

水準測量データによる 1930 年伊東沖群発地震のダイク貫入モデル

西村 卓也*・村上 亮*

(2007年1月9日受付, 2007年4月4日受理)

Dike Intrusion Model of the 1930 off Ito Earthquake Swarm Estimated from Leveling Data

Takuya NISHIMURA* and Makoto MURAKAMI*

We examine vertical deformation observed by leveling during and after the 1930 Ito-oki earthquake swarm in the Izu-tobu volcano group, eastern part of the Izu Peninsula, central Japan. Taking the mechanism of the swarm activity after 1970's in the same area into consideration, we estimate the source model which can explain the observed uplift along the eastern coast of the Izu Peninsula. Although the observed deformation in 1930 allows a wide range of parameters of a tensile fault as a source, it is reasonably explained by a near-vertical tensile fault suggesting dike intrusion east off Ito. The volume increases are estimated to be $8.8 \times 10^7 \text{ m}^3$ and $1.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ before and after April, 1930, respectively. They are much larger than that for each episode of dike activities after 1970's. Broad uplift with no seismic activity was observed during 1931–1933. It is explained by either a spherical inflation source or a horizontal tensile fault at a depth of $\sim 10 \text{ km}$, west of Ito. In both cases, the volume increase is estimated about $6 \times 10^7 \text{ m}^3$. Calculation of the Coulomb failure stress suggests that the dike intrusion east off Ito triggered the M7.3 Kita-Izu earthquake occurred on November 26, 1930.

Key words: Izu-tobu volcano group, crustal deformation, leveling, tensile fault model

1. はじめに

伊豆東部火山群の位置する伊豆半島の伊東市周辺では、1978年からしばしば群発地震が発生している。2006年4月にも大規模なものとしては1998年5月以来となる群発地震が発生した。伊豆半島の東岸では、1970年代のころから水準測量により隆起 (Fig. 1) が観測されており、現在では、地球物理学的、地球化学的に充実した観測網が整備され、地殻活動の監視が行なわれている。地殻変動の観測網だけを見ても水準測量だけでなく、GPS、光波測距 (EDM)、傾斜計、歪計などが用いられるようになり、詳細な地殻変動分布が明らかになっている。また、地震の震源決定精度も向上して、群発地震の震源分布の微細構造が見えるようになった。これらのデータから、数多くの研究 (例えば、Aoki *et al.*, 1999; Cervelli *et al.*, 2001; Hayashi and Morita, 2003; Morita *et al.*, 2006; 西村, 2002; Okada and Yamamoto, 1991; Okada *et al.*, 2000; Tada and Hashimoto, 1991; Ukawa and Tsukahara, 1996) によって、以下のような群発地震発生メカ

ニズム、個々の群発地震活動の共通点や相違点が明らかになってきた。

(1) 群発地震は、伊東沖の地下でマグマが貫入し、板状の岩脈 (ダイク) を形成することによって生じる大きな応力変化が原因となって発生する。なお、地震発生域は、温度などの条件により深さ 10 km 程度より浅い領域に限られるため、マグマ先端が深さ約 10 km より浅部に達した時に群発地震が開始する。

(2) ダイク貫入の走向は、ほぼ一定で、おおむね $110\text{--}125^\circ$ であり、この地域の地殻の主圧縮軸方向に平行である。各群発活動毎のダイクの貫入位置は、ほぼ一直線上に並び、相補的な分布をする。ダイクの傾斜角については、南南西に傾斜し高角 ($70\text{--}85^\circ$) である場合が多い。

伊豆東部火山群における 1978 年以前の活動を見てみると、大きな地殻変動を伴う群発地震活動は、1930 年にも発生している (Fig. 1)。1930 年の群発地震は、2 度のピークを持つ地震活動に分かれる (Nasu *et al.*, 1931; 宇

* 〒305-0811 茨城県つくば市北郷1番
国土地理院地理地殻活動研究センター
Geography and Crustal Dynamics Research Center,
Geographical Survey Institute, 1 Kitasato, Tsukuba,

Ibaraki 305-0811, Japan.

Corresponding author: Takuya Nishimura
e-mail: t_nishimura@gsi.go.jp

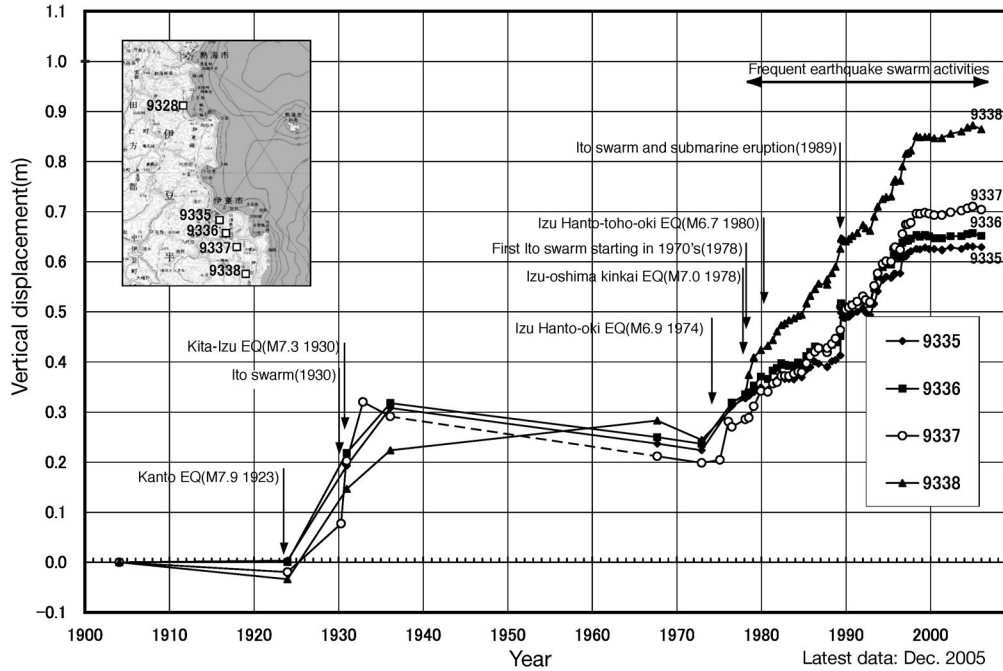


Fig. 1. Temporal change of vertical displacement at leveling benchmarks around Ito City (modified from Geographical Survey Institute, 2006). Vertical displacement is plotted relative to benchmark 9328. (Inset) Location map of leveling benchmarks.

