奥羽脊梁山脈周辺および中越地域における地殻の変形と断層形成過程のモデル化：内陸大地震発生過程解明に向けて

Modeling of crustal deformation and fault development in the Ou Backbone range and the mid-Niigata region: Toward an understanding of the mechanisms of large inland earthquakes

Abstract

芝崎文一郎*

*Bunichiro Shibazaki**

2010年4月9日受付.
2011年4月27日受理.

* 建築研究所国際地震工学センター
International Institute of Seismology and
Earthquake Engineering, Building Research
Institute, 1 Tatehara, Tsukuba, Ibaraki
305-0802, Japan

Corresponding author; B. Shibazaki,
bshiba@kenken.go.jp

To understand the generation processes of large earthquakes inland of convergent margins, it is necessary to investigate the tectonic loading processes caused by interactions of plates along plate boundaries, and internal inelastic deformation and fault processes within island arc crust and uppermost mantle. Internal deformation and faulting processes are controlled by non-uniform rheological structures in the island arc crust and the uppermost mantle. This paper reviews studies using numerical models to describe deformation and faulting processes in the crust in the Ou Backbone range (OBR) and the mid-Niigata region, by accounting for the non-uniform rheological structures in the island arc crust. Models of fault processes in these areas must consider non-uniform distributions of viscosity and frictional strength. Beneath the OBR, crustal rocks are thought to have been more weakened than those in surrounding areas because of the presence of aqueous fluids and high temperatures associated with volcanic activity. A theoretical study demonstrates that shortening deformation due to nonlinear viscous flow occurs in the high-temperature section of the lower crust, resulting in shear faulting in the upper crust. On the other hand, it is generally considered that many inland earthquakes occur along pre-existing normal faults formed in a pre-existing rift system within a back-arc region during the opening of the Japan Sea (25–15 Ma); these faults were reactivated as reverse faults during the shortening deformation that has occurred since 3.5 Ma. The numerical models confirm that ancient rift structures and weak zones in the basement caused the development of the complex fault configurations associated with the 2004 and 2007 earthquakes in the mid-Niigata region. The development of models for the generation processes of large inland earthquakes requires an understanding of the realistic rheological structures which depend on the tectonic settings of the model region.

Keywords: inland earthquakes, non-uniform rheological structure, Ou Backbone range, mid-Niigata region, ancient rift structures, models

はじめに

最近の地震発生物理学の進展により、プレート境界型の大地震の発生過程の枠組みは明らかになりつつあり、地震発生予測シミュレーションが行われている。プレート境界では、断層面でのすべりがプレートの相対運動から遅れることによりせん断応力が蓄積する。そして、せん断応力があるレベルに達すると破壊核が形成され、臨界状態に達すると動的破壊が開始すると考えられる(例えば、大中・松浦, 2002)。地震発生過程は、断層面における摩擦構成則に支配されており、断層物質を用いた実験的研究が進められている。それに対して、島弧地殻内で発生する内陸大地震は大災害をもたらす

が、断層形成過程や応力蓄積過程がまだ明らかにされていない。

最近の研究の進展により、内陸大地震発生過程の全体的な枠組みが提案されつつある(例えば、飯尾, 2009)。また、最近の高精度の観測研究により、島弧地殻の変形過程が明らかにされてきている。測地学的観測から歪集中帯の存在が明らかにされてきた。GPS観測により、新潟―神戸歪み集中帯(Sagiya et al., 2000)や、東北日本脊梁山脈周辺における歪み集中帯(Miura et al., 2004)が存在することが明らかにされている。また、東北日本および日本海東縁では地質学的歪集中帯が存在することが明らかにされている(e.g., Okamura et al., 2007)。内陸大地震の多くは、このような歪集中

帯やその周辺で発生している。

さらに、地震波速度構造解析により、島弧地殻・最上部マントルにおける不均質速度構造の詳細なイメージが得られており(e.g., Nakajima et al., 2001), 不均質構造と内陸大地震の発生過程との関連が指摘されている。新潟—神戸歪み集中帯形成のメカニズムとして、地震学的研究から深部に低速度層の存在が明らかにされてきていることから、地殻深部・上部マントルにおける水による弱化に起因するというモデルが提唱されている(Iio et al., 2002)。

東北日本における内陸大地震発生過程に関しては、幾つかの定性的モデルが提案されている。Shimamoto(1993)は、東北日本島弧における地殻、最上部マントルのレオロジー構造を、温度構造を考慮して推定した。東北日本は温度が高いので、弾性的な性質を有するリソスフェアの厚さが薄く、変形を受けやすいと考えられる。Hasegawa et al.(2005)は、プレートの沈み込みにより生じた上昇流によって、脊梁山地の地殻深部に水が運ばれると推定した。そしてさらに、水により下部地殻が著しく弱化し、圧縮場の中で短縮変形を起こし、上部地殻で断層が形成されるというモデルを提案した。

他方、東北日本および日本海東縁においては、日本海拡大時(25–15 Ma)に形成された地溝帯形成に伴って正断層が生成され、3.5 Ma から開始した短縮変形場の中で、これらの既存正断層が逆断層として再活動すると考えられている(Sato, 1994)。東北日本における内陸大地震発生過程をモデル化するためには、以上のように、地殻下部における粘性流動特性の違いと、日本海拡大時に形成された古傷としての既存断層と埋没した地溝を考える必要がある。

Shibazaki et al.(2007, 2008)は、東北日本脊梁山脈周辺を対象に、非線形粘弾性と塑性を考慮できる有限要素法により、地殻の変形と断層形成過程に関して2次元のモデル化を行った。現実的な地殻構造と温度構造を考慮して変形と断層形成過程のモデル化を行い、地温勾配の高い領域では脆性—粘性遷移領域の深さが浅くなり、地殻深部で非線形流動による短縮変形が起こり、それにより上部地殻に応力集中が生じ、断層が形成されることを明らかにした。このモデルにより、地質学的時間スケールで、脊梁山脈および羽羽山地周辺の断層形成と地形形成過程が説明される。さらに3次元モデルにより、火山の存在による温度構造の不均質を考慮したモデル化も行い、断層が温度構造に支配されながら成長することを示した(Shibazaki, 2009)。また、中越地域について、複雑な断層の幾何学的配置の成因を明らかにするために、埋没した地溝と基盤内における弱い領域を考慮したモデル化を行った(芝崎・加藤, 2009)。

本稿では、まず、島弧地殻における変形と断層形成過程のモデル化の枠組みと非線形粘弾塑性解析に関して紹介する。次に、東北日本脊梁山脈周辺の断層形成過程の2次元および3次元モデル(Shibazaki et al., 2007; Shibazaki, 2009)を紹介する。そして、中越地域における埋没した地溝を考慮したモデル化(芝崎・加藤, 2009)を紹介する。最後に、島弧地殻における断層形成過程と内陸大地震発生過程のモデル化に関する今後の課題について議論する。

島弧地殻における変形と断層形成過程のモデル化の枠組み

Fig. 1 に内陸大地震の発生過程解明に向けた地殻の変形と断層形成過程のモデル化の枠組みを示す。内陸大地震の発生過程を理解するためには、外力としてのプレート間の相互作用による応力蓄積過程と、島弧内での内的な非弾性変形と断層成長過程を解明する必要がある。内的な非弾性変形と断層運動は、島弧地殻・最上部マントルのレオロジー構造に支配される。そこで、様々な地球物理・地質学的な観測から、地殻・最上部マントルの構造や状態を推定し、それに基づきレオロジー構造を推定する必要がある。

レオロジーモデルに関しては、脆性領域では摩擦が支配し、延性領域では粘性流動が支配すると考えられている(Kohlstedt et al., 1995)。脆性領域では、せん断応力 τ が有効応力 σ_n^{eff} に次のように比例する。

$$\tau = c + \mu \sigma_n^{eff} = c + \mu (\sigma_n - P_f) = c + \mu (\sigma_n - \lambda \sigma_v) \quad (1)$$

