

# 中部マリアナトラフ拡大軸における火山活動位置についての考察 —深海曳航式サイドスキャンソナーと「しんかい6500」 による高解像度観察の記録から

浅田美穂\*・富士原敏也\*・海野 進\*\*

(2010年11月10日受付, 2012年1月30日受理)

Implications of Volcanic Activity in the Central Mariana Trough Median Valley,  
Based on the Deep-Towed Side-scan Sonar Imagery  
and Manned Submersible Observations

Miho ASADA\*, Toshiya FUJIWARA\* and Susumu UMINO\*\*

We collected high-resolution sidescan sonar imagery over the central part of active back-arc spreading basin, Mariana Trough, at 17° North ("Seg-17"). Spreading center is situated in the eastern side of the Mariana Trough, which divides the trough into approximately 3:2 in the west and east of the axis. Multi-scale observations, which are shipboard multi-beam bathymetric survey using R/V *Yokosuka*, the deep-towed side-scan sonar survey using *Wadatsumi*, and visual observation using submersible *Shinkai6500*, show that two predominant trends in geological features (fault, fissure, and volcanic ridge) are developed on the axial valley floor in either scale of observations. These two trends of linear features are almost parallel to each trend of "V-shaped ridge" developed along centerline of the axial valley floor. One trend is N15° W subparallel to the trend of the axial valley itself. Another trend is almost NS. There are no obvious differences in age between these two trending features. Volcanic activity is dominant in the western-half of the axial valley floor, which is indicated by the backscatter intensity pattern and by visual observations.

**Key words:** Back-arc basin, Asymmetric seafloor spreading, Side-scan sonar imagery, Ground reference, Volcanic activity

## 1. はじめに

プレート発散境界では、マンツルの減圧融解によってマグマを生じ、火山活動が発生する (Macdonald *et al.*, 1988; Perfit and Chadwick, 1998). プレート発散境界において地球内部の物質が上昇するシステム全体を拡大系と呼び、プレート間の境界線を拡大軸と呼ぶ。地球表面の3分の2を覆う海洋底のほとんどはこの拡大軸における火山活動で形成され、地球上で発生するマグマのおよそ75%を占めている (Wadge, 1980). したがって地球上の火山活動や陸地形成の理解には、海洋底を形成する拡大

系の理解が不可欠である。

一組のプレートが単純に離れる境界である中央海嶺系に対して、プレートが沈み込む境界に沿って発達する拡大系を背弧拡大系という。背弧拡大系では、沈み込まれる(上盤側の)プレートに形成される島弧火山列と拡大軸が比較的近く、火山活動の様式や岩石化学組成が中央海嶺系とは異なるが、その原因として島弧火山列の活動あるいは沈み込むプレート由来成分や沈み込むプレートに起因するマンツル対流などの影響が考えられている(例えば、Volpe *et al.*, 1987; Fryer, 1996; Gribble *et al.*, 1996;

\* 〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町2-15  
独立行政法人海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス  
領域海洋プレート活動研究プログラム  
Institute for Research on Earth Evolution, Plate Dynamics  
Research Program, Japan Agency for Marine-Earth Science  
and Technology, 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, 237-  
0061, Japan

\*\* 〒920-1192 石川県金沢市角間町  
金沢大学理工研究域自然システム学系  
Earth Science Course Division of Earth and Environmental  
Sciences, Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa,  
920-1192, Japan

Corresponding author: Miho Asada  
e-mail: asadam@jamstec.go.jp

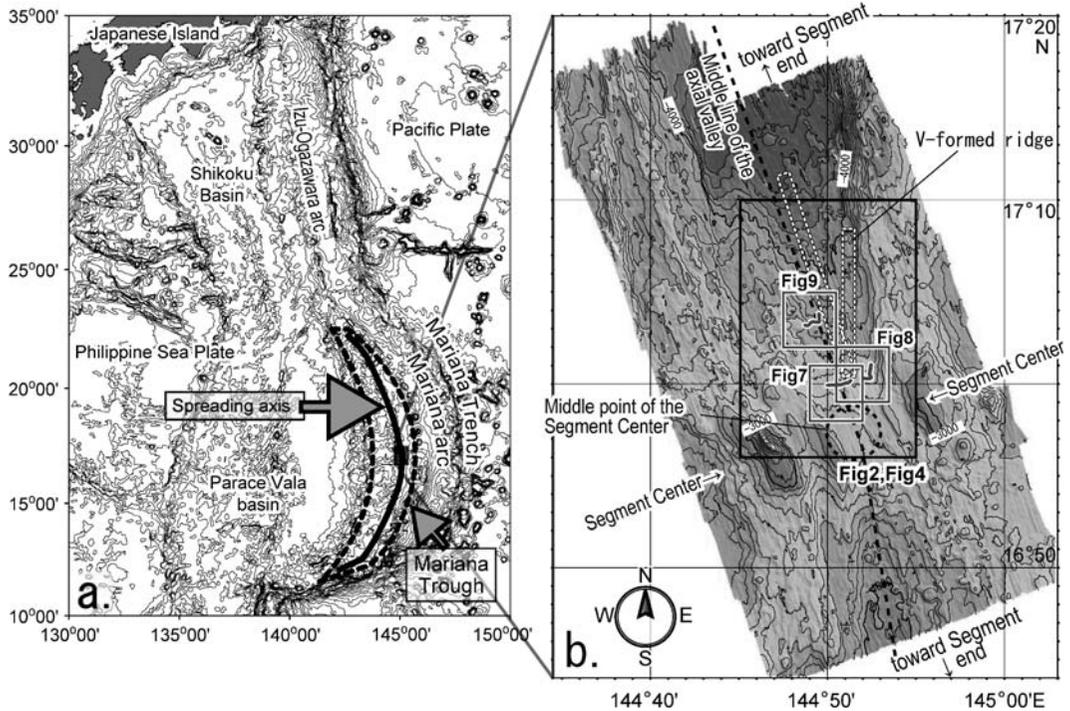


Fig. 1. Index map of the survey area. (a) Bathymetry map of the Mariana Trough. Bathymetry data is based on ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009). (b) Bathymetry map of the Seg-17 area. The bathymetry data is obtained by SeaBeam2112 system during KR03-12 cruise in 2003. Note that there are V-shaped axial volcanic ridges (white dotted-boxes) trending N15° W and NS directions. A black box indicates the area observed by side-scan sonar *Wadatsumi*, shown in Figs. 2 and 4. Gray lines and boxes indicate the submersible *Shinkai6500*'s dive tracks and areas shown in Figs. 7, 8 and 9.

Taylor and Martinez, 2003; Becker *et al.*, 2010). 例えば Volpe *et al.* (1987) は、北部マリアナトラフと火山弧から採取した岩石の分析結果から、背弧では中央海嶺の拡大軸よりも島弧成分に富むことを示した。また、Becker *et al.* (2010) は、地震波探査によって南部マリアナトラフ拡大軸直下に捉えたマグマ溜まりを報告し、島弧の火山活動あるいはプレート沈み込み由来の揮発性成分の影響を受けて、拡大軸における火山活動が拡大速度から推測されるよりも活発であると提案した。

本研究対象であるマリアナトラフは、現在拡大中の背弧拡大系のひとつである (Fig. 1)。マリアナトラフは弓形の見盆であり、南北に連なる拡大軸が海盆の東側に寄っていることから、非対称な拡大を生じている (Fryer, 1996; Martinez *et al.*, 2000)。剛体であるプレートが拡大軸にこのような特徴を形成する過程を解明するためには、そこで起こる火山活動の結果として生成される海洋底の拡がりあるいは変形過程を考えなくてはならない。本論文では、マリアナトラフにおける非対称的な海洋底生産がどのように進行しているのかについて、船舶搭載型

マルチビーム測深機により作成する地形図、深海曳航型サイドスキャンソナーにより得られる高精度の海底地質情報、および有人潜水船を用いた目視観察の結果をもとに議論する。

## 2. 地質学的背景

### 2-1 中部マリアナトラフ概説

マリアナトラフは、太平洋プレートが沈み込むフィリピン海プレート上に発達し、およそ 6.3 Ma 以降低速～中速 (年間 3～4 cm) で海洋底を生産している活動的な背弧拡大系である (Yamazaki *et al.*, 1993, 2003; Iwamoto *et al.*, 2002; Kato *et al.*, 2003; Kitada *et al.*, 2006)。マリアナトラフは東の島弧火山列と西のマリアナ弧に挟まれ、北緯 12 度 30 分から北緯 22 度まで 1100 km 超にわたって拡大軸が断続的に連なる。マリアナトラフの東に併走する火山弧は、グアム島などを含む古い島弧火山列と、アナハン島などの活火山を含む新しいマリアナ島弧火山列からなり、両者の場所は一部で重複する (例えば、Ishizuka *et al.*, 2006; Reagan *et al.*, 2008; Tamura *et al.*,

2010).

拡大軸はトランスフォーム断層や剪断帯、走向の急遷点などによって分断されたセグメントに区分される (Macdonald *et al.*, 1991). 一般にセグメント中心では火山活動が活発で、セグメント端では不活発である (Macdonald *et al.*, 1988). 拡大系では理論的には拡大軸対称な海洋底を生じることが期待されるが、背弧拡大系では明らかな地形的非対称性が見られることが多い (例えば, Yamazaki and Murakami, 1998; Okino *et al.*, 1998; Zellmer and Taylor, 2001). マリアナトラフにおける非対称性は特に顕著で、たとえば拡大軸を挟む両側の中軸谷壁の比高や傾斜角度の違い、一定期間内に形成された海底の面積が拡大軸対称ではないなどの特徴がある (Yamazaki and Murakami, 1998; Asada *et al.*, 2007). 拡大軸はトラフの中心よりも東に片寄っており、拡大軸からトラフ東端の島弧火山列と西端の西マリアナ弧との距離の比はおよそ 2 : 3 である (Fig. 1a). Deschamps and Fujiwara (2003) は、中部マリアナトラフ拡大軸近辺の地磁気観測によって、ブルヌヌ期 (< 0.78 Ma) における拡大速度が拡大軸の西側で東側の 2~3 倍あることを示し、その原因として、拡大軸より東側にある火山弧のマグマ溜まりからマグマ供給および応力の影響を受けていることや、フィリピン海プレートの北西方への移動が、拡大軸西側により大きな海洋底生産を促していることを提案した。

