三宅島, 神津島, 新島周辺の過去の地震活動

浜 田 信 生*

A History of Seismic Activity around Miyakejima, Kozushima
and Niijima, the Northern Izu Islands

Nobuo HAMADA *

Abstract

Based on macro seismic and instrumental observation data covering a period of over hundred years, the characteristics of seismic activity around Miyakejima, Kozushima, and Niijima, the northern Izu islands, were investigated. Seismic activity is distributed along the Zenisu ridge and the Nishi-Shitito ridge to the west and along Niijima, Miyakejima, Mikurajima and Hachijojima islands to the east. Most of the seismic activity in the region is of the swarm type and is often induced by a large earthquake or magmatic activity at Miyakejima and other volcanoes. Comparison of macro-seismic data of large earthquakes in the late 1800s and the early 1900s with a seismic intensity map of recent earthquakes suggested that the maximum size of an earthquake in the region is around a magnitude of 6.5 on the JMA magnitude scale. Linear arrangements of seismicity in the NE-SW direction, which is parallel with the Zenisu ridge, and in the NW-SE direction, which is almost normal to the former and parallel to the direction of the plate motion of the Philippine Sea plate, are often recognized. While the strike slip-type earthquake with a NE-SW tension axis is predominant in the region along Niijima, Miyakejima, Mikurajima, and Hachijojima islands, a strike slip with E-W tension axis is predominant in the region along the Zenisu ridge and the Nishi-Shitito ridge. A complex tectonic setting of the region, back arc spreading, collision of the Philippine Sea plate to the Eurasian plate around the Izu peninsula, deformation of the plate due to the subduction of slab from the Suruga and the Sagami trough, must shape the characteristics of seismic activity in the region such as the upper limit of earthquake scale, swarm-type activity, close relation with volcanic activity, and regional stress pattern.

Key words : earthquake swarm, macro seismic observation, Philippine sea plate, induced seismicity, volcano

キーワード : 群発地震, 震度観測, フィリピン海プレート, 誘発地震活動, 火山

I. はじめに

伊豆諸島周辺は, 火山活動と共に地震活動の活発な地域である。Mogi (1963) は, 日本列島の地震活動を調べ, 本震余震型の地震活動, 群発型の

地震活動で特徴づけられる地域の分類を行ったが, 伊豆諸島周辺を典型的な群発地震の起こりやすい地域として区分している。また群発地震の起こりやすい地域は, 火山地域と重なり, 地殻構造の不均一性を群発型の活動の原因としたが, この地域

* 気象庁地震火山部

* Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

の地震活動の特徴をよく示しているといえる。

このように、伊豆諸島近海は日本列島周辺では地震活動の活発な地域の一つであるが、北部の伊豆半島周辺を除き、歴史時代の地震に関する資料はほとんどない。歴史地震資料が増える江戸時代以降でも、宇佐美（1996）には、明治以前のこの地域についての地震の記述は、関東地震や東海地震などの海溝型プレート間地震による被害に関するものだけである。いっぽう伊豆大島や三宅島の噴火活動についての記載の中には、地震に関する記事が色々見いだされる（たとえば、気象庁，1991）。これらは、噴火活動の記載に付記された程度の記述が多く、地震の規模や活動域を推定できるような手がかりはほとんどない。

しかし2000年6月の三宅島の火山活動がきっかけとなって新島・神津島あるいは御蔵島にかけて発生した群発地震活動，1983年，1962年の三宅島の噴火前後の地震活動などを考え合わせると、火山活動に関連してマグニチュード（ M ）6クラスの地震を含む群発的地震活動が、過去から今日に至るまでしばしば発生していたと考えられる。噴火間隔が1000年以上と長い火山島である新島や神津島から、銭洲海嶺にかけての海嶺周辺で発生する地震活動についても、おそらく過去にもしばしば発生していたものと考えられる。中村（1984）が示すように、この地域はフィリピン海プレートの北端部にあたり、伊豆衝突帯とも呼ばれ、伊豆半島のユーラシアプレートとの衝突、相模トラフ、駿河・南海トラフからのプレートの沈み込みなど極めて複雑なテクトニクスのもとにある。本論文では過去100年あまりの地震観測結果から、伊豆半島の南から八丈島にかけて、伊豆諸島北部の地震活動の特徴を考察した。

