

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 25, March, 1989

水路部の火山噴火予知計画†

岩淵義郎*

**PROGRAMME FOR PREDICTION OF VOLCANIC ERUPTION
DEVELOPED BY THE HYDROGRAPHIC DEPARTMENT OF JAPAN †**

Yoshio Iwabuchi*

Abstract

The Hydrographic Department actively participates in the national programme for prediction of volcanic eruption since the programme started in 1973. Observation of volcanic activities in the adjacent seas of Japan is very important not only to protect navigation, fishery and other activities in the sea area against a disaster, but also to manage the sea area itself effectively.

The Hydrographic Department regularly monitors the condition of the sea area, and whenever any abnormal phenomenon on the sea is found and information of a sign of volcanic activity is obtained from other sources, it operates concentrated observations of such volcanic activity by airplanes and ships, such as, for example, in the cases of eruption at Kaitoku Seamount in 1984, Hukutoku-Oka-no-Ba in 1986, and Izu-O Sima in 1986 and 1987.

It is very essential to collect the geological and geophysical data from the surveys on the volcanic activity field for scientific promotion of systems and methods of prediction of volcanic eruption. Therefore, the Hydrographic Department promotes such surveys in the sea areas of Nansei Syoto and Nanpo Syoto, and provides the society concerned with the fundamental scientific data.

Furthermore, in order to sophisticate the volcanic activity observation the Hydrographic Department continues studies on various fields and items such as precise multi-narrow beam survey system, chemical

† Received 30th January 1989

* 企画課 Planning Division

and physical features of discoloured water, geographical change of a newly born island, remote sensing by satellites, automatically programmed observation buoy, sonic observation of eruptipon and so on.

Annex 1 is a list of volcanos and their activity records. Annex 2 shows contributions from the Hydrographic Department to the coordinating committee for prediction of volcanic eruption.

1. はじめに

我が国の火山噴火予知のための研究は、昭和48年6月測地学審議会が建議した第1次計画以来、各関係機関の努力により着実に進展しているといえよう。現在進行中の第3次計画（昭和59年～63年度）は本年度をもって終了することとなり、新たに第4次第5ヵ年計画が、昭和63年7月28日測地学審議会から関係各大臣あてに建議された。

これまで、我が国の火山噴火予知計画は、

- ① 火山の特性に応じた観測研究を重点に実施し、火山の活動度の把握と噴火の前兆現象の検出を図る。
- ② 活動的で観測の重要性の高い火山については、観測研究体制を拡充強化し、噴火予知の実用化を目指す。
- ③ マグマの性質とその挙動を解明するための基礎研究を幅広く行うとともに、新しい噴火予知手法の開発を推進する。また、個々の火山の活動特性を理解するための基礎資料を整備する。

を基本的な考え方とし、第4次火山噴火予知計画においても次のとおり推進することとしている。

- ① 火山の観測研究体制の一層の整備充実を図るとともに、幅広い基礎的研究の推進を図る。
- ② 観測の多項目化・高密度化・高精度化を図る。
- ③ 噴火直前の前兆現象の即時的認知と総合的な検討の迅速化を図る。
- ④ 火山体内部から深部にかけての地下構造の精査等を試み、マグマの発生から噴火に至る過程を把握する。

水路部は第1次火山噴火予知計画の建議以来、同計画に積極的に参加してきたことは勿論であるが、海洋調査機関として海底火山活動海域には古くから関心を抱き調査研究を重ねてきたところである。また、このような海域における火山活動の監視は、航行、漁業、海洋開発等の諸活動における災害防止にとって重要なことであり、更には新島誕生による領土・領海に及ぼす影響は、国益上看過できないものがある。

本文は、昭和63年1月25日、日本学術会議で開催された火山噴火予知研究シンポジウム（日本学術会議火山学研究連絡委員会・日本火山学会共催）での発表を骨子に取りまとめたもので、今後の計画推進にあたっての参考資料の1つとなれば幸いである。

2. 基礎資料の整備

2.1 資料の整備状況

本邦周辺海域における火山分布は、大きく南西諸島海域と南方諸島海域に大別される。水路部では日本周辺海域における科学的基礎資料の整備の一環として総合調査を推進しているが、これらの海域での調査の進捗状況を第1図に示す。南西諸島海域の広域調査（地形・音波探査・地磁気・重力等）は既に終了しており、その一部は縮尺20万分の1の海底地形図等にまとめられ、海の基本図として刊行されている。南方諸島海域においては、北緯29°40′以北で縮尺20万分の1で測量が行われその成果は刊行中である。それ以南の北緯24°～29°40′及び南硫黄島南方の海底火山列では縮尺50万分の1で調査が終了している。

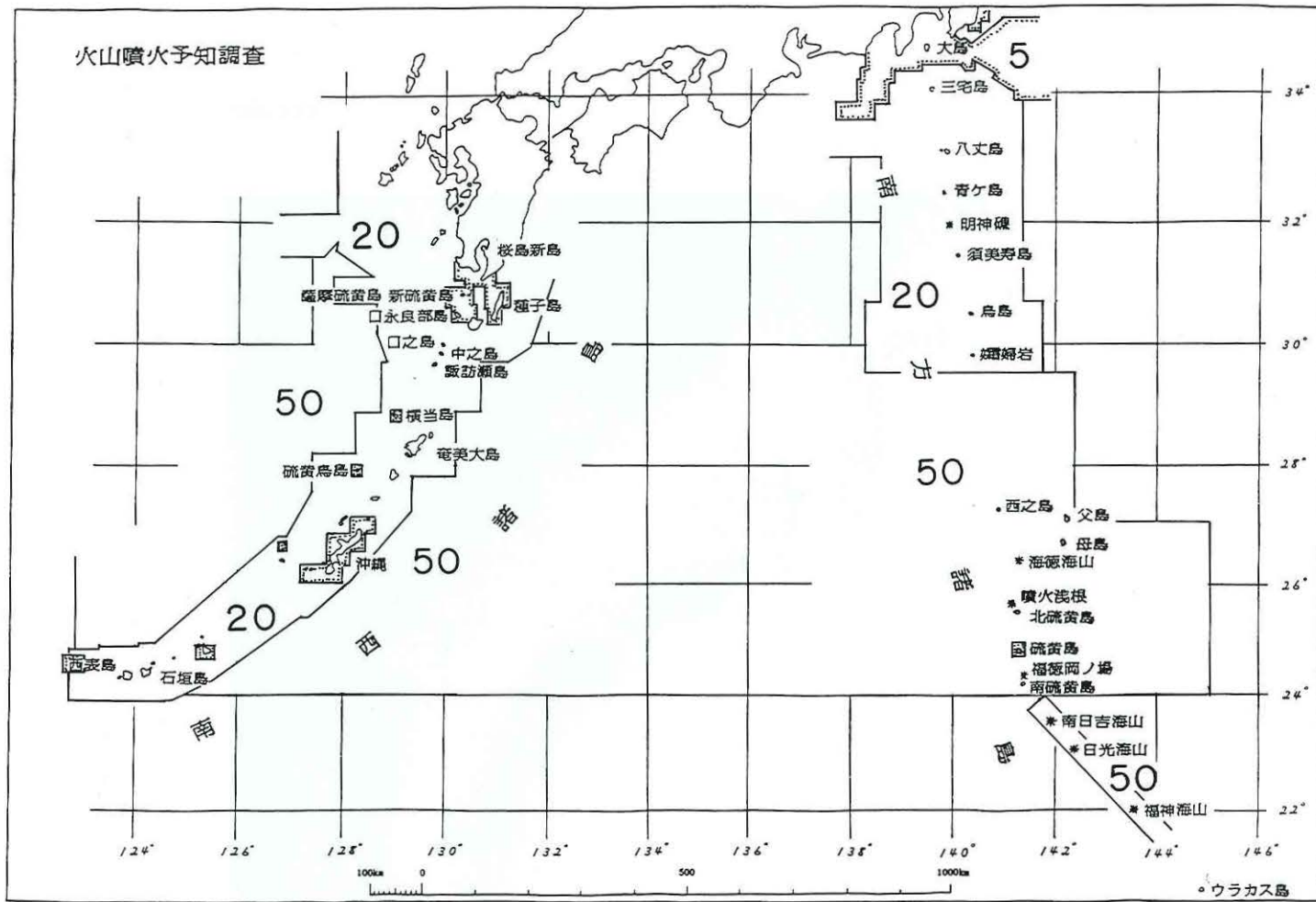


Figure 1. Surveyed area in submarine volcanic zones.
5, 20 and 50 mean charts prepared at the scale of 10 thousands unit, respectively.

地域を限定してのより大縮尺の調査（地形・音波探査）は、始良・鬼界カルデラ海域、硫黄島島、伊豆半島～伊豆大島周辺海域等で進展している。これまでに明らかとなった海底地形、地磁気異常、重力異常の概要を第2～9図に示す。

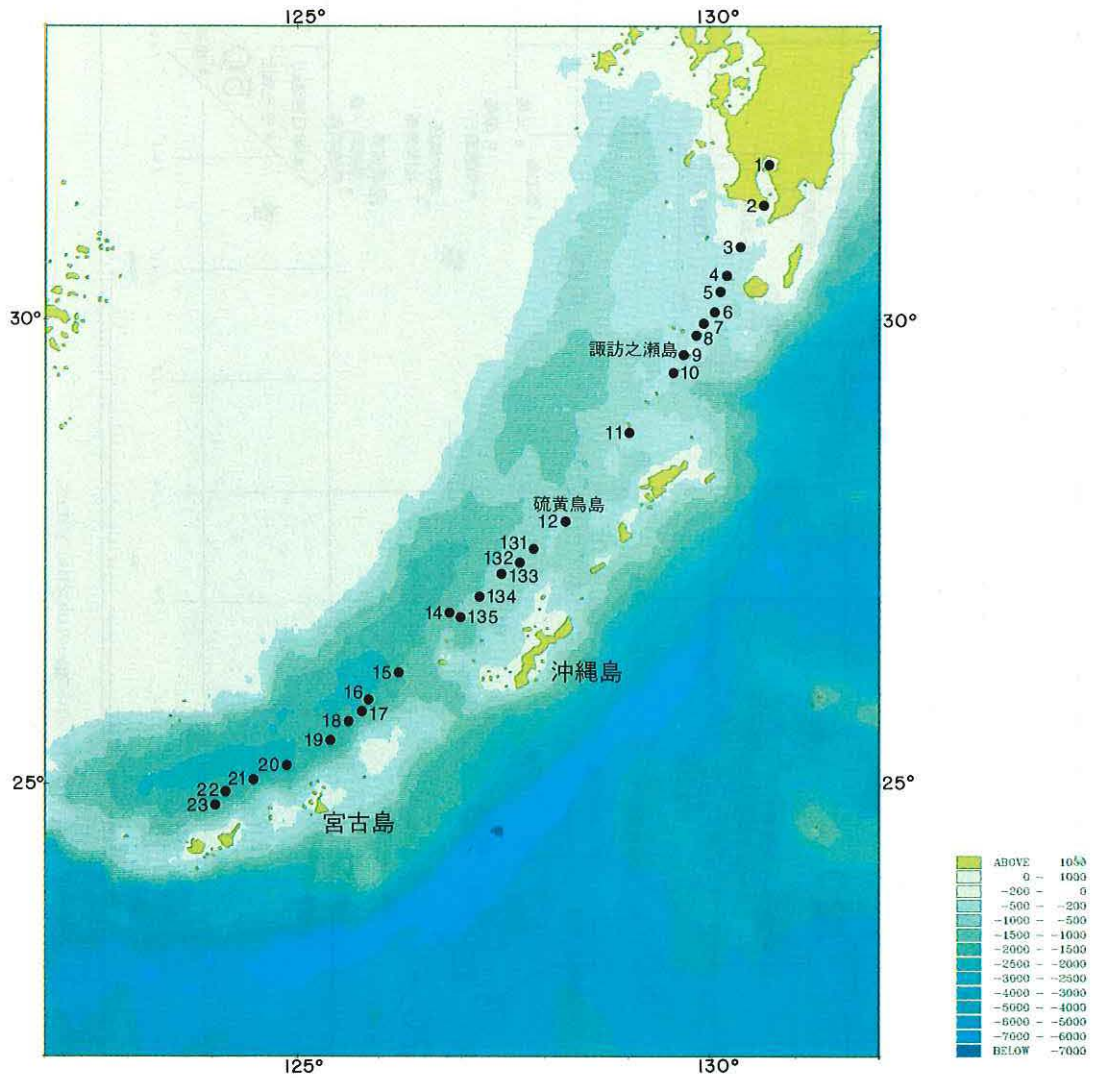


Figure 2. Geomorphology and distribution of volcanos in the Nansei Syoto Arc. Geomorphology from JODC Depth File. Numbers in the figure refer to each number of volcano listed in Annex 1.

2. 2 火山の分布と地質構造

(1) 南西諸島海域

本海域の地形の概要と火山分布を第2図に示す。これらの海域についての調査結果は既述の通り「海の基本図」シリーズの海図として逐次刊行されてきており、また成果の一部は水路部技報・水路部研究報告・水路部観測報告等で発表されている（例えば、加藤他，1982；池田他，1986；桂他，1986；河合他，1987；大島他，1982など）。ここではこれらの成果をもとに筆者なりに再調整して琉球弧の地質構造の特徴を摘要したのが第3図である。

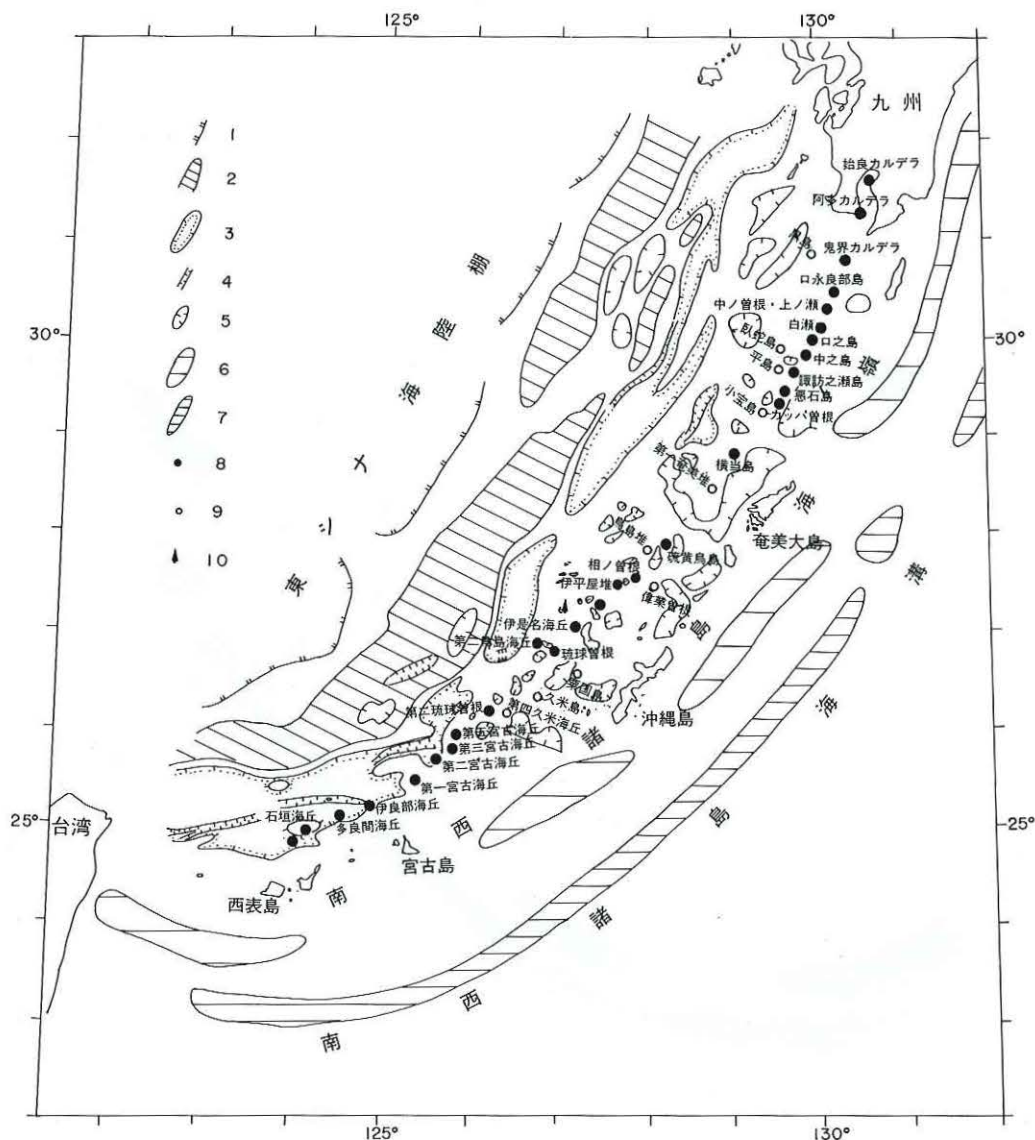


Figure 3. Outline of geostucture in the Nansei Syoto Arc.

1. Large-scale basins in the East China Sea Shelf.
2. Basement high in the margin of the Shelf.
3. Troughs in the Okinawa Trough.
4. Graben.
5. Small-scale basins and troughs.
6. Gravity low belt in the continental slope.
7. Gravity low along the trench axis.
8. Late Quaternary volcanos.
9. Pliocene-early Quaternary volcanos.
10. Hydrothermal spot at Izena Hole.

本海域は東から西へ南西諸島海溝、南西諸島海嶺、沖縄舟状海盆、東シナ海陸棚と配列する。フィリピン海プレート上に発達するマイナリッジとトラフが南西諸島海溝軸に達するところでは格子状の地形(加藤他, 1987)をつくり、奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺の海嶺群が海溝に迫るところでは、海溝は分断され海溝軸のズレとして現れる。このような大構造が島弧上の火山分布を規制する構造等に影響を与えることも考えられるが目下のところ具体的には指摘できない。

現在の海溝に伴う重力負異常帯のほかに、大陸斜面に相当するところにもう1つの重力負異常帯が並走している(第4図)。後者は深海平坦面の分布域とほぼ一致するが世代の異なる海溝軸を示す可能性がないのか今後検討する価値があろう。

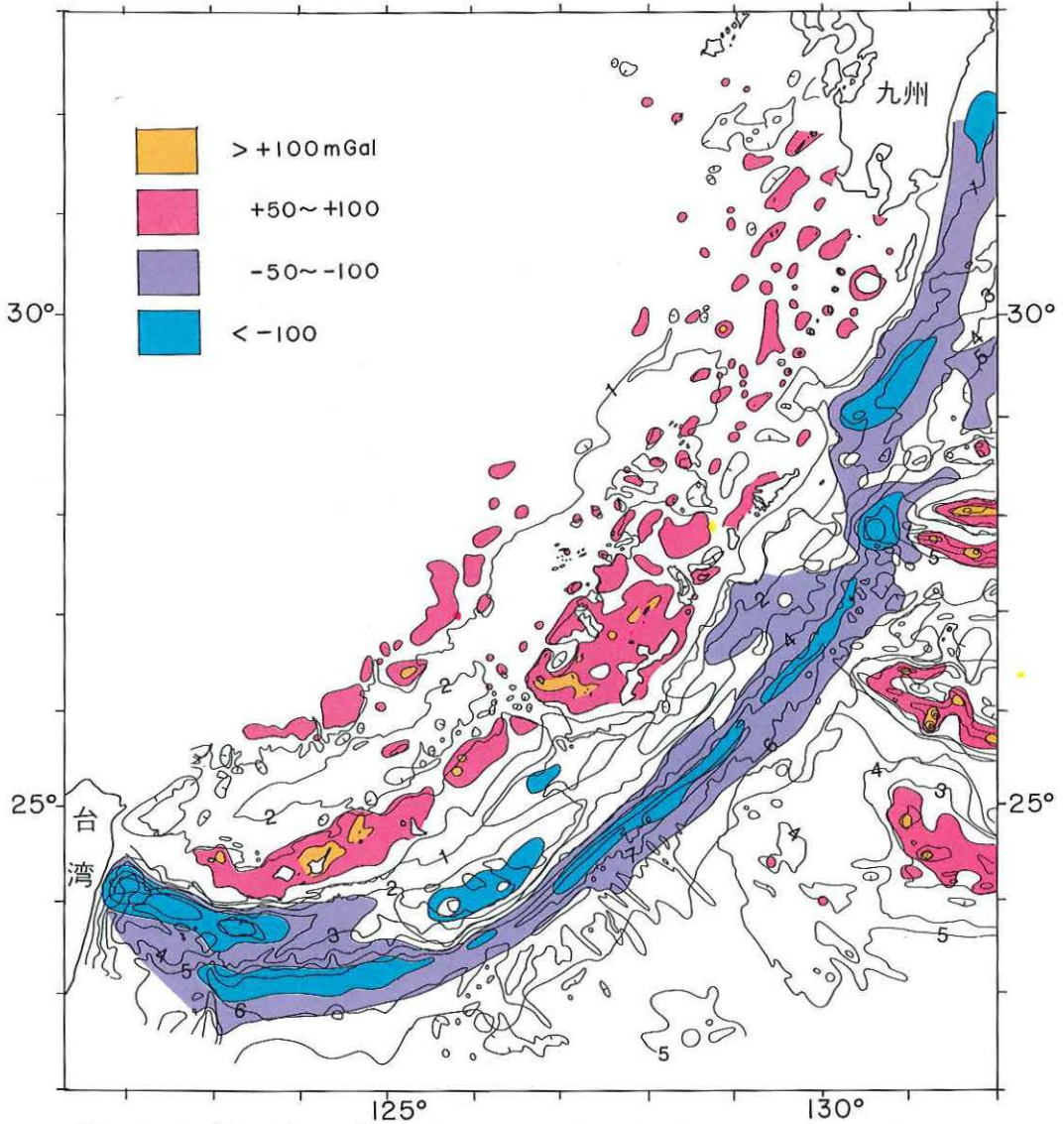


Figure 4. Free-air gravity anomaly in the Nansei Syoto Arc.

1. > 100 mGal, 2. $50 \sim 100$ mGal, 3. $-50 \sim -100$ mGal, 4. < -100 mGal.

南西諸島海嶺は互いに平行する構造帯に区別され、海嶺にみられる先中新世帯状構造は西南日本外帯の地史と類似していることが指摘されている(小西, 1955)。さらに先中新世帯状構造と重なって新生代火山帯があり、中新世～鮮新世・前期更新世火山活動、中期更新世～現世火山活動などが識別されている(松本, 1983)。中新世～鮮新世・前期更新世の火山活動の分布は、宝島～横当島～久米島にかけては新期火山列と同位置上(松本, 1983)になるが、それ以南では火山フロントの東側に位置する(植田他, 1984)。これも第3図に示してある。中期更新世～現世の火山活動は、桜島、開聞岳、薩摩硫黄島～諏訪之瀬島～横当島～硫黄島までは明瞭に追跡されるがそれ以西については困難になっており、わずかに西表島北北東約25km沖に海底噴火の記録がある。海底調査の進展から上記空白地域にも、地形解析の上から火山の可能性が指摘され(加藤他, 1982)、地磁気異常分布の解析からも同地域に火山活動のあったことが裏付けられている(植田他, 1984)。この一連の火山列が現世の火山フロントに合致し、第5図の地磁気異常図の波長の短い正・負異常の分布と一致するところである。この考えを基に第3図の火山分布図を作成している。

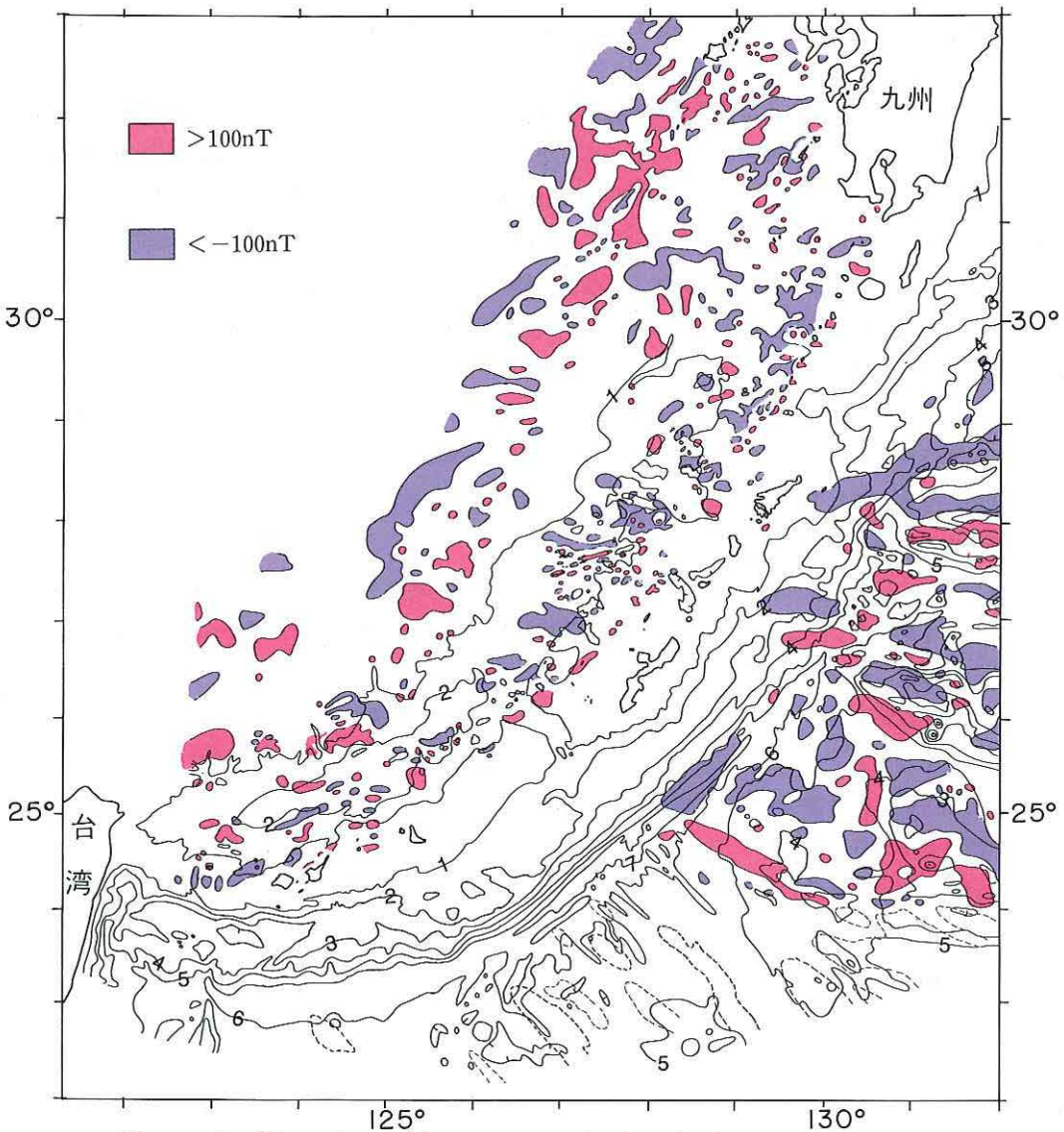


Figure 5. Magnetic total intensity anomaly chart in the Nansei Syoto Arc.
 Red : > 100 nT, Blue : < -100 nT.

火山フロントは、北部では海嶺頂部にほぼ一致するが、中部で海嶺の西縁に分布するようになり、南部では沖繩舟状海盆内に分布するという特異の分布を示す。地形からみる火山の規模は北部で大きい中部で著しく小さく地磁気異常の分布などからも火山活動そのものは北部に較べて弱いものと推定される。沖繩舟状海盆内に分布する火山の基底は舟状海盆を埋める堆積物に埋積されており、火山そのものが新しいことから、火山の形成と堆積物による埋積はほぼ同時進行のものと思われる。岩石の地域的特性を言及するにはまだデータは十分でない。

沖繩舟状海盆で最も特徴的なことは、中央地溝帯の発達とその中央裂罅に分け入るように火山活動が認められ中央海山あるいは中央海丘が存在することである。沖繩舟状海盆南部で断層運動によるチャンネルの存在が指摘(本座, 1977)されて以来、調査の進展に伴いその分布と構造がより明確なものとなってきた(木村, 1983)。南部から北へ、与那国海底地溝、八重山海底地溝、先島海底地溝などが知られている(大島他, 1988)。那覇北北西約160kmの伊平屋海丘群ではとくに詳しく調査され、熱水活動も発見されている(木村他, 1987)。また、伊平屋海丘群の南約35kmの伊是名海穴北東斜面の水深1,550m付近(第10図参照)で海底熱水性鉱床とともに活動的なホワイトスモーク(高さ3m)をはじめとする多数のチムニーの林立する場所が発見された(加藤・岩渕, 1988)。このように沖繩舟状海盆は現在も火成活動が認められているところである。また、地溝と火山活動の間にも発達段階の違いのあることがわかってきた(春日他, 1987)。舟状海盆の西側斜面(東シナ海陸棚側)は海底谷に刻み込まれた小起伏に富むものの構造的には直線的であるのに対して、東側(海嶺側)は複雑な輪郭を示す。とくに南部においては火山フロントに位置する火山麓であったり、海嶺頂部海盆群が舟状海盆にのみこまれる形で湾曲する舟状海盆壁をつくるどころであったりする。

沖繩舟状海盆底を重力異常をもとに検討すると、舟状海盆中に更にtroughs in troughともいふべき構造が浮かび上がる(第3図参照)。

舟状海盆に加わるテクトニクスについては、中央地溝帯の発達からも広く張力場にあるといわれているが、とくに音波探査記録を吟味すると舟状海盆北部とくに西側においてスラスト系のものが認められる。単純に舟状海盆全体が張力下にあるかは今後十分に検証する必要がある。

(2) 南方諸島海域

南方諸島海域の広域調査は現在進行中で、北緯29°40'以北の海域については海の基本図として刊行中であるがまだ公表されていないものもある。第6図に海底地形の概要と火山分布を、第7図に南方諸島海域の概括的構造を、また、第8図に海嶺頂部付近を横断する音波探査記録を示す。

本海域の構造は東から西へ、伊豆・小笠原海溝(マリアナ海溝の北部を含む)、小笠原海嶺、小笠原舟状海盆、七島・硫黄島海嶺(マリアナ海嶺北部を含む)、四国海盆縁の西七島海嶺を含む海山・海丘群、四国海盆となる。七島・硫黄島海嶺はマリアナ海嶺と連続しているが、伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝とは小笠原海台で分断されている。

七島・硫黄島海嶺の最頂部は、伊豆大島から火山列島を経てマリアナ海嶺上のウラス島の南方まで連続と連なる活火山列である。南西諸島海域のように活火山列が海嶺頂部からはずれるということはない。これらの個々の火山の概要については付録1で触れる。

活火山列の東方は、小笠原舟状海盆を隔て小笠原海嶺があり北緯24°~29°30'間で典型的な二重弧を示す。小笠原舟状海盆は重力負異常帯に、また小笠原海嶺は重力正異常帯に対応し、地形からは追跡しにくくなって、重力異常帯からそれぞれの構造の延長が伊豆七島付近まで明瞭に追跡できる(第9図)。

七島・硫黄島海嶺の内部構造は音波探査記録にみることができる。地域性が認められるものの海嶺の全体

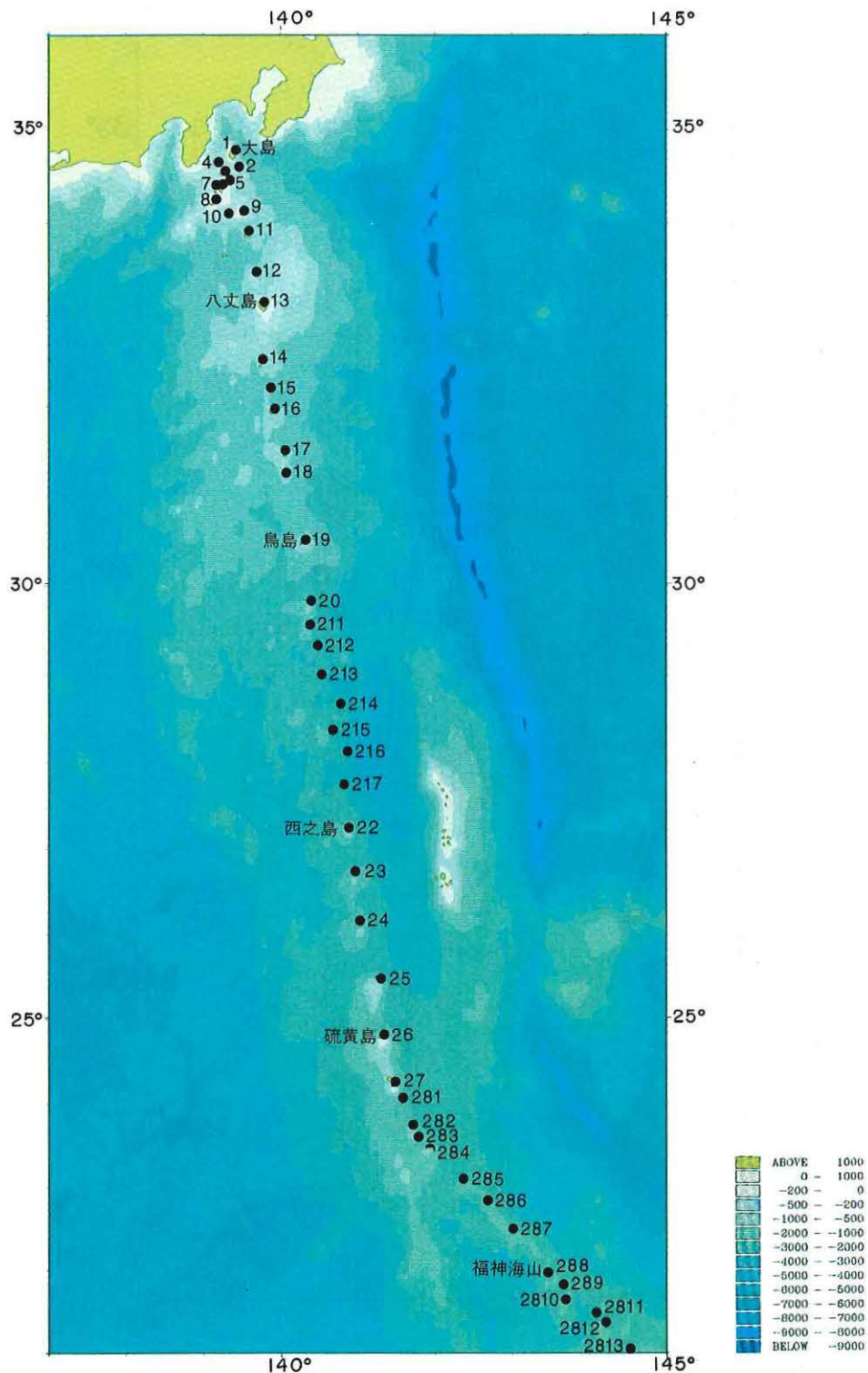


Figure 6. Geomorphology and distribution of volcanos in the Nanpo Syoto Arc.
 Geomorphology from JODC Depth File. Numbers in the figure refer to each number
 of volcano in Annex 1.

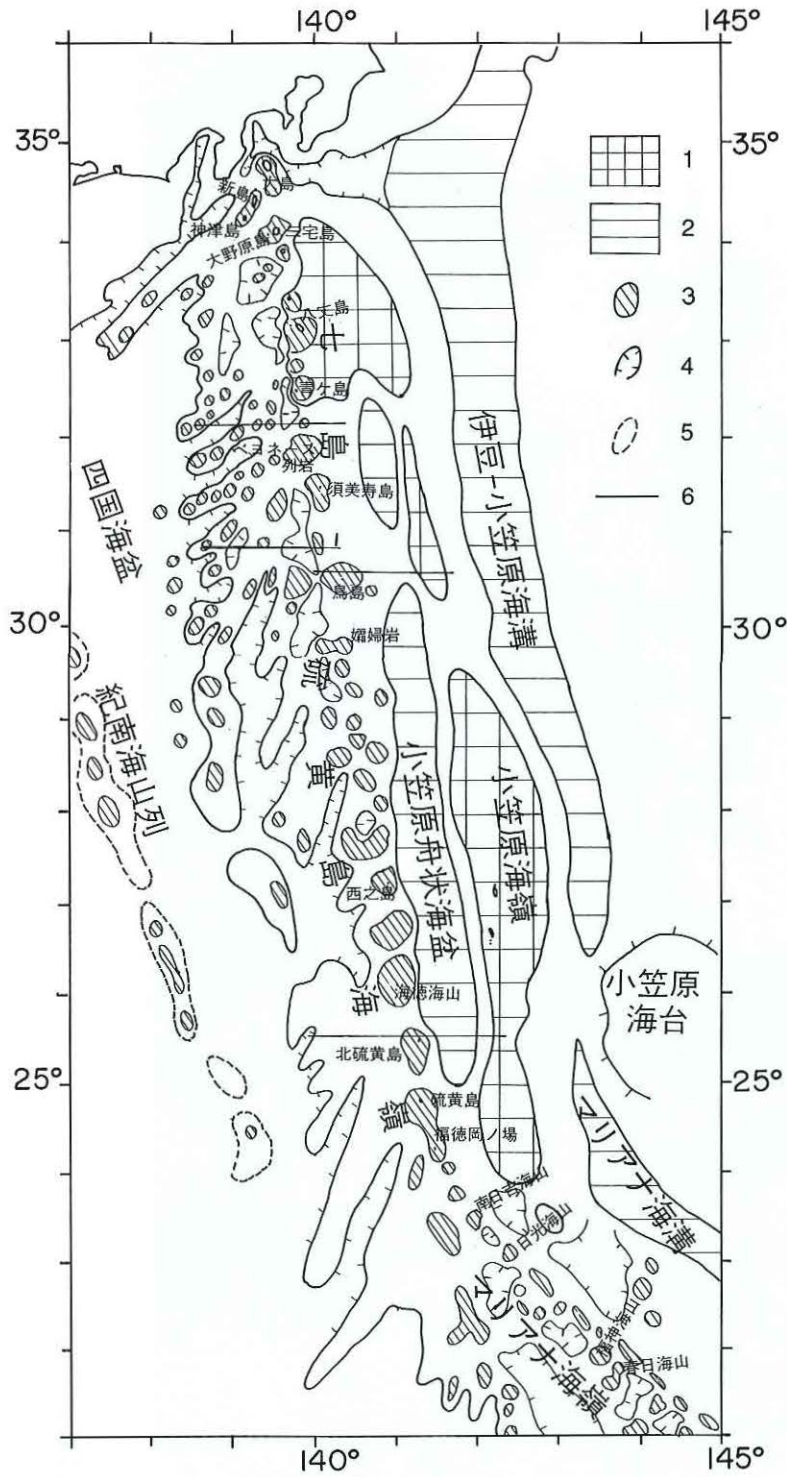


Figure 7. Outline of geotecture in the Nanpo Syoto Arc.

1. Gravity high, 2. Gravity low, 3. Seamounts and knolls, 4. Basins and troughs, 5. Swell with seamounts and knolls in the Sikoku Basin, 6. Seismic profile sections in Figure 8.

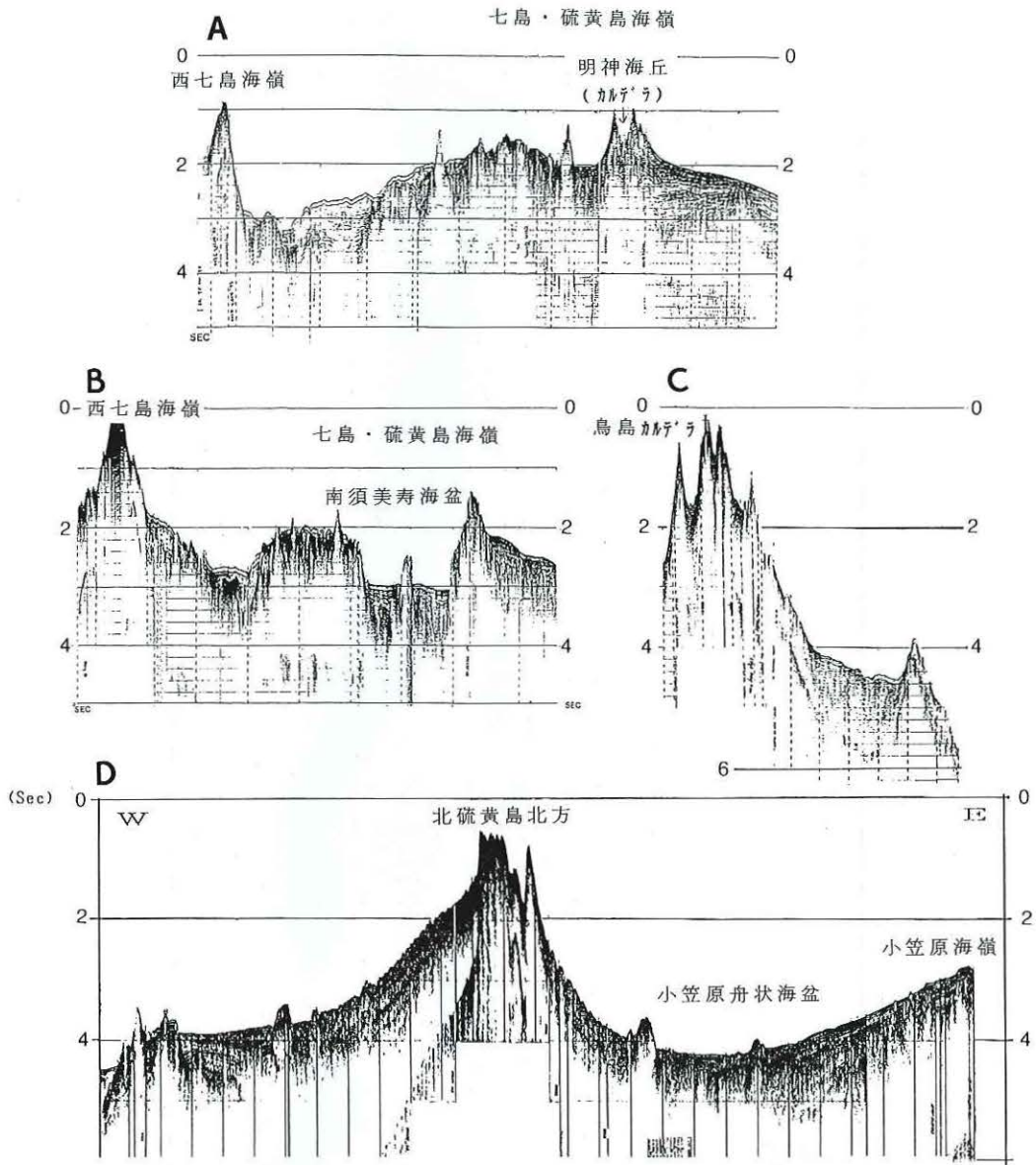


Figure 8. Seismic profile records in Nanpo Syoto.
 Sections are shown in Figure 7.

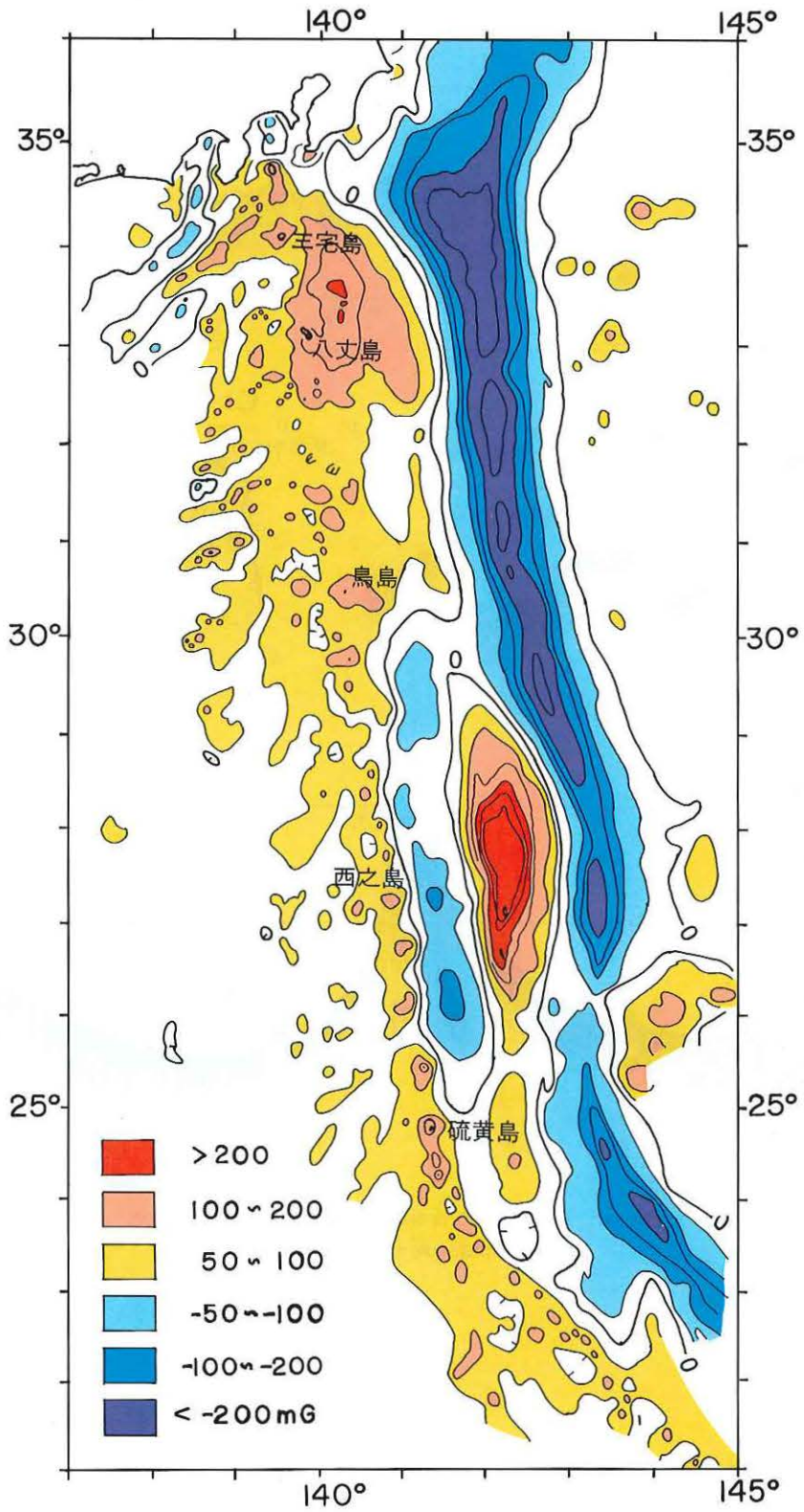


Figure 9. Free-air gravity anomaly in the Nanpo Syoto Arc.
Unit in mGal.

的隆起を反映し海嶺の斜面部で堆積層が厚くなっている。第8図断面Aにみる明神礁北西カルデラ（明神海丘）の東麓基部には1 km以上の厚さの堆積層が認められる。

海嶺頂部の東側が相対的に単調であるのに対して西側では海盆、舟状海盆、海山・海丘が入り組み複雑である。海嶺頂部のすぐ西側には海盆列が認められ、また四国海盆側から海嶺西側斜面に斜めに入り込む幾つもの舟状海盆があり、各々海嶺頂部海盆群、斜交舟状海盆群と呼んだことがある（岩淵，1970）。第8図断面Aの明神海丘の西麓の凹地、断面Bの南須美寿海盆が海嶺頂部海盆群の例である。後者の場合、海嶺頂部付近で海盆の両側が断層で大きく落ち込んでいることが読みとれる。七島・硫黄島海嶺の西側斜面は東側とは対称的に数多くの海山・海丘が認められる。音波探査記録から堆積層を抜いて噴出してきた火山であることが容易にわかる。一部の海山・海丘から石英安山岩から玄武岩にわたる各種の火山岩が知られている（青木・岩淵，1972）。年代についてわかっているものは少ないが多くは第4紀のものと推察される。

海嶺での熱水活動の存在の可能性が玉木他（1981）によって指摘されていたが、最近の調査によればその可能性は益々高くなっている（中尾・湯浅，1986・1987）。

3. 調査手法の開発

3.1 測量船等による調査手法

(1) 総合調査

海域における調査は測量船が中心となる。水路部では、拓洋、昭洋、天洋等で日本周辺海域の調査を推進している。これらの調査は、測深、音波探査、地磁気及び重力等の総合調査である。測量船の調査用の主な装備を第1表に示す。

測量成果は沿岸寄りを1/20万、その沖合いを1/50万の縮尺図でとりまとめている。この他、沿岸部のと

Table 1. Outline of main systems of Survey ships.

船名	昭洋	拓洋	天洋	明洋	
竣工	1972年	1983年	1986年	代替建造中	
常備排水量	2,200トン	3,000トン	770トン	未定	
航続距離	11,000海里	12,000海里	5,400海里	5,000海里以上	
主要 測量 機器	測位	複合測位装置	複合測位装置	複合測位装置	複合測位装置
	測深	深海用精密測深機	ナローマルチビーム測深機(シービーム)	ナローマルチビーム測深機(ハイドロチャートII)	ナローマルチビーム測深機(シービーム2000)
	地質	深海用音波探査装置 表層探査装置	深海用音波探査装置 表層探査装置	地層探査機	後日装備
	重力・ 地磁気	海上重力計 海上磁力計	海上重力計 海上磁力計		後日装備
	データ 収録処理	測量観測データ 自動収録処理装置	測量観測データ 自動収録処理装置	水路測量データ 自動収録処理装置	水路測量データ 自動収録処理装置
搭載艇等	10 m型測量艇 自航式パイ(調査時)	12 m型測量艇	10 m型測量艇	10 m型測量艇	

くに重要な海域では、海底地形図、海底地質構造図等の成果が縮尺1/5万でまとめられている（調査の進捗状況は第1図参照）。

上記の調査はかならずしも火山噴火予知計画のみを対象としたものではないが、火山活動の場となる海域の調査の成果は、基礎資料として期待されるものであり、広域テクトニクスの研究にとっても重要なものと思える。調査成果の一部については、既に前章で述べたが個々の火山のものについては付録1で触れることにする。

(2) マルチナロービーム測深機の導入

1983年夏に就役した大型測量船拓洋に搭載された深海用マルチナロービーム測深システム（シービーム）は、指向角の狭い15本の音波ビームによって水深の80%に相当する海底を面的に測深し地形を描画できる。この導入によって海底地形の調査能力が一段と向上した。第10図は沖縄舟状海盆中央部の地溝部に相当する海域のシービームマップである。並走する小海嶺群（伊平屋海丘群）の分布が明確になり、伊是名海穴の存在が明らかになるなど、その後の沖縄トラフにおける火成活動の研究に大きなインパクトを与えた地形図である。

さらに、1986年11月に就役の中型測量船天洋には浅海用のマルチナロービーム測深システム（ハイドロチャートII）が搭載された。本システムは水深約1,000mまで水深の2.5倍の幅で海底を調査できる。なお現在、水深2,000mまで所要の精度で測得できるソフトを開発中である。ハイドロチャートIIによる海底100%カバーによる伊豆半島沖海底調査では海底カルデラ、海底溶岩円頂丘等の分布を明らかにすることができた（第11図）。

これらのシステムの導入は、データ処理及び表現ソフトの開発と相まって、これまでに較べ格段に詳細な海底地形図の作成が可能になった（浅田・中西, 1986；浅田, 1986）。

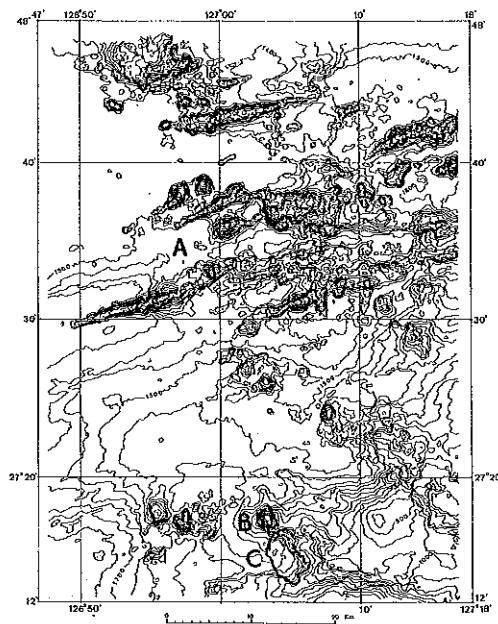


Figure 10. Sea-beam chart in the axis of the middle Okinawa Trough (after Oshima *et al.*, 1988).
A. Iheya knolls, B. Izena knoll, C. Izena Hole.

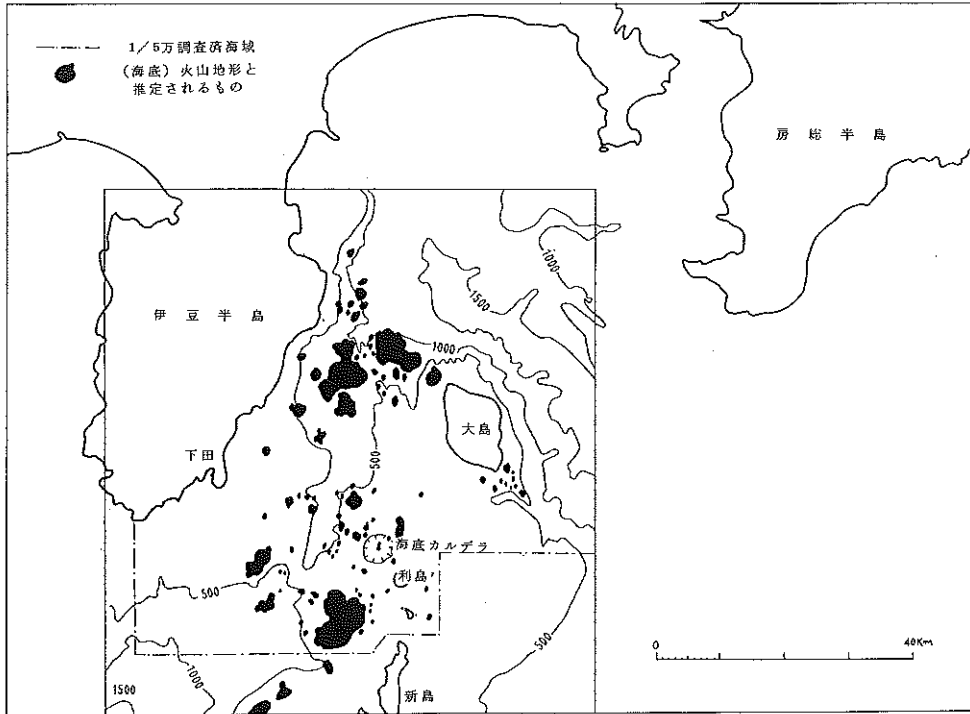


Figure 11. Submarine volcanic topography east of the Izu Peninsula.

(From Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, no 41, 1988.)

(3) 自航式ブイの開発

活動中の海底火山に接近して、水深、水温測定、サンプル採取、海底地形調査を安全に行うためには、有人によらないリモートコントロールによる調査手法によることが重要である。このような手法の試みは、小坂他(1974)により、西之島新島、福徳岡ノ場等で行われた。水路部においては、1986年伊豆大島噴火の緊急調査時に、変色水の調査に際し、採取機能を備えたラジコンボートを調達し、効率的な変色水の調査を実施することができた(土出他, 1987)。無線制御可能の誘導距離(2 km)に制約があり、ヘリコプターからの誘導には熟練度を要するものであったが、観測手法としては有効なものであった。

当時、測量船を母船とするリモートコントロールが可能な無人の調査システム(自航式ブイ)を開発中であった(土出・村井, 1987)。これはラジコンボートをさらに高度化したもので、無線制御可能距離は20km、航続距離は120海里まで可能である。第12, 13図に全体の構成とブイ収録データの例を示す。海底火山の活動時の調査や荒天候時の海況観測を行うことを目的としており、データの自動収録、処理及び伝送により、海洋調査の効率化、能率化を図ることを目的としたものである。現在、実機による実海域での調査ができるところまできている。1988年12月の本機による調査によると、1986年3月26日に水没した福徳岡ノ場の新島の頂部水深は14.0mである。

3. 2 航空機による調査

(1) 写真測量

写真測量は最も基本的な測量であり、併せて行うテレビ及びスチールカメラによる撮影データは、火山島の生成過程及び生成後の地形変化の追跡に必須のものである。1973年の西之島新島の形成から今日に至る新

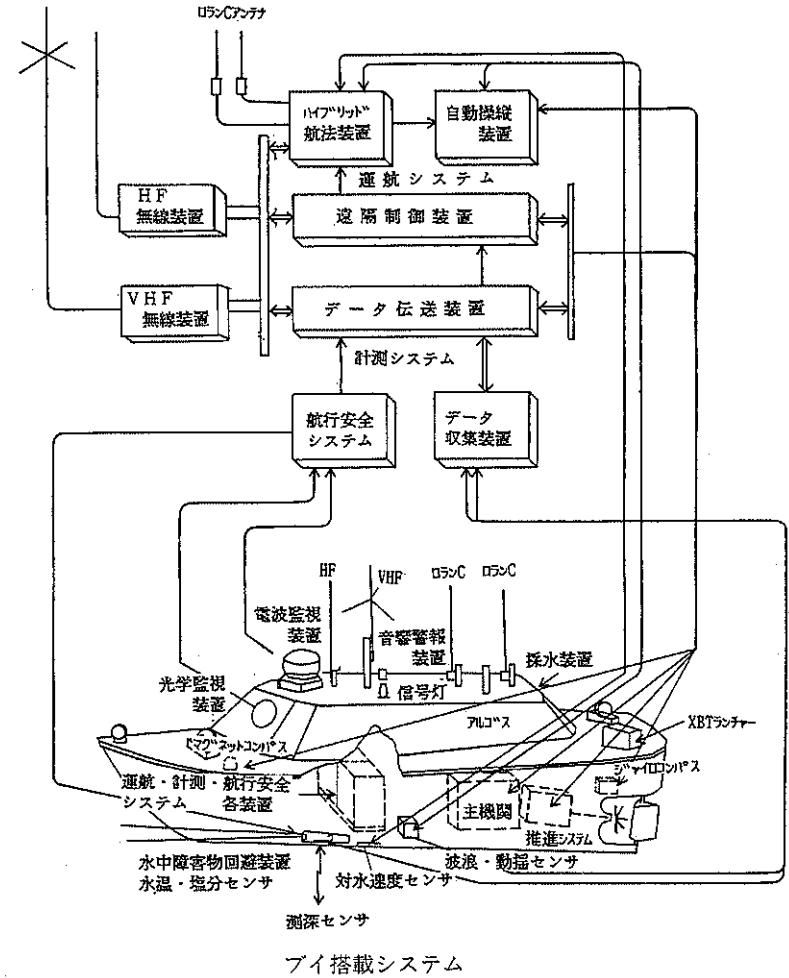
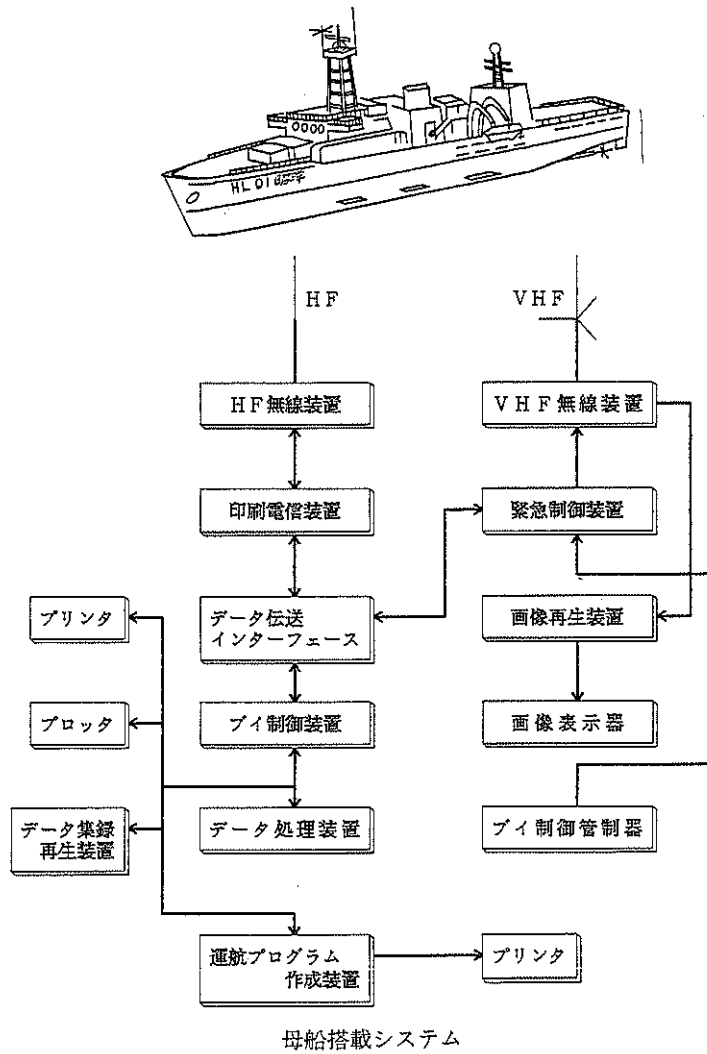


Figure 12. System diagram of the buoy (after Tsuchide and Murai, 1987).

