



# 沖縄トラフにおけるriftingの発達史と火山活動の年代－K-Ar年代・地磁気異常および海底地質構造からの考察－

古川, 雅英

---

(Degree)

博士 (学術)

(Date of Degree)

1990-10-15

(Date of Publication)

2009-03-31

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

甲0940

(JaLCD0I)

<https://doi.org/10.11501/3057125>

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1000940>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博士論文

沖繩トラフにおける rifting の発達史と火山活動の年代

— K-Ar年代・地磁気異常および海底地質構造からの考察 —

平成2年8月

神戸大学大学院自然科学研究科

古川雅英

## 要旨

沖縄トラフにおける rifting の発達史と火山活動の年代を明らかにすることを目的として、沖縄トラフとその周辺海域で得られたマルチチャンネル反射法地震探査記録の解析と解釈、火山岩試料の K-Ar 年代測定、および地磁気三成分異常の解析を行った。これらのデータおよび試料は、主に沖縄トラフで行われた DELP 研究航海（1988年7月）において得られた。マルチチャンネル反射法地震探査記録の解析と解釈から得られた海底地質層序と、琉球弧の地質層序を対比した結果から、沖縄トラフにおける rifting の開始は、約 2 Ma であることが示された。また、トラフ中軸の海底地溝の形成は、約 0.5 Ma 以降に行われたことが示された。K-Ar 年代測定の結果、沖縄トラフ中軸部の火山活動が、約 0.5 Ma 以降に行われたことが明らかとなった。地磁気三成分異常の解析から得られた貫入岩体の走向を用いて、トラフにおける応力場の解明を試みた。応力場の推定には、陸上で行われている岩脈法を応用した。岩脈法を行うに当たって必要となる岩脈形成の年代は、年代測定の結果、および地磁気異常の分布と陸域の火成活動の分布との対比から求めた。その結果、トラフ域における最小水平主応力の方向が、約 2 Ma を境として、WNW-ESE から NNW-SSE に変化したことが推定された。この応力場が変化した年代は、海底地質層序と構造から求められた rifting の開始年代と一致している。海底表層に認められる断層分布からも、現在の沖縄トラフ域における最小水平主応力の方向が、NNW-SSE であると推定された。以上のことから、沖縄トラフにおける rifting の発達について、次の結論を得た。rifting は 2 Ma に開始された。0.5 Ma 以降、トラフ中軸では海底地溝が形成され、火山活動が開始された。現在も rifting は進行中であり、火山活動が認められる海底地溝域は、rifting から海底拡大への過渡期にある。

## 謝辞

本研究は、神戸大学大学院自然科学研究科安川克己教授の指導の下に行われた。同研究科の伊勢崎修弘助教授からは、研究の全般にわたり、多くの有益な助言を得た。

本研究の遂行にあたっては、多くの方々の協力と援助を得た。特に、次に挙げる方々に深く感謝する（以下、所属および役職は研究遂行時のもの）。

沖縄トラフで行われたDELP調査航海では

(株)東海サルベージ第五海工丸： 西岡忠夫船長、宮本元行氏および  
乗組員各位  
千葉大学理学部： 木下 肇教授  
および乗船研究員・学生の各位

マルチチャンネル反射法地震探査データの処理では

東京大学海洋研究所： 平 朝彦教授、徳山英一博士、  
藤岡換太郎博士、倉本真一氏

火山岩のK-Ar年代測定では

岡山理科大学蒜山研究所： 板谷徹丸教授  
岡山理科大学大学院理学研究科： 岡田利典氏

本研究で使用したデータの一部は、多くの方々の協力を得て諸機関より提供されたものである。特に、次に挙げる機関および方々に感謝の意を表す。

海上保安庁水路部： 大島章一博士・加藤幸弘博士  
地質調査所： 本座栄一博士

以上に挙げた方々の他、東北大学、金沢大学、千葉大学、東京大学、東海大学、京都大学、海上保安庁水路部、地質調査所、中国武漢地質大学（劉育燕博士）、韓国科学技術研究院海洋研究所（石奉出博士）、中華民国經濟部中央地質調査所（黄敦友博士、曹恕中博士）、をはじめとする多くの大学および諸機関の方々から有益な議論と励ましを得た。特に、琉球大学理学部海洋学科、神戸大学理学部地球科学科および神戸大学大学院自然科学研究科の教官ならびに卒業生、在学生諸氏から、多くの協力と励ましを得た。記して謝意を呈する。

最後になったが、妻信子は、約3年半にわたる研究生生活の間、よく協力し励ましてくれた。信子の協力と理解がなければ、本研究は成立し得なかったことをここに銘記し、心から感謝する。

## 目次

要旨

謝辞

第1章	序論	1
1-1	海底地形、構造配置、および地質の概要	4
1-2	地殻構造	11
第2章	沖縄トラフとその周辺海域の海底地質層序と構造	13
2-1	はじめに	13
2-2	マルチチャンネル反射法地震探査	14
2-2-1	探査とデータ処理の概要	14
2-2-2	結果	16
2-3	海底地質層序および構造	31
2-4	考察	53
2-4-1	沖縄トラフの形成年代	53
2-4-2	断層分布から推定される沖縄トラフの応力場	61
2-6	第2章のまとめ	63
第3章	沖縄トラフにおける火山活動の年代	64
3-1	はじめに	64
3-2	沖縄トラフから得られた火山岩試料のK-Ar年代測定	65
3-2-1	試料および測定	65
3-2-2	結果	65
3-3	考察	68
3-4	第3章のまとめ	74

第4章	地磁気異常からみた沖縄トラフと琉球弧の火成活動	75
4-1	はじめに	75
4-2	地磁気三成分異常	77
4-2-1	測定とデータ処理	77
4-2-2	測定の結果	82
4-2-3	解析および解析結果	94
4-3	地磁気全磁力異常	97
4-3-1	沖縄トラフとその周辺の地磁気異常分布	97
4-3-2	沖縄トラフ中軸部の地磁気異常分布	101
4-4	考察	104
4-4-1	琉球弧の第四紀火山フロントの位置	104
4-4-2	沖縄トラフの火山活動と琉球弧の火山活動の関係	107
4-4-3	磁化物体の走向から推定される沖縄トラフの 応力場	108
4-5	第4章のまとめ	113
第5章	結論	114
	引用文献	116

## 第1章 序論

太平洋の西縁には多くの縁海が発達している。沖繩トラフは、これらの縁海の一つである東シナ海の東縁に位置する凹地である。また、琉球島弧－琉球海溝系の背弧海盆である（図1-1）。

沖繩トラフでは、内外の諸機関と研究者によって、多くの地質学および地球物理学調査と研究が行われてきた(Wageman et al., 1970; Honza ed., 1976; Sibuet et al., 1987; 大島ほか, 1988. など)。特に、国際リソスフェア探査計画（以下、DELPと略す）の一環として、DELP背弧海盆研究グループが行った調査および研究では、沖繩トラフの地殻が大陸的であること、また活動的な背弧海盆であることなどが明かとなった（Japanese DELP research group on back-arc basin, 1986; Kinoshita and Uyeda, 1990. など）。また、潜航調査等によって、他の背弧海盆に先駆けて、活動的な熱水性マウンドや重金属を含む 300' C 以上の熱水を噴出するブラックスモーカーなどの存在が確認された(Kimura et al., 1988; 中村ほか, 1988; 木村ほか, 1988; Halbach et al., 1989. など)。

これらの調査と研究の結果から、現在の沖繩トラフは、大陸リソスフェアの rifting の段階から海底拡大への過渡期にあると考えられている(例えば、徳山・古川, 1988)。大陸の縁辺に位置しかつ活動的な背弧海盆としては、沖繩トラフの他に、アンダマン海が挙げられる。しかし、アンダマン海の一部では、すでに海底拡大による海洋地殻の形成が行われている（Curry et al., 1979）。従って、現在までに発見されている海盆のうち、大陸縁辺に位置し rifting の段階にある活動的背弧海盆は、沖繩トラフのみである。この様なことから、沖繩トラフにおいて進行中である諸現象の研究は、他の背弧海盆の形成過程、特に形成初期のテクトニクスを解明する上で重要であると考えられる。

上述のように、沖繩トラフの活動的な様子については解明が進みつつある。しかし、トラフの形成年代や形成に関わる応力場など、背弧海盆形成のテクトニクスを考える上で重要な多くの点が未解明である。本研究では、沖繩トラフで得られた火山岩のK-Ar年代測定、地磁気異常の解析、反射法地震探査記録の解釈などから、上記した未解明の問題点について検討を行った。その結果から、特に沖繩トラフ南部および中部における rifting の発達史と火山活動の年代について考

察した。

本研究域（図1-1）は、一部の陸域を除いてほとんどが海域である。従って、ほぼ全面的に海域で得られたデータに基づき研究を行った。本研究に使用した主要なデータは、1988年7月に沖縄トラフ南部と中部で行われたDELP航海（以下、DELP88航海と略す）において得られたものである。DELP88航海においては、各種の地質学的、地球物理学的調査が行われた。本研究では、このうち、海上地磁気三成分および全磁力測定、3.5 kHz 探査、マルチチャンネルおよびシングルチャンネル反射法地震探査、ドレッジによって得られたデータと試料について、次章以下で述べる解析と解釈を行った。この他、沖縄トラフ中部において行われた1984年度のDELP航海（以下、DELP84航海と略す）で得られた地磁気三成分および全磁力データ(Kitahara et al., 1986)の再解析を行った。また、これまでに諸機関で得られたシングルチャンネル反射法地震探査記録や地磁気全磁力データ等を収集し、解釈と統合を行った。特に、海上保安庁水路部、地質調査所、アメリカ海洋大気局（以下、NOAAと略す）から、多くのデータの提供を得た。

以下、本章においては、沖縄トラフとその周辺の海底地形、構造配置、地質、および地殻構造などについて概要を述べる。第2章では、反射法地震探査記録の解釈から、沖縄トラフとその周辺海域の海底地質層序と構造を検討し、その結果と陸上地質層序との対比から沖縄トラフの形成年代について考察する。また、海底に認められる断層分布から、沖縄トラフの形成に関わるテクトニクスについて考察する。第3章では、沖縄トラフから得られた火山岩試料のK-Ar年代など、主に直接的なデータに基づき、沖縄トラフの火山活動の年代について考察する。第4章では、地磁気データに基づき、沖縄トラフとその周辺の火成活動やテクトニクスについて論じる。特に、地磁気三成分異常の解析から求められる貫入岩体の走向から、陸上で行われている岩脈法を応用することにより、沖縄トラフにおける現在の応力場および古応力場の推定と復元を試みる。

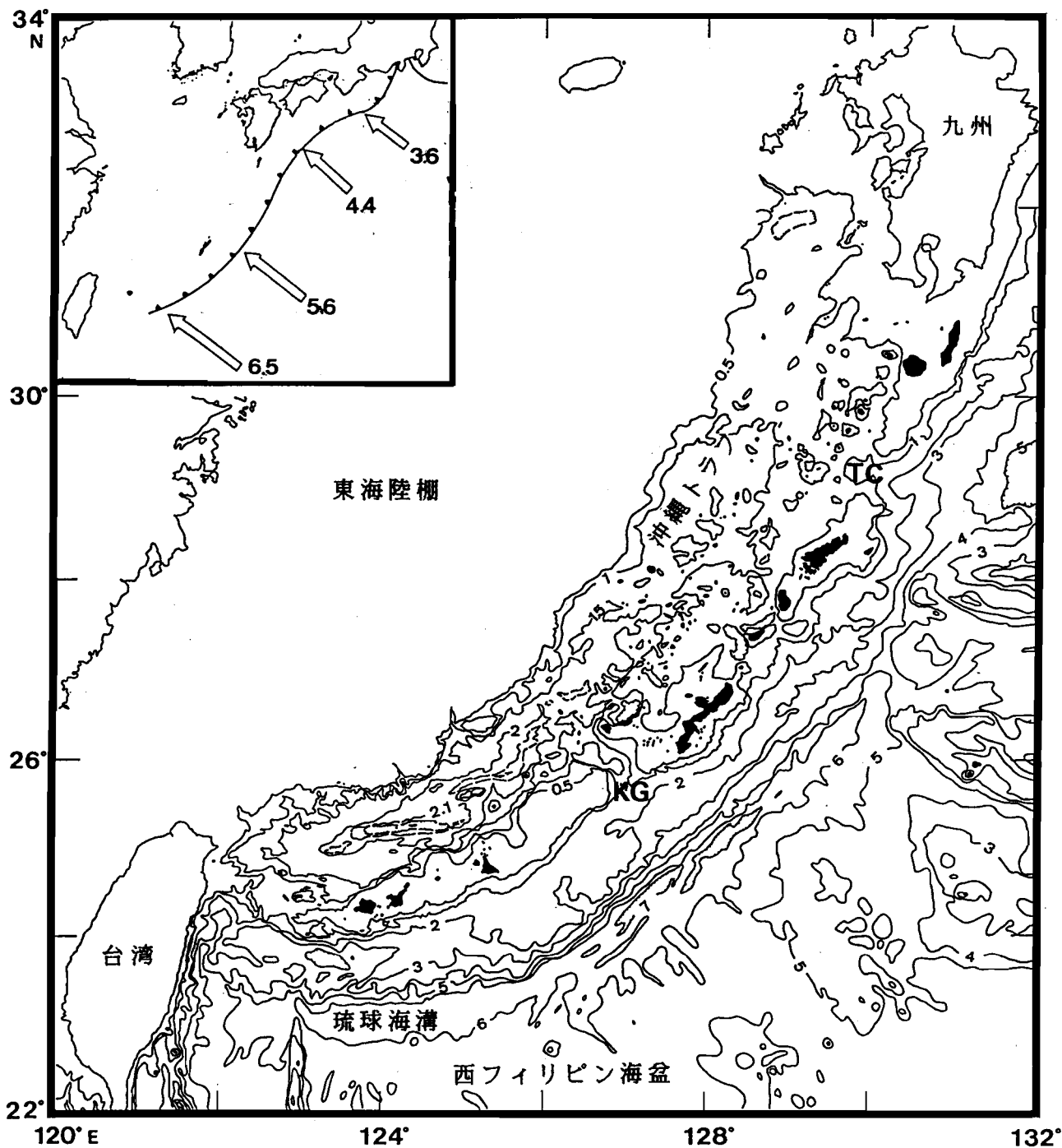


図 1 - 1 沖繩トラフおよびその周辺の海底地形図

水深は km 単位。等深線の間隔は、沖繩トラフおよび琉球弧域では 500 m、琉球海溝の陸側斜面から西フィリピン海盆では 1000 m。トラフ内の一部に 100 m の補助線（破線）を入れた。黒塗の部分は琉球弧の陸域（琉球列島）。TC はトカラ海峡、KG は慶良間海裂。左上の挿入図は、琉球海溝および南海トラフに沿ったユーラシアプレートとフィリピン海プレートの相対運動のベクトル（単位：cm/yr）。挿入図は Seno (1977) の図を簡略化し、一部加筆した。

## 1-1 海底地形、構造配置、および地質の概要

本研究域は、琉球列島の島々を除いて、ほとんどが海域である（図1-1）。大地形は、北西から南東へ、(a) 東海陸棚、(b) 沖縄トラフ、(c) 琉球弧、(d) 琉球海溝、(e) 西フィリピン海盆に区分される。陸棚東南縁、沖縄トラフ、琉球弧および琉球海溝は、およそ北東-南西の走向で並列している。本研究域の海底地形の重要な特徴は、琉球弧に直交して発達する凹地（トカラ海峡と慶良間海裂）とその走向の北西-南東延長線によって、琉球弧のみならず沖縄トラフ、琉球海溝および西フィリピン海盆の西北縁に到る範囲が、地形的に区分されるという点である（図1-2）。

トカラ海峡は諏訪之瀬島の南に発達する琉球弧の凹地であり、水深は1000 mを越える。この海峡により琉球弧の海溝側斜面は、水深約800 mでトラフ域に連続する。慶良間海裂は沖縄本島南部、慶良間諸島および久米島を結ぶ琉球弧の南西方に発達する凹地である。最大水深は1800 mに及び、約1000 mの水深で琉球弧の海溝側斜面とトラフ域は連続する。これらの凹地とその北西延長線によって、琉球弧および沖縄トラフは、それぞれ北部、中部、南部に区分される（図1-2）。

本研究において使用する海底地形の名称は、特に断わりのない限り、海上保安庁水路部の報告（浜本ほか，1979；加藤ほか，1982；桂ほか，1986；大島ほか，1988）に従う。これらの報告において、同一地形に対して二つ以上の名称が付けられている場合には、報告年度の新しいものを採用している。ただし、報告中で使用されている「南西諸島」、「南西諸島海溝」という名称については、本研究では使用せず、それぞれ「琉球列島」、「琉球海溝」とする。本研究に関わる地形の名称は、図1-1および図1-2に示した。

以下に、東海陸棚から西フィリピン海盆にいたる地域の地形的特徴、構造配置および地質の概要を述べる。

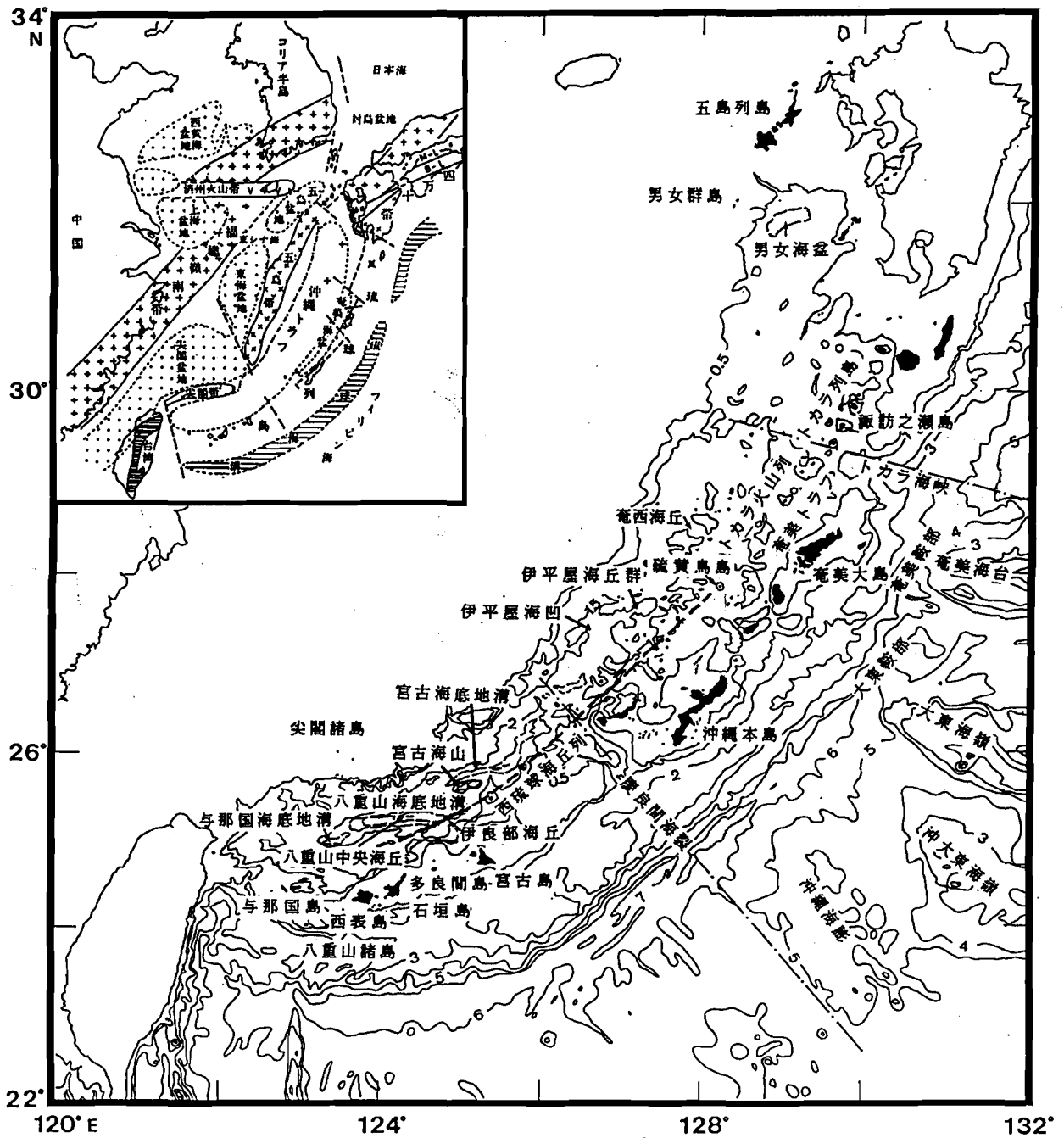


図 1 - 2 沖繩トラフとその周辺の地形名称.

破線は西琉球海丘列の位置、一点鎖線はトカラ海峡および慶良間海裂の北西-南東延長線を示す。左上の挿入図は、沖繩トラフ周辺の構造配置図（木崎，1985を簡略化）。挿入図のM-LおよびB-Lは、それぞれ中央構造線と仏像構造線を示す。

#### (a) 東海陸棚

水深150 m 以浅の平坦な海底である。その南東縁には陸域として、北より五島列島、男女群島および尖閣諸島が分布する。男女群島と尖閣諸島の間には、赤尾嶼を除き、陸域は存在しない。五島列島および尖閣諸島周辺の陸棚からトラフにかけての斜面には海底谷群が認められる。

東海陸棚は堆積物に埋積され、地形的には平坦であるが、西黄海、上海、五島、東海、尖閣の堆積盆地や、福建-嶺南帯および五島-尖閣帯などの隆起部の存在が知られている (Wageman et al., 1970; Desheng, 1984; 木崎編著, 1985; Kizaki 1986. 図1-2)。これらの構造の方向は、沖縄トラフと琉球弧の走向にほぼ平行である。陸棚中の堆積盆には、主に中性代以降から第四紀の堆積物が堆積している (Desheng, 1984)。五島-尖閣帯 (加賀美ほか, 1971) は、沖縄トラフと五島-尖閣盆地を分ける隆起帯である。この隆起帯の内、五島帯では中新世の火成活動 (鎌田, 1971) が、また尖閣帯では後期中新世~鮮新世の火成活動 (松本・辻, 1973) が知られている。氏家 (1989b) は、陸棚で行われたボーリングで得られた試料の検討結果から、五島-尖閣帯が後期鮮新世まで陸域を形成していた可能性を示唆している。木村 (1990a) は、福建-嶺南帯と五島-尖閣帯間の堆積盆を一括して台湾堆積盆と呼び、未公表のマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈などから、この堆積盆が後期白亜紀~中期中新世に形成された地溝であり、その構造が現在の沖縄トラフと類似していることを指摘している。

#### (b) 沖縄トラフ

トラフの水深は北部から南部にかけて深くなる。水深の概略は、北部、中部および南部で、それぞれ500~1000 m、1000~1500 m、1500~2000 m である。沖縄トラフの水深は、他の活動的な背弧海盆に較べて浅い。中部から南部にかけては、中軸部に明瞭な海底地溝が認められる。また、一部の地溝に沿って海丘群や海丘列が認められる。

トラフ北端部は、特に男女海盆と呼ばれている。海盆の水深は約800 m である。男女海盆へは、周辺の陸棚から多数の海底谷が開口している。男女海盆の南では水深600~1000 m のかなり平坦なトラフ底が北北東-南南西向きに細長く分布する。北部では、海底地溝は地形的には未発達であるが、平坦なトラフ底の各所に

海丘が分布している。

トラフ中部の軸部はほぼ北東-南西向きであり、沖縄本島の北西方にはいくつかの小海嶺状に発達した海丘群が海底地溝の一つである伊平屋海凹の東部域に分布している。この海丘群は、伊平屋海丘群と呼ばれている。

南部のトラフ軸は、東北東-西南西の方向性を示し、それ以北の方向性とは大きく異なる。南部のトラフ底は水深2000 m前後の平坦な海底と、発達した海底地溝、海山よりなる。南部の海底地溝は、東のものから西へ、宮古海底地溝、八重山海底地溝、与那国海底地溝と呼ばれる。最深水深は、八重山地溝内の2310 mである。トラフ底は、台湾に近づくにつれて徐々に浅くなり、きわめて起伏に富む地形となる。トラフ南部の宮古海山は、トラフ中に分布する高まりの中で最大のものである。

東海陸棚側のトラフ斜面の傾斜は、北部で約10/1000、南部では約200/1000となり(大島ほか, 1988)、北から南にかけて傾斜が増加する。

### (c) 琉球弧

陸域である琉球列島を乗せる琉球弧前弧とトカラ火山列(トカラ列島)およびその南西延長部である西琉球海丘列よりなる。トカラ火山列および西琉球海丘列が沖縄トラフと琉球弧の地形的境界である。

琉球弧北部は、トカラ火山列の北部と前弧域からなる2重弧である。琉球弧中部は、トカラ火山列の最南端である硫黄島島までのトカラ火山列の南部とその南西延長である幅約50 kmの海丘帯および前弧域からなる2重弧である。両者の間には、小規模の海盆が発達している。特に奄美大島西方の海盆は、奄美トラフと呼ばれる。沖縄本島より南西の琉球弧前弧域には、水深300-500 m以浅の平坦な島棚がよく発達している。南部に発達する島棚は、特に"500 m島棚"と呼ばれている(氏家, 1980)。琉球弧南部は海丘列と前弧域からなる。南部では、海丘の発達が悪いこととこれが前弧に近接することから、トラフとは急崖により接した地形を呈する。ただし、これまでの報告には指摘されていないが、南部域においても前弧と海丘列の間に小海盆が認められる。宮古島および八重山諸島の南にはよく発達した深海平坦面が認められる。この琉球弧と海溝の間の平坦面は水深2000~3000 mであり、北域との地形的差異を示している。

琉球弧の陸上地質層序（氏家，1989b）を表1-1に示す。琉球弧陸域の地質層序は、先新第三紀の基盤岩類、前期中新世の八重山層群、鮮新世を主体とする島尻層群、および中期更新世の琉球層群に概略区分される。先新第三紀基盤とその上位の地層との間には、およそ2000~4000万年にわたる堆積間隙が認められる。以下に、各層序を概説する。

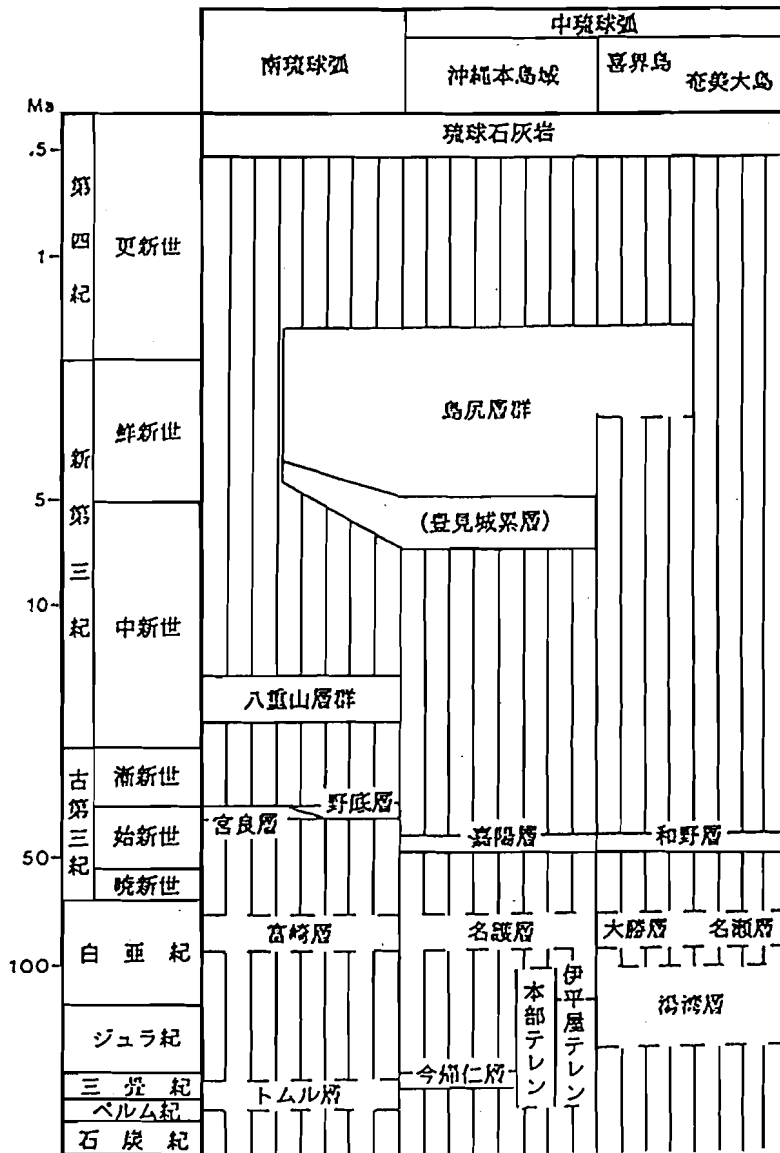
先新第三紀基盤は、琉球弧の土台を形成している。小西（1965）は、これらの基盤が内側ほど古い帯状配列をしていることを示し、西南日本弧に認められる帯状構造の南西延長であるとした。これまでの研究により、琉球弧中部までは西南日本弧の帯状構造の南西延長であると考えられているが、琉球弧南部の基盤は台湾に発達する帯状構造（Ho ed., 1988. など）に類似し、その延長である可能性が指摘されている（木崎編著，1985. など）。

八重山層群は、夾炭層を特徴とする砂岩を主とした前期中新世の浅海あるいは内湾相である。琉球弧における分布は南部に限られるが、台湾や尖閣諸島にも分布が知られている。

島尻層群は、泥岩を主とし砂岩や凝灰岩を挟む後期中新世から前期更新世の地層である。島尻層群の分布は、ほぼ琉球弧全域にわたる。層厚は琉球弧の東縁で最も厚く陸棚にかけて薄くなることが指摘されている（相場・関谷，1979）。

中期更新世の琉球層群は、石灰岩（琉球石灰岩）を主体とし砂れき層をともなう。トカラ海峡以南に広く分布している。

表 1 - 1 琉球弧の陸上地質層序



氏家 (1989b)

#### (d) 琉球海溝

琉球海溝が水深6000 m以深の典型的な海溝地形を呈するのは、沖縄本島以南の地域である。特に沖縄本島と宮古島間の沖では水深7000 m以深の所があり、最大7790 mである。これに対し北域においては、海溝軸の位置は地形的に不明瞭となる。琉球海溝では、フィリピン海プレートの沈み込みが行われている。琉球海溝に沿ったユーラシアプレートとフィリピン海プレートの現在の相対運動ベクトルは、Seno (1977) によって求められている(図1-1)。現在の琉球海溝に沿った相対運動の方向は、ほぼ北西方向である。このことから、海溝南部ほど斜め沈み込みとなり、与那国島の南方ではほとんど横ずれ成分だけとなることが指摘される。フィリピン海プレートの運動方向は、4 Ma、2 Ma、1.5 Maに変化したと考えられている(Seno, 1985; 瀬野ほか, 1988)。しかし、琉球海溝に沿った沈み込みの方向は、ほぼ現在と同様の北西方向であったと考えられる。

#### (e) 西フィリピン海盆

慶良間海裂を南東方向に延長した線を境界に、起伏に富む北域と深海平原状の南域に分けられる。北域では、ほぼ北西-南東方向の伸びをもつ奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺、沖縄海膨(木村ほか, 1983)が存在している。これらの地形的高まりが琉球弧に直接する部分があり、そこでは海溝地形が切られて高まった鞍部となっている。これらは奄美鞍部および大東鞍部と呼ばれる(木村ほか, 1983)。奄美海台は琉球弧に衝突している(徳山, 1985)。喜界島における第四紀の隆起は、この衝突の影響によることが指摘されている(例えば、Konishi, 1985)。

西フィリピン海盆の形成については不明な点が多い。成因については、トランスフォーム断層が沈み込み境界となった際に取り込まれたとする説(Ben-Avraham and Uyeda, 1983)や、背弧海盆の拡大によって形成されたという説(Seno and Maruyama, 1984)など諸説がある。足立ほか(1989)は、現在のフィリピン海プレート東南縁のヤップおよびパラオ諸島における古地磁気学的研究から、トランスフォーム断層が沈み込み境界となった約40 Maに、海盆全体が時計周り回転をしたことを指摘している。

## 1 - 2 地殻構造

沖縄トラフおよび琉球弧域では、これまでに多くの屈折法地震探査が行われてきた。本域でこれまでに得られた地震波速度構造の一部を図1-3に示す。

Murauchi et al.(1968)は沖縄トラフ南部の北東部において、本域では初めての地殻構造に関する研究を行った。その結果から、地殻構造が大陸に似ていることを指摘した。Lee et al.(1980)は、沖縄トラフ南部の西部において調査を行い約15 kmの薄い大陸地殻の存在を示唆した。トラフ南部の中軸部については、海洋地殻の存在の有無が議論されてきた。DELP88航海で行われた海底地震計を用いた探査の結果、南部の中軸部においても厚い下部地殻の存在が明かとなった。また、モホ面は少なくとも海面下18 kmより深いと推定されている(図1-3のC-C'測線。DELP背弧海盆研究グループ, 1990)。図1-3のC-C'測線の上部構造は、本研究のマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈結果を参照して決定されている。トラフ中部では、DELP84航海において海底地震計による探査が行われた(Japanese DELP reserach group on back arc basin, 1986)。その結果、中部の地殻は大陸地殻であることが明らかになった(Nagumo et al., 1986)。沖縄トラフの北部においても、大陸地殻の存在が明らかになっている(Ludwig et al., 1973; 岩崎ほか, 1990)。この他、重力異常の解析からも、トラフ域の地殻は大陸的であることが指摘されている(瀬川, 1976)。

これらの研究結果から、沖縄トラフの地殻は全体に大陸的であること、また沖縄トラフが大陸リソスフェアの rifting 期にあることが指摘される。rifting は、大陸リソスフェアが引っ張り力によって引き裂かれる現象である。大陸リソスフェアの rifting は、主に下部地殻の流動変形によって行われ、上部地殻はこれにともない脆性破壊を受けて変形し、沈降すると考えられている(例えば、小路・竹下, 1989)。図1-3に示した地殻断面では、下部地殻に相当する層の厚さはほぼ一様であることが指摘される。これに対して、上部地殻の厚さは変化に富んでおり、北部では南に向かって薄くなることが認められる(岩崎ほか, 1990。図1-3のA-A'測線)。また、南部ではトラフの中軸に向かってほぼ対称的に上部地殻は薄化していることが認められる。これらは、上記の大陸リソスフェアの rifting の過程をよく反映した地殻構造と考えられる。

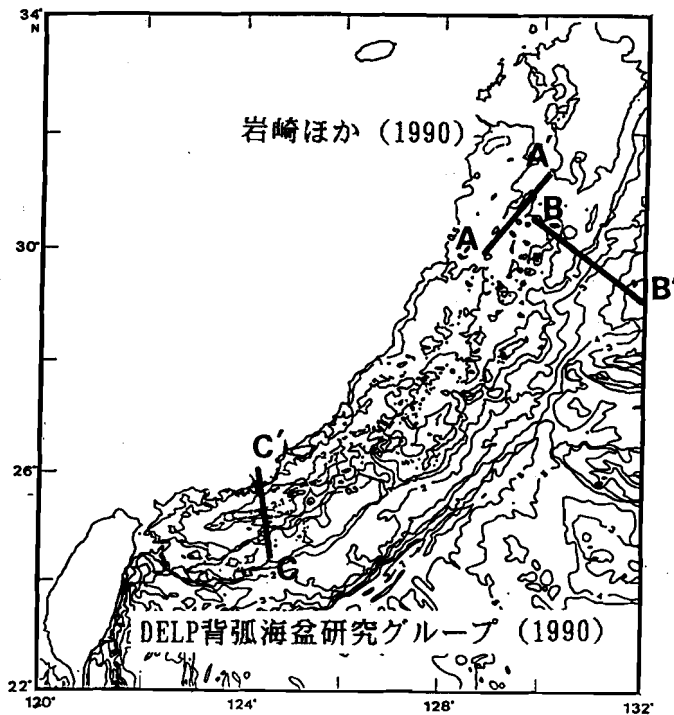
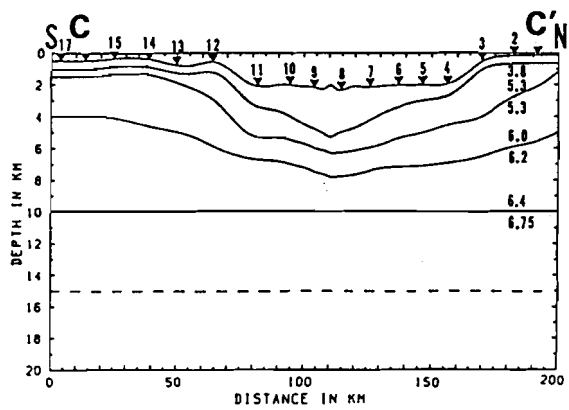
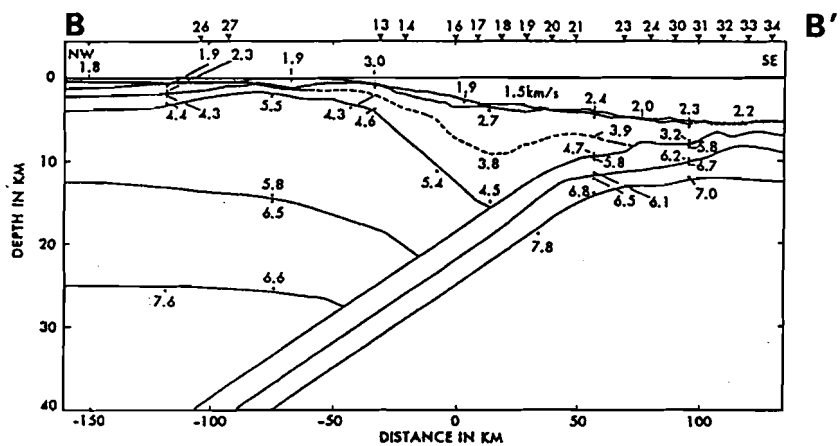
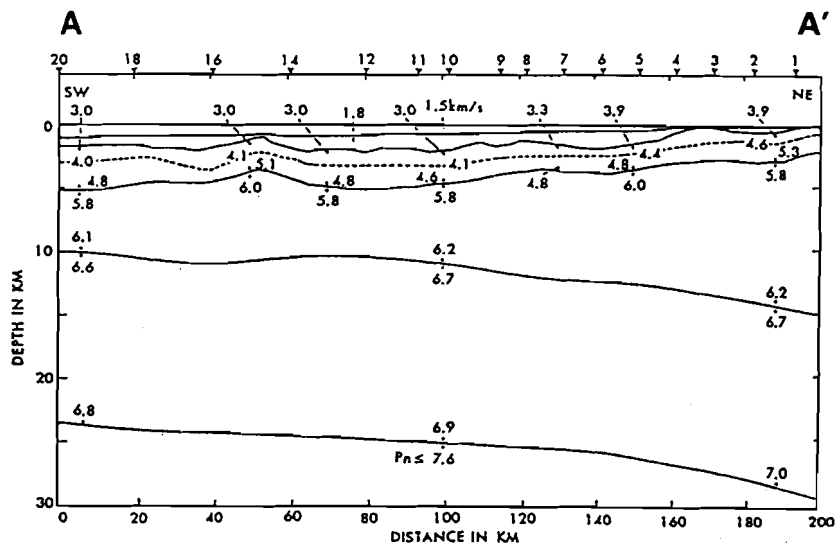


図 1 - 3 沖縄トラフとその周辺の地震波速度構造.