ここで c は粘着力、 μ は摩擦係数、 σ_n は法線応力、 P_f は間隙水圧、 $\lambda = P_f/\sigma_v$ 、 σ_v は静岩圧である。摩擦係数はすべり速度や断層面の接触状態にも依存する。延性領域における流動則では、次式のようにすべり速度 $\dot{\epsilon}$ が応力 σ に依存する。

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n d^{-m} f_{H_2O}^r \exp \left(-\frac{Q + pV}{RT} \right) \quad (2)$$

ここで A は岩石に依存する係数、 n は応力指数、 d は粒径、 m は粒径指数、 f_{H_2O} は水のフガシティー、 r はフガシティー指数、 R はガス定数、 T は絶対温度、 Q は活性化エネルギー、 p は圧力、 V は活性化体積である。転位クリープの場合、 $n > 1$ で $m = 0$ である。それに対して、拡散クリープの場合、 $n = 1$ 、 $m > 0$ で粒径に依存する。各クリープの物理機構は、例えば、Karato(2008)に詳細に説明されており、流動則を規定するパラメータは、例えば、Ranalli(1995)やBürgmann and Dresen(2008)にまとめられている。これらの摩擦則(1)と流動則(2)を用いてレオロジー構造モデルを構築する必要がある。断層の摩擦や流動の構成則を決めるためには実験だけでは不十分で、実際の地質学的観察により、どのように流動や破壊が生じているかも調べる必要があり、削剥された過去の断層帯の調査も本質的に重要であると考えられる。

Fig. 1 に示すように、レオロジー構造を決定するためには、(1)および(2)式から、岩石学的構造(各種岩石の分布)、温度構造、間隙水圧、水のフガシティー、既存断層、さらに、岩石の粒径を知る必要がある。観測・解析で得られた地震波速度構造等から各種岩石の推定はある程度可能であろう。また、地温勾配や地震活動の下限から温度の推定もある程度可能である。間隙水圧や水のフガシティーを観測から推定することはかなり難しいが、最近になって、地震のメカニズム解から、間隙水圧を推定する試みも行われている(Tera-kawa et al., 2010)。さらに、粒径サイズの流動に与える効果は非常に大きい。これに関しては、削剥された過去の延性せん断帯の観察から推定してモデル化する必要がある。

レオロジー構造が推定されれば、プレート間相互作用を外

Fig. 1. Framework for modeling deformation and fault development in the island arc crust and uppermost mantle.

力として与えることで、島弧地殻・最上部マントルの変形過程のモデル化が可能になる。内陸大地震発生過程に関しては、何故断層が形成されるのか、さらには、何故ある既存断層が選択的に活性化されるのかわかっていない。したがって、先ずこの問題を解決するために、地質学的時間スケールでの断層発達モデル化を行う必要がある。地質学的時間スケールでの断層や地殻構造の発達の問題を解くために、非線形粘弾性や塑性を考慮した大変形の解析が行われてきた(Poliakov et al., 1993; Fullsack, 1995)。そうしたモデル化では、一般には断層での地震すべりと固着は考慮されず、継続的にすべりが進行すると仮定する。

さらに、内陸大地震の発生過程を理解するためには、実際の地震発生サイクルの再現も必要となる。したがって、粘弾性を考慮した地震間における応力蓄積と地震時における応力解放過程のモデル化、そして摩擦構成則を考慮した断層すべりと強度回復過程のモデル化も必要になる。本稿では、地震発生サイクルにおける地震すべりと固着を考慮しない、断層形成過程のモデル化を紹介する。

非線形粘弾塑性解析

地殻内の断層運動および変形過程をモデル化するために、材料の非線形力学特性(非線形流動や塑性等)や幾何学的非線形性(大変形)を考慮したシミュレーションが必要となる。これまでに、非線形粘弾性や塑性を考慮した有限要素法解析コード(e.g., Melosh and Raefsky, 1980; Fullsack, 1995)や有限差分法解析コード(Poliakov et al., 1993)が開発され、多くのシミュレーション研究が行われてきた。圧縮場のモデル化に関して、Ellis et al. (2001)は、スイスアルプスにおける大陸衝突のメカニズムを調べるために、侵食と歪弱化を考慮したモデル化を行った。Gerbault et al. (2003)は、ニュージーランドにおける南アルプスの隆起過程をモデル化するために、リソスフェアの変形過程のシミュレーションを行った。このモデルでは、べき乗型流動側、塑性変形、粘性

発熱、侵食過程等を考慮している。

伸張場における地溝帯形成や正断層の成長過程に関しても、多くのモデル化が進められている(e.g., Lavie and Buck, 2002; Huisman et al., 2005; Regenauer-Lieb et al., 2006)。地溝帯と既存の正断層が、反転テクトニクスにおいてどのように変形し断層が発達するかについても幾つかのモデル化が行われている。例えば、Hansen and Nielsen (2003)は、地溝帯形成のモデル化を行い、さらに圧縮場の中で変形と断層運動がどのように進行するかを調べている。Buiter and Pfiffner (2003)は、半地溝帯を有する盆地構造が圧縮場の中で、どのように変形と断層運動が進行するかを調べている。Henk and Nemok (2008)は半地溝帯が反転運動する際に、どのような応力場と歪場になるかを調べている。

非線形粘弾性を考慮したモデル化は、測地学的時間スケール(数100年程度)での地震発生サイクルのモデル化にも大変有効である。例えば、Ellis et al. (2006)は、ニュージーランド Alpine 断層沿いの地震発生サイクルにおける弾性歪の蓄積と解放過程および非弾性歪の蓄積過程の再現を行った。この研究では、地殻下部で転位クリープが働くことと仮定し、脆性領域における地震すべりの繰り返しにより、粘性領域において延性せん断帯が形成されることを示した。その他、地殻・リソスフェアの大変形問題やプレートの沈み込みと地形形成のモデル化に関しては、Burov (2007, 2010)に詳しく解説されている。

本稿で紹介するモデルでは、高度情報科学技術研究機構(RIST)が開発した並列有限要素法解析システム GeoFEM (奥田・中島, 2004)を用いる。GeoFEMは線形粘弾性機能を有するが、非線形流動則、塑性変形、大変形の解析機能を有していない。そこで、柄谷ほか(2003)は、GeoFEMにこれらの非線形機能を追加した。これらの機能の数値手法の詳細は、Shibazaki et al. (2007)に紹介されているので参照されたい。このモデルでは、弾性、べき乗型クリープ則、Mohr-Coulombの基準に従う塑性変形を考慮する。地殻・最上部マントルは、応力テンソル σ の関数である降伏関数 $f(\sigma)$ を用いて、降伏条件を満足していない場合($f(\sigma) < 0$)非線形粘弾性に従い、降伏条件($f(\sigma) = 0$)に達すると塑性変形が生じるとする。したがって、 $f(\sigma) < 0$ の場合、全歪速度 $\dot{\epsilon}$ は、弾性歪速度 $\dot{\epsilon}^e$ と粘性歪速度 $\dot{\epsilon}^c$ の和で表わされる。

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}^e + \dot{\epsilon}^c. \quad (3)$$

弾性歪速度 $\dot{\epsilon}^e$ は、4階の弾性剛性テンソル $\mathbf{D}^e$ を用いて以下のように表わされる。

$$\dot{\epsilon}^e = \mathbf{D}^{e-1} \dot{\sigma}. \quad (4)$$

流動則としては、簡単のために転位クリープを仮定するので、歪速度 $\dot{\epsilon}$ は次式で表現される(e.g., Ranalli, 1995)。

$$\dot{\epsilon}^c = B \exp(-Q/RT)(\bar{\sigma})^{n-1} \dot{\sigma} \quad (5)$$

$$\bar{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{2} \sigma'_{ij} \sigma'_{ij}},$$