DAY	TIME	MODE	D M D								H E A V E								R O L L				P I T C H																																																											
			S	T	D	R	P	D	T	H	D	B	A	T	T	E	S	S	T	L	A	T	/	L	O	N	D	I	S	T	O	I	R	/	S	P	D	S	T	A	T	S	L	O	R	A	N	-	C	B	/	L																														
860228	123503	2	946.8	939.9	942.9	943.6	946.0	945.6	940.4	946.5	946.8	946.8	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.7	-1.6	.8	.4	-2.2	.8	.4	-2.5	.2	-1.6	1.3	1.6	-1.1	1.5	1.5	1.7	0.5	1.1	1.2	1.1	20.0	33.94	-00.1	+01.7	29	35	38	28	28.1	27.8	01000	211	35	-11.11	139	-12.83	0.00	0.01	00.00	033	1.71	020	0.52	0.2	0.01	00201	1	-17614.0	2	-35869.2	3	-60302.7	0	-00000.0	00	-00.00	000	-00.00
860228	123513	3	941.9	943.1	946.8	946.0	939.2	940.9	944.8	946.8	947.0	939.9	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	.2	.7	-3.4	2.5	-4.6	2.4	-1.1	-1.0	-3.4	1.3	1.6	.8	1.8	-1.3	1.8	-1.4	2.2	-1.5	1.6	26.0	33.93	-02.3	+02.0	29	35	38	27	28.1	28.0	01000	211	35	-11.11	139	-12.83	0.00	0.00	00.00	029	1.11	018	0.32	0.2	0.01	00201	1	-17614.0	2	-35869.2	3	-60302.7	0	-00000.0	00	-00.00	000	-00.00
860228	123523	3	946.0	945.8	914.1	908.7	941.4	946.0	945.6	938.0	928.0	941.4	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	2.0	-3.4	-1.1	.1	-2.3	-1.3	-1.1	-.4	-2.7	-1.0	1.0	1.7	1.1	.6	1.3	1.0	1.2	-1.2	5.5	4.4	20.0	33.94	-03.9	+03.9	29	35	38	27	28.0	27.8	01990	211	35	-11.11	139	-12.83	0.00	0.00	00.00	015	2.21	015	0.42	0.2	0.01	00201	1	-17614.0	2	-35869.2	3	-60302.7	0	-00000.0	00	-00.00	000	-00.00
860228	123533	3	942.9	910.2	882.8	884.5	885.5	902.8	942.4	943.6	947.0	947.0	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	2.2	-5.2	-8.1	-2.0	-6.3	-5.8	-2.9	-.1	-9.9	-5.5	4.1	3.5	2.8	.1	3.5	4.3	-1.7	5.4	.4	3.1	20.0	33.93	-09.9	+03.9	28	34	38	27	28.1	28.0	01000	211	35	-11.11	139	-12.83	0.00	0.00	01.12	010	3.11	017	2.72	1.0	0.41	14121	1	-17614.0	2	-35869.2	3	-60302.7	0	-00000.0	00	-00.00	000	-00.00
860228	123543	3	943.1	945.1	946.5	947.0	944.1	943.8	947.0	932.6	947.3	944.8	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-1.2	-5.9	-6.1	-3.8	-4.7	-4.4	-5.0	-2.5	-6.2	-6.7	-6.6	.8	-1.5	2.9	-.4	-2	4.0	3.1	5.1	4.6	2.8	20.0	33.93	-09.3	+04.5	29	34	38	27	28.1	27.8	01000	211	35	-11.11	139	-12.83	0.00	0.00	01.12	112	0.01	132	0.02	3.1	0.21	14111	1	-17614.0	2	-35869.2	3	-60302.7	0	-00000.0	00	-00.00	000	-00.00

DAY : 日付 TIME : 時刻 MODE : 1 (イシ形), 2 (トラック), 3 (船), 4 (フット-1), 5 (フット- II)

DMD : 測深データ (10秒間の10個) HEAVE : 波浪データ (10秒間の10個) ROLL : ロールデータ (10秒間の10個)

PITCH : ピッチデータ (10秒間の10個) STD : 水温 (°C), 塩分 (‰) RPD : 動揺監視データ (ロール, ピッチの10秒間の最大値)

THD : 温湿度データ (計測室温度, 湿度, 機関室温度, 湿度) BATT : バッテリーデータ (計測用, 機関用)

EG-ST : 機関ステータス (発電機再起動不可, 燃料低位, 充電器アラーム, 発電機運転, 冷却水高温)

LAT/LON : 位置データ (位置センサステータス (2:現用, 1:予備, 0:アラーム)), 緯度・経度, 緯度・経度の標準偏差)

DIST : 現在位置から目的地までの距離 (マイル)

DIR-SPD : 方位, 速度データ (ノット) (磁気コンパス方位, 標準偏差, ステータス, ジャイロコンパス方位, 標準偏差, ステータス, 速度データ, 標準偏差, ステータス)

(注) 方位センサステータス (2:現用, 1:予備, 0:アラーム), 速度ステータス (1:正常, 0:異常)

STATUS : 目的地番号, 舵ステータス (1:CPU-AUTO, 2:CPU-ON/OFF, 3:MCC-ON/OFF) 推進機ステータス (0:停止, 1:低速, 2:通常, 3:後進), 通風機運転 (1:運転)

LORAN-C : ロランCデータ B/L : ドリフターIIモード時の位置データ

Figure 13. Example of data recorded in the buoy acquisition system (after Tsuchide and Murai, 1987).

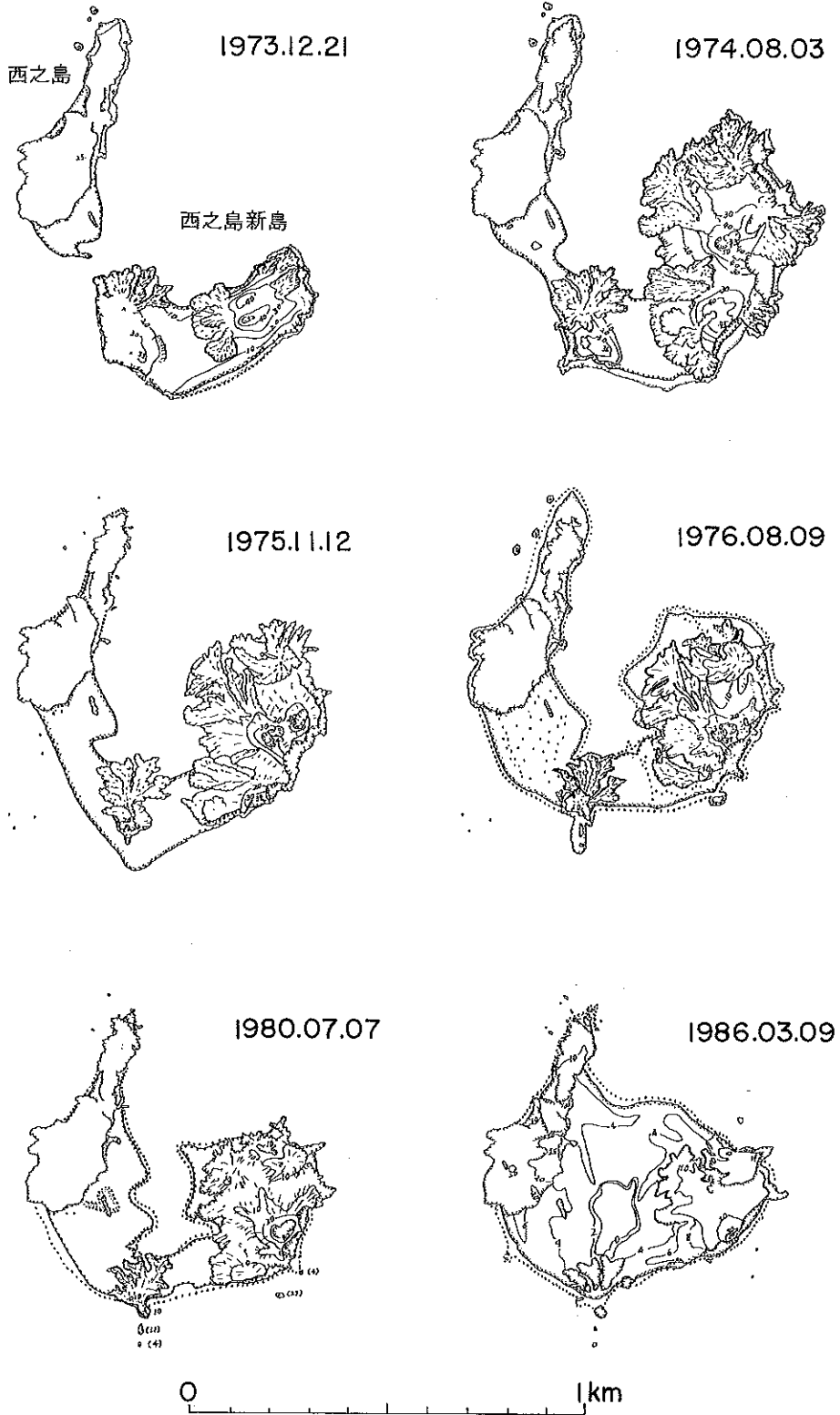


Figure 14. Morphological changes of Nisinosima-Sin To (born in 1973).

島の変化の追跡、1986年の福徳岡ノ場の新島形成から消滅にいたる経過は、貴重な資料となっている。海洋における浸食営力を知る上でも貴重な資料である(茂木他, 1980)。第14図に西之島新島の形成後の地形変化の概要を示す。

また、マルチバンドカメラによる画像から、変色水その他の火山活動に伴う噴出物を、青、緑、赤、赤外の4つのバンドに分けて解析している。青は海水中への透過がよいことから海底火山が形成する火山頂部が映る可能性があり、赤は海面下にある変色水などの中心を撮ることができる。赤外は他の画像と分離して、海表面の情報をうるに好都合である(杉浦・土出, 1977)。このような画像を通して海底火山の活動度の評定、今後の予測等に役立てている。

(2) 熱赤外放射温度計による熱測定

火山活動に伴う熱の測定は火山活動度の把握にとって極めて重要なものである。物質が放射する温度をサーマルカメラで隔測する方式は現在では極めて一般的になっている。海域での本方式による本格的調査は西之島新島で行われ、その有効性が証明された(久保寺他, 1974)。

水路部では1974年以来赤外線放射温度計を航空機(Y S 11)に搭載し、定期監視さらには集中観測時において、変色水(大島・三宅島周辺、海徳海山、福徳岡ノ場、西之島、さつま硫黄島等)、噴火口(大島、三宅島、硫黄島等)、噴出溶岩等(大島、三宅島、西之島等)の測定を行い、データ処理、解析法の研究を積み重ねている。

噴火を伴う活発な火山活動に伴って出現した変色水の温度測定では、周囲の海水に較べて0.2~2℃の高温域を観測している。一方火山噴出物により誘発された対流により、深部の低温水が湧出し、低温の変色水が検知されることもある(土出・佐藤, 1987)。第2表は現在使用中の熱赤外放射温度計の仕様であり、第15図に調査結果の一例を示す。

Table 2. Specification of thermal infrared radiometer.

スキャナ	Hg Cd Te センサー	熱的分解能	0.1℃
		有感波長	8 μm~12μm
レンズ	視野角	垂直30°×水平45°	
	焦点距離	20cm以上	
	幾何的分解能	2.2 mrad	
温度モニタ	カラーテレビ	10インチ, 3インチ	
	温度レンジ	-20℃~600℃ (疑似カラー16色表示・等温線表示)	
磁気記録	ハードディスク	2400 画面記録	
	5インチフロッピーディスク	70 画面記録	
可視像モニタ	カラービデオカメラ,	ビデオモニタ	
	ビデオテープレコーダ		
検知器冷却剤	アルゴンガス		

(3) 地磁気測量

火山地域の磁気異常や地質構造と関連した磁気異常は、地殻構造を調べる重要な手掛りであり、火山や地震活動地域での磁場変化は火山噴火や地震予知のために有効な前兆のひとつと見なされている(日本学術会議地磁気研連, 1988)。これまでも火山活動に伴う火山体の磁氣的構造や活動の推移に伴う地磁気の変化が報告されている(植田他, 1987)。

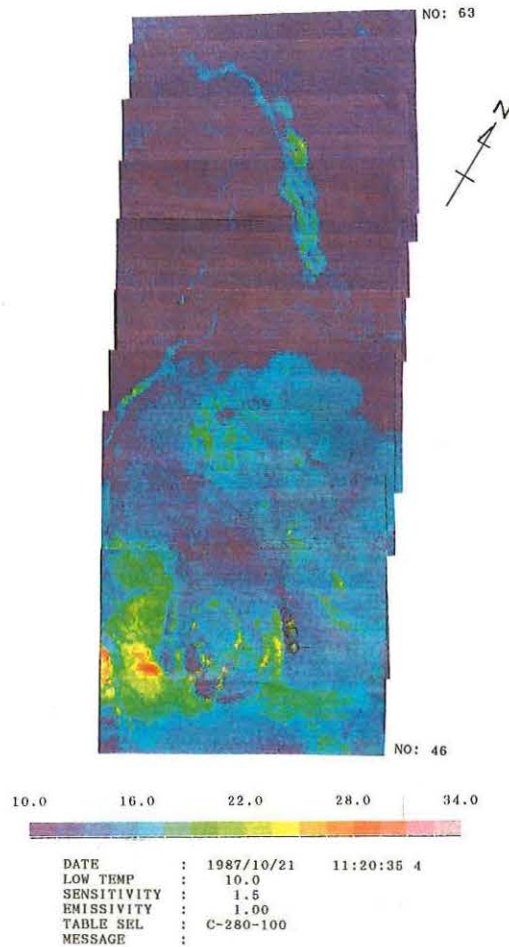


Figure 15. An example record of an air-borne thermal infrared radiometer over Izu-O Sima Crater.

水路部では1960年代後半より航空機による地磁気測量を実施しており、幾つかの火山島でも調査を行い火山体の構造を解明する試みを行っている。第16, 17図は硫黄島で実施した例で、硫黄島の地下では火山熱で消磁しているところがあると推論されている（大島他, 1985）。個々の火山体の調査結果は付録1に示す。

(4) その他の調査

航空機からの目視観測は最も基本的なもので、併せて実施されるテレビ及びスチールカメラによる撮影データとともに、火山噴火を分析する上で重要な情報をもたらす。

また、ヘリコプターからの投下式水温計（第18図）による測温、ヘリコプターからの軽石等の採取、変色水の汲み上げ、さらにはヘリコプターからの無人遠隔ボートの誘導など、今日、航空機による調査は多方面にわたっている。

航空機を活用した調査は、1986年大島噴火の際の調査においては大きな威力を発揮した。航空機の活用は今後益々重要なものとなる。

3. 3 人工衛星利用

海底火山の監視にあたっては、航空機、測量船等のみで行うことは自ら限度のあるところで、これを補完

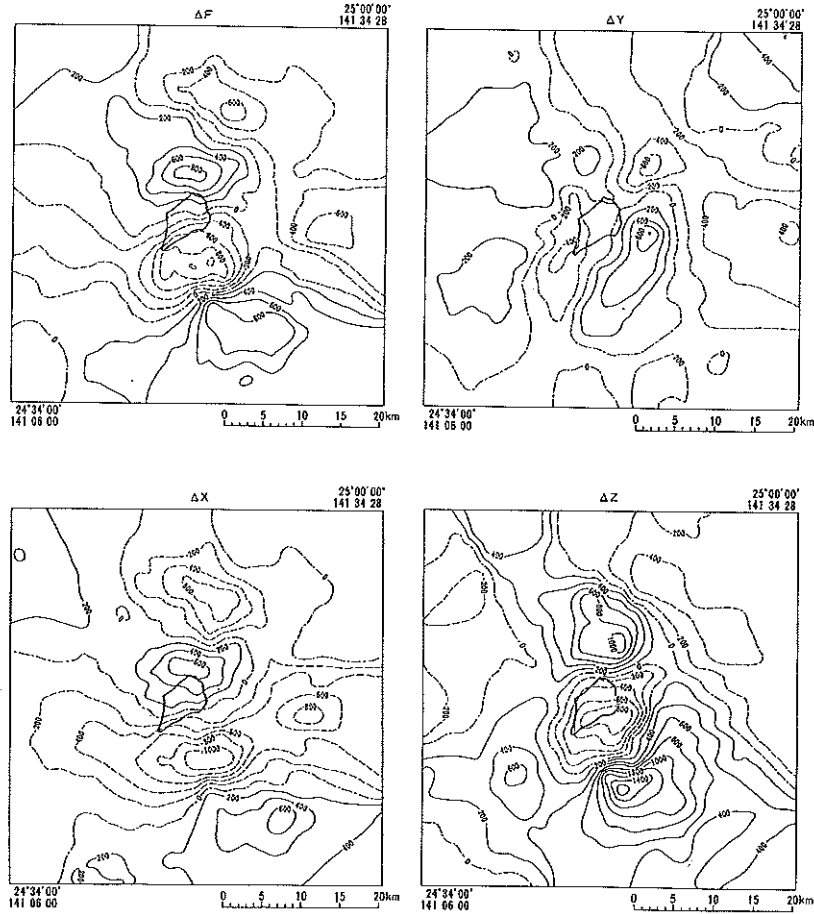


Figure 16. Magnetic vector components and total intensity anomaly over Io Sima Volcano (after Oshima *et al.*, 1985)

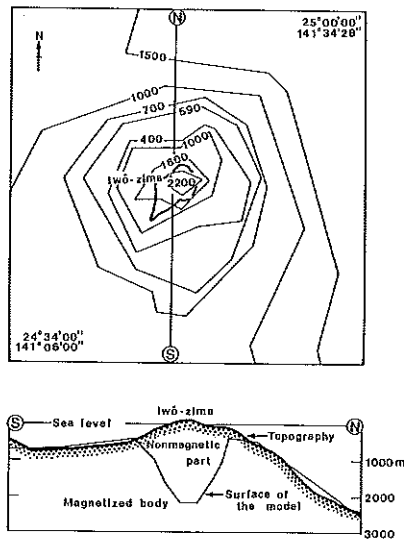
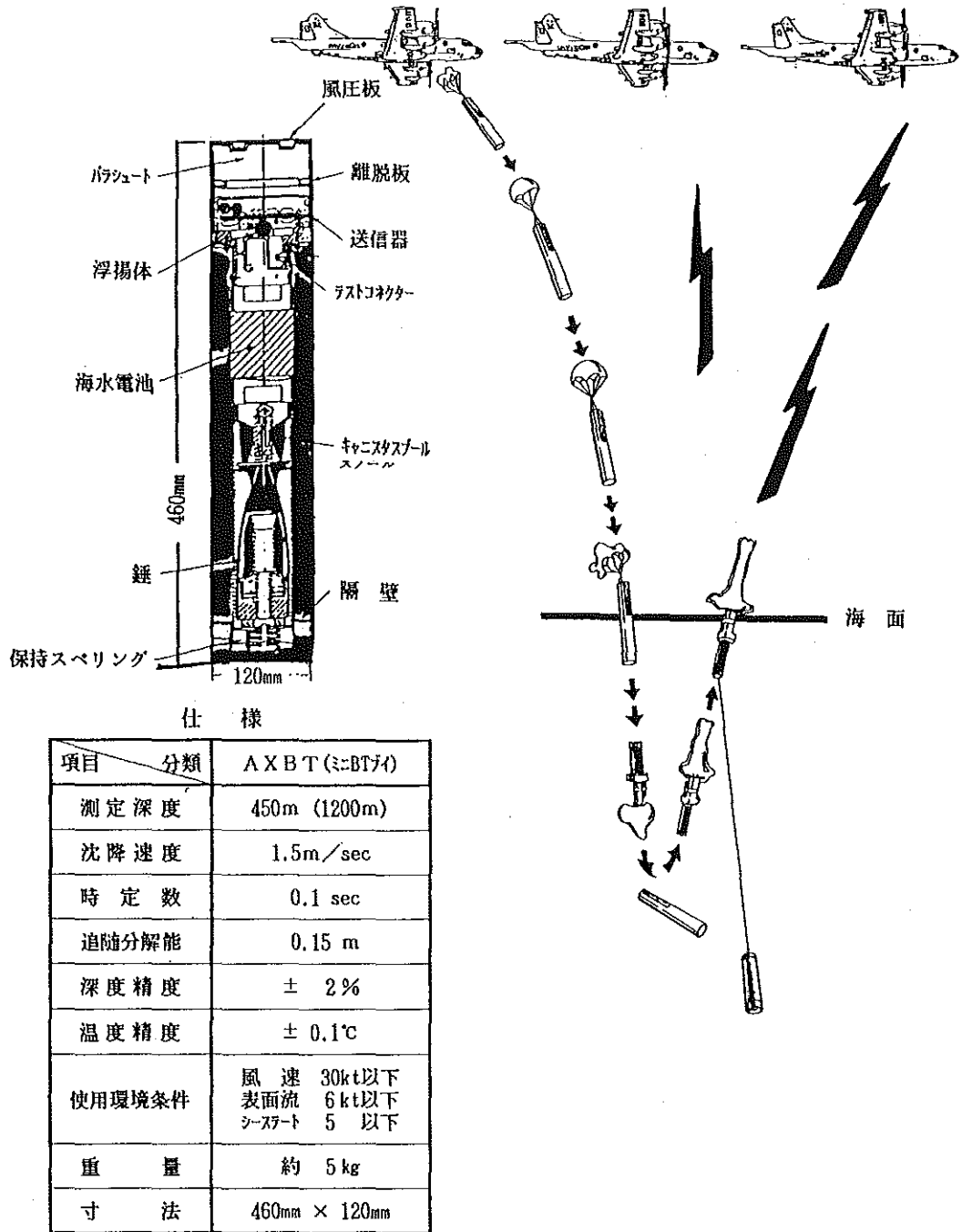


Figure 17. Geomagnetic structure of Io Sima Volcano (after Oshima *et al.*, 1985)

Figure 18. Outline and specification of AXBT (after Tsuchide *et al.*, 1987)

する手法として人工衛星からの隔測は重要である。

海底火山の噴出にあたっては、火山性の変色水が現れるのが普通である。変色水の出現頻度、色調、分布などの活動状況を把握することが、火山活動の推移を予測する上で重要である。変色水の規模からすると衛星のセンサの分解能としては数10mは必要である（土出・大谷，1983）。第19図及び第3表は、地球観測衛星として地球を周回している衛星の概要とそのセンサの分解能力を示したものである。現在、この要求に合い利用が容易である衛星データとしてはLANDSAT/MSS, TM, SPOT/HRVとMOS-1/MESSRである。

水路部では火山性変色水の分布、性状の認識による海底火山活動の監視と状況把握を行うためLANDSAT及びMOS-1を中心とする人工衛星データの解析技術の開発を行っている。また、リアルタイムでの衛星データの取得のため、MOS-1データのパソコンベースでのデータ通信の試験を地球観測センターと行い、雑音の問題等若干の画質向上について問題点が残っているものの、当初の目的にかなう成果を得ている。

第20図は人工衛星データによる変色水の観測例である。噴火規模が大きくなるとNOAA/AVHRRで観測できる場合もある。第21図は第十管区海上保安本部水路部で観測した1988年4月16日の諏訪之瀬島火山の噴煙の例である。

衛星データの利用の実態からすると、衛星の回帰性が約15日であることから、単一衛星のみでの常時監視にはなりがたい。各国の各種衛星データが利用できるよう利用の幅を拡げることが必要である。また、日本周辺海域は雲も多く現状の光学的観測では天候障害も多い。しかし、いろいろ制約はあるものの広範囲に観測でき、繰り返し観測できるメリットは大きい。当面は、実物の噴火を対象としたケーススタディを中心に基づ的研究を積み重ねて行くべきであろう。

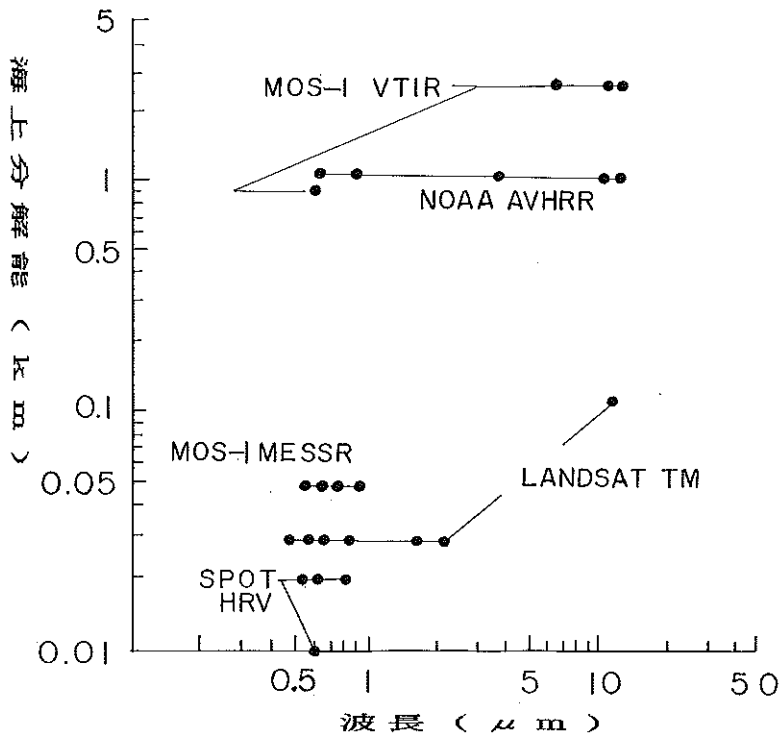


Figure 19. Resolution of optical sensors loaded on satellites

Table 3. Outline of satellite available for observation of volcanic activity.

衛星	MOS-1			SPOT 1		LANDSAT 5		NOAA 10		
観測機器 項目	可視近赤外 放射計 MESSR	可視熱赤外放射計 VTIR		マイクロ波 放射計 MSR	高解像度光学センサ HRV		多重スペクトル 走査放射計 MSS	セマティック マップパー TM	超高解像放射計 AVHRR	
観測波長 (μm)	0.51—0.59 0.61—0.69 0.72—0.80 0.80—1.10	0.5—0.7	6—7 10.5—11.5 11.5—12.5		0.50—0.59 0.61—0.68 0.79—0.89	0.51—0.73	バンド 4 0.5—0.6 5 0.6—0.7 6 0.7—0.8 7 0.8—1.1 8 10.4—12.5	バンド 1 0.45—0.52 2 0.52—0.60 3 0.63—0.67 4 0.76—0.90 5 1.55—1.75 6 10.40—12.50 7 2.00—2.35	チャンネル1	0.58—0.68 2 0.725—1.10 3 3.55—3.93 4 10.3—11.3 5 11.5—12.5
観測周波数 (GHz)				23.8 \pm 0.2 31.4 \pm 0.25						
海上分解能	50m	900m	2.7km	32km (23G) 23km (31G)	20m \times 20m	10m \times 10m	80m (バンド4~7) 240m (バンド8)	30m (バンド1~5, 7) 120m (バンド6)	低分解能用 (APT) 4 km	高分解能用 (HRPT) 1 km
観測幅 (km)	100 (1光学器 につき) \times 2	1,500		317	60 (1光学器につき) \times 2		185	185	約2,800	
軌道高度 (km)	909				832		683/698		833/854	
傾斜角 (度)	99.1				98.7		98.3		98.9 (98.7)	
周期 (分) 等	103.3 太陽同期・回帰周期 17日				太陽同期 26日		98.6 太陽同期 16日		101.3 太陽同期 12時間	
打上げ	1987年2月 (日本)				1986年2月 (フランス)		1984年3月 (米国)		1986年9月 (米国)	

(i) 分離画像による変色水域の抽出

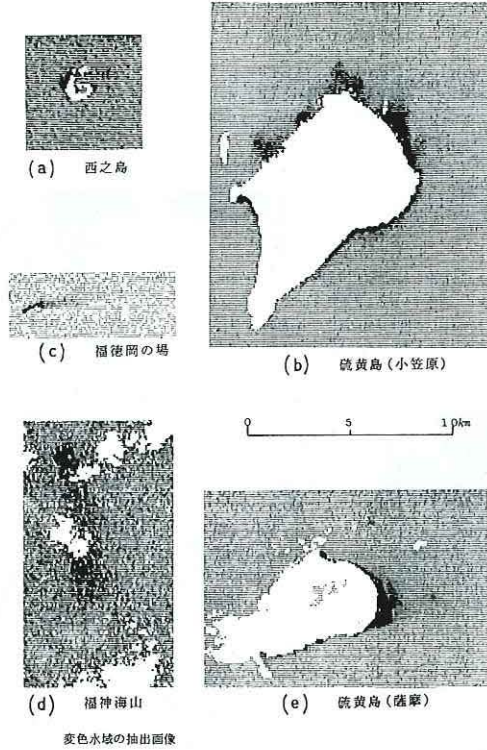


Figure 20. LANDSAT MSS image of discoloured water (after Otani *et al.*, 1983).

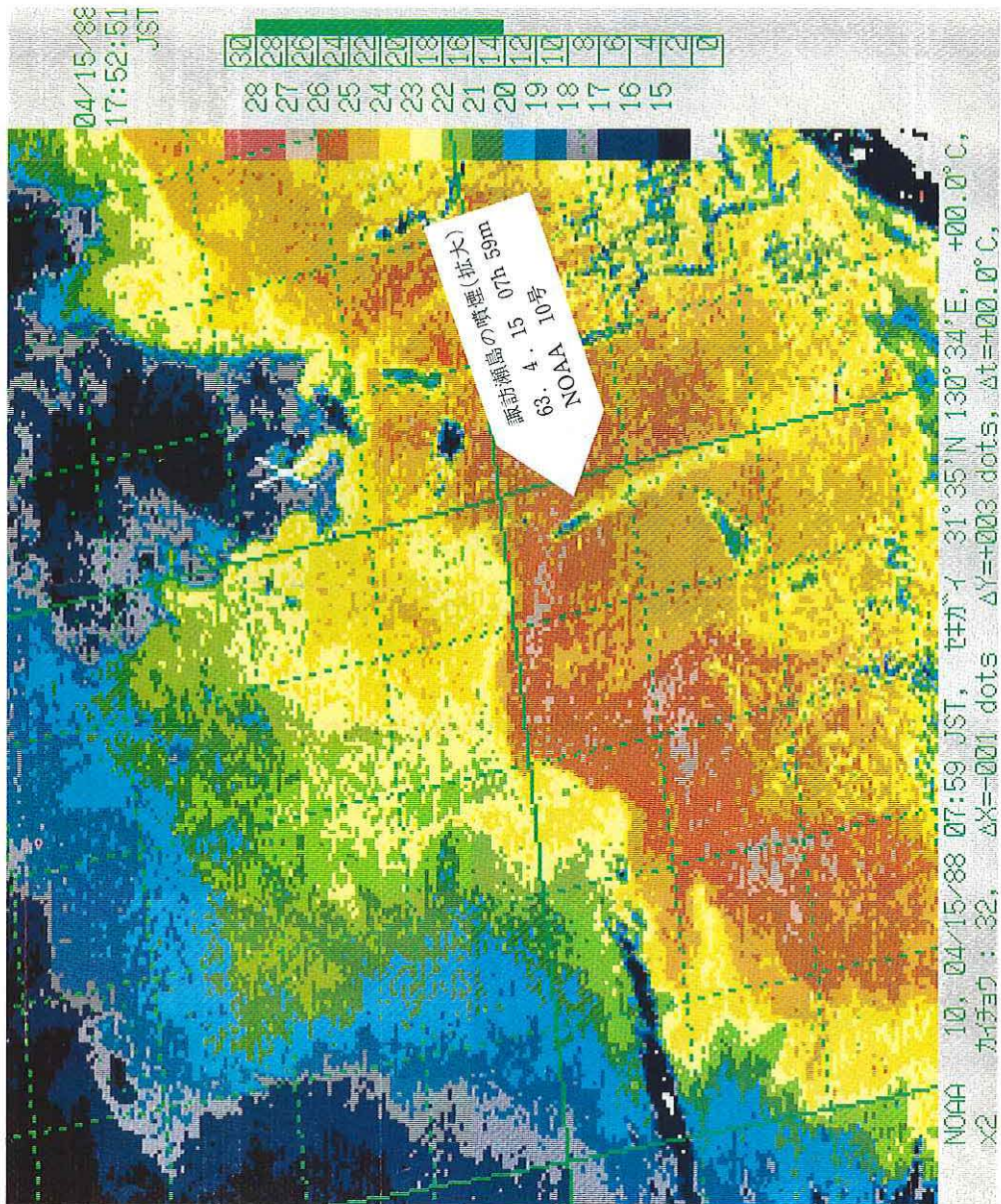


Figure 21. Satellite image data of Suwanose Sima Volcano eruption in 1988.

3. 4 音響による監視システムの開発

1952年9月の明神礁における一連の海底火山爆発音が、遠く離れたアメリカ西海岸のSOFARで聴音されたことはあまりにも有名である(海上保安庁, 1953)。この他、火山活動に伴う水中音が検知された例が幾つか報告されている(Northrop, 1974; 土出・大谷, 1983)。

このような背景もあって、水路部では海底火山監視のための音響センサの開発について検討している。とくに音の聴取実験や伝搬経路に関する基礎研究が重要である。第22図はこのような実験の1つであり、火山活動によるものの直接の聴音ではないが、伊豆半島東岸沖の海底群発地震によって発生する音を、観測船から吊り下げたハイドロフォンで観測した時の例である。聴音したものをスペクトルアナライザのCRTに出力させた波形を第23図に示す。

船による観測は機動性に富みそれなりに有効であるが、常時監視のためには、例えばSOFARのように火山活動海域を遠隔地から監視する方法あるいは活動火山の近くにハイドロフォンを設置し、データを解析センターまで伝送して監視する方法が必要である。前者については音響伝搬の経路の問題、ハイドロフォンの配置などむずかしい問題がある。後者の例では、聴音された海中爆発音の伝送は、水中(海底)ハイドロフォン→中継ブイ→人工衛星→解析センターとなる。これが現在われわれが構想している一端である。

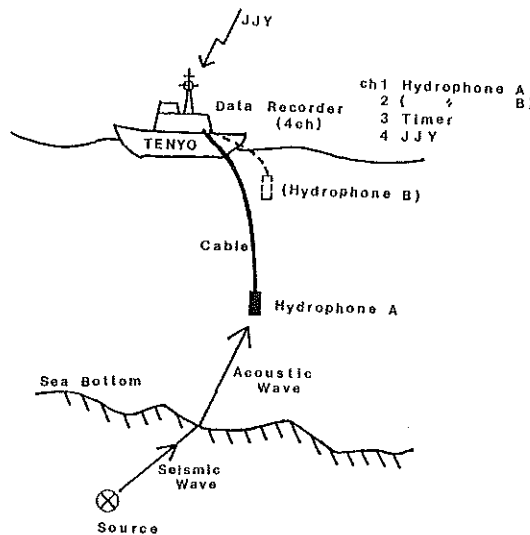


Figure 22. Schematic diagram of hydrophone observation (after Kasuga *et al.*, 1986).

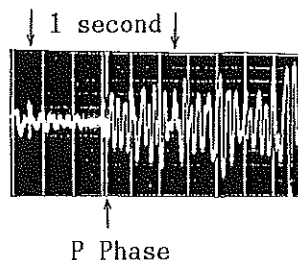


Figure 23. CRT output of acoustic wave by spectroanalyzer (after Kasuga *et al.*, 1986).

4. 監視業務

4.1 定期監視

定期監視は主に航空機により、南西諸島、南方諸島海域の火山活動の定期巡回監視と状況把握を行っている。昭和63年度は10月に南西諸島海域を、また8月及び平成元年1月には南方諸島海域の定期監視を実施した。とくに海底火山が噴火するに先立って、周辺海域の温度変化あるいは火山物質の放出により海面表層に変化が認められることから、熱赤外放射温度計による温度測定、マルチバンドカメラによる映像測定などを行ない基礎資料の整備を図っている。西之島新島あるいは福徳岡ノ場にもみられる新島誕生の際には、垂直写真から地形図等を作成し、新島の地形変化を追跡している。

また、衛星リモートセンシングの火山活動の監視と状況把握への利用は、前記の福徳岡ノ場、福神海山等で研究しており、とくにランドサットデータを用いた火山性変色水の時系列データと航空機によるデータの比較を行っている。宇宙技術を用いた手法の確立は、広大な海底火山海域の監視という観点から既に述べた通りいろいろの制約があるものの重要なものである。

4.2 集中観測

航空機による哨戒中に異変を発見した場合あるいは異常の通報があった場合は、機動力を動員し集中的な観測を行うことにしている。以下に事例をあげる。

1) 福徳岡ノ場

南硫黄島北北東約5kmにある浅所で、これまで長い間変色水の湧出が観測されていたところである。1986年1月18日20～21時頃、噴火活動は海面上に達し、1月20日には新島の形成が見られた(第24図参照)。活動は1月21日の噴火をピークに急速におとろえた。溶岩の噴出は海面近くまで達したものの海面上には至らなかったこともあって、新島そのものは波浪の浸食等により同年3月26日海面下に没した。66日間の寿命であった。

この間、測量船、巡視船、航空機の動員を行い、刻々変わる地形変化、島及び周辺海域の表面温度変化等を追跡調査した。また、火山活動の直接的評価に必要な変色水及び分析用軽石の採取も、ヘリコプター、測量船等により行った。

調査結果から、1986年の火山活動は中段階の上程度であって、海底における火山活動はいましばらく継続するものと結論された。その後、1987年7月に海面上に軽石を放出する程度の小活動が観測された。1988年12月の自航式パイによる測深結果によると海底火山の頂部水深は14.0mである。

2) 1986年伊豆大島噴火

政府対策本部の決定を受けて観測体制の強化を図ることとし、水路部に伊豆大島観測強化対策室を設置した。実施した観測項目、手法等を列挙する。

- ① 巡視船搭載のヘリコプターによる目視監視。
- ② 航空機搭載のマルチバンドカメラ及び熱赤外放射温度計による変色水等の分布状況調査。
- ③ ヘリコプターによる変色水の採取と投下式水温計(AXBT)による测温。
- ④ 遠隔操縦ボートによる変色水の採水・测温。
- ⑤ プロトン磁力計による航空磁気測量。
- ⑥ シービーム、ハイドロチャート等による海底地形、地磁気、重力調査など。

以上の通りいろいろの手段、手法が用いられ、最新の機器をはじめ開発途上のものも動員された。得られたデータは火山活動状況把握のための資料として、火山噴火予知連絡会へ提供してきた。第25図は調査結果

調査年月日	新島の形状	新島の面積	温度 (°C)
61.1.21		13,000 m ²	噴煙 25.7 - 47.8 新島 28.2 - 34.8 海水 23.9
61.1.23		126,000 m ²	新島 24.2 - 26.3 変色水 23.0 - 23.6 海水 22.7
61.1.29	<p>土砂の移動によって作られた陸部</p>	134,000 m ²	新島 23.8 - 28.7 変色水 23.2 - 23.5 海水 23.0
61.2.14		80,400 m ²	新島 25.4 - 28.3 変色水 23.2 海水 23.0
61.3.6		8,020 m ²	
61.3.9		2,150 m ²	

Figure 24. Topographic changes of a newly born island at Hukutoku-Oka-no-Ba in 1986. (From Rep. coordinating committee for Prediction of Volcanic Eruption, no 37, 1986.)

の1例で、化学成分の変化と変色水活動の推移を示したものである。なお、調査結果については、水路部研究報告23号（伊豆大島噴火特集）1987、に詳しい。大島に対する監視・観測は現在も随時行なわれている。

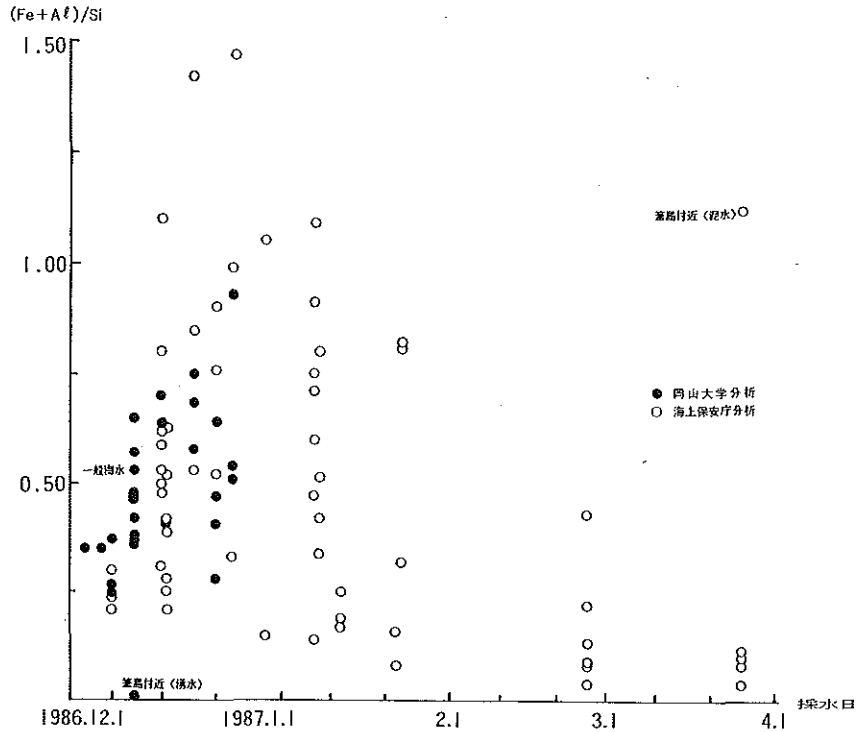


Figure 25. Changes of $(\text{Fe}+\text{Al})/\text{Si}$ ratio in discoloured water related to Izu-O Sima eruption in 1986 (after Tsuchide *et al.*, 1987).

5. おわりに

水路部は第4次火山噴火予知計画において、①火山観測体制の拡充強化、②火山予知手法等の開発の推進、③火山活動機構等の基礎的研究の推進、④火山活動基礎資料の整備、などに貢献していくこととしている。今後広い海域を監視あるいは観測して行くにあたって、必要な事項を以下に掲げて結びとする。

- 1) 定期的巡回監視を強化し、火山活動の前兆現象を捉えるための手法の開発と合わせ、データの蓄積を図る。
- 2) 各種人工衛星データを利用した総合的解析手法の確立を図る。
- 3) 明神礁、福神海山等、有人船で調査が困難かつ危険な海底火山直上海域では遠隔操作方式による地形調査、测温、塩分測定、採水等を進める。
- 4) 海底火山の常時監視のために、これまで検討してきた音響センサーの開発を進める。
- 5) 火山内部の地球物理学調査の一環として、これまで断片的に実施してきた航空磁気測量を各地で実施する。
- 6) 詳細な海底火山地形調査を推進する。とくに地形と関連させた岩石学的研究が遅れているので、年代決定とともに岩石の研究を進める。

最後にあたり、ご教示ご支援いただいている火山噴火予知連絡会、測地学審議会等関連委員会委員の方々並びにデータ収集、分析等にご尽力いただいている東京工業大学工学部、岡山大学理学部に深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- 青木 斌・岩淵義郎：伊豆一小笠原海嶺北部地域の海底地質，伊豆半島，東海大出版会，p.311—319，(1972)
- 浅田 昭：シービームデータによる三次元表現法，水路部研究報告，21，p.115—133，(1986)
- 浅田 昭・中西 昭：シービームデータによる海底地形図の作成，水路部研究報告，21，p.89—108，(1986)
- 浜本文隆・桜井 操・永野真男：宮古・八重山諸島周辺の海底地質，水路部研究報告，14，p.1—38，(1979)
- 平井正一：人工衛星による海洋のリモートセンシング（その1，その2），海洋音響研究会誌，15，2，p.63—80；15，3，p.130—168，(1988)
- 本座栄一：琉球島弧の島弧変動と南北両域にみられる変動の違い，海洋科学，9，p.607—611，(1977)
- 福島資介・佐藤寛和・大谷康夫：ランドサットデータによる火山性変色水の調査，水路部研究報告，16，p.47—69，(1981)
- 池田 清・桂 忠彦・内田摩利夫・小山 薫・春日 茂・林田政和：沖縄トラフ西部の大陸棚調査速報，水路部技報，4，p.17—24，(1986)
- 岩淵義郎：海溝，深海地質学，東海大出版会，p.146—220，(1970)
- Iwabuchi, Y., : Topography of Trenches in the Adjacent Seas of Japan. Marine Geodesy, 4, 2, p.121—140, (1980)
- 海上保安庁水路部：第5海洋丸遭難調査報告書，p.107—110，(1953)
- 海上保安庁水路部：水路部観測報告，大陸棚調査編，3，p.1—332，(1987)
- 海上保安庁水路部：水路部観測報告，大陸棚調査編，4，p.1—332，(1988)
- 春日 茂・荻野卓司・池田 清・内田摩利夫・小山 薫・林田政和：沖縄トラフ北部の大陸棚調査速報，水路部技報，4，p.25—32，(1986)
- 春日 茂・加藤 茂・浅田 昭・高橋道夫・吉田 弘：震源域直上でのハイドロフォンによる海中音響観測の試み，水路部研究報告，21，p.77—87，(1986)
- 春日 茂・岩淵 洋・加藤 茂：水路部による沖縄トラフ中軸部の精密調査，最近の海底調査—その7—，シンポジウム資料7，日本水路協会，p.95—107，(1987)
- 加藤 茂・桂 忠彦・平野賢治：沖縄本島周辺の海底調査，水路部研究報告，17，p.32—70，(1982)
- 加藤 茂・毛戸勝政・河合晃司：南西諸島海溝の格子構造とフィリピン海盆北縁構造線，地震学会講演予稿集 No.1，p.84，(1987)
- 加藤幸弘・岩淵 洋：沖縄トラフ，伊是名海穴の海底地質について，第5回「しんかい2000」研究シンポジウム，海技センター，p.71，(1988)
- 桂 忠彦・大島章一・荻野卓司・池田 清・永野真男・内田摩利夫・林田政和・小山 薫・春日 茂：沖縄トラフ南西部海域の地質・地球物理学的諸性質，水路部研究報告，21，p.21—47，(1986)
- 河合晃司・堀井孝重・岡崎 勇・内田摩利夫・春日 茂・小川正泰・岩淵 洋・金子康江・瀬田英憲：沖縄トラフ中部の大陸棚調査速報，水路部技報，5，p.20—31，(1987)
- 木村政昭：沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察，地質学論集，22，p.141—157，(1983)
- 木村政昭・加藤祐三・田中武男・仲 二郎・蒲生俊敬・山野 誠・安藤雅孝・上田誠也・酒井 均・大森保・井沢英二・兼永 勝・小野朋典・押田 淳：沖縄トラフ中央地溝の研究，海技センター試験研究報告，p.165—196，(1987)

- 小西健二：琉球列島（南西諸島）の構造区分，地質雑誌，71，p.437—457，（1955）
- 久保寺章・田中康裕・小坂丈子：赤外線エアボーン方式による西之島火山の温度測定，火山，2，19，p.83—92，（1974）
- 松本徭夫：琉球列島における新生代火山活動，地質学論集，22，p.81—91，（1983）
- 茂木昭夫・土出昌一：日本近海の海底火山の活動とその監視，火山，2，23，1，p.91—100，（1978）
- 茂木昭夫・土出昌一・福島資介：西之島新島の海岸侵食，地理学評論，53，7，p.449—462，（1980）
- 中村 修・堂山紀具：水路測量船「天洋」，水路部技報，5，p.1—8，（1987）
- 中西 昭：水路部測量船「拓洋」，水路部技報，2，p.1—5，（1985）
- 中尾征三・湯浅真人（編）：海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究，地質調査所報告書，p.1—149；p.1—184，（1986）；（1987）
- 日本海洋データセンター：北西大平洋海底地形図，水路部，p.1—30，（1984）
- 日本学術会議地球電磁気学研究連絡会：地球磁場観測—現状と将来—，地磁気観測作業委員会，p.1—126，（1988）
- Northrop, J.: Detection of Low-Frequency Underwater Sounds from a Submarine Volcano in the Western Pacific. Jour. Acous. Soc. Amer., 56, p.837—841, (1974)
- 小川正泰・毛戸勝政・堀井孝重・岩渕 洋・金子康江・河合晃司：火山列島付近の大陸棚調査速報，水路部技報，5，p.32—39，（1987）
- 小川正泰・毛戸勝政・内田摩利夫・金子康江・瀬田英憲：吐噶刺火山列付近の大陸棚調査速報，水路部技報，6，p.14—23，（1988）
- 大島章一：沖縄トラフの海底は拡大していない，科学，57，2，p.105—109，（1987）
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英：西南日本周辺海域の地磁気異常，水路部研究報告15，p.33—54，（1980）
- 大島章一・兼子俊朗・小野寺健英・中川久穂・登崎隆志・三品正明・小坂丈子：硫黄島の地磁気異常分布，地学雑誌，94，6，p.100—113，（1985）
- 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：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，p.19—43，（1988）
- 大谷康夫・加藤 茂・佐藤寛和：人工衛星データによる火山性変色水の監視，水路部技報，1，p.51—54，（1983）
- 大谷康夫・加藤 茂・佐藤寛和・小坂丈子・平林順一：航空機および人工衛星による海底火山の監視，最近の海底調査シンポジウム資料，3，p.7—15，（1983）
- 小坂丈子・大平洋子・湊 一郎：西之島付近海底噴火について（その3），火山2集，1，p.37—38，（1974）
- 桜井 操・小川正泰：西七島海嶺北部の造構造運動，水路部研究報告，17，p.1—12，（1982）
- 瀬田英憲・内田摩利夫・岡崎 勇・春日 茂・小川正泰・金子康江・河合晃司・堀井孝重・桂 忠彦・岩渕洋：男女海盆の大陸棚調査速報，水路部技報，6，p.1—13，（1988）
- 杉浦邦朗・土出昌一：西之島火山に対する噴火予知研究（第1報）—マルチスペクトル画像による解析—，水路部研究報告，12，p.36—49，（1977）
- 玉木賢策・井上英二・湯浅真人・棚橋 学・本座栄一：小笠原弧の第四紀背弧拡大活動の可能性について，月刊地球，3，p.421—431，（1981）
- 土出昌一：西之島火山に対する噴火予知研究（第2報）—予備の数値解析—，水路部研究報告，13，p.111—126，（1978）
- 土出昌一・大谷康夫：海底火山の活動監視—人工衛星とハイドロホンの可能性—，火山，2，28，4，p.375—394，（1983）
- 土出昌一・佐藤寛和・小西直樹：火山噴火予知調査に用いる熱赤外放射温度計，水路部技報，2，p.23—29，（1984）

- 土出昌一・柴山信行・背戸義郎・桑木野文章・佐藤寛和・小坂丈予・信国正勝・当重 弘・福島秀生：伊豆大島沿岸に見られた変色水の分析，水路部研究報告，23，p.15—128，(1987)
- 土出昌一・村井弥亮：自航式ブイの開発，水路部研究報告，22，p.145—166，(1987)
- 土出昌一・佐藤寛和：熱赤外放射温度計による大島周辺変色水及び三原山噴火口の温度測定，水路部研究報告，23，p.126—176，(1987)
- 植田義夫・中川久穂・登崎隆志：南西諸島周辺海域の地磁気異常，水路部研究報告，19，p.75—100，(1984)
- 植田義夫・中川久穂・登崎隆志：南西諸島周辺海域の100万分の1地磁気全磁力異常図の作成，水路部技報，3，p.53—55，(1985)
- 植田義夫・中川久穂・小野寺健英・長屋好治・熊川浩一・朝尾紀幸：伊豆大島噴火に伴う磁気測量，水路部研究報告，23，p.205—267，(1987)
- 湯浅真人：伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立，月刊地球，5，8，p.459—463，(1983)

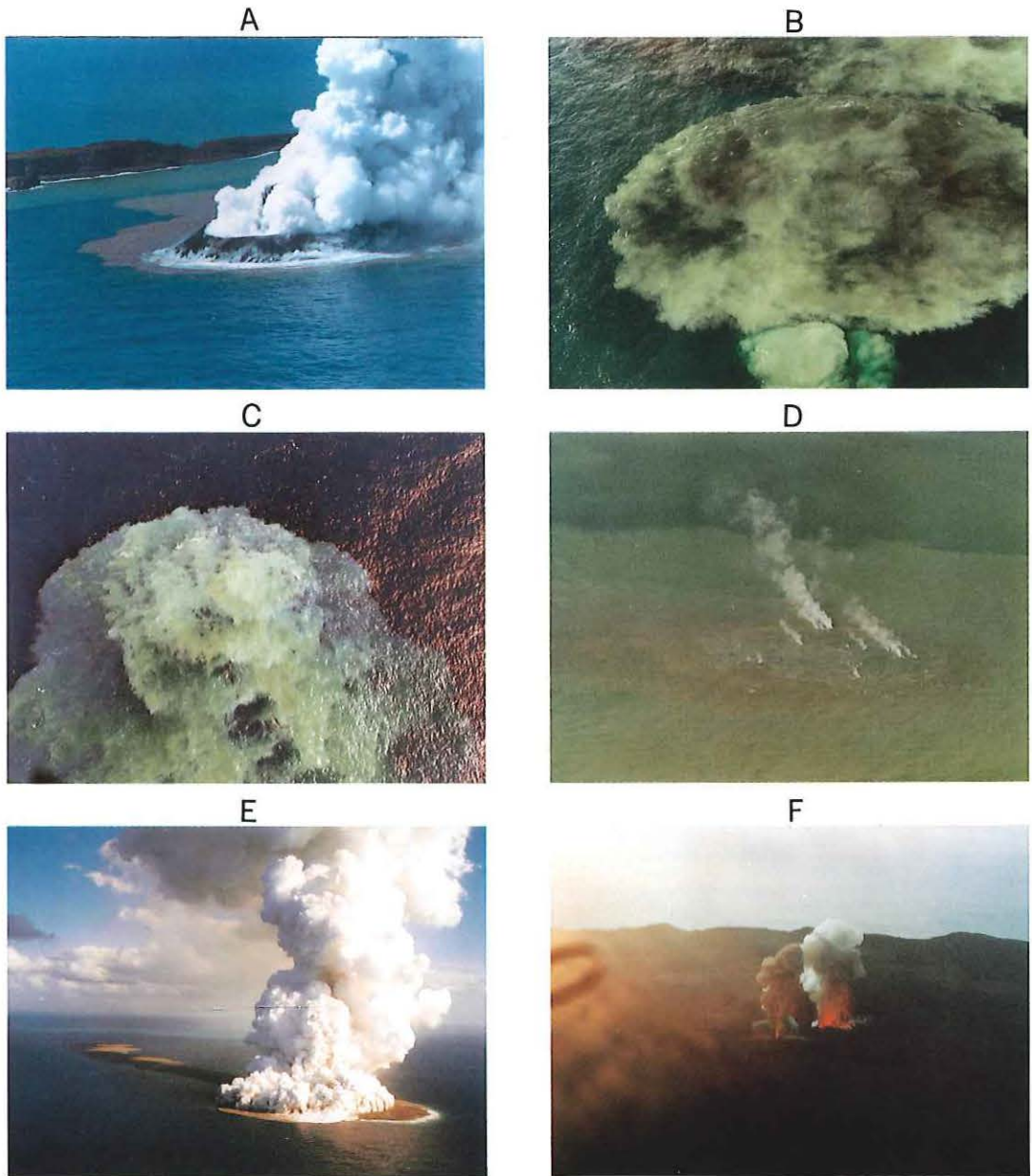


Figure 26. Photographs of volcanic eruptions in the sea area.

A. Nisinosima-Sin To (14/9/73), B. Hiyosi-Oka-no-Ba (10/1/77)

C. Hukuzin Seamount (26/1/78), D. Kaitoku Seamount (19/3/84)

E. Hukutoku-Oka-no-Ba (21/1/86), F. Izu-O Sima, First Burst of B craters (21/11/86).

付 録 1

本 邦 海 域 火 山 通 覧

この付録は日本周辺海域における火山について通覧したものである。海域における火山活動とくに海底における火山活動については本土から離れていることもあり、個々の海底火山の活動そのものが人目に触れず記録に残っていないものが多いと推察される。この意味で火山活動の記録も完全とはいえない。

この通覧では火山活動の記録のない火山についても地形、地磁気等から判断して積極的に取り上げることとし、今後の詳細な調査のための目標として、火山フロントに位置するだけで取り上げたものもある。火山島における有史以来の活動状況については、海岸付近、海底等に関連する活動を中心に列挙したもので、全ての活動を集録したものではない。

通覧を作成するにあたっては、南方海域海底火山の活動記録（佐藤他，1983）、日本活火山総覧（気象庁，1984）、理科年表（東京天文台編，1987）をはじめとする多くの文献を参照した。文献は個々の火山毎に挙げることはせず本付録の末尾に一括すると共に付録2に掲載してある。

I 南西諸島海域の火山

1. 始良カルデラ

概位 $31^{\circ} 40' N$, $130^{\circ} 45' E$ (海図 221)

概要 鹿児島湾奥部にみられる始良カルデラは、2.2万年前の流紋岩質マグマの噴火に伴って陥没したものであるが、2.2万年以前にも繰り返し噴火があったことからそれらの結果が重なって現在みられる大型のカルデラが生じたと考えられている。

桜島(標高1,117m)はカルデラ南縁部に生じた主に普通輝石・シソ輝石安山岩の溶岩と火砕物質からなる成層火山(SiO_2 57~67%)である。有史以来の火山活動は海域においてもみられ津波も発生している。桜島北東の安永諸島はその名残りである。

有史以来の主な火山活動

764年(天平宝字8年)海底噴火。三島生ずる。

1471~1476年(文明3~8年)噴火。「文明大噴火」。

1779年(安永8年)11月8日噴火開始。「安永大噴火」。噴火に先き立ち海岸の井戸沸騰流出、海水紫に変色。安永8・9年に桜島北東海中に海底噴火または隆起により9個の小島生成。その後沈没また合わせて5個の島。

1780年(安永9年)9, 10月海底噴火。津波あり。

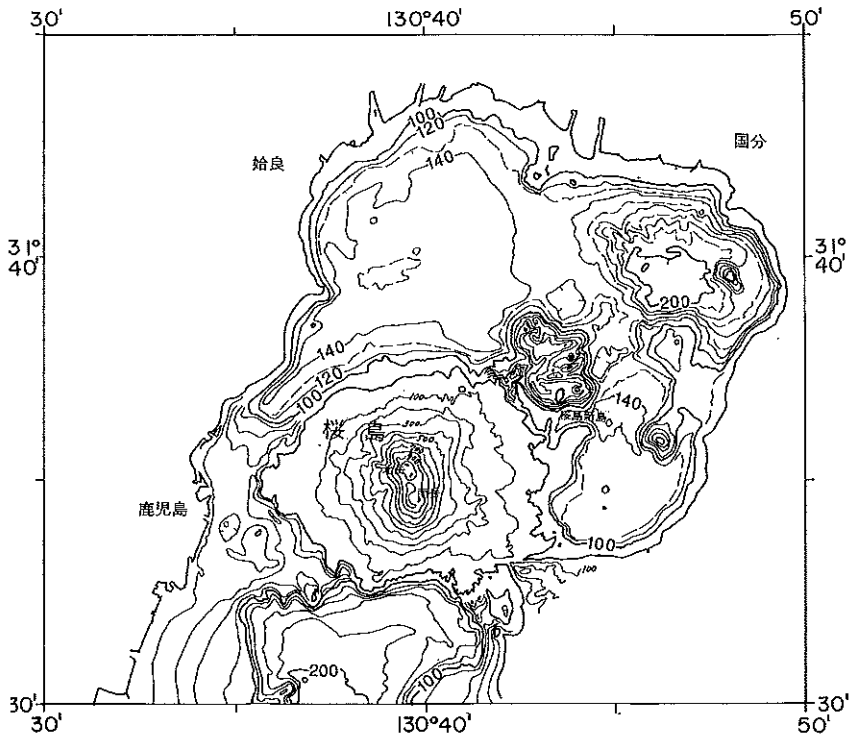


Figure 1. Topography of Aira Caldera.

Surveyed in 1988. Main contour interval in the sea area.

1781年（元明元年）4月高免沖の島で噴火。5月に高免沖で海底噴火。

1782年（元明2年）1月高免沖で海底噴火。

1914年（大正3年）1月12日桜島南岸から熱湯噴出，続いて噴火開始。「大正大噴火」。桜島と大隅半島が陸続きとなる。

1946年（昭和21年）1月～11月大噴火。山腹から溶岩流。

1955年（昭和30年）以降，桜島南岳山頂火口からしばしば爆発的噴火。

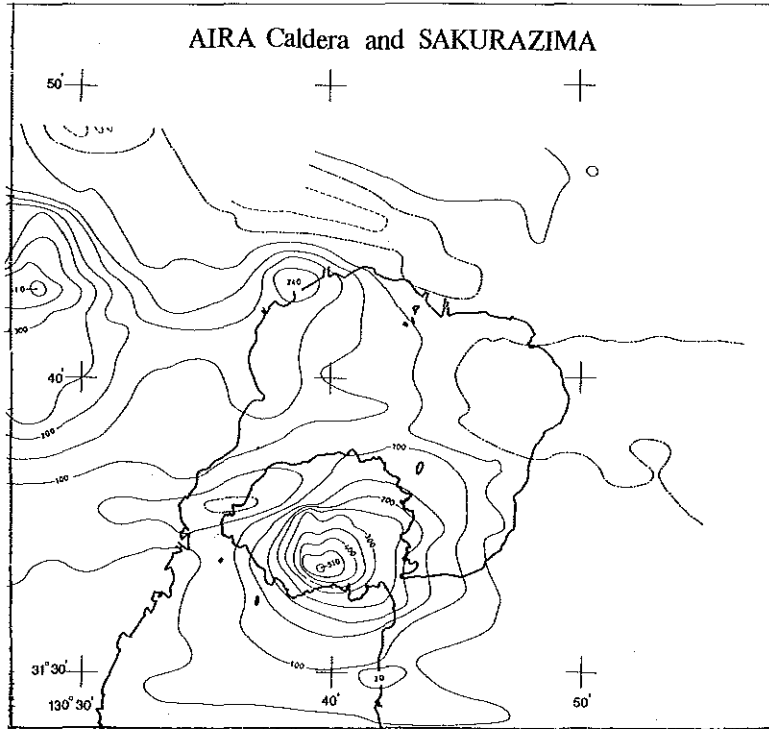


Figure 2. Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Aira Caldera at height of 610 m (after Ueda *et al.*, 1983).

