

研究ノート

海底火山「福德岡ノ場」における海底地震観測†

西澤あずさ*, 小野智三**, 坂本平治**, 松本良浩**, 大谷康夫**

Ocean Bottom Seismographic Observation at the Fukutoku-okanoba Submarine Volcano†

Azusa NISHIZAWA*, Tomozo ONO**, Heiji SAKAMOTO**,
Yoshihiro MATSUMOTO** and Yasuo OTANI**

Abstract

An ocean bottom seismographic (OBS) investigation was carried out to obtain seismic characteristics around the Fukutoku-okanoba, one of the active submarine volcanoes on the southern end of the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) arc.

Crustal structure was estimated by seismic refraction survey using an airgun and OBS system. First arrivals were hardly detected within an offset of 10 km in several record sections, although an airgun with large capacity of 4000 inch³ was used. This suggests that there are low wavespeed materials and/or seismic wave attenuated zone beneath the topographically depressed region around the Fukutoku-okanoba submarine volcano.

The seismicity in and around the Fukutoku-okanoba region was low during the observation period from Jun. 28 to Aug. 1, 1999. Most of the hypocenters were located outside of the OBS array and they were distributed in the connected region between the Ogasawara Ridge and Mariana Ridge. Many microearthquakes with monotonic frequency of 7-14 Hz, so-called long period event (LPE) popular in volcanic regions, were recorded at several OBSs but independently.

1. はじめに

福德岡ノ場は東京から南へ約1,300 km, 南硫黄島の北北東約5 kmの位置にある, 伊豆・小笠原弧の火山フロント南端部上の海底火山であり (Fig. 1), この付近の海底火山のうちでも特にたびたび活動を繰り返している。1904年, 1914年には海底火山活動が活発化し, 一時期それぞれ新火山島を形成した (小坂1991, 岩渕等1994, 土出等1999)。その後1950年頃からは海底での火山活動を示す変色海域がほぼ常時認められるように

なり, 1986年1月18日頃からその活動が再び活発化し, 同月20日には新島の生成が認められた。しかしその後火山活動は急速に衰え, 同年3月には新島も海中に没した。以来変色水はたびたび確認されている (Photo 1) が, 活発な活動はなく現在にいたっている。

一方, 太平洋海盆北部に展開されている NOAA/PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory) のハイドロフォンアレイでは, 火山性微動が1998年5月以降1999年12月までに断続的に延べ30日間観測されており, その震源が福

† Received 2001 December 26th.; Accepted 2002 March 22th.

* 海洋研究室 Ocean Research Laboratory.

** 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division.

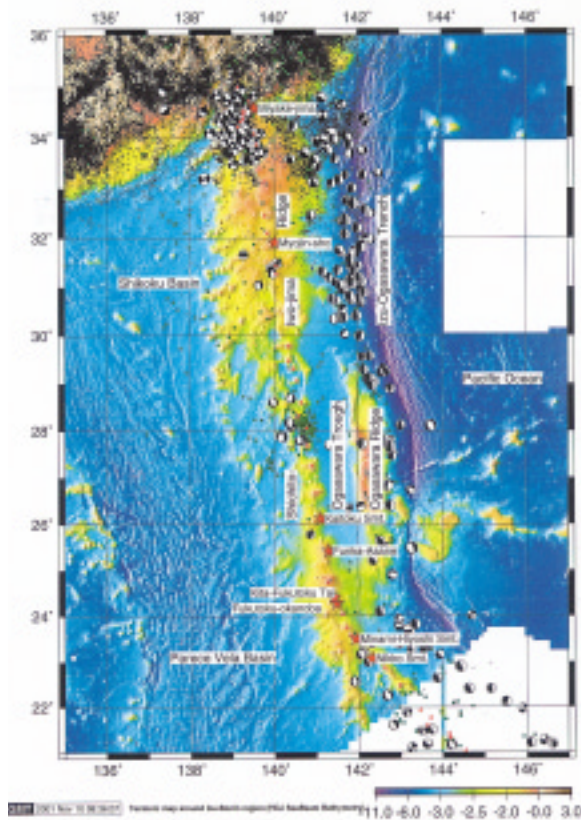


Fig. 1 Tectonic map around the Izu-Ogasawara (Bonin) island arc system. The bathymetry data are obtained mainly by SeaBeam system of Hydrographic Department, Japan. Small circles are epicenters with $M \geq 2$ and depth ≤ 50 km by JMA during 1926 - 1998 July. Green squares are epicenters with $M \geq 5$ during 1980-1990 (data from National Geophysical Data Center (NOAA) earthquake database). Focal mechanisms of the earthquakes shallower than 50 km during 1977-2001 Mar. are by the Harvard centroid-moment tensor (CMT) catalog.

徳岡ノ場や北硫黄島近傍の南北 500 km, 東西 300 km の領域であると推定している (Smithsonian Institution, 1999) が, 対応するような明瞭な火山活動はこれまでに確認されていない。

1999 年夏に海上保安庁水路部では火山噴火予知調査の一環として, この福德岡ノ場近傍における現在の海底火山活動を把握するために, 海底地形, 反射法および屈折法地震波速度構造, 地震活動, 地磁気, 重力等のさまざまな調査を行った。ここでは, 主に海底地震計を用いた観測から得られた上部地殻の地震波速さ構造および地震活動の結果について報告する。

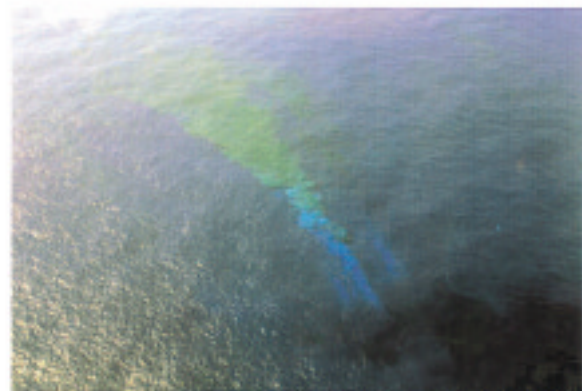
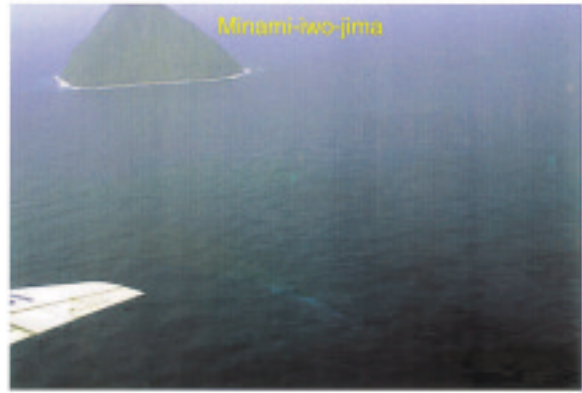


Photo. 1 Discolored water observed on Mar. 6, 2001.

2. 調査

調査は, 1999 年 6-7 月に海上保安庁水路部の測量船「昭洋」による火山噴火予知調査の際に行われた。1998 年に就航した新測量船「昭洋」には特殊搭載艇 (愛称マンボウ II) が装備されており, 危険な火山付近ではあらかじめプログラムされた命令に従って無人で海底地形, 水温, 採水などの調査が可能である。福德岡ノ場を中心とした約 2 km の領域内では, マンボウ II に搭載されている音響測深機 (エコトラック MkII 型: 送信周波数 24 kHz) による海底地形調査が行われた (小野等, 2002)。この領域外においては「昭洋」に搭載されているマルチビーム音響測深機 SeaBeam2112 により精密水深および後方散乱強度の測定を行った。マンボウ II と SeaBeam の水深データから得られた海底地形図を Fig. 2 および Fig. 3 に SeaBeam から得られた海底音響画像を Fig. 4 に示す。

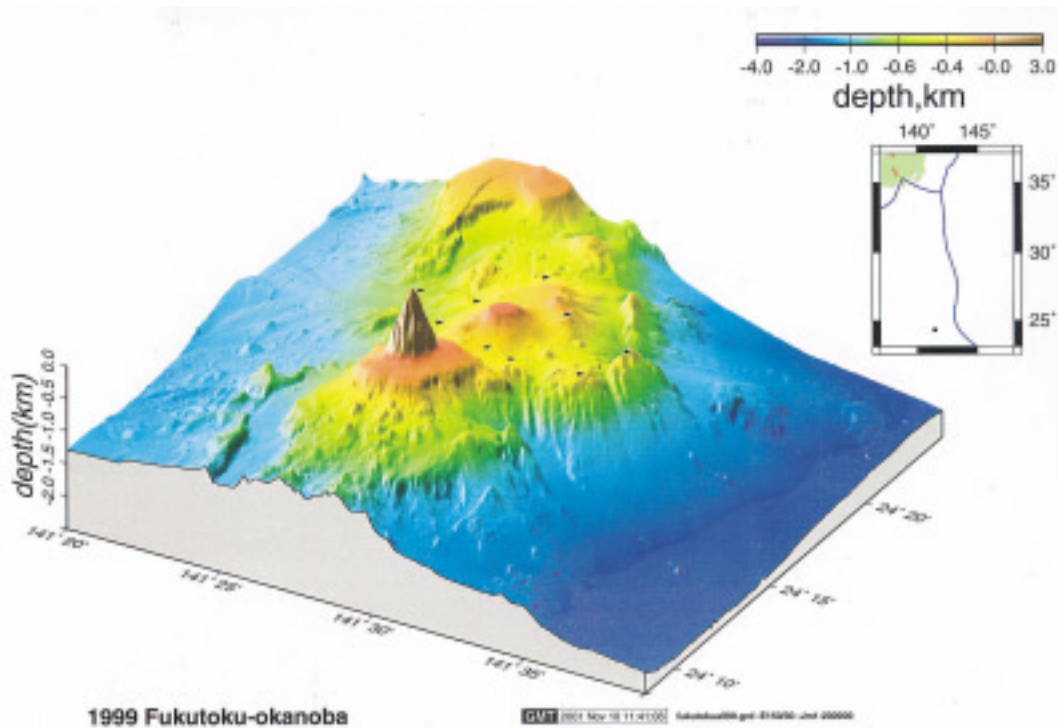


Fig. 2 Three dimensional view of the seafloor topography. Bathymetry data were obtained by SeaBeam 2112 system on S/V *Shoyo* and by Echo Track MkII on unmanned, radio controlled vehicle, *Manbo II*.