図 1. 伊東市周辺の水準点の上下変動の時系列 (国土地理院, 2006 に加筆修正). 水準点 9328 に対する相対的な上下変動を示す. 図中に水準点の位置を示す.

佐美, 2003). 最初の活動は, 2月13日に始まり, 3月22日の M_{JMA} 5.9の地震をピークとして4月中旬には収まった. 2回目の活動は, 5月7日頃から活発化し2週間ほど活発な状態が続いた後ほぼ収束した. また, 水準測量により観測された変動パターンは, Tsuboi (1931, 1933) によって解析されている. 1930年の群発地震活動と地殻変動についても1970年代以降のものと同様の火山性のダイク貫入が原因であるという, 提案がなされている (例えば, Kuno, 1954). しかし, 実データに基づく地殻変動の変動源モデルの推定は, 東北大学理学部 (1990) の研究例を除いてほとんど行われていない. 本研究では, 1930年の群発地震とその後の水準測量データを整理し, 地殻変動の原因が1970年代以降の伊東沖群発地震の発生メカニズムと同じであると仮定し, 変動源モデルの推定を行なった結果について報告する.

2. 水準測量データ

伊豆半島の海岸線沿いの一等水準路線は, 国土地理院の前身である陸地測量部によって, 1904年に最初の測量が実施され, 関東地震 (M_{JMA} 7.9) 後の1924年から29年

にかけて再び測量が行われている. その後も1930年の伊東群発地震や同年12月の北伊豆地震発生後の1930年12月から1月にも伊豆半島を一周する測量が行われている. 特に, 伊豆半島東岸の路線の水準点9328 (静岡県熱海市) から9344 (静岡県東伊豆町) にかけては, 頻繁に水準測量が行なわれ, 1930年3-4月, 1930年11-12月, 1930年12月-1931年1月, 1932年12月-1933年3月, 1936年2-3月に測量が行われた. これらの測量結果の前回値との比高差については, 1936年の測量を除き, Tsuboi (1933) の論文に数値が示されている. しかし, 国土地理院では, 水準測量成果のデータベースとしてLAGSAS (国見・他, 2001) を整備しているが, その中に1930年3-4月と1930年11-12月, 1932年12月-33年3月の3回の測量結果が含まれていない. また, 国土地理院に保管されている水準測量成果表, 水準測量手簿にもこれらの測量に関するものが存在しない. しかし, 昭和6年と7年に発行された陸地測量部の一等水準点検測成果蒐録には, これらの路線を測量した期間と前回観測値との比高差が記されている. これら3回の測量は, 地震研究所からの委託作業として行われたため, 国土

理院では成果表や手簿を保管していないと考えられるが、他機関の委託測量でもほとんどの成果表（例えば、1927年丹後地震の震源域周辺の測量など）は国土地理院に残されている。本研究では、基本的にはLAGSASに集録されている比高差のデータを用いるが、集録されていない1930–1933年のデータについては、Tsuboi (1933)の表の値を用いることとする。

伊豆半島的水準路線では、道路建設などを原因とする水準点の移転が行われ、1930年代には、現在の位置から水平距離にして数百m異なっていた水準点もある。水準点の水平位置については、LAGSASに現在の座標が集録されているものの、最近移転されたものを除いて過去の水準点の座標は記録されていない。本研究で扱う群発地震の変動源と水準点の位置は、10km以内と近いので、水準点位置に大きな誤差があると変動源の推定にも誤差を与えることになる。そこで、本研究では、五万分の一地形図「熱海」（1931年発行）と「伊東」（1928年発行）の図面上で、水準点52（静岡県熱海市）から9344（静岡県東伊豆町）の座標を読み取って用いることにした。このようにして読み取った水準点の座標精度は数十m程度であり、本研究の目的には十分である。

Fig. 2は、大正関東地震の直後の1924–1925年から1967年までの6つの期間毎の伊豆半島東岸の水準路線での上下変動を示す。まず、1930年4月までの期間（Fig. 2a）では、伊東の南を中心とする最大10.8cmの隆起が観測されている。次の1930年11月までの期間（Fig. 2b）では、最大13.4cmの隆起が観測されており、隆起域も南北に広がっている。なお、1930年11月の測量は、観測路線の南側数点を除いて、1930年11月26日の北伊豆地震（ M_{JMA} 7.3）発生前に行われているので、北伊豆地震に伴う変動はほとんど含まない。次の期間（Fig. 2c）は北伊豆地震を含む期間であるが、地震時変動は最大3cm程度となっている。次は北伊豆地震後の約2年間（Fig. 2d）であるが、この期間には目立った地震活動はなかったにもかかわらず伊東付近で最大14.1cmに達する隆起が観測されている。また、隆起域が1930年の期間（Fig. 2a-b）と比べて裾野が広がっており、そのピークも北へと移動している。伊東付近の隆起は、1933年以降は沈降へと転じ（Fig. 2e）、沈降傾向は約40年間続いた（Fig. 1とFig. 2f）。

1930年当時、伊豆半島の水準路線は熱海から三島へと抜け海岸線沿いを1周する路線しかなかった。大正関東地震後から北伊豆地震直後の期間の上下変動（Fig. 3a）を見ると、やはり伊東付近の隆起が顕著である。この隆起は、北伊豆地震の地震断層モデル（例えば、Abe, 1978）では説明できない。また、Fig. 2で見たように、伊東付近

の地震時地殻変動（Fig. 2c）は小さく、地震以前に隆起している。一方、丹那断層を横切って隆起から沈降に急変する変動と沼津の南側での隆起は、Abe (1978)の震源断層モデルで説明可能である。次に、北伊豆地震後の5年間（Fig. 3b）でも、やはり伊東付近の隆起が顕著である。この変動の原因としては、1930年の北伊豆地震の余効変動である可能性も疑われるが、地震断層に近い領域よりも伊東付近の変動が大きいので、別の原因と考えた方がよい。この点は4–2節で詳しく議論する。Fig. 3cと3dは、1930年前後の活動と1970年代以降の最近の活動に伴う上下変動の比較のために示したものである。Fig. 3cは1988年5–7月から1990年6–7月の2年間の変動で、この間に1989年の手石海丘の噴火が発生している。伊東からその南側の伊豆半島東岸にのみ隆起が見られ、Fig. 2aの変動と似ている。また、Fig. 3dは、1993年6–7月から1994年7月までの1年間の変動で、この期間には顕著な群発地震活動は発生していない。この期間における隆起の中心は、伊東よりも西側の内陸部であり、隆起域の広がりも群発地震発生時（Fig. 3c）よりも広がっている。この期間の隆起は、隆起の中心が伊東の西の冷川峠付近に位置することから、冷川隆起と呼ばれている。

