

GNSS データに基づく日本列島の歪み速度場と 島弧間および島弧内変動

深畑 幸俊* 岡崎 智久** 西村 卓也*

Strain-rate Field of Japan Estimated from GNSS Data and Its Interpretation Based on Inter- and Intra-arc Deformation

Yukitoshi FUKAHATA*, Tomohisa OKAZAKI** and Takuya NISHIMURA*

[Received 28 February, 2022; Accepted 28 April, 2022]

Abstract

How to estimate a strain-rate field from spatially discrete geodetic data has been a long-standing issue. In this paper, a method based on basis function expansion with Akaike's Bayesian information criterion (ABIC) is introduced, by which strain-rate fields can be obtained objectively and stably. By applying the method to GNSS data in Japan, strain-rate fields are obtained for three periods: 1997–1999, 2006–2009, and 2017–2020. Except for deformation related to volcanic activity and large earthquakes, the obtained strain-rate fields are roughly stationary in time, while showing large variations in space. In order to interpret such spatially heterogeneous deformation, a framework of inter-arc and intra-arc deformation is used, considering Japanese Islands to be composed of five island arcs (Kuril, northeast Japan, west Japan, Izu-Bonin, and Ryukyu) and that these island arcs are defined with little ambiguity, though the northeast- and west-Japan arcs are collectively treated as the Honshu arc in this study. Inter-arc deformation between the Kuril and Honshu arcs is characterized by EW contraction, the Izu-Bonin and Honshu arcs by NS to NW-SE contraction, and the Ryukyu and Honshu arcs by NS extension with EW contraction. Regarding intra-arc deformation, the Kuril arc shows high strain rates from the Pacific coast to the back of the volcanic arc, the northernmost part of the Izu-Bonin arc shows significant EW to NE-SW extension, and the Ryukyu arc shows NS extension with EW contraction similar to the inter-arc deformation with the Honshu arc, although the EW contraction is weaker to the south. The Honshu arc shows zones of high strain rates along the eastern margin of the Japan Sea via the Niigata-Kobe tectonic zone (NKTZ) to the Median Tectonic Line and along the Ou-backbone Range, while it also shows low strain rates in the Chugoku district and in the zone from northern Ibaraki prefecture via the northern Kanto district to northern Aichi prefecture, which is named the Hitachi-Mikawa forearc low strain-rate zone (HMLSZ).

Key words : GNSS, strain rate, basis function expansion, NKTZ, HMLSZ

キーワード : GNSS, 歪み速度, 基底関数展開, 新潟神戸歪み集中帯, 常陸三河前弧低歪み帯

* 京都大学防災研究所

** 理化学研究所革新知能統合研究センター

* Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, 611-0011, Japan

** RIKEN Center for Advanced Intelligence Project, Seika, 619-0237, Japan

I. はじめに

日本列島では、活発な地殻の変形運動が生じている。さまざまな場所で地震が発生し、活断層などの活構造が発達し、盆地や山脈が形成されている。最近の変動については、GNSS (Global Navigation Satellite System) 等による測地観測により精密に測定することができる。日本列島には、おおよそ 15 km 間隔で 1300 点を超える GNSS の観測網 (GEONET) が整備されている (辻ほか, 2017)。ただし、GNSS によって得られるのは基本的にある地点のある時刻に対する変位 (displacement) である一方、地震や活構造と直接的にリンクするのは、変位の空間変化に相当する歪み (strain) である。そこで、GNSS などの空間的に離散的な変位データから、面的な歪み分布をどのように求めるかが重要な課題となる。なお、変位や歪みの変化を当該観測期間で割れば、それぞれ変位速度、歪み速度となる。

日本において GNSS データの解析による歪み速度場の推定では、Sagiya *et al.* (2000) 以来、局所的な歪み速度場の一様性を仮定して変位速度場と歪み速度場を同時に推定する Shen *et al.* (1996) の方法がよく用いられてきた (Meneses-Gutierrez and Sagiya, 2016; 西村, 2017; Fukahata *et al.*, 2020 など)。Sagiya *et al.* (2000) により新潟神戸歪み集中帯が見いだされたことからわかる通り、Shen *et al.* (1996) は簡便で優れた方法ではあるが、歪み速度場の一様性を仮定する範囲を手動で決める必要があり、その手動で決めた値によって得られる歪み速度場が顕著に変わり得る。さらには、誤差が適切に推定できない (Shen *et al.*, 2015)、同時に推定される変位速度場と歪み速度場とが数学的に不整合 (微分・積分の関係を満たさない) などの問題もある。

最近、Okazaki *et al.* (2021) は、この問題に対して ABIC (赤池のベイズ情報量規準; Akaike, 1980) を用いた基底関数展開に基づく方法を提案した。この方法は、水準測量データから地殻の上下変動を推定した Fukahata *et al.* (1996) の解析法を GNSS データに応用したものである。

Okazaki *et al.* (2021) の方法により、Shen *et al.* (1996) が抱えていた上述の問題がすべて解決されたことに加え、観測点密度が顕著に異なるといった悪条件下でも適切に歪み速度場が得られるようになった。本稿では、まず Okazaki *et al.* (2021) の方法を紹介する。また、同論文では、一期間 (2006 ~ 2009 年) の結果のみを示したが、本稿では、それに先立つ期間 (1997 ~ 1999 年) と 2011 年東北地方太平洋沖地震 (東北沖地震) 後の期間 (2017 ~ 2020 年) の歪み速度場の解析結果もあわせて示し、地殻変動の時間変化についても簡単に議論する。

ところで、沈み込む海洋プレートの固着と滑りに対応する周期的に時間変化する変形を除くと、日本列島の変形は、大局的にはおおむね東西短縮となっている (Hujita, 1980; Wesnousky *et al.*, 1982; Kaizuka and Imaizumi, 1984; 橋本, 1990)。しかし、日本列島全体ではなく地方レベルまで分解能を上げてみると、例えば、北海道では日高山脈における衝突 (Kimura, 1986) が、伊豆では伊豆弧の衝突 (Matsuda, 1978) が起こっており、九州地方では逆に別府島原地溝帯でも知られている通り南北方向に伸張運動が生じている (多田, 1984)。さらには、糸魚川静岡構造線 (糸静線) や中央構造線などの大規模な構造線に関連する運動も重要な役割を果たしている。

こういった運動を理解するための枠組みとして、まずプレートテクトニクスが考えられる。しかし、日本列島のような変動帯では比較的広域に連続的な変形が生じるため (Sagiya *et al.*, 2000; England and Molnar, 2005; Zheng *et al.*, 2017)、剛体近似に基づくプレートテクトニクスを適用することは本質的に無理がある (深畑ほか, 2019)。例えば、瀬野 (1995) のプレートテクトニクスの教科書には東北日本マイクロプレートの存在まで示唆されていたりするが、本研究の解析結果でも示されるようにその内部でも顕著な変形が生じている。つまりは、活構造等に基づいて新たにブロック分けを行いマイクロプレートと名づけたとしても、各ブロック内では通常さらに変形が生じていてきりがないのである。さらには、ア

ムールプレートのように、ブロック境界の一部は明瞭でも、他方では不明瞭なことも多い。

そこで本稿では、日本列島の変形運動を考えるために、プレートテクトニクスを無理に当てはめることはせず、その代わりに米倉ほか(2001)などにならって、島弧単位での変動に注目することにする。この考えは、島弧会合部の変動に注目してテクトニクスを論じた Kimura (1996) の観点と符合する。日本列島は、千島弧、東北日本弧、伊豆小笠原弧、西日本弧、琉球弧の5つの島弧の複合体であり、それぞれ千島海溝、日本海溝、伊豆小笠原海溝、南海トラフ、琉球海溝での沈み込みに対応している。異なる島弧は、中国地方と九州中南部のように通常同じプレートに分類される場合でも、大局的に異なる振る舞いをしていることが一般的である。また、各島弧は、北海道中西部、伊豆、糸静線、および九州中部で接合しており、上述の特徴的な変形運動が生じている地域とよく重なる。なお、以下では東北日本弧と西日本弧とをまとめて本州弧と呼ぶ。

この島弧単位での変動に注目する考えを突き詰めていくと、島弧間での変動(伊豆弧の衝突など)と各島弧内での変動に分けて考えることに帰着する。伊豆小笠原弧のように島弧とプレートが1対1に対応していることもあることから、島弧間変動・島弧内変動という考えは既存の研究(例えば、米倉ほか, 2001; 高橋・安藤, 2016)でも程度の差こそあれ用いられてきた珍しいものではないが、本研究はその概念を日本列島の変形を理解するためのドグマティックな枠組みとして全面的に採用する点に特徴がある。それにより、日本列島で生じているさまざまな変動をこの2つのカテゴリに分類整理して記述することができる。ただし、次章以降で見るように、GNSSデータの解析では、伊豆小笠原弧と琉球弧では北端部のみ、千島弧では南西端のみしか2次元的な広がりのある歪み速度場が得られないことから、本稿において、「島弧間変動と島弧内変動」という枠組みを採用することのメリットは実際のところ限定的である。しかし、先ほど述べた理由から日本列島の変動を考える枠組みとしてプレートテクトニク

スよりも適切であろう。なお、“西日本弧”は“西南日本弧”と呼ばれることが普通である(例えば、米倉ほか, 2001)が、南海トラフの沈み込みに対応する島弧としては九州南部が含まれないことから、“西南日本弧”よりも“西日本弧”と呼ぶ方が適切と考え、本稿では“西日本弧”の名称を用いる。また、接合部の位置など各島弧の地理的な範囲については、日本の地形を総覧した『日本の地形I—総説』(米倉ほか, 2001)に準じる。

以下では、変位速度場の解析に用いるGNSSデータについてII章で、基底関数展開を用いた Okazaki *et al.* (2021) の方法についてIII章でそれぞれ説明する。そして、IV章において解析結果を示すとともに、それを島弧間変動・島弧内変動の枠組みで解釈し日本列島のテクトニクスとの関連を議論する。

