相対運動方向は、境界と約60°の角をなし、収束成分が大きかったのであるが、本研究の相対運動方向は、神津島・新島付近でも、ほぼ境界と平行の方向である。この地域で発生している地震の震源メカニズムの多くは、横ずれタイプを示し (Fig. 10)、本研究の相対運動方向と調和的である。また、伊豆マイクロプレートの西側境界である駿河トラフでは、相対運動速度が12–26 mm/yrで沈み込んでいるが、伊豆マイクロプレートが回転運動していることにより、相対運動速度が北へ行けば行くほど小さくなる傾向となる。また、富士川河口断層帯 (Fig.5のZ) では、9 mm/yrの相対運動速度で主として左横ずれで若干の逆断層成分を含む運動が期待される。地形・地質学的調査 (地震調査委員会, 1998) によると、平均変位速度が7 mm/yr以上で、本研究の結果と一致するが、運動方向は、逆断層成分が主で左横ずれの成分もあると評価されており完全には一致していない。

5-2 中部日本ブロックとフィリピン海プレートの運動について

従来は、糸魚川-静岡構造線を挟んで、東北日本と西南日本の属するプレートは異なると考えられていたが、最近のGPS観測の結果、糸魚川-静岡構造線南部に顕著な変形はみられず、関東地方と東海地方は同一のプレートに属するという説 (例えば、Heki and Miyazaki, 2001) が有力となっている。本研究でも、この地域を単一のブロック (中部日本ブロック) としたが、測地データを十分に説明できており (Fig. 7, 8)、単一のブロックとして扱って良いと結論できる。中部日本ブロックのオイラーベクトルは、(北緯79.4°, 東経128.6°, -0.326°/my: ユーラシアプレート規準) と推定されたが、この値はユーラシアプレートに対する北米プレートのオイラーベクトル (北緯73.0°, 東経129.0°, -0.248°/my (Altamini *et al.*, 2002) もしくは北緯68.1°, 東経136.4°, -0.245°/my (Sella *et al.*, 2002) とオホーツクプレートのオイラーベクトル (北緯61.8°, 東経143.3°, -0.546°/my (Altamini *et al.*, 2002) の中間) に位置しており、推定誤差を考慮すると、どちらのプレートに属するかの結論を出すことはできない。