Fig. 4は、Fig. 2と3で示した水準測量データを路線上の距離を横軸にして示したもので、1930年前後の活動と1970年代以降の最近の活動に伴う上下変動を容易に比較することができる。1989年の群発地震活動に伴う隆起（Fig. 4e）は、横軸20km付近から急激に隆起が始まり、隆起域の範囲が比較的狭い。隆起域の範囲が比較的狭いのは、1998年の群発地震に伴う地殻変動（西村, 2002）でも見られており、1930年4月までの隆起パターン（Fig. 4a）と似ている。一方で、1993–1994年の群発地震の発生していない期間の隆起は、隆起域の幅が広い。1931年から33年の隆起（Fig. 4d）は、こちらのパターンに似ている。1930年4–11月の隆起（Fig. 4b）はその中間的なパターンを示している。

1930年当時の水準測量以外の地殻変動観測手法としては、三角測量があり、こちらも北伊豆地震後の改測が行われている。しかし、上下変動の大きい伊東より南側での北伊豆地震前の測量は明治期に行われたものしかない。そのため2回の測量の差をとると、地震間地殻変動、関東地震、北伊豆地震などに伴う変動が含まれている。よって、三角測量データから伊東群発地震活動に伴う地殻変動を議論することは難しい。また、この地域に験潮場が設置されたのは、伊東が1973年、初島が1977年であるため、験潮データから1930年の地殻変動を議論することはできない。

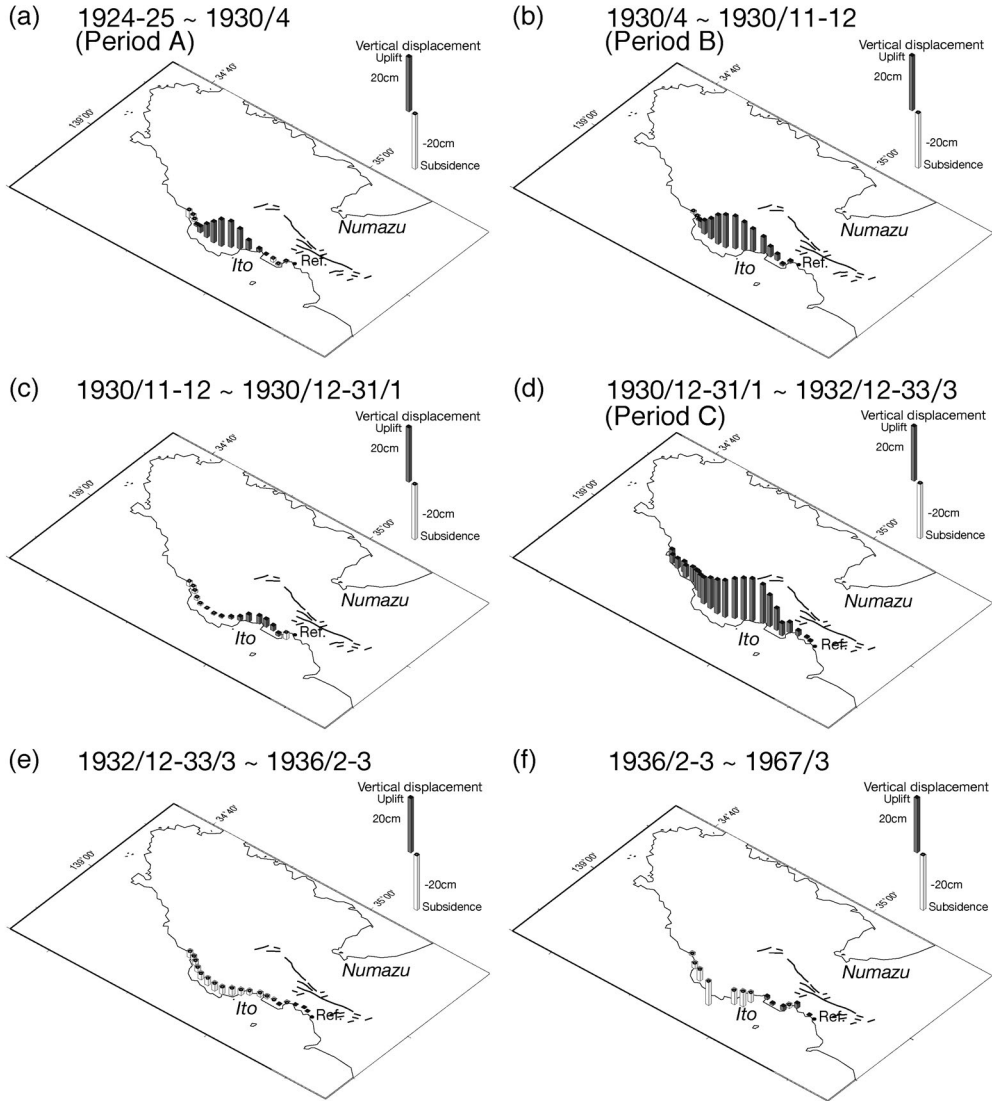


Fig. 2. Vertical displacement on the leveling route along the eastern coast of Izu Peninsula. Bars denote vertical displacement relative to the reference benchmark denoted as Ref. Lines in northern part of Izu peninsula represents surface trace of the Tanna fault system ruptured by the 1930 Kita-Izu earthquake. Data period is written.

図 2. 伊豆半島東岸の水準路線における上下変動分布. 図中に Ref. と示した固定点に対する相対的な上下変動を棒グラフで表す. 伊豆半島北部にある実線は, 1930 年北伊豆地震で活動した丹那断層系の地表位置を表す. 各図の期間は, 図中に示してある.