ここで、 σ' は偏差応力テンソル、 σ は偏差応力テンソルの各成分を用いて表現される量である。一般に流動則を規定する物性値は、一軸変形により得られているので、(5)式における B は、実験で得られた物性値 A と n を用いて

$$B = \{3^{(n+1)/2}/2\} A \quad (6)$$

と表現される (e.g., Ranalli, 1995)。

応力が降伏条件 $f(\sigma) = 0$ に達すると、塑性変形が開始する。その場合には、全歪速度は弾性歪速度 $\dot{\epsilon}^e$ と塑性歪速度 $\dot{\epsilon}^p$ との和で表現される。

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}^e + \dot{\epsilon}^p. \quad (7)$$

本研究では、次式で表現される Mohr–Coulomb の降伏条件 (e.g., Yamaji, 2007) を用いる。

$$\begin{aligned} f = & -I_1 \sin \phi + (\sqrt{J_2}/2) \{ \sqrt{3} (3 - \sin \phi) \cos \theta \\ & + 3 (1 + \sin \phi) \sin \theta \} - 3c \cos \phi = 0, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\cos 3\theta = \frac{3\sqrt{3}}{2} \frac{J_3}{(J_2)^{3/2}},$$

$$I_1 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3,$$

$$J_2 = -(\sigma_1'\sigma_2' + \sigma_2'\sigma_3' + \sigma_3'\sigma_1')$$

$$J_3 = \sigma_1'\sigma_2'\sigma_3',$$

ここで σ_i は主応力、 σ'_i は主偏差応力、 I_1 は応力テンソルの第一不変量、 J_3 は偏差応力テンソルの第三不変量、 ϕ は内部摩擦角、 c は粘着力である。また、 $0 \leq \theta \leq \pi/3$ である。降伏後の塑性流動を決めるために、 $\dot{\epsilon}^p$ は塑性ポテンシャル g を用いて以下のように表現される。

$$d\epsilon^p = \lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma}, \quad (9)$$

ここで λ は比例係数である。実際の岩石が降伏後の流れ則は実験により決められ、一般的には、 g は降伏関数 f と一致する (関連流れ則) とは限らないが、ここでは、簡単のために $g = f$ とする。

ここでは、 f が応力 σ と塑性歪み ϵ^p の関数とする。降伏が生じている時は、応力は降伏曲面上にあるので、

$$df = \left(\frac{\partial f}{\partial \sigma} \right)^T d\sigma + \left(\frac{\partial f}{\partial \epsilon^p} \right)^T d\epsilon^p = 0, \quad (10)$$

を満たす。ここで T は転置を表す。式(4)、(7)、(9)、そして(10)から、下記の構成式を得る。

$$d\sigma = D^{ep} d\epsilon, \quad (11)$$

ここで D^{ep} は下記の 4 階の弾塑性テンソルを表す。

$$D^{ep} = D^e + D^p, \quad (12)$$

$$D^p = - \frac{D^e \frac{\partial f}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial f}{\partial \sigma} \right)^T D^e}{- \left(\frac{\partial f}{\partial \epsilon^p} \right)^T \frac{\partial f}{\partial \sigma} + \left(\frac{\partial f}{\partial \sigma} \right)^T D^e \frac{\partial f}{\partial \sigma}}. \quad (13)$$

ここで D^p の分母はスカラーとなり、分子は 4 階のテンソルとなる。分母における $-(\partial f / \partial \epsilon^p)^T (\partial f / \partial \sigma)$ は、加工硬化係数 H と呼ばれ、これが正の場合、歪み硬化、負の場合、歪み弱化的挙動を示す。

実際の断層は、固着と地震すべりを繰り返すが、本研究では、地質学的時間スケール (10~100 万年) で断層形成過程を再現するので、継続的に断層運動が進行すると仮定し、Mohr–Coulomb の基準に従う塑性歪みが集中する領域を断層と考える。また、塑性変形が支配的な領域を脆性領域、粘性変形が支配的な領域を延性領域とする。

東北日本脊梁山脈周辺における断層形成過程のモデル化

Fig. 2 に東北日本、北上低地西縁断層帯、横手盆地東縁断層帯の周辺域の地形、活断層、歴史地震の分布を示す。この地域の地震活動は活発で、横手盆地東縁断層帯沿いで 1986 年陸羽地震 (M7.2)、出羽山地周辺で 1914 年仙北地震 (M7.1) が発生している。北上低地西縁断層帯と横手盆地東縁断層帯の北部と南部延長部には、火山地帯が存在する。Fig. 2 には、2008 年岩手・宮城内陸大地震 (M7.2) の余震分布を示しているが、北上低地西縁断層帯の南方の火山地帯周辺で発生している。なお、この地震の余震分布と震源域周辺の速度構造に関しては、Okada et al. (2010) により詳細な解析が行われている。

1. 2次元モデル

この地域では、詳細な地震学的観測や熱構造に関する観測研究が進められており、シミュレーションモデル構築に必要な情報を入手することが可能である。Shibazaki et al. (2008) は、Fig. 3 に示す地殻構造と地温勾配の空間分布を考慮して、変形と断層形成過程のモデル化を行った。モデル領域は、Fig. 2 に点線で示されている。1997 年に東北日本弧を横断する地殻構造探査が実施され、詳細な地殻構造断面図が得られた (Iwasaki et al., 2001; 西坂ほか, 2001; Takahashi et al., 2004)。本研究では、この結果を用いて、上部地殻、下部地殻そして上部マントルからなるモデルを考える (Fig. 3a)。上部地殻、下部地殻、上部マントルに対して、それぞれ、quartz diolite, wet diabase, wet dunite の転位クリープの流動則 (Ranalli, 1995) を考慮する。摩擦強度は、(1) 式で表現され、間隙水圧が高いと強度が小さくなる。本モデル化では、摩擦係数として、間隙水圧を考慮した実効摩擦係数 $\mu^{eff} = \mu (1 - \lambda \sigma_v / \sigma_n)$ を考慮して計算する。ここで岩石の摩擦係数 μ は、垂直応力が 200 MPa 以上では 0.6 程度、それより低い場合は 0.85 程度である (Byerlee, 1978)。Sibson (2009) は、東北日本における内陸大地震の断層に対して、 $\lambda \geq 0.8$ と推定している。したがって、実効摩擦係数は、摩擦係数に比べてかなり小さくなると考えられる。ここでは、 $\mu^{eff} \approx 0.27$ (実効内部摩擦角 $\phi = 15^\circ$) と設定する。粘着力 c は、結晶質の岩石に対しては 50 MPa 程度である (Byerlee, 1978; Lockner, 1995) が、ここでは $c = 10$ MPa と小さめに設定する。

温度構造に関しては、産業総合研究所がコンパイルした地温勾配のデータ (田中ほか, 2004) を参考にする。東北日本弧

Fig. 2. Topography and locations of active faults in the study area, northeastern Japan. Black lines are the traces of active faults, obtained from the “Active Fault Shape File,” Nakata and Imaizumi (2002). YBT, Yokote-bonchi-toen fault zone; KTS, Kitakami-teichi-seien fault zone; KT, Kitayuri fault zone; SHT, Shonai heiya fault zone. White star and small gray dots indicate, respectively, the epicenter of the 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake and its aftershocks (Japan Meteorological Agency). Open circles indicate epicenters of large historical earthquakes (Utsu, 2002). Small and large open triangles indicate, respectively, Quaternary volcanoes and active volcanoes that have erupted within the past 10,000 years (including volcanoes with vigorous fumarolic activity) (Committee for Catalog of Quaternary Volcanoes in Japan, 1999 ed.). Curved dashed lines indicate hot fingers (upwelling regions) (Tamura et al., 2002). The straight dashed line indicates the location of the 2D model shown in Fig. 3. The rectangle indicates the area of the 3D model shown in Fig. 5.