フィリピン海プレートの運動ベクトルは、(北緯46.7°, 東経152.0°, -1.520°/my) と推定された。このオイラー

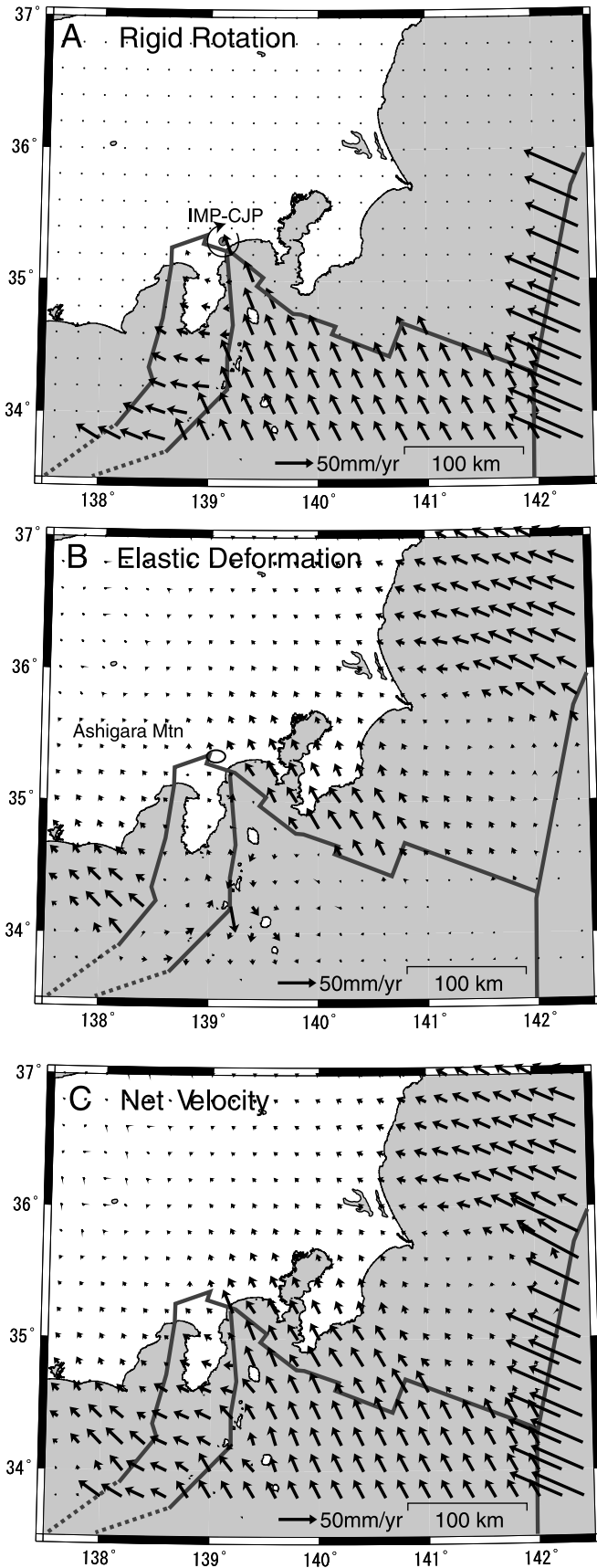


図9 (a) 本研究のモデルから予測される関東周辺の地殻変動のうち剛体回転運動成分。本研究で推定したオイラー極を用い、中部日本ブロック (CJP) 固定の水平速度を示した。(b) 本研究のモデルから予測される関東周辺の地殻変動のうち弾性変形成分。断層のすべり欠損と火山性力源を用いて計算した。(c) 本研究のモデルから予測される関東周辺の地殻変動。剛体回転運動成分と弾性変形成分の和となっている。

Fig. 9. (a) Rigid rotational part of the velocity field of the Kanto region predicted by the Euler pole of the best-fit model in the Central Japan Block (CJP) -fixed reference frame. (b) Elastic part of the velocity field predicted by the slip deficit and point sources of the best-fit model. (c) Total velocity field predicted by the best-fit model.

ベクトルを用いると、青ヶ島より北の伊豆諸島の速度ベクトルは、おおむね説明できるが、小笠原諸島と大東諸島の速度ベクトルに系統的な残差が残る (Fig. 7)。一方で、全世界の GPS データを用いたプレート運動モデル REVEL (Sella *et al.*, 2002) のオイラーベクトル (北緯 55.8°, 東経 162.2°, -1.063°/my) を用いると、小笠原諸島と大東諸島のベクトルは良く説明できるが、伊豆諸島の残差ベクトルが、系統的に約 10 mm/yr 東に向いてしまう。Sella *et al.* (2002) のデータセットには、伊豆諸島のデータは八丈島のみしか含まれないが、本研究のデータセットは、伊豆諸島のデータが多く含まれており、伊豆諸島の運動に合わせたオイラーベクトルが推定されていると考えられる。REVEL の計算値が伊豆諸島で観測値とずれる原因は、伊豆諸島の島個々の火山性変動源による可能性はあるものの、複数の島で系統的なずれがあることから、伊豆諸島全体が背弧拡大などのメカニズムにより、フィリピン海プレート本体の運動と少し異なる運動をしている可能性を示すものかもしれない。