## 第2章 沖縄トラフとその周辺海域の海底地質層序および構造

### 2-1 はじめに

沖縄トラフ域の海底地質層序と構造に関する研究は、主に反射法地震探査によって行われてきた。海域における反射法地震探査は、音源としてエアガン・スパーカー等を使用し、陸上の反射法と区別して特に音波探査とも呼ばれる。探査は、反射波の一成分のみを受信するシングルチャンネルと多成分を受信するマルチチャンネルに大別される。マルチチャンネル反射法地震探査ではデータのデジタル処理を行うが、一般にシングルチャンネル反射法地震探査ではデジタル処理を行わない。厚い堆積層下の基盤構造の検討には、特にそれが複雑な構造である場合、マルチチャンネル反射法地震探査が有効である。

沖縄トラフおよびその周辺のシングルチャンネル反射法地震探査は、Wageman et al.(1970)、地質調査所(Honza ed., 1976; Honza ed., 1978)、海上保安庁水路部(1987, 1988)、Sibuet et al (1987)等によって行われている。また、トラフ南部では、Herman et al.(1978)、Lee et al.(1980)が探査を行っている。上記の内、最も密度の高い測線で探査を行ったのは海上保安庁水路部である。その測線間隔は、トラフの一部と大陸棚において約10海里、その他の海域では約5海里である(大島ほか, 1988)。

マルチチャンネル反射法地震探査は海上保安庁水路部が一部の測線において実施している他、石油会社などにより行われて来た。しかし、記録の一部あるいは粗い解釈図(安間, 1976; Nash 1979; 相場・関谷, 1979; 円谷・佐藤, 1985; 桂ほか, 1986; 加藤ほか, 1989; 木村, 1990a. など)を除き、ほとんどが未公表である。DELP84航海で行われた沖縄トラフ中部におけるマルチチャンネル反射法地震探査の結果は、Nagumo et al. (1986)によって公表されている。

本研究では、DELP88航海において新たに得られたマルチチャンネル反射法地震探査データの解析と解釈を行い、特に、これまで詳細が不明であった沖縄トラフ南部の基盤構造について検討を行った。また、これに海上保安庁水路部および地質調査所のシングルチャンネル反射法地震探査データを加え、特に沖縄トラフ南部および中部とその周辺海域の海底地質層序と構造を検討した。これらの検討結果に基づき、沖縄トラフの形成年代と形成に関わる応力場等について考察した。

## 2-2 マルチチャンネル反射法地震探査

### 2-2-1 探査とデータ処理の概要

DELP88航海では、沖縄トラフ南部において、図2-1に示す Line 1、および Line 2 の2測線でマルチチャンネル反射法地震探査が行われた。探査には東京大学海洋研究所が所有する6チャンネルの探鉱システムを使用した。音源として15リットルのエアガンを用い、水深約10mで曳航した。空気圧を約110気圧に保ち、エアガンのショット間隔は20秒（距離で約50m）で探査を行った。

Line 1 は、多良間島と石垣島間に発達する水深約500mの琉球弧の鞍部から、赤尾嶼西方の大陸棚縁にかけて、沖縄トラフ南部の八重山海底地溝を横断する測線で行われた。本測線においては海底地震計による地殻構造探査が行われた。

Line 2 は、沖縄トラフ南部の基盤構造の連続性を検討するために、Line 1 に平行して琉球弧から陸棚までを横断する測線として計画された。しかし、コンプレッサーに故障が生じ、八重山海底地溝の直前において探査を中止した。従って、琉球弧から八重山海底地溝より南のトラフ底にかけての記録しか得られていない。

探査の結果得られたデジタルデータの処理は、東京大学海洋研究所において行った。処理の概要は、CDP重合・フィルタリング・デコンボリューション等である。これらの処理は、Tokuyama et al. (1986)の方法と手順に基づき行った。

図2-1に示した Line 3 および Line 4では、シングルチャンネル反射法地震探査が行われた。また、全測線において3.5 kHz 探査と地磁気三成分および全磁力測定（第4章）が同時に行われた。

Line 3 で得られたシングルチャンネル反射法地震探査記録は、第4章の図4-6に示した。また、Line 4で得られたシングルチャンネル反射法地震探査記録の一部を、第4章の図4-5に示した。

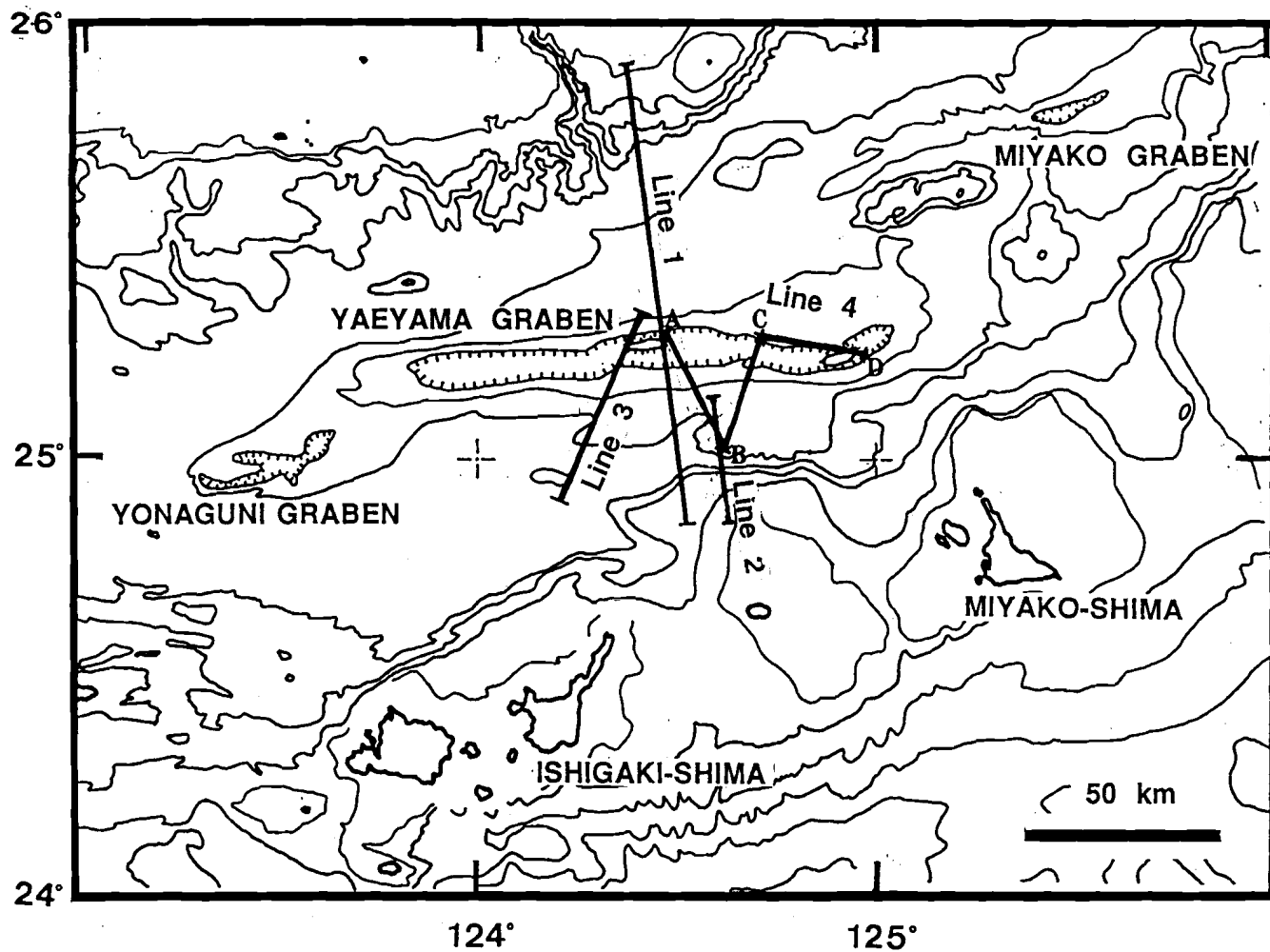


図 2 - 1 反射法地震探査の測線図 (DELP88航海)

海底地形は、大島ほか(1988)に基づく。Line 1 および Line 2 はマルチチャンネル反射法地震探査の測線。Line 3 および Line 4 はシングルチャンネル反射法地震探査の測線。

## 2-2-2 結果

マルチチャンネル反射法地震探査によって得られたデータを処理した結果、沖縄トラフ南部の地質層序と構造の詳細について検討可能なプロファイルを得た。図2-2に Line 1 のプロファイルとその解釈図を示す。また図2-3に、図2-2では範囲外となっている部分も含め、Line 1 の各部を拡大したプロファイルを示す。Line 2 のプロファイルは、図2-4に示した。以下に、各プロファイルの解釈の結果を述べる。

### Line 1 (図2-2・2-3)

上位より、A、B、CおよびDの四層準が認められる。また、トラフの中軸部とトラフの南縁においては、上記の何れにも区分されない海底に露出する音響基盤が分布する。これらは、地形的には海丘であり、トラフ中軸部のものは八重山中央海丘、南縁のものは多良間海丘である。以下に、各音響層および構造の特徴を下位層より述べる。

### D層

琉球弧と陸棚縁にのみ認められる音響基盤である。層内の反射面は、不明瞭である。D層上面からの反射は弱く、トラフ底ではまったく検出できない。トラフ中軸部で得られたデータを用いて、6秒～8秒間のプロファイルを出力したが、D層からの反射面は検出できなかった。トラフ域においては上位の層が厚いことが、反射面の検出が困難である原因の一つと思われる。従って、トラフ内での分布は不明である。プロファイルに認められるD層は、正断層によって切られている。これらの断層の多くは最上層まで切っている。断層によって境されたD層のブロックはトラフに向かって傾動し、沈降している。

### C層

C層上面の反射面は、琉球弧から陸棚にかけて広く認められる。トラフ底では、下位のD層が認められないことから、C層が音響基盤となっている。層厚は琉球弧に向かって厚くなる傾向を示すが、トラフ底ではC層の下面が確認できないた

め不明である。C層内には、弱い成層構造を示す反射面が一部で認められる。トラフ中軸部の約 25 km の幅の範囲ではC層上面の反射面が確認できない。ここでは、八重山中央海丘を形成する音響基盤が柱状に認められる。

C層はプロファイルの全域にわたり正断層による変形を受けており、上面は地溝-地壘構造を呈している。断層で境された各ブロックは、全体的には、トラフ中央部に向かって、傾動しながら沈降している。

## B層

B層は、上位のB1層と下位のB2層に区分される。何れも音響的によく成層した構造を示す。B1層はB2層に、トラフの南北でアバットする。B層全体はトラフの南北でC層にアバットしている。B層はトラフの中軸に向かって厚くなり、中軸部での最大層厚は2秒（往復走時。水中では1秒が約750mに相当する。以下同様）を越えると思われる。また、B層中の反射面は、トラフ中軸部に向かって両側が傾斜しており、その傾斜は下位の反射面ほど急である。これらの構造は、B層堆積時に、断層運動が行われたことを示している。

B層を変形させた断層は、何れも正断層と考えられる。断層は、B2層のみを切るものと、B層全体を切るものとに区分される。B2層のみを切るものの大半は、C層を変形させた断層の一部の延長である。B2層を切る断層の分布は、C層のみを切る断層よりもトラフ中軸部に集中する傾向が認められる。B層全体を切るものは、さらに中軸部にその分布が限られる。

## A層

測線全域で認められる最上位の音響層である。トラフ中軸に向かって層厚が徐々に増し、中軸では約1秒の厚さになる。音響的には、強い反射面による成層構造を示し、タービダイト起源であることが推定される。A層とB層を合わせた、中軸部での層厚は、3秒を越えると思われる。A層を切る断層は、B層全体を切る断層の延長である。これらの断層の内、中軸部に分布するものが八重山海底地溝を形成していると考えられる。トラフの南北縁においてもA層までを切る正断層が認められる。断層に切られることにより反射面はトラフ中軸に向かって傾斜している。

Line 1では、DELP88航海において、海底地震計を用いた屈折法地震探査が行われた(DELP背弧海盆研究グループ, 1990; Kinoshita and Uyeda, 1990)。その結果、沖縄トラフ南部を横断する地震波速度構造が得られている(図1-3、C-C')。表層の構造は、本研究のマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈結果を参照して決められている。上記したA層とB層は、図1-3のC-C'では、トラフ中央のくさび形の層に対比される。また、C層は、3.8~5.3 km/sec層に概略対比される。このことから、マルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈では不明であったC層の層厚が推定される。速度構造の断面中、C層に相当する層(3.8~5.3 km/sec層)は、概略1~2 kmの層厚を持つことが認められる。また、その層厚は、中軸部で薄くなる傾向が認められる。この傾向は、さらに下位の層にも認められる。A層とB層を合わせた層厚は、トラフ中軸部では、約3 kmに達することが認められる。

#### Line 2 (図2-4)

Line 2に認められる音響層の分布はLine 1とほぼ同様と考えられる。堆積層中の反射面はトラフの中軸部に向かって傾斜する。本測線が横断する多良間島北方の急崖は、琉球弧前弧の北西側斜面の中で最も急傾斜を呈している(図1-1・図2-1)。プロファイルの解釈から、この急崖は、最上層であるA層までを切る正断層により形成されたと考えられる。この断層に境されたブロックは傾動し、トラフ側に沈降している(Shot No.100~200)。また、トラフと琉球弧の間には多良間海丘の東方延長と思われる隆起部が認められる(Shot No.350~450)。隆起部と琉球弧間には、小規模な堆積盆が形成されている。

Line 1

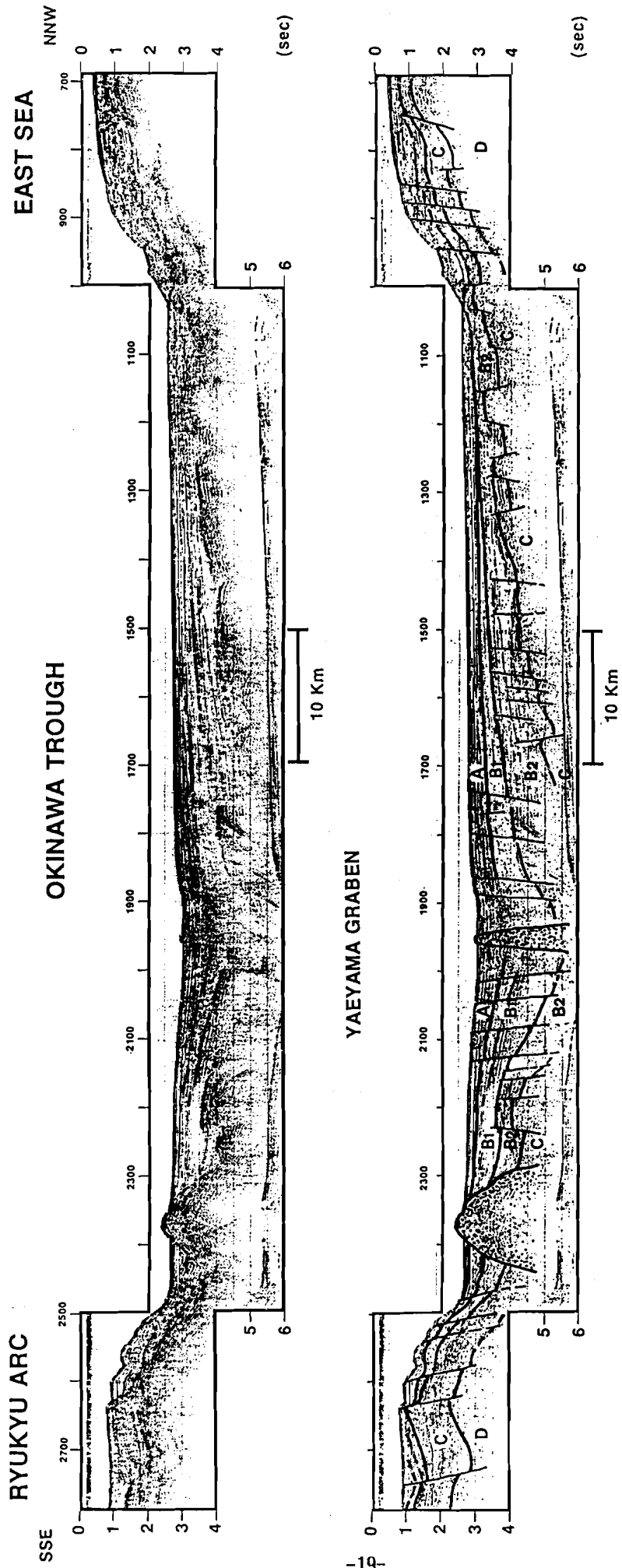


図 2-2 マルチチャネル反射法地震探査測線 Line 1 のプロフィールとその  
 解釈図。

縦軸は、往復走時（秒）。横軸はエアガンの shot No.（約 50 m 間隔）。

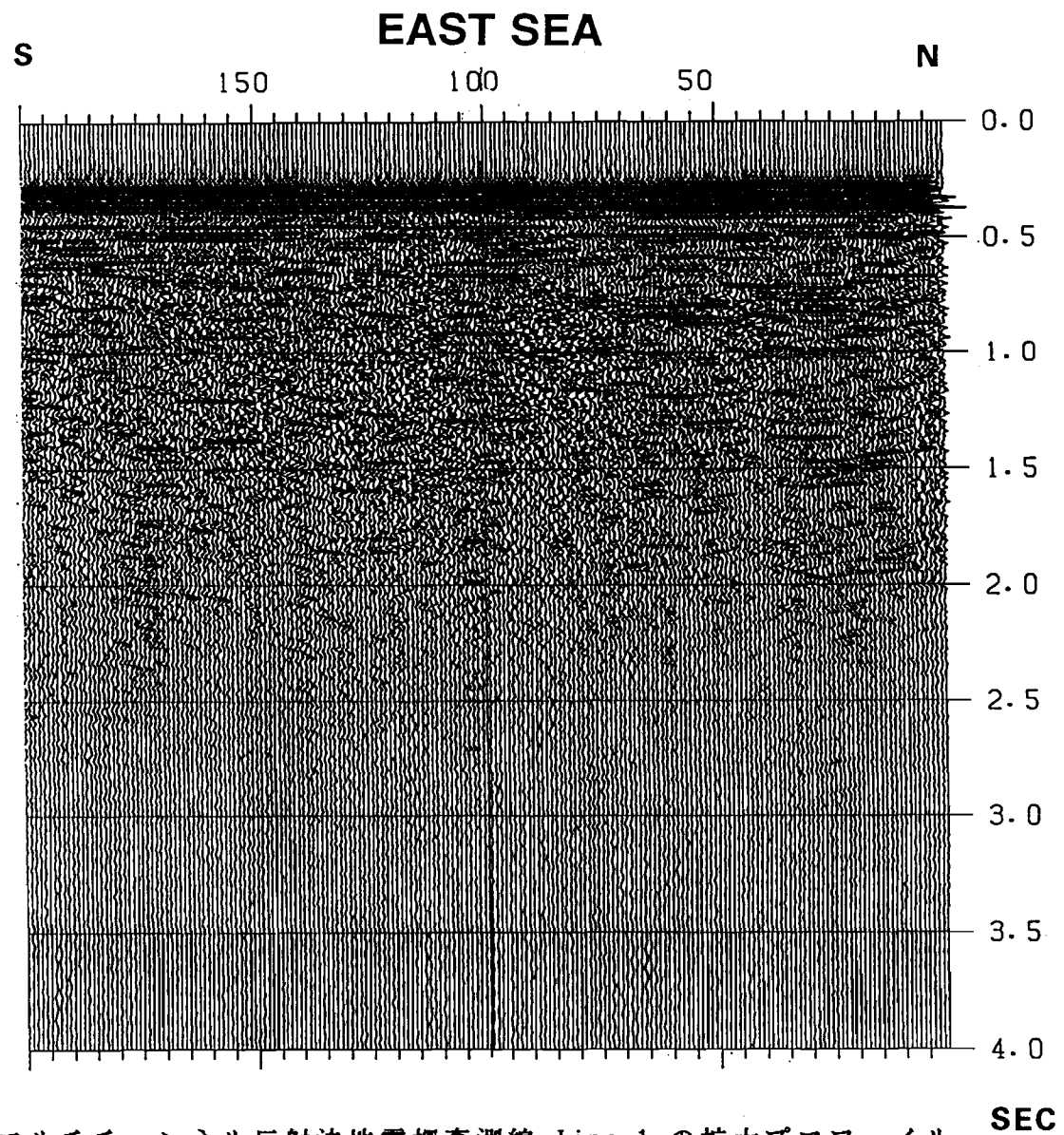


図 2 - 3 マルチチャンネル反射法地震探査測線 Line 1 の拡大プロフィール。  
縦軸は、往復走時（秒）。横軸は shot No.（約 50 m 間隔）。

