プレート間巨大地震後の応力緩和過程と 地表変位パターン

茨城大学理学部地球科学教室 宮 下 芳

(昭和 58 年 7 月 21 日受理)

Surface Displacement Patterns Associated with Asthenospheric Stress Relaxation Following Major Underthrust Earthquakes

Kaoru MIYASHITA

Department of Earth Sciences, Ibaraki University

(Received July 21, 1983)

By means of two-dimensional finite element simulations of the stress relaxation in the asthenosphere induced by the occurrence of major underthrust earthquakes at subduction zones, characteristic features of the postseismic time-dependent surface displacements are investigated. In the model of the upper mantle structure involving a subduction zone, the following structural anomalies are taken into account; (1) the presence of a descending elastic slab in a Maxwell viscoelastic asthenosphere beneath a continental elastic plate, and (2) the difference between the thicknesses of oceanic and continental elastic plates.

Both of the structural anomalies of (1) and (2) significantly affect not only the amounts but also the patterns of the displacements. Furthermore whether the coseismic faulting reaches the asthenosphere or not also has a notable effect on the patterns of the displacements. Therefore the displacements for the anomalous structure model are considerably different from those for a simpler layered structure model in amount and pattern. It is confirmed that time-dependent surface movements in subduction zones following megathrust earthquakes must be interpreted by using a realistic model of the upper mantle structure.

§ 1. 緒 論

島弧-海溝系のプレートの沈み込み境界で発生する巨大地震には、地震時の急激な地殻変動とは別に地震後も数十年間にわたって続くような緩やかな地殻変動がしばしば伴う、ということが観測事実（例えば、1923 年関東地震後の地殻変動、1946 年南海道地震後の地殻変動）から示されている。このような地震後に続く地殻変動を説明するメカニズムとして、大きく分けて、次の 2 種類のモデルを考えることができる。その一つは、地震時の断層の一部やその延長部分でアサイスミックな断層運動が起きるためとするモデル [例えば、FITCH & SCHÖLZ (1971); THATCHER (1975); KASAHARA (1975); BRÖWN *et al.* (1977); SCHÖLZ & KATOŌ (1978)] である。もう一つは、地震発生に伴って生じた応力場が非弾性的性質を持つアセノスフェア内で時間とともに緩和するためとするモデル [例えば、NUR & MAVKŌ (1974); MELŌSH (1976);

RUNDLE & JACKSON (1977); THATCHER & RUNDLE (1979); MATSU'URA *et al.* (1981); COHEN (1982)] である。ここでは、粘弾性体アセノスフェアの応力緩和過程がその主要なメカニズムであるとする前提を認めたうえで、この応力緩和過程に伴う地表変位のパターンについて考察する。

アセノスフェアの応力緩和モデルから計算される地表変位のパターンは、一般に、地震断層モデルと非弾性的性質（レオロジー）を含めた地殻・上部マントルの構造モデルとに依存しているものと考えられる。個々の地震の断層モデルは、地震波による発震機構解析、余震分布、地震時の地殻変動解析等の結果から、比較的精度良く決められる。従って、断層モデルの決定に際しての任意性は少ないと言える。一方、地殻・上部マントルのレオロジーについては現在のところまだ未知の部分が多く残されており、従って、その構造モデルは比較的大きな任意性のもとで決められることになる。そのためにこの種の問題では比較的単純な成層構造モデルが仮定されている。例えば、弾性体層（プレート）とその下に続く半無限の粘弾性体（アセノスフェア）とから成る2層構造モデル [例えば、NUR & MAVKÖ (1974); RUNDLE & JACKSON (1977); THATCHER & RUNDLE (1979)] や、粘弾性体層を中間層として含む多層構造モデル [例えば、MATSU'URA *et al.* (1981); COHEN (1982)] 等である。また、アセノスフェアのレオロジー・モデルとしては線型モデル (Maxwell 固体, 3 要素固体) が多くの場合に仮定されている。