5-3 すべり欠損速度の特徴

相模トラフ沿いのすべり欠損速度を見ると、深さ 20 km までの断層ですべり欠損速度が大きく、20-40 km でも一部で有意な速度が見られる。1923 年の関東地震の破壊域に相当する領域 (G-J, L, M) では、すべり欠損速度が 12-40 mm/yr の範囲であり、最大値 (40 mm/yr) が見られた房総半島の先端に位置する断層 L は、地震時のすべりも大きかった領域に相当する。また、房総半島南東沖の断層 P と R でも大きなすべり欠損速度 (30-48 mm/yr) が推定されている。この領域は、1703 年の元禄関東地震で破壊したと考えられる (宍倉, 2003)。よって、これらの断層では将来の大地震に向けて歪みが蓄積中であるといえる。ただし、断層 R は、1996 年と 2002 年にスロースリップが発生した場所に相当する (Fig. 10 の点線の領域)。1 回のスロースリップは、 M_w 6.5 に相当するモーメントを解放しており、Ozawa *et al.* (2003) は同規模のスロースリップが 6-7 年周期で繰り返し発生していた可能性を指摘している。よって断層 R で蓄積する歪みは、周期的に発生するスロースリップによっておおむね解消されているのかもしれない。さらに沖合の断層 Q と T でも、ある程度のすべり欠損速度 (9-30 mm/yr) が推定されているが、これ

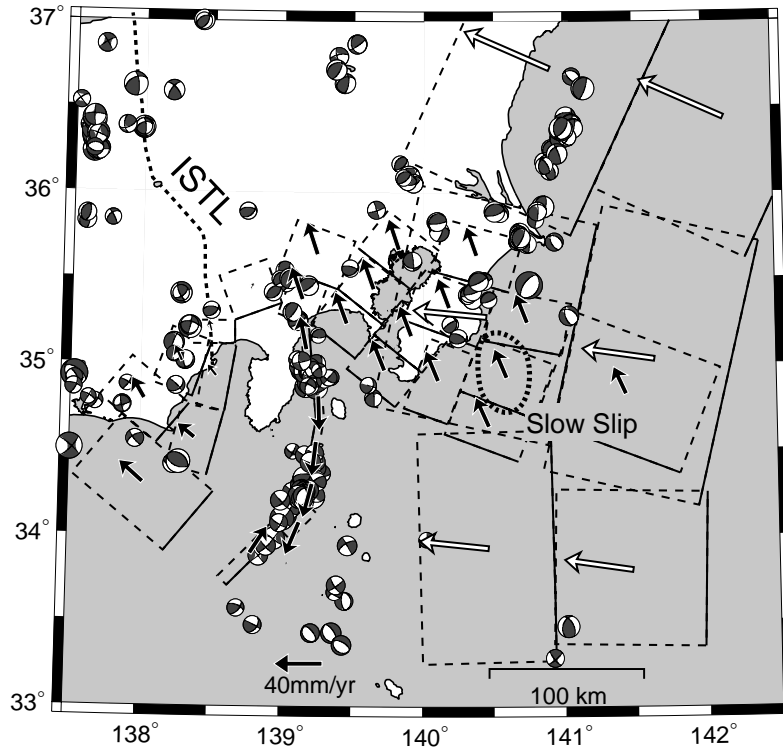


図 10 本研究で推定された境界断層における長期的相対運動速度. 矢印は、断層の上盤に対する下盤の動きを表す. 太平洋プレートとの境界の矢印は、他の矢印と区別できるように白抜きで示した. 地震のメカニズム解は、防災科学技術研究所によって決められた1996年4月から2000年5月までの深さ50 kmより浅い地震のもので、気象庁の震源決定による震央位置にプロットした.

Fig.10. Relative long-term velocity on the faults of the block boundary predicted by the Euler pole of the best-fit model. Velocity vectors represent motion of the footwall relative to the hanging-wall on the fault. The PAC vectors are denoted by open vectors to distinguish the other vectors. The focal mechanisms of shallow (Depth < 50 km) earthquakes determined by the National Research Institute of Earth Science and Disaster Prevention (NIED) from April 1996 to May 2000 are plotted at the epicenters determined by the Japan Meteorological Agency (JMA).