調査において、9台の海底地震計（Ocean Bottom Seismograph:OBS）を福德岡ノ場を囲む領域に平均約5 km間隔で設置し（Figs. 2 and 3）、そのうち8台で記録を得ることができた（Table 1）。観測期間は1999年6月28日より8月1日までの35日間であった。

地殻の地震波速さ構造を求めるための屈折法地震探査では、人工震源として容量4,000 inch³（65リットル）のエアガン（BOLT社800CT）を使用した。測線は、測量船が運航できない福德岡ノ場の直上を避けてかつ多方向の構造断面図が得られるように、Fig.3に示す5測線を実施した。全測線において、エアガンは30秒、およそ70 m間隔でショットしたが、測線5の実施中にエアガンのエアホースが破断したため測線を終了せざるを得なくなった。測線長は20-35 kmである。エアガンの信号は、OBSで記録すると同時に、船から曳航した hidroフォンストリーマーからも反射法地震探査のデータとして収録した。

用いたOBSは音響切離装置付の自己浮上式であり、センサーとして固有周期4.5 Hzの上下動地

震計1成分および水平動直交2成分、さらにハイドロフォンを有する。それぞれのセンサーの出力はDAT（デジタルオーディオテープ）上に16 bit、100 Hzで記録される（篠原等、1993）。測線とOBSの位置測定および時計の校正は、GPS（Global Positioning System）を用いて行った。

3. 解析および結果

3-1 上部地殻構造

屈折法地震探査各測線に対する反射地震断面図をFig.5に示す。測線に沿って海底地形は大きく変化し、最上部堆積層の厚さは局所的に異なっていることがわかる。各OBSで得られたレコードセクションをFig.6に示す。後述するように、多くのOBSの記録はノイズが非常に大きく、得られたレコードセクションは必ずしも質の高いものではない。人工震源として用いたエアガンの容量も4000 inch³とかなり大きいにもかかわらず、初動の到達距離はかなり小さいことが特徴的である。例えばOBS FK6のLine3に対するレコードセクションにおいて、FK6の北北東側ではオフ

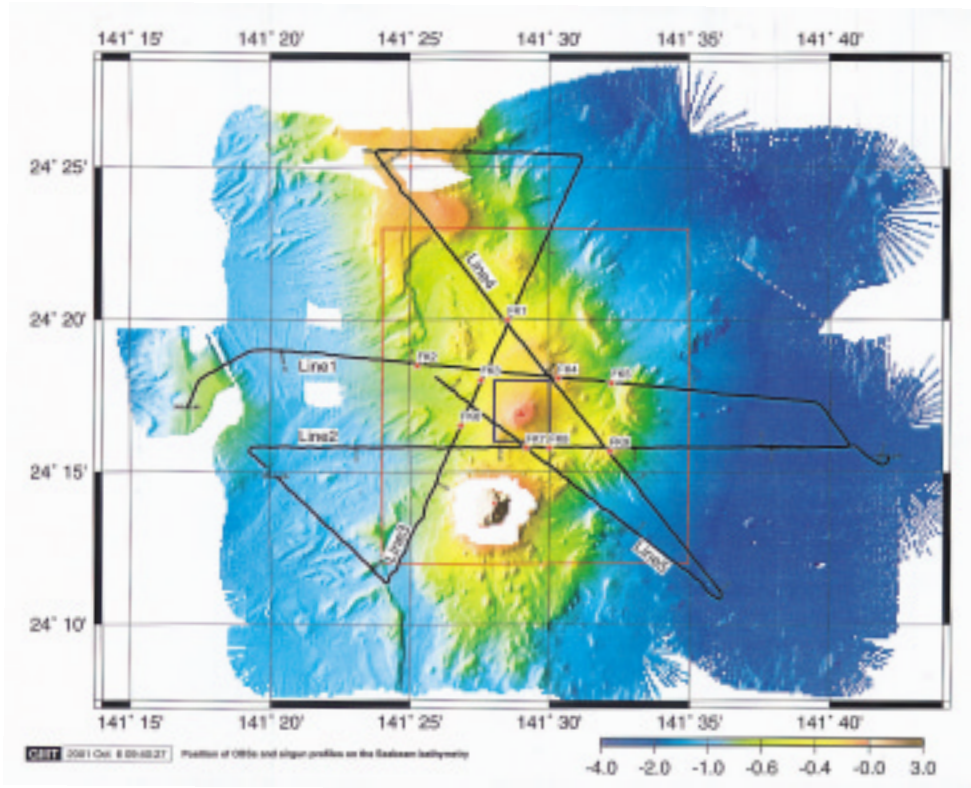


Fig. 3 Location of the Fukutoku-okanoba submarine volcano (inside blue square), OBSs (asterisks) and refraction profiles (thick lines) on the shaded bathymetry.

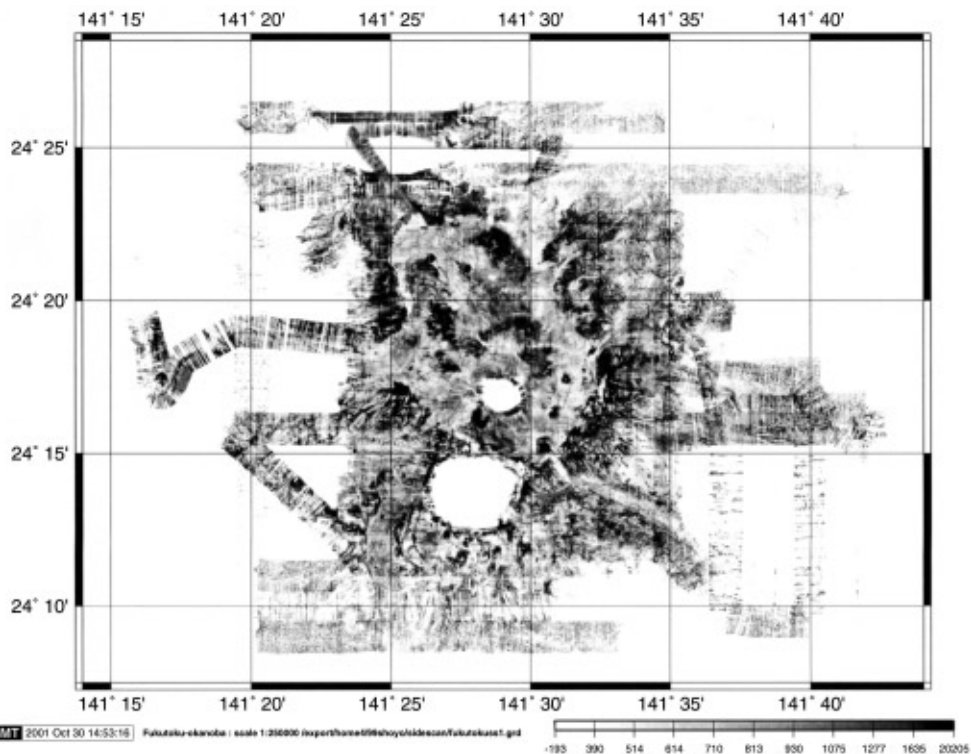


Fig. 4 Sidescan image around the Fukutoku-okanoba area. The blank areas of the Fukutoku-okanoba and Minami-iwo-jima on the image are data gaps and areas producing strong backscatter are shown in dark tone. The data were obtained by SeaBeam 2112 system on S/V *Shoyo*.

Table 1

St.	deployment(GMT)	Lat. (°N)	Lon.(°E)	depth(m)	retrieval(GMT)	Lat. (°N)	Lon.(°E)
FK1	99/6/28 06:42:00	24 20.0047	141 28.4790	426	99/8/01 2:26	24 19.9	141 28.4
FK2	99/6/28 07:18:18	24 18.5670	141 25.3254	678	99/8/01 3:41	24 18.3	141 25.10
FK3	99/6/28 07:48:47	24 18.0290	141 27.5310	423	99/7/10 5:17	24 17.8	141 28.1
FK4	99/6/28 09:36:43	24 18.0936	141 30.3438	211	99/8/01 23:27	24 18.2	141 30.4
FK5	99/6/28 10:03:56	24 17.9236	141 32.1933	683	99/8/01 8:38	24 17.9	141 32.0
FK6	99/6/28 08:12:06	24 16.5816	141 26.8452	527	99/8/01 4:40	24 16.5	141 26.6
FK7	99/6/28 08:50:34	24 15.8029	141 29.1682	339	99/8/01 5:58	24 15.8	141 28.6
FK8	99/6/28 09:06:43	24 15.8022	141 29.9851	421			
FK9	99/6/28 10:31:15	24 15.7020	141 32.1437	360	99/8/01 7:47	24 15.6	141 32.0

セット約7 kmで初動が中断している。FK1, 3, 4の直下, FK2の東側およびFK5, 9の西側でも同様な記録が得られており, カルデラ状の地形の内側では全体的に地殻上部に低速度あるいは地震波を減衰させる物質が存在することを示唆する。

各OBSで得られたレコードセクションから2次元波線追跡法 (Zelt and Ellis, 1988) を用いて, 各測線に対して観測走時および振幅の情報を計算値と比較することにより, P波速さ構造モデルを推定した (Figs. 7-11)。最上部層の厚さは反射地震探査の結果を参照して構造モデルに入力した。その速さは正確に決めることはできないが, その下に存在するP波速さ2-4 km/s層からの屈折波の走時を説明するためには, 1.6-2.0 km/sの範囲であると推定される。2-4 km/s層は, 速度勾配の大きい上部と小さい下部の2つに分けられ, 厚さは全体で1-2 kmである。

Line1, 3, および4において, 初動が距離10 km以内で中断するレコードセクションを説明するためには, 海面より深さおよそ1.5-2 kmに低速度物質を置くことによって可能となる。低速度の値は決めることができないが, Line1のFK2の東側の距離10-20 kmで得られた信号が低速域内部を伝播してきたと仮定すると, 測線下にP波速さ2.4 km/s程度の物質の存在が推定される。このモデルから計算された理論記象をFig.12に示す。

同様にLine 3ではFK6の北北東側の距離10

km以遠で得られた信号が低速域内部を伝播してきたと仮定すると, 測線下に3.2 km/s程度の物質の存在が推定される。Line4では, 現時点では低速度の値を推定できていないが, 海底面下およそ2 kmに低速域をおくと, 観測記象において初動が見えなくなるオフセット値を説明することができる。各測線について得られたP波速さ構造モデルをFig. 13にまとめて示した。

3-2 自然地震活動

観測期間中の地震活動の全容をつかむために, OBS FK4の連続記録を作成した。Fig. 14には上下動地震計の出力例を, 1時間分の記録が1つの直線上に並ぶように表示してある。およそ26分毎にDATレコーダ書き込み時の振動が記録されている。7月4, 5, 7, 8, 9日は構造探査のためのエアガンの振動を記録している。

いくつかのOBSでは, ほぼ12時間周期で記録が飽和してしまう振動が記録されている。Fig. 15にはFK2における7月12日と13日の2日間の連続記録を示す。両日とも3-7時および15-19時(GMT)の時間帯の記録が飽和している。振動の原因が不明であるため, ここではこれをノイズとして分類する。このノイズが大きくなる時間帯と海洋潮汐の変化との相関を調べた結果をFig. 16に示した。FK2においてノイズが大きくなる時刻は海面が上昇する時刻に対応している。一方,

