伊豆半島における異常隆起の推移とフィリピン海 プレート最北端部の曲がり

茨城大学理学部地球科学教室* 桑 山 辰 夫**・藤井陽一郎

Change of Mode of Crustal Deformation in the Izu Peninsula, Honshu, Japan and Bending of the Northernmost Part of the Philippine Sea Plate

Tatsuo KUWAYAMA and Yoichiro FUJII

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

(Received April 11, 1989; Accepted March 8, 1990)

Since the beginning of the anomalous crustal vertical movement in the Izu peninsula, Honshu, Japan, so many repeated precise levellings have been carried out by the Geographical Survey Institute. A special technique is required to adjust the results of these levellings, because they had been carried out for different epochs along each levelling route and also they had been affected by so rapid vertical crustal movement. We apply least square adjustment with velocity model in which corrections to the assumed height and linear rates of vertical deformation at any bench marks are assumed to be unknowns. We apply free net adjustment to this case. We can select several special bench marks in which height or velocity is given from any suitable results of tidal analysis then usual or free adjustment is applied according to the type of network adjustment.

The results show that the peninsula was inclined to the south-west as a whole during 1973-1986. Not only the north-east part of peninsula was upheaved as many investigators had pointed but also there occurred remarkable subsidence in the south-west of the peninsula. The detected rate of inclination is $(2-8) \times 10^{-6}$ rad/a and several times higher than the one during past several ten years. Thus inclination was proved to be accelerated.

The detected deformation is concentrated in the area where Nakamura (1980, 1984) pointed out the bending of the Philippine Sea Plate. The peninsula shows bending upward in the shallower crust along almost ENE-WSW direction before subduction. The detected crustal deformation covering the whole area of the peninsula is the direct evidence of the plate. The bending is asymmetric as detected deformation shows. It is remarkable in the eastern part of the plate and not so in the west.

When the plate bending is accelerated, extension becomes remarkable at the earth's surface and contraction becomes remarkable at the deeper part of the subcrustal layer. This will be a cause of various kind of the contemporary crustal activities such as earthquakes in or near the Izu peninsula or volcanic eruption of the Oshima in 1974 and during 1986-1987.

key word: crustal vertical movement, velocity model, bending of the Philippine Sea Plate

§ 1. はじめに

伊豆半島・伊豆大島を含むフィリピン海プレート北辺部は、その最北端で本州弧と衝突し、伊豆半島の東側・

西側では、それぞれ相模湾・駿河湾でもぐり込みを行なっているとされる特別な地域である。このような特別なテクトニクスの位置にある伊豆半島で、1970年代の初めより様々な地学的事件が発生している。

伊豆半島異常隆起検出の発端は、冷川峠を中心として直径 20 km 以上の範囲で、その中心部では最大 15 cm

* 〒310 茨城県水戸市文京 2-1-1

** 現所属 気象庁地震火山部地震予知情報課

におよぶ隆起をしていることが、1976年1～3月の水準測量で判明し、発表されたことにあった（国土地理院地殻調査部、1976）。そして、精密重力測量による重力変化の検出（萩原・他、1977）や、伊東の検潮記録の解析（国土地理院地殻調査部、1976）から、異常隆起は1975年初頭から始まったと推定されている。

本研究の目的は、1975年頃より今日まで継続している伊豆半島東部の異常隆起の推移を、水準測量データの解析および潮位変動の解析によって明らかにする事である。そして、この地殻変動と関連現象のテクニクな意義をプレートの曲がりとそれに随伴する現象として基礎づけることを試みた。

§ 2. 地殻変動解析における速度モデルの方法

1973年～1986年を3つの期間に分け、伊豆半島異常隆起の推移を速度モデル(velocity model)によって、誤差付きで解析した。データは国土地理院の一等水準測量観測成果表(1972～1986)によった。

国土地理院の観測は、伊豆半島の各路線をそれぞれの期間に観測したものである。そこで水準測量の結果をコンパイルして地殻変動を議論する場合に問題になる点として、同じ期日に広域にわたる観測が実施できない、ある地域に関して系統だてられた観測がされない、などが挙げられる。このような場合は一般に観測結果をある基準時期に統一する元期化成(epoch reduction)が行なわれている。