II. 震度観測資料から推定される地震活動の規模

歴史地震資料が乏しい中、地震に関する科学的な観測が始まったのは、明治時代になり、東京気象台からの要請により、地方の郡役所などからの震度観測の報告が気象台に集められるようになってからである。これらの報告をもとに気象台から地震年報が発行され、顕著な地震の震度分布など

が記載されている。宇津（1979）はこれらの資料を基に、1885年から主な地震の震源とマグニチュードを調べ地震カタログを作成した。このようなことから、日本列島周辺の地震カタログについては、歴史時代については宇佐美（1996）が、1925年までは宇津（1979）が、1926年以降は気象庁の地震カタログ（気象庁，1982）がよく利用されている。

図1は、宇津（1979）による1925年以前の伊豆諸島近海の主な地震活動と1926年以降の気象庁の地震カタログによる周辺の主な地震を示したものである。1925年以前の地震の内、大島周辺の地震のほとんどは、1923年の関東地震の余震である。震度分布を基に推定した震源は、南の方では位置の不確か性が大きく、震央位置に数十km以上の誤差を含んでいる可能性がある。図1から、三宅島周辺では $M6.5$ を越える地震がしばしば起きていたことが示されている。一方、1926年以降の気象庁の地震カタログによる主な地震の分布によれば、伊豆半島を中心とした地域で1930年北伊豆地震（ $M7.2$ ），1974年伊豆半島沖地震（ $M6.8$ ），1978年伊豆大島近海（ $M7.0$ ）など $M7$ クラスの地震が発生しているが、伊豆諸島周辺では、発生する地震は $M6$ クラスにとどまっており、最大でも西七島海嶺の南部で1990年に発生した $M6.6$ の地震に過ぎない。1923年の関東地震（ $M7.9$ ）は、フィリピン海プレートの相模トラフへの沈み込みによって発生し周辺の地震活動に大きな影響を与えたと考えられるが、その前後の時代により発生する地震の最大規模がこのように異なることは考えにくい。震度から推定した1925年以前の地震の規模と、地震計の記録から推定した1926年以降地震の規模に整合していない部分がある可能性を示している。

近年になり1990年以降、震度を計る計測震度計が開発され、震度観測は体感から器械による計測に移行し、気象台や測候所以外にも多数の計測震度計が展開され詳細な震度分布が得られるようになって来た。震度階は時代により変わっており定量的な検討は難しいが、観測点数が多いことから1925年以前の地震の震度分布と今日の震度計によ

図 1 伊豆諸島近海で発生した $M 5.5$ 以上の地震。

1885-1925 年 (左図) は宇津 (1979) により, 1926-1999 年 (右図) は, 気象庁 (1982) による。白丸と黒丸を結ぶ矢印は, 調査の結果震源が黒丸の位置に移動する場合を示す。?をつけた 1945 の地震の震央は不確実である。

Fig. 1 Prominent earthquakes occurring around the Izu peninsula and the Izu islands. Epicenters from 1885 through 1925 were estimated from macro-seismic data (after Utsu, 1979) and those after 1926 were reported by JMA (1982). Earthquakes indicated by a solid symbol connected with an open symbol by an arrow were relocated by the recent studies.