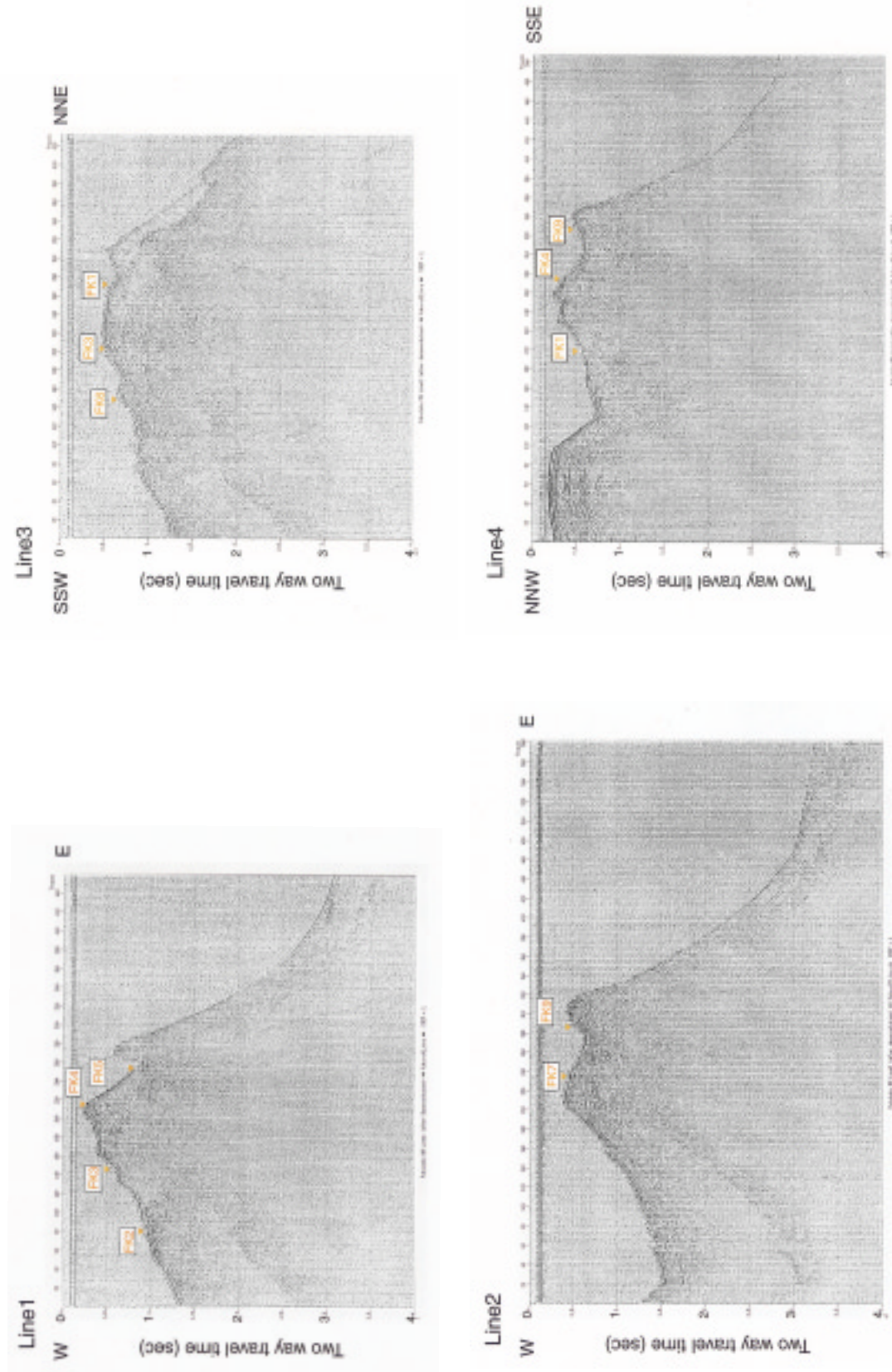


Fig. 5 Single channel reflection records for the airgun-OBS refraction profiles. The data have been deconvolved and passed Butterworth bandpass-filtered from 30-150 Hz. The position of each profile is shown in Fig.3. Inverted triangles indicate position of OBSs.

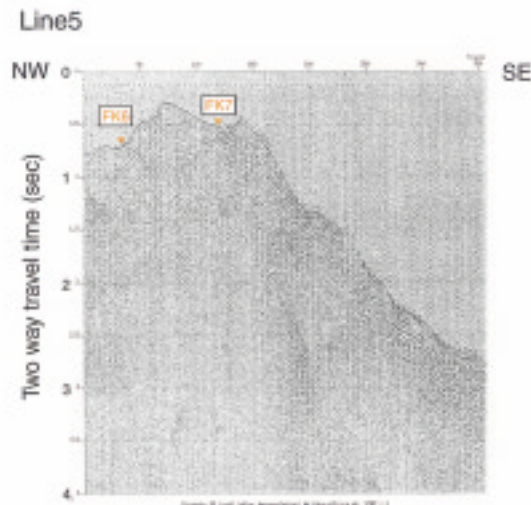


Fig. 5 continued.

FK7ではノイズが大きくなる時間帯は海面が下降する時に対応する。また、FK9では海面が上昇する時間帯にノイズが大きくなる傾向があるものの観測期間を通して一様に相関が見られるわけではなく、各OBSによって異なっていることがわかる (Fig. 16, bottom)。FK1は観測期間全体でノイズが大きいが、海洋潮汐の変動が小さくなる7月7日および21日のあたりではややノイズが小さくなる傾向がある。OBSの各設置点におけるカップリングが悪いため、潮汐の変化に起因した局所的な流れがOBSを振動させることにより、ノイズを発生している可能性もある。

観測記録の特徴として、火山域においてしばしばみられる、単一周波数 (約7-14 Hz) の減衰波形を示す、単独のOBSでのみ検知される微小な振動がいくつかのOBSで検知されたことが挙げられる。特に、福徳岡ノ場の中心部より北東へ約5 km、水深211 mの地点に設置されたFK4で最も多く記録されていた (Fig. 17)。このOBSの北西数100 m以内にはSeaBeamのデータから火口と見られる地形が検出されており、その火山活動に関連しているのかもしれない。

Fig. 17で示した7月11日のノイズのやや大きな時間である9h45m30sから約10分間の記録のスペクトルを調べたものがFig. 18である。この記録では、顕著ではないが13 Hz付近がやや卓越し

ているように見える。同時刻の他のOBSについて同様にスペクトルをとると、FK1では5-6 Hz, FK2では6-8および10 Hz, FK5では7および12 Hz, FK6では6 Hzに卓越周波数がみられ、OBSによってばらついている。Fig. 19ではFK9でのみ観測された極微小なイベントの周波数成分を調べた。イベント#1と#2では、7 Hz付近が卓越している。

比較的S/NのよいOBS FK2, FK5, およびFK9の記録に基づいて自然地震のイベントリストを作成したところ、イベント総数はノイズとの判別がつきにくい微小のものを含めて170個であった。このイベントリストに基づいて各OBSデータを編集し、波形観測プログラム WIN (ト部及び東田, 1992) を用いてP波及びS波の到着時刻の読み取りを行った。各OBSにおけるS-P時間分布をFig.20に示す。複数台のOBSで検知されかつS-P時間が10秒以内のイベントはほとんどなかった。かろうじて震源決定が可能なS-P時間が10秒近傍の地震記象の例をFig. 21に示した。

震源決定はLienert et al. (1986) によってコーディングされたHYPOCENTERを用いて行った。P波の速さ構造モデルには、今回の航海で行ったエアガンを用いた地震探査の結果を簡略化した構造を使用した。震源決定時には、到着時刻の読み取り誤差0.1, 0.2, 0.3, 0.5秒に対して重みをそれぞれ

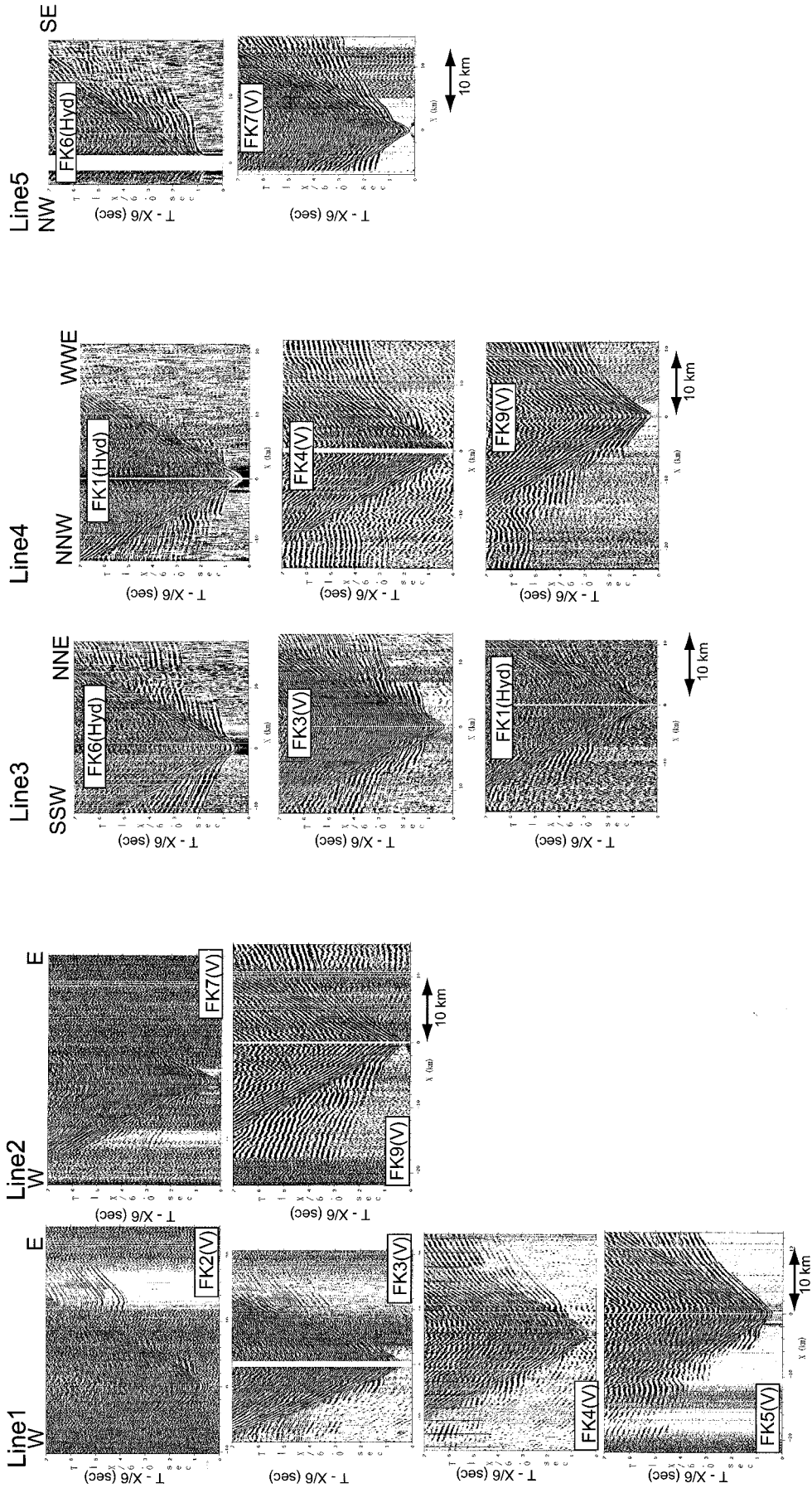


Fig. 6 Observed record sections of the OBSs for each profile. The reduction velocity in the record section is 6.0 km/s.