SEC

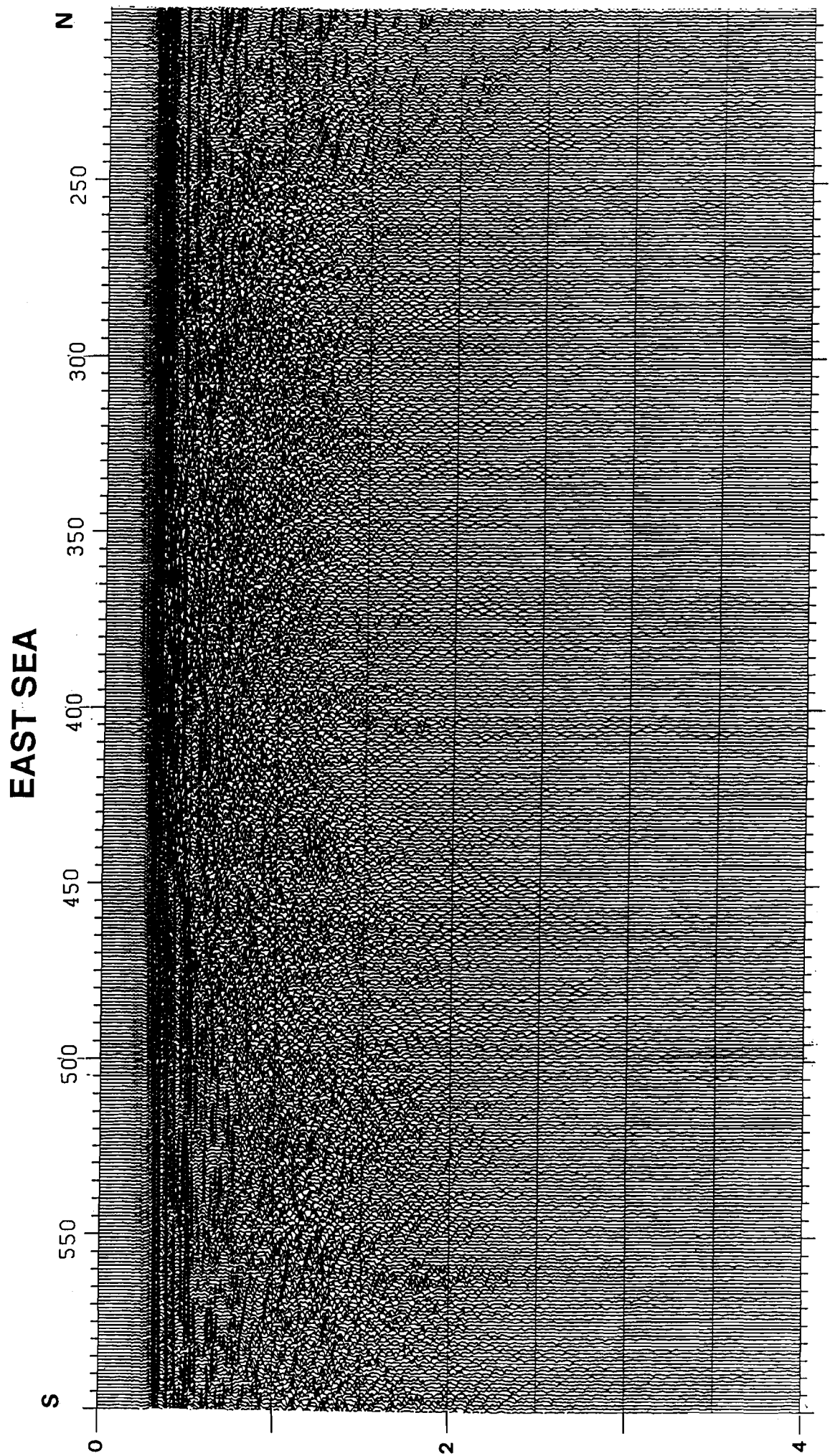


図 2 - 3 続き

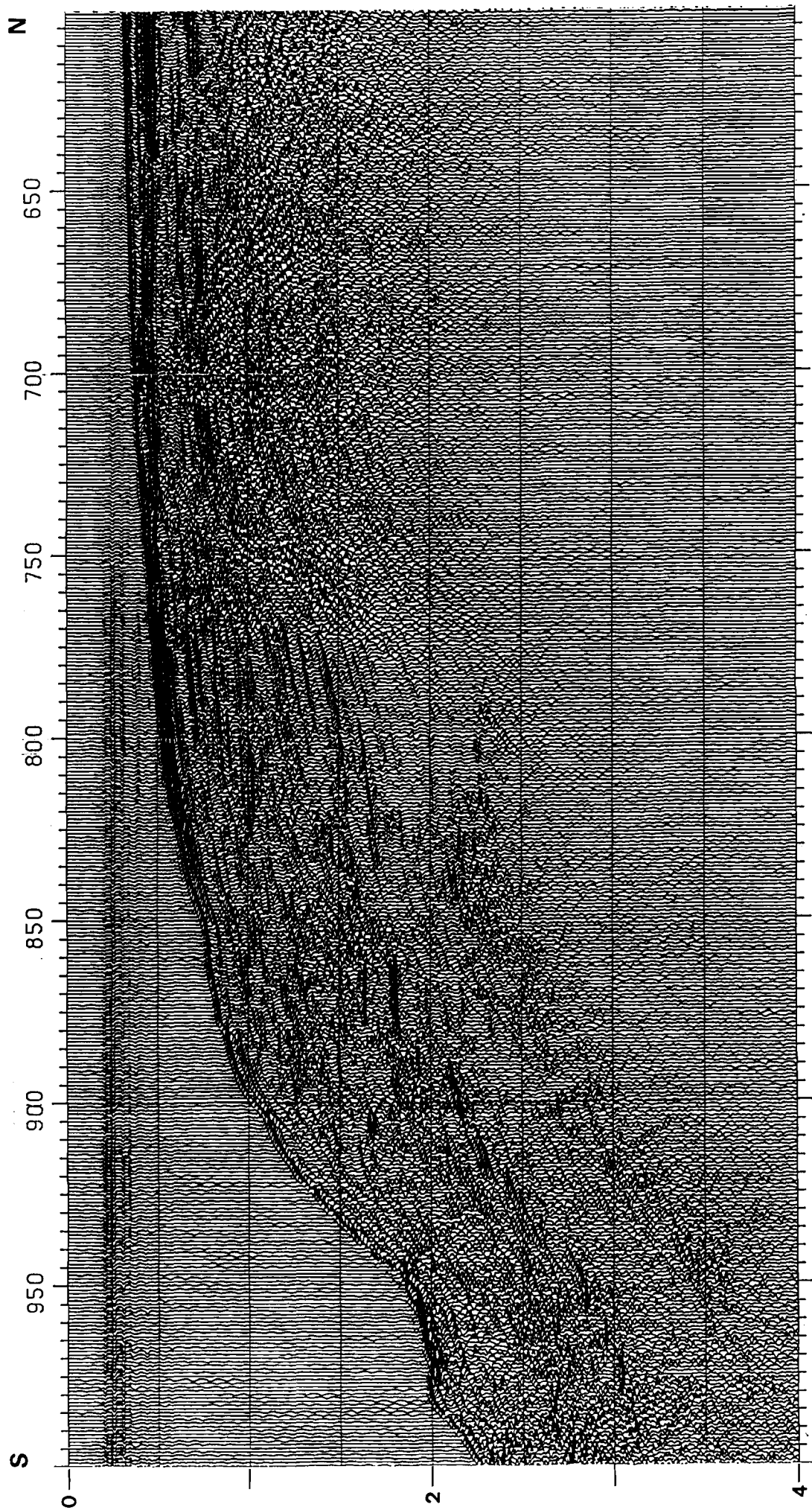


圖 2 - 3 統 2

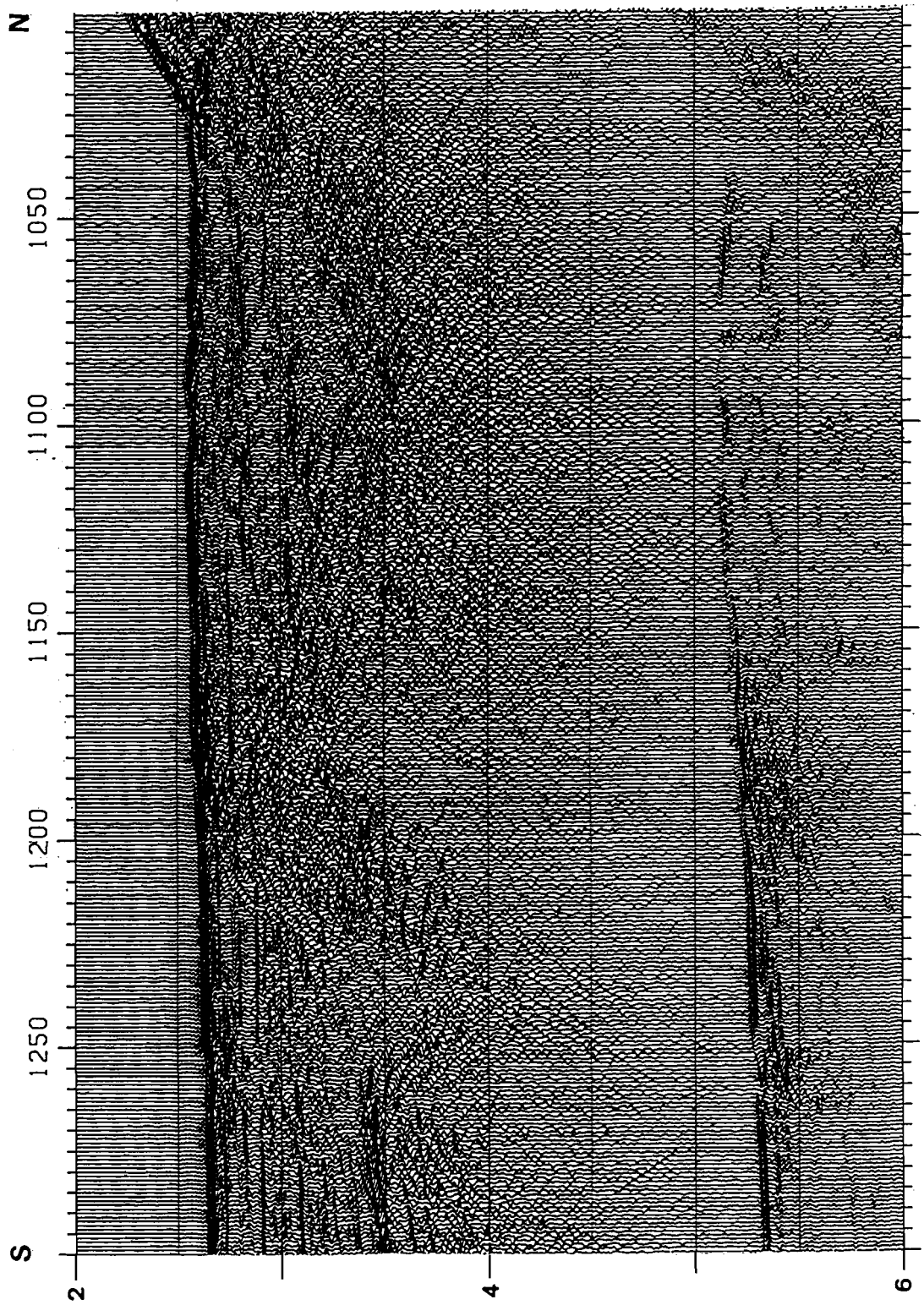


図 2 - 3 続き

# OKINAWA TROUGH

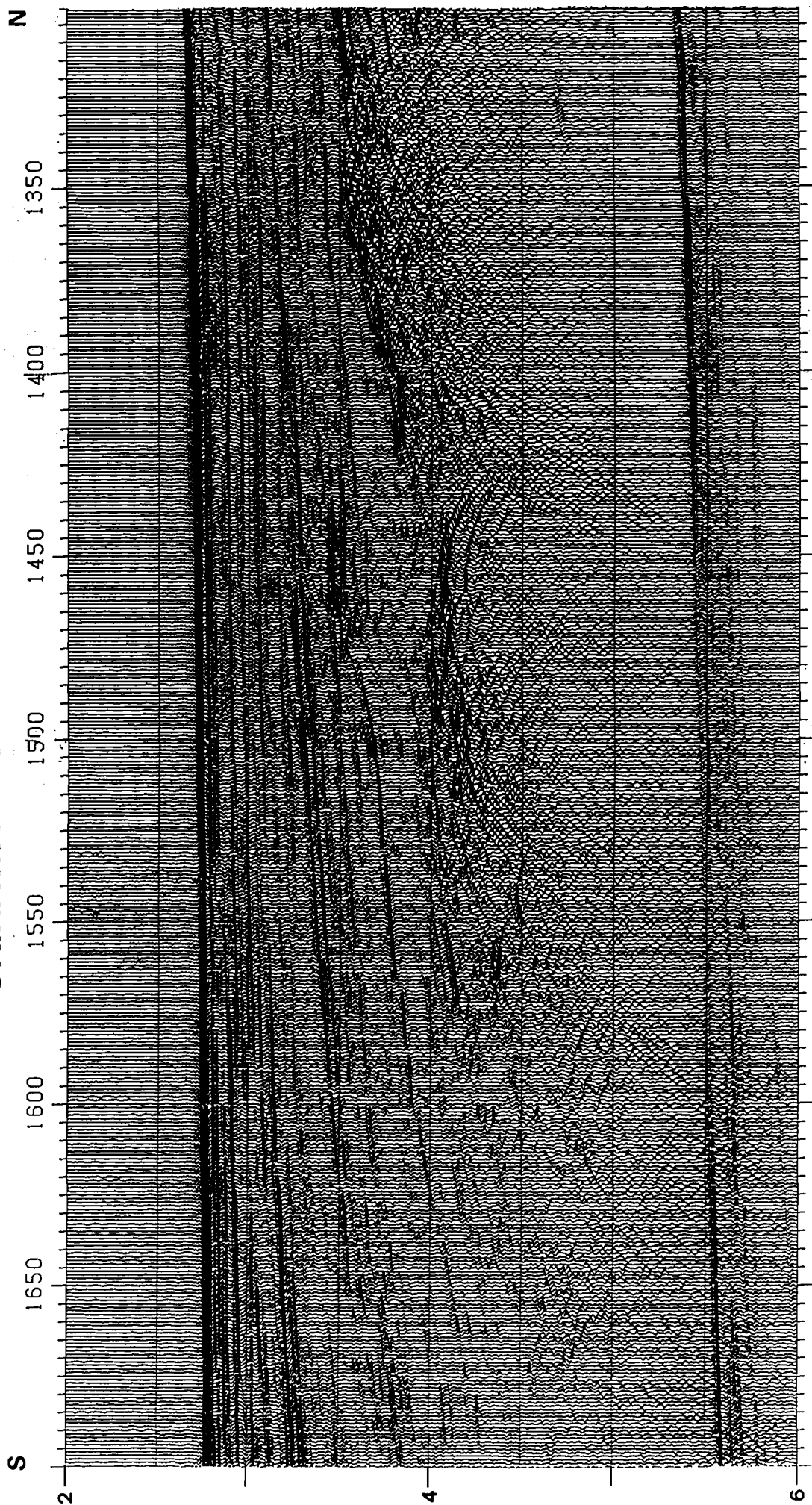


図 2 - 3 続き

YAEYAMA GRABEN

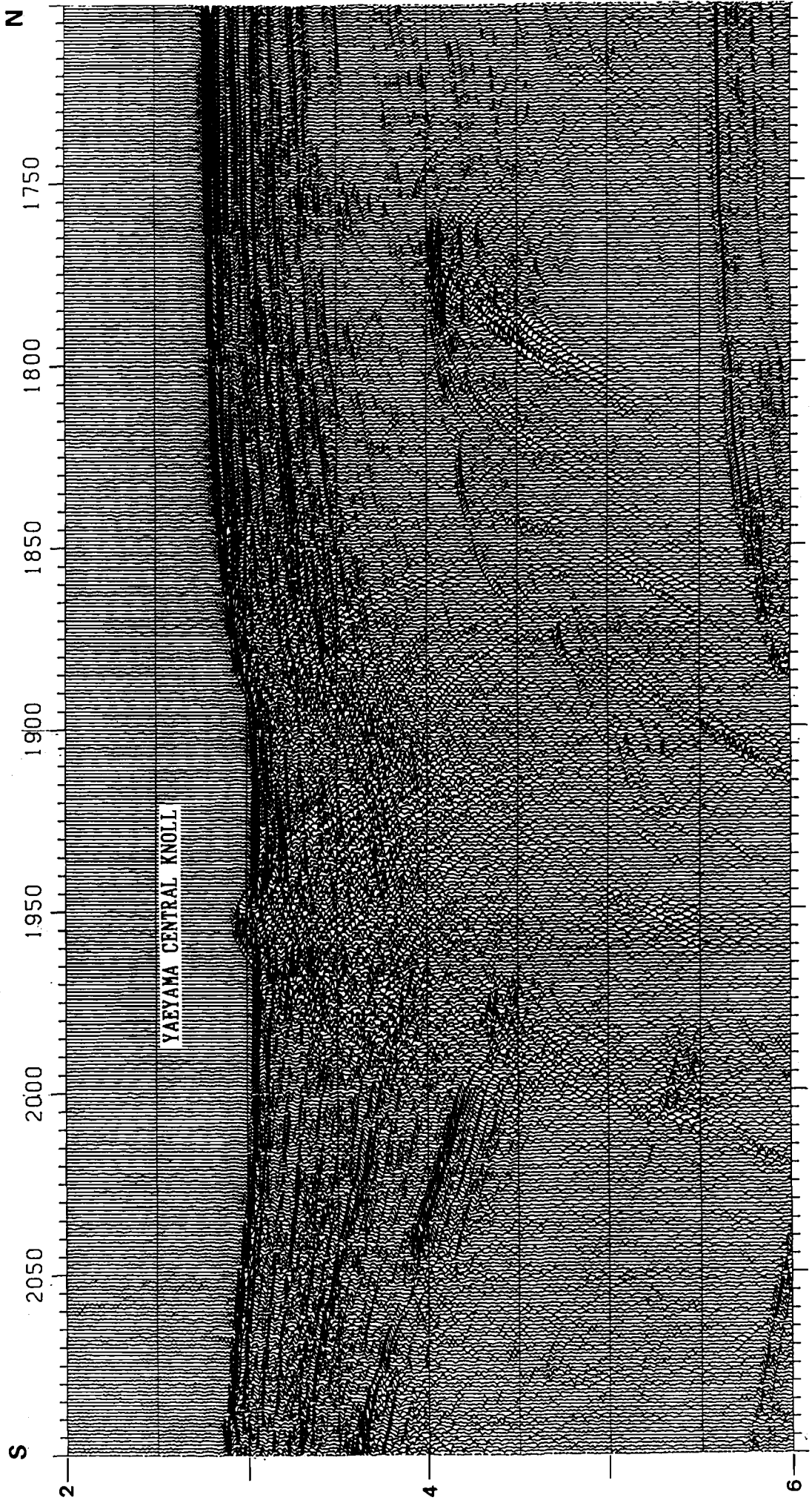


図 2 - 3 続き

# OKINAWA TROUGH

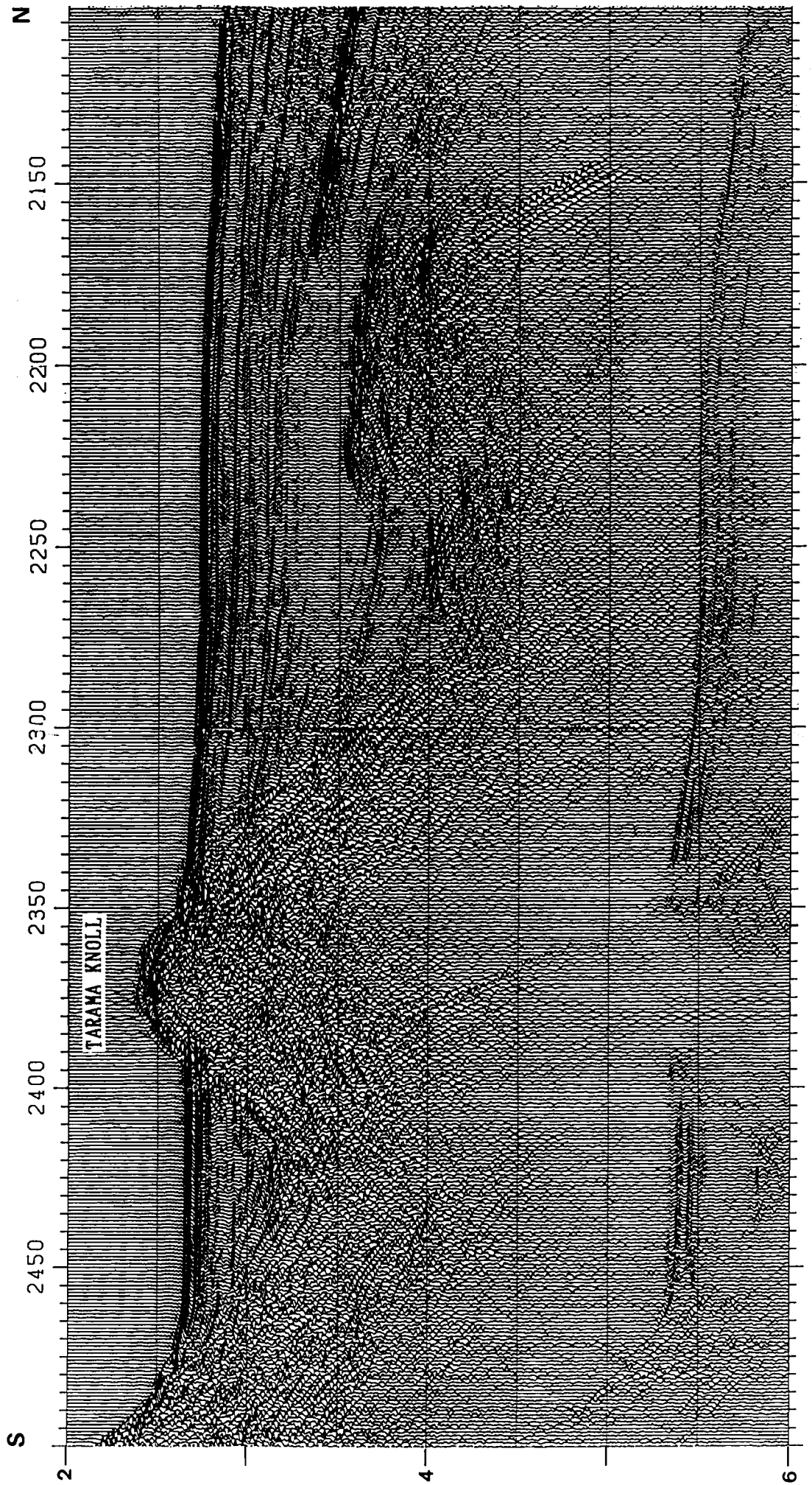


図 2 - 3 続き

RYUKYU ARC

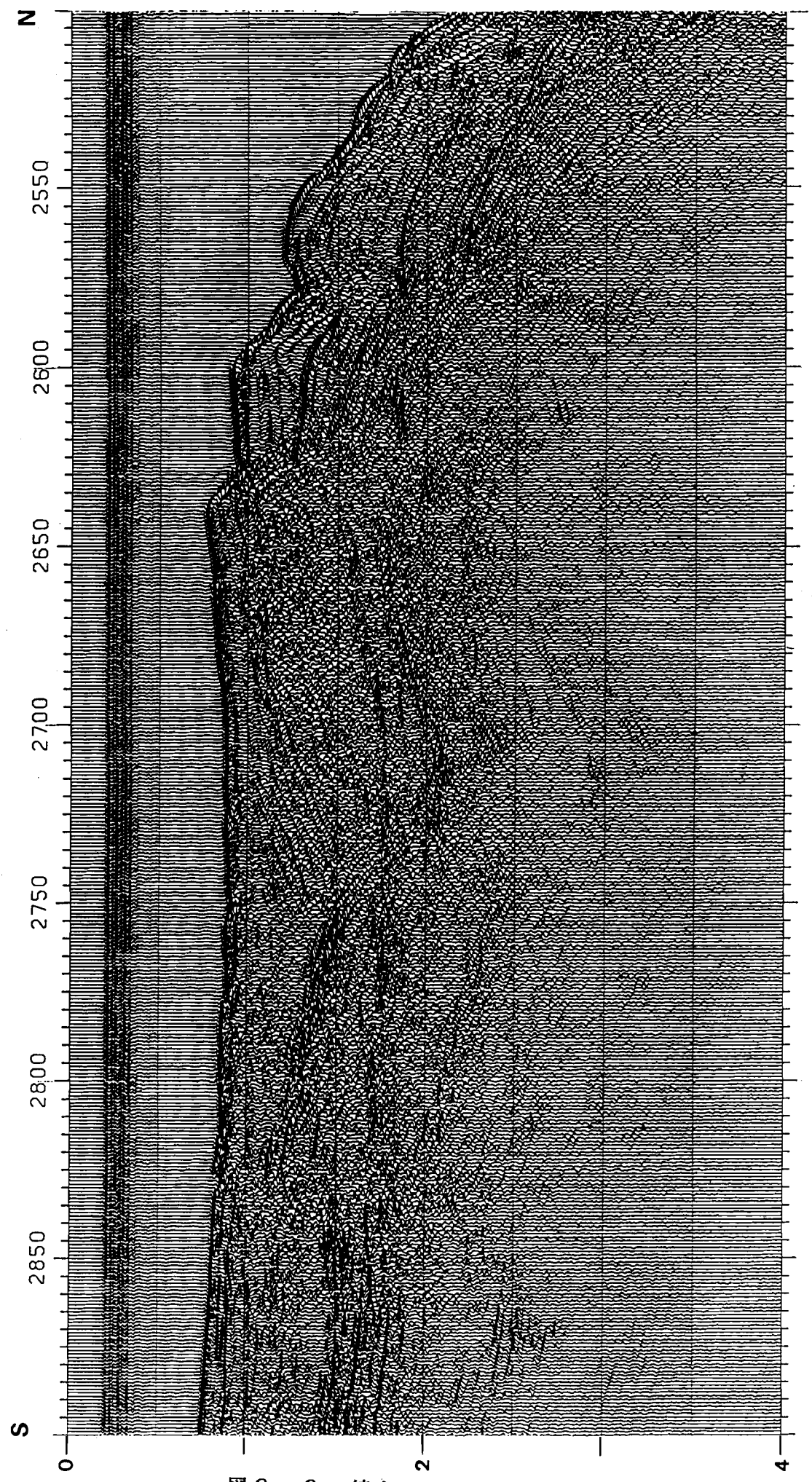


図 2 - 3 続き

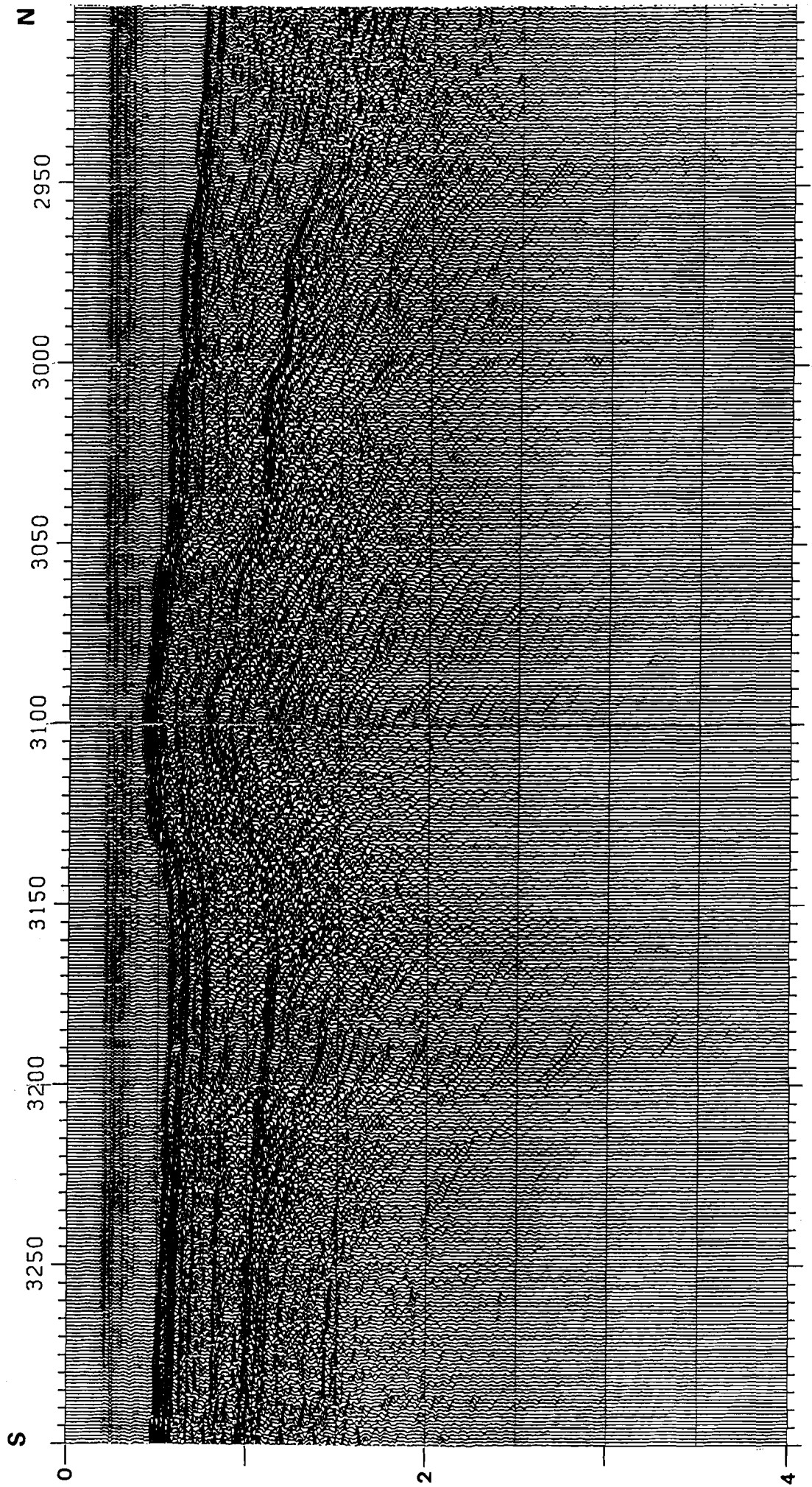


図 2 - 3 続き

RYUKYU ARC

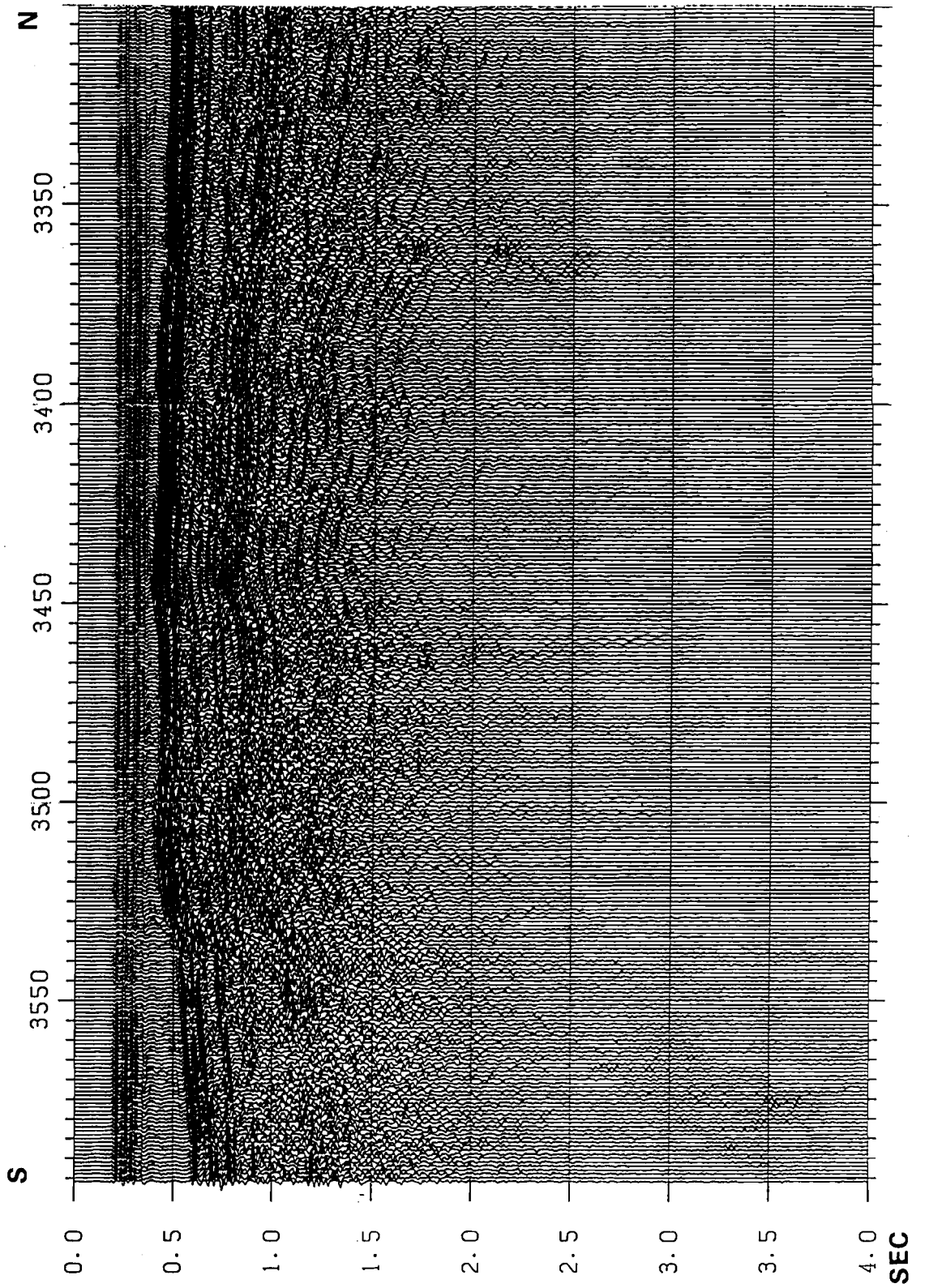


図 2 - 3 続き

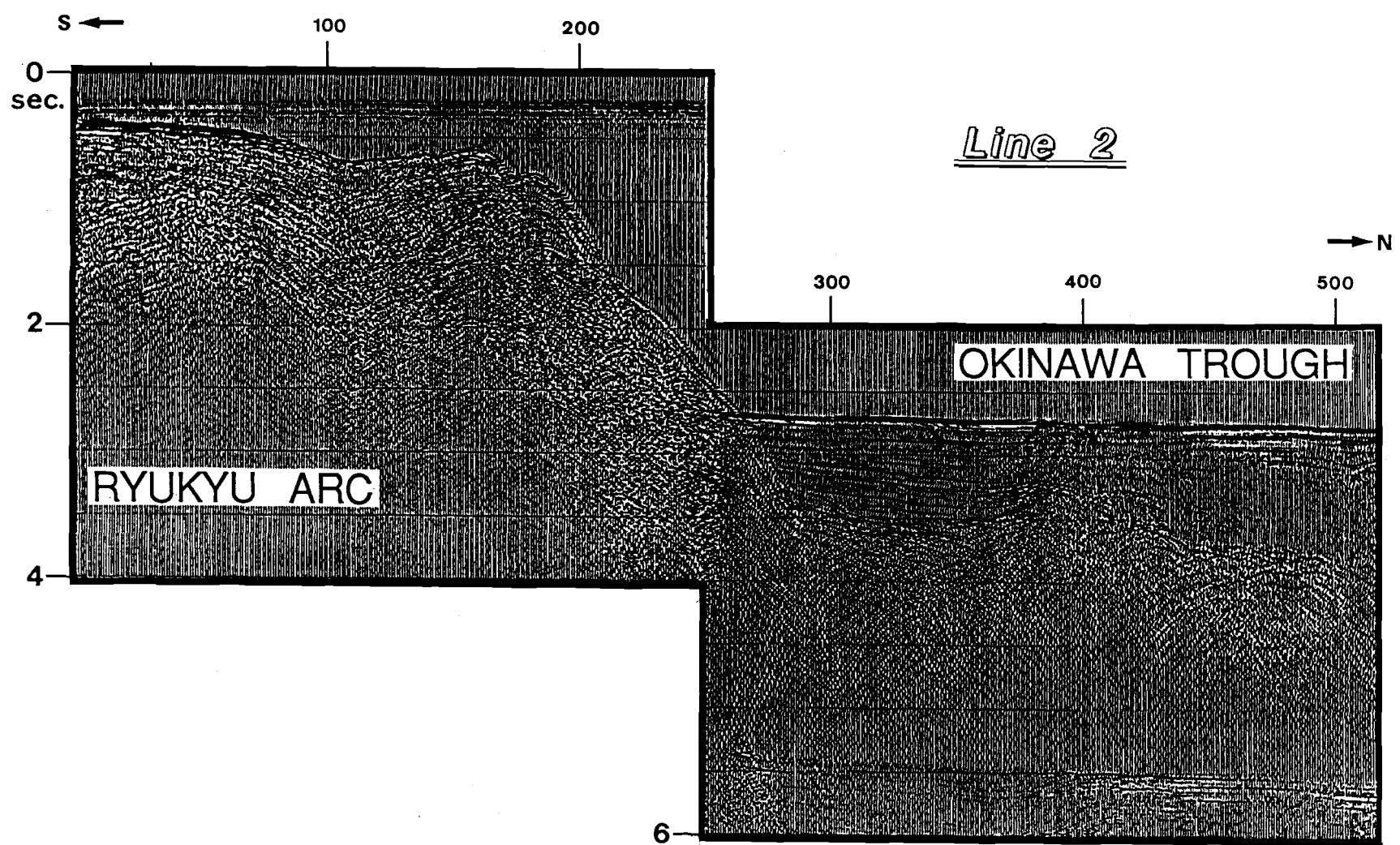


図 2 - 4 マルチチャンネル反射法地震探査測線 Line 2 のプロフィール。

縦軸は、往復走時（秒）。横軸は、エアガンの Shot No. で約 50 m 間隔。

## 2-3 海底地質層序および構造

上記した沖繩トラフ南部で得られたマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈に加え、海上保安庁水路部および地質調査所から提供されたシングルチャンネル反射法地震探査記録の解釈を行った。以下に、解釈の結果得られた、(1)沖繩トラフ南部域、(2)沖繩トラフ中部域、(3)慶良間海裂と琉球弧南部の海底地質層序と構造の概要、および(4)沖繩トラフとその周辺の断層分布について述べる。

シングルチャンネル反射法地震探査記録のプロファイルとその解釈を図2-6から図2-18に示す。いずれの記録も海上保安庁水路部から提供されたものである。各プロファイルの測線は、図2-5に示した。

### (1)沖繩トラフ南部域

沖繩トラフ南部域のシングルチャンネル反射法地震探査記録のとその解釈図を図2-6から図2-17に示す。

トラフ南部には、与那国海底地溝(図2-6・7・8・9)、八重山海底地溝(図2-10・11・12・13)および宮古海底地溝(図2-16)の発達が認められる。これらの地溝を中心として全体に厚い堆積層が分布する。シングルチャンネル記録では、C層上面の確認が困難である。

与那国海底地溝は、測線C(図2-8)および測線D(図2-9)では明瞭であるが、これより西では地形が複雑になり、連続性が乏しくなる。測線Dと測線E(図2-10)間で、与那国海底地溝から八重山海底地溝に移行する。

八重山間海底地溝は、測線E(図2-10)から測線H(図2-13)の間で良く発達している。八重山海底地溝域における堆積の中心は、地溝の中軸に一致している。これは、C層より上位の層の堆積期間中、地溝形成がほぼ同じ場所で行われてきたことを示している。

マルチチャンネル反射法地震探査のプロファイルに認められた構造は、シングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルにおいても認められる。特に、正断層による地層の変形域が上位層ほど狭くなる傾向は、八重山海底地溝の発達域全体に認められる(図2-9から図2-13の各プロファイル)。堆積盆の形態および断層の分布は、これらの地域では、全体的に対称的な地溝構造であることを

示している。

しかし、与那国島の北方から西では非対称な構造も認められる。一部では、半地溝の形態が認められる(図2-8)。また、測線B(図2-7)と測線C(図2-8)の間で、構造が大きく変化していることが推定される。測線C(図2-8)では、地溝の発達と、これを中軸とする厚い堆積層が認められる。しかし、測線B(図2-7)ではこれらの構造が認められなくなり、地溝の位置も明瞭ではなくなる。トラフを東西に縦断する測線(図2-14・2-15)からは、この構造の変化は落差の大きい正断層によることが認められる。この断層より西側では相対的に基盤が隆起し、地形は複雑になり(図2-6・2-7)、地溝の位置も不明瞭となる。上記2測線(図2-7・2-8)の間隔が約10海里であることから、この幅の中で、構造の急変が起こっていることになる。また、この断層の走向は概略北北西-南南東と推定される。八重山諸島北方のトラフ陸棚側斜面は急崖であるが(例えば、図2-9)、与那国島北方では断層で境された地塊が傾動し沈降している(図2-6・2-7)。このような変化は、上記した断層の北西延長線を境界として起こっていると思われる。

## (2) 沖縄トラフ中部域

図2-18は、トラフ中部域の層序と構造を示すプロファイルの一例である。

トラフ中部では、堆積の中心が大陸棚側のトラフ斜面に移行する傾向が認められる。従って、堆積の中心は、伊平屋海凹などの中軸に必ずしも一致していない。南部に較べて、最上位層までを切る正断層による層序の変形域は広い。断層による変形域がトラフの中軸に向かって縮小する傾向は、陸棚側斜面に認められる。図2-18に示したプロファイルでは、伊平屋海凹域に発達する音響基盤から成る海嶺状の地形(伊平屋海丘群)の北に、地壘が認められる。

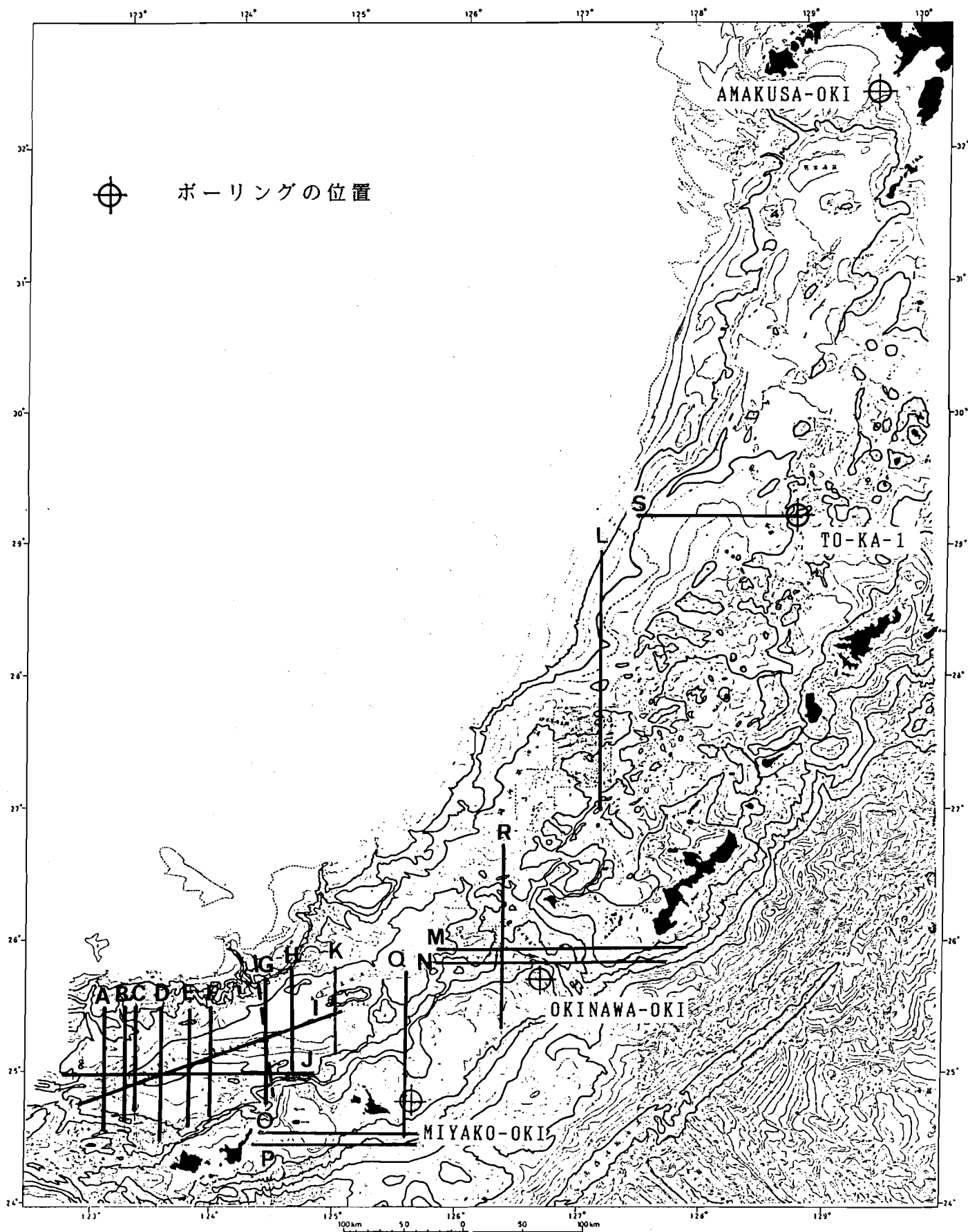


図 2 - 5 シングルチャンネル反射法地震探査の測線図

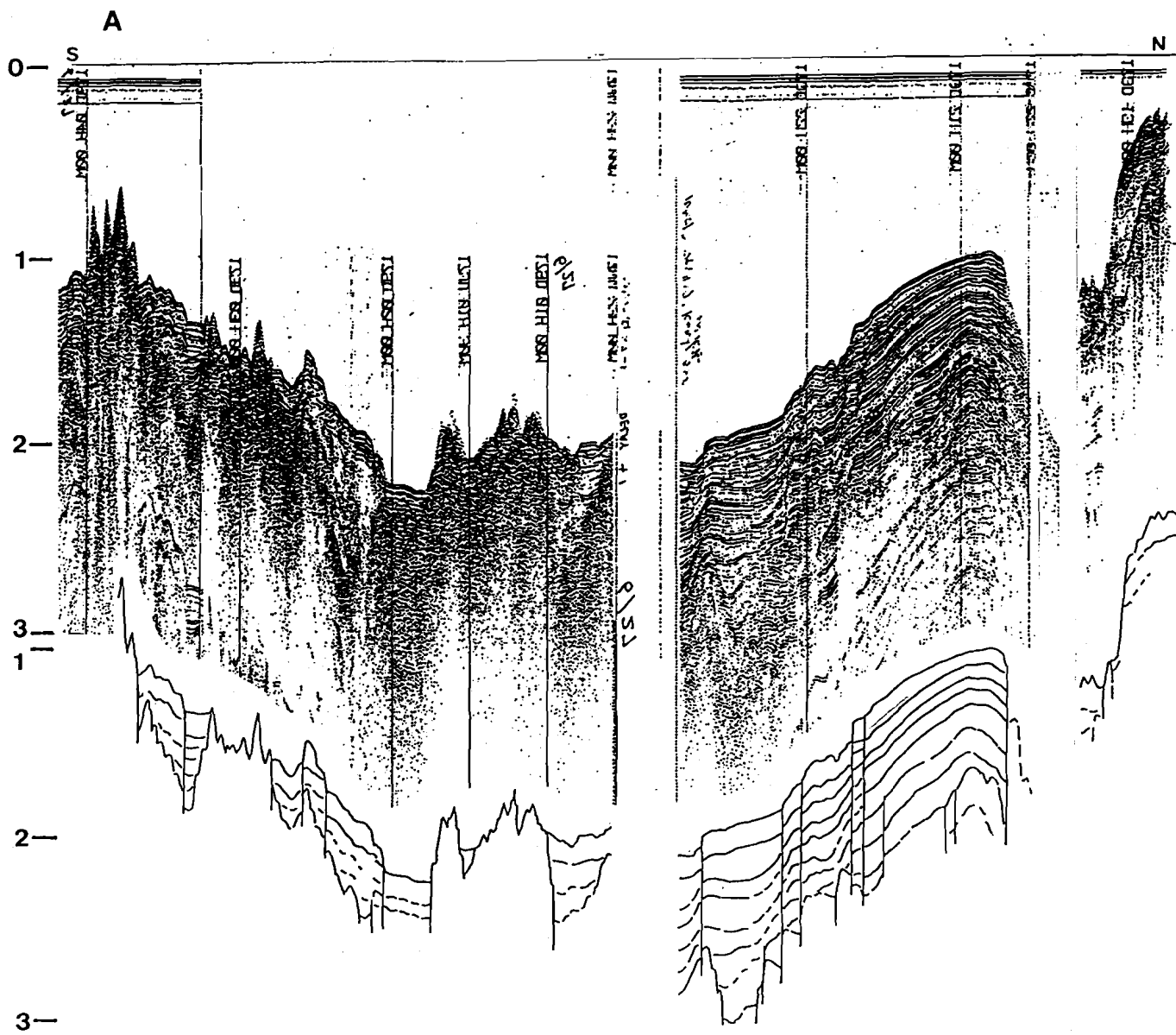


図 2 - 6 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 A）

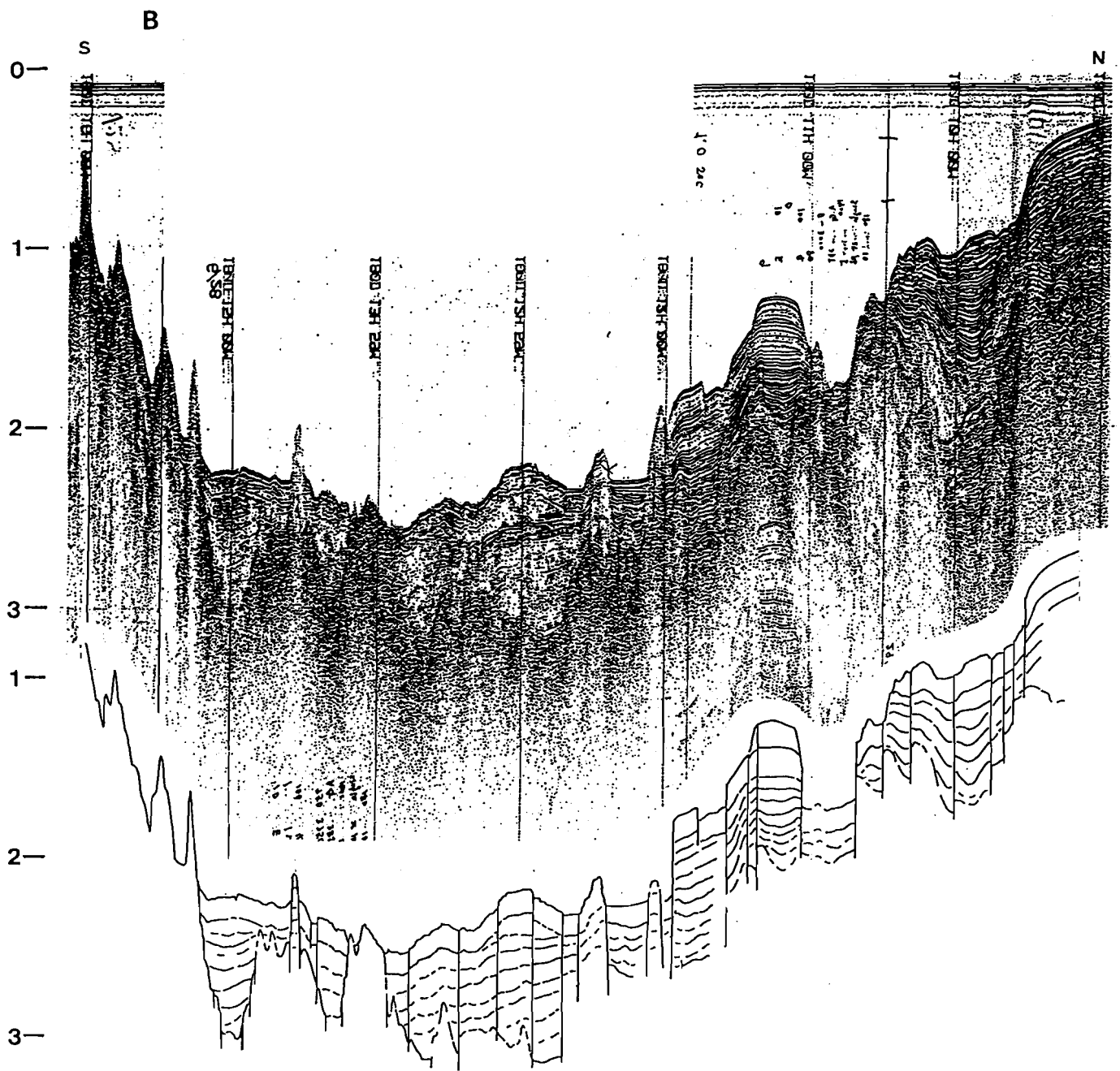


図 2 - 7 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 B）

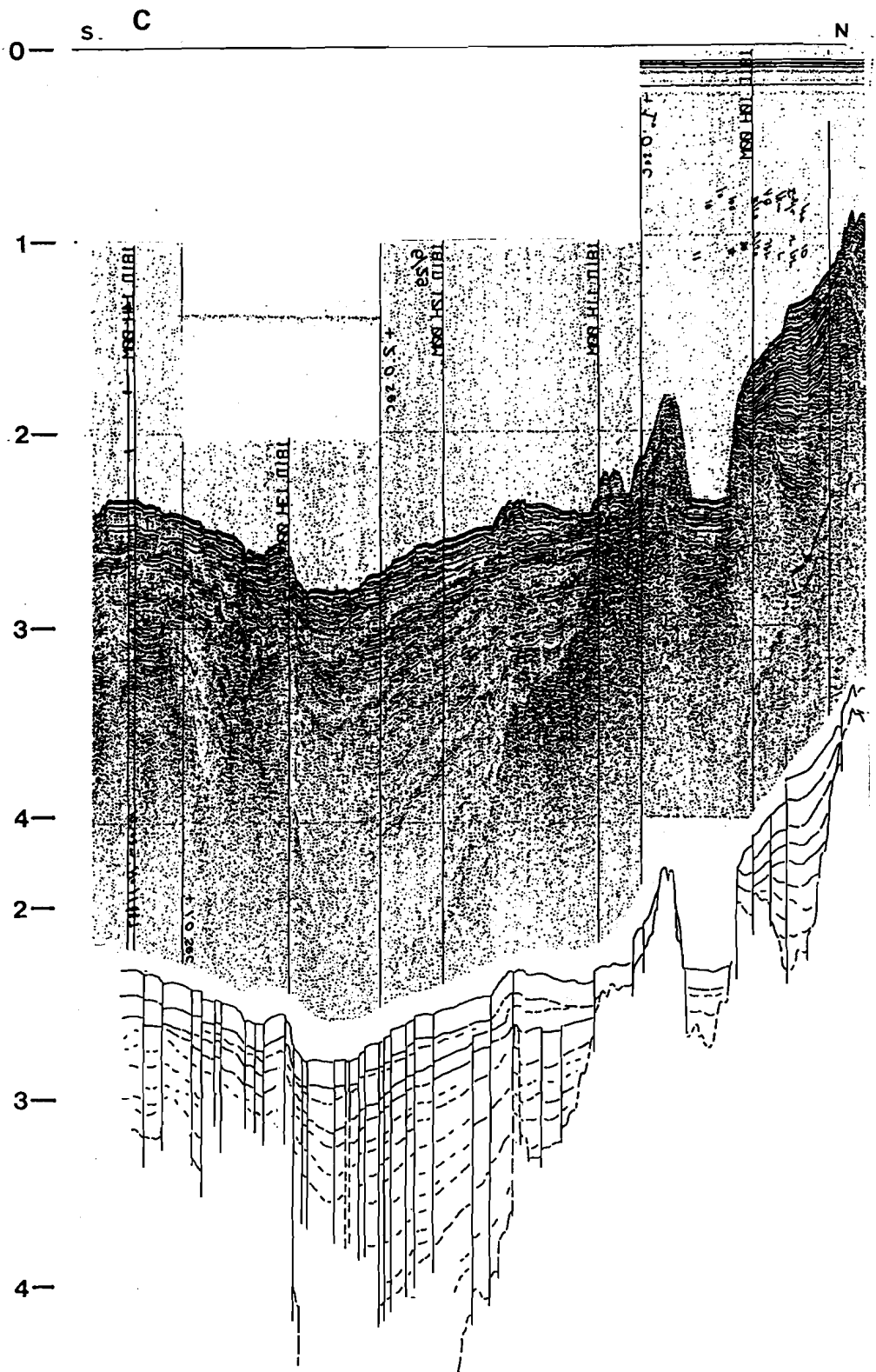


図 2 - 8 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 C）

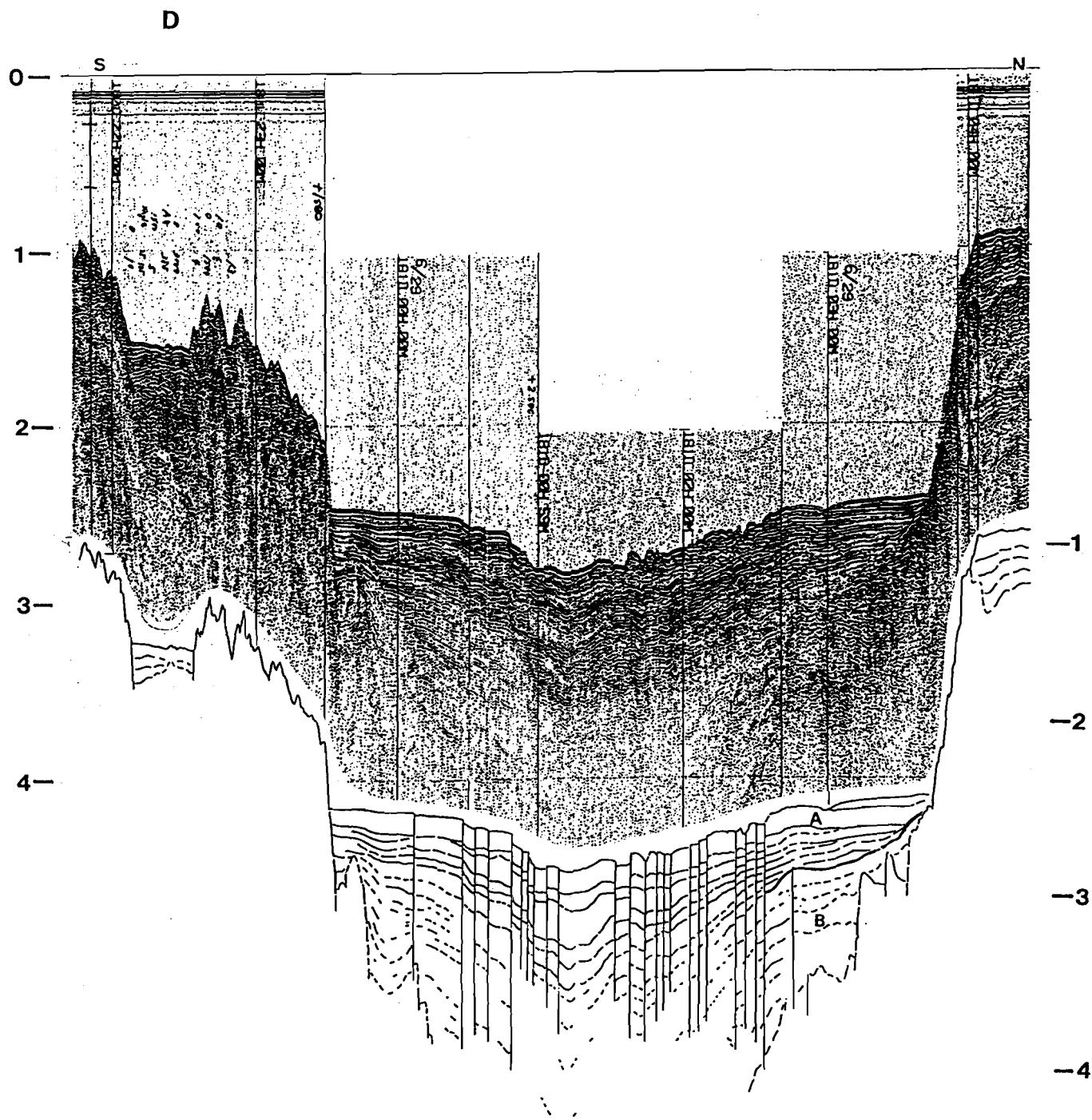


図 2 - 9 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 D）

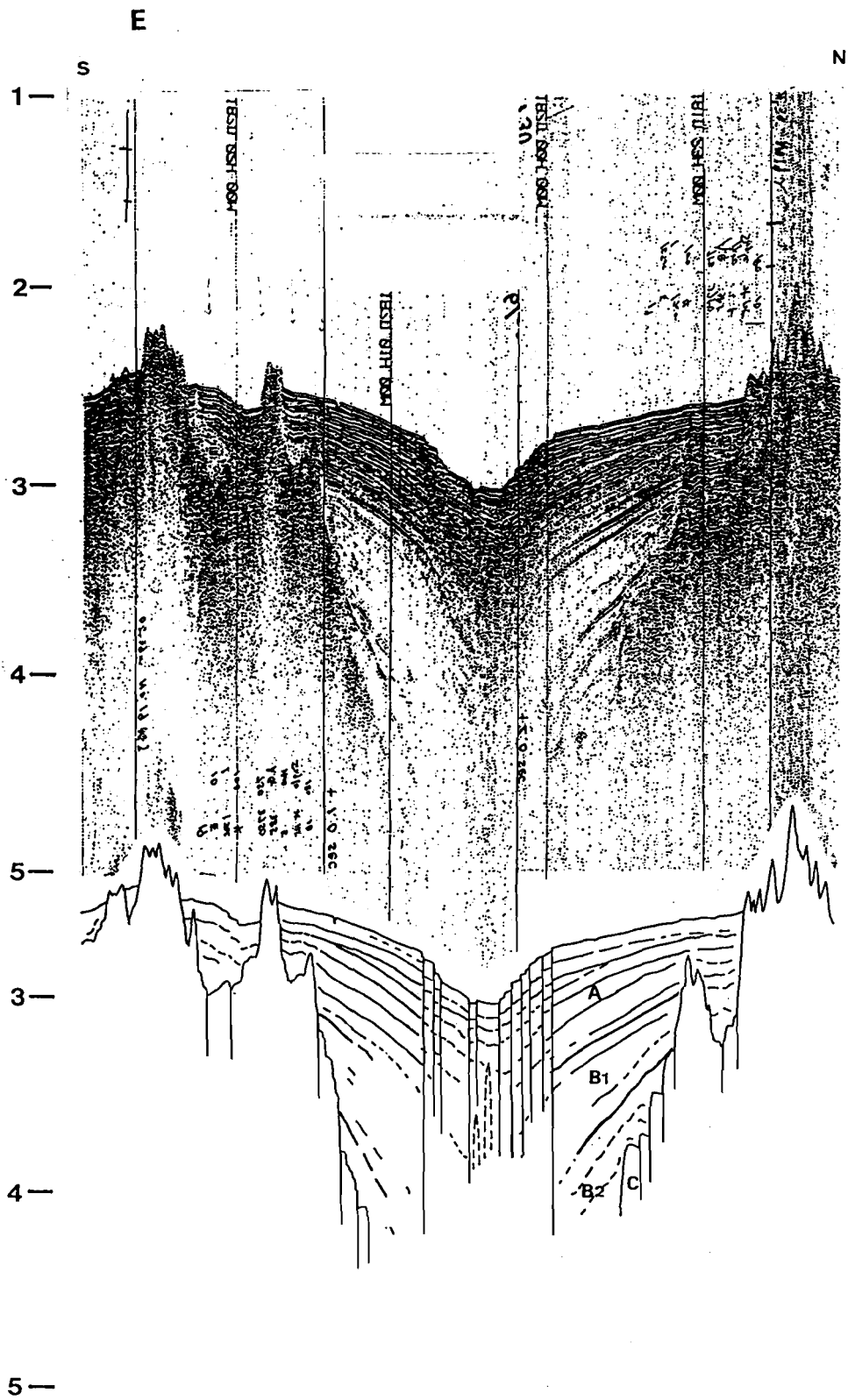


図 2 - 1 0 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 E）

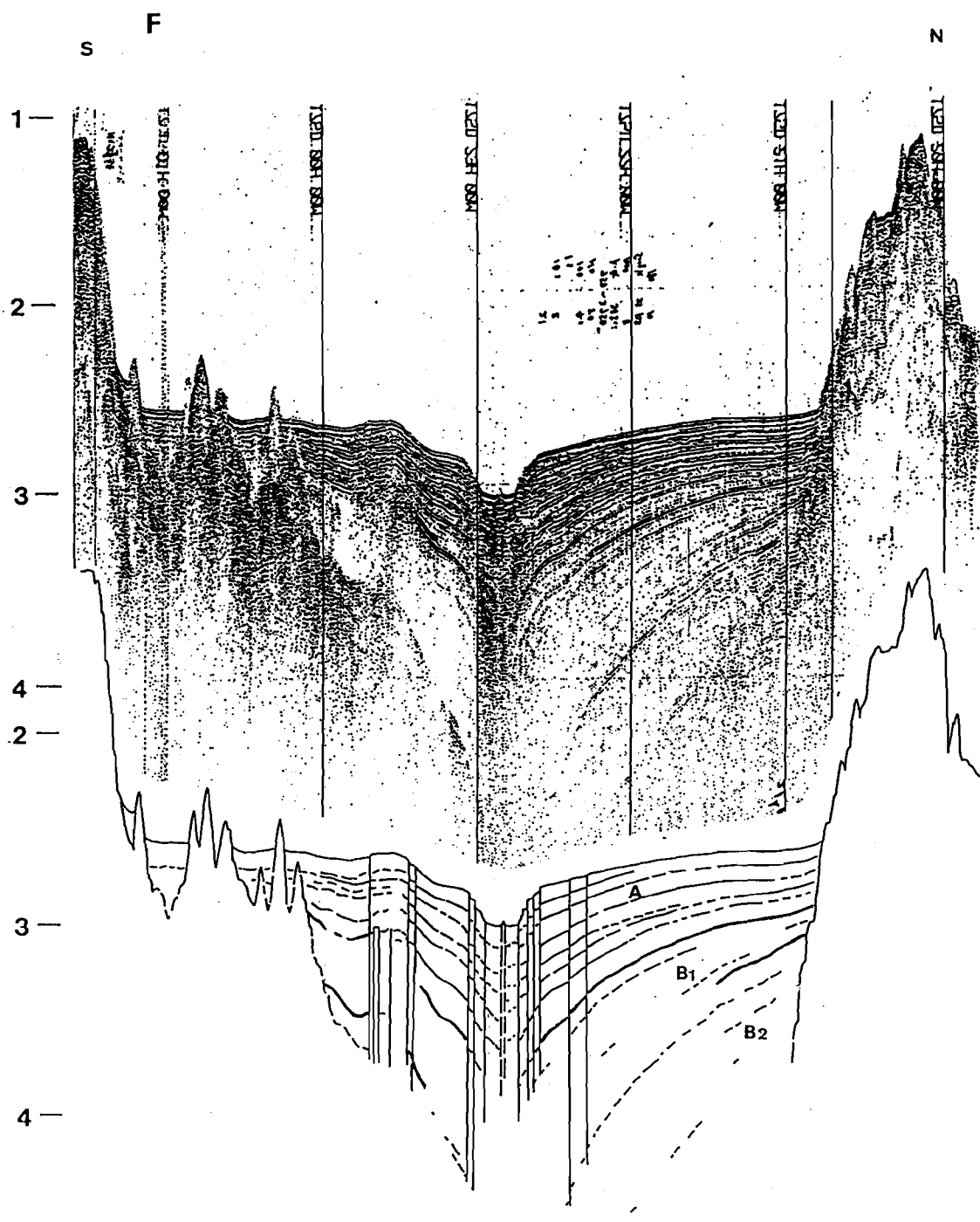


図 2 - 1 1 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 F）

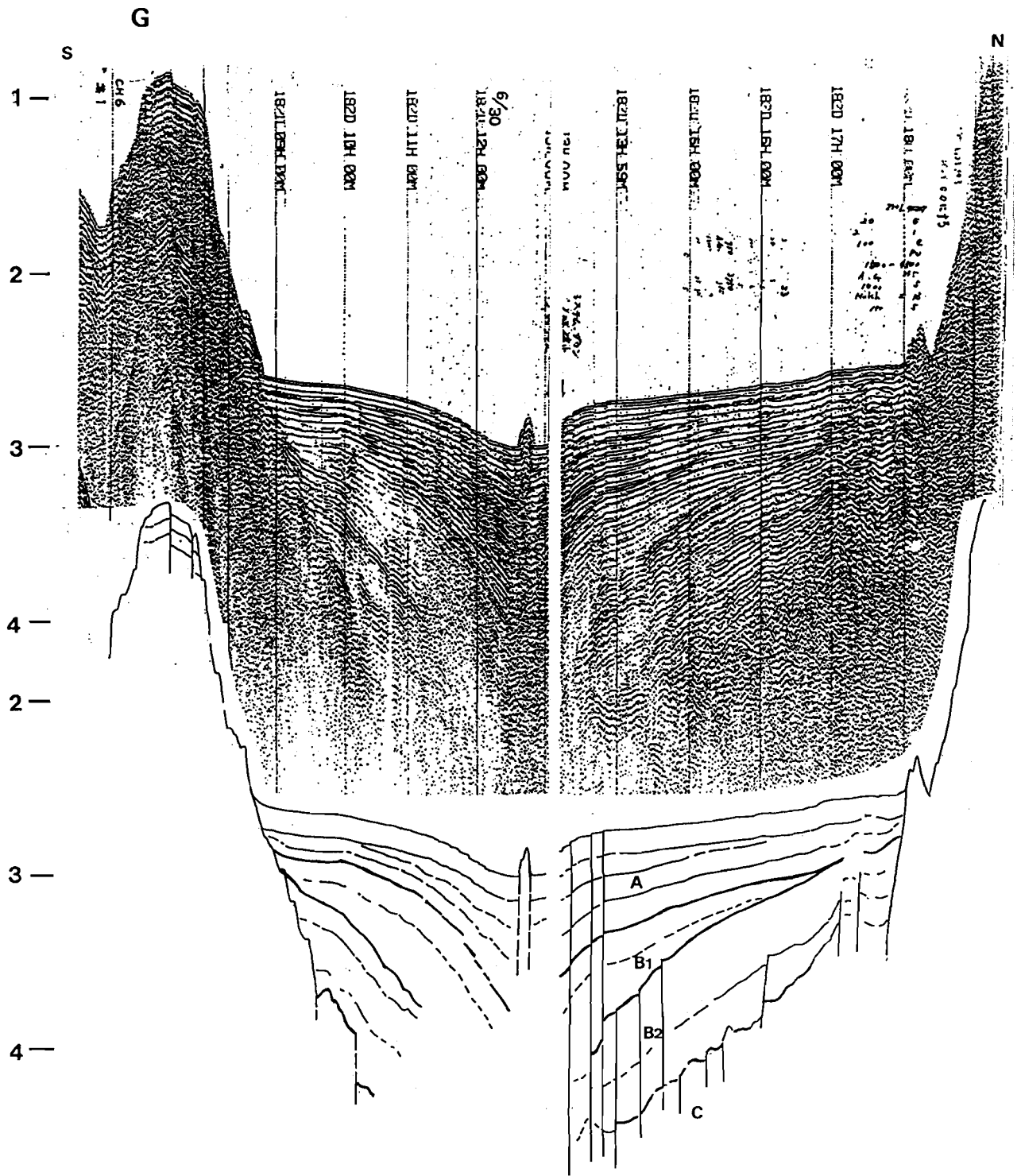


図 2 - 1 2 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線 G）

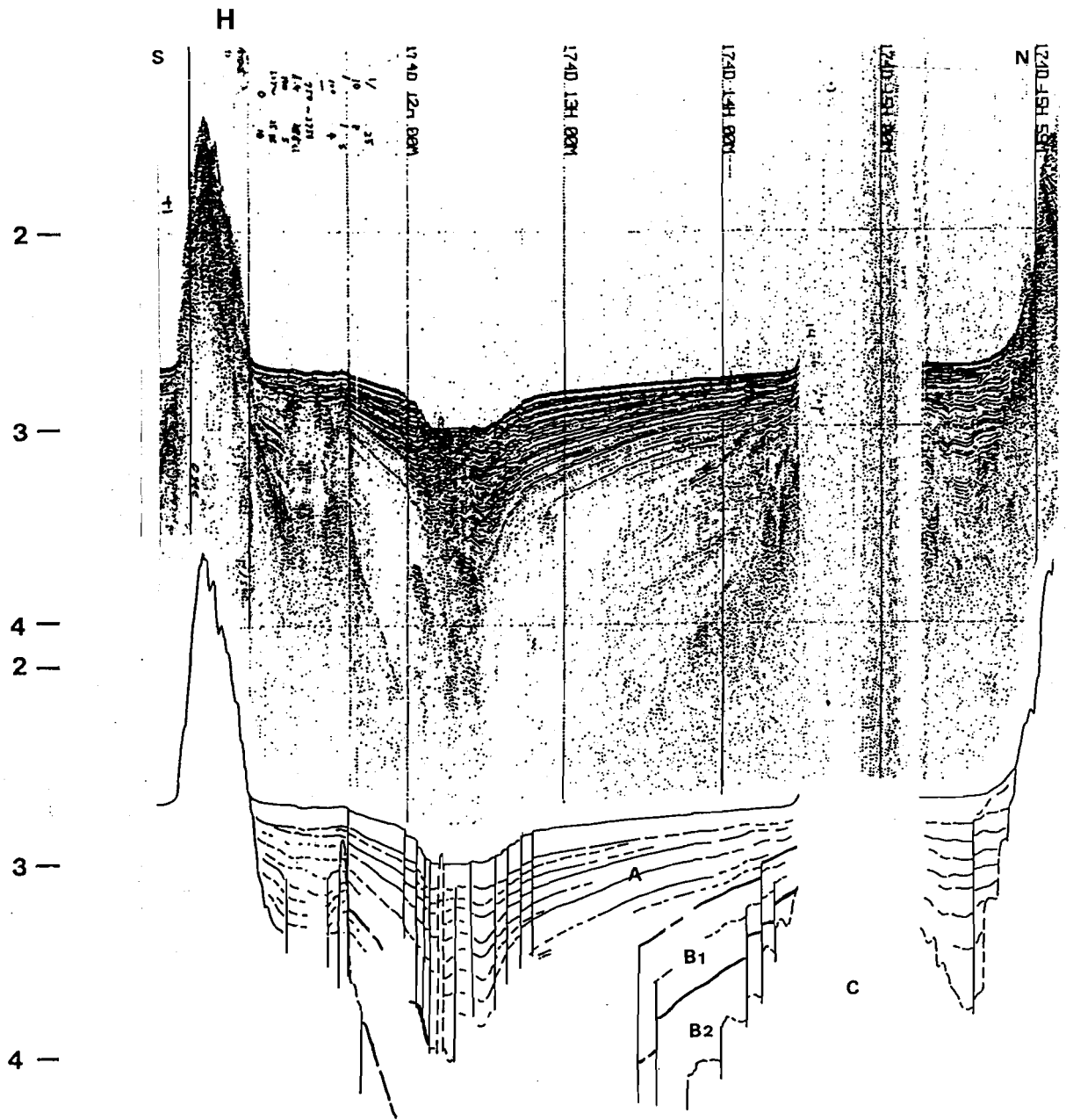
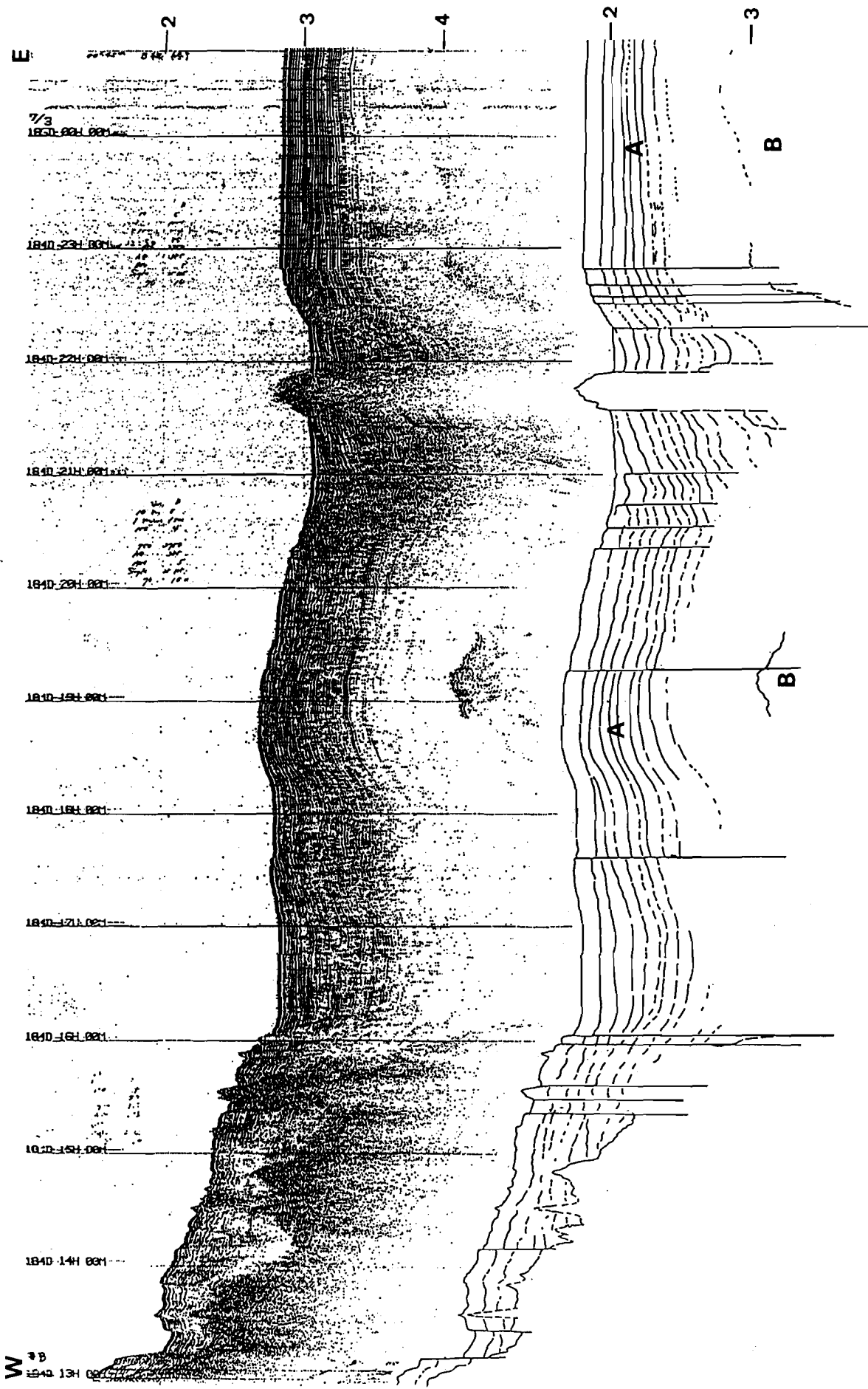


