水準測量データに基づく西南日本の地殻上下変動

茨城大学理学部地球科学教室* 宮 下 芳

Vertical Surface Displacements in Southwest Japan, Estimated from Leveling Data

Kaoru MIYASHITA

Department of Earth Sciences, Ibaraki University, Bunkyo 2-1-1, Mito-shi, Ibaraki-ken 310

(Received March 17, 1989; Accepted July 5, 1989)

We study the preseismic, coseismic, and postseismic vertical surface displacements in the Shikoku, Kinki, and Chugoku districts, which are associated with the 1946 Nankaido earthquake ($M=8.2$), one of the largest interplate earthquakes which occurred in southwest Japan. These displacements are precisely estimated from the first-order leveling data (1890-1980) by using an epoch reduction method.

The preseismic distribution of vertical surface displacement is characterized by the seaward tilts in the Kii peninsula and the eastern part of Shikoku, which can be interpreted in terms of a steady state subduction of the Philippine Sea plate. The coseismic distribution is the same as that caused by the low-angle thrust faulting near the plate boundary between the Philippine Sea and Asian plates. The most notable feature of the postseismic distribution is the uplift localized in the coseismically subsided region. Such an uplifting tendency lasts at least 30 years after the earthquake, and then would turn gradually into the preseismic one as described above.

§ 1. 結 論

海溝沿いに繰り返し発生する巨大地震の長期的予知という問題にとって、その繰り返し周期に相当するような長期間にわたり、かつ、震源域近傍を含む広範囲にわたる地殻変動の様子を理解しておくことは、基本的に極めて重要なことであろう。又、その地域のテクトニクスを議論するうえでも欠かすことの出来ない問題であると言える。ところで、こうした巨大地震の繰り返し周期は100年以上であろうと推定されている。そのため、巨大地震の1サイクルに相当するような長期間にわたる地殻変動の様子を近代的測地測量データに基づいて定量的に調べるには、データの蓄積(日本の場合、19世紀末に1等水準測量が開始されている)はまだまだ不十分なものと言わざるを得ない。しかし、西南日本に関しては、巨大地震(1944年東南海地震、1946年南海道地震; Fig. 1)発生前後の50~30年程度の期間にわたって1等水準測量データが得られている。従って、充分とは言

えないながらも、西南日本は巨大地震の発生前・時・後の地殻変動の様子を定量的に評価しうる数少ない地域の一つである、と言えよう。

西南日本における地殻上下変動については、1等水準測量データに基づき、次の2つの期間、1898-1930年、1930-1950年に対する変動量分布が求められている[HAYASHI(1969)]。又、四国地方における地殻上下変動については、1946年南海道地震の発生前・時・後の各期間における変動量分布が見積られている[MIYASHITA(1987)]。一方、1946年南海道地震のメカニズムに関しては、地震学的データ及び測地学的データに基づく数多くの研究報告が行われている[例えば、FITCH and SCHOLZ(1971); KANAMORI(1972); ANDO(1975, 1982)]。これらの研究結果は、この地震がフィリピン海プレートとアジアプレートとの境界近傍で発生した低角逆断層型の地震であった、ということを示している。従って、地震時の地殻変動については、低角逆断層型の地震断層モデルを考えることで比較的よく解釈出来ることがわかる。しかし、この地震に関しては、地震後にも顕著な地殻変動があったということが報告されている[例えば、

昭和62年10月9日発表

* 〒310 茨城県水戸市文京2丁目1番1号

Fig. 1. Location map of the Shikoku, Kinki, and Chugoku districts, in southwest Japan. Solid stars indicate the epicenters of the large shallow earthquakes: the 1927 Tango, 1943 Tottori, 1944 Tonankai, and 1946 Nankai earthquakes.

