

第 6 章 西之島の海底地震観測^{*,**}

VI Seismicity recorded by ocean bottom seismometers around Nishinoshima^{****,*****}

6.1 西之島の地震活動^{*}

6.1.1 はじめに

2013 年 11 月に西之島の南方沖で 39 年ぶりに噴火活動が再開して新島が形成され（小野・他，2015），その後，西之島旧島（小坂，1991）と連なった．以後も高い溶岩噴出率は継続し，新たに噴出した溶岩等の海面上の体積は約 $8.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ ，標高は約 142 m に達し，陸地の面積は 2.75 km^2 （2016 年 7 月 25 日現在，国土地理院，2016）に至った．このように，世界的にもまれな，長期間にわたる高い溶岩噴出率で新山形成を継続してきた西之島の地震活動をモニターするため，気象研究所は西之島周辺で海底地震観測を実施した．

西之島は 2013 年 11 月の噴火開始以降は活発な活動が継続し，周辺の浅い海域において警戒を要する航行警報（2014/6/11 以後は島の中心から半径 6km 以内，2015/2/24 以後は島の中心から半径 4km 以内が進入禁止）が発表された．気象研究所では，この範囲の外側に自己浮上式海底地震計を 5 台設置し，2015 年 6 月から 10 月まで観測を行った．また，海上保安庁，東京大学地震研究所も自己浮上式海底地震計を 5 台ずつ西之島周辺に設置して観測を行っており，3 機関において最大でのべ 15 地点に地震計を設置し観測した．観測点配置の事前調整や解析は 3 機関で連携して実施し，観測データも共有した．

本節では気象研究所が実施した海底地震観測の記録から明らかになった地震活動について報告し，震源分布については次節 6.2 で報告する．

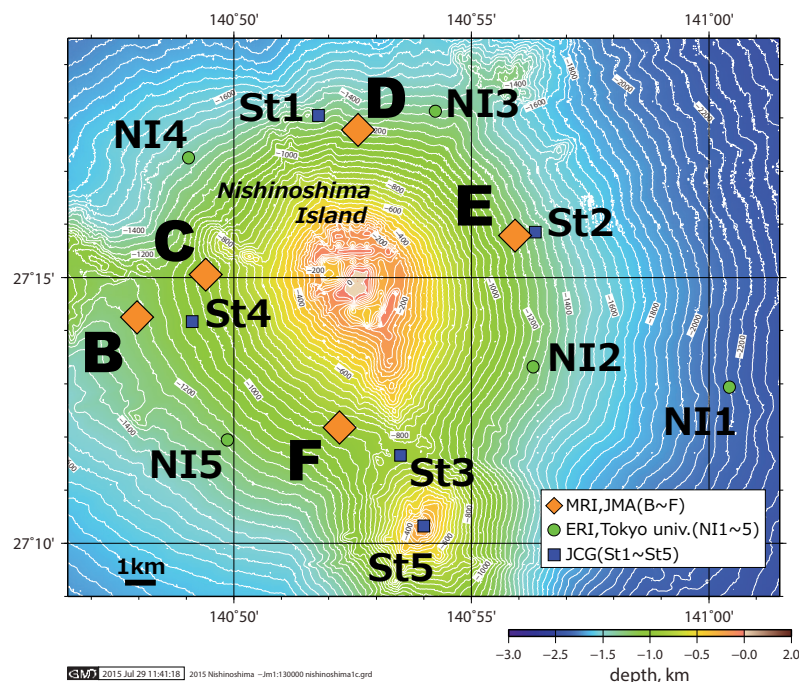


Fig. 6.1.1 Bathymetry around Nishinoshima. Diamonds, circles, and squares show the locations of ocean bottom seismometers (OBSs) deployed by the Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency (MRI, JMA), the Earthquake Research Institute of Tokyo University (ERI, Tokyo Univ.), and the Japan Coast Guard (JCG), respectively.

図 6.1.1 西之島周辺の海底地形と地震計の観測点配置．ひし形が気象研究所，丸印が東京大学地震研究所，四角が海上保安庁を示す．

* 高木朗充（火山研究部），** 長岡 優（火山研究部），***Akimichi Takagi，****Yutaka Nagaoka

Table 6.1.1 Locations and observation periods of OBSs managed by MRI (JMA), ERI (Tokyo Univ.), and JCG.
表 6.1.1 気象研究所，地震研究所および海上保安庁の海底地震計の位置と観測期間。2016 年 3 月現在。

Agency	CODE	Latitude		Longitude		Depth (m)	Start (yyyy/mm/dd hh:mm:ss)	Close (yyyy/mm/dd hh:mm:ss)
		(deg.)	(min.)	(deg.)	(min.)			
MRI, JMA 気象研究所	B	27	14.25	140	47.99	1284	2015/6/21 01:00:00	2015/9/28 16:20:09
	C	27	15.05	140	49.41	957	2015/6/21 01:00:00	2015/10/2 14:41:56
	D	27	17.76	140	52.63	1100	2015/6/21 01:00:00	2015/9/13 13:38:06
	E	27	15.80	140	55.93	1029	2015/6/21 01:00:00	2015/9/28 02:57:23
	F	27	12.20	140	52.21	900	2015/6/21 01:00:00	2015/9/28 16:07:42
ERI, Tokyo Univ. 地震研究所	NI1	27	12.94	141	0.42	2176.6	2015/2/27	continuing
	NI2	27	13.31	140	56.27	1258.1	2015/2/28	continuing
	NI3	27	18.17	140	54.22	1335.4	2015/2/28	continuing
	NI4	27	17.26	140	49.05	1389.3	2015/2/28	continuing
	NI5	27	11.93	140	49.89	1237.6	2015/2/28	continuing
JCG 海上保安庁	St1	27	18.05	140	51.78	1307	2015/6/25	2015/7/6
	St2	27	15.85	140	56.35	1310	2015/6/25	2015/7/6
	St3	27	11.66	140	53.53	890	2015/6/25	2015/7/6
	St4	27	14.14	140	49.15	1051	2015/6/25	2015/7/6
	St5	27	10.33	140	53.99	213	2015/6/25	2015/7/6

Table 6.1.2 Specifications of OBSs managed by MRI, ERI, and JCG.