3. 断層モデルの推定

1章で述べたように, 多くの研究により 1970 年代以降の伊豆東部火山群における群発地震の発生メカニズムは解明されてきた. 群発地震の原因であるダイク貫入の方向がこの地域の地表的応力場で決まっているのであれ

ば, 50 年程度の時間でこの地域のテクトニクス環境が急変するとは考えられず, 1970 年代以降の発生メカニズムは, 1930 年の群発地震にも適用可能なはずである. よって, その地殻変動は開口断層でモデル化できると考えられる. ただし, 前節で見た 1930 年の群発地震に伴う地殻

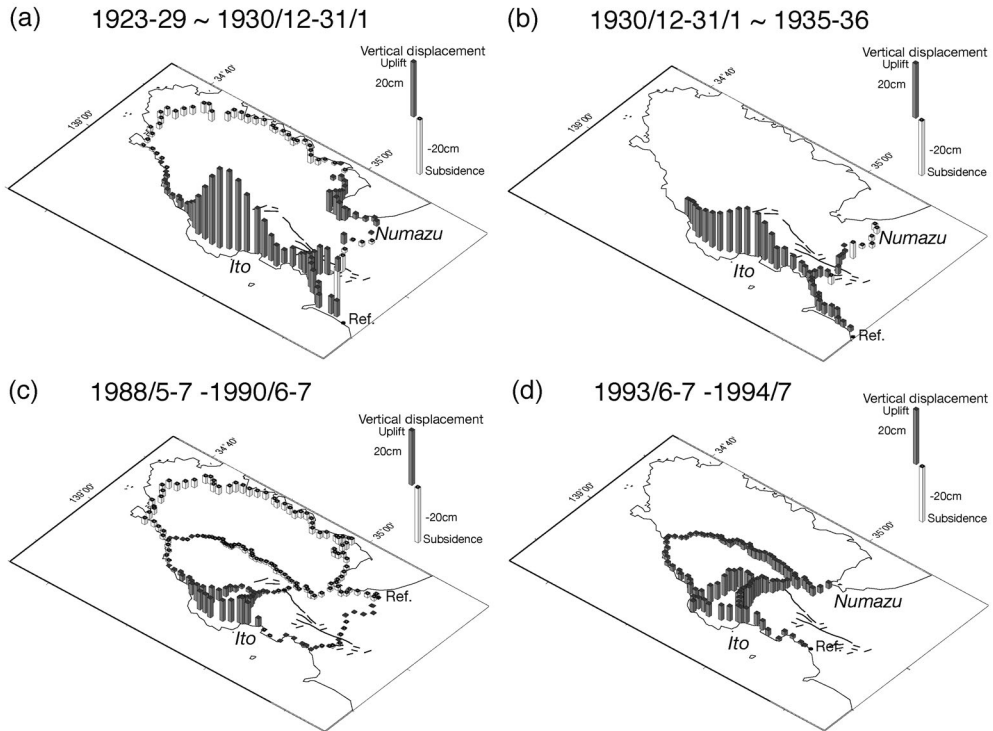


Fig. 3. Vertical displacement on the leveling route of Izu Peninsula. Symbols are the same as Fig. 2.

図 3. 伊豆半島の水準路線における上下変動分布. 期間以外は図 2 と同じ.

変動データや、震源 (Nasu *et al.*, 1931; Yoshida and Hamada, 1991) データの量と質は、1970 年代以降のものには遠く及ばない。よって、データを満たすような断層モデルは、数多く存在し、一意に求めることは難しい。

そこで、本研究では開口断層のパラメータは、1970 年代以降のものと同じようなものと仮定して、パラメータの推定を行なうことにした。インバージョン手法は、先験的情報として各パラメータの初期値と初期値に対する推定値の拘束の強さを与える Matsu'ura and Hasegawa (1987) の方法を用いた。なお、地殻変動の理論値の計算には、Okada (1985) の方法を用いている。水準測量が行われた期間毎に、1930 年 4 月までを Period A (Fig. 2a と 4a), 1930 年 4 月から 11 月を Period B (Fig. 2b と 4b), 1930 年 11-12 月から 1933 年 3 月を Period C (Fig. 2d と Fig. 4d) と呼ぶことにし、期間毎に初期値や拘束の強さを変えて開口断層のパラメータを推定した。まず、Period A と B の初期値については、活発な群発地震活動が起こっていることから、1970 年代以降の平均的な開口断層モデルの走向である 120° とし、傾斜角を 80° とした。また、Period A については、断層の上端が不自然

に浅くなることを避けるために、上端の深さを 0.5 km に強く拘束した。Period B については、断層の長さが極端に長く推定されてしまうことから、長さを 5 km に強く拘束した。Period C については、ほとんど地震活動がなく隆起のパターンも Period A, B と異なって裾野が広いので、変動源が深いと考えられる。そこで、本研究では、点膨張源 (茂木モデル) と水平の開口断層 (シル) の 2 通りのモデル化を行なうこととした。シルの場合は、開口断層の長さ、幅とも 10 km に固定した。ここで明示したパラメータ以外は、拘束条件はゆるいので、初期値に対する推定値の依存性は小さい。

インバージョンのデータは、隣り合う水準点間 (鎖部) の比高変化を用いた。水準測量のインバージョンを行なう場合は、水準路線の端点等を基準として他の水準点の比高変化をデータとして用いる場合もあるが、鎖部の比高変化を用いることによって、基準点の取り方による結果への影響を避けることができる。ただし、鎖部毎の比高変化は、直感的には分かりにくいと思われるので、Fig. 4 での図示には、観測値およびモデルによる計算値の双方とも、観測点の端点を基準とした比高変化を