本研究では、各々の水準点が時間に対して一次に垂直変動すると仮定する速度モデルによって、元期化成を行なった。

速度モデルによる水準測量結果の最小二乗平均の概要は以下の通りである。

i 番目の水準点の時刻 t での標高を X_{it} とし、時間に対して一次で変動すると仮定すると、次式ようになる。

$$X_{it} = X_{i0} + \Delta_i + V_i \Delta t \quad (1)$$

X_{i0} は基準時期での仮定標高、 Δ_i は X_{i0} に対する補正、 V_i は X_i 点の隆起速度、 Δt は基準時期より観測時期までの時間差である。

k 番目の観測が i 番目の水準点とそれに隣り合う水準点 j との間で行なわれたとすると、 k 番目の観測 l_k は

$$l_k = X_{it} - X_{jt} \quad (2)$$

となる。

(1) を (2) に代入し観測方程式を行列で表記すると、

$$V + B \cdot \Delta = f \quad (3)$$

の形にまとめられる。ここで、 V は残差ベクトル、 B は計画行列、 Δ は Δ_i と V_i とからなる未知数ベクトル、 f は観測値ベクトルである。

正規方程式は、

$$N \cdot \Delta = t \quad (4)$$

となる。ただし、重み行列を W とすると、 $N = B^T W B$ 、 $t = B^T W f$ である。肩付き添字 T は転置をあらわす。これを解き、未知数ベクトル Δ を求める事になる。

しかし、行列 N は水準網が固定点を全く含まないいわゆる“自由網”の場合、1だけの階数欠損(rank defect)を生ずる。したがって、 N の逆行列が存在せず、解が不定となる。そこで、擬逆行列(pseudo inverse) N^+ を利用することによって解とその共分散行列とを求めた(VANIČEK and KRAKIVSKY, 1982)。

擬逆行列を求めるためには、逆行列の存在しない行列 N に特別な行列 G を付加し、逆行列が存在するようにすることが必要である。この G は、

$$B \cdot G = 0 \quad (5)$$

を満足し、次式の拘束条件を持つ行列である。

$$G^T \cdot \Delta = 0 \quad (6)$$

そして、解 N^+ は、

$$\begin{bmatrix} N & G \\ G^T & 0 \end{bmatrix}^{-1} = \begin{bmatrix} N^+ & G_1 \\ G_2 & 0 \end{bmatrix} \quad (7)$$

ここで、 $G_1 = G(G^T G)^{-1}$

$$G_2 = (G^T G)^{-1} G^T$$

で求まる。

また、共分散行列 $\Sigma(\Delta)$ は、

$$\Sigma(\Delta) = \alpha_0^2 N^+ \quad (8)$$

ここで α_0^2 は事後基準分散で、

$$\alpha_0^2 = \frac{V^T W V}{n - u} \quad (9)$$

(n は観測の数、 u は未知数の数)

で表わせる。

ただし、擬逆行列による解は、blue (best linear unbiased estimation) ではなく、blimbe (best linear minimum bias estimation) であるという意見がある。すなわち、推計学的に真の値ではなく、真の値に最も近い解を得るものである。しかし、その差は地学的に誤差の範囲内で小さいものである(WELSCH, 1979)。そこで、本研究では擬逆行列による解を誤差論上望ましい解とする。

次に、速度モデルの特徴を挙げる。

元期化成をしているので、それぞれの水準点毎に、観測がまちまちの場合でも、正確な値を得ることができる。

自由平均にしろ、ある点の速度を0と仮定する場合にしろ、相対的な速度しか計算されない。しかしある水準点に、潮位解析によって求めた海面に対する地殻隆起速度を与えることによって、全ての水準点における海水

Fig. 1. Distribution of determined elevation change velocities and their standard deviations of crustal deformation in the Izu peninsula. Referred point is located at Uchiura (B.M. 9400) and its velocity is zero. Unit is mm/a. a) Period is for 1973-1978. b) Period is for 1978-1983. c) Period is for 1984-1986.

Fig. 2. Distribution of determined elevation change velocities and their standard deviations of crustal deformation in the Izu peninsula. There is no fixed point. Results are based on free network adjustment. Unit is mm/a. a) Period is for 1973-1978. b) Period is for 1978-1983. c) Period is for 1984-1986.