II. データ

本研究では、国土地理院(GEONET)、海上保安庁、京都大学、国際GNSSサービス(IGS)、UNAVCO、韓国GNSSデータ統合センターから公開されているGNSS観測点データを使用した。各観測点の日座標値をソフトウェアGIPSY Ver. 6.4 (Bertiger *et al.* 2010)を用いて算出し、地球基準座標系ITRF2014に準拠したIGS14座標系に変換した。解析には、大きな地殻変動を生じる地震等が比較的少なかった期間1(1997年1月1日~1999年12月31日)、期間2(2006年1月1日~2009年12月31日)、期間3(2017年10月1日~2020年9月30日)における変位データを使用した。使用した観測点数は各期間ごとに880, 1337, 1340点である。得られた変位データから、国土地理院および気象庁より公開されている機器交換のタイミングで生じたオフセット、M6以上の大地震時に生じた変動、ならびに期間2に生じた伊豆の火山性イベントの影響(Ueno *et al.*, 2012)を除去した。一方、東北沖地震をはじめとするいくつかの大地震は顕著な余効変動を伴っているが、どこまでを余効変動と認定するかは技術的問題もあり余効変動については除去していない。そのような補正を施した時系

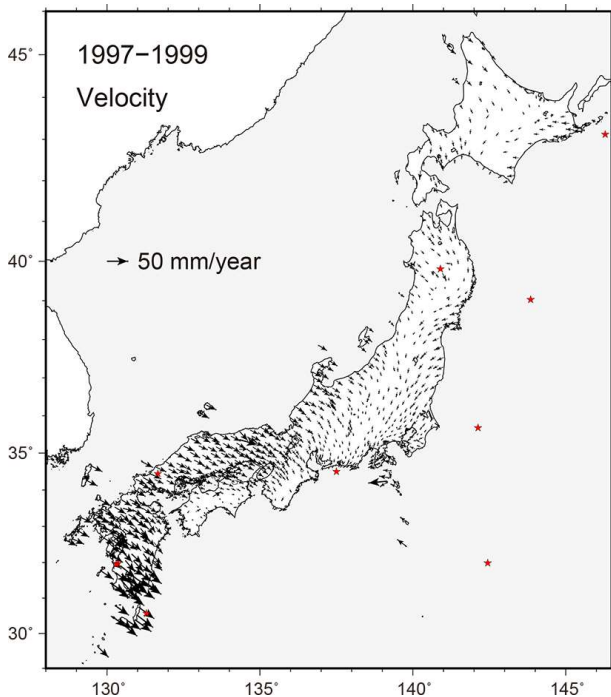


図 1 GNSS 観測点における 1997 年 1 月 1 日から 1999 年 12 月 31 日（期間 1）の平均変位速度. IGS14 座標系を用いている. 星印は、地震時変位を補正した $M \geq 6.0$ 以上の地震の震央を表す.

Fig. 1 Average velocities at GNSS stations with respect to the IGS14 reference frame for period 1 (January 1, 1997–December 31, 1999). Stars represent epicenters of earthquakes ($M \geq 6.0$) whose coordinate offsets are removed from GNSS data.

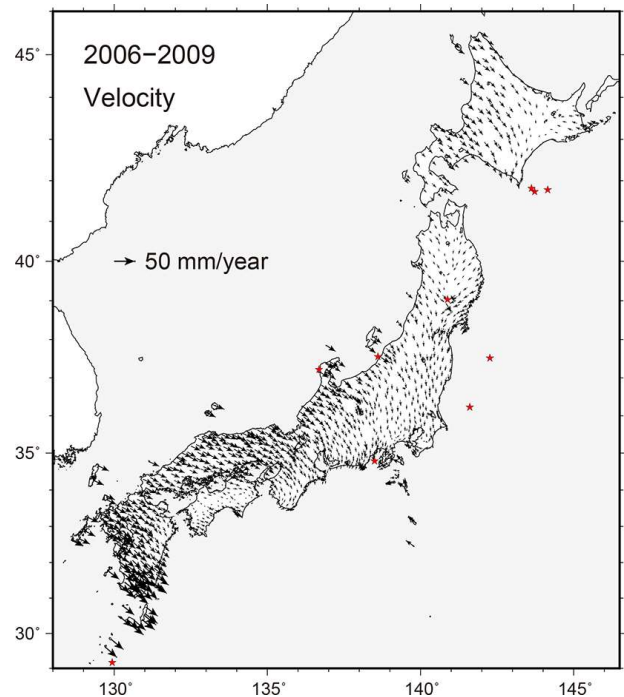


図 2 GNSS 観測点における 2006 年 1 月 1 日から 2009 年 12 月 31 日（期間 2）の平均変位速度. IGS14 座標系を用いている. 星印は、地震時変位を補正した $M \geq 6.0$ 以上の地震の震央を表す.

Fig. 2 Average velocities at GNSS stations with respect to the IGS14 reference frame for period 2 (January 1, 2006–December 31, 2009). Stars represent epicenters of earthquakes ($M \geq 6.0$) whose coordinate offsets are removed from GNSS data.

列変位データに対し、Sagiya *et al.* (2000) の方法にならって、東西・南北の各成分ごとに線形トレンドおよび年周成分、半年周成分を最小二乗法で回帰し、得られた線形トレンドの係数を各期間の平均変位速度とした。各期間における変位速度ベクトルを図 1～3 に示した。

III. 解析方法

前章で述べた手続きによって得られた空間的に離散的な GNSS の変位速度データから、面的な変位速度分布を各期間ごとに推定する。このような問題を解く上で、推定する場を基底関数の重ね合わせで表現し、各基底関数の重み（展開係数に相当）をインバージョン解析によって求める基底関数展開法は、汎用性が高く、地震の滑り分布推定の問題などでもよく用いられている（Yabuki

and Matsu'ura, 1992; 深畑, 2009)。本研究では、データと推定する場がともに変位速度で同一であるため、グリーン関数を δ 関数とした特別な場合のインバージョン解析（回帰分析）に相当している。基底関数として微分可能な関数を選ぶことにより、得られた変位速度場を空間微分することで数学的に整合な歪み速度場を容易に得ることもできる。本章では、“はじめに”の章で述べたように、基底関数展開に基づく Okazaki *et al.* (2021) の方法を解説する。

Okazaki *et al.* (2021) の方法は、基本的に以下の 5 つのステップで構成されている。ここでは簡単のため、推定する場が 1 次元であるとして説明する。2 次元の場合も含めた定式化の詳細については同論文を参照していただきたい。

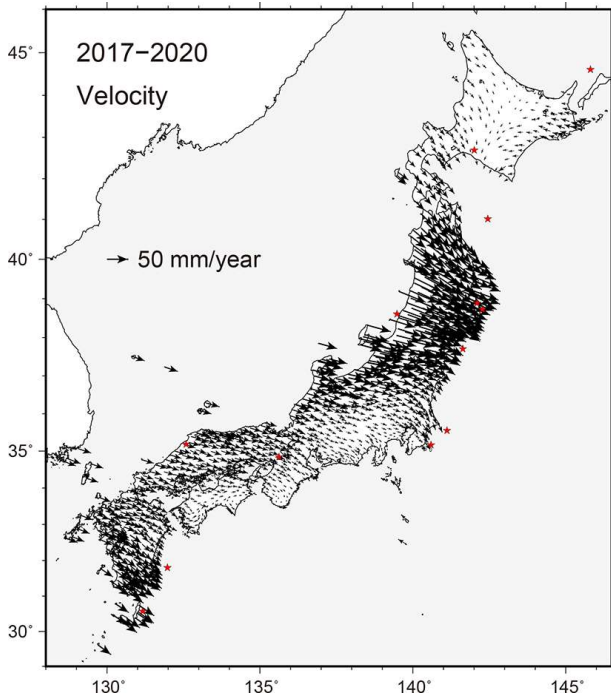


図 3 GNSS 観測点における 2017 年 10 月 1 日から 2020 年 9 月 30 日 (期間 3) の平均変位速度. IGS14 座標系を用いている. 星印は, 地震時変位を補正した $M \geq 6.0$ 以上の地震の震央を表す.

Fig. 3 Average velocities at GNSS stations with respect to the IGS14 reference frame for period 3 (October 1, 2017–September 30, 2020). Stars represent epicenters of earthquakes ($M \geq 6.0$) whose coordinate offsets are removed from GNSS data.

1) 場の基底関数展開

変位速度場を $v(x)$ 基底関数 $\Phi_m(x)$ の重ね合わせで表現する:

$$v(x) = \sum_{m=1}^M a_m \Phi_m(x) \quad (1)$$

展開係数 a_m が観測データから推定するモデルパラメタである。基底関数 $\Phi_m(x)$ が既知であることから、 a_m がわかれば推定したい場 $v(x)$ が得られることになる。 M はモデルパラメタ数である。基底関数 Φ に何を選ぶかは注意すべき問題である。Okazaki *et al.* (2021) では Yabuki and Matsu'ura (1992) にならって 3 次の B スプライン関数を用いた (図 4)。これは、2 階微分まで滑らかで、連続場の推定に優れている (野末・深畑, 2022) ためである。また、解析領域の端で

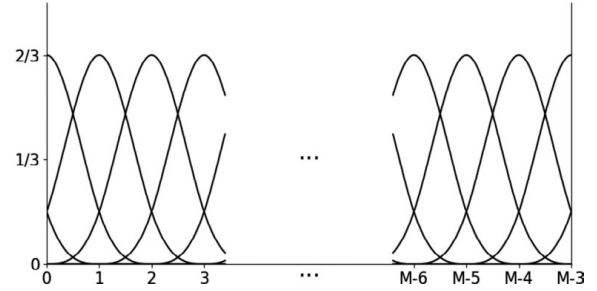


図 4 解析に用いた基底関数. 基底関数としては 3 次 B スプライン関数を用いた. 不自然な変動が生じるのを防ぐため, 解析領域の端では切断された関数を用いることにより, モデル領域全域に基底関数を敷き詰めている.

Fig. 4 Expression of basis functions (cubic B-splines) used for the analysis. Truncated Basis functions are used at the edge of the model region in order to prevent artificial deformation.