の断面に沿って、脊梁山地および出羽山地付近で地温勾配が高くなっているため、Fig. 3b のように温度分布を与える。このような温度構造は、火山活動や脊梁山脈の地殻低部に達するマントルウェッジ内の上昇流により決められると考えられる。本モデル化では、温度構造に長期間変動が無いと仮定する。本来であれば、摩擦発熱や熱拡散を考慮したモデル化も必要であるが、ここでは簡単のために考慮しない。

本モデルでは重力の効果を考慮し、物体力として ρg をモデル領域の各点に作用させ、十分に時間が経過しアイソスタティックに釣り合った状態を生成した後、短縮変形を与える。簡単のために、下底の境界条件として、上下方向の変位を固定する。本来は、下底の深度をもっと大きく設定して、アイソスタティックに釣り合った状態を実現すべきであるが、そのような計算は数値的不安定を生じるため、実現できていない。

モデル領域における三つの断層、北由利、横手盆地東縁、北上低地西縁断層帯の平均的なずれ速度(上下成分)は 0.02–

0.1 cm/year である(地震調査研究推進本部地震調査委員会, http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_danso.htm)。本モデルでは、三つの断層のずれ速度を説明するように、0.2 cm/year の変位速度を右端に与えて短縮させる。このモデルでは、三つの断層付近に歪みが集中するので、歪みが集中する幅を 100 km 程度と仮定すると、歪み速度は、 2×10^{-8} /year となる。佐藤(1989)によると、東北日本中部地域における水平歪み速度は 10^{-8} /year のオーダーであるが、北由利断層を含む内帯側では $8.3\text{--}2.6 \times 10^{-8}$ /year と推定している。本モデル領域には北由利断層も含まれているが、地質学的に明らかにされている日本海東縁に存在する歪み集中帯は再現されていない。日本海東縁に存在する歪み集中帯のモデル化を行うために、埋没した地溝、既存の正断層等を考慮したモデル化が必要になる。また、GPS 観測によると、脊梁山脈周辺の東西方向の歪み速度は 10^{-7} /year 程度(Miura et al., 2004)で、地質学的に得られた値よりも大きい。例えば、脊梁山脈周辺の歪み集中帯の幅を 100 km 程度に仮定すると

Fig. 3. 2D model of the crust and upper mantle for the Ou Backbone Range (after Shibazaki et al., 2008). (a) Model of lithosphere and boundary conditions. The crust and upper mantle are assigned a width of 510 km; the model extends to a depth of 50 km. The location of the horizontal coordinate origin is shown by the arrow on the dashed line in Fig. 2. The crust comprises two layers: upper crust (quartz diorite) and lower crust (wet diabase); the upper mantle comprises wet dunite. The dashed line indicates the subducting plate boundary. We applied a velocity to the left (west) side of the model. At the base of the crust, we set boundary conditions that enable free horizontal displacement. (b) Assumed distribution of the geothermal gradient. Hot regions exist beneath the Ou Backbone Range (OBR) and Dewa Hill (DH), shown by the locally elevated geotherms.

短縮速度は1.0 cm/yearとなる。地質学的に得られた歪み速度と測地的に得られた歪み速度との違いの解明は、重要な課題である。池田(2003)は、地質学的に得られた歪み速度と測地的に得られた歪み速度との違いが、日本海溝で発生する巨大地震の発生サイクルに起因する可能性を指摘していた。2011年3月に東北地方太平洋沖地震(M9.0)が三陸沖から茨城県沖にかけて発生した。この巨大地震の発生により、東北日本弧に蓄積されていた短縮歪みが大きく解消されたと考えられる。測地的に得られている歪み速度は、このような巨大地震の発生サイクルにより大きく変動すると考えられる。

Fig. 4aが120万年後のシミュレーション結果で相当応力の分布を示す。奥羽脊梁山地および出羽山地の下で、高温のためにリソスフェアの厚さが薄くなり、脆性領域の深部に応力集中が生じている様子が理解できる。Fig. 4bが相当歪みで、弾性歪、非線形流動による粘性歪みおよび塑性歪みを含む。3本の断層帯が形成されている様子が確認できる。右から、北上低地西縁断層帯、横手盆地東縁断層帯、北由利断層帯に対応していると考えられる。Fig. 4cおよび4dが、それぞれ相当塑性歪みおよび相当粘性歪みで、地殻下部における粘性流動による短縮変形により上部地殻に応力集中が起こり、断層(塑性歪みが集中した領域)が形成される様子が理解できる。また、深部の短縮変形により、奥羽脊梁山地および出羽山地でポップアップ運動が生じている(Fig. 4e)。さらに、奥羽脊梁山地と出羽山地を含む大きなポップアップ運動が生じている様子も理解できる。隆起量は、120万年間で1,600 m程度に達する。

2. 3次元モデル

脊梁山地周辺の熱構造は3次的に不均質であるので、断層成長を調べるためには、3次的熱構造を考慮する必要がある。例えば、北上低地西縁断層帯および横手盆地東縁断層帯の北部および南部延長には火山地帯が存在する。この火山地帯では、地殻において非弾性変形が生じている可能性がある。それに対して、火山地帯に挟まれた低温地域で、応力が蓄積されると考えられる(Hasegawa et al., 2005)。Shibazaki(2009)は、非線形有限要素法により、3次的な熱構造の不均質を考慮した、断層形成過程と応力集中過程のモデル化を行った。

Fig. 5aに、モデル領域(240 km × 160 km × 30 km)(Fig. 2に示す白線で囲んだ領域に対応)を示す。モデルの左側側面に0.2 cm/yearの短縮速度を与える。また、Fig. 5bに示す地温勾配の分布を与える。地温勾配は、脊梁山地、出羽山地沿いで高く設定する。特に、北上低地西縁断層帯および横手盆地東縁断層帯の北部および南部延長では火山地帯が存在し、ホットフィンガー(Tamura et al., 2002)に対応して高温領域が日本海沿岸付近まで広がっていると仮定する。この領域の半径は簡単のために全て5 kmとする。地温勾配の最大値は、活火山に対しては140 °C/km、その他の第四紀火山に対しては100 °C/kmと設定する。温度は深さと共に増大するが、1023 °Cに達したら一定と仮定する。実効内部摩擦角 ϕ および粘着力 c は、2次元モデルと同様に、それぞれ、15°および10 MPaと設定する。本モデル化では、単純化のために、wet diabaseからなる地殻を考

Fig. 4. Results of 2D modeling after 1.2×10^6 yr for the Ou Backbone Range (after Shibazaki et al., 2008). (a) Equivalent stress, defined as $\bar{\sigma} = (3\sigma'_{ij}\sigma'_{ij}/2)^{1/2}$ for the deviatoric components of stress, σ'_{ij} . (b) Equivalent total strain, defined as $\bar{\epsilon} = (3\epsilon'_{ij}\epsilon'_{ij}/2)^{1/2}$ for the deviatoric components of total strain, ϵ'_{ij} . Viscous, plastic, and elastic strains are included in the total strain. The red arrows indicate the locations of the three major active surface fault zones (from left to right: the Kitayuri, Yokotebonchi-toen, and Kitakami-teichi-seien zones). DH, Dewa Hill; OBR, Ou Backbone Range. (c) Equivalent plastic strain, defined as $\bar{\epsilon}^p = (3\epsilon'^p_{ij}\epsilon'^p_{ij}/2)^{1/2}$ for the deviatoric components of plastic strain, ϵ'^p_{ij} . (d) Equivalent viscous strain, defined as $\bar{\epsilon}^v = (3\epsilon'^v_{ij}\epsilon'^v_{ij}/2)^{1/2}$ for the deviatoric components of viscous strain, ϵ'^v_{ij} . (e) Vertical displacement. The vertical:horizontal length scale is 1:1. The upper dotted line indicates the boundary between the upper crust and lower crust; the lower dotted line is the Moho discontinuity. The solid bar at the top of the figure indicates land area.