しかし、島弧-海溝域で観測される巨大地震後に続く地殻変動を解釈する際には、上で述べたような成層構造モデルを仮定するのでは十分とは言えない。即ち、この場合には、島弧-海溝系の現実的な構造モデルとして、深さ方向への不均一性だけでなく水平方向への不均一性も考慮した異常構造モデルというものを考える必要がある。Fig. 1 に示すのは東北日本島弧の大局的な深部構造モデル [宇津 (1977)] であるが、この図からもその必要性が窺える。

この論文では、有限要素法による数値シミュレーションを通して、モデルの幾何学的形状の違いが応力緩和過程で現われる地表変位のパターンにどのような影響を及ぼすかについて考察する。特に、構造モデルについては従来から用いられている成層構造モデルと島弧-海溝系の異常構造モデルとを扱い、両者の相違が地表変位のパターンに及ぼす影響を明らかにする。

Fig. 1. Model of the upper mantle structure beneath the northern Japan island-arc after UTSU (1977). The following structural anomalies are inferred from the model: (1) the presence of the descending slab in the asthenosphere, and (2) the difference between the thicknesses of the oceanic and continental plates.

§ 2. モデルと計算方法

2-1. 構造モデル

島弧-海溝系の構造に特徴的な水平方向への不均一性を示す主なものとして、

- (1) 海側プレートの先端部がアセノスフェア内部へ沈み込んでいること
 - (2) 海側と陸側プレートの層厚が異なっていること
- の2点に着目する。Fig. 2 には3層の成層構造モデル (A) と (1) 及び (2) の構造異常を考慮したモデル (B) の概

Fig. 2. Schematic models of an upper mantle structure: (A) a three-layered structure model, and (B) an anomalous structure model involving an island-arc system.

略図が示されている。ここで、最上層は海側と陸側の弾性プレートを表わす。その下に続く中間層は粘弾性体アセノスフェアを表わす。最下層はアセノスフェアに比べ高粘性を示す媒質と考えられるため、ここでは弾性体として近似している。また、構造モデル (B) の海側プレートの沈み込み角度は断層の傾斜角に等しいと仮定する。

アセノスフェアのレオロジー・モデルとしては、ここでは、偏差応力に対して Maxwell 的に、封圧に対して弾性的に振舞う線型モデルを仮定する。粘性率 (η) の見積りについては、スカンジナビア半島や北アメリカ大陸の後氷期の隆起運動、Bonneville 湖の隆起運動等の研究 [例えば、CATHLES (1975); PELTIER & ANDREWS (1976); IWASAKI & MATSU'URA (1982)] から $\eta \sim 10^{20} \sim 10^{22}$ poise という値が示されている。一方、ポストサイスミックな地殻変動の研究 [例えば、NUR & MAVKÖ (1974); THATCHER & RUNDLE (1979); THATCHER *et al.* (1980)] からは、 $\eta \sim 10^{19} \sim 10^{20}$ poise という値が示されている。ここでは、 $\eta = 1.0 \times 10^{20}$ poise (緩和時間 $\tau = 4.82$ years) を仮定する。Table 1 には数値シミュレーションで用いる物性定数がまとめて示されている。

2-2. 断層モデル

沈み込むプレート境界で発生する巨大地震後の応力緩和過程を考えるため、断層モデルとしては dip-slip 型の地表断層モデル (傾斜角 (δ), 断層の幅 (W), stress drop 量 ($\Delta\sigma$)) を仮定する。更に、断層の長さが幅に対して十分長い場合を想定し、問題を 2 次元平面歪問題として近似する。

2-3. 計算方法

ここでは、粘弾性体の変形解析用に開発された剛体板-バネ・ダッシュポット要素モデルを用いた 2 次元有限要素法 [TÖI & KAWAI (1977)] を応用する。以下では平面歪問題を例とし、

Table 1. Material properties.