変位場がゼロになるという境界条件を与えると不自然な変動が生じるため、解析領域の端部では切断された基底関数 (図 4) を用いることで、その問題を解決した (Okazaki *et al.*, 2021)。解析範囲としては、(137°E, 38°N) を中心とする南北 1800 km, 東西 1640 km の長方形の領域を取り、その領域内に 20 km の等間隔で基底関数を配置した。

2) 観測方程式の導出

観測で得られた変位データ $d(x_i)$ とモデルパラメタ a_m の関係を表す観測方程式は、

$$d(x_i) = v(x_i) + e(x_i) = \sum_{m=1}^M a_m \Phi_m(x_i) + e(x_i) \quad (2)$$

と表せる。 x_i は観測点の座標、 e は観測誤差 (正確には離散化誤差も含む) である。多くの観測点 ($i = 1, 2, \dots, N$) のデータに対しては、以下のベクトル形式で表すのが見やすく便利である:

$$\mathbf{d} = \mathbf{H}\mathbf{a} + \mathbf{e} \quad (3)$$

ただし、

$$\mathbf{d}^T = (d(x_1), d(x_2), \dots, d(x_N)) \quad (4)$$

$$\mathbf{a}^T = (a_1, a_2, \dots, a_M) \quad (5)$$

$$\mathbf{H} = \begin{pmatrix} \Phi_1(x_1) & \Phi_2(x_1) & \cdots & \Phi_M(x_1) \\ \Phi_1(x_2) & \Phi_2(x_2) & \cdots & \Phi_M(x_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Phi_1(x_N) & \Phi_2(x_N) & \cdots & \Phi_M(x_N) \end{pmatrix} \quad (6)$$

$$\mathbf{e}^T = (e(x_1), e(x_2), \dots, e(x_N)) \quad (7)$$

である。上付き添字の T は転置を表す。

ここで、誤差 \mathbf{e} が平均 $\mathbf{0}$ 、分散 $\sigma^2 \mathbf{I}$ (\mathbf{I} は単位行列) のガウス分布に従うと仮定すると、観測方程式は以下の確率密度関数として表現できる：

$$p(\mathbf{d}|\mathbf{a}; \sigma^2) = (2\pi\sigma^2)^{-N/2} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})^T(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})\right] \quad (8)$$

3) 先験的情報の表現

変位速度場は基本的に連続であることから、場は多かれ少なかれ滑らかに変動する。そこで、先験的情報として、歪み速度場が急激には変化しない方が望ましいと考え、ラフネスと呼ばれる場の 2 階微分

$$r = \int_S (\partial^2 v(x)/\partial x^2)^2 dx \quad (9)$$

が小さくなるという条件を課す。ここで、 S はモデル領域を表す。式(9)に式(1)を代入して整理すると次式に帰着する：

$$r = \mathbf{a}^T \mathbf{R} \mathbf{a} \quad (10)$$

ただし、

$$R_{ij} = \int_S (\partial^2 \Phi_i(x)/\partial x^2)(\partial^2 \Phi_j(x)/\partial x^2) dx \quad (11)$$

R_{ij} は行列 \mathbf{R} の (i, j) 成分を表す。また、 \mathbf{R} は半正値対称行列となっている。なお、基底関数として 3 次 B スプライン関数を用いた場合、 R_{ij} を求める積分計算がかなり煩雑という問題があったが、野末・深畑 (2022) の Appendix に示された積分計算の結果を使うことで手間を省けるようになった。

式(9)、(10)で表されるように、 r がモデルパラメタ \mathbf{a} に関する半正値二次形式となることから、この r を用いて、モデルパラメタに関する事

前分布を次式のように表せる：

$$p(\mathbf{a}; \rho^2) \propto (2\pi\rho^2)^{-P/2} |\Lambda_{\mathbf{R}}|^{1/2} \exp\left[-\frac{1}{2\rho^2} \mathbf{a}^T \mathbf{R} \mathbf{a}\right] \quad (12)$$

ρ^2 はモデルパラメタ \mathbf{a} の事前分布の広がり制御する超パラメタである。 $|\Lambda_{\mathbf{R}}|$ は \mathbf{R} の非零固有値の積であり、 P は \mathbf{R} のランクである。図 4 に示されるように、モデル領域の端まで基底関数を敷き詰めて置くと、1次元のとき $P = M - 2$ 、2次元のとき $P = M - 3$ となる。 $M - P$ の値は自明な解 ($\mathbf{a} = \mathbf{0}$) 以外で $r = 0$ となる自由度に対応しており、式(9)のように 3 次 B スプライン関数に対して 2 階微分が小さくなるという条件で r を定義した場合、 $M - P = (\text{次元数}) + 1$ となる。また、図 4 で示したのとは違ってモデル領域の端まで基底関数を敷き詰めない場合には (Yabuki and Matsu'ura, 1992; Fukahata and Wright, 2008)、次元数にかかわらずランク落ちは生じず $M - P = 0$ となる。

4) ベイズの定理による観測データからの情報と先験的情報の統合

観測からの情報 (式 8) と先験的情報 (式 12) とをベイズの定理に基づいて統合することで、以下の事後確率密度分布を得る：

$$p(\mathbf{a}; \sigma^2, \rho^2 | \mathbf{d}) = c p(\mathbf{d}|\mathbf{a}; \sigma^2) p(\mathbf{a}; \rho^2) = c (2\pi\sigma^2)^{-N/2} (2\pi\rho^2)^{-P/2} |\Lambda_{\mathbf{R}}|^{1/2} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} \mathbf{s}(\mathbf{a})\right] \quad (13)$$

ただし、

$$\mathbf{s}(\mathbf{a}) = (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})^T (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a}) + \alpha^2 \mathbf{a}^T \mathbf{R} \mathbf{a} \quad (14)$$

$$\alpha^2 = \sigma^2 / \rho^2 \quad (15)$$

ここで、 c は規格化定数である。

5) ABIC による超パラメタの選択と解の表現

Akaike (1980) によって提案された ABIC 最小の規準により、 α^2 (超パラメタと呼ばれる) の最適値 $\hat{\alpha}^2$ を求める。式(13)の事後分布に対し、ABIC は以下の表現となる (Yabuki and Matsu'ura, 1992)：

$$\begin{aligned} \text{ABIC}(\alpha^2) &= (N + P - M) \log s(\mathbf{a}(\alpha^2)) \\ &\quad - P \log \alpha^2 + \log |\mathbf{H}^T \mathbf{H} + \alpha^2 \mathbf{R}| + C \end{aligned} \quad (16)$$

ただし、

$$\mathbf{a}(\alpha^2) = (\mathbf{H}^T \mathbf{H} + \alpha^2 \mathbf{R})^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{d} \quad (17)$$

ここで、 C は定数である。最適な α^2 の探索は、式(16)に基づいて数値的に行われる。ABIC を最小とする α^2 が最適値 $\hat{\alpha}^2$ である。超パラメタ α^2 の値が $\hat{\alpha}^2$ に定まれば、事後分布 (式 13) はモデルパラメタ \mathbf{a} に対して、平均 $\mathbf{a}(\hat{\alpha}^2)$ 、共分散

$$\mathbf{C} = \hat{\sigma}^2 (\mathbf{H}^T \mathbf{H} + \hat{\alpha}^2 \mathbf{R})^{-1} \quad (18)$$

で定義されるガウス分布に従う。ただし、

$$\hat{\sigma}^2 = s(\mathbf{a}(\hat{\alpha}^2)) / (N + P - M) \quad (19)$$

である (Yabuki and Matsu'ura, 1992)。式(17)で表されるガウス分布の平均 $\mathbf{a}(\hat{\alpha}^2)$ がモデルパラメタの最適値を与える。

IV. 日本列島の歪み速度場

II 章で説明した GNSS の変位速度データ (図 1 ~ 3) に対し、III 章で解説した Okazaki *et al.* (2021) の方法を適用することで、各期間ごとにまず変位速度場を求め、さらにそれを空間微分することで歪み速度場を得た (図 5 ~ 7)。各図とも (a) が歪み速度主軸の方向と大きさ、(b) が面積歪み速度、(c) が最大剪断歪み速度を表している。2006 ~ 2009 年のデータは Okazaki *et al.* (2021) で用いたもの同一だが、モデル領域の端の影響を軽減するために解析領域を広げたので、わずかに異なった結果となっている。また、解析領域全域で歪み速度が得られてはいるが、データが乏しい領域についてはあまり意味がないので、50 km 以内に 3 つ以上の観測点がある範囲でのみ結果を示してある。なお、いずれの結果も地表面における水平歪み速度を表したものであり、地震データから得られる応力場 (岩田ほか, 2019) などとは違って深さ方向についての情報は含んでいない。

図 5 ~ 7 に示した結果について、まずは時間変化を中心に全体的な特徴について概観する。その後、前述のとおり、日本列島の歪み速度場を島弧単位で、千島弧、伊豆小笠原弧、琉球弧の順で見えていき、最後に東北日本弧と西日本弧をあわせた本州弧の変動について詳しく見ていくことにする。

1) 時間的な変動

各期間の歪み速度場を比較すると、とくに期間 3 には東北沖地震の余効変動が含まれていることもあり異なっている部分も多いが、全体的には時間的な変動はそれほど大きくはなく、似通った歪み速度場となった。すなわち、日本列島では、最近の四半世紀について、大まかには一定の速度で歪みが進行していると考えられる。ただし、期間 1 は観測点数が少ないことから、歪み速度場がやや短波長成分に欠けたものとなっている。顕著な時間変化は、火山あるいは大地震の余効変動に関連しているものが通例である。

期間 3 では、北海道南部から北陸地域にかけて、東北沖地震の大滑り域に向かって、おおよそ放射状に伸張歪みが、環状に圧縮歪みが生じている。粘弾性緩和による同地震の余効変動と考えられる。一方、震源域に近い宮城県と福島県の太平洋沿岸では、逆に放射状に短縮が生じており、プレート間巨大地震の粘弾性緩和の数値シミュレーション結果 (Fukahata and Matsu'ura, 2018) と整合である。北海道でも南部を中心に期間 3 の歪み速度が大きくなっているのは、余効変動のためであろう。また、東海および近畿地方の太平洋沿岸で歪み速度が増加しているのも同じく東北沖地震の余効変動の影響が強く疑われる (Sakaue *et al.*, 2019)。なお、房総半島の大きな歪み速度は、スロースリップ (SSE) の影響が大きい (Ozawa *et al.*, 2019)。同地域では SSE が 2007 年にも起こっており (Ozawa *et al.*, 2019)、SSE の発生があった期間 2、3 と SSE がなかった期間 1 とでは歪み速度場が顕著に異なっている。

II 章で述べたように、地震時変位は取り除いたが、余効変動については技術的な問題もあり取り除いていない。そのため、東北沖地震以外でも一部の地震に対して顕著な余効変動が見られた。例

