



東京学芸大学リポジトリ

Tokyo Gakugei University Repository

2次元モデル計算に基づく地震の余効すべりに関する
考察：1994年三陸はるか沖地震の場合を例として

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 公開日: 2009-04-06 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 里, 嘉千茂, 皆川, 直哉 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/2309/35447

2次元モデル計算に基づく地震の余効すべりに関する考察

1994年三陸はるか沖地震の場合を例として

里 嘉千茂・皆川 直哉*

宇宙地球科学**

(2005年5月27日受理)

SATO, K. AND MINAGAWA, N.: An Examination of Afterslips Following Earthquakes Based on Two-dimensional Numerical Modeling — In the Case of the 1994 Far off Sanriku Earthquake, Japan —. Tokyo Gakugei Univ. Natur. Sci., 57: 129–139 (2005)

ISSN 1880–4330

Abstract

We investigated the afterslip following the 1994 Far off Sanriku earthquake (M7.6), northeast Japan, through numerical modeling with a two-dimensional finite element method, to show the possibility that such afterslips are caused by viscoelastic properties of the lower crust and upper mantle. We use a model for a cross-sectional subsurface structure consisting of three layers, namely the upper and lower crusts and upper mantle, beneath the Tohoku district, northeast Japan, along a line running N75°W-S75°E direction. Both the lower crust and upper mantle are assumed to be viscoelastic body, while the upper crust is assumed to be elastic. The spatio-temporal distribution of the calculated afterslip is quantitatively compared with that of the observed one which has been clarified through GPS data. It is found that the calculated and observed afterslips are fairly consistent with each other, suggesting that the afterslip might be caused by the viscous lower crust and upper mantle. It is also found that the discrepancy between the calculated and observed afterslips takes its minimum when the viscosities of the lower crust and upper mantle are $4 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ and $0.5 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$, respectively. This value for the viscosity of the lower crust, however, is not well confirmed. The viscosity of the upper mantle has an ambiguity of $\sim 0.5 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$, and it is considered to take some value within a range of $(0.4 \sim 0.9) \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$. The viscosity of the upper mantle obtained in this study is fairly consistent with that obtained by Suito and Hirahara (1999), i.e., $0.93 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$. (in Japanese)

Key words: lower crust, upper mantle, viscoelastic property, 1994 Far off Sanriku earthquake, afterslip, numerical modeling

Department of Astronomy and Earth Sciences, Tokyo Gakugei University, 4-1-1 Nukui-kita-machi, Koganei-shi, Tokyo 184-8501, Japan

1. はじめに

一般に、地震が発生すると急激な断層運動によって震源域周辺の地殻が変形するが、その後も緩慢な地殻

変動が継続する場合がある。このような地殻変動は地震の余効変動と呼ばれ、規模の大きい地震の場合にはしばしば観測されることが知られている(例えば, Ficht and Scholz, 1971; Nur and Mavko, 1974; Barrientos *et al.*,

* 東京学芸大学大学院教育学研究科理科教育専攻 (184-8501 小金井市貫井北町 4-1-1)
** 東京学芸大学自然科学系広域自然科学講座 (184-8501 小金井市貫井北町 4-1-1)

1992; Cohen, 1998; Nishimura *et al.*, 2000; Ueda *et al.*, 2003)。

この余効変動の発生メカニズムについては、大きく分けて2種類の考えがある。一つは、余効変動が地震時の荷重に対する断層面周辺の粘弾性的な応力緩和過程であるというものであり、下部地殻やマンツルの粘性に起因するという考えである。もう一つは、余効変動が地震によって一度固着の外れた断層面が再び固着するまでの間ゆっくりとしたすべりを継続する過程の現れであるという考えであり、断層面におけるこのような地震後のすべりは余効すべりと呼ばれる。

応力緩和過程の考えに基づいて説明されている余効変動としては、例えば、国内では1896年陸羽地震(M7.2) (Thatcher *et al.*, 1980; Suito and Hirahara, 1999) や1923年関東地震(M7.9) (Thatcher and Rundle, 1979), 1927年丹後地震(M7.6) (Tabei, 1989), 1946年南海地震(M8.1) (Miyashita, 1987), 1993年北海道南西沖地震(M7.8) (Ueda *et al.*, 2003)の各地震に伴う余効変動などがあり、国外では1857年 Fort Tejon 地震(Pollitz and Sacks, 1992) や1957年 Aleutian 地震(M9.1) (Wahr and Wyss, 1980), 1960年 Chile 地震(M9.5) (Piersanti, 1999; Khazaradze *et al.*, 2002), 1964年 Alaska 地震(M9.2) (Wahr and Wyss, 1980)の各地震後の余効変動などがある。

一方、余効すべりとして説明されているものには、例えば、国内では1946年南海地震(M8.1) (Fitch and Scholz, 1971), 1952年十勝沖地震(M8.2) (藤井, 1979), 1973年根室半島沖地震(M7.4) (Kasahara and Kato, 1981), 1994年三陸はるか沖地震(M7.5) (Heki *et al.*, 1997; Nishimura *et al.*, 1998, 2000; 西村 2000; Yagi *et al.*, 2003), 1996年日向灘地震(M6.8) (西村ほか, 1999; Yagi *et al.*, 2001), 2003年十勝沖地震(M8.0) (東北大学大学院理学研究科・北海道大学大学院理学研究科, 2005)の各地震後の余効変動などがあり、国外では1906年 San Francisco 地震(M8.3) (Thatcher, 1975; Kenner and Segall, 2000), 1960年 Chile 地震(M9.5) (Barentos *et al.*, 1992), 1964年 Alaska 地震(M9.2) (Brown *et al.*, 1977; Cohen, 1996, 1998; Cohen *et al.*, 1995), 1979年 Imperial Valley 地震(M6.9) (Crook *et al.*, 1982), 1989年 Loma Prieta 地震(M7.1) (Savage *et al.*, 1994; Segall *et al.*, 2000), 1992年 Landers 地震(M7.3) (Shen *et al.*, 1994; Savage and Svarc, 1997; Peltzer *et al.*, 1998), 1994年 Northridge 地震(M6.7) (Donnellan and Lyzenga, 1998), 1999年 Izmit 地震(M7.5) (Reilinger *et al.*, 2000) 後の各余効変動などがある。