表 6.1.2 気象研究所，地震研究所（金沢・他, 2009）および海上保安庁の海底地震計の仕様。

Agency	Manufacturer	Model number	Type	Proper period (s)	Quantization bit rate	Damping coefficient	Discrete frequency
MRI of JMA	Katsujima Co. Ltd.	POBS-200	velocity	0.22	16	0.7	100
ERI of Tokyo Univ.	Earthquake Research Institute (Kanazawa et al., 2009)	Long-Term Ocean Bottom Seismometer	velocity	1.00	20	0.7	200
JCG	Tokyo Sokushin Co. Ltd.	TOBS-24N	velocity	0.22	24	0.7	200

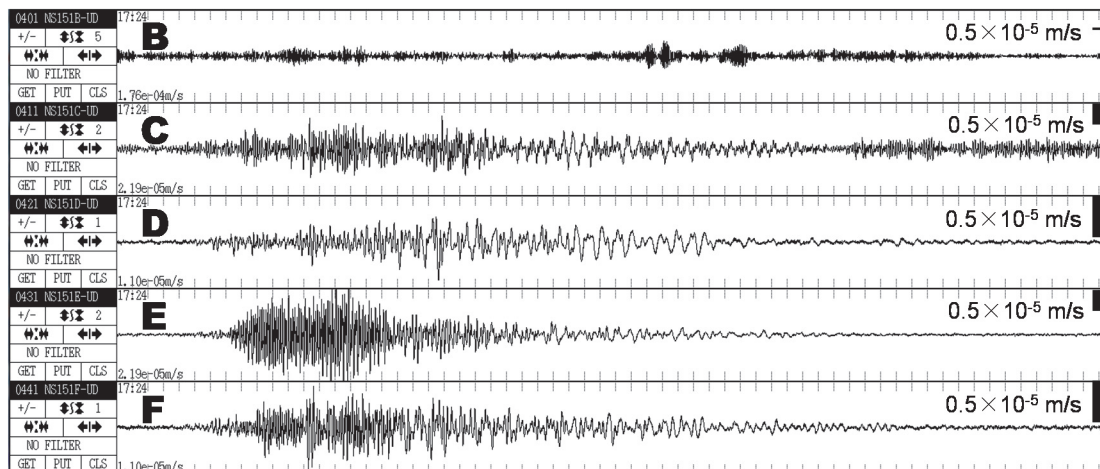


Fig. 6.1.2 Sample seismograms of an event at ~05:17:24 on 10 September 2015 (UTC) recorded at sites B, C, D, E, and F (Fig. 6.1.1). The time window shown is 60 s. The seismic waveform continued for more than 25 s. A high-frequency head wave is followed by low-frequency waves.

図 6.1.2 西之島で観測された波形例 2015/09/10 05:17:24~ (世界標準時)。上から, B,C,D,E,F 点の各上下動。時間窓は 60 秒。震動継続時間は 25 秒以上で, 短周期震動の後, 長周期成分が継続する。

6.1.2 地震観測

気象研究所は、気象庁地球環境・海洋部の海洋気象観測船「啓風丸」の協力により、2015 年 6 月 4 日に西之島周辺の 5 箇所に自己浮上式海底地震計を設置した。内蔵電池の容量の制約のため、記録開始は 2015 年 6 月 21 日 01:00（日本標準時）から開始した。記録終了は、内蔵電池の容量に差があったため観測点により異なり、2015 年 9 月 13 日から 10 月 2 日の間であった。すべての地震計は啓風丸の協力により 2015 年 10 月 3 日に回収した。

航行警報のため、船舶は西之島の中心から 4 km 以内を航行できない。このため、地震計の配置は、この航行禁止範囲より外側の、島を取り巻く東西南北とした。なお、5 点のうち 1 点は西之島の地震と遠地地震との判別を行うための参照点として、島の中心からやや離れた約 7.5 km 西方としたが、それ以外は島の中心から 5.0～5.5 km の距離に設置した。設置深度は 900～1300 m である。観測点座標は、地震計を投入し着底後に、設置予定水深の半分を半径とする円周上の 3 地点（円周を 3 等分した地点）で地震計との距離を音響通信で測定する三角測量を実施することで決定した。地震観測点の配置を Fig. 6.1.1 に、観測点の座標と観測期間を Table 6.1.1 に示す。表には各機関の観測点情報も示した。

自己浮上式のガラス球には地震計（勝島製作所製 POBS-200）とハイドロフォン（HIGH TECH 製 HTI-99-DY）を搭載し、海底に沈めて観測を行った。地震計は固有周期 0.22 秒（4.5 Hz）の 3 成分の速度型であり、16 bit の AD 変換を行い、100 Hz に離散化して win フォーマット（卜部，1994）に変換した。地震計の諸元を他機関のものも含め Table 6.1.2 に示す。なお、2015 年 7 月 1 日 09:00:00（日本標準時）直前に閏秒が挿入されており、この閏秒は win フォーマット変換時に処理されている。