る震度分布の比較は, 地震の規模の推定の有力な手がかりになると考えられる。ここでは 1925 年以前の地震の規模と今回の群発地震の主な地震の規模を震度分布を手がかりに, 改めて比較検討することにした。

当時の震度観測の結果は, データベースの形で整理が行われている (津村, 私信)。今回の群発地震活動では, $M 6$ クラスの地震を含む色々な規模の地震について, 計測震度計による稠密な震度分布が得られている。図 2 に色々な規模の地震に対応した震度分布の例を示した。一般に伊豆諸島近海の地震では, $M 6$ クラスの地震になると有感範囲は近畿の一部, 中部地方から東北地方南部に及ぶことがわかる。これに対し, 1925 年以前の地震のうち各観測点の震度を図 3 に, 東京気象台地震年報あるいは中央気象台地震年報に震度分布図が記載されている地震の例について, 震度分布推定の基になった各観測点の震度と震度分布図を比較したものを図 4 に示す。

明治時代の震度階は当初, 微 (0), 弱 (1), 強 (2), 烈 (3) の 4 段階に分けられており, 三浦 (1964) によれば, 微震 (0) が現在の震度 0 と 1 に, 弱震が 2 と 3 に, 強震が 4 と 5 に対応する。地震年報では明治 37 年 (1904 年) から今日と同じような数値に区分されるようになった。図 3 の 1908 年の地震および図 4 の 1900 年の地震の震度の数値は, 新しい震度の数値で示してある。微震 (当初の震度 0, 後の 0 または 1) は体感のあるものと, 感振器や地震計にだけ検知される無感の地震 (感なし) を含み, その区別は明治 37 年以前の報告の記述からは必ずしも明瞭でない場合が多い。図 4 に示される震度分布と観測点の震度を比較すると, 震度分布による微震の範囲は無感を含み, 今日の震度 1 の範囲よりかなり広い範囲がとられていることがわかる。震源については, 1890 年 4 月の地震 ($M 6.3$, $M 6.8$) や, 1900 年 11 月の地震 ($M 6.6$) の場合は, 局所的な被害の様子の記述 (福地, 1902 など) から震源が三宅島や御蔵島

図 2 2000 年 6 月からの神津島・新島・三宅島周辺で発生した主な地震の震度分布図。

Fig. 2 Seismic intensity map for prominent earthquakes occurring around the northern Izu islands in July 2000. Seismic intensity was measured by seismic intensity meters.

図 3 明治時代に発生した $M6$ 以上の地震の震度分布と推定されている震央の例。
1890 年までの地震については、微 (0)、弱 (1)、強 (2)、烈 (3) の 4 段階の震度で表示し、1908 年の地震については今日の震度にはほぼ対応した震度 0 から震度 6 までの 7 段階の震度で表している。

Fig. 3 Examples of seismic intensity distribution of prominent earthquakes in the Meiji period.

While seismic intensity scale of the four grades (from 0 to 3) are adopted for earthquakes in 1885 and 1890, seismic intensity scale of the seven grade (from 0 to 6) which almost corresponds to the present JMA seismic intensity scale are employed to plot the earthquake in 1908.

の近海に限定される。しかし他の場合は、震度分布以外には震源を推定できるものはなく、震度分布の類似性から同じ地域に推定されているに過ぎない。

これらの事情を考慮して図 2 と図 3、4 を比較すると、有感範囲は今回の活動の最大規模の地震とだいたい同じであることがわかる。現在の震度 2、

3、4 と初期の震度 (弱の弱き方と弱、強の弱き方) が厳密に対応しているかどうかは疑問があるが、有感になった地域の範囲の比較は可能である。以上の事情を考慮すると、1925 年以前のこの海域で発生する地震の規模は大きめに推定されていたと考えられる。従ってこの地域で発生した地震の規模の上限は、過去 100 年間を通して $M6.5$ 前後と

図 4 東京気象台，中央気象台地震年報に掲載されている震度分布図と，個別の震度の分布を対比させたもの。
年報の震度分布図はいずれも微，弱，強に区分して表示されているが，明治 23 年の地震の地点震度は 4 段階で，明治 33 年の地震の地点震度は図 3 の 1908 年の地震にならって 7 段階の震度で表している。

Fig. 4 Comparison of seismic intensity maps reported in the annual earthquake report of the Tokyo and the Central Meteorological Observatory and seismic intensity data for individual observation points.
Seismic intensity plot for the 1890 earthquake is indicated by four grades (from 0 to 3) and the plot for the 1900 earthquake is indicated by seven (0 to 6) grades.