2. 阿多カルデラ

概位 31° 15' N, 130° 40' E (海図 221, 1201)

概要 阿多カルデラの中心は指宿東方の鹿児島湾南部に想定されており，約2.5万年前の石英安山岩質溶結凝灰岩の噴出に伴って形成された。開聞岳（標高922m）は後カルデラ火山の1つ。有史以来の活動は開聞岳で知られている。

有史以来の火山活動 海域では記録なし。

3. 鬼界カルデラ

概位 30° 45' N, 130° 20' E (海図 6351, 6351, 6353)

概要 佐多岬南西約35kmにある東西21km，南北18kmの新・旧二重のカルデラからなる。古期カルデラは

12~20万年前, 新期カルデラは約6,000年前に形成されたと推定されている。薩摩硫黄島(標高704m)及び竹島(標高220m)はカルデラ北縁を成す。硫黄島の硫黄岳はカルデラ形成後の成層火山(SiO_2 65%)である。硫黄島東方2 km沖に1934年~1935年の海底火山活動で形成された新硫黄島(標高26m)が現存する。

有史以来の主な火山活動

1934年(昭和9年)9月~1935年(昭和10年)3月薩摩硫黄島東方で海底噴火。9月6日から地震群発。

9月20日海底噴火。12月新島(SiO_2 65%)生成し現存。

1988年(昭和63年)10月島東側に変色水(平家城付近に湧出点)。

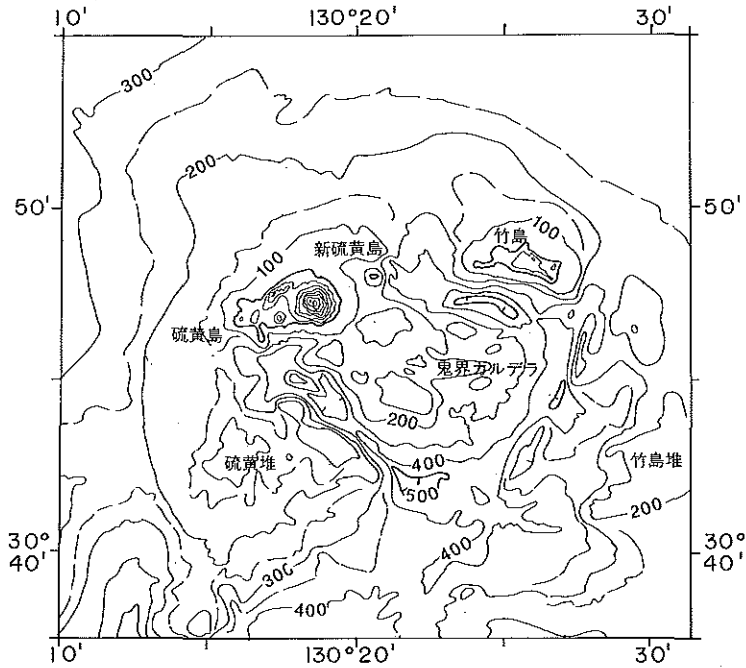


Figure 3. Topography of Kikai Caldera.

Surveyed in 1980 and 1981. Main contour interval 100 m.

4. 口永良部島

概位 30° 27' N, 130° 13' E (海図 6353)

概要 数個の成層火山体(最高峰657m)からなる。東部は古岳(640m), 新岳(640m, SiO_2 61%)などの安山岩の成層火山からなる。有史後の噴火は新岳である。

有史以来の主な火山活動

1841年(天保12年)新岳噴火。

1933年(昭和8年)12月~1934年(昭和9年)1月噴火。七釜部落全焼。

1980年(昭和55年)9月28日水蒸気爆発。

5. 中ノ曾根・上ノ瀬

概位 30° 17' N, 130° 09' E (海図 6353)

概要 中ノ曾根 (水深151m) は口永良部島南西方約16kmにあり、上ノ瀬 (水深53m) はさらに13kmほど南西に位置する。それぞれの比高は400~500mの堆地形である。両者は400m等深線で連結する。第4紀火山と推定。

有史以来の火山活動 記録なし。

6. 白瀬

概位 30° 02'N, 130° 03' E (海図 6353)

概要 口之島北東約13kmにある岩礁の島 (標高28m) で平坦な周辺海底からの比高は約500mである。第4紀火山と推定。

有史以来の火山活動 記録なし。

7. 口之島

概位 29° 58'N, 129° 56' E (海図 6353, 6501)

概要 長径6 km, 短径3 kmの楕円形を示し海底からの比高は約1,100mに達する。後期更新世以降も活動の火山島 (標高628m) である。二重の成層火山の外輪山をもち、中央火口丘としてマエタケ成層火山とムエタケ溶岩円頂丘がある。岩石は殆どが両輝石角閃石安山岩である。口之島を頂く高まりの北西側に連結して、水垂ノ瀬 (水深10.9m), 芽瀬 (水深3.2m) 等をのせる高まりがある。

有史以来の火山活動 記録なし。

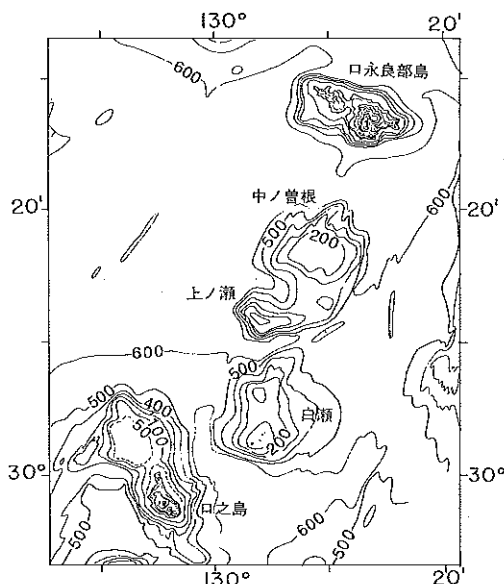


Figure 4. Topography from Kutinoerabu Sima to Kuti-no-Sima. Surveyed in 1974 and 1981. Contour interval 100 m.

8. 中之島

概位 29° 51'N, 129° 52' E (海図 6501)

概要 長径10km, 短径5kmの楕円形の火山島(標高979m)である。水深500mの平坦な海底からの比高約1,500m, 基部の径約13kmである。本島の主要部の成層火山体は両輝石安山岩である。

有史以来の主な火山活動

1914年(大正3年)1月小噴火。

1949年(昭和24年)10月多量の噴煙。

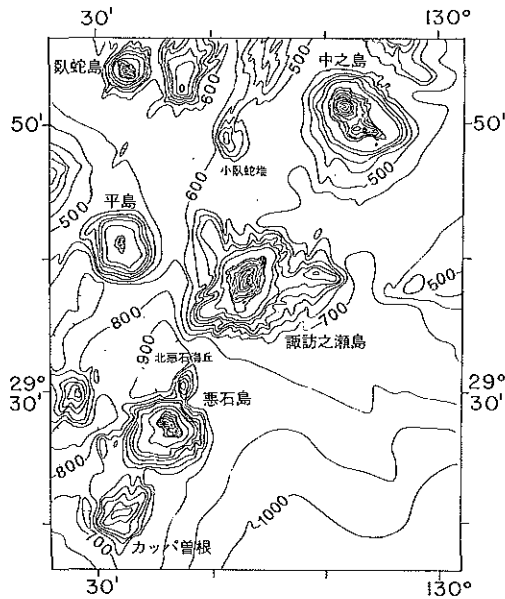


Figure 5. Topography from Naka-no-Sima to Kappa Sone. Surveyed in 1974 and 1981. Contour interval 100 m.

9. 諏訪之瀬島

概位 29° 38' N, 129° 43' E (海図 6501, 6502)

概要 長径8km, 短径5km, 標高約800mの成層火山(SiO_2 55~60%)である。海底からの比高は約1,500mである。頂部に径200m, 400mの2個の火口がある。ともに有史後も噴火し溶岩(両輝石安山岩)を流出した。

諏訪之瀬島周辺の磁気異常の波長は短い。火山島基底部の磁性は弱く, 磁化強度4.6A/mである。

有史以来の主な火山活動

1813年(文化10年)噴火。溶岩流海に達する。住民全員避難, 1883年(明治16年)まで無人島。

1884年(明治17年)噴火。溶岩流海に達する。

1925年(大正14年)5月13日噴火。溶岩流出。

1938年(昭和13年)3月11日噴火。以降も現在に至るまでしばしば噴火。1988年4月の噴火では噴煙2,000mに達するのが観測されている。

10. 悪石島

概位 29° 28' N, 129° 36' E (海図 6502)

概要 諏訪之瀬島南西方17kmにある長径4km、短径2kmの火山島(標高584m)である。東側の平坦な海底からの比高は約1,400mである。かんらん石含有両輝石安山岩からなる。二重の成層火山の外輪山をもち、中央火口丘として御岳円頂丘がある。円頂丘の周囲及び海岸線に爆発火口跡がある。火山島基底の磁性は弱い。

なお悪石島南西方約13kmに比高500~600mの海丘(カップ曾根, 水深177m)がある。これも第4紀火山と推定。

有史以来の火山活動 記録なし。

11. 横当島

概位 28° 48' N, 129° 00' E (海図 6504¹)

概要 奄美大島の名瀬北西約65kmにある。島は東峰(標高495m)、西峰(標高295m)と呼ばれる円錐形状の二つの火山体が結合したもので島の周囲は約10kmである。両峰に火口を有す。海底からの比高は約1,300mである。一般に両輝石安山岩であるが東峰にはかんらん石を含むものがある。

横当島北方3kmの上ノ根嶼(標高280m)には火口跡と推定される凹地形がある。1986年の測量によると横当島の東方3kmに最深部784mのカルデラ地形が発見された。横当島はカルデラ形成後の火山である。

有史以来の火山活動 記録なし。

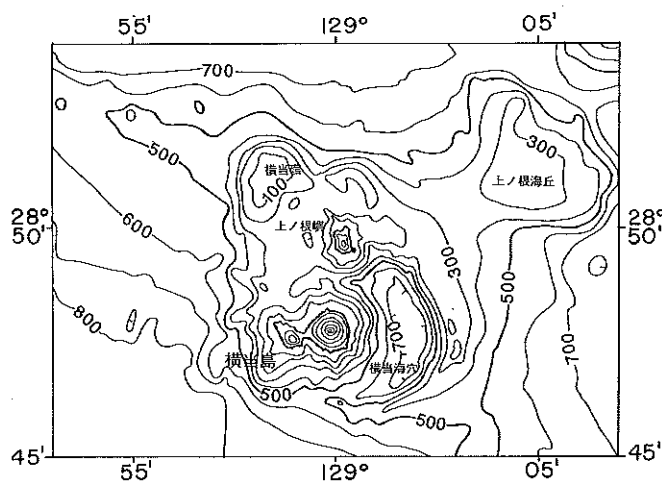


Figure 6. Topography of Yokoate Sima Volcano.
Surveyed in 1986. Contour interval 100 m.

12. 硫黄島島

概位 27° 52' N, 128° 14' E (海図 6506¹)

概要 徳之島西方約65kmにあり、南部のグスク火山体と北部の硫黄岳火山体の2個の火山が接合した周囲約8kmの火山島(標高212m)を成す。

グスク火山体は二重の成層火山の外輪山であり、中央火口丘として偏平な溶岩円頂丘がある。周囲に爆発火口跡がある。かすかに噴気がある。硫黄岳は成層火山体である。岩石は両輝石安山岩。今も硫気の噴出がある。有史以後の噴火は全て爆発型で溶岩を流出したことはない。1959年の噴火で無人島になる。

有史以来の主な火山活動

1664年（寛文4年）噴火。地震、死者あり。

1903年（明治36年）3～8月噴火。噴石。全島民が一時久米島に移住。

1959年（昭和34年）噴火。活動が1か月続き、泥、硫黄が海に流出。全島民86人は島外に移住。

1968年（昭和43年）7月噴火。最新の噴火である。

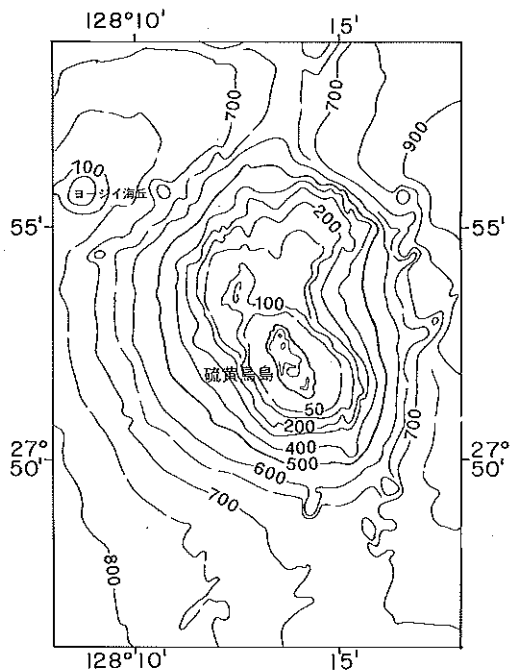


Figure 7. Topography of Io-Tori Sima Volcano.
Surveyed in 1986. Contour interval 100 m.

13. 硫黄島～第一島島海丘間の海丘列

概位 26° 50'～27° 35'N, 126° 55'～127° 55' E (海図 6506, 6507, 6509)

概要 火山フロントと推定される位置に存在するもので、上記区間に以下のような浅所がある。火山性である確かな証拠はない。わずかに無名堆の隆起部に伴う磁気異常が認められ軽石が採取されている。

131 相ノ曾根 27° 33'N, 127° 52' E 頂部水深 347m。

132 伊平屋堆 27° 29'N, 127° 42' E 頂部水深 132m。

133 無名堆 27° 17'N, 127° 29' E 頂部水深 302m。

134 伊是名堆 27° 04'N, 127° 12' E 頂部水深 173m。

135 琉球曾根 26° 50'N, 126° 58' E 頂部水深 398m。

有史以来の火山活動 いずれも記録なし

14. 第一・第二島島海丘

概位 26° 53'N, 126° 50' E (海図 6509)

概要 鳥島北方約30kmにある海丘で、第二鳥島海丘(頂部水深912m)、第一鳥島海丘(頂部水深785m)が北西方向に隣接して並ぶ。この海丘の南にはカルデラ地形の北鳥島海盆(水深2,110m)が存在するが、海丘、海盆とも火山性である明確な証拠は現在のところない。

有史以来の火山活動 記録なし。

15. 第二硫球曾根

概位 $26^{\circ} 13' N$, $126^{\circ} 58' E$ (海図 1203)

概要 久米島西南西約55kmにある円錐形に近い海丘(頂部水深670m)である。磁気異常の振幅は約100 nTと小さい。軽石が採取されており山体を形成した酸性火成活動の存在が推定される。

第二硫球曾根の北東には、第二久米海丘($26^{\circ} 25' N$, $126^{\circ} 21' E$, 頂部水深904m)との間に水深約1,750mの凹地がある。火山性のカルデラ地形であるかは不明である。

有史以来の火山活動 記録なし。

16. 第五宮古海丘

概位 $25^{\circ} 58' N$, $125^{\circ} 50' E$

概要 宮古島北東約135kmにある頂部水深1,800mの小海丘で、山麓は沖縄舟状海盆へ張り出している。磁気異常の振幅490 nT、波長4.5kmで塩基性の火山を推定させる。ブリューン正磁気極期のものである。

有史以来の火山活動 記録なし。

17. 第三宮古海丘

概位 $25^{\circ} 49' N$, $125^{\circ} 48' E$

概要 宮古島北東約115kmにある径10km程の円錐形に近い海丘(頂部水深943m)で、沖縄舟状海盆の縁にある。

磁気異常の振幅490 nT、同波長3.0km、正帯磁で塩基性に富む岩石からなると推定されるが、他方で石英安山岩が採取されている。

有史以来の火山活動 記録なし。

18. 第二宮古海丘

概位 $25^{\circ} 43' N$, $125^{\circ} 39' E$

概要 宮古島北東約95kmにある海丘(頂部水深1,630m)で、沖縄舟状海盆底東縁の水深2,050mからの比高400mである。磁気異常の振幅390 nT、同波長7.5km、正帯磁で玄武岩からなると推定される。

有史以来の火山活動 記録なし。

19. 第一宮古海丘

概位 $25^{\circ} 28' N$, $125^{\circ} 24' E$ (海図 6511)

概要 宮古島北北東約65kmにある海丘(頂部水深865m)で沖縄舟状海盆の東縁に位置し、舟状海盆からの比高は約1,100mである。ほぼ円錐に近い形状を示すが北方の麓は鋭く舟状海盆側へ突き出ている。

磁気異常の振幅710 nT、同波長5.5km。正帯磁、磁化強度11 A/m。玄武岩と推定。山体の南部の一部は非

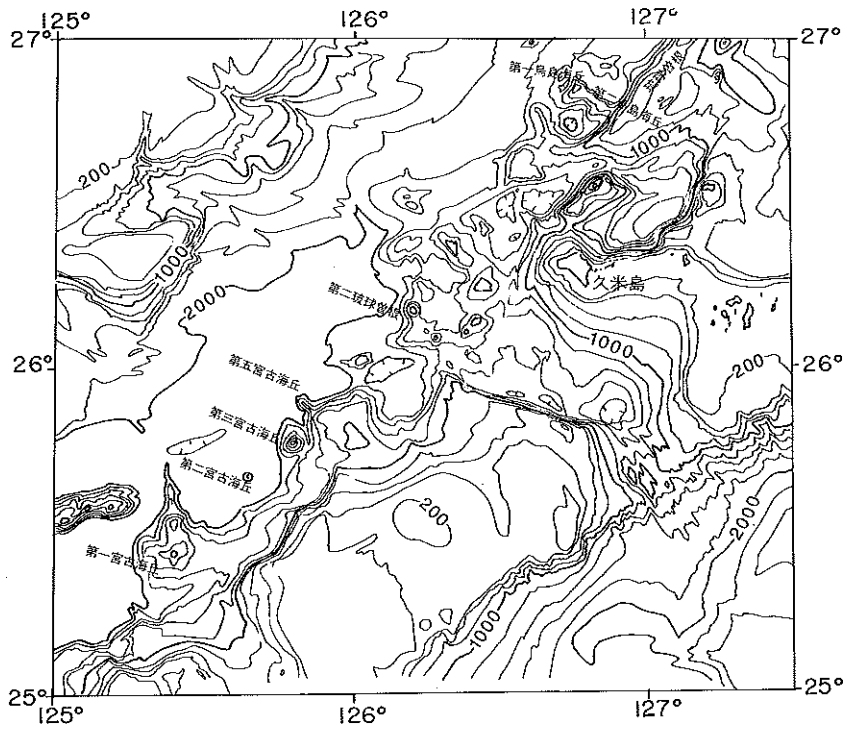


Figure 8. Topography of volcanic chain in the southern part of the Nansei Syoto Arc (Ryukyu Sone to Dai-iti Miyako Knoll).

Surveyed in 1975, 1976, 1984, 1985 and 1986. Contour interval 200 m.

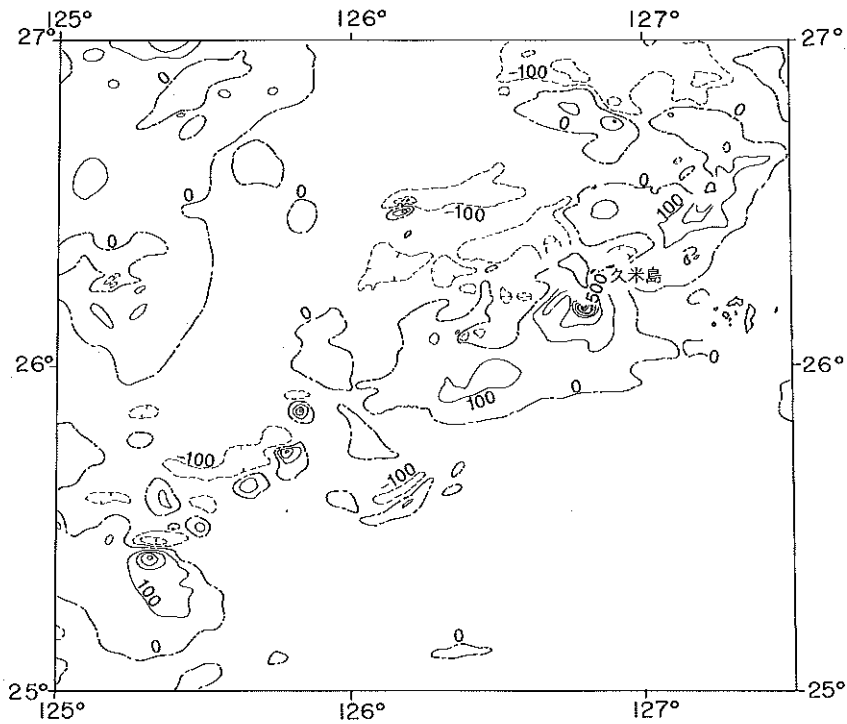


Figure 9. Magnetic total intensity anomaly chart in same area in Figure 8.

Contour interval 100 nT.

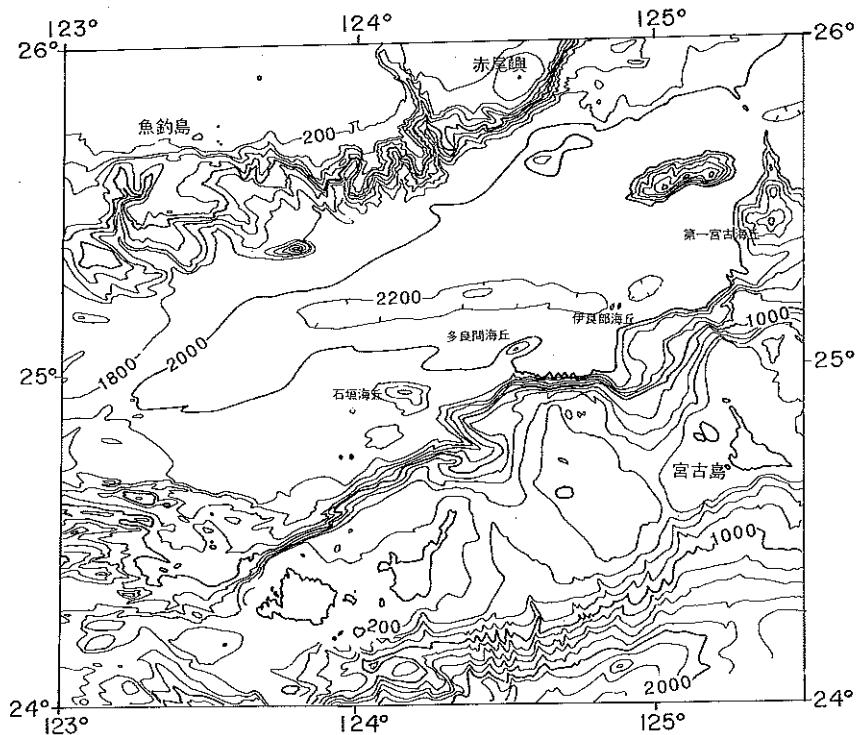


Figure 10. Topography of volcanic chain in the southern part of the Okinawa Trough. Surveyed in 1976, 1980, 1984 and 1985. Contour interval 200 nT.

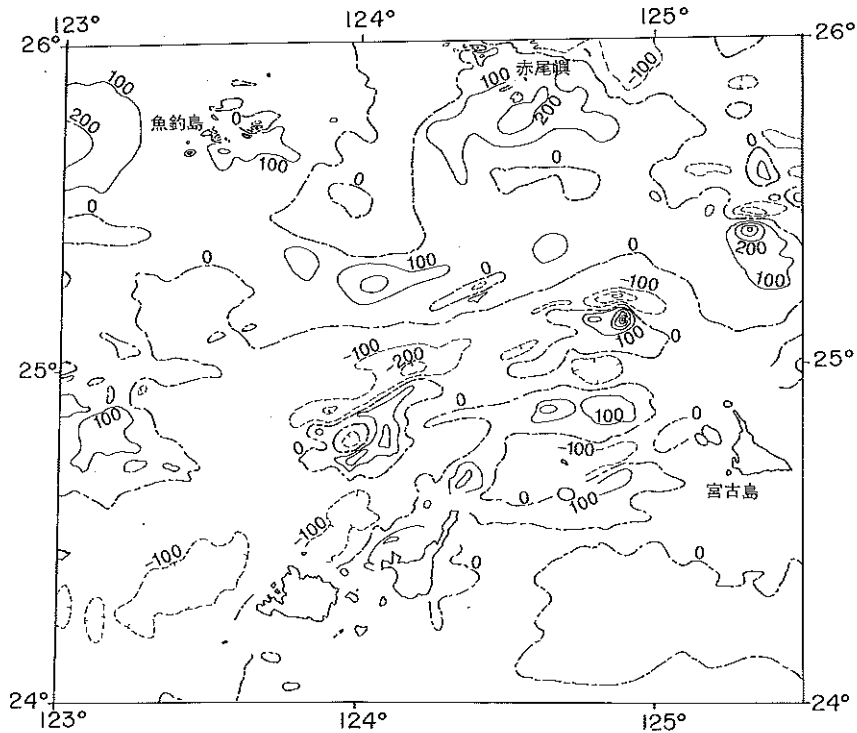


Figure 11. Magnetic total intensity anomaly chart in same area in Figure 10. Contour interval 100 m.

磁性である。

有史以来の火山活動 記録なし。

20. 伊良部海丘

概位 25° 13' N, 124° 53' E

概要 宮古島北西約55kmの沖縄舟状海盆にある小海丘(頂部水深1,890m)である。磁気異常の振幅840 nT, 波長8.0km, 磁化強度17~18 A/m, 正帯磁で玄武岩質火山を推定させる。

有史以来の火山活動 記録なし。

21. 多良間海丘

概位 25° 06' N, 124° 33' E

概要 石垣島北北東約60kmにある比高約500mの海丘(頂部水深1,460m)である。基部では幅5 km, 長さ15kmで東北東—西南西方向を有す。磁気異常は弱いながらもダイポール型磁気異常を示す。

有史以来の火山活動 記録なし。

22. 石垣海丘

概位 24° 58' N, 124° 11' E

概要 西表島北北東約70km沖の沖縄舟状海盆内にある比高約500mの海丘(頂部水深1,370m)。弱い地磁異常を伴う。

有史以来の火山活動 記録なし。

23. 西表島北北東海底火山

概位 24° 34' N, 123° 56' E (24° 45' N, 124° 00' E)

概要 1924年10月31日海底噴火に伴い多量の軽石が黒潮によって漂流し日本各地の海岸に漂着した。

海底の噴火点については、日本活火山総覧(1984)によると、24° 34' N, 123° 56' Eとさているが、当該地は舟状海盆の斜面に相当し火山を想定させる地形、地磁気異常は認められない。ここでは総覧の位置に一番近いところにあり、地磁気調査及び海底地形調査から火山地形と推定される小海浜(頂部を残し大半が埋積されている)の位置(西表島北北東45km)を併記した。

有史以来の主な火山活動

1924年(大正13年)10月31日海底噴火。日本各地に軽石漂流。これ以外の活動の記録はない。

II 南方諸島海域の火山

1. 伊豆大島及び付近

概位 34° 43' N, 139° 25' E (海図 1066, 63637)

概要 大島(754m)は北北西—南南東13km, 東北東—西南西9 kmの主に玄武岩から成る複式成層火山である。山頂のカルデラ(径3~4 km)は東方に開く。島の伸長方向に並ぶ側火山からの山腹噴火が多い。大島の東海岸沿いには大島火山の基盤を成す岡田, 行者窟, 筆島の古い火山が知られている。島の南端の波浮港

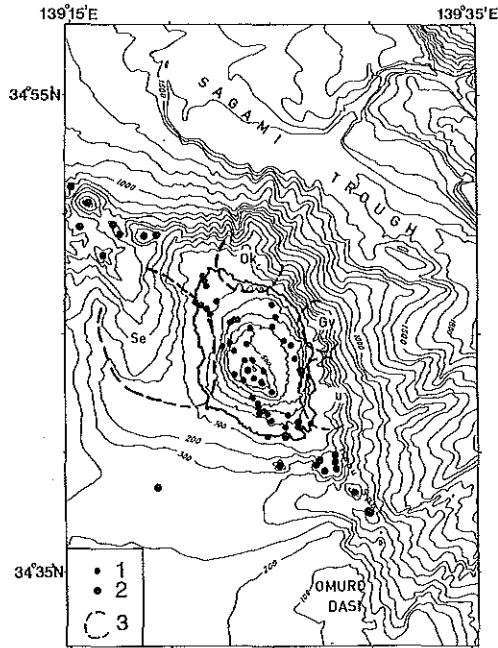


Figure 12. Topography of Izu-O Sima Volcano (after Kato *et al.*, 1987).
 Surveyed in 1954, 1974, 1983 and 1986. Contour interval 100 m. 1. Flank crater on the island,
 2. Knoll, 3. Old volcano.

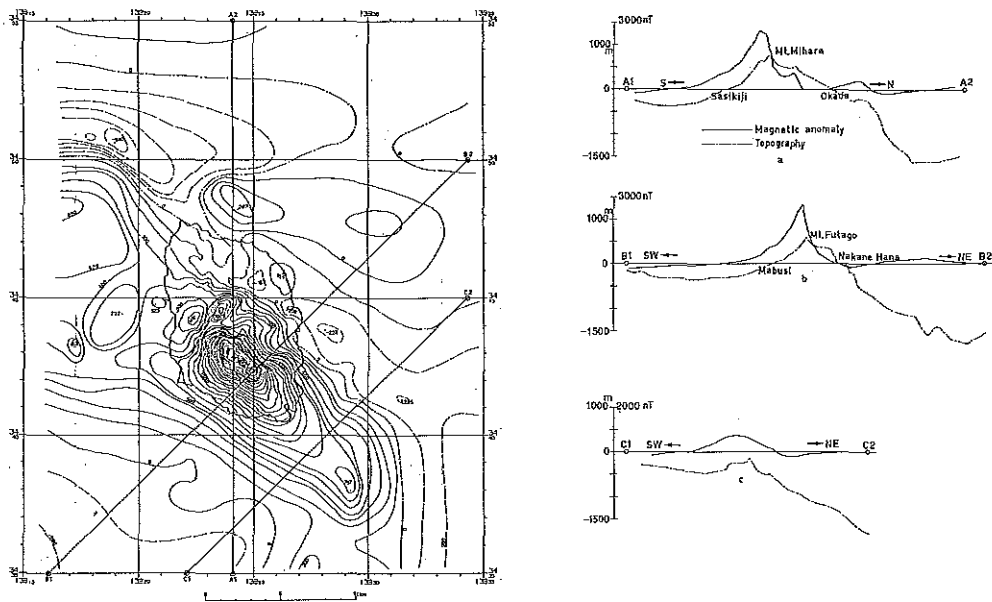


Figure 13. Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Izu-O Sima Volcano at height of 3000 ft
 (after Ueda *et al.*, 1988).
 Contour interval 100 nT.

は、水蒸気マグマ性噴火で出来た池が後の元禄地震の津波（1703年）で開口したものであるともいわれているが詳細は不明である。

1552年以降の噴火は主に山頂部で発生していたが、1986年11月の噴火では、三原山山頂火口内で噴火後カルデラ床に側噴火がおこり、火口列は外輪山外側斜面にまで延びた。1986年の噴火活動の余候は現在も続いている（1988年5月予知連見解）。火山活動時期を通じて大島沿岸部に広く変色水が認められた。

大島の北及び東側の急斜面は相模舟状海盆（トラフ）に続く斜面である。大島の西方には北に開く馬蹄形の凹地形が隣接している。大島の長軸方向の延長部にあたる北西には、大島の側火山列として乳ヶ崎海丘（水深217m、比高約350m）、西乳ヶ崎海丘（水深314m、比高約500m）などの高まりがあり、その北方延長部には東伊豆単成火山群がある。南東の延長部は波浮海脚にあたる。同海脚には間隔約800mで2列の側火山列がある。1987年の測定の結果、北東側の火山列に水深185mの側火山が新たに確認された。1954年と1987年の測定を比較すると、北東側の側火山列に水深の増加が著しく、最大100mもの増加があった。

大島の磁気異常は山体地形に伴う異常と北西—南東方向に伸びる磁気基盤の影響が重畳したもので、大島山体の平均的磁化は12A/mで、三原山のそれは6A/mである。1986年の噴火に関連して、三原山B火口付近に振幅300 nT、波長約350mの熱消磁によるものとみられる磁気異常が観測されている。

有史以来の主な火山活動

684年（天武天皇12年）噴火。

1338年（延元3年）噴火。西岸に達する溶岩流（側噴火）。

1421年（応永28年）噴火。海岸に異変。南部に側噴火。

1552年（天文21年）噴火。東岸に達する溶岩流。

1684年（貞享元年）噴火。「貞享の大噴火」。溶岩北東海岸まで流出。火山活動7年間継続。

1777～1779年（安永6～8年）噴火。「安永の大噴火」。多量の溶岩を流出し、先端は東海岸から海中に流下。

1912～1914年（明治45～大正3年）噴火。

1950～1951年（昭和25～26年）噴火。

1986年（昭和61年）噴火。4カ月半に及ぶ微動などの続発した前兆期間後、11月15日17時25分頃、三原山山頂火口内で噴火。19日火口をあふれた溶岩はカルデラ床の一部に広がる。21日16時15分に三原山北方カルデラ床に側噴火はじまり、16時30分頃火口列は三原山北斜面にのび長さ約750mになる。17時45分頃外輪山を飛び越えて外輪山北西斜面に長さ約1,200mに及ぶ火口列ができる。溶岩は元町方面に流出したが途中で停止。22日の明け方までに13,000人の島外避難が行われた（12月22日までに帰島）。12月18日小噴火。

1987年（昭和62年）11月小噴火。

2. 大室出シ

概 位 34° 32' N, 139° 28' E（海図 1078, 6363）

概 要 伊豆大島南南東約10kmにある堆状の地形である。最浅部は堆北部の小山状に盛り上がる所（水深28m）であるが、それを取り巻くように、大陸棚外縁に相当する水深90～130mが広く発達する。堆のほぼ中央部に凹地（大室海穴水深199m）がある。カルデラ地形あるいは火口の一部を示すかは不明である。

大室出シから石英流紋岩、シソ輝石流紋岩の他、玄武岩、安山岩の報告がある。

有史以来の火山活動 記録なし。

3. 利島

概位 34° 31' N, 139° 17' E (海図 51, 6362, 6363)

概要 大島の南南西方約20kmにあり、やや円錐頂をした成層火山(安山岩)で、島頂は宮塚山(508m)。

有史以来の火山活動 記録なし。

4. 鵜渡根島

概位 34° 28' N, 139° 18' E (海図 51, 6363)

概要 利島の南方約5kmにある成層火山(安山岩)の無人島(209m)。

有史以来の火山活動 記録なし。

5. 北利島カルデラ(仮称)

概位 34° 34' N, 139° 14' E (海図 1078)

概要 1987年「天洋」の測量によって利島北西方4kmに発見された海底カルデラ地形。径5km, 中央火口丘(頂部水深260m, 比高270m)をもつ。玄武岩質火山で80万±50万年(K-Ar年代)以降, 2万年前の形成と推定されている。

有史以来の火山活動 記録なし。

(等深線間隔: 10m)

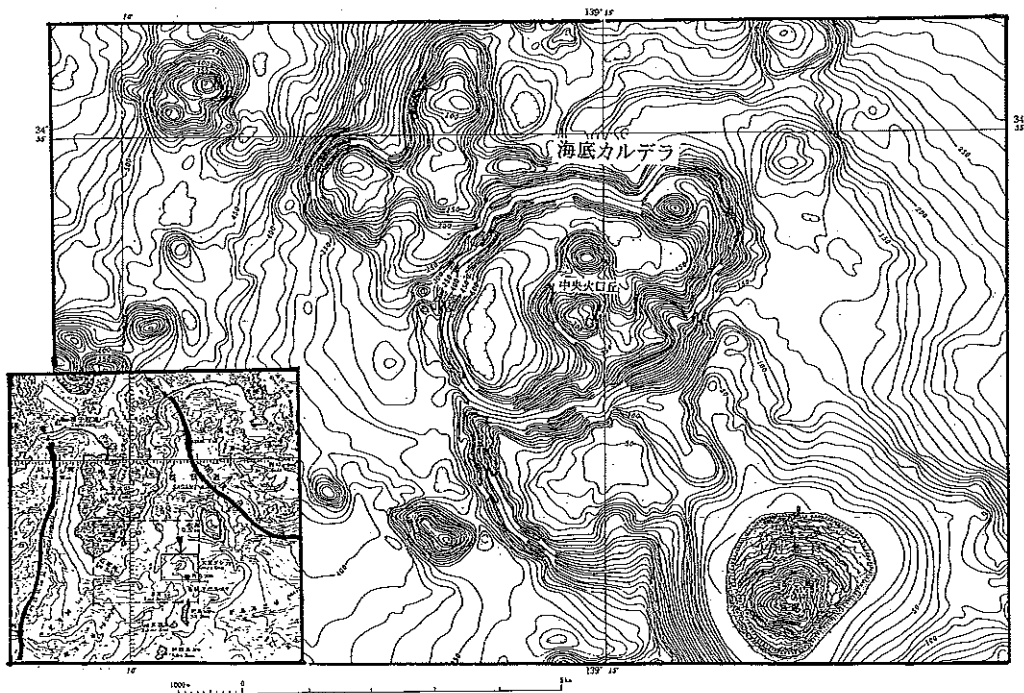


Figure 14. Topography of a newly discovered submarine caldera north of To Sima in 1987. (From Rep. Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption no. 41, 1988.)
Surveyed in 1987. Contour interval 10 m.

6. 新島

概位 34° 23' N, 139° 16' E (海図 51, 6362, 6363)

概要 利島の南方約9 kmにある南北11kmの細長い島(432m)。南部と北部に流紋岩の溶岩円頂丘群があり、北端部には玄武岩の火山礫層がわずかに分布している。噴火すれば激烈で熱雲、泥流も生じやすい。顕著な磁気異常は南部の向山(283m)による異常(+200 nT~-1,000 nT, 波長2.5km)と北側の宮塚山(432m)と阿土山(207m)による異常(+260 nT)の2か所である。

新島近海ではしばしば群発地震が昭和32年以降観測されている。

有史以来の主な火山活動

886年(仁和2年)噴火。新に1島生じたという。

1988年(昭和63年)6月, 島北部に変色水。11月全海岸線に乳白色, 青白色の変色水, 1989年(平成元年)1月変色水やや薄くなる。

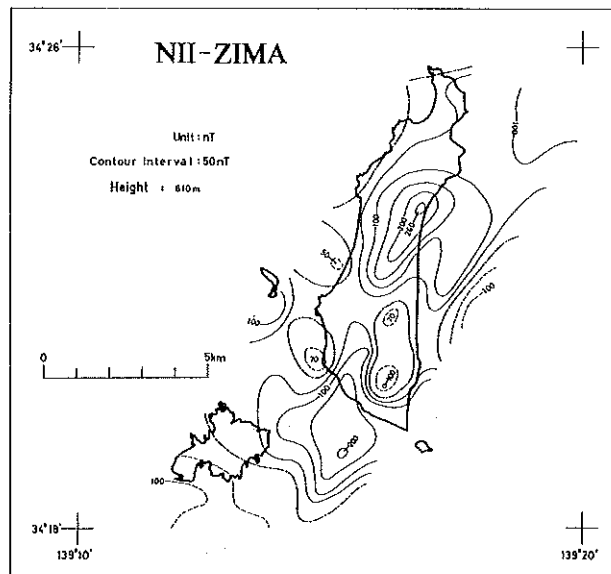


Figure 15. Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Nii Sima at height of 610 m (after Ueda *et al.*, 1983).

Contour interval 50 nT.

7. 式根島

概位 34° 19' N, 139° 13' E (海図 51, 6362, 6363)

概要 新島の南西約3 kmにあり, 伊豆諸島中, 唯一の平低な島(109m)でその西部にやや高い溶岩円頂丘(流紋岩)がある。

有史以来の火山活動 記録なし。

8. 神津島

概位 34° 13' N, 139° 09' E (海図 51, 6362)

概要 式根島の南南西約10 kmにある南北6 km, 東西4 kmの島(574m)で流紋岩(SiO₂ 75~77%)の溶岩

円頂丘群と火砕岩からなる。噴火記録は島中央の天上山のみ。噴火すれば激烈。天上山に対応する磁気異常が認められる。

有史以来の主な火山活動

832年（天長9年）噴火。溶岩流海に流入。

838年（承和5年）8月2日噴火。溶岩流海に流入。

1989年（平成元年）8月多幸湾を中心に変色水（近海に地震多発）。

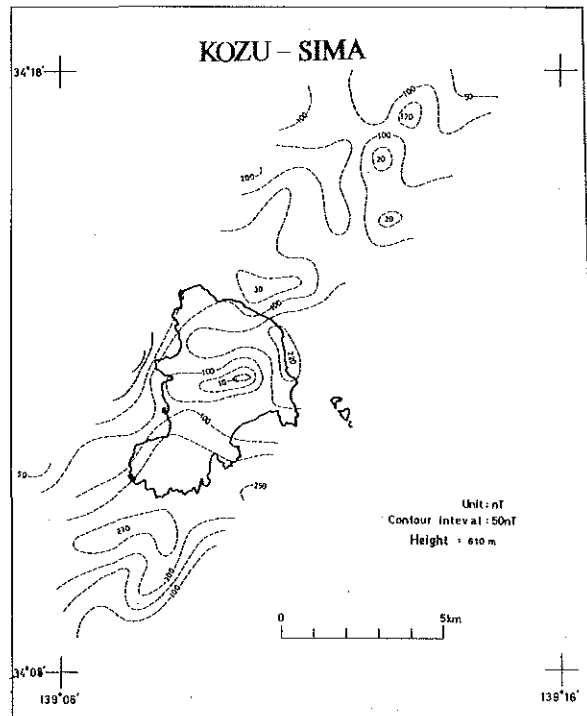


Figure 16. Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Kozu Sima at height of 610 m (after Ueda *et al.*, 1983).

Contour interval 50 nT.

9. 三宅島

概位 34° 05' N, 139° 32' E (海図 51, 6364)

概要 径8 kmのほぼ円形をした玄武岩質 (SiO_2 50~55%) の二重式成層火山 (標高814m)。山体の基底は水深300m以深までの南北方向に主軸がある。山頂の噴火のほか山腹~付近海底での割れ目噴火がよく見られる。山腹噴火に際しては海岸地域で激しい水蒸気爆発が起こりやすい。

典型的なダイポール型 (+1,760 nT, -430 nT, 極値間隔3.4km) の磁気異常分布を示す。山体の平均的磁化強度は10.6 A/m。偏角=9.7°, 俯角=43.2°。残差分布をみると、雄山をほぼ東西に横断する負の領域と島の南西部付近に見られる負の領域が特徴的である。

有史以来の主な火山活動

1643年（寛永20年）噴火。溶岩海中へ約1 km流出。噴火約3週間続く。

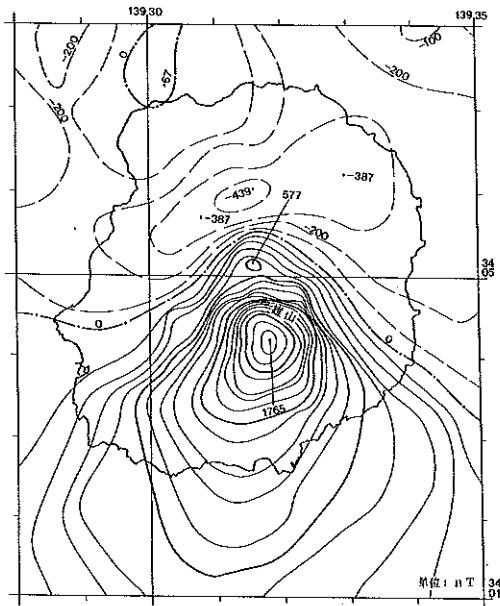


Figure 17. Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Miyake Sima at height of 3,800 ft. (after Suzuki *et al.*, 1989) Surveyed in 1987. Contour interval 50 nT.

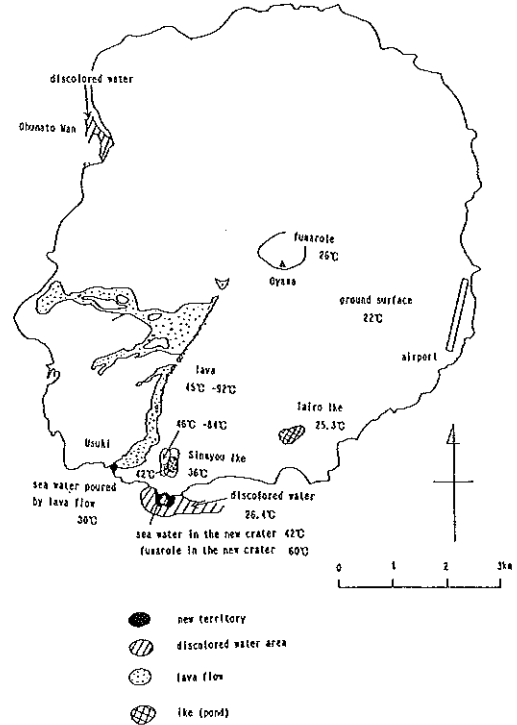


Figure 18. Surface temperature of Miyake Sima by an air-borne thermal infrared radiometer on Oct. 5, 1984 (After Tsuchide *et al.*, 1984).

1712年（正徳元年）噴火。溶岩海中へ（新鼻付近か）。

1763年（宝暦13年）噴火。薄木に深い火口ができ水溜まる（新濤池か）。

1874年（明治7年）7月3日噴火。山腹で噴火し溶岩は東郷に達し海に5,000m²の陸地をつくる。

1940年（昭和15年）7月噴火。北東山腹より噴火。溶岩は赤場暁湾に達す。噴火に先立ち赤場暁の海岸及び北西山腹に水蒸気みる。

1962年（昭和37年）8月24日噴火。割れ目噴火。溶岩噴泉，多数の火孔から溶岩を海中にまで流出。スコリア海底にも広く分布。噴出物総量 0.9×10^7 m³。

1983年（昭和58年）10月3日噴火。南西山腹からの割れ目噴火。溶岩噴泉，溶岩流は主に3方向に流れ，南南西に流れたものは海中に達する。西方に流れたものは阿古地区の住宅を埋没し海岸近くで停止。島南部の新濤池付近と新鼻の海岸付近でマグマ水蒸気爆発が発生。噴出物総量2,000万トン。

10. 大野原島

概位 34° 03' N, 133° 23' E (海図 51, 6364)

概要 三宅島の西南西約9 kmにあり，高い三つの突岩と数個の小岩から成る。溶岩円頂丘(安山岩)。最高は北岩の114m。

有史以来の火山活動

1956年（昭和31年）8月13日，島の海岸で熱湯を噴出。付近の海水昇温。

11. 御蔵島

概位 33° 52' N, 139° 36' E (海図 60,6364)

概要 三宅島の南南東方約19kmにあり，御山（851m）を島頂とするほぼ円形の安山岩，玄武岩質の火山島である。

なお，御蔵島の南西約35kmに間瀬波島があり水深1,600～1,800mの御蔵海盆からそびえる孤立した岩小島（75m）をなす。西海岸から複輝石安山岩が採取されている。御蔵島，御蔵海山（水深275m），間瀬波島とともに北東—南西方向の火山列を成す。

有史以来の火山活動 記録なし。

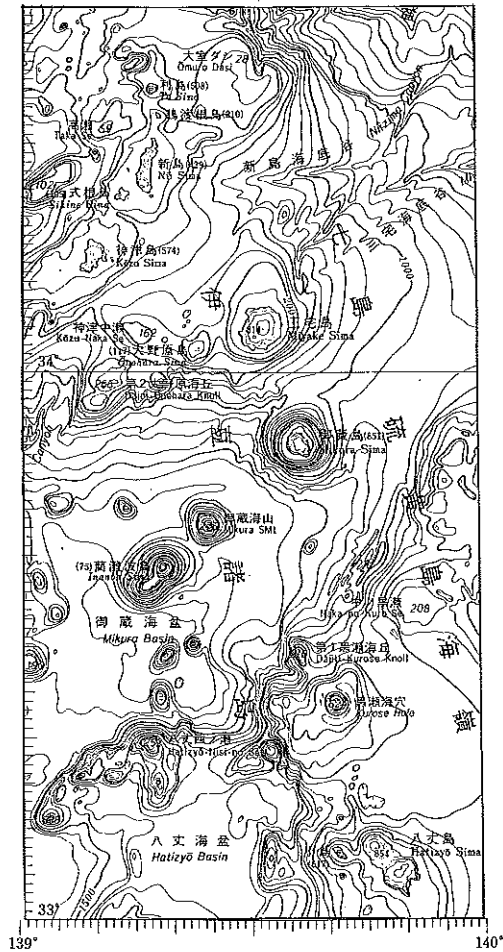


Figure 19. Topography of Izu Syoto sea area, Omuro Dasi to Hatizyo Sima (from chart no. 6313).

12. 黒瀬(堆)

概位 33° 24' N, 139° 40' E (海図 60, 6364)

概要 八丈島北約30kmの浅瀬で、七島・硫黄島海嶺の頂部の1つ。頂部水深は110mであるが、最深部約800mの海穴(カルデラ)を有す。カルデラの形成は大陸棚の形成時期(約2万年前)より古い。黒瀬からシソ輝石普通輝石角閃石石英安山岩、シソ輝石含有普通角閃石石英安山岩が採取されている。また黒瀬堆の北西斜面に付随する第1黒瀬海丘(水深96m)からカンラン石玄武岩、安山岩のほか、普通角閃石流紋岩の報告がある。黒瀬堆の南西約15kmにもカルデラ地形(黒瀬西海穴—水深約1,500m)が認められる。

有史以来の火山活動 記録なし。

13. 八丈島

概位 33° 08' N, 139° 46' E (海図 60, 6364, 6365)

概要 御蔵島の南南東方約75kmにあり、東山と西山の2火山が接合した北西—南東14km, 北東—南西7.5kmの島。東山に噴火記録なし。西山は玄武岩(SiO_2 50~55%)の成層火山(標高845m)で山頂噴火のほか山腹や付近海底から噴火したことがある。西山の磁気異常の振幅は1,900 nT強。正負の異常のピーク間隔は約2.8kmで典型的なダイポール型を示す。

なお、八丈島南方約35kmに孤立した高まり(頂部水深295m)がある。頂部から複輝石アルカリ角閃石安山岩、複輝石ガラス質安山岩。

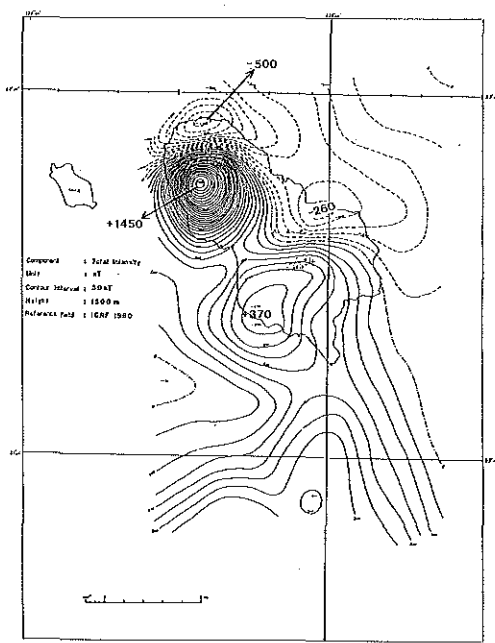


Figure 20. Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Hatizyo Sima at height of 1500 m (after Ueda *et al.*, 1985).

Surveyed in 1983. Contour interval 50 nT.

有史以来の主な火山活動

1487年(長享元年)12月7日噴火。

1906年（慶長10年）1月23日海底噴火。八丈島付近で海底噴火し火山島生成（位置その後の模様不明）。

14. 青ヶ島

概位 32° 27' N, 139° 46' E（海図 1071, 6422）

概要 八丈島の南方65kmにある周囲約9kmの二重式の火山島（標高423m）。島の南部に径1.5kmのカルデラ。外輪山は玄武岩（SiO₂ 51~52%），2つの中央火口丘は安山岩（SiO₂ 61~62%）である。島の北端及びカルデラ内の数か所に噴気孔。黒崎海岸には海中温泉の湧出がある。

青ヶ島を載せる山体の基底は水深1,200~1,400mまで延びており、青ヶ島自体はその全体の高まりの山頂部にすぎない。青ヶ島をのせる高まりは、第1東青ヶ島海丘、第2東青ヶ島海丘、第3東青ヶ島海丘の高まりとともに、北西に開く馬蹄形の凹状地形の外輪を成す。第2東青ヶ島海丘と第3東青ヶ島海丘の間にカルデラ地形（比深約600m）がある。

青ヶ島に伴う地磁気異常の振幅は1,200 nT以上に達し、正異常域は山体斜面を越えてさらに南側にまで伸びている。この方向に沿ってマグマの貫入活動の存在が推察される。

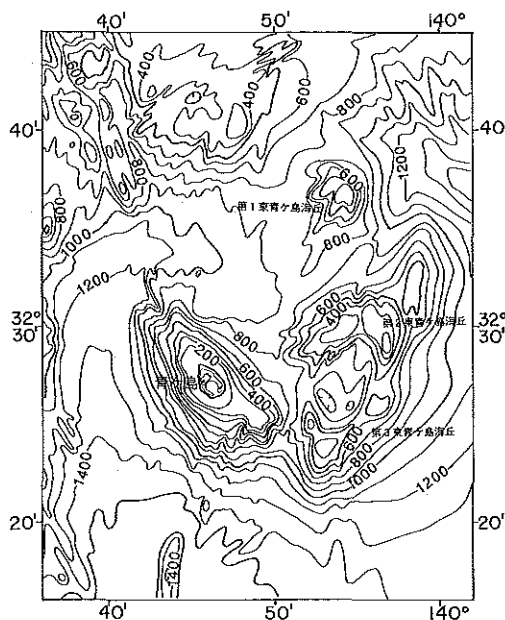


Figure 21. Topography around Ao-ga-Sima. Surveyed in 1984. Contour interval 100 m.

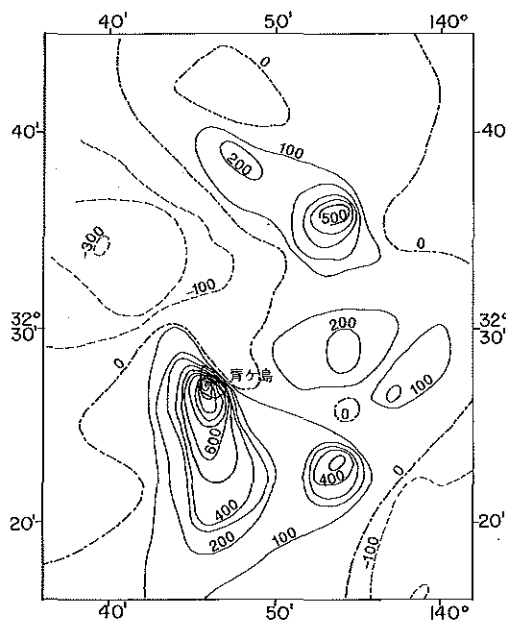


Figure 22. Aeromagnetic total intensity anomaly chart around Ao-ga-Sima at height of 3,000 ft. (From Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, no. 40, 1988.)

有史以来の主な火山活動

1652年（承応元年）噴煙。

1780年（安永9年）~1783年（元明3年）噴火。

1785年（天明5年）噴火。4月18日火口原から噴煙，赤熱噴石，泥土噴出，5月頃まで続く。327人の居住者のうち130~140名が死亡と推定。残りは八丈島に避難し，以後50余年無人島となる。

1975年（昭和50年）11月変色水。

15. 明神海丘

概位 32° 06' N, 139° 51' E (海図 6422)

概要 青ヶ島南南東約40kmにある水深451mの海丘で七島・硫黄島海嶺の頂部の1つ。カルデラ地形(水深約1,300m)とともに中央火口丘(水深約900m)をもつ。カルデラを取り巻く外輪山の水深は400m~700mである。

有史以来の火山活動 記録なし。

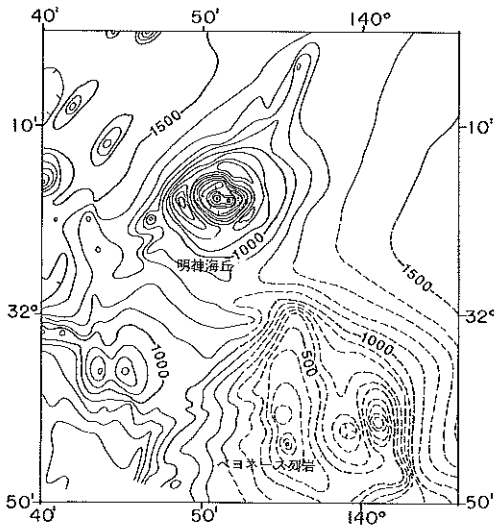


Figure 23. Topography around Myozin Knoll and Beyonesu Retugan. Surveyed in 1984. Contour interval 100 m.

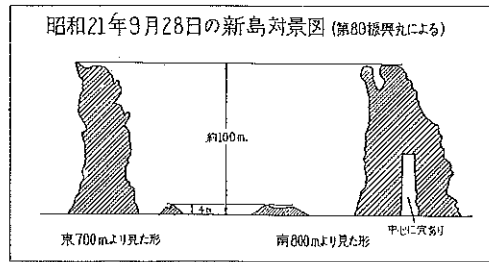
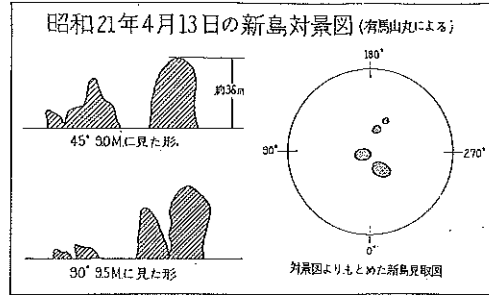


Figure 24. Sketch of a newly born island at Myozin Syo in 1946 (after Mita, 1949).

16. ベヨネース列岩

概位 31° 53' N, 139° 55' E (海図 81, 6422)

概要 青ヶ島南南東約65kmにあるベヨネース列岩(玄武岩 SiO_2 52%)は海底火山上の島で3個の鳥帽子型の岩(最高岩9.9m)と数個の小礁から成る。この基底は水深1,400~1,500mにあり、ベヨネース列岩及びその東部の浅礁上に出現した新島(現在は海面下)を頂部とする比高1,400m内外の火山である。

1952年の噴火地点は明神礁と命名されたが、1970年の噴火地点は前者より更に東北東2kmの地点にあることから、前者を旧明神礁(31° 56.3' N, 140° 01.4' E)、後者を新明神礁(31° 56.0' N, 140° 00.5' E)と区別する向きもある。また1915年の噴火地点はベヨネース列岩と明神礁の間と推定され、高根礁(31° 54.3' N, 139° 56.0' E)といわれている。1952年~1953年に活動した明神礁の岩石は主に石英安山岩(SiO_2 63~69%)である。

有史以来の主な火山活動

1869年(明治2年)海底噴火。

- 1870年（明治3年）小島噴出。詳細不明。
- 1871年（明治4年）海底噴火。
- 1896年（明治29年）小島が噴出し烈しく波浪する。
- 1906年（明治39年）噴煙，軽石浮流。
- 1915年（大正4年）海底噴火。岩石噴出，噴煙。
- 1934年（昭和9年）海底噴火。海水黄変，硫黄臭。
- 1945年（昭和20年）10～11月乳白色の変色水。硫黄臭。
- 1946年（昭和21年）新島出沒。1月新島発見。2月長さ200m，幅150m。4月新島数個からなる（うち2個の高さ約36m）。10月高さ100mのもの1個となる。12月海面下に沈下。
- 1952～1953年（昭和27～28年）大爆発を伴う新島出沒。9月16日海底噴火（この地点を明神礁と命名）。新島は径百数10m，高さ数10m。中・下旬に大爆発。9月23日新島沈没。9月24日調査中の水路部所属第5海洋丸遭難31名殉職。10月11日頃再び新島出現（翌年3月11日頃消滅）。4月5日頃3たび新島出現（9月3日頃海面下に沈下）。
- 1954年（昭和29年）11月4日噴火。
- 1955年（昭和30年）6月25日噴火。
- 1960年（昭和35年）7月21日噴火。噴煙2,000～3,000m，軽石（石英安山岩であるが中に玄武岩の岩片を含む）浮遊。
- 1970年（昭和45年）1～6月噴火。噴煙，軽石（両輝石石英安山岩）浮遊。
- 1971年（昭和46年）3月，8月，1979年（昭和54年）7月，1980年（昭和55年）11月，12月，1983年（昭和58年）5月，1986年（昭和61年）10月，1987年（昭和62年）10月，12月，1988年（昭和63年）3月にそれぞれ変色水。

17. 須美寿島

概位 31° 26' N, 140° 03' E (海図 81, 6527)

概要 青ヶ島南方約110kmにある高さ136mの突岩で南北に長い。本島の北方には海底カルデラ地形（最深部約1,000m）があり，須美寿島（カンラン石玄武岩）は外輪山の1つに相当する。外輪の径は6～9km。大陸棚相当面の発達からカルデラの形成は少なくとも約2万年前より古い。須美寿島北西（水深218m）からの玄武岩はSiO₂ 50.4%，Na₂O 2.47%，K₂O 0.23%。

須美寿島北北東7kmに白根（水深7.7m）と呼ばれる礁（複輝石ガラス質安山岩）がある。これも上記カルデラの外輪山の1つである。

有史以来の主な火山活動

- 1870年（明治3年）海底噴火。須美寿島北北東1/2東，約5裡で噴火。小島噴出沒（高さ約13m，長径33m）。
- 1916年（大正15年）6月21日噴火。須美寿島の西端の海底で爆発と黒煙。
- 1974年（昭和49年）7月6日須美寿島北に変色水と硫黄臭。
- 1975～77年（昭和50～52年）変色水。1989年（平成元年）1月18日 島の西側に変色水（青緑色）。

18. 第3須美寿海丘

概位 31° 16' N, 140° 03' E (海図 6527)

概要 須美寿の南約20kmにある水深約300mの海丘。七島・硫黄島海嶺頂部の1つ。比高800~1,000m。海丘の頂部にカルデラ地形(比深約600m)。

有史以来の火山活動 記録なし。

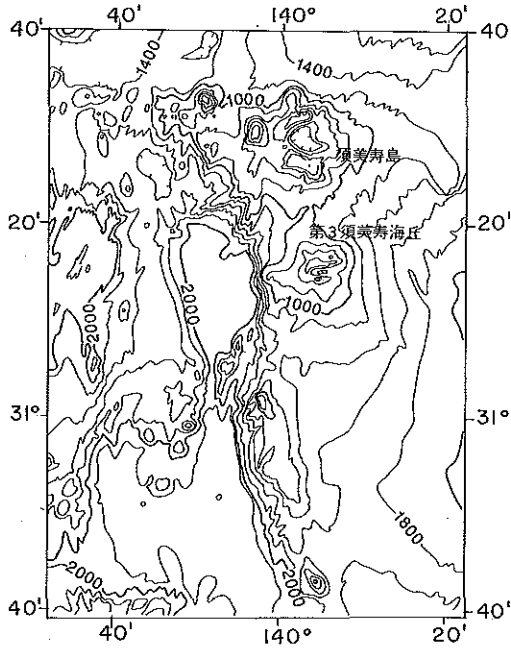


Figure 25. Topography around Sumisu Sima and Dai-san Sumisu Knoll. Surveyed in 1984. Contour interval 200 m.