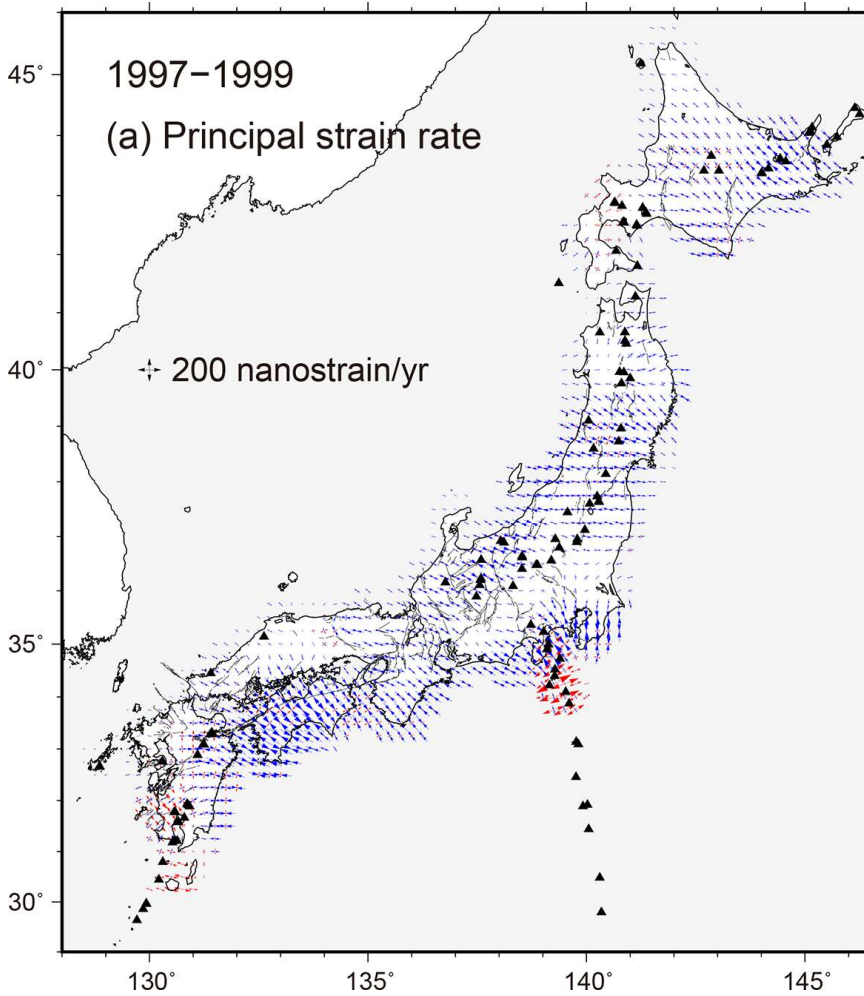
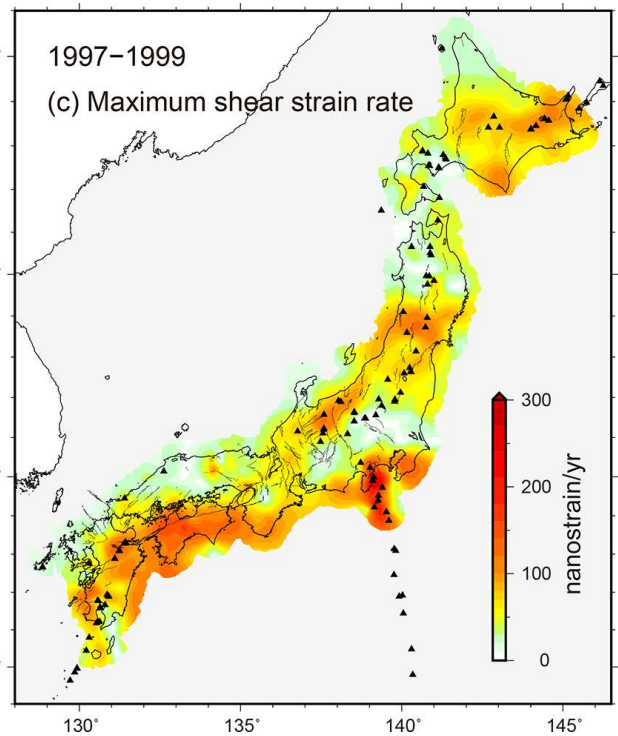
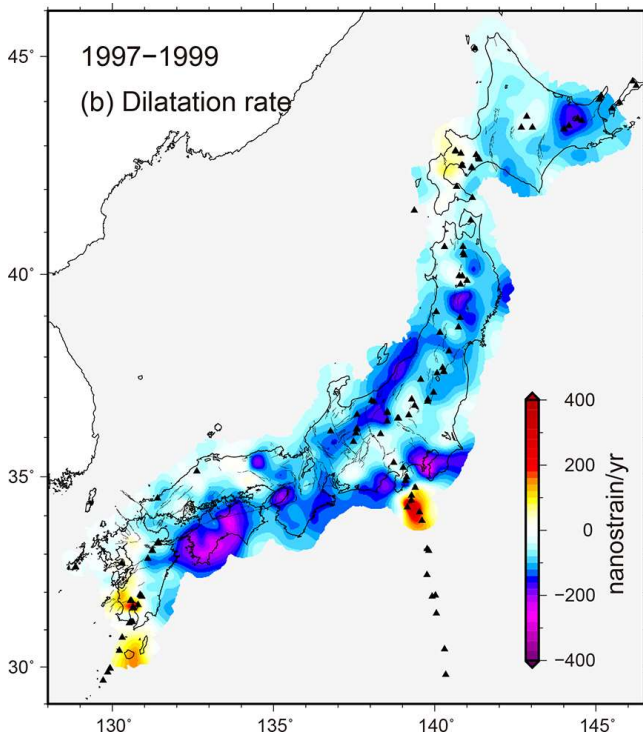


図 5

1997年1月1日から1999年12月31日（期間1）のGNSS速度データから推定した日本列島の歪み速度。黒細線は活断層（地震調査研究推進本部, 2022）、黒三角は活火山（気象庁, 2013）をそれぞれ表す。(a) 歪み速度主軸の方向と大きさ。青と赤の矢印はそれぞれ短縮および伸張の速度を表す。(b) 面積歪み速度。マイナス（青色）が収縮、プラス（赤色）が膨張を表す。(c) 最大剪断歪み速度。

Fig. 5

Estimated strain-rate fields in the Japanese Islands for period 1 (January 1, 1997-December 31, 1999). Black lines represent surface traces of major active faults (Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2017) and black triangles represent active volcanos (JMA, 2013). (a) Principal axes of strain-rate field. Red and blue arrows represent expansive and contractive strain rates, respectively. (b) Dilatation-rate field. Positive dilatation means expansion. (c) Maximum shear-strain rate field.



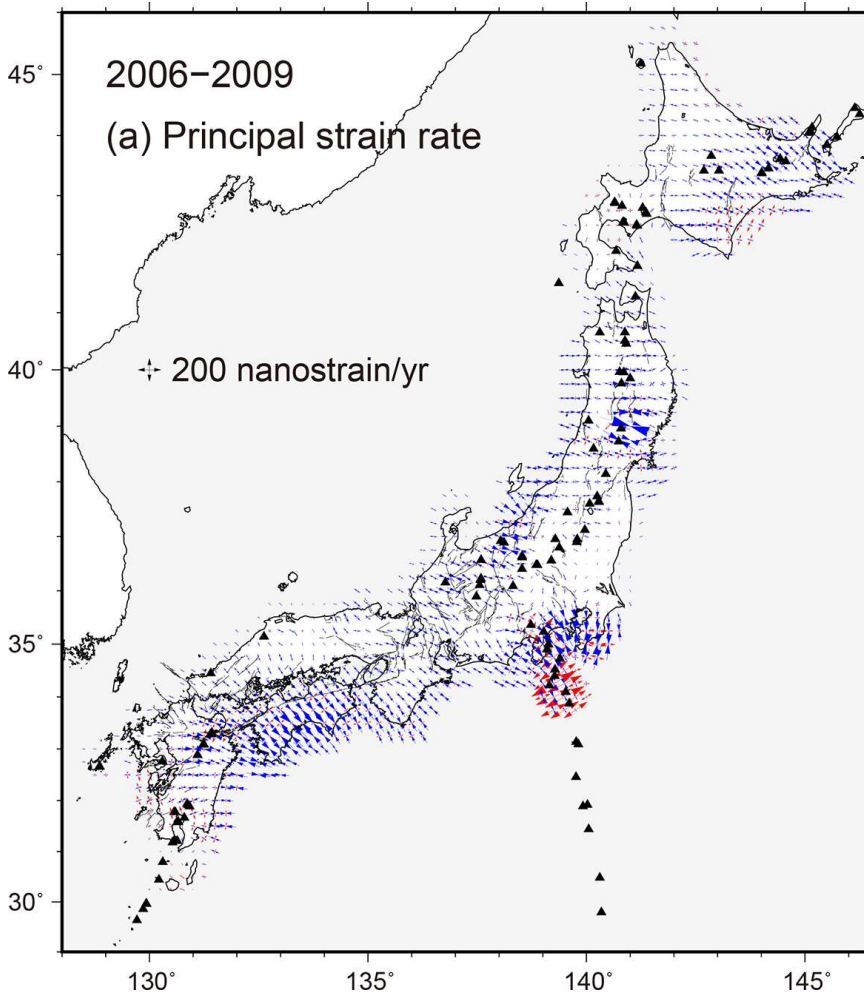
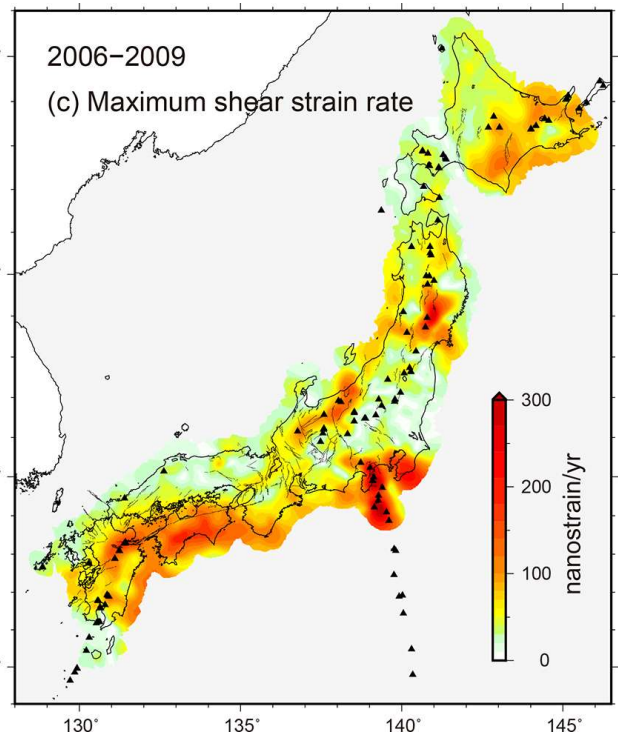
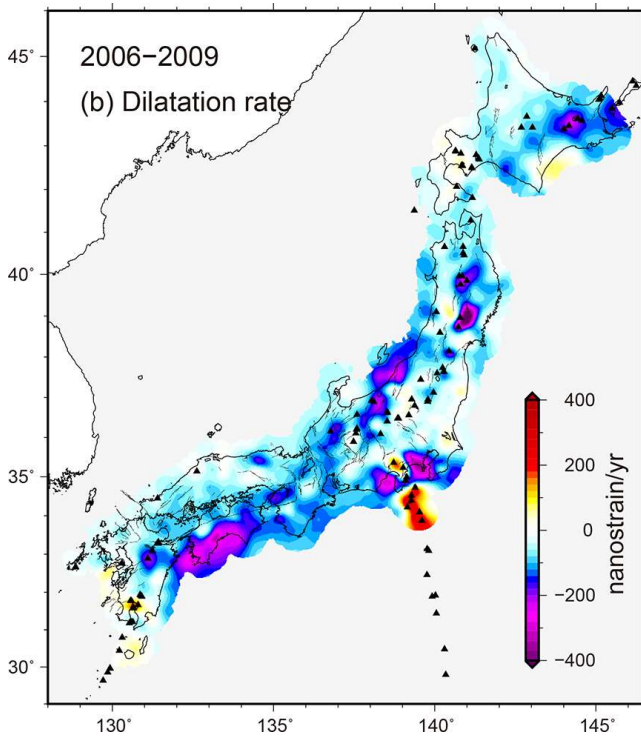