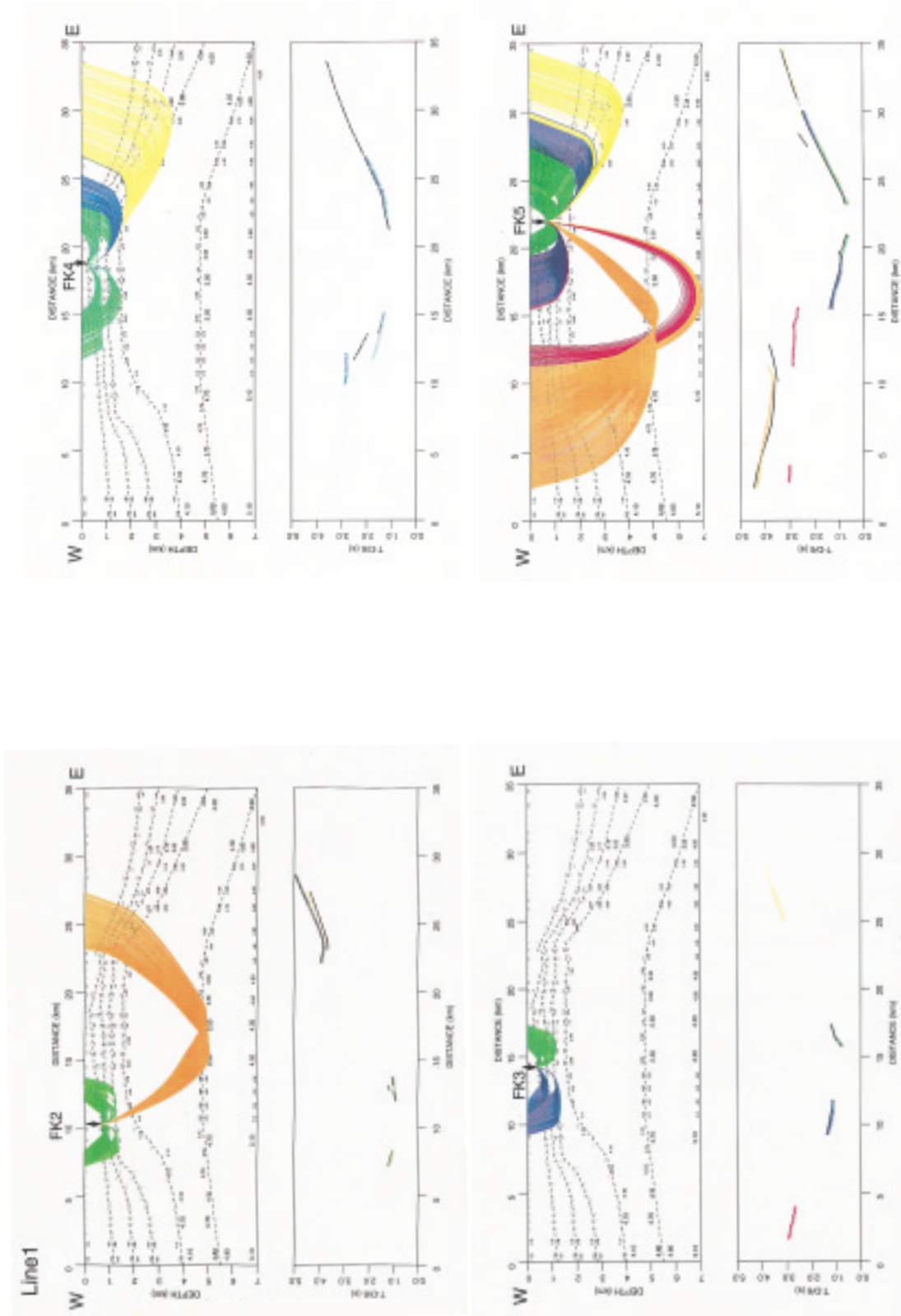


Fig. 7 Ray diagrams (top) and comparison between observed and calculated travel times (bottom) for each OBS along Line 1. The observed travel times are indicated by vertical bars and the calculated ones by dots. The reduction velocity is 6.0 km/s.

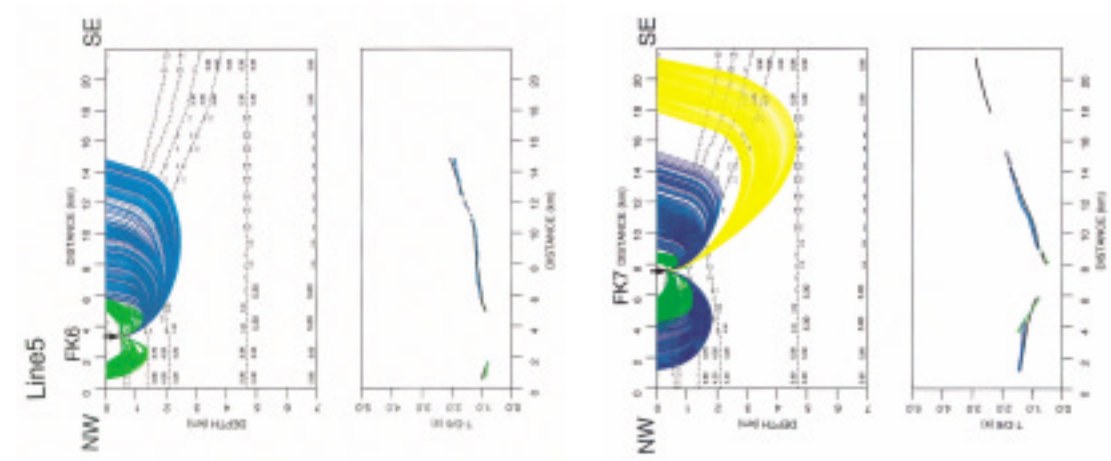


Fig. 11 Same as Fig. 7 but for Line 5.

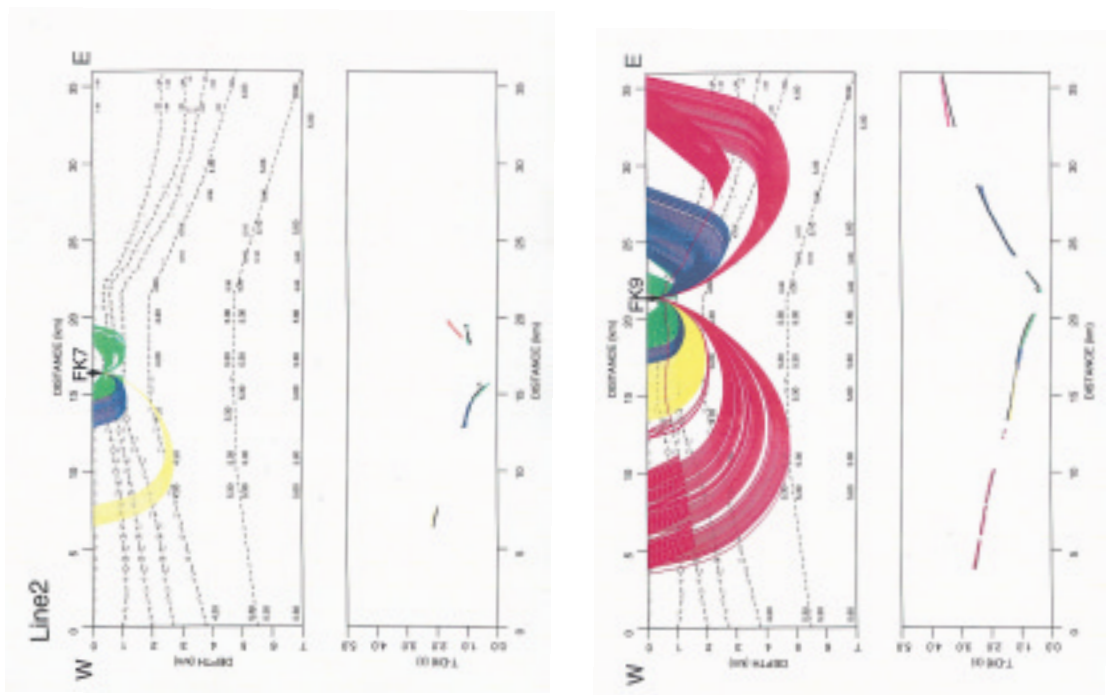


Fig. 8 Same as Fig. 7 but for Line 2.

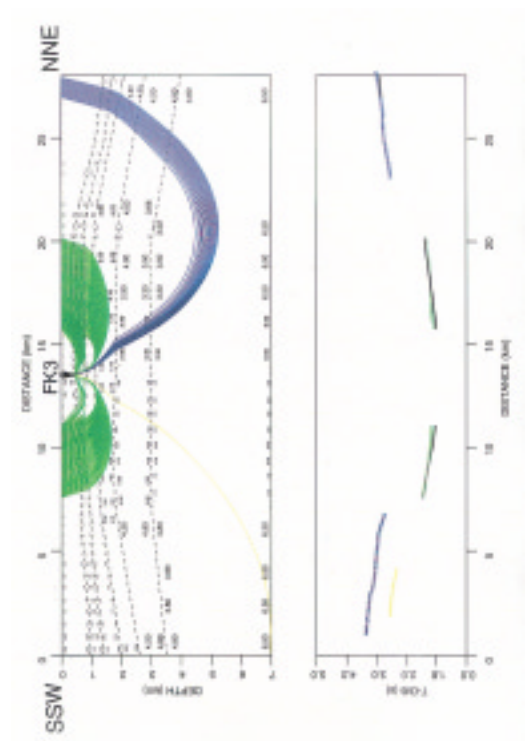
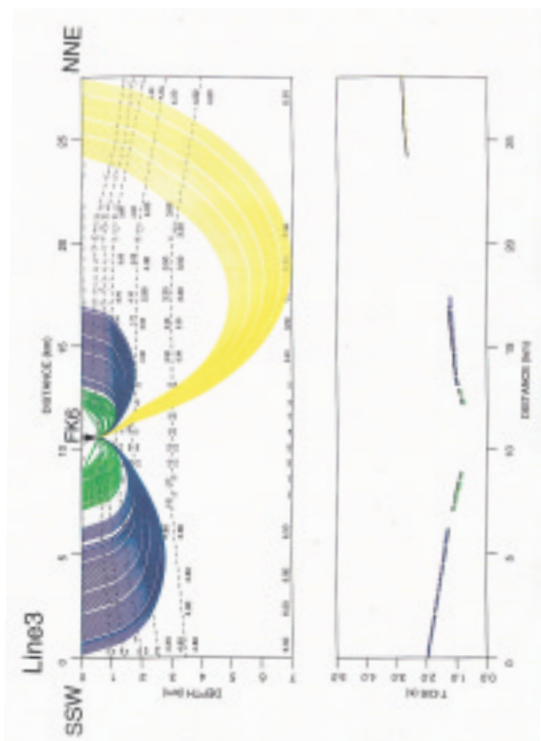
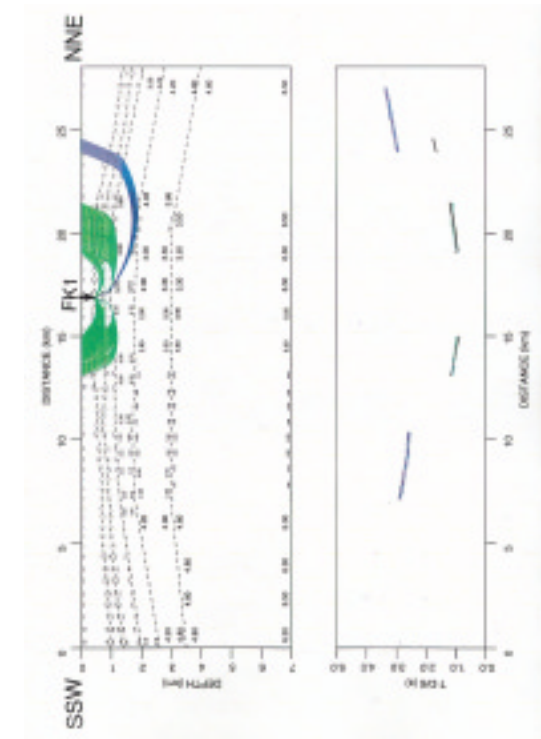


Fig. 9 Same as Fig. 7 but for Line 3.