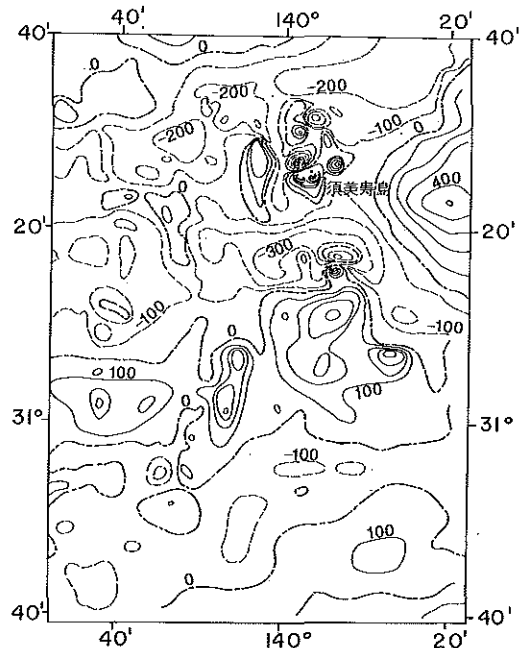


Figure 26. Magnetic total intensity anomaly chart around Sumisu Sima and Daisan-Sumisu Knoll. Surveyed in 1984. Contour interval 100 nT.

19. 鳥島

概位 30° 29' N, 140° 18' E (海図 83, 6553)

概要 須美寿島の南南東約110kmにある周囲約6.5kmのほぼ円形に近い二重成層火山(玄武岩~安山岩(SiO_2 48~60%)。中央火口丘の硫黄山(394m)が最も高く蒸気を噴出。

鳥島を頂く地形の高まりは径約20km, 比高1,000mほどで西北西~東南東方向に連なる。鳥島の北方に馬蹄形の凹地が存在し, 鳥島はその外輪に位置する。

鳥島及びその周辺では地形的高まりの部分にダイポール型の短波長の磁気異常が認められるが, これを除けば負の異常が卓越している。鳥島近海で+182m Galのフリー・エア重力異常。

有史以来の主な火山活動

1902年(明治35年)大噴火。島の中央に大火口を形成。島の南南西約1kmの海中及び島の北西部でも爆発が起り, 島北部に兵庫湾を形成。全島民125名死亡。

1939年(昭和14年)8~12月大噴火。

1975年（昭和50年）変色水。

1989年（平成元年）1月18日島の東側に変色水。

20. 孀婦岩

概位 29° 47' N, 140° 21' E (海図 83, 6553)

概要 鳥島の南方約75kmにある黒色の孤立突岩 (99m) である。孀婦岩を頂く地塊は東西約50kmで比高1,500~2,000mほどの2つの高まりからなる。この地塊には振幅約1,000~1,300 nTのダイポール型磁気異常が認められる。孀婦岩近海で+190 mGalのフリー・エア異常。

孀婦岩からカンラン石単斜輝石玄武岩が採取されている。

有史以来の火山活動

1975年（昭和50年）8月変色水。孀婦岩の北方約500mに緑色の変色水を視認。

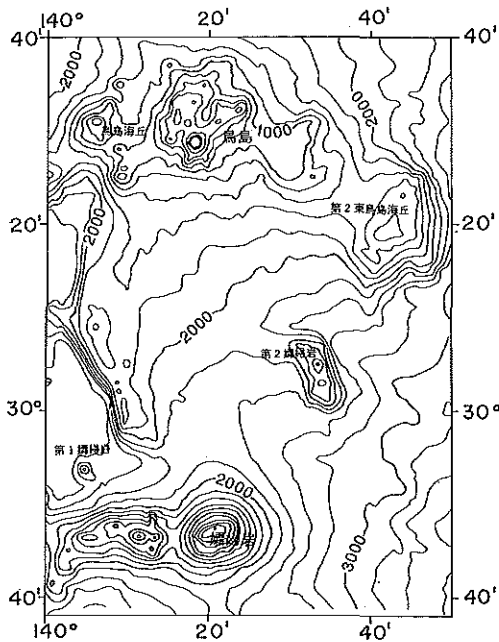


Figure 27. Topography around Tori Sima and Sohu Gan. Surveyed in 1986. Contour interval 200 m.

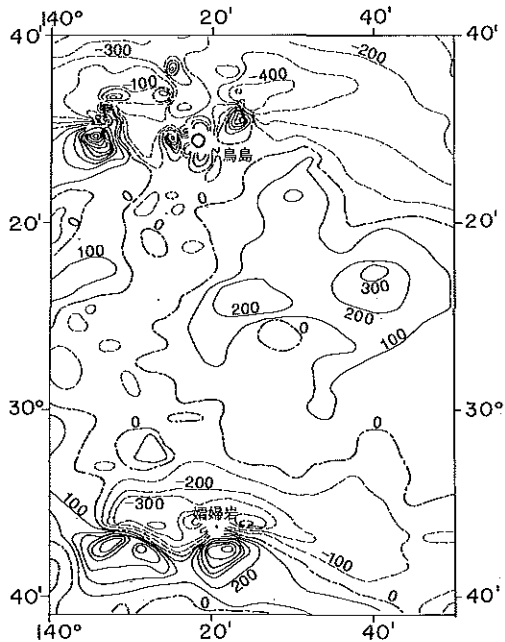


Figure 28. Magnetic total intensity anomaly chart around Tori Sima and Sohu Gan. Surveyed in 1986. Contour interval 100 nT.

21. 孀婦岩～西之島間の海山列（七曜海山列）

概位 27° 40' ~29° 30' N, 140° 20' ~140° 50' E (海図 83)

概要 孀婦岩～西之島間の七島・硫黄島海嶺頂部に相当する尾根には7個の海山が連綿と連なっている。火山フロントと推定される位置にあることから第4紀火山と推定されるが詳細は不明である。本州から離れており、周囲に島がないこと、水深が深いことから海底火山活動について正確な徴候を得ることは難しい。海山のリストを以下に掲げる。

- 211 29° 28' N, 140° 21' E, 頂部水深827m, 東斜面から両輝石安山岩。
 212 29° 18' N, 140° 28' E, 頂部水深525m。
 213 29° 04' N, 140° 32' E, 頂部水深584m。
 214 28° 34' N, 140° 38' E, 頂部水深877m, 頂部にカルデラ地形, 普通輝石カンラン石玄武岩。
 215 28° 19' N, 140° 35' E, 頂部水深812m。頂部に複式のカルデラ地形発達。
 216 28° 03' N, 140° 46' E, 頂部水深650m。
 217 27° 41' N, 140° 48' E, 頂部水深366m, 北麓から斜方輝石安山岩。

註 水深はいずれも暫定値

有史以来の火山活動 いずれの海山についても噴火の記録なし。

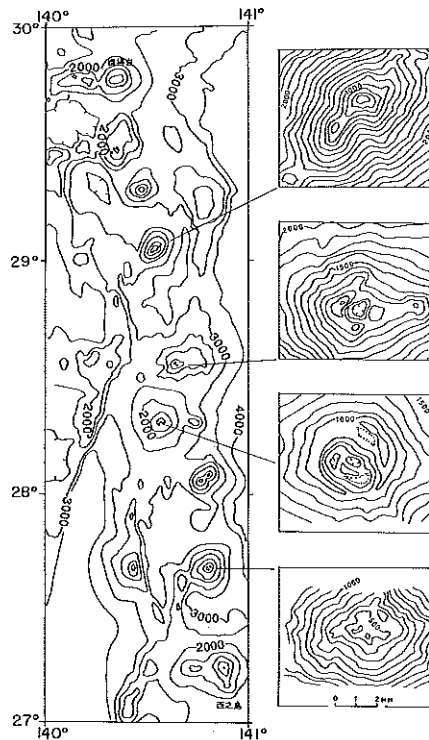


Figure 29. Topography of Sohu Gan to Nisi-no-Sima.
 Surveyed in 1986, 1988 and 1989. Contour interval 200 m.

22. 西之島

概位 27° 15' N, 140° 53' E (海図 49, 83)

概要 父島西方約130kmにある無人島で, 南北約650m, 幅約200m, 島頂は中央部付近の25m, 全体として平低な安山岩質の島 (SiO_2 58~60%) である。

1973年, 西之島至近の海底で有史以来噴火記録のない西之島火山が活動を開始し, 新島を形成した。その後新島は西之島と接続し現存する。1986年3月現在の西之島及び同新島の面積286,000 m^2 , 標高32m。新島からシソ輝石普通輝石安山岩, カンラン石単斜輝石安山岩が採取されている。 SiO_2 58.4~58.9%, Na_2O

4.16~4.41%, K_2O 1.12~1.19%。

有史以来の主な火山活動

1973年(昭和48年)新島誕生。4月12日変色水, 5月31日白濁の噴出孔, 変色域幅200m, 長さ3km。6月19日噴煙高さ30m。7月5日濃厚な変色海域, 延長16km, 噴出点に岩礁の色調あり。9月11日直径30~50mの新島。9月14日新島は黒色の噴石丘で, 径120m, 中央に直径約70mの円形噴火口, 高さ北側で約40m, 南側で約20m, 噴煙の高さ1,500m。9月29日新島主火孔より溶岩流出, その西約40mに第2新島。10月9日第2新島の西に第3新島。10月10日第1~3島陸続き。12月21日東西550m, 南北200~400mの火山島に成長(西之島新島と命名), 面積121,000 m^2 , 標高52m。

1974年(昭和49年)5月この頃まで火山活動を継続し, 以後は休止する。6月10日漂砂等により新島と旧島が結合。8月3日の面積316,000 m^2 。

1989年(平成元年)1月18日南側で侵食, 北側で堆積続く。依然として変色水認められる。

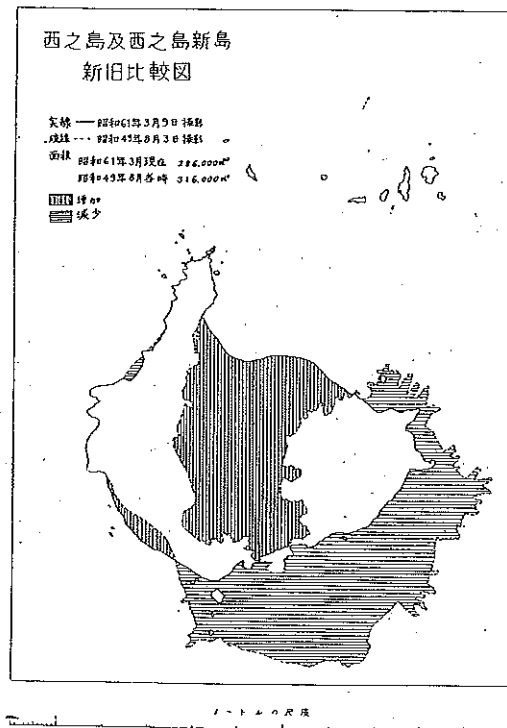


Figure 30. Nisinosima-Sin To in 1974 and 1986. (From Rep. Committee for Prediction of Volcanic Eruption, no. 41, 1988.)

23. 海形海山

概位 26° 40' N, 141° 00' E (海図 83)

概要 北硫黄島北北西約140kmにある海山(浅部水深162m)でその基部は水深2,500m以深にあり, 南部の海徳海山とは水深2,200mで尾根を接する。海形海山頂部には東峰(頂部水深426m)と北東-南西に連なる3つの峯からなる西峰列(頂部水深北より, 475m, 162m, 625m)とがある。東峰にカルデラ地形が認めら

れ、最大径3 km、最大水深930mである。また、海山の西及び北斜面には側火山と推定される高まりが数箇所認められる。東峰からシソ輝石普通輝石安山岩、西峰から斜方輝石安山岩、普通輝石カンラン石玄武岩等が採取されている。本海山には熱水活動の証拠がある。

有史以来の火山活動 噴火の記録なし。

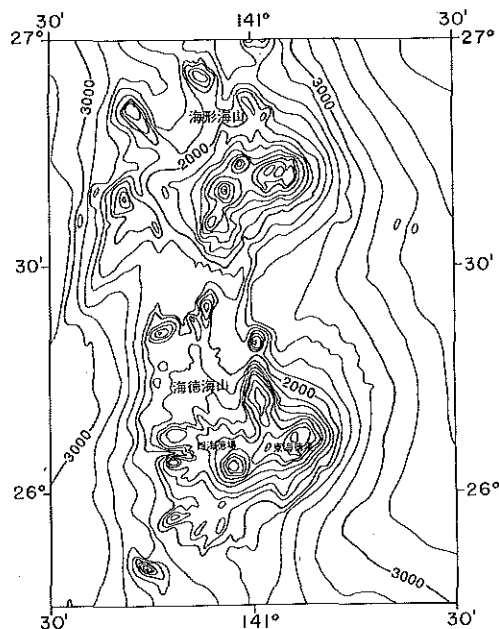


Figure 31. Topography of Kaikata Seamount and Kaitoku Seamount. Surveyed in 1985 and 1986. Contour interval 200 m.

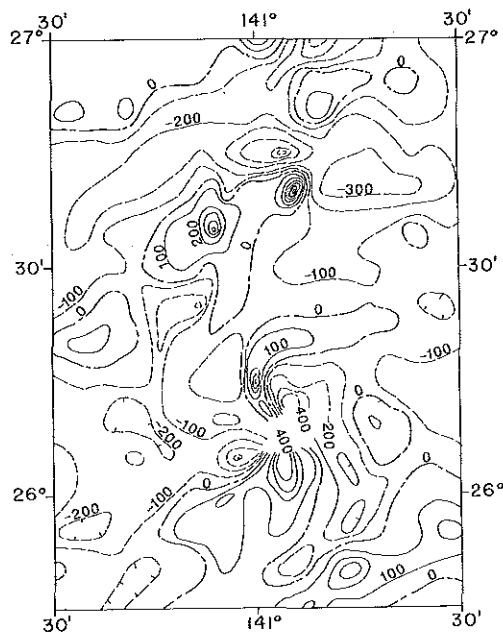


Figure 32. Magnetic total intensity anomaly chart of Kaikata Seamount and Kaitoku Seamount. Surveyed in 1985 and 1986. Contour interval 100 nT.

24. 海徳海山

概位 26° 07' N, 141° 06' E (海図 2130)

概要 海徳海山は北硫黄島北北西約80kmにあり、基部約50km、比高約2,500mで3つの峰からなる。南にある2つの峰はその位置により、西海徳場(水深103m)、東海徳場(水深289m)と呼ばれている。

1543年 26° 00' N, 140° 46' Eに海底噴火の報告があるが、海徳海山付近での確実な噴火記録は1984年の東海徳場での噴火である。なお、噴火後の東海徳場の頂部水深は不明である。北峰(頂部水深506m)斜面の岩石は非アルカリ玄武岩(SiO_2 48%)であるが、1984年の噴火の際、東海徳場から噴出した軽石は石英安山岩である。

有史以来の火山活動

1543年(天文12年)海底噴火。西海徳場か。

1984年(昭和59年)海底噴火。3月7日変色水。3月8日岩噴出。海面上には岩は認めない。3月16日黒い岩礁らしきもの海面から1m位出るも消滅。3月23日高さ約160m、幅約230mの噴出。3月26日以降噴煙、水蒸気、海面の盛り上がり視認できず。3月採取の軽石 SiO_2 62.4%, Na_2O 5.2%, K_2O 1.4%,

変色水pH7.4~7.8, Fe (mg/l) 0.28~0.32。

1984年(昭和59年)12月を最後に変色水認めず。

25. 北硫黄島

概位 25° 25' N, 141° 17' E (海図 50, 86)

概要 火山列島の最北の島で中央部を南北に連なる山峰があり最高頂は南部の神ヶ峰(標高792m)。山頂付近に噴火口はなく島での噴火の記録はない。浸食の進んだ玄武岩の成層火山。周辺海域から普通輝石ピジョン輝石安山岩, カンラン石斜方輝石玄武岩等が採取されている。

北硫黄島の北ノ岬の西方約5kmに海底火山である噴火浅根(最浅部14m)があり, 1880年以降しばしば噴火の記録がある。

有史以来の火山活動

1780年(安永9年)海底噴火。

1880年(明治13年)海底噴火。海中から泥土, 灰を伴う火炎を噴出。

1930~1968年(昭和5~43年)海底噴火。この間しばしば噴火があった模様で, 火炎, 噴煙, 硫黄, 泥土, 水柱等の噴出。

26. 硫黄島付近

概位 24° 48' N, 141° 20' E (海図 50, 86)

概要 硫黄島(粗面岩質安山岩(SiO₂ 58~59%)は水深2,000m以深からそびえる直径40km以上の火山体の頂上部にある。北東~南西の長さ約8kmで, 南西端の摺鉢山(161m)と北東部の元山(約110m)の2つの火山とその間の千鳥ヶ原からなる。

島の各地に硫黄と地熱地域があり, 島の隆起が続いている。有史以来の噴火は水蒸気爆発である。

北東岸の近くに海底活火山があり海水は変色し硫黄臭強い。北ノ鼻の西方約850m及び南東岸沖の二ツ根(高さ1.5m)の東北東約1,500mと約1,850mに海底硫黄孔がある。

地磁気の調査及び山頂部の隆起と放熱を続けていることとも考え合わせ, 火道を通じ溶岩の供給が続いていると推測される。

硫黄島の西北西約15kmに海勢西ノ場(水深198m)及び南方20kmに海神南ノ場(粗面岩質安山岩, 水深246m)がある。両浅所と推定される位置から火山活動の報告があるが詳細は不明。

有史以来の主な火山活動

1922年(大正11年)7月西海岸付近で水蒸気爆発。

1938年(昭和13年)硫黄湧出(海神南ノ場か)。

1967年(昭和42年)12月西海岸で水蒸気爆発。

1974年(昭和49年)海勢西ノ場で海底火山の活動らしきもの。

1980年(昭和55年)3月北の鼻の泥噴火。

1982年(昭和57年)3月井土ヶ浜中央部で小爆発。

27. 南硫黄島付近

概位 24° 14' N, 141° 28' E (海図 86)

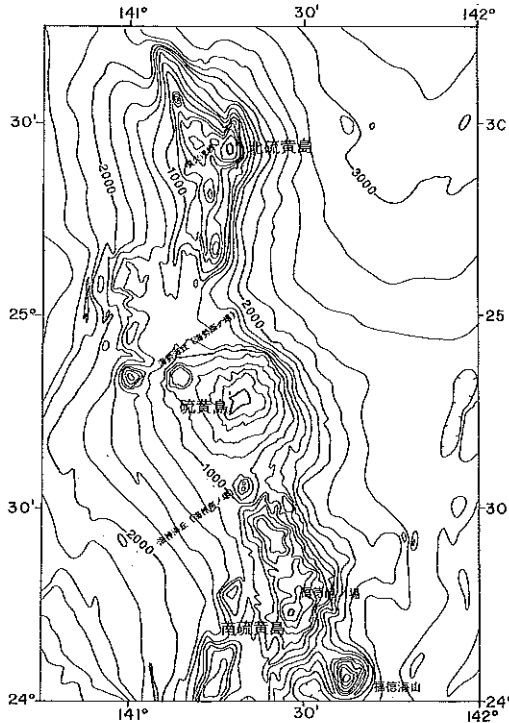


Figure 33. Topography from Kita-Io Sima to Minami-Io Sima.
Surveyed in 1981, 1985 and 1986.
Contour interval 200 m.

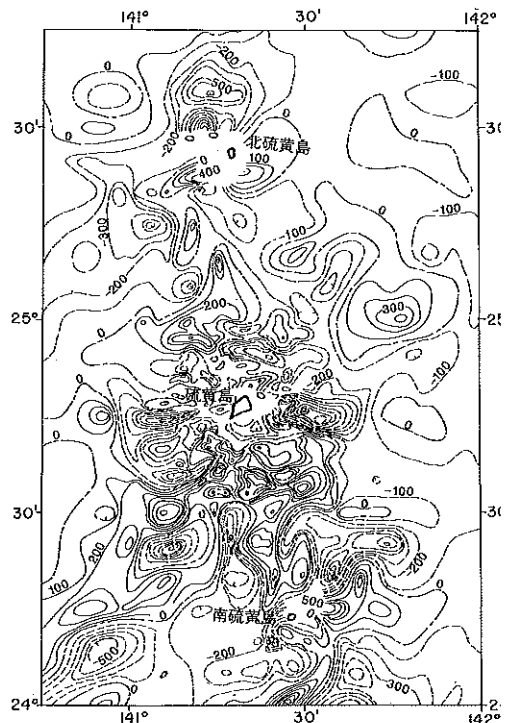


Figure 34. Magnetic total intensity anomaly chart from Kita-Io Sima to Minami-Io Sima.
Surveyed in 1981, 1985 and 1986.
Contour interval 100 nT.

概要 硫黄島の南南東方約60kmにある火山列島最南方の島で直径約1.9kmの円錐形の孤立峰 (916m)。

南硫黄島の北北東5kmに福徳岡ノ場(24° 17.0'N, 141° 29.1'E)がある。しばしば海底火山活動がみられ、これまで3回新島を形成したがいずれも海没した。

また、南硫黄島及び福徳岡ノ場をのせる地形の高まりとは500m等深線で区別されるもう1つの高まりが、北側に隣接しており、海勢場 (24° 23'N, 141° 26'E) と呼称されているがここにも火山活動の記録がある。

有史以来の主な火山活動

(1) 福徳岡ノ場

1904~1905年 (明治37~38年) 海底噴火により新島出沒。11月14日爆発音。28日噴煙と水蒸気。12月5日新島生成を発見、高さ145m, 周囲約4.5km, 面積7,936a, ほぼ円形。1905年6月16日新島は高さ2.5~3mに減少。やがて礁岩に変化。1911年には礁の深さ426mになっていた。

1914年 (大正3年) 海底噴火による新島形成。1月23日大噴煙, 溶岩流出。1月25日高さ300m, 周辺11.8km, 面積9,075aの新島出現。2月12日新島各所で決壊, 高さ117m, 長径0.7M, 短径0.5M。1916年6月29日新島は消滅していた。

1950~1968年 (昭和25~43年) 硫黄の噴出による変色水をしばしば観測。

1976年 (昭和51年) 3月21日最浅部約25m。

1979年 (昭和54年) 3月27日山頂部の水深約40m。

1986年(昭和61年)海底噴火による新島形成。1月18日噴火活動海面上に達する。1月20日新島の形成。
新島での噴火活動は極めて短期間(3日間)で海面上への溶岩の噴出はなかった。3月26日新島海没。
1月採取の軽石(粗面岩質安山岩) SiO_2 57~59%, Na_2O 6.2~6.3%, K_2O 4.2~4.5%。同月採取の変色水 pH7.46~8.26, Fe (mg/l) 0.03~1.90。
1987年(昭和62年)7月軽石放出。以後も常時変色水認める。
1988年(昭和63年)12月頂部水深14.0mを測得。

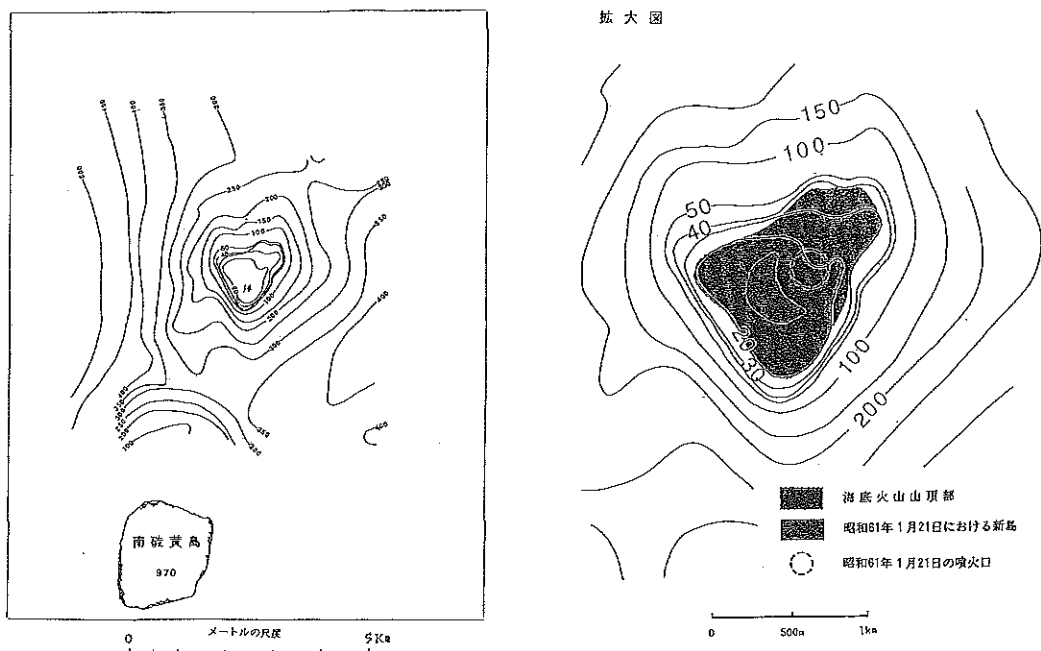


Figure 35. Topography of Hukutoku-Oka-no-Ba.
Surveyed in 1988. Contour interval is 50 m, except for 10 m on the top. (From Rep. Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, no. 43, 1989.)

(2) 海勢場

1937年(昭和12年)硫黄湧出。水深60~70m。
1947~1959年(昭和22~34年)硫黄臭のある変色水帯。1953~1954年に軽石流。

28. 南硫黄島南方(マリアナ海嶺)

概位 21°~24°N, 141°30'~144°35'E (海図 2130)

概要 マリアナ海溝に並走してマリアナ海嶺が続き、その頂部に第4紀火山と推定される円錐状の海山がウラカス島(活火山)まで連綿と続く。海山のリストを以下に掲げる。

- 281 福德海山(福德南ノ場) 24° 03' N, 141° 37' E, 頂部水深201m, カンラン石斜方輝石玄武岩。
- 282 北日吉海山(日吉岡ノ場) 23° 45' N, 141° 43' E, 頂部水深214m, 玄武岩。
- 283 中日吉海丘(日吉中ノ場) 23° 35' N, 141° 49' E, 頂部水深630m, 玄武岩。
- 284 南日吉海山(日吉沖ノ場) 23° 30' N, 141° 54' E, 頂部水深30m(報告水深)。
- 285 日光海山(日光場) 23° 05' N, 142° 19' E, 頂部水深612m。

- 286 三福海山 (三福場) $22^{\circ} 52' N$, $142^{\circ} 40' E$, 頂部水深446m, 玄武岩。
- 287 昭洋海山 $22^{\circ} 29' N$, $142^{\circ} 59' E$, 頂部水深572m。
- 288 福神海山 (福神岡ノ場) $21^{\circ} 56' N$, $143^{\circ} 28' E$, 頂部水深 3 m (報告水深), 比高2,800~3,400m, 裾の広がり50kmで, 山体の上部は $10^{\circ} \sim 13^{\circ}$, 下部で約 4° である。山体の規模は富士山に近い。採取岩石は玄武岩 (SiO_2 51%) である。
- 289 春日海山 (春日場) $21^{\circ} 46' N$, $143^{\circ} 43' E$, 頂部水深598m, 比高2,000~2,800m, 裾の広がり約20 kmの典型的な円錐形の火山。
- 2810 南春日海山 (春日南ノ場) $21^{\circ} 36' N$, $143^{\circ} 38' E$, 頂部水深274m, 比高2,100~2,900m, 山裾の広

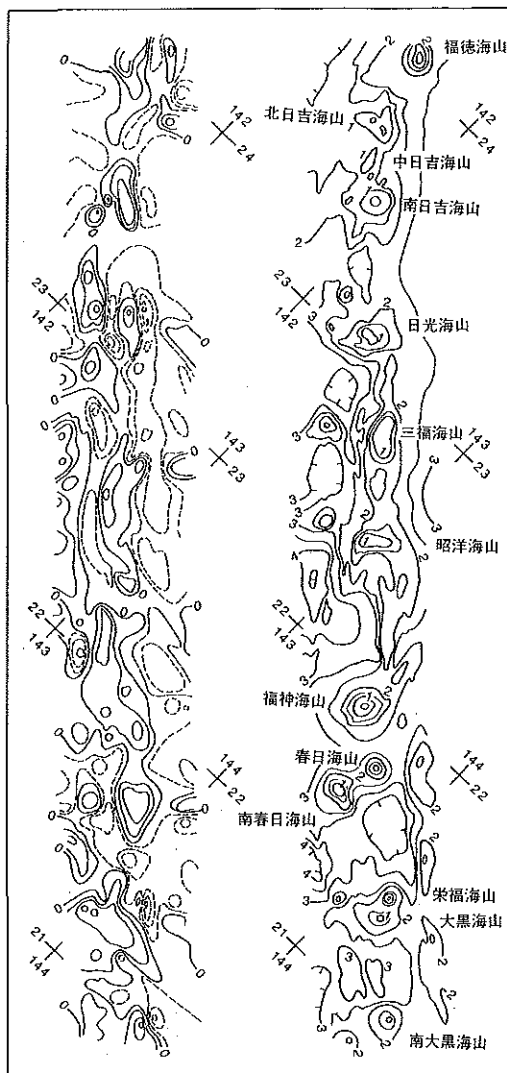


Figure 36. Chart of topography and magnetic total intensity anomaly in the northern part of the Mariana Ridge. Surveyed in 1976 and 1977. Right : Topography in interval of 500 m (unit 1000 m); Left: Magnetic anomaly in interval of 100 nT (broken line, negative).

がり約25km。

2811 栄福海山 (栄福場) 21° 25' N, 144° 09' E, 頂部水深297m。

2812 大黒海山 (大黒場) 21° 20' N, 144° 11' E, 頂部水深492m。

2813 南大黒海山 21° 02' N, 144° 32' E, 頂部水深817m。

はるか南方海域のため監視の行きとどきにくい海域であるが、これまでに南日吉海山, 日光海山, 福神海山, 春日海山で海底火山活動が報告されている。

有史以来の主な火山活動

(1) 南日吉海山

1975年 (昭和50年) 8月25日海底噴火。海面盛り上がり消えた跡に直径25mの渦発生。

1976年 (昭和51年) 2月海底噴火。水深30m測得 (報告水深), 夜爆発音を聞く。

1976年 (昭和51年) 12月硫黄湧出。

1977年 (昭和52年) 1月大規模な変色水。1978年 (昭和53年) 4月以降変色水認めず。

(2) 日光海山

1979年 (昭和54年) 7月12日薄い緑色の変色水, 約500mの扇状形。

以後変色水認めず。

(3) 福神海山

1951年 (昭和26年) 8~10月海底噴火。軽石の群流。硫黄の噴出と黄色の変色水。

1952年 (昭和27年) 硫黄等の噴出。

1973年 (昭和48年) 9月~1974年 (昭和49年) 3月海底噴火。噴煙, 硫黄, 軽石等を噴き上げる。1974年3月, 3mを測深 (報告水深)。

1976~1982年 (昭和51~57年) 変色水認める。1981年1月採取の変色水pH4.30~5.20, 全鉄 (mg/l) 0.52~0.83。

1982年 (昭和57年) 12月15日直径100m, 淡緑色の変色水。以後変色水認めず。

(4) 春日海山

1959年 (昭和34年) 夏, 軽石群流と変色水を認める。

参 考 文 献

青木三郎: 伊豆諸島島棚および近接する堆の地形と地質, 東洋大紀要 (自然科学) 22, p.19-46. (1979)

青木 斌・岩淵義郎: 再掲, (1972)

青木 斌・小坂丈予: 海底火山の謎—西之島踏査記, 東海大出版会 250p. (1974)

Aramaki, S.: Formation of the Aira Caldera, Southern Kyushu, ~22,000 Years Ago. Jour. Geophy. Res., 89, B10, p. 8485-8501. (1984)

浜本文隆・桜井 操・永野真男: 再掲, (1979)

葉室和親・荒巻重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎: 東伊豆沖海底火山群—その1—, 震研彙報 55, p. 259-297. (1980)

葉室和親・荒巻重雄・藤原換太郎・石井輝秋・田中武男・宇部浩三: 東伊豆沖海底火山群—その2—及び伊豆諸島近海海底火山, 震研彙報 58, p.527-557. (1983)

Honza, E., T. Ishihara and E. Inoue eds.: Geological investigation of the Ogasawara (Bonin) and northern Mariana Arcs April-August 1979 (GH79-2, 3 and 4 Cruises). Cruise Report 14, Geol. Surv. 170p. (1981)

一色直記・奥村公男・湯浅真人：黒瀬海穴と軽石，火山 2集，29，p.325—326，(1984)

海上保安庁水路部：本州南・東岸水路誌，515p. (1986)

海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「薩摩硫黄島」，35p. (1982)

海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「硫黄島」，63p. (1987)

海上保安庁水路部：5万分の1沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「横当島」，61p. (1987)

貝塚爽平・加藤 茂・長岡信治・宮内崇裕：硫黄島と周辺海底の地形，地学雑誌 94，6，p.424—436，(1985)

加藤 茂・桂 忠彦・平野賢治：再掲，(1982)

加藤 茂・池田 勉：硫黄島周辺の海底地形，水路部研究報告 19，p.59—72，(1984)

加藤 茂ほか伊豆大島近海海底調査班：伊豆大島周辺海域の海底調査，水路部研究報告 23，p.177—203，(1987)

気象庁：日本活火山総覧，482p. (1984)

松本暎夫：再掲，(1983)

三田亮一：ペヨネース列岩附近の海底火山活動（新島出現）について，水路要報 12，57—62，(1949)

文部省総合研究班（代表小坂丈子）：鹿児島湾北部の海中火山活動と環境調査報告，78p. (1976)

文部省総合研究班（代表鎌田政明）：桜島北部海域の海底火山活動と環境の異常調査報告，84p. (1977)

文部省総合研究班：硫黄島南方海域海底火山活動調査，火山噴火予知連絡会会報，10，p.4—7，(1977)

森本良平・小坂丈子：明神礁最近の活動について，地学雑誌 79，6，p.301—320，(1970)

長井俊夫：鹿児島県新島周辺の海底地形・地質構造について，水路要報 97，p.1—6，(1977)

長井俊夫・菊池真一・瀬川七五三男：鬼界カルデラの海底地質構造，日本地理学会予稿集 p.194—195，(1977)

中尾征三・湯浅真人（編）：再掲，(1986，1987)

大島章一・兼子俊朗・小野寺健英・中川久穂・登崎隆志・三品正明・小坂丈子：硫黄島周辺海域の磁気測量結果と海底から採取された岩石の磁性，水路部研究報告 17，p.289—315，(1982)

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・瀬田英富・加藤幸弘：再掲，(1988)

小坂丈子：明神礁の動向，地球の科学 12，p.12—16，(1970)

小坂丈子：西之島付近海底噴火について，火山 2集，18，p.97—98，(1973)

小坂丈子：西之島付近海底噴火について，(その2) 火山 2集，18，p.173—174，(1973)

小坂丈子・大平洋子・湊 一郎：再掲，(1974)

小坂丈子・小沢竹二郎・松尾禎士・平林順一・大隅多加志：硫黄島における地球化学的研究，地学雑誌 94，6，p.551—563，(1985)

小坂丈子・辻昭治郎・小椋英明：硫黄島の地殻変動(1)，地学雑誌 94，6，p.474—479，(1985)

小坂丈子・光野千春・柴田次夫・松田敏彦・平林順一・土出昌一・桜井 操・佐藤寛和：福徳岡之場 1986年の火山活動について—その2 噴出物—，火山 2集，31，2，p.134—135，(1986)

阪口圭一・奥村晃史・曾屋龍典・小野晃司（編）：伊豆大島火山1986年の噴火，特殊地質図26 地質調査所，(1987)

桜井 操・坂本政則：福神海山（福神岡ノ場）付近の海底地形について，水路要報 98，p.1—4，(1978)

佐藤孫七：明神礁噴火史，月刊開発青年 3/4，産業開発青年技術協会，p.1—44，(1980)

佐藤孫七：西之島噴火史（海底火山災害），月刊開発青年 1，産業開発青年技術協会，p.43—120，(1983)

佐藤孫七・佐藤 久：海底火山と航船，伊豆半島，東海大出版会，p.341—365，(1972)

佐藤孫七・小坂丈子・加藤 茂：南方海域海底火山の活動記録，関東地区災害資料センター資料（その16），

118p. (1983)

- 庄野直道：鳥島西方海域における酸性岩の発見、伊豆半島，東海大出版会，p.330—340. (1972)
- 鈴木 進・熊川浩一・長屋好治・植田義夫：三宅島の地磁気異常，水路部技報 7，p.49—55. (1989)
- 玉木 操・加藤 茂・富安義昭・沢田銀三・池田 清・平岩恒広・川井仁一：八丈島南方海底地形地質構造
測量概報，水路部技報 4，p.5—7. (1986)
- 徳山英一・未広 潔・渡辺秀文・大西正純・高橋明久・井川 猛・浅田正陽・藤岡換太郎・芦寿一郎・倉本
真一・徐 垣・小川勇二郎：伊豆大島南部海域のマルチ・チャンネル音波探査記録，火山 2
集，33，2，p.67—78. (1988)
- 東京天文台編：理科年表，丸善，p.638—654. (1987)
- 東京都水産試験場：伊豆諸島海域天然魚礁調査報告—II，126p. (1980)
- 土出昌一・佐藤寛和・小西直樹：空中熱赤外放射温度計による三宅島（1983年10月5日）の表面温度測定，
火山 2集，29，p.S 153—S 157. (1984)
- 土出昌一・加藤 茂・打田明雄・佐藤寛和・小西直樹・小坂丈子・平林順一：海徳海山の海底火山活動，水
路部研究報告 20，p.47—82. (1985)
- 土出昌一・佐藤寛和：福徳岡ノ場（1986）の火山活動について，写真測量とリモートセンシング，25，4，
p.12—18. (1986)
- 土出昌一・柴山信行・背戸義郎・桑木野文章・佐藤寛和・小坂丈子・信国正勝・當重 弘・福島秀夫：再掲，
(1987)
- 土出昌一・村井弥亮・浅田 昭・服部敏男：波浮海脚の海底調査，水路部研究報告 23，p.187—203. (1987)
- 土出昌一・佐藤寛和：再掲，(1987)
- 植田義夫：航空磁気測量から推定した1964年から1978年の間の伊豆大島の帯磁変化，水路部技報 2，p.
38—41. (1984)
- 植田義夫：南西諸島周辺海域の地磁気異常と構造論，火山 2集，31，3 p.177—192. (1986)
- 植田義夫・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・大島章一：航空磁気測量成果から求めた本邦第4紀火山の地
磁気異常と磁気構造，水路部研究報告 18，37—64. (1983)
- 植田義夫・中川久穂・登崎隆志：再掲，(1984)
- 植田義夫・堀井良一・上村由美子：八丈島の磁気測量，水路部技報 3，p.47—52. (1985)
- 植田義夫・中川久穂・小野寺健英・長屋好治・熊川浩一・朝尾紀幸：再掲，(1987)
- 植田義夫・中川久穂・熊川浩一：1986年伊豆大島噴火後の航空磁気測量成果とその地球電磁気学的考察；B
火口付近に推定される熱消磁構造，火山 2集，33，p.S 202—S 216. (1988)
- 湯浅真人：日本近海の海底熱水活動—伊豆-小笠原海域を例に一，地学雑誌 95，7，p.472—480.

付 録 2

火山噴火予知連絡会報告一覧

- 海上保安庁水路部 1974：西之島の火山噴火活動について。火山噴火予知連絡会報，1，p.42—56.
- 海上保安庁水路部 1975：西之島のその後の火山活動と今後の推移。火山噴火予知連絡会報，2，p.28—31.
- 海上保安庁水路部・文部省総合研究班 1976：西之島火山の最近の状況。火山噴火予知連絡会報，5，p.10—23.
- 海上保安庁水路部 1976：海底火山活動状況。火山噴火予知連絡会報，5，p.24.
- 海上保安庁水路部 1977 a：最近における日本近海の下底火山等の活動状況。火山噴火予知連絡会報，8，p.1—12.
- 海上保安庁水路部 1977 b：南硫黄島付近及び南東方海域の下底火山の最近の火山活動等について。火山噴火予知連絡会報，9，p.20—24.
- 海上保安庁水路部 1977 c：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，10，p.1—3.
- 海上保安庁水路部 1978：南硫黄島周辺の下底火山の最近の火山活動について。火山噴火予知連絡会報，12，p.53—58.
- 海上保安庁水路部 1979 a：南硫黄島周辺の下底火山の最近の火山活動等について。火山噴火予知連絡会報，15，p.38—41.
- 海上保安庁水路部 1979 b：南硫黄島周辺の下底火山の最近の火山活動等について。火山噴火予知連絡会報，16，p.25—28.
- 海上保安庁水路部 1980：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，18，p.40—41.
- 海上保安庁水路部 1981 a：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，20，p.28—31.
- 海上保安庁水路部 1981 b：硫黄島の航空磁気測量（その1）。火山噴火予知連絡会報，21，p.17—18.
- 海上保安庁水路部 1981 c：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，21，p.37—39.
- 海上保安庁水路部 1981 d：硫黄島の航空磁気測量（その2）。火山噴火予知連絡会報，22，p.27—31.
- 海上保安庁水路部 1982 a：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，23，p.53—56.
- 海上保安庁水路部 1982 b：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，24，p.35—37.
- 海上保安庁水路部 1982 c：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，25，p.53—56.
- 海上保安庁水路部 1983 a：南硫黄島周辺下底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会報，26，p.62—63.
- 海上保安庁水路部 1983 b：南硫黄島周辺下底地形・地質調査。火山噴火予知連絡会報，26，p.64—67.

- 海上保安庁水路部 1983 c : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動について, 火山噴火予知連絡会報, 27, p. 36—38.
- 海上保安庁水路部 1983 d : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 28, p.44.
- 海上保安庁水路部 1984 a : 1983年10月の三宅島火山噴火に伴う海底火山活動調査, 火山噴火予知連絡会報, 29, p.23—27.
- 海上保安庁水路部 1984 b : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 29, p.68—69.
- 海上保安庁水路部 1984 c : 1983年10月三宅島噴火前後の三宅島, 神津島, 南伊豆駿潮所における平均潮位の変動, 火山噴火予知連絡会報, 31, p.33—34.
- 海上保安庁水路部 1984 d : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 31, p.61—65.
- 海上保安庁水路部・東京工業大学工学部 1984 : 海徳海山の海底火山活動について, 火山噴火予知連絡会報, 31, p.66—67.
- 海上保安庁水路部 1985 a : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 32, p.61—63.
- 海上保安庁水路部 1985 b : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 34, p.18—22.
- 海上保安庁水路部 1986 a : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 35, p.77—79.
- 海上保安庁水路部 1986 b : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 37, p.48—49.
- 海上保安庁水路部 1986 c : 須美寿島付近の海底地形・地質構造と採取岩石の分析結果, 火山噴火予知連絡会報, 37, p.70—74.
- 海上保安庁水路部・東京工業大学工学部・岡山大学理学部 1986 : 福徳岡ノ場の海底火山活動について, 37, p.50—69.
- 海上保安庁水路部 1987 : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 38, p. 37—39.
- 海上保安庁水路部 1988 a : 伊豆大島の航空磁気測量, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.28—40.
- 海上保安庁水路部 1988 b : 熱赤外放射温度計による大島周辺変色水及び三原山噴火口の温度測定, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.53—56.
- 海上保安庁水路部 1988 c : 伊豆大島周辺の海底調査, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.70—71.
- 海上保安庁水路部 1988 d : 波浮海脚の海底調査, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.72—73.
- 海上保安庁水路部 1988 e : 青ヶ島の航空磁気測量, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.109—111.
- 海上保安庁水路部 1988 f : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.112—114.
- 海上保安庁水路部・岡山大学理学部 1988 : 伊豆大島沿岸にみられた変色水の分析, 火山噴火予知連絡会報, 40, p.57—63.

- 海上保安庁水路部 1988 g : 伊豆大島 B 火口列付近に推定される熱消磁構造, 火山噴火予知連絡会報, 41, p.37—39.
- 海上保安庁水路部 1988 h : 伊豆半島東方の海底地形, 地質構造, 火山噴火予知連絡会報, 41, p.126—131.
- 海上保安庁水路部 1988 i : 三宅島の地磁気異常について, 火山噴火予知連絡会報, 41, p.132—136.
- 海上保安庁水路部 1988 j : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動, 火山噴火予知連絡会報, 41, p.146—151.
- 海上保安庁水路部 1989 a : 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 42.
- 海上保安庁水路部 1989 b : 自航式ブイ「マンボウ」による「福徳岡ノ場」海底地形調査について, 火山噴火予知連絡会報, 43.
- 海上保安庁水路部 1989 c : 南硫黄島周辺海底火山等の最近の活動等について, 火山噴火予知連絡会報, 43.

小笠原海台のテクトニクス†

長岡信治*・内田摩利夫**・春日 茂*・金子康江*・加藤幸弘*・河合晃司***・瀬田英憲*

TECTONICS OF THE OGASAWARA PLATEAU IN THE WESTERN PACIFIC OCEAN†

Shinji Nagaoka*, Mario Uchida**, Shigeru Kasuga*
Yasue Kaneko*, Yukihiko Kato*, Koji Kawai*** and Hidenori Seta*

Abstract

The Ogasawara Plateau in an about 220×160 km semicircle shaped high, situates at the junction of the N-S trending Izu-Ogasawara - Mariana trenches and the E-W trending Michelson Ridge. The vessel "Takuyo" of the Maritime Safety Agency surveyed the plateau in December 1987 and January 1988 with her narrow multi-beam echo sounder, single-and multichannel seismic reflection profiler, magnetometer and gravity meter. The survey revealed the details of geomorphology and geology of the plateau and the adjacent area.

The geomorphological features are clearly indicating that the plateau is composed of four seamount blocks and three grabens. The seamount blocks are composed of volcanoes with thick reef limestone on the top. The features further suggest that several individual seamounts, arranged in E-W direction in line with the Michelson Ridge, drifted westward by the plate motion, came close to the trench and reduced the drift speed, backed up each other,.

A large number of NW-SE to NNW-SSE trending typical reverse faults were identified in the most part of the plateau. The faults, which cut the surface and underlying layers in the plateau, are showing recent compression. On the other hand, typical normal faults, associated with tension in the surface of the subducting Pacific Plate, are recognized in the ocean-ward slope of the trench around the plateau.

The dredged samples from the seamounts in the land-ward trench slope west of the plateau indicate that the seamounts are composed of forarc ophiolite and boninite formed by Tertiary volcanism, probably associated with subduction of the large seamounts beneath Philippine Sea Plate. These facts do not support the idea of Pacific Plate obduction, but suggest the recent slower speed subduction of the Ogasawara Plateau compared with that of the adjacent Pacific Plate. The partial speed-down of the movement of the plate surface caused congestion of seamounts near the trench, which formed the Ogasawara Plateau.

† Received 30th January 1989

* 大陸棚調査室 : Continental Shelf Surveys Office

** 第九管区海上保安本部水路部 : Hydro. Dept. 9th R. M. S. Hqs.

*** 航法測地課 : Geodesy and Geophysics Division

1. はじめに

小笠原海台は父島の南東方約200km, 北緯25度10分~26度40分, 東経143度10分~144度30分の太平洋の海底に位置する。海台は, Michelson海嶺 (Smoot, 1983a) の西端部にあたり, 南北に延びる伊豆・小笠原海溝およびマリアナ海溝と東西方向に延びる同海山列との接点になっている。(第1図)。小笠原海台付近では, 海溝底が水深3200mと急激に浅くなり, 地形的に認められなくなる。また, 島弧側では, 周辺に比べ深発地震の発生が少なく, 和達・ベニオフ帯ははっきりしないという (Vogt et al., 1976; Smoot, 1983a; 松本・友田, 1983)。

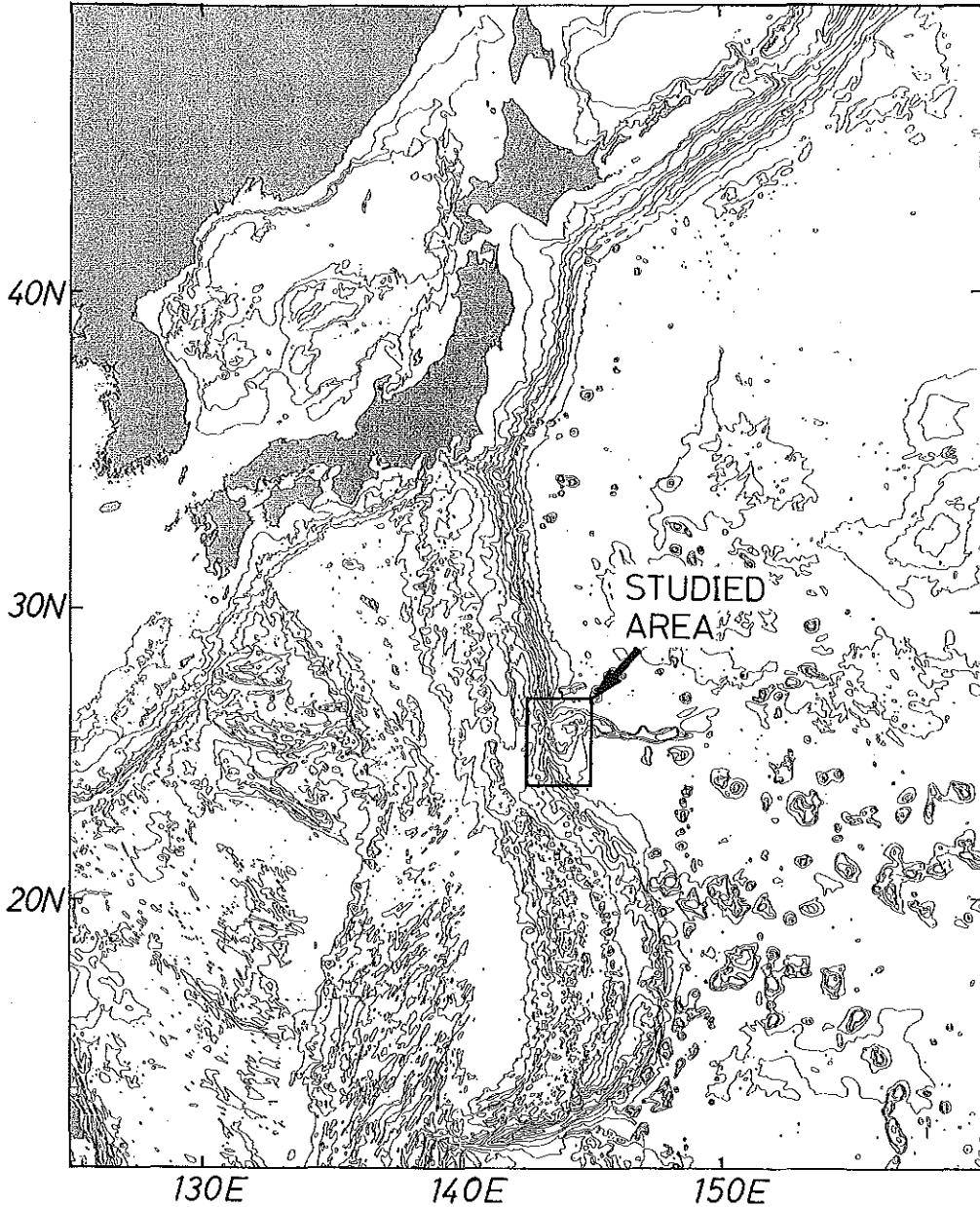


Figure 1. Bathymetric map around studied area.
Contour interval: -1000m.

これには、太平洋プレート上の小笠原海台とフィリピン海プレートの伊豆・小笠原弧との衝突が深く関係しているらしい(松本・友田, 1983; Nur and Ben-Avraham, 1983; Tomoda & Fujimoto, 1983; 本座, 1985)。Smoot(1983a, 1983b)は、太平洋プレートに載って東から移動してきた海山群の幾つかが、海溝で潜り込むことができずに集積し海台を形成したと考え、その一部は海溝陸側斜面に乗り上げているとした。また、Smootが陸側斜面に乗り上げて付加したと推定した海山から、オフィオライトが得られており、石井(1985)はこの海山を小笠原海台の衝突に関係して形成されたフォア・アーク・オフィオライトからなるものと考えている。

これに対し、徳山ほか(1986)や岡村・岸本(1987)、岡村(1987)は音波探査から小笠原海台に発達する多数の正断層を認めた上、海台は小笠原弧に衝突したり付加することなく、サブダクションしていると考えている。このように、小笠原海台のテクトニクスについては、太平洋プレートの沈み込みと関連して興味深い研究成果が上っているが、いずれも断片的な調査データをもとに考察されている。

海上保安庁水路部では、大陸棚調査の一環として小笠原海台とその周辺についてこれまでにない詳細な地形・地質・地磁気・重力に関する調査を行ない、幾つかの新しい知見を得た。筆者らはそれらのうち精密な海底地形データおよび音波探査記録を検討し、小笠原海台のテクトニクスおよび海台の成因について考察を行ったので、ここに報告する。なお、地磁気・重力の資料を加えた総括的な結果と考察については別途論ずる予定である。

2. 調査の概要

調査区域は $24^{\circ}00'N \sim 27^{\circ}00'N$, $142^{\circ}30'E \sim 145^{\circ}00'E$ の範囲の方形区域である(第1図)。調査期間は、昭和62年12月3日~12月21日および昭和63年1月11日~1月29日で、調査船は海上保安庁所属の測量船「拓洋」(2600トン)である。測深には、ナローマルチビーム測深機(シービーム)を使用した。地質構造の音波探査は、3.5KHz表層装置およびエアガンを音源とする深海用音波探査装置(シングルチャンネルおよび18チャンネル)によった。岩石等の採取には、チェーンバッグ型ドレッヂを用いた。また、深海カメラによる海底写真撮影も行なった。

第2図に航跡を示した。測線間隔は5海里である。25°N線上では18チャンネル音波探査を、その他の測線ではシングルチャンネル音波探査を実施した。

3. 小笠原海台およびその周辺の地形

調査地域の地形については、1)小笠原海台、2)大洋底、3)周縁隆起帯、4)伊豆・小笠原海溝およびマリアナ海溝、5)小笠原海嶺に分けて記載する(第3、4図)。

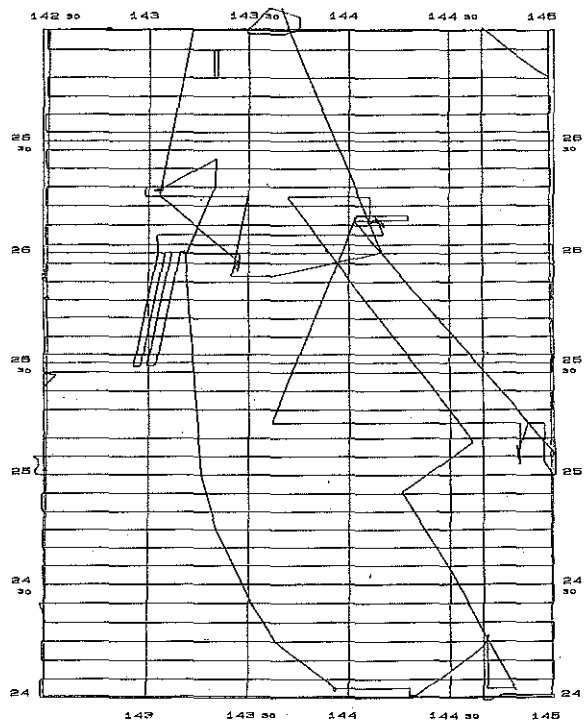


Figure 2. Track lines of the survey vessel "Takuyo".

(1) 小笠原海台

小笠原海台全体は、南東縁を弦とし北西側を弧とする半円形の台地でその上に大小様々の海山群と地溝状の細長い凹地を載せている。

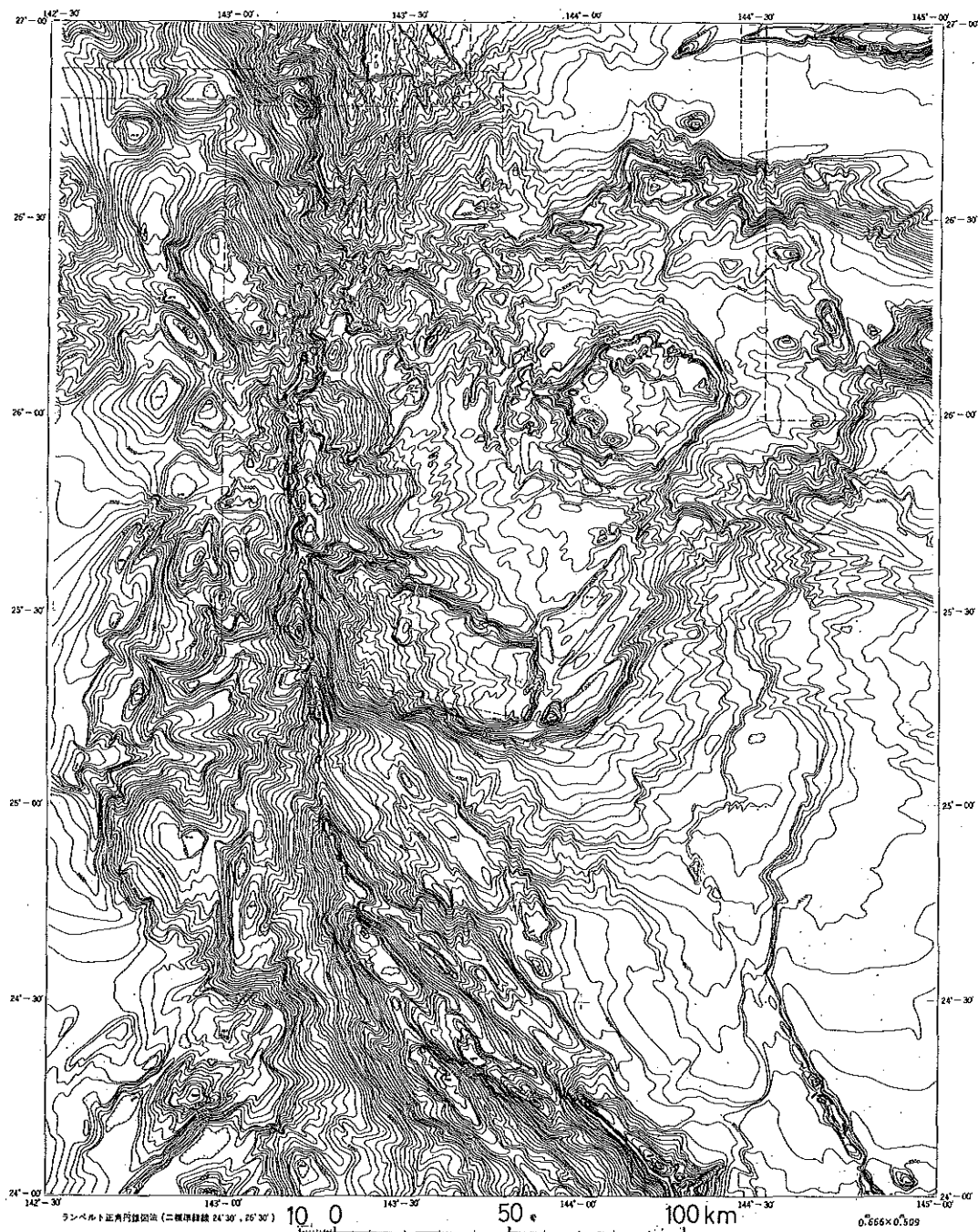


Figure 3. Bathymetric map of the Ogasawara Plateau and its environs.
Contour interval: -100m

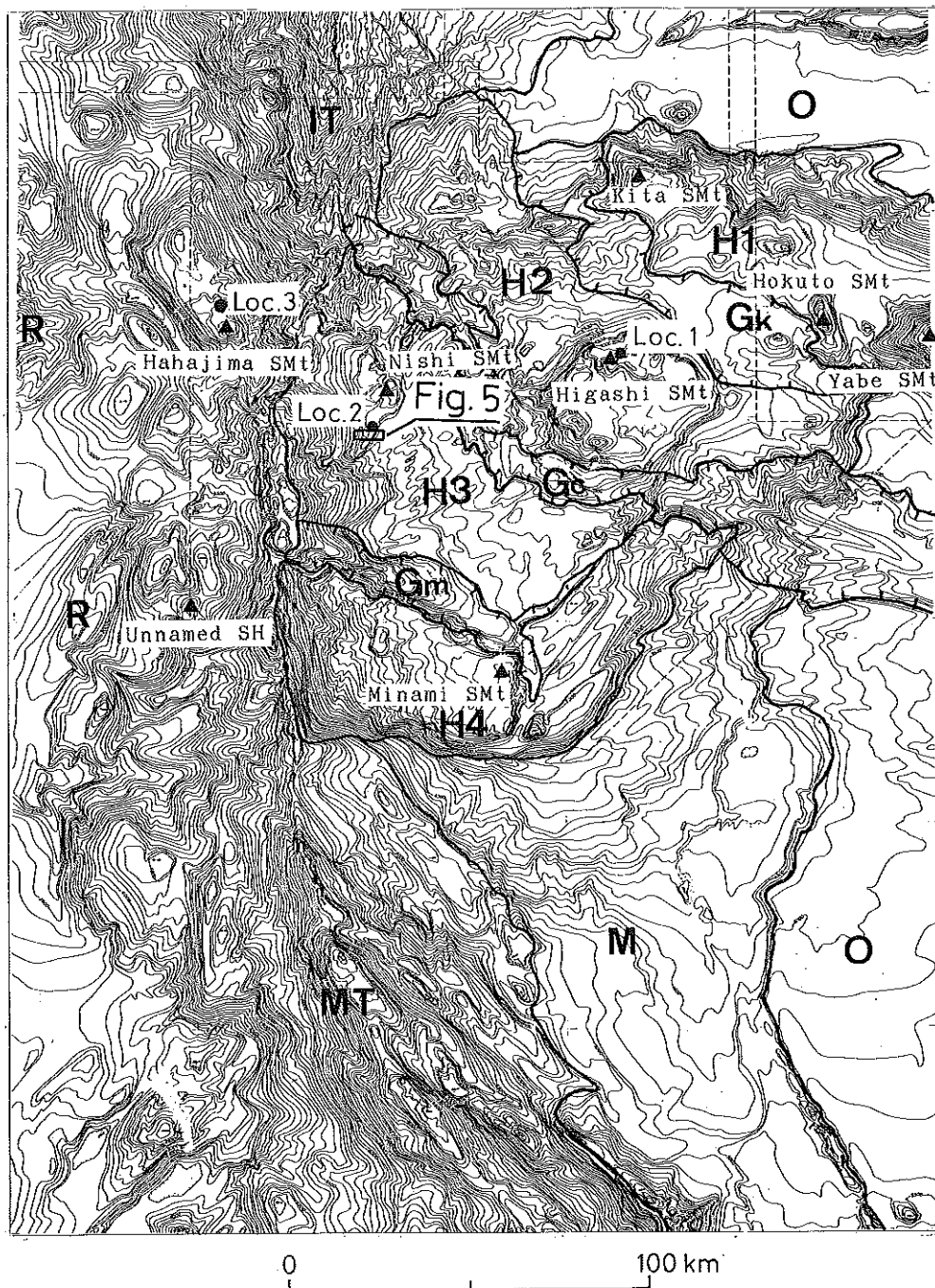


Figure 4. Landform classification of the Ogasawara Plateau and its environs.