本研究では、海洋底生産時の火山活動における非対称性を捉えるために、中部マリアナトラフの中軸谷底において精密な音響観測と目視観察を行った。

### 2-2 北緯 17 度セグメント (Seg-17) の特徴

北緯 17 度セグメント (以降“Seg-17”と呼ぶ) は北緯 16 度 23 分付近から 17 度 30 分の地形的低地で区切られ、延長約 98 km、幅 20 km に及ぶ。拡大軸の走向は北北西 (N15° W) で、拡大軸に沿って谷地形 (中軸谷) が発達する。中軸谷の東壁は急崖をなすが、西壁は緩やかな斜面となっている。中軸谷底は平坦で、セグメント中心の水深はおよそ 3000 m で谷幅は約 7 km であるが、南北のセグメント端で水深 > 4000 m、谷幅 > 20 km と、セグメント端へ向けて広がる砂時計状構造を呈する (Fig. 1b). 中軸谷壁が東西ともおよそ N15° W 走向であり、中軸谷底には N15° W 走向の尾根に加えて NS 走向の尾根が複数発達している。セグメント中心から北側の中軸谷には、北に延びる N15° W 走向の尾根と、中軸谷東壁に向かって伸びる NS 走向の尾根が V 字型の地形を形成している (Figs. 1b, 2). V 字尾根沿いと東壁の麓部および西壁斜面には、比高 100~250 m 程度の海丘が複数分布する。更に西壁斜面には比高 250 m、直径 2 km 程度の平坦な海丘

が見られる (Figs. 2a-c). Deschamps *et al.* (2005) による地磁気観測結果は、Seg-17 の中軸谷部分が、少なくとも 0.78 Ma 以降に形成されたことを示す。

## 3. 観測方法

### 3-1 観測データ取得

“Seg-17”において、2003 年に海洋調査船「かいいい」((独)海洋研究開発機構)に搭載した SeaBeam2112 システムを用いるマルチビーム地形測深と、海底面の音響後方散乱強度観測を行った。マルチビーム地形測深では、音波周波数 12 kHz、船速およそ 5 ノットで走行し、分解能 ~50 m の地形図を作成した (Figs. 1b, 2a). また、セグメント中心からセグメント北端にかけて長さ 20 km 程度で中軸谷に平行な 10 本の測線を設定し、深海曳航式サイドスキャンソナー「わだつみ」(東京大学海洋研究所)によって海底面の後方散乱強度データ、受信波の位相差データ、および海底下堆積構造データを取得した (Deschamps *et al.*, 2005). 「わだつみ」は、音波周波数約 100 kHz、発信間隔 1 秒、平均速度 1.7 ノットで、海底から 300 m の高度を保つよう曳航した。その結果理論的な分解能が測線方向で 87.4 cm、測線直交方向で 50 cm となる後方散乱強度分布図を得た (Fig. 2b). ただし本研究における観測では、「わだつみ」の電子機器を取めた耐圧容器への浸水と天候不良が重なり、後方散乱強度および地形データにおけるノイズレベルが上昇して実効分解能が理論値を下回り、最終的に抽出することができた線状構造は長さ 16 m 以上であった。また「わだつみ」が装備している二本のハイドロフォンレシーバーにより、受信した音波の位相差から地形図を作成したが (Fig. 2c)、高いノイズレベルのために右舷側の比高データは得られなかった。更に周波数 4~6 kHz のサブボトムプロファイラーによる海底下堆積構造のデータを取得した。その後 2008 年に「わだつみ」の調査エリア内で有人潜水船「しんかい 6500」による三回の潜航調査を行い、周波数 10 kHz のサブボトムプロファイラー StrataBox (R) による海底下堆積構造データを取得して、「わだつみ」搭載型および StrataBox (R) による両サブボトムプロファイラーのデータ比較を行った (Fig. 3). いずれも海底が厚い堆積物に覆われている場合には海底最大 30 m 程度までの堆積構造を観察できる。本研究結果においてはごく薄い堆積物が堅い溶岩を覆っており、「わだつみ」に搭載したサブボトムプロファイラーではほとんど堆積物を認識しなかったのに対し、「しんかい 6500」に搭載した StrataBox (R) では数十 cm~2 m 程度の厚さの堆積物を認識した (Fig. 3) (Fujiwara *et al.*, 2008; 小池・他, 2008).

以上のように、本研究で扱う観測手法は、それらがど

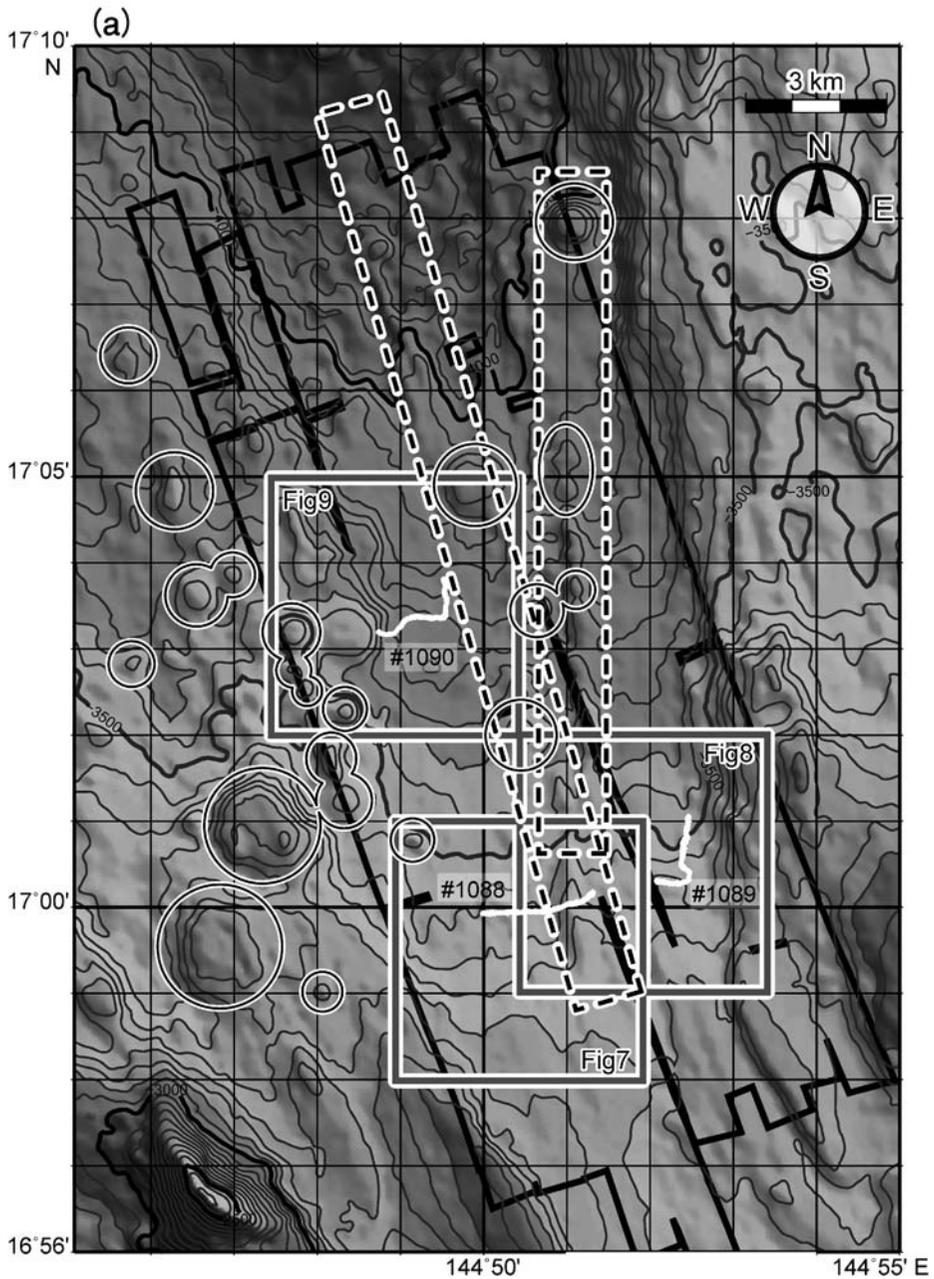


Fig. 2. Bathymetry and deep-towed *Wadatsumi* sidescan sonar data of the survey area. (a) Bathymetry map based on the shipboard multi-beam echo sounder data. Solid line indicates the survey area of the side-scan sonar *Wadatsumi*. White lines and gray boxes indicate *Shinkai6500*'s dive tracks and areas shown in Figs. 7, 8 and 9. Dotted-boxes indicate position of V-shaped ridge. Solid circles indicate conical hills. (b) The *Wadatsumi* backscattering strength map. Darker color indicates higher backscattering strength. See caption in Fig. 2a for gray boxes, dotted-boxes, and solid circles. (c) Fine-scale bathymetry data obtained by the *Wadatsumi* sonar system. Colors on map indicate 15 cm each-relative elevations. See caption in Fig. 2a for dotted-boxes and solid circles.