推定される。

III. 個別の地震の位置に関する検討

1926 年以降の気象庁の地震カタログは，地震観測データに基づく震源計算を行って作成されており，震度分布から推定される震源よりも信頼度の

高いものであるが，観測データの品質，精度は時代と共に変わっており，一様ではない。今日では地域によっては震央の相対位置は数百 m の分解能をもって議論することが可能になっているが，初期においては，処理方法の違いにより震央が数十 km 移動することもあり，またデータを整理する

上で数々の誤りや洩れを含んでいる。結果を解釈する上ではこれらの事情を考慮する必要がある、個別の活動について今までに明らかにされている点を以下に記す。

1) 1936 年 12 月の新島近海の地震

1936 年の新島近海で発生した地震 (M 6.2) は、前震、余震を伴いまた新島で死傷者などの被害を出した。この地震については、萩原・表 (1937)、本多 (1938) による被害調査などが行われ、被害の様子から震源は新島にごく近い場所にあると考えられるが、気象庁 (1982) による震源は、新島と伊豆半島中間の海域に決められている (図 1 の白丸)。当時の地震観測は八丈島、大島、富崎 (布良)、伊東がこの海域に最も近い観測点であり、震源決定精度に乏しい。1936 年 12 月の本震前後の地震について震源を決めなおしてみた結果は矢印の先の部分に移動する。震源は大きくばらついており、本震の震央も使う観測値の組み合わせによって動くが、全体として震源は新島の南部を中心とした地域に分布しており、新島に近接した地域で発生した地震活動であったことがわかる。

2) 1944 年 12 月, 1945 年 8 月の地震

図 1 に示した 1944 年 12 月の地震 (M 6.3) は、1944 年東南海地震の広義の余震であり、気象庁 (1982) により白丸で示す位置に決められていた震央は、岩田・浜田 (1986) により矢印で示した位置 (黒丸) に決め直されている。疑問符をつけた 1945 年 8 月の地震 (M 6.4) の震央については、戦争の影響により観測データが乏しく、改めて検討しても震央の位置は著しく不確実である。東南海地震の余震の一部として遙か西方の遠州灘で起きた地震か、あるいはもっと南の鳥島近海で発生した浅い地震の可能性もありいずれとも判別しがたい。この場所は、南海トラフの軸に近く地震活動がほとんどない場所であり、震央は上記のいずれかの地域にあると考えるのが妥当である。

3) 1957 年の新島近海の地震活動

1957 年の 11 月に新島付近を震源とする地震活動が活発化し、気象庁では新島測候所に地震計を臨時に設置し観測を行った (地震課技術係・新島測候所, 1958)。臨時観測の結果を加えて決めた震

図 5 1957 年 11 月の新島近海の地震活動, 新島測候所における臨時地震観測による結果を加え再調査した震源分布。

Fig. 5 A plot of earthquakes for the swarm near Niijima island in November 1957.

Data obtained from temporal observations were incorporated in the study.

源分布を図 5 に示す。震源は 1936 年当時に比べ改善はみられるが、ばらつきはかなり大きい。この時の地震活動の中心は新島と三宅島の間にあり、2000 年 6 月からの地震活動域に近かったことが推定される。

4) 1962 年三宅島噴火前後の地震活動とその後の地震活動

1962 年の三宅島の噴火前後の地震活動と、1983 年の三宅島の噴火の前後の周辺地震活動については、浜田ほか (1985) が詳しい比較調査を行っている。それによれば、1962 年の地震活動は、三宅島の北西側に集中していたことが明らかになっている。図 6 は、1962 年の活動と今回の群発地震活動の震源分布を比較したものである。図 6 によると 1962 年の活動は、三宅島に近い東経 139 度 20 分より東側、北緯 34 度 10 分より南側で発生したが、今回の地震活動では 1962 年の活動域と一部重なるものの、主な活動はさらに北西の神津島に近い場所を中心に起きたことがわかる。1962 年の地震は、三宅島の北西側に北東・南西に広がった分布を示すが、当時の観測点の偏りや精度の低