H1~H4 · Gk~Gm : the Ogasawara plateau, (H1 : Northeastern Block, H2 : Northwestern Block, H3 : Central Block, H4 : Southwestern Block, Gk : North Graben, Gc : Central Graben, Gm : South Graben) ; O : Ocean-floor ; M : Marginal swell ; IT : Izu-Ogasawara Trench ; MT : Mariana Trench ; R : Ogasawara Ridge ; closed triangle: seamount and knoll ; closed circle: dredge and bathymetric camera point

海台の規模は南東縁の直径が約220km、それと直交する北西—南東方向のさしわたしが160kmと、単一の海台としては巨大である。東に連続する矢部海山などからなるMichelson海嶺は、海台の北東端に接続する。このため、第1, 3図に見られるように、小笠原海台とその東方へ連続する海嶺の平面形は南へねじ曲げられたスプーン先の様な形態をしている。台地面の水深は4000—2000m、大洋底からの比高は2000—1000mに達する。面は、南部で西に、北部で北西に緩く傾いている。面上を、西北西—北西走向の三つの地溝帯(第4図のGk, Gc, Gm)が横切っている。

海台上には、比高が500—2000mの大型の海山が5つ散在している。これらは、北から北海山(仮称)、北東海山(新称)、東海山、西海山、南海山(すべて仮称)と呼ばれている(第4図)。

北海山は、ピラミッド型で、その山頂の水深は2700m、海台からの比高は900mである。北東海山は、北へ弧を描く三日月型を呈している。この尾根状の海山は、東西55km、南北25kmである。海台からの比高は、800mであり、南東端に水深3700mの頂上がある。東海山は、東西50km、南北40kmの楕円形メサ状の海山である。水深1100mの平坦な山頂には北西—南東方向の浅い地溝が形成されている。この山頂の北と南の端に、さらに4つの比高300—500mの小海山が突出している。このうちの北の最も高いピークは水深520mで、小笠原海台の最浅部である。西海山は海台の西端にあって、その山頂の水深は2070mである。山体は西へ開いた四面体をなす。西側は直接海溝消滅部に落ち込む平滑な斜面、北東側と南東側は”逆くの字”をした急崖(断層崖)である。その輪郭は、プレート境界を越えてフィリピン海プレートの陸側斜面にある母島海山(新称)のそれに連続的である。また、ナローマルチビーム測深機により、山頂の南南西の水深2400mの尾根上に、直径1000—500m、深さ50—70mの円形の凹地が南北に数個配列しているのが認められた(第5図)。これは、西海山の火山活動に伴う火口かもしれない。南海山は、海台の南端に位置する海山である。その形状は、東西70km、南北30kmと東西に細長い箱型の台地状である。海台からの比高は800m以上であり、東端に水深1700mの平らな最高点がある。台地面は西、または西南西に向って緩く傾く。海台上には、このほか比高500m以下の小型の海山もいくつか認められる。

(2) 大洋底

大洋底(第4図のO)は、小笠原海台東方および北方に広がる。東方の大洋底は水深5000—5500mで、きわめて平坦な地形である。その北部には、断層による北西—南東方向の溝状の谷が数本穿たれている。海台北

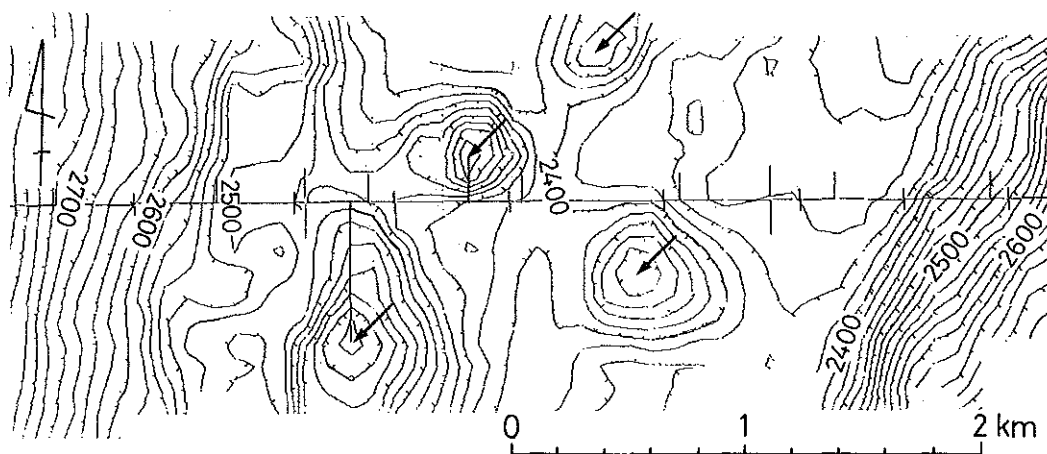


Figure 5. Bathymetric map(dipth in meter)of crater-like depressions on Nishi Seamount. Positions in Figure 4.

方の大洋底は、水深5800mで、その上には東西方向に伸張した海山がいくつか分布している。

(3) 周縁隆起帯

周縁隆起帯（第4図のM）は、小笠原海台の南側、マリアナ海溝の東に沿って発達する。その形態は、大洋底からの比高が200—500mの盾状を呈する。その中軸部の隆起量および隆起帯の幅は小笠原海台に近づくほど大きくなり、ちょうど海台を南からつかみ込んだ巨大な腕のように見える。海台の南東の麓では、周縁隆起帯が海台を避けるように北東方向に屈曲すると同時に、北東—南西方向の断層による階段状の地形が見られる（第7図のB-B'断面）。

(4) 伊豆・小笠原海溝およびマリアナ海溝

伊豆・小笠原海溝（第4図のIT）は、調査地域の北端で水深8700mを越える。しかし、南へ小笠原海台に近づくにつれ、V字状にその幅を狭め、かつ海溝軸の水深も急激に小さくなる。小笠原海台に接する部分では、海溝軸が折れ曲りながら、島弧（小笠原海嶺）側へ張り出す。特に、小笠原海台の北西部の西海山と陸側斜面の母島海山（新称）に挟まれた部分は、水深3200mと極めて浅くかつ幅も狭く、伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝を分かつ鞍部状の高まりとなっている。

海台と海溝軸を挟んで西の陸側斜面中腹には、母島海山をはじめ南北に大小4～5つの海山が形成され、西へ張り出した小笠原海台とともに一層海溝の幅を狭めているように見える。これらの中で、母島海山は他の海山とは形態の異なる大型台地状の特徴ある海山で、その南東斜面の麓は海溝最浅部となっている。山頂部の水深は988m、陸側斜面からの比高は、2000mに達する。その輪郭は北西—南東方向に伸長する平行四辺形をしていて、海溝最浅部を越えそのまま小笠原海台の西海山の輪郭と連続的である。

母島海山の南から、海溝は深まり、ふたたび海溝として地形的特徴がはっきりしてくる。ここがいわゆるマリアナ海溝（第4図のMT）の北の始まりである。調査地域のマリアナ海溝の軸は南北から南南東—北北西に方向を転じながら、小笠原海台の南方から東へ弧状に張り出す。これに伴い海溝軸は“杉の字”型に雁行し、相対的に太平洋プレートがフィリピン海プレートに対して左横ずれ変位をしていることを示している。調査地域におけるマリアナ海溝の最深部は、南部の8920mである。この海溝の大洋側斜面には、太平洋プレートの沈み込みに伴う正断層による階段状または地塁・地塊構造が発達する（第7図、C-C'断面）。

(5) 小笠原海嶺

調査地域の本海嶺は、小笠原海嶺の南部にあたり、海溝陸側斜面の上の南北方向に配列した比高500m程度の海丘群からなる。その山頂部の水深は1500m～2500mである。

4. 地 質

ここでは、1)大洋底・周縁隆起帯、2)小笠原海台、3)海溝、4)小笠原海嶺に分けて地質を記載する（第6、7図、第1表参照）。

(1) 大洋底・周縁隆起帯

これらの地域には、音響的特徴の異なる3つの地層が分布している。これらを、上位より、西太平洋海盆第I層（“Nb I”と略述）、西太平洋海盆第II層（Nb II）、西太平洋海盆第III層（Nb III）と呼ぶことにする。

Nb Iは、表層を構成する音響的に透明な地層である。大洋底に広く分布する。層厚は、0.05～0.15秒（往復走時、以下同じ）である。

Nb IIは、音響的に不透明で、無層理の地層からなる。周縁隆起帯の稜線や小笠原海台東方の起伏の激しい大洋底では、直接海底に露出している。層厚は、0.1～0.3秒である。

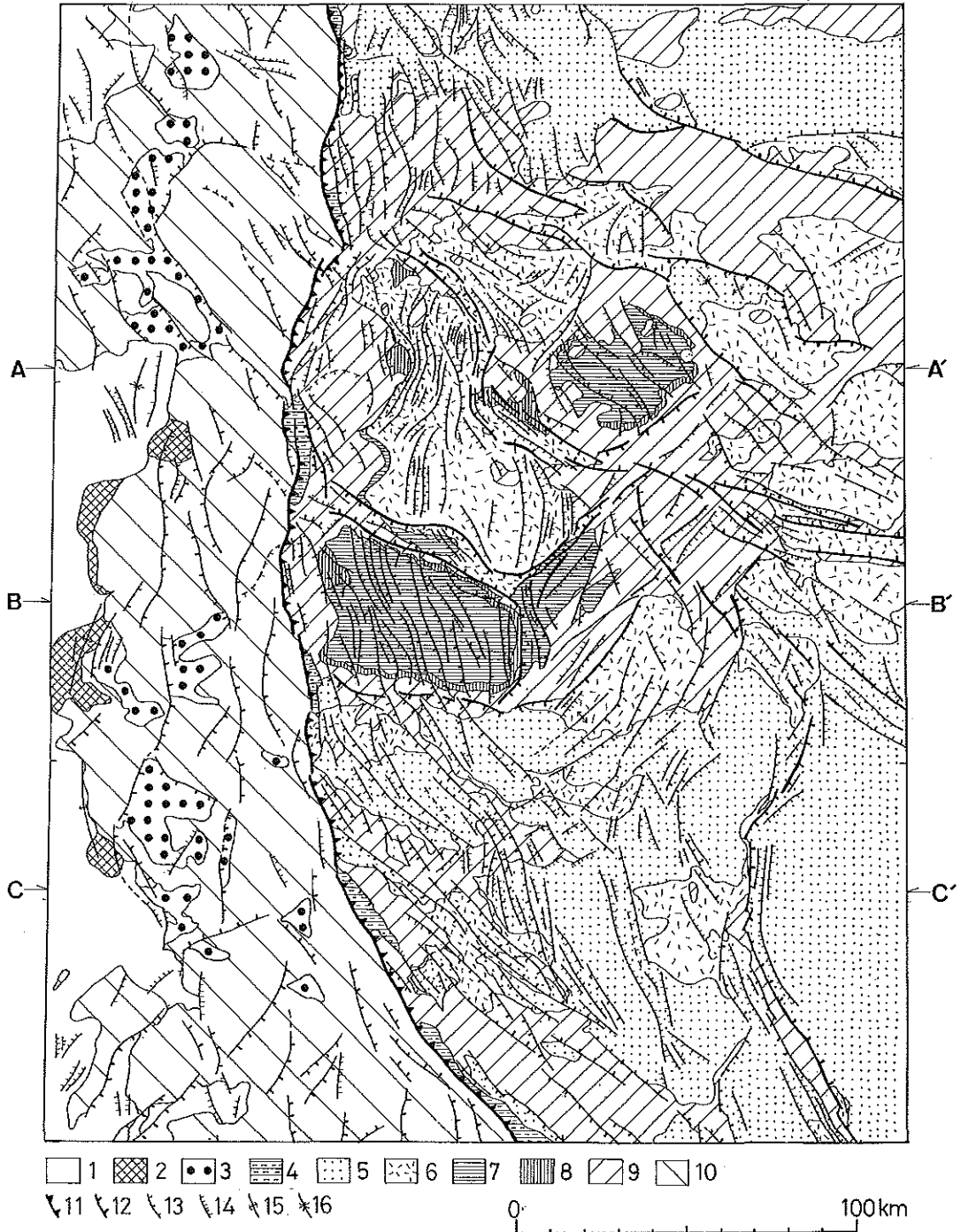


Figure 6. Geological map of the Ogasawara Plateau and its environs.

1 : Or I ; 2 : Or II ; 3 : I t-Mt II ; 4 : I t-Mt I ; 5 : Nb- I ; 6 : Nb-II ; 7 : Op- I ; 8 : Op-II ; 9 : Nb-III ; 10 : Or-III ; 11 : Trench axis ; 12 : Large fault (boundary of large blocks and grabens) ; 13 : Fault (heights >200m) ; 14 : Fault(heights <200m) ; 15 : Anticline 16 : Syncline.

Table 1. Stratigraphy in studied area.

PLATE	PHILIPPINE SEA		PACIFIC		
LANDFORM	OGASAWARA	MARIANA-IZU-	OGASAWARA	MARGINAL SWELL,	
EPOCH	RIDGE	OGASAWARA	PLATEAU	OCEAN-FLOOR	
QUATERNARY	Or I	It-Mt	It-Mt	Nb I	
TERTIARY	Or II	II	I		
CRETACEOUS	Or III	?	?	Op I	Nb II
				Op II	
JURASSIC				Nb III	

NbIIIは、海溝軸より東の地域（太平洋プレート）における音響的基盤である。

北西太平洋で行なわれた深海掘削Leg 20の結果および考察（岡田・小林，1974）に基づく、Nb Iは第三紀～第四紀遠洋性堆積物（粘土）および火山碎屑物（火山灰）、Nb IIは白亜紀のチョーク・チャート、Nb IIIはジュラ紀～白亜紀の玄武質溶岩・ハイアロクラスタイトに対比されよう。

(2) 小笠原海台

当地域には、上位より小笠原海台第I層（Op I）、小笠原海台第II層（Op II）、Op I・Op IIとほぼ同時代のNb II、これらの音響的基盤であるNb IIIが分布する（第6、7図 第1表）。本来、小笠原海台の“Nb III”は太平洋などの音響的基盤であるNb IIIよりは新しく、Op IIIとしてNb IIIとは区別されるべきであろう。しかし、実際の音波探査記録上では両者を識別できないので、本稿では合わせてNb IIIとした。

Op Iは、海台中央部および東海山・南海山の山頂部に分布する。層厚は、0.2～0.4秒である。堆積物には成層した反射面が発達している。海山頂部に水平に堆積していること、東海山のドレッヂ（第4図のLoc. 1）から石灰岩ないし石灰質砂岩が得られたことなどから、Op Iは礫性石灰岩や礁湖堆積物と推定される。東海山の頂部は、縁辺が地形的に環状に高まっているので、東海山のOp Iは環礁を形成していたものとみられる。一方、南海山のほうは礁池のはっきりしない卓礁と推定される。

Op IIは、東海山、南海山、西海山および東海山の間の低地に分布する。層厚は、最大で1.0秒である。Op IIは、Op Iと同様な音響的特徴を持つので、やはりサンゴ礁起源の石灰岩と考えられる。

小笠原海台のすぐ東にある矢部海山の頂部は、*Nerinia pauxilla* sp., *Kuglerha* sp.などの軟体動物化石、*Coskinolinoides* sp.などの底棲有孔虫化石を含む中期白亜紀の礫性（環礁）石灰岩からできていること（柴，1979）から、本海台のOp I・Op IIもほぼこれと同時代の中期白亜紀に形成されたとみられる。

Nb IIは海山を取巻く海台の台座の表層に広く分布する。南海山や西海山に近づくにつれ厚く堆積している（0.3～0.4秒）、成層した反射面も認められるようになる。おそらく海山からの碎屑物（エプロン斜面堆積物）がチョークやチャートの互層しているのであろう。

音響的基盤であるNb IIIについては、今回のドレッヂの結果や湯浅（1987）によれば、その表層部は大部分玄武岩（カンラン石玄武岩または単斜輝石・カンラン石玄武岩）質溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイトからなるらしい。また、西海山南斜面（第4図のLoc. 2）において行われた深海カメラの映像により、マン

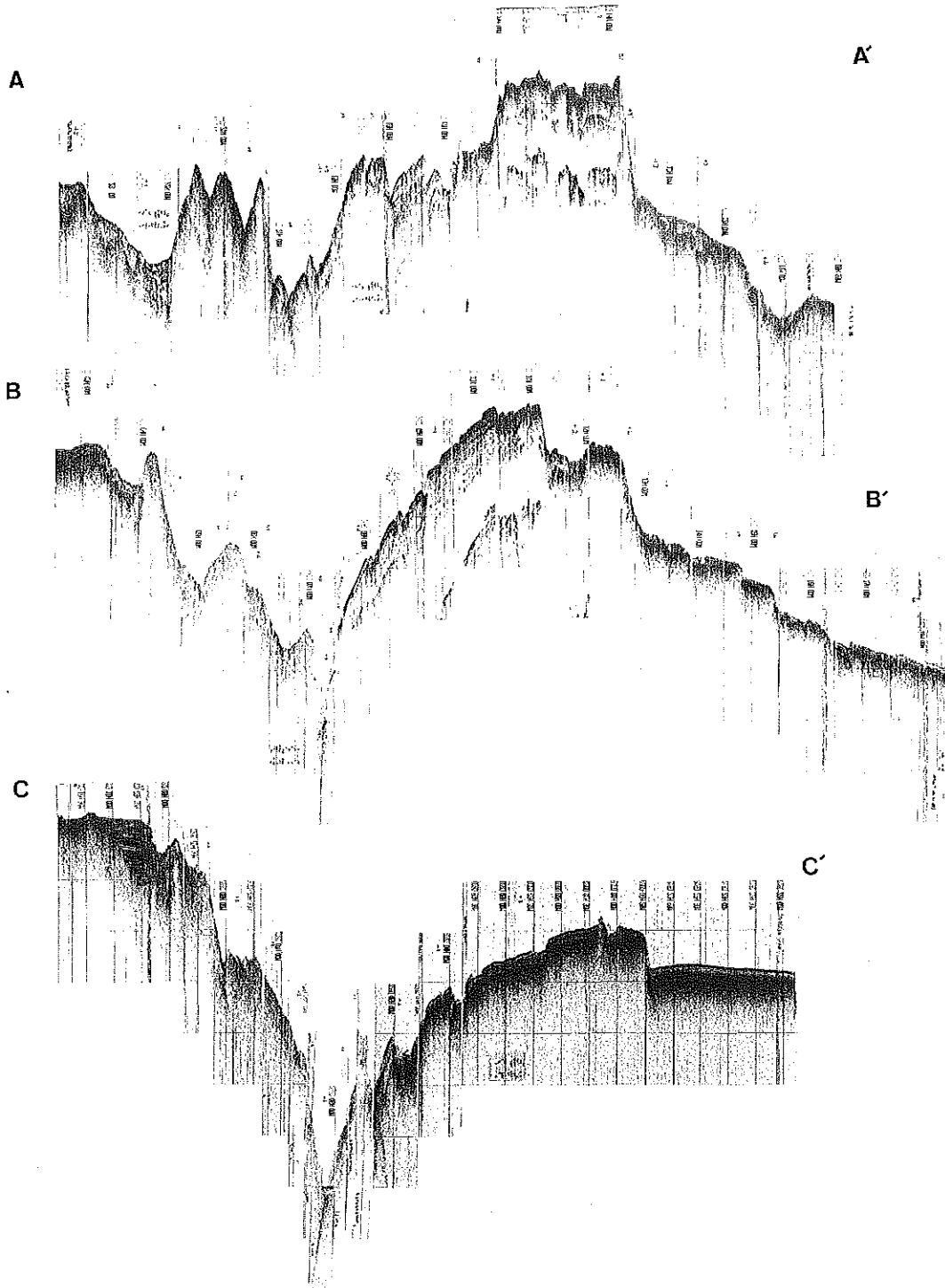
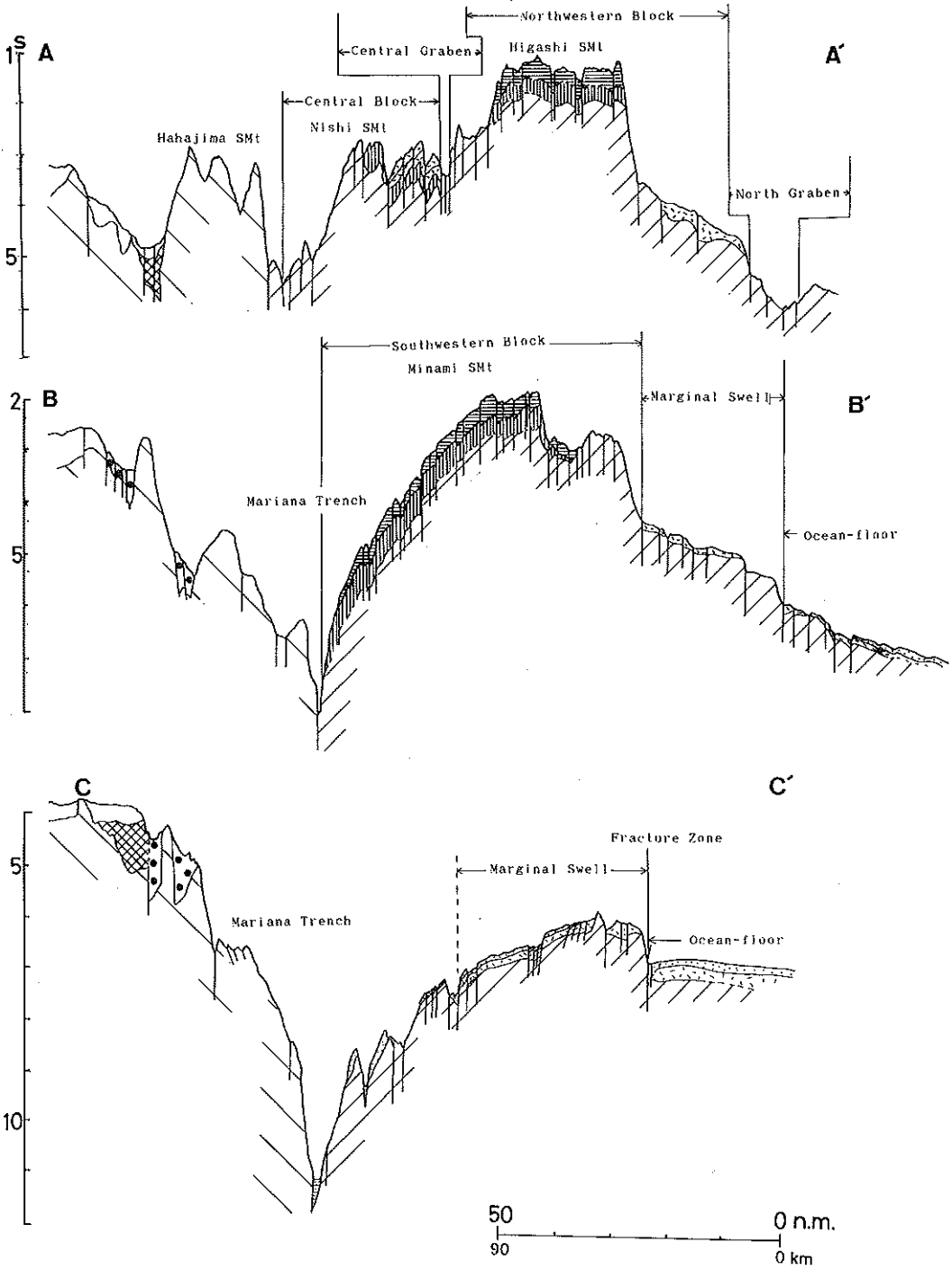


Figure 7. Seismic profiles(single channel:left)and their geological crosssections(right). Positions in Fig. 6, Symbols as Fig. 6.



ガン殻に覆われた玄武岩と思われる溶岩が観察された。この溶岩の表面には、剪断によるとみられる直線的な割れ目が多数斜交しながら発達していた。

(3) 海溝

伊豆・小笠原海溝やマリアナ海溝の大洋側斜面は、Nb IIIを音響的基盤として、Nb I・Nb IIが分布している(第6, 7図, 第1表)。

海溝底の堆積物(Trench Fill, 伊豆・小笠原—マリアナ海溝第1層: It-Mt I)は、厚さ0.25秒以下のやや不透明な無層理の地層である。これは、海溝斜面からの混濁流による第三紀~第四紀の堆積物や太平洋プレート沈み込みによる付加体であろう。

海溝陸側斜面中腹にある平坦地や凹地は、層厚0.8秒以下の音響的にやや不透明、または弱く成層した乱反射面を持つ堆積物(伊豆・小笠原—マリアナ海溝第II層: It-Mt II)によって埋められている。It-Mt IIは小笠原海嶺から発生した混濁流の堆積物で、その時代は第三紀から第四紀であろうか。

また、陸側斜面の母島海山からは、蛇紋岩、はんれい岩、玄武岩などのオフィオライト構成物や鮮新世~更新世の堆積岩が得られている(石井, 1985)。今回の同海山山頂のドレッヂ(第4図のLoc. 3)ではオフィオライト的岩石の角礫のほかに幾つかの凝灰質泥岩、ボニナイト質凝灰角レキ岩(その化学成分については第2表)の礫が得られた。凝灰質泥岩の礫は円磨されていて、海山山頂がかつて海面付近にあったことを示している。凝灰角礫岩中のボニナイトの鏡下の特徴は、石基、斑晶ともにかんらん石・輝石のみで斜長石などは見られないことである。石基はガラスが多く、バリオリティックな構造を示す。全体に非常に多孔質であることなどから、この凝灰角礫岩は浅海底に噴出した急冷自破溶岩と考えられる。ふくまれる二つのボニナイト礫のK-Ar年代測定を行なったところ、それぞれ $34.72 \pm 1.17\text{Ma}$ 、 $14.74 \pm 0.56\text{Ma}$ であった。この年代値のひらきの原因についてはよくわからない。漸新世と中新世の二度にわたる火山活動があったのであろうか。小笠原諸島のボニナイトの時代(氏家, 1985)とほぼ同じとすると、 $34.72 \pm 1.17\text{Ma}$ のほうが妥当な値なのかもしれない。母島海山のオフィオライトは、大洋中央海嶺で形成された海洋性リソスフェアが小笠原弧にオブダクションしたものではなく、陸側リソスフェア内のフォアアークで生じた火成活動にともなう“フォアアーク・オフィオライト”と考えられている(石井, 1985)。今回得られたボニナイトのK-Ar年代値はこの火成活動のある時期を示しているであろう。また、母島海山南の未命名の海丘(第4図のUnnamed SH)からもオフィオライトの組成を示す岩石が採取されている(湯浅, 1987)。

Table 2. Chemical components for three samples of Boninite from Hahajima Seamount (Loc. 3 in Fig. 4)

(wt %)	1	2	3
SiO ₂	54.99	51.99	56.39
TiO ₂	0.20	0.26	0.18
Al ₂ O ₃	11.45	13.44	12.00
Fe ₂ O ₃	2.30	2.73	5.23
FeO	5.99	5.13	1.88
MnO	0.16	0.14	0.09
MgO	11.17	8.33	8.14
CaO	7.57	7.67	4.74
Na ₂ O	1.42	1.57	3.57
K ₂ O	0.43	0.97	0.27
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02
H ₂ O+	2.86	3.84	1.94
H ₂ O-	1.30	3.60	5.10
Total	99.86	99.69	99.55
FeO*/MgO	0.72	0.91	0.81

(4) 小笠原海嶺

この地域の地層は、音響的に3層

に分けられ、いずれも東の小笠原トラフの構成層と連続的である。そこで、上位より音響的に小笠原トラフ第I層 (Or I)、同第II層 (Or II)、同第III層 (Or III) と呼ぶことにする (第6, 7図, 第1表)。

Or Iは小笠原海嶺周辺の深海平坦面の最上部を構成している。層厚は0.4秒以上で、調査地域西方の火山列島へ増大するようである。その中には、成層した強い反射面が発達する。Or Iの上部は小笠原海嶺の西側斜面にオーバーラップし、下部はアバットしている。Or Iは火山列島からの火山碎屑物とタービダイト、遠洋性堆積物などの互層で、その時代は火山列島の火山活動期である新第三紀~第四紀であろう。

Or IIは層厚0.7秒以上で、上部に成層した反射面を、下部に強い乱反射帯を持つ。また、これらは小笠原海嶺にオーバーラップし、特に下部は小笠原海嶺の構成層であるOr IIIに指交しているようである。Or IIも火山碎屑物とタービダイト、半遠洋性堆積物の互層と推定される。しかし、音響的不透明部分が多く、乱反射帯も発達すること、さらに給源の小笠原弧に近いことなどを考慮すると、粗粒な火砕物の割合が高いのであろう。小笠原諸島の火成岩のK-Ar年代 (Kaneoka et al. 1970; Tunakawa, 1983; 綱川, 1985など) および堆積岩の微化石の時代 (氏家, 1985) からみて、Or IIは主に古第三紀に形成されたと考えられる。

Or IIIはこの地域の音響的基盤である。この地層は主に小笠原海嶺を構成しており、小笠原諸島に分布する第三紀初期のボニナイトや島弧ソレアイト系の火山岩 (白木ほか, 1985) などからなると推定される。海山を構成しているものの一部はOr IIと同時期であろう。

5. 断層と地質構造

小笠原海台およびその周辺には、極めて多くの断層が発達する (第6, 7図)。第6図に表現された断層は、シービーム等深線プロッター記録、シングルおよびマルチ・チャンネル音波探査記録に基づいている。これらの断層のうち、異なった測線に跨がる断層、特に測線の間でナローマルチビーム測深機がカバーしきれなかった部分の断層については、その形態・走向・落ちの規模によって連続性を推定した。

(1) 小笠原海台北側の海溝大洋側斜面と大洋底

この地域のうち海溝大洋側斜面に、断層が密集して分布する。これらは、Nb Iまでの地層を変位させ、horst and grabenを形成している。断層はNNW-SSE走向を持ち、NS方向の海溝軸とはやや斜交している。これらは伊豆・小笠原海溝における最近第四紀の太平洋プレートの沈み込みに伴う正断層群と考えられるが、かつての中央海嶺などの拡大軸に沿って形成された古い断層の再活動なのかもしれない。

(2) 小笠原海台

小笠原海台には非常に多数の断層が発達する。このうち落ちが大きくかつ連続性のよいNW-SE、またはWNW-ESE走向のいくつかの断層により、海台は細長い四つの地塊と三つの地溝に区分される。これらを、北東のものから、北東地塊 (H1)、北地溝帯 (Gk)、北西地塊 (H2)、中央地溝帯 (Gc)、中央地塊 (H3)、南地溝帯 (Gm)、南西地塊 (H4) と呼ぶことにする (第4図)。以下、この七つの地形区にしたがって記述する。

北東地塊 (H1) は、北海山・北東海山からなっている。北東地塊の東側の矢部海山との間には明瞭な断層が認められない。また、この地塊の中にも断層は少ない。

北地溝帯 (Gk) は、NW-SE走向、長さ140km、最大幅25kmで、他の地溝に比べ広い。地溝を画する断層は曲線的である。地溝帯内には、断層は少なく、南部にはNb Iを変位させるNW-SE走向の軸を持つ褶曲がある。また、地溝の北部には伊豆・小笠原海溝への沈み込みに伴い、Nb Iを変位させるNS走向の正断層が見られる。

北西地塊 (H2) は東海山を含む北西方向に細長い地塊である。地塊の北西縁ははっきりせず、そのまま伊豆・小笠原海溝に落ち込む海溝海側斜面に連続するようである。北半部には、中央地溝帯に平行するWNW-ESE走向の多数の断層とそれらと共役とみられるNNE-SSW~NE-SW走向の断層が発達している。これらは、少なくともNb II以下の地層を変位させている。東海山は西へ張り出し、中央地溝を圧縮、中央地塊に衝突している。また、東海山上には、NW-SE方向の断層があって、中央に浅い地溝を形作っている。

中央地溝 (Gc) は幅5 km以下、長さ85kmの細長い地溝である。地溝の両側の北西地塊および中央地塊にもこれに平行し地溝側の落ちを示す断層が密集している。地溝の走向は概ねNW-SEであるが、東海山の西では東海山による衝突・変形によりNS方向となる。地溝両側を画する断層は単一ではなく、複数の断層からなるらしい。とくに、南縁の断層は明瞭で東南東へ周縁隆起帯・大洋底まで"杉の字"型に雁行しながら延びていく。また、断層群は周縁隆起帯・大洋底でNb I以下の地層を変位させ、平行または雁行する断層にはさまれた地層が圧縮による変形を受けているのが認められる(第7図のA-A'断面)。さらに、この断層群により、小笠原海台東方の周縁隆起帯が30~40km北西へ左横ずれ変位している(第4・6図)。したがって、これらは左横ずれ成分を持つ逆断層で、第四紀においても活動的であると推定される。

中央地塊 (H3) は"くの字"型をしていて、その西部に西海山をのせる。西縁は海溝であるが、次の点で通常の見溝と異なる。1) 3章で述べたように西海山の西に接する部分の海溝底は極端に浅くなっている、2) 海溝大洋側斜面に正断層があまり発達せず、圧縮性の逆断層が見られることなどである。おそらく、西海山の付近でのサブダクションが容易に行われていないことを示唆するのであろう。さらに、西海山は、地塊北部に"逆くの字"のくさび状に食い込んでいるように見え、これに平行する東落ちの短い断層が多数中央地溝まで分布する。断層間の地層が圧縮による変形を受けていることからそれらは逆断層と推定される。これは、西海山およびその東側の部分が、西へ移動する東海山に挟まれ圧縮を受けていることを示している。中央地塊ではNbIIより新しい地層が欠如しているので、それらの断層群が最近においても活動的であるかは断定できない。しかし、中央地溝帯の分布と調和的であり、これを乱す新しい構造も見られないことから、第四紀においても本地塊の圧縮は続き、逆断層が活動している可能性は否定できない。

南地溝帯 (Gm) は、向い合う2本のWNW-ESE走向の断層によりなっていて、内部にもそれに平行する小断層を持つ。地溝は東へ幅を狭めつつ次第に浅くなり、北東と南へ分岐する。

南西地塊 (H4) は、南海山およびその東の低い海丘からなる。このブロックは北へ開いた"くの字"型をなし、その屈曲部には南地溝の南への分岐が入り組んでいる。地磁気の結果(末公表)から、この地溝より東の部分は、もともと東西方向に直線的であったもの(第9図の1)が、反時計回りに45°回転、"くの字"を形成したと推定される(第9図の2)。南海山の上には、マリアナ海溝の軸と平行するNWN-SSE走向の正断層が多数発達する。この断層群は、海山上ではOp I以下の白亜紀の地層を変位させていることしかわからない。しかし、これらは南へ南西地塊の南を限る断層を断ち切り海溝海側斜面までのびていき、そこでは最新のNb Iをも変化させ、地形的にも明瞭になる。したがって、これらの断層は第四紀においても活動的で、南海山がマリアナ海溝でのサブダクションしていることを示している。

(3) マリアナ海溝大洋側斜面・周縁隆起帯

マリアナ海溝での太平洋プレートの沈み込みに伴うNE-SE方向の正断層群が発達し、細長いhorst and grabenを多数形成している(第7図のC-C'断面)。これらの断層は地形的にも明らかで、Nb I以下の堆積物全てを切っていることが多い。

マリアナ海溝東部の周縁隆起帯にはNNW-SSEおよびNNE-SSW走向の断層が分布する。NNW-SSE走向

のものは小笠原海台より南に発達し、大部分が正断層と推定される。これはサブダクションする太平洋プレートの折れ曲りに伴って形成されたものと考えられる。NNE-SSW走向のものは小笠原海台の東に顕著である。平行する断層間の地層が圧縮により著しく褶曲していること（第7図のB-B'断面）から、これらは逆断層と考えられる。また、大洋底と周縁隆起帯を境する断層（第7図のC-C'断面；実際は幾つかの断層が雁行しているらしい）は長さ130km以上、比高500m以上のほぼ連続的な断層崖からなる。また、2節で述べたように小笠原海台東方では、海台の中央地溝帯の南を画する断層の延長部（NW-SE走向）が、周縁隆起帯および大洋底を約30~40km左横ずれ変位させている。この断層帯より北では周縁隆起帯は不明瞭となり、大洋底が直接海台に接するようになる。その大洋底には、NW-SE走向の断層が多数発達する。これら周縁隆起帯および大洋底の断層群の大部分は最新のNb Iまでを変位させており、第四紀においても活動的な断層であると推定される。

(4) 海溝陸側斜面・小笠原海嶺

この地域の断層については、貫入岩体や海底火山に邪魔されているためにあまりその系統性を読みとることはできない。しかし、その走向は概ねNS、落ちは海溝側である。

母島海山の輪郭を画する断層は海溝部を越えて西海山を縁取る断層に調和的・連続的である。しかし、よく見ると、西海山の輪郭は母島海山のそれより内側にある。ちょうど敷き詰めた布団（フィリピン海プレート、海溝陸側斜面）の下に直方体の板（西海山）を押し込んだように見える。この形状は海溝で強引に潜り込んだ細長い西海山の延長部がオフィオライトと共に陸側斜面を下から持ち上げて母島海山を形成させているとみるには都合が良いようである。

6. 小笠原海台のテクトニクス

以上の地形・地質に基づいて、小笠原海台のテクトニクスについて考察する。

前章で述べたように、主として、小笠原海台北部および東部（北東地塊、北地溝帯、北西地塊、中央地溝帯、中央地塊の北部、南西地塊の東部）、その東の大洋底などに分布するNW-NNW走向とNE~ENE走向の断層は最上部の最新の地層Nb Iまでを変位させ、かつ地形的にも明瞭である。両走向の断層で、共役の関係にあるとみられる。NNW-SSE~NW-SE走向の断層のほうが卓越するのは、かつての拡大軸の方向性などの古い地質構造を反映したためであろう。地形的に左横ずれ成分を持つ中央地溝帯の断層群はその典型的な例である。これに対し、北地溝は幅が広くて浅く、断層が少ない。この地溝は中央地溝帯よりも活動の歴史が新しく、あまり圧縮が進んでいないと考えられる。

いずれにせよ海台北部・東部の応力場は第四紀において東西ないし西北西方向の圧縮応力下にあると推定される。しかも、海溝に近い部分（西海山）ほど圧縮が顕著である。その影響は海台東方の周縁隆起帯・大洋底にまで及んでいる。つまり、太平洋プレートがサブダクションしようとしているにもかかわらず、海溝に接する西海山付近では海溝への沈み込みが容易に行なわれずに、圧縮応力場が生じていると推定される。そこで、当然小笠原海台のテクトニクスのフィリピン海プレートへの付加が予想される。しかし、すでに述べたように海溝陸側斜面の母島海山をはじめとするいくつかの海山はフォアアーク・オフィオライトや小笠原諸島を構成するポニナイトからなるとみられることから、直接小笠原海台が衝突・付加したものではなく、フィリピン海プレートの一部と考えられる。また、5章(4)節で述べたように、地形的には西海山も完全に衝突しているのではなく、母島海山下を抉るように潜り込んでいることが読み取られる。母島海山はただ単にオフィオライトの上昇または火成活動によって形成されたのではなく、小笠原海台の潜り込みによるフィリ

ピン海プレートの物理的変形の影響も受けているのであろう。以上をまとめると、これらは小笠原海台北部は、完全にフィリピン海プレートに衝突しているのではなく、背後（東方）から圧縮を受け、かつフィリピン海プレートに変形を及ぼしながらも、ゆっくりとサブダクションしていると考えられる（第8図）。

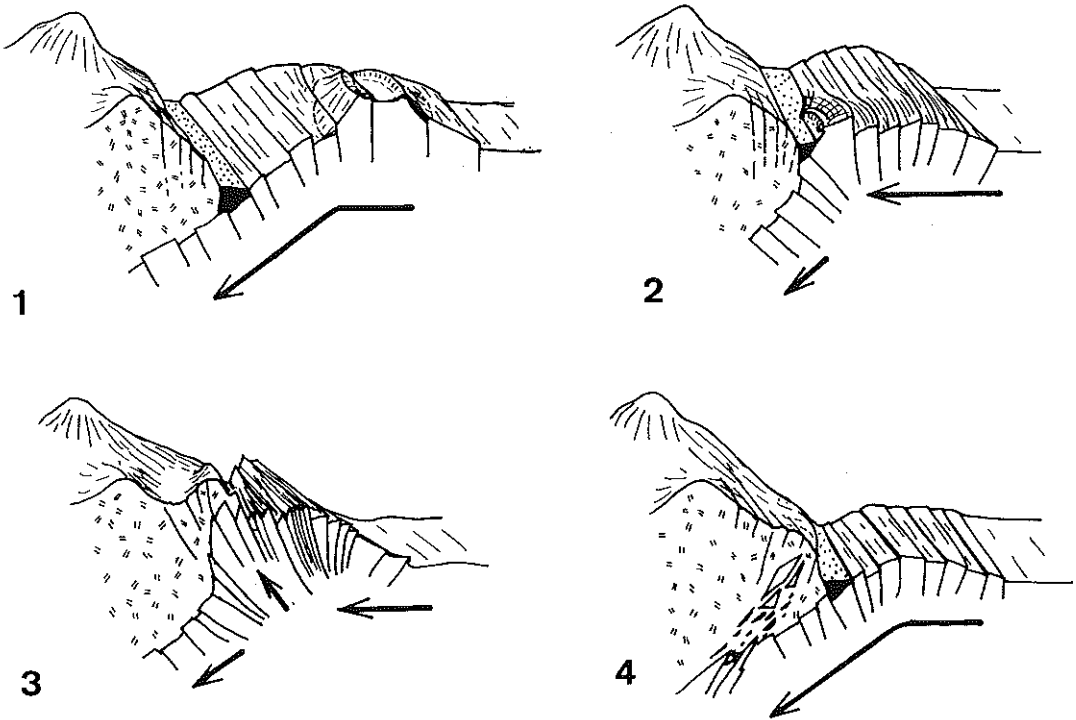


Figure 8. Cartoon showing subduction of a seamount on the Ogasawara Plateau.

1 : Before Seamount subduction, 2 : Subducting seamount ; 3 : Seamount pushing up and deforming the trench slope ; 4 : Seamount subducting away deeply.

これに対し、南西部（南中央地塊南部，南地溝帯，南西地塊西部）には海溝軸に平行な正断層が発達していて、東西性の張力がかかっていることを示している。この断層群は、周縁隆起帯に連続する。これらの断層は、海台南西部が南の周縁隆起帯と共に海溝へ容易に沈み込んでいることの表われである。しかし、南地溝帯のWNW-ESEの方向性はこれら正断層群のそれとは不調和で、ある時期この地域が北部と同様の圧縮応力下にあったことの名残りであろう。その時期は、南地溝や南西地塊を画する断層が変位させるNb II堆積後、変位を受けないNb I堆積以前、第三紀中期頃であろうか。南海山西方の海溝陸側斜面中腹のオフィオライトを産する海丘（湯浅，1987；第4図のUnnamed SH）は、かつて海台南部（南海山）が抵抗を受けながら沈み込むときに陸側斜面をフィリピン海プレートごと持ち上げたことを示す遺物で、母島海山と同様の成因なのかもしれない。

以上の様に、小笠原海台は北と南で異なった応力場の変遷史を持つらしい。これは、海台全体が同時期に形成された現在に至っているのではなく、別々に形成されたもの：海山を核とする地塊が集合し、変形したものであることを示唆する。それでは、もともとの海台ほどのような地形であったであろう。海台のすぐ東に矢部海山などの海山が直線状に連続することから、Smoot (1983a) が推定したように、小笠原海台の四つの地塊は、もともとはそれが独立した海山で東西に配列していたらしいことは容易に予想される（第9図）。地溝は各海山間の低地（大洋底など）だったのであろう。前に述べたように海台南部ほど圧縮を受け始

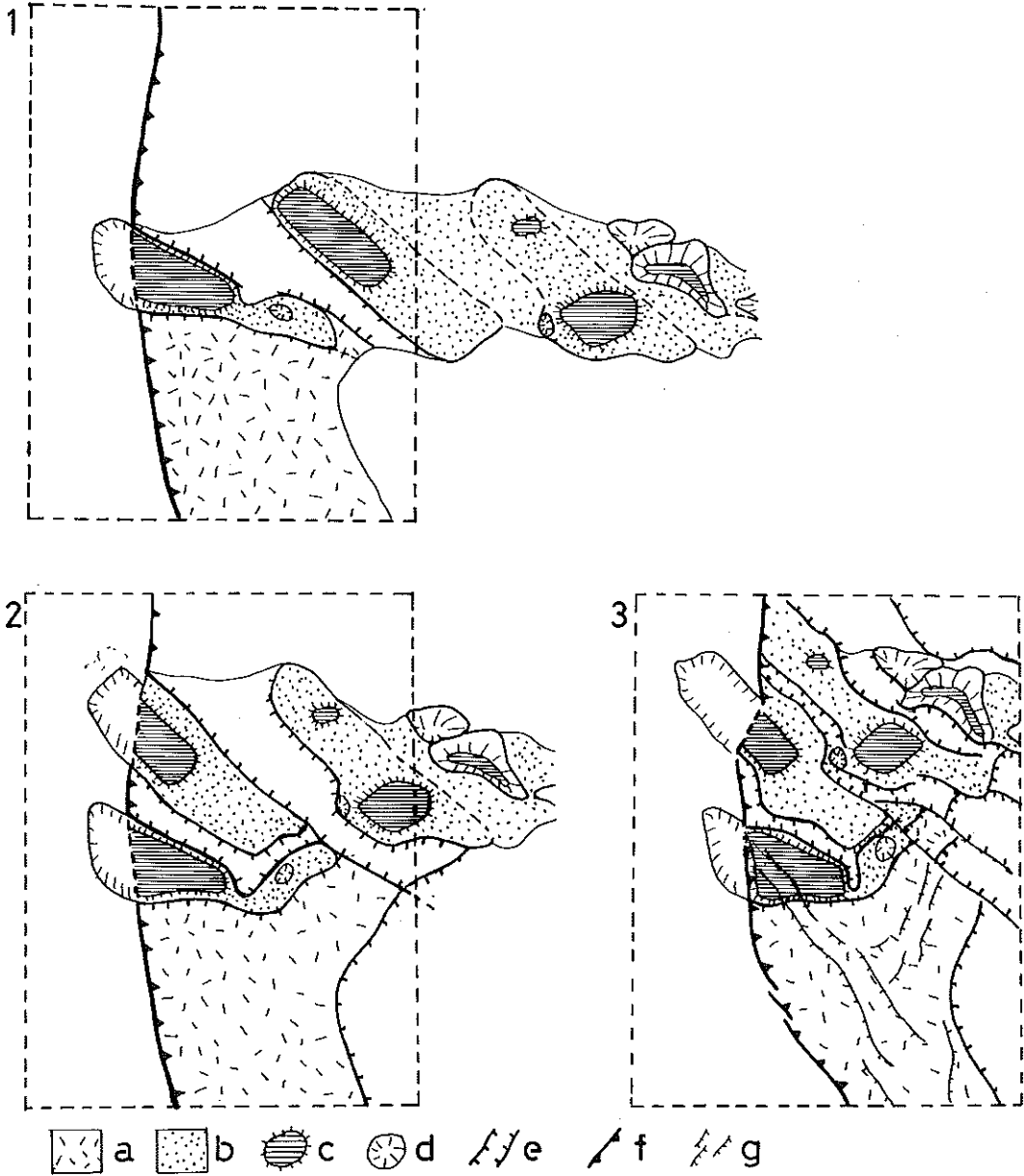


Figure 9. Palaeogeographic map for the Ogasawara Plateau. 1 : Early Neogene ; 2 : Middle Neogene to Early Quaternary ; 3 : Recent, a : Marginal swell ; b : Archipelagic apron ; c : Guyot ; d : Seamount with a rounded top or a pinnacle ; e : Graben ; f : Trench axis ; g : Fault. Upside is north, columns of break line show studied area in Figures 3, 4

めた(海溝に達した)時期が古い傾向があるので、かつて西から南西地塊→中央地塊→北西地塊→北東地塊と東西に海山列が連なっていたとみられる(第9図の1)。プレートの移動に伴い海溝に達した海山はサブダクション時に速度を落とす(第9図の2)。背後の海山はこれに玉突き状に衝突し、南北(南西—北東)方向に再配列した(第9図の3)。この再配列の方向性は東西に並ぶ海山列に対し太平洋プレートが西北西に移動したことによって説明が可能である。

7. まとめ

地形・地質から、第三紀以降の小笠原海台の地形発達史をまとめてみる(第9図)。海台を構成する各地塊は、かつて(海溝に接近する前)は互いに離れていて、東西に細長い海山列をつくっていた。まず、南西地塊が海溝に達し、沈み込みを始めた。この時、地塊の浮力にともないスラブ上面で摩擦抵抗が生じ沈み込み速度が低下した。小笠原海台付近の太平洋プレートは西北西に移動しているので、十分に離れた中央地塊は南西地塊の北で海溝と会合した。その西海山を含む地塊はフィリピン海プレート下に潜り込むとき海溝陸側斜面を下から押し上げて母島海山を形成した。母島海山は火山活動(水底噴火)を伴いながら成長し、一時、海面近くまで達していた。やがて、中央地塊の東に北西地塊が衝突した。そのためこの部分では東西性の圧縮を受けるようになった。一方、南西地塊の南海山の部分では、マリアナトラフの拡大に伴うマリアナ海溝の東への張り出しなどによりサブダクションが容易に行われるようになった。そして、現在、北東地塊が北西地塊の北を抜けて小笠原海溝に接近しつつある。

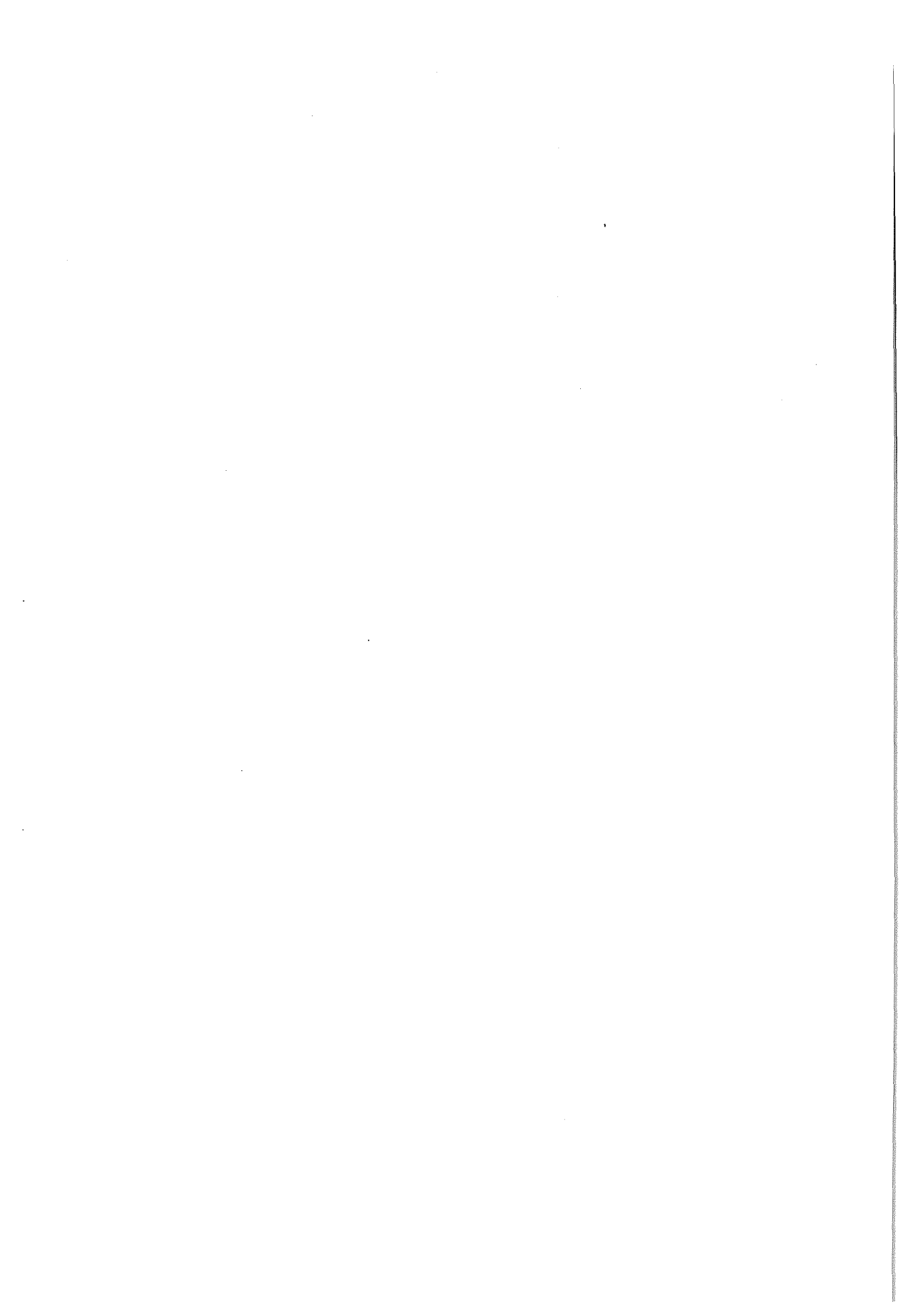
小笠原海台はこのように複数の海山が水平移動・集合したものであり、単一の大型火山体などではない。また、海台の海山が戴る台座の部分は、かつての大洋底が圧縮により曲隆したものと解される。こうした海台の圧縮変形がおよんでいる地殻の深さは海台の大洋面からの比高分と大洋底下1~2kmをあわせた程度であろう。また、海台そのものは海溝に衝突・付加しているのではなく、周囲の太平洋プレートの動きよりは遅いものの、やはりサブダクションしていると結論できる。しかし、そのサブダクションは現在進行中であり、将来、衝突・付加に転ずる可能性も残されている。今後、海山の掃き寄せに海台のサブダクションが追いつかなくなれば、地殻は厚みを増し、ついには海台のフィリピン海プレートへの付加が起こるかもしれない。

謝 辞

測量船「拓洋」の橋本 堅船長以下乗組員の方々には、現地調査において物心両面にわたり多大な援助を賜わった。ここに心から御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 本座栄一：小笠原弧火山列周辺の地質，月刊 地球，7，no-11, 668-676. (1985)
- 石井輝秋：オフィオライトの起源—島弧前縁部の上部リソスフェア由来のオフィオライト—，月刊 地球，7，no-12, 680-688. (1985)
- Kaneoka, I., N. Isshiki, and S. Zashu : K-Ar dating of the Izu-Bonin Islands, *Geochem. Jour.*, 53, p. 53-60. (1970)
- 松本 剛・友田好文：小笠原海台及びその周辺の地磁気異常，地震(2)，36，77—82. (1983)
- Nur, A. and Z. Ben-Avraham : Break-up and Accretion Tectonics. Hashimoto, M. and S. Uyeda(ed.) "Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions", TERRAPUB, p. 3-18. (1983)
- 岡村行信：小笠原海台及びその周辺の地質構造，中尾征三・湯浅真人(編)「海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究，昭和61年度研究概要報告書」，地質調査所，p.39-45. (1987)
- 岡村行信・岸本清行：小笠原海台の沈み込み直前に形成された断層とその成因，地震学会講演予稿集，昭和62年度春季大会，p.79 (1987)
- 岡田博有・小林和男：堆積物からみた海洋底の古環境。科学，44，no-4, 212-221. (1974)
- 柴 正博：小笠原諸島東方，矢部海山(新称)の地史，地質学雑誌，85, p. 209-220. (1979)
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣・R. W. Nesbitt：小笠原諸島父島・髯島—マントルに一番近い島—，月刊地球，7，p. 632-637. (1985)
- Smoot, N. C. : Multi-beam surveys of the Michelson Ridge guyots: subduction or obduction?. *Tectonophysics*, 99, p. 363-380. (1983a)
- Smoot, N. C. : Ogasawara Plateau : multi-beam sonar bathymetry and possible tectonic implications. *Jour. Geol.*, 91, p. 591-598. (1983b)
- 徳山英一・石井輝秋・中西正男・小林和男・小西建二・阿部信太郎・中野いくこ・田中明子：小笠原海台の沈み込み様式(KT86-9次航海の成果)，地震学会講演予稿集 昭和61年度秋季大会，p. 17 (1986)
- Tomoda, Y. and H. Fujimoto : Role of seamount, rise and ridge in lithospheric subduction. Hashimoto, M. and S. Uyeda(ed.) "Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions", TERRAPUB, p. 319-331 (1983)
- Tunakawa, H. : K-Ar dating on volcanic rocks in the Bonin Islands and its tectonic implication, *Tectonophysics*, 95, 221-232. (1983)
- 氏家 宏：小笠原・マリアナ弧の微化石とフィリピン海形成史。月刊 地球，7，p. 657-663. (1985)
- Vogy, P. R., A. Lowrie, D. R. Bracey, and R. H. Hey : Subduction of aseismic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, no-172, 59pp. (1976)
- 湯浅真人：GH86-1及びGH86-3航海により採取された岩石。中尾征三・湯浅真人(編)，海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究，昭和61年度研究概要報告書，地質調査所，p. 68-76. (1987)



富山トラフの変動地形・地殻構造調査[†]

浅田 昭*・加藤 茂**・春日 茂**

TECTONIC LANDFORM AND GEOLOGICAL STRUCTURE SURVEY IN THE TOYAMA TROUGH[†]

Akira Asada,* Shigeru Kato** and Shigeru Kasuga**

Abstract

Hydrographic Department of Japan conducted multichannel seismic reflection and refraction survey and Sea Beam bathymetric survey in the Toyama Trough extending northward in the southeastern margin of the Japan Sea. The purpose of the survey is to reveal the geological structure and tectonic landform of the Toyama Trough and to confirm the hypothesis that the Toyama Trough is a subduction zone.

Another purpose of this study is to establish a refraction survey system using ocean bottom seismometers for revealing deep crustal structure, and to develop new method for image mapping of Sea Beam bathymetry which clearly shows topographical feature caused by tectonic deformation.