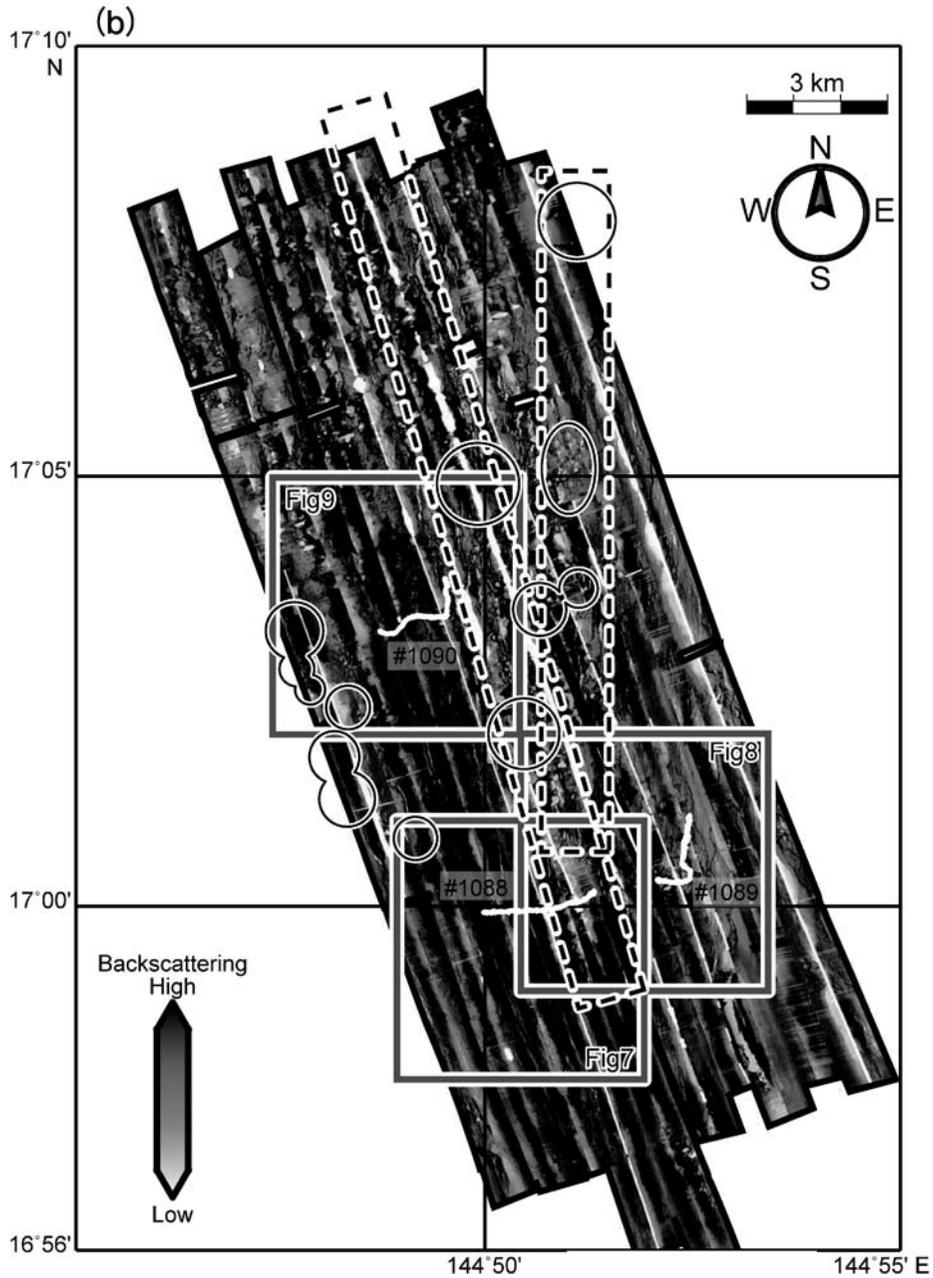


Fig. 2. Continued.

の程度まで微細な特徴を認識できるかによって3つの段階に分類される。潜水船による目視観察（期待分解能：数mmから数cm）、サイドスキャンソナーを用いる高精度音響観察（期待分解能：数mから数十m）、そして比較的分解能の音響観測（ここでは地形図を作成するための船舶搭載型測深機による音響観測、期待分解能：

50～80m）である。目視観察では、地形図にも現れる断裂の一部から、溶岩が急冷・膨張する際に発達する拡張型割れ目や、小規模な重力崩壊など局地的な構造まで、幅広い情報が入手できる。一方で低分解能音響観察では、小規模な構造が繰り返し同じ特徴（走向や分布）を持って発達し増幅した結果としての大規模な構造のみが

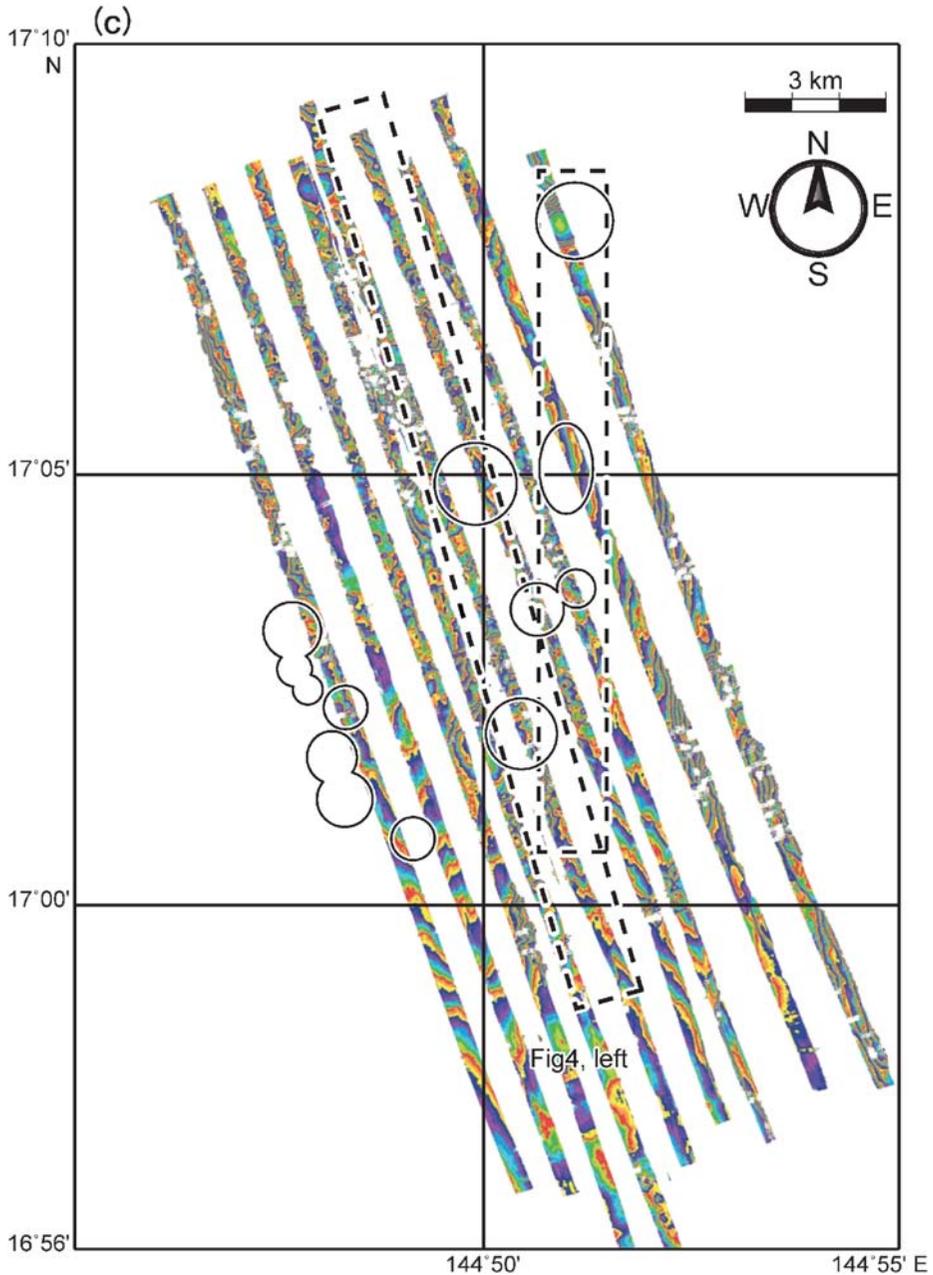


Fig. 2. Continued.

観察される。

### 3-2 サイドスキャンソナー観測の特徴

サイドスキャンソナーは、観測機器から発信した音波が観測対象に当たって散乱する際の、音波の圧力を捉える機器である。これにより得られるデータを音圧あるいは後方散乱強度という。後方散乱強度は観測対象が音

を跳ね返す値と解釈でき、岩石露頭のように高密度な海底では大きな値が、堆積物に覆われた低密度な海底では小さな値が得られる。またサイドスキャンソナーに面した地形からの後方散乱強度が大きくなり、逆にソナーから陰となる面で後方散乱強度はゼロとなる。

海底の線構造には、両側の岩盤に落差がある断層と凹

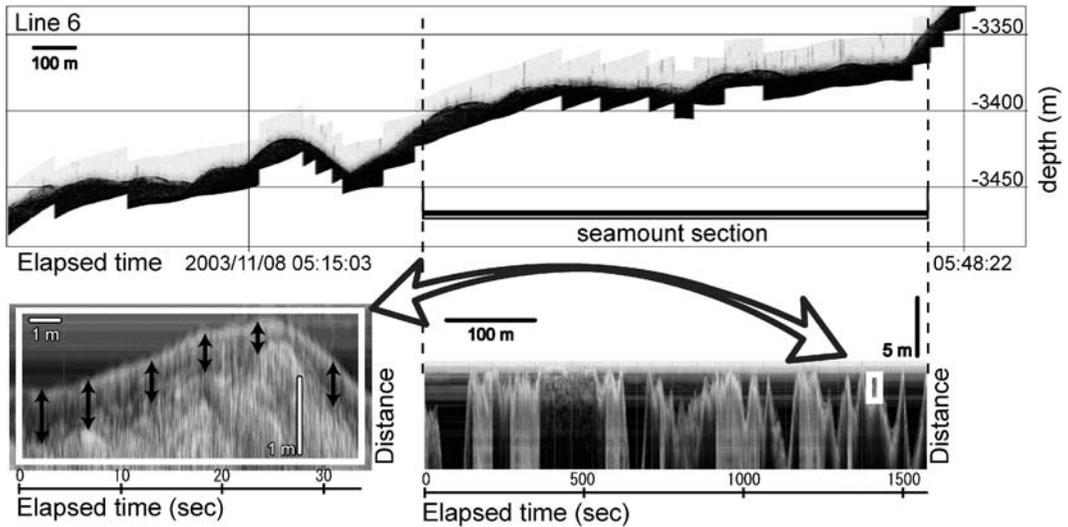


Fig. 3. Examples of two sub-bottom profilers' data obtained by the deep-towed *Wadatsumi* system and the submersible's *StrataBox(R)*. (Upper) Representative sub-bottom profiler data obtained by *Wadatsumi* crossing the *Shinkai6500*'s no. 1089 dive track. The survey line (line 6) is shown in Fig. 8. The vertical and horizontal axes show depth and elapsed time, respectively. (Bottom right) *StrataBox(R)* sub-bottom profiler data during traverse a seamount in the no.1089 dive. The vertical axis indicates relative distance from the transducer of *StrataBox(R)*. Note that the seafloor morphology is distorted because the submersible moves up- and downward. The horizontal axis indicates elapsed time. (Bottom left) An extended image of sub-bottom profiler data obtained by *StrataBox(R)*. The display range coincides with the range of a white-box in the right figure. Thickness of layered sediments is indicated by black arrows.