図 2 - 1 3 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線H）



—4

図2-14 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図(測線I)

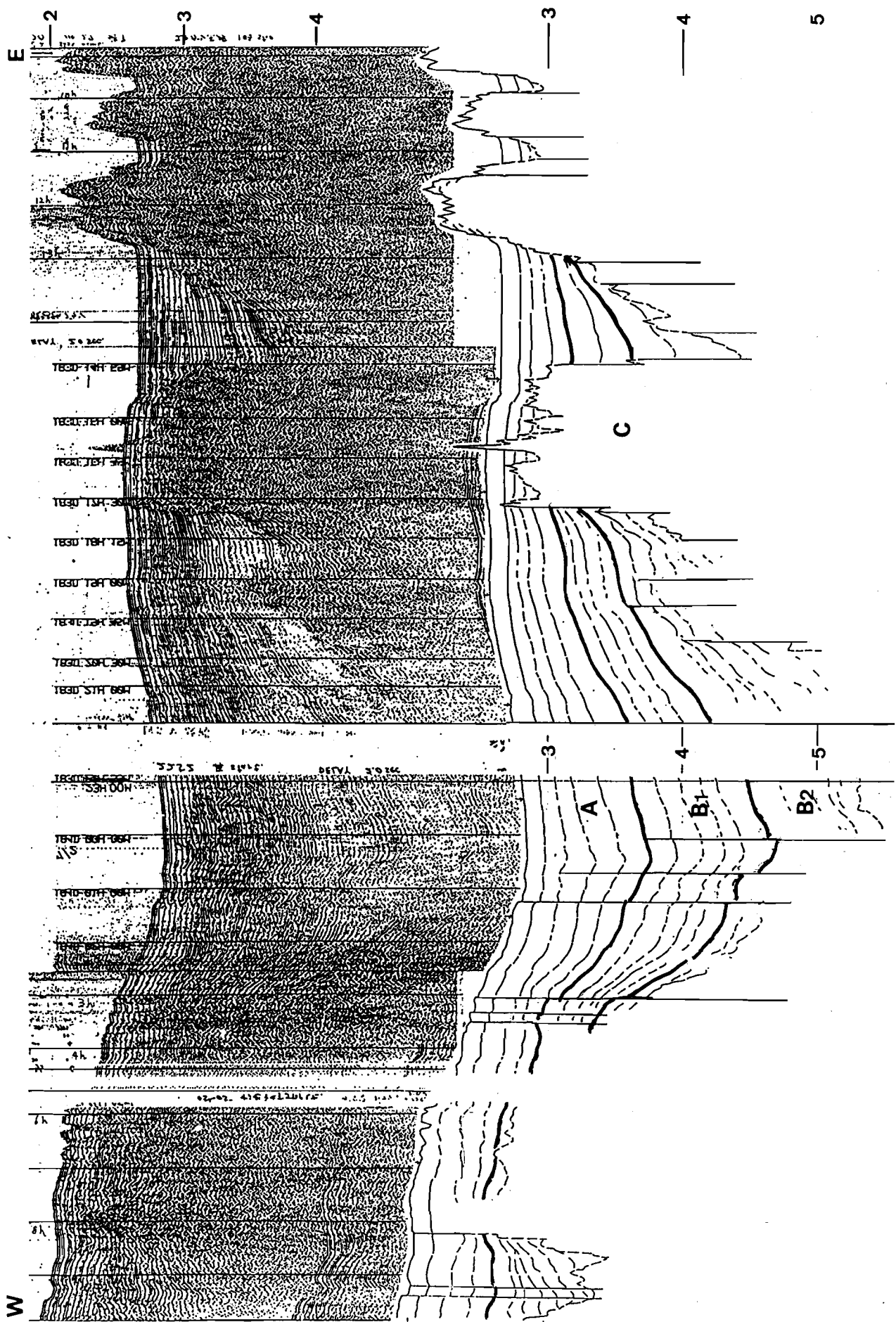


図2-15 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図（測線J）

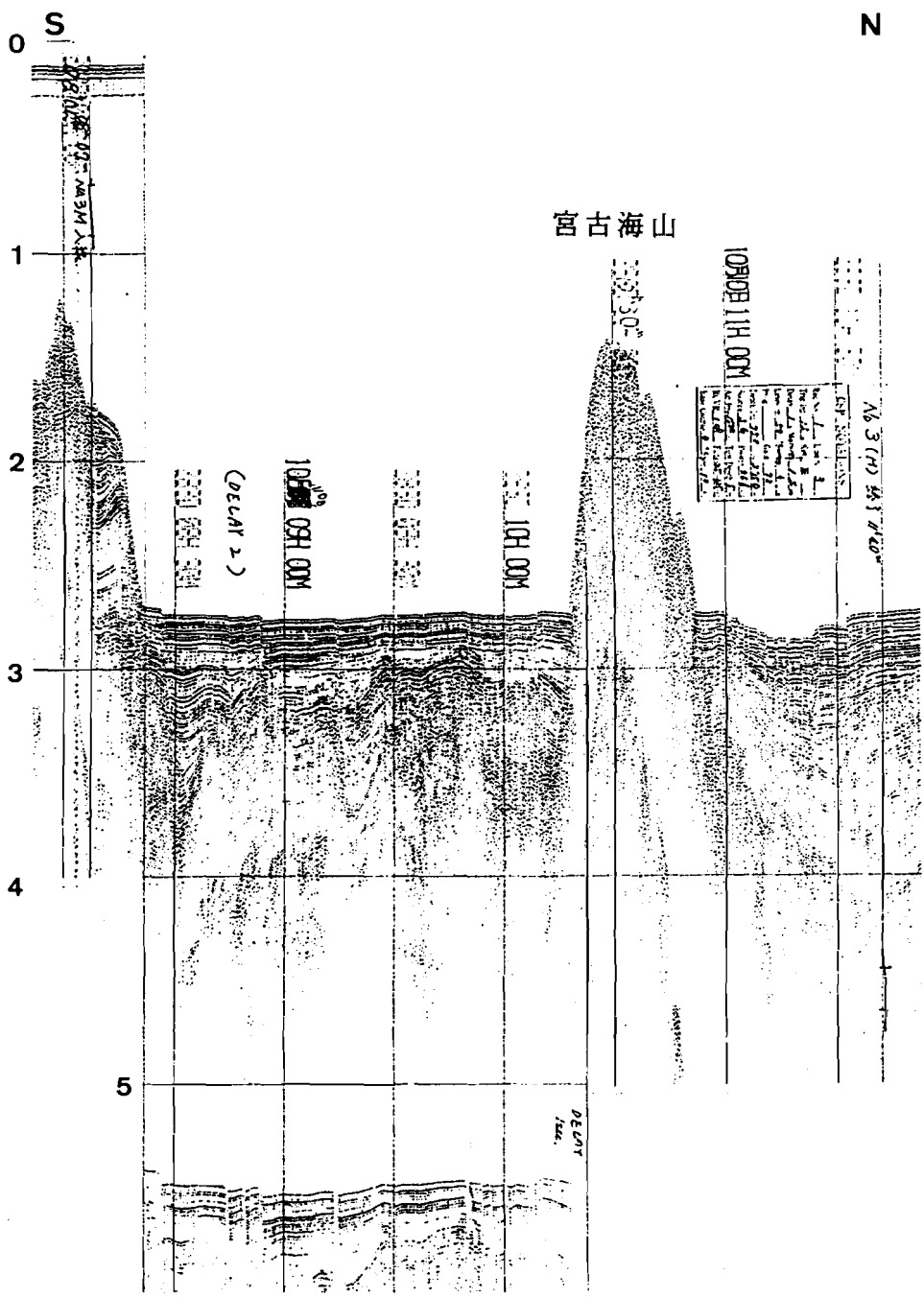


図 2 - 1 6 沖縄トラフ南部のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイル (測線 K)

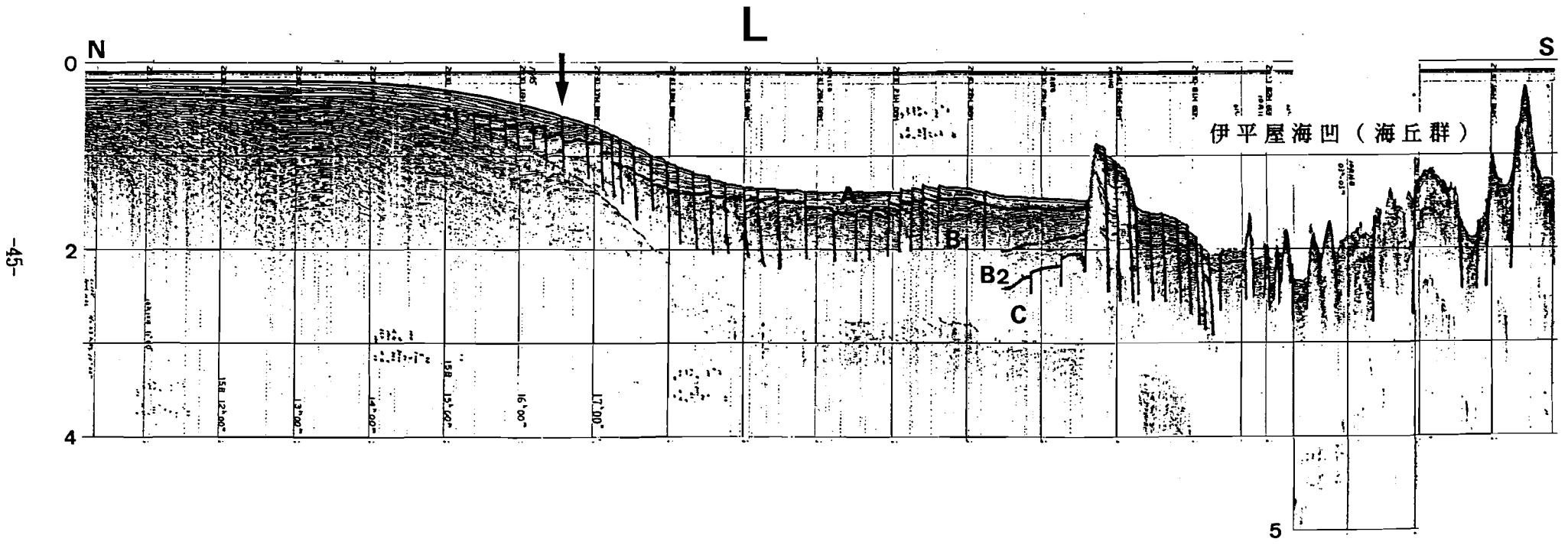


図 2 - 1 7 沖縄トラフ中部のシングルチャンネル反射法地震探査の  
 プロファイル (測線 L)

### (3) 慶良間海裂と琉球弧南部

慶良間海裂（図1-1）は、落差が最大 500 m 以上に達する正断層によってその両側が切られて形成されている（図2-18。測線MおよびN）。海裂には、トラフにみられるような厚い堆積物は認められない。このことから、海裂の形成が比較的新しいことが推定される。

琉球弧南部の島棚には、多くの正断層が発達している。これらの断層によって、小規模な凹地が形成されている。多良間島と石垣島間には約 50~100 m の落差を持つ断層により凹地が発達している（図2-18。測線OおよびP）。これらの断層の多くは、島棚上の最上位の堆積物を切っている。このことから、断層運動が最近まで行われていた、あるいは現在も行われていることが推定される。

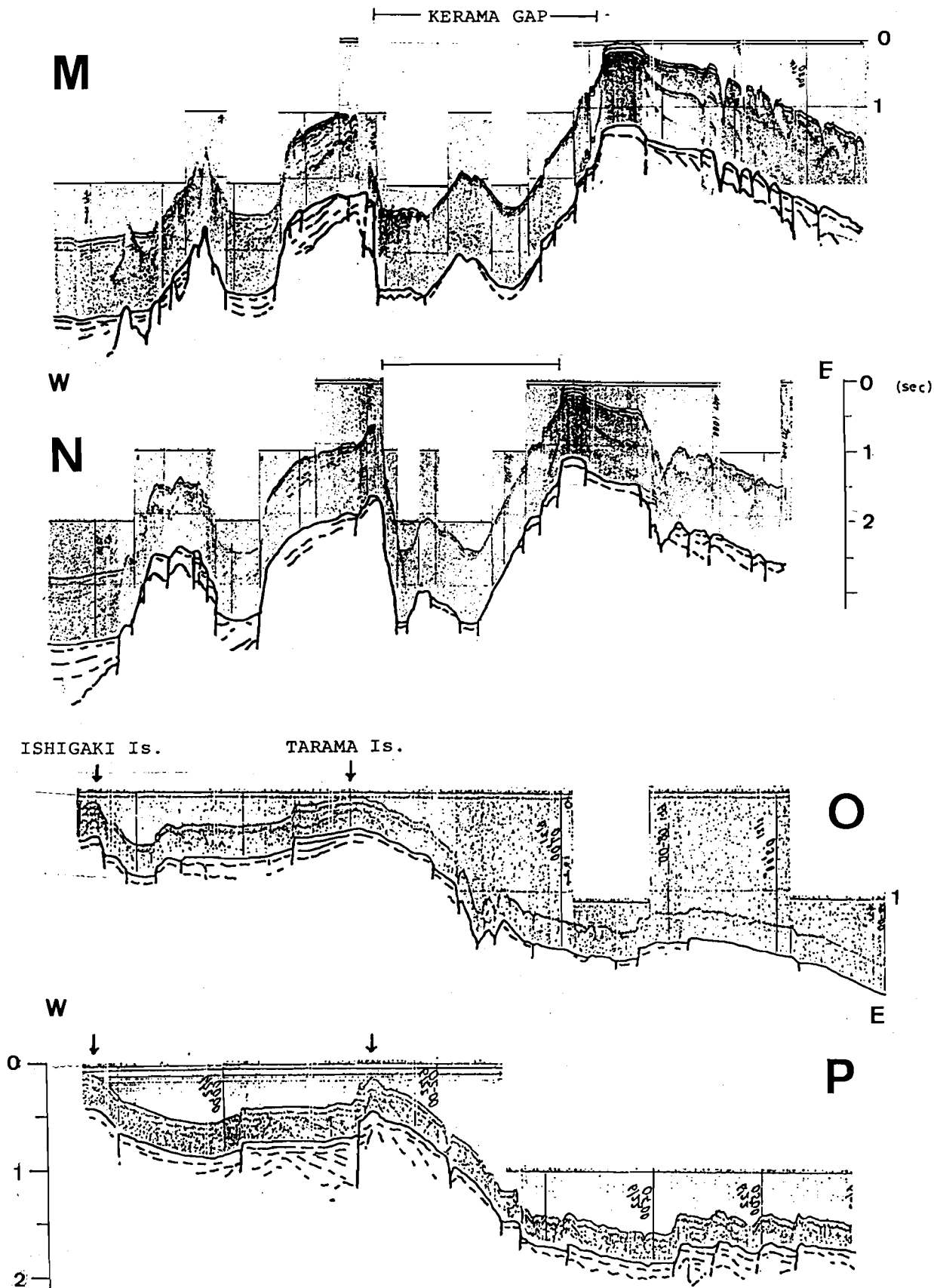


図 2 - 1 8 慶良間海裂および琉球弧南部域のシングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルと解釈図

#### (4) 沖縄トラフとその周辺の断層分布

沖縄トラフとその周辺海域の海底表層に認められる断層の分布を図2-19（トラフ南部域）、2-20（トラフ中部域）、2-21（トラフ北部域）に示す。

断層の分布は、DELP88航海で得られたマルチチャンネル反射法地震探査およびシングルチャンネル反射法地震探査記録と海上保安庁水路部および地質調査所より提供されたシングルチャンネル反射法地震探査記録の解釈から求めた。その他、海上保安庁水路部（1987・1988）、活断層研究会（1980）に掲載されたプロファイルの解釈を行い、断層の分布を求めた。

図2-19から図2-21に示した断層は、すべて最上位の層を切る断層である。プロファイルの解釈から判断した限り、認められた断層はすべて正断層である。これらの断層は、活断層あるいは最近まで活動していた断層と考えられる。

断層の分布が特に集中する地域は、トラフ中部とトラフ南部、慶良間海裂とその周辺、慶良間海裂南西方のフィリピン海盆、および琉球弧南部の500m島棚域である。

断層の分布は、西琉球海丘列より内陸側の沖縄トラフ域が主な変形域であることを示している。これらの断層は、最上層を切っていることから、最近まで活動的であった、あるいは現在も活動的であると考えられる。このことから、トラフ域における rifting は、現在も進行中であると考えられる。トラフ南部の断層分布からは、トラフ域において対称的な rifting が進行していることが示唆される（図2-19）。

トラフ南部の地溝を形成する断層の一般走向は、E-WからNE-SWである。トラフ中部においても同様の走向の断層によって、地溝が形成されている（図2-20）。トラフ北部では、地溝の発達が悪く、また断層の一般走向もNNE-SSWに変化する。

琉球弧南部の島棚には多くの断層が分布している。これらの断層の一般走向は、島弧の伸びに直交するNW-SEである。この走向の断層は、特に、宮古島西方、宮古島と多良間島間、多良間島と石垣島間に認められる（図2-19）。これらの断層によって、島棚は、ブロック化していることが推定される。

慶良間海裂域にも多くの正断層が分布している。これらの断層の走向は、概略NW-SWである（図2-19・2-20）。

海裂南東方のフィリピン海盆には、慶良間海裂の一般走向と同様の走向を持つ断層が分布している（図2-20）。慶良間海裂と海盆の間の海溝斜面には、明瞭な断層の分布は認められない。

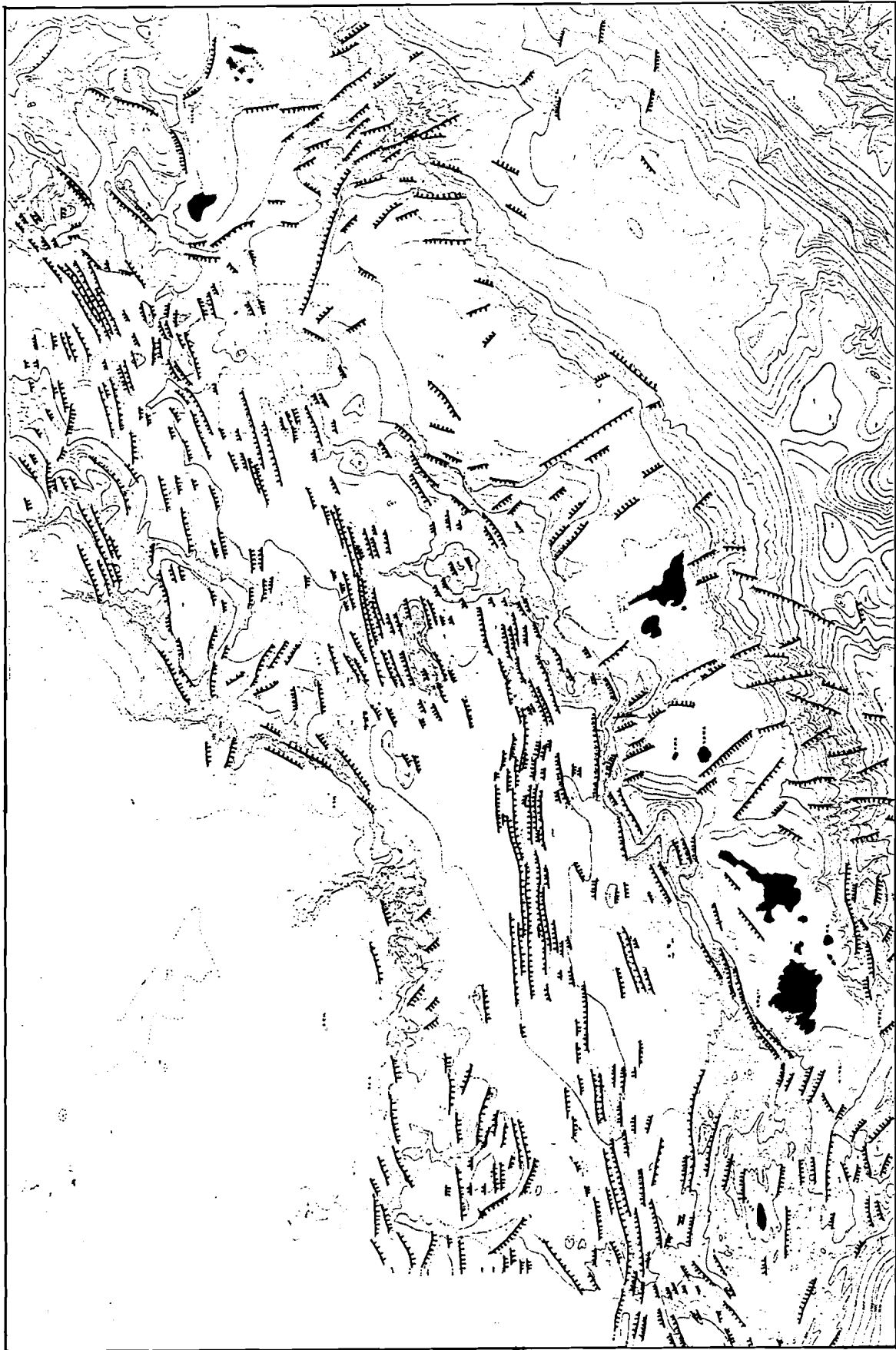


図 2-19 沖縄トラフ南部とその周辺の断層分布

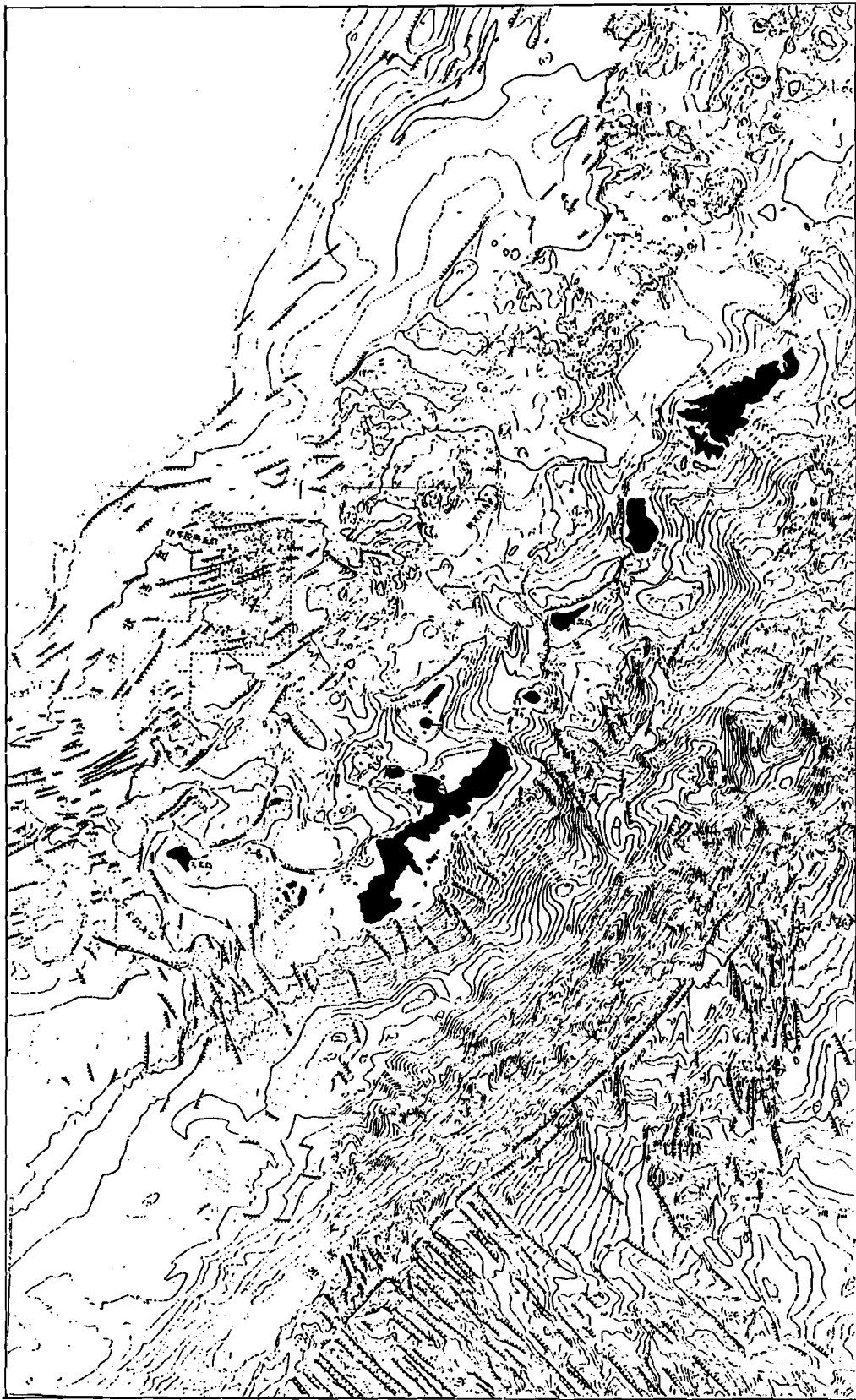


図 2 - 2 0 沖繩トラフ中部とその周辺の断層分布



図 2 - 2 1 沖縄トラフ北部とその周辺の断層分布

## 2-4 考察

### 2-4-1 沖繩トラフの形成年代

一般に、海底の形成年代は、深海掘削による直接的なデータ、あるいは海上で観測される地磁気縞状異常の年代同定によって決定される。しかし、沖繩トラフにおいては掘削データがなく、また海底拡大が行われていないことから磁気異常解析からの検討も十分には行えない。従って、沖繩トラフの形成年代に関しては、定説と言えるものがない。

これまでに、主として海底と陸上の地質層序および構造の検討から、沖繩トラフの形成年代について多くの研究が行われてきた。Herman et al. (1978)は後期中新世から前期鮮新世以降に拡大したとした。Kimura(1985a・1985b)、Letouzey and Kimura(1985・1986)、氏家(1980・1985・1986)は更新世に形成されたと考えた。この他、地磁気異常の解析からは、沖繩トラフ中部が約2 Ma以降に形成されたと考えられた(古川, 1984 MS; 木村ほか, 1985)。最近、琉球弧における古地磁気学的研究からは、10~4 Maの間に形成されたと考えられている(Miki et al., 1990; 三木, 1990 MS)。

本研究では、トラフ南部で得られたマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈結果を中心に、琉球弧の海域で得られた掘削データおよび陸上地質と音響層序との対比を行うことにより、トラフの形成年代について考察する。

琉球弧の海域では4地点でボーリングが行われている(図2-5)。この内、天草沖のデータは公表されていない。データの一部が公表されている残り3地点のボーリングの結果(Nash, 1979; 相場・関谷, 1979; 円谷・佐藤, 1985)を統合して得られた地質柱状図を図2-22に示す。

図2-22より、琉球弧前弧域には、琉球層群および島尻層群を主体とした堆積層が、厚く分布していることが認められる。陸上地質層序の研究から、琉球層群と島尻層群は、不整合関係にあることが明らかになっている(例えば、木崎編著, 1985)。島尻層群の年代の上限は、浮遊性有孔虫化石帯N21の下限よりやや上位、すなわち更新世最下部に到ることが報告されている(Ujiie and Oki, 1974)。また、ナンノプランクトン化石帯から、琉球層群に含まれる琉球石灰岩の下限の時代は、NN19上半、つまり中期更新世とされている(木庭, 1980)。こ

これらのことから、琉球石灰岩と島尻層群との間には、50 万年以上、90 万年以下の層序学的ギャップが存在すると考えられる。

反射法地震探査記録の解釈から得られた音響層序とボーリングデータとの対比を行うことにより、沖縄トラフ内に発達する層序と陸上地質層序との対比が可能である。対比を行うために、ボーリング地点の直上あるいは近傍から沖縄トラフ到る反射法地震探査記録を解釈した(図2-23・2-24・2-25)。記録は、いずれも海上保安庁水路部から提供されたものである。各記録の解釈から、トラフ南部のマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈結果とほぼ同様の音響層序が認められた。

トラフ中部の東縁に位置するヨコガン曾根では、ボーリングの結果との対比を行うのに十分な解釈が得られた(図2-25)。この測線での解釈とボーリングの結果を対比した結果、C層は島尻層群に対比された。従って、A層とB層は、第四紀層に対比される。この結果から、トラフ南部のマルチチャンネル反射法地震探査の解釈から得られたC層は、上記と同様に、島尻層群に対比されることが示唆される。

マルチチャンネル反射法地震探査が行われた琉球弧南部域には、多良間島の基盤に島尻層群に対比される多良間砂層が分布している(木崎編著, 1985)。また、ボーリングの結果から、琉球弧南部には厚さ2000 m を越える島尻層群の堆積が認められる。C層は、この層厚に相当する音響層である。これらのことから、マルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈によるC層は、島尻層群に対比されると考えられる。このことから、A層およびB層は、第四紀層であると考えられる。また、B2層は陸上では島尻層群と琉球層群の不整合期に堆積したと考えられる。従って、B1層は琉球層群に、A層はそれ以降の層にそれぞれ対比されると考えられる。次に、トラフ南部のマルチチャンネル反射法地震探査のプロファイルに認められるD層について検討する。琉球弧域のボーリングの内、マルチチャンネル反射法地震探査の測線に最も近い宮古沖では、島尻層群の下位に八重山層群が分布することが確認されている(円谷・佐藤, 1985)。このことから、D層の上部は、この八重山層群に対比されると考えられる。

以上の対比の結果を表2-1に示す。

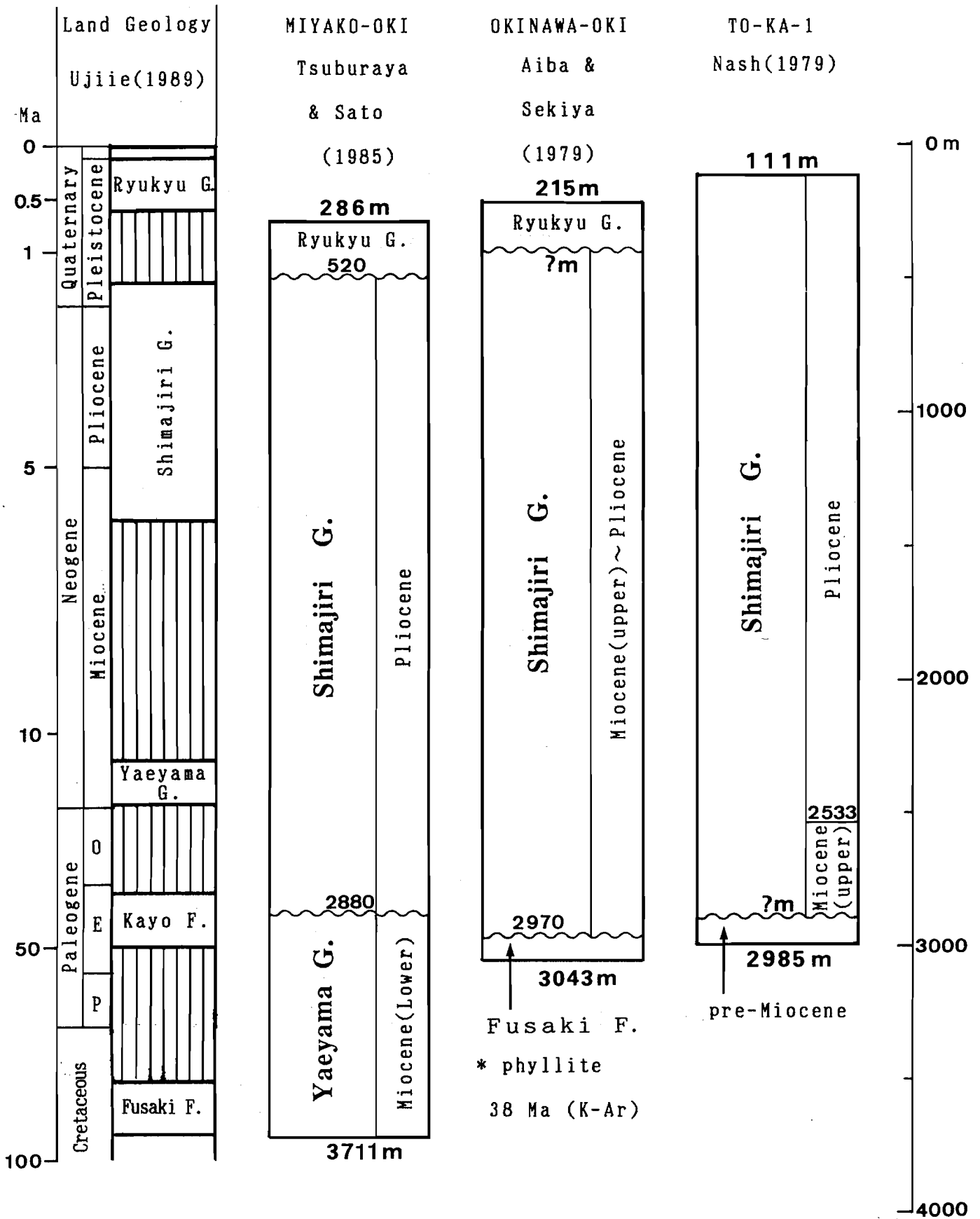


図 2 - 2 2 ボーリングデータから得られた地質柱状図

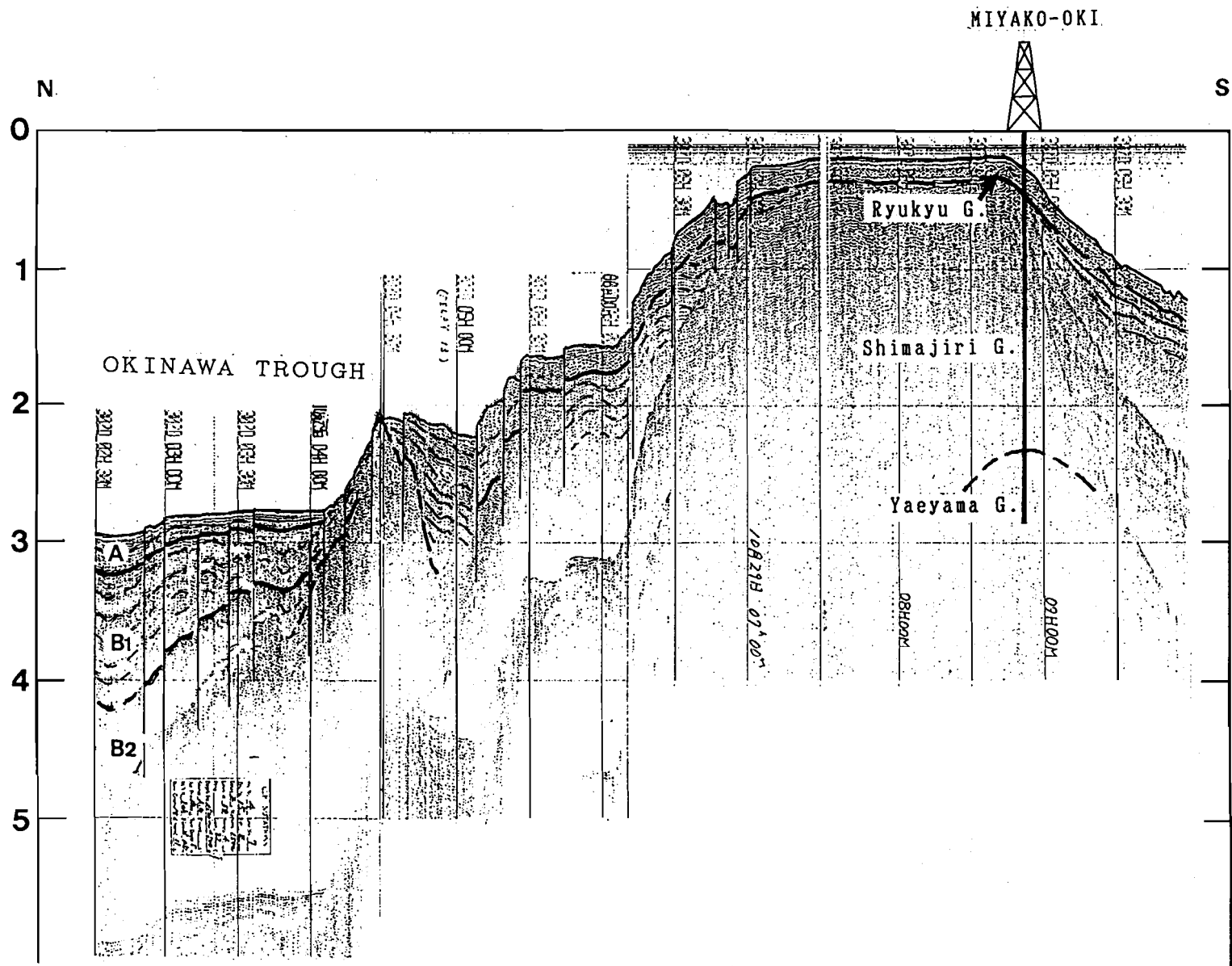


図 2 - 2 3 反射法地震探査記録のプロファイル (測線Q)

解釈とボーリングデータを記入した。測線の位置は、図 2 - 5 に示した。

OKINAWA-OKI

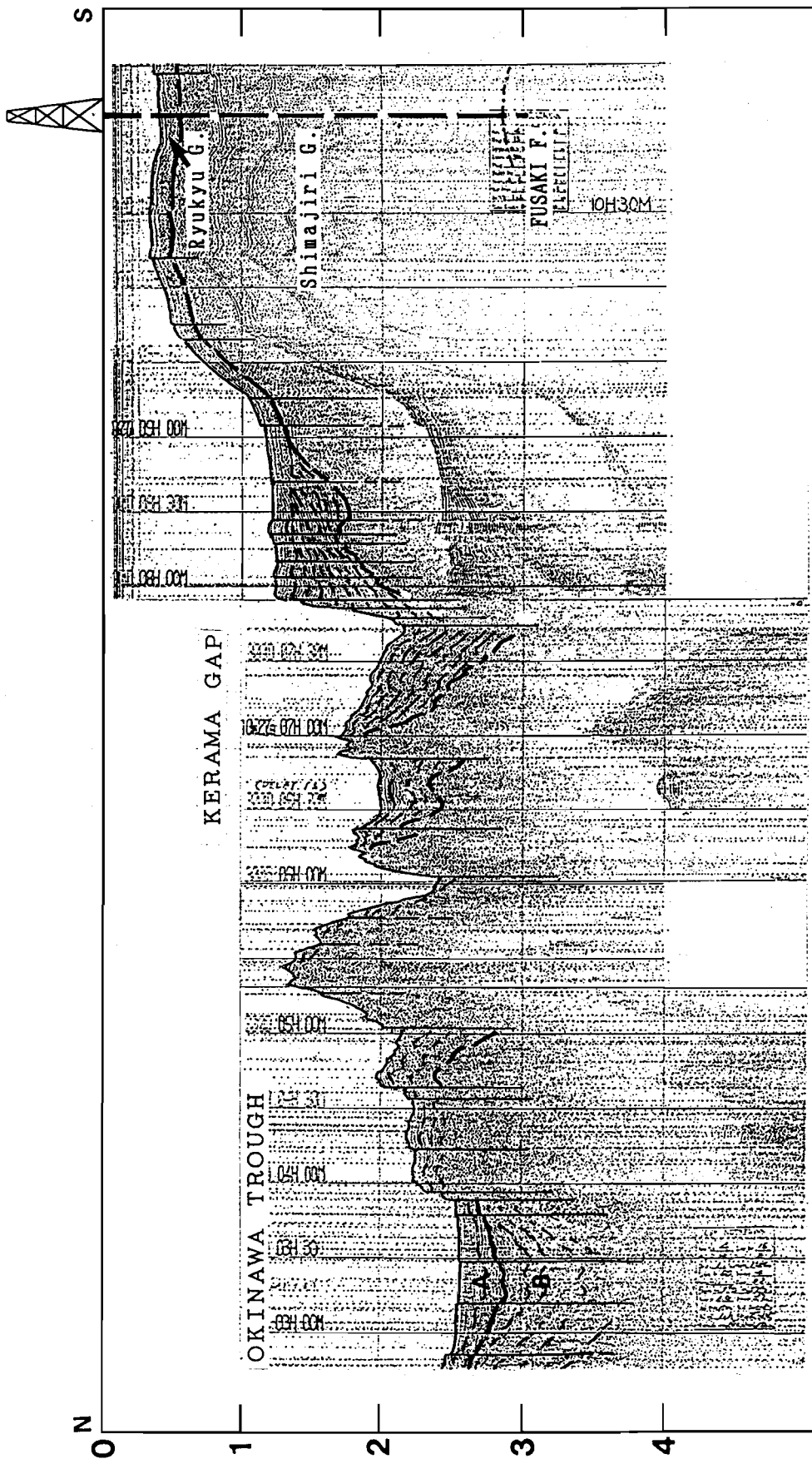


図 2-24 反射法地震探査記録のプロファイル (測線R)