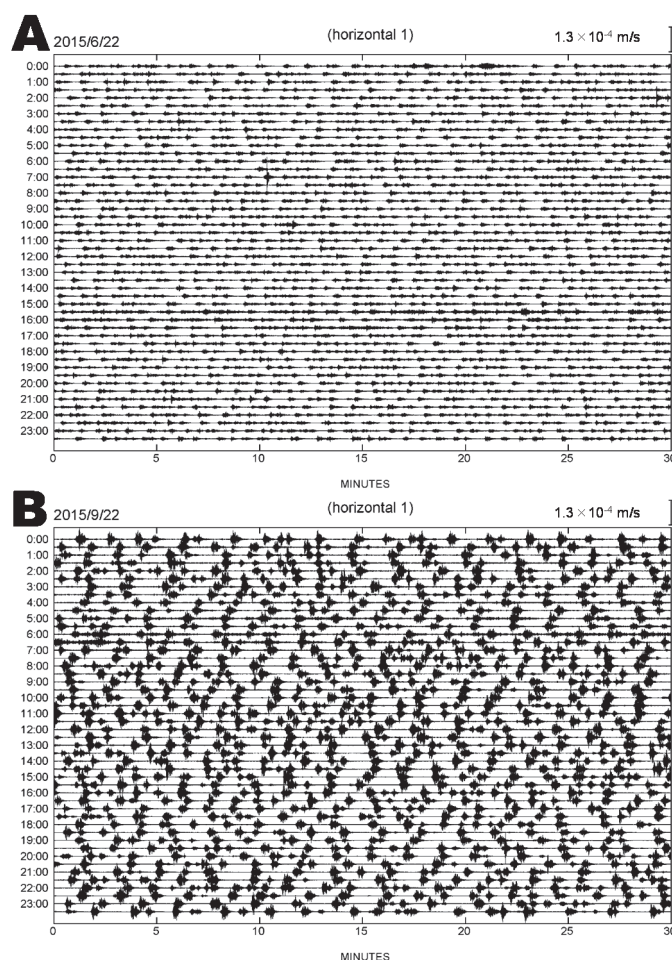


Fig. 6.1.3 Long chart recorded by the horizontal-component seismograph at site E (Fig. 6.1.1). (A) 22 June 2015 (JST); (B) 22 September 2015 (JST).

図 6.1.3 西之島の連続地震波形。E 点水平成分。横軸 30 分。A：2015/6/22，B：2015/9/22，ともに日本標準時。

6.1.3 震動記録

参照点として島やや離れて設置した B 点を除く地震観測点 C, D, E および F には、走時から西之島直下で発生したと推定される紡錘状の微小地震が数多く記録された（地震の震源については次節 6.2 を参照）。その波形記録は、地震規模や伝搬距離に比べ震動継続時間が長く、25 秒を超える場合が多い。明瞭な P 波や S 波の初動の位相は同定することは困難であった。地震記録は、高周波の震動が 20 秒程度継続した後、低周波が卓越した震動が現れ長く続いた（Fig. 6.1.2）。同程度の振幅の地震が頻発しており、震源を西之島直下浅部と仮定すると、渡辺（1971）の計算方法によって見積もられた地震マグニチュードは $-1.0 \sim 1.0$ 程度であった。地震回数は 1 時間あたり 50～100 回程度観測されたが、時期により発生頻度は異なった（Fig. 6.1.3）。

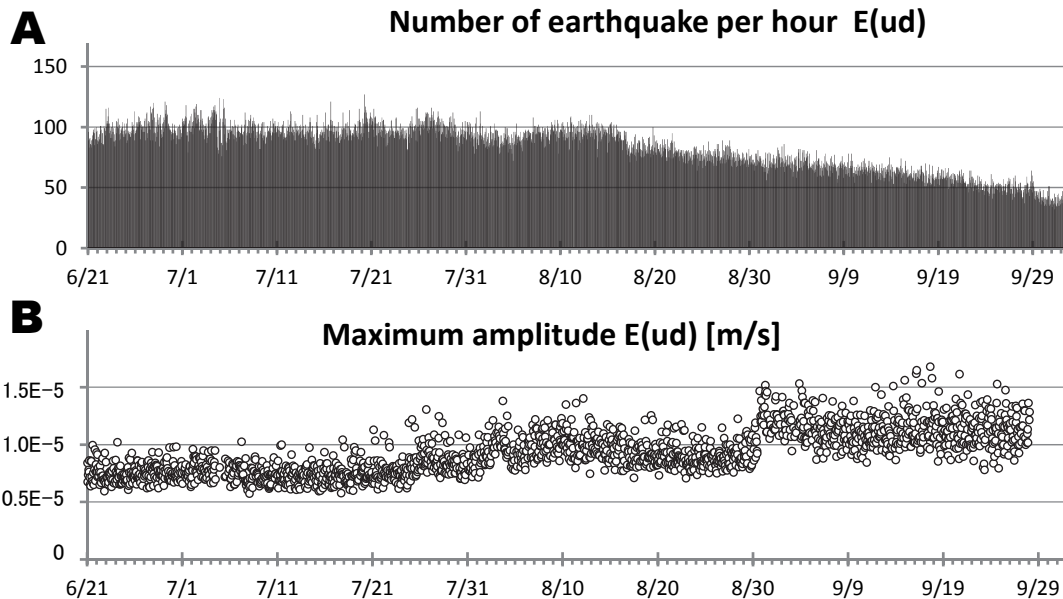


Fig. 6.1.4 Seismicity at Nishinoshima Volcano site E (Fig. 6.1.1) during 21 June – 2 October 2015 (UTC). (A) Number of earthquakes recorded per hour. (B) Maximum vertical-component amplitude in every hour.