これらの観測例のうち、1980年代前半以前のものは、潮位データや水準測量・三角測量・三辺測量などのいわゆる測地測量データに基づくものである。1980年代

後半以降になると、アメリカ合衆国のサンアンドレアス断層周辺域や日本列島などにおいて Global Positioning System (GPS) 観測網が発展してきたことに伴い、時空間的に精度の良い GPS を用いて大地震後の余効変動がより詳しく観測されるようになってきた。例えば、1989年の Loma Prieta 地震や1992年の Landers 地震の後に、地表変位にしてそれぞれ約 6 cm または 5.5 cm に達する余効変動が観測されている (Savage *et al.*, 1994; Shen *et al.*, 1994)。また、日本における例としては、1995年の兵庫県南部地震にともなって最大 2 cm に達する地表での余効変動が観測されたり (Nakano and Hirahara, 1997), 1994年三陸はるか沖地震の後に本震時のすべり量に匹敵する余効すべりが観測されたりしている (Heki *et al.*, 1997; Nishimura *et al.*, 1998, 2000; 西村, 2000; Yagi *et al.*, 2003)。いずれにしても、このような余効変動は、下部地殻や上部マンツルの粘弾性あるいは断層面の力学特性と密接に関連していると考えられ、たいへん興味深い。実際、粘弾性緩和の観点から余効変動を解析することにより、それぞれの地域の粘弾性について論じた研究もいくつか行われている。例えば、Thatcher *et al.* (1980) や Suito and Hirahara (1999) は、1896年の陸羽地震にともなう余効変動について粘弾性的な応力緩和過程と考えたモデル計算を行い、東北地方における上部マンツルの粘性率をそれぞれ $10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$, $0.93 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と推定している。また、Ueda *et al.* (2003) は、1993年の北海道南西沖地震の余効変動を解析して、最上部マンツル内に低粘性率部分の存在を予測している。

ところで、余効変動に関するこれら二つのメカニズムのうちどちらがより卓越するかは、地域によって異なる可能性があることが最近指摘されている。上田 (2001) は1938年～1993年の期間に東北日本弧の太平洋側及び日本海側で発生したそれぞれ3つずつの大地震に伴う余効変動を調べ、太平洋側の地震の場合はプレート境界面での余効すべりが、日本海東縁部の地震の場合は粘弾性緩和が、それぞれ余効変動の主な原因であることを明らかにした。

しかしながら、これら二つのメカニズムは互いに排他的なものではなく、例えば Scholtz (1990) や Marone *et al.* (1991) が述べているように、断層周辺における応力緩和という観点から見れば余効すべりもまた地震時の急激な応力変化をゆっくりと緩和する過程であると考えることができよう。そして、余効すべりが応力の緩和過程であるとするならば、それにもまた地下の粘弾性が寄与していると考えられる。

そこで、本稿では、時空間的な特性がよく調べられている前述の Heki *et al.* (1997) や Nishimura *et al.*

(2000), Yagi *et al.* (2003) によって報告された1994年三陸はるか沖地震の余効すべりを例に, 2次元の有限要素法を用いたモデル計算を行い, それが下部地殻や上部マントルの粘性によってもたらされた可能性があることを示す。

2. 1994年三陸はるか沖地震後の余効すべりデータ

モデル計算について述べる前に, まず, 1994年三陸はるか沖地震(12月28日発生, M7.6)にともなう余効すべりの観測結果について述べる。図1は, GPS観測に基づいて得られた余効すべりの時空間分布である(Nishimura *et al.*, 2000)。これらの各図は, プレート境界面における地震後の余効すべりと考えられる上盤側の東南東方向(ほぼS75°E方向)への変位について, その大きさの分布を地表面に投影して示したものである(コンターは2 cm間隔)。 (a) 及び (b) それぞれの図は, 1995年の1月~5月及び5月~12月の各期間内での変位量を示している。まず, 各図に示されているように, 余効すべりが起きている範囲の中心付近を通り, 余効すべりの向きにほぼ一致するN75°W-S75°E方向の直線を考えて, この直線に沿った余効すべり量を各期間のコンターから読み取った。このようにして観測データから得られた余効すべりの時空間分布を, 次節で述べるモデル計算によって得られたものと定量的に比較することにより, 余効すべりが下部地殻や上部マン

トルの粘性に起因するものであることを示す。なお, 観測された余効すべりを読み取る際に設定したN75°W-S75°Eという方向は, 前述のように余効すべりの方向に沿うばかりでなく, NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994) における東北地方での北米プレートに対する太平洋プレートの沈み込み方向(N65°W)ともほぼ一致するものである。

3. モデルと計算方法

本研究では, 有限要素法を用いて1994年三陸はるか沖地震後の余効すべりに関するモデル計算を行った。有限要素法は, これまでに国内においてもプレート沈み込み帯の応力場や変位場などを求めるためによく利用されてきた(例えば, 里ほか, 1981; Hashimoto, 1984, 1985; 河内・宮下, 1997; Sato, 1988; 里, 1989; Suito and Hirahara, 1999; 吉岡・鈴木, 1997)。本研究では, 里ほか(1981), Sato(1988)及び里(1989)で使用したプログラムを用いた。

モデル計算を行うに際して, まず, 東北地方の2次元鉛直断面の地下構造に基づく有限要素モデルを作成した。本研究では, 前節で述べたNishimura *et al.* (2000) による余効すべりの方向や NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994) における東北地方での北米プレートに対する太平洋プレートの沈み込み方向を考慮して, N75°W-S75°E方向の鉛直断面をモデル化した。鉛直断面の位置