える。

Fig. 6a および 6b はシミュレーション結果で、それぞれ 75 万年後の深さ 0 および 7.5 km での相当塑性歪 $\bar{\epsilon}^p = \sqrt{3\epsilon'^p_{ij}\epsilon'^p_{ij}/2}$ を示す。脊梁山脈を挟んで二つの塑性歪み集中域(断層帯)の形成が確認できる。断層は、火山地帯では火山の近傍に形成されているが、非火山地帯では、脊梁山脈の中心からやや離れたところに形成される。この二つの断層帯は、それぞれ、横手盆地東縁および北上低地西縁断層帯に相当する。また、日本海沿岸付近でも塑性歪み集中領域(断層帯)が現われる。深さ 7.5 km では、北部の火山地帯では広く延性変形が起きているために塑性変形は殆ど起きている。それに対して、南部の火山地帯では、栗駒山等の火山付

近では延性変形が起きているために塑性変形は殆ど起きているが、火山と火山の間で塑性変形が生じている。Fig. 6c は、2008 年岩手・宮城内陸大地震震源域周辺における全歪みの垂直断面である。断面 A は、焼石岳と栗駒山の間であるが、断層は深部まで形成されている。それに対して、断面 B では栗駒山が存在し、断層は浅いところにしか形成されない。断面 C は栗駒山と鬼首の間にあり、断層はある程度深部まで形成されている。Fig. 6c から、断層深部延長において延性せん断帯が発達していることが確認できる。Fig. 6d は、75 万年間の隆起量を示す。火山地帯では隆起量が大きく、1100 m 程度に達しているが、非火山地帯では 600 m 程度である。

Fig. 5. (a) 3D model of the crust and boundary conditions for the Ou Backbone Range (after Shibazaki, 2009). The crust has an E–W length of 240 km, a N–S length of 160 km, and a depth of 30 km. The model area corresponds to the rectangle in Fig. 2. We applied a velocity to the left (west) side of the model. At the base of the crust, we set boundary conditions that enable free horizontal displacement. At the sides of the model ($Y = 0$ and 160 km), the displacement is fixed at zero in the Y direction but is allowed to slip in the X and vertical directions. (b) Assumed distribution of the geothermal gradient in plan view (after Shibazaki, 2009). The geothermal gradient is higher in northern and southern volcanic areas. Locally high temperature anomalies are associated with volcanoes.

Fig. 6. Results of 3D modeling after 7.5×10^5 yr for the Ou Backbone Range (after Shibazaki, 2009). Horizontal cross sections of equivalent plastic strain $\bar{\epsilon}^p$ for the deviatoric components of plastic strain at depths of (a) 0 km, and (b) 7.5 km. (c) Vertical cross sections of equivalent total strain ($\bar{\epsilon}$) for the deviatoric components of total strain along transects A, B, and C (Fig. 6b). (d) Vertical displacement. Deformation in the vertical direction is magnified 20 times.

本シミュレーションで再現された断層の位置は、実際の2008年岩手・宮城内陸大地震の断層の位置にはほぼ一致している。岩手・宮城内陸地震の場合、火山が直線的に配列し、その間に低温領域が存在し、そこで、断層が深部まで発達していると考えられる。一般的に、火山地帯では大きな地震は

発生しないと考えられているが、火山の配列により大きな地震も起こり得ると考えられる。

本計算では、火山による熱構造を、第四紀成層火山に影響を受けていると仮定して、地温勾配が大きな円形の領域を設定して、75万年間における変形計算を行っている。その根

Fig. 7. (a) The rectangle in the upper figure indicates the study area in the mid-Niigata region. The lower figure shows relocated aftershock hypocenters for the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake (gray circles) and the 2007 Chuetsu-oki earthquake (yellow circles) (from Kato et al., 2009). Moment tensor solutions for the two earthquakes are from the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan. Blue squares denote the linear seismic array; red and blue triangles represent temporary stations deployed following the 2004 and 2007 earthquakes, respectively. Plus symbols indicate the grid used in the tomographic analysis. Dashed lines oriented N55°W–S55°E ($Y = 10, 5, 0, -5$, and -10 km) correspond to the cross-sections shown in Fig. 7b. Red lines indicate major active faults. The blue dashed line indicates the Shibata-Koide tectonic line (SKTL). (b) Depth sections of the P-wave velocity (v_p) model along the dashed lines in Fig. 7a (from Kato et al., 2009). Masked areas correspond to low model resolution. White curves denote the iso-velocity contour at $v_p = 5.7$ km/s. Gray circles represent aftershocks. White dashed lines represent faults indicated by aftershock streaks, the geometry of the upper surface of basement, or velocity changes within basement. DCT represents the deep central trough. Blue and red arrows at the top of each section show the surface locations of SKTL and the coastline, respectively. Moment tensor solutions for the 2004 and 2007 Niigata earthquakes (NIED) are shown using a lower-hemisphere projection rotated into the plane of the section.

拠として、栗駒山等の第四紀成層火山の周辺で地震活動が浅くなっているということである。しかしながら、それ以前の火山活動の効果や変形・隆起の履歴は考慮されていない点で問題がある。東北日本弧の地質構造の発達、火成活動の時間発展と密接に関連していることが指摘されている(吉田ほか, 2005)。島弧火山活動期、前-中期海底火山活動期、後期中新世カルデラ形成期、鮮新世カルデラ形成期、第四紀成層火山形成期からなる。東北日本弧の温度構造や地震活動は、後期新生代に大量に活動したカルデラの形成に関わった深成岩体群の分布と密接に関連する(吉田ほか, 2005)。したがって、後期新生代カルデラ群の分布による温度構造の不均質が変形に影響を及ぼしている可能性がある。今後の課題として、このようなカルデラ群による熱構造や岩石学的構造を考慮したモデル化を進める必要がある。さらには、次節で述べるよう、埋没した地溝と正断層の再活動を考慮したモデル化も必要である。

埋没した地溝を考慮した中越地域における断層形成過程のモデル化

最近になって、中越地域において、二つの内陸大地震、2004年中越地震($M_{6.8}$)と2007年中越沖地震($M_{6.8}$)が発生した。これらの大地震は、日本海東縁における歪み集中帯の中で発生した。Kato et al. (2009)は、3次元P波トモグラフィー解析により、2004年中越地震から2007年中越沖地震の震源域まで含む領域の地震波速度構造を推定した。Fig. 7aにKato et al. (2009)が解析に用いたグリッドポイントと2004年中越地震および2007年中越沖地震の余震分布を示す。P波トモグラフィー解析の結果、低速度層は中越地震から中越沖地震の震源域まで延長していることが見出された(Fig. 7b)。彼らは、P波速度(v_p)が5.7 km/s以下の領域を堆積層とし、それより大きな領域を基盤と定義した。基盤は傾斜したブロック構造からなり、解析領域の中央部にリ

Fig. 8. (a) Crustal model and boundary conditions for the mid-Niigata region (after Shibazaki and Kato, 2009). The model has a length of 160 km, a depth of 40 km, and comprises two sedimentary layers and a basement layer. The P-wave velocity (v_p) of the upper and lower sedimentary layers is set at $v_p \leq 4.0$ km/s and 4.0 km/s $< v_p \leq 5.7$ km/s, respectively. The upper dashed line is the boundary between the upper and lower sedimentary layers; the lower solid line is the boundary between the lower sedimentary layer and the basement. We applied a contraction velocity of 1.0 cm/year to the left side of the crust. At the base of the crust, we defined boundary conditions which allow for horizontal displacement. (b) Finite element mesh for the model in Fig. 8a. (c) Strength profile at a distance of 0 km (after Shibazaki and Kato, 2009). We set the effective internal angles of friction of layer 1, layer 2, and basement at 5° , 7° , and 12° , respectively. We considered power-law creep parameters of quartz diorite (e.g. Ranalli, 2005). The geothermal gradient is assumed to be $23^\circ\text{C}/\text{km}$.