Fig.3-a

Fig.3-b

Fig.3-c

Fig.3-d

Fig. 3. Secular rate of inclination in the Izu peninsula. a) Period is for 1973-1978. b) Period is for 1978-1983. c) Period is for 1984-1986. d) Period is 1929-1972 [by NAKAMURA *et al.* (1984), the figure is compiled from DAMBARA (1981)].

Fig. 4. Distribution of determined elevation change velocities and their standard deviations of crustal deformation in the Izu peninsula. Referred point is located Uchiura (B.M. 9400) and velocity is given from tidal analysis. Unit is mm/a. a) Period is for 1973-1978. b) Period is for 1978-1983. c) Period is for 1984-1986.

Fig. 5. Change of crustal deformation in the Izu peninsula during the period from 1975 to 1984. Unit is cm. The figure is compiled by summation of deformations that are obtained by elevation change velocity and elapsed time for different epochs.

面基準の地殻変動速度を得ることが出来る。

一方、この方法では、地殻変動が時間に対して一次に変動していると仮定しているの、一つの期間が長くなったり、地殻変動が複雑な場合は、正確な値が得られない。

§ 3. 速度モデルによる解析結果

速度モデルの解析期間は、1973年～1986年の14年間を1973年～1978年、1978年～1983年、1984年～1986年の3つに区切り、それぞれをⅠ、Ⅱ、Ⅲの期間とした。なお、1983～1984年の間は解析の対象外とした。これは、速度モデルの方法では一つの期間に対して水準路線毎に最低2回の観測が必要で、伊豆半島全体の路線毎の観測数が一定でなく、最低観測回数が全解析期間を通じて6個しかない路線があるため生じたものである。

また、1978年伊豆大島近海地震による河津付近の変動は、ちょうどⅠとⅡの期間の間にあたる。本研究の手法は、地殻変動率が時間に対して一次変動するものと仮定しているの、地震による急激な地殻変動は対象外とした。そこで、河津付近の観測路線の解析期間は意識的に地震による影響のない期間を採用した。このようにして地震の影響を含まない各期間の変動率を算出し、上記

Fig. 6. Land upheaval estimated from tidal analysis by the method of TSUMURA (1963) at Ito during 1973-1986 [KUWAYAMA and FUJII (1987)]. Unit is cm. Arrows indicate earthquake swarm which contain over 50 earthquakes in a day. Thick arrow indicate earthquake swarm occurring during several months, and thin arrow correspond to the one shorter than several days. The number is magnitude of the largest earthquake in the earthquake swarm.

1983～1984年間は1984～1986年間の変動率と同じと仮定すれば、変動率に時間をかけて加算し、全期間の変動を得ることができる。

実際の計算にあたっては、まず全点の Δ_i を仮定するほか、地殻変動が小さいといわれている内浦での変動率は $V=0$ と固定しておいて、他の点の V_i は仮定して自由平均を行なった。つぎに、全点の Δ_i 、 V_i とも仮定する完全自由平均を行った。

まず、速度モデルによる Δ_i についても V_i についても何も仮定しない完全自由平均の結果を評価する。

地殻変動が小さいといわれている内浦1点を速度0と仮定して自由平均した場合と比較すると、変動パターンは両者ともよく一致した。Fig. 1が内浦一点での速度をゼロと固定した場合で、Fig. 2が完全自由平均の結果である。変動パターンは両者ともよく一致している。そして、誤差分布をみると、自由平均に特徴的な、水準網の重心と思われる所で最小となる結果が得られた。

また、伊豆半島異常隆起について、石井(1987)がチェビシェフ近似を用いてその推移を求めている。これは、1980年8月から1985年6月までの垂直変動の積算値と、1980年8月から1986年6月までを半年ずつずらして1年間の垂直変動を求めたものである。そのため速度モデルの結果と直接比較できないが、よく似た結果となった。しかし、この石井(1987)の結果では、誤差の評価がなされていない、地域も伊豆半島東部に限られてい