図 6 1962年8月の三宅島噴火前後の周辺の地震活動と2000年6月からの神津島・三宅島間の主な群発地震活動の比較。

震源は北西南東方向に空間的に均一には発生しておらず、活動の隙間が認められることから、その隙間の位置を実線で示した。

Fig. 6 Comparison of earthquake swarms that are associated with eruptions of Miyakejima in 1962 and 2000. Epicenters in 1962 are after Hamada *et al.* (1985). Epicenters of swarms are not uniformly distributed and spatial gaps of swarms are indicated by solid lines. Some gaps seem to exist at the same place for the two episodes of activity.

図 7 1983年の三宅島噴火前後の地震活動（黒丸）と2000年6月からの三宅島火山活動をきっかけとして起きた群発地震（白丸）による震央分布。

Fig. 7 A plot of epicenters associated with eruptions of Miyakejima in 1983 and 2000. Earthquakes in 1982 and 1983 are shown by solid symbols and those in 2000 by open symbols.

かったこと、今回の活動の特徴を考え合わせると、1962年の活動も2000年の活動と同じように三宅島から北西南東方向に直線上に配列していたと考えるのが妥当である。

1962年の活動の場合にも認められたが、2000年の活動で明らかになったことは、三宅島から神津島にかけての地震活動は空間的にも時間的にも連続的に分布しているのではなく、震源が集中して密度の高い場所とそうでない場所が存在する。図6には1962年と2000年の活動に認められる震源の隙間を実線で示してある。これら震源の隙間の位置は、2回の活動で共通しているように見える。これらの隙間は、フィリピン海プレート北端部のプ

図 8 新島から銭洲海嶺周辺の最近 10 年間の地震活動。

Fig. 8 Seismic activity in the last 10 years around Niijima, Kozushima, Miyakejima island, and Zenisu ridge.

レートの変形など細かい地殻構造の不均一に起因していると見られるが、個々のバースト的な地震活動を直下からのマグマの上昇に帰する説もあり、詳しい地殻構造の解明と併せて今後検討すべき課題である。

1962 年と 2000 年の活動について茂木（私信）は、1962 年の活動では三宅島直下のマグマが深部で北東側に貫入しそのまま滞留し、今回の群発地震では 1962 年で貫入した地域からさらに北西の領域までマグマの貫入が進み、大規模な群発地震の原因になったと解釈している。今回の活動では三宅島に近い部分では起きた地震の規模が小さく、早く活動が沈静化したが、これは既に 1962 年の活動により、地殻の破碎が進みひずみの大部分がすでに解放されたためとしている。図 7 は 1983 年 10 月の三宅島の噴火前後に発生した地震活動と、2000 年 6 月からの地震活動を重ねて表示したものである。図 6, 7 から 3 回の噴火の前後の地震活動は、三宅島を中心に神津島から、御蔵島の南方まで、時間とともに空間を埋めるように発生していることがわかる。

図 9 銭洲から西七島海嶺および御蔵島、八丈島周辺の最近 15 年間の地震活動およびその線状配列。

Fig. 9 Seismic activity in the last 15 years around Nishi-Shitito ridge, Mikurajima, and Hachijojima islands.
Linear arrangements of earthquakes are indicated by solid lines.