図 6

2006年1月1日から2009年12月31日(期間2)のGNSS速度データから推定した歪み速度. データの期間が異なることを除いて図5と同様. Okazaki *et al.* (2021) の Figs. 15~17 とほぼ同じだが, 解析領域を若干広げていることから, モデル領域の端などでわずかに異なった結果となっている.

Fig. 6

Estimated strain-rate fields in the Japanese Islands for period 2 (January 1, 2006-December 31, 2009). This figure is the same as Fig. 5 except for the period of the observation data. Although the observation period of this figure is the same as that of Okazaki *et al.* (2021), this figure is subtly different from Figs. 15-17 of Okazaki *et al.* (2021), because the model area taken is wider in this study.



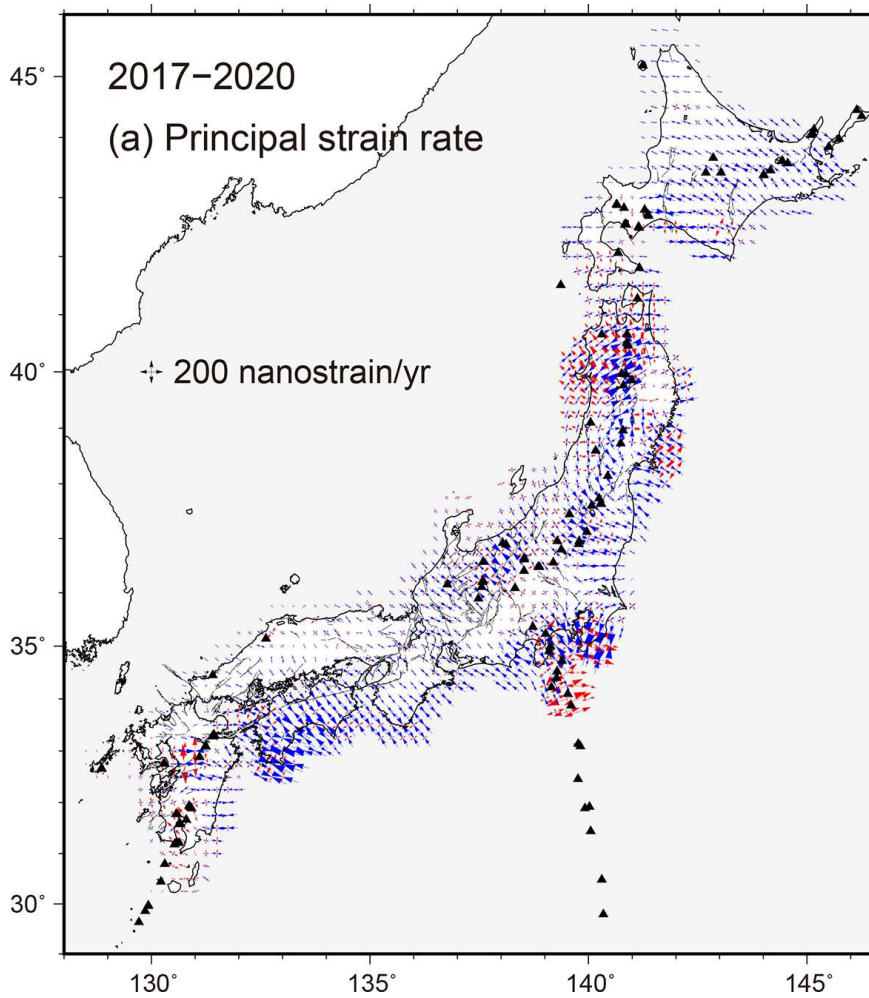


図 7

2017年10月1日から2020年9月30日（期間3）のGNSS速度データから推定した歪み速度。データの期間が異なることを除いて図5と同様。

Fig. 7

Estimated strain-rate fields in the Japanese Islands for period 3 (October 1, 2017–September 30, 2020). This figure is the same as Fig. 5 except for the observation period.

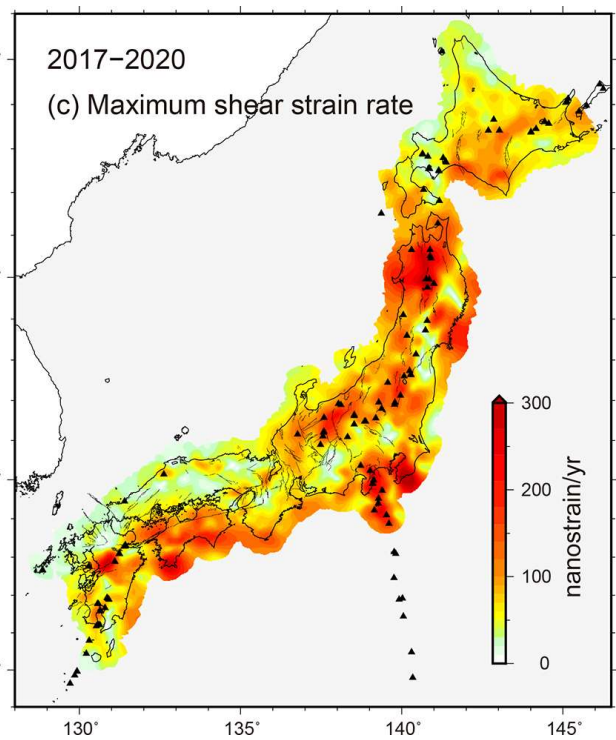
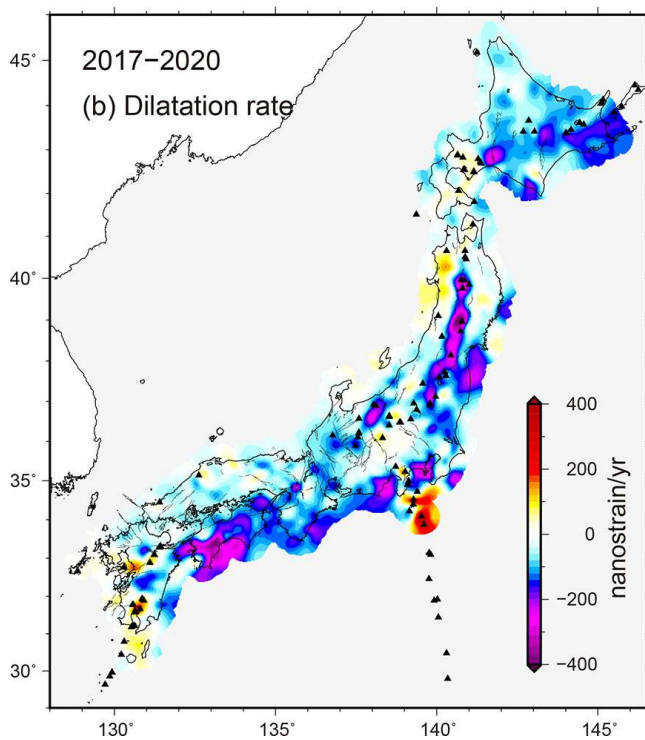


表 1 各島弧の大まかな接合部の位置.

Table 1 Rough locations of arc junctions in Japan.

島弧	接合部の位置
本州弧と千島弧	北海道中西部（石狩低地～北海道中軸部）
本州弧と伊豆弧	伊豆小笠原弧北縁（相模トラフ～伊豆半島の付け根～駿河トラフ）
本州弧と琉球弧	九州中部（北縁は筑紫平野～別府湾，南縁は国見山地～宮崎平野）

接合部の位置は，おおむね米倉ほか（2001）に準じている。

The locations of the arc junctions are basically based on Yonekura *et al.* (2001).