OKADA and NAGATA (1953)]. このような地震後の地殻変動についても、近年、そのメカニズムに関する議論が行われるようになってきた [例えば、THATCHER and RUNDLE (1979, 1984); MIYASHITA (1987)]. 上記のような地震後（あるいは地震前）の一定期間にわたる地殻変動量というものを議論する場合、それが西南日本全域というような広域にわたる場合には、その領域内で観測期間が各測量路線ごとに異なっているということを考慮する必要がある。しかし、このことを考慮に入れたより正確な変動量の見積りというものはまだ報告されていない。

本論文では、南海トラフ沿いに発生した巨大地震の一つである 1946 年南海道地震の地震前・時・後の各期間内における西南日本全域（四国地方、近畿地方、及び中国地方；Fig. 1）にわたる地殻上下変動量分布を、19 世紀末以来現在に至るまでの 1 等水準測量データを解析することにより定量的に調べてみる。

§ 2. データ及び解析方法

1946 年南海道地震の発生前・時・後の各期間における西南日本の地殻上下変動量分布を見積るために、1890-1980 年までの間に得られている 1 等水準測量データに対して、エポック・リダクション法 [例えば、MIYABE (1955); HAYASHI (1969); MIYASHITA (1987)] を応用する。観測データとしては、国土地理院によって公

Fig. 2. Schematic diagram for estimating a reduced change in height difference during a standardized period from observations. Surface elevation changes during the standardized preseismic ($\Delta T_1 = T_2 - T_1$), coseismic ($\Delta T_2 = T_3 - T_2$), and postseismic ($\Delta T_3 = T_4 - T_3$; $\Delta T_4 = T_5 - T_4$) time intervals are defined as $Z_k = Y_{k+1} - Y_k$ ($k=1, 2, 3$, and 4), respectively.

表されている「1 等水準点検測成果集録」（別巻 1~4 及び第 1 巻~第 25 巻）に記載されているデータを使う。このデータは、各 1 等水準点とある基準 1 等水準点との標高差に関して、新旧 2 回の観測結果から得られる変化量を各路線ごとにプロットして表したものである。しかし、新旧 2 回の観測の時間間隔は路線ごとに異なっているのが一般的である。又、一定期間内の観測回数も路線ごとに異なっている。このような観測データを用いて一定期間内の変動量を見積るために、エポック・リダクション法を応用する。本論文で用いた方法について、以下に簡単に紹介しておく。

今、 $m+1$ 回の観測が行われている 1 等水準路線について、この路線上の地殻上下変動を考えるものとする。任意の隣接する 2 水準点間の標高差を $y(t)$ とし、 $y(t)$ は新旧 2 回の観測の間 $t_{i-1} < t < t_i$ ($i=1, \dots, m$) では時間に関して線形に変化していると仮定する。このとき、任意の時間 T_j ($j=1, \dots, l$) における標高差 Y_j は、 $t_{i-1} < T_j < t_i$ であるとすれば、次式によって求められる。

$$Y_j = y_{i-1} + (T_j - t_{i-1}) \cdot v_i$$

ただし、 $y_{i-1} = y(t_{i-1})$

$$v_i = (y_i - y_{i-1}) / (t_i - t_{i-1})$$

従って、ある一定期間 ΔT_k ($\Delta T_k = T_{k+1} - T_k$; $k=1, \dots, l-1$) における標高差の変化量 Z_k は、

$$Z_k = Y_{k+1} - Y_k$$

と推定することが出来る。

Fig. 3. First-order leveling network in south-west Japan. The sub-network in the Shikoku district consists of 3 circuits with 4 junction bench marks (numbers with solid squares). The sub-network in the Kinki and Chugoku districts consists of 12 circuits with 22 junction bench marks. The junction bench marks at Zentsuji (3385) and Shinji (2269) are assumed to be fixed in the net-adjustment calculations.

しかし、地震発生を含む期間 ($t_i < t < t_{i+1}$) に対しては、標高差 $y(t)$ が時間に関して線形に変化しているという仮定は用いられない。そのため、地震発生の直前直後の標高差に関しては、地震発生前後の観測値 y_i, y_{i+1} 及び平均変化速度 v_i, v_{i+2} をそれぞれ用いて外挿して求める。

Fig. 2 には、観測値から任意の時間における値を求める方法の概略図が示されている。又、再設、改埋などの行われた水準点では一部の期間に記録の欠測部分が生じるが、その部分に対する推定観測値の求め方もこの図には示されている。例えば、時間 $t=t_6$ で水準点の再設、改埋などが行われた場合には、期間 $t_5 < t < t_6$ の部分で観測記録が欠測する。そこで、この期間に対する標高差の平均変化速度は前後の期間の平均変化速度の平均値、すなわち、 $v_6 = (v_5 + v_7)/2$ に等しいと仮定して、推定観測値 y_6 を求める。