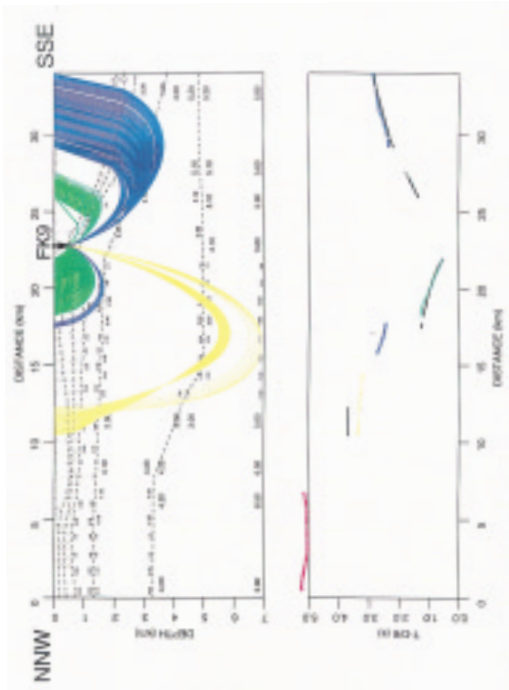
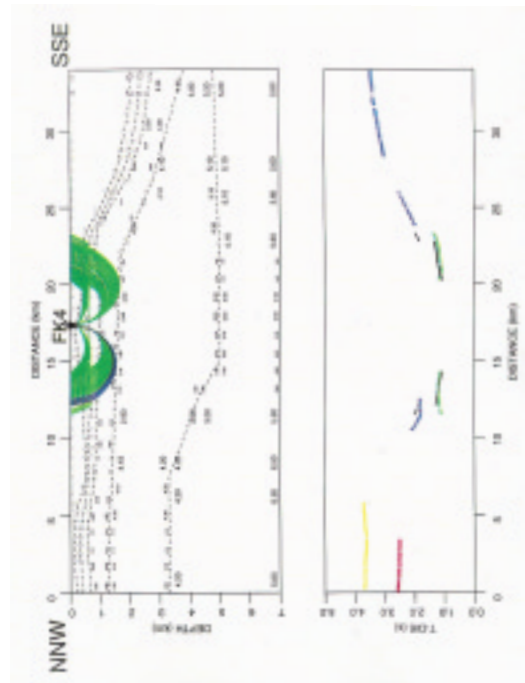
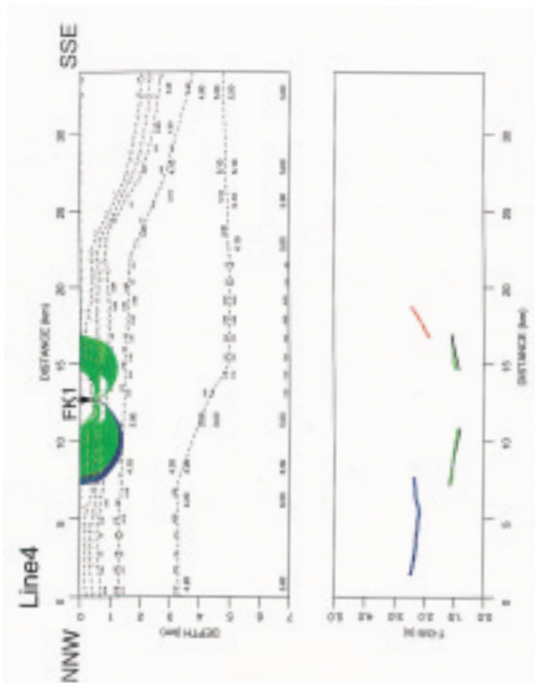


Fig. 10 Same as Fig. 7 but for Line 4.



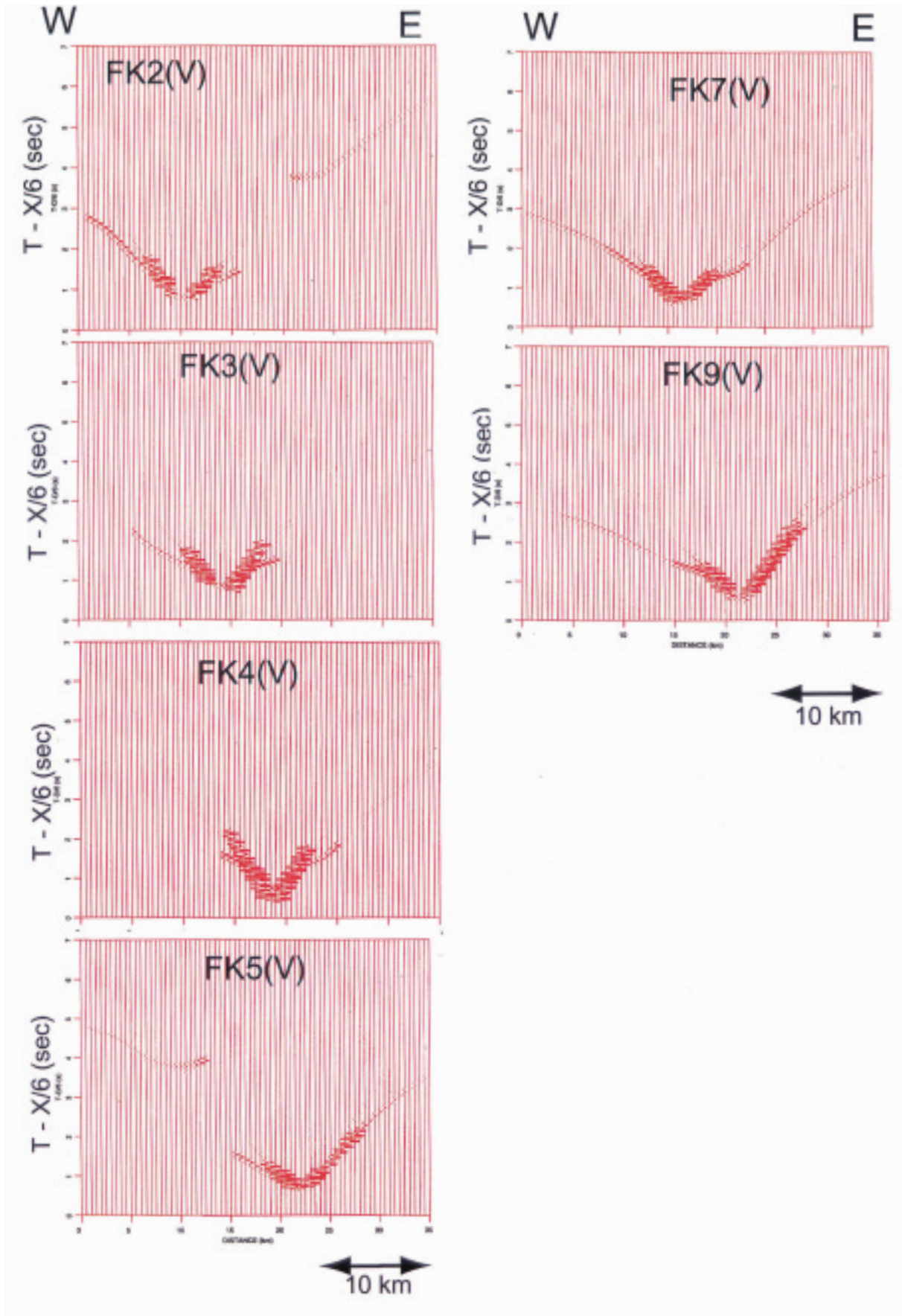


Fig. 12 Synthetic seismograms for Line1 (a) and for Line2 (b). The reduction velocity in the record section is 6.0 km/s.

1999 Fukutoku-okanoba

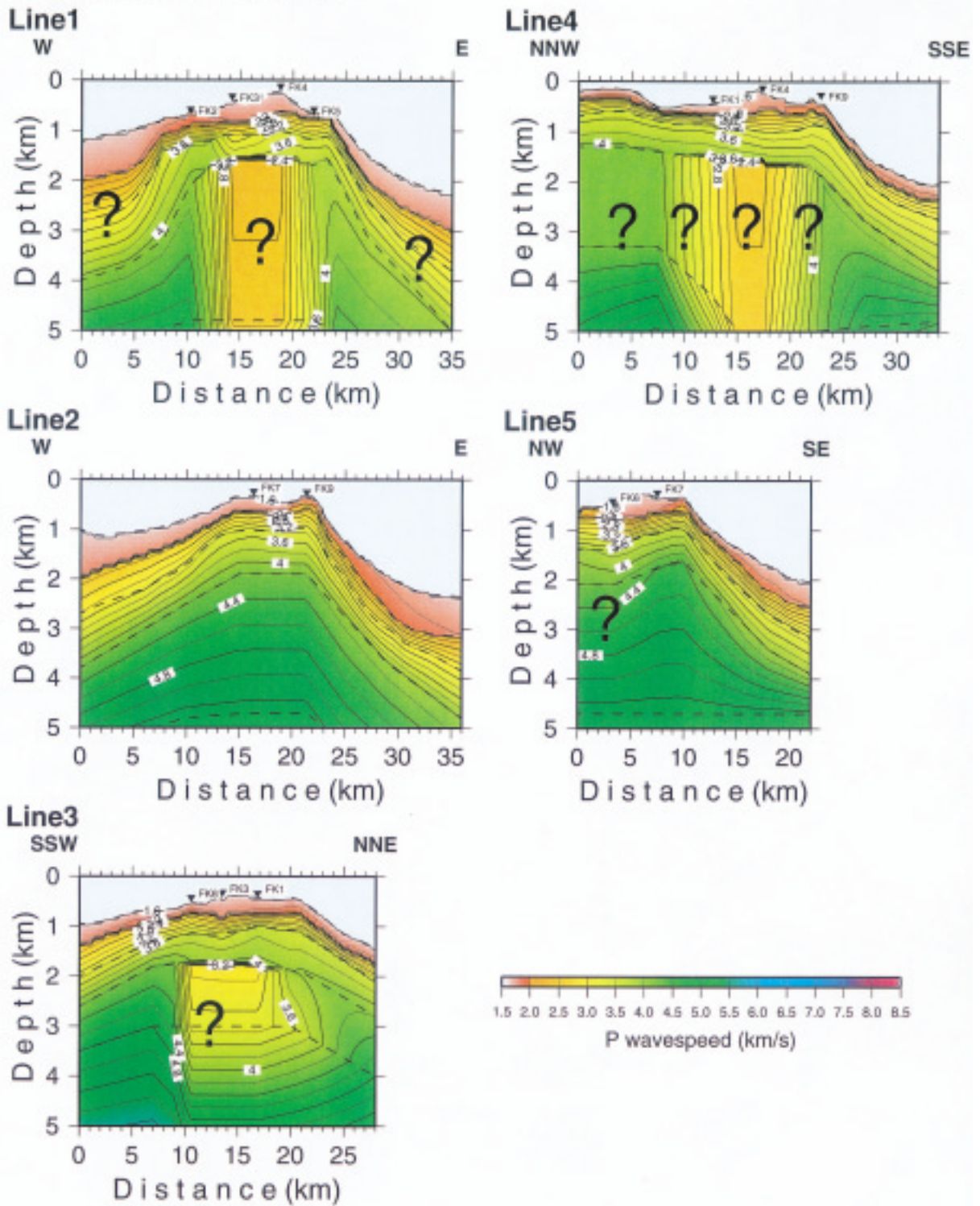


Fig. 13 P wavespeed models estimated for the all profiles. Question mark indicates the region where is not constrained in this study.

Ocean Bottom Seismographic Observation at the Fukutoku-Okano Submarine Volcano.