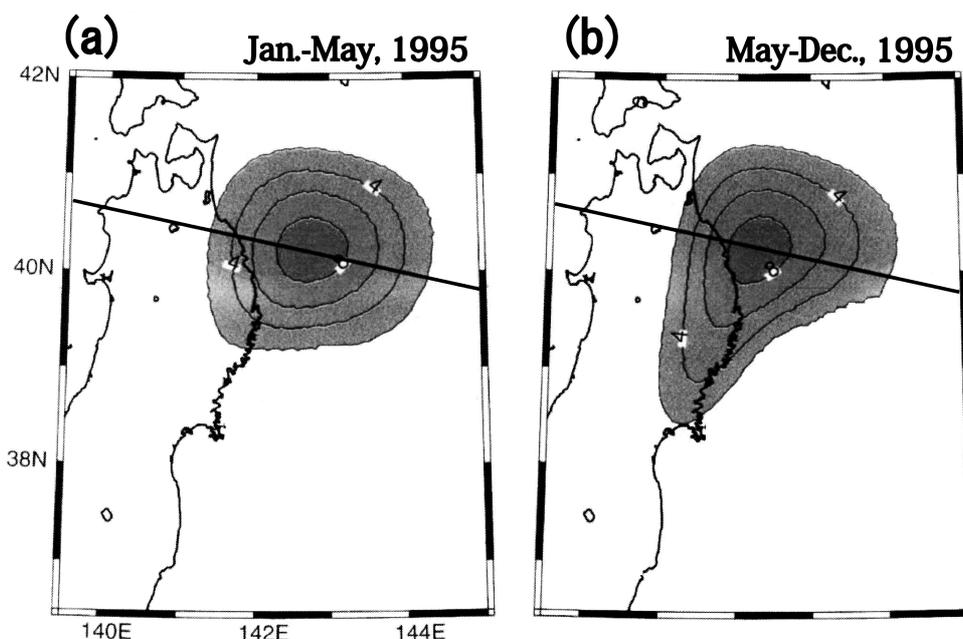


図1 GPSデータから得られた1994年三陸はるか沖地震に伴う余効すべりの時空間分布(Nishimura *et al.*, 2000, を改変)。 (a) は1995年1月~5月, (b) は1995年5月~12月の各期間のもの。各図はプレート境界面における上盤側の東南東方向へのすべり量分布を2 cmコンターで示したもので, それぞれの図に示すN75°W-S75°E方向の直線に沿って得られた値を各期間内のすべり量の観測データとした。

は、図 1 に示した余効すべりの観測データを読み取った際の直線の位置である。図 2 に、仮定した鉛直断面の地下構造と物性パラメータを示す。モデルは、海溝軸から水平方向に800km、深さ方向に200kmの大きさであり、上盤側のみをモデル化した。プレート境界の形状は、萩原(1986)による太平洋プレート上面の等深度分布図を参考にして決めた。また、地下構造は、上部地殻、下部地殻、上部マントルから成る3層構造とした。コンラッド不連続面とモホロピッチ不連続面の形状については、Zhao *et al.*(1992)を参考にして決めた。各層のポアソン比とヤング率については、中島(1999)及び Nakajima *et al.*(2001)による東北地方における地震波速度分布と壇原・友田(1969)による密度分布を考慮して求めた。また、上部地殻は完全弾性体、下部地殻及び上部マントルは粘弾性体と仮定した。下部地殻と上部マントルの粘性率については、力武(1994)や瀬野(1995)を参考にして、 $10^{18} \sim 10^{21} \text{Pa}\cdot\text{s}$ の範囲でいろいろと変えながら計算を行った。下部地殻と上部マントルの粘弾性を表すレオロジーモデルとして図 3 に示す三要素固体を仮定し、バネ比 E_2/E_1 について

は0.01とした。なお、 E_2/E_1 の値が0に近いほどマクスウェル模型に近くなる。

図 4 に、モデル領域を三角形要素に分割した図を示す。節点数は3241、要素数は6176である。また、この図には計算に際しての境界条件も模式的に示してある。まず、地表面は自由表面とした。さらに、モデルの底面と日本海側の境界面には、いわゆるローラーコンディションを与えた(それぞれ面に垂直方向にのみ固定し、面に沿う方向には拘束しない)。また、プレート境界面のうち次に述べる強制変位速度を与えない部分についてもローラーコンディションを仮定し、変位が面に沿う方向になるようにした。

モデルの駆動方法は以下のようにした。1994年三陸はるか沖地震は典型的な低角逆断層型のプレート境界地震であり、プレートの沈み込み帯である東北地方の太平洋側ではこのような巨大地震が約100年周期で繰り返し起きている(例えば、瀬野, 1995)。このような沈み込み帯におけるプレート境界地震は、下盤側プレートの沈み込みにより上盤側プレートが斜め下方に定常的に引きずり込まれ、ある時点で急激に跳ね返る現象

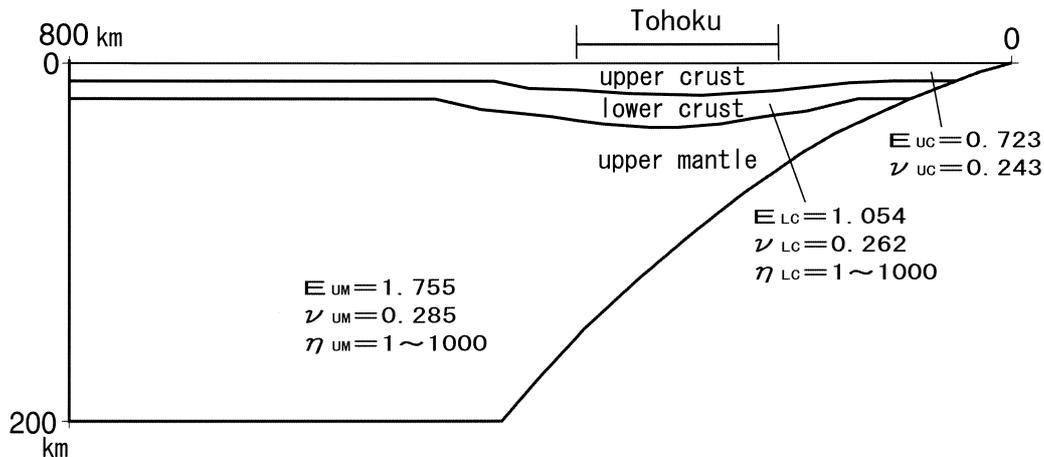


図 2 モデル計算において仮定した地下構造の断面図(図 1 の直線に沿う断面)。弾性体の上部地殻と粘弾性体の下部地殻及び上部マントルからなる3層構造を仮定。Eはヤング率(単位 10^{11}Pa)、 ν はポアソン比、 η は粘性率(単位 $10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$)を表し、添字‘UC’、‘LC’及び‘UM’は、それぞれ上部地殻、下部地殻及び上部マントルを示す。

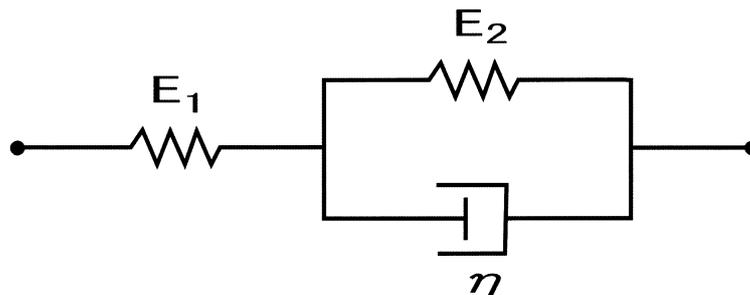


図 3 下部地殻及び上部マントルの粘弾性を示すレオロジーモデルとして仮定した3要素固体。E(E_1 及び E_2)はヤング率、 η は粘性率であり、本研究では E_2/E_1 の値を0.01に固定した。