解釈とボーリングデータを記入した。測線の位置は、図 2-5 に示した。

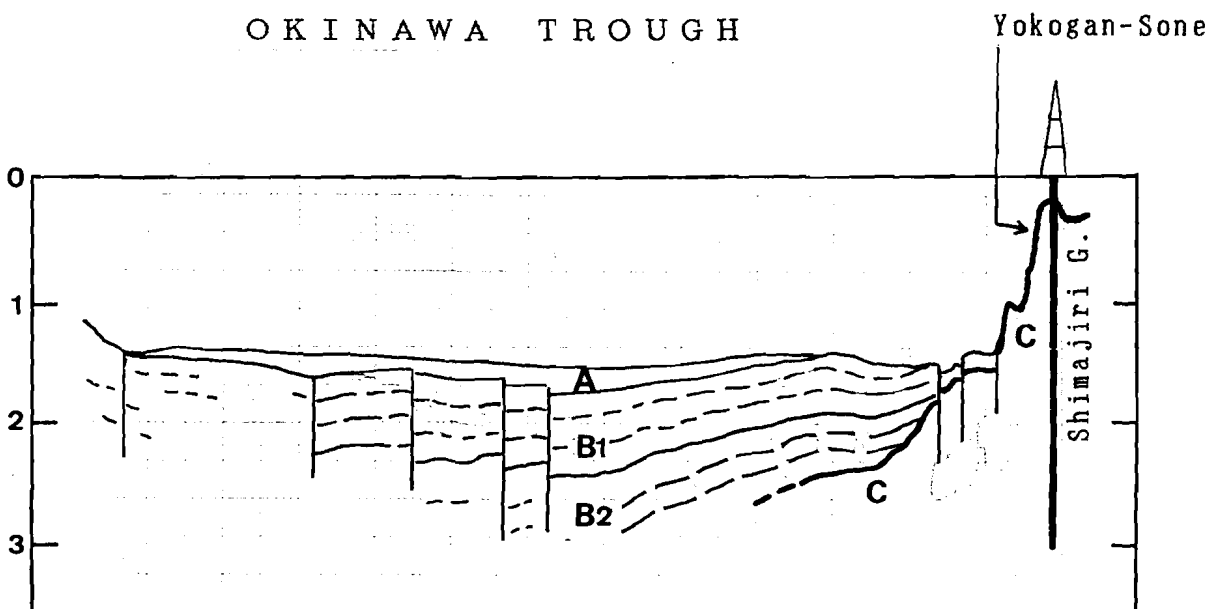
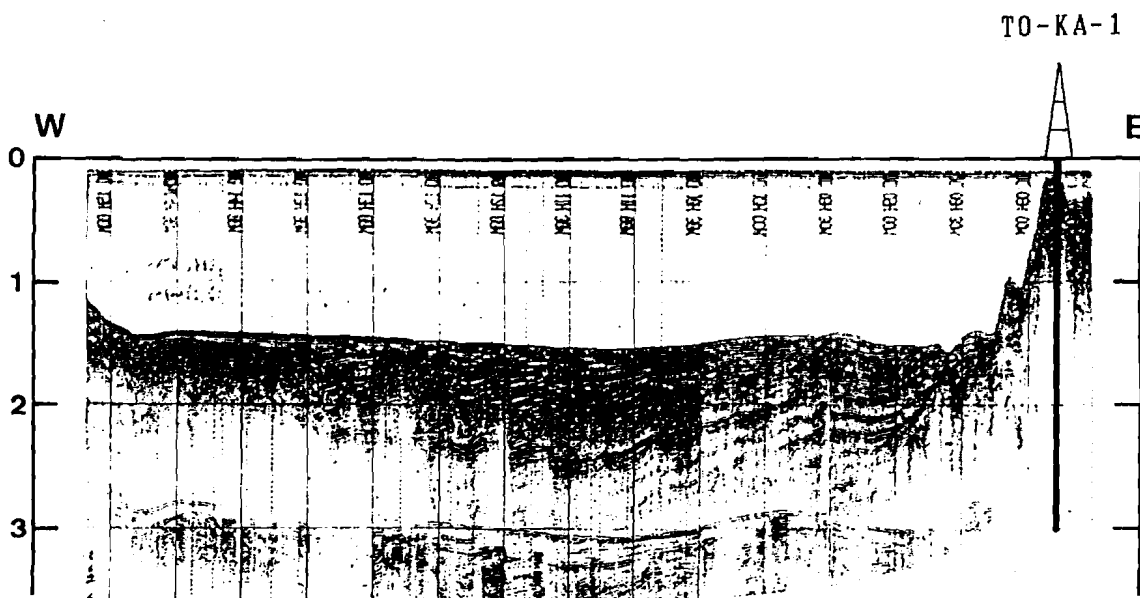
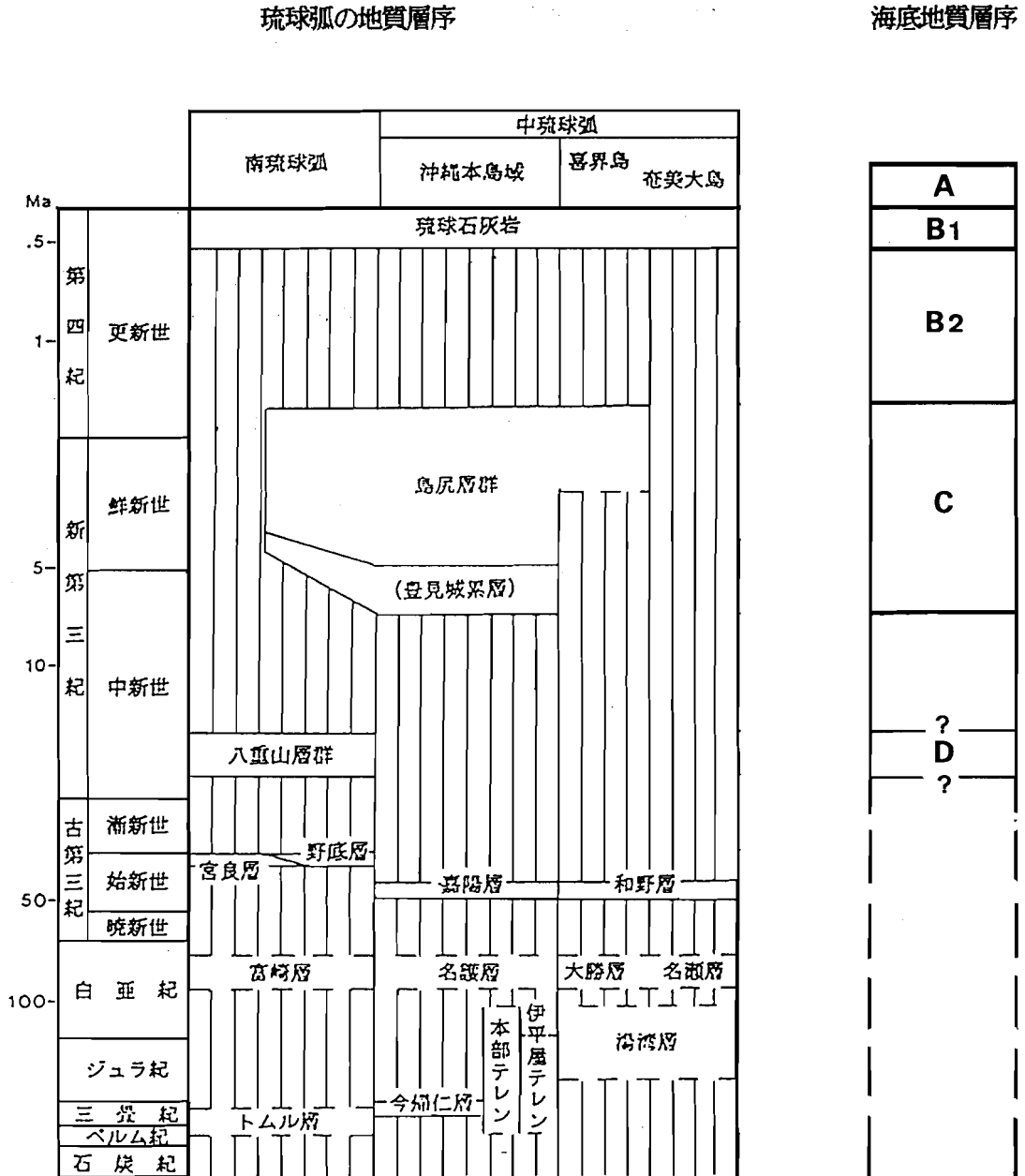


図 2 - 2 5 反射法地震探査のプロファイルと解釈図 (測線 S)

測線の位置は、図 2 - 5 に示した。

表 2 - 1 陸上地質層序と海底地質層序の対比



陸上地質層序は氏家（1989b）、海底地質層序は本研究による。

次に、以上で行った海底地質層序と琉球弧の地質層序との対比の結果に基づき、沖縄トラフの形成年代について検討する。本研究におけるトラフ南部のマルチチャンネル反射法地震探査の解釈結果は、C層が最も広域に変形を受けていることを示している。プロファイルに認められる断層の分布は、上位層ほど狭くなる。従って、広域な変形を受けているC層堆積直後あるいは堆積の後期に、現在のトラフ全域にわたる変形が行われたことになる。その時代は、C層が島尻層群に対比されたことから、およそ鮮新世と更新世の境界である約2Maであると考えられる。中軸部の地溝を形成する断層のみではトラフ全体の形成を説明することは困難である。従って、沖縄トラフ南部の形成は、C層全体を変形させた断層運動が始まった、約2Ma以降に行われたと考えられる。

沖縄トラフ中部の測線（例えば、図2-5）とトラフ南部のマルチチャンネル反射法地震探査のプロファイルの解釈結果が、ほぼ同様の層序と構造を示していることから、トラフ中部においても同様の形成年代が推定される。

次に、八重山海底地溝の形成年代について考察する。図2-2に示したマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈から、トラフに認められる断層の分布が、現在の八重山海底地溝の範囲に狭められたのは、B1層の堆積以降であることが認められる。これらの断層は、2Ma以降引き続いて活動してきたと考えられる。特に、B1層の層厚が中軸部ほど厚くなることから、B1層の堆積開始時には、現在見られる幅での地溝の形成が行われたと考えられる。B1層は、上記の考察から、琉球層群に対比されると考えられる。従って、八重山海底地溝の形成は、約0.5Ma以降であると考えられる。マルチチャンネル反射法地震探査のプロファイルに認められる構造は、シングルチャンネル反射法地震探査のプロファイルにも認められることから、他の地溝についてもほぼ同様の形成年代が推定される。

沖縄トラフ南部に認められる海底表層の断層は、海底地溝域に限られて分布している（図2-19）。これは、断層の活動域が、年代と共に中軸部に向かって狭くなった結果である。このような断層分布は、沖縄トラフ南部域が rifting の段階から海底拡大への過渡期にあることを示していると思われる。

## 2-4-2 断層分布から推定される沖繩トラフの 応力場

図2-19、2-20および2-21に示した海底表層に認められる断層分布を用いて、沖繩トラフの応力場を推定する。

Withjak & Jamison (1986)による実験およびアデン湾やカリフォルニア湾周辺の断層解析から、*rifting* が *oblique* である場合には、周辺の大陸地殻に正断層だけではなく *strike-slip* 断層が系統的に発達することが明らかになっている。従って、断層により応力場を推定するためには、断層の垂直変位のほかに、水平変位を考える必要がある。しかし、反射法地震探査記録の解釈からは、水平変位の検出が困難であり、本研究においても認められなかった。このため、本研究では、トラフに近接する陸域に認められる活断層の変位が、トラフ内にも同様に認められると仮定した。具体的には、九州に分布する活断層の分布と変位を利用した。九州の活断層の分布と変位は、活断層研究会(1980)に基づく。

九州には、別府-島原地溝およびその南縁部に日奈久断層や出水断層など、ほぼNE走向を持つ右横ずれ断層が発達している(活断層研究会, 1980)。沖繩トラフ北部の東縁にはこれらと同走向の断層が発達している(図2-21)。本研究では、これらを右横ずれ成分を持つ断層と仮定した。

上記の仮定に基づき、Harding (1974)のダイアグラムを用いてトラフの応力場を推定した。その結果、右横ずれの *shear*による変形がトラフ内で行われていると仮定することで、トラフに発達する断層の形成が説明できる。この場合、トラフ内に働く引っ張り応力場は、概略北北西-南南東の方向であると推定される(図2-26)。

この応力場は、Eguchi and Uyeda (1983)によって、沖繩トラフ内で発生した地震のメカニズムから求められた応力場、および多田(1987・1988)が陸上の測量結果から求めた九州の応力場とよく一致している。

以上のことから、現在の沖繩トラフにおける *rifting* は、概略北北西-南南東方向の引っ張り応力場で行われていることが推定される。

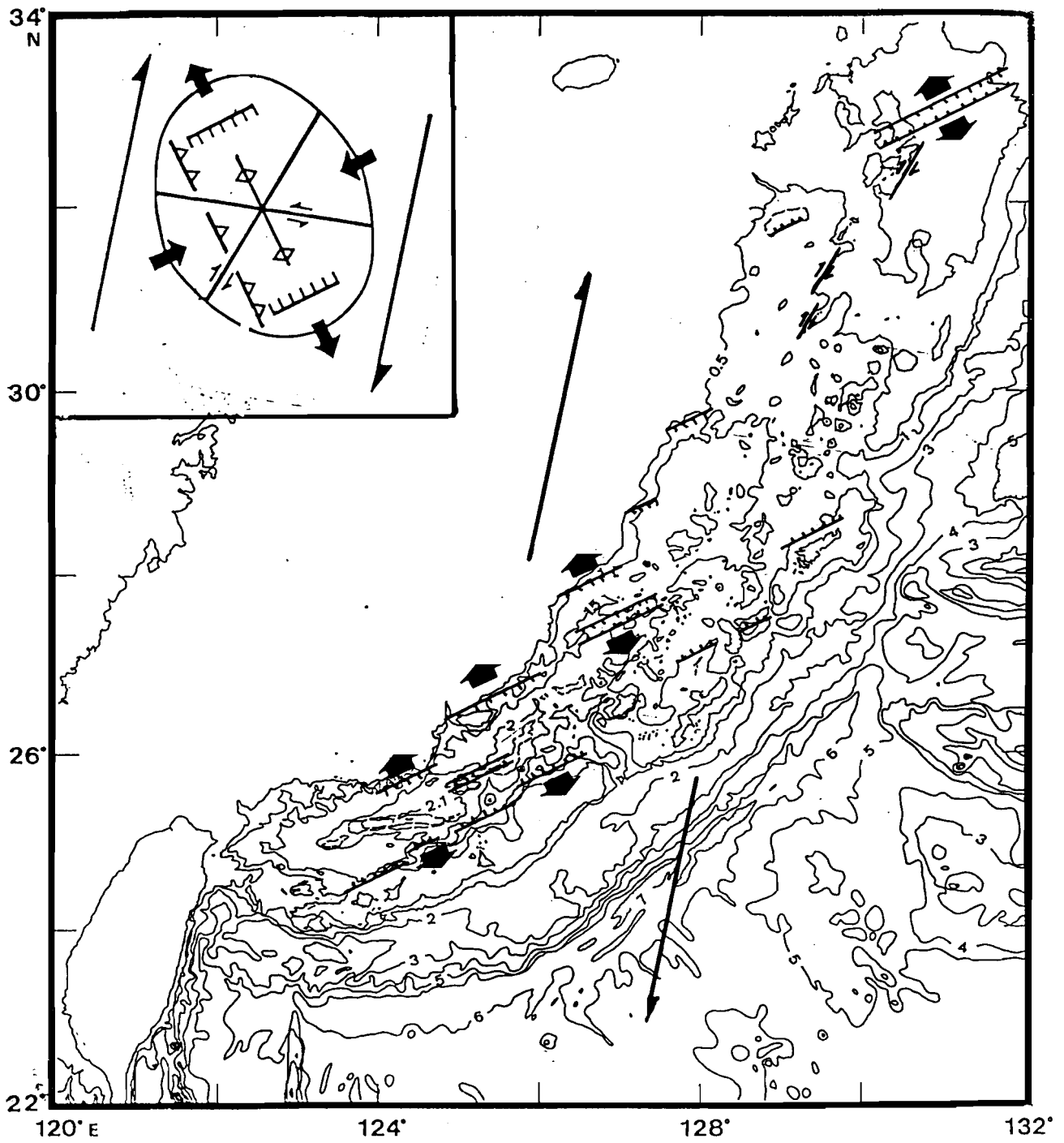


図 2 - 2 5 沖縄トラフとその周辺の応力場

挿入図は Harding (1974) のダイアグラム。

## 2-5 第2章のまとめ

(1) 沖縄トラフの形成は、約2 Ma以降に開始されたと考えられる。

(2) トラフ全域において、現在も rifting が進行中である。rifting の進行にともない、トラフに発達する正断層は、その活動域を狭めている。特に、トラフ南部においてこのような断層分布が認められる。このことから、トラフ南部は rifting から海底拡大への過渡期にあると考えられる。

(3) 地形として明瞭に認められる海底地溝は、0.5 Ma (後期更新世) 以降に形成されたと考えられる。また、地溝を形成する正断層の多くは、現在も活動的であると考えられる。

(4) 現在のトラフにおける rifting は、およそNNW-SSE方向の引っ張り応力場のもとに行われていると考えられる。

### 第3章 沖縄トラフにおける火山活動の年代

#### 3-1 はじめに

沖縄トラフにおける火山活動の存在は、トラフ中部の伊平屋海凹に沿って分布する海丘（伊平屋海丘群）から rhyolite や basalt が得られたことにより明らかとなった（Yuasa and Honza, 1976）。伊平屋海丘群の形成年代については、海丘群に伴う地磁気全磁力異常の解析から、第四紀（約 1.8~0.5 Ma）であると推定された（古川, 1984 MS; 木村ほか, 1985）、また、上記の試料（rhyolite:全岩）についてK-Ar年代測定が行われた結果、 $0.79 \pm 0.39$  Ma の年代値が得られたことから（柴田ほか, 1984）、第四紀における火山活動の存在が明らかとなった。この他、トラフの火山活動に関連したものとして、湯浅ほか（1983）は第四紀火山である硫黄島島の西方約 57 km に位置するトラフ内の海丘から熱水起源と思われるマンガ氧化物が得られたことから、トラフ中部における熱水活動の存在を推定した。

その後、伊平屋海丘群域では、DELP84航海（Japanese DELP Research Group on Back-Arc Basin, 1986）をはじめ、内外の諸機関による集中的かつ総合的な調査が行われた（Sibuet et al., 1987; 大島ほか, 1988. など）。その結果、異常に高い地殻熱流量値が観測され（Yamano et al., 1986a・1986b）。また「しんかい2000」の潜航調査では、活動的な熱水性マウンド（Kimura et al., 1988）が発見されるなど、火山活動と密接な関係にあると思われる熱的活動の様子が明らかになりつつある。

しかし、トラフ全域における火山活動の分布（第4章において詳述する）・年代・性格などについては不明な点が多く残されている。また、トラフの形成過程や琉球弧の火山活動と、トラフの火山活動との関連については現在までに十分な議論が行われていない。

本章では、上記した問題点の内、トラフの火山活動の年代について検討を行う。DELP88航海において、トラフ南部・中部に分布する海丘から得られた火山岩試料について行ったK-Ar年代測定の結果に、過去に得られている年代値、反射法地震探査音波探査記録および 3.5 kHz 探査記録の解釈等を加え、沖縄トラフにおける火山活動の年代について考察する。

### 3-2 沖縄トラフから得られた火山岩試料のK-Ar年代測定

#### 3-2-1 試料および測定

測定に供した試料は、DELP88航海において行われたドレッジによって得られたものである。ドレッジは、図3-1に示す8地点で行われた。このうち、八重山海底地溝に沿って分布する海丘列の東端に位置する伊良部海丘(DR5B)、および伊平屋海凹東部に分布する海丘(DR7・8)より得られた火山岩試料についてK-Ar法による年代測定を行った。

測定を行う前に、各試料について薄片を作成し、鏡下観察を行った。その結果、DR5Bの試料はolivine basalt、DR7・8はandesiteであった。何れも新鮮であり、年代測定に適した試料であると判断した。測定には特に新鮮な部分を粉砕し、60~80メッシュの大きさに揃えた全岩試料を用いた。DR5Bの試料の表面には、急冷されて出来たと思われるガラス質の部分が認められたため、これを除いた試料を使用した。

測定は岡山理科大学蒜山研究所岡山分室において、長尾ほか(1984)、長尾ほか(1986)、長尾・板谷(1988)の方法で行った。年代値の算出に使用した諸定数は、 $\lambda e=0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$ 、 $\lambda \beta=4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$ (壊変定数)、 $^{40}\text{K}/\text{K}=0.0001167$ (原子数比)である(Steiger and Jager, 1977)。誤差の計算は、Cox and Dalrymple (1967)に基づく、長尾・板谷(1988)の式を用いた。

$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ の測定には、各試料につき約1.0gを使用した。試料表面に付着した大気中のArを取り除くために、約24時間、200°Cの真空中で排気を行った。各試料につき1個のサンプルを測定した。Kの定量には、約0.15gの試料を使用し、2000ppmのCs(セシウム)を干渉剤として用いた蛍光分光分析法により行った。標準試料として地質調査所のJB-1 basaltを使用した。1試料あたり2回測定し、年代の計算にはその平均値を用いた。

#### 3-2-2 結果

測定結果を表3-1に示す。DR7の試料が最も若く約10万年前の年代を示している。他は何れも約50万年前の年代値を示している。測定精度を考慮しても、各試料の形成年代は100万年よりも若いと考えられる。

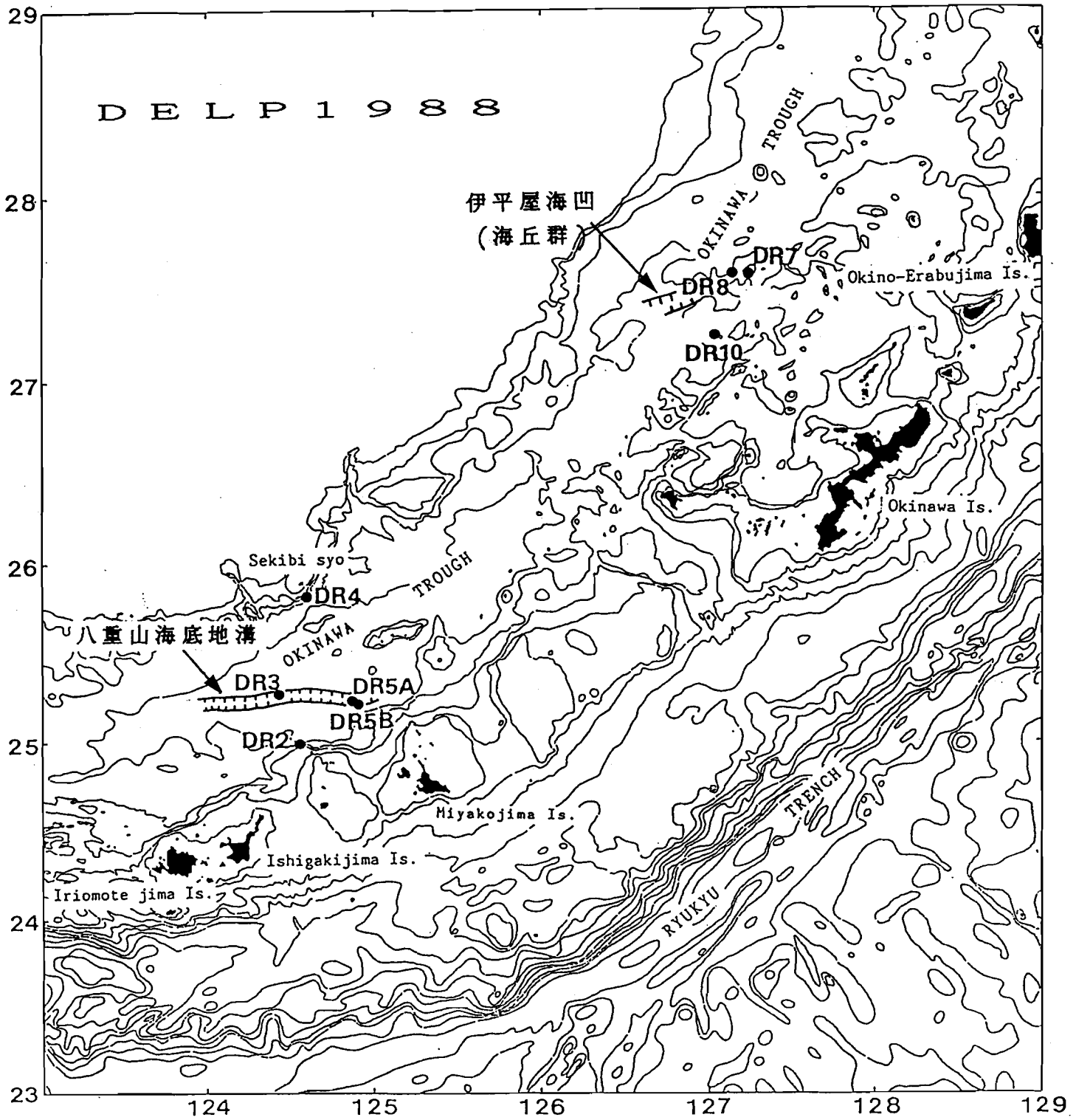


図3-1 DELP88航海で行われたドレッジの位置

表 3 - 1 K - A r 年代測定の結果

Sample No.	K (wt%)	Radiometric $^{40}\text{Ar}$ $\times 10^{-8}$ S.T.P. ( $\text{cm}^3/\text{g}$ )	Air contamination	K-Ar Age (Ma)
DR7 andesite	1.954	0.8482	91.2%	$0.112 \pm 0.019$
DR8 andesite	2.011	3.8711	98.0%	$0.496 \pm 0.380$
DR5B basalt	0.300	0.5884	98.3%	$0.505 \pm 0.453$

### 3-3 考察

DELP88航海で得られた火山岩試料のK-Ar年代値および過去に得られた火山岩試料の年代値(Nash, 1979; 柴田ほか, 1984; 上田ほか, 1985; Kimura et al., 1986; 海上保安庁水路部, 1987・1988)を図3-2および図3-3に示した。何れもK-Ar年代測定によって得られた年代値である。

トラフ南部で得られた年代値(図3-2)は、本研究の結果も含めて、八重山海底地溝の中央の八重山中央海丘および地溝東端部の伊良部海丘で得られた2点のみである。何れも約0.5 Maの年代値を示している。DELP88航海では八重山中央海丘より、少量ではあるが新鮮なスコリアが得られている。これらの海丘に伴う地磁気全磁力異常のパターンから、海丘が正帯磁であることが推定されている(古川ほか, 1989)。従って、K-Ar年代値はほぼ形成年代を示していると考えられる。トラフ南部においては、これまでに熱水活動に関する報告は少ない。海上保安庁水路部が行った深海カメラ調査で得られた写真から、八重山中央海丘において、温水によると思われる海水の揺らぎや、熱水域特有の生物コロニーが認められている(桂ほか, 1986)。DELP88航海において得られた3.5kHz記録には、南部トラフの八重山海底地溝中に海底反射の強い透明層が認められる(図3-4)。これに類似した透明層は、伊豆・小笠原弧の背弧に発達するスミスリフトにおいても認められている(Nishimura and Murakami, 1988)。スミスリフトでは同層から、ピストンコアによって火山起源の堆積物(Finer-grained volcanogenic turbidite)が得られている。Nishimura and Murakami (1988)は、この堆積物の分布が広域であることなどから rift 内の火山活動によるものではなく周辺の陸上あるいは海底火山から供給されたとしている。沖縄トラフ南部の八重山海底地溝中の透明層は、スミスリフトにおける分布とは異なり、地溝中に限られて分布する(図3-4)。この透明層が火山起源の堆積物であると仮定した場合、その分布から、地溝に沿った火山活動に伴う噴出物が堆積したものと考えられる。この仮定が正しければ、八重山海底地溝における火山活動の年代は非常に若く、おそらく反射法地震探査記録では最上層であるA層の堆積後、数万年以内と考えられる。

八重山海底地溝東端部の伊良部海丘は、地形的にはトカラ火山列の南西延長である西琉球海丘列にも属する。この海丘列は、琉球弧の第四紀火山活動の南西延

長と考えられている(加藤,1982; 植田ほか, 1984; 植田, 1986)。伊良部海丘で得られた火山岩試料のK-Ar年代は、琉球弧の第四紀火山活動を示していると考えても矛盾はない。伊良部海丘の形成が、トラフの火山活動あるいは琉球弧の火山活動の何れの活動の結果であるかについては第4章で検討する。

沖縄トラフ中部の伊平屋海凹に沿って分布する伊平屋海丘群で得られた火山岩試料は、何れも1Maより若い年代値を示している。DELP84航海で得られたD-1・6の試料は、急冷されて作られたガラス部分が約10%認められ過剰<sup>40</sup>Arの存在が予想されること、また試料が新鮮でありArの損失の影響はないと考えられることから、実際には0.3~0.4Maより若い年代であることが予想され、数万年より若い可能性が指摘されている(兼岡ほか, 1985)。

伊平屋海丘群に伴う地磁気全磁力異常の解析からは、海丘のほとんどが正磁極期に形成されたと考えられている(北原, 1986 MS; Davagnier et al., 1987)。上記のK-Ar年代値と整合的な正磁極期は、現在の磁極期である、Burunhes期(0.7~0.0 Ma)と考えられる。このことから、直接年代値が得られていない海丘も含めた伊平屋海丘群の形成年代は、0.7 Ma以降であると考えられる。しかし、磁気異常の解析結果からは、一部に逆帯磁である地域の存在も指摘されており(古川, 1984 MS; 北原, 1986 MS)、最近の逆磁極期である松山逆磁極期(2.5~0.7 Ma)に一部の海丘形成が行われた可能性が指摘されている(古川ほか, 1989)。ただし、逆帯磁域の範囲は、非常に狭い地域に限られると考えられている(古川ほか, 1989)。また、年代値が得られている海丘は、この逆帯磁域に含まれていない。

トラフ中部では、伊平屋海丘群中の小海盆、奄西海丘域、伊是名海穴において活発な熱水活動あるいはその痕跡が発見されている。伊平屋海丘群に分布する小海盆では、熱水性のマウンドが「しんかい2000」の潜航調査によって発見された(Kimura et al., 1988)。伊是名海穴では、他の活動的背弧海盆に先駆けてブラックスモーカーが発見されている(Halback et al., 1989; 木村ほか, 1989)。奄西海丘域では、熱水活動域特有の生物群集の存在が確認されている(門馬ほか, 1989)。また、海上保安庁水路部によって火山岩類の他にシロウリ貝の貝殻が得られている。その貝殻のC<sup>14</sup>年代は1170±80年を示しており(加藤ほか, 1989)、最近まで熱水活動が行われていたことが推定される。熱水活動は、これまでのと

ころトラフ中部に集中して認められている。

沖縄トラフ北部では海底地溝の発達が悪く、地溝に沿って分布する海丘は認められない(第2章)。北部では、トラフの陸棚側斜面付近に分布する海丘から、 $4.7 \pm 0.7$  Ma の K-Ar 年代値を示すドレッジ試料(basalt)が得られている(海上保安庁水路部, 1988)。

トラフ中部の北東縁に位置するヨコガン曾根で行われたボーリング(図2-5, TO-KA-1)では、詳細は不明であるが、ボーリング試料の基底部分において後期白亜紀の花崗岩が、また深度約1500 m付近で6Maの溶岩や火砕岩が得られている(Nash, 1979)。トラフの北方延長部の天草灘においもボーリングが行われている(図2-5、天草沖)。詳細は未公表であるが、天草沖のボーリング試料に基づく木村(1983)の記述に従えば、天草灘では中新世中期に火山活動が活発になったと考えられる。以上の事から、トラフ中部および北部の縁辺部においては、中新世中期から鮮新世にかけて火山活動が行われていたと考えられる。これまでのところ、トラフ北部においては、中軸部における火山活動および第四紀の火山活動の存在を示唆する直接的なデータは得られていない。

以上の事から、トラフ中部の火山活動は、現在も活発であると考えられる。また活動の開始は、K-Ar年代値からは主に0.5 Ma以降であると考えられ、約0.7 Maから現世までの活動が示唆される。トラフ南部の活動の開始は、0.5 Ma以降であると考えられる。また、非常に最近の、あるいは現世における活動の存在が示唆される。

以上の検討から得られる重要な結論は、火山活動の年代が、中部と南部でほぼ同時期であり、また現在も活動的である可能性が高いという点である。

Sibuet et al. (1987)は、トラフ南部の火山活動がトラフ中部よりも古く、現在は活動の中心が中部に移動しているとした。しかし、本研究の検討結果からは、活動度については不明であるが、活動の時間的差異は認められず、両地域において最近まで、あるいは現在も火山活動が行われている可能性が指摘される。

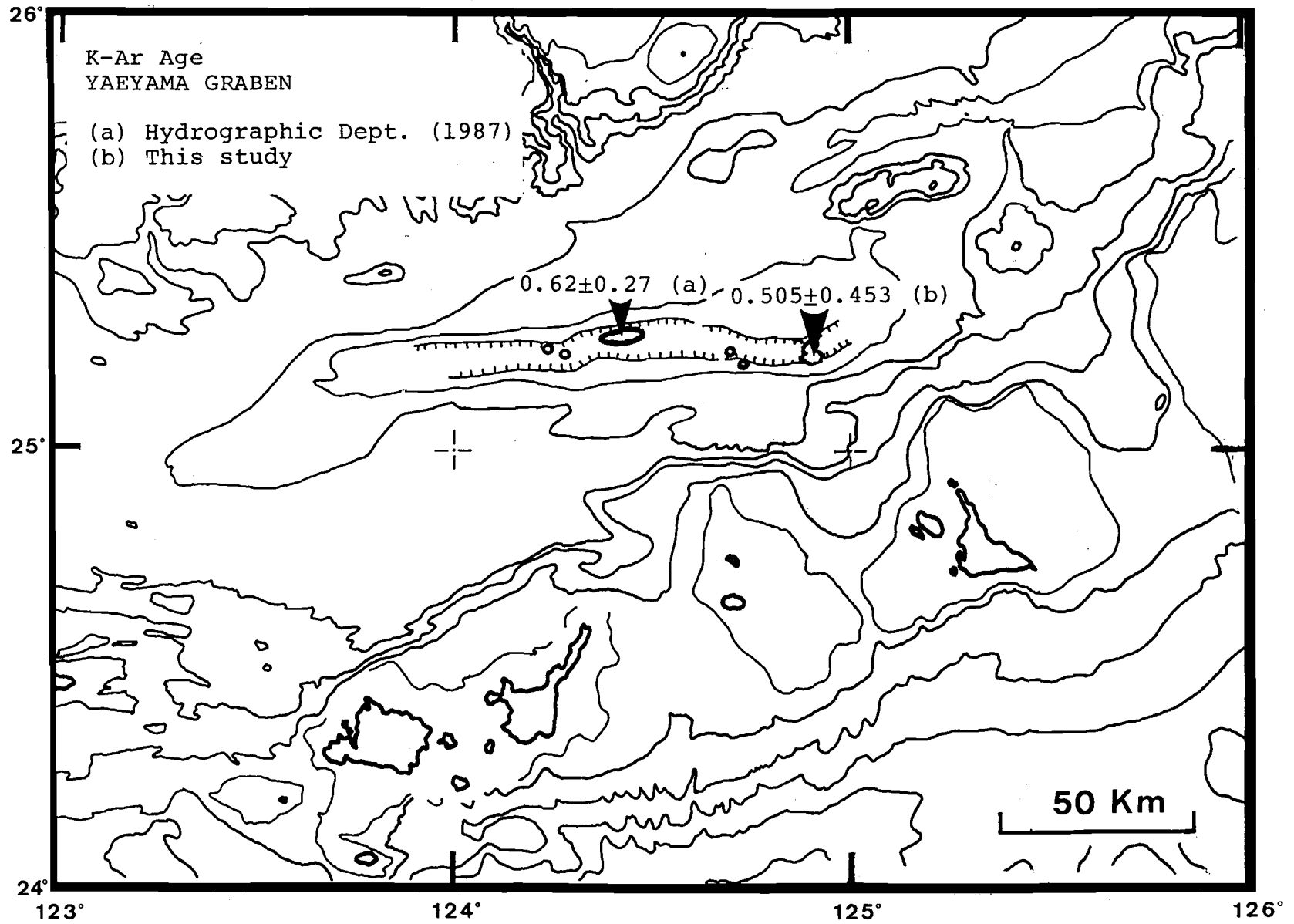


図3-2 トラフ南部に分布する海丘で得られた火山岩試料のK-Ar年代。

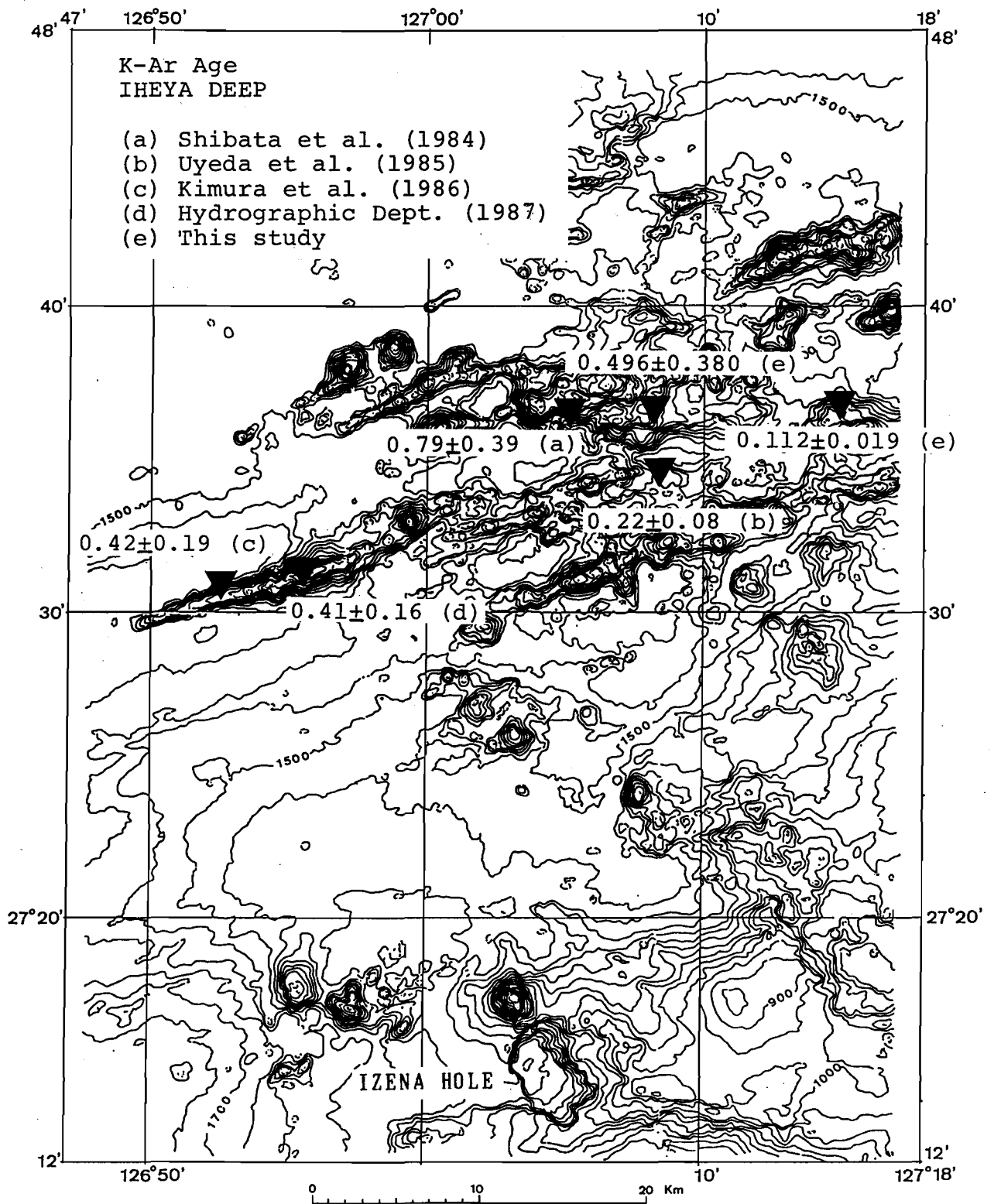
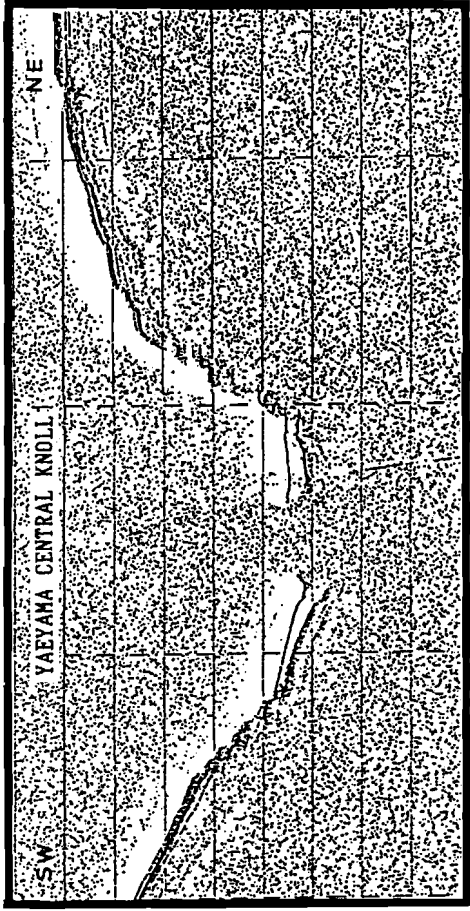
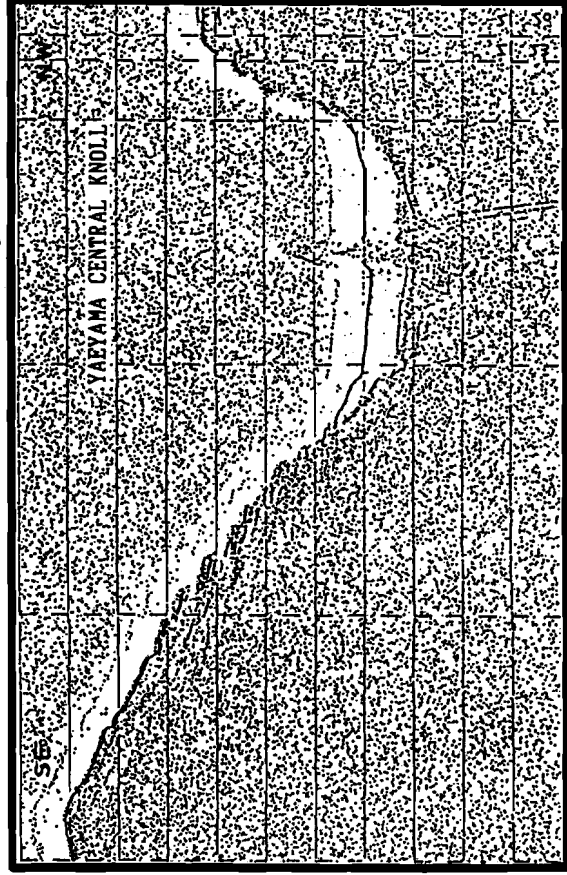


図 3 - 3    トラフ中部に分布する海丘で得られた火山岩試料の K - A r 年代。

YAEYAMA GRABEN



Line 4 A-B



Line 4 B-C

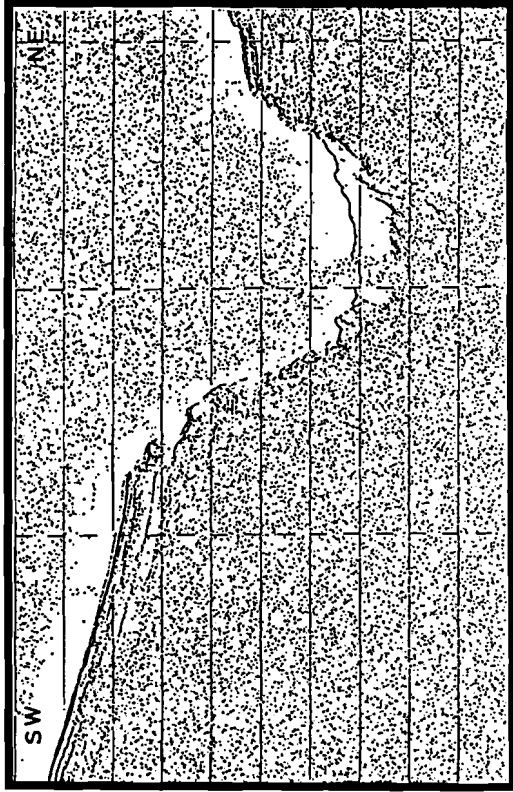


図 3-4 沖縄トラフ南部の八重山海底地溝を横切る 3.5 kHz 探査記録

測線の位置は図 3-5 に示した。

### 3-3 第3章のまとめ

(1) DELP88航海において、沖縄トラフから得られた火山岩試料(中部2点、南部1点)のK-Ar年代は、何れも100万年より若い。

(2) トラフ中軸部の火山活動は、第四紀以降、特にほとんどが0.5 Ma以降に行われたと考えられる。また、トラフ中部および南部の火山活動は、最近まで活動的であった、あるいは現在も活動的であると考えられる。トラフ南部においても活発な熱水活動の存在が推定される。

(3) トラフ中部および南部の海丘(伊平屋海丘群、八重山海底地溝の海丘列)は、ほぼ同時期(主として、0.5 Ma以降)に形成されたと考えられる。

(4) 第四紀以前の火山活動は、トラフの縁辺部に認められるが、その活動の分布の詳細については不明な点が残される。

## 第4章 地磁気異常からみた沖縄トラフと琉球弧の火成活動

### 4-1 はじめに

沖縄トラフおよびその周辺海域では、これまでに内外の諸機関により多くの地磁気観測が行われてきた。本研究域(図1-1)の海上において観測された地磁気全磁力異常分布の概要は、地質調査所によって明らかにされた(Ishihara and Murakami, 1976; Miyazaki et al., 1976; Jyoshima et al., 1978)。その後、海上保安庁水路部による密な測線での観測が行われ、地磁気全磁力異常図(100 nT コンター)が公表されている(植田ほか, 1985; 海上保安庁水路部, 1987・1988; 大島ほか, 1988. など)。また、海上における観測の他に、地質調査所によって航空磁気測量が行われ(大熊ほか, 1987. など)、空中磁気図(25 nT コンター)が公表されている(中塚ほか, 1984; 大熊ほか, 1985; 大熊ほか, 1989. など)。この他、沖縄トラフを含む黄海および東シナ海域の全磁力異常分布の概要については、Wageman et al. (1970) や Jin and Yu (1980)などの研究がある。

沖縄トラフで観測された地磁気全磁力異常については、古川(1984 MS)、木村ほか(1985)、北原(1986 MS)、および Davaginier et al. (1987)などが解析を行った。

古川(1984 MS)は、1975年に行われた地質調査所白嶺丸航海(GH75-1・GH75-5. Honza ed., 1976)および1983年に行われた琉球大学長崎丸航海(RN83)で得られた地磁気全磁力データを用いて、トラフ中部の伊平屋海凹域に分布する伊平屋海丘群に伴う地磁気異常の解析を行い、本域が第四紀(約1.9~0.5 Ma)における海底拡大によって形成されたとした。木村ほか(1985)は、古川(1984 MS)の解析結果に基づき、伊平屋海凹域が海底拡大によって形成されたとしつつも、海丘群の形成は、個々の貫入岩体によるものであり、海底拡大にまでは到っていない可能性も指摘した。

その後、伊平屋海凹域では内外の諸機関により集中的かつ総合的な調査や観測が行われ(例えば、Japanese DELP reserach group on back arc basin, 1986; Sibuet et al., 1987; 大島ほか, 1988)、地磁気三成分データ(Kitahara et al., 1986)や島弧的な性質を示す火山岩試料(Kimura et al., 1986)等が得られた。

北原 (1986 MS)は、1984年に行われた DELP84 航海 (Kitahara et al., 1986) で得られた地磁気三成分と全磁力データおよびR/V Jean Charcot航海(Sibuet et al., 1987) で得られた地磁気全磁力データの解析を行い、伊平屋海丘群のほとんどは第四紀の正磁極期における個々の貫入岩体より形成されたものでり、伊平屋海凹域は海底拡大にまでは到っていないとした。Davagner et al. (1987)も R/V Jean Charcot航海で得られた地磁気全磁力データの解析を行い、北原 (1986 MS)と同様の結果を得ている。