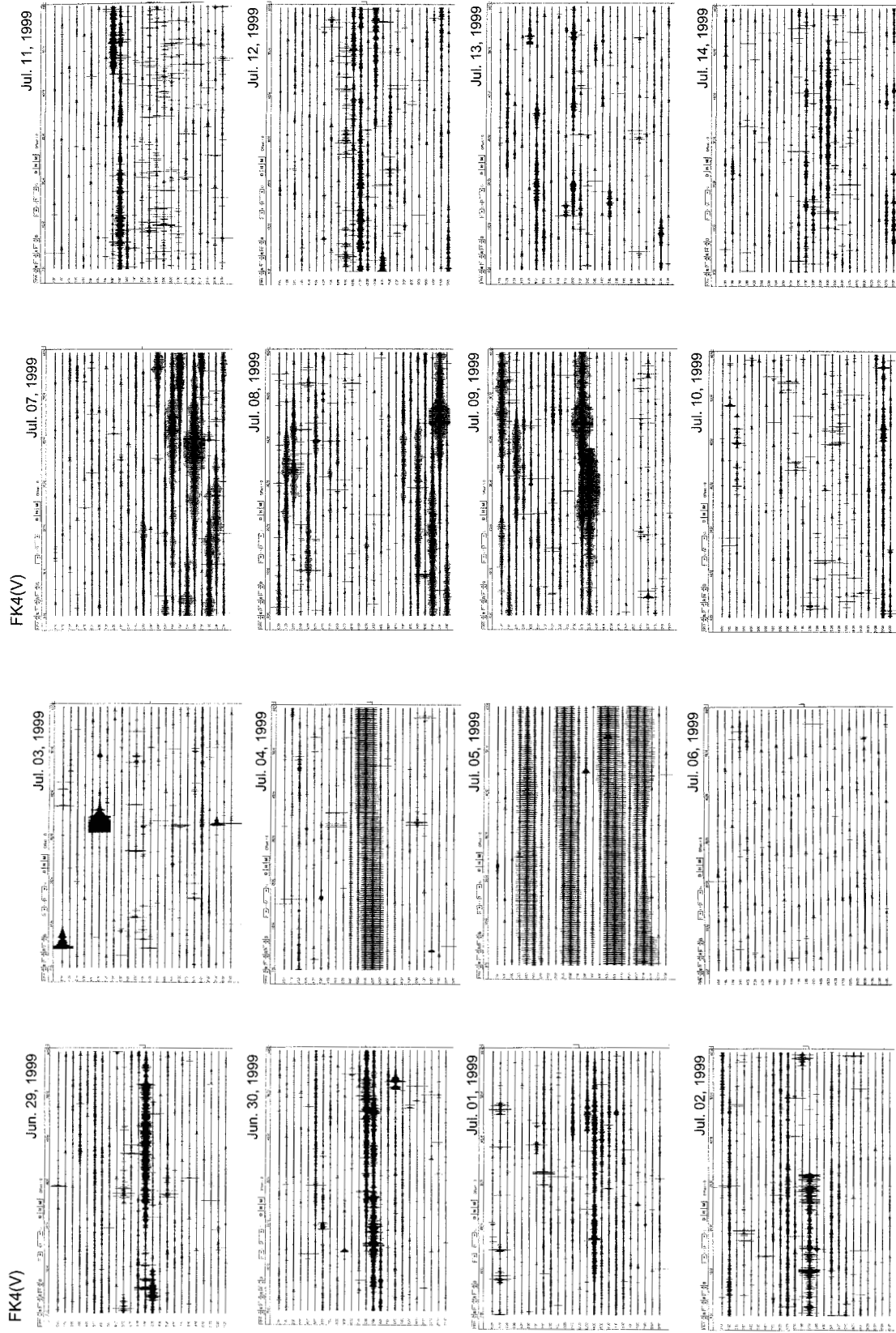


Fig. 14 Continuous records during June 28-Aug. 1, 1999, at OBS FK4. The signal component is vertical seismometer. The records for one hour are aligned on a trace.

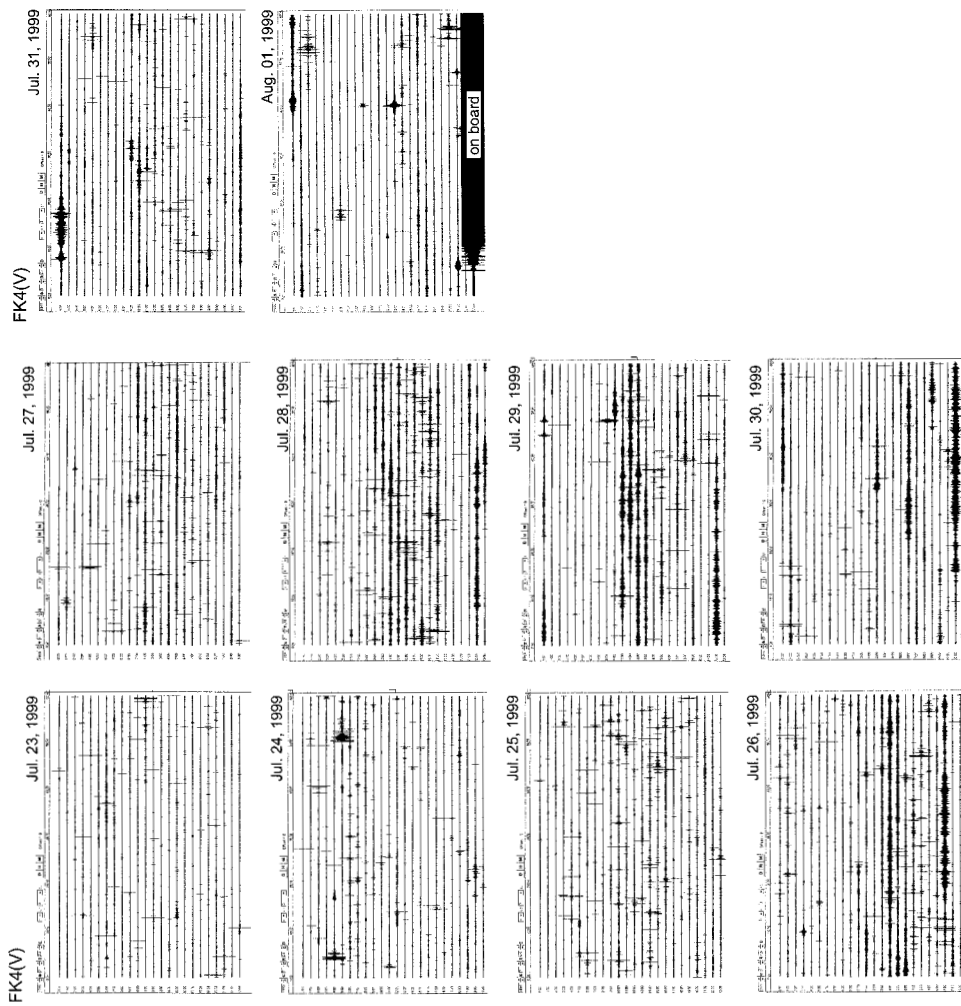


Fig. 14 Continued.

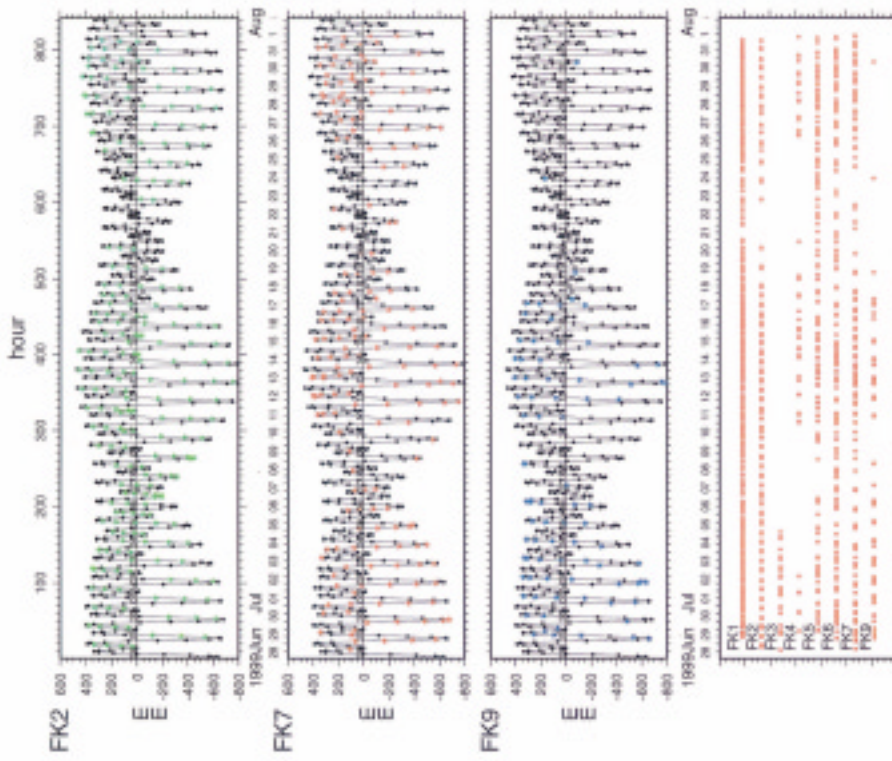


Fig. 16 Relation between noisy record (asterisks) and calculated ocean tide (dots and curve) for OBS FK2, FK7 and FK9. The tide was calculated on the basis of the CSR3 model by Eanes (personal communication). The bottom figure shows noisy record (red dots) for each OBS during the observation period. Further explanation is shown in the text.

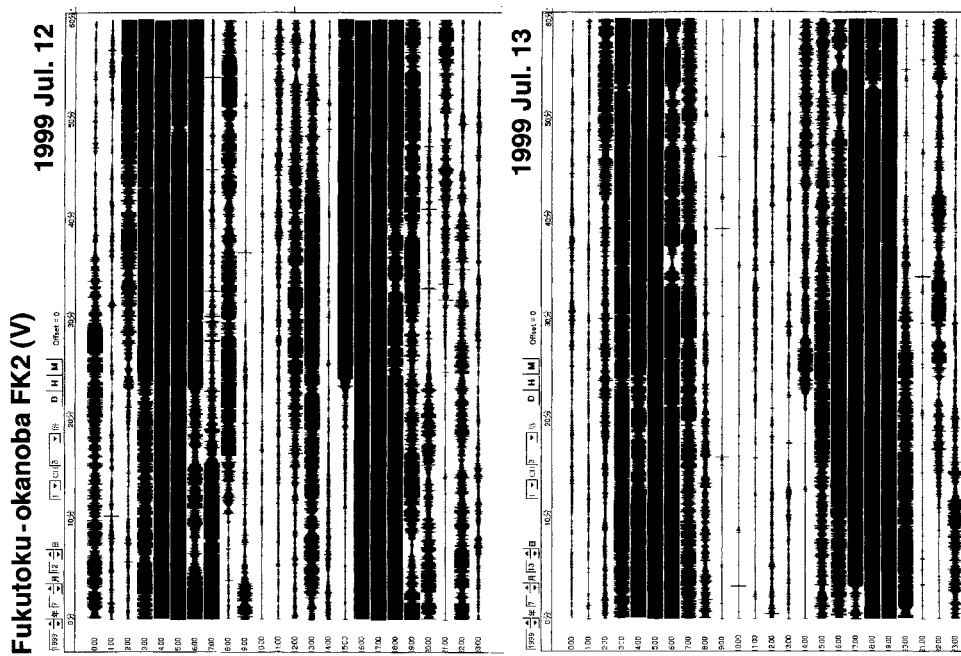


Fig. 15 Continuous records on July 12 and 13, 1999, at OBS FK2. The signal component is vertical seismometer. The records for one hour are aligned on a trace.