地を作る開口割れ目がある。例えば引張場にある背弧拡大系と中央海嶺系を含めた海洋拡大系では、正断層が卓越する（例えば、Perfit and Chadwick, 1998; Buck *et al.*, 2005）。本研究の中軸谷東壁のように急峻な地形が存在する場合は、海洋底の拡大に伴う正断層とは別に、地滑り地塊などの崩落地形の表面にも開口割れ目が発生する。また、地下浅所に岩脈が貫入した場合にも、岩脈直上の海底面に開口割れ目が発生することがある (Macdonald *et al.*, 1988; Perfit and Chadwick, 1998; Poliakov and Buck, 1998)。サイドスキャンソナーは微細な地形変化を捉え、後方散乱強度のパターンによりそれらが断層か開口割れ目かの判別を可能にする。

音波の散乱強度分布は、海底面（とくに溶岩が海底に露出している地帯）が起伏に富んでいるか、比較的平坦かの違いを示す。サイドスキャンソナーが示す音響画像パターンが海底のどのような状況を反映しているかという検討がなされた例がある (Smith and Cann, 1992; Smith *et al.*, 1995; Head *et al.*, 1996; Sauter *et al.*, 2002)。例えば後方散乱強度が一様に高い画像は、表面が滑らかなシート状溶岩流であることが多い。シート状溶岩流は高噴出率、低粘性、低傾斜で生じ、地形的に平らな領域を作りやすい (Auzende *et al.*, 1996; Griffiths and Fink, 1992;

Gregg and Fink, 1995; Umino *et al.*, 2002; Tominaga and Umino, 2010)。また、シート状溶岩流が流下する過程で、表面の溶岩クラストが破碎し、表面は凹凸に富むものの地形的变化には乏しい溶岩が生じることもある。本研究で取得した「わだつみ」サイドスキャンソナーの分解能では、このようなシート状溶岩の表面の違いまでは判別できない。一方で、大小の後方散乱強度が入り乱れ、表面が微細な凹凸に富むパターンは、枕状溶岩が積み重なった小丘であることが多い。個々の枕状溶岩ローブは直径数十 cm～数 m 程度で、火口周辺に累積して高さ数十 m の小丘や尾根を形成しやすい (Fox *et al.*, 1988; Griffiths and Fink, 1992; Gregg and Fink, 1995; Soule and Cashman, 2004)。

本研究では「わだつみ」のサイドスキャンソナー画像をもとに断層と開口割れ目を識別し、後方散乱強度が高い場所を、堆積物で覆われていない比較的新鮮な溶岩が露出している海底と解釈して、線構造抽出と表面形態分類を行った (Fig. 4)。また、溶岩の表面形態の分布と各線構造の長さ、走向、分布密度などを Table 1 に示した。

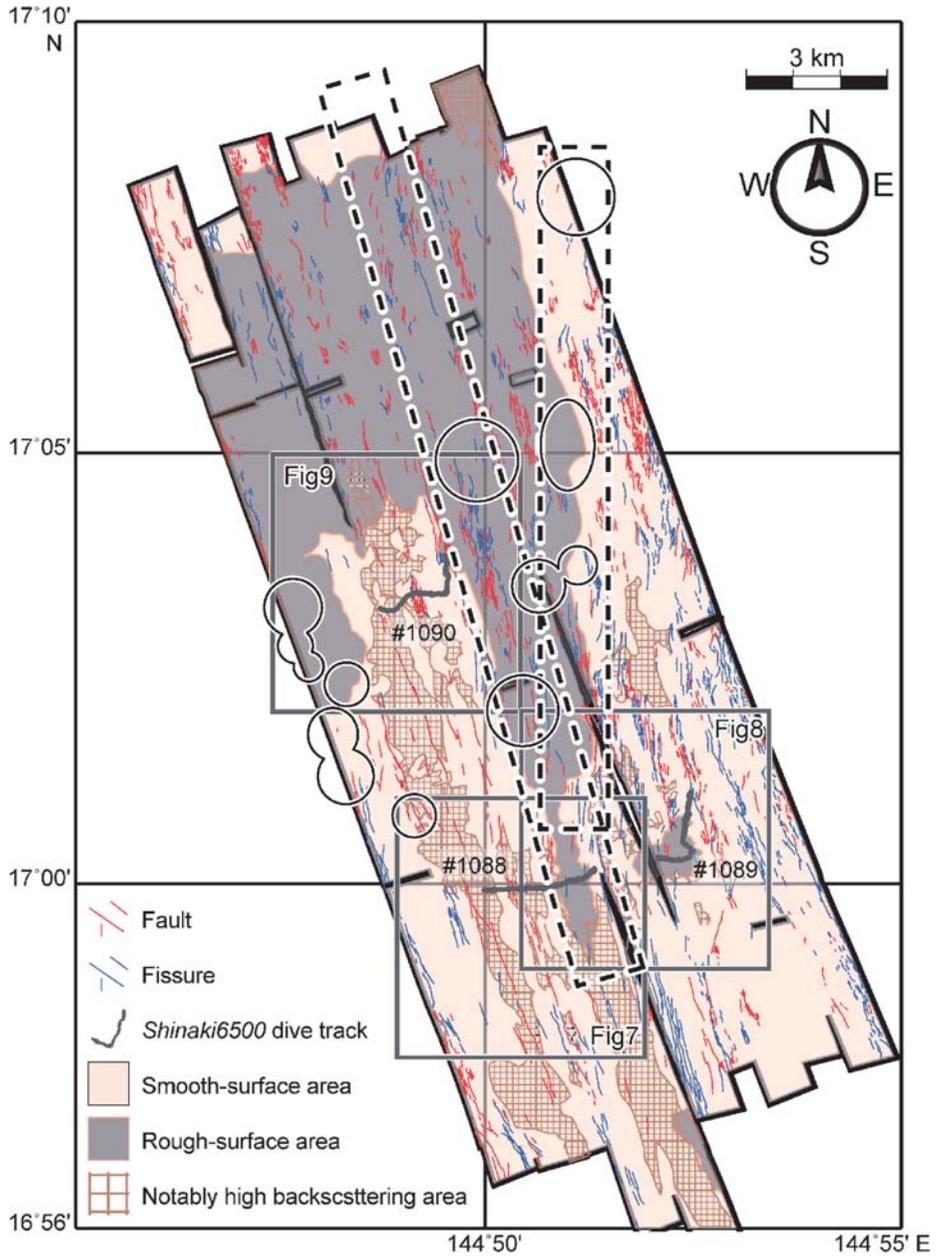
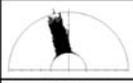
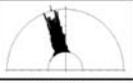
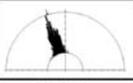
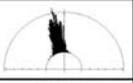


Fig. 4. Geological interpretation map based on the *Wadatsumi* backscattering strength map (Fig. 2b). Red line: fault, blue line: fissure, light-colored area (yellowish): smooth bathymetry (I-type), grayish area: rough bathymetry (II-type), checkered area: extremely high backscattering strength indicating relatively younger volcanic activity. Gray lines and boxes indicate *Shinkai6500*'s tracks shown in Figs. 7, 8 and 9. The dotted-boxes and solid circles indicate positions of the V-shaped ridge and conical hills, respectively.

Table 1. Measurement results of linear structures which are recognized on the *Wadatumi* side-scan sonar imagery.

Seg-17 whole area	Total	fault	fissure	West plain area	Hurmocky lava area	East scarp area
Number of structures	2496	1136(45.5%)	1360(54.5%)	533	758	1241
Average length (m)	220.88	241.66	203.21	265.45	261.51	174.22
Average direction	N13°W	N13°W	N14°W	N17°W	N11°W	N13°W
Rose Diagram						
Density	0.28	0.14	0.14	0.21	0.30	0.33

#### 4. サイドスキャンソナーによる観察結果

##### 4-1 溶岩の分類と分布

「わだつみ」サイドスキャンソナーによる観察では、溶岩形態が確認できないほど厚い堆積物は認められなかったため、サイドスキャンソナーの後方散乱強度分布図を、後方散乱強度が一様に高い表面が平らな溶岩で覆われる海底と、後方散乱強度の大小が入り乱れる表面形態が凹凸に富む溶岩が分布する海底とに区分した。以下、前者を「Ⅰ型」、後者を「Ⅱ型」と呼ぶ。

Seg-17において、セグメント中心付近は広くⅠ型が分布する。一方でⅡ型の分布域は拡大軸方向および直交方向にセグメント中心から離れるほど多い (Figs. 2b, 4)。V字型の尾根はⅡ型によって形成されており、尾根の西側(西翼)はⅡ型が連続的に分布するが、尾根の東側(東翼)では連続性が悪い。V字尾根上には海丘が散在するが、西翼では比高 100~150 m、直径 1.5 km 程度、東翼では比高 250 m、直径が 1.5 km 程度であり両者に違いがある (Figs. 2a-c)。海丘は、セグメント中央付近から中軸谷西部のⅠ型溶岩分布域にも見られる。Ⅰ型が広く分布する中軸谷西壁の緩斜面上には、比高 50~200 m で直径 1 km 前後の小海丘が密集する。中軸谷東壁麓部には、比高 50 m 程度の比較的小さな海丘がある (第 1089 次潜航地点, Fig. 2b)。この小海丘は船舶搭載型マルチビーム測深では不明瞭だが、サイドスキャンソナー画像上では明瞭に、Ⅰ型の優勢な地域にⅡ型が孤立して発達したように見える。セグメント端のⅡ型に見られる凹凸パターン(小丘)の直径がおよそ 100~250 m 程度であるのに対して、この小海丘を覆う凹凸パターンは差し渡し直径 200~300 m のテラスが積み重なった地形をなす。

##### 4-2 線状構造の分類と分布

先に述べた通り、線状構造には岩盤に落差がある断層と凹地を作る開口割れ目がある。抽出総数 2494 本のうち 54.5% が開口割れ目である (Table 1)。

いずれの線状構造も広範囲に分布し、Ⅰ型分布域にはまばらで比較的最長い線構造が目立つ (Fig. 4)。断層の多くは中軸谷走向と同じ N15°W 走向であるが、それらとは明らかに斜交する NS 走向の断層も見られる。N15°

W 走向の線構造は、中軸谷西部のⅠ型分布域に多い (Fig. 5)。一方でⅡ型分布域や東壁では、NS および N15°W 走向の短い線状構造が高密度に発達する (Fig. 6)。東壁急斜面には、走向が異なる線構造が連結してジグザグに発達している (Fig. 6c)。

#### 5. 「しんかい 6500」による海底観察結果

潜航では、①中軸谷中央付近に発達する V 字の尾根から中軸谷西部のⅠ型分布域 (第 1088 次潜航)、②中軸谷東部に発達するテラス状溶岩で覆われたⅡ型小海丘 (第 1089 次潜航)、③中軸谷西部のⅠ型分布域のうち、新しい溶岩に囲まれて古い溶岩が露出する (kipuka) と考えられる区域 (第 1090 次潜航) を観察した。その結果、目視観察とビデオ映像、高精度磁気異常データと、「わだつみ」よりも高分解能の堆積層厚など、新たな情報が得られた。

##### 5-1 第 1088 次潜航：拡大軸中心から西側平原ルート

V 字尾根の南端接合部付近から中軸谷西部のⅠ型溶岩に至る直線上の航路に沿って 3.4 km にわたり観測した (Fig. 7)。

潜水船が着底した V 字尾根の東翼裾部はⅡ型分布域にあたり、溶岩じわが発達したシート状溶岩流 (Fig. 7a) と直径 1 m 以上の球根状の枕状溶岩が露出する。ごく薄い堆積物に覆われ、ほとんどマンガン被覆は見られなかった。この場所で高い磁化強度を観察したことから、若い溶岩流を観察したと考えられる (Fujiwara *et al.*, 2010)。V 字尾根東翼の斜面中腹では堆積物被覆が厚くなり、マンガン被覆層が数ミリの厚さで発達する。尾根の頂部付近は、船舶搭載型マルチビーム測深による海底地形図には現れていない崖によって、東西が切られている。頂部西側の崖の麓には、崖から崩落したと推測される、マンガン被覆層がごく薄く一辺が 10 cm 程度、厚さ数 cm 程度の角張った溶岩片が分布する (Fig. 7b)。堆積物被覆を欠く溶岩片の分布域は、平均 0.7 ノットで航行した 7 分間に渡って連続して観察されたことから、幅 150 m に渡って分布する。頂部東側を切る崖の上部には断面の見える枕状溶岩が、尾根頂部には堆積物にほとんど覆われていない枕状溶岩が分布する。西側の崖の壁面