る、という問題がある。さらに石井(1989)では、解析の対象が伊豆半島全域に拡大され、期間も延びたが、誤差評価がなされていないのは同様である。

更に、国土地理院が元期化成を行わず単純に網平均した結果に基づいた各観測期間の地殻変動図を發表しているが、伊豆半島全体について元期化成を行なった今回の結果とは、直接の比較はできない。

異常変動のモードの推移を検討するため完全自由平均解による結果について考察してみる。隆起速度の最大域が、I 番目の期間では冷川峠 (B.M. 003-012) あたり、II, III の期間では伊東 (B.M. 9341) あたりに現われている。これは隆起速度の最大域が南下している事を意味している。

また、伊豆半島全体を単純に一つのブロックとみなすことはできないのではあるが、全体の大まかな傾動をみるため、それぞれの期間の最大傾動方向の傾動率を見積った (Fig. 3-a, b, c)。結果はそれぞれの期間で、 2.00×10^{-6} rad/a, 8.00×10^{-7} rad/a, 7.43×10^{-7} rad/a となった。また、長期的にみた伊豆半島の最大傾動率を DAMBARA (1981) の結果に基づき NAKAMURA *et al.* (1984) が作製した図 (Fig. 3-d) から計算した。結果は約 5.05×10^{-8} rad/a となった。したがって、長期間の傾動率より、本研究で計算した期間の方がはるかに大きな値を得たことになる。また、伊豆半島の東側の水準点 B.M. 9341 に対する西側の水準点 B.M. 9383-1 の傾動率を求めた。結果はそれぞれの期間で、 1.03×10^{-6} rad/a, 1.60×10^{-6} rad/a, 6.89×10^{-7} rad/a となった (Fig. 3-a, b, c)。以上の事実は、伊豆半島では経年的にほぼ西下がりの傾向があり、特にこの期間では西下がりの傾向が著しく加速していたことを示しているものである。

本研究で対象としている伊豆半島とその付近は、中村 (1980) に述べられているフィリピン海プレートの曲がりの一部分を占めるものであるが、しかも NAKAMURA *et al.* (1984) が引用している伊豆半島の微小地震の震央分布から読み取れるプレートの曲がりと比較してみても隆起域はちょうどその曲がりの頂点あたりに当たっており、上述の傾動はプレートの曲がりを反映したものである。

§ 4. 伊豆半島異常隆起に関するテクニクな議論

Fig. 1 および Fig. 2 は海面基準の変動ではない。そこで、津村 (1963) による潮位解析の方法により求めた内浦の地殻変動率を固定し、自由平均計算を行ない、Fig. 4 をつくった。この図によると、最大隆起域が南下していたこと、半島全体の西への傾動などは Fig. 1, Fig. 2 と

同じ結果を与える。

また、1975 年～1984 年の間に伊豆半島がどれだけ隆起したかを示す図を、それぞれの期間の水準点の隆起速度に時間を掛け合わせ、加算することにより作製した (Fig. 5)。国土地理院 (1985) によってつくられた異常隆起中の水平変動図と期間をそろえるため、この期間の変動図をつくったわけである。それによると、内浦 (B.M. 9400)、冷川峠 (B.M. 003-012) と伊東 (B.M. 9341) の間 (以下で、特にこだわらない限り伊東は B.M. 9341 のことをさす。) に隆起の尾根がみえる。この冷川峠、伊東を結ぶラインを引き、それを伊豆大島の方へ向かって延ばしていくと東伊豆単成火山群 (荒牧・葉室, 1977) に至る。このラインの方向はほぼ北北西—南南東方向で、フィリピン海プレートの進行方向と一致することは興味深いことである。また、伊豆半島全体をみると、南西部で大きな沈降がみられる。これは、国土地理院の行なった『1979～'81—1972～'75 の関東地方の上下変動』によっても同様な沈降が得られている。

これらの解釈として、このラインより西側の伊豆半島では西南西方向にむかってどの期間もより沈降しており、このラインの東側でも西側ほどではないが東北東方向にむかってより沈降している。フィリピン海プレートがユーラシアプレート (西南日本) および北米プレート (関東を含む東北日本) と接触するときに、伊豆半島は浮揚性地殻のため沈み込むことができないのに対して、相模トラフと駿河トラフでは沈み込みが行なわれる。そのため、ちょうどこのラインに沿って折れ曲がる状態となるのではないかと推察される。そしてこの折れ曲がり方がプレートの曲がり (中村, 1980) の軸部分であると思われる。微小地震の震源分布図 (ISHIDA and HASEMI, 1988) から推定されるプレートの曲がりの事実ともよく一致している。