えば，本州弧と千島弧では面積歪みはおしなべて負（収縮）であるが，正（膨張）の面積歪みが得られた地域は，火山周辺を除くと，1993年北海道南西沖地震（ M 7.7），2003年十勝沖地震（ M 8.2），2008年福島県沖地震（ M 7.0）など，もっぱら大地震の余効変動に関連していると考えられる所であった。2008年岩手宮城内陸地震（ M 6.9），2016年熊本地震（ M 7.0），2018年北海道胆振東部地震（ M 6.6）など内陸大地震の震源域では，膨張と収縮のペアが見られる（Okazaki *et al.*, 2021）。以下の本章では，基本的に，時間的に安定な変動について議論する。

2) 定常的な変動

2-1) 千島弧の変動

千島弧は，北海道の中軸部から石狩低地に至る北海道中西部で東北日本弧と接合している（米倉ほか，2001）。この接合域の東縁をなす日高山脈から天塩山地に至る南北に伸びる領域は，古い衝突帯に対応している（Kimura, 1994）。南部では日高山脈に現れている通り現在でも地殻変動が非常に活発と考えられる。北部でも天塩山地西縁～宗谷丘陵などで活発な変動が報告されており（平川，2003），GNSSデータの解析からも15 mm/yr前後の東西方向の収束速度が得られている（Ito *et al.*, 2019）。深部低周波地震（Nakajima and Hasegawa, 2021）も発生しており，根の深い構造があることをうかがわせる。なお，本研究で考えている各島弧の接合部の大まかな位置を表1にまとめた。

図5～7の結果から，東北日本弧との接合部にあたる日高山脈の西麓で 10^{-7} /yrを越える速い東西短縮が起こっており，速度を減じながら北方

に続いている。日高山脈の東側でも短縮が生じているが，十勝沖地震の余効変動の影響がない期間1でも西側に比べやや遅く，千島弧が東北日本弧側にせり上がり日高山脈が形成されたとする報告（Tsumura *et al.*, 1999）と整合的である。このように，GNSSの観測結果からは，千島弧と東北日本弧の相対運動は，南部（日高山脈）で速く北部でやや遅い東西短縮により特徴づけられる。

千島弧内部の変動としては，南東-北西方向の短縮が顕著である。前弧および火山フロント付近で大きく，火山フロントから100 km以上離れた領域まで速度を減じつつ続いている。太平洋プレートの沈み込みによる陸側プレートとのカップリングが原因と考えられるが，西日本弧と違って，火山フロントの背後まで大きな収縮があるのが特徴である。その解釈として，Itoh *et al.* (2019)は，火山による高い地温勾配に起因した地殻の弱화를提案している。

日高山脈の形成モデル（Kimura, 1986）で示されたように，千島弧前弧は前弧スリバーとして南西方向に移動しているとされるが，歪み速度場で見ると背弧側との境界は不明瞭である。これはこの地域に，前弧スリバーの運動を解消する顕著な活断層がないことと整合的である。前弧域の最大剪断歪み速度はほぼ全域で 5×10^{-8} /yrを越え比較的大きいですが，前述の南東-北西方向の短縮が主であり，前弧スリバーとしての運動に対応する北東-南西方向の剪断変形は強くない。

2-2) 伊豆小笠原弧の変動

伊豆小笠原弧は，伊豆半島の付け根で本州弧と衝突している（Matsuda, 1978）。伊豆小笠原弧と本州弧との境に位置する房総半島～相模湾～駿

河湾の領域では、非常に速い ($> 2 \times 10^{-7}/\text{yr}$) 短縮が生じており、その方向は、房総半島では南北、相模湾では南南東-北北西、駿河湾では東南東-西北西方向と東から西へ反時計回りに回転している。なお、房総半島で期間 1 に比べ期間 2 と 3 で歪み速度が顕著に大きいのは、スロースリップの影響が大きい。一方、衝突の中心と考えられる伊豆半島の北では、意外なことに短縮速度が小さい。これは、一つには富士山 (原田ほか, 2010) や箱根山 (道家ほか, 2021) の膨張による影響と考えられる。また、伊豆半島などの伊豆弧北端部で南東-北西方向の短縮速度が非常に大きいことから、そこで短縮成分がかなりの程度吸収されていることも寄与しているだろう (Mazzotti *et al.*, 1999)。伊豆弧の南北方向の短縮速度は、北端部の伊豆半島で速く、新島や三宅島など南部へいくと急減する。

伊豆小笠原弧では、その北端部から三宅島南方の描画領域の端まで、東西から北東-南西方向のきわめて速い伸張が生じている。推定された伸張速度は伊豆半島よりも島嶼部で速いが、観測点は火山島にしかないためローカルな変動の影響を受けやすい上、データがカバーする領域の端に当たるため推定誤差も比較的大きいことに注意する必要がある (Okazaki *et al.*, 2021)。この伸張運動は、伊豆小笠原弧で背弧拡大が生じつつあることを示しているとされる (Nishimura, 2011)。背弧拡大が起こる原因としては、フィリピン海プレートの移動速度よりも房総沖の三重会合点の移動速度が遅くなってしまうことで説明ができる (高橋, 2006)。

2-3) 琉球弧の変動

琉球弧は西日本弧と九州中部で接合している (米倉ほか, 2001)。接合部の北縁が別府島原地溝帯におおむね対応する。西日本との接合部を含む琉球弧では、南北伸張が広域に生じている。伸張速度は、別府島原地溝帯に加え、九州西部、および鹿児島県を中心とする九州南部で大きい一方、九州中南部の非火山地域 (阿蘇山と霧島山の間) で小さい。また、薩摩半島から屋久島にかけて歪み主軸は反時計回りに回転し、屋久島では東西か

ら南東-北西方向の伸張場となっている。九州西部の速い伸張は、沖縄トラフの拡大と関係づけられることが普通である (木村, 1983; 多田, 1984)。九州南部で速い伸張が生じていることは以前より知られており (Sagiya *et al.*, 2000; Nishimura and Hashimoto, 2006)、それを説明するモデルもいくつか提案されてはいるが (Kamata and Kodama, 1999; Takayama and Yoshida, 2007)、その原因は必ずしもはっきりしない。なお、琉球弧およびその本州弧との接合部では、2016 年熊本地震に加え、桜島や阿蘇など火山が多く分布することから、歪み速度の時間変化が比較的大きいことに注意する必要がある。阿蘇周辺では熊本地震後の期間 3 を除き顕著な収縮が、桜島周辺では 3 つの期間に共通して顕著な膨張が生じている。

九州地方は南北伸張が起こっていることで有名であるが (多田, 1984)、琉球弧と西日本弧との接合部である中部を中心に明瞭な東西短縮も生じている。その東西短縮は、東で速く西で遅い。そのため、面積歪みで見ると、九州地方の東で収縮、西で膨張となっている。この東西短縮は、南海トラフでのカップリングの影響が大きいと考えられるが、中央構造線よりも南の西日本弧の外帯が前弧スリバーとして琉球弧に衝突 (Kimura, 1994) している影響も含まれる。Nishimura *et al.* (2018) はブロック断層モデルを用いて両者の分離を試みている。その結果によると、南海トラフでのカップリングの効果を差し引いても 5-10 mm/yr の東北東-西南西方向の収束成分が残り、それが西日本弧外帯の前弧スリバーとしての運動に対応していると考えられる。

2-4) 本州弧の変動

東北日本弧と西日本弧は一続きの本州弧をなしている。その接合部は一般に糸静線とされるが、そこに顕著に歪みが集中することはなく、本州弧全体に変形運動が広がっている (図 5~7)。ただし、その変形速度は地域により顕著に異なる。

まず、太平洋沿岸の速い歪み速度は基本的にプレート間カップリングに起因するためその影響を除外して考えることとする。さらに、東北沖地震も含め地震の余効変動に関する変動も除くと、

本州弧全体としておおむね東西ないしは西北西-東南東方向に短縮している。この東西短縮の歪みは、三角測量や三辺測量による最近約 100 年間の測地学的観測 (中根, 1973; 橋本, 1990), 地震のメカニズム解から推定される現在の応力場 (Terakawa and Matsu'ura, 2010), ならびに活断層の運動方向などの地質学的手法により推定された第四紀の変形場 (Hujita, 1980; Wesnousky *et al.*, 1982) と調和的である。

Sagiya *et al.* (2000) が指摘した新潟神戸歪み集中帯は、今回の解析でもより明瞭な形で現れた。歪み速度は、新潟平野から糸静線以東でとくに大きい。新潟神戸歪み集中帯は、北方へは東北地方の日本海沿岸 (日本海東縁歪み集中帯) に、西方へは中央構造線沿いに九州中部まで延びる (Nishimura *et al.*, 2018)。日本海東縁における速い歪み速度は、地質学的構造から推定されたこの地域の大きな東西短縮 (佐藤, 1989; Okada and Ikeda, 2012) と調和的である。新潟神戸歪み集中帯は、白山から伊勢湾に至る分枝をもつ。Heki and Miyazaki (2001) は、GNSS データの解析から北米プレートとアムールプレートとの境界がこの分枝あたりにあると解釈している。

奥羽山脈にも歪みの集中が見られる (Miura *et al.*, 2002)。この奥羽脊梁歪み集中帯は、南は那須岳の辺りまで延びており、奥羽山脈の範囲とほぼ一致している。那須岳以南では、火山フロントは西へと大きく湾曲している。一方、北にどこまで延びるかは、1993 年北海道南西沖地震や 2011 年東北沖地震の余効変動の影響があって判別し難い。この奥羽脊梁での短縮は、東西圧縮の応力場下に火山に起因する高温度異常帯があることで無理なく説明ができる (Shibazaki *et al.*, 2008)。温度の高い領域に歪みが集中するのである。最近得られるようになってきた熱年代のデータ (Fukuda *et al.*, 2020) も、奥羽山脈での速い隆起と調和的である。また、東北沖地震前の期間 2 に顕著な収縮が生じている奥羽脊梁の火山は、Takada and Fukushima (2013) が報告した東北沖地震後に沈降した火山 (北から秋田駒ヶ岳、栗駒山、蔵王山、吾妻山、那須岳) の地域とぴったり一致する

ことは興味深い (Okazaki *et al.*, 2021)。

一方、中国地方では歪み速度が顕著に小さい。これは、この地方の比較的なだらかな地形や疎な活断層分布と調和的である。この原因としては、高橋 (2006) が主張するように、日本列島の東西短縮の原因が東側 (房総沖三重会合点から日本海溝) にあると考えるのが妥当であろう。