図 6.1.4 西之島の地震活動 2015/6/21～2015/10/2（協定世界時）。A：1 時間あたりの地震回数（E 点）。B：1 時間の中の最大地震の振幅の時系列（E 点上下動成分）。

6.1.4 地震活動

地震の発生回数は、観測開始直後の 2015 年 6 月には 1 時間あたり 100 回前後であったが、2015 年 8 月頃に減少し始め、観測終了の 10 月頃には 1 時間あたり 50 回以下となった（Fig. 6.1.4A）。ところが、この期間、地震の規模は段階的に増大した。Fig. 6.1.4B は、1 時間の記録の中で最も振幅が大きい地震の振幅値の時系列を示す（E 点上下動成分）。8 月 2 日頃と 8 月 31 日頃に時間毎の最大地震の振幅が段階的に増大しているが、この時期に地震回数に大きな変化はない。

次に地震の発生状況を把握するため、手動検出処理を行った。全期間の検出は膨大な量となるため、調査は 2015 年 7 月 3 日に発生した地震を抜き出し、E 点（上下動）で記録された 2658 個の波形に 4～8 Hz のバンドパスフィルターを施した記録から、初動時刻、震動継続時間および最大振幅を検出した。

Fig. 6.1.5A は地震振幅の時系列を示す。地震の振幅は $0.3 \sim 8.6 \times 10^{-6}$ m/s の間に分布した。地震の震源が西之島の直下で発生していると仮定し、地震計 E 点からの震源距離を 5.5 km とした場合、地震マグニチュードは渡辺（1971）から、この振幅値は $-0.9 \sim 0.8$ に相当する。このうち、 $2.0 \sim 5.0 \times 10^{-6}$ m/s の振幅の地震（マグニチュード 0.12 ～ 0.56 に相当）は全体の 79 % を占めており、同程度の規模の地震が発生していたことを示す。Fig. 6.1.5B は地震波形の震動継続時間の時系列を示す。震動継続時間の平均は 26.8 秒であり、15～35 秒の震動継続時間の地震

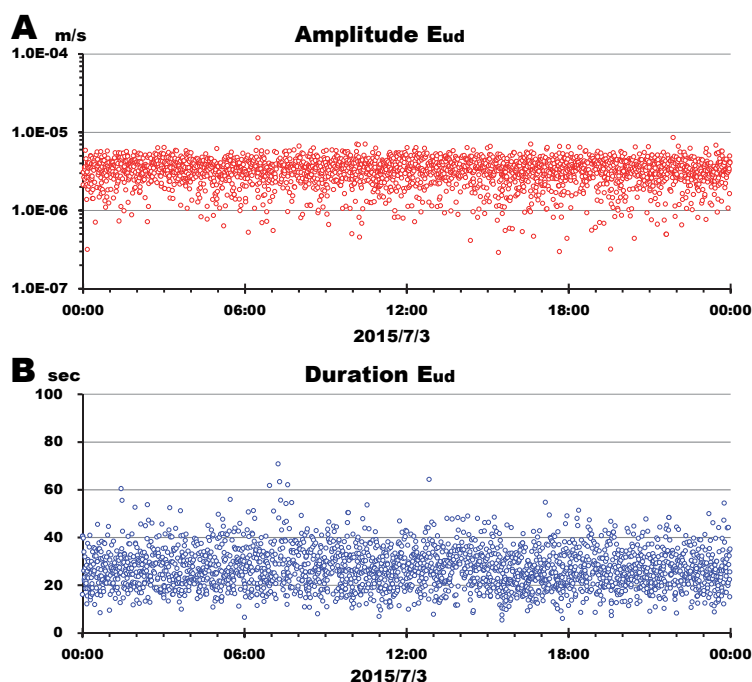


Fig. 6.1.5 Seismicity at Nishinoshima Volcano site E (Fig. 6.1.1) during 00:00~24:00 3 July 2015 (UTC). (A) Time series of vertical-component amplitudes. (B) Time series of seismic waveform durations.
 図 6.1.5 西之島の地震活動 2015/7/3 00:00–24:00 (世界標準時). A : 振幅の時系列 (E 点上下動成分). B : 震動継続時間の時系列 (E 点上下動成分).

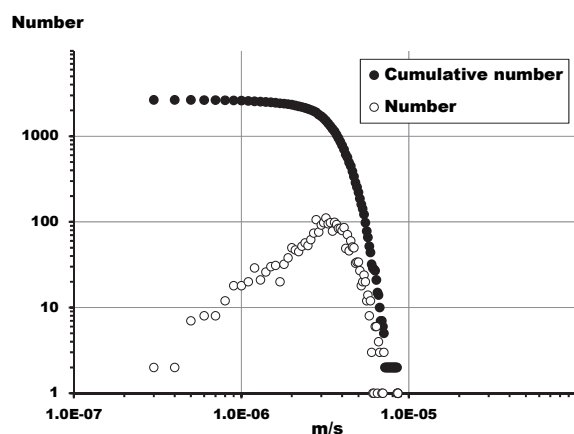


Fig. 6.1.6 Frequency (open circles) and cumulative frequency of occurrence (filled circles) of seismic amplitudes recorded at site E (Fig. 6.1.1) during 00:00–24:00 3 July 2015 (UTC).
 図 6.1.6 E 点上下動で記録された振幅値に基づく地震数の度数分布 (白丸) と積算曲線 (黒丸). 2015/7/3 (世界標準時).

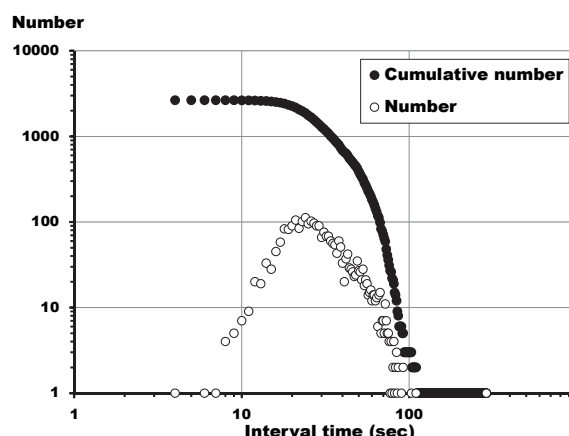


Fig. 6.1.7 Frequency (open circles) and cumulative frequency of occurrence (filled circles) of earthquake interval times recorded at site E (Fig. 6.1.1) during 00:00–24:00 3 July 2015 (UTC).
 図 6.1.7 E 点上下動で記録された地震の発生時間間隔に基づく地震数の度数分布 (白丸) と積算曲線 (黒丸). 2015/7/3 (世界標準時).