フト軸に対応すると考えられる Deep central trough (DCT) を見出した。さらには、2004 年中越地震および 2007 年中越沖地震の断層深部延長に低速度域が存在することを見出した。

既存断層の再活動のモデル化を行うためには、まず伸張場におけるリフト構造と正断層形成のモデル化を行い、次に圧縮場で正断層がどのように再活動するかを調べる必要がある。しかしながら、そのようなシミュレーションで、現在の中越地域の不均質な地殻構造を再現することは非常に難しい。そこで、芝崎・加藤 (2009) は、Kato et al. (2009) の結果に基づき埋没した地溝や基盤内の弱い領域を考慮して、断層形成過程のモデル化を行った。Fig. 8a に Fig. 7a における $Y = 0$ km の北西-南東断面に対するモデル領域と境界条件を示す。また、Fig. 8b に堆積層を考慮したメッシュを示す。堆積層は、 $v_p \leq 5.7$ km/s の領域と定義し、さらに、 $v_p \leq 4.0$ km/s の領域を layer 1 とし、 4.0 km/s $\leq v_p \leq 5.7$ km/s の領域を layer 2 とする。

モデル領域の右端を固定し、左端から 1.5 cm/year で短縮変形を与える。GPS の解析結果では、中越地域における歪み集中帯では、およそ 100 km の幅で 1.5 cm/year の短縮変形が進行している (Iio et al., 2002)。地質学的研究 (佐藤, 1989) によると、新潟地域においては、20% 以上の

強短縮域が存在し、地質学的にも歪み集中帯であることが示されている。短縮率を 20%、50 km 程度の歪み集中幅、および短縮の開始時期を 3–2 Ma とした場合、 0.375 – 0.5 cm/year となり、最近の測地データに比べて小さい。本計算では 12 万年程度の短い経過時間の計算で、測地データから得られている値に近い 1.5 cm/year を用いる。なお、短縮速度を 1.0 cm/year にした場合でも、ほぼ同じ結果が得られる。

基盤は花崗閃緑岩として、ヤング率を 80 GPa とする (Holbrook et al., 1992)。Layer 1, layer 2 では、低 P 波速度に対応して、ヤング率を 20 , 60 GPa と設定する。本モデル化においても、摩擦係数として、間隙水圧を考慮した実効摩擦係数 $\mu^{eff} = \mu(1 - \lambda\sigma_v/\sigma_n)$ を考慮する。砂岩や粘土鉱物の摩擦係数は通常の摩擦係数に比べて非常に小さい (Lockner, 1995) ので、堆積層内での実効内部摩擦角を、layer 1, layer 2 で、それぞれ 5° , 7° と設定する。このように設定した場合の強度プロファイルの例を Fig. 8c に示す。

Kato et al. (2009) は基盤内に存在する P 波速度の低速度異常は、高間隙水圧の領域に対応し、地殻の強度を下けている可能性を示唆した。Sibson (2007) も 2004 年中越地震の震源域下で間隙水圧が高く $0.75 < \lambda < 0.95$ であることを示

Fig. 9. Distributions of the effective internal angle of friction for $Y = 10, 5, 0, -5$, and -10 km for the sections shown in Fig. 7b, assumed in the numerical simulations of the mid-Niigata region (after Shibazaki and Kato, 2009). Arrows indicate the locations of the DCT (deep central trough). The upper dashed lines is the boundary between the upper and lower sedimentary layers; the lower solid line is the boundary between the lower sedimentary layer and the basement.

唆した。そこで、基盤内の実効内部摩擦角は $10\text{--}20^\circ$ と設定するが、P 波速度が小さな領域で実効内部摩擦角を小さくする。Kato et al. (2009) の解析結果に基づき、基盤内の P 波平均速度 $\bar{v}_p$ の深さ Z (km) 依存性を $\bar{v}_p(Z) = 5.7 + 0.055Z$ (km/s) と推定した。Fig. 7b の P 波速度構造において、基盤内で $v_p(Z) \leq \bar{v}_p(Z) - 0.1$ の時に、実効内部摩擦角を 10° 、 $\bar{v}_p(Z) - 0.1 < v_p(Z) \leq \bar{v}_p(Z) + 0.1$ の時に、実効内部摩擦角を 12° 、 $\bar{v}_p(Z) + 0.1 < v_p(Z)$ の時に、実効内部摩擦角を 15° と設定する。Fig. 7b における $X \geq 20$ (km) の領域では、基盤内で実効内部摩擦角を 20° と設定する。Fig. 9 に、Figs. 7a, b に示した $Y = +10, +5, 0, -5, -10$ km での北西–南東断面における実効内部摩擦角の分布を示す。基盤内において、低 P 波速度域は、低摩擦係数の領域に対応する。

Fig. 10 がシミュレーション結果で、それぞれの断面における 12.5 万年後 (1.875 km 短縮後) の相当歪みである。このシミュレーションでは、加工硬化係数 $H = -100$ MPa として、歪み弱化過程を含めた計算を行っている。シミュレーション結果から、堆積層と基盤との境界の窪みに沿って断層が形成されるが、深部の基盤内に低摩擦係数の領域が存在し

Fig. 10. Simulation results (after 1.25×10^5 yr) for the mid-Niigata region (after Shibazaki and Kato, 2009). Equivalent total strain ($\bar{\epsilon}$) for $Y = 10, 5, 0, -5$, and -10 km, corresponding to the sections in Fig. 7b. Viscous, plastic, and elastic strains are included in the total strain. Purple arrows indicate the location of the DCT. White arrows indicate the location of fault zones associated with the 2004 mid-Niigata prefecture (right) and 2007 Chuetsu-oki (left) earthquakes. Red dots indicate the locations of aftershocks of the 2004 and 2007 earthquakes, determined by Kato et al. (2009). The mechanisms of the 2004 and 2007 earthquakes are shown using a lower hemisphere projection rotated into the plane of the section.

ないと深部に成長しないことがわかる。2004 年中越地震の断層に対応する北西傾斜の逆断層が全ての断面で形成されていることが確認できる。また、余震の断層に相当すると考えられる、北西傾斜の断層や南東傾斜の断層の形成も確認できる。また、2007 年中越沖地震の断層に対応すると考えられる南東傾斜の逆断層の形成も確認できる。特に、 $Y = -5$ km での断面では、シミュレーションにより再現された断層の位置と、2004 年中越地震と 2007 年中越沖地震の余震の分布が良く一致している。

シミュレーションにより、断層は、堆積盆地内で窪みがあるとそれに沿って形成されるが、その深部延長の基盤内に弱

い領域が存在しないと断層形成は促進されない。主要な断層は、基盤内における低摩擦係数の領域を選んで発達する。複雑な断層形成過程は、堆積盆地構造と基盤内における弱い領域に依存すると考えられる。このような基盤内の不均質は、断層成長および地殻深部から供給される間隙流体により生じている可能性がある。

まとめと今後の課題

内陸大地震の発生過程を理解するためには、プレート間相互作用による応力蓄積過程と島弧内での内的な非弾性変形と断層成長過程を解明する必要がある。内的な非弾性変形と断層成長過程は、島弧地殻・最上部マントルのレオロジー構造に支配される。地殻はテクトニックな環境により異なるレオロジー構造を有し、それにより内陸大地震の発生様式も異なると考えられる。本稿では、内陸地震発生解明に向けて、東北日本および中越地域における変形と断層形成過程のモデル化を紹介した。これらの地域の断層形成過程に関しては、二つの重要な要素、粘性と摩擦強度の不均質を考慮する必要がある。