Seismic profiles across the Toyama trough do not support the presence of distinct subduction zone along the trough because the basement of the trough is not traceable beneath the Sado Ridge. This suggests that the Toyama Trough is different in geological feature from typical subduction zone such as the Japan Trench or the Nankai Trough, where subducting oceanic basement is clearly traceable beneath the overriding plate in seismic profiles. Further, seismic profiles show that the sedimentary layers thicken to the east in some places and to the west in the other places. These features indicate that convergent plate boundary is not present, or only extremely incipient plate boundary is present along eastern margin of the Toyama Trough. However, the tectonic landform and geological structure characterized by the presence of active reverse faults indicate that Toyama Trough has been subjected to compressional stress.

1. はじめに

1985年度～1987年度にかけて、科学技術庁の科学技術振興調整費による中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究―第I期―が実施された。本稿はこの研究の一環として水路部海洋調査課が行った富山トラフ周辺海域の地殻構造及び変動地形調査の結果について報告するものである。

研究全体としての位置づけは、フィリピン海、太平洋、ユーラシアの3プレートが会合するとともにフォッ

[†] Received 1st February 1989

* 海洋調査課 : Ocean Surveys Division

** 大陸棚調査室 : Continental Shelf Surveys Office

サマガナが存在する活構造地域となっている中部日本及びその周辺海域、すなわち①日本海東縁部（富山トラフ周辺海域）、②フォッサマグナ周辺部、③陸域のプレート会合点付近、④海域の三重会合点付近において、各政府調査機関の協力により地殻構造及び地殻応力等に関する様々な調査研究を集中して行い、多角的、総合的に検討を行うことにより、この地域の地震予知研究の推進を図ることを意図したものである。

2. 調査の目的

本研究はフォッサマグナ西縁線の北方延長部に位置する富山トラフを中心として、この地域の海底地殻構造及び変動地形を解明し、地震発生との関連を明確にするための手掛かりとなる資料を整備することを目的とした。富山湾から佐渡島周辺海域において、海底下の地殻構造を明らかにするためにマルチチャンネル反射法音波探査及び屈折法音波探査を、海底の変動地形を明らかにするためにシービームを使った海底地形調査を実施した。富山トラフは富山湾、富山深海長谷等からなる特異な海底地形を呈しており、海底の活断層と合わせ、地殻変動との関連を調査することは重要な点である。また、富山トラフの地殻構造として、特に注目した点は、プレート収束境界の可能性としての構造を裏付けるデータを得ることができるか、糸魚川一静岡構造線の北方延長に位置することから、トラフを隔てて東西に構造的にどのような違いがあるのかという点である。

これに合わせ、地殻構造及び変動地形を解明する新しい調査手法及び解析処理方法の開発を行うこと等、今後の海底調査の技術的發展を図ることを副次的目的とした。海底地殻構造については、従来のマルチチャンネル反射法音波探査に加え、新たに海底受信型屈折法による音波探査システムを整備し、両探査法を組み合わせる事により、より深部まで、かつ、信頼度の高い構造断面を得るための調査手法及び処理システムを完成させることとした。海底地形調査については、近年シービームの導入により詳細に海底の地形を調査できるようになった。さらに、コンピュータ処理によるシービームデータの処理手法の研究も進み、海底の等深線図作成を始めとし、視覚的に海底の状況を簡単に捕らえることのできる3次元イメージマップ等の処理ソフトの開発もされている（浅田，1986）。本研究では、更に処理ソフトを改良することにより海底地形から地殻変動による構造的特徴を浮かび上がらせる手法を開発、活用することもねらいとした。

3. 調査の手法

(1) 海底地殻構造調査

計画の初年度に海底屈折波受信装置の整備、2年度に現地調査、3年度に解析処理を行った。当水路部では、過去ソノブイ式屈折波受信装置による屈折法音波探査の研究を行った事があるが、同方式ではソノブイの位置が海流で流されるため解析上誤差を生じること、海面で受信するため雑音が多くS/Nが良くない等の理由により、今後期待されている海底設置型の屈折波受信装置のシステム整備を行うこととした。わが国では、既に海底設置型の屈折波受信装置が幾つか開発、実用化されている段階にあり、水路部では、東京大学地震研究所の協力により、同研究所で開発、使用されていたデジタル式の海底地震計（笠原他，1984）を基本モデルとして整備、使用することとした。整備した屈折波受信システムは、時刻制御部、船上切離し部、海底収録部から構成され、以下の仕様とした。なお、現在は、信号のダイナミックレンジを拡大するため16ビットA/Dコンバータの採用、115MB光ディスクを使って計測値をそのまま収録する方式に改造されている。詳細については、別の機会に報告する。

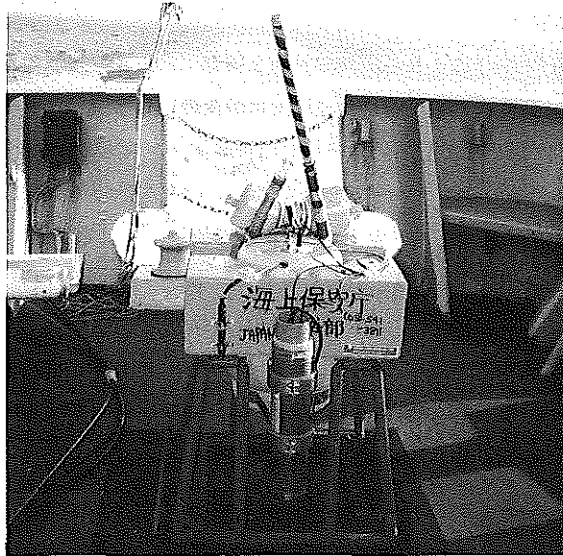


Photo 1. Ocean-Bottom Seismograph and Hydrophone (OBSH) .

〈海底屈折波受信システムの仕様〉

・海底受信装置 (写真1)

測線上の海底に予め設置し、調査船で曳航しているエアガンから発振された音波が海底下の地層中を屈折して伝わってくるのを受信し、ADPCM音声圧縮法により、カートリッジテープにデジタル収録する。

使用最大水深	耐圧6000m
センサ	3成分振動計 (MARK PRODUCT L-22E) ハイドロホン (BENTHOS AQ-18 & AQ-201改)
トリガ方式	受信信号のショートタームの積分値とロングタームの積分値の比による判定
サンプリング周波数	200又は400Hz
A/D変換	12ビットA/D変換
データ圧縮	12ビット数値を4ビットに圧縮 (ADPCM)
収録媒体	15MBカートリッジテープ
切離し方式	ステンレス線の電触切離し機構 (東京大学地震研究所特許取得方式)
浮上確認	ラジオビーコン、フラッシュライト

・船上切離し指令装置

音響を使い海底に設置した海底受信装置の切離し機構を動作させる指令装置である。

応答距離	8500m
信号コード選択	8種 (10KHz音響コード)
機能	呼出し応答、距離測定、切離し指令

・時刻制御装置

海底受信装置の時計を設置前にセットし、海底受信装置の回収時における時間のドリフト量を計測し、後処理で発振時刻のドリフト補正を行う。時計は、セシウム又はルビジウム周波数標準器からの100kHz信号で正確に作動する。調査中にはエアガンの発振パルスを0.1ms単位で計測し、正確な発振時刻をRS-232C信号で

出力し、パソコンで受取り収録する。

システム整備後、測量船「拓洋」により、実海域試験を実施した。試験海域の水深は約200mであったが意外と海水の底層流が大きく、回収用に取り付けた海底受信装置の逆U字型のフックが底層流で振動を起し、センサーに大きな雑音として混入してしまい、微弱な屈折波信号が検出できなかった。このため、このフックを取り外し、代わりに10mのナイロンテープを巻き付けた小型ブイを切離し部に付けた。切離しが掛かるとこの小型ブイが装置から離れ、ロープが解けて、海面上で簡単に揚取できるように改良した。

調査測線は第1図に示すように、佐渡島を狭んで南北に一本ずつ2本の東西方向測線A、Bを設定し、A測線については発振間隔50mのマルチチャンネル反射法音波探査と屈折法音波探査を同時に実施した。B測線については発振間隔50mのマルチチャンネル反射法音波探査と、同音源による発振間隔150mの屈折法音波探査を別々に実施した。マルチチャンネル反射法音波探査の調査仕様は以下の通りである。

〈マルチチャンネル反射法音波探査〉

使用測量船	開洋丸	990.82 t (佛石油資源開発船籍)
警戒船	第10海工丸	241.30 t
音源	BOLTエアガン23個 (3223in ³ , 138kg/cm ²)	

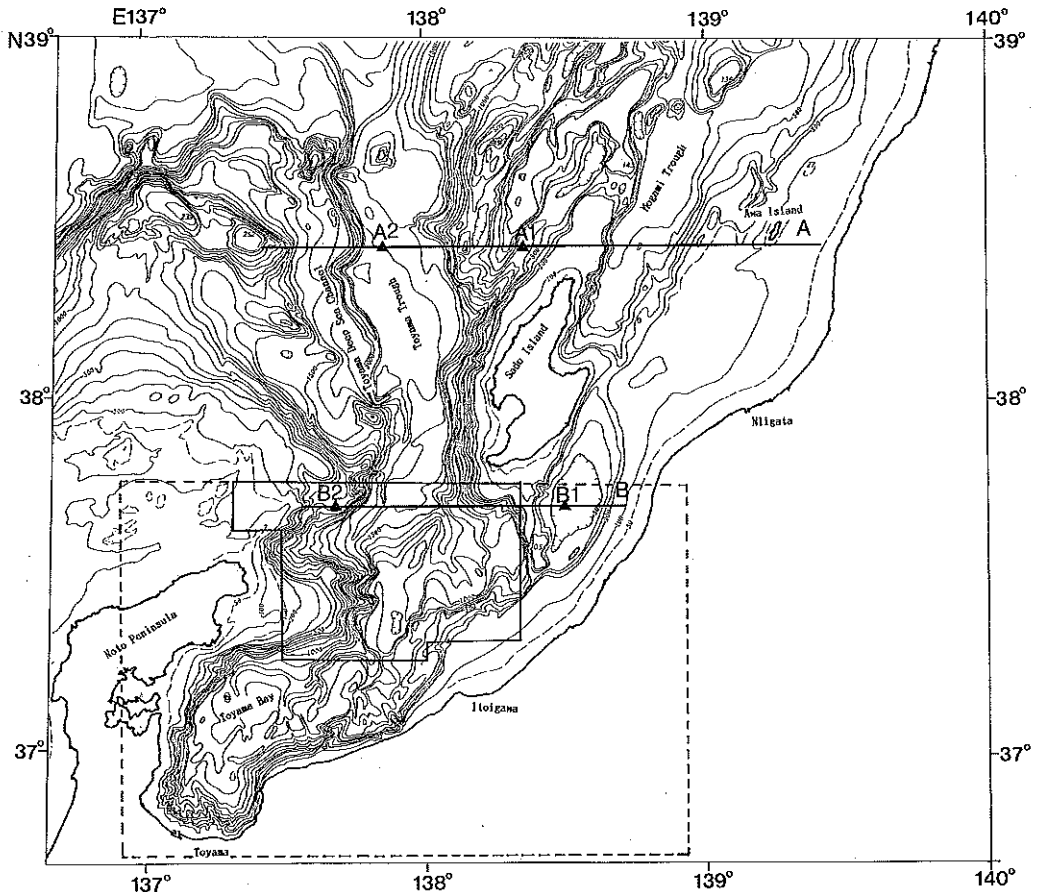


Figure 1. Bathymetric map of the survey area. Multi-channel seismic survey lines (A, B). Ocean-Bottom Seismograph and Hydrophone (OBSH) location points (A1, A2, B1, B2) by Kaiyomaru in 1986. Sea Beam surveyed area (solid line box) by s/v Takuyo in 1987. Figures 8~11 produced area (broken lined box).

受 信	曳航深度 8 m, 発振間隔50m, 曳航速度 3 ~ 4 kt AMGストーリーマケープル (48ch, 50m/ch) DFS V地震探鉱機
測 位	サンプリング間隔 4 ms, 記録長12 s, 記録数48ch A測線 ロランC及びNNSSを主とした複合測位 (MAGNAVOX 702A-GEO-II) B測線 サイレディス (能登と名立に従局を設置した)

(2) 変動地形調査

精密な海底地形図を作成し、海底下の地殻変動に伴って形成された変動地形を探り出すことを目的とし、精密海底地形調査を実施した。調査には高精度のナローマルチビーム音響測深機である。米国 G I 社製のシービームを使用した。シービームは測量船「拓洋」に装備されており、大陸棚調査、地震予知のための海底地形調査等に使用され、多大の成果を収めてきたものであり、詳細な海底地形を調査するのに最適の測深機といえる。調査は1986年の10月に第1図の枠に示す範囲で実施した。調査仕様は下記のとおりである。

- ・使用測量船 測量船「拓洋」
- ・測 深 機 シービーム, 音速度補正はCTDによる
- ・測 位 MAGNAVOXモデル200B改
ロランC×2台 (5970韓国チェーン, 7950ロシアチェーン (仮称) の距離測定),
MX1105GPS受信機, MX1107NNSS受信機による複合測位

シービームによる調査区域は、既存の精密水深データがある部分及び沿岸部の浅海域を除いた。調整図は富山湾全域をカバーできるものを作ることであり、調査区域周辺のデータは水路部所有の既存資料を活用することとした。測線は南北方向で、間隔は約1000mとした。シービームは水深の約80%幅の区域を一度に測量できる能力を持っているので、水深1200mの海域ではほぼ面積的に100%測量となる。

4. データ解析処理

4-1 海底地殻構造調査

(1) マルチチャンネル反射法音波探査

マルチチャンネル反射法音波探査の解析処理を第2図の処理フローにより行った。本処理は(株)地球科学総合研究所に請負という形で行った。マルチチャンネル反射法音波探査のみのデータ解析では得られない深部の速度構造については、(2)の屈折法音波探査の解析結果を使用して深度変換断面図を作成した。今回は、速度フィルタ、CDP重合、デコンポリューション、マイグレーションといったものから成る従来の基本処理に加え、以下の特別処理を行い深部構造の抽出、層構造を際立たせることに努めた。

イ. 部分マイグレーション処理 (Biondi, 1987) (Hale, 1984)

B測線についてのみ部分マイグレーション処理を行った。通常のCDP重合法は各反射面での反射点がCDP内の各オフセット記録毎に共通であるという仮定に基づいて処理される。通常のCDP重合法では、比較的ゆるやかな傾斜構造では正しく処理されるが、CDP内の記録の最大オフセット距離内で断層等反射層準の変化の激しい場合、鮮明に反射層準が処理記録上に現れなくなる。このため、重合前に各CDPトレース内の同一傾斜反射層準からの反射波が全てある共通の反射点からのものと仮定した部分マイグレーション処理を行う。この方法では、CDP重合で行う等オフセット・トレースを零にする演算子を、各ショット記録に等価的に適用して処理を行うものである。

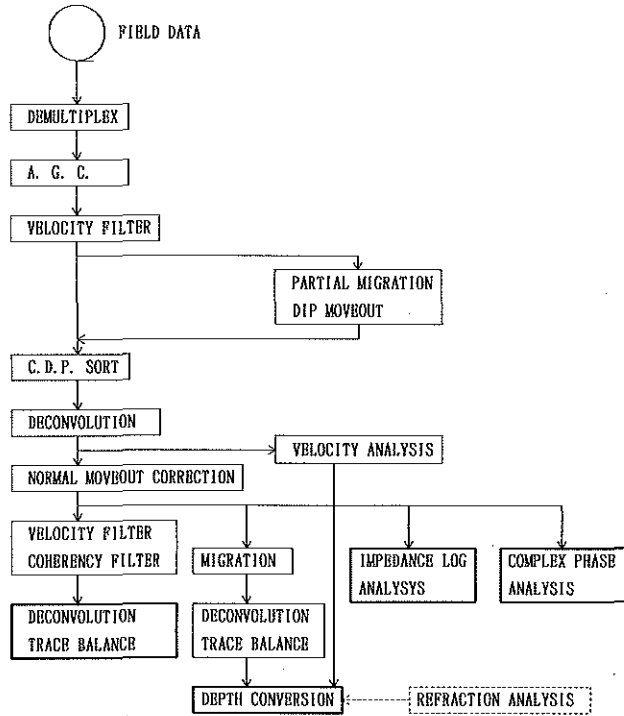


Figure 2. Processing flow of multi-channel seismic survey data.

ロ、コヒーレンシーフィルタ処理

重合後の断面において、速度フィルタと同時に反射層準のコヒーレンシーの最大方向を重合断面内の任意の時空間近傍で算出し、その方向に波群を加算し強調する処理を行うものである。最大コヒーレンシー因子のみが強調され、隠れて混在した因子はより弱められるため、本処理を行ったものと行わないものの両断面図を作成した。

ハ、疑似音響インピーダンス処理

マイグレーション後の断面図の各記録トレースは、反射係数列と基本波形にデコンボリューション演算子を適用したものの積で表されている。各記録トレースから、この逆デコンボリューション演算子に海底下の各反射点における基本波形の変化に対する補正を行い、反射係数列を求める。各反射係数はその反射点を狭む上下の地層の音響インピーダンスによって決定されるので、逆に音響インピーダンスを求めることができる。こうして求めた音響インピーダンス・トレースから、低周波成分は誤差が大きいため、高周波成分のみを取り出して彩色処理を行う。音響インピーダンスの変化の大きいものだけ、つまり、地層の境界面を強調する成分を主体に表示した。

ニ、複素位相解析処理 (Taner, 1977)

マイグレーション後の断面図の各記録トレースについて、複素振幅化演算を行い、これから位相トレースを計算した彩色表示を行う。つまり、瞬時瞬時の波形の位相によって色分けされるので、反射波の立ち上がりも分かり易くなる。

(2) 屈折法音波探査

屈折波データの解析処理は第3図の処理フローに従い処理した。この処理プログラムはレイトレーシング

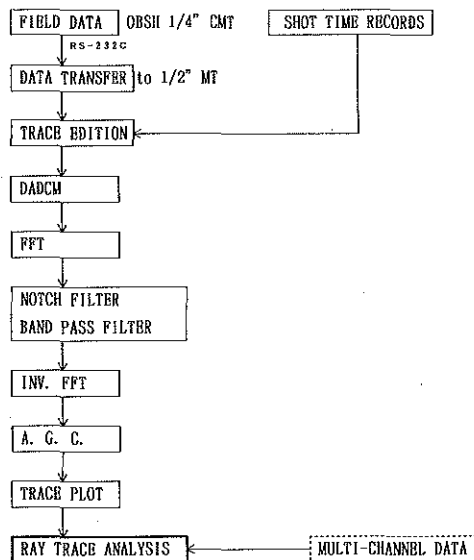


Figure 3. Processing flow of OBSH refraction seismic survey data.

の解析を除き、全て独自に開発した。生データ中には3～4 Hz及びその整数倍の、装置のラジオビーコン等が底層流により振動したと思われるノイズが入っており、解析上支障をきたすレベルのため、FFTによるバンドパス・フィルター、ノッチフィルターを計算プログラム上に設けてノイズ除去に努めた。次に横軸を水平距離方向に取り、エアガンの各発信時間を起点として縦軸方向に波形を時系列表示する波形表示図を作成する。この場合波形の増幅率を受信装置とエアガンの距離により変えてある。これらの図から屈折波等の走時曲線図を作成し、Cerveny and Psencik(1983)のプログラムを海底地震記象用に変更した平田・新庄(1986)のものを使いレイトレーシング法による速度構造解析を行った。この解析はマルチチャンネル反射法音波探査によって得られた上部構造断面の下部に仮定した速度構造を作り、レイトレーシング処理による計算上の走時曲線を作成する。この計算上の走時曲線が屈折波形図から得られた走時曲線図に一致するように繰り返し速度構造断面を変更し、一致した断面が解析結果として得られた断面となるという方法である。

4-1 変動地形調査

(1) 測位データ処理

最終測位は良質なGPSとNNSSで更正する、ロランC距離モードの後処理プログラムを独自に作成し計算した。当海域はロランC9970北西太平洋チェーンと5970韓国チェーンの電波の到達範囲以内であるが、双曲線モードでも、距離モードでも正確な測位が得られない。このため、局位置が不確かではあるが7950ロシアチェーンの距離測定値を便宜的に使用した、ロランCのディファレンシャル方式の測位計算の場合、従局位置が数海里程度の不確かさであっても、局から距離がある程度離れていれば今回の調査には十分な精度で測位できるという利点がある。今回の場合この方式は非常に有効であり、GPSとNNSSによる位置の更正量から判断して、総合的に約0.1海里程度の精度で再計算できたといえる。7950チェーン利用による計測位置の線は、真の局位置と便宜的に計算した局位置が船のいる地点を狭む角度分真の位置の線から回転する。この回転によって生じた真の位置の線との差が計測した位置の線の誤差となる。つまり、局からの距離が1000km(概略測量区域と局との距離)で、局の位置誤差が10kmとした場合、一旦正しい位置に更正された点から局を中

心として円弧状に20km (概略船の1時間の移動距離=NNSSアップデート間隔) 船が移動した時でも、この局からの位置の線の最大誤差は200mである。今回の測線は南北方向であり、ウラジオストック付近に位置する局と韓国チェーンの主局を使っており、これからすると、ウラジオストック局の位置の線の誤差の生じ方が小さい測線方向であったのは幸いといえる。距離測定による位置の計算は浅田 (1988) の複合測位法を簡略化し、次の方式に従って行った。いま、仮の位置を (ϕ_1, λ_1) 、2 従局の位置を (ϕ_1, λ_1) 、 (ϕ_2, λ_2) とすると、2 点間におけるロランC電波の到達時間を計算する関数Tを使い

$$T_1 = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_1, \lambda_1) \quad (1)$$

$$T_2 = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_2, \lambda_2) \quad (2)$$

$$\partial T_{11} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_1 + \partial\phi, \lambda_1) - T_1 \quad (3)$$

$$\partial T_{21} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_2 + \partial\phi, \lambda_2) - T_2 \quad (4)$$

$$\partial T_{12} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_1, \lambda_1 + \partial\lambda) - T_1 \quad (5)$$

$$\partial T_{22} = T(\phi_1, \lambda_1 \sim \phi_2, \lambda_2 + \partial\lambda) - T_2 \quad (6)$$

と計算される。これから、便宜的真の位置を $(\phi_t = \phi_1 + \Delta\phi, \lambda_t = \lambda_1 + \Delta\lambda)$ 、計測距離時間を t_1, t_2 とすると

$$\Delta T_1 = t_1 - T_1 + \delta T_1 = \Delta\phi \cdot \partial T_{11} / \partial\phi + \Delta\lambda \cdot \partial T_{12} / \partial\lambda \quad (7)$$

$$\Delta T_2 = t_2 - T_2 + \delta T_2 = \Delta\phi \cdot \partial T_{21} / \partial\phi + \Delta\lambda \cdot \partial T_{22} / \partial\lambda \quad (8)$$

という関係が成り立つ。この2式を解くことにより (ϕ_t, λ_t) が求まる。ここで、 $\partial T / \partial\phi$ 及び $\partial T / \partial\lambda$ は真と仮の位置がかなり離れている場合には各々の位置において異なる値を持つので、ここで得られた (ϕ_t, λ_t) は単に仮の位置より真の位置に近づいた値でしかない。このため、この位置を仮の位置として、再度、より真の位置に近い位置を上の方の方式により求める。実際の計算上では $\partial\phi$ と $\partial\lambda$ は30~100m位の値でよい。これを繰り返し、 ΔT_1 と ΔT_2 が計測分解能の1/10程度より小さくなった時に計算を止め、この時の (ϕ_t, λ_t) を真の位置とする。補正値 $\delta T_1, \delta T_2$ は、正しいGPSまたはNNSSが受信された時の測位置にロランCによる計測値をシフトするための定数であり、ロランのASF等各種誤差成分を簡単に補正してくれる便利な値である。この補正量 $\delta T_1, \delta T_2$ は複数のNNSS測位、時間等を考慮して、平滑化した値とした。以上の方法はT関数を2局からの時間差関数に変更すれば双曲線航法としてそのまま使用できる。測量船「拓洋」の複合測位装置の場合、距離モードの計測値はNNSSが受信される毎に0にリセットされるので、このリセットに対するシフト量も $\delta T_1, \delta T_2$ に含める必要がある。

(2) シービームデータ処理

シービームによる地形調査の生データは予想に反して、あまり良質とは言えなかった。原因は、シービーム等のクロスファンビームの場合送波と受波の指向性が一致しないため、サイドローブに含まれる他ビームの反射信号が干渉する現象の一つ、一般にトンネル効果 (de MOUSTIER and KIEINROCK, 1986) と呼ばれる現象が頻繁に現れたためである。この場合のトンネル効果とは、第4図に示すように、海底が平坦で滑らかな場合、(A)発振音波は船の左右方向にファンビーム状に広がった形で放出され、(B)海底直下の反射波は強くサイド方向では後方散乱波が極く僅かしか発生しない。サイドビームの受信回路で指向性を絞っても、後方散乱波は信号が弱く受信利得は高いが、直下方向の雑音となる反射波は信号が強く受信利得は小さいため、(C)総合的に雑音である直下方向の信号が真の反射信号に打ち勝ってしまい、各ビームの計測回路で混入した強い直下ビームの反射信号を捕らえて誤計測してしまう現象である。特徴は、第5図に示すように常に谷底を走っているような海底地形が得られるという点である。また、この谷は船の直下水深を半径とする円弧のような形状をしている。このトンネル効果にはせの信号を補足している訳であり、不良データとして取

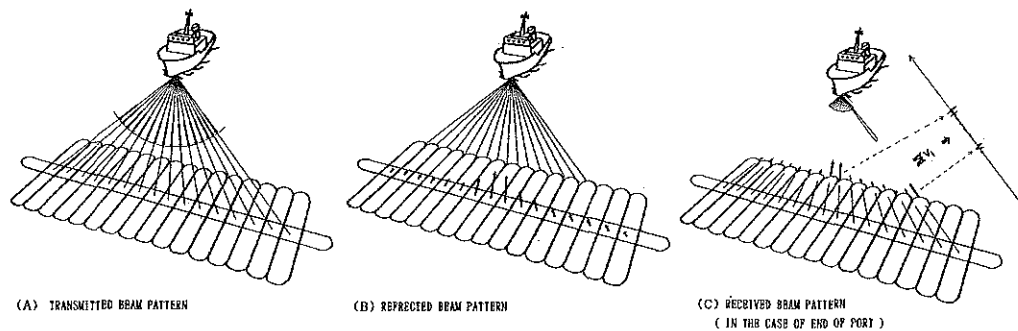


Figure 4. Tunnel effect occurs (B) when reflected signal of pre-formed vertical beam is very great and the other beam signals are very weak in relatively flat seafloor, (C) shows pre-formed receiving directivity of end beam of port, and the received signal is interfered from strong side-lobe signal of the vertical.

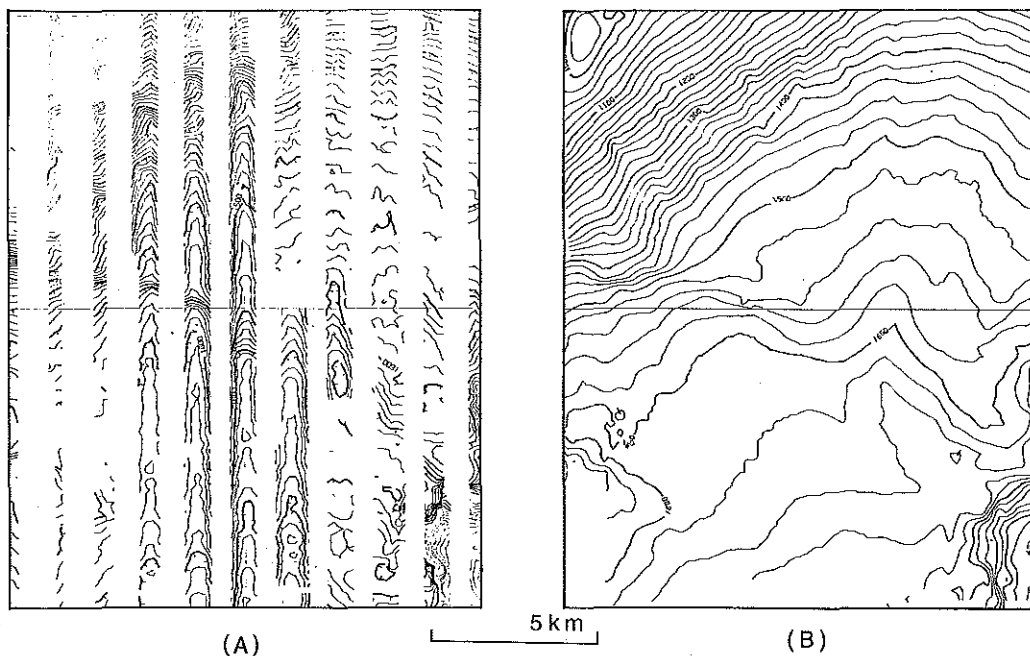


Figure 5. Sea Beam swaths without sound velocity correction in the case of actually occurred tunnel effect (A) and corrected contour chart (B).

り除く必要がある。

測量時にこの現象に陥った場合、この状態から抜け出すには、シービームのゲイト回路はにせの信号を追い掛けているので、一旦ゲイト回路の捕捉機能をリセットする必要がある。但し、再捕捉、ゲイト設定までの数分間のデータは不良データとなり、使用できない。また、海底が複雑な地形になれば自然と復旧する。とにかく、富山湾の海底はこの現象が起りやすく、今後の調査は特に注意が必要である。

この現象が各所に現れたため、海底地形図の製作処理 (浅田他, 1986) に多大の時間を要した。最大限有効データを活用するため、まず、シービームのリアルタイム部分等深線図を丹念に解析し、時間毎にデータ

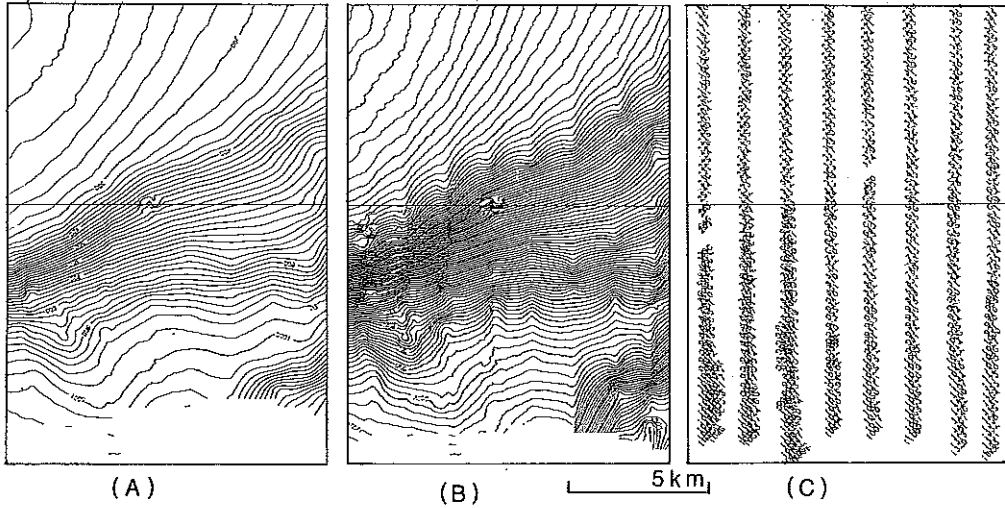


Figure 6. Effect of the 3-D interpolation method. (A) Contour chart by using 3-D interpolation program, contour interval 20 m. (B) Contour chart by using plane interpolation program, contour interval 10 m. (C) Sounding chart of original data which were used in (A) and (B) processes.

として使える測量幅の一覧表を作成した。この一覧表に従ってシーブームデータの磁気テープから使える測量幅の、つまり良質なデータのみを抽出した。次に、このデータからメッシュデータを作成した。この場合、第6図(C)の例に示すようにならかなり空白域ができてしまったが、できる限り精密な地形図を作成するために、近似3次局面式を使って時間を掛けて空白域を補完して等深線図を作成した。平面近似式で補完処理を行うと極く短時間で処理できるが、図(B)に示すように断層、急崖等が測線間でシャープに補完できない。どうしても、中間付近で地形がなまって、膨らんでしまう。近似3次局面式を使うと、非常に計算時間を要するが、図(A)のように理想的に近い形で補完処理できる。

ここで使用した近似3次局面式による補完法は次の通りである。まず、データの無いメッシュの中心点を原点とするXY座標系を作り、各4象限からそれぞれ3組以上のXY方向に位置の異なるデータ、計36個以上を抽出する。この場合、象限によってデータの個数が大きく異なると、近似式がその方向に強く影響されてしまっていて好ましくないため、各象限の個数を大体24個以内に制限した。次に、最小自乗法により近似3次局面式を求めた。この近似3次局面式は、データの存在領域では詳細に海底地形を表しているが、実データとの整合を図る必要がある。つまり、実データがもし補完対象点の極く近傍にあった場合、当然近似3次局面式と実データはギャップをもっており、このギャップ分だけ近似式を垂直にシフトしなければならない。これを上手く行うには、再度抽出データを使って各データと近似式とのギャップを計算し、補完点からの距離によるウェイトを付加して、実データと近似式との整合を図る方法が適している。

$$Z = (A_1X^3 + A_2X^2 + A_3X + A_4) \cdot Y^3 + (A_5X^3 + A_6X^2 + A_7X + A_8) \cdot Y^2 + (A_9X^3 + A_{10}X^2 + A_{11}X + A_{12}) \cdot Y + (A_{13}X^3 + A_{14}X^2 + A_{15}X + A_{16}) \quad (9)$$

を近似3次局面式とし、最小自乗法によって求める。近似式と実データ (X_i, Y_i, Z_i) の誤差の自乗和は

$$\sum E_i^2 = \sum (Z(X_i, Y_i) - Z_i)^2 \quad (10)$$

である。ここで、誤差の自乗和が最小になる係数列Aを求めることによって近似三次局面式が得られる。

$$\begin{aligned} \partial (\Sigma E_i^2) / \partial A_1 &= 0 \\ \partial (\Sigma E_i^2) / \partial A_2 &= 0 \\ &\dots \dots \dots \\ \partial (\Sigma E_i^2) / \partial A_{16} &= 0 \end{aligned} \quad (11)$$

を解けば良いことになる。結果を述べると次のようにして実データから係数行列Cが求まる。式中データ番号*i*は省略してある。

$$A = (A_1 \quad A_2 \quad A_3 \quad A_4 \quad A_5 \quad A_6 \quad A_7 \quad A_8 \quad A_9 \quad A_{10} \quad A_{11} \quad A_{12} \quad A_{13} \quad A_{14} \quad A_{15} \quad A_{16}) \quad (12)$$

$$B = \begin{pmatrix} \Sigma X^2 Y^6 & \Sigma X^3 Y^6 & \Sigma X^4 Y^6 & \Sigma X^5 Y^6 & \Sigma X^6 Y^6 & \Sigma X^7 Y^6 & \Sigma X^8 Y^6 & \Sigma X^9 Y^6 & \Sigma X^{10} Y^6 & \Sigma X^{11} Y^6 & \Sigma X^{12} Y^6 & \Sigma X^{13} Y^6 & \Sigma X^{14} Y^6 & \Sigma X^{15} Y^6 & \Sigma X^{16} Y^6 \\ \Sigma X^2 Y^5 & \Sigma X^3 Y^5 & \Sigma X^4 Y^5 & \Sigma X^5 Y^5 & \Sigma X^6 Y^5 & \Sigma X^7 Y^5 & \Sigma X^8 Y^5 & \Sigma X^9 Y^5 & \Sigma X^{10} Y^5 & \Sigma X^{11} Y^5 & \Sigma X^{12} Y^5 & \Sigma X^{13} Y^5 & \Sigma X^{14} Y^5 & \Sigma X^{15} Y^5 & \Sigma X^{16} Y^5 \\ \Sigma X^2 Y^4 & \Sigma X^3 Y^4 & \Sigma X^4 Y^4 & \Sigma X^5 Y^4 & \Sigma X^6 Y^4 & \Sigma X^7 Y^4 & \Sigma X^8 Y^4 & \Sigma X^9 Y^4 & \Sigma X^{10} Y^4 & \Sigma X^{11} Y^4 & \Sigma X^{12} Y^4 & \Sigma X^{13} Y^4 & \Sigma X^{14} Y^4 & \Sigma X^{15} Y^4 & \Sigma X^{16} Y^4 \\ \Sigma X^2 Y^3 & \Sigma X^3 Y^3 & \Sigma X^4 Y^3 & \Sigma X^5 Y^3 & \Sigma X^6 Y^3 & \Sigma X^7 Y^3 & \Sigma X^8 Y^3 & \Sigma X^9 Y^3 & \Sigma X^{10} Y^3 & \Sigma X^{11} Y^3 & \Sigma X^{12} Y^3 & \Sigma X^{13} Y^3 & \Sigma X^{14} Y^3 & \Sigma X^{15} Y^3 & \Sigma X^{16} Y^3 \\ \Sigma X^2 Y^2 & \Sigma X^3 Y^2 & \Sigma X^4 Y^2 & \Sigma X^5 Y^2 & \Sigma X^6 Y^2 & \Sigma X^7 Y^2 & \Sigma X^8 Y^2 & \Sigma X^9 Y^2 & \Sigma X^{10} Y^2 & \Sigma X^{11} Y^2 & \Sigma X^{12} Y^2 & \Sigma X^{13} Y^2 & \Sigma X^{14} Y^2 & \Sigma X^{15} Y^2 & \Sigma X^{16} Y^2 \\ \Sigma X^2 Y & \Sigma X^3 Y & \Sigma X^4 Y & \Sigma X^5 Y & \Sigma X^6 Y & \Sigma X^7 Y & \Sigma X^8 Y & \Sigma X^9 Y & \Sigma X^{10} Y & \Sigma X^{11} Y & \Sigma X^{12} Y & \Sigma X^{13} Y & \Sigma X^{14} Y & \Sigma X^{15} Y & \Sigma X^{16} Y \\ \Sigma X^2 & \Sigma X^3 & \Sigma X^4 & \Sigma X^5 & \Sigma X^6 & \Sigma X^7 & \Sigma X^8 & \Sigma X^9 & \Sigma X^{10} & \Sigma X^{11} & \Sigma X^{12} & \Sigma X^{13} & \Sigma X^{14} & \Sigma X^{15} & \Sigma X^{16} \end{pmatrix} \quad (13)$$

$$C = (\Sigma X^2 Y^2 Z \quad \Sigma X^3 Y^2 Z \quad \Sigma X^4 Y^2 Z \quad \Sigma X^5 Y^2 Z \quad \Sigma X^6 Y^2 Z \quad \Sigma X^7 Y^2 Z \quad \Sigma X^8 Y^2 Z \quad \Sigma X^9 Y^2 Z \quad \Sigma X^{10} Y^2 Z \quad \Sigma X^{11} Y^2 Z \quad \Sigma X^{12} Y^2 Z \quad \Sigma X^{13} Y^2 Z \quad \Sigma X^{14} Y^2 Z \quad \Sigma X^{15} Y^2 Z \quad \Sigma X^{16} Y^2 Z) \quad (14)$$

$$A \cdot B = C \quad (15)$$

よって

$$A = C \cdot B^{-1} \quad (16)$$

次に、この近似三次局面式が各実データとどの位垂直に離れているかを計算し、補完点からの距離の自乗に反比例した重みを付加して加重平均することにより、実データと整合の取れた補完値を計算することができる。

実データをX_i Y_i Z_iとし、近似三次局面式からX_i Y_iを使って計算した値をD_iとすると

$$W_i = 1 / (X_i^2 + Y_i^2) \quad (17)$$

$$\text{Depth} = A_{16} + \Sigma \{ W_i \cdot (Z_i - D_i) \} / \Sigma W_i \quad (18)$$

となる。以上のプログラムは第7図に示す。

(3) 海底地形データの編集、解析処理

当海域の地震テクトニクスを考察するためには、できるだけ広域にわたる精密な海底地形図が必要である。このため、5万分の1沿岸の海の基本図6334-5, -6, -7, その他水路部で保有している既存調査データを再編集して詳細な20万分の1の海底地形図(第8図)を作成した。しかし、今回のシービーム調査データ及び3図の沿岸の海の基本図区域以外については、20万分の1測量等の成果を利用しており、所によってはデータ密度が1海里間隔程度というように乏しく(第20図のD, E区域)、等深線の精度がかなり劣るので注意が必要である。特に糸魚川沖はこれだけのデータでは正しく海底地形を捕らえているとはいえず、今後ハイドロチャートによる調査が必要と思われる。

```

10 C ***** 3-D-3 HOKAN *****
11 330 CALL LESQ33(XX,YY,Z,ICO,A,ICH)
12 C
13 IF (ICH.NE.0) GO TO 320
14 DELZ=0.0
15 WT=0.0
16 DO 53 INP=1,ICO
17 U=XX(INP)
18 W=YY(INP)
19 VD =A(1,1)*U**3+W**3+A(2,1)*U**3+W**2+A(3,1)*U**3+W+A(4,1)*U**3
20 1 +A(5,1)*U**2+W**3+A(6,1)*U**2+W**2+A(7,1)*U**2+W+A(8,1)*U**2
21 1 +A(9,1)*U+W**3 +A(10,1)*U+W**2 +A(11,1)*U+W +A(12,1)*U
22 1 +A(13,1)*W**3 +A(14,1)*W**2 +A(15,1)*W +A(16,1)
23 C
24 C
25 C
26 WTT = 1.0/(U+W*W)
27 WT=WT+WTT
28 DELZ=(Z(INP)-VD)*WTT + DELZ
29 53 CONTINUE
30 ZD=A(16,1)+DELZ/WT

1 SUBROUTINE LESQ33(X,Y,Z,N,A,ICH)
2 DIMENSION X(N),Y(N),Z(N),A(16,1)
3 C X : DIM = N INPUT
4 C Y : DIM = N INPUT
5 C Z : DIM = N INPUT
6 C N : DATA NUMBER
7 C A(16,1) OUTPUT
8 C Z = A1*X3*Y3 +A2*X3*Y2 +A3*X3*Y +A4*X3
9 C + A5*X2*Y3 +A6*X2*Y2 +A7*X2*Y +A8*X2
10 C + A9*X*Y3 +A10*X*Y2 +A11*X*Y +A12*X
11 C + A13*Y3 +A14*Y2 +A15*Y +A16
12 C ICH = 0 NORMAL OUTPUT
13 C = 1 ABNORMAL CALCULATION
14 C
15 DIMENSION C(16,16),B(16,1)
16 DO 10 I=1,16
17 B(I,1)=0.0
18 DO 10 J=1,16
19 C(I,J)=0.0
20 10 CONTINUE
21 C
22 DO 20 K=1,N
23 DO 20 I=1,16
24 DO 20 J=1,16
25 IF (J.GT.I) GO TO 20
26 II=I-1
27 JJ=J-1
28 LI=MOD(II,4)
29 LJ=MOD(JJ,4)
30 MI=INT((I-1)/4)
31 MJ=INT((J-1)/4)
32 NX=6-MJ-MI
33 NY=6-LI-LJ
34 XX=X(K)
35 YY=Y(K)
36 IF (NX.EQ.0 ) XX=1
37 IF (NY.EQ.0 ) YY=1
38 IF (X(K).EQ.0 .AND. NX.NE.0) NX=1
39 IF (Y(K).EQ.0 .AND. NY.NE.0 ) NY=1
40 C(I,J)=C(I,J)+(XX**NX)*(YY**NY)
41 IF (I.GE.16) B(J,1)=B(J,1)+(XX**NX)*(YY**NY)*Z(K)
42 20 CONTINUE
43 C
44 DO 30 I=1,16
45 DO 30 J=1,16
46 IF (J.LE.I) GO TO 30
47 C(I,J)=C(J,I)
48 30 CONTINUE
49 CALL SAINVC(16,16,C,8,ICH) C1--C
50 IF (ICH.NE.0 ) GO TO 99
51 CALL SAMMLT(16,16,16,16,16,1,C,B,A,IERR) C*B*A
52 IF (IERR.EQ.0) GO TO 999
53 WRITE (6,100) IERR
54 FORMAT (1H0,28H***** LESQ33 SAM ERROR ***** ,I3 )
55 ICH=1
56 GO TO 999
57 99 WRITE (6,200) ICH
58 FORMAT (1H0,28H***** LESQ33 INV ERROR ***** ,I3 )
59 ICH=1
60 999 RETURN
61 END

```

Figure 7. Fortran 3-dimensional interpolation program list made by Akira Asada. Interpolated point is setted in X-Y origin in main routine.

中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究
 富山湾付近海底地形図

昭和65年までの日本海上保安庁水測部の調査
 自他国領土及び領海に對する権利に及ぼす
 水深一メートル以上は、水深一メートル以上は、水深一メートル以上は、

BATHYMETRIC CHART OF TOYAMA BAY

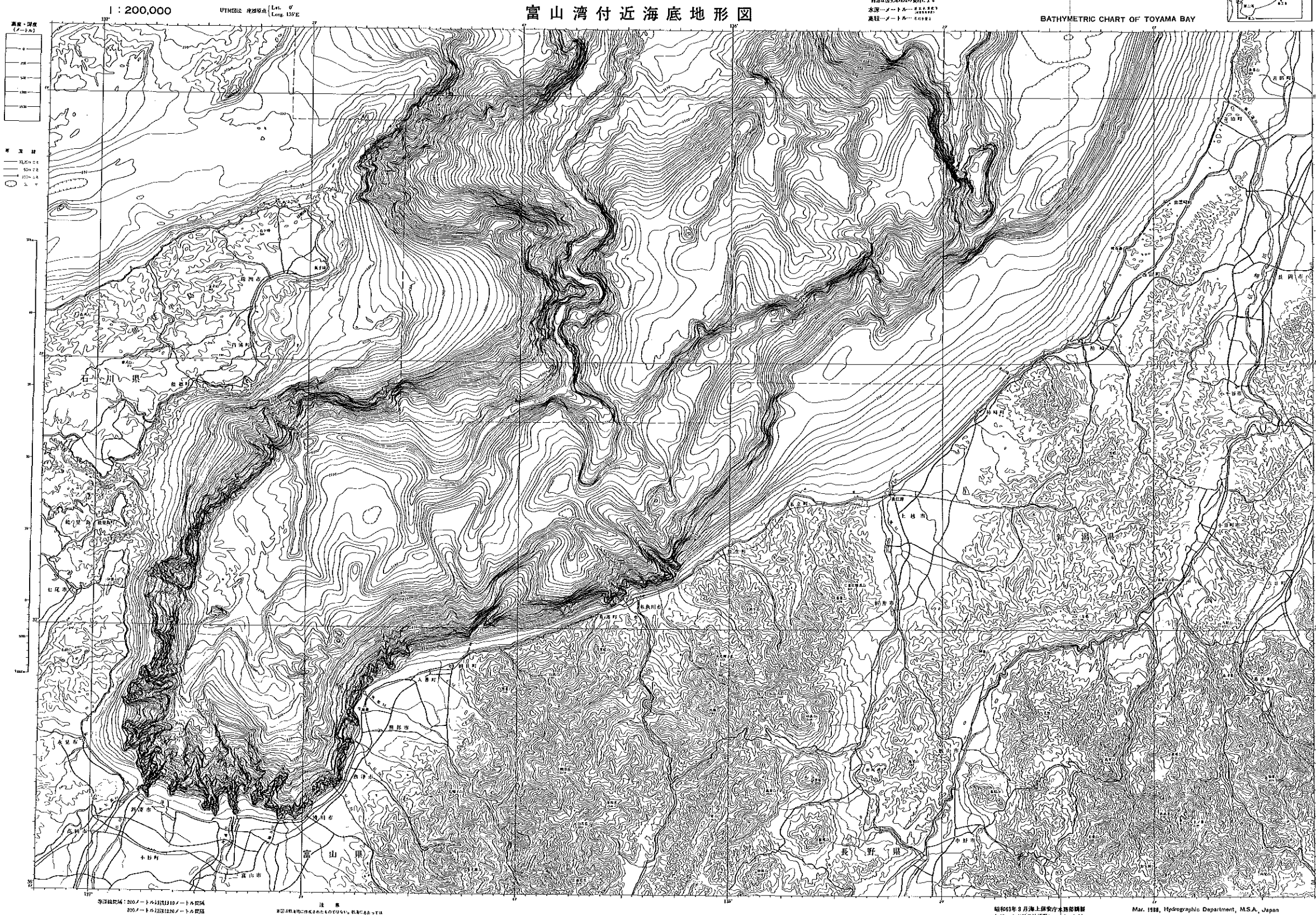
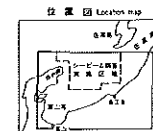


Figure 8. Compiled bathymetric contour chart of Toyama Bay of Sea Beam survey result, existing 1/50,000 scale precise survey and other survey data. Original map scale is 1/200,000

また、富山トラフとフォッサマグナとの関係等、陸上と海底の地形を連続的に表現するため、計画の初年度に建設省国土地理院が国土整備事業の一環として作成した標高に関する国土数値情報資料を使用し陸部の鳥瞰図を作成した。さらに、調査年度の3年度目に、海域の鳥瞰図を作成しモザイク処理により、陸・海一体の鳥瞰図（第9図、三次元イメージマップ）を作成した。今回、この三次元イメージマップの処理ソフト（浅田，1986）を改良し、変動地形、特に地形のリニアメントを検出し易くするため、海底の傾斜角度と傾斜方向に対応して彩色処理した図を作成した。海底地形のメッシュデータから傾斜角度 β と傾斜方向角 α を求める方法は以下のとおりである。基本的には平面XY座標上で直交した3つのメッシュデータから計算する。

この場合、地形データ Z_0 をXY座標の原点とし、メッシュサイズをMとすると、3点 $(0, 0, Z_0)$ 、 $(M, 0, Z_x)$ 、 $(0, M, Z_y)$ を通過する傾斜面は

$$Z = aX + bY + Z_0 \quad (19)$$

$$a = H_x/M \quad (20)$$

$$b = H_y/M \quad (21)$$

$$H_x = Z_x - Z_t \quad (22)$$

$$H_y = Z_y - Z_0 \quad (23)$$

と表される。この傾斜面上で、XY座標で半径Mの円周上のZ値は円筒座標を使うと

$$X = M \cos \theta \quad (24)$$

$$Y = M \sin \theta \quad (25)$$

となり、

$$\begin{aligned} Z &= H_x \cos \theta + H_y \sin \theta + Z_0 \\ &= \sqrt{(H_x^2 + H_y^2)} \cdot \sin(\theta + \gamma) + Z_0 \\ &\quad \{\gamma = \tan^{-1}(H_y/H_x)\} \end{aligned} \quad (26)$$

として求められる。この式から、Zの最大値となる θ の点 $(\theta = \alpha)$ で傾斜角度 β と傾斜方向角 α が決まる。

$$\alpha = \pi/2 - \gamma \quad (27)$$

$$\beta = \tan^{-1}(\sqrt{(H_x^2 + H_y^2)}/M) \quad (28)$$

この傾斜角度 β に対応して、彩色した海底傾斜角度分布図が第10図である。傾斜方向角 α に対応して、6段階に彩色した海底傾斜方向分布図が第11図である。これらの図は、いわば海底の特徴をコンピュータ解析した結果であり、今まで分かりにくかった地形の変化量を提供してくれる。

5. 調査結果と考察

5-1 地殻構造調査

(1) マルチチャンネル反射法音波探査

今回の調査で実施したマルチチャンネル反射法音波探査のデータ解析処理により作成された深度変換断面図を第12、13図に示す。以下にこの記録にみられる音響的特徴について記載する。

A 測線：本測線は西側から順に、白山瀬、富山トラフ、佐渡海嶺南端部、最上トラフ、粟島付近を通る東西方向の全長170kmの測線である。

イ、富山トラフ

富山深海長谷はここでは東側が西側より急で非対称なV字谷断面を示し、幅は約7km、谷底までの比高は約500mである。トラフ内の堆積物から、深海長谷底面付近より上部にあって層理が細かく明瞭な上位層と、

その下部の層理が粗くやや不明瞭な下位層の2層に大きく区分することができる。

上位層と下位層の層厚はそれぞれ500m~800m, 400m~1000mである。上位層は深海長谷より東側でやや厚くなっており、下位層は深海長谷下とトラフ東縁部で厚くなっている。また、両層とも層理はほぼ水平であるが、トラフ東縁部では若干傾き上がる傾向がみられる。音響基盤は起伏に富んでおり、トラフの東部ではトラフ東縁に向かって徐々に傾き下がっている。ただし、この音響基盤はトラフ東縁からさらに東側の佐渡海嶺南端の音響基盤下に傾き下がって連続していくようには見えず、ここでは多くの海溝で音波探査記録に普遍的に見られるようなプレートの沈み込みを示すような基盤の傾き下がる構造は認められない。

トラフ東縁部には、顕著な逆断層が認められる。この断層付近を拡大した疑似音響インピーダンス解析表示断面図を第15図に示す。上盤側（西側）の海底や地層が断層に向かって隆起傾向を示していることから、この断層は逆断層と考えられる。この断層は西に傾く断層面を持ち、下部の地層ほどずれの量が大きく、音響基盤でのずれは約400m、上位層と下位層の境界面付近でのずれは約200m、海底面では40mの段差がある。しんかい2000による潜航調査の際に能登半島東方沖の富山深海長谷底付近の崖から採取された微化石の年代は、約200万年と報告されている（山崎, 1988）ことから、これを本測線にも単純に当てはめると、トラフ底付近に存在する上位層と下位層の境界は、おおよそ第三紀と第四紀の境に相当するものと推定される。したがって、この逆断層の変位速度はオーダーとして0.1mm/year程度ということになる。

ロ. 佐渡海嶺南部

佐渡海嶺の音響基盤の高まりからトラフ底に下る崖は、音響基盤が階段状の起伏を示し、トラフ形成時の、沈降運動の跡を反映している可能性がある。海嶺東部の佐渡島北方につづく高まりでは、厚さ約1kmの層理のやや不明瞭な堆積層が認められる。海嶺西部では、堆積層は西側に向かって下がる傾動がみられる。

ハ. 最上トラフ

堆積層は西側に向かって傾き下がり、断層で区切られたトラフ西縁で厚さ約2kmに達する。地層の傾きは下位の層ほど大きくなっており、最上位層はほぼ水平に堆積している。トラフ内に局所的な音響基盤の高まりが見られる。

ニ. 粟島付近

本海域は1964年の新潟地震の震源域にあたる。音響基盤とその上の堆積層は激しく傾動しており、西側に傾くブロック状の地塊構造を示している。各ブロックは西側に傾く高角の逆断層により切られているように見える。

B 測線:

本測線は西側から順に、富山トラフ、佐渡島南方の高まり、佐渡海盆、を通り全長100kmの測線である。

ホ. 富山トラフ

富山深海長谷の比高は200m程度と小さく、谷底は比較的平坦になっている。上位に層理の連続が良く明瞭な層が500m~800m程度の厚さで堆積し、下部に層理のやや乱れた層が厚く堆積している。B測線では音響基盤は捕らえられていない。堆積層は西側に向かって厚くなる傾向があり、トラフ西縁では堆積層厚は少なくとも3500m以上もあるものと推定される。トラフ東縁部には逆断層が認められる。ここでは東側の地塊が西側の地塊の上に乗上げているように見え、海底にも約50mの段差をつけている。

ヘ. 佐渡海盆

上位に層理の明瞭な層が約2km、その下位に層理の粗くやや不明瞭な層が極めて厚く堆積し、音響基盤の存在がはっきりしない。堆積層厚は少なくとも7km以上はあるものと推定される。海盆内では堆積層はほぼ

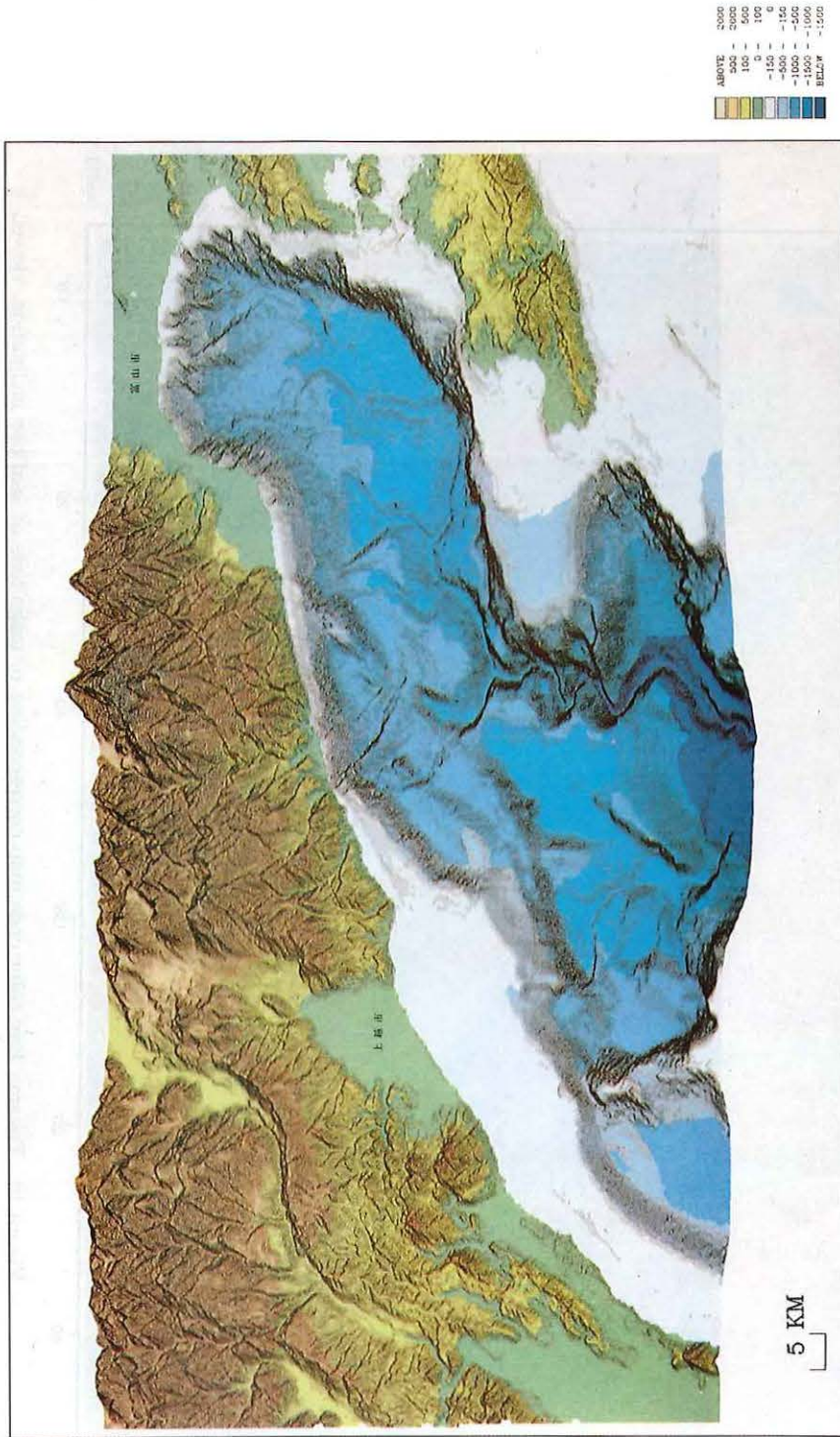


Figure 9 . 3-D image view map of Toyama Bay. Viewed direction : from north, elevation angle : 45° ,
exaggeration rate of depth : X 4.

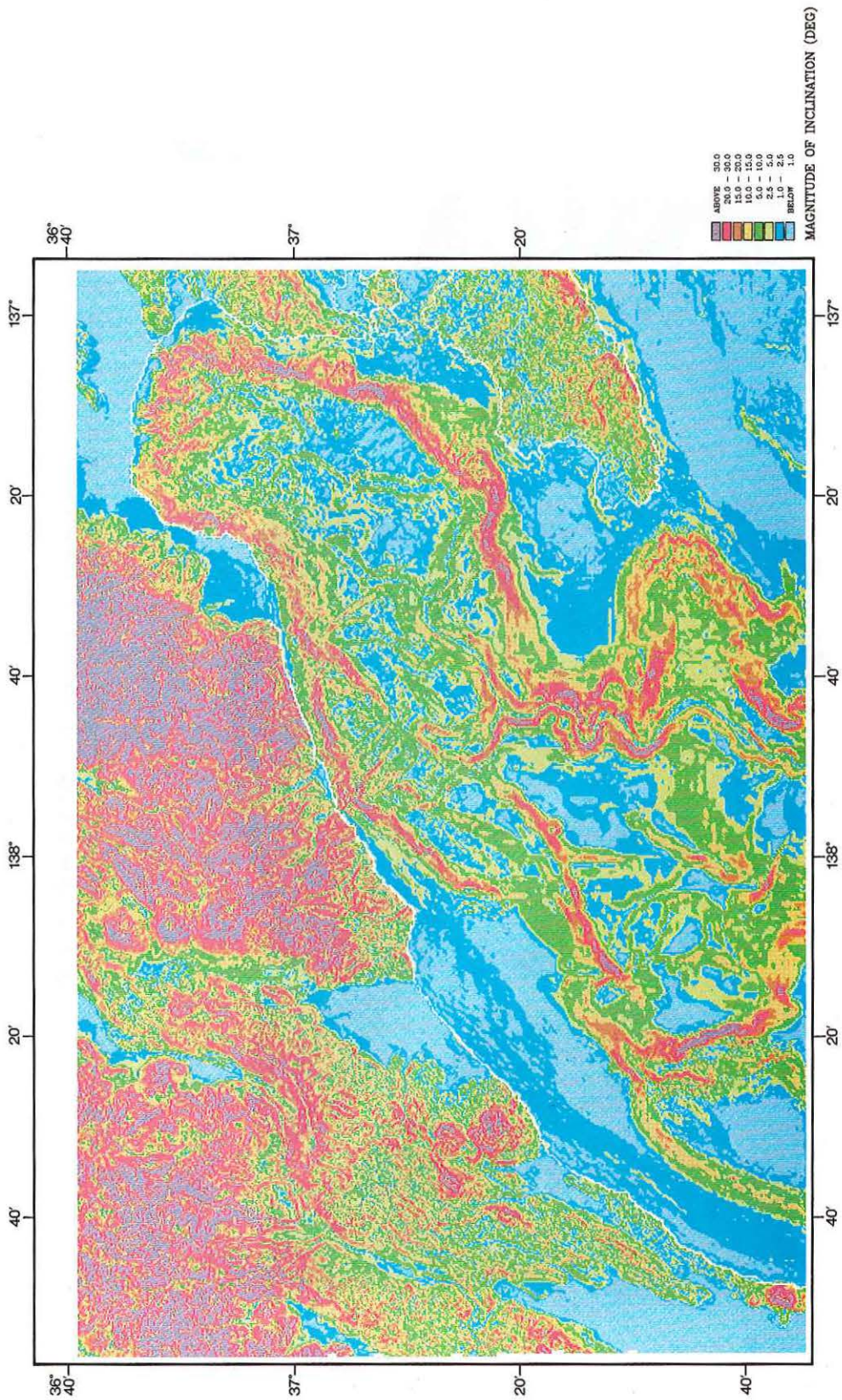


Figure 10. Toyama Bay color code map corresponding to magnitude of seafloor inclination, viewed from north.