は全体の 78 % を占めた.

Fig. 6.1.6 は、振幅値に基づく地震数の度数分布と積算曲線を示す. 通常地震活動においては Gutenberg – Richter の式が成り立つため、一般に地震の振幅値とその振幅値以下の地震総数 (積算値と呼ぶ) にはべき乗則が成り立つ. よって、地震の振幅値と積算値の対数は線形になり、その傾きは b 値と呼ばれる. しかし、Fig. 6.1.6 を見ると傾きは一定ではなく、 3.0×10^{-6} m/s 前後の振幅の地震が多く発生していることがわかる. Fig. 6.1.7 は地震の発生時間間隔に基づく地震数の度数分布 (白丸) と積算曲線 (黒丸) を示す. 度数は対数正規分布を示し、度数の最大となる発生時間間隔は 24 秒であることがわかる (平均は 32.5 秒).

6.1.4 まとめ

地震活動の推移

西之島の噴火活動期のうち 2015 年 6 月～10 月に海底地震観測を実施し解析を行った。その結果、微小地震が間欠的に群発していることがわかった。回数は観測期間の初期の 2015 年 6 月には 1 時間あたり 100 回前後であったがその後漸減し、2015 年 10 月には 1 時間あたり 50 回以下と減少していることがわかった。西之島の噴火活動のうち、噴火が開始した 2013 年 11 月から噴火がほぼ停止したと見られる 2016 年始め頃までの約 2 年間のうち、ほぼ末期の約 4 か月について地震活動を把握したに過ぎないが、ちょうど噴火活動の停滞に至る時期をモニターできた。得られた結果は、静止気象衛星によってモニタリングされた熱活動（第 3 章）、陸域観測技術衛星によってモニタリングされた溶岩噴出に伴う山体変形（第 4 章）、火山噴煙中の二酸化硫黄成分の放出量（第 5 章）等、地震観測以外の観測手段によって得られた西之島の活動推移とも整合的であった。

地震活動の特性

西之島で記録された地震動は初動が不明瞭なため精緻な震源決定を行うのは容易でないことが予想される。しかし、すべての地震観測点で記録された地震波形の走時から、この時期に噴火を継続している西之島で発生した地震であると考えられる。観測点距離が 5 km 以上と離れていることと、海底地震観測特有の地震計設置場所の地盤の軟弱さ等の理由から、西之島火山で発生した地震波形の初動が不明瞭なため、紡錘状に見えているという可能性が高い。

また、地震の発生間隔は 30 秒前後であり、地震の規模は同程度の振幅のものが間欠的に発生していることがわかった。船上からの観察では周期的に噴火活動が認められている（Fig. 6.1.8）ことから、このような地震記録は噴火活動に伴う震動の可能性が高い。同時期に実施した海上保安庁の海底地震観測と、船上の目視観測から、噴煙の放出時刻と地震計に記録された震動時刻が一致していることが報告されている（岡田・他、2016a）。この時期の西之島火山において、同程度の噴出規模が間欠的に発生しているとすれば、これに伴う震動エネルギーも同程度に放出されていることが推測され、同程度の規模の地震が間欠的に発生していることと整合的である。

離島火山における地震観測による活動評価の可能性

西之島の噴火活動のモニタリングのため、空振観測が試験的に行われた（市原・他、2016）。しかし地震観測と同様、観測点の設置に制約があり、西之島から東方に約 130 km 離れた父島で観測せざるを得なかった。それでも気象条件等がよい場合には噴火現象に伴う空振が検知できていたものの、連続的にモニタリングするには距離が遠い。

新島を形成するような活発な火山活動は、近年では 1963 年のスルツェイ火山（アイスランド）や 1973 年の西之島の事例程度しか知られていない。しかも、観測環境の制約からこれらでは新山形成する噴火活動に伴う地震の観測はされていなかった。このため、西之島の今回の海底地震観測によって得られた地震活動の特性を、同様の活動と比較検討することはできないが、今後、新島を形成するような噴火があった場合、それに伴う地震活動を評価する上で、重要な参照事例になるものと考ええる。



Fig. 6.1.8 A chain of discrete volcanic plume emissions caused by periodic explosions from the summit crater of Nishinoshima. Photograph taken from the Keifu-maru, 09:32 on 4 June 2015 (JST).

図 6.1.8 西之島火山からの間欠的な爆発に伴う噴煙。2015/6/4 09:32（日本標準時）、西之島の北東側、啓風丸から。

6.2 西之島の火山性地震の震源決定**

6.2.1 はじめに

地震計に記録されていた西之島の噴火に伴う火山性地震を、エンベロープ相関法を用いて震源決定した。手始めに、波浪起源のノイズや局所的なノイズが比較的小さい 2015 年 6 月 21 日 16 時 00 分～16 時 30 分の 30 分間のデータを用いた。30 分連続波形から目視により 45 個の地震を切り出した。6.1.3 項で前述の通り、火山性地震の波形は高周波の震動が継続した後に低周波の地震が続いていたが、本解析では前半の高周波部分を対象として震源決定を行った。記録されていた火山性地震は P 波や S 波の初動の位相が不明瞭であり、従来の P 波走時と S 波走時による震源決定は困難である。そこで本解析では、地震波形のエンベロープ波形形状が観測点どうしで似通っている性質を利用して、各観測点ペアの走時差を測定し震源決定する、エンベロープ相関法 (Obara, 2002) を採用した。走時差は、2 観測点のエンベロープ波形の相互相関をとることによって測定するが、その際、相互相関には振幅の大きい S 波部分の寄与が卓越するため、測定された走時差は S 波走時差であると仮定して、震源決定を行った。