地温勾配が高い地域が存在すると、その領域の地殻深部で脆性-粘性遷移領域の深さが浅くなり、非線形流動による短縮変形が生じ、それにより上部地殻で断層が形成される。特に、脊梁山脈周辺では、地温勾配が高くなっており、火山地帯も存在する。このような場合、熱構造に支配されて断層が形成されることが考えられる。他方、日本海東縁を中心に、日本海拡大時(25–15 Ma)に正断層活動が生じ、地溝帯が形成された。これらの既存断層は、3.5 Ma から開始した短縮変形場の中で、逆断層として再活動すると考えられている。このような場合、既存活断層や埋没した地溝を考慮したモデル化が必要となる。特に、東北日本における日本海東縁周辺や中越地域においては、古傷としての断層や埋没した地溝を考慮したモデル化が必要になる。

水の存在は、脆性領域においては有効圧の法則により摩擦強度を低下させる。また、粘性領域においても、水のフガシティーの効果により流動応力を低下させる。さらに、圧力溶解クリープにより、断層の強度やその回復過程に大きな影響を与える。地震波速度構造探査により、低速度域が検出され水の存在が指摘されているが、水の効果をどのようにモデルの中に取り入れるかは大変重要な課題である。

本稿で紹介したモデル化においては、簡単のために転位クリープのみを考慮している。しかし、実際の断層深部延長においては、地質学的な観察により粒径が小さくなっていることが明らかになっている(Shigematsu, 1999)。最近になって、長石の粒径依存クリープ則を規定するパラメーターが実験的に求められている(e.g., Rybacki et al., 2006)。粒径が小さくなれば、粒径に依存するクリープによる流動応力が転位クリープによる流動応力に比べて小さくなるので、粒径に依存するクリープが支配的になるはずである。今後は、粒径に依存するクリープも考慮した変形過程のモデル化も必要になる。

さらに、シミュレーションにおける重要な課題としては、

地質学的時間スケールでの地質構造の発達のモデル化が挙げられる。例えば、既存正断層の再活動過程を理解するためには、地溝帯および正断層の形成から圧縮場の下での再活動のプロセスまでの大変形のモデル化を行う必要がある。他方、内陸大地震の発生サイクルをモデル化するためには、地殻・最上部マントルのレオロジー構造と断層面における摩擦構成則を考慮したモデル化が必要であると考えられる。また、島弧地殻における応力蓄積過程は、2011 年東北地方太平洋沖地震(M9.0)のような海溝型巨大地震の発生サイクルにより大きな影響を受けると考えられる。今後は、外力として海溝型巨大地震の発生サイクルを考慮した応力蓄積過程のモデル化も必要である。

謝 辞

編集世話人から、本特集号に執筆の機会を頂いた。大槻憲四郎博士と山路 敦博士および編集委員の竹下 徹博士からは、本稿改善のために非常に有益なコメントを頂いた。吉田武義博士には、火成活動と地殻内温度構造との関係について教えて頂いた。加藤愛太郎博士には、中越地域における3次元P波トモグラフィ解析に関する図を提供して頂いた。重松紀生博士には、流動則に関して有益な議論を頂いた。ここに記して謝意を表します。本研究の一部には文部科学省科学研究費補助金(課題番号 21540443)を使用した。

文 献

- Buiter, S. J. H. and Pfiffner, O. A., 2003, Numerical models of the inversion of half-graben basins. *Tectonics*, **22**, 1057, doi:10.1029/2002TC001417.
- Bürgmann, R. and Dresen, G., 2008, Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, **36**, 531–567.
- Burov, E., 2007, Plate rheology and mechanics. In Schubert, G., ed., *Treatise on Geophysics, Volume 6—Crust and Lithosphere Dynamics* (Volume ed., Watts, A. B.), Elsevier, Amsterdam, 99–152.
- Burov, E., 2010, Thermo-mechanical models for coupled lithosphere-surface processes: Applications to continental convergence and mountain building processes. In Cloetingh, S. and Negendank, J., Eds., *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*, International Year of Planet Earth, Springer, Netherlands, 103–143.
- Byerlee, J. D., 1978, Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615–626.
- 第四紀火山カタログ委員会編(Committee for Catalog of Quaternary Volcanoes in Japan ed.), 1999, 日本の第四紀火山カタログ, ver. 1.0(*Catalog of Quaternary Volcanoes in Japan, ver. 1.0*). 日本火山学会(Volcanol. Soc. Japan), CD-ROM.
- Ellis, S., Wissing S. and Pfiffner, A., 2001, Strain localization as a key to reconciling experimentally derived flow-law data with dynamic models of continental collision. *Intern. Jour. Earth Sci.*, **90**, 168–180.
- Ellis, S. M., Beavan, R. J., Eberhart-Phillips, D. and Stoeckhert, B., 2006, Simplified models of the Alpine Fault seismic cycle: stress transfer in the mid-crust. *Geophys. Jour. Intern.*, **166**, 386–402.
- Fullsack, P., 1995, An arbitrary lagrangian-eulerian formulation for creeping flows and its application in tectonic models. *Geophys. Jour. Intern.*, **120**, 1–23.
- 柄谷和輝・芝崎文一郎・田中秀実・飯尾能久・奥田洋司(Garatani,