IV. 最近の地震活動

1980 年以降は地震観測施設の整備が進み、この地域でも $M2$ クラスの地震まで地震活動の詳しい様子が明らかになってきた。図 8 は銭洲海嶺に沿った地震活動、図 9 はその南側の西七島海嶺と三宅島・八丈島の間地震活動を示したものである。この地域の地震活動は、図 9 に実線で示すような互いに直交する線上配列を示す傾向がある。図 9 の中で、観測網から遠い最も南西側の 1990 年の活動も、おそらく北西南東方向に配列しているものと考えられる。なおこの活動では震源の深さの多くが 40 km などやや深く決められているが、見かけ上のもので、本震（9 月 24 日、 $M6.6$ ）により八丈島で微弱な津波が観測されているなど、地殻内で起きた地震活動であることは確実である。図 8, 9 からこの地域の地震活動が三宅島、八丈島の西側に南北に連なる活動と、銭洲海嶺から西七島海嶺に連なる二列の活動で構成されていることがわかる。銭洲海嶺に沿った地震活動の特徴は海嶺に沿って時間的に移動するが、三宅島周辺の地

図 10 新島・神津島西方の地震活動の時空間分布 (a) と神津島・三宅島間の地震活動の時空間分布 (b) に認められる地震活動の同時性。

Fig. 10 Simultaneous occurrence of swarm activity inferred from space time plots of activities around the region west of Nijima and Kozushima islands (region a) and the region between Kozushima and Miyakejima islands (region b).

震活動のように空間的に隙間を受けていくような相補性は認められず、不規則な変化を示す。

今回の群発地震の活動の中心は、神津島の南東側、三宅島にかけての海域であったが、図 10 に示すように、利島、新島、神津島の西側の海域でも新島付近の $M 6.3$ の地震など地震活動が活発化した。この地域は図 8 に示すように従来から地震活動の活発な地域であるが、図 10 の時空間分布が示すように神津島の東側の地震活動と連動して活動が活発化していることがわかる。このことは、この地域が地震が誘発されやすい、応力場、地殻構造のもとにあることを示すものであろう。

また今回の群発地震活動は、 $M 4$ 以上の地震発生数が 600 回を越え、地震回数や規模の点で日本の代表的な群発地震である 1965 年の松代群発地震を上回り、日本周辺で発生した観測史上最大規模の群発地震であった（気象庁地震予知情報課，2001）。この地震回数と規模は、日本海側で発生する $M 7.5$ クラスの大地震の余震活動の規模を上

回っており、太平洋岸の $M 8$ クラスの大地震の余震活動の規模に迫るものである。外国の事例と比較しても、ロングバレーカルデラの場合（Hill *et al.*, 1990; Savage and Cockerham, 1984）やカトマイ火山の噴火後に起きた群発地震（Abe, 1992）などと比較しても、地震の規模あるいは数の点で凌ぐ規模の活動である。三宅島の山頂カルデラの生成が 2～3 千年に一度の希な現象であることを考え合わせると、今回の群発地震は観測史上最大というより、もっと発生頻度の希な現象である可能性が高い。

V. 地震活動と地殻応力

この地域で発生した地震の発震機構解を図 11, 12 に示す。この地域の発震機構については、Ichikawa (1971), 高橋・西出 (1984) などにより調べられ、応力場については中村 (1984) などに詳しく論じられている。新島から銭洲海嶺周辺では主圧力軸（P 軸）がほぼ南北に向く横ずれ断層

図 11 2000 年 6 月から 8 月にかけての群発地震活動による主な地震の発震機構解。

Fig. 11 Focal mechanism solutions of prominent earthquakes occurring in the earthquake swarm from June to August 2000. Focal mechanism solution is projected on the lower hemisphere.

図 12 伊豆諸島近海の最近 40 年間の主な地震の発震機構解。

Fig. 12 Focal mechanism solutions of prominent shallow earthquakes over 40 years in the Izu island region.

図 13 フィリピン海プレート北端部のフィリピン海プレートの張力軸の走向 (中村, 1984) と最近 20 年間の地震の張力軸の分布。白矢印はフィリピン海プレートの進行方向。

Fig. 13 Concentric trajectories of the T axes in the northern portion of the Philippine Sea plate proposed by Nakamura (1984) and distribution of T axes of years.

A thick line along the Suruga and Sagami trough represent a plate boundary. While thin solid lines indicate active fault and iso-bath, dotted lines show estimated active fault on land and under the sea.