次に、こうして求められた一定期間 ΔT_k における標高差の変化量に対して網平均計算を行う。対象水準網の中の1交点を基準点（仮不動点）に選ぶと、網平均された結果はこの基準点に対する相対的上下変動量を表す。

Fig. 4. Distributions of vertical surface displacement during (a) the preseismic (1900–1946.9), (b) coseismic (1946.9–1947), (c) early postseismic (1947–1960), and (d) late postseismic (1960–1975) time intervals. Shaded and open circles indicate uplift and subsidence, respectively, with amounts proportional to their radii.

Fig. 5. Distributions of tilt between adjacent bench marks during (a) the preseismic, (b) coseismic, (c) early postseismic, and (d) late postseismic time intervals, which corresponds to distributions (a), (b), (c), and (d), respectively, in Fig. 4. The length of a side of regular triangle is proportional to the amount of tilt. The elevation changes between the pairs of adjacent bench marks, showing large tilts as indicated by the shaded triangles, are reexamined.

両端点が交点 p, q の $n+1$ 個の 1 等水準点からなる路線に関して、 h_{kr} ($r=0, \dots, n$) を r 番目の水準点の上下変動量とすれば、

$$h_{k0} = H_{kp}$$

$$h_{kr} = H_{kp} + \sum_{i=1}^r (Z_{ki} + (H_{kq} - H_{kp} - \sum_{j=1}^n Z_{kj}) \cdot s_i / S)$$

$$r \geq 1$$

と求められる。ただし、 Z_{ki} は隣接 2 水準点間の標高差の変化量を、 H_{kj} ($j=p, q$) は基準点に対する交点の上下変動量を表す。又、 s_i は隣接 2 水準点間の距離を、 S は交点 p, q 間の路線長距離を表している。

本論文では、1946 年南海道地震の発生前・時・後の地殻上下変動量分布を見積るために、観測期間を次に示すような 4 つの期間；1900-1946.9 年 (preseismic), 1946.9-1947 年 (coseismic), 1947-1960 年 (early postseismic), 1960-1975 年 (late postseismic) に分けて考えていく。ただし、1944 年東南海地震と 1946 年南海道地震とに関係する地殻上下変動量は水準測量データの中で分離することが不可能なため、ここでは、1944

年東南地震は 1946 年南海道地震と同時に発生したものみなして扱っている。又、エポック・リダクション法により見積られた各期間ごとの推定観測量に対する網平均計算は、近畿地方及び中国地方の 1 等水準路線網と四国地方の 1 等水準路線網 (Fig. 3) とに対してそれぞれ行う。前者の水準網に関しては標石番号 2269 の水準点 (穴道) を、後者の水準網に関しては標石番号 3385 の水準点 (善通寺) をそれぞれ基準点を選んで網平均計算を行っている。

§ 3. 地震前・時・後の地殻上下変動

Fig. 4 に、1946 年南海道地震発生前・時・後の各期間内に生じた西南日本における地殻上下変動量分布が示されている。四国地方を除いた西南日本 (近畿地方及び中国地方) の変動量分布について、例えば、地震前の期間に対する近畿地方の変動量は極端に大きく見積られているということがわかる (Fig. 4a)。これは網平均法 (最小二乗法) により推定された上下変動量 [穴道における水準点 (B. M. 2269) を仮不動点としている] に対する誤

Fig. 6. Surface elevation changes during the preseismic, coseismic, and postseismic time intervals along the leveling route from Ohtsu (B. M. 213) to Shimonoseki (B. M. 1764). In the revised net-adjustment calculations, the elevation changes shown by the dotted line segments are assumed to be reduced to one tenth.