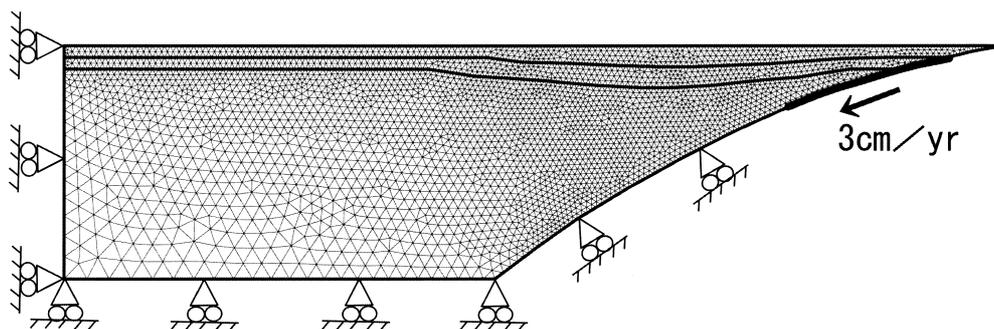


図4 計算に用いた有限要素モデル。節点数と要素数は、それぞれ3241と6176である。仮定した境界条件も模式的に示す。プレート境界に沿って太線で示した部分にある各節点を、0～90年の期間3 cm/yrの速度で強制的に斜め下方に変位させた。

である。そして、このような地震時における上盤側の跳ね返り量と地震間における下盤側の沈み込み量の比、すなわちサイズミックカップリングは、東北地方沖合の日本海溝では0.2～0.3程度であると考えられている(例えば、Peterson and Seno, 1984)。ここでは、サイズミックカップリングを0.3と仮定し、地震間において上盤側が下盤側によってこの割合で斜め下方に引きずられていると考える。東北地方沖合の日本海溝では下盤側の太平洋プレートが約10cm/yrで沈み込んでいるので(DeMets *et al.*, 1994)、結局、プレート境界面に沿って上盤側が3 cm/yrで斜め下方に引きずり込まれていると仮定したことになる。これらに基づいて、まずはじめの90年間にわたって、プレート境界面のうち深さ10～50kmの範囲(図4の太線部分)にある各節点に面に沿って斜め下方へ3 cm/yrの強制的な変位速度を与えた。次いで、90年経過した時点で強制変位を解除してリバウンドを起こさせ、その後10年間は面に沿って上向きに自由に変位できるようにした。これによって、「地震前の上盤側の引きずり込み - 地震 - 余効すべり」という一連の現象をシミュレートした。なお、前述のようにプレート境界面のうち深さ10～50kmの部分に強制変位速度を与えたが、これは1994年三陸はるか沖地震の断層面(例えば、Tanioka and Ruff, 1996)を考慮してのことである。また、はじめの85年目までは5年ごとの時間ステップで計算を行い、その後はより詳細に変位の時間変化を調べるため、0.1年ごとの時間ステップで計算を行った。

4. 結果

結果について述べる前に、まず、余効すべりに関する観測値と計算値の比較方法について述べる。第2節で述べたように、図1に示した余効すべりの時空間分布図から各図に示す直線上における余効すべり量を読

み取って観測値としたが、その際、有限要素モデルにおけるプレート境界面上の各節点に対応する地表位置での余効すべり量を求めた。そして、このようにして求めた各節点位置における観測された余効すべり量の時空間変化を、モデル計算によって得られた結果と定量的に比較した。観測結果と計算結果の比較に用いた節点は全部で54点あり、上部地殻、下部地殻、上部マンツルの各層内に、それぞれ、7点、9点、38点ずつある(図5)。なお、前節で述べたことからわかるように、モデル計算では90.0年目と90.1年目の間にリバウンドすなわち地震が起こるようにしているので、90.1年目を余効すべりの開始時点として観測結果との比較を行った。観測結果と計算結果の比較に際しては、図1に示した余効すべりの観測データの各期間に対して54節点すべてにおける観測値と計算値の残差を求め、その二乗和を計算した。

下部地殻及び上部マンツルの粘性率をいろいろと変えながらモデル計算を行い、それぞれの場合について観測値と計算値の残差二乗和を求めた。横軸に下部地殻の粘性率を、縦軸に上部マンツルの粘性率をとって、残差二乗和の分布をプロットしたものを図6に示す(なお、本節では、図に示すように、便宜的に粘性率を全て 10^{18} Pa·s単位で考えることにする)。前節で述べたように下部地殻及び上部マンツルの粘性率をともに $(1 \sim 1000) \times 10^{18}$ Pa·sの範囲で変えて計算したが、上部マンツルの粘性率を表す縦軸については $(1 \sim 50) \times 10^{18}$ Pa·sまでの範囲についてのみ表示した(上部マンツルの粘性率をこれ以上の値にしても、残差二乗和は増大する一方であったため)。図6から、上部マンツルの粘性率が $(1 \sim 10) \times 10^{18}$ Pa·s程度の範囲では、残差二乗和は下部地殻の粘性率にはほとんど依存しないことがわかる。また、上部マンツルの粘性率が 10×10^{18} Pa·s程度以上の場合には、下部地殻の粘性率が 30×10^{18} Pa·s付近で残差二乗和が最小になり、それよりも粘性率を

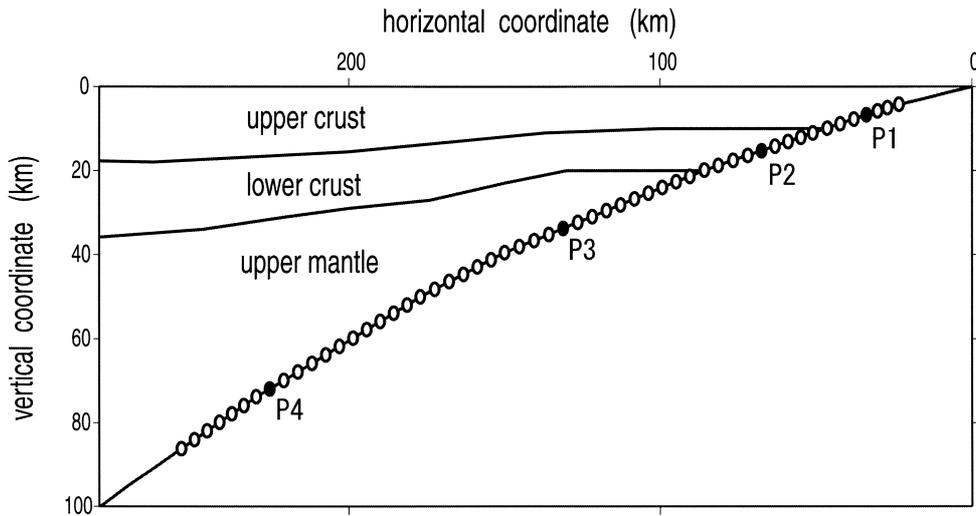


図5 余効すべりの観測値と計算値の残差二乗和を求めるのに用いた節点。上部地殻内、下部地殻内及び上部マントル内に、それぞれ7個、9個及び38個ずつあり、全部で54個である。黒丸で示す節点P1、P2、P3及びP4は、図8で余効すべりの時間変化を示してある節点である。