	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	μ (poise)
oceanic plate	7.8	4.5	3.2	∞
continental plate	7.8	4.5	3.2	∞
asthenosphere	8.2	4.4	3.4	10^{20}
substratum	8.7	4.7	3.6	∞

Fig. 3. Finite element model for a viscoelastic plane-strain problem.

この方法の概略を示す。

はじめに、アセノスフェアに対する粘弾性体モデル（偏差応力に対し Maxwell 的に、封圧に対して弾性的に振舞うモデル）の構造法則を示す。それは次のようなテンソル方程式で表わされる。

$$\dot{\sigma}_{ij} + (\mu/\eta) \cdot (\sigma_{ij} - \sigma_{nn} \delta_{ij}/3) = \lambda \dot{\epsilon}_{nn} \delta_{ij} + 2\mu \dot{\epsilon}_{ij} \quad (1)$$

但し、 σ_{ij} , ϵ_{ij} , δ_{ij} はそれぞれ応力テンソル、歪テンソル、単位テンソルを、 λ と μ はラーメの定数を、 η は粘性率を表わす。また、ドット ($\dot{\cdot}$) は時間微分を表わす。今、このような粘弾性体を多数の有限要素に分割した後、その中から隣り合う 2 つの要素を任意に選び出してきたものとし、その系 (Fig. 3(a)) の平衡方程式について考える。この有限要素法では、各要素は剛体板とみなされ、かつ隣り合う要素はその境界辺 $\overline{AC}$ の中点 M で Fig. 3(c) に示すような 3 種類の Maxwell 要素で結合されているものと考ええる。この場合、媒質の変形は各要素の重心 G_i ($i=1, 2$) の変位 $u_i^t = (u_i, v_i, \theta_i)$ で表わされる。但し、 θ_i は回転成分を表わす。或る時間経過後の平衡状態が Fig. 3(b) のようになったとする。このとき、辺 $\overline{AC}$ に作用する面力 f と辺 $\overline{AC}$ の相対変位 d との関係は、

$$\dot{f} = [k] \cdot (\dot{d} - \dot{d}^e) \quad (2)$$

$$\dot{d}^e = [\eta]^{-1} \cdot f \quad (3)$$

$$f = \begin{pmatrix} f_d \\ f_s \\ f_r \end{pmatrix}, \quad d = \begin{pmatrix} d_d \\ d_s \\ d_r \end{pmatrix}, \quad [k] = \begin{bmatrix} k_d & \text{sym.} \\ 0 & k_s \\ 0 & 0 & k_r \end{bmatrix}, \quad [\eta] = \begin{bmatrix} \eta_d & \text{sym.} \\ 0 & \eta_s \\ 0 & 0 & \eta_r \end{bmatrix}$$

と表わされる。但し、 f_r と d_r はそれぞれ辺 $\overline{AC}$ 上の中点 M での回転モーメントと辺 $\overline{AC}$ の相対的回転角 ($d_r = \theta_2 - \theta_1$) とを表わす。一方、辺 $\overline{AC}$ 上の平均伸び歪 ϵ_{xx} と平均ずり歪 ϵ_{xy} はそれぞれ次式で近似されるものとする。

$$\epsilon_{xx} = d_d / (d_1 + d_2), \quad \epsilon_{xy} = d_s / (d_1 + d_2) \quad (4)$$

但し、 d_i は辺 $\overline{AC}$ と重心 G_i ($i=1, 2$) との距離を表わす。従って、6 個の未知パラメータ ($k_d, k_s, k_r, \eta_d, \eta_s, \eta_r$) は、(1) 式 (平面歪の仮定より $\epsilon_{zz} = 0$ とする) と (2), (3), (4) 式及び

辺 $\overline{AC}$ 上の midpoint M でのモーメントの釣り合い方程式とから、次のように求められる。

$$\left. \begin{aligned} k_a &= (\lambda + 2\mu) \cdot l / (d_1 + d_2) \\ k_s &= 2\mu \cdot l / (d_1 + d_2), \quad k_r = k_a \cdot l^2 / 12 \\ \eta_a &= \{3(\lambda + 2\mu)\eta / 2\mu\} \cdot l / (d_1 + d_2) \\ \eta_s &= 2\eta \cdot l / (d_1 + d_2), \quad \eta_r = \eta_a \cdot l^2 / 12 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