差伝播の影響が著しく現れた結果であり、見かけ上のものと思われる。この上下変動量に含まれる誤差としては、観測誤差以外にも、「1等水準点検測成果集録」へのデータの記載ミスというような人為的なミスに起因するものも考えられる。又、観測データ中に一時的な地殻変動成分（例えば、中・小地震による地殻変動や地下水のくみあげなどによる地盤沈下）が含まれている場合には、エポック・リダクション法による推定観測量は過大に評価されることになり、そのために生じる誤差といったものも考えられる。そこで、Fig. 4の上下変動量分布図から Fig. 5に示すような隣接水準点間の平均的な傾斜変動量分布図を作成し、その絶対値の大きい区間については推定観測量を再検討してみた。図中陰影を施した部分は再検討後修正を要した箇所であるが、その多くは交点付近に集中していることがわかる。例えば、地震前の傾斜変動量分布図（Fig. 5）に見られる鳥取（B. M. 1067）付近の大きな値に関しては、1943年鳥取地震（Fig. 1）の影響も寄与していると思われるが、以下に述べるように、人為的なミスによるものと思われる影響のほうがより大きいと考えられる。Fig. 6は、大津（B. M. 213）から日本海沿岸沿いに下関（B. M. 1764）にまでいたる水準路線に関して、この路線上の各期間ごとの上下変動量分布を示したものである。この分布図によれば、地震前の期間に鳥取付近を境にして西側部分は東側部分に対して相対的に200 mm以上も隆起していたことになる。同じ様な変動量の分布パターンが地震後の期間（1960-1975年）についても見られる。しかし、いずれの場合にも、そのような大規模な地殻変動を起こす原因は考えられていない。従って、これらの不自然な推定観測量は元の観測データに人為的なミスなどが含まれてい

たためであろうと考えられる。同じような例が鳥取（B. M. 1067）を含む水準環（B. M. 423-1170-1164-1067-379-423; Fig. 3）に沿っての上下変動量分布図（Fig. 7a）についても見られる。地震前及び地震後の期間で、鳥取（B. M. 1067）から姫路（B. M. 379）へ向かう一部区間で図中の破線で示されるような不自然な変動量が認められる。又、その他の上下変動量分布図（例えば、Fig. 7b, 7c）にも、明らかに不自然と思われる変動量を示す箇所が数箇所認められる。このような不自然な推定観測量に関しては、それ以外の推定観測量に比べてより大きな誤差を含んでいるものと考えられる。そこで、再検討後の地殻上下変動量分布図では、以下に示すように、各推定観測量に対する誤差を考慮して求めた交点間の変動量というものをを用いることにする。

今、交点間が $n+1$ 個の1等水準点から成る路線に関して、一定期間 ΔT_k ($k=1, \dots, l-1$)における交点間の平均的傾斜変動量 θ_{mean} を考える。路線上の i 番目の隣接2水準点間の傾斜変動量を $\theta_i = Z_{ki}/s_i$ ($i=1, \dots, n$)とすれば、

$$\theta_{\text{mean}} = 1/S \cdot \sum_{i=1}^n Z_{ki} = 1/S \cdot \sum_{i=1}^n \theta_i \cdot s_i$$

となる。ただし、 Z_{ki} は隣接2水準点間の標高差の変化量（推定観測量）を、 s_i は2水準点間の距離を、 S は交点間の路線長距離を表している。平均的傾斜変動量 θ_{mean} は観測量 θ_i の s_i という重み付き平均として求められるが、ここでは、 θ_i に異常値が含まれる場合を考慮した次のような平均的傾斜変動量 $\bar{\theta}_{\text{mean}}$ を導入する。

$$\bar{\theta}_{\text{mean}} = 1/S \cdot \sum_{i=1}^n \theta_i \cdot s_i \cdot w_i = 1/S \cdot \sum_{i=1}^n Z_{ki} \cdot w_i$$

ただし、 w_i は θ_i に対する重みを表す。重み w_i は、こ

Fig. 7. Surface elevation changes during the preseismic, coseismic, and postseismic time intervals along the leveling circuits; (a) B. M. 423-1170-1164-1067-379-423, (b) B. M. 1445-213-216-472-246-1445, and (c) B. M. 1562-271-9188-4826-1562. In the revised net-adjustment calculations, the elevation changes shown by the dotted line segments are assumed to be reduced to one tenth.