小さくしていくと残差二乗和が急激に増大し、逆に粘性率を大きくしていった場合は残差二乗和が漸増することがわかる。また、上部マントルの粘性率については、 $(4 \sim 13) \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度の場合に残差二乗和が小さく、それよりも粘性率を小さくしていくと残差二乗和は急増し、逆に大きくしていくと残差二乗和は徐々に大きくなるのがわかる。

このように、図6から上部マントルの粘性率がほぼ $(4 \sim 13) \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度の範囲にあるときに残差二乗和が小さくなることはわかるが、それが最小になる下部地殻及び上部マントルの粘性率の組み合わせを詳細

には読み取れない。そこで、下部地殻の粘性率を一定に保って、上部マントルの粘性率のみをこの範囲で変えた場合について、残差二乗和がどう変化するか調べた結果を図7に示す。この図には、代表的な例として下部地殻の粘性率を $(10, 40, 300, 1000) \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ にした場合について、結果を示してある。図から、下部地殻の粘性率によって多少の違いはあるものの、上部地殻の粘性率が $(5 \sim 9) \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ の範囲で残差二乗和がそれぞれ極小となり、それらの中で最小となるのは、下部地殻及び上部マントルの粘性率がそれぞれ $40 \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と $5 \times 10^{18} \text{Pa}\cdot\text{s}$ の場合であることがわかる。

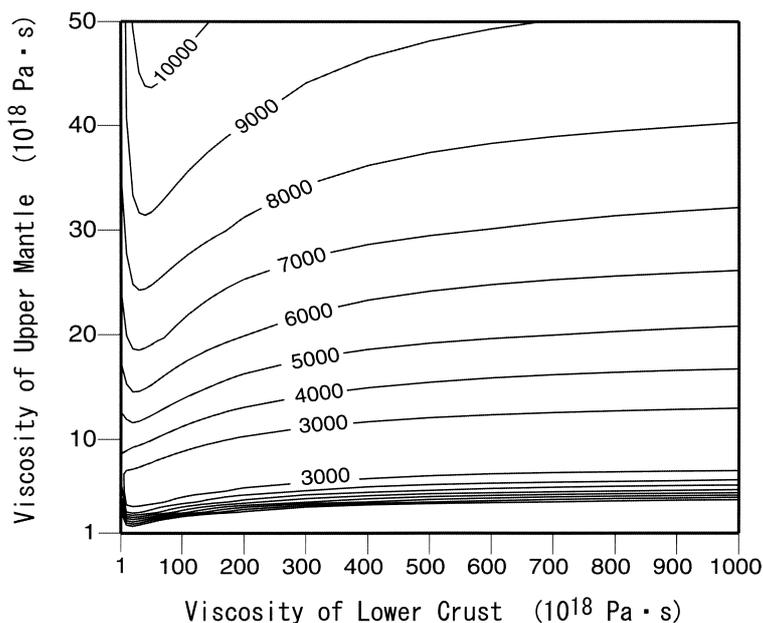


図6 余効すべりの観測値と計算値の残差二乗和分布(残差二乗和の単位は cm^2)。横軸と縦軸は、それぞれ下部地殻及び上部マントルの粘性率である。

次に、下部地殻及び上部マンツルの粘性率を残差二乗和が最小となるこの組み合わせにした場合について、余効すべり量の計算結果を観測結果と比較してみる。図8は、図5に示した各節点の中から代表的なもの4つ(図5に示した節点のうち黒丸で示したP1, P2, P3及びP4の4つであり、それぞれ、上部地殻と下部地殻、及び上部マンツルのうち強制変位を与えた部分と与えなかった部分の各領域に1つずつ含まれる)を選び、それぞれにおける余効すべり量の時間変化を示したものである(ただし、観測値についてはデータのある1年間分について、計算値についてはより長い期間の傾向がわかるように2年間分について、それぞれ示してある)。図からわかるように、モデル計算で得られた余効すべりの時間変化の様子は大局的には観測結果と調和的であり、とりわけ上部マンツル内の各節点については、両者はよく一致していると言える。ただし、地殻内の各節点(特に上部地殻内の節点)については全体的に計算結果の方が観測結果よりも大きい傾向が見られる。

5. 考 察

前節で述べたように、1994年三陸はるか沖地震後に観測された余効すべりが、下部地殻や上部マンツルの粘弾性を考慮したモデル計算によって比較的うまく再現できることがわかった。このことは、このような大地震後の余効すべりが、下部地殻や上部マンツルの粘性によってもたらされている可能性があることを示すものであり、たいへん興味深い。

なお、これと同様のアイデアは、Wang(1995)にも

見られる。彼も、本論文と同様に、プレート沈み込み域の2次元断面モデルを考え、有限要素法によってプレート境界面におけるコサイスマックなすべりとその後の余効すべりの時間変化を計算した。その結果、やはりマンツルの粘性に依存して余効すべりが起こることを示した。ただし、本論文で用いたモデルが三陸沖を想定した現実的なプレート沈み込み域のモデルであるのに対して、彼が用いたモデルは仮想的なプレート沈み込み域についてのものであり、本論文で用いたものよりもより単純化されている。すなわち、一様な厚さ(30km)で完全弾性体の大陸プレートがニュートン型粘性を持つマンツルウェッジの上ののっており、これら両者に対して同じく完全弾性体である海洋プレートが約22度の角度で直線的に沈み込んでいるというものである。また、マンツルウェッジの粘性率は 10^{20} Pa·s、剛性率は 10^{11} Paと仮定して計算している。

さて、本論文で取り扱った三陸はるか沖地震の余効すべりの場合、前節で示したように、GPSによる観測結果とモデル計算による結果の残差二乗和が最小すなわち観測結果と計算結果が最も良く合うのは、下部地殻及び上部マンツルの粘性率がそれぞれ 4×10^{19} Pa·sと 0.5×10^{19} Pa·sの場合であることがわかった。ただし、図6や図7に見られたように、残差二乗和は下部地殻の粘性率にはあまり依存しないため、下部地殻の粘性率については明確に決めることは困難であった。下部地殻の粘性率を明確に決めることができなかった理由としては、次の2点が考えられる。まず、図4から明らかのように、モデル内に占める下部地殻の割合が上部マンツルのそれに比べて圧倒的に小さく、モデル全体としての粘弾性的なレスポンスが下部地殻の粘性率