らの領域は陸上の観測点から遠いために、観測データによる解像度は十分ではない。

幾つかの断層では、ブロック間相対運動速度 (約 27 mm/yr) よりも大きなすべり欠損速度が推定されているが、その原因として2つ考えられる。1つは、房総半島と三浦半島を横断する右横ずれの断層 (Lallemant *et al.*, 1996) が存在し、房総半島の先端部がスリバーとなってブロック運動している可能性が挙げられる。インバージョンにおいて、このスリバーの運動を、プレート間の固着に押し付けたために、大きなすべり欠損速度が推定されている可能性はある。しかし、スリバーだと考えられている地域にはGPS観測点が数点しかないため、現状のデータセットからはスリバーの存在を明らかにすることは難しい。もう1つの原因は、関東地方は弾性定数の小さな堆積層が厚い (山中・山田, 2002) ため、半無限弾性体よりも地下のすべりによる地表の変形が大きくなると考えられる (例えば, Politz, 1996)。よって、半無限弾性体を仮定したすべり欠損速度の推定では、速度が大きめに推定されてしまうことも考えられる。

太平洋プレート上面の断層を見ると、福島・茨城県沖 (断層 A) では、大きなすべり欠損速度 (67 mm/yr) が推定

された。この領域では、1938年にM7クラスの地震が群発して発生 (Abe, 1977) しており、将来的に大地震が発生する可能性はあると考えられる。太平洋プレートの南側 (断層 C-F) では、負のすべり欠損速度が推定されるなど、物理的に不合理な値が推定されるため、陸域観測点から離れているために十分な分解能がないと判断し、最終的なインバージョンではすべり欠損速度を0に拘束した。しかし、試行錯誤の結果から、ここでは、大きな歪みが蓄積していることはないと考えられる。

伊豆マイクロプレートの東側 (断層 BB-GG) では、断層 CC と EE を除くと、28–31 mm/yr のすべり欠損速度が推定されており、ほぼ完全に固着しているという結果 (Fig. 6 a, 6 b) が得られた。この地域では過去にM7程度の地震が数多く発生しており、将来的にもM7程度の地震が発生する可能性は高いと考えられる。なお、小さめのすべり欠損の速度 (9 mm/yr) が推定された断層 CC は1980年に伊豆半島東方沖地震 (M 6.7) が発生した場所に相当する。また、断層 EE のすべり欠損速度 (90 mm/yr) は、新島・神津島の火山性地殻変動との分離が不完全のために大きなモデル誤差を含む可能性が高い。

5-4 火山性変動源の特徴

茂木モデルを仮定した6つの火山のうち、体積増加量が最も大きかったのは、新島であった(Table 1)。しかし、新島・神津島付近の残差ベクトルが大きいことと、断層 EE のすべり欠損速度に非現実的な値が推定されていることを考えると、体積変化量の推定値も大きな誤差が含まれる可能性がある。新島、式根島、神津島の水平ベクトルは、複雑なパターンを示しており、本研究で仮定している変動源のみでは説明できない可能性もある。これらの島々の変動源の推定は今後の課題となるが、この領域は伊豆マイクロプレートとフィリピン海プレートの境界にもあたることから、火山性変動源だけではなくテクトニックな変動源も同時に考慮する必要がある、詳細な地殻変動分布の解明が望まれる。

富士山直下の深さ 15 km に仮定した茂木モデルの体積増加量は、 $4.8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ と推定された。体積増加量の推定値は、仮定した茂木モデルの深さに大きく依存するが、井筒・石橋 (2003) が主張するように富士山が膨張傾向にあることは間違いなさそうである。地表の地殻変動に対する膨張茂木モデルのみの寄与を計算すると、水準路線 Route 9 (Fig. 4 i) の距離 55 km 付近を最大 (約 2 mm/yr) としてならかな隆起が期待される。観測値から対応する隆起を見いだすことは難しいが、同路線の 1982 年から 1996 年間の測量では、比較的明瞭な隆起が認められる (国土地理院, 2002 a)。ここで推定された体積増加量が、1707 年の宝永噴火以降が一定だったとすると、300 年間に約 1.3 km^3 のマグマが蓄積したことになる。しかし、水準測量で富士山付近の隆起が認められない時期もあり、体積増加量は時間変化すると考えたほうが良いであろう。