タイプの地震が卓越し、新島近海では東西伸張による正断層型の地震も認められる。それに対し三宅島周辺では P 軸が北西南東方向を向く地震が卓越することが知られており、図 11 に示す 2000 年 6 月からの地震の発震機構解の大部分もこのタイプに属するもので、一部正断層型の地震も認められる。これについてはフィリピン海プレート北端部の相模トラフ、南海駿河トラフへの沈み込みにともなうプレートの変形による北東、南西方向の伸張応力が寄与していることで説明される (中村, 1984)。図 13 に中村 (1984) によるフィリピン海プレート北端の張力軸の分布に最近 20 年間の地震の張力軸 (T 軸) を重ねたものを示す。新島から銭洲海嶺、西七島海嶺にかけての地域では P 軸

が南北を向く地震が卓越している。1974 年の伊豆半島沖地震や伊豆半島内陸で起きる地震も T 軸の向きはほぼ等しい。さらにこの特徴は、東海地域に沈み込んでいるプレート（スラブ内）にも共通する。

西七島海嶺と新島から八丈島間の地殻は、基本的に背弧海盆の性質を持っているはずであり、典型的な背弧海盆では海盆の拡大に伴う正断層型の地震が卓越するはずである。この地域で横ずれ型の地震が卓越するのは、伊豆半島の衝突によって生ずる南北方向の圧力が加わることにより、最大主圧力の方向が鉛直方向から水平に変わるためであろう。中村（1984）に示されている同心円状の T 軸の向きの変化に比べ、実際の地震による T 軸の走向は同心円上ではなく、三宅島周辺の地域と新島から銭洲海嶺にかけての地域の間では急激に変化しており、中間タイプの地震はほとんどない。おそらく駿河トラフ前面の銭洲海嶺の地形の高まりなど、細かいプレートの形状が広域応力場形成に密接に関与しているものと考えられる。

VI. おわりに

過去 100 年以上にわたる地震観測結果を基に、伊豆諸島近海北部の地震活動の特徴を考察した。この地域の地震活動は、利島、新島、式根島、神津島、銭洲など南西にのびる銭洲海嶺沿い、さらに銭洲海嶺から南に連なる西七島海嶺に沿って分布する地震活動と、活動頻度はやや低いものの、伊豆大島から三宅島、八丈島の西側を南北に連なる地震活動に大別され、いずれも本震余震型の地震活動より、地震が続発する群発型の地震活動が卓越する。前者は、南北に主圧力軸、東西に張力軸を持つ横ずれ型の発震機構を持つ地震が大半であり、後者の活動は、主圧力軸が北西南東、主張力軸が北東南西の向きを持つ横ずれ型の発震機構を持つ地震が大半である。またいずれの地域でも、少数ながら張力軸の走向が同じ正断層型の地震も認められる。

地震活動を細かく見ると、多くの場合、銭洲海嶺などと平行して北東南西に震源が伸びて分布する場合、これと直交する、2000 年 6 月から 7 月に

かけての神津島・三宅島近海の地震活動のように震源の分布が北西南東に伸びる場合があり、それらの組み合わせにより構成されている。前者は銭洲海嶺に平行して南の三宅島から大野原島の方向に伸びる海底地形の高まり、御蔵島から御蔵海山、蘭難波島などに連なる海嶺など平行した海嶺の走向に一致することから、構造的な弱線に起因する活動と解釈できる。後者については、今回の神津島から三宅島にかけての活動のように張力軸と直交する開口性の割れ目に関連するものと、七島海嶺付近で発生する活動のように単に横ずれ断層の走向に沿った活動と見られるものがある。

これらの地震活動は、過去 3 回の三宅島の噴火をきっかけとして起きた群発的な地震活動に見られるように、地下のマグマの活動あるいはそれと関連した地域の応力場の変化、構造的な弱線の形成などと密接に関連しているものと考えられる。神津島から三宅島の群発地震活動に対応して新島から神津島西方の地震活動が同期するように活発化した。このことも、地震が誘発されやすい群発地震が多いこの地域の地殻の性質を示すものである。