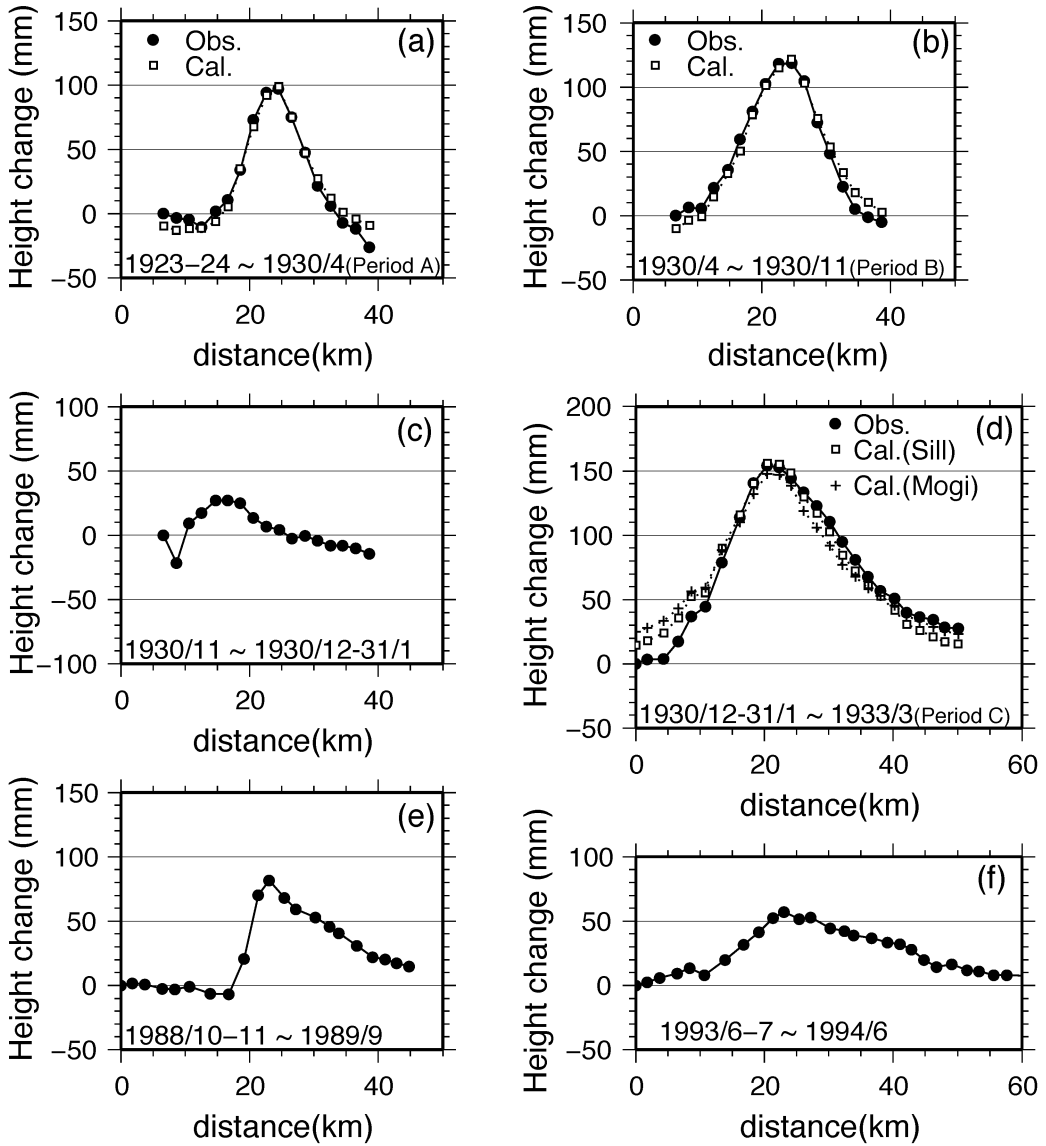


Fig. 4. Vertical displacement on the leveling route along the eastern coast of Izu Peninsula. Horizontal axis is distance from benchmark J52. Data period is written.

図 4. 伊豆半島東岸の水準路線における上下変動グラフ。横軸は水準点 J52 からの路線上の距離を表す。各図の期間は、図中に示してある。

用いた。データの誤差 s (単位: mm) は、一般的に用いられるように $s = a\sqrt{L}$ (L : 鎖部の距離 (単位: km), a : 水準測量の誤差から決まる定数で 0.88 を使用) で与えた。

このようにして推定された結果を Table 1 に示す。初期値に強く拘束されているパラメータは太字で示した。その基準は、データ解像度が 0.1 未満、すなわち先験情報 (初期値に対する拘束) による解像度が 0.9 以上のも

のとした。各期間の開口断層や点圧力源の水平位置は、Fig. 5 に示す。

4. 議 論

4.1 1930 年のダイク貫入イベント

Period A で推定された開口断層は、水平位置が 1970 年代以降の群発地震震源域や開口断層モデルのなす列

Table 1. Estimated fault parameters.

Period	Source Type	Latitude* (°)	Longitude* (°)	Depth* (km)	Length (km)	Width (km)	Strike (°)	Dip (°)	Open (m)	Volume Change (10 ⁶ m ³)
A (-1930/4)	Tensile fault (dike)	34.999	139.149	0.5	4.4	10.9	120	82	1.81	88
B (1930/4-11)	Tensile fault (dike)	35.027	139.188	3.9	5.8	7.3	120	83	5.36	138
C (1931-33)	Inflation (mogi)	34.959	139.060	9.2	-	-	-	-	-	62
	Tensile fault (sill)	34.993	138.992	10.4	10.0	10.0	82.3	0	0.61	61

Bold numbers represent parameters strongly constrained by the initial parameter. (See text)

*Fault location represents the western corner on the upper edge of the rectangular fault.

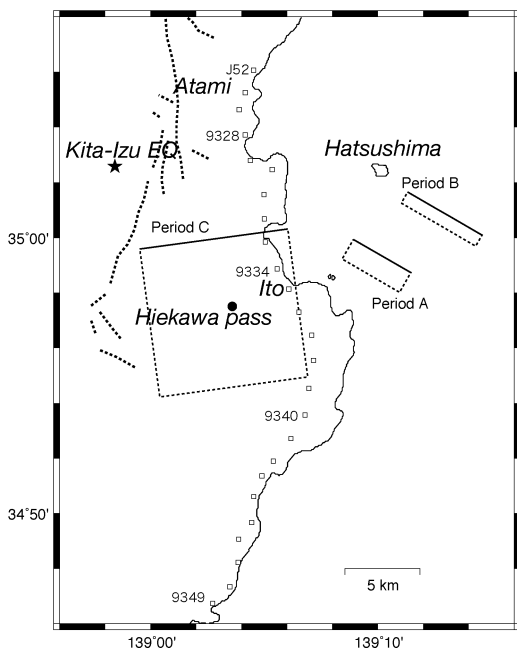


Fig. 5. Location map of the estimated fault model. The rectangles show the locations of the estimated tensile faults. The solid line on each rectangle shows the upper edge of the fault. Open squares represent the leveling benchmarks as of 1930's.