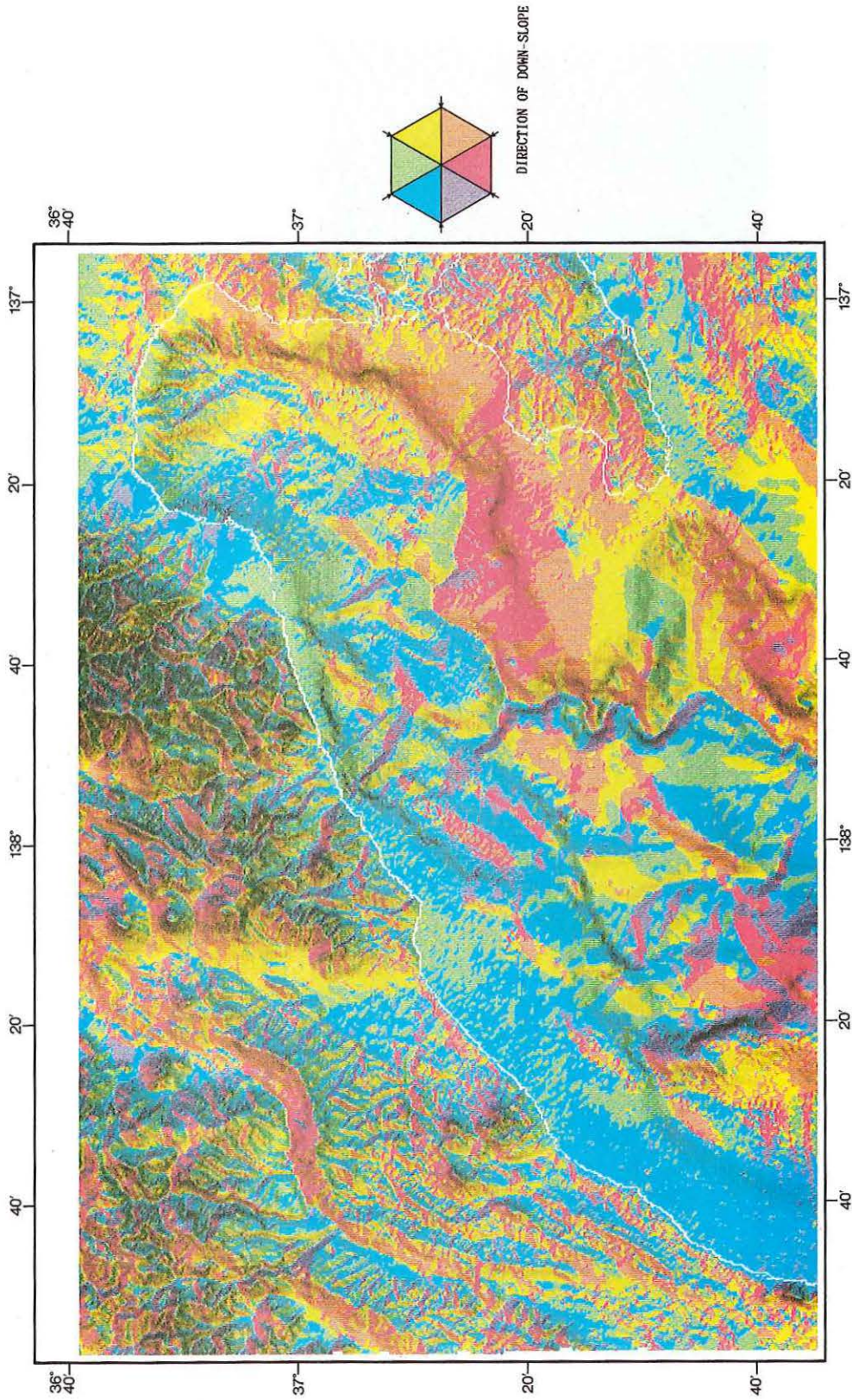


Figure 11. Toyama Bay color code map corresponding to direction of seafloor down slope, viewed from north.

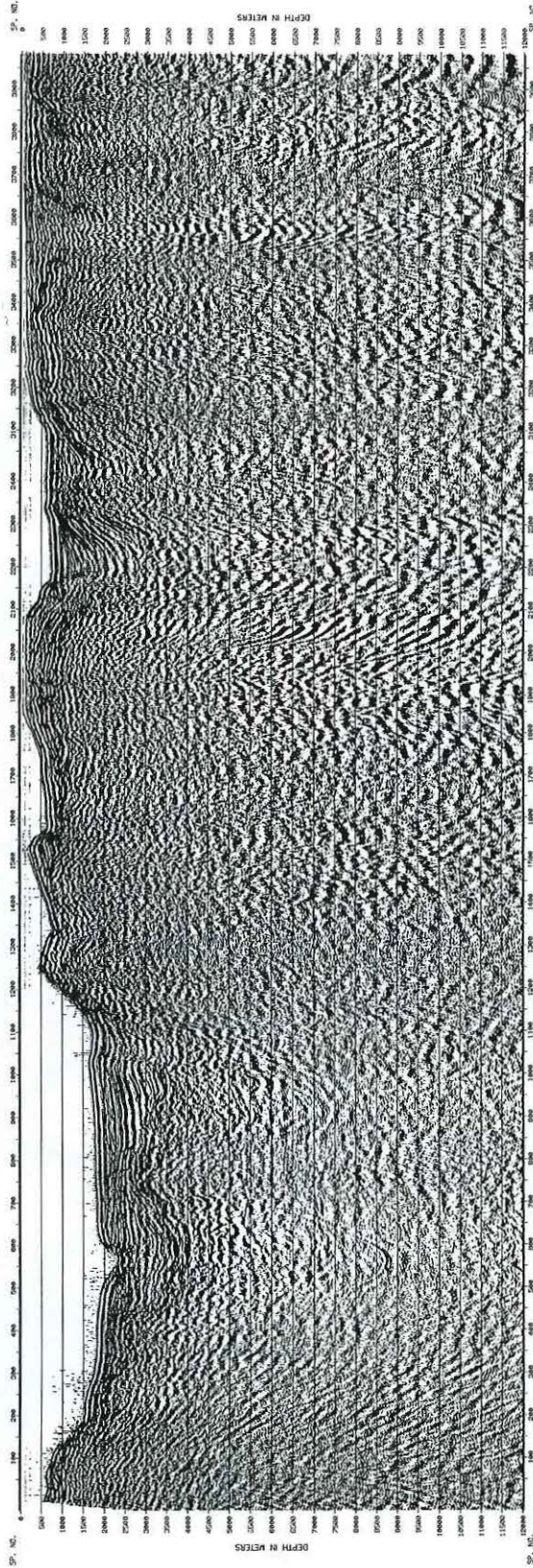


Figure 12. Migrated depth section of line A. Location of line A is shown in Figure 1.

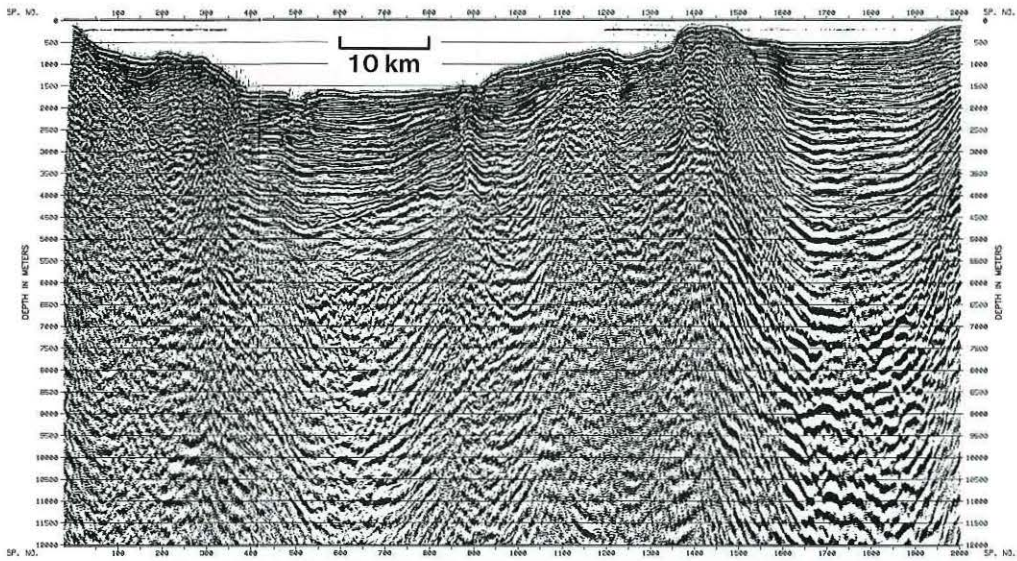


Figure 13. Migrated depth section of line B. Location of line B is shown in Figure 1.

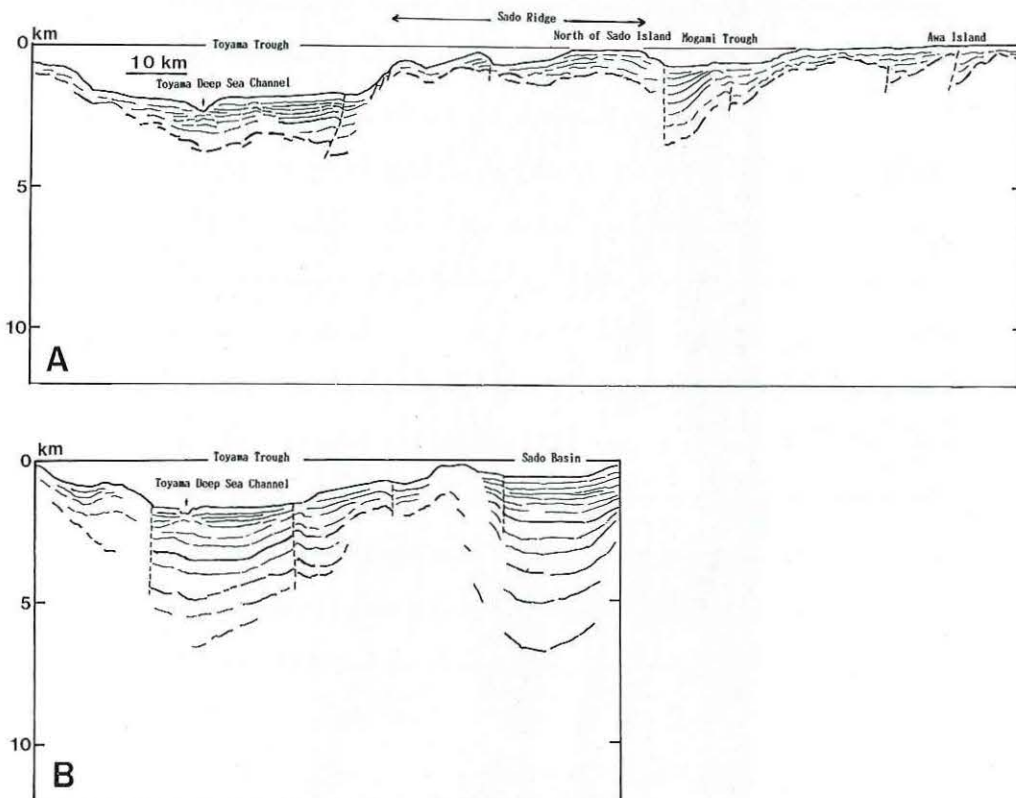


Figure 14. Line drawings of Figures 12 and 13.

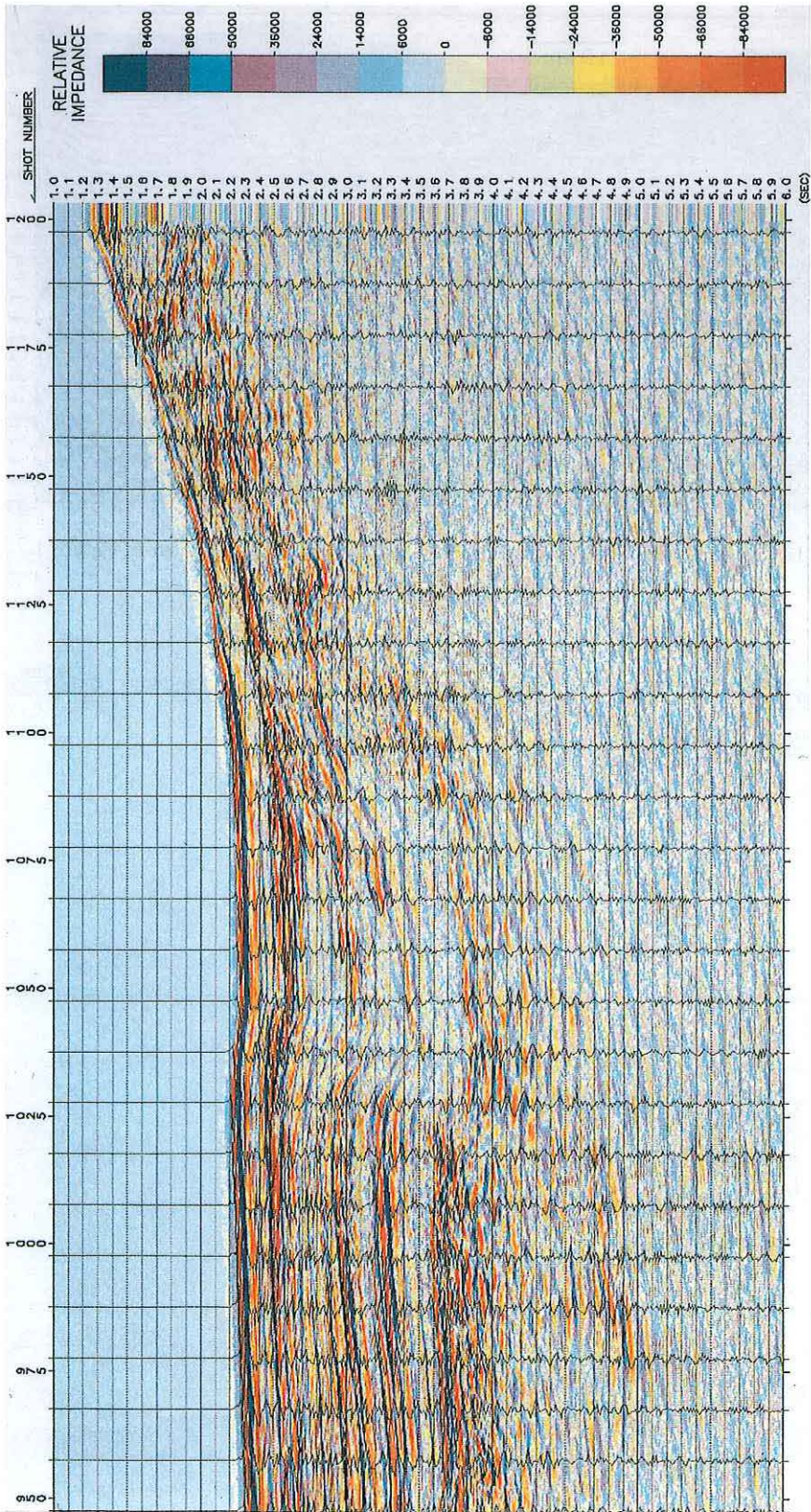


Figure 15. Relative impedance profile of 900-1200 Shots in line A.

水平に堆積しており、海盆全体としては大きな変動を受けた様子は見られないが、海盆西縁には東落ちの断層が認められる。

(2) 屈折法音波探査結果

まず、測線AのA1点で得られた記録を第16図に示す。この記録では、震央距離10km~40kmにかけて初動の見かけ速度は4.5km/s~7.5km/sの範囲で凹凸を示し、震央距離10km/s付近ではみかけ速度が大きく、逆に震央距離20km/s付近ではみかけ速度が小さくなっている。これは、受信点のすぐ西側で佐渡海嶺南端の音響基盤の高まりがあり、さらにその西側の富山トラフに向かって海底地形と音響基盤が大きく落ち込んでいることに由来している。又、初動の後には下部地殻からの反射波と思われる位相が続いており、特に震央距離30km~35km付近では振幅の大きい反射波の相がある。なお、A測線では屈折法音波探査とマルチチャンネル反射法探査を同時に実施して、エアガンの発音間隔が約20秒と短いため、震央距離が大きくなると前回の発音に起因する後続波群が初動に重なってくることもあり、震央距離40kmを越えると初動が極めて不明瞭になる。震央距離55km付近に見かけ速度約8kmに相当する孤立した相が初動として見えているようであるが、前後の記録への相のつながりがはっきりしていない。

次に、第17、18図に測線BのB1点とB2点で得られた記録断面の例を示す。B1点の記録では震央距離70km前後まで初動を追跡することができ、今回の屈折法探査では最も良好な記録を得ることができた。震央距離30km~50kmの範囲で、見かけ速度5.8kmの波が初動として現れており、さらに震央距離50km~70kmの範囲では、見かけ速度6.6kmを持つ相が明瞭に現れている。震央距離70km付近から遠方では、初動が不明瞭になり、震央距離70kmから80kmにかけてモホ面からの屈折波に相当すると考えられる見かけ速度8km前後の相が初動として見えているようであるが、ノイズとの識別が困難になっている。又、震央距離60kmから65kmの範囲にはモホ面からの臨界面角反射と見られる振幅の大きい波が現れている。一方、震央距離10km~20kmでは、走時5.5秒位のところに見かけ速度が大きく振幅の大きい反射波が目立っており、この付近では初動の走時も直線的ではなく、15km付近で凸になっている。この走時の凸部は、受信器が設置された佐渡海盆の西側で海底地形と音響基盤が高まっていることによる。なお、この記録断面では広範囲にわたって、初動の0.7秒後に振幅の大きい波が明瞭に現れている。この波は、初動との時間差が震央距離に関係なく一定であり、かつ初動と極めて類似した波形であることから、受信器近傍の海面で一度反射した後に記録された海面反射波に対応す

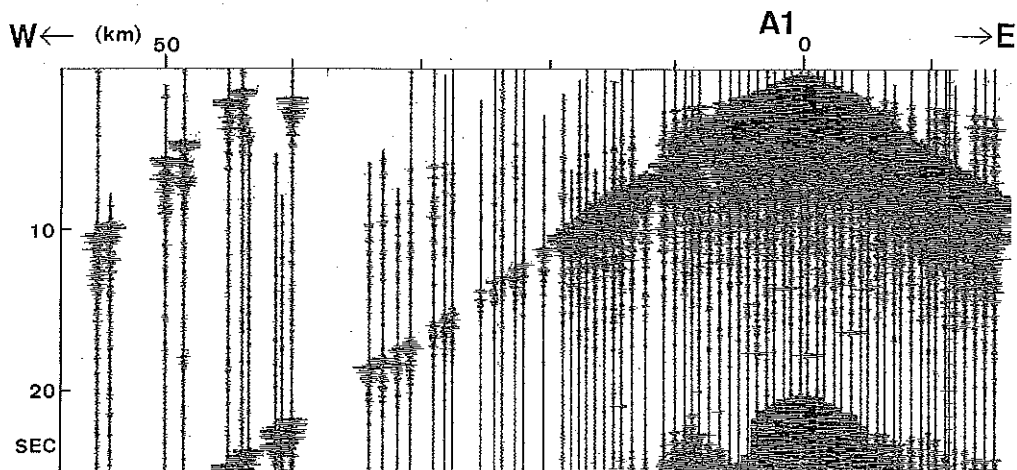


Figure 16. A record section of A1 point.

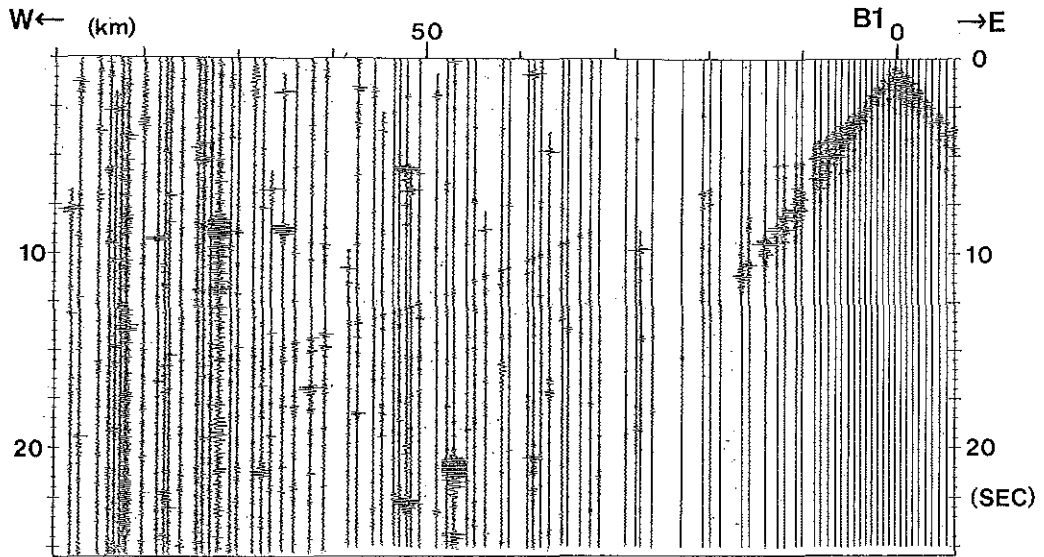


Figure 17. A record section of B1 point.

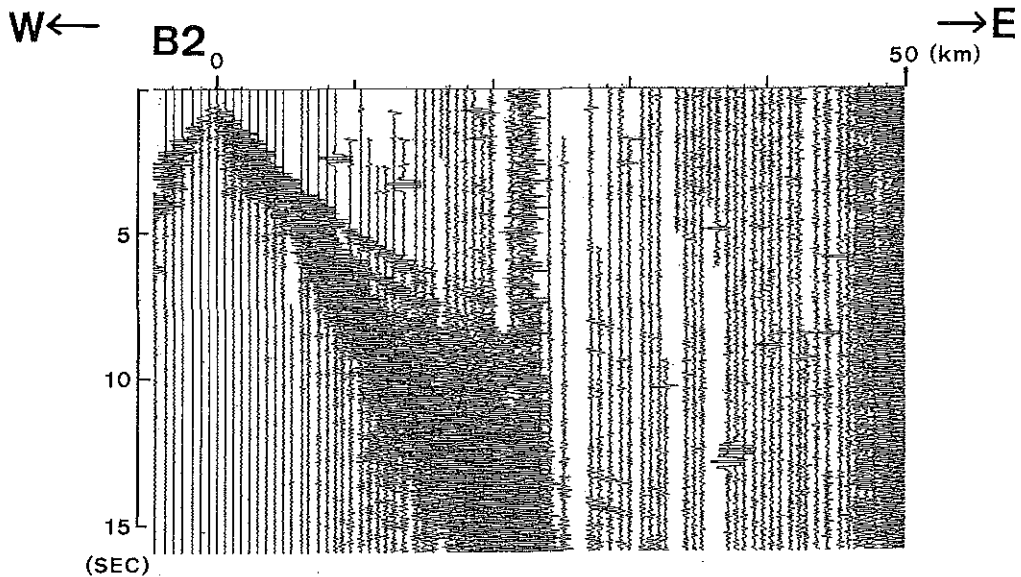


Figure 18. A record section of B2 point.

るものと思われる。

次にB2点の記録では、震央距離20kmから45kmにかけて、見かけ速度6.1km/sの相を持つ波が初動として認められる。45kmから遠方では急にノイズが増大して、屈折波の識別はできなかった。このことは、海底でのノイズのレベルが時間により急変した可能性を示している。

今回の屈折波の記録にも見られるように、一般に海底面のみならず音響基盤にも局所的な起伏があるとそ

の影響を受けて走時曲線は凹凸を持つので、走時曲線から海底下の速度構造を正確に求めるためには、これらの影響を考慮する必要がある。今回の探査では屈折法探査と同一の測線上でマルチチャンネル反射法音波探査プロファイルが得られているので、このプロファイルから堆積層の分布や、音響基盤の形状を読み取って、屈折法音波探査データ解析のための二次元レイトレーシングを行う際の浅部地殻構造モデル設定に活用した。又、表層堆積層の速度は、マルチチャンネル反射法探査データの速度解析より算出された値を用いて、音響基盤下の地殻構造は屈折法探査データから決定することを試みた。

第19図にB測線のB1とB2点における二次元レイトレーシング、理論走時と観測記録とを比較して示す。B測線下で得られた速度構造モデルでは、最上層が層厚1km以内の1.6~1.9km/s層、第二層は層厚3km以内の2.2~2.4km/s層、その下部にマルチチャンネル反射波記録断面の音響基盤に相当する4.0~4.6km/s層、さらに海面下7kmには速度勾配の小さい5.9km/s層、海面下12kmには速度勾配の小さい6.9km/s層が存在する。地殻の厚さは約20kmと推定され、通常の海洋地殻に比べて3倍程度の厚さを持っていること、また、速度勾配が小さく約6km/sの速度をもつ、カコウ岩質層に相当する層がかなり厚く存在していることから、ここでは海洋性地殻よりは大陸性地殻の方に類似した構造を有していると考えられる。

一方、A測線では層厚1km以内の1.7~1.9km/s層、層厚1.5km以内の2.2~2.4km/s層、その下に速度勾配の大きい4~7km/s層が存在されると推定されるが、速度勾配の小さいいくつかの層に分かれている可能性もあり、ここの速度構造に関しては不確定要素が大きい。震央距離55km付近に見える見かけ速度約8kmの相がモホ面からの屈折波とすれば、地殻の厚さは約15kmと推定される。

5-2 変動地形調査

富山トラフ南部におけるシービーム等の詳細な地形データをもとに海底面の傾斜の解析による若干の考察を試みる。

(1) 地形区分

海底地形図(第8図)をもとに、この海域をいくつかの次の地形区分に分け、必要などころには仮の地形名を付して以下の議論に便宜を図ることとする。海底地形区分図を第20図に示した。

I 能登周辺

- | | |
|------------|--|
| A 能登北方沖陸棚区 | 能登半島北方沖の陸棚で、沖の瀬や嫁礁を含む。 |
| B 珠洲海脚(仮称) | 珠洲岬から北東に伸びる長さ約30km、幅7kmの海脚である。 |
| C 飯田海脚(仮称) | 能登半島東岸の飯田湾の東方沖に伸びる長さ約30km、幅20kmの海脚である。 |

II 富山トラフ

- | | |
|---------------|--|
| D 富山海盆(仮称) | 七尾湾沖から富山湾そして糸魚川沖までのガリ状の海底谷の発達する急傾斜の大陸斜面に囲まれた範囲の深みをさす。富山トラフの南西端に位置し、また、富山深海長谷の最上流域にあたり、これに合流する多くの海底谷が認められる。 |
| E 糸魚川沖丘陵区(仮称) | 糸魚川沖の大陸斜面から更に深部の富山トラフ底に伸びるいくつかの高まりである。 |
| F 富山深海長谷 | 富山トラフに沿って流下する海底谷で末端は日本海盆まで達する。この図の範囲にはその上流部が認められ、その流路がトラフの西側に寄っていることが特徴である。また、図の中央部には著しく穿入蛇行する部分 |

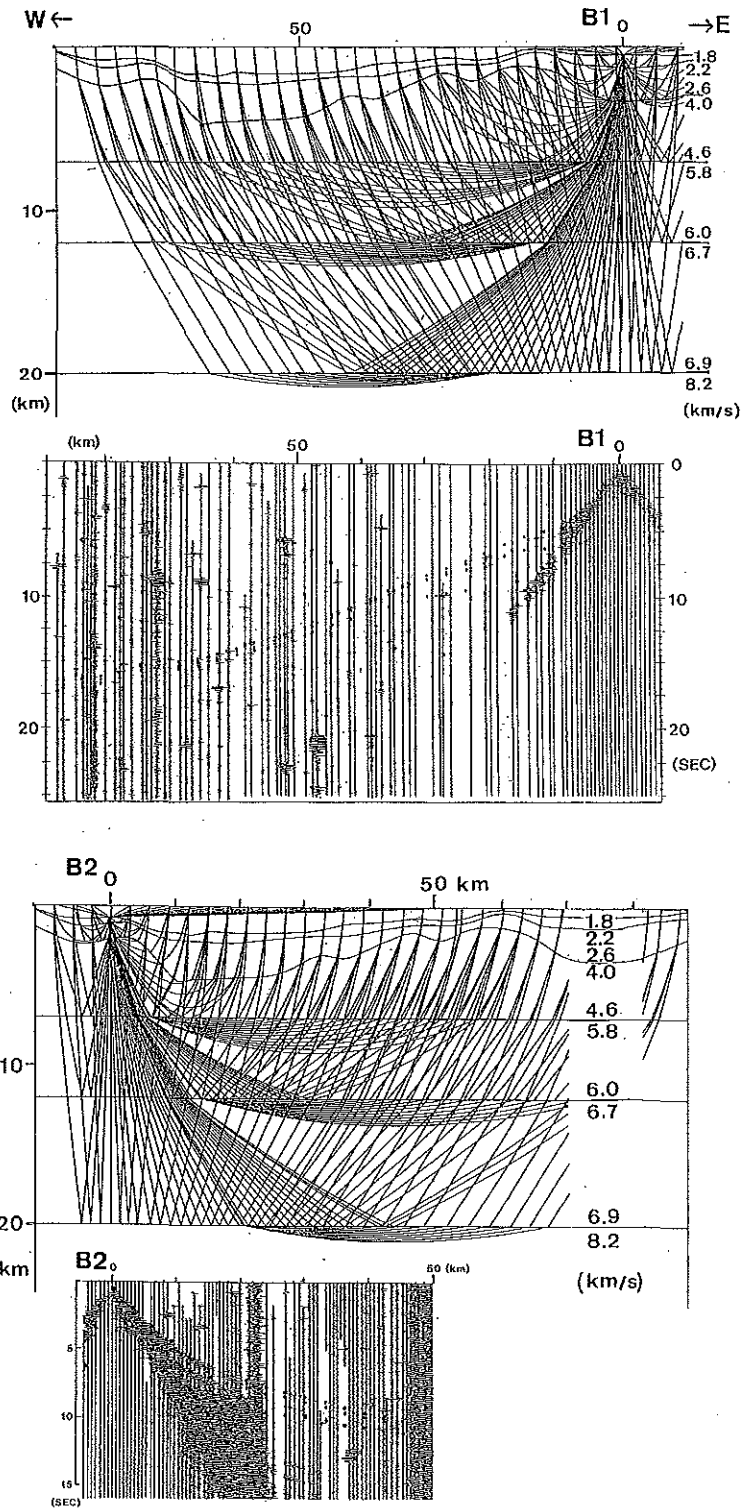


Figure 19. Ray tracing for the B1 and B2 points.

Above :

Shows layered structures and ray diagram.
 Numerals are V_p in km/s.

Below :

Shows observed record section
 Solid circles are calculated travel time.

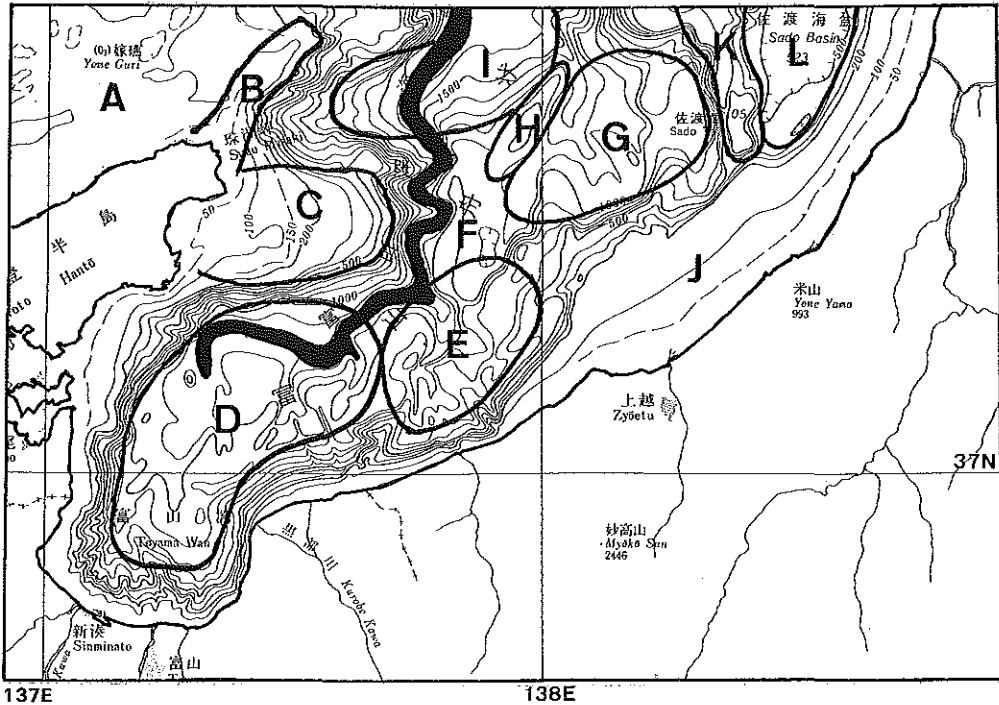


Figure 20. Geomorphological provinces in Toyama Trough. A : Continental shelf off Noto, B : Suzu Spur, C : Iida Spur, D : Toyama Basin, E : Hills off Itoigawa, F : Toyama Deep Sea Channel, G : Zyoetu Basin, H : No Minor Ridge, I : North Basin, J : Continental shelf off Naoetu, K : Ogi Spur, L : Sado Basin. These names except A, F, J, and L are the tentative names.

- が認められる（穿入蛇行部と呼ぶ）。
- G 上越海盆（仮称） 上越北方沖の海盆で富山海長谷の穿入蛇行部，上越沖大陸斜面，小木海脚，能生小海嶺で囲まれた部分をさす。富山トラフの一部をなす。
- H 能生小海嶺（仮称） 上越海盆と北海盆に挟まれた，北東—南西に伸びる高まり。
- I 北海盆（仮称） 珠洲岬北東に位置し，能生小海嶺，佐渡島で囲まれた富山トラフの一部である。
- III 東 部
- J 直江津沖陸棚区 幅約20km，外縁水深約140mの陸棚。
- K 小木海脚（仮称） 佐渡島南端の小木岬から南に伸びる長さ20km，幅7kmの海脚である。佐渡海盆と富山トラフ（上越海盆）とを分ける。
- L 佐渡海盆 新潟沿岸，佐渡沖の陸棚と小木海脚に囲まれた長さ60km，幅15kmの海盆である。

(2) 急斜面分布

第10図の海底面傾斜分布図をもとに海域の急斜面（傾斜10度以上の黄色，15度以上の橙色）の分布に注目して検討してみる。急斜面は，その地形から見て，①海盆縁，②穿入蛇行部を中心に富山深海長谷沿い，③その他の海域に分布している。

この海域で最も広く急斜面が分布するのは、海盆縁である。富山トラフ内の富山海盆、上越海盆、北海盆、そして佐渡海盆の縁に認められる。海盆縁の急斜面は、黒部川扇状地の形状に規制された部分を除くと大部分は陸（あるいは陸棚）側に凸な弧状を示すことが特徴である。日本海東縁にはこの海域に分布する海盆と同程度の規模の陥没海盆が多数分布している。この海域に認められる弧状の海盆縁急斜面はそれぞれの海盆が形成された当時の陥没盆地の縁を示している可能性がある。

富山深海長谷穿入蛇行部付近に急斜面の集中部がある。また、この集中部から北方には蛇行する深海長谷沿いに、南方には分岐する長谷沿いに急斜面が分布する。富山深海長谷穿入蛇行部は、現在も活発な浸食谷であると考えられる。従って、富山深海長谷沿いの急斜面は浸食作用によって形成されたと考えられ、構造運動を反映したものとは考えにくい。すなわち、海底谷底が北に順傾斜していることや、蛇行谷の攻撃斜面に、より急な斜面が発達しているといった地形的特徴から推定することができる。実際、潜水調査の結果から長谷の斜面の最下部には鮮新世の露頭が見られ(山崎, 1988), また、谷底の柱状サンプルからは礫層を挟む砂泥層が採取されている(岩淵, 1968)。

このほか、能生小海嶺に沿う急斜面が目をはく。能生小海嶺は佐渡島の沢崎鼻から南西に伸びる高まりの一部と見ることができ、富山深海長谷穿入蛇行部を横切って飯田海脚に続くように見える。このことから、深海長谷の深い谷は、佐渡島も能登半島をつなぐ隆起帯を刻み込んで形成されたと考えることができる。

(3) 海底面の傾斜方向分布

浸食面であれ堆積面であれ、海底地形面は一般的により深部に向かって傾斜して形成されるであろう。また、周囲を囲まれた海底では水平な地形面が形成されよう。現在の海底面が、より浅い方向に逆に傾いている場合など、海底面の傾斜方向は地形面の形成後の地殻変動による場合が多いと思われる。

ここでは、第11図の海底面傾斜方向分布図を使って、この地域の地殻変動について検討してみる。

能登半島北方沖陸棚では沖ノ瀬や嫁礁などの浅部以外の広い陸棚は、北方に向かって傾斜し、すなわち黄緑色が広がることが期待されるが、この図から、南傾斜を示す暖色系がかなり広がっている。これは、能登半島北方沖陸棚区が南へ傾動している可能性を示す。ここに隣接する能登半島では地形面が南に傾う地形を示していることと調和的である。

直江津沖陸棚区では、概ね北(黄緑色)ないし北西(青色)に傾いているが、陸棚外縁部に、わずかながら、南東(橙色)ないし北東(黄色)が認められる。第11図の傾斜分布図を見ると、ここは傾斜1度以下の陸棚外縁平坦面(水深110~140m)に位置している。直江津沖においても、能登半島北方沖と同様南へ傾動している可能性がある。

この能登半島北方沖と直江津の2例は、最終氷期に形成された地形である陸棚について認められたことであり、従って傾動があるとすれば、数万年以前以降の地殻変動を示していることになる。

富山トラフ域で注目されるのは、飯田海脚から深海長谷蛇行部を横切って能生小海嶺に伸びる暖色系の帯である。すなわち、南ないし南東に傾斜する斜面がトラフを横切ることになり、前項で述べた佐渡島-能登隆起帯の存在を指示するように見える。

このほかトラフ底は寒色系(北ないし北西傾斜斜面)が優勢であるように見えるが、暖色系(南ないし南東傾斜斜面)も複雑に分布している。上越海盆を中心として富山トラフには堆積層からなる丘陵地(茂木, 1977)とそれらを区切る海底谷が複雑に分布しているためである。トラフ底において方向性を求めるとすれば、北東-南西に伸びる暖色系の帯である。

5-3. プレート境界説に対するコメント

「日本海東縁部は新生のプレート境界ではないか」との学説が中村(1983)、小林(1983)他から提唱されており、本研究を推進する上で、富山トラフを横切る音波探査記録にプレート境界を示唆する沈み込み帯が認められるかどうか、特に注目されていた。

今回のマルチチャンネル反射法音波探査断面図(第12図)では、5-1(1)イで述べたようにプレートの沈み込み帯(海溝)の存在を裏付けるような構造は認められない。

すなわち、一般にプレート取束境界にあたる海溝では、海洋側の音響基盤が陸側海溝斜面下まで傾き下がりながら続いていくのが見られるのに対し、富山トラフの音響基盤は、富山トラフ東縁より東側では陸側斜面の基盤より下に追跡することができない。これは、富山トラフが日本海溝や、南海トラフのような成熟したプレート取束境界とは性質の異なる構造を持つことを示している。

また、富山トラフにおいて第12、13図からA測線では音響基盤までの堆積層が東に向かって厚く、一方、B測線では堆積層が西に向かって厚くなっていることが分かる。このように、富山トラフの音響基盤が①陸側斜面下に傾き下がりながら続くように見えないこと、②海域により傾動の方向が異なること、といった特徴を持つことは、富山トラフの東縁がプレート境界でないことを意味するものか、あるいは、極めて初生的なプレート境界であることを意味するものか、いずれかであると考えられる。

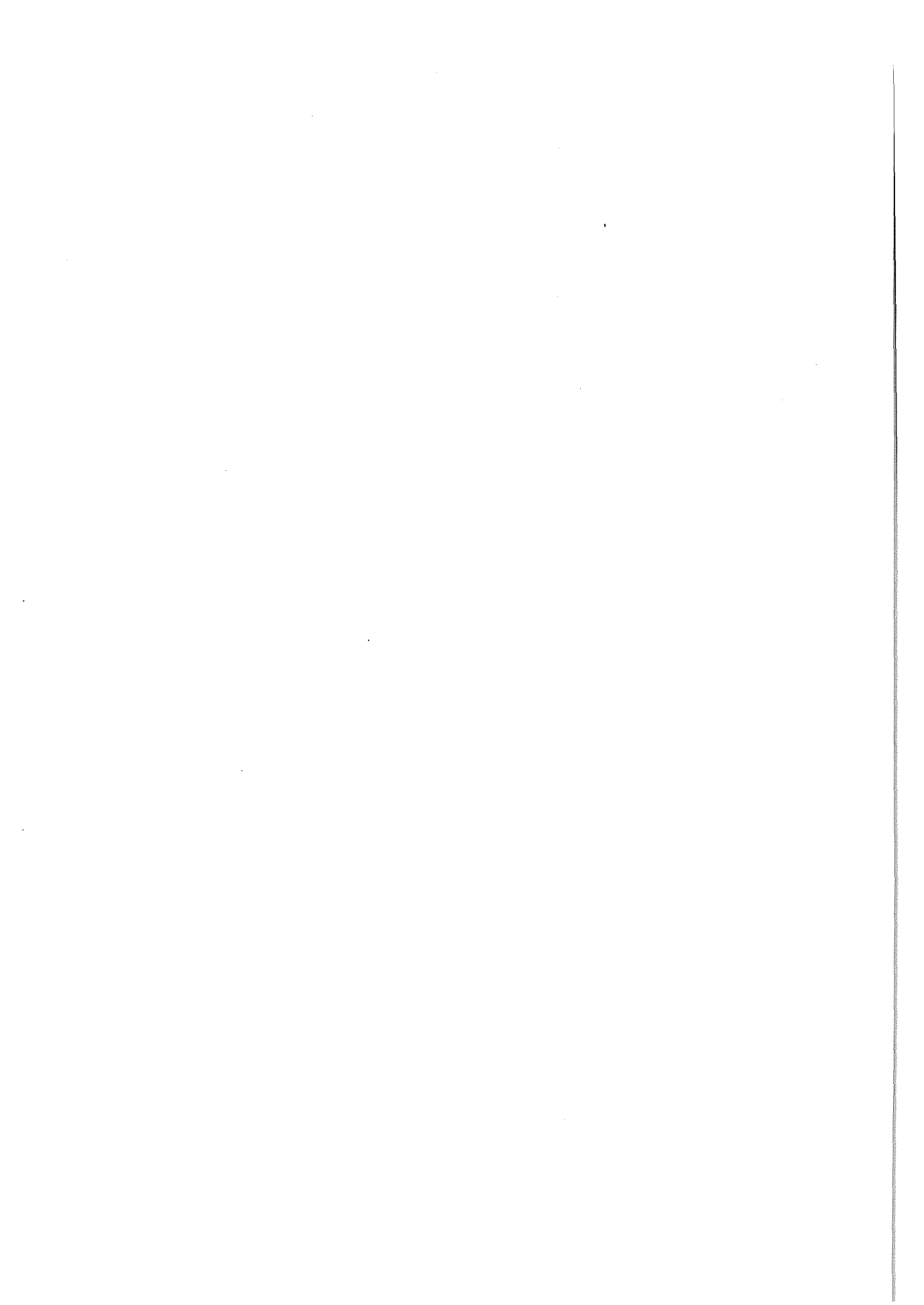
ただし、富山トラフにおいて①古い地層ほど変位量の大きい活動的な逆断層が存在すること、②能登半島と佐渡島をつなぐ隆起帯が存在すること、③東西方向に主圧力方向を持つ逆断層地震が卓越すると指摘されていること(京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所, 1988)、等を考え合わせると、富山トラフは活発な地殻変動帯であり、東西性の収縮運動が継続していることが明らかである。

従って、現在まで、プレート境界を形成するような地殻変動が仮に生じていないとしても、今後、短期変動がさらに蓄積していくとプレート取束境界に発展する可能性もあると考えられる。

科学技術庁当研究推進委員会茂木清夫委員長他各委員の方々には本研究の推進にあたり、多くの助言をいただいた。現地調査に当たっては、新潟、富山、石川県庁および各県魚連、粟島漁業共同組合の御協力により調査が滞り無く行われた。また、第九管区保安本部、新潟、伏木、七尾各保安部、直江津保安署においては航行船舶等の安全を確保する上でお世話になった。測量船「拓洋」の船長はじめ乗組員の方々には屈折波受信装置の実海域試験、シービーム測量の実施に当たりお世話になった。屈折波受信装置の導入に当たって、東京大学地震研究所南雲昭三郎教授、笠原順三助教授には御指導及び御協力をいただいた。また、千葉大学理学部木下肇教授には、屈折波解析のご指導をいただいた。以上の他多くの方々及び機関の御協力、御指導を得た。ここに厚くお礼申し上げたい。

参 考 文 献

- 浅田 昭・中西 昭：シービームデータによる海底地形図の作成，水路部研究報告21，p. 89—110 (1986)
浅田 昭：シービームデータによる三次元表現法，水路部研究報告21，p. 113—133 (1986)
浅田 昭・近藤 忠：測量船「昭洋」における測量方式の自動化について，水路部研究報告22号，p. 23—40 (1987)
Biondi, B. and J. Ronen：Dip Moveout in Shot Profiles, Geophysics, VOL. 52, p. 1473—1482 (1987)
CERVENY, V. and I. PSENCIK：Program SEIS 83, numerical Modeling of Seismic Wave Fields in 2



沖縄トラフ，吐噶喇火山列西方海域の層序†

加藤幸弘*・小川正泰*・大島章一*

STRATIGRAPHY OF THE OKINAWA TROUGH IN THE AREA WEST OF TOKARA VOLCANIC ISLANDS†

Yukihiro Kato*, Masahiro Ogawa* and Shoichi Oshima*

Abstract

Multi-beam bathymetric survey by Seabeam System and seismic reflection profiling in the Okinawa Trough and the adjacent area. We interpreted seismic profiles in the area west of Tokara volcanic islands to reveal the acoustic stratigraphy in the Okinawa Trough. The strata is divided into the seven formations in ascending order on the basis of these acoustic lithology. Comparison with the drilling data in the Yokogansone knoll confirmed that bottom two formations (NiX and OtV) are correlated with Lower Pleistocene or older formations and volcanic rocks. The upper five formations (OtIV, OtIII, Ot II, Ot I and Eb I) are correlated with Upper Pleistocene to the recent.

1. はじめに

沖縄トラフは、南西諸島の背弧側に、北東—南西方向に延びる幅約100kmの細長い凹地である。トラフ底およびトラフの両側境界には、多数の正断層群が分布し、北東部では、傾動ブロックが発達する。このような地形・地質の特徴から、トラフは、南西諸島の背弧側に形成されたリフトであると考えられている (Letouzey and Kimura : 1985, 桂ほか : 1986, 大島ほか : 1987)。また、トラフは、トラフ底を直接ドリリングした例が無いので形成時期について正確には判明していないが、音波探査記録と周辺陸上地質との比較から、更新世以降に形成されたと考えられる (木村ほか : 1985, 氏家 : 1985, 氏家 : 1986)。最近、大島他 (1988) はトラフ南西部の宮古海山において、琉球石灰岩に対比される石灰岩が海山頂部、水深1,050mの地点から採取され、第四紀の極めて新しい時代に沈降帯としてのトラフの形成が始った可能性を指摘している。

一方、トラフは、東海陸棚からの多量の堆積物が堆積する場所であり (相場・関谷, 1979)、トラフの堆積速度は非常に速い。以上のことは沖縄トラフは第四紀に入ってから急速な沈降と堆積がおこっている特異な場所であることを示している。

この小文では、水路部が昭和61年度以降沖縄トラフおよびその周辺海域で行なった5マイル間隔のシングルチャンネル音波探査記録をもちい、トラフに累重する地層の堆積過程を明らかにする1段階として、トラフ周辺でドリリングデータとの対比が可能なトカラ火山列西方の沖縄トラフにおいて層序区分を試みたので、その結果を報告する。

† Received 30th January 1989

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

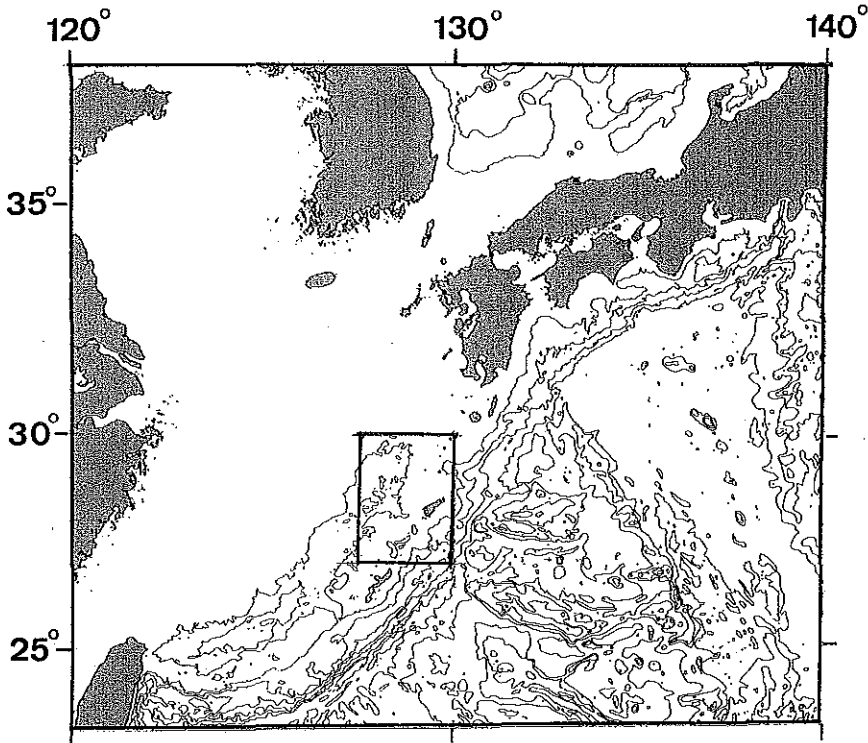


Figure 1. Survey Area

2. 測 量

今回使用したデータは、水路部の測量船「拓洋」(総トン数2,600トン)によって行なわれたものである。沖縄トラフにおいて、5マイル間隔の測線を東西方向に取り、一部は吐噶喇火山列周辺まで、東に延長した(第2図)。これらの測線では、ナローマルチビーム測深機(シービームシステム)による測深調査、256cbc inchのエアガンを音源とするシングルチャンネル音波探査調査、3.5KHz表層探査、プロトン磁力計による地磁気調査および重力調査を行なった。また、チェーンバック型採泥器による採泥を2カ所行なった。

3. 地質概説

標記地域の沖縄トラフは、南西諸島の背弧側に北東から南西方向に連なり、水深1,000m~1,150mで、幅約100kmの細長い凹地である。沖縄トラフの境界は、北西部では傾斜の緩い斜面で、南東側は多くの海丘、隆起部から構成される。なお、沖縄トラフの両側の斜面をこの小文では、トラフ斜面と呼ぶことにする。トラフ底は南西および南東方向に向い深くなり、この海域で最も深いのは、南奄西海丘西方の水深1,150mのところである。また水深1,000~1,150mの等深線で示されるように、トラフの最新部はエシェロン状に配列している(第4図)。この地域の地質の概略について北西側トラフ斜面、トラフ底、南東側トラフ斜面の3つに分けて記述する(第3図)。

北西側トラフ斜面では多数の正断層によって、東海陸棚では、海底下0.1~0.2秒(往復秒以下同じ)に分布する地層が急速に分布深度を下げ、トラフ斜面では、もはや記録上にほとんど現れなくなる。この地層の上部にはトラフ底に厚い堆積物が分布する。これらの地層には明確な層理が認められる。各層理は地層の境

界面に対して斜交し、トラフ方向に傾斜するとともに正断層による変位も受けている。

トラフ底には、厚い堆積物がたまっている。堆積層の下の基盤はシングルチャンネル音波探査記録には表われていない。トラフ底に分布する正断層の多くは表層まで変位を与えており、現在も活動的であると考えられる。

南東側のトラフ斜面は、南奄西海丘に代表される火山活動を伴う海丘、横ガン曾根のように正断層により形成されたホルスト状海丘、及びそれらの周辺部の背斜軸を伴う隆起部で構成される複雑な地形を示す。南奄西海丘から、デイザイト、石英閃緑岩、花崗斑岩、頁岩が採集されている（採取地点D04, D05：第4図）こと、および、音波探査記録で散乱状の記録を示すことから、これらの海丘は、トラフを埋積する地層より古期の地層中に、火成活動が起こったところであると考えられる。ホルスト状海丘およびその周辺の隆起部は、トラフ底に対して相対的に隆起しており、トラフ底の地層に比べ古い地層が露出している。

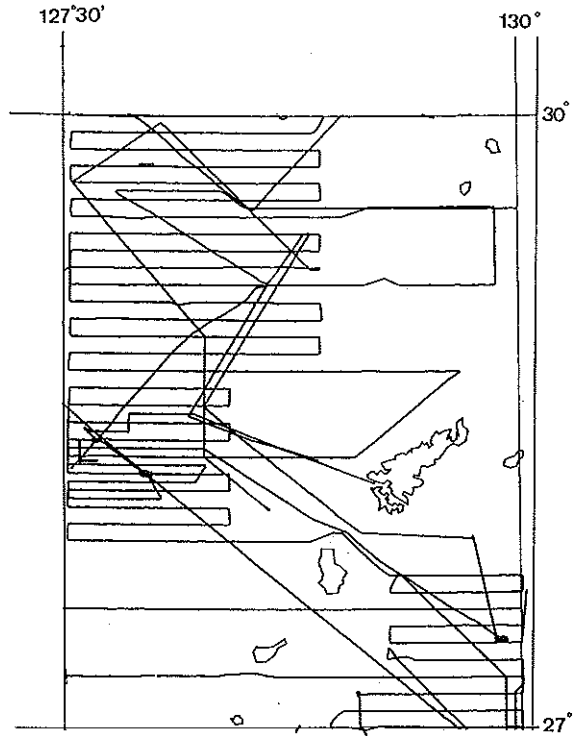


Figure 2. Map of survey tracks

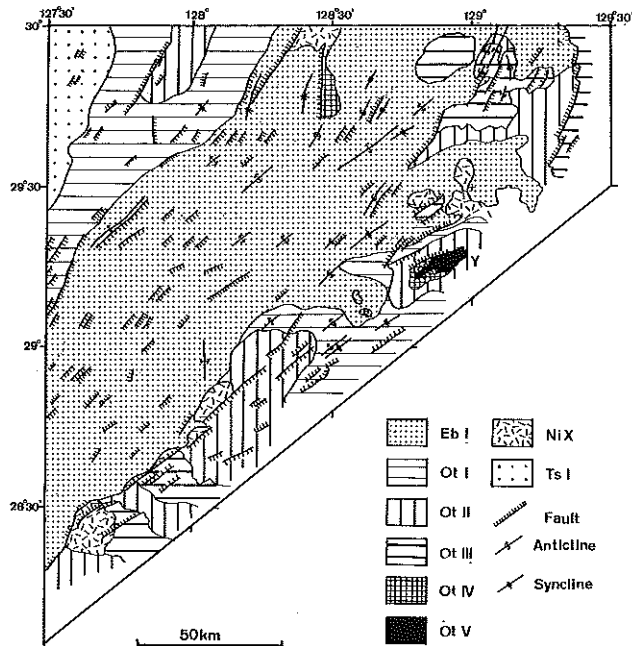


Figure 3. Geological map

Y : Yokogansone knoll

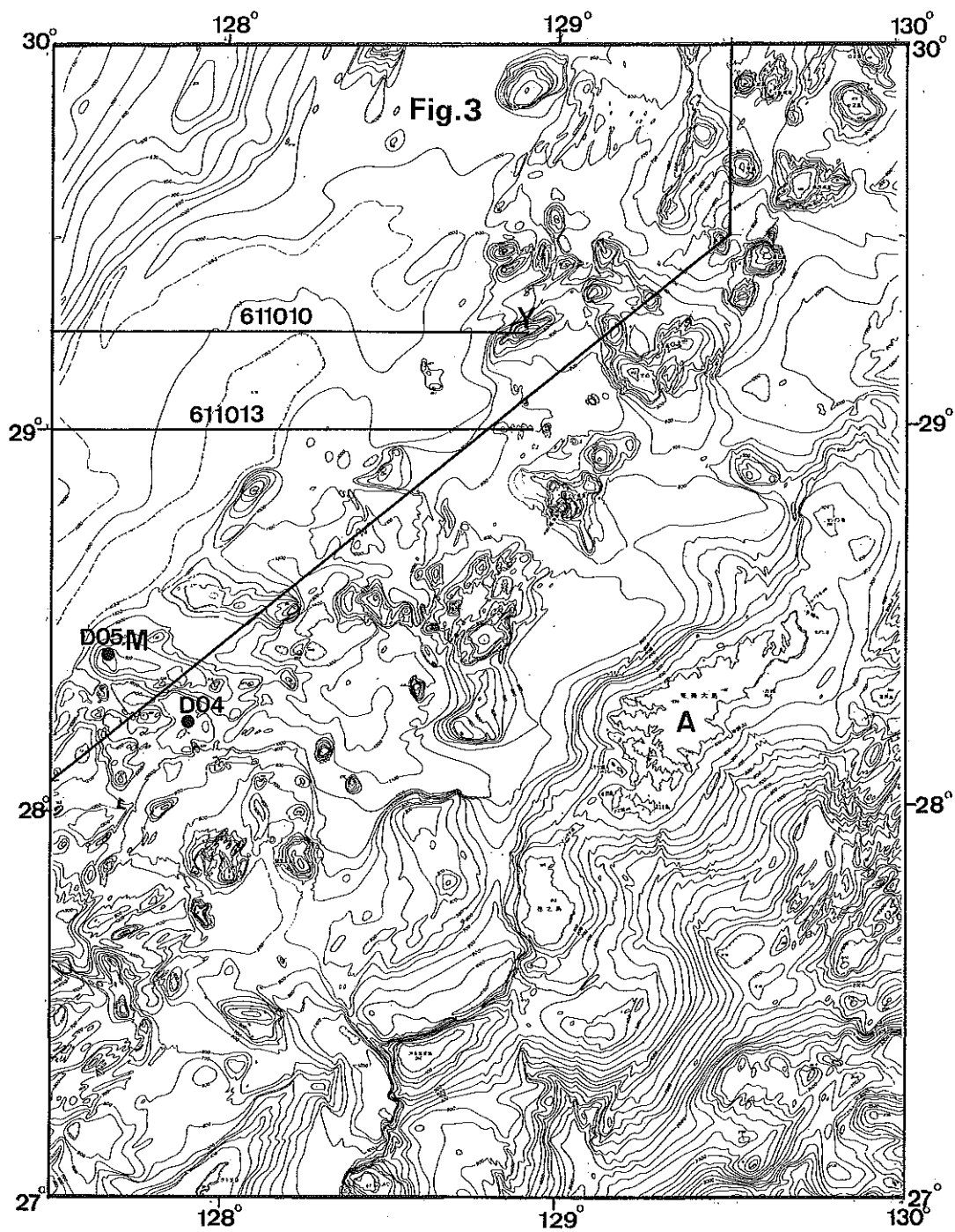


Figure 4. Bathymetric chart in Tokara volcanic islands

A : Amamioshima islands

Y : Yokogansone knoll

M : Minamiensei knoll

D05, D04 : Sampling point

4. 音響層序

この海域の沖縄トラフに分布する地層中に、明確な音響層序を6つ認めた。上位から層準A, B, C, D, E, さらにトラフの島弧側では、もう1つの層準Fが認められる。これらを基に調査海域の層序区分を行なった。音響基盤層をNiX層、層準Fから層準EまでをOtV層、層準Eから層準DまでをOtIV層、層準Dから層準CまでをOtIII層、層準Cから層準BまでをOtII層、層準Bから層準AまでをOtI層、そして層準A以上の地層をEbI層とした(第5図, 第6図)。以下に各層の記載を行なう。

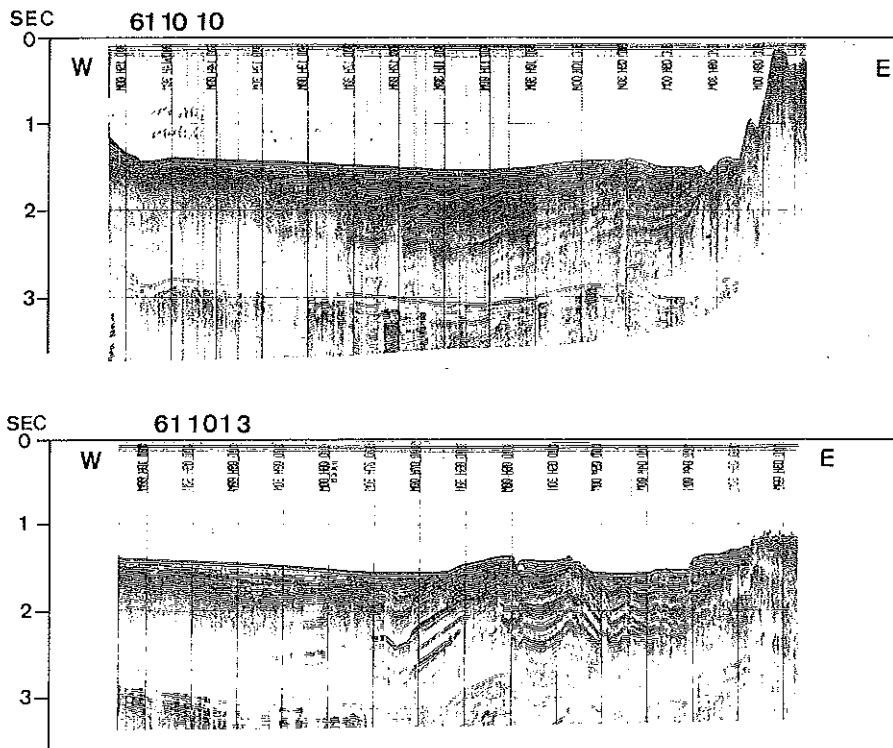


Figure 5. Sections of a single-channel seismic reflection profile in the Okinawa Trough.
The tracks of the sections is shown in the bathymetric chart.