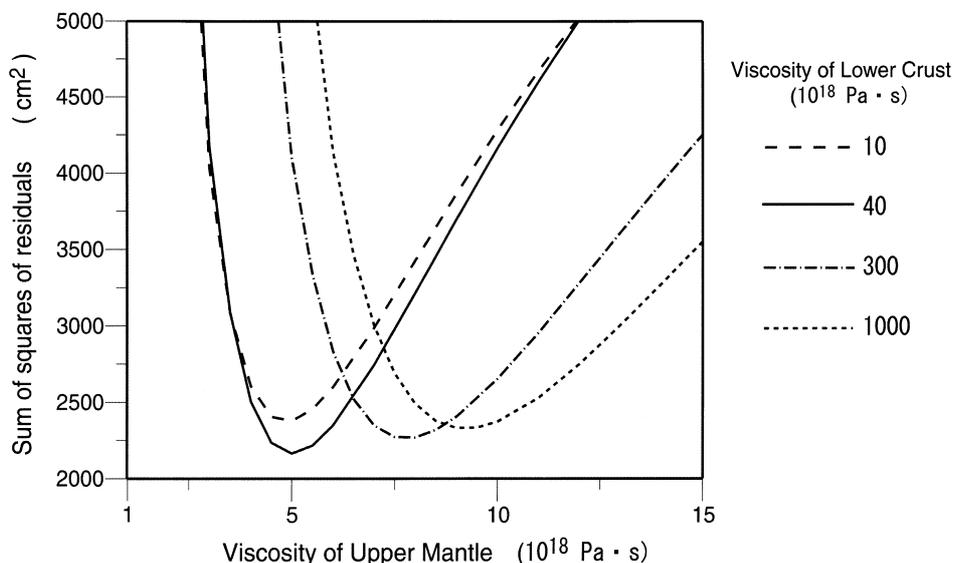


図7 下部地殻及び上部マンツルの粘性率変化に伴う余効すべりの観測値と計算値の残差二乗和の変化。

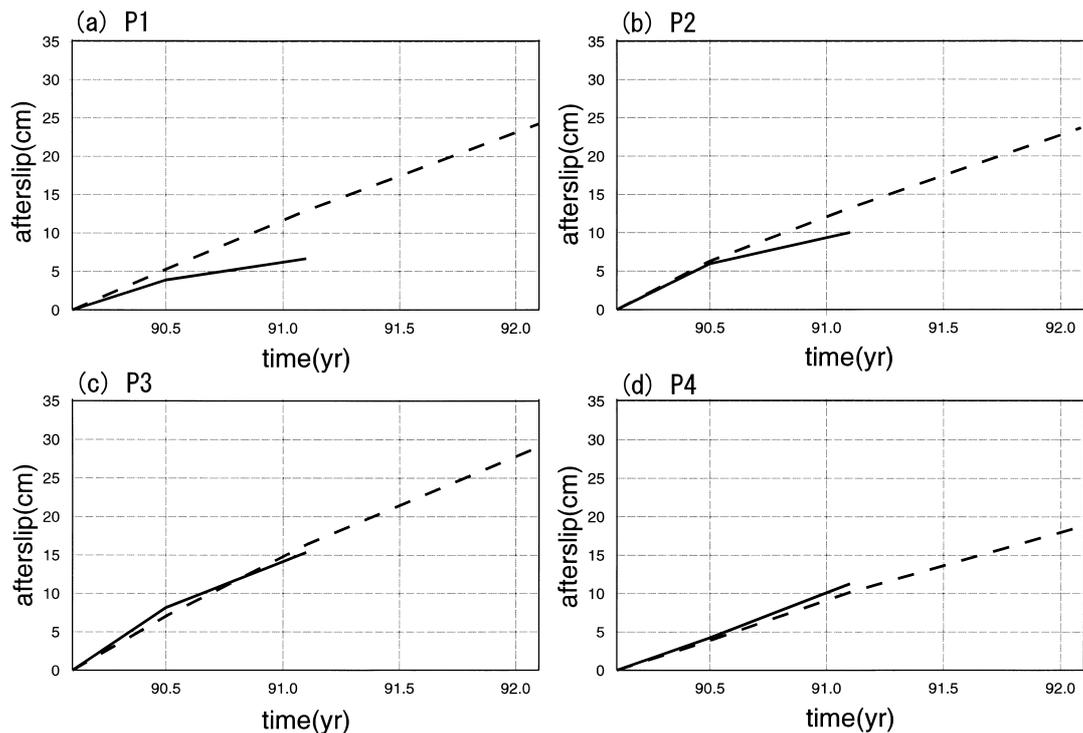


図8 最適モデルにおける余効すべりの計算値(破線)と観測値(実線)の比較。図5に示した4つの節点についてプロットしており、(a)が上部地殻内の節点P1、(b)が下部地殻内の節点P2、(c)が強制変位を与えた上部マントル内の節点P3、(d)が強制変位を与えなかった上部マントル内の節点P4についてのものである。最適モデルとは、余効すべりの残差二乗和が最小になる下部地殻及び上部マントルの粘性率を仮定した場合のものである。横軸は、モデル計算において余効すべりを開始させた時刻(90.1年)を始点にしてある。

にはあまり依存しないと考えられることである。2点目は、図5からわかるように、観測値と計算値を比較した節点の分布が上部マントル内に偏っているため、下部地殻の粘性率に対する拘束条件が弱かったと考えられることである(このことは、図8に見られたように、上部マントル内の節点では余効すべりの計算結果と観測結果がよく一致しているのに対して、地殻内の節点では両者の差が比較的大きいということの理由でもあると考えられる)。従って、下部地殻の粘性率をより明確に決めるためには、これらの点を考慮して再検討する必要がある。一方、上部マントルの粘性率については、その変化にともなって残差二乗和が急激に変化するため、下部地殻の粘性率よりはかなり明確に決まり、一応の最確値として $0.5 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ という値が得られた。しかし、下部地殻の粘性率に不確実性があるため、上部マントルの粘性率についても $0.4 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度の幅があり、 $(0.5 \sim 0.9) \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度としか言えない。なお、これらの粘性率は、前述のWang(1995)が仮定したマントルウェッジの粘性率 $10^{20} \text{Pa}\cdot\text{s}$ よりも一桁以上小さい。もっとも、前述のようにWang(1995)はより単純な仮想的モデルを用いており、また余効すべりの計算結果を実際の観測結果と比較しなが