6.2.2 PS 変換波を用いた堆積層補正

海底地震計直下の海底には地震波速度が小さい堆積層が存在しており、これにより P 波や S 波の到達時刻が理論走時に対して遅れることが知られている (Hino et al., 2000)。本解析で採用したエンベロープ相関法では、観測点間の走時差を用いて震源決定するため、堆積層の厚さが場所によらず一様であれば、走時遅れも一様となり、走時差をとると走時遅れが相殺されて堆積層の影響を受けない。しかし、西之島の周辺には南側に海丘があるなど、海底地形が複雑であり、堆積層の厚さが一様でない可能性が大きいため、堆積層の厚さと走時遅れの大きさを推定し、観測点間の走時差を補正した。

堆積層補正には、堆積層の底面で P 波から S 波に変換されて地震計に到達する波 (PS 変換波) の到達時刻データを用いた。P 波と PS 変換波の走時差 (PS-P 時間) を T_{PS} 、堆積層内の P 波速度と S 波速度をそれぞれ α_s 、 β_s とすると、堆積層の厚さ H は、

$$T_{PS} = H \left(\frac{1}{\beta_s} - \frac{1}{\alpha_s} \right)$$

より、

$$H = T_{PS} \left(\frac{\alpha_s \beta_s}{\alpha_s - \beta_s} \right)$$

と求まる。基盤内の S 波速度を β とすると、S 波走時遅れ ΔT_s は

$$\Delta T_s = \frac{H}{\beta_s} - \frac{H}{\beta} = H \left(\frac{1}{\beta_s} - \frac{1}{\beta} \right) = T_{PS} \left(\frac{\alpha_s \beta_s}{\alpha_s - \beta_s} \right) \left(\frac{1}{\beta_s} - \frac{1}{\beta} \right)$$

により求まる。海上保安庁が 2015 年 6 月から 7 月にかけて実施したエアガンを用いた屈折法地震探査 (岡田・他, 2016b) によると、西之島周辺の基盤上部の P 波速度は約 3.5 km/s、堆積層内の P 波速度 (α_s) は約 2.0 km/s であった。高橋 (1997) の伊豆小笠原島弧のポアソン比を参考に、基盤上部の V_p/V_s 比を 1.73、堆積層内を 3.3 とすると、基盤上部の S 波速度 (β) は約 2.0 km/s、堆積層内の S 波速度 (β_s) は約 0.6 km/s となる。使用した地震は、2015 年 6 月 21 日から 9 月 30 日までの間に八丈島沖～硫黄島近海の領域で発生した、マグニチュード 4.0 以上、深さ 50 km 以深の地震のうち、PS 変換波の到達を確認できた 6 イベントである (Table 6.2.1)。各イベントについて PS-P 時間を測定し、観測点ごとに平均した。

**長岡優 (火山研究部)

Table 6.2.1 Earthquakes in the JMA seismic catalogue used for PS phases station correction.

表 6.2.1 PS 変換波による堆積層補正に使用した地震の気象庁一元化震源一覧.

Origin time (JST)	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Depth (km)	Magnitude	Region name
2015.06.23 21:18:29.09	27.7012	140.1787	483	6.5	W OFF OGASAWARA
2015.07.08 13:13:26.08	27.1255	143.0910	89	4.1	NEAR CHICHIJIMA ISLAND
2015.07.08 14:01:10.64	24.9052	140.6948	110	4.6	IOTO ISLANDS REGION
2015.07.14 08:21:55.71	30.9763	142.3580	55	4.7	NEAR TORISHIMA ISLAND
2015.07.22 13:51:35.76	33.6962	141.0680	56	5.0	E OFF HACHIJOJIMA ISLAND
2015.07.25 11:05:26.15	29.8722	140.8795	145	4.5	NEAR TORISHIMA ISLAND

Table 6.2.2 PS-P time, sediment thickness, and S-wave travel time delay (i.e., station correction value) for each seismic station.

表 6.2.2 各観測点における PS-P 時間, 堆積層の厚さ, S 波走時遅れ (つまり堆積層補正值).

Station	PS-P time (sec)	Sediment thickness (km)	S-wave travel time delay (sec)
B	0.607	1.04	0.607
C	0.758	1.30	0.758
D	0.478	0.82	0.478
E	0.709	1.22	0.709
F	1.009	1.71	1.009

上記の方法で求めた堆積層補正值を Table 6.2.2 に示す. PS 変換波を用いて推定した堆積層の厚さは, 西之島南海丘に近い観測点 F の直下で約 1.7 km, 残りの 4 観測点の直下では概ね 1 km 程度と求まった. この結果は, 海上保安庁による屈折法地震探査の結果 (岡田・他, 2016b) と整合的である.

6.2.3 エンベロープ相関法による震源決定

本解析では高周波部分を対象に震源決定を行うため, 火山性地震に 4~8 Hz のバンドパスフィルターをかけて各成分のエンベロープ波形を作成し, 細かな凹凸を除去するため 1 秒間で平滑化して, 3 成分合成エンベロープ波形を作成した. 波形の一例を Fig. 6.2.1 に示す. 各観測点ペアで 3 成分合成エンベロープ波形の相互相関をとって走時差を