茨城県北部から北関東を経て愛知県北部に至る前弧域でも歪み速度が顕著に小さい。この前弧域の低歪み速度帯は Sagiya *et al.* (2000) でも指摘されていたが、今回の解析で非常に明瞭となった (Okazaki *et al.*, 2021)。ここでは、常陸三河前弧低歪み帯と呼ぶことにする。前弧域でありながら四国地方などと違って歪み速度が小さいのは、この地域のプレート間カップリングが比較的小さい (Noda *et al.*, 2013; Nishimura *et al.*, 2018) ことがまず重要な要因として考えられる。また、前弧域にあるため地温勾配が比較的 low (Tanaka *et al.*, 2004)、非弾性変形が生じにくいということもあわせて効いているであろう。この常陸三河前弧低歪み帯は、背弧側にある新潟神戸歪み集中帯と好対照をなしている。糸静線などはあるものの歴史地震 (宇津, 1990) や活断層の分布 (地震調査研究推進本部, 2022) も、後者に顕著に偏っている。しかし一方、常陸三河前弧低歪み帯には、八溝山地や三河高原などの低起伏の高地だけでなく、関東山地、赤石山脈、木曾山脈などの大起伏の山地も分布しており、地形的には背弧側と顕著な差があるようには思われない。それら大起伏の山地の形成には伊豆弧の衝突との関係も推測されるが、今後の地殻変動の推移が注目される。

V. まとめと議論

日本列島には GEONET をはじめとする稠密な GNSS の観測網が展開されている。空間的に離散的な GNSS などの測地データから面的な歪み速度分布を適切に求めることは長年の課題であるが、本稿では ABIC を利用した基底関数展開に基づく Okazaki *et al.* (2021) の方法を紹介した。同手法は、歪み速度場の平滑性を制御するパラメタを観測データに基づいて客観的に決定でき

るなど、優れた特性を有している。さらにその方法を3つの異なる期間（期間1：1997～1999，期間2：2006～2009，期間3：2017～2020）のGNSSデータに適用することで、各期間の歪み速度場を推定した（図5～7）。その結果、火山周辺での変動や2011年東北沖地震をはじめとする大地震の余効変動を除くと、各期間の歪み速度は基本的には似通ったものであり大まかには一定の速度で歪みの蓄積が進行していること、その一方で空間的には大きな変動があることがわかった。

図5～7で表されるように、日本列島ではさまざまな場所でさまざまな変形が生じている。それらをなるべく整理して記述するために、本稿では「島弧間変動と島弧内変動」という枠組みを用いることとした。例えば、北米（あるいはオホーツク）プレートとユーラシア（あるいはアムール）プレートの境界としては、北海道中軸部（Chapman and Solomon, 1976; 高橋・安藤, 2016）、日本海東縁～糸静線（中村, 1983; 小林, 1983）、新潟神戸歪み集中帯（Sagiya *et al.*, 2000）、白山から伊勢湾に至る変動帯（Heki and Miyazaki, 2001）などさまざまなものが提案され決着が付いていない。プレート境界を一意に定めることが難しいのは、もとを辿れば日本列島のような大陸域の変動帯では、おそらくはレオロジ的性質の違いに起因して、変形が極端には局在しないことに由来している。つまりは、日本列島のどこをプレート境界とすべきかささまざまな主張がなされてきたが、それらはいわば正解のない問題の答を探してきたようなものといえる。ただしその一方、日本列島の変形を一様な物性をもつ粘性流体の流動（England and McKenzie, 1982）と考えることも単純化が過ぎるであろう。多くの場所で、それなりに歪み速度の局在が生じているからである。いずれにせよ、日本列島のような変動帯においては多かれ少なかれ変形が連続的に生じており、剛体的ブロックを仮定の根本に据えるプレートテクトニクスは一つの極限としては意味があるものの、基本的には相性が悪い。これだけ稠密な観測データが得られるようになった現在、変形を連続的か

つ不均質なものとして考えるポストプレートテクトニクスの考えに移行すべきだろう。

日本列島の変形を考える上で、「島弧間変動・島弧内変動」という枠組みを採用し、東北日本弧と西日本弧を本州弧と一括して取り扱った場合には、島弧間変動としては本州弧とそれ以外の各島弧（千島弧、伊豆小笠原弧、琉球弧）との変動を、島弧内変動としては本州弧およびそれ以外の3つの島弧についてそれぞれ考えればよく簡明である。

島弧間変動については、これまで知られているように、大雑把には、本州弧と千島弧は東西短縮、本州弧と伊豆小笠原弧は南北から北西-南東方向の短縮、本州弧と琉球弧は南北伸張・東西短縮という結果が得られた。ただし、本州弧と千島弧の短縮速度は南で速く北で遅い。伊豆小笠原弧と本州弧との衝突では、房総半島から駿河湾にかけて短縮軸が反時計回りに90°近く回転している。琉球弧と本州弧の東西短縮は、東で速く西で遅い。

島弧内変動について、千島弧は太平洋の海岸線から火山弧の奥まで歪み速度が速い。伊豆小笠原弧の北端部では、東西から北東-南西方向の伸張が顕著である。琉球弧については、本州弧との接合部の変形（南北伸張・東西短縮）が強弱はあるものの九州南部まで続いている。本州弧は、沈み込む海洋プレートとのカップリングの効果を除くと基本的に東西短縮であり、日本海東縁～新潟神戸歪み集中帯～中央構造線に至る領域および奥羽脊梁域で顕著に歪み速度が速い。一方、中国地方に加えて、茨城県北部から北関東を経て愛知県北部に至る常陸三河前弧低歪み帯で歪み速度が顕著に小さい。地殻変動が今後どのように推移していくか、興味深く見守りたい。

謝 辞

本稿では、国土地理院、海上保安庁、国際GNSSサービス（IGS）、UNAVCO、韓国GNSSサービスの各機関から公開されたGNSS観測点データを使用させていただいた。これらの機関に感謝致します。

文 献

- Akaike, H. (1980): *Likelihood and Bayes Procedure*. University Press, Valencia, 143-166.
- Bertiger, W., Desai, S., Haines, B., Harvey, N., Moore, A., Owen, S. and Weiss, J. (2010): Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. *Journal of Geodesy*, **84**, 327-337, doi:10.1007/s00190-010-0371-9.
- Chapman, M.E. and Solomon, S.C. (1976): North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, **81**, 921-930.
- 道家涼介・萬年一剛・板寺一洋 (2021): 地表面変位から推定される箱根火山浅部熱水系の構造. 地学雑誌, **130**, 811-830. [Doke, R., Mannen, K. and Itadera, K. (2021): Structure of shallow hydrothermal system in Hakone volcano, Japan, inferred from surface displacements. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **130**, 811-830. (in Japanese with English abstract)]
- England, P. and McKenzie, D. (1982): A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **70**, 295-321.
- England, P. and Molnar, P. (2005): Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B12401, doi:10.1029/2004JB003541.
- 深畑幸俊 (2009): 地震学における ABIC を用いたインバージョン解析研究の進展. 地震 2, **61**, 103-113, doi:10.4294/zisin.61.103. [Fukahata, Y. (2009): Development of study of inversion analyses using ABIC in seismology. *Zisin* 2, **61**, 103-113. (in Japanese with English abstract)]
- Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2018): Characteristics of viscoelastic crustal deformation following a megathrust earthquake: Discrepancy between the apparent and intrinsic relaxation time constants. *Pure and Applied Geophysics*, **175**, 549-558, doi:10.1007/s00024-017-1735-3.
- Fukahata, Y. and Wright, T.J. (2008): A non-linear geodetic data inversion using ABIC for slip distribution on a fault with an unknown dip angle. *Geophysical Journal International*, **173**, 353-364.
- Fukahata, Y., Honsho, C. and Matsu'ura, M. (1996): Crustal movements on Shikoku, southwestern Japan, inferred from inversion analysis of levelling data using ABIC. *Tectonophysics*, **257**, 239-252, doi:10.1016/0040-1951(95)00176-X.
- 深畑幸俊・大橋聖和・高田陽一郎・田中明子 (2019): 特集号「地殻ダイナミクス (Part I) —主としてマクロな視点から—」巻頭言. 地学雑誌, **128**, 685-687. [Fukahata, Y., Oohashi, K., Takada, Y. and Tanaka, A. (2019): Introduction to the special issue "Crustal dynamics (part I): From a macroscopic view". *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **128**, 685-687. (in Japanese with English translation)]
- Fukahata, Y., Meneses-Gutierrez, A. and Sagiya, T. (2020): Detection of plastic strain using GNSS data of pre- and post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Earth, Planets and Space*, **72**, 18, doi:10.1186/s40623-020-1144-1.
- Fukuda, S., Sueoka, S., Kohn, B.P. and Tagami, T. (2020): (U-Th)/He thermochronometric mapping across the northeast Japan Arc: towards understanding mountain building in an island-arc setting. *Earth, Planets and Space*, **72**, 24, doi:10.1186/s40623-020-01151-z.
- 原田昌武・細野耕司・小林昭夫・行竹洋平・吉田明夫 (2010): 富士山及び箱根火山の膨張歪と低周波地震活動. 火山, **55**, 193-199. [Harada, M., Hosono, K., Kobayashi, A., Yukutake, Y. and Yoshida, A. (2010): Extensional strains around Mt. Fuji and Hakone Volcano and low-frequency earthquakes. *Kazan*, **55**, 193-199. (in Japanese with English abstract)]
- 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. [Hashimoto, M. (1990): Horizontal strain rates in the Japanese islands during interseismic period deduced from geodetic surveys (Part I): Honshu, Shikoku and Kyushu. *Zisin* 2, **43**, 13-26. (in Japanese with English abstract)]
- Heki, K. and Miyazaki, S. (2001): Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan. *Geophysical Research Letter*, **28**, 2313-2316, doi:10.1029/2000GL012537.
- 平川一臣 (2003): 北海道の地質 (新第三紀以降の地質構造発達史と火山作用). 小疇 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編: 日本の地形 2: 北海道. 東京大学出版会, 27-33. [Hirakawa, K. (2003): Geology of Hokkaido (Geological structure development and volcanic action since Neogene). in *Topography of Japan 2: Hokkaido* edited by Koaze, T., Nogami, M., Ono, Y. and Hirakawa, K., Tokyo Daigaku Shuppankai, 27-33. (in Japanese)]
- Hujita, K. (1980): Role of the median tectonic line in the quaternary tectonics of the Japanese islands. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, **18**, 129-153.
- Ito, C., Takahashi, H. and Ohzono, M. (2019): Estimation of convergence boundary location and velocity between tectonic plates in northern Hokkaido inferred by GNSS velocity data. *Earth, Planets and Space*, **71**, 86, doi:10.1186/s40623-019-1065-z.
- Itoh, Y., Wang, K., Nishimura, T. and He, J. (2019): Compliant volcanic arc and backarc crust in southern Kurile suggested by interseismic geodetic deformation. *Geophysical Research Letters*, **46**, 11790-11798, doi:10.1029/2019GL084656.
- 岩田貴樹・吉田圭佑・深畑幸俊 (2019): 地震学的データを用いた応力インバージョン. 地学雑誌, **128**, 797-811. [Iwata, T., Yoshida, K. and Fukahata, Y.