ら粘性率の最確値を見積もっているわけではないので、本論文で得られた値をこれと比較してもあまり意味はないであろう。

そこで、本論分で得られた東北地方における上部マントルの粘性率をWang(1995)以外の研究結果と比較することになると、例えばSuito and Hirahara(1999)は1896年の陸羽地震後の余効変動について有限要素法を用いたモデル計算を行い、東北地方の上部マントルの粘性率を $0.93 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ と見積もっている。本稿で得られた上部マントルの粘性率 $0.5 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ はSuito and Hirahara(1999)による値のほぼ半分であるが、前述のように、ここでの結果には $0.4 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度の幅があつて $(0.5 \sim 0.9) \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度と考えられるので、両者はほぼ一致していると言えるであろう。従って、海溝付近のプレート境界で発生した地震の余効すべりに基づいて得られた本研究の結果と、内陸地震による余効変動に基づいて得られたSuito and Hirahara(1999)による結果は概ね調和的であると言える。

一方、本研究やSuito and Hirahara(1999)によって得られたこのような東北地方における上部マントルの粘性率は、上部マントルのグローバルな平均的粘性率 $\sim 10^{21} \text{Pa}\cdot\text{s}$ (例えば、唐戸, 2000)に比べると2桁以上小

さな値である。このように、東北地方の上部マントルの粘性率が平均的な値より小さい理由として、次のように考えることができる。すなわち、東北地方には火山フロントが存在することからもわかるように、プレートの沈み込みにもなって上部マントルが加熱、融解され、全体として粘性率が低下している可能性があるということである。実際、Zhao *et al.* (1994) や中島 (1999) による東北地方の地殻・上部マントルのP波速度分布では、深さ20km付近から100km付近にかけて地震波速度の小さい領域が見られるが、このような地震波が低速度の部分は物質の温度が高く部分熔融していると考えられるので、粘性率が低下しているとしても不思議ではない。また、 $\sim 10^{21}$ Pa·s という粘性率は、本論分でモデル化したものよりもさらに深い部分までも含んだ上部マントルに対する値であるということも考慮しなければならない。

6.まとめ

本稿では、東北地方におけるN75°W-S75°E方向の鉛直断面構造に対する有限要素モデルを作成し、下部地殻と上部マントルの粘性率をいろいろと変えながら、1994年三陸はるか沖地震にともなう余効すべりに関するモデル計算を行った。そして、得られた計算結果を、Nishimura *et al.* (2000) によるGPS観測に基づく余効すべりの時空間分布と比較した。その結果、下部地殻と上部マントルの粘性率を適当な値に仮定することによって余効すべりの観測結果と計算結果がよく一致することが確かめられ、余効すべりが下部地殻や上部マントルの粘性性によってもたらされている可能性が高いことがわかった。そして、余効すべりの観測値と計算値の残差二乗和が最小になるのは、上部マントルの粘性率が $(0.5 \sim 0.9) \times 10^{19}$ Pa·s 程度 (最確値は 0.5×10^{19} Pa·s) の場合であることがわかった。この値は、Suito and Hirahara (1999) による結果ともほぼ一致している。一方、モデル空間に占める下部地殻の領域が小さいため計算結果は下部地殻の粘性率にはあまり依存せず、下部地殻の粘性率については、 4×10^{19} Pa·s という値が一応得られたものの、明確に求めることはできなかった。

本稿では2次元のモデル計算を行って観測結果と比較したが、今後、3次元のモデル計算を行うなどして、さらに検討する必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東北大学の浜口博之名誉教授にはいろいろと議論して頂きました。また、東北大学大学院理学研究科の中島淳一氏には、修士論文のコピーを送って頂きました。北海道大学大学院の日置幸介教授及び名古屋大学大学院の平原和朗教授から頂いたコメントは本稿を改善する上でたいへん有益でした。これらの方々に、記して感謝いたします。

参考文献

- Barrientos, S.E., Plafker, G. and Lorca, E.: Post-seismic coastal uplift in southern Chile, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 701-704, 1992.
- Brown, L.D., Reilinger, E., Holdahl, S.R. and Balazs, E.I.: Postseismic crustal uplift near Anchorage, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **82**, 3369-3378, 1977.
- Cohen, S.C., Holdahl, S., Caprette, D., Hilla, S., Safford, R. and Schultz, D.: Uplift of the Kenai Peninsula, Alaska, since the 1964 Prince William Sound earthquake, *J. Geophys. Res.*, **100**, 2031-2038, 1995.
- Cohen, S.C.: Time-dependent uplift of the Kenai Peninsula and adjacent region of south central Alaska since the 1964 Prince William Sound earthquake, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8595-8604, 1996.
- Cohen, S.C.: On the rapid postseismic uplift along Tunagain Arm, Alaska following the 1964 Prince William Sound earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1213-1215, 1998.
- Crook, S.N., Mason, R.G. and Wood, P.R.: Geodetic measurements of horizontal deformation on the Imperial Fault, in the Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1254**, 183-191, 1982.
- 壇原 毅・友田好文：測地・地球物理，地球科学講座第5巻，共立出版，1969。
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S.: Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimations of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194, 1994.
- Donnellan, A. and Lyzenga, G.A.: GPS observations of fault afterslip and upper crustal deformation following the Northridge earthquake, *J. Geophys. Res.*, **103**, 21285-21297, 1998.
- Fitch, T.J. and Scholz, C.H.: Mechanism of under-thrusting in southwest Japan: A model of convergent plate interactions, *J. Geophys. Res.*, **76**, 7260-7292, 1971.
- 藤井陽一郎：島弧・海溝系地震の余効変動：1952年十勝沖地震の場合，地震学会講演予稿集，**2**，C44，1979。
- 萩原幸男：太平洋プレートとフィリピン海プレートの中部日本重力場への影響，測地学会誌，**32**，12-22，1986。