Table 1. Vertical displacements at junction bench marks

	Preseismic (1900-1946. 9)		Coseismic (1946. 9-1947)		Postseismic (1947-1960)		Postseismic (1960-1975)	
B. M. 3385	0.0	mm	0.0	mm	0.0	mm	0.0	mm
B. M. 5004	55.2± 42.4		-531.3± 20.2		228.4± 85.1		134.6± 15.9	
B. M. 4683	120.9± 46.7		-517.9± 22.2		215.4± 93.7		177.2± 17.6	
B. M. 3483	28.2± 49.3		-92.2± 23.4		-29.3± 98.9		74.2± 18.5	
B. M. 2269	0.0	mm	0.0	mm	0.0	mm	0.0	mm
B. M. 3028	-100.2± 105.7		98.0± 63.4		-128.9± 68.3		-64.3± 53.1	
B. M. 1669	-175.0± 107.3		46.0± 64.4		-114.6± 69.3		-74.4± 53.9	
B. M. 2357	-136.5± 102.3		58.9± 61.4		-98.2± 66.0		-54.3± 51.4	
B. M. 1120	-49.7± 83.0		78.8± 49.8		-31.5± 53.6		-56.1± 41.7	
B. M. 1587	-180.7± 117.7		-14.7± 70.6		-63.3± 76.0		-88.6± 59.1	
B. M. 379	-181.8± 120.5		-18.4± 72.4		-103.7± 77.9		-139.7± 60.5	
B. M. 1067	-135.3± 126.3		87.6± 75.8		-38.5± 81.6		-91.8± 63.5	
B. M. 1164	-246.7± 147.3		106.6± 88.4		-39.9± 95.1		-122.3± 74.0	
B. M. 1170	-245.6± 148.6		124.4± 89.2		-42.9± 96.0		-138.8± 74.6	
B. M. 423	-191.8± 146.7		60.8± 88.1		-29.4± 94.8		-80.0± 73.7	
B. M. 472	-86.2± 169.4		-14.0± 101.7		-56.4± 109.4		-107.7± 85.1	
B. M. 216	-288.9± 167.5		96.3± 100.6		43.5± 108.2		-153.4± 84.1	
B. M. 213	-313.9± 169.9		117.6± 102.0		-31.7± 109.7		-142.5± 85.3	
B. M. 246	-81.8± 177.7		27.1± 106.7		-171.5± 114.8		-136.7± 89.2	
B. M. 1445	-186.4± 196.1		-78.4± 117.7		-110.2± 126.7		-141.0± 98.5	
B. M. 271	38.5± 194.1		-43.5± 116.5		-116.5± 125.4		78.0± 97.5	
B. M. 1562	-60.8± 202.3		-79.3± 121.4		-138.2± 130.6		-18.4± 101.6	
B. M. 1510	-111.1± 202.9		-60.0± 121.8		-88.2± 131.1		-89.2± 101.9	
B. M. 9188	-205.6± 211.0		-264.4± 126.6		18.9± 136.3		101.0± 106.0	
B. M. 4826	-207.9± 209.4		-113.4± 125.7		14.5± 135.2		70.2± 105.2	
B. M. 4810	-182.5± 210.8		-99.6± 126.6		53.7± 136.2		76.3± 105.9

Fig. 8. Revised distributions of vertical surface displacement; (a) the pre-seismic (1900–1946.9), (b) co-seismic (1946.9–1947), (c) early post-seismic (1947–1960), and (d) late post-seismic (1960–1975) distributions. Shaded and open circles indicate uplift and subsidence, respectively, with amounts proportional to their radii.