- K., Shibazaki, B., Tanaka, H., Iio, Y. and Okuda, H.), 2003, FEM による地殻の非弾性変形のモデル化(1) 非線形流動と塑性の共存. 日本地震学会 2003 年秋季大会講演予稿集 (*Programme and Abstracts, the Seismol. Soc. Japan*), B004.
- Gerbault, M., Henrys, S. and Davey, F., 2003, Numerical models of lithospheric deformation forming the Southern Alps of New Zealand. *Jour. Geophys. Res.*, **108** (B7), 2341, doi:10.1029/2001JB001716.
- Hansen, D. L. and Nielsen, S. B., 2003, Why rifts invert in compression. *Tectonophysics*, **373**, 5–24.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura S., 2005, Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 59–75.
- Henk A. and Nemøk, M., 2008. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures. *Jour. Struct. Geol.*, **30**, 81–97.
- Holbrook, W. S., Mooney, W. D. and Christensen, N. I., 1992, The seismic velocity structure of the deep continental crust. In Fountain, D. M., Arculus, R. and Kay, R. W. eds., *Continental Lower Crust*. Elsevier, New York, 1–43.
- Huisman, R. S., Buiters S. J. H. and Beaumont C., 2005, Effect of plastic-viscous layering and strain softening on mode selection during lithospheric extension. *Jour. Geophys. Res.*, **110**, B02406, doi:10.1029/2004JB003114.
- 飯尾能久 (Iio, Y.), 2009, 内陸地震はなぜ起こるのか? (*Why do Intraplate Earthquakes Occur?*)*. 近未来社 (Kinmirisha), 174p.
- Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki I., 2002, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 245–253.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 2003, 地学的歪速度と測地学的歪速度の矛盾, 月刊地球 (*Chikyū Monthly*), **25**, 125–129.
- Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, K. and Miyamachi, H., 2001, Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2329–2332.
- Karato, S., 2008, *Deformation of Earth Materials: An Introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge Univ. Press, New York, 474p.
- Kato, A., Kurashimo, E., Igarashi, T., Sakai, S., Iidaka, T., Shinohara, M., Kanazawa, T., Yamada, T., Hirata, N. and Iwasaki, T., Reactivation of ancient rift systems triggers devastating intraplate earthquakes. 2009, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05301, doi:10.1029/2008GL036450.
- Kohlstedt, D., Evans, B. and Mackwell, S. J., 1995, Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 17587–17602.
- Lavier, L. L. and Buck W. R., 2002, Half graben versus large-offset low-angle normal fault: Importance of keeping cool during normal faulting. *Jour. Geophys. Res.*, **107**, 2122, doi:10.1029/2001JB000513.
- Lockner, D. A., 1995, Rock failure, in Ahrens, T. J., ed., *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf 3, American Geophysical Union, Washington, 127–147.
- Melosh, H. J. and Raefsky, A., 1980, The dynamical origin of subduction zone topography. *Geophys. J. R. A. S.* **60**, 333–354.
- Miura, S., Sato, T., Hasegawa, A., Suwa, Y., Tachibana, K. and Yui, S., 2004, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc. *Earth Planets Space*, **56**, 1347–1355.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D., 2001, Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *Jour. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857.
- 中田 高・今泉俊文編 (Nakata, T. and Imaizumi, T. eds.), 2002, 活断層詳細デジタルマップ (*Digital Active Fault Map of Japan*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 60p, DVD-ROM [シリアル番号 DAFM2403]
- 西坂弘正・篠原雅尚・佐藤利典・日野亮太・望月公廣・笠原順三 (Nishisaka, H., Shinohara, M., Sato, T., Hino, R., Mochizuki, K. and Kasahara, J.), 2001, 海底地震計と制御震源を用いた北部大和海域, 秋田沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造. 地震 2 (*Jour. Seismol. Soc. Japan, Second Series*), **54**, 365–379.
- Okada, T., Umino, N. and Hasegawa, A., 2010, Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan-Seismogenesis related with magma and crustal fluid. *Earth Planets Space*, **62**, 347–352.
- Okamura, Y., Ishiyama, T. and Yanagisawa, Y., 2007, Fault related folds above the source fault of the 2004 mid Niigata Prefecture earthquake, in a fold and thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea. *Jour. Geophys. Res.*, **112**, B03S08, doi:10.1029/2006JB004320.
- 奥田洋司・中島研吾 (Okuda, H. and Nakajima, K.), 2004, 並列有限要素解析 (1) クラスタコンピューティング (*Parallel Finite Element Analysis (1) Cluster Computing*)*. 培風館 (Baifukan), 205p.
- 大中康・松浦充宏 (Ohnaka, Y. and Matsu'ura M.), 2002, 地震発生の物理学 (*Physics of Earthquake Generation*)*. 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 378p.
- Poliakov, A. N. B., Podladchikov, Y. and Talbot, C., 1993, Initiation of salt diapirs with frictional overburden: Numerical experiments. *Tectonophysics*, **228**, 199–210.
- Ranalli, G., 1995, *Rheology of the Earth, Second Edition*, Chapman & Hall.
- Regenauer-Lieb, K., Weinberg, R. F. and Rosenbaum, G., 2006, The effect of energy feedbacks on continental strength. *Nature*, **442**, 67–70.
- Rybacki, E., Gottschalk, M., Wirth, R. and Dresen, G., 2006, Influence of water fugacity and activation volume on the flow properties of fine-grained anorthite aggregates. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B03203, doi:10.1029/2005JB003663.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., 2000, Continupus GPS arrays and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303–2322.
- 佐藤比呂志 (Sato, H.), 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 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 32, 257–268.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 22261–22274.
- Shibazaki, B., 2009, 3D modeling of faulting around the Ou Backbone Range: implication for tectonic loading in the 2008 Iwate-Miyagi inland earthquake. *Japan Geoscience Union Meet.* 2009, J245-024.
- 芝崎文一郎・加藤愛太郎 (Shibazaki, B. and Kato, A.), 2009, 地溝帯構造を考慮した中越地域における断層形成過程のモデル化. 日本地球惑星科学連合 2009 大会 (*Japan Geoscience Union Meet.*), S155-004.
- Shibazaki, B., Garatani, K. and Okuda, H., 2007, Finite element analysis of crustal deformation in the Ou Backbone Range, northeastern Japan, with non-linear visco-elasticity and plasticity: effects of non-uniform thermal structure. *Earth Planets Space*, **59**, 499–512.
- Shibazaki, B., Garatani, K., Iwasaki, T., Tanaka, A. and Iio, Y., 2008, Faulting processes controlled by the nonlinear flow in the deeper crust and upper mantle beneath the northeastern Japanese island arc. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B08415,

- doi:10.1029/2007JB005361.
- Shigematsu, N., 1999, Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. *Tectonophysics*, **305**, 437–452.
- Shimamoto, T., 1993, Rheology of rocks and plate tectonics, in Hudson, J. A., ed., *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects (volume 1)*, Pergamon Press, Oxford, 93–109.
- Sibson, R. H., 2007, An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion?: The 2004 MJ6.8 mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **257**, 188–199.
- Sibson, R. H., 2009, Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **473**, 404–416.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tsuru, T., Park, J.-O., Kaneda, Y., Suyehiro, K., Kinoshita, H., Abe, S., Nishino, M. and Hino, R., 2004, Seismic structure and seismogenesis off Sanriku region, northeastern Japan. *Geophys. Jour. Int.*, **159**(1), 129–145.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y. and Shukuno, H., 2002, Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 105–116.
- 田中明子・山野 誠・矢野雄策・笹田政克(Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M.), 2004, 日本列島およびその周辺域の地温勾配および地殻熱流量データベース, 数値地質図 DGM P-5 (*Geothermal Gradient Data in and Around Japan, Digital Geoscience Map DGM P-5*). 産業技術総合研究所地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST).
- Terakawa, T., Zaporowski, A., Galvan, B. and Miller, S. A., 2010, High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. *Geology*, **38**, 995–998.
- Utsu, T., 2002, A list of deadly earthquakes in the World: 1500–2000, In Lee, W. K., Kanamori, H., Jennings, P. C. and Kisslinger, C., eds., *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology Part A*, Academic Press, San Diego, 691–717.
- Yamaji, A., 2007, *An Introduction to Tectonophysics: Theoretical Aspects of Structural Geology*. TERRAPUB, Tokyo, 400p.
- 吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima, O. D. A.・大口健志(Yoshida, T., Nakajima, J., Hasegawa, A., Sato, H., Nagahashi, Y., Kimura, J., Tanaka, A., Prima, O. D. A. and Ohguchi, T.), 2005, 後期新生代, 東北本州弧における火成活動史と地殻・マントル構造. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **44**, 195–216.

*English translation from the original written in Japanese.

(要 旨)

芝崎文一郎, 2013, 奥羽脊梁山脈周辺および中越地域における地殻の変形と断層形成過程のモデル化: 内陸大地震発生過程解明に向けて. 地質雑, **119**, 91–104. (Shibazaki, B., 2013, Modeling of crustal deformation and fault development in the Ou Backbone range and the mid-Niigata region: Toward an understanding of the mechanisms of large inland earthquakes. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 91–104.)

内陸大地震の発生過程を理解するためには, 外力としてのプレート間の相互作用による応力蓄積過程と, 島弧内で応力を開放する内的な非弾性変形と断層成長過程を解明する必要がある. 内的な非弾性変形と断層運動は, 島弧地殻・最上部マントルの不均質なレオロジー構造に支配される. 本稿では, 内陸地震発生解明に向けた, 不均質なレオロジー構造を考慮した東北日本および中越地域における変形と断層形成過程のモデル化を紹介する. 脊梁山脈周辺では地温勾配が高く, その領域の地殻深部で非線形流動による短縮変形が生じ, それにより上部地殻で断層が形成される. 他方, 日本海拡大時に背弧で地溝帯形成に伴って生成された正断層が, 短縮変形場の中で, 逆断層として再活動することが考えられており, 中越地域においては, 埋没した地溝や基盤内の摩擦強度の小さな領域を考慮することで最近発生した大地震の断層成長過程を再現できる.