但し、 l は境界辺 $\overline{AC}$ の長さを表わす。次に、仮想仕事の原理に基づいてこの系の平衡方程式を導き出すと、

$$[K] \cdot \dot{\mathbf{u}} = \dot{\mathbf{F}} + [R]^t [k] \cdot \dot{\mathbf{d}}^c \quad (6)$$

$$\mathbf{d} = [R] \cdot \mathbf{u}, \quad \mathbf{u}^t \equiv (\mathbf{u}_1^t, \mathbf{u}_2^t), \quad [K] \equiv [R]^t [k] [R]$$

$$[R] = \begin{bmatrix} -1 & 0 & -y_1 & 1 & 0 & y_2 \\ 0 & -1 & x_1 & 0 & 1 & -x_1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

が得られる。但し、 (x_i, y_i) は重心 $G_i (i=1, 2)$ の座標を表わす。また、 $\mathbf{F}$ は物体力項を表わすが、ここでは $\mathbf{F} = \mathbf{0}$ を仮定している。平衡方程式 (6) 中の $[K]$ は要素剛性マトリックスを表わす。以下同様にして、全ての隣接 2 要素系に対し (6) 式と同様な平衡方程式を求め、全体座標系においてそれらの重ね合わせることにより系全体に対する平衡方程式が求められる。求められた全体系の平衡方程式の解は、粘弾性体変形問題を解く際に用いられる時間増分毎の反復計算法によって求める。

アセノスフェアの応力緩和過程を考える際の初期条件 (アセノスフェアに対する初期応力場) は、地震時の弾性変形によって与えられる。ここでは、その弾性変形を次のような断層面に対する境界条件により求めている。即ち、断層面上で変位不連続量ではなく **stress drop** 量の分布を与える境界条件というものを考える。その場合の数値解は、剛体板-バネ要素モデルを用いた 2 次元有限要素法により求められる [MIYASHITA (1981)]。

§3. 計算結果

アセノスフェアの応力緩和過程に対する数値シミュレーションの結果の中から、地震発生から約 24 年後 ($t=5\tau$) の地表変位に関する結果を、Fig. 4-1 から Fig. 7 に示す。一連のモデル計算で使われた構造モデル及び断層モデルのパラメータの値は、次のような表記に従って示されている。即ち、構造モデルについては 4 個のパラメータの並び (H_1, H_2, H_3, H_4) で、断層モデルについては 3 個のパラメータの並び ($\delta, W, \Delta\sigma$) で示されている (Fig. 2 参照)。ここで、 H_1, H_2 は海側、陸側プレートとアセノスフェアの境界面までの深さを、 H_3 は沈み込んだ海側プレート上面の先端までの深さを、 H_4 はアセノスフェア下側境界面までの深さを、それぞれ km 単位で表わした量である。また、 δ は断層の傾斜角 (沈み込んだ海側プレートの傾斜角に等しい) を度単位で、 W は断層の幅を km 単位で、 $\Delta\sigma$ は **stress drop** 量 (断層面上で一定と仮定する) を bar 単位で表わした量である。但し、変位量は **stress drop** 量に比例することを考慮し、ここでは $\Delta\sigma=10$ bars とした場合の結果のみを示してある。

3-1. 断層モデルと地表変位パターン

断層の幾何学的形状の違い (断層の傾斜角 (δ) とその幅 (W) の違い) が地表変位のパターン

Fig. 4. Left (4-1): (a) Coseismic ($t=0$) surface displacements due to a fault model (45, 56.6, 10), (b) Comparison between the postseismic ($t=5\tau$) surface vertical displacements computed for a three-layered structure model A (80, 80, 0, 360) and for an anomalous structure model B1 (80, 80, 140, 360), and (c) Comparison between the postseismic ($t=5\tau$) surface horizontal displacements for the same structure models as (b). For explanation of model parameters, see the text. Right (4-2): Same as the left but for a fault model (45, 113.1, 10).