- Hashimoto, M.: Finite element modeling of deformations of the lithosphere at an arc-arc junction: The Hokkaido corner, Japan, *J. Phys. Earth*, **32**, 373-398, 1984.
- Hashimoto, M.: Finite element modeling of the three-dimensional tectonic flow and stress field beneath the Kyushu island, Japan, *J. Phys. Earth*, **33**, 191-226, 1985.
- Heki, K., Miyazaki, S. and Tsuji, H.: Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598, 1997.
- 唐戸俊一郎：レオロジーと地球科学, 東京大学出版会, 2000.
- Kasahara, K. and Kato, T.: Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a retrospective study), *Pure Appl. Geophys.*, **119**, 392-403, 1981.
- 河内 崇・宮下 芳：フィリピン海プレート北端部の沈み込み・衝突の3次元FEMモデル, 地震2, **50**, 229-240, 1997.
- Kenner, S.J. and Segall, P.: Postseismic deformation following the 1906 San Francisco earthquake, *J. Geophys. Res.*, **105**, 13195-13209, 2000.
- Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y. and He, J.: Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implication for mantle rheology, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2050, doi:10.1029/2002GL015986, 2002.
- Marone, C., Scholz, C.H. and Bilham, R.: On the mechanics of earthquake afterslip, *J. Geophys. Res.*, **96**, 8441-8452, 1991.
- Miyashita, K.: A model of plate convergence in southwest Japan, inferred from leveling data associated with the 1946 Nankaido earthquake, *J. Phys. Earth*, **35**, 449-467, 1987.
- 中島淳一：東北日本弧の三次元地震波速度に関する研究, 東北大学修士論文, 1999.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D.: Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeast Japan, *Tectonophysics*, **341**, 1-17, 2001.
- Nakano, T. and Hirahara, K.: GPS observations of postseismic deformation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 503-506, 1997.
- 西村 宗・安藤雅孝・宮崎真一：1996年の日向灘地震後の余効変動, 月刊地球, 号外**25**, 171-177, 1999.
- Nishimura, T., Miura, S., Tachibana, K., Hashimoto, K., Sato, T., Hori, E., Murakami, E., Kono, T., Nida, K., Mishina, M., Hirasawa, T. and Miyazaki, S.: Source model of the co- and post-seismic deformation associated with the 1994 far off Sanriku Earthquake (M7.5) inferred from strain and GPS measurements, *Tohoku Geophys. J. (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5)*, **35**, 15-32, 1998.
- 西村卓也：GPSデータから推定された東北日本におけるプレート間相互作用の時空間変動, 東北大学博士論文, 2000.
- Nishimura, T., Miura, S., Tachibana, K., Hashimoto, K., Sato, T., Hori, S., Murakami, E., Kono, T., Nida, K., Mishina, M., Hirasawa, T. and Miyazaki, S.: Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217-238, 2000.
- Nur, A. and Mavko, G.: Postseismic viscoelastic rebound, *Science*, **183**, 204-206, 1974.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. and Hudnut, K.: Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30131-30145, 1998.
- Peterson, E.T. and Seno, T.: Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10233-10248, 1984.
- Piersanti, A.: Postseismic deformation in Chile: Constraints on the asthenosphere viscosity, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3157-3156, 1999.
- Pollitz, F.F. and Sacks, S.: Modeling of postseismic relaxation following the great 1857 earthquake, southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 454-480, 1992.
- Reilinger, R.E., Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K.L., Cakmak, R., Aktug, B., Ozener, H. and Töksoz, M.N.: Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, $M=7.5$, Izmit, Turkey earthquake, *Science*, **289**, 1519-1524, 2000.
- 力武常次：固体地球科学入門 地球とその物理(第2版), 共立出版, 1994.
- Sato, K.: Stress and displacement fields in the northeastern Japan island arc as evaluated with three-dimensional finite element method and their tectonic interpretations, *Tohoku Geophys. J. (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5)*, **31**, 57-99, 1988.
- 里 嘉千茂：伝播性歪に関する数値実験, 測地学会誌, **35**, 27-36, 1989.
- 里 嘉千茂・石井 紘・高木章雄：東北地方の地殻応力及び地殻変動の特徴() 地殻構造を考慮した計算結果に基づく, 地震2, **34**, 551-563, 1981.
- Savage, J.C., Lisowski, M. and Svarc, J.L.: Postseismic deformation following the 1989 ($M=7.1$) Loma Prieta, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, **99**, 13757-13765, 1994.
- Savage, J.C. and Svarc, J.L.: Postseismic deformation associated with the 1992 $Mw=7.3$ Landers earthquake, southern California, *J. Geophys. Res.*, **102**, 7565-7577, 1997.
- Scholz, C.H.: The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge Univ. Press, New York, 1990.
- Segall, P., Bürgmann, R. and Matthews, M.: Time-dependent triggered afterslip following the 1989 Loma Prieta earthquake,

- J. Geophys. Res.*, **105**, 5615-5634, 2000.
- 瀬野徹三：プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店, 1995.
- Shen Z.K., Jackson, D.D., Feng, Y., Cline, M., Kim, M., Fang P. and Bock, Y.: Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28, June 1992, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 780-791, 1994.
- Suito, H. and Hirahara, K.: Simulation of post-seismic deformations caused by the 1896 Riku-u earthquake, northeast Japan: Re-evaluation of the viscosity in the upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2561-2564, 1999.
- Tabei, T.: Crustal movements in the inner zone of southwest Japan associated with stress relaxation after major earthquakes, *J. Phys. Earth*, **37**, 101-131, 1989.
- Tanioka, Y. and Ruff, L.: The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (Mw7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1465-1468, 1996.
- Thatcher, W.: Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4862-4872, 1975.
- Thatcher, W. and Rundle, J.B.: A model for the earthquake cycle in underthrust zones, *J. Geophys. Res.*, **84**, 5540-5556, 1979.
- Thatcher, W., Matsuda, T., Kato, T. and Rundle, B.: Lithospheric loading by the 1896 Riku-u earthquake, northern Japan: implications for plate flexure and asthenospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6429-6435, 1980.
- 東北大学大学院理学研究科・北海道大学大学院理学研究科：相似地震・GPS解析から推定された十勝沖及び根室半島沖アスペリティ周辺の準静的すべり，地震予知連絡会資料，2005．
- 上田英樹：東北日本弧で発生した大地震の余効的地殻変動とその発生メカニズム，東北大学博士論文，2001．
- Ueda, H., Ohtake, M. and Sato, H.: Postseismic crustal deformation following the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake, northern Japan: Evidence for a low-viscosity zone in the uppermost mantle, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2151, doi:10.1029/2002JB002067, 2003.
- Wang, K.: Coupling of tectonic loading and earthquake fault slips at subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, **145**, 537-559, 1995.
- Wahr, J. and Wyss, M.: Interpretation of postseismic deformation with a viscoelastic relaxation model, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6471-6477, 1980.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. and Sagiya, T.: Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 793-803, 2001.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. and Nishimura, T.: Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2177, doi:10.1029/2003GL018189, 2003.
- 吉岡祥一・鈴木晴子：矩形断面面上のディスロケーションに伴う準静的な歪・応力場に及ぼす3次元不均質粘弾性構造の影響，地震2，50，277-289，1997．
- Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A.: Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan islands, *Tectonophysics*, **212**, 289-301, 1992.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Kanamori, H.: Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22313-22329, 1994.