図 5 推定された断層モデルの位置。矩形の領域が推定された開口断層の位置を表し、浅い方の辺を実線で表す。白四角は、1930年代の水準点位置を表す。

(西村, 2002; Ukawa and Tsukahara, 1996)に近い。Period Bについては、隆起域の範囲が北側に広がっていることを説明するために、やや断層の上端の深さが深くなり、陸域から遠い初島近海に開口断層が推定されている。この場所での群発地震の発生は1970年代以降には知られていない。開口断層の水平位置は、断層の傾斜角に依存するが、1つの開口断層を仮定する限りにおいては、Period Bの開口断層は、Period Aより有意に北東側にずれる。Yoshida and Hamada (1991)によると、1930年3月と5月の震源分布の差は鮮明でないが、S-P時間から3月の活動の方が陸域に近かったと推定しており、本研究の結果と調和的である。

本研究で用いた上下変動データのみから、長さ、幅、開口量のパラメータは、それぞれ強いトレードオフの関係があり独立には決まりにくい。しかし、この3つの積である体積変化量に関しては、ダイクの傾斜角を仮定する限り比較的精度良く求まる。これは、観測点が変動源から十分遠く点と見なせる場合は、変位は体積変化量に比例するパラメータになるからである (Okada, 1985)。体積増加量は、Period AとBでそれぞれ $8.8 \times 10^7 \text{ m}^3$, $1.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ である。1989年以降の群発地震のモデルでは、 $1 - 2 \times 10^7 \text{ m}^3$ である (Cervelli *et al.*, 2001; 西村, 2002; Okada and Yamamoto, 1991) ことを考えると、体積増加量にして数倍から一桁大きく、1930年の群発活動では非常に大規模なマグマの貫入があったといえる。また、 $M > 4$ 以上の地震回数でも1930年の群発活動は70回であり (Yoshida and Hamada, 1991)、1970年以降に発生した群発イベントに比べて多い。1988年の群発が39回と最大で、1989年の群発 (33回) がそれに次ぎ、それ以外のイベントでは15回以下である。よって地震活動回数か

らも、非常に大規模なマグマの貫入があったことが示唆される。

東北大学理学部 (1990) は、1930 年の臨時観測データ (Nasu *et al.*, 1931) を再解析し、Period A の震源が 1989 年の群発地震活動のほぼ中央部で、深さ 5–10 km に位置することを明らかにし、水準測量データは、震源位置に対応する上端の深さ 5 km、走向 120°、傾斜角 60°の開口断層でほぼ説明できることを示している。本研究で推定された開口断層の位置は、水平位置は震源分布とほぼ一致するものの、深さについては上端が 0.5 km とかなり浅くなっている。本研究で試行錯誤した結果、断層の幅を 3 km と小さく固定すると、低角で深い開口断層が推定される傾向がある。また、その場合は Table 1 の体積増加量が数分の 1 となる。しかし、本研究で推定した開口断層モデルは、東北大学理学部のモデルより残差二乗和 (RMS) が 2 割程度小さくなる。この残差の差は観測誤差より大きいので有意であるといえる。よって、地殻変動データを良く説明するモデルを提示するという本論文の趣旨から、Table 1 に示した浅部で高角の開口断層モデルを採用した。

断層モデルの推定に用いたデータは、わずかに 1 路線の水準測量による上下変動データのみであるため、変動源モデルの推定には、1 枚の開口断層で走向、傾斜角も固定するという単純な場合を仮定した。1930 年の群発地震では、M 5.9 を最大とする M5 級の地震が複数回発生しているが、これらの地震の断層運動に伴う地殻変動は考慮していない。1970 年代以降の群発地震においても M5 級の地震は、たびたび発生しているが、これらの多くは、横ずれのメカニズムを持つ地震であり、それほど大きな上下変動は伴わない。例えば、Mw 6.0 の純粋な横ずれ断層に伴う地殻変動は、典型的なスケーリング則 (宇津, 2001) を仮定した場合、最大 3 cm 程度である。これは、Period A および B に観測された上下変動量の数割以下であるので、1930 年の隆起の主要原因がダイクの貫入であるということ間違いない。しかし、推定された断層モデルのパラメータには、地震に伴う地殻変動を無視したことによる影響が多少含まれていると考えられる。また、隆起の原因は、複数のダイクやマグマ溜まりの増圧などの複合的な原因がある可能性は否定できない。ただ、得られている震源分布 (Yoshida and Hamada, 1991) などから複数の変動源を積極的に支持する要素があるわけではないので、本研究では複雑なモデルは検討しなかった。

4.2 1931–1933 年の隆起のメカニズム

本研究では、北伊豆地震後約 2 年間の Period C (Fig. 2d と Fig. 4d) に見られる伊東付近の隆起について、茂

木モデルあるいはシルといった火山性変動源が原因であるとして変動源モデルを推定したが、ここでその妥当性について考えてみる。

最近の GPS 観測や干渉 SAR による地殻変動観測結果によると、M8 級の海溝型地震 (例えば、Miyazaki *et al.*, 2004) だけでなく、M7 級の内陸地震の後にも遷移的な地殻変動 (余効変動) が観測される例 (例えば、Fialko, 2004; Nakano and Hirahara, 1997) が多い。しかし、以下に述べる 3 つの理由から、伊東付近の隆起は余効変動ではないと考えられる。第一に、本震時の地殻変動 (Fig. 2c と Fig. 4c) に比べて余効変動 (Fig. 2d と Fig. 4d) が大きいという点である。通常、内陸地震の余効変動は地震時の変動に比べて小さいことが多く、本震時の約 4 倍の隆起量を余効変動で説明することは難しい。第二に、Period C の変動パターン (Fig. 2d) と次の 3 年間の変動パターン (Fig. 2e) が全く異なることである。次の 3 年間では、それまで隆起していた伊東付近が沈降に転じており、変動量も小さい。余効変動もメカニズムによっては、変動パターンの時間変化を説明することができる (例えば、Pollitz *et al.*, 2001) が、短期間で急変するようなパターンは考えにくい。第三に、丹那断層の近傍や反対側の沼津付近では顕著な変動が見られないという点である。Fig. 3b は、Period C を含む地震後 5 年間の変動であるが、この期間の上下変動の大きさは伊東付近を除けば 5 cm 程度と小さい。北伊豆地震のような横ずれ断層の地震の場合の余効変動のパターンは、複数の余効変動のメカニズム (Fialko *et al.*, 2004) を考慮しても断層の中心に対して点対称になると考えられる。伊東付近と反対の沼津付近で大きな変動が見られないため、伊東付近の隆起を余効変動と考えるのには無理がある。