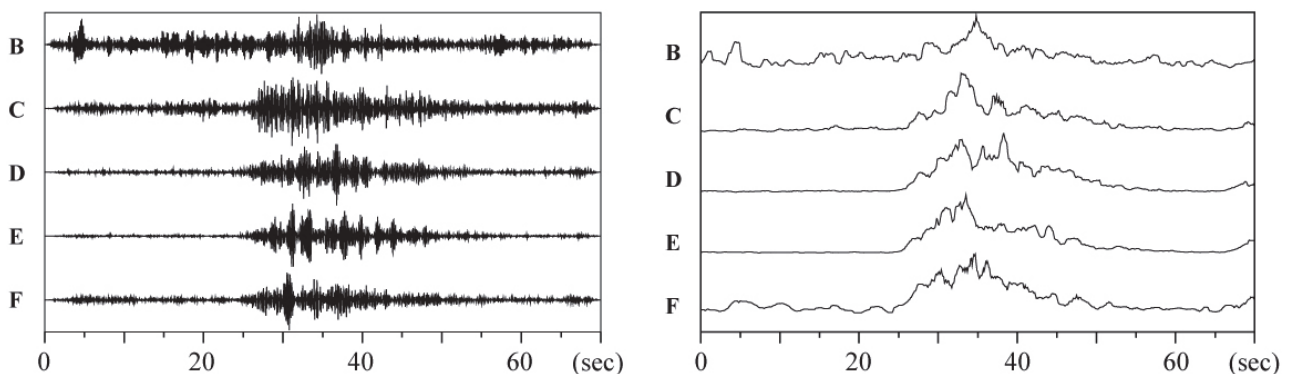


Fig. 6.2.1 Example of 4-8 Hz bandpass-filtered vertical component waveforms (left), and three-component synthesized envelope waveforms (right) of a volcanic earthquake. Each trace is normalized to its maximum amplitude.

図 6.2.1 西之島火山性地震の上下動記録に 4~8Hz のバンドパスフィルターをかけた波形 (左) と, 3 成分合成エンベロープ波形 (右). 振幅は最大値で規格化している.

測定し、6.2.2 項で求めた堆積層による走時遅れを補正して、測定走時差とした。相互相関値が 0.8 より大きい観測点ペアが 6 個以上ある場合に限り、以降の 2 段階グリッドサーチに進んだ。第 1 段階のグリッドは、緯度方向には $27.2^{\circ}\text{N} \sim 27.3^{\circ}\text{N}$ を 0.002° 刻みで 51 グリッド、経度方向には $140.825^{\circ}\text{E} \sim 140.925^{\circ}\text{E}$ を 0.002° 刻みで 51 グリッド、深さ方向には海拔 $0 \sim 5 \text{ km}$ を 0.1 km 刻みに 51 グリッド設定した。S 波速度は 2.0 km/s としてグリッドサーチを行った。得られた震源が緯度方向または経度方向のグリッド端に求まった場合は、解が安定していないとして震源決定を中止し、それ以外の場合に限り、第 2 段階に進んだ。第 2 段階のグリッドサーチは第 1 段階の震源を中心にして、緯度方向および経度方向には $-0.01^{\circ} \sim +0.01^{\circ}$ を 0.0004° 刻みで 51 グリッド、深さ方向には $-0.5 \sim +0.5 \text{ km}$ を 0.02 km 刻みで 51 グリッド設定した。得られた震源が緯度方向または経度方向のグリッド端に求まった場合は棄却し、それ以外の場合は最終震源として採用した。