- (2019): Stress tensor inversion using seismological data. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **128**, 797-811. (in Japanese with English abstract)]
- 地震調査研究推進本部 (2022): 主要活断層帯の長期評価. [Headquarters for Earthquake Research Promotion (2017): Evaluations of active faults. (in Japanese)]
http://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/major_active_fault [Cited 2022/2/22].
- Kaizuka, S. and Imaizumi, T. (1984): Horizontal strain rates of the Japanese islands estimated from Quaternary fault data. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **19**, 43-65.
- Kamata H. and Kodama, K. (1999): Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc. *Island Arc*, **8**, 393-403.
- Kimura, G. (1986): Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril Arc. *Geology*, **14**, 404-407.
- Kimura, G. (1994): Rapid growth of latest Cretaceous accretionary complex and exhumation of high pressure type metamorphic rocks in the NW Pacific region. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22147-22164.
- Kimura, G. (1996): Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, **5**, 262-275.
- 木村政昭 (1983): 沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察. 地質学論集, **22**, 141-157. [Kimura, M. (1983): Formation of Okinawa Trough grabens. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, **22**, 141-157. (in Japanese with English abstract)]
- 気象庁 (2013): 日本活火山総覧 (第4版). [Japan Meteorological Agency (2013): National catalogue of the active volcanoes in Japan (the fourth edition, English edition).]
https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran_eng/menu.htm [Cited 2022/1/21].
- 小林洋二 (1983): プレート“沈み込み”の始まり. 月刊地球, **5**, 510-514. [Kobayashi, Y. (1983): The initiation of plate subduction. *Chikyu Monthly (Gekkan Chikyu)*, **5**, 510-514. (in Japanese)]
- Matsuda, T. (1978): Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Journal of Physics of the Earth*, **26**, S409-S421.
- 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 and Planetary Science Letters*, **172**, 1-10.
- Meneses-Gutierrez, A. and Sagiya, T. (2016): Persistent inelastic deformation in central Japan revealed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **450**, 366-371.
- Miura, S., Sato, T., Tachibana, K., Satake, Y. and Hasegawa, A. (2002): Strain accumulation in and around Ou Backbone Range, northeastern Japan as observed by a dense GPS network. *Earth, Planets and Space*, **54**, 1071-1076, doi:10.1186/BF03353304.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2021): Prevalence of shallow low-frequency earthquakes in the continental crust. *Journal of Geophysical Research*, **126**, e2020JB021391, doi:10.1029/2020JB021391.
- 中村一明 (1983): 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究所彙報, **58**, 711-722. [Nakamura, K. (1983): Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as the convergent boundary between Eurasian and North American plates. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **58**, 711-722. (in Japanese with English abstract)]
- 中根勝見 (1973): 日本における定常的な水平地殻歪 (II). 測地学会誌, **19**, 200-208. [Nakane, K. (1973): Horizontal tectonic strain in Japan (II). *Journal of Geodetic Society of Japan*, **19**, 200-208. (in Japanese with English abstract)]
- Nishimura, S. and Hashimoto, M. (2006): A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in Southwest Japan. *Tectonophysics*, **421**, 187-207.
- Nishimura, T. (2011): Back-arc spreading of the northern Izu-Ogasawara (Bonin) Islands arc clarified by GPS data. *Tectonophysics*, **512**, 60-67.
- 西村卓也 (2017): GNSS データから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震. 活断層研究, **46**, 33-39, doi:10.11462/afr.2017.46_33. [Nishimura, T. (2017): Strain concentration zones in the Japanese Islands clarified from GNSS data and its relation with active faults and inland earthquakes. *Active Fault Research*, **46**, 33-39. (in Japanese with English abstract)]
- Nishimura, T., Yokota, Y., Tadokoro, K. and Ochi, T. (2018): Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System-Acoustic data. *Geosphere*, **14**, 535-551, doi:10.1130/GES01529.1.
- Noda, A., Hashimoto, C., Fukahata, Y. and Matsu'ura, M. (2013): Interseismic GPS strain data inversion to estimate slip-deficit rates at plate interfaces: Application to the Kanto region, central Japan. *Geophysical Journal International*, **193**, 61-77, doi:10.1093/gji/ggs129.
- 野末陽平・深畑幸俊 (2022): 基底関数展開による変位場推定におけるボックスカー関数と3次B-スプライン関数の比較. 地震2, **75**, 1-12, doi:10.4294/zisin.2021-8. [Nozue, Y. and Fukahata, Y. (2022): Comparison between the boxcar and cubic B-spline functions in estimating displacement fields by basis function expansion. *Zisin 2*, **75**, 1-12, doi:10.4294/zisin.2021-8. (in Japanese with English abstract)]

- Okada, S. and Ikeda Y. (2012): Quantifying crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, **117**, doi:10.1029/2011JB008355.
- Okazaki, T., Fukahata, Y. and Nishimura, T. (2021): Consistent estimation of strain-rate fields from GNSS velocity data using basis function expansion with ABIC. *Earth, Planets and Space*, **73**, 153, doi: 10.1186/s40623-021-01474-5.
- Ozawa, S., Yarai, H. and Kobayashi, T. (2019): Recovery of the recurrence interval of Boso slow slip events in Japan. *Earth, Planets and Space*, **71**, 78, doi:10.1186/s40623-019-1058-y.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 2303-2322.
- Sakaue, H., Nishimura, T., Fukuda, J. and Kato, T. (2019): Spatiotemporal evolution of long- and short-term slow slip events in the Tokai region, central Japan estimated from a very dense GNSS network during 2013-2016. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124**, doi:10.1029/2019JB018650.
- 佐藤比呂志 (1989): 東北本州弧における後期新生界の変形度について. 地質学論集, **32**, 257-268. [Sato, H. (1989): Degree of deformation of late Cenozoic strata in the northeast Honshu arc. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, **32**, 257-268. (in Japanese with English abstract)]
- 瀬野徹三 (1995): プレートテクトニクスの基礎. 朝倉書店. [Seno, T. (1995): *Basics of Plate Tectonics (Plate Tectonics No Kiso)*. Asakura Shoten. (in Japanese)*]
- Shen, Z.K., Jackson, D. and Ge, B.X. (1996): Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 27957-27980, doi:10.1029/96JB02544.
- Shen, Z.K., Wang, M., Zeng, Y. and Wang, F. (2015): Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data. *Bulletin of Seismological Society of America*, **105**, 2117-2127.
- Shibazaki, B., Garatani, K., Iwasaki, T., Tanaka, A., and Iio, Y. (2008): Faulting processes controlled by the nonuniform thermal structure of the crust and uppermost mantle beneath the northeastern Japanese island arc. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B08415, doi:10.1029/2007JB005361.
- 多田 堯 (1984): 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動. 地震2, **37**, 407-415. [Tada, T. (1984): Spreading of the Okinawa Trough and its relation to the crustal deformation in Kyusyu. *Zisin 2*, **37**, 407-415.
- Takada, Y. and Fukushima, Y. (2013): Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Nature Geoscience*, **6**, 637-641, doi:10.1038/ngeo1857.
- 高橋雅紀 (2006): フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス. 地学雑誌, **115**, 116-123. [Takahashi, M. (2006): Tectonic development of the Japanese islands controlled by Philippine Sea plate motion. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **115**, 116-123. (in Japanese with English abstract)]
- 高橋雅紀・安藤寿男 (2016): 弧-海溝系の視点に基づく日本の白亜紀陸弧の配置. 化石, **100**, 45-59. [Takahashi, M. and Ando, H. (2016): Reconstruction of the Cretaceous continental arc of Japan on a viewpoint of arc-trench system. *Fossils (Kaseki)*, **100**, 45-59. (in Japanese with English abstract)]
- Takayama, H. and Yoshida, A. (2007): Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B06413, doi: 10.1029/2006JB004690.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. (2004): Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth, Planets and Space*, **56**, 1191-1194, doi:10.1186/BF03353339.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010): The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, **29**, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- 辻 宏道・畑中雄樹・檜山洋平・山口和典・古屋智秋・川元智司 (2017): GEONET 運用 20 年: 課題と展望. 国土地理院時報, **129**, 85-111. [Tsuji, H., Hatanaka, Y., Hiyama, Y., Yamaguchi, K., Furuya, T. and Kawamoto, S. (2017): Twenty-year successful operation of GEONET: What's next?. *GSI Journal*, **129**, 85-111. (in Japanese)]
- Tsumura, N., Ikawa, H., Ikawa, T., Shinohara, M., Ito, T., Arita, K., Moriya, T., Kimura, G. and Ikawa, T. (1999): Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan inferred from seismic reflection profiling. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1057-1060.
- Ueno, T., Saito, T., Shiomi, K., Enescu, B., Hirose, H. and Obara, K. (2012): Fractional seismic velocity change related to magma intrusions during earthquake swarms in the eastern Izu peninsula, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B12305, doi:10.1029/2012JB009580.
- 宇津徳治 (1990): 世界の被害地震の表 (古代から 1989 年まで). 宇津徳治, 東京. [Utsu, T. (1990): *Catalog of Damaging Earthquakes in the World (Through 1989)*. Utsu, Tokuji, Tokyo. (in Japanese)]
- Wesnousky, S.G., Scholz, C.H. and Shimazaki, K. (1982): Deformation of an island arc: Rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 6829-6852.
- Yabuki, T. and Matsu'ura, M. (1992): Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial-distribution of fault slip. *Geophysical*

Journal International, **109**, 363-375.
米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編 (2001):
日本の地形 1 —総説. 東京大学出版会. [Yonekura,
N., Kaizuka, S., Nogami, M. and Chinezei, K. eds.
(2001): *Topography of Japan: General Remarks*
(*Nippon No Chihei 1: Sosetsu*). Tokyo Daigaku
Shuppankai. (in Japanese)*]

Zheng, G., Wang, H., Wright, T.J., Lou, Y., Zhang, R.,
Zhang, W., Shi, C., Huang, J. and Wei, N. (2017):
Crustal deformation in the India-Eurasia collision
zone from 25 years of GPS measurements. *Journal*
of Geophysical Research: Solid Earth, **122**, 9290-
9312, doi:10.1002/2017JB014465.

* Title etc. translated by Y.F.