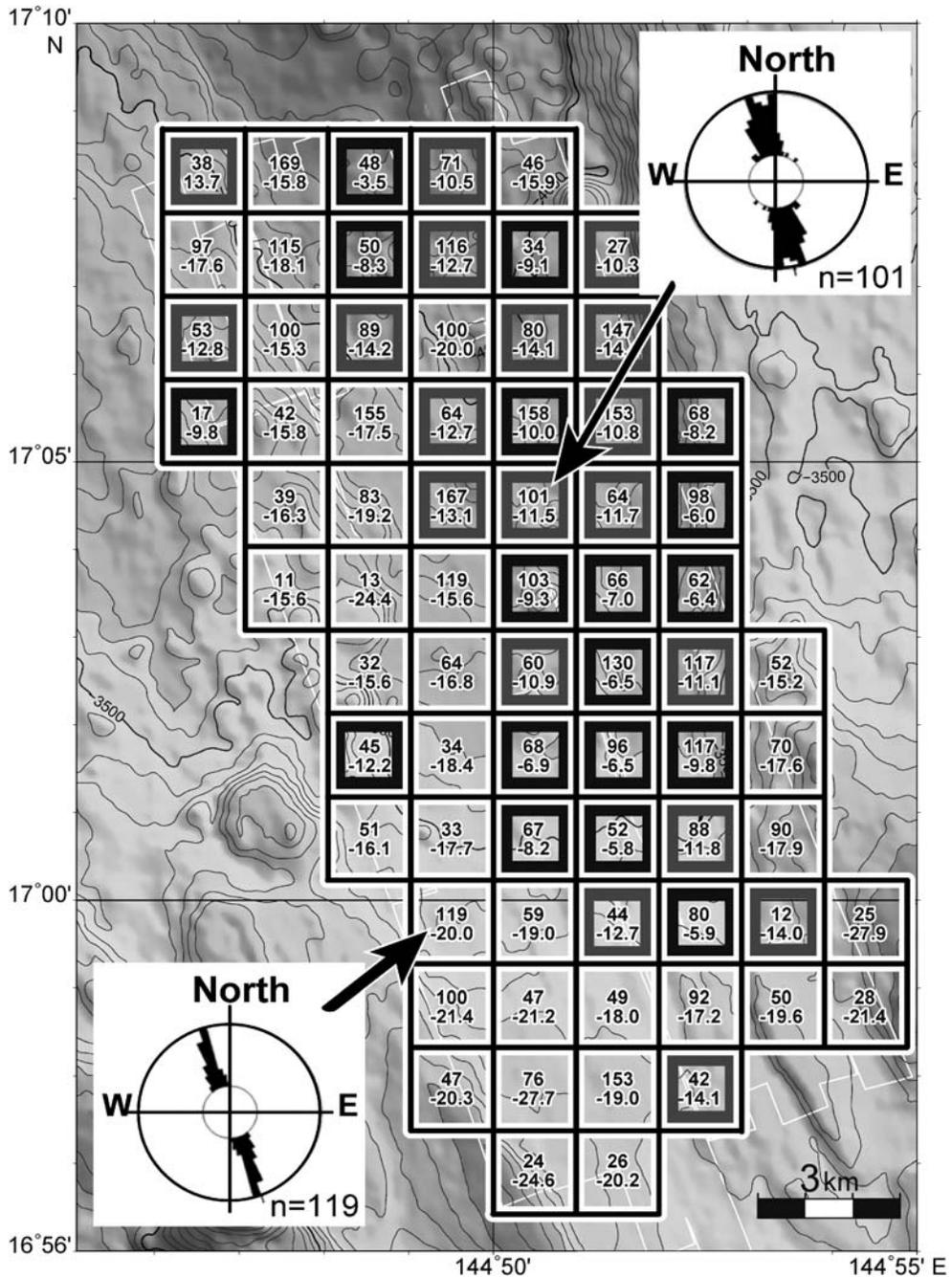


Fig. 5. Examples of rose diagram tectonic feature azimuth, after Asada *et al.* (2007). The size of each box is 0.5-min by 0.5-min, and linear features that touch the boundary of each box are counted. Numbers in each box indicate the total number of lines (upper) and average azimuth (bottom). Black boxes indicate that the average azimuth is less than  $10^\circ$ , and gray boxes indicate that the average azimuth is  $10^\circ$ – $15^\circ$ . Two types of diagrams are output:  $N15^\circ W$  trending features (bottom left) and both NS and  $N15^\circ W$  trending features (top right).

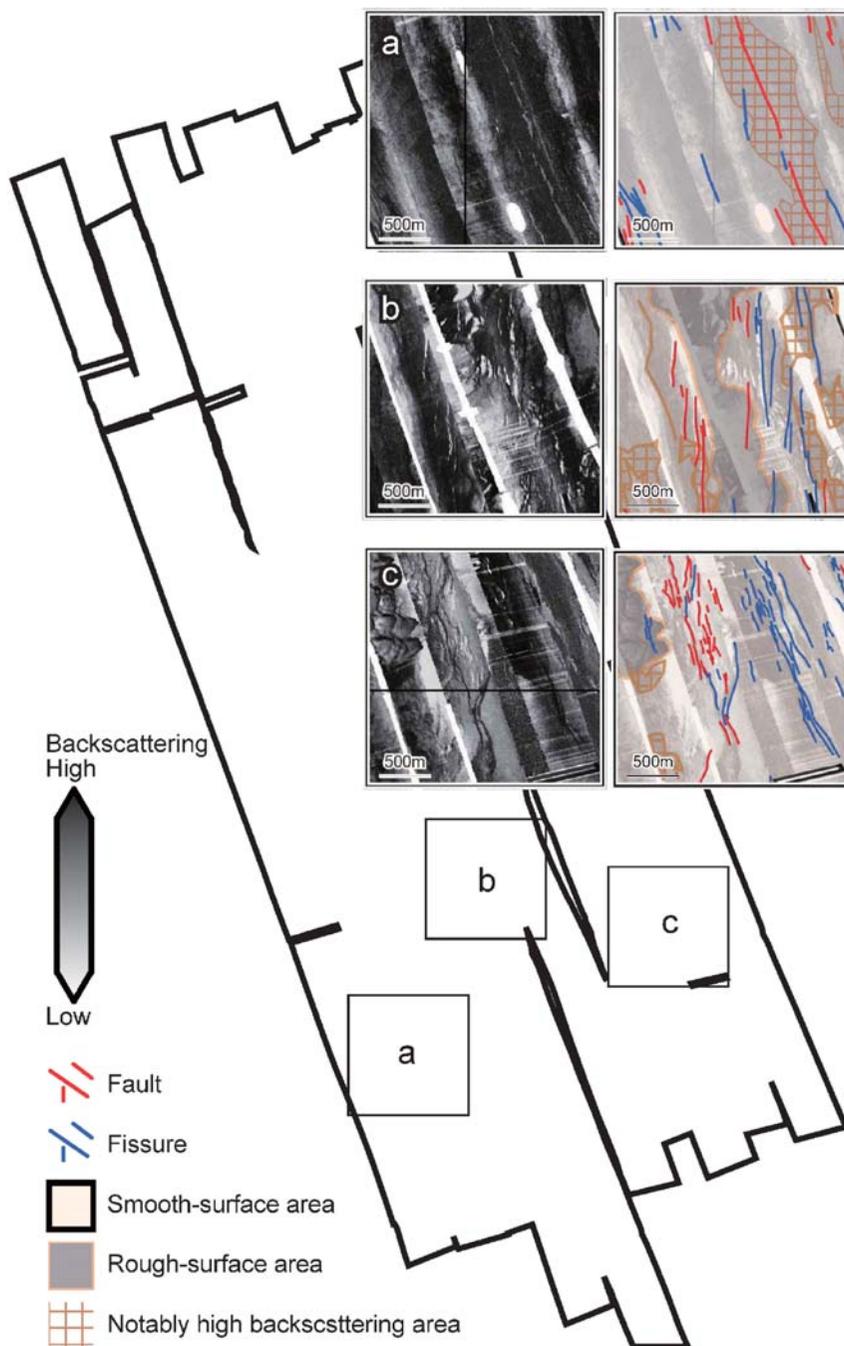


Fig. 6. Close-up of the *Wadatsumi* side-scan sonar imagery. (a) An example of linear features which are developed on the smooth-surface lava field. Both NS and N15° W trending linear features are developed, (b) N-S trending linear features densely developed on the central part of the axial valley floor, and (c) an example of apparent zigzag patterns linked to linear features developed on the foot of the eastern axial valley wall. Note that the zigzag pattern is divided into NS trending fissures and N15° W trending faults.

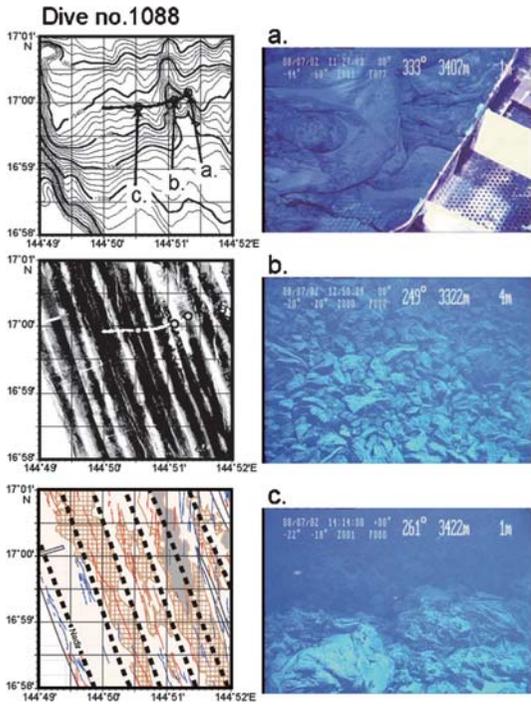


Fig. 7.