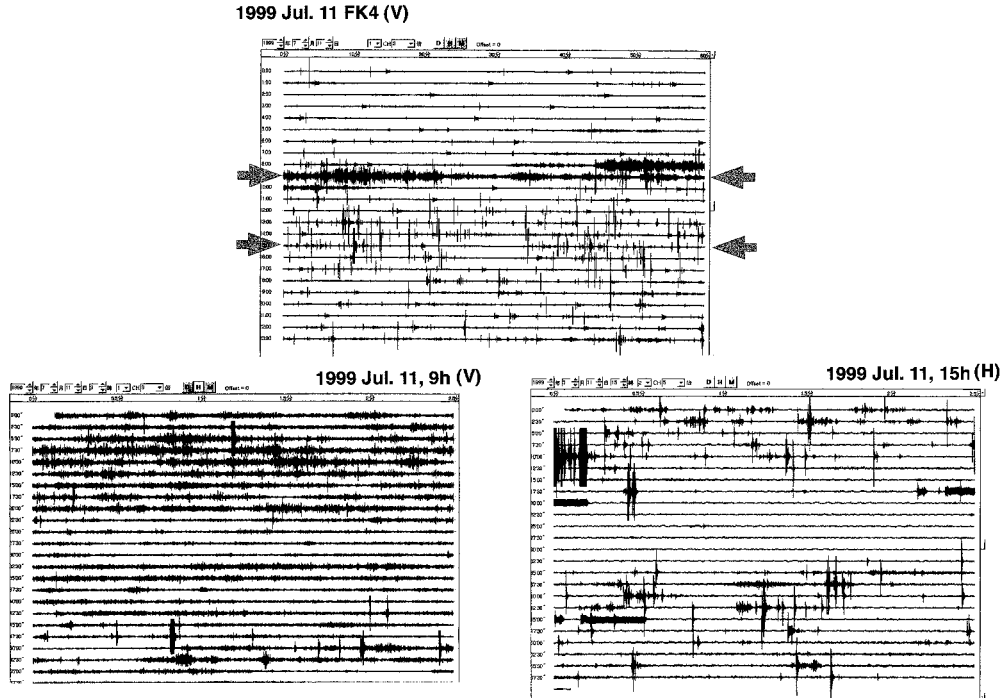


Fig. 17 Several types of events observed at OBS FK4. (upper) Continuous records on July 11, 1999. The signal component is vertical seismometer. The records for one hour are aligned on a trace. (bottom left) Continuous records of 9h. The records for 2.5 min are aligned on a trace. (bottom right) Continuous records of 15h.

れ1, 0.5, 0.25, 0.125とし, さらにP波読み取りに対するS波の読み取りの重みを0.2として計算している。また, 堆積層の V_p/V_s は3.0, それ以深では1.73を仮定した。Fig. 22にはP波およびS波の読み取りが5個以上の地震の震源分布を示す。震源決定されたほとんどの地震はOBSアレイの外側の東南部, 小笠原海嶺とマリアナ海嶺の会合部域で発生していることがわかった。

4. 議論および結論

本研究の上部地殻地震波速さ構造解析においては, OBS記録のS/Nが悪い上に人工震源のエネルギーが伝播しにくい低速あるいは減衰物質の存在が推定され, 必ずしも精度の高い結果が得られていない。しかしながら, これまでに得られた結果をまとめて問題点を明確にすることは, 今後の火山噴火予知調査の策定において必要不可欠である。

今回得られたP波速さ構造モデルと福德岡ノ場

下に存在する物質との関連は, 海域火山基礎情報図「福德岡ノ場」資料整理報告書(海上保安庁水路部, 2001)を参照すると, 地殻最上部のP波速さ1.6-2.0 km/sの物質は火山性碎屑物に, 2-4 km/s層はアルカリ岩の中性-酸性岩であるトラカイトに対応すると推定される。

オフセット10 km以内で初動が追跡できなくなるレコードセクションは, 年間10 cm以上の超高速で拡大している東太平洋海膨の海膨軸直上のOBSで得られたものによく似ている(西澤等, 1996)。東太平洋海膨の海膨軸直下には溶融体が存在しているためであり, 福德岡ノ場下にも溶融体が存在する可能性もある。福德岡ノ場下で推定された低速物質の速さは2.4-3.2 km/sであり, これは地殻を構成する岩石が溶融した場合に取りうる速度値である(Murase and McBirney, 1973)。北緯25度の火山フロント上に存在する硫黄島では深さ約2 kmまで高熱貫入岩体の存在が示唆されており(江原, 1985), 福德岡ノ場周辺の凹状

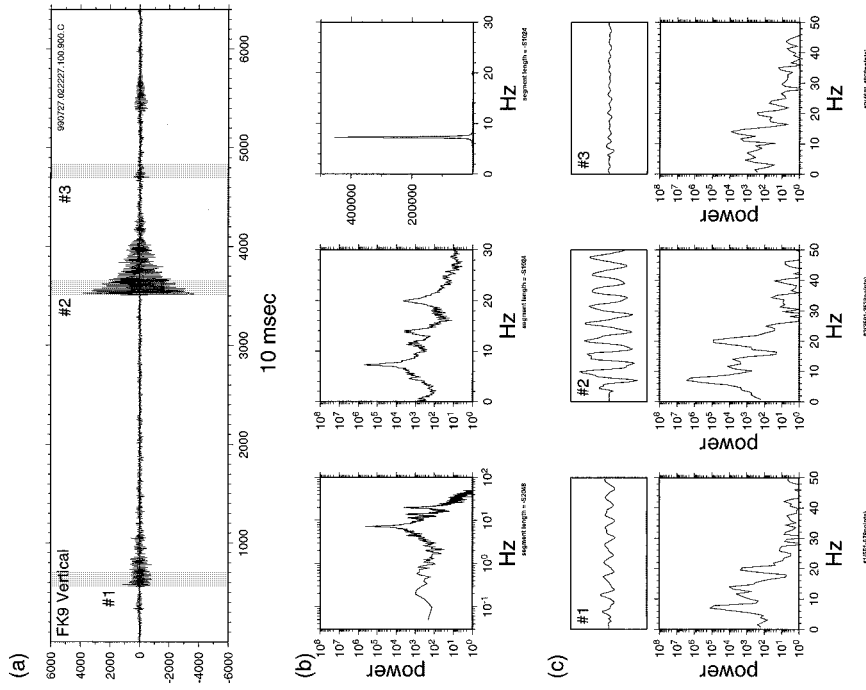


Fig. 18 (a) Vertical seismogram observed at 09h45m30s, July 11, 1999 at OBS FK4. (b) Power spectra for the period shown in (a). The record length is 5900 points (59 sec). Representation of axis is different in the three figures. (c) Power spectra for each portion selected in (a). The record length is 128 points (1.28 sec).

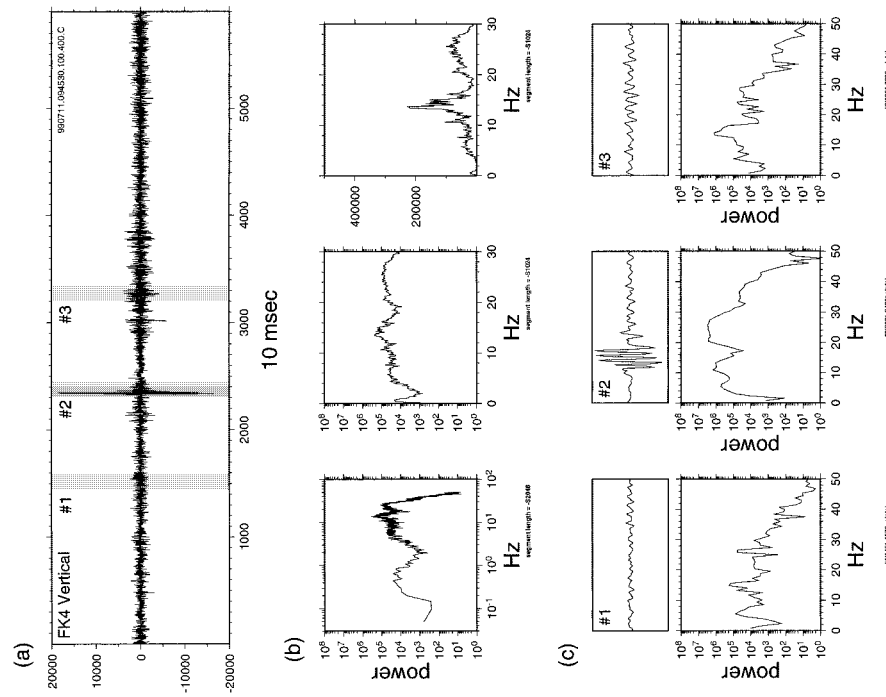


Fig. 19 Same as Fig. 18 but for the seismogram observed at 02h22m37s, July 27, 1999 at OBS FK4. The record length is 6400 points (64 sec).

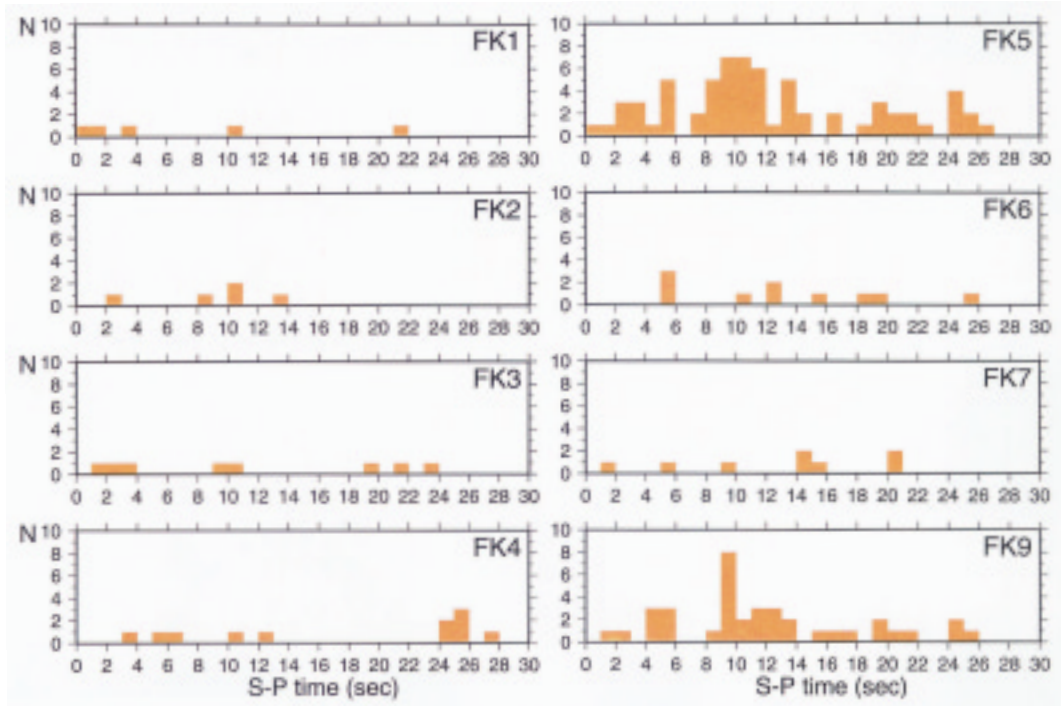


Fig. 20 S-P time distributions for each OBS.