過去百年以上の期間においてこの地域で発生した地震の規模の上限は $M 6.5$ 前後と推定され、伊豆半島周辺で発生したような $M 7$ クラスの地震は発生していない。このことは、上記の複雑なテクトニクスのもと、地殻の強度が相対的に低い地域であることを示すものと考えられる。

溝上（1984）は、この地域および周辺域の地震活動を幾つかの活動期に分類し、広域の地震活動との関連を主張している。広域の地震活動との関連はともかく、この地域のテクトニクスや地殻の性質自体が、地震が多発する活動期とそうでない静穏期に区分しやすいことの基本的な要素になっていると考えられる。

文 献

- Abe, K. (1992): Seismicity of the Caldera - Making Eruption of Mount Katmai, Alaska, in 1912. *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **82**, 175-191.
福地信世 (1902): 明治 33 年 11 月 5 日豆南諸島ノ地震ニ関スル邦文。震災予防調査会報告, **38**, 39-54.

- 萩原尊禮・表 俊一郎 (1937): 昭和 11 年 12 月 27 日伊豆新島地震余震観測並びに踏査報告. 東京大学地震研究所彙報, **15**, 559-568.
- 浜田信生・田中康裕・西出則武 (1985): 1962 年および 1983 年三宅島噴火に伴った地震活動の比較. 火山, **30**, 147-160.
- Hill, D.P., Ellworth, W.L., Johnston, M.J.S., Langbein, J.O., Oppenheimer, D.H., Pitt, A.M., Reasenber, P.A., Sorey, M.L. and McNutt, S.R. (1990): The 1989 earthquake swarm beneath Mammoth Mountain, California: An initial look at the 4 May through 30 September activity. *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **80**, 325-339.
- 本多弘吉 (1938): 昭和 11 年 12 月 27 日伊豆-新島強震地域踏査報告. 験震時報, **10**, 147-150.
- Ichikawa, M. (1971): Reanalyses of mechanism of earthquake which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solution obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, **35**, 207-273.
- 岩田孝仁・浜田信生 (1986): 1944 年東南海地震前後の地震活動. 地震 2, **39**, 621-634.
- 地震課技術係・新島測候所 (1958): 昭和 32 年 (1957) 11 月伊豆新島近海の群発地震について. 験震時報, **23**, 15-33.
- 気象庁 (1982): 改訂日本付近の主要地震の表(1926-1960). 地震月報別冊, No.1.
- 気象庁 (1991): 日本活火山総覧(第 2 版). 大蔵省印刷局, 500p.
- 気象庁地震予知情報課 (2001): 三宅島近海及び新島・神津島近海の地震活動と日本列島周辺の大地震・群発地震との地震数の比較. 地震予知連絡会会報, **65**, 印刷中.
- 三浦武重 (1964): 気象庁震度の変遷. 測候時報, **31**(6), 134-138.
- 溝上 恵 (1984): 三宅島噴火と広域地震活動. 月刊地球, **6**, 725-732.
- Mogi, K. (1963): Some discussion of after shocks, fore shocks and earthquake swarms. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 615-618.
- 中村一明 (1984): 三宅島の側火口分布と地殻応力場の性質. 火山, **29** (三宅島噴火特集), S16-S23.
- Savage, J.C. and Cockerham, R.S. (1984): Earthquake swarm in Long Valley caldera, California, January 1983: Evidence for dike injection. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8315-8324.
- 高橋道夫・西出則武 (1984): 1983 年 10 月 3 日の三宅島噴火に誘発された地震 ($M 6.2$) について. 地震学会春季大会講演予稿集, A48.
- 宇佐美龍夫 (1996): 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]. 東京大学出版会 512p.
- 宇津徳治 (1979): 1885 ~ 1925 年の日本の地震活動. 東京大学地震研究所彙報, **54**, 253-308.

(2000 年 12 月 25 日受付, 2001 年 2 月 23 日受理)