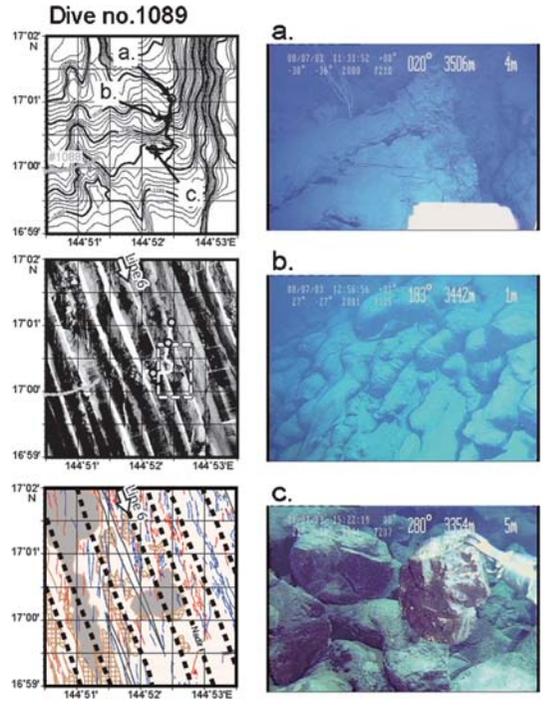


Fig. 8.

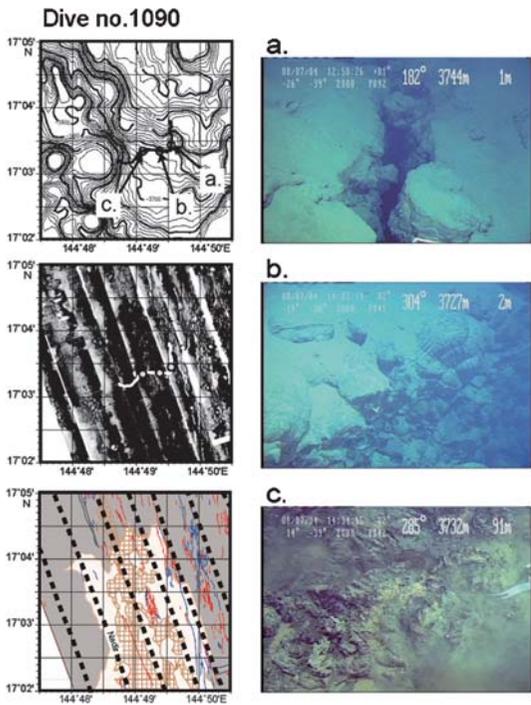


Fig. 9.

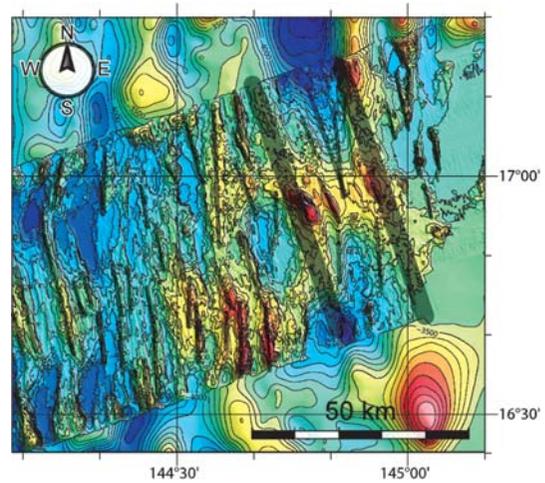


Fig. 10.

および脚部は潜水船の視界の問題で観察できていない。V字尾根の西部では、堆積物に覆われた枕状溶岩が広範囲に分布する。堆積物の上に、幅97mに渡って堆積物をほとんど被らない溶岩片の帯が分布する。この溶岩片の帯は平地に現れることから、流下する溶岩が自破砕して形成されたものと考えられる。更に西側の溶岩平原では、StrataBox (R)では検出できない程度のごく薄い堆積物(～6cm以下)で覆われたI型溶岩が分布する(Fig. 7c)。潜水船からの視程10m程度の中で溶岩が流れた表面構造を複数箇所を確認でき、それらは深度が大きくなるおよそ北西方(セグメント端)へ向けて伸長すると考えられる。中軸谷西部を覆う溶岩は、表面の凹凸が数10cm以下のなだらかなシート状溶岩流と、表面がcmスケールに細かく破砕している溶岩からなる。

V字尾根の東西翼境界の判別は困難であり、両尾根の形成順序は明らかにできなかった。なお、V字尾根を形成するII型と中軸谷西部に分布するI型の前後関係も解明できなかった。地磁気の計測結果は尾根の東側斜面で最も高い値を示し、西側平原の溶岩片の帯で次に高い値を示した(Fujiwara *et al.*, 2010)。

#### 5-2 第1089次潜航：中軸谷東壁下の海丘

中軸谷東壁の急斜面裾部に発達する海丘は比高50m程度であるために船舶搭載型マルチビーム測深による地形図上では目立たないが、サイドスキャンソナー画像ではテラス状の溶岩棚が階段状に連なる特徴的な地形を呈する。このテラス状溶岩を観察し、溶岩の記載岩石学的特徴を明らかにするために第1089次潜航を行った

(Fig. 8)。

海丘の裾野近くには、「しんかい6500」視程内で明らかに厚さが変化する堆積物が観察できた。厚い堆積物が広範囲で溶岩表面を覆うが(Fig. 8a)、小海丘裾部には直径10m程度の溶岩表面が露出する場所が散在する。サイドスキャンソナーでは、後方散乱強度分布が短周期に変化する場所にあたり、直径数十m規模で堆積物が局所的に薄くなることを示している(Fig. 8左中, 下)。海丘の尾根沿いに海丘山頂へ向かうにつれて、堆積物は厚くなる。溶岩テラスでは、テラス面では厚い堆積物のために溶岩の表面構造を観察できないが、テラスをつなぐ斜面ではチューブ状の枕状溶岩が垂れ下がる様子を観察できる(Fig. 8b)。ハワイの海底リフトゾーンや東太平洋海膨周辺では、シート状溶岩からなる平頂部と枕状溶岩からなる斜面で構成される階段状の構造をもつ溶岩テラスの例が報告されており(Clague and Dixon, 2000; Geshi *et al.*, 2007)、また、モデリング研究からも深海底での溶岩流出に伴うチューブ状溶岩の形成過程について報告されている(Gregg and Fornari, 1998)。こうした研究との比較をもとに、本潜航で確認した海丘の階段状構造は、深海底での溶岩流活動の結果生じた特徴的な構造と解釈できる。海丘の頂上付近における堆積物被覆は、テラス上面に観察される堆積物被覆よりも薄い(Fig. 8c)。本潜航を通して採取した岩石のマンガン被覆層はどれも同程度に数ミリ程度であり、他の二潜航で採取した岩石よりも厚い。本海丘は後方散乱強度も低く、相対的に古い溶岩であることが示唆される。一方で海丘裾部や頂部は局地

Fig. 7. Close-up images of submersible *Shinkai6500*'s dive no.1088 site and photos. Left top: bathymetry map obtained by YK08-08 cruise. Solid line in subfigures indicates a dive route. Circles and numbers indicate locations where *Shinkai6500*'s video camera images were taken as shown in right side. Left center: *Wadatsumi* backscattering strength map. Darker colors indicate higher backscattering strength. Left bottom: geological interpretation map based on the backscattering strength map. See legend in Fig. 4 for symbols. Right: clipped images of *Shinkai6500*'s video camera. Locations of the images are shown in the left and top side of this figure. (a) Wrinkled sheet flow, (b) fragmented sheet flow, (c) partly fractured sheet flow.

Fig. 8. Close-up images of submersible *Shinkai6500*'s dive no.1089 site and photos. Left top; bathymetry map. Left center: *Wadatsumi* backscattering strength map. Dotted-box indicates lava terrace. The "Line 6" indicates a location of survey line of sub-bottom profiler data shown in the upper image of Fig. 3. Left bottom: geological interpretation map. See legend in Fig. 4 for symbols. Note that several small high-backscattering areas (checked area) are found around the lava terrace. Right: clipped images taken by *Shinkai6500*'s video camera. (a) Lava covered by sediment, (b) lava tubes covered by thin sediment, and (c) large pieces of fragmented lava.

Fig. 9. Close-up images of submersible *Shinkai6500*'s dive no.1090 site and photos. Left top: bathymetry map. Left center: *Wadatsumi* side-scan sonar imagery. Left bottom: geological interpretation map. Right: clipped images taken by *Shinkai6500*'s video camera. (a) Sharp fissure covered by thick sediment, (b) sharp fissure surrounded by pillow lava and covered by thin sediment, and (c) finely fragmented lava flow. See legend in Fig. 7 for each symbol.

Fig. 10. Bathymetry Map based on data obtained with Seabeam 2112 system during YK08-08 cruise (high resolution part) and ETOPO1 (low resolution part, Amante and Eakins, 2009). The map indicates the basin floor which has been formed since about 3 ma (Iwamoto *et al.*, 2002). Transparent blackish lines roughly indicate trends of off-axis ridges (abyssal hills). Note that there are many ridges trending various directions over the off-axis area (thin lines) including the axial valley wall (bold lines).

的に堆積物が薄いことから、海丘を含め潜航海域周辺には、小規模で比較的若い溶岩の噴出があったと考えられる。

### 5-3 第 1090 次潜航：中軸谷西部溶岩平原の溶岩の窓 (kipuka)

Seg-17 の中軸谷西部は広範囲にわたって後方散乱強度が大きい、一部に後方散乱強度の低い微少な範囲が存在する (Fig. 9 左中, 下)。「わだつみ」が取得した微地形データによれば周囲より 5 m 程度低い海底が露出していると考えられ、これは若い溶岩に囲まれた古い溶岩が顔を出している窓のような場所 (kipuka) である可能性がある。第 1090 次潜航は、これら新旧溶岩の前後関係を確認し、溶岩の化学組成や生成年代の違いを確かめるために行われた。

周囲よりも地形が低い海底では、高密度に発達した開口割れ目が厚い堆積物に埋積されており、溶岩は露出していない。ここでは中軸谷に平行な N15° W 走向の断層と開口割れ目に加え、ほぼ NS 走向である開口割れ目が確認できる。どちらの走向の断層や割れ目にも、新鮮な溶岩断面が露出する比較的新しいものと、断層面や割れ目の壁自体が堆積物に覆われた比較的古いものがある (Figs. 9a, b)。このことはいずれの走向の断層・割れ目系もほぼ同時期に形成されたことを示唆する。「kipuka」から更に西側の I 型分布域では、局地的に後方散乱強度が高い領域 (若い溶岩の露出と解釈している領域) 周辺で、堆積物にほとんど覆われない溶岩片が分布する帯を確認できる (Fig. 9c)。この地帯は幅 10 m 程で、深度が大きくなる北西方へ向けて伸長する。