5-5 富士山周辺のテクトニクス

本研究では、富士山の南麓から北北西方向に傾斜するブロック境界断層 (断層 AA) を仮定した。仮定した断層は、富士山直下でのマグマ供給系を横切る形で存在することになる。しかし、伊豆マイクロプレートのオイラー極に近いこと、断層 AA でのブロック間相対運動速度 (6 mm/yr) とすべり欠損速度 (5 mm/yr) はともに小さい。すなわち、地殻変動を説明するためには、断層 AA の寄与はきわめて小さく、必ずしも AA の位置に断層が存在する必要はない。現在の伊豆半島北縁部ではプレートの収束はきわめて低速であり、高橋 (2000) が主張するようなフィリピン海プレートの断裂は、伊豆マイクロプレートの存在が原因である可能性もある。

伊豆マイクロプレートは、長期的に安定して存在してきたものではなく、伊豆半島の衝突過程で過渡的に存在しており、伊豆半島が駿河湾西岸に衝突した段階で本州側の地塊と一体化するものと考えられる。富士山の誕生とその後の急成長も、伊豆衝突による周辺のテクトニクス環境の変化と無関係ではないだろう。

本研究で推定したすべり欠損を用いると、応力の変化速度を計算する事が可能である。深さ 10 km での富士山周辺の応力変化場を計算すると、富士山の山体の内側では、

富士直下においた茂木モデルの膨張の影響が周囲の断層の固着による影響よりも大きく、最大圧縮軸が山頂から放射状の分布をすることがわかった。しかし、山体の外側では、おおむね北西-南東を向く。また、深さが浅くなるにつれて、北西-南東を示す範囲が山頂に近づく傾向にある。ただし、本研究で用いたモデルでは、プレートの曲げや断裂による応力変化を扱う事ができないし、応力の変化量は計算できても応力そのものを計算する事は不可能である。他の地球物理学的あるいは地質学的に推定されている応力場と比較する場合は十分注意が必要であろう。

6. まとめ

富士山周辺のやや広域の GPS と水準測量結果から、この地域の 1996-2000 年の平均的な地殻変動場を求めた。そして、観測された地殻変動をブロック断層モデルによってモデル化し、地殻ブロックの剛体運動、ブロック間断層の固着度、火山性膨張源の体積変化量を同時に推定した。その結果は、以下の通りである。

- (1)伊豆半島周辺の地殻変動を説明するためには、この周辺の地塊がフィリピン海プレートとは独立の伊豆マイクロプレートとして運動していることが必要である。伊豆マイクロプレートは、中部日本に対して足柄山地付近を中心に時計回りに回転しており、回転速度は $10^\circ/\text{myr}$ である。
- (2)関東と東海地方の東部は、一体のブロックとして運動しており、糸魚川-静岡構造線によって分割する必要はない。
- (3)相模トラフから沈み込むフィリピン海プレート上面では、1923 年関東地震の震源域だけでなく、その南東の房総半島沖でも固着していると考えられる。
- (4)伊豆半島の東方沖から新島、神津島にかけて、伊豆マイクロプレートとフィリピン海プレートの境界が存在し、左横ずれ運動をしている。この境界は、一部を除いてほぼ完全に固着しており、M 7 程度の地震の震源断層となる可能性がある。

謝辞

本研究を全般的に支援して頂いた Ross Stein 博士 (USGS) および査読をして頂いた高田亮博士 (産総研) に感謝いたします。また、本研究では、気象庁一元化震源および防災科学技術研究所 F-net メカニズム解を使用いたしました。ここに記して感謝します。

引用文献

- Abe, K. (1977), Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289.
- Altamimi, Z., Sillard, P., and Boucher, C. (2002), ITRF 2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, **107**(B 10), 2214, doi: 10.1029/2001JB 000561.
- 藤岡換太郎・有馬 眞・平田大二 (2004), 伊豆・小笠原弧の