植田(1986)は、琉球弧とその周辺の地磁気異常分布とその解析から、琉球弧の構造と火山活動について検討を行った。その結果、トカラ火山列の南西延長である西琉球海丘列に属する海丘に伴うダイポール型の地磁気異常のパターンが、いずれも海丘が正帯磁であることを示していることから、琉球弧の第四紀火山活動によって形成されたと推定した。また、琉球弧の第四紀火山フロントは、八重山諸島の北方まで追跡できるとした。

本研究では、DELP88航海において沖縄トラフ南部を中心に地磁気三成分および全磁力観測を行い、得られたデータの解析を行った。また、海上保安庁水路部、地質調査所およびNOAAから提供された地磁気全磁力データを加えて沖縄トラフとその周辺の地磁気異常図を新たに作成し、磁気異常分布から火成活動の検討を行った。これらの結果から、琉球弧の第四紀火山フロントの位置、トラフの火山活動と琉球弧の火山活動との関係などについて考察した。また、地磁気三成分異常の解析結果から得られた磁化物体(貫入岩体)の分布と走向を用いて、沖縄トラフの形成に関わる応力場を推定した。

## 4 - 2 地磁気三成分異常

### 4-2-1 測定とデータ処理

DELP88航海において、海上地磁気三成分測定を行った。本研究では、この際に得られたデータの解析を行った。この他に、沖縄トラフ中部域で行われたDELP84航海で得られた地磁気三成分データ (Kitahara, et al., 1986) の一部を再解析した。各航海では、三成分測定と同時にプロトン磁力計による全磁力測定が行われており、これも併せて解析した。DELP88航海の測線を図4-1および図4-2に示した。また、DELP84も含め、解析したデータの測線を全磁力異常のプロファイルと共に図4-3に示した。

海上における地磁気三成分測定に用いる船上地磁気三成分磁力計 (以下、STCMと略す) は、神戸大学大学院自然科学研究科の伊勢崎修弘助教授らによって開発され、1970年代より測定が行われてきた (Isezaki et al., 1981)。1980年代に到って測定手法と解析方法がほぼ確立された (Isezaki, 1985; 松原ほか, 1986)。これにより、地球磁場を本来の姿であるベクトル量として捉えることが船上でも可能となった。地磁気三成分測定によって得られたデータの解析からは、地磁気全磁力異常の解析のみでは得られなかった、海底の磁化に関する情報を得ることが可能である。

以下に、Isezaki (1985) および 松原ほか (1986) に基づき、地磁気三成分測定およびデータ処理の概要を述べる。

地磁気三成分の測定では、STCMのセンサーは船上に固定される。例えば、DELP88航海では調査船 (第五海工丸; 東海サルベージ) の船橋の最上甲板に設置した。このセンサーにより測定されるのは、地球磁場と船体磁化 (誘導磁化と永久磁化) が作る磁場 (以下では、これを船体磁場と呼ぶ) が足し合わされたものである。これらを分離するために、地磁気三成分測定と同時に船首方向と船体の傾き (ロール角およびピッチ角) を測定する必要がある。それぞれは、ジャイロコンパス、パーティカルジャイロによって測定される。センサー、船体、地理的方位のそれぞれの座標系はこれらを使って関係づけられる。

地球磁場と船体磁場を分離するために必要となるデータは、船体を異なるに地

点で360°回転させる(8の字型の航跡を描くように船を走行させる)ことにより得られる。得られたデータセットから、最小自乗法により船体磁化に関する係数および定数を求めることが可能である。船体の誘導磁化が外部地場強度に比例すると仮定できる一方、船体の永久磁化は船位および船首方向に無関係に一定の影響をセンサーに及ぼすと考えられる。従って両者を分離し、定量的に求めることが可能である。これらの係数および定数を用いることにより、地磁気三成分の測定値から船体磁場の影響を取り除き、さらに同時に測定された船首の方向と船体の傾きの値を用いて地理的座標系における地球磁場三成分が求められる。

地磁気三成分の絶対値の精度は、現段階では、約 200 nT である。測定誤差の主要な原因として考えられるものは、(a)船体の方位、傾きの測定誤差、(b)船の短周期の動揺からくるノイズ、の2点である。これらの影響を取り除くため、本研究では、(a)については、プロトン磁力計によって観測された地磁気全磁力異常をモニターとして用い、地磁気三成分異常値からその影響を取り除いた。(b)については、データの移動平均をとることにより短周期のノイズを除去した。こうして得られた地磁気三成分異常の値は、相対的な変化に関しては、約 25 nT の精度があると考えられる。

DELP88航海では船の360°回転を5地点で、DELP84航海では6地点でそれぞれ行った。それぞれの地点で求められた船体磁化に関する係数および定数から、最も適当と思われる値を決め、地磁気三成分値を求めた。地磁気三成分異常を求めるのに使用した標準磁場は、IGRF85(International Geomagnetic Reference Field determined in 1985; IAGA Division I, WG 1, 1985)である。プロトン磁力計によって観測された地磁気全磁力データから求められた地磁気全磁力異常もIGRF 85から求めた全磁力標準値を差し引いた値である。

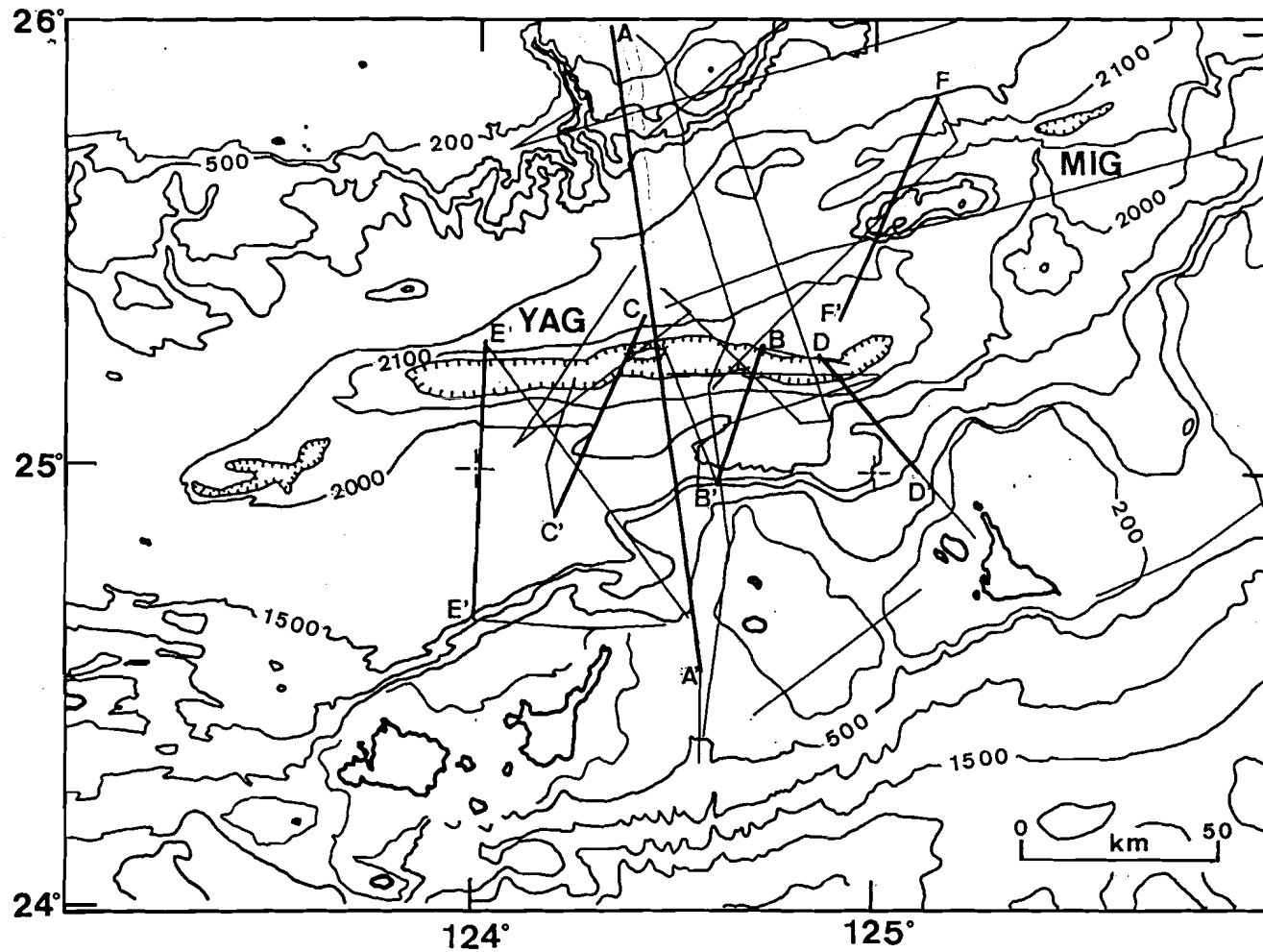


図 4 - 1 地磁気三成分および地磁気全磁力測定のための測線  
 (DELP88航海・沖縄トラフ南部域)

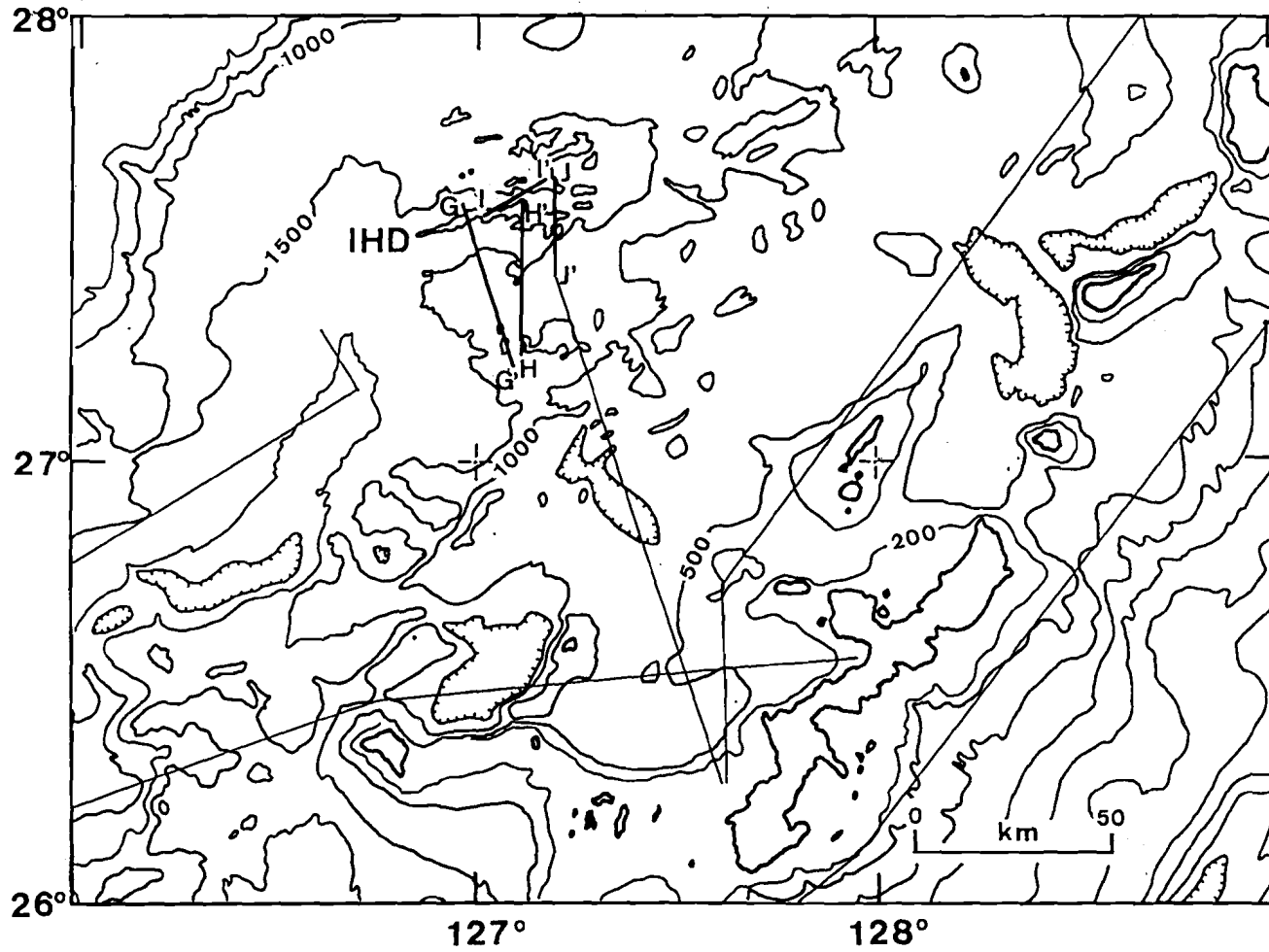


図 4 - 2 地磁気三成分および地磁気全磁力測定の実線  
 (DELP88航海. 沖縄トラフ中部域)

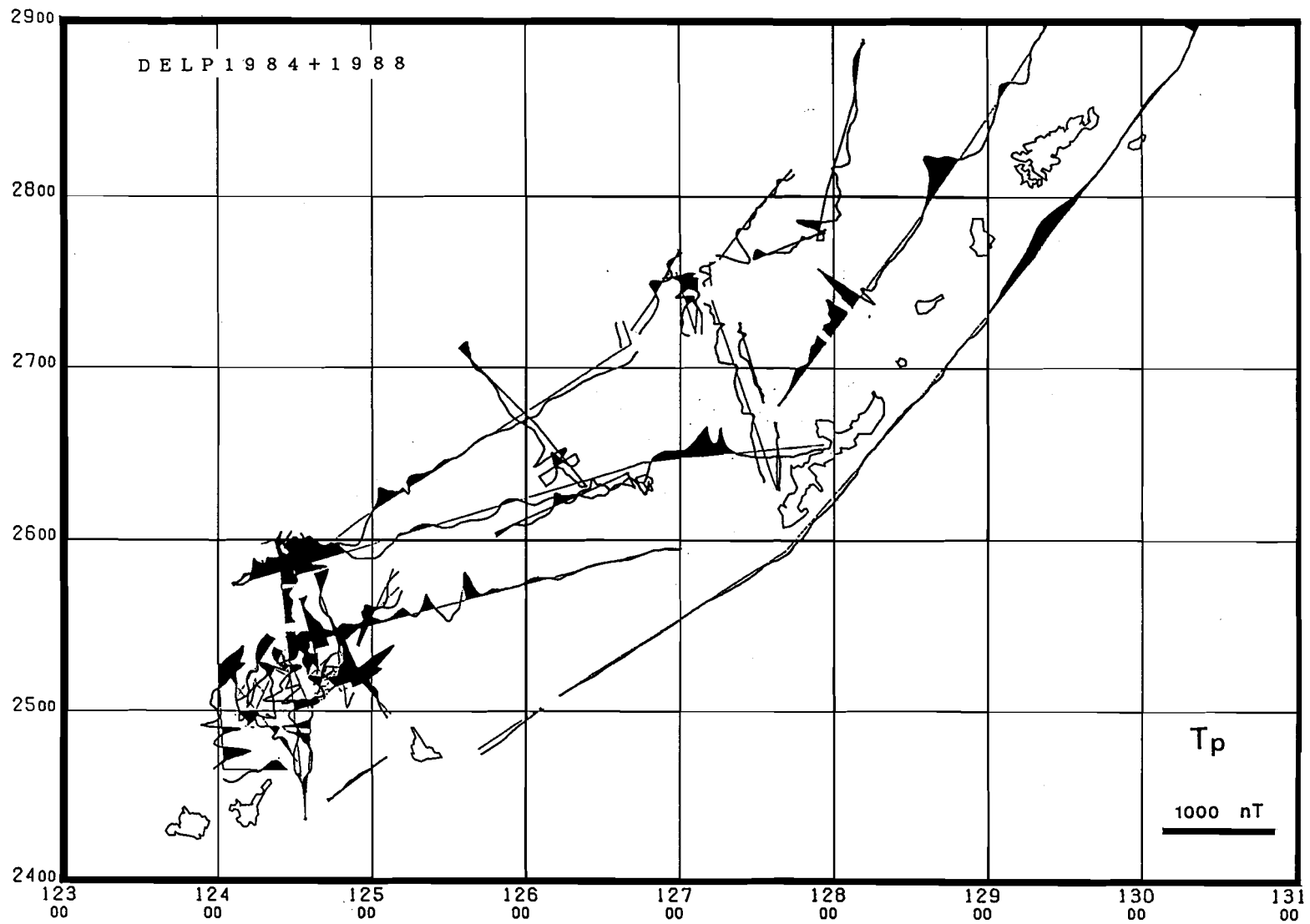


図 4 - 3 沖縄トラフ中部および南部の地磁気全磁力異常のプロファイル  
(DELP88航海およびDELP84航海)

#### 4-2-2 測定の結果

DELP88航海において得られたデータについて、上述した処理を行った結果得られた地磁気異常のプロファイルを図4-4から図4-13に示した。各測線では、15の移動平均を行った。以下に、各測線で得られた地磁気異常の特徴について述べる。

##### 沖縄トラフ南部

測線 A-A' (図4-4)では、第2章で示したマルチチャンネル反射法地震探査の Line 1 (図2-1・図2-2)が同時に行われた。八重山海底地溝に分布する八重山中央海丘およびトラフ南縁の多良間海丘に伴う地磁気異常が認められる。全体に、地磁気全磁力異常は八重山海底地溝より南側では負異常、北側では正異常を呈している。陸棚縁では小振幅で短周期の地磁気全磁力異常が認められる。地磁気三成分異常のプロファイルからは、磁化を担う物体(海丘を形成する貫入岩体)が測線の直交方向に、すなわち東西方向に2次元的に分布していることが推定される。

測線 B-B' (図4-5)にも、八重山海底地溝で地磁気異常が認められる。この異常は、八重山海底地溝中のこれまでに報告されていない小さな海丘に伴うものと考えられる(図4-5のシングルチャンネル反射法地震探査記録に矢印で示した)。

測線 C-C' (図4-6)で得られたシングルチャンネル反射法地震探査記録のプロファイルには、3つの海丘が認められる。この内の2つの海丘に伴うと思われる地磁気異常が認められる。地磁気異常を伴う海丘は、北から(あるいは図の右から)八重山中央海丘およびトラフ南縁の石垣海丘である。中央部の海丘は、磁化の無いあるいは弱い音響基盤の露出部であると考えられる。

測線 D-D' (図4-7)は、八重山海底地溝東端部を北西-南東方向に横切る測線である。海底地溝の中軸より少し琉球弧側に位置する伊良部海丘に伴う磁気異常の振幅(約600 nT)は、DELP88航海で観測された磁気異常の中で最大のものである。この海丘は、地磁気測定の際に使用した海上保安庁水路部発行の50万分の1海底地形図および大島ほか(1988)の地形図には記載されていなかったた

め、新たに発見したものと考えたが、すでに浜本(1978)により命名されていたものである。この海丘について、DELP88航海中に、可能な限り地形および地磁気測定を行った。しかし、地形の詳細について十分な検討を行うだけのデータは得られなかった。伊良部海丘に伴う地磁気三成分異常のプロファイルからは、海丘が測線と直交する方向に、2次元的に分布していることが推定される。

測線 E-E' (図4-8)は、およそ東経124'に沿った測線である。八重山海底地溝域には地磁気異常が認められず、また3.5 kHz 探査のプロファイルにも海丘の分布が認められない。地磁気異常を伴う海丘は、海底地溝より南側のトラフの平坦部に認められる。南側の磁気異常が、南側の海丘に伴う磁気異常であるかどうかは、地磁気異常のプロファイルのみからは判断できない。地磁気異常のプロファイルからは、トラフの平坦部の下に磁化物体が存在している可能性も指摘される。

測線 F-F' (図4-9)は、宮古海山を横切る測線である。全体に振幅の大きい地磁気異常は認められない。海山に伴うと思われる小振幅の異常が認められる。宮古海底地溝には、八重山海底地溝中に認められるような磁化物体は、本測線では認められない。

#### 沖縄トラフ中部域

トラフ中部では、測線 G-G' (図4-10)、H-H' (図4-11)、I-I' (図4-12)、J-J' (図4-13)において、測定を行った。本海域ではDELP84航海において地磁気三成分の精査が行われた (Kitahara et al., 1986)。DELP88航海では、DELP84航海の測線とは重複しないように地磁気三成分測定を行った。

測線 G-G' (図4-10)は、活発な熱水活動が発見された伊是名海穴 (中村, 1988) を横切る測線である。海穴では潜航調査などによって火山岩等が得られているが (例えば、木村ほか, 1988) この海穴に伴う顕著な地磁気異常は認められない。このことから、伊是名海穴域では、熱によって磁化が弱められている可能性が推定される。

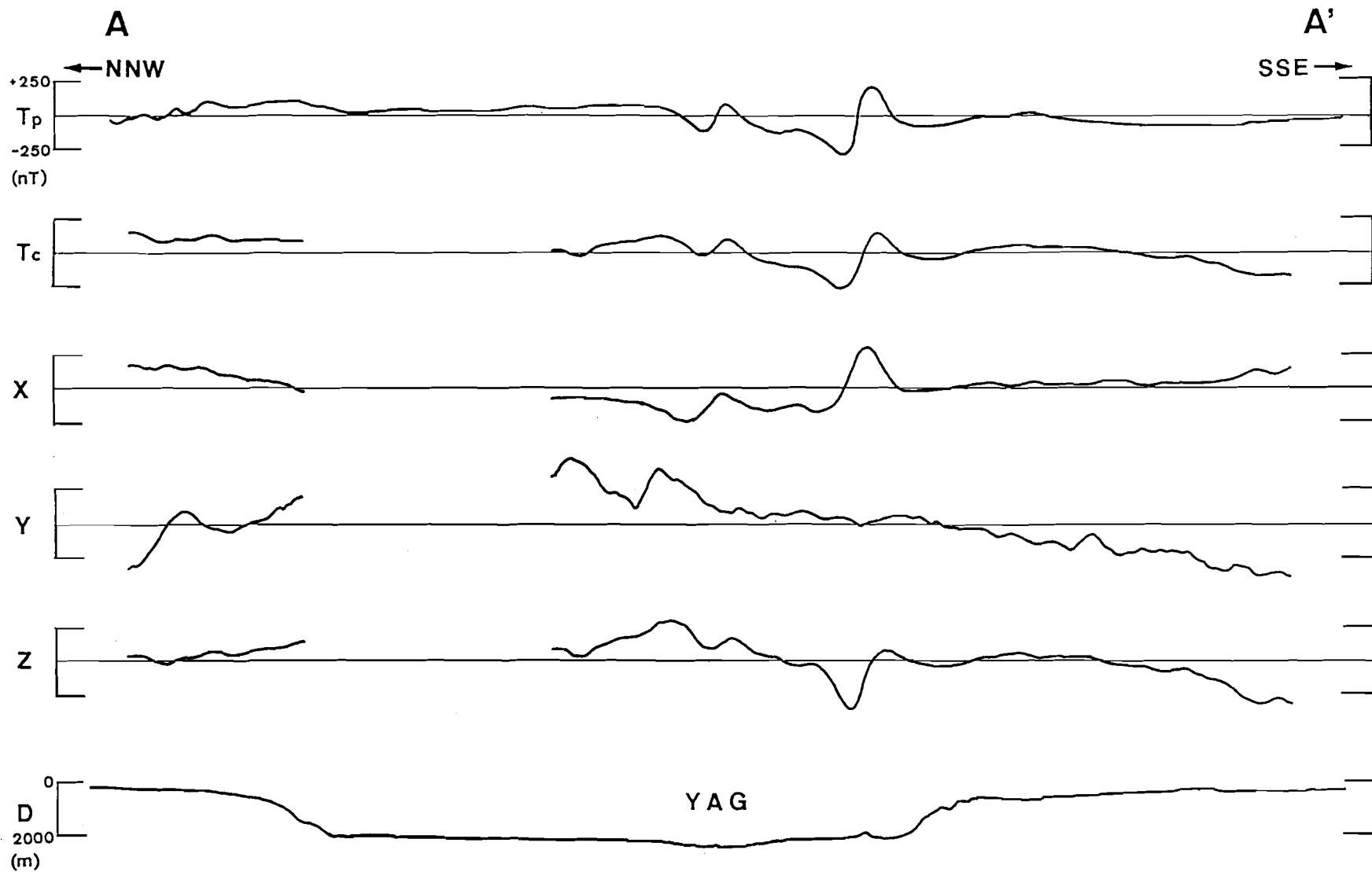


図4-4 地磁気三成分異常と地磁気全磁力異常のプロファイル  
 DELP88航海の測線A-A'。測線の位置は図4-1に示した。  
 Tp: 地磁気全磁力異常、Tc: 地磁気三成分異常から求めた地磁気  
 全磁力異常、X: 地磁気三成分の内の北向き成分、Y: 東向き成分、  
 Z: 鉛直下向き成分、D: 水深、YAG: 八重山海底地溝。以下の図も同様。

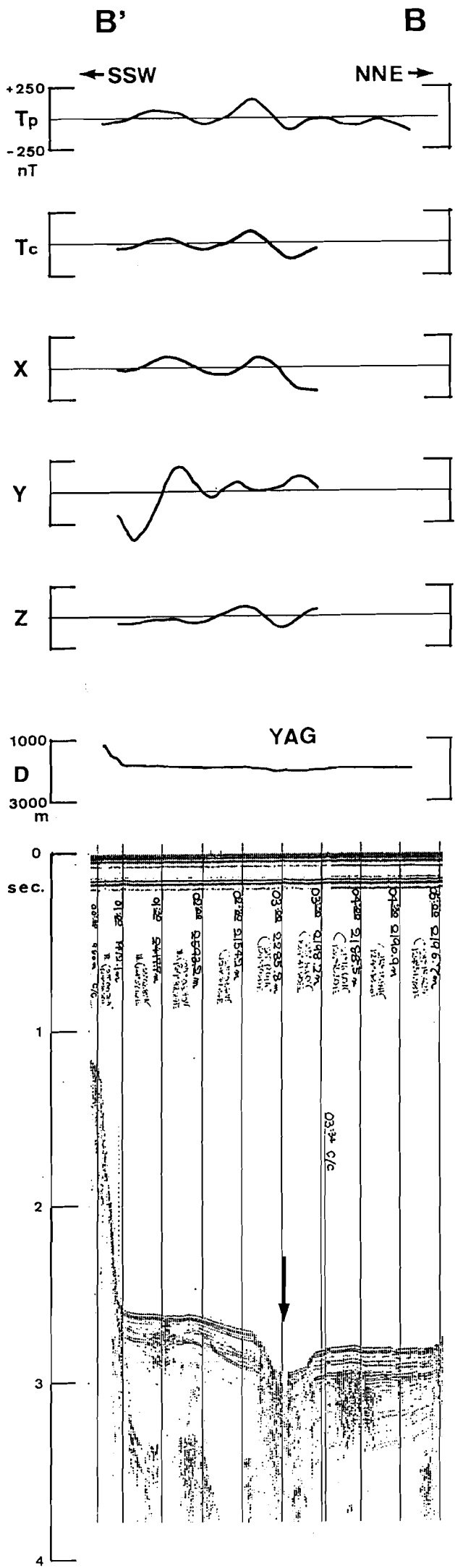


図 4-5 地磁気三分異常、地磁気全磁力異常およびシグナルチャンネル反射  
法地震探査記録のプロファイル。

DELP88航海の測線B-B'。測線の位置は図4-1に示した。  
矢印は、海丘の位置を示す。

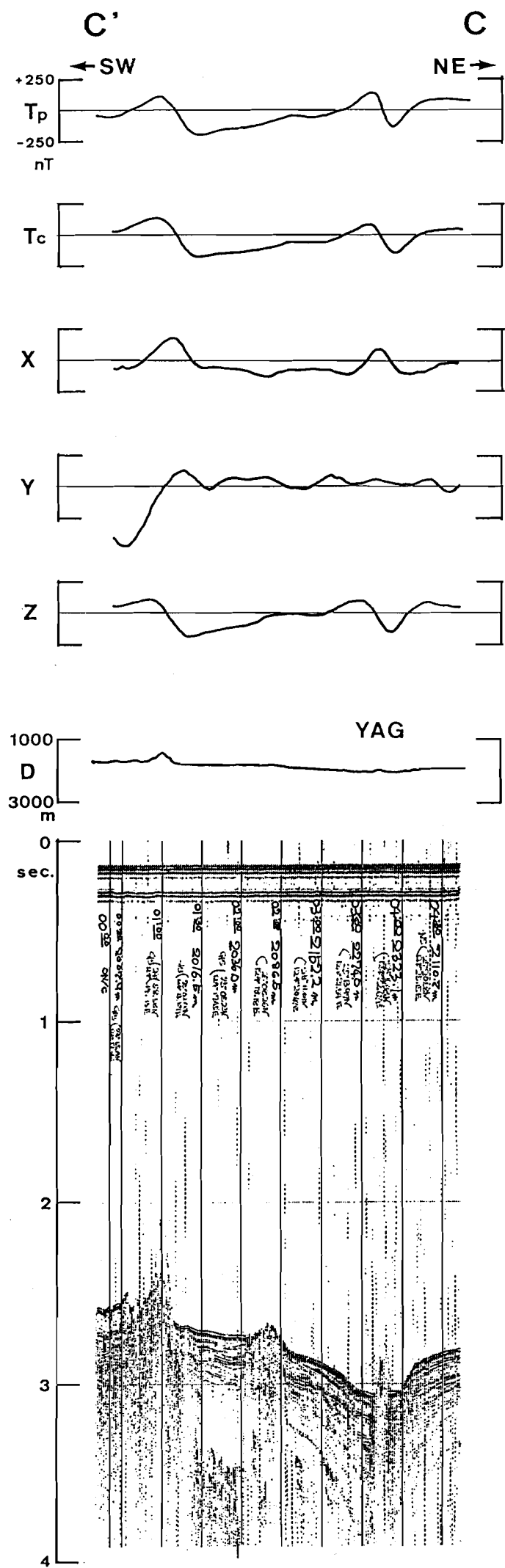


図 4 - 6 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常およびシグナルチャンネル反射  
法地震探査記録のプロファイル。

DELP 88 航海の測線 C - C'。測線の位置は図 4 - 1 に示した。

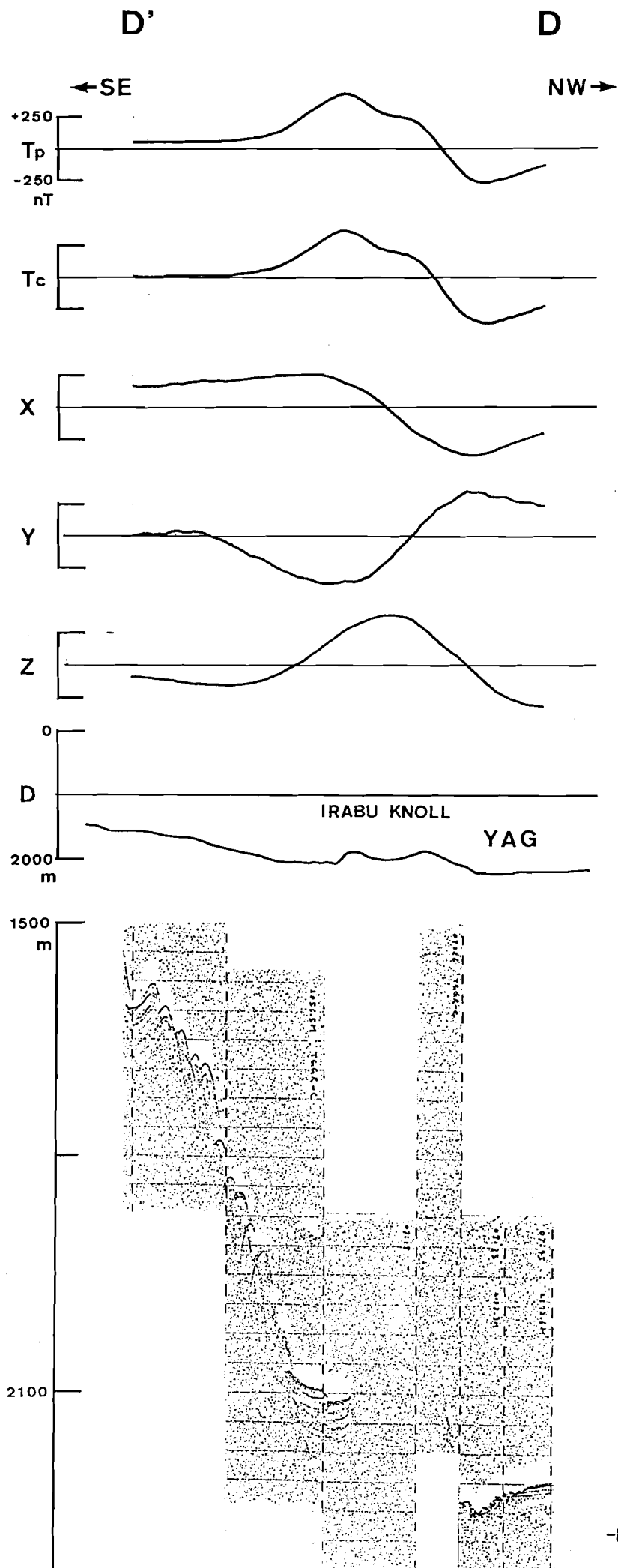


図4-7 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常および3.5 kHz記録の  
プロファイル。

DELP88航海の測線D-D'。測線の位置は図4-1に示した。

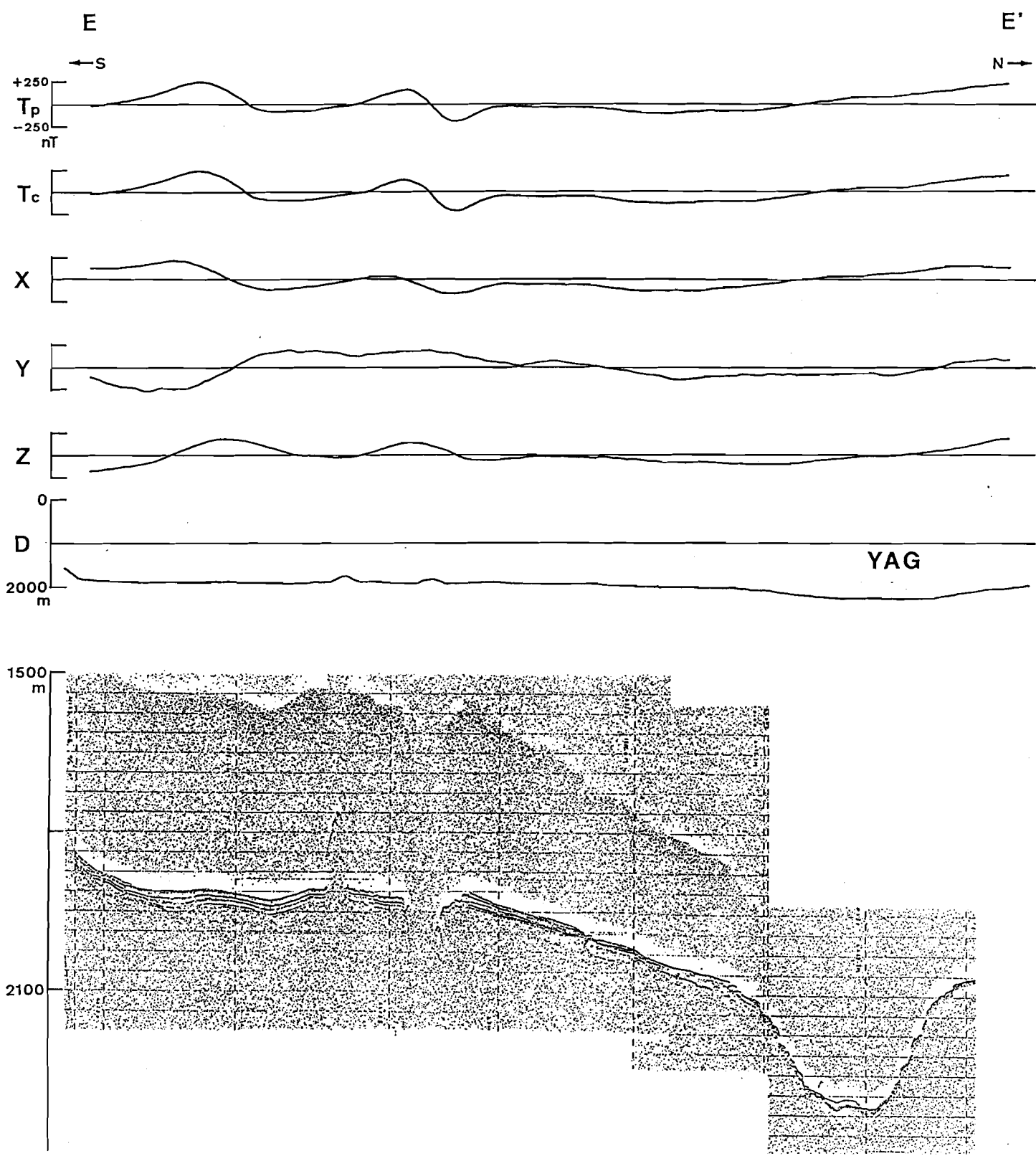


図 4 - 8 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常および 3.5 kHz 記録の  
 プロファイル。

DEL P 88 航海の測線 E - E'。測線の位置は図 4 - 1 に示した。  
 矢印は、海丘の位置を示す。

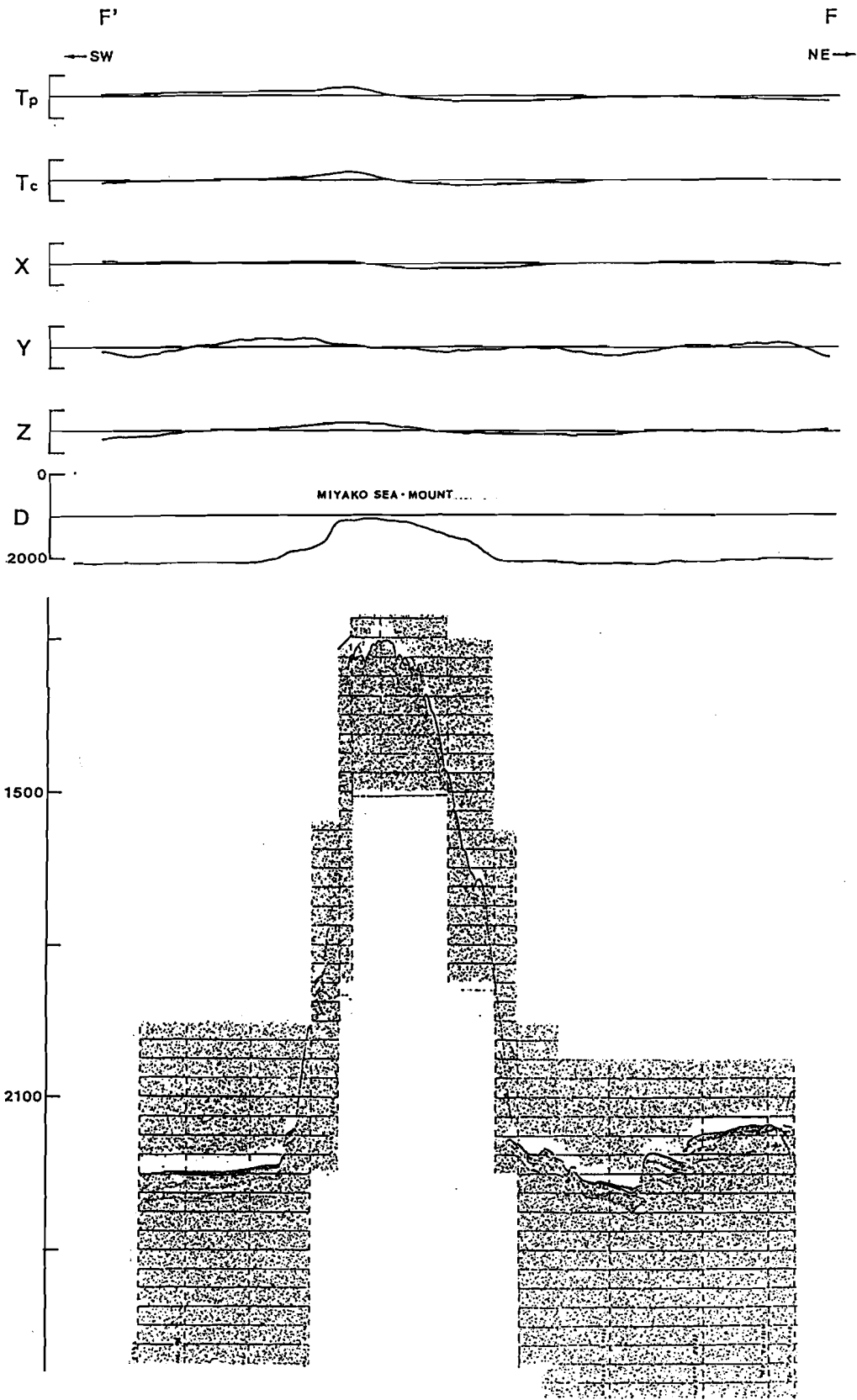


図 4 - 9 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常および 3.5 kHz 記録のプロファイル。

DELP88航海の測線 F - F'。測線の位置は図 4 - 1 に示した。

MIG: 宮古海底地溝。

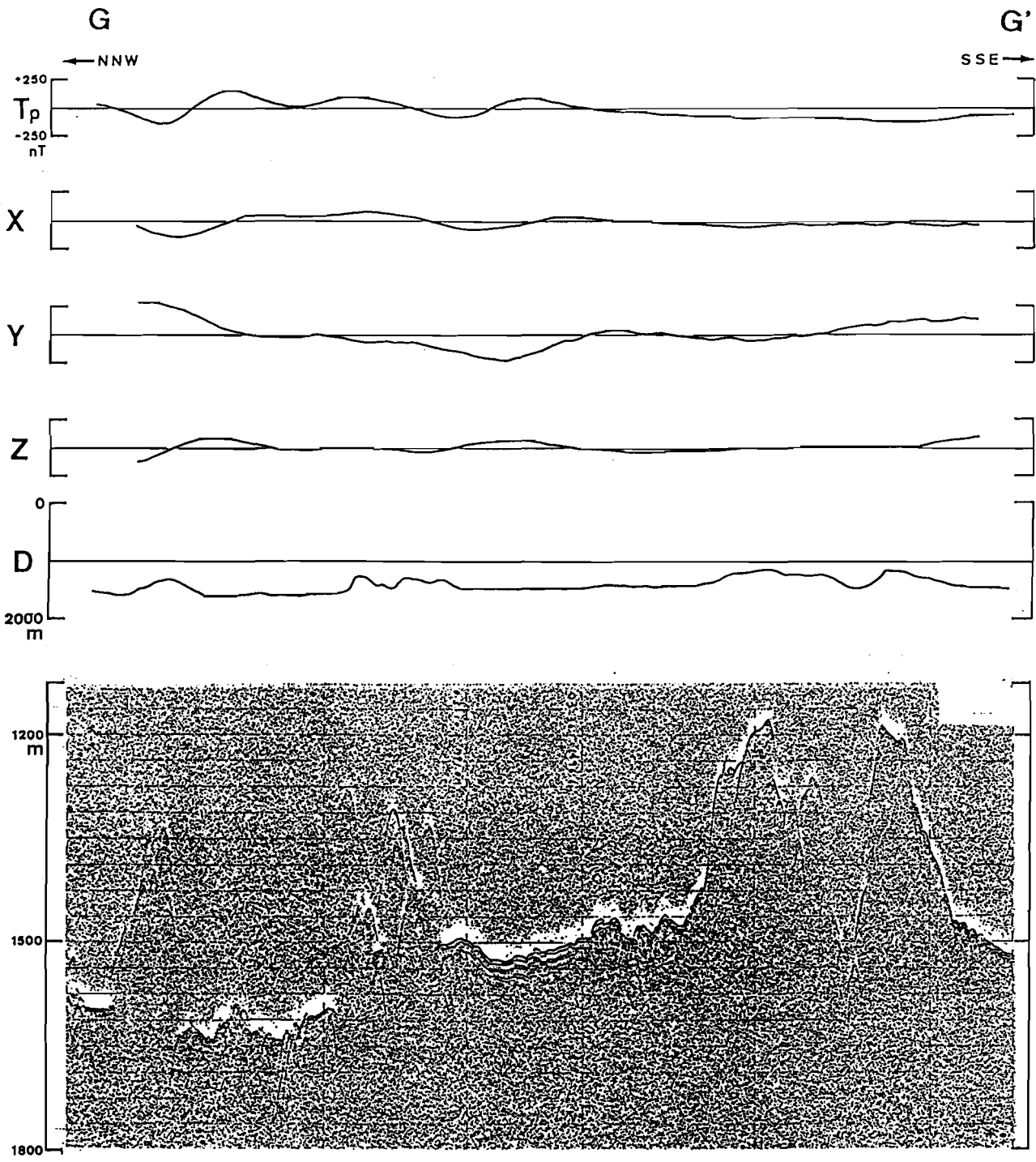


図 4 - 1 0 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常および 3.5 kHz 記録のプロファイル。