### 5-4 潜水船による観察のまとめ

中軸谷中央線付近に発達する V 字尾根の東西両翼ともに枕状溶岩が認められる。V 字尾根の東翼裾部に最も若い (堆積物とマンガン被覆層が薄く地磁気強度が大きい) と思われる溶岩を観察した。中軸谷西部の平坦な溶岩平原には、ごく薄い堆積物に覆われマンガン被覆層がほとんどない角張った溶岩片が、比較的厚い堆積物に覆われたシート状溶岩の上に分布する。更にサイドスキャンソーナーでは V 字尾根から西側平原にかけて線構造空間密度が低くなる。これらのことから、中軸谷中央線に沿った V 字尾根頂部から中軸谷西部の溶岩平原にかけて、より若い溶岩が広範囲に分布していると考えられる。

中軸谷東壁下部のテラス状溶岩からなる海丘は、他の地域よりもマンガン被覆層が厚いため、相対的に古い溶岩を観察したと言える。中軸谷中央から東部にかけては後方散乱強度が低い地域が広がっており、全体的に中軸谷西部よりも堆積物が厚い場所が多いと考えられる。こ

の地域においては局地的に堆積物層厚が違う溶岩が隣接し、直径数十 m 程の低後方散乱強度のスポットが点在することから、年代差のある小規模な火山活動があったと考えられる。これらの観察事項は、Seg-17 の中軸谷底の最近の火山活動は、西側の広範囲で若く、東側でもより小規模な火山活動が繰り返し起こっていたことを示唆する。

## 6. 議 論

### 6-1 新旧溶岩流分布から見る中軸谷周辺の火山活動位置

中央海嶺系における拡大速度の差は、火山活動の違い、すなわち拡大軸の地形的特徴を生む主要因のひとつである。年間 10~15 cm (両側) で海洋底が拡大する高速拡大軸は、プレート同士が離れることによる地殻の拡大量に対しマグマの供給による地殻形成量が大きな割合を占めるため、拡大軸部が盛り上がる蒲鉾形の地形を形成する。年間 8~5 cm 程度の地殻を形成する中速~低速拡大軸は、マグマ発生量に対して地殻が引き延ばされる割合が大きくなり、拡大軸部に深い谷地形が発達し、中軸谷に火山活動が集中する。一方、年間 2 cm 以下の超低速拡大軸では限られたマグマ発生量に対して地殻の伸張量が大きく、堆積物に埋積された広く平らな中軸谷が発達する (Perfit and Chadwick, 1998)。

背弧拡大系では、沈み込んだスラブ由来物質の循環など、島弧火山活動の影響により、拡大軸速度から期待される以上のマグマが生産されるなど活発な火山活動が考えられる (例えば、Volpe *et al.*, 1987; Gribble *et al.*, 1996; Becker *et al.*, 2010)。しかし、中軸谷内における火山活動の様式は、火山活動の大小にかかわらず、同じ拡大系である中央海嶺と同様のプロセスが支配的であると考えられる。したがって、同じ拡大速度を持つ中央海嶺系と背弧拡大系を比較することによって、両者の共通点と相違点をよりよく理解することができる。

アイスランドは低速 (年間 3 cm 程度) で拡大する大西洋中央海嶺の拡大軸が、陸に上がった場所である。アイスランドにおけるテクトニクスや火山活動は低~中速拡大系のアナログとして扱うことができ、ほとんどの部分が海底にあって詳細な履歴を追うことができない中央海嶺の火山活動を知ることができる重要なフィールドである (海野, 1994)。アイスランドでは幅 50 km 程度の広い中軸谷の中に複数の活火山帯が雁行配列しており、数千年~数万年に一度それらのいずれかに大きなマグマ供給がある (Sinton *et al.*, 2005)。

アイスランドと同じように、幅 7~8 km の低~中速拡大軸 (拡大速度 3~4 cm) で特徴づけられる Seg-17 中軸

谷底においても、火山活動は中軸谷の中央だけに限られず、時間とともに変動している。Seg-17 に認められる比較的若い溶岩は、中軸谷西側では広範囲を覆うのに対して、東側では局所的に小規模な分布をしていると考えられる。

### 6-2 構造の走向変化

サイドスキャンソナー観測と目視観察から、V字尾根は東翼、西翼ともに枕状溶岩からなり、それぞれの走向と平行な構造群が中軸谷底の広い範囲に分布することがわかる。小規模・中規模構造には、溶岩チャンネルや地滑り構造などの局所的な走向のおれを含むが、大局的にはV字尾根に代表される二走向の構造が発達している。それら二走向の構造間には、活動の前後関係が見られない。二走向の構造ともに新鮮な亀裂が観察されたことから、N15°WとNS両走向の構造ともに比較的最近活動したものを含むと解釈できる。また火山活動は中軸谷西側でより広範囲に、相対的に古い溶岩を埋めて分布するために、西側の線構造密度が低くなったと考えられる。

船舶搭載型測深機を用いた地形観測からは、現在の中軸谷と東西のオフアキス（中軸谷外側のマリアナトラフ海底面）を区切っている地形的高まりの走向がともにN15°W程度であり、また、軸谷内部に発達しているN15°W走向（西翼）とNS走向の尾根（東翼）がV字尾根を形成していることがわかる（Fig. 10）。V字尾根の東翼の連続性がより悪いことは、NS走向の尾根を形成する火山活動がN15°W走向を形成した火山活動よりも劣勢であったか、NS走向の尾根を形成する期間がN15°W走向を形成する期間に比べて短いか、あるいは尾根の東西翼を形成する溶岩の形態が異なるなどの可能性が考えられる（Fig. 1b）。

地形図からはオフアキスにも尾根地形が複数存在していることがわかる（Fig. 10）。オフアキスの尾根地形は走向が様々で、中には異なる走向の尾根が接合してV字を形成しているものもある。このことは、現在の中軸谷に見られるような構造の走向の変化が中部マリアナトラフ拡大の歴史を通じて存在したことを示す。このように頻繁な構造の走向変化は、著者らが知る限り、中央海嶺系の中軸谷内部およびオフアキスでは報告されていない。

このことから、Seg-17における火山活動の特徴について、二つの相容れない可能性が考えられる。(1)Seg-17は、その軸谷が形成された少なくとも0.78Ma以降（Deschamps *et al.*, 2005）定常的に、N15°W走向とNS走向の構造を形成しうる応力下にある場合：V字尾根東翼（NS走向）は断続的な火山活動のために尾根の連続性が

悪い。一方、西翼（N15°W走向）は定常的な火山活動によって形成されたために尾根の連続性が良い。あるいは、(2)Seg-17は0.78Ma以降に、N15°W走向の構造を形成する応力場からNS走向の構造を形成する応力場に変化しつつある（Abelson and Agnon, 1997; Clifton *et al.*, 2000; Bellahsen *et al.*, 2003）場合：V字尾根西翼の構造は中軸谷全体の走向と同じなので、中軸谷の形成とともに長期間かけて発達し、その後東翼を形成する応力場の支配下に移行しつつあるという可能性である。東翼の連続性の悪さは火山活動の期間が西翼ほど経過していないためと考えられる。また地形観測時に得られ、Deschamps *et al.* (2005) が報告したSeg-17南東部の高い音波後方散乱強度は、火山活動そのものが東側の軸谷外に移動しつつある可能性を示しており、非対称的海洋底の形成過程の解明に重要な役割を果たすかもしれない。

### 6-3 構造に見られる2つの走向の成因

二つの走向が同時に発達する理由として、Seg-17軸谷走向に対して太平洋プレートが斜めに沈み込むために背弧海盆にトランステーションが働き、異なる走向を持つ構造が同時に発生する可能性が考えられる（McCoss, 1986）。あるいは、背弧海盆の拡大に伴い島弧が回転運動をする（例えば、Nishimura *et al.*, 2004）ことで背弧側の応力場が不安定に変化する（主応力の走向が短時間で入れ替わる）可能性や、現在支配的な応力場が中軸谷形成当時の古い応力場を反映した構造の再活動を促している可能性などが考えられる。本研究結果からいずれかに特定することはできないが、いずれにしても、オフアキスに見られる尾根走向のばらつきが示すように、中部マリアナトラフではトラフ拡大初期から走向を変化させる応力場が支配していたことが示唆される。

応力場変化の歴史やその原因究明には、オフアキスに分布する尾根地形の形成年代を詳細に調べ、かつ陸上火山活動の観測と密接な連携をもって研究を進めることが必要である。

## 7. 結 論

中部マリアナトラフ北緯17度付近の海洋底拡大軸である中軸谷底を、船舶搭載型マルチビーム測深器、深海曳航型サイドスキャンソナー、潜水船による三通りの手法で観察したところ、以下のことが明らかになった。

(1)V字尾根の東西翼走向に代表される、N15°W走向およびNS走向の構造が中軸谷底に広く分布する。

(2)いずれの走向をもつ構造も新鮮な断面と堆積物に埋積された断面を併せ持っており、前後関係の判断はできない。

(3)中軸谷の広域で新しい火山活動が見られる。ただ

し西側ではより新しい溶岩が広範囲を覆うのに対し、東側では小規模で局地的な火山活動が散在して見られる。このために、西側では古い構造が溶岩に埋められ、線構造の密度が小さい。

オフアクシスの尾根地形が様々な走向を持っていることを考えると、Seg-17に見られる二走向の構造群の発達は、中部マリアナトラフの拡大史を通じて常に複数走向をもつ構造群が発達してきた現象を継承しているものと考えられる。中央海嶺系では見られないこの特徴は、非対称的な中部マリアナトラフの形成に重要な役割を担っているかもしれない。

## 謝 辞

深海曳航体「わだつみ」を用いた観測を行うにあたり、多くのトラブルに見舞われた KR03-12 では、山本富士夫氏 (株)海洋先端技術研究所、当時。現在 (独)海洋研究開発機構)および Blackinton 氏 (FUGRO, 当時) の多大なる努力なくしてはデータ取得さえ困難であった。また YK08-08 では「しんかい 6500」潜航において運航チームの皆さまに強力なご支援を頂いた。本研究内容の議論には東京大学海洋研究所 (当時) 徳山英一教授、沖野郷子准教授、東京大学理学系研究科の浦辺徹郎教授のご助言が深く影響している。また匿名の査読者と平野直人氏 (東北大学) には、厳しく有益な数々のご意見を賜り、本稿の構成に大きな影響を与えた。本稿がここにあるのは、繰り返し細部に至る丁寧なご指導を下された、編集担当の前野深氏のお陰に他ならない。以上の方々に、ここに深く感謝の意を表する次第である。

## 引用文献

Abelson, M. and Agnon, A. (1997) Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**, 405-421.

Amante, C. and Eakins, B.W. (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC*, **24**, 19 pp.

Asada, M., Deschamps, A., Fujiwara, T. and Nakamura, Y. (2007) Submarine lava flow emplacement and faulting in the axial valley of two morphologically distinct spreading segments of the Mariana back-arc basin from Wadatsumi side-scan sonar images. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **8**, Q04001, doi:10.1029/2006GC001418.