- 衝突—海から生まれた神奈川, 有隣堂, 横浜, 239 p.
- Grunewald, E. D. and Stein R. S. (2006), A new 1649-1884 catalog of destructive earthquakes near Tokyo and Implications for the long-term seismic process, *J. Geophys. Res.*, **111**, Doi 10.1029/2005 JB 004059.
- Hashimoto, M., and Jackson, D. D. (1993), Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16149-16166.
- Hashimoto, M., Miyazaki, S. and Jackson, D. D. (2000), A block-fault model for deformation of the Japanese Islands derived from continuous GPS observation, *Earth Planets Space*, **52**, 1095-1100.
- Heki, K. and Miyazaki, S. (2001), Plate convergence and Long-term Crustal Deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313-2316.
- Ishibashi, K. (2004), Seismotectonic modeling of the repeating M7-class distrous Odawara earthquake in the Izu collision zone, central Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 843-858.
- Ishida, M. (1992), Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 井淵陽平・石橋克彦 (2003) GEONET データから求めた伊豆半島～富士山付近の近く水平歪とテクトニックな考察, *地震* **2**, **56**, 231-243.
- 地震調査委員会 (1998), 富士川河口断層帯の調査結果と評価について,
<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>
- 活断層研究会 (1991), 新編日本の活断層: 分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, 437 p.
- Kimata, F., Kariya, S., Fujita, M., Matsumoto, K., Tabei, T., Segawa, J., and Yamada, A. (2000), Estimated pressure source on Kozu Island volcano, South Central Japan, from GPS measurements (July 1996-August 1999), *Earth Planets Space*, **52**, 975-978.
- Koyama M., and Umino S. (1991), Why Does the Higashi-Izu Monogenetic Volcano Group Exist in the Izu Peninsula? : Relationships between Late Quaternary Volcanism and Tectonics in the Northern tip of the Izu-Bonin Arc, *J. Phys. Earth*, **39**, 391-420.
- Lallemant, S. J., Le Pichon, X., Thoue, F., Henry, P., and Saito, S. (1996), Shear partitioning near the central Japan triple junction: the 1923 great Kanto earthquake revisited-I, *Geophys. J. Int.*, **126**, 871-881.
- 国土地理院 (2002 a), 伊豆半島およびその周辺の地殻変動, *地震予知連絡会会報*, **67**, 159-183.
- 国土地理院 (2002 b), 伊豆半島およびその周辺の地殻変動, *地震予知連絡会会報*, **68**, 200-229.
- Matsuda, T. (1978), Collision of the Izu-Bonin Arc with central Honshu: Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, S 409-S 421.
- Matsu'ura, M. and Hasegawa Y. (1987), A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 179-187.
- Matsu'ura, M., Jackson, D. D., and Cheng A. (1986), Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California, *J. Geophys. Res.*, **91**, 12661-12674.
- Mazzotti, S., Henry, P., Le Pichon, X., and Sagiya, T. (1999), Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan) : Implications for an extensional tear within the subducting slab, *Earth Planet Sci. Lett.*, **172**, 1-10.
- Mazzotti, S., Henry, P., Le Pichon, X. (2001), Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS 2. Strain partitioning and arc-arc collision, *Earth Planet Sci. Lett.*, **184**, 455-469.
- Mogi, K. (1958), Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **36**, 99-134.
- 名古屋大学大学院理学研究科, 海上保安庁水路部, 高知大学理学部, 東海大学海洋学部, 国土地理院 (1999), GPS 観測による神津島周辺域における地殻変動 (1996年7月-1998年8月), *地震予知連絡会会報*, **62**, 241-249.
- Nakamichi, H., Ukawa, M., and Sakai, S. (2004), Precise hypocenter locations of midcrustal low-frequency earthquakes beneath Mt. Fuji, Japan, *Earth Planets Space*, **56**, e37-40.
- 西村卓也 (2002), 伊東沖と岩手山における火山性力原による地震のトリガリング, *地学雑誌*, **112**, 166-174.
- Nishimura, T., Sagiya, T., and Stein, R. S. (2007), Crustal block kinematics and seismic potential around the northernmost Philippine Sea plate and Izu microplate, central Japan estimated from GPS and Leveling data, *J. Geophys. Res.*, **112**, doi : 10.1029/2005 JB 004102.
- Nishimura, T., Ozawa, S., Murakami, M., Sagiya, T., Tada, T., Kaidzu, M., and Ukawa, M. (2001), Crustal deformation caused by magma migration in the northern Izu Islands, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3745-3748.
- 西村卓也・村上 亮・小沢慎三郎・石本正芳・鷲谷 威・矢来博司・多田 堯・海津優・鷲川元雄 (2002), 三宅島2000年噴火前後の地殻変動と変動源の推定—1983年噴火後から2001年5月までの収縮・膨張源—*地震研究所彙報*, **77**, 55-65.
- Ohta, Y., Kimata, F., and Sagiya, T. (2004), Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997-2002, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L 24604, doi : 10.1029/2004 GL 021404.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yarai, H., and Nishimura, T. (2002), Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012 (Erratum post date 18 April 2003).
- Ozawa, S., Miyazaki, S., Hatanaka, Y., Imakiire, T., Kaidzu, M., and Murakami, M. (2003), Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1283, doi : 10.1029/2002 GL 016665.
- Pollitz, F. F. (1996), Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth, *Geophys. J. Int.*, **125**, 1-14.