この期間の変動源が体積膨張成分のある火山性変動源だとしても、その形状等をデータから限定することは難しい。伊東付近では顕著な地震活動が起こっていないことから、Period A, B のように浅部にダイクが貫入したとは考えられず、データも浅部のダイクで説明することはできないが、変動源の上端を 9 km 程度にすれば、伊東沖のダイクでも観測された変動は説明できる。本研究では、Period C の変形と類似している 1993 年から 1994 年の地殻変動 (Fig. 3d) に関する変動源モデル (矢来・他, 2006) を参考に、点圧力源とシルの 2 通りの変動源のパラメータ推定を行なった。その結果 (Table 1) は、どちらの場合でも、体積増加量が $6 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度であり、冷川峠付近を中心とする深さ 10 km 程度の変動源が推定された (Fig. 5 と Table 1)。

シルモデルを仮定した変動源推定では、シルの長さと同幅を、それぞれ 10 km と仮定している。これは、矢来・

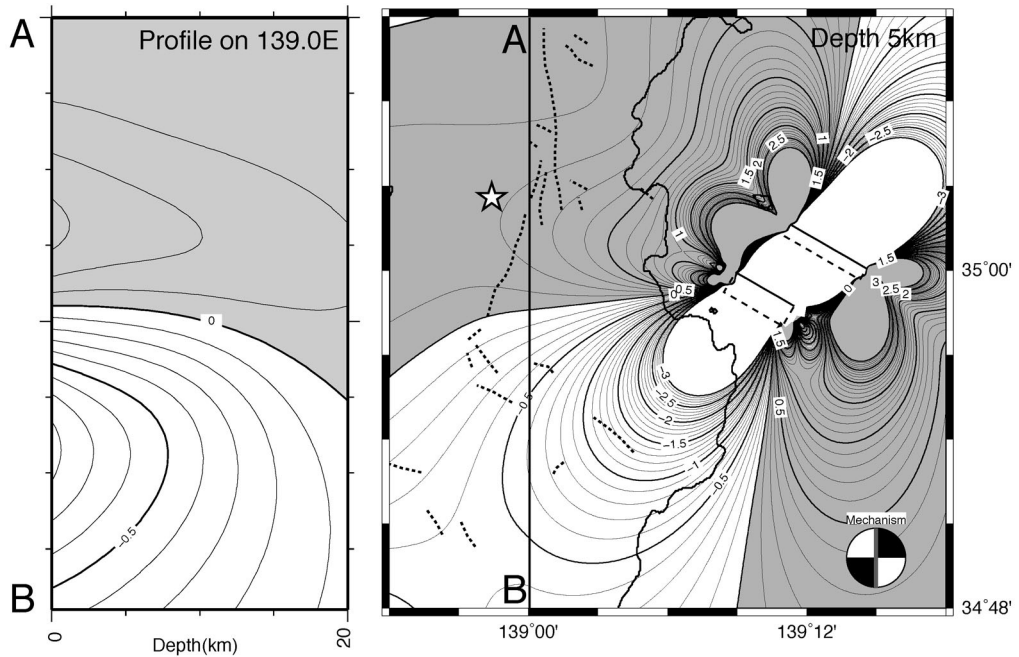


Fig. 6. Coulomb stress change caused by opening of the estimated tensile faults (ΔCFS). A thick gray plane of a beachball represents the mechanism for calculating ΔCFS . Gray region is positive ΔCFS . Contour intervals are 0.1 MPa. No contours are plotted in the region where absolute ΔCFS is larger than 3 MPa. Left panel shows NS profile at $139.0^\circ E$. The star represents the epicenter of the 1930 Kita-Izu earthquake.

図 6. 推定された 1930 年の開口断層モデルによるクーロン応力変化 (ΔCFS)。震源線の太い灰色の線は CFS を計算した受け手の地震のメカニズムを示す。灰色の領域が ΔCFS が正の領域となる。等値線間隔は 0.1 MPa で、絶対値が 3MPa 以上の等値線は示していない。左に示す垂直断面は、東経 139° での南北断面。星印は、1930 年北伊豆地震の震央を表す。

他 (2006) が 1993–1994 年の干渉 SAR による詳細な地殻変動分布から深さ約 9 km で長さとは幅がそれぞれ 13 km, 7 km の変動源を推定していることから、ほぼ同じ面積になるように仮定したものである。水準測量データをより良く説明するためには 13 km 程度の長さとは幅を用いた方が良く、その場合は、深さが 7 km, 体積増加量は $4.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ となる。シルモデルにおいて推定される体積変化量は、仮定する長さとは幅によって数割程度は変わるが、極端なパラメータを仮定しない限り 2 倍以上変わることはない。

村上 (2006) は、長期間の水準測量データや群発地震活動が活発化する直前の期間の GPS 観測データから、伊東の地下 10 km 以深にシル状のマグマ溜まりが存在すると推定しており、本研究の結果と調和的である。1993 年から 1994 年の冷川隆起の際に推定された体積増加量は $1.8 \times 10^7 \text{ m}^3$ (矢来・他, 2006) であり、1931–1933 年の約 1/3 である。しかし、期間はおおよそ半分なので、体積増加速度としては、1993–1994 年と 1931–1933 年で

似たような規模であったといえる。

4.3 伊東沖ダイク貫入の北伊豆地震への影響

火山活動と大きな地震が時空間的に近接して発生した例は数多く知られており、火山活動が地震を誘発するさまざまなメカニズムが知られている (例えば, 小山, 2002)。伊豆半島の地震・火山活動も、時空間的に近接して発生しており、Thatcher and Savage (1982) は、冷川峠付近にある深さ 11 km の火山性球状圧力源の膨張による応力変化が、1930 年北伊豆地震と 1980 年伊豆半島東方沖地震 (M 6.7) 周辺の発生を促進させたと考えている。また、群発地震中の個々の地震も、ダイク貫入による応力変化が原因と考えられている (Morita *et al.*, 2006; Ukawa and Tsukahara, 1996)。

Thatcher and Savage (1982) は、北伊豆地震の発生を促進した変動源を、1967 年から 1979 年の水準測量結果による類推から、冷川峠付近の球状圧力源としている。しかし、冷川峠付近の球状圧力源の膨張で説明できる変動が始まったのは、北伊豆地震発生後の Period C であり、

それ以前の変動源は、伊東沖のダイク貫入だと考えられる。そこで、本研究で推定した Period A と B のダイク貫入モデルを用いて、北伊豆地震の震源メカニズムに対するクーロン破壊応力変化 (ΔCFS ; 例えば、遠田, 2002) を計算した。クーロン破壊応力変化を計算した時の摩擦係数は、0.4 と仮定し、深さ 5 km の水平断面と北伊豆地震の断層面に対応する東経 139°での南北断面での応力変化分布を、Fig. 6 に示す。Fig. 6 より北伊豆地震の震央付近では、0.2 MPa 程度の応力増加が認められ、地震の破壊域がほぼ応力増加域に対応することがわかった。よって、1930 年の伊東沖群発地震活動によって、北伊豆地震の発生が早まったと考えることができる。