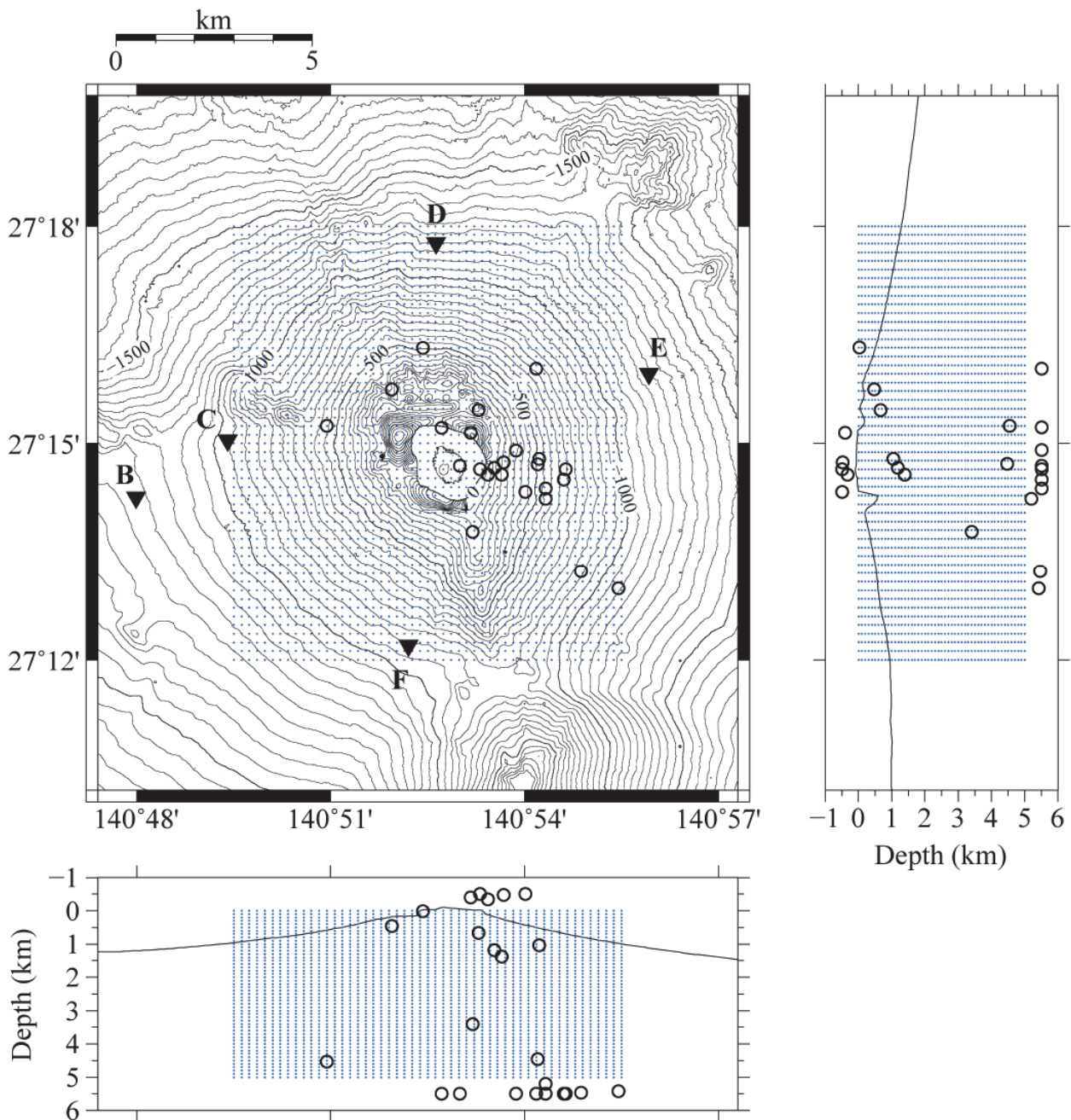


Fig. 6.2.2 Hypocenters of volcanic earthquakes. Open circles indicate hypocenters, solid inverted triangles indicate seismic stations, and blue crosses indicate grid points in the first step of the grid search.

図 6.2.2 西之島火山性地震の震源分布。白丸は震源、黒い三角形は観測点、青い+印は震源決定第1段階で設定したグリッドを表す。

6.2.4 結果と考察

堆積層補正を施して震源決定を行った結果、切り出した 45 個の地震のうち、24 個で震源が求まった。震源の多くは西之島のほぼ真下に分布し、深さ方向には大まかに 1.5 km 以浅と 4.5 km 以深の 2 つのグループに分かれた (Fig. 6.2.2)。これらのうち、深い方のグループには波形の相似性が低い地震が多いため、グリッド端に押しつけられた誤推定の震源である可能性が高い。一方、浅い方のグループは波形の相似性が比較的高く、求まった震源位置に不確定性はあるものの、浅い所で発生していることは確からしいと考えられる。西之島の火山性地震は噴煙放出に同期していることが分かっているので (市原・他, 2016)、噴煙放出に直接関係する震動であれば、震動源が表面付近にあることは自然である。

海底地震計データには、波浪起源のノイズや局所的なノイズなど、様々なノイズが含まれており、エンベロープ相関法のみによる震源決定では精度に限界がある。現状ではばらつきの大きい震源分布となっているが、S/N 比のよい地震波形をテンプレートとして、その地震と震源位置やメカニズムがほぼ同じである地震を matched filter 法 (Shelly et al., 2007) を用いて検出することにより、震源のまとまり具合を把握することが期待できる。ほぼ同じ場所で発生している地震のグループを検出できれば、それらをスタックして得られた S/N 比のよりよい地震波形を用いることで、震源決定精度を向上できる可能性がある。

謝辞

海底地震計の設置と回収には、地球環境・海洋部の海洋気象観測船「啓風丸」を使用しました。啓風丸の船長を始め乗組員の方々、及び海洋気象課には、調査の安全な遂行を支援していただいたことに感謝いたします。海底地震計の配置等の計画において、海上保安庁海洋情報部の西澤あずさ氏、東京大学地震研究所の篠原雅尚氏には大変お世話になりました。地震津波研究部の中田健嗣氏、対馬弘晃氏には観測とその準備にお世話になりました。また、対馬弘晃氏には解析の助言を頂きました。水深データは海上保安庁から提供頂きました。西之島の標高データは国土地理院提供のものを使用しました。海底地形図の作成には GMT (Generic Mapping Tools; Wessel and Smith, 1998) を使用しました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- Hino, R., S. Ito, H. Shiobara, T. Sato, T. Kanazawa, J. Kasahara and A. Hasegawa, 2000: Aftershock distribution of the 1994 Sanriku-oki earthquake (Mw 7.7) revealed by ocean bottom seismographic observation, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21,697-21,710.
- 市原美恵・篠原雅尚・西田究・酒井慎一・山田知朗・武尾実・杉岡裕子・浜野洋三・長岡優・高木朗充・森下泰成・西澤あずさ, 2016: 西之島火山の活動把握を目指した多項目観測. *日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集*, SVC47-14.
- 金沢敏彦・篠原雅尚・塩原肇, 2009: 海底地震観測の最近の進展 — 海底地震観測システムと海底における自然地震観測の進展について —. *地震*, **61**, S55-S68.
- 国土地理院, 2016: 西之島に関する最新の計測結果 (平成 28 年 7 月現在) を公開 〜大きな変化は見受けられず〜. 報道発表資料. <http://www.gsi.go.jp/kanri/kanri40010.html>.
- Obara, K., 2002: Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681, doi:10.1126/science.1070378.

- 岡田千明・小野智三・濱崎翔五・高橋日登美・森下泰成・糸井洋人・田代俊治・西澤あずさ, 2016a: 西之島における海底地震観測速報. *海洋情報部研究報告*, **53**, 29-44.
- 岡田千明・西澤あずさ・及川光弘, 2016b: 西之島火山浅部の地震学的構造. *日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集*, SVC47-P22.
- 小野智三・濱崎翔五・矢島広樹・伊藤弘志・野上健治, 2015: 西之島火山の 2013-2014 年噴火活動. *海洋情報部研究報告*, **52**, 56-78.
- 小坂丈予, 1991: 日本近海における海底火山の噴火. 東海大学出版会, 279p.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza and S. Ide, 2007: Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, **446**, 305-307, doi:10.1038/nature05666.
- 高橋成実, 1997: 地震探査による海洋における地殻構造の解明 —伊豆小笠原島弧を例にして—. *構造地質*, **42**, 31-40.
- ト部卓, 1994: 多チャネル地震波形データのための共通フォーマットの提案. *日本地震学会講演予稿集*, No. 2, p24.
- 渡辺晃, 1971: 近地地震のマグニチュード. *地震*, **24**, 189-200.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998: New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579, doi:10.1029/98EO00426.