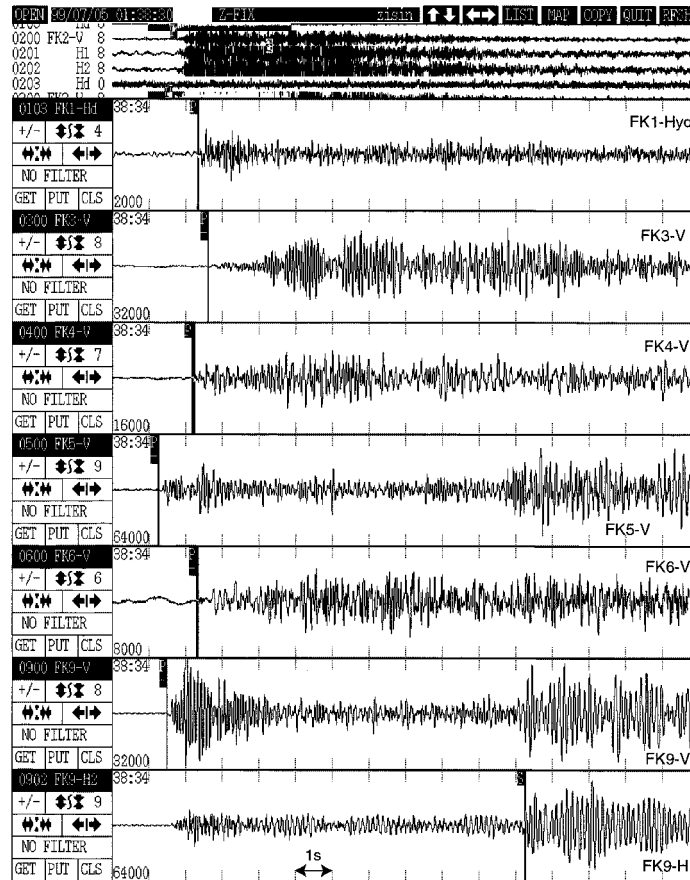


Fig. 21 An example of seismograms of the earthquake with S-P travel time of about 10 s. The OBS name and sensor component are shown at the right of each trace. Tick interval corresponds to 1 s.

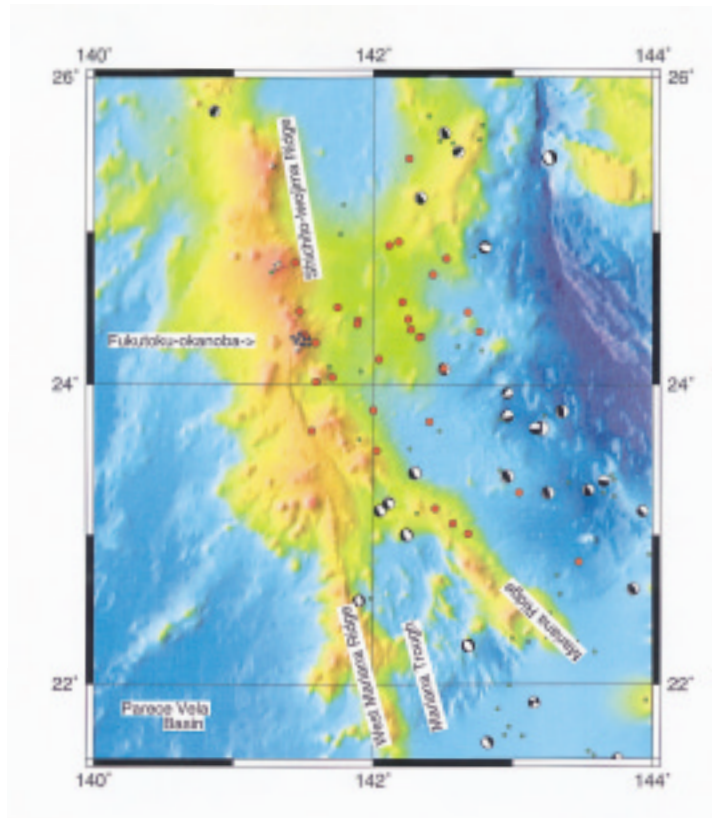


Fig. 22 Epicenter distribution (circles) by OBS observation during 1999 Jun.28-Jul.31. Focal mechanisms : Harvard CMT catalog (1977-2001 Mar, depth ≤ 50 km). Green small squares : epicenters by NOAA NGDC database (1980-1990, $M \geq 5$).

の地形の下にも同様な高温の貫入岩体が存在するかもしれない。または、推定された速さは非常に小さいので、海底下熱水系の存在を示唆している可能性もある。しかしながら、前述したようにこの速さの値は精度よく求められていないので今後の検討課題である。2002（平成14）年には、福德岡ノ場の北北東約15 kmの北福德堆で同様な調査を実施する予定であり、その際は構造探査測線をより長く取り、低速域の下限が存在するかを調査する予定である。

福德岡ノ場の北約850 kmにある明神礁海底火山近傍において、1998年の火山噴火予知調査の一環として実施された地震波速さ構造探査結果（西澤等，2000）では、水深1,500 mの基底部の構造モデルは、最上部層がP波の速さ1.9 km/sで厚さ約1 km、その下に2.5-5.5 km/sの速度勾配の大きい層が厚さ3.4 kmで存在し、海面から深さ5.8 kmで5.6 km/s層に達することを示した。一方火

山体ブロック下の構造モデルは、基底部で検出された2.5-5.5 km/s層が、厚さ1.5-2 kmの2.5-4.5 km/s層と2-2.5 km厚の4.5-5.5 km/sの2つの層に分かれていることによって特徴づけられていた。明神礁の調査では探査測線が火山体中心部を通過していないため測線下には低速物質は検出されなかったが、Fan shootingの記録は明神礁直下に地震波を減衰させる物質の存在を示唆した。福德岡ノ場では火山体中心部近傍に測線があり、探査測線の配置が明神礁とは異なるため、2つの海底火山の構造の比較をすることは困難であるが、福德岡ノ場で得られた速さ構造モデルは明神礁の火山体ブロック下で得られた構造に近い。また、福德岡ノ場の構造モデルでは、明神礁の各測線で共通に存在した5.6 km/s層に対応する層は検出されなかった。上述した高温貫入岩体や5.6 km/s層の存在を検出するなどの上部構造を精密に求めるためにはOBSの配置をより密にし、海底面上で

火薬などを用いたよりエネルギーの大きい人工震源を用いた探査を実施するとともに、海底面直上での地磁気・重力測定を行うことが有効であろう。

福徳岡ノ場における観測期間中、各OBSの記録は、1998年の明神礁近傍で得られた記録（西澤等、1999）と比較して、全体的に非常にノイズが大きかった。ノイズの大きい時間帯は海洋潮汐の変動と関連しているものとそうでないものがあった。海底熱水活動域では、しばしば熱水活動と海洋潮汐あるいは地球潮汐との関連性が示唆されている（例えば、西澤等、1995）が、福徳岡ノ場では海底地形の変化による局所的な流れによる振動の可能性も否定できない。ROV（Remotely Operated Vehicle）等を用いてOBSの海底とのカップリング状況を検証した上での議論が必要である。

いくつかの地震記象についてスペクトルを調べてみたが、NOAA/PMELのハイドロフォンアレイで記録されたような、4-5分間の孤立したパケット状で各パケット間に約30秒の静穏期があり、かつ10, 20, 30, 40 Hzにスペクトルピークを持つような火山性微動は、OBSでは検出されなかった。OBS観測期間中はNOAAのハイドロフォンアレイでも観測されていないので、火山性微動の震源がどこかはいまだ不明である。今後もこの海域の地震活動を注意深く監視する必要がある。

謝 辞

本調査にあたり、測量船「昭洋」の船長をはじめ乗組員の方々には大変お世話になりました。地震波速さ構造と地磁気および重力調査との関連に関して、航法測地課小野寺健英、加藤剛さんらによる議論は有益でした。九州大学の清水洋教授には原稿をていねいに読んでいただき、改善することができました。ここに記して謝意を表します。なお地形図の作成にはGMT graphic package（Wessel and Smith, 1998）を使用しました。

要 約

現在でもしばしば変色水が観測されている活動的な海底火山である福徳岡ノ場において海底地震観測および人工震源としてエアガンを用いた上部地殻構造探査を実施した。地殻構造探査では、大容量エアガンを人工震源として用いたにもかかわらず初動の到達距離はかなり小さいことから、福徳岡ノ場の周辺部、凹状の地形の内部の海面下1.5-2 km以深に低速あるいは地震波を減衰させる物質が存在することが示唆される。また自然地震観測結果から、福徳岡ノ場近傍における観測期間の地震活動度は低く、複数のOBSで観測されるS-P時間10秒程度の地震はマリアナ海嶺と小笠原海嶺の会合部域で発生していることがわかった。一方、火山地域でよく観測される、単一周波数（約7-14 Hz）の減衰波形を示す、単独のOBSでのみ検知される微小な振動がいくつものOBSで観測された。

参 考 文 献

- 江原幸雄：特集 硫黄島の地学、地熱、硫黄島の地熱活動、地学雑誌、94, 114-125, (1985).
- 岩淵義郎・加藤茂・柴田厚：本邦海域火山通覧（改訂版）、水路部研究報告、30, 191-236, (1994). 海上保安庁水路部、平成12年度南方諸島海域火山基礎情報図「福徳岡ノ場」資料整理報告書、pp77, (2001).
- Lienert, B.R., E. Berg and L. N. Frazer : Hypocenter; An earthquake location method using centered scaled and adaptively damped least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 771-783, (1986).
- Murase, T. and McBirney A. R. : Properties of common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3563-3592, (1973).
- 西澤あずさ・佐藤利典・笠原順三・藤岡換太郎：TAG熱水マウンドの潮汐に同期した活動—OBSHによる観測結果, JAMSTEC 深海研究, 11, 125-135, (1995).
- 西澤あずさ・海宝由佳・岸本清行・篠原雅尚：超

- 高速拡大軸における海洋地殻の地震波速度構造, 月刊地球, **18**, 471-477, (1996).
- 西澤あずさ・小野智三・大谷康夫・古川博康: 明神礁における海底地震観測, 水路部研究報告, **36**, 37-56, (2000).
- 小野智三・大谷康夫・鐘尾誠・西澤あずさ: 火山噴火予知調査における「マンボウII」による調査, 水路部技報, **20**, 投稿中, (2002).
- 小坂文予: 日本近海における海底火山の噴火, 東海大学出版会, 128-156, (1991).
- 篠原雅尚・末広潔・松田滋夫・小沢和男: DATレコーダを用いたデジタル大容量海底地震計, 海洋調査技術, **5**, 21-31, (1993).
- Smithsonian Institution: Global Volcanism Program, Volcanic Activity Reports, False or Unknown Volcano Reports,
<http://www.volcano.si.edu/gvp/volcano/region20/unknown/var.htm#2411>, (1999).
- 土出昌一・大谷康夫・柴田厚・加藤茂・岩渕義郎: 本邦海域火山通覧 (改訂第2版), 水路部研究報告, **35**, 15-71, (1999).
- 卜部卓, 東田進也: win-微小地震観測網波形観測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会講演予稿集, **2**, 331, (1992).
- Wessel, P. and Smith, W.H.F.: New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579, (1998).
- Zelt, C. A. and Ellis, R. M.: Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travel-time and amplitude forward modeling, *Can. J. Explor. Geophys.*, **24**, 16-31, (1988).