Auzende, J.-M., Ballu, V., Batiza, R., Bideau, D., Charlou, J.-L., Cormier, M. H., Fouquet, Y., Geistdoerfer, P., Lagabrielle, Y., Sinton, J. and Spadea, P. (1996) Recent tectonic, magmatic, and hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 17° S and 19° S: Submersible observations. *J. Geophys. Res.*, **101**, 17995-18010.

Becker, N.C., Fryer, P. and Moore, G.F. (2010) Malaguana-Gadao Ridge: Identification and implications of a magma chamber reflector in the southern Mariana Trough. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **11**, Q04X13, doi: 10.1029/2009GC002719.

Bellahsen, N., Daniel, J.-M., Bollinger, L. and Burov, E. (2003) Influence of viscous layers on the growth of normal faults: insights from experimental and numerical models. *J. Structural Geol.*, **25**, 1471-1485.

Buck, W.R., Lavie, L.L. and Poliakov, A.N.B. (2005) Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, **434**, 719-723.

Clague, D.A. and Dixon, J.E. (2000) Extrinsic controls on the evolution of Hawaiian ocean island volcanoes. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **1**, 1010, doi:10.1029/1999GC000023.

Clifton, A. E., Schlische, R. W., Withjack, M. O. and Ackermann, R.V. (2000) Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. *J. Structural Geol.*, **22**, 1491-1509.

Deschamps, A. and Fujiwara, T. (2003) Asymmetric accretion along the slow-spreading Mariana Ridge. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **4**, 8622, doi:10.1029/2003GC000537.

Deschamps, A., Fujiwara, T., Asada, M., Montesi, L. and Gente, P. (2005) Faulting and volcanism in the axial valley of the slow-spreading center of the Mariana Back arc basin from Wadatsumi side-scan sonar images. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **6**, Q05006, doi:10.1029/2004GC000881.

Fox, C. G., Murphy, K. M. and Embley, R. W. (1988) Automated display and statistical analysis of interpreted deep-sea bottom photographs. *Marine Geol.*, **78**, 199-216.

Fryer, P. (1996) Evolution of the Mariana Convergent Plate Margine System. *Rev. Geophys.*, **34**, 89-125.

Fujiwara, T., Umino, S., Asada M., Koike, Y., Kanamatsu, T. and Kimoto K. (2008) A submersible study of the Mariana trough back-arc spreading center at 17-deg-N. *InterRidge News*, **17**, 24-27.

Fujiwara T., Asada, M., Umino, S., Koike, Y. and Kanamatsu, T. (2010) Near-seafloor magnetic measurements with submersible *Shinkai6500* at the Mariana Trough back-arc spreading center. *J. Geoscience Union Meeting 2010*, Abstract STT076-P02.

Geshi, N., Umino, S., Kumagai, H., Sinton, J.M., White, S.M., Kisimoto, K. and Hilde, T.W. (2007) Discrete plumbing systems and heterogeneous magma sources of a 24 km<sup>3</sup> off-axis lava field on the western flank of East Pacific Rise 14° S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **258**, 61-72.

Gregg, T. K. P. and Fink, J. H. (1995) Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology*, **23**, 73-76.

Gregg, T.K.P. and Fornari, D.J. (1998) Long submarine lava flows: Observations and results from numerical modeling. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27517-27531.

Gribble, R.F., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Stuben, D., O'Hearn, D. and Newman, S. (1996) MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 2153-2166.

Griffiths, R. W. and Fink, J. H. (1992) Solidification and

- morphology of submarine lavas: a dependence on extrusion rate. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19729–19737.
- Head, J.W., Wilson, L. and Smith, D.K. (1996) Mid-ocean ridge eruptive vent morphology and substructure: Evidence for dike widths, eruption rates, and evolution of eruptions and axial volcanic ridges. *J. Geophys. Res.*, **101**, 28265–28280.
- Ishizuka, O., Kimura, J.I., Li, Y.B., Stern, R.J., Reagan, M.K., Taylor, R.N., Ohara, Y., Bloomer, S.H., Ishii, T., Hargrove, U.S. and Haraguchi, S. (2006) Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**, 385–401.
- Iwamoto, H., Yamamoto, M., Seama, N., Kitada, K., Matsuno, T., Nogi, Y., Goto, T., Fujiwara, T., Suyehiro, K. and Yamazaki, T. (2002) Tectonic Evolution of the Central Mariana Trough. *Amer. Geophys. Union Fall Meeting Suppl.*, Abstract T72A-1235.
- Kato, T., Beavan, J., Matsushima, T., Kotake, Y., Camacho, J. T. and Nakao, S. (2003) Geodetic evidence of back-arc spreading in the Mariana Trough. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 12, 1625, doi:10.1029/2002GL016757.
- Kitada, K., Seama, N., Yamazaki, T., Nogi, Y. and Suyehiro, K. (2006) Distinct regional differences in crustal thickness along the axis of the Mariana Trough, inferred from gravity anomalies. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **7**, Q04011, doi:10.1029/2005GC001119.
- 小池悠己・富士原敏也・海野 進・浅田美穂・岡田 聡 (2008) 「しんかい 6500」に搭載されたサブボトムプロファイラーを用いたマリアナトラフ背弧拡大軸付近の表層堆積物観察. *JAMSTEC R&D*, **8**, 29–36.
- Macdonald, K.C., Scheirer, D.S. and Carbotte, S.M. (1991) Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, **253**, 986–994.
- Macdonald K. C., Fox, P. J., Perram, L. J., Eisen, M. F., Haymon, R.M., Miller, S.P., Carbotte, S.M., Cormier, M.-H. and Shor, A.N. (1988) A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge-axis discontinuities. *Nature*, **335**, 217–225.
- Martinez, F., Fryer, P. and Becker, N. (2000) Geophysical characteristics of the southern Mariana Trough, 11deg.50' N–13deg.40' N. *J. Geophys. Res.*, **105**, 16591–16607.
- McCoss, A.M. (1986) Simple constructions for deformation in transpression transension zones. *J. Structural Geol.*, **8**, 715–718.
- Nishimura, S., Hashimoto, M. and Ando, M. (2004) A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc. *Phys. Earth Planet. Int.*, **142**, 185–203.
- Okino, K., Kasuga, S. and Ohara, Y. (1998) A New Scenario of the Parece Vela Basin Genesis. *Marine Geophys. Res.*, **20**, 21–40.
- Perfit, M.R. and Chadwick, Jr.W.W. (1998) Magmatism at mid-ocean ridges: Constraints from volcanological and geochemical investigations. In *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges* (Buck, W.R., Delaney, R.T., Karson, J. A. and Lagabriele, Y. eds), *Geophys. Monograph* **106**, 59–116, Amer. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Poliakov A. N. B. and Buck, W. R. (1998) Mechanics of stretching elastic-plastic-viscous layers: applications to slow-spreading mid-ocean ridges. In *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges* (Buck, W.R., Delaney, R. T., Karson, J. A. and Lagabriele, Y. eds), *Geophys. Monograph* **106**, 305–323, Amer. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Reagan, M.K., Hanan, B.B., Heizler, M.T., Hartman, B.S. and Hickey-Vargas, R. (2008) Petrogenesis of volcanic rocks from Saipan and Rota, Mariana Islands, and implications for the evolution of Nascent Island arcs. *J. Petrol.*, **49**, 441–464.
- Sauter, D., Parson, L., Mendel, V., Rommevaux-Jestin, C., Gomez, O., Briais, A., Mevel, C., Tamaki, K. and T.F.S. Team (2002) TOBI sidescan sonar imagery of the very slow-spreading southwest Indian Ridge: Evidence for along-axis magma distribution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **199**, 81–95.
- Sinton J., Gronvold, K. and Saemundsson, K. (2005) Postglacial eruptive history of the Western Volcanic, Zone, Iceland. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **6**, Q12009, doi:10.1029/2005GC001021.
- Smith, D. K. and Cann, J. (1992) The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°–30° N). *J. Geophys. Res.*, **97**, 1645–1658.
- Smith, D.K., Humphris, S.E. and Bryan W.B. (1995) Mid-Atlantic Ridge volcanism from deep-towed side-scan sonar images, 25°–29° N. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **67**, 233–262.
- Soule, S. A. and Cashman, K. V. (2004) The mechanical properties of solidified polyethylene glycol 600, an analog for lava crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **129**, 139–153.
- Tamura, Y., Ishizuka, O., Aoike, K., Kawate, S., Kawabata, H., Chang, Q., Saito, S., Tatsumi, Y., Arima, M., Takahashi, M., Kanamaru, T., Kodaira, S. and Fiske, R. S. (2010) Missing Oligocene Crust of the Izu-Bonin Arc: Consumed or Rejuvenated During Collision? *J. Petrol.*, **51**, 823–846.
- Taylor, B. and Martinez, F. (2003) Back-arc basin basalt systematic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 481–497.
- Tominaga, M. and Umino, S. (2010) Lava deposition history in ODP Hole 1256D: Insights from log-based volcanostratigraphy. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **11**, Q05003, doi:10.1029/2009GC002933.
- 海野 進 (1994) 中央海嶺のマグマ供給システム. 地学雑誌, **103**, 498–521.
- Umino, S., Obata, S., Lipman, P., Smith, J.R., Shibata, T., Naka, J. and Trusdell, F. (2002) Emplacement and Inflation Structures of Submarine and Subaerial Pahoehoe Lavas From Hawaii. In *Hawaiian Volcanoes: Deep Underwater Perspectives* (Takahashi, E., Lipman, P.W., Garcia, M.O., Naka, J. and Ariamaki, S. eds), *Geophys. Monograph* **128**, 85–101, Amer. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Volpe, A.M., Macdougall, J.D. and Hawkins, J.W. (1987) Mariana Trough basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and Arc-like melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **82**, 241–254.
- Wadge, G. (1980) Output rate of magma from active central volcanoes. *Nature*, **288**, 253–255.

- Yamazaki, T., Murakami, F. and Saito, E. (1993) Mode of seafloor spreading in the northern Mariana Trough. *Tectonophys.*, **221**, 207-222.
- Yamazaki, T. and Murakami, F. (1998) Asymmetric Rifting of the Northern Mariana Trough. *The Island Arc*, **7**, 460-470.
- Yamazaki, T., Seama, N., Okino, K., Kitada, K., Joshima, M. Oda, H. and Naka, J. (2003) Spreading Process of the Northern Mariana Trough: Rifting-Spreading Transition at 22° N. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **4**, 1075, doi: 10.1029/2002GC000492.
- Zellmer, K.E. and Taylor, B. (2001) A three-plate kinematic model for Lau Basin opening. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **2**, 1020, doi:10.1029/2000GC000106.

(編集担当 前野 深)