5. ま と め

水準測量によって観測された、1930 年の伊東沖群発地震活動に伴う隆起は、伊東沖のダイク貫入モデルで説明できることがわかった。1970 年代以降の平均的なダイク貫入と同じ走向 (120°)、傾斜角 (80°) を仮定した場合、1930 年にダイクとして貫入した体積増加量は、 $2.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ に達し、1970 年代以降の個々の群発地震活動と比べて、一桁大きい。北伊豆地震発生後の 1931–1933 年の隆起は、伊豆半島内陸部における深さ 10 km 程度でのシル状あるいは球状のマグマ蓄積によって説明でき、体積増加量は約 $6 \times 10^7 \text{ m}^3$ である。このような、浅部へのダイク貫入や深部での膨張は、1970 年代後半以降の地殻活動のメカニズムと同様である。また、1930 年の伊東沖のダイクの貫入によるクーロン破壊応力変化の計算から、同年 11 月に発生した北伊豆地震はダイク貫入により発生が促進されたと考えられる。

謝 辞

国土地理院の根本悟氏には、資料の検索にご協力いただき、矢来博司氏には、学会発表内容についてご教示いただいた。また、2 名の匿名査読者によるコメントは、本稿の改善にあたり非常に有益であった。以上の方々および担当編集委員の古屋正人博士に感謝いたします。

引用文献

Abe, K. (1978) Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, 253–274.
 Aoki, Y., Segall P., Kato T., Cervelli P. and Shimada S. (1999) Upward dike migration during the 1997 seismic swarm off the Izu Peninsula, Japan, from inversion of deformation data. *Science*, **286**, 927–930.
 Cervelli, P., Murray M. H., Segall, P., Aoki, Y. and Kato, T. (2001) Estimating source parameters from deforma-

tion data, with an application to the March 1997 earthquake swarm off the Izu Peninsula, Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11217–11237.

Fialko, Y. (2004) Evidence of fluid-filled upper crust from observations of postseismic deformation due to the 1992 M 7.3 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, **109**, B08401, doi: 10.1029/2004JB002985.

Hayashi Y. and Morita Y. (2003) An image of a magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east of the Izu peninsula. *Geophys. J. Int.*, **153**, 159–174.

国土地理院 (2006) 伊豆地方の地殻変動。地震予知連絡会会報, **76**, 215–245.

小山真人 (2002) 火山で生じる異常現象と近隣地域でおきる大地震の関連性—その事例とメカニズムにかんするレビュー—。地学雑誌, **111**, 222–232.

国見利夫・高野良仁・鈴木 実・斎藤 正・成田次範・岡村盛司 (2001) 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動。国土地理院時報, **96**, 23–37.

Kuno, H. (1954) Geology and petrology of Omuro-yama volcano group, north Izu. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, **9**, 241–265.

Matsu'ura, M. and Hasegawa Y. (1987) A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 179–187.

Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J. and Kato, T. (2004) Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06623, doi: 10.1029/2003GL019410.

Morita, Y., Nakao, S. and Hayashi Y. (2006) A quantitative approach to the dike intrusion process inferred from a joint analysis of geodetic and seismological data for the 1998 earthquake swarm off the east coast of Izu peninsula, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **111**, B06208, doi: 10.1029/2005JB003860.

村上 亮 (2006) 伊豆東部の群発地震活動に先行する地殻変動。日本火山学会講演予稿集, **B29**, 85.

Nakano, T. and Hirahara, K. (1997) GPS observations of postseismic deformation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 503–506.

Nasu, N., Kishinouye, F. and Kodaira T. (1931) Recent seismic activities in the Idu peninsula. (Part 1.). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 22–35.

西村卓也 (2002) 伊東沖と岩手山における火山性力源による地震のトリガリング。地学雑誌, **111**, 166–174.

Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154.

Okada, Y. and Yamamoto, E. (1991) Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **96**, 10361–10376.

Okada, Y., Yamamoto, E. and Ohkubo T. (2000) Coswarm and preswarm crustal deformation in the eastern Izu Peninsula, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **105**, 681–692.

Pollitz, F.F., Wicks C. and Thatcher W. (2001) Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: postseismic

- deformation after the 1999 Hector Mine earthquake. *Science*, **293**, 1814–1818.
- Tada, T. and Hashimoto, M. (1991) Anomalous crustal deformation in the northeastern Izu peninsula and its tectonic significance—tension crack model—. *J Phys. Earth*, **39**, 197–218.
- Thatcher, W. and Savage J.C. (1982) Triggering of large earthquakes by magma-chamber inflation, Izu Peninsula, Japan. *Geology*, **10**, 637–640.
- 東北大学理学部 (1990) 1989 年伊東沖海底噴火に伴う群発地震と 1930 年伊東群発地震との比較. 火山噴火予知連絡会報, **48**, 21–25.
- 遠田晋次 (2002) 応力ステップ・応力速度変化に伴う地震発生率の変化—地震発生確率予測の高精度化に向けて—. 地学雑誌, **111**, 233–247.
- Tsuboi, C. (1931) A note on the results of the repeated precise levellings across the Itô earthquake area. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 151–158.
- Tsuboi, C. (1933) Vertical crustal displacement in the seismic region of Itô, on the east coast at the Idu Peninsula. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **11**, 488–499.
- Ukawa, M. and Tsukahara H. (1996) Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan. *Tectonophysics*, **253**, 285–303.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]–2001. 東京大学出版会, 605p.
- 宇津徳治 (2001) 地震学 (第 3 版). 共立出版株式会社, 376p.
- 矢来博司・村上 亮・飛田幹男・藤原 智・西村卓也 (2006) 干渉 SAR 解析で明らかになった伊豆半島内陸部における隆起運動の空間分布. 日本測地学会第 106 回講演会要旨集, 143–144.
- Yoshida, A. and Hamada, N. (1991) Redetermination of hypocenters of foreshocks, mainshock, and aftershocks of the Kita-Izu earthquake and the Ito earthquake swarm of 1930. *J. Phys. Earth*, **39**, 329–344.

(担当 古屋正人)