Fig. 5. Left (5-1): (a) Coseismic ($t=0$) surface displacements due to a fault model (30, 80, 10), (b) Comparison between the postseismic ($t=5\tau$) surface vertical displacements computed for a three-layered structure model A (80, 80, 0, 300) and for an anomalous structure model B1 (80, 80, 120, 300), and (c) Comparison between the postseismic ($t=5\tau$) surface horizontal displacements for the same structure models as (b). For explanation of model parameters, see the text. Right (5-2): Same as the left but for a fault model (30, 160, 10).

Fig. 6. Comparison between the postseismic ($t=5\tau$) surface deformations calculated for the following structure models: Model A (80, 80, 0, 360), Model B 1 (80, 80, 140, 360), and Model B 2 (80, 40, 140, 360). A fault model (45, 56.6, 10) is assumed. For explanation of model parameters, see the text. (a) Vertical displacements. (b) Horizontal displacements.

Fig. 7. Comparison between the postseismic ($t=5\tau$) surface deformations calculated for the following structure models: Model A (80, 80, 0, 300), Model B 1 (80, 80, 120, 300), and Model B 2 (80, 40, 120, 300). A fault model (30, 80, 10) is assumed. For explanation of model parameters, see the text. (a) Vertical displacements. (b) Horizontal displacements.

に及ぼす影響について、次の4種類の断層モデルに対して計算された結果から考察する。断層モデルとしては、 δ がやや高角 ($\delta=45^\circ$) な場合と低角 ($\delta=30^\circ$) な場合のそれぞれについて、 W が海・陸プレート境界の半分の長さと同長に等しい場合とを考えた、計4種類の断層モデルを扱っている。

δ の違いが地表変位のパターンに及ぼす影響は、hinge line の位置の変化として認められる。

例えば、やや高角 ($\delta=45^\circ$) な場合に比べ低角 ($\delta=30^\circ$) な場合には、hinge line の位置は陸側プレート内部の方向へ向って移動する (Fig. 4-1, 5-1; Fig. 4-2, 5-2).

一方、 W の違いが地表変位のパターンに及ぼす影響は、 W がプレート境界の一部分である範囲では漸移的な変化として認められる。しかし、 W がプレート境界の全長に等しい場合 (断層がアセノスフェアに達している場合) とそうでない場合とでは、地表変位のパターンには著しい相違が認められる (Fig. 4-1, 4-2; Fig. 5-1, 5-2)。特に、垂直変位のパターンにみられる相違は陸側プレート部分で顕著である (Fig. 4-1(b), 4-2(b); Fig. 5-1(b), 5-2(b))。

3-2. 海側プレートの沈み込みと地表変位パターン

沈み込んだ海側プレートの存在が地表変位のパターンに及ぼす影響をみるために、従来から用いられている成層構造モデル (A) と海側プレートの沈み込みのみを考慮した構造モデル (B1) とを仮定し、それぞれの場合に得られた地表変位を比較してみた結果が、Fig. 4-1 から Fig. 5-2 に示されている。

一般に、沈み込んだ海側プレートの存在の有無が地表変位のパターンに及ぼす影響は、断層付近 (断層の中心を地表に投影した位置から H_1 程度の距離範囲とする) で顕著に認められる。断層がプレート境界の一部分である場合の断層付近の垂直変位についてみると、モデル (A) では著しい沈降を示すものがモデル (B1) ではその沈降量が半減するという結果が示される (Fig. 4-1(b), 5-1(b))。更に、断層がアセノスフェアに達している場合についてみると、モデル (A) ではやはり著しい沈降を示すが、モデル (B1) ではその沈降量が急激に減少するだけに止らず一部領域は隆起域に逆転するという結果が示される (Fig. 4-2(b), 5-2(b))。次に、モデル (A) と (B1) の違いが断層付近の水平変位に及ぼす影響についてみると、断層がプレート境界の一部分である場合は比較的弱いのにに対し (Fig. 4-1(c), 5-1(c))、断層がアセノスフェアに達している場合には海側プレート寄り部分で強く現われる傾向を示す (Fig. 4-2(c), 5-2(c))。