また、このラインをずっと南へ延ばすと、伊豆大島の西側を通過する。伊豆大島が 1986 年に噴火したときに、北北西—南南東方向に大きな割れ目を生じ、東北東—西南西方向に張力場が卓越していた (多田・橋本, 1987) ことが明らかになっている。このことを考慮して、このラインと大島の割れ目噴火とがほぼ一致していることに注目すると、両者は伊豆半島と伊豆大島の間の海域で何らかの影響でずれを生じていることになる。このずれの原因として、西相模湾断裂 (石橋, 1988) の続きがこの海域まで延びていること (東伊豆単成火山群のためこの海域では不明瞭) が考えられる。なぜなら、この断裂より西側では伊豆半島の衝突のために伊豆半島があまり北上できないのに対して、東側ではこの断裂が左横ずれ断層的な性質をもつために、伊豆大島が伊豆半

島に比べ、より北上し易かったと考えることができるからである。

§ 3. で伊豆半島の東西方向の変動を検討するために西側の水準点 B.M. 9383-1 に対する東側の水準点 B.M. 9341 の傾動率を計算した。それによると、伊豆半島は経年的に西下がりの傾動をしていることがわかった。これは、前述のように、基本的にプレートの曲がりによるものである。しかし、ISHIDA and HASEMI (1988) も示すように曲がりの効果は必ずしも東-西方向で対称的ではない。その解釈として、西相模湾断裂は、フィリピン海プレート内において伊豆外弧が北北西進しているために逆断層の成分を多少持っていることによると考える。この逆断層の運動によって伊豆半島は西相模湾断裂に伴う断層面で持ち上げられ、西下がりの傾動を補助していると考えられる。

最大異常隆起域は、長期的にみると、上述のラインのように線状に分布する様にみえる。しかし短期的にみると、あたかも火山の火口のように点状に分布しているように思われる。この解釈として、プレートの曲がりによって、プレートの上部(地表～深度 10 数 km 付近)では曲げの方向に張力が、プレートの下部(地表より 10 数 km 以下)では曲げの方向に圧縮の力が働いているとすると、プレート下部での圧縮によって、マグマが部分的に地殻上部まで上昇し、貫入が生じ、その力によって部分的な隆起が異常隆起と認められたと考えることができる。

しかし精密重力測定によると(萩原, 1977, 萩原・他, 1977), 修善寺から冷川峠に至るルートにおいて、水準と重力の測定の関係は $-3 \mu \text{ gal/cm}$ で、フリーエア勾配を示している。また、実川・他(1974)によれば、冷川峠付近の数 km 西は、伊豆半島の中でも最もブーゲー異常の低い地域に属している。すなわち質量不変のまま密度が減少する状態を示している。つまり、地殻がガサガサとひび割れて体積が増加したダイラタンシー状態、あるいは高圧の火山性ガスが地殻の割れ目を満たしたために、体積が増加して隆起が起こったのであって、マグマの貫入ではないかも知れない。

以上のように、伊豆半島は、プレートの曲がりおよび西相模湾断裂の存在による効果によって西下がりの傾動を絶えず行なっていることが考えられる。そして 1975 年以降はプレートの曲がりの加速によって局地的にマグマまたは火山性ガスが上昇して、伊東周辺にみられるような局所的異常隆起を生じたものと思われる。

異常隆起の全期間にわたり伊東付近は比較的一様に隆起してきた。この隆起と伊豆半島とその周辺の地震活動との関係を調べてみる。そこで、1972 年から 1979 年

では東京大学地震研究所の奥野での観測データにより、1980 年から 1987 年までは気象庁の伊東市鎌田での観測データにより 1 日 50 個を越える場合に限り抜き出して地震の日別頻度分布図をつくってみた。そしてその期間を潮位解析によって求めた伊東検潮所の地殻変動図(桑山・藤井, 1987)に矢印で示し、なおかつその群発地震活動期間中に起こった最大マグニチュードも示した(Fig. 6)。縦軸は相対変動量の平均に対する相対的な変動量を示している。これに似た図が茂木(1987)によって示されている。しかしこの図は、潮位変動による地殻変動を油壺に対する伊東検潮所の相対変化から求めたものである。それに対し、今回の Fig. 6 は海水面基準の伊東検潮所の地殻変動である。したがって、地震に対する地殻変動を比べるのに、より適している。