DELP 88 航海の測線 G - G'。測線の位置は図 4 - 2 に示した。  
 IHD: 伊平屋海凹、IZH: 伊是名海穴。

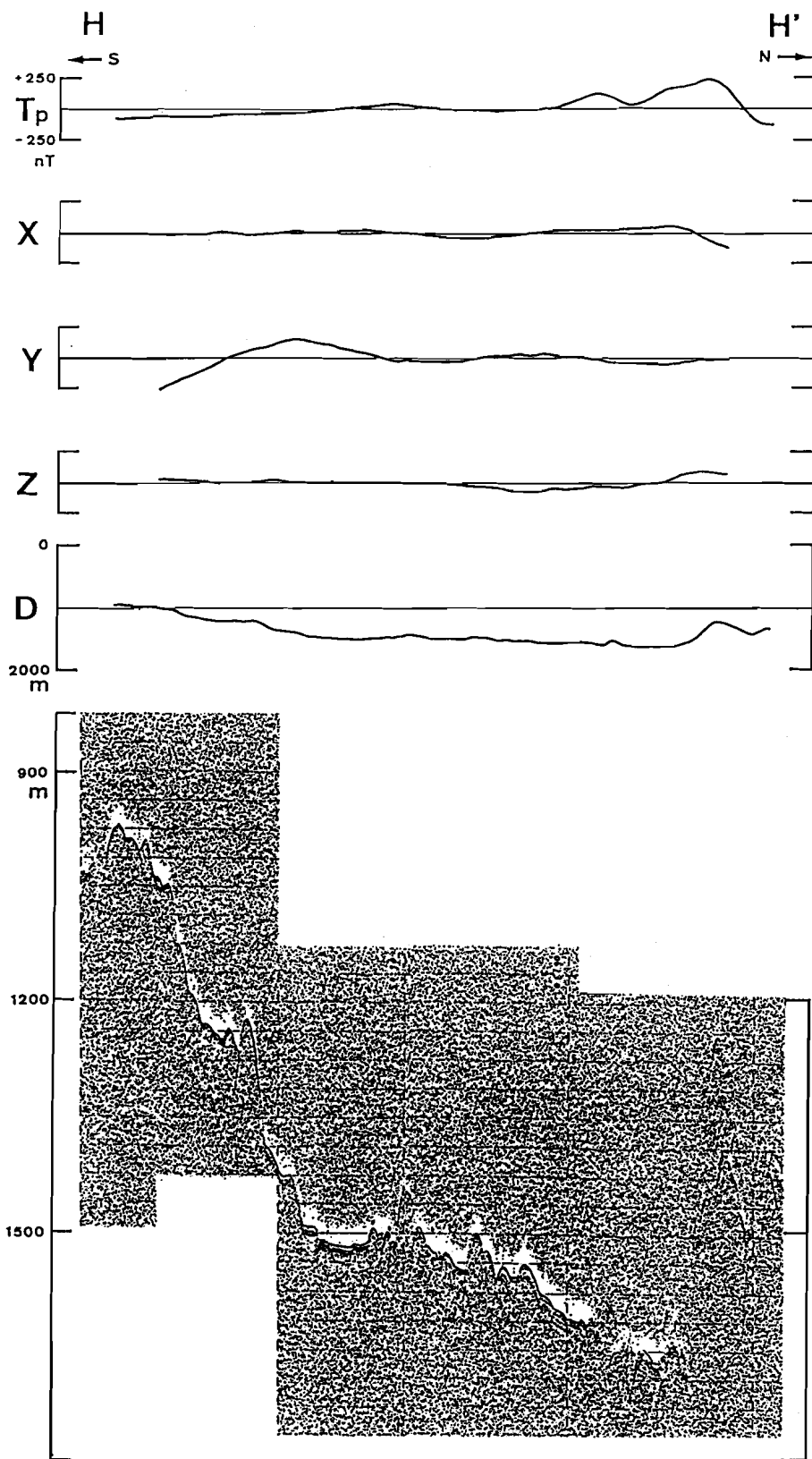


図 4 - 1 1 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常および 3.5 kHz 記録の  
プロフィール。

DELP 88 航海の測線  $H - H'$ 。測線の位置は図 4 - 2 に示した。

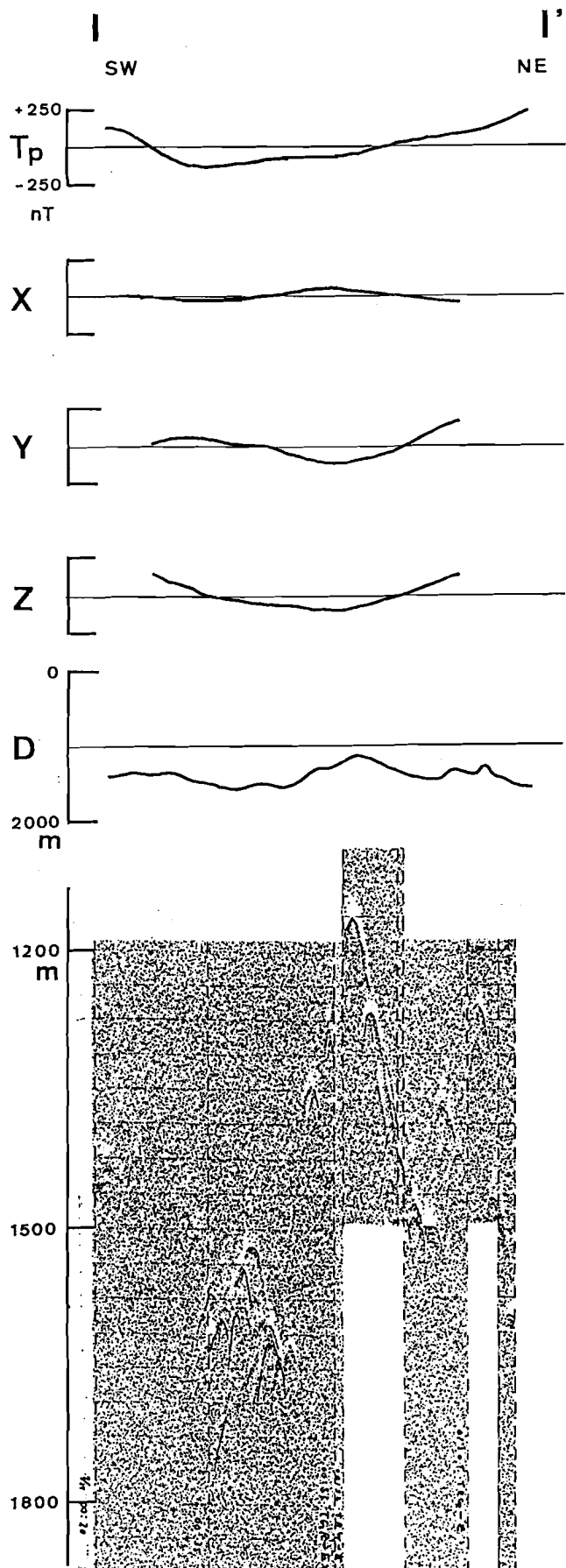


図 4 - 1 2 地磁気三分異常、地磁気全磁力異常および 3.5 kHz 記録の  
プロファイル。

DELP88航海の測線 I - I'。測線の位置は図 4 - 2 に示した。

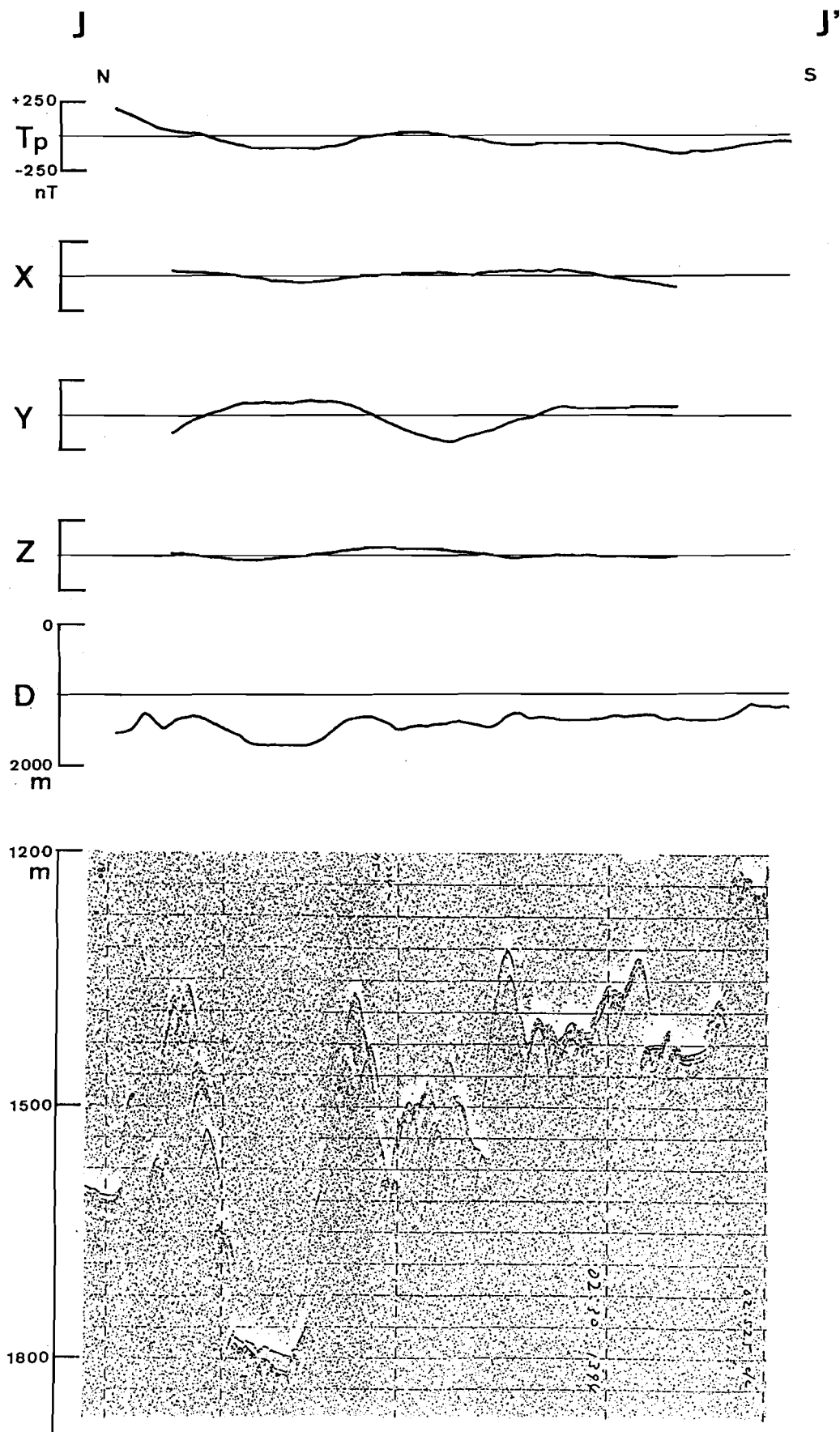


図 4-13 地磁気三成分異常、地磁気全磁力異常および 3.5 kHz 記録の  
プロファイル。

DELP88 航海の測線 J-J'。測線の位置は図 4-2 に示した。  
IHD: 伊平屋海凹。

#### 4-2-3 解析および解析結果

地磁気三成分異常の解析からは、地磁気異常が地磁気縞模様のような海底下の磁化物体の2次元的な分布によるものか、あるいは海山のような3次元的な分布によるものかの判定を測線ごとに行うことが可能である。また、磁化物体が2次元的に分布している場合にはその走向方向を知ることが可能である。

磁化物体の分布が完全に2次元である場合には、その走向方向には水平成分の異常が現れない(Isezaki, 1985; 松原ほか, 1986)。実際に観測された地磁気三成分異常の解析からは、磁化物体が2次元である場合には、水平成分が最小となる方向が磁化物体の走向と考えられる。本研究では、地磁気全磁力異常が1波長の異常を呈する範囲の地磁気三成分異常値を用いて、磁化物体の2次元性あるいは3次元性を判定した。その結果から、2次元的に分布する磁化物体について、上記の地磁気三成分異常の特徴を用いてその走向を求めた。

第1章で述べた通り、沖縄トラフの地殻構造は大陸的であり、トラフ下には海洋地殻は存在しないと考えられる。従って、地磁気三成分異常の解析から求められる2次元的に分布する磁化物体の走向は、海底拡大に伴ういわゆる地磁気縞模様の走向ではないと考えられる。本研究において地磁気三成分異常の解析を行う目的は、トラフとその周辺域の磁化物体の分布とその特徴を明らかにし、第2章で述べた断層の分布との関係を明らかにすることにある。上述したように、地磁気データの処理結果から、八重山海底地溝および伊平屋海凹に分布する海丘列と海丘群は、地磁気異常を伴っていることが認められる。これらの海丘は、反射法地震探査記録(例えば、図2-2)から、貫入岩体形成の際にその一部が海底に露出したものであると思われる。しかし、他の地溝やトラフ周辺域での火成活動の分布については不明な点が多い。地磁気三成分異常の解析から、これらの分布についても検討が可能である。

図4-14に、解析の結果得られた、2次元的に分布すると考えられる磁化物体の分布とその走向を示した。図中の線は、それぞれ地磁気異常の1波長に対応して求められた磁化物体の分布とその走向を示す。

沖縄トラフ域の地磁気三成分異常の解析結果は、2次元的に分布している磁化物体の走向が、地域により異なっていることを示している。これらの方向は、沖

縄トラフおよび琉球弧の走向に、(1) 平行なもの、(2) 斜交して東西性の走向をもつもの、(3) 直交するもの、の3つに概略分けられる。これらは、不規則に分布するのではなく、(1) は琉球弧と沖縄トラフの境界付近、(2) はトラフ中軸部、(3) は慶良間海裂の北西延長部に、それぞれ集中して認められる。

次に、図4-14に基づき、磁化物体の分布の特徴について概要を述べる。琉球弧あるいは沖縄トラフの走向に平行な走向をもつ磁化物体の分布は、八重山海底地溝と八重山諸島の間、伊平屋海凹と沖縄沖繩本島の間、に顕著に認められる。やや走向が異なるものも含まれるが、概して西琉球海丘列に属する海丘に対応している。従って、琉球弧の火山活動に伴うものであることが推定される。

伊平屋海凹域の磁化物体は $N60^{\circ}E \sim N80^{\circ}E$ の走向を持って分布している。また、同様の走向を持つ磁化物体の分布が、伊平屋海凹の東方延長部にまで追跡できる。この延長部にはトカラ火山列最南端である沖縄鳥島が位置している。伊平屋海丘群は東西～東北東に配列しており、南北に1～3列が認められる(図3-3)。海丘群の地形的な伸びの方向と地磁気三成分異常より求めた磁化物体の走向とがよい一致を示している。従って、地磁気異常が、これらの海丘群の2次元分布によるものであることが指摘される。Kitahara et al. (1986)も、DELP84航海において本域で観測された地磁気三成分異常の解析から、同様の結果を得ている。

八重山海底地溝域にも、2次元分布をもつ磁化物体が存在すると考えられる。その走向は、およそE-Wである。この走向は、海底地溝を形成する断層の走向(図2-19)にほぼ一致しているが、伊平屋海凹域に分布する海丘群の走向とはやや異なる。これらの磁化物体は、海底地溝に沿って分布する八重山中央海丘、伊良部海丘などで形成されている海丘列に対応する。二次元的に分布する磁化物体の分布の東端は、ほぼ琉球弧に接している。この位置は、伊良部海丘に相当する。

慶良間海裂の北西延長部に認められる磁化物体は、トラフの走向に直交したほぼ南北の走向で2次元的に分布していると考えられる。また、これらの磁化物体は、海裂の北方に分布する海丘に対応すると考えられる。磁化物体の走向は、慶良間海裂の全体的な走向(NW-SE)とはやや斜交するが、磁化物体の形成が海裂の形成に伴うものである可能性が示唆される。

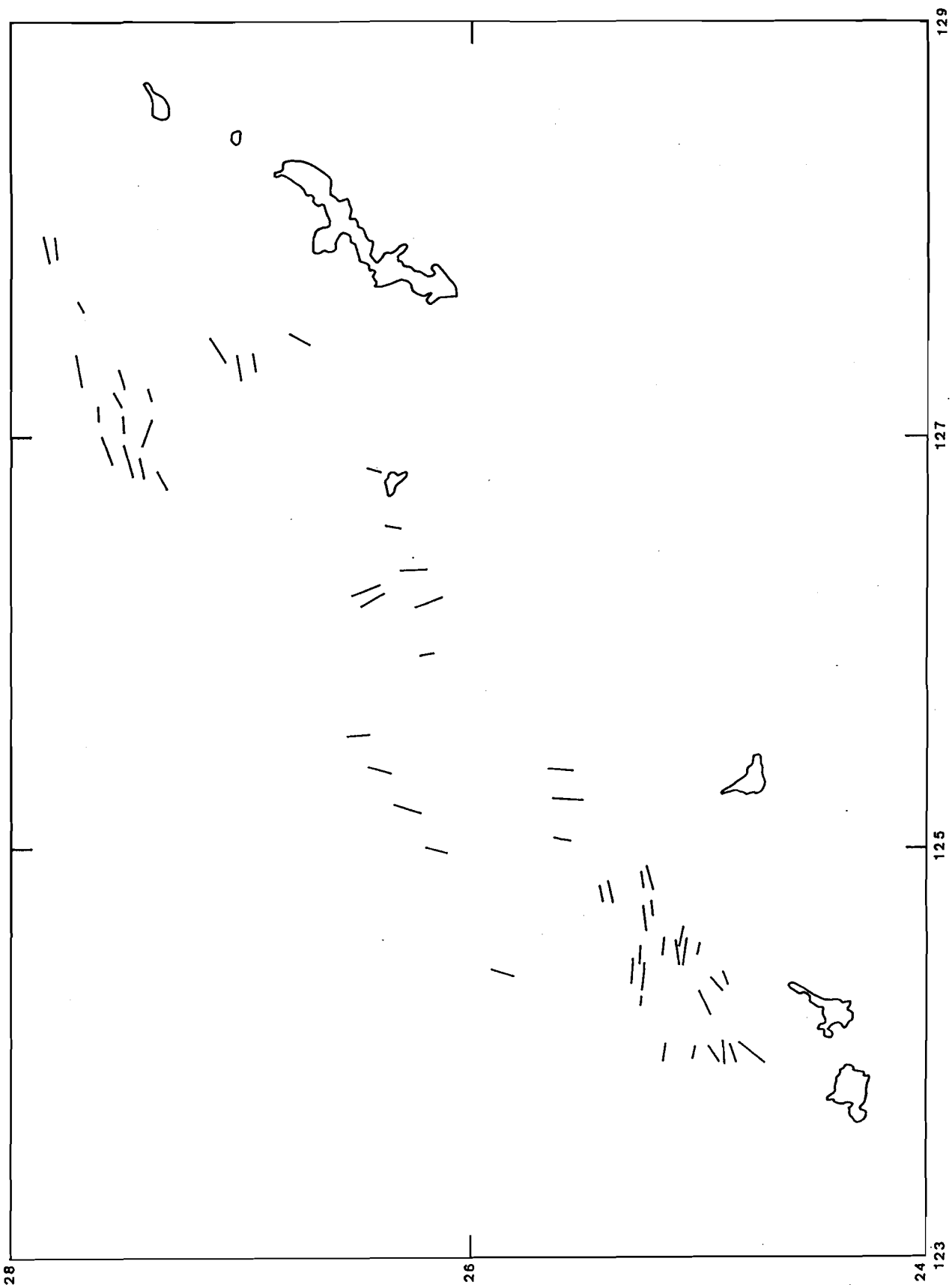


図 4 - 1 4 地磁気三成分異常の解析から求められた磁化物体の分布とその走向

実線は、2次元的な磁化物体の分布とその走向を表す。

### 4-3 地磁気全磁力異常

#### 4-3-1 沖縄トラフとその周辺の地磁気異常分布

本研究域の内、北緯30°以南の地域の地磁気全磁力異常図を新たに作成した(図4-15)。作図に使用したデータは、海上保安庁水路部およびDELP航海によって得られた地磁気全磁力異常値である。図4-15の東経122'50'以西および北緯24'以南の海域については、台湾と琉球弧の接合部や琉球海溝域の地磁気異常分布を明らかにするため、地質調査所とNOAAから提供されたデータも使用した。

本域の地磁気全磁力異常の分布と地形および構造との対応から、特徴的な磁気異常区A~Dが認められる。磁気異常区の配置と海底地形の概略を図4-16に示した。以下に、地磁気全磁力異常の分布の概要を述べる。

東海陸棚東南縁には五島-尖閣帯(図1-2)に伴うと思われる明瞭な正異常帯が認められる。これは宮古島北方の負異常により、A区およびB区に二分される(図4-16)。A区は、北北東-南南西の走向を持ち五島帯に対応する。その南端では、沖縄トラフ南部に分布が一部及んでいる。B区は、およそ北東-南西の走向を持ち、尖閣帯に対応する。その分布の西方延長は台湾北部に連続する。

沖縄トラフの南部と中部は、全体的に負異常を呈している。中軸域の一部にダイポール型の地磁気異常群が分布している。これらの異常群は、伊平屋海凹と八重山海底地溝周辺に特に認められる。

琉球弧には、C区およびD区が認められる。何れも琉球弧に並走する磁気異常帯である。C区には短波長およびダイポール型の磁気異常群が発達している。これらは、海底地形との対応から、トカラ火山列の南西延長部である西琉球海丘列に伴う異常帯であると考えられる。西琉球海丘列の分布は、八重山諸島の北方までであるが、この西方延長部の与那国島の北西方にもダイポール型の地磁気異常が認められる(図4-15)。また、さらに西方には、台湾北東に位置する龜山島に伴う地磁気異常が認められる(図4-15)。従って、C区は、台湾東方沖まで連続する可能性がある。D区は久米島および粟国島に伴う地磁気異常を含む正異常帯である。D区の分布は、沖縄本島西方の海域に限られる。琉球弧前弧域

は、八重山諸島から宮古島にかけて正異常が認められるが、台湾との接合部も含めて全体的に負異常帯となっている。

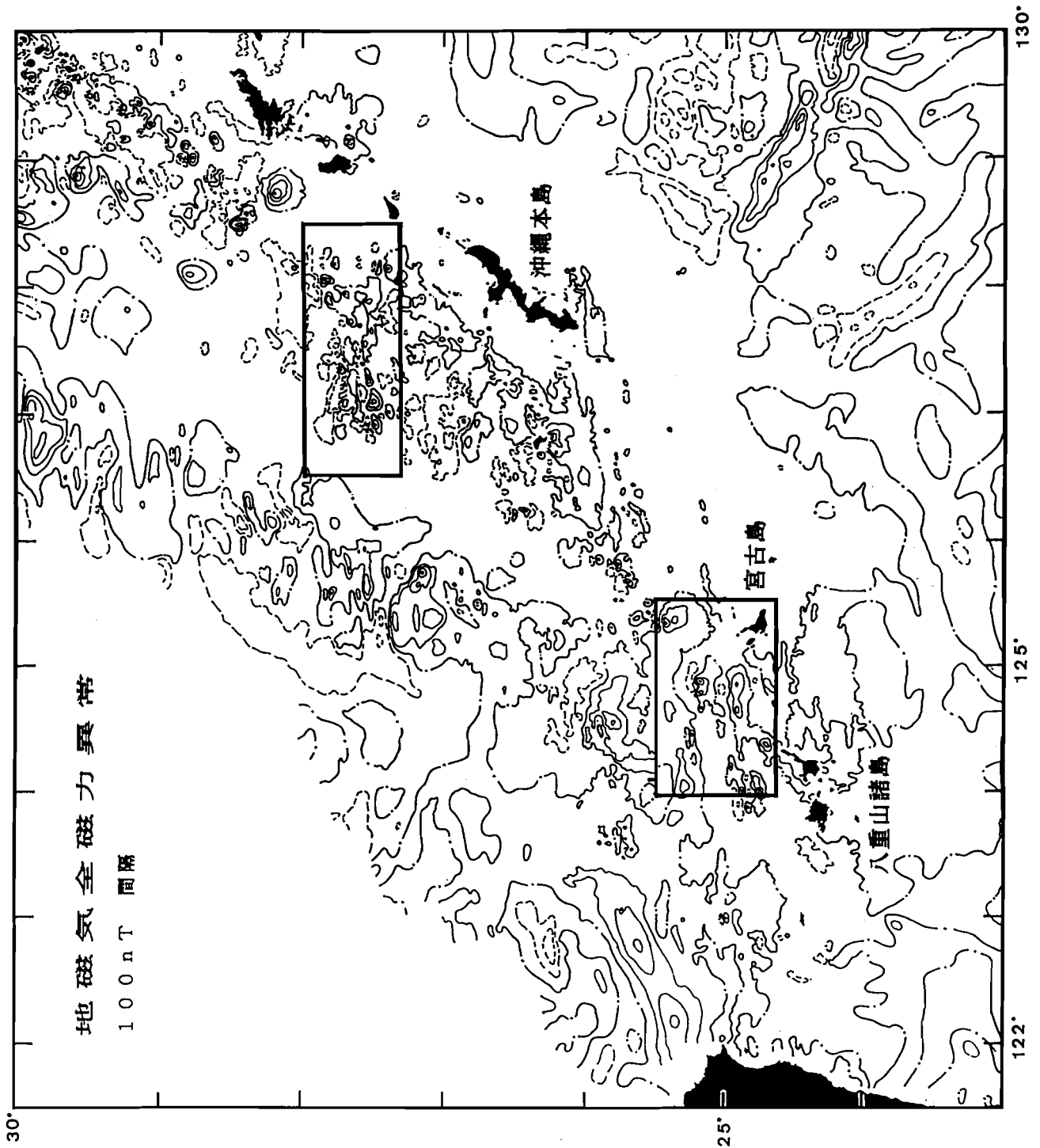


図4-15 沖縄トラフとその周辺の地磁気全磁力異常図

コンターの間隔は、100 nT。1点鎖線は0値、実線は正異常値、破線は負異常値のコンター。太い実線で囲った地域は、図4-17および図4-18の範囲。

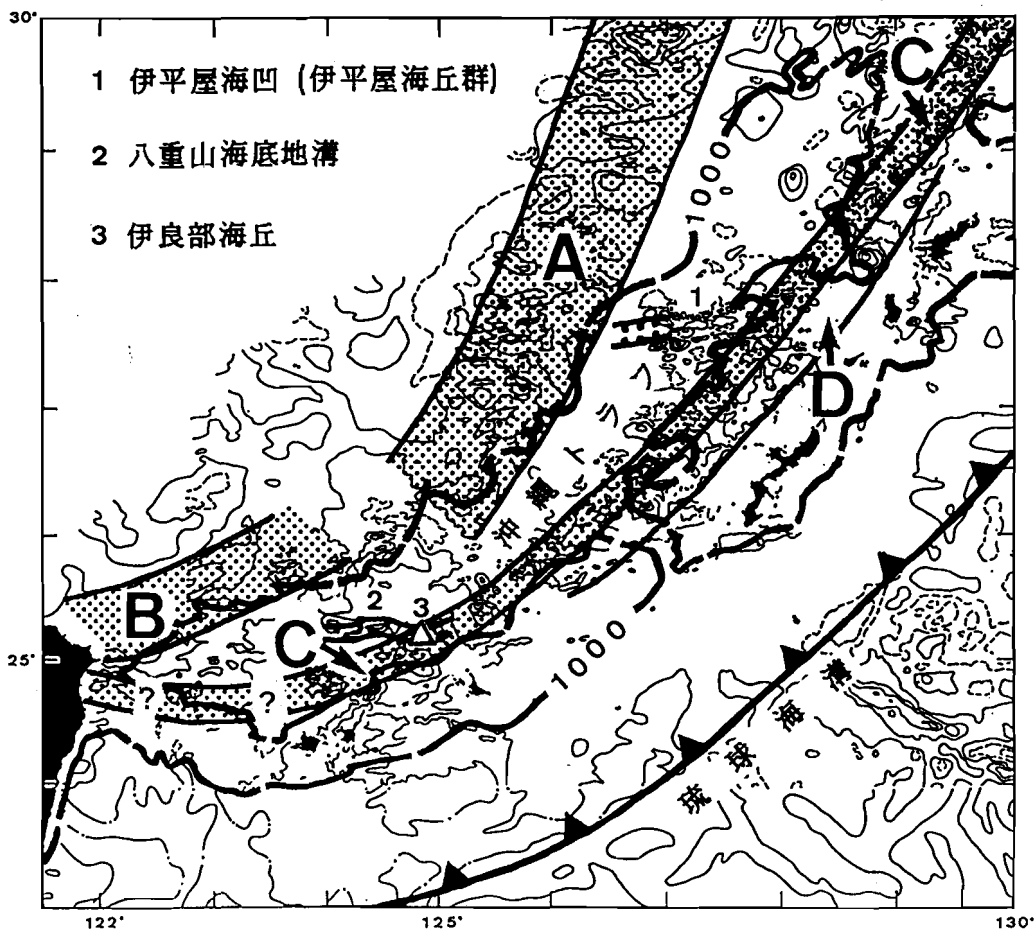


図4-16 地磁気全磁力異常分布の区分図

A～Dは、特徴的な磁気異常区。太い破線は、1000mの等水深線。

#### 4-3-2 沖縄トラフ中軸部の地磁気異常分布

ここでは、特に、トラフ中軸部に分布する地磁気全磁力異常の特徴について述べる。

図4-17に示したのは、八重山海底地溝とその周辺域の地磁気全磁力異常分布の詳細である。八重山海底地溝域には、ダイポール型の地磁気異常が分布している。これらの地磁気異常は、地溝に沿ってほぼ東西に分布するものと、琉球弧に沿って分布するものに区分される。このような分布は、地磁気三成分異常の解析から得られた磁化物体の分布(図4-14)とよく一致している。八重山海底地溝に分布する地磁気異常と琉球弧に沿って分布する地磁気異常は、地理的に非常に近接していることが認められる。

八重山海底地溝の東端に位置する伊良部海丘(図1-2、図4-7)に伴う地磁気異常(図4-17にIKで示した)は、上記の両方の磁気異常分布に属する位置にあることが認められる。従って、この地磁気異常は、琉球弧に沿った磁気異常区であるC区(図4-16)にも属することになる。伊良部海丘は、地形的には八重山海底地溝に位置し、海丘から得られた火山岩試料のK-Ar年代は、約0.5 Maである(第3章の表3-1、図3-2)。これらのことから、伊良部海丘の形成過程は、沖縄トラフの火山活動と琉球弧の第四紀火山活動の関係を検討する上で重要であると考えられる。

図4-18に示したのは、伊平屋海凹域の地磁気全磁力異常の詳細である。ここでも八重山海底地溝域と同様の地磁気異常分布が認められる。トラフ中軸のダイポール型の地磁気異常は、伊平屋海丘群域から硫黄島島に向かって、ほぼNE-SW方向に配列している。琉球弧に沿った磁気異常は、NNE-SSW方向に配列している。これらの地磁気異常の分布は、八重山海底地溝域ほどではないが、互いに近接している。また、硫黄島島は、これらの磁気異常分布の接点に位置している。硫黄島島は、トカラ火山列の最南端に位置する(図1-2)第四紀の火山であり、後期更新世から現世の火山活動が知られている(松本, 1983. など)。

八重山海底地溝域と伊平屋海凹域の地磁気異常分布の特徴は、その分布の東端が琉球弧に近接あるいは直接していることである。これは、地磁気三成分異常の解析からも認められる。

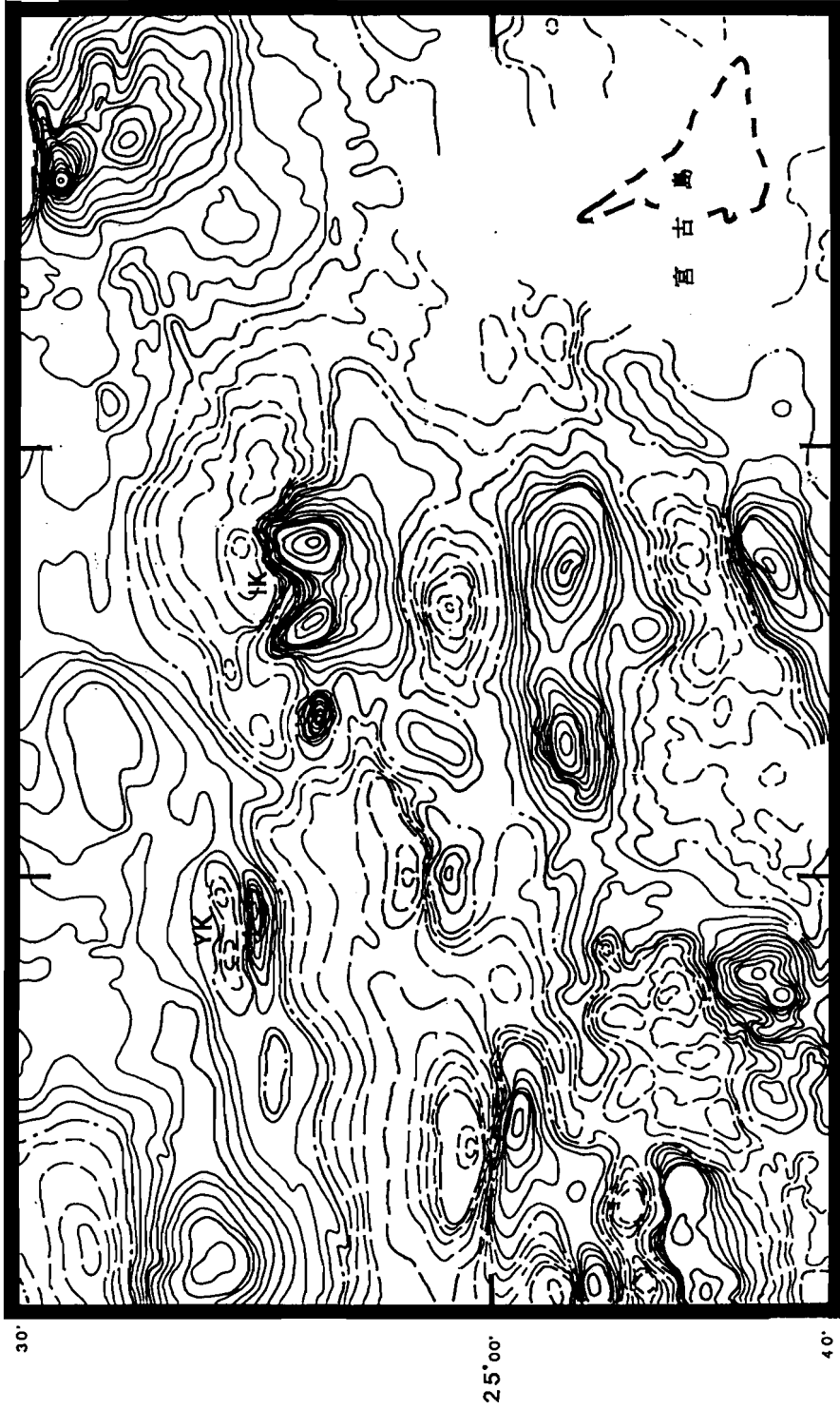


図 4-17 沖縄トラフ南部の八重山海底地溝域の地磁気全磁力異常図

コンター一間隔は、 $20 \text{ nT}$ 。1 点鎖線は 0 値、実線は正異常値、破線は負異常値のコンター。IK: 伊良部海丘に伴う地磁気異常、YK: 八重山中央海丘に伴う地磁気異常。図の範囲は、図 4-15 に示した。

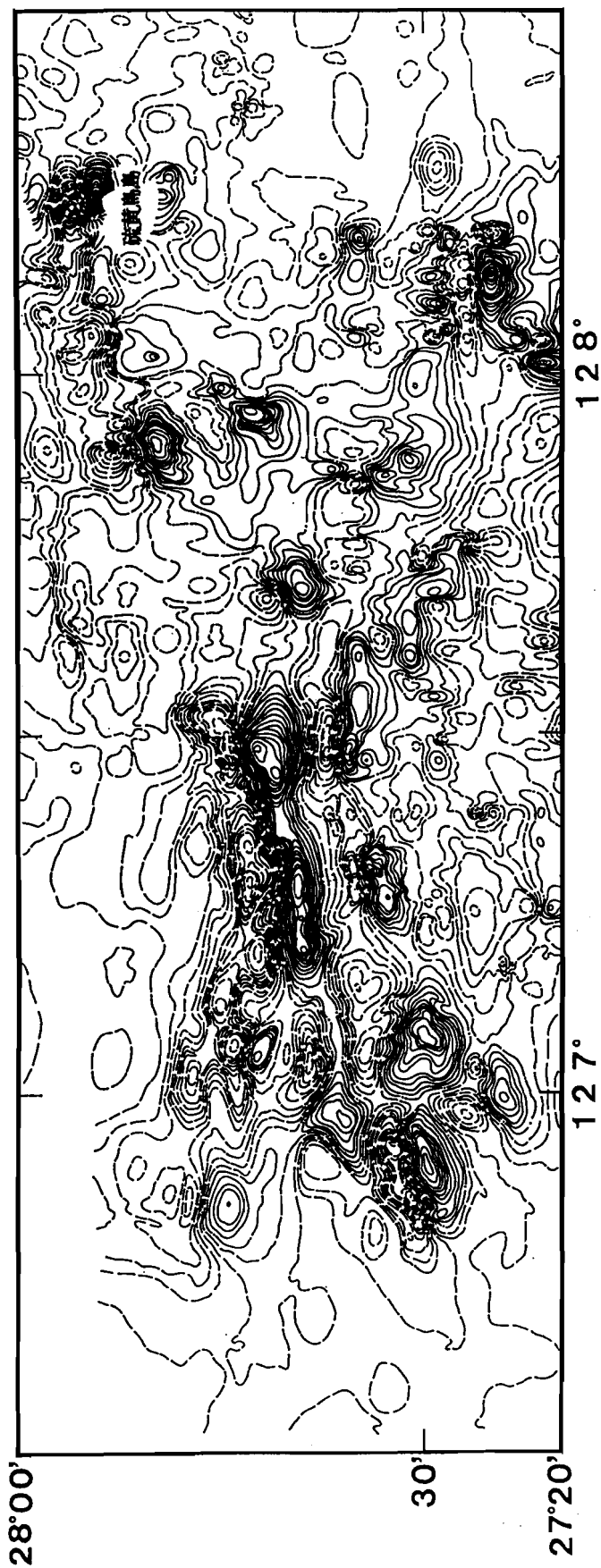


図4-18 沖縄トラフ中部の伊平屋海凹（伊平屋海丘群）域の  
地磁気全磁力異常図

コンター間隔は、25 nT。1点鎖線は0値、実線は正異常値、  
破線は負異常値のコントナー。図の範囲は、図4-15に示した。

#### 4 - 4 考察

##### 4-4-1 琉球弧の第四紀火山フロントの位置

琉球弧の第四紀火山フロントの位置は、トカラ火山列最南端の硫黄鳥島（図1-2、図4-18）までは明瞭である。植田(1986)は、地磁気異常のパターンとその解析から、西琉球海丘列に属する海丘のほとんどが正帯磁であることを示し、これをトカラ火山列の南西延長とした。しかし、岩石試料が不足していることなどから、琉球弧の第四紀火山フロントの位置については、これまでに決定的な結論が得られていない。植田(1986)が示した西琉球海丘列に伴う地磁気異常の分布域は、本研究で示した磁気異常区のC区（図4-16）にほぼ一致する。本研究では、地磁気異常分布の他に、第3章で示した火山岩試料の年代を加え、琉球弧の第四紀火山フロントの位置について考察する。

第3章における検討結果から、伊良部海丘は、第四紀の火山活動によって形成されたと考えられる。伊良部海丘は、八重山海底地溝の東端に位置しているが、地形的には西琉球海丘列にも属すると考えられる。また、この海丘に伴う地磁気異常が、西琉球海丘列に伴う磁気異常区であるC区（図4-16）にも属していることが、これまでの検討結果から示摘される。この様なことから、伊良部海丘が琉球弧の第四紀火山活動によって形成されたと仮定するならば、琉球弧の第四紀火山フロントは八重山諸島の北方まで連続すると考えられる。

伊良部海丘より西の西表島北方海域では、1924年に大量の軽石の噴出が発見されている（加藤，1982c. など）。加藤(1982b)は、この活動が海底火山噴火によるものとし、西表海底火山と呼んだ。加藤(1982b)に従えば、海底火山の位置は、 $24^{\circ}33.5'N$ 、 $124^{\circ}00'E$  あるいは  $24^{\circ}32.5'N$ 、 $123^{\circ}59'E$  である。これらの位置は、琉球弧前弧域に含まれる。琉球大学によって、海底火山の位置を確定するべく調査が行われたが、決定的な証拠はこれまでに得られていない（押田ほか，1988）。加藤(1982b)が推定した海底火山の位置のやや北には、トラフ域に地磁気異常を伴う海丘が認められる（図4-8）。このことから、沖縄トラフ域に分布する海丘が、西表海底火山に対応する可能性も指摘される。以上のことから、海底火山の位置については不明な点が残るが、琉球弧に近接した所で現世の火山活動が行

われたことは明かであると考えられる。

上記のことから、南琉球弧における第四紀火山活動の存在は明かであると考えられる。従って、硫黄島から伊良部海丘までの間では、直接的な証拠を欠くが、琉球弧の第四紀火山活動は、南琉球弧まで連続すると思われる。すなわち、琉球弧の第四紀火山フロントの位置は、地磁気異常区のC区の南東側境界線にほぼ一致すると思われる。

琉球弧域の様な、沈み込み帯に発達する火山弧は、110~160 km 深のスラブ上に形成されると考えられている(例えば、巽, 1988)。琉球弧下の深発地震面は、大陸棚縁辺では約 200 km、沖縄トラフ南西縁では約 100 kmに達している(例えば、Siono et al., 1980; 木村ほか, 1983b)。上記で求めた琉球弧の第四紀火山フロントの位置は、深発地震面の約120 kmの等深線にほぼ一致している。

C区の西方延長部には、与那国島北方の小さいダイポール型の地磁気異常、台湾北東部の第四紀火山(亀山島、基隆山、田屯火山。Ho ed., 1988.など)が認められる。このことから、琉球弧と台湾接合部では活動度が低くなるものの、琉球弧の第四紀火山フロントはトカラ火山列から台湾北東部に連続することが示唆される(図4-19)。

琉球弧の第四紀火山フロントの北方延長は、九州に連続すると思われる。九州中部の第四紀火山フロントの形成年代は、約 1.5 Ma と考えられている(鎌田ほか, 1988)。しかし、霧島山から阿蘇山までの約 110 km を越える区間には火山が存在しない。また、阿蘇山の岩石の化学組成は、トカラ火山列を含む霧島火山帯のものに一致するが、九州中部に分布するこれ以外の火山岩の化学組成は、大山火山帯の岩石に対比されている(田中, 1986)。これらのことから、琉球弧の第四紀火山フロントの北方延長は、霧島山までは明瞭であるが、これ以北については不明な点が残される。霧島山から阿蘇山の間には火山形成が行われていない原因については、黒瀬川帯の存在によるとする意見(堀越, 1979)などがあるが、これまでのところ定説はないようである。

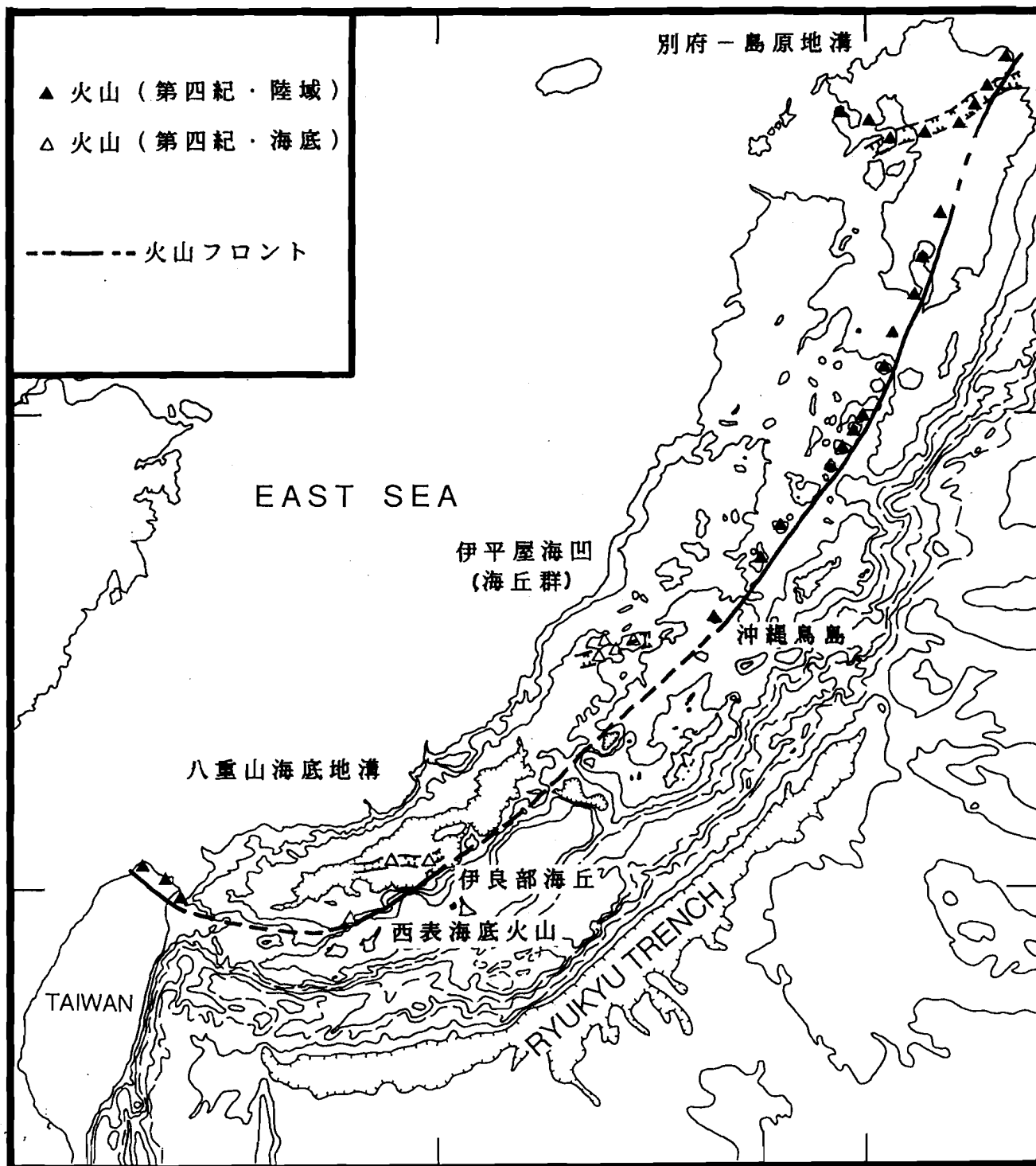


図 4 - 1 9 琉球弧の第四紀火山フロントの位置

#### 4-4-2 沖縄トラフの火山活動と琉球弧の火山活動の関係

沖縄トラフにおける第四紀の火山活動は、発達した海底地溝や海凹に沿って行われている。また、これらの火山活動の分布の東端は、上記した地磁気異常分布や火山フロントに関する考察から、琉球弧の第四紀火山活動域に直接あるいは近接していると考えられる(図4-14、4-17、4-18、4-19)。