では、 θ_i が不自然な異常値を示す場合には $w_i=0.1$ 、それ以外の場合には $w_i=1.0$ という値をとるものと仮定している。 $w_i=0.1$ の場合は、 θ_i と θ_{mean} の残差の絶対値があるしきい値 θ_{max} を越え、かつ、そのような大きな傾斜変動量を示す物理的原因が特定されない場合に対応している。ただし、 θ_{max} は水準路線ごとに、また、観測期間ごとに異なった値が設定される。交点間の修正された変動量は、上記の平均的傾斜変動量 $\bar{\theta}_{\text{mean}}$ に路線長距離 S を掛けたものとして求められる。

網平均法（最小二乗法）で求められる上下変動量分布のうち、地震時以外の期間に対するものは、上記のように修正された交点間の変動量を用いることで誤差を減少させることが出来る。Table 1 には、網平均法計算により求められた各期間毎の交点における上下変動量及びその誤差が示されている。

3-1 地震前の地殻上下変動量分布

Fig. 8a に、再検討後の地震前の期間に対する地殻上下変動量分布図が示されている。紀伊半島最南端の串本は、平均速度 7.6 mm/yr で沈降し続け、地震発生前の期間 46.9 年間で 35.6 cm 沈降していたことがわかる。又、四国の東側部分最南端の室戸は、同一期間に善通寺に対して 36.7 cm 沈降している。紀伊半島及び四国東側部分は両地域とも沈降量が南海トラフ軸に向かって増加していくという特徴的な分布パターンを示している。一方、足摺岬を含む四国西側部分はこれらの地域とは異なった上下変動量分布パターンが示されている。すなわち、変動量も小さく、上記 2 地域とは異なって全体的には隆起傾向を示している。

中国地方及び紀伊半島部を除く近畿地方に関しては全体的に沈降傾向にあることがわかる。中国地方東部の日本海側から近畿地方北部にいたる地域には比較的大きな沈降域が認められる。これに関しては、この領域に発生した 1927 年丹後地震や 1943 年鳥取地震 (Fig. 1) の影響も大きいものと思われるが、更に、京都 (B. M. 216) や大津 (B. M. 213) を中心とする地盤沈下の影響が大きく寄与しているものと思われる。

3-2 地震時の地殻上下変動量分布

Fig. 8b に、1946 年南海道地震時の地殻上下変動量分布図を示す。紀伊半島最南端の串本は 51.3 cm の隆起量を示し、その背後域に当たる紀伊半島中央部は最大沈降量 34.8 cm の沈降域になっている。又、四国の東側部分に関しては、最南端の室戸は善通寺に対して 106.2 cm に達する隆起量を示し、その背後の沈降域にある高知 (B. M. 5004) は 53.1 cm に達する沈降量を示している。このような地震時の上下変動量分布パターンは低角逆断層モデルを使って説明されている [例えば、ANDO

(1975, 1982); MIYASHITA (1987)]. 一方、四国西側部分は全体が沈降領域になっており、太平洋岸沿い部分は最大沈降量 65.6 cm に達する沈降の目玉領域になっている。

中国地方及び紀伊半島部を除く近畿地方に関しては瀬戸内海沿岸部の一部を除いた全域が隆起傾向を示し、地震前の沈降傾向と対照的な変動パターンを示している。この隆起傾向は日本海沿岸部に向かって強まっているように見える。

3-3 地震後の地殻上下変動量分布

1946 年南海道地震直後からの期間 (1947-1960 年) 及びそれに引き続く期間 (1960-1975 年) とに対する地殻上下変動量分布図が、Fig. 8c と Fig. 8d とにそれぞれ示されている。紀伊半島及び四国において地震時に見られた隆起域背後の沈降域部分は、地震後の期間には反転して隆起していることがわかる。地震直後からの期間に紀伊半島及び四国東側部分はそれぞれ最大 17.8 cm、32.6 cm に達する隆起量を示している。これらの最大隆起量を示す場所は、地震時沈降域の最大沈降量を示す位置とはほぼ一致している。又、この隆起傾向は地震直後の期間だけでなく後続の期間に対しても認められ、その最大隆起量は紀伊半島で 11.1 cm、四国東側部分で 17.8 cm に達している。一方、四国西側部分に関しては、地震時に最大沈降量を示した太平洋沿岸部が地震直後からの期間に著しく隆起していることがわかる。その最大隆起量は 41.6 cm に達している。この隆起傾向は後続の期間にわたっても継続しているが (最大隆起量は太平洋沿岸部で 26.1 cm を示している)、さらに四国西側部分の広い範囲にまで及んでいることがわかる。