3-3. 島弧-海溝系の構造モデルと地表変位パターン

島弧-海溝系の構造モデルとして、海側プレートの沈み込みと海・陸プレートの層厚の違いとを考慮した構造モデル (B2) を仮定する。ここでは、陸側プレートの厚さを海側プレートの厚さの半分と仮定している。また、断層モデルについては、断層の傾斜角が $\delta=45^\circ$ と $\delta=30^\circ$ であるときに断層の幅がモデル (B2) の海・陸プレート境界の全長 (従って、モデル (A) 及び (B1) の海・陸プレート境界の半分の長さ) に等しいような断層モデルを考える。このような断層モデルに対して構造モデル (A), (B1), (B2) を仮定した場合について得られた地表変位を比較してみた結果が、Fig. 6 と Fig. 7 に示されている。

構造モデルの違いが地表変位のパターンに及ぼす影響は、陸側プレート部分で顕著に現われてくる。モデル (B1) と (B2) の違いは陸側プレートの層厚の違いだけであるが、その違いは垂直変位に対してパターンの著しい相違をもたらしている (Fig. 6(a), 7(a))。しかし、この著しい相違は、§3-1 でも述べたように、断層がアセノスフェアにまで達している場合 (B2) とそうでない場合 (B1) との違いによる寄与が反映されていることに注意すべきである。

§4. 議 論

前節のモデル計算の結果が示すように、アセノスフェアの応力緩和過程に伴う地表変位のパ

ターンは断層モデルと構造モデルとに強く依存している。従って、島弧-海溝域で観測される地震後の地殻変動をこの応力緩和モデルを使って解釈する場合には、使用する断層モデル及び構造モデルに対する吟味が特に必要である。ところで、断層モデルについては、緒論でも述べたようにその決定に際しての任意性は比較的少なく問題も少ないと言えよう。問題は任意性の大きい構造モデルの決定に在る。特に、海・陸プレートの幾何学的形状をどのように仮定するかが重要な問題点となってくる。

THATCHER & RUNDLE (1979) は、低角逆断層地震後の応力緩和過程に伴って現われる地表変位のパターンは陸側部分での沈降によって特徴付けられる、と指摘している。しかし、この指摘は成層構造モデル及びその弾性プレート内の地震断層モデルというものを仮定した場合に対してなされたものであり、その一般性については疑問視される。例えば、海洋プレートの代表的厚さ (80 km) を弾性プレートの厚さとするような成層構造モデルを仮定する場合、地震時の断層は多くの場合プレート内部に止るように決まるであろう。その場合に期待される地表変位のパターンは、例えば、Fig. 7 のモデル (A) で示されるものとなり、この場合には THATCHER & RUNDLE (1979) の指摘に一致することになる。しかし、東北日本島弧に代表される島弧-海溝系の異常構造モデルを仮定する場合は、断層は陸側プレート下でアセノスフェアに達している可能性がある。その場合に期待される地表変位のパターンは、例えば、Fig. 7 のモデル (B2) で示されるものとなり、成層構造モデルを仮定する場合のものとは陸側プレート部分で著しく異なってくる。

従って、特に島弧-海溝系の巨大地震発生後の地殻変動データを解釈する場合には、構造モデルの決定に際しては十分な検討を行なう必要がある。

§5. ま と め

島弧-海溝系の巨大地震発生後から数十年にわたって続くような緩やかな地殻変動を説明するメカニズムとしてアセノスフェアの応力緩和過程を考え、この応力緩和過程に伴う地表変位について有限要素法による数値シミュレーションを通して検討してみた。