このような火山活動の配置は、沖縄トラフの北方延長部の九州中部にも認められる(図4-19)。九州中部には、沖縄トラフの伊平屋海凹とほぼ走向が等しい別府-島原地溝の存在が推定されている(松本, 1979)。別府-島原地溝は、トラフの上陸現象と考えられている(木村, 1983; 多田, 1984・1985)。

別府-島原地溝の東半部は、豊肥火山地域と呼ばれている(鎌田ほか, 1988; Kamata, 1989)。豊肥火山地域には第四紀の火山体が分布している。この地域では、約5 Maから東西性の火山構造的陥没地が発達し、火山岩の放射年代は外側ほど古く内側が新しい帯状配列を示している(鎌田, 1985)。このような帯状構造は、火山活動の範囲と地溝の発達域が、年代と共に中軸部に向かって狭くなることにより形成されたと考えられている(Kamata, 1989)。この地溝の発達の過程は、第2章で述べた沖縄トラフ南部の八重山海底地溝の形成過程と類似している。

沖縄トラフの伊平屋海丘群および粟国海底地溝域から得られた火山岩は、主化学組成と微量元素組成の分析から、島弧のカルクアルカリ岩と共通した性質を持つことが指摘されている(本間ほか, 1987)。また、この他にもトラフから島弧的な性質を示す火山岩が得られている(Kimura et al., 1986. など)。

上記に示したトラフの火山活動と琉球弧の火山活動の位置関係や、このような位置関係が島弧の一部である九州中部にも認められること、またトラフの火山岩が島弧的であることなどから、沖縄トラフの火山活動は、琉球弧の火山活動と密接な関係にあることが推定される。

本研究では、沖縄トラフで得られた火山岩試料に対して化学分析を行っていないため、直接的なデータに基づく議論は行えないが、以上のことから、沖縄トラフにおける火山活動は、背弧火山活動として独立したものではなく、未だ琉球弧の火山活動の一部であると思われる。

#### 4-4-3 磁化物体の走向から推定される沖縄トラフの応力場

地磁気三成分異常の解析から求められた、磁化物体の分布とその走向を用いて、沖縄トラフの応力場の解明を試みる。応力場の決定あるいはその変遷を論ずる方法の一つとして、陸上では岩脈の方位や側火山の分布が用いられている（例えば、中村，1969；竹内ほか，1979）。本研究では、このうちの岩脈法を応用して応力場を推定する。

本研究域は海域であるため、これまで上記の方法による応力場の研究は行われていない。本研究において地磁気三成分解析によって求められた2次元的に分布する磁化物体が岩脈であれば、上記の岩脈法の適用が可能である。従って、解析より分布が明かとなった磁化物体については、ここでは垂直な貫入岩体と見なし、岩脈であると仮定する。岩脈法を用いるためには、各岩脈の形成年代を知る必要がある。次に、地磁気三成分異常の解析から求められ、ここで岩脈と見なした磁化物体の形成年代について検討を行う。

各磁化物体の年代を推定するに際して、海底地形、構造および全磁力異常の分布から求められた磁気異常区との対応から、磁化物体をa～iの9個のグループに細分した（図4-20）。以下で、各グループの年代を検討する。

aおよびhに含まれる磁化物体は、それぞれ伊平屋海丘群と八重山海底地溝の海丘列に対応する。従って、第2章の結果から、第四紀に形成されたと考えられる。

b、d、fおよびiは、磁気異常区のC区（図4-16）の範囲に含まれる。C区は、上述の考察から、第四紀の火山活動によって形成された海丘に伴う磁気異常区と考えられる。このことから、b、d、fおよびiに含まれる磁化物体も第四紀に形成されたと仮定する。

cは、磁気異常区のD区（図4-16）に分布している。D区には、陸域として久米島、粟国島および渡名喜島が分布している。これらの島には、中新世から鮮新世の火成岩類が分布する（木崎編著，1985）。このことから、D区の地磁気異常は、中新世から鮮新世の火成活動で形成された海丘や海山に伴うものであると仮定する。従って、ここでは、cの磁化物体も同様の形成年代であると仮定する。

e は、大陸棚縁に分布すると思われる磁化物体からなる。陸棚縁には、五島 - 尖閣帯に伴う磁気異常帯である A 区および B 区が分布する (図 4 - 16)。五島列島および尖閣諸島では、後期中新世 ~ 鮮新世の火成活動が知られている (鎌田, 1971; 松本・辻, 1973)。このことから、A 区および B 区の地磁気異常は、これらの火山活動に伴うものと仮定する。従って、e に含まれる磁化物体は、後期中新世から鮮新世に形成されたと仮定する。

琉球弧南部には、正の磁気異常が分布している (図 4 - 15)。この分布域には、始新世のグリーンタフ活動が知られている (例えば、松本・大四, 1984)。このことから、琉球弧南部の磁気異常は、このグリーンタフ活動域を表している可能性がある。また、始新世の火山活動は、ドレッジ試料の分析から、トラフ中の宮古海山にも認められている (加藤, 1982a)。従って、ここでは、g に含まれる磁化物体は始新世に形成されたと仮定する。

a および h の岩体の形成年代以外は、直接的な試料やデータが得られていないために仮定した年代であるが、応力場の解析には、これらの年代を用いる。

一般に、岩脈の卓越走向は、最大水平主応力に一致すると考えられている (例えば、竹下ほか, 1979)。従って、これに直交する方向が最小水平主応力であると考えられる。

図 4 - 21 に示したのは、各グループごとの磁化物体の走向の平均値から求められた最大水平主応力の方向に直交する、最小水平主応力の方向である。各グループは、印によって、年代ごとに区分してある。図 4 - 21 から、第四紀の応力場 (a、b、h、i) は、北北西 - 南南東方向が最小水平主応力の方向であると考えられる。これに対して、鮮新世から中新世 (c、e) および始新世 (g) では、西北西 - 東南東あるいはほぼ東西であったことが示唆される。このことから、沖縄トラフにおける応力場は、約 2 Ma に変化したことが推定される。

第四紀の応力場は、第 2 章において断層分布から考察した応力場とよい一致を示している。このことから、沖縄トラフの rifting は、約 2 Ma 以降、北北西 - 南南東方向の最小水平主応力場において行われてきたことが推定される。また、トラフと西琉球海丘列の第四紀火山活動が、トラフ形成と同一の応力場で行われたことが示唆される。

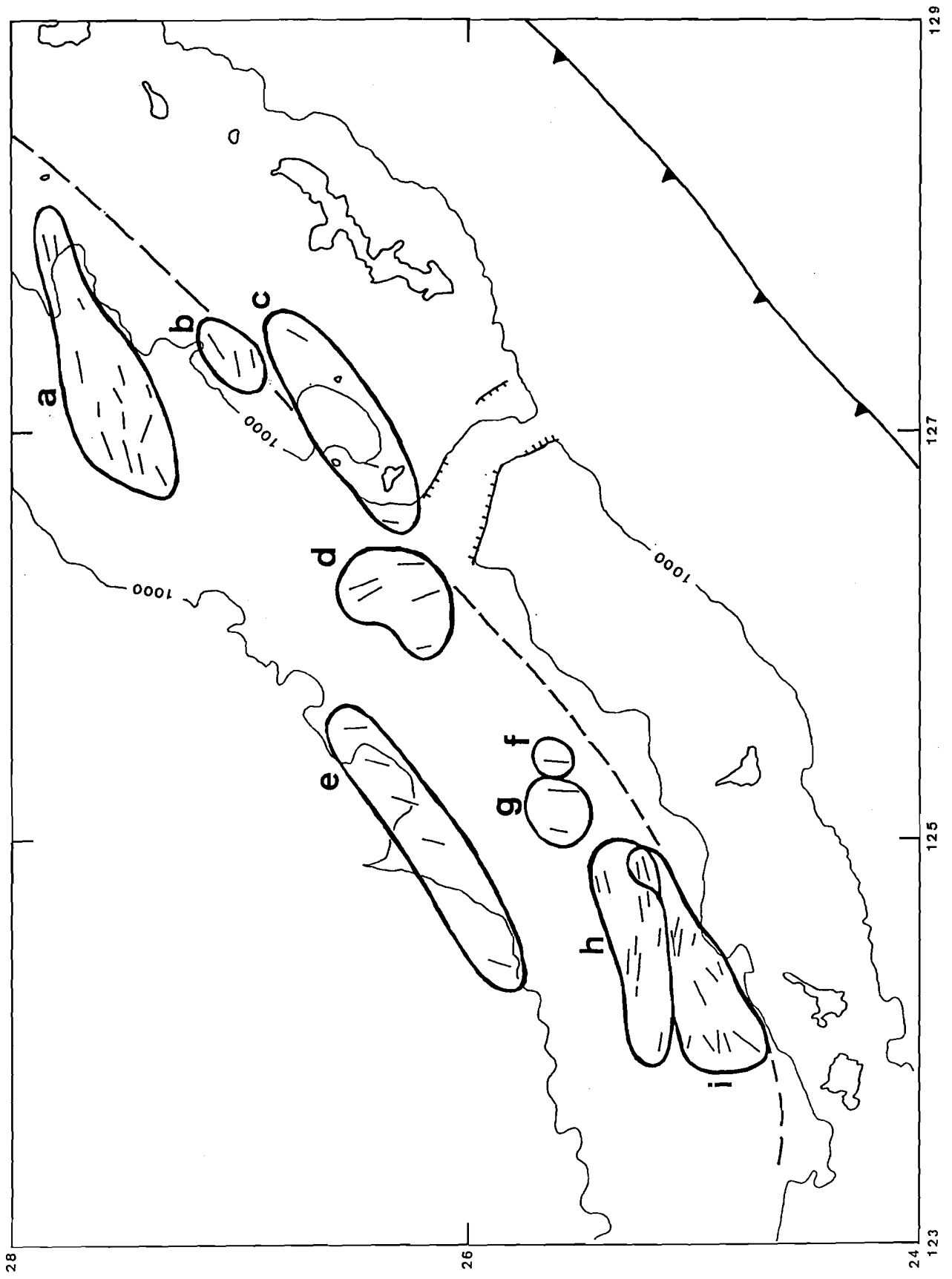


図 4 - 2 0 磁化物体の分布と海底地形および構造

1 点鎖線は琉球弧の第四紀火山フロント。実線は、1000 m の等深線。

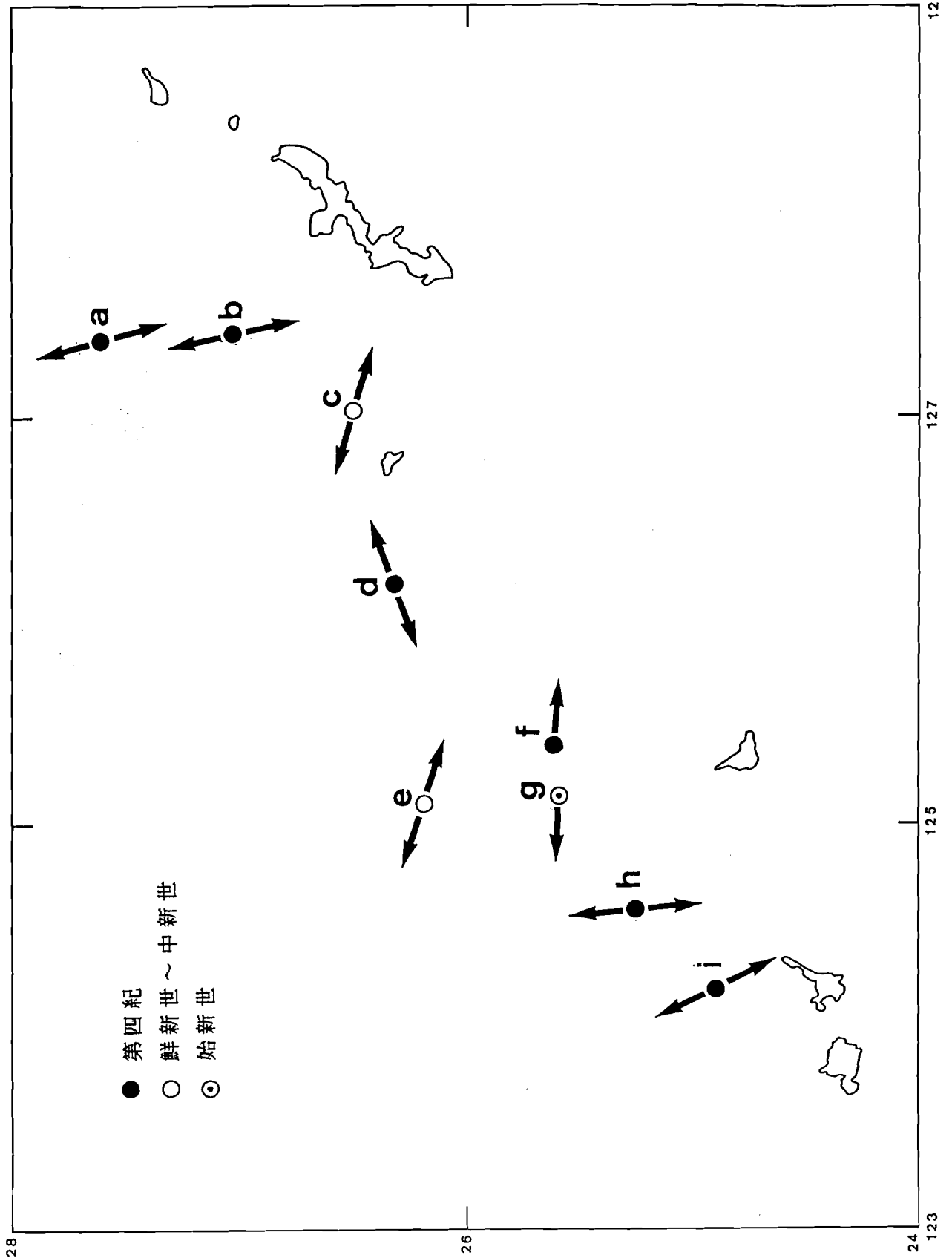


図4-21 磁化物体の走向から求められた沖縄トラフとその周辺の応力場

矢印は、最小水平主応力の方向を示す。a~iは、図4-20に示した磁化物体の分布に対応する。

ここで問題となるのは、dおよびfに含まれる磁化物体の走向から求められた応力場である。dおよびfの最小水平主応力の方向は、磁化物体の形成年代を第四紀と仮定して求めたものである。しかし、a、b、hおよびiから求めた応力場とは異なっている。fについては、地磁気三成分異常の解析から求められた磁化物体の走向が1点のみであるため、ここでの考察から除外する。従って、以下ではdについて求められた応力場について考察する。

dは、慶良間海裂の北方に分布している(図4-20)。慶良間海裂は、図2-18、2-19および2-20に示したように、その両側を正断層に切られて形成された凹地である。形成年代については不明な点が残されるが、海裂の海底には中期更新世の琉球石灰岩の分布が認められている(氏家, 1989)ことから、遅くとも0.5 Ma前後には形成が開始されていたと考えられる。

Kuramoto and Konishi(1989)は、琉球列島南西部の陸上地質構造および周辺の海底地質構造の検討から、琉球弧南部がフィリピン海プレートの斜め沈み込みにともなって microplate (forearc sliver)化し、西方に移動している可能性を指摘した。この南琉球弧の運動は、約4 Maから第四紀まで続いていると考えられている。また、Kuramoto and Konishi(1989)は、慶良間海裂をこのmicroplateの東側境界としている。

dの分布域では、高い地殻熱流量値が観測されている(Ymano et al., 1988)。また、微小地震の群発が海底地震計および陸上の観測から認められている(Ouchi et al., 1989; 沖縄微小地震観測グループ, 1986)。

以上のことから、dの最小水平主応力の方向は、慶良間海裂の形成に関わる構造運動が、沖縄トラフ域にも及んでいると考えることによって合理的に説明されると思われる。すなわち琉球弧および沖縄トラフは、北北西-南南東の最小水平主応力に支配されていると共に、これにほぼ直交する最小水平主応力によってブロック化していると考えられる。

慶良間海裂の南東延長部の西フィリピン海盆には、海裂の一般走向に平行な地溝-地壘構造が認められる(図2-20)。このことから、海裂の形成とその位置は、これらの西フィリピン海盆に発達する構造に支配されている可能性が指摘される。

#### 4-5 第4章のまとめ

(1) 琉球弧の第四紀火山フロントは、断続的ではあるが、九州中部から台湾北東部まで連続すると考えられる。

(2) 沖縄トラフの火山活動と琉球弧の火山活動は、密接な関係にあることが示唆される。また、沖縄トラフの火山活動は、背弧火山活動として独立したのではなく、いまだ琉球弧の火山活動の一部である可能性が指摘される。

(3) 地磁気三成分異常の解析によって求められた磁化物体の走向から、沖縄トラフにおける応力場の変遷が推定された。沖縄トラフにおける最小水平主応力の方向は、約2Maを境として、WNW-ESEからNNW-SSEに変化したことが推定される。

## 第5章 結論

沖繩トラフにおける rifting の発達史は、次のようにまとめられる。

(1) 沖繩トラフにおける最小水平主応力の方向は、中新世から鮮新世にかけては、WNW-ESEであった。第四紀に、その方向は、NNW-SSEに変化した。

(2) 沖繩トラフの形成は、すなわち rifting は、約2Maに開始された。この年代は、(1)の応力場が変化した時期に、ほぼ一致する。

(3) トラフの形成初期(2Ma頃)においては、現在の大陸棚縁辺から琉球弧の西北縁にいたる広い地域が、正断層による変形を受けた。これらの断層によって、原沖繩トラフの形成が行われた。

(4) 沖繩トラフの原形を形成した断層運動の活動域は、その後、現在のトラフ中軸部に向かって徐々に狭くなった。

(5) 約0.5Ma以降、riftingの進行によって、断層の活動域がトラフ中軸部に集中した。その結果、現在地形的にも明瞭な海底地溝が形成された。

(6) 現在も、riftingは進行中である。トラフの一部は、riftingから海底拡大への過渡期にある。

以上の結論は、主に沖繩トラフ中部および南部において観測された地磁気三成分異常の解析と、トラフ南部で新たに得られたマルチチャンネル反射法地震探査記録の解釈から得られたものである。地磁気三成分異常の解析結果に基づいて推定されたトラフの応力場は、これとは独立の断層分布から推定された応力場とよい一致を示した。これは、断層形成とトラフ域の火山活動が、同一の応力場に支配されて行われたことを示している。また同時に、地磁気三成分異常の解析結果

に基づいて応力場の推定を行うことが可能であることを示している。海底表層の断層分布から求められるのは、現在あるいは最近の応力場である。これに対して、地磁気三成分異常の解析結果を用いた方法の有利な点は、磁化物体の形成年代が明かであれば、古応力場の復元、あるいは応力場の変遷について検討が行える点にある。

沖縄トラフの火山活動の年代については、次の結論を得た。

(1) 沖縄トラフ中部の伊平屋海凹および南部の八重山海底地溝に認められる火山活動は、主に約 0.5 Ma 以降に開始された。従って、トラフ中部と南部の火山活動は、ほぼ同時期に行われた。

(2) トラフ中軸域の火山活動は、現在も活動的であると考えられる。

(3) 第四紀以前の火山活動がトラフ縁辺部に認められる。しかし、分布の詳細は不明であり、トラフ形成との関係についても明かではない。

上記の他、沖縄トラフにおける rifting および琉球弧の火山活動等について、次の結論を得た。

(1) 慶良間海裂とその北西延長部では、沖縄トラフと琉球弧の走向にほぼ直交した方向の rifting が認められる。

(2) 琉球弧の第四紀火山フロントは、断続的ではあるが、九州中部から台湾北東部に連続する。

(3) 沖縄トラフ中軸部の火山活動域は、その東端で琉球弧の第四紀火山フロントに近接あるいは直接している。

## 引用文献

- 足立泰久・井口博夫・乙藤洋一郎・伊勢崎修弘・安川克己, 1990,  
パラオ・ヤップ諸島の古地磁気からみたフィリピン海プレートの回転,  
神戸大学大学院自然科学研究科紀要, 8-B: 61-72.
- 相場惇一・関谷英一, 1979. 南西諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格,  
石油技術協会誌, 44, 5: 97-108.
- 安間 恵, 1976. トカラ海峡の地質構造, 琉球列島の地質学研究, 1: 163-175.
- Ben-Avraham, Z. and S. Uyeda, 1983. Entrapment origin of marginal seas,  
In T.W.C. Hilde and S. Uyeda eds., Geodynamics of the Western Pacific,  
Geodynamics Serie, AGU, Washington, D.C.: 91-104.
- Cox, A. and G.B. Dalrymple, 1967. Statistical analysis of geomagnetic  
reversal data and precision of Potassium-Argon dating,  
J. Geophys. Res., 72: 2603-2614.
- Curry, J.R., D.G. Moor, L.A. Lawver, F.J. Emmel, R.W. Raitt, M. Henry and  
R. Kieckhefer, 1979. Tectonics of the Andaman Sea and Burma,  
In J. Watkins, L. Montadert and P. Dickerson, eds, Geological and  
geophysical investigation of continental margins, American Assoc.  
Petroleum Geologists Memoir, 29: 189-198.
- 大西雅弘・林 正雄・加藤祐三, 1987. 琉球列島産新生代火山岩類の放射年代,  
岩石鉱物鉱床学会誌, 82, 10: 370-381.
- Davagnier, M., B. Marsset, J.C. Sibuet, J. Letouzey and J.P. Foucher, 1987.  
Present-day tensional mechanisms in the Okinawa Trough, Bull. Soc.  
geol. France, 8, 3: 525-531. (in French with English abstract)
- DELP背弧海盆研究グループ, 1990. 1988年DELP実験による南部沖縄トラフの地震  
波速度構造, 地球惑星科学関連学会1990年合同大会, シンポジウム・共通セ  
ッション講演予稿集: 61.
- Desheng, L.I., 1984. Geologic evolution of petroliferous basins on  
continental shelf of China, American Assoc. Pet. Geol. Bull., 68, 8:  
993-1003.

- Eguchi, T. and S. Uyeda, 1983. Seismotectonics of the Okinawa Trough and Ryukyu Arc, Mem. Geol. Soc. China, 5: 189-210.
- 古川雅英, 1984 MS. 沖縄トラフにおける地磁気異常とそのテクトニクス, 琉球大学大学院理学研究科 修士論文.
- 古川雅英・北原康夫・伊勢崎修弘, 1989: 地磁気異常解析からみた沖縄トラフの中軸部-伊平屋海凹-, 月刊地球, 11, 10: 604-611.
- Halbach, P., K. Nakamura, M. Wahsner, J. Lange, H. Sakai, L. Kaselitz, R. D. Hansen, M. Yamano, J. Post, B. Prause, R. Seifert, W. Michaelis, F. Teichmann, M. Kinoshita, A. Marten, J. Ishibashi, S. Czerwinski and N. Blum, et al., 1989. Probable modern analogue of Kuruko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin, Nature, 338: 496-499.
- 浜本文隆・桜井 操・永野真男, 1979. 宮古・八重山諸島周辺の海底地形, 水路部研究報告, 14. 1-38.
- Harding, T. P., 1974. Petroleum traps associated with wrench faults, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 58: 1290-1304.
- Herman, B., R. Anderson, and M. Truchan, 1978. Extensional Tectonics in the Okinawa Trough, Mem. American Assoc. Pet. Geol., 29: 199-208.
- Ho, C. S., Ed., 1988. An introduction to the geology of Taiwan, Explanatory text of the geologic map of Taiwan, Second edition, Central Geological Survey, The Ministry of Economic Affairs, Republic of China: 192p.
- 本間弘次・日下部実・加賀美寛雄・飯泉 滋・酒井 均・児玉幸雄・木村政昭, 1987. 「しんかい2000」による沖縄トラフの岩石の主化学・微量元素組成, 海洋科学技術センター試験研究報告: 197-211.
- Honza, E., Ed., 1976. Geological Survey of Japan, Cruise Rept., 6: 81p.
- Honza, E., Ed., 1978. Geological Survey of Japan, Cruise Rept., 10: 79p.
- 堀越 観, 1979. 第四紀火山分布と黒瀬川帯の下部構造, 地質学雑誌, 85, 7: 427-434.

- IAGA Division I Working Group 1, 1985. International Geomagnetic Reference Field revision 1985, J. Geomag. Geoelectr., 37: 1157-1163.
- Isezaki, N., 1986. A New Shipboard Three-Component Magnetometer, Geophysics, 51, 10: 1992-1998.
- Isezaki, N., J. Matsuda, H. Inokuchi and K. Yaskawa, 1981. Shipboard measurement of three Components of the geomagnetic field, J. Geomag. Geoelectr., 33: 329-333.
- Ishihara, T. and F. Murakami, 1976. Gravity and geomagnetic survey, E. Honza ed., Geological Survey of Japan, Cruise rept., 6: 13-19.
- Itaya, T., K. Nagao, H. Nishido and K. Ogata, 1984: K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks, J. Geol. Soc. Japan, 90: 899-909.
- 岩崎貴哉・島村英紀・金沢敏彦・平田直・末広潔・ト部卓, 1990. 琉球島弧1984年日独共同海底地震観測の成果, 月刊地球, 12, 5: 254-261.
- Japanese DELP research group on back-arc basins, 1986. Report on DELP 1984 cruises in the Middle Okinawa Trough, Part I: General outline, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 61: 159-165.
- Jin, X. and P. Yu, 1980. Tectonics of the Yellow Sea and the East China Sea, In The Geology of the Yellow Sea and the East China Sea, Department Marine Geology, Institute of Oceanology, Academia Sinica: 1-22. (in Chinese)
- Joshima, M., F. Murakami and K. Tamaki, 1978. Geomagnetic Survey, In E. Honza ed., Geological Survey of Japan, Cruise Rept., 10: 37-38.
- 加賀美英雄・奈須紀幸・新里弘, 1971. 東支那海の海底地質, シンポジウム「九州周辺海域の地質学的諸問題」要旨集, 日本地質学会: 81-87.
- 海上保安庁水路部, 1987. 水路部観測報告, 大陸棚調査編, 3: 332pp.
- 海上保安庁水路部, 1988. 水路部観測報告, 大陸棚調査編, 4: 332pp.
- 鎌田浩毅, 1985. 九州中北部における火山活動の推移と地質構造, 地質調査所報告第264号: 33-64.

- Kamata, H., 1989. Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyusyu, Japan, *Bull. Volcanol.*, 51: 315-332.
- 鎌田浩毅・星住英夫・小屋口剛博, 1988. 中部九州-中国地方西部の火山フロントの形成年代, *月刊地球*, 10, 9: 568-574.
- 鎌田泰彦, 1971. 五島列島の地質に関する問題点, シンポジウム「九州周辺海域の地質学的諸問題」要旨集, 日本地質学会: 47-53.
- 兼岡一郎・久城育夫・他, 1985. 沖縄トラフより採取された岩石の K-Ar 年代と化学組成, *地震学会講演要旨*, 1: 192.
- 加藤 茂・桂 忠彦・平野賢治, 1982. 沖縄本島周辺の海底地質, *海上保安庁水路部報告*, 17: 31-70.
- 加藤祐三, 1982a. 沖縄舟状海盆小野寺海山の岩石, *琉球列島の地質学研究*, 6: 29-33.
- 加藤祐三, 1982b. 琉球列島西表海底火山の位置と噴出物量, *琉球列島の地質学研究*, 6: 41-47.
- 加藤祐三, 1982c. 琉球列島西表海底火山に関する資料, *琉球列島の地質学研究*, 6: 49-58.
- 加藤幸弘・小川正泰・大島章一, 1989: 沖縄トラフの音響層序, *月刊地球*, 11, 10: 591-596.
- 活断層研究会, 1980. 日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会: 363p.
- Katsumata, M. and L.R. Sykes, 1969. Seismicity and tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions, *J. Geophys. Res.*, 74, 25: 5923-5948.
- 桂 忠彦・大島章一・萩野卓司・池田 清・永野真男・内田摩利夫・林田政和・小山 薫・春日 茂, 1986. 沖縄トラフ南西部海域の地質・地球物理学的研究, *水路部研究報告*, 21, pp.21-47.
- 木村政昭, 1983. 沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察, *地質学論集*, 22: 141-157.
- kimura, M., 1985a. Back-Arc Rifting in the Okinawa Trough, *Marine and Petroleum Geol.*, 2, 8: 222-240.

- Kimura, M., 1985b. Formation of the Okinawa Trough,  
In Formation of Active Margins (N. Nasu et al., Eds.), 567-591.
- Kimura, M., 1988. Submarine Geology of the Nansei Islands, Modern Geol.,  
12: 435-447.
- 木村政昭, 1990a. 沖縄トラフの発生と形成, 地質学論集, 34: 77-88.
- 木村政昭, 1990b. 沖縄トラフの問題点, 月刊地球, 12, 15: 302-307.
- 木村政昭・安藤雅孝・許正憲・田中武男・仲二郎・大森保・伊沢英二・  
加藤祐三, 1988. 中部沖縄トラフ熱水域の地形・鉱床・生物,  
第5回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集: 72-82.
- 木村政昭・古川雅英・北沢久和, 1983. フィリピン海の西北縁 -琉球海溝-,  
月刊海洋科学, 15, 8: 453-458.
- 木村政昭・伊勢崎修弘・古川雅英・石原文実, 1985.  
沖縄トラフ中部の地磁気異常, 地学雑誌, 94, 3: 16-29.
- Kimura, M., I. Kaneoka, Y. Kato, S. Yamamoto, I. Kushiro, H. Tokuyama,  
H. Kinoshita, N. Isezaki, H. Masaki, A. Oshida, S. Uyeda and T. W. C. Hilde,  
1986. Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough,  
Part V: Topography and Geology of the Central Grabens and  
Their Vicinity, Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 61: 269-310.
- 木村政昭・麻植誠二郎・笠原順三, 1983. 琉球列島及び周辺地域における  
地震活動, 月刊地球, 5, 12: 753-758.
- 木村政昭・田中武男・許正憲・安藤雅孝・大森保・伊沢英二・嘉川郁朗,  
1989. 「しんかい2000」による沖縄トラフ中部熱水域の地形・鉱床・生物の  
観察, 海洋科技センター試験報告: 223-244.
- Kimura, M., S. Uyeda, Y. Kato, T. Tanaka, M. Yamano, T. Gamo, H. Sakai, S. Kato,  
E. Izawa and T. Oomori, 1988. Active Hydrothermal Mounds in the  
Okinawa Trough Back-arc Basin, Japan, Tectonophys., 145: 319-324.
- Kinoshita, H. and S. Uyeda, 1990. DELP 1984-1989 cruises: Okinawa Trough,  
Japan Sea, NW Pacific, Ogasawara, and TTT Triple Junction,  
DELP News, 35: 10-19.

- 北原康夫, 1986 MS. 沖縄トラフ中部域における地磁気三成分異常の研究,  
神戸大学大学院理学研究科 修士学位論文.
- Kitahara, Y., N. Isezaki and H. Katao, 1986. Report on DELP 1984 Cruises  
in the Middle Okinawa Trough, Part III: Measurement of the Three  
Components of the Geomagnetic Field, Bulletin of the Earthquake  
Reserch Institute, University of Tokyo, 61: 203-249.
- 木崎甲子郎, 編著, 1985. 琉球弧の地質誌, 沖縄タイムス社: 278p.
- Kizaki, K., 1986. Geology and tectonics of the Ryukyu Islands,  
Tectonophysics, 125: 193-207.
- 木庭元晴, 1980. 琉球層群と海岸段丘, 第四紀研究, 18, 4: 189-208.
- Konishi, K., 1963. Pre-Miocene basement complex of Okinawa and  
the tectonic belts of the Ryukyu Islands,  
The Science Rept. Kanazawa Univ., 8, 2: 569-602.
- 小西健二, 1965. 琉球列島(南西諸島)の構造区分, 地質学雑誌, 71,  
9: 437-457.
- Konishi, K., 1985. Coral reefs and present-day collision-subduction  
tectonics, In N. Nasu ed., Formation of Active Ocean Margins,  
TERRAPUB, Tokyo: 875-890.
- Kuramoto, S. and K. Konishi, 1989. The Southwest Ryukyu Arc is a Migrating  
Microplate (Forearc Sliver), Tectonophysics., 162: 75-91.
- Lee, c.s., G. Shor, L.D. Bibee, R. Lu and T.W.C. Hilde, 1980. Okinawa Trough:  
Origin of a Back-Arc Basin, Marine Geol., 35: 219-241.
- Letouzey, J. and M. Kimura, 1985. Okinawa Trough Genesis: Structure and  
Evolution of Backarc basin development in a continent,  
Marine and Petroleum Geol., 2: 111-130.
- Letouzey, J. and M. Kimura, 1986. The Okinawa Trough: Genesis of Back-Arc  
Basin Developing Along a Continental Margin, Tectonophysics.,  
125: 209-230.

- Leyden, R., M. Ewing and S. Murauchi, 1973. Sonobuoy refraction measurements in East China Sea, American Assoc. Pet. Geol. Bull., 57, 12: 2396-2403.
- Ludwig, W., S. Murauchi, N. Den, P. Buhl, H. Hotta, M. Ewing, T. Asanuma, T. Yoshii and N. Sakajiri, 1973. Structure of East China Sea-West Philippine Sea margin off southern Kyushu, Japan, J. Geophys. Res., 78, 14: 2526-2536.
- 松原由和・安川克己・伊勢崎修弘, 1986. 海上における地磁気3成分測定及びその解析, 神戸大学大学院自然科学研究科紀要, 4-B: 13-32.
- 松本徂夫, 1979. 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題, 地質学論集, 16: 127-139.
- 松本徂夫, 1983. 琉球列島における新生代火山活動, 地質学論集, 22: 81-91.
- 松本徂夫・野原朝秀, 1974. 尖閣列島黄尾礁の火山岩, 長崎大学教養部紀要(自然科学), 15: 21-35.
- 松本徂夫・辻 和毅, 1973. 尖閣列島魚釣島・北小島・南小島の地質, 長崎大学教養部紀要(自然科学), 14: 43-57.
- 三木雅子, 1990 MS: 琉球弧における年代学及び古地磁気学的研究-琉球弧と沖縄トラフの生成史-, 神戸大学大学院自然科学研究科 博士論文.
- Miki, M., T. Matsuda and Y. Otofujii, 1990. Opening mode of the Okinawa Trough: paleomagnetic evidence from the South Ryukyu Arc, Tectonophysics, 175: 335-347.
- Miyazaki, T., K. Tamaki and F. Murakami, 1976. Geomagnetic Survey, E. Honza ed., Geological Survey of Japan, Cruise rept., 6: 52-54.
- 門馬大和・橋本 惇・田中武男・深海調査グループ, 1989. 沖縄トラフ深海曳航調査(DK88-2-OKN-LEG1,2)速報, 海洋科学技術センター試験研究報告: 203-221.
- Murauchi, S., N. Den, S. Asano, H. Hotta, T. Yoshii, T. Asanuma, K. Hagiwara, T. Sato, W. J. Ludwig, J. I. Ewing, N. T. Edgar and R. E. Houtz, 1968. Crustal Structure of the Philippine Sea, J. Geophys. Res., 73, 10: 3143-3171.

- 長尾敬介・板谷徹丸, 1988: K-Ar法による年代測定, 地質学論集, 29: 5-21.
- 長尾敬介・板谷徹丸・緒方惟一, 1986: K-Ar法による年代測定-岡山理科大学の現状-, 月刊地球, 84: 358-362.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984: K-Ar法による年代測定, 岡山理科大学蒜山研究所報告, 9: 19-38.
- Nagumo, S., H. Kinoshita, J. Kasahara, T. Ouchi, H. Tokuyama, T. Asanuma, S. Koresawa and H. Akiyoshi, 1986. Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough, Part II: Seismic Structural Studies, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 61: 167-202.
- 中村一明, 1969. 広域応力場を反映した火山体の構造-側火山の配列方向-, 火山, 第2集, 14, 1: 8-20.
- 中村光一・浦辺徹郎・丸茂克美・青木正博・金沢康夫, 1988. 沖縄トラフ伊是名海穴の海底熱水鉱床について, 第5回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集: 67-70.
- 中塚 正・大熊茂雄・中井順二, 1984. 沖縄島北西方海域空中磁気図(1,2), 20万分の1空中磁気図シリーズXXXII, 地質調査所.
- Nash, D.F., 1979: The geological development of the north Okinawa Trough area from Neogene times to Recent, J. Japanese Assoc. Petroleum Technologists, 44, 5: 109-119.
- Nishimura, A. and F. Murakami, 1988. Sedimentation of the Sumisu Rift, Izu-Ogasawara Arc, Bull. Geological Survey of Japan, 39, 1: 36-61.
- 大熊茂雄・牧野雅彦・中塚 正, 1987. 南西諸島西方海域における空中磁気探査, 地質ニュース, 400, 6-18.
- 大熊茂雄・牧野雅彦・中塚 正・中井順二, 1989. 宮古島北方海域空中磁気図(1,2), 20万分の1空中磁気図シリーズXXXIV, 地質調査所.
- 大熊茂雄・中塚 正, 1987. 沖縄島西方海域における空中磁気異常の特徴について, 地質調査所月報, 38, 3, 131-138.
- 大熊茂雄・中塚 正・中井順二, 1985. 沖縄島北西方海域空中磁気図(1,2), 20万分の1空中磁気図シリーズXXXIII, 地質調査所.

- 押田 淳・緑川義行・川畑和彦・金沢次郎・木村政昭・加藤祐三, 1988.  
八重山群島北方の音波・地磁気探査(RN86, RN87 航海),  
琉球大学理学部紀要, 46: 123-138.
- 大島章一・高梨政雄・加藤 茂・内田摩利夫・岡崎 勇・春日 茂・川尻智敏・  
金子康江・小川正泰・河合晃司・瀬田英憲・加藤幸弘, 1988.  
沖縄トラフ及び南西諸島周辺海域の地質・地球物理学的調査結果,  
水路部研究報告, 24: 19-43.
- 大内 徹・新井伸夫・他, 1983. 琉球弧における微小地震観測,  
地震, 36, 4: 665-667.
- Ouchi, T., H. Kawakami, S. Nagumo and J. Kasahara, 1989. Microseismicity in  
the middle Okinawa Trough, J. Geophys. Res., 94, B8: 10601-10608.
- 瀬川爾朗, 1976. フィリピン海とその周辺島弧の重力・地殻・マントル,  
月刊 海洋科学, 8: 206-212.
- Seno, T., 1977. The instantaneous rotation of the Philippine Sea Plate  
relative to the Eurasian Plate, Tectonophysics, 42, 209-226.
- Seno, T., 1985. "Northern Honshu Microplate" Hypotheses and tectonics in  
the surrounding region, -When did the plate boundary jump from  
Central Hokkaido to the eastern margin of the Japan Sea-,  
J. Geodetic Society of Japan, 31, 1: 106-123.
- Seno, T. and S. Maruyama, 1984. Paleogeographic reconstruction and  
origin of the Philippine Sea, Tectonophysics, 102: 53-84.
- 瀬野徹三・丸山茂徳, 1985. フィリピン海のテクトニクス, 地学雑誌,  
94, 3: 1-15.
- 瀬野徹三・関口涉次・吉田明夫, 1988. フィリピン海プレートの運動の4Maまでの  
復元 - 2Ma頃に運動は変化したか? -, 月刊 地球, 10, 10: 646-654.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫, 1984. K-Ar年代測定結果-2  
-地質調査所測定未公表資料-, 地質調査所月報, 35, 7: 331-340.

- Sibuet, T., J. Letouzey, F. Barbier, J. Charvet, J. P. Foucher, T. W. C. Hilde, M. Kimura, C. L. Yun, B. Marsset, C. Muller and J. F. Stephan, 1987. Bac Arc Extension in the Okinawa Trough, *J. Geophys. Res.*, 92, B13: 14041-14063.
- Siono, K., T. Mikumo, and Y. Ishikawa, 1980. Tectonic of the Kyushu-Ryukyu Arc as Evidenced from Seismicity and Focal Mechanism of Shallow to Intermediate-Depth Earthquakes, *J. Phys. Earth.*, 28: 17-43.
- Steiger, R. and E. Jager, 1977: Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- Suyehiro, K., A. Nishizawa, and H. Shimizu, 1982. Microearthquake activity in the West Philippine Basin and northern Ryukyu Trench as observed by ocean bottom seismometers at the Amami Plateau, *J. Phys. Earth*, 30, pp. 509-516.
- 多田 堯, 1984. 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動 (1), *地震*, 37, 3: 407-415.
- 多田 堯, 1985. 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動 (2), *地震*, 38, 1: 1-12.
- 竹内 章・中村一明・小林洋二・堀 清彦, 1979. 岩脈群からみた本州中部の新生代応力場-古応力学序説-, *月刊地球*, 1, 6: 447-452.
- 田中節也, 1986. 九州に分布する霧島・大山両火山帯岩石の化学組成の比較研究, *火山 第2集*, 31, 2: 95-110.
- 巽 好幸, 1988. 沈み込み帯火山活動の時空変化は何故起こるか?, *月刊地球*, 10, 9: 557-560.
- 徳山英一, 1985. 奄美海台と琉球弧の衝突, *月刊地球*, 7, 12: 700-708.
- 徳山英一・古川雅英・DELP84背弧海盆研究グループ, 1988. 沖縄トラフの地殻構造, 討論会「琉球弧をめぐる海洋地学の進歩」, *日本地質学会第95年学術大会講演要旨*: 22-23.

- Tokuyama, H., H. Kagami and N. Nasu, 1986. Marine geology and subcrustal structure of the Shikoku Basin and the Daito ridges region in the northern Philippine Sea, Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 22: 169p.
- 円谷博明・佐藤時幸, 1985. 基礎試錐「宮古島沖」, 石油技術協会誌, 50, 1: 25-33.
- 植田義夫, 1986. 南西諸島周辺海域の地磁気異常と構造論, 火山, 31, 3: 177-192.
- 植田義夫・中川久穂・登崎隆志, 1985. 南西諸島周辺海域100万分の1地磁気全磁力異常図の作成, 水路部技報, 3: 53-55.
- 植田義夫・登崎隆志・中川久穂, 1984. 南西諸島周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 19: 75-100.
- 氏家 宏, 1980. 南琉球弧 "500m 島棚" の第四紀地史上の意義, 第四紀研究, 18, 4: 209-219.
- 氏家 宏, 1985. 琉球弧形成に関する新見地・新見解-フィリピン海西縁の問題点-, 月刊地球, 7, 12: 720-728.
- 氏家 宏, 1986. 琉球弧の海底 -底質と地質-, 新星図書出版, シリーズ沖縄の自然 5: 118p.
- 氏家 宏, 1989a. 海洋地学研究の宝庫-琉球列島, 月刊地球, 11, 10: 573-575.
- 氏家 宏, 1989b. 陸域地質の実証的再検討による琉球弧の地史, 月刊地球, 11, 10: 631-639.
- Ujiie, H. and K. Oki, 1974. Uppermost Miocene-Lower Pleistocene planktonic Foraminifera from the Shimajiri Group of Miyako-jima, Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo, 7: 31-52.
- 上田誠也・木村政昭・田中武夫・兼岡一郎・加藤祐三・久城育夫, 1985. 沖縄トラフ拡大軸の研究, 海洋科学技術センター試験研究報告: 123-142.
- Wageman, J.M., T.W.C. Hilde and O. Emery, 1970. Structural frameworks of East China Sea and Yellow Sea, American Assoc. Petroleum Geologist Bull., 54, 9: 1611-1643.

- Wang, S. and S. Liang, 1986. Geologic-tectonic characteristics and evolution of Okinawa Trough basin, *Marine Geology & Quaternary Geology*, 6, 2: 19-29.
- Withjack, M.O. and W.R. Jamison, 1986. Deformation produced by oblique rifting, *Tectonophysics*, 126: 99-124.
- 山路 敦・竹下 徹, 1989. 島弧リフティングにみるリソスフェアのレオロジー, *岩波 科学*, 59, 12: 802-811.
- Yamano, M., S. Uyeda, H. Kinoshita and T.W.C. Hilde, 1986a. Report on DELP 1984 cruises in the Middle Okinawa Trough, Part IV: Heat flow measurements, *Bull. Earth Res. Inst., Univ. Tokyo*, 61: 251-267.
- Yamano, M., S. Uyeda, Y. Furukawa and G.A. Dehghani, 1986b. Heat flow measurements in the northern and middle Ryukyu Arc area on R/V SONNE in 1984, *Bull. Earth Res. Inst., Univ. Tokyo*, 61: 311-327.
- 山野 誠・上田誠也・木下正高, 1988. 中部沖繩トラフの地殻熱流量分布と熱水循環, *地球化学*, 22: 57-64.
- Yamano, M., S. Uyeda, et al., 1989. Heat Flow Anomaly in the Middle Okinawa Trough. *Tectonophys.*, 159: 307-318.
- Yu, S. and Y. Tsai, 1979. Geomagnetic anomalies of the Ilan Plane, Taiwan, *Petroleum Geol. Taiwan*, 16: 19-27.
- Yuasa, M. and E. Honza, 1976. Rocks, In E. Honza ed., *Geological Survey of Japan, Cruise Rept.*, 6: 64-65.
- 湯浅真人・横田節哉・佐藤任弘, 1983. 日本周辺海域における熱水起源酸化物, *月刊 海洋科学*, 15, 9: 519-524.
- Zhaoyu, Y., 1983. Tectonic characteristics of the Meso-Senozoic basins on the Chinese continental shelf, *Acta Geologica Sinica*, 3: 254-260. (in Chinese with English abstract)