- Sagiya, T. (1999), Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.
- Sagiya, T. (2004), Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, and the Boso Peninsula silent earthquake in May 1996, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 2327-2342.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., and Tada, T. (2000), Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- Savage, J.C. (1983), A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996.
- Savage, J.C., and Burford, R.O. (1973), Geodetic determination of Relative Plate Motion in Central California, *J. Geophys. Res.*, **78**, 832-845.
- Sella, G.F., Dixon, T., and Mao, A. (2002), REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, **107** (B 4), doi : 10.1092/2000 JB 000033.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., and Harder, S. (2005), Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, **309**, 462-464, doi : 10.1126/science.1110489.
- 宍倉正展 (2003), 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル, 地震研究所彙報, **78**, 245-254.
- 測地観測センター (2004), 小特集: 電子基準点 1,200 点の全国整備について, 国土地理院時報, **103**, 1-52.
- Stern, R., Fouch, M. J., Klemperer, S. L. (2004), An Overview of the Izu-Bonin-Mariana Subduction Factory, in Inside the Subduction Factory, *Gophys. Monogr. Ser.*, vol.138, edited by Eiler, J., pp.175-222, AGU, Washington, D.C.
- 田部井隆雄・瀬川爾朗・木股文昭 (1999), 銭洲岩礁における GPS 観測, 月刊地球, 号外 **25**, 166-170.
- Tada, T. and Hashimoto, M. (1991), Anomalous crustal deformation in the northeastern Izu peninsula and its tectonic significance-Tension Crack Model-, *J. Phys. Earth*, **39**, 197-218.
- 高橋正樹 (2000), 富士火山のマグマ供給システムとテクトニクス場ーミニ拡大海嶺モデルー, 月刊地球, **22**, 516-523.
- Toda, S., R. S. Stein, S. B. Bozkurt, and R. Nakamura (2005), A dislodged tectonic block wedged beneath Tokyo: Consequences for earthquakes, volcanism, and geography, in preparation.
- 宇佐美龍夫 (2003), 最新版日本被害地震総覧 [416] -2001, 東京大学出版会, 東京, 605 p.
- Wallace, L. M., Stevens, C., Silver, E., McCaffrey, R., Lorantung, W., Hasiata, S., Stanaway, R., Curley, R., Rosa, R., and Taugaloidi, J. (2004), GPS and seismological constraints on active tectonics and arc-continent collision in Papua New Guinea: Implications for mechanics of microplate rotations in a plate boundary zone, *J. Geophys. Res.*, **109**, B 05404, doi : 10.1029/2003 JB 002481.
- 山中浩明・山田信之 (2002), 微動アレイ観測による関東平野の 3次元 S 波速度構造モデルの構築, 物理探査, **55**, 53-65.