中国地方及び紀伊半島部を除く近畿地方の地殻上下変動に関しては、ほぼ全域が沈降傾向を示していることがわかる。この変動傾向は地震前のものと同じである。ただし、一部に見られる沈降量の大きな箇所は人為的な原因による地盤沈下の影響が現れた箇所に相当している。

§ 4. 議 論

南海トラフ沿いに繰り返し発生する巨大地震の一つ、1946 年南海道地震の発生前・時・後の西南日本における地殻上下変動量分布を、19 世紀末以来の 1 等水準測量データに基づいて調べてみた。その結果、各期間ごとの上下変動量分布はそれぞれ特徴的なパターンを示していることが明らかになった。

地震発生前の紀伊半島及び四国東側の地殻上下変動は、南海トラフ軸に向かって沈降量が増加していくという特徴的な変動量分布パターンを示している。これは、フィリピン海プレートのアジアプレート下への定常的な

沈み込み運動（歪蓄積過程）に伴ったものであると推定出来る。又、地震時の地殻上下変動は海・陸両プレート境界近傍の低角逆断層モデルを使って説明することが出来る [例えば, ANDO (1975, 1982); MIYASHITA (1987)]。従って、1946 年南海道地震は定常的に蓄積されてきた歪が解放されるための出来事であったというように理解される。一方、歪解放後の地震後の状態が再び地震前の定常的歪蓄積過程の状態に復帰したかどうかに関しては、2つの期間に分けて考えた地震後の地殻上下変動量分布を見る限り否定的である。地震直後の期間の上下変動の特徴は、地震時の沈降域が顕著な隆起域に転じているというように、地震断層運動に深く関係していると思われる変動が示されている点にある。このような地震後の地殻変動を説明するメカニズムに関しては、これまでも幾つかのモデルが提案されている [例えば, FITCH and SCHOLZ (1971); KASAHARA (1975); SCHOLZ and KATO (1978); THATCHER and RUNDLE (1979, 1984); MATSU'URA *et al.* (1981); COHEN (1982); MIYASHITA (1987)]。又、その変動率自体は減少しているが、上記の変動量分布パターンは引き続き次の期間に対しても継続してみられる。このことは、巨大地震発生後少なくとも30年以上の期間は「地震後」と呼ぶべき状態が続くということを示している。そして、上記の変動傾向が終息した後に、地震前の定常的な歪蓄積過程の状態というものが再現されるであろうと予想される。

一方、四国西側部分の地殻上下変動に関しては、上述のものとはやや異なっている。この違いは、フィリピン海プレートの3次元構造が東側部分と西側部分とで異なっているためかもしれないが、更に、フィリピン海プレートの沈み込み運動（歪の蓄積及び解放過程）の様式が東側部分と西側部分とでは違っている可能性も考えられる。これらの問題については、3次元的な構造の非均一性を考慮した数値モデル実験などにより検討してみ必要があるが、それは今後の課題である。

文 献

- ANDU, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- ANDU, M., 1982, A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **28**, 320-336.
- 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.
- HAYASHI, T., 1969, A study on the vertical movements of the earth's crust by means of the precise leveling, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **15**, 1-67.
- KANAMORI, H., 1972, Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 129-139.
- 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 displacements due to faulting in a layered half-space with an intervenient viscoelastic layer, *J. Phys. Earth*, **29**, 23-54.
- MIYABE, N., 1955, Vertical earth movement in Nankai district, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **4**, 1-14.
- MIYASHITA, K., 1987, A model of plate convergence in southwest Japan, inferred from leveling data associated with the 1946 Nankaido earthquake, *J. Phys. Earth*, **35**, 449-467.
- OKADA, A. and T. NAGATA, 1953, Land deformation of the neighborhood of Muroto Point after the Nankaido great earthquake in 1946, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **31**, 169-177.
- SCHOLZ, C. H. and T. KATO, 1978, The behaviour of a convergent plate boundary: Crustal deformation in the South Kanto district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **83**, 783-797.
- THATCHER, W. and J. B. RUNDLE, 1979, A model for the earthquake cycle in underthrust zones, *J. Geophys. Res.*, **84**, 5540-5556.
- THATCHER, W. and J. B. RUNDLE, 1984, A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7631-7640.

ANDU, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the