アセノスフェアの応力緩和モデルから計算される地表変位のパターンは、断層モデル及び構造モデルに強く依存している。断層モデルについてみると、特に、断層がアセノスフェアに達している場合とそうでない場合とでは地表変位のパターンに著しい相違が認められる。一方、構造モデルについてみると、成層構造モデルと島弧-海溝系の異常構造モデルとの違い、即ち、沈み込んだ海側プレートの存在及び海・陸プレートで層厚が異なることの2点を考慮するかしないかは、断層付近の地表変位パターンに顕著な影響を及ぼす。

今回は、島弧-海溝系で発生する巨大地震後の地殻変動を解釈する際に、島弧-海溝系の異常構造モデルを用いることの重要性をモデル計算によって示した。この異常構造モデルを用いた実際のデータの解釈については、別の論文で行う予定である。

謝 辞

原稿を読んで有益な助言をして頂いた茨城大学藤井陽一郎教授に感謝の意を表します。

文 献

- BROWN, L.D., R.E. REILINGER, S.R. HOLDAHL and E.I. BALAZS, 1977, Postseismic Crustal Uplift near Anchorage, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **82**, 3369-3378.
- CATHLES, L.M., 1975, *The Viscosity of the Earth's Mantle*, Princeton University Press, New Jersey.
- COHEN, S.C., 1982, A Multilayer Model of Time Dependent Deformation Following an Earthquake on a Strike Slip Fault, *J. Geophys. Res.*, **87**, 5409-5421.
- FITCH, T.J. and C.H. SCHOLZ, 1971, Mechanism of Underthrusting in Southwest Japan: A Model of Convergent Plate Interactions, *J. Geophys. Res.*, **76**, 7260-7292.
- IWASAKI, T. and M. MATSU'URA, 1982, Quasi-Static Crustal Deformations due to a Surface Load: Rheological Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle, *J. Phys. Earth*, **30**, 469-508.
- KASAHARA, K., 1975, Aseismic Faulting Following the 1973 Nemuro-Oki Earthquake, Hokkaido, Japan (a possibility), *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 127-139.
- MATSU'URA, M., T. TANIMOTO and T. IWASAKI, 1981, Quasi-Static Displacement due to Faulting in a Layered Half-Space with an Intervient Viscoelastic Layer, *J. Phys. Earth*, **29**, 23-54.
- MELOSH, H.J., 1976, Nonlinear Stress Propagation in the Earth's Upper Mantle, *J. Geophys. Res.*, **81**, 5621-5632.
- MIYASHITA, K., 1981, Finite Element Modeling of a Preseismic Fault Slip Process for Long-Term Anomalous Surface Deformations, *J. Phys. Earth*, **29**, 55-76.
- NUR, A. and G. MAVKO, 1974, Postseismic Viscoelastic Rebound, *Science*, **183**, 204-206.
- PELTIER, W.R. and J.T. ANDREWS, 1976, Glacial-Isostatic Adjustment-I. The Forward Problem, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **46**, 605-646.
- RUNDLE, J.B. and D.D. JACKSON, 1977, A Kinematic Viscoelastic Model of the San Francisco Earthquake of 1906, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **50**, 441-458.
- SCHOLZ, C.H. and T. KATO, 1978, The Behavior of a Convergent Plate Boundary: Crustal Deformation in the South Kanto District, Japan, *J. Geophys. Res.*, **83**, 783-797.
- THATCHER, W., 1975, Strain Accumulation and Release Mechanism of the 1906 San Francisco Earthquake, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4862-4872.
- THATCHER, W. and J.B. RUNDLE, 1979, A Model for the Earthquake Cycle in Underthrust Zones, *J. Geophys. Res.*, **84**, 5540-5556.
- TOI, Y. and T. KAWAI, 1977, A New Discrete Model for Analysis of Visco-Elastic Problems, *Seisan Kenkyu*, **29**, 430-433.
- 宇津徳治, 1977, 地震学, 共立全書, 286 pp.