Fig. 6 によると、1974 年の伊豆半島地震、1978 年伊豆大島近海地震、1980 年伊豆半島東方沖地震や群発地震が起こった後に、伊東はそれ以前と比べると相対的に少し沈降するが、年を追う毎に階段状に隆起を続けていることがわかる。潮位解析の結果は、冷水塊の出現などの影響により、完全に地殻変動のみを算出した訳ではないことに注意しなくてはならないが、上記の結果は注目すべきものである。

謝 辞

本研究を行なうにあたって、建設省国土地理院測地部測地第三課の澤川恒夫氏には一等水準測量観測成果表のデータを快く提供して頂いた。茨城大学理学部地球科学科柳田昭平助教並びに天野一男助教授には、原稿を読んで頂き、有益な御助言を頂いた。さらに、茨城大学理学部地球科学科宮下芳博士にも、御助言を頂いた。併せて感謝の意を表する。

文 献

- 荒牧重雄・葉室和親, 1977, 東伊豆単成火山群の地質—1975～1977 中伊豆の異常地殻活動に関連して—, 地震研究所彙報, 52, 235-278.
- DAMBARA, T., 1981, Geodesy and earthquake prediction, in Current Research in earthquake prediction by T. Rikitake (edit), Tokyo, Center for Academic Publications Japan., 167-220.
- 萩原幸男, 1977, 伊豆半島東部の群発地震とブーゲー異常との関係, 地震研究所彙報, 52, 311-313.
- 萩原幸男・田島広一・井筒屋貞勝・花田英夫, 1977, 伊豆半島東部の群発地震活動に伴う重力変化, 地震研究所彙報, 52, 141-150.
- 石橋克彦, 1988, “神奈川県西部地震”と地震予知 I, 科学, 58, 9, 537-547.
- 石橋克彦, 1988, “神奈川県西部地震”と地震予知 II, 科

- 学, 58, 12, 771-780.
- 石井 紘, 1987, 最近の伊豆半島の上下変動の特徴について, 地震学会講演予稿集 1987, No. 1, 298.
- 石井 紘, 1989, 最近の伊豆半島の上下変動の特徴について, 地震学会講演予稿集 1989, No. 1, 160.
- 実川 顕・田島広一・井筒屋貞勝, 1974, 伊豆半島・丹沢山地およびその周辺の重力測定, 地震研究所彙報, 13, 43-66.
- 国土地理院地殻調査部, 1976, 伊豆半島中部の地殻変動, 地震予知連絡会報, 16, 82-87.
- 国土地理院地殻調査部, 1985, 伊豆半島の地殻変動, 地震予知連絡会報, 33, 236-257.
- 桑山辰夫・藤井陽一郎, 1987, 潮位解析による南関東の最近の地殻変動, 地震学会講演予稿集, 1987, No. 2, 289.
- 茂木清夫, 1987, 伊豆半島東部の地殻異常隆起と群発地震, 地震予知連絡会報, 38, 258-260.
- 中村一明, 1980, 伊豆のテクトニクスとプレートの曲り, 月刊地球, 29, 94-109.
- NAKAMURA, K., SHIMAZAKI K. and YONEKURA N., 1984, Subduction, bending and extension. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea Plate, Bull. Soc. Geol. France, 26, 221-243.
- 多田 堯・橋本 学, 1987, 1986 年伊豆大島噴火と地殻変動, 月刊地球, 9, 396-403.
- 津村建四郎, 1963, 日本沿岸の平均海面およびその変動の研究 (I) — 潮位変化の地域分布 —, 測地学会誌, 9, 49-90.
- VANIČEK, P. and KRAKIVSKY E. J., 1982, Geodesy, the concepts., NORTH-HOLLAND.
- WELSCH, W., 1979, A review of the adjustment of free net works., Survey Review, 15, 194, 167-180.