NiX層は、シングルチャンネル音波探査記録のうえで、音響基盤と見なされる地層のうち、散乱状の記録をしめし、かつ連続性の悪い層理をしめす部分を含む地層である。本層の上限をしめす層準Fは、連続性の悪い強い反射をしめす反射面である。上位のOtV層との関係は、整合である。層厚は下限が不明の為分らない。

OtV層

OtV層は、下位のNiX層とは整合関係である。音響的な岩相は、上部に細かい層理が認められ、下部では記録が弱くなる。本層の上限を示す層準Eは、横ガン曾根では強い反射を示す連続性のよい反射面となっているが、トラフ底では、ごく限られた場所でのみ、反射面が認められる。層厚は横ガン曾根付近では、0.7秒—0.5秒である。トラフ底では下限が不明のため層厚は分らない。

OtIV層

OtIV層は、下位のOtV層とトラフ底では不整合関係である。とくにトラフ周辺部ではOtV層にアバットする。本層の上限を示す層準Dは、反射が極めて強く連続する反射面である。トラフ底中軸部では、下限が不

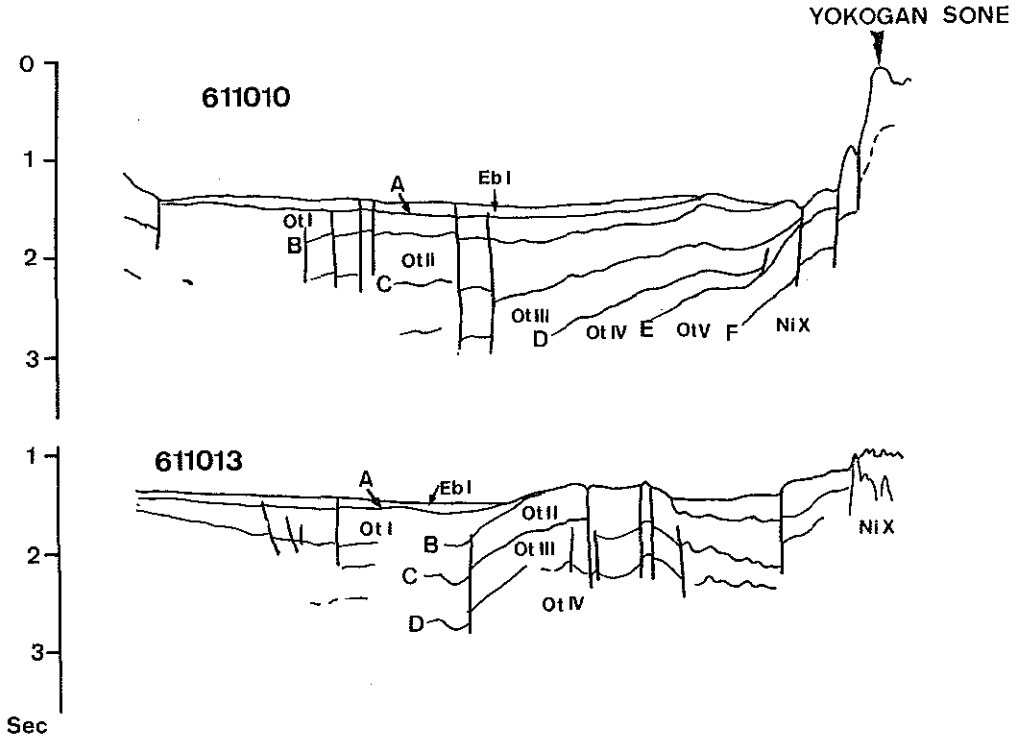


Figure 6. Line drawing of a single-channel seismic reflection profile in the Okinawa Trough. The tracks of the sections is shown in the bathymetric chart.

明のため層厚は分らない。トラフ縁辺部では、Ot V層が薄くなるにつれ層厚は0.4秒から薄くなり一部では、尖滅する。

Ot III層

Ot III層は下位のOt IV層とは、整合関係であるが下位の地層が隆起しているところでOt IV層に対してアバットする。本層は上限、下限を示す面とほぼ中位の3つの強い反射面で特徴づけられる。これらの反射面の間には、弱く細かい反射面が認められる。層厚は、中軸部で厚く0.6—0.5秒で、トラフ縁辺部では薄くなり0.3—0.4秒になる。海丘の周辺では下位の地層にアバットし尖滅する。

Ot II層

Ot II層は、下位Ot III層とは、整合関係である。本層は細かくはっきりした連続性のよい反射面からなる岩相を示す。層厚は0.4—0.6秒である。

Ot I層

Ot I層はOt II層以下の地層が正断層で変位している所及び海丘の周辺や隆起部では、下位のOt II層にたいして、アバットする。本層の岩相は強くはっきりした連続性のよい層理を示す。層厚は下位の地層の起伏に支配され、厚い所では0.4秒に達する。

Eb I層

Eb I層は、トラフ底に水平に堆積する一番上位の地層である。下位の地層とは整合であるが、下位の地層が隆起しているところでは下位に対してアバットする。層厚は最大でも0.15秒でほとんどの場所で0.1秒以下である。分布は沖縄トラフの平坦面に限られる。

5. 層序対比

沖縄トラフにおいて、堆積する地層を直接ドリリングした例はなく、トラフ内の地層の正確な時代岩相については、現在の所あまり判明していない。一方、沖縄トラフ周辺で、比較的水深が深く、音波探査記録で地層をトラフ内まで追跡できるボーリングとしては、横ガン曾根で実施されたTO-KA1号試錐がある。

上記した沖縄トラフの音響層序を、TO-KA-1号試錐および隣接海域の音響層序と対比した(第1表)。

Table 1. Correlation table of submarine geological stratigraphy in survey area.

		Ujiiie(1985)	Nash (1979)	This report	Oshima et al. (1988)
Quaternary	Pleistocene	— ? — Ryukyu G. — ? —	Okinawa Trough Series	Eb I	AN
				Ot I	
		Ot II			
		Ot III			
		Ot IV			
Tertiary	Pliocenè	Shimajiri G.	Okinawa Basin Series	Ot V	BN
	Miocene			Ni X	
				— ? —	
	Oligocene		Pre-Okinawa Basin Series		CN

最初に、実際の層序と対比することが可能な、TO-KA-1号試錐との対比を行う。しかし、TO-KA-1号のデータは、公表されておらず、Nash (1979) がその概略について述べているに過ぎない。そのため正確な時代論はできないことをお断りしておく。横ガン曾根は頂部水深は65mの北東—南西方向に延びた比高900mの小海丘で、北東—南西方向の正断層で形成されたホルストである。横ガン曾根を構成する地層は、これらの正断層によって、分布深度が深くなりトラフ底に続いている。Nash (1979) は、Tokara Sub-Basin (今回の調査海域とほぼ同一)に累重する地層を、上位からOkinawa Trough Series (Intra-Pleistocene~Recent), Okinawa Basin Series (Upper Miocene~Intra-Pleistocene) Pre-Okinawa Basin Series (pre-Miocene) の3層に分けており、横ガン曾根では、それらのうち上位からOkinawa Basin series (Upper Miocene~Intra-Pleistocene, 層厚2,900m) Pre-Okinawa Basin series (pre-Miocene, 層厚?) の2層が累重するとしている。第5図(611010測線)は、横ガン曾根を横断するシングル音波探査記録である。しかし、第5図でも分るようにシングル音波探査記録では、横ガン曾根直下には、明確な反射面は認められず、Okinawa Basin Seriesの下限は、確認できない。今回、横ガン曾根西側斜面において音波探査記録上で層相の異なる最下位の地層を2層に区分した(第6図)。上位からOtV層とNiX層である(第6図)。両層とも、西方に追跡すると、トラフ底では1.0~1.5秒以下に分布する。トラフ縁辺部では、OtV層にOtIV層とOtIII層がアバットする。Nash (1979) は現在の沖縄トラフを形成するに至った沈降の開始時期を境に、それ以前の堆

積層をOkinawa Basin Series, それ以降の地層をOkinawa Trough Seriesと呼んでおり, 今回の調査結果から, OtIV層以上の地層は, Okinawa Basin Seriesよりは新しい地層であること, および, OtV層, NiX層は, Okinawa Basin Seriesまたは, それ以前の地層に対比できることが明らかである。

一方, Nash (1979) による音波探査解釈断面との比較, および, 横ガン曾根における層位関係等から, 今回の層序と比較すると, Eb I層~Ot IV層は, Okinawa Trough Series相当層に, OtV層, NiX層は, Okinawa Basin Series以前の地層に対比できる。

また, 大島ほか (1988) では, 標記海域よりやや北方の沖縄トラフに於いてマルチチャンネル音波探査記録をもとに, 層序区分を行なっている。それによると, 沖縄トラフに累重する地層を上位からAN, BN及びCN層の3層に区分している。水路部は, 今回検討した海域の北の海域においても, 5マイル間隔で音波探査調査を行なっている。それらの記録をもちい今回の層序と比較を行うと, Eb I層~Ot IV層は, AN層にOtV層, NiX層は, BN層以下の地層に対比される。

さらに, 今回の層序と, 氏家 (1985) による陸上地質層序との対比を, 横ガン曾根の層序を仲介として行うと, OtV層, NiX層は, ほぼ島尻層群に, 対比することができる。

まとめ

火山列西方の沖縄トラフにおいて, おもにシングルチャンネルの音波探査記録をもちい, 音響層序について検討を行なった結果, 明らかになった事を以下に列挙する。

1) この海域の沖縄トラフに分布する地層を, 6つの明確な音響的層準を基に層序区分行ない, 下位よりNiX層, OtV層, Ot IV層, OtIII層, OtII層, Ot I層, そしてEb I層の7層に区分した。

2) TO-KA-1号および陸上地質との層序対比を行い, Rt I層~Ot IV層は, 島尻層群より新しい地層に, OtV層, NiX層は, 島尻層群以下の地層に対比されることが, 判明した。

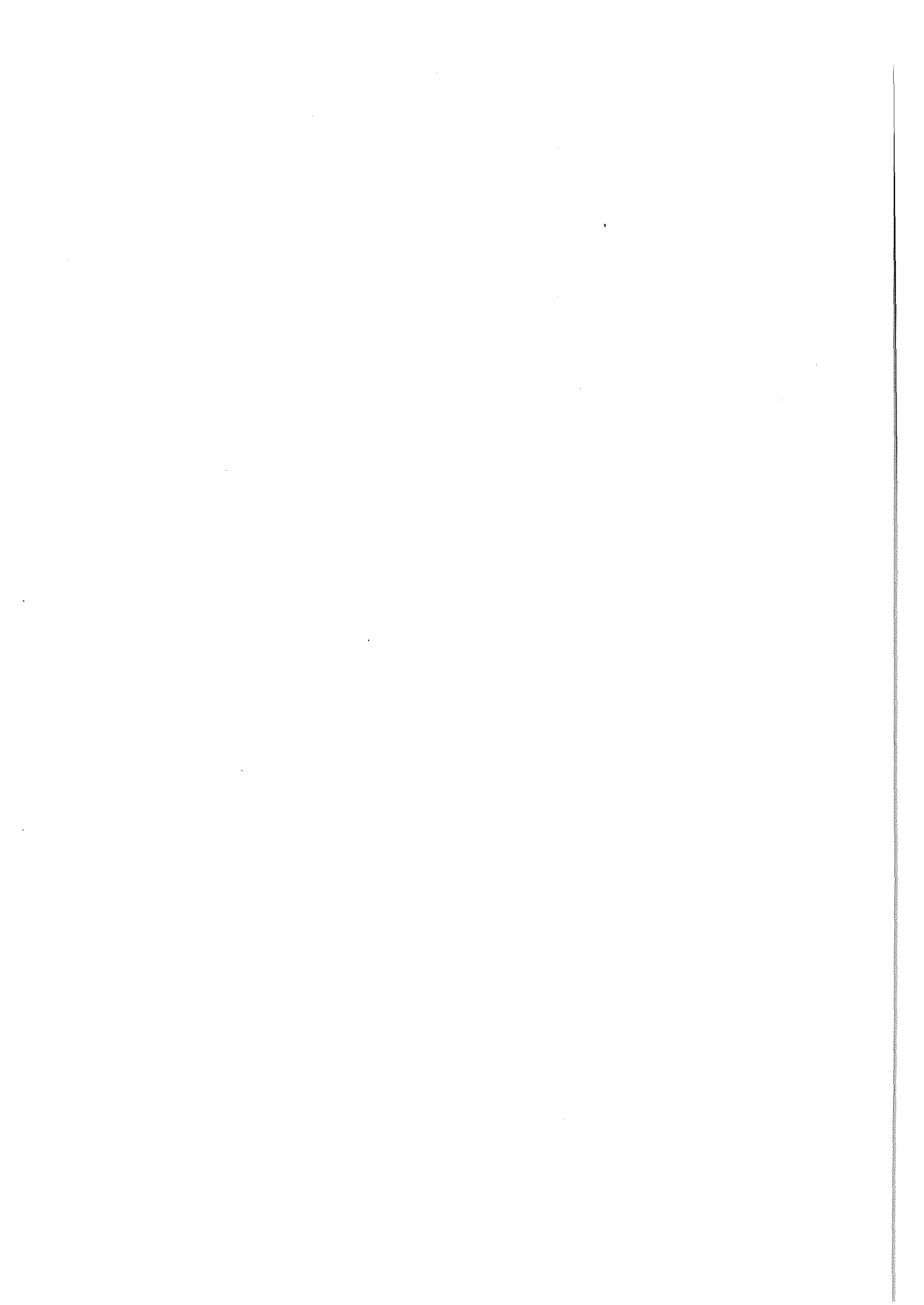
本稿をおわるにあたり, 本調査に尽力された測量船「拓洋」の船長以下の乗組員の方々, および, 有益な議論を頂いた大陸棚調査室員の方々に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 相場惇一・関谷英一：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, p. 97~108, (1979)
- 桂 忠彦・大島章一・荻野卓司・池田 清・永野真男・内田摩利夫・林田政和・小山 薫・春日 茂：沖縄トラフ南西部海域の地質・地球物理学的諸性質, 水路部研究報告, 21, p. 21~47, (1986)
- 木村政昭：沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察, 地質学論集, 22, p. 141~157, (1983)
- Letouzey, J. and M. Kimura : Okinawa Trough Genesis : Structure and Evolution of a Backarc Basin Developed in a Continent, Marine and Petroleum Geology, 2, p. 111~130, (1987)
- Nash, D.F. : The Geological Development of the North Okinawa Trough Area from Neogene Times to Recent, 石油技術協会誌, 44, 5, p. 109~119, (1979)
- 大島章一：沖縄トラフの海底は拡大していない, 科学, 57, 2, p. 105~109, (1987)
- 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：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, p. 19~43, (1988)
- 氏家 宏：琉球弧形成に関する新知見・新見解—フィリピン海西縁の問題点—, 月刊地球, 7, 12, p.

720~728, (1985)

氏家 宏：琢球弧の海底，新星図書出版，(1986)



水道内のケルビンモードの波に対して非対称的な水深が及ぼす影響†

佐藤 敏*

INFLUENCE OF ASYMMETRIC BOTTOM TOPOGRAPHY UPON KELVIN-MODE WAVES IN A CHANNEL†

Satosi Sato*

Abstract

In the Yellow sea, the position of the amphidromic point of semi-diurnal tide approaches to China nearer than that of diurnal tide. In general, it is thought that the difference of positions is caused by energy dissipation, i. e., semi-diurnal tide wave loses more energy, because its wavelength is shorter than that of diurnal tide. But, the bottom topography of the Yellow Sea is not symmetric about the long channel axis. The water depth in the western part is shallower than that in the eastern part. This asymmetry of bottom topography may exert influence upon the cross-channel profiles of Kelvin-mode waves ($N=0$: N is the number of nodes). And, the difference between oppositely travelling Kelvin-mode waves may cause the asymmetry of the amphidromic system.

At first, Kelvin-mode waves are investigated, which travel in the channel whose cross-channel bottom relief is the same as that of the cross-section near the entrance of the Yellow Sea. In this case, the position of an amphidromic point can be regarded as the point where oppositely travelling Kelvin-mode waves of same frequency and same energy flux have the same amplitude of sea surface elevation. As a result of this calculation, the position of the amphidromic point move from the western part to the east, as the cycle of waves gets longer. In the case of diurnal tide ($\sigma=7.0 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$), the amphidromic point locates a little to the west from the center of the channel. If there is 20% loss of the incident Kelvin-mode wave, the amphidromic point will be right on the long channel axis.

Next, a model channel which has a single-step bottom topography is used to study the properties of Kelvin-mode wave which propagate in the channel whose bottom topography is asymmetric about the long channel axis. With this model, following results are obtained. (1) Whether they travel with the shallow part on their right or left, amplitudes of Kelvin-mode waves in shallow part get larger, as the cycles of waves get shorter. (2) As to waves travelling with the shallow water on their left in the northern hemisphere, the result (1) is caused by the interaction between Kelvin wave and edge wave.

1. はじめに

黄海には、日周潮にも半日周潮にも無潮点がある。この無潮点は、Ogura (1933) が観測データを基にして描いた同時潮図 (第1, 2図) にも、また、数値計算 (例えば、Choi 1980) にも現れる。一方にだけ端が存

† Received 19th October 1988

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

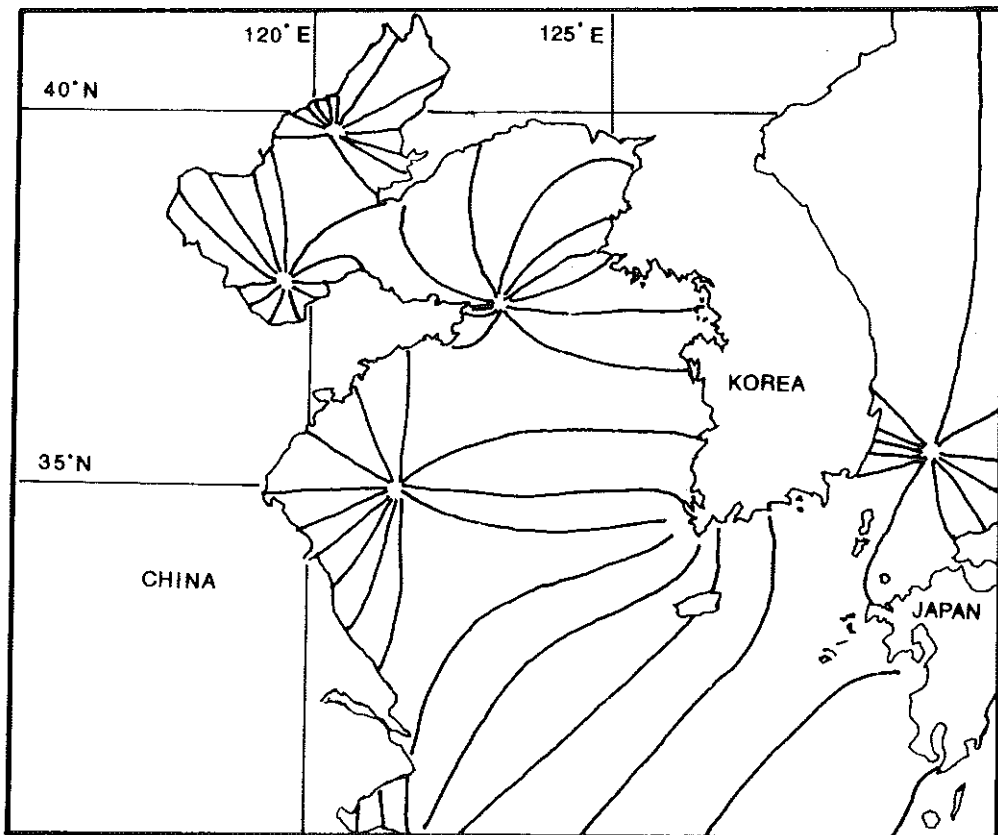


Figure 1. Co-tidal chart of semi-diurnal tide in the Yellow Sea (after Ogura, 1933).

在し、他方は無限に長く伸びる水道内にできる無潮点は入射ケルビン波と水道の奥で反射によって発生する反射ケルビン波の重ね合わせによって出現するとされている。もしも、水道の海底地形が水平であり、エネルギーの逸散が全くないとすれば、無潮点は水道の中心軸上に位置することになる。しかし、黄海の場合に無潮点は中心軸よりも中国側にあるように、必ずしも水道の中央に存在するものでない。このような無潮点の位置に代表されるような水道内における潮汐の非対称性については、Hendershott and Speranza (1971) が水道奥での逸散を考慮して、つまり、反射ケルビン波の持つエネルギーが入射ケルビン波よりも小さい場合の重ね合わせによって生じることを示した。また、Rinecker and Teubner (1980) は、底摩擦によるエネルギー逸散を考慮している。黄海を対象とした研究としては、Kang (1984) の詳しい研究がある。この研究では、黄海から渤海に流出するエネルギーという形でエネルギー逸散を考えて、その場合のエネルギー逸散の大きさに応じてできる無潮点の位置と現実との比較から黄海の潮汐に対して渤海が存在することの影響がどれほど大きいかを論じている。

Brown (1973) は、ポアンカレ波の存在によって無潮点の位置が中心軸からはずれることを示しているが、水道の形状によってはポアンカレ波が存在できる周期が短くなるため、潮汐の周期には当てはまらないことが多い。したがって、水道内の潮汐の中心軸に対しての非対称性は、主にエネルギー逸散が原因だと考えられている。

しかし、Hendershott and Speranza (1971) も示唆しているように、海底地形の非対称性によって一方向に

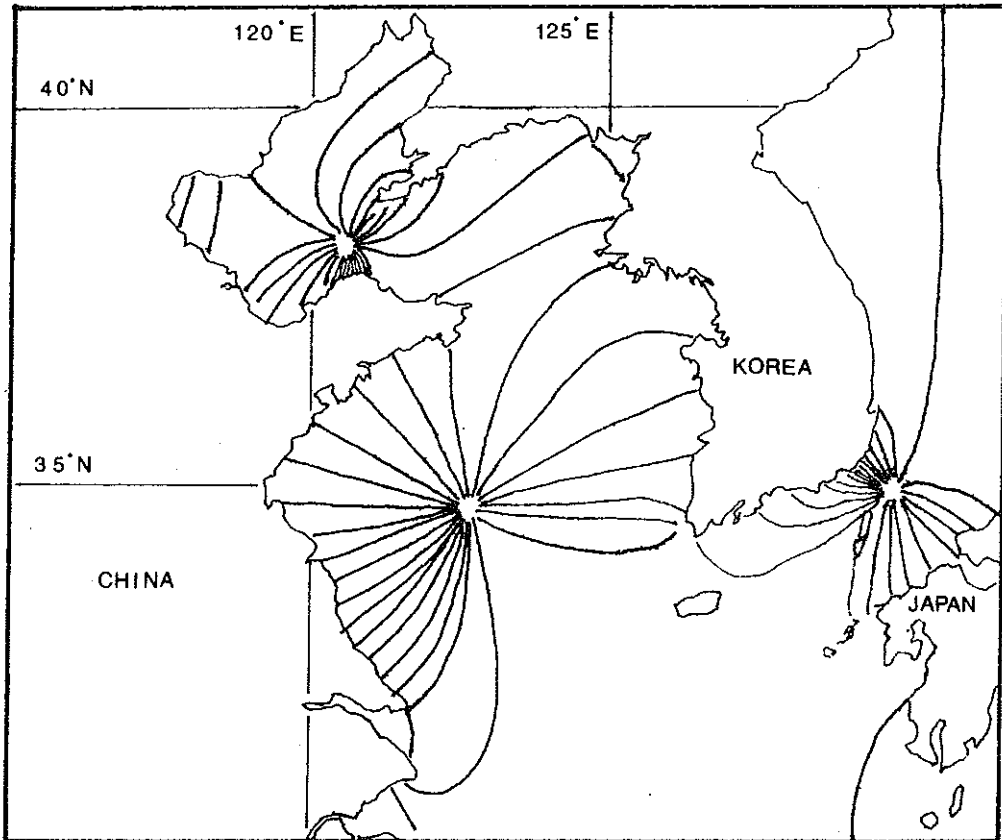


Figure 2. Co-tidal chart of diurnal tide in the Yellow Sea(after Ogura,1933).

進むケルビン波の形状は、逆方向に進むものとは異なってくるため、両者のエネルギーフラックスが同じであったとしても、無潮点の位置は中心軸上からずれる。

第1図、第2図の同時潮図をみると、黄海に存在する無潮点は日周潮に比べて半日周潮のほうが黄海の中心から離れて中国大陸側に偏っている。もしも、黄海の海底地形が水平ならば、日周潮よりも半日周潮の逸散が大きいだけであると単純に考えられる。しかし、黄海の海底地形は中心軸に対して対称でなく、朝鮮半島側が深くなっており(第3図)、この海底地形の非対称性が無潮点の位置に影響を及ぼしている可能性がある。次節においては、黄海の海底地形を考慮して、ケルビンモード波の解を求めて、その解から周期によって黄海の無潮点の位置の違いが生じることを示す。第3節では、海底地形の非対称性を階段状地形で表現して、その地形の非対称性がケルビンモード波の解に与える影響を調べる。

2. 黄海におけるケルビン波

黄海の入口付近の横断線(第3図、line A)の海底地形(第4図)を持ったx軸方向に伸びる幅550kmの水道(X軸方向には水深は変化しない)でのケルビンモード波の解を求める。以下に示すf面での線型長波方程式を用いる。

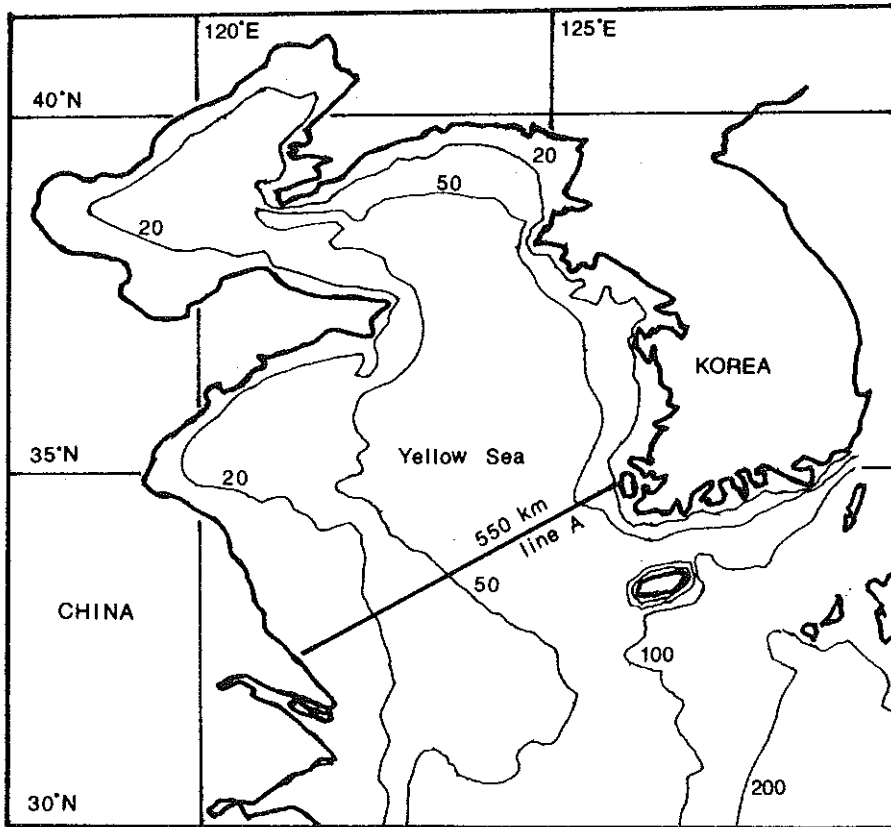


Figure 3. Bottom topography of the Yellow Sea. The unit of the depth is meters.

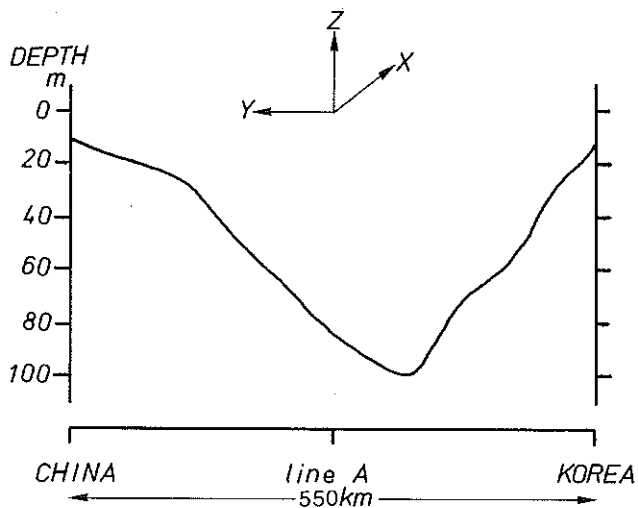


Figure 4. Bottom relief of cross-channel section near the entrance of the Yellow Sea (line A, fig. 3), in meters.
The width of this section is 550km.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - f v &= -g \frac{\partial \xi}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + f u &= -g \frac{\partial \xi}{\partial x} \\ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial H u}{\partial x} + \frac{\partial H v}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \tag{2.1}$$

f , g はそれぞれコリオリの係数と重力加速度, H :水深, ξ :水位, u , v : x , y 軸方向の流速。コリオリの係数については黄海の位置する緯度を考慮して $8.0 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ とした。 x 軸方向に進行する波動解を仮定して, $\frac{\partial}{\partial t} = -i\sigma$, $\frac{\partial}{\partial x} = ik$ (i = 虚数単位, σ = 角振動数, $k = x$ 方向の波数)として, (2.1)式から u , v を消去すると,

$$\frac{d}{dy} \left(H \frac{d\xi}{dy} \right) = \left(\frac{f^2 - \sigma^2}{g} + k^2 H - \frac{f k dH}{\sigma dy} \right) \xi \tag{2.2}$$

境界条件は, 陸岸を横ぎる流速が無いという条件,

$$v = 0 \quad \text{at coast} \tag{2.3}$$

用いる。

(2.2), (2.3)式からCaldwell etc.(1972)と同様の方法を使ってケルビンモード波の解を求めた。その結果は, 第5図に示した。第5図の太線は紙面から向こうに進む波, つまり, 黄海を北上する波の水位の振幅の断面分布を示し, 細線は紙面からこちらに進む(黄海を南下する)波の水位の振幅を表示している。振幅の大きさは北上する波の朝鮮半島の振幅を1とし, 南下する波は北上する波と同じエネルギーフラックスを持つ振幅を示している。すなわち, 北上したケルビンモード波がエネルギー逸散なしに反射してケルビンモード波として戻ってきた時の振幅である。したがって, エネルギー逸散が全く無く, 潮汐がケルビンモード波だけで構成されている場合, 第5図の太線と細線の交点(図中の黒丸)が無潮点となる。

第5図では周期による無潮点の位置のずれを見るために, 日周潮帯(第5図では, $\sigma = 7 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$)と半日周潮帯($\sigma = 1.4 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$)の周期の波だけでなく, それよりも長い周期($\sigma = 4 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$)を持つ波の振幅と, 短い周期($\sigma = 2 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$)の振幅も示した。一見して明らかなように, 周期が短くなるにつれて無潮点の位置は中国大陸に近づいている。この傾向は黄海において日周潮の無潮点が半日周潮よりも中心に近いところにあるとことと一致している。つまり, 黄海における潮汐の無潮点の位置に対して, 海底地形の非対称性は大きな影響を及ぼしているのである。

また, 第5図では日周潮の場合, 北上する波と南下する波の交点は水道の中心軸よりも朝鮮半島側に位置している。したがって, 日周潮では無潮点がたとえ中心軸上に存在してもエネルギーの逸散があることになる。第5図の計算結果から求めると入射波エネルギーフラックスの約8割の反射波を重ね合わせれば, 無潮点の位置は中心軸上になる。つまり, 入射波の20%のエネルギー逸散があれば無潮点が中心軸上に位置することになる。

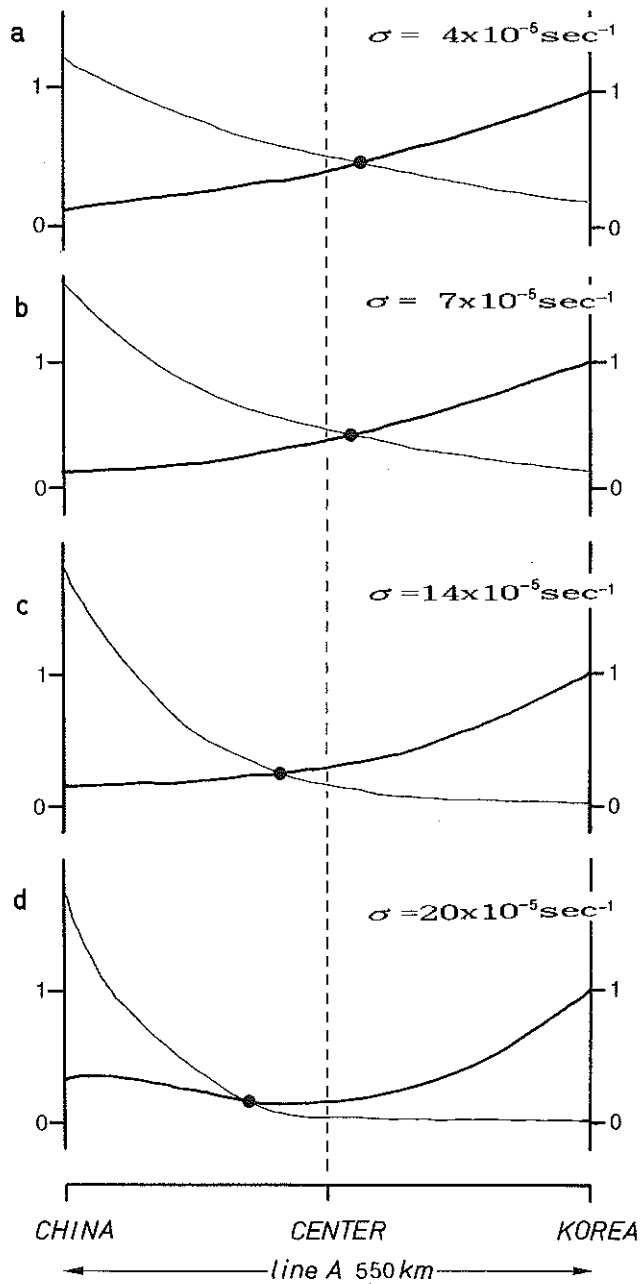


Figure 5. Sea surface elevation vs. cross-channel section (line A) in the Yellow Sea.

Thick lines show sea surface elevation for northward travelling Kelvin-mode waves. The value is normalized to one at Korean coast.

Thin lines show elevation for southward travelling Kelvin-mode wave whose energy fluxes are the same as those of northward travelling waves of the same frequency.

• denotes amphidromic points when there is no energy loss of incident Kelvin-mode wave in the Yellow Sea.

3. 階段状海底地形を持つ水道を進行する長波

前節では中心軸に対して非対称な地形を持つ黄海のような水道においては、ケルビンモード波の振幅の断面分布が周期や波の進行方向によって違いが生じ、そのことから潮汐周期による無潮点の位置の違いが生まれることを示した。この波の形状の違いがどのようにして生まれるのかを見るために、第6図に示した階段状地形によって海底地形の非対称性を表現した幅550kmの水道を進行する線型長波について調べる。

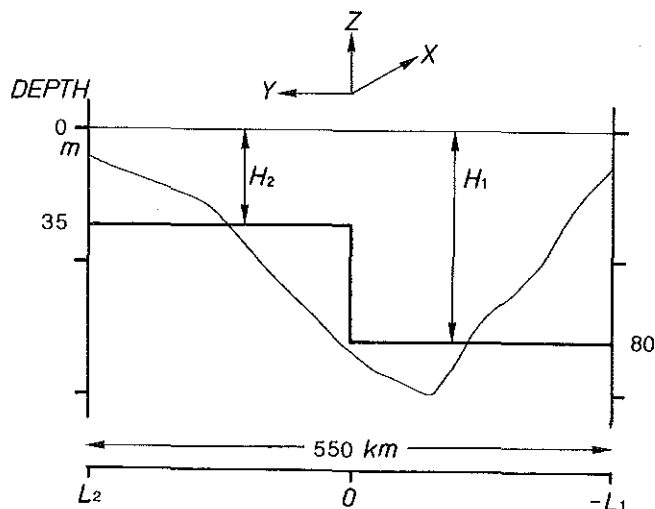


Figure 6. Single step bottom relief which is used for estimation of dispersion relations in Section 3. The widths of both steps are the same ($L_1=L_2=225\text{km}$). Thin line is the same as fig. 4 (real bottom relief of line A).

水深が一定の場合、(2.2)式は、

$$\frac{d^2 \xi_j}{d y^2} = 1 \frac{1}{2} \xi_j, \quad 1 \frac{1}{2} = \frac{f^2 - \sigma^2}{g H_j} + k^2, \quad j = 1, 2 \quad (3.1)$$

となる。

いま、水道の中心軸の位置を $y = 0$ とし、そこで水深の変化する海底地形 (第6図) を考える。深い側の水深 $H_1 = 80\text{m}$ 、浅い側の水深 $H_2 = 35\text{m}$ 、幅 L_1, L_2 は共に 225km であるとする。コリオリの係数は前節と同じ数値を用いて、両側でそれぞれ(2.2)式を解き、以下の境界条件を満たす解を求める。

両岸の境界条件は、(2.3)式と同じで横ぎる流速が無いという条件、

$$v = 0, \quad \text{when } y = -L_1, L_2 \quad (3.2)$$

$y = 0$ では、水位と流量が連続であるという条件、

$$\xi_1 = \xi_2$$

$$H_1 v_1 = H_2 v_2 \quad \text{when } y = 0 \quad (3.3)$$

を用いる。

(3.1)式より, $l_2^2 > 0$ の時の解は,

$$\xi_j = A_j e^{il_j y} + B_j e^{-il_j y} \quad (3.4)$$

の指数解となる (A_j, B_j は定数)。一方, $l_2^2 < 0$ の時,

$$\xi_j = A_j \cos il_j y + B_j \sin il_j y \quad (3.5)$$

となるが, (3.2)の境界条件を満たす水道を進行する波としてポアンカレ波を求めることができる。その解は, $j = 2$ の時,

$$\begin{aligned} \xi_2 &= C_2 \cos(l_2(y - L_2) - \phi_{v2}) \cos(kx - \sigma t) \\ U_2 &= \frac{\sqrt{\sigma^2 k^2 + f^2 l_2^2}}{\sigma^2 - f^2} g C_2 \cos(l_2(y - L_2) - \phi_{v2} + \phi_{u2}) \cos(kx - \sigma t) \\ V_2 &= \frac{\sqrt{\sigma^2 k^2 + f^2 l_2^2}}{\sigma^2 - f^2} g C_2 \sin(l_2(y - L_2)) \\ \phi_{v2} &= \tan^{-1} \frac{-f k}{\sigma l_2}, \quad \phi_{u2} = \tan^{-1} \frac{f l_2}{\sigma k}, \quad C_2: \text{定数} \end{aligned} \quad (3.6)$$

となる (宮田, 1974)。

したがって,

$\sigma^2 > g H_1 k^2 + f^2$ の時, 両側ともポアンカレ波の解を持ち, (3.2), (3.3)の境界条件から分散関係は,

$$\begin{aligned} H_1 \sqrt{\sigma^2 k^2 + f^2 l_1^2} \sin(-l_1 L_1) \cos(-l_2 L_2 - \phi_{v2}) \\ - H_2 \sqrt{\sigma^2 k^2 + f^2 l_2^2} \sin(l_2 L_2) \cos(l_1 L_1 - \phi_{u1}) = 0 \end{aligned} \quad (3.7)$$

$g H_1 k^2 + f^2 > \sigma^2 > g H_2 k^2 + f^2$ の時, $y \geq 0$ でポアンカレ波, $y \leq 0$ で指数解となり, 分散関係は,

$$\begin{aligned} H_1 (f k - \sigma l_1) (1 - E_1) \cos(l_2 L_2 - \phi_{v2}) \\ + H_2 \left(1 - \frac{f k - \sigma l_1}{f k + \sigma l_1} E_1\right) \sqrt{\sigma^2 l_2^2 + f^2 k^2} \sin(-l_2 L_2) = 0, \quad E_1 = e^{2l_1 L_1} \end{aligned} \quad (3.8)$$

$g H_2 k^2 + f^2 > \sigma^2$ の時, 両側とも指数解となり, 分散関係は,

$$\begin{aligned} H_1 (f^2 k^2 - \sigma^2 l_1^2) (1 - E_1) \left\{ f k + \sigma l_2 - (f k - \sigma l_2) E_2 \right\} \\ - H_2 (f^2 k^2 - \sigma^2 l_2^2) (1 - E_2) \left\{ f k + \sigma l_1 - (f k - \sigma l_1) E_1 \right\} = 0, \quad E_2 = e^{-2l_2 L_2} \end{aligned} \quad (3.9)$$

となる。

これら(3.7), (3.8), (3.9)式によって得られた分散関係が第7図である。第7図で注目すべきことは, Xの正の方向に進む(深い側を右にして進む)ケルビンモードの波 ($N=0$: N は節の数)の分散曲線の傾きが周期が長いところと短いところでは異っていることである。第8図には, このモード波の振幅の断面分布を示した。周期が長いと深い側の振幅が大きいのに対して, 周期が短くなると浅い側の振幅が逆に大きくなっ

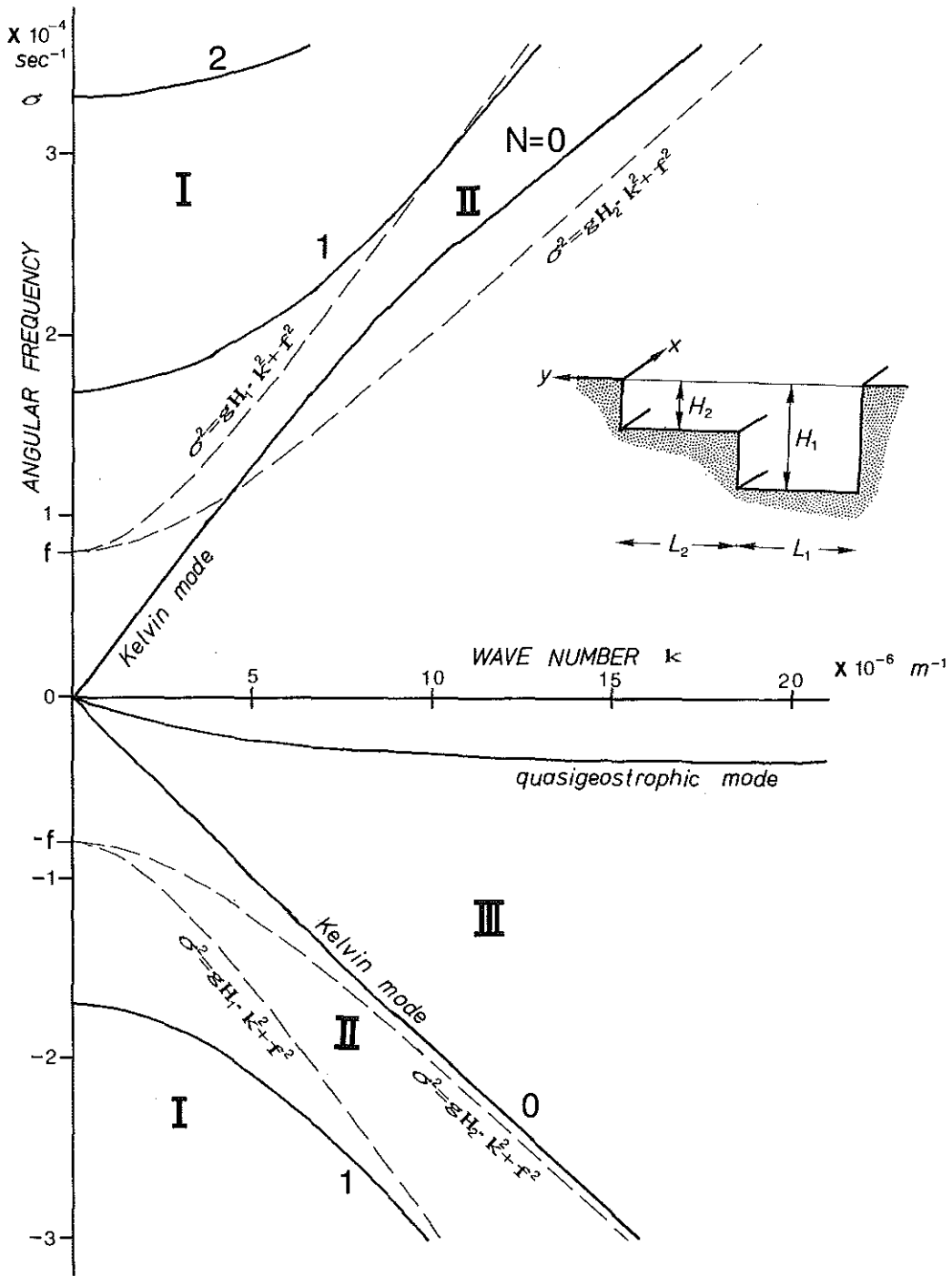


Figure 7. Dispersion relations for shallow water waves travelling in the channel whose bottom relief is single step structure (shown in fig.6). $f = 8.0 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$, $L_1 = L_2 = 225 \text{ km}$, $H_1 = 80 \text{ m}$, $H_2 = 35 \text{ m}$. In region I, dispersion curves are given by equation (3.7). In II and III, they are given by (3.8) and (3.9), respectively.

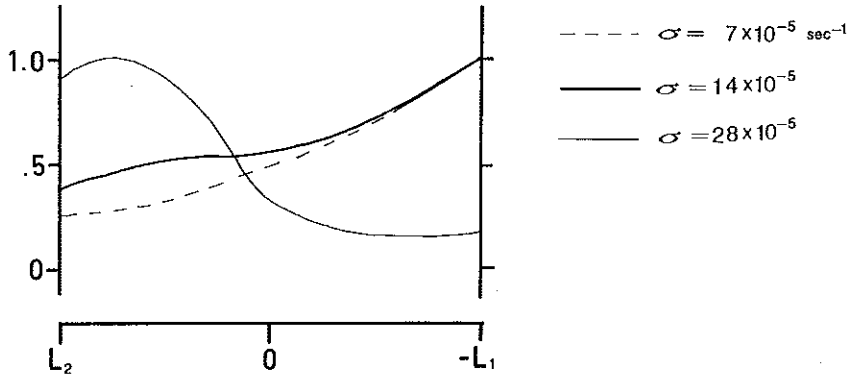


Figure 8. The cross-channel profiles of Kelvin-mode waves which propagate with the deeper water on their right. The amplitude of unity for each wave is the maximum value in the cross-channel section.

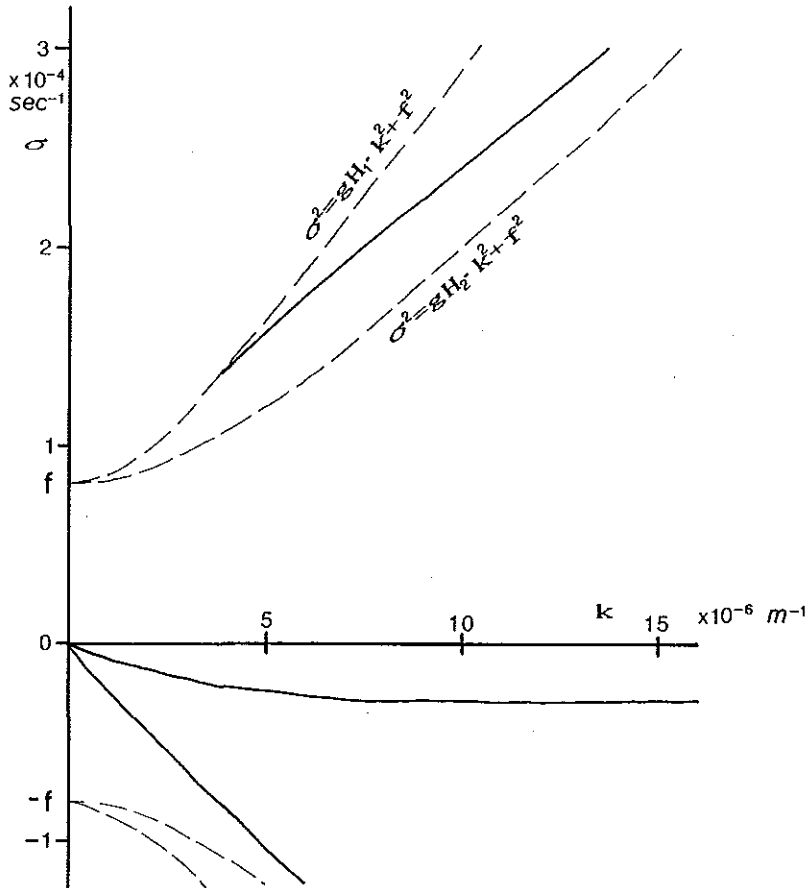


Figure 9. Dispersion relations for shallow water waves when $L_1 = \infty$, $L_2 = 225 \text{ km}$. Other parameters are the same as the case of fig.7.

ている。つまり、このモード波は長い周期ではケルビン波的な振舞をするのに対し、短い周期ではエッジ波的になるのである。

第9図は、浅い側だけに岸が存在し、深い側の海はY方向に無限に続くとした場合、つまり、 $L_1 = \infty$ の場合の分散関係である。 L_2 の長さなど他の条件は第7図の場合と全くかわらない。なお、 $L_1 = \infty$ であるので、放射条件、

$$\xi_1 \rightarrow 0 \quad \text{as } y \rightarrow -\infty \quad (3.10)$$

すなわち、(3.4)式において、

$$B_1 = 0 \quad (3.11)$$

を用いている。

また、第10図は第9図と逆に浅い側に境界がない場合、つまり、 $L_2 = \infty$ の場合の分散関係である。これも同様に放射条件、

$$\xi_2 \rightarrow 0 \quad \text{as } y \rightarrow \infty \quad (3.12)$$

すなわち、(3.4)式において、

$$A_2 = 0 \quad (3.13)$$

を用いている。

X方向に進む波の場合、第9図にはエッジ波が、第10図にはケルビン波のモード波が現れている。これら

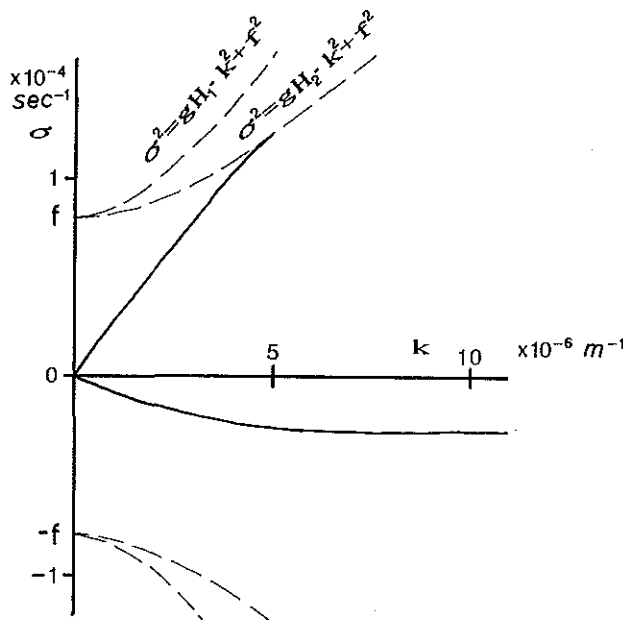


Figure 10. Dispersion relations for shallow water waves when $L_1 = 225\text{km}$, $L_2 = \infty$. Other parameters are the same as the case of fig.7.

の図と第7図とを比較すると明らかなように、第7図の $N=0$ のモードの分散曲線は第10図のケルビン波から第9図のエッジ波へと移っていく。

また、第7図の高次モードはそれぞれ分散曲線が $\sigma^2 = g H_1 k^2 + f^2$ に交わる付近においては、水深の浅い側に節を持ってはいるが、深い側の振幅が大きくなっており、ケルビン波のような振幅分布になっている。それに対して、周期が短くなると、浅い側の振幅が大きくなりエッジ波になる。つまり、ケルビン波とエッジ波 ($N=1, 2, \dots$) の相互作用によって、第7図の分散関係が成立しているのである。

一方、 X の負の方向に進む波の場合は、周期の長短によらず、浅い側でも指数解を持つケルビンモードの波 ($N=0$) の解が存在する。しかし、振幅の断面分布を見ると、周期が短くなるにつれて深い側の振幅に対して浅い側の振幅の割合が大きくなっていく。例えば、 $\sigma = 2 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$ の時、 $Y=L_2$ における振幅は $Y=L_1$ の振幅の4.4倍であるのに対し、 $\sigma = 2 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ になるとその値は19.5倍となる。

以上のように、中心軸に対して非対称な海底地形を持つ水道においては、どちらの方向に進行する波についても周期が長くなるにつれて、水深の浅い側の陸岸に捕捉される割合が大きくなっていく。但し、同じ周期の場合でも、浅い側を右にして進む波のほうがその割合は大きい。このことによって、水道内を両方向に進行する同じ周期の同じエネルギーフラックスを持ったケルビンモードの波を重ね合わせた場合、振幅が一致する点が周期が短いほど浅い側に偏ることが生じる。

4. 結 語

水道内における無潮点の位置を決定する最大の要素は、摩擦によるエネルギーの逸散であると考えられている。黄海の潮汐を例にとってみても、波長が短いためにエネルギー逸散が日周潮よりも大きいと考えられる半日周潮の無潮点が、日周潮のそれよりも中国大陸により近いところに現れるという事実は、上の無潮点の位置を決定する最大の要素がエネルギー逸散であるという考えを支持していると思われる。

しかしながら、海底地形の非対称性が黄海で大きく、それが潮汐の伝播に影響を及ぼすことも考えられる。そこで、本論文では海底地形が非対称な水道内を進行するケルビンモードの波について考察した。その結果、ケルビンモードの波は進行方向にかかわらず周期が短くなるにつれて、水深の浅い側の振幅が深い側に対して大きくなっていくことがわかった。特に、北半球において水道の深い側を右にして進行する波についてはケルビン波とエッジ波との相互作用によってそのことが生じるという興味深い結果を得た。そして、この周期が短くなるほど浅い側の振幅が大きくなるという効果が、黄海においては半日周潮の無潮点を日周潮よりも中国側に偏らせることを示した。

したがって、エネルギー逸散と並んで海底地形の非対称性も無潮点の位置に対して影響を与えていると充分に考えられ、水道内の潮汐やそのエネルギー逸散を評価する際に水平な海底地形で考えて、中心軸に対する非対称性を無視することは誤った結論を導く危険性もありうると思われる。

参 考 文 献

- Brown, P. J. : Kelvin-wave Reflection in a Semi-infinite Canal, J. Mar. Res., 31, p. 1-10. (1973)
 Caldwell, D. R. et. al : Some Model Experiments on Continental Shelf Waves, J. Mar. Res., 30, p. 39-55. (1972)
 Choi, B. H. : A Tidal Model of the Yellow Sea and the East China Sea, KORDI Rep. 80-02, Korea Ocean

Research and Develop Institute, 72p.(1980)

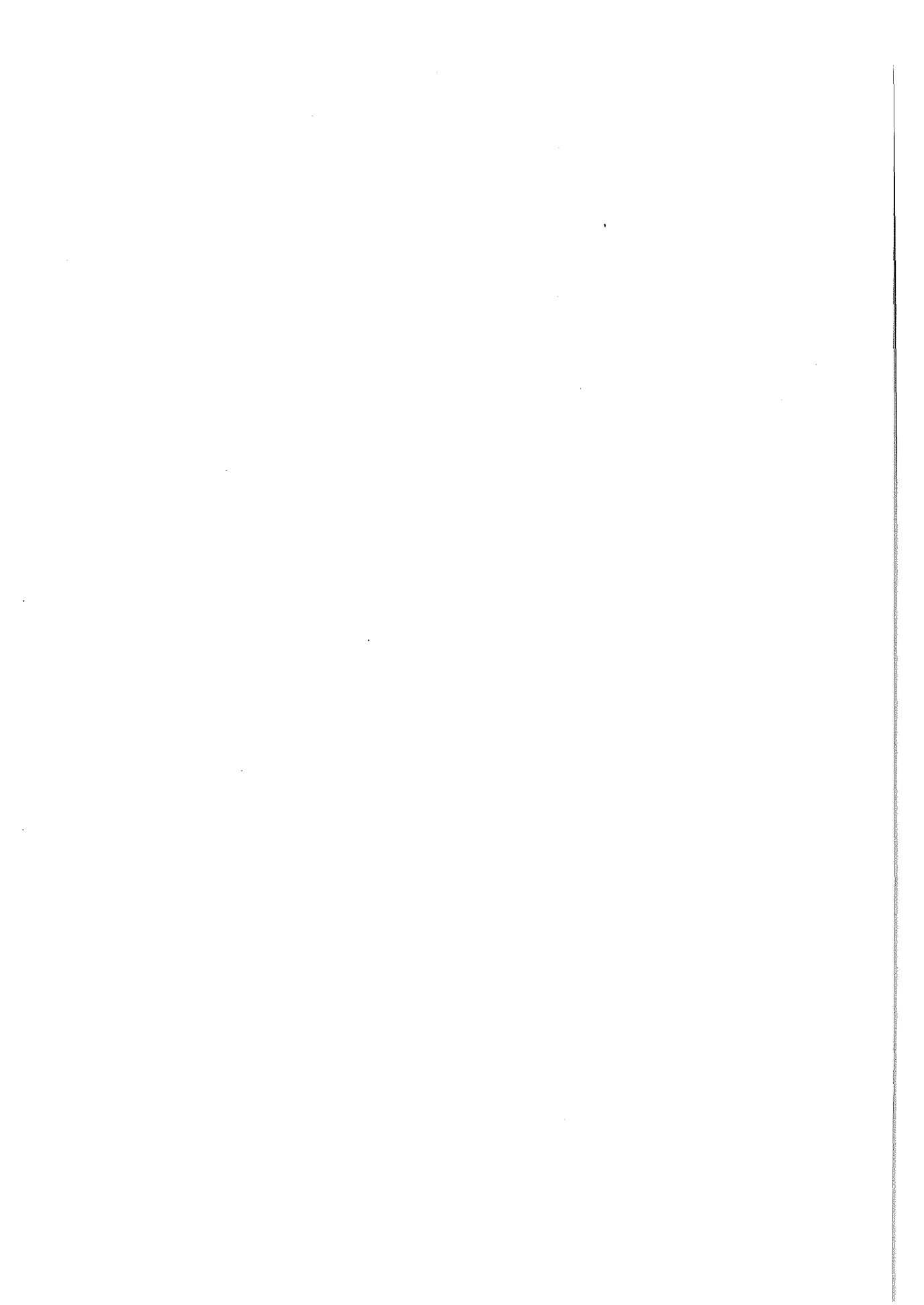
Hendershott, M. C. and A. Speranza : Co-oscillating Tides in long, Narrow Bays; the Taylor Problem Revisited, *Deep-Sea Res.*, 18, p. 959-980.(1971)

Kang, Y. Q. : An Analytic Model of Tidal Waves in the Yellow Sea, *J. Mar. Res.*, 42, p. 473-485,(1984)

宮田 元靖 : 長周期波, 海洋物理学 I, 東京大学出版会, p. 93-130,(1974)

Ogura, S : The Tides in the Seas Adjacent to Japan, *Hydrogr. Bull. Dep. Imp. Jap. Navy*, p. 1-189.(1933)

Rieneker, M. M. and M. D. Teubner : A Note on Frictional Effects in Taylor's Problem, *J. Mar. Res.*, 38, p.183-191.(1980)



航法電波と音波による海潮流の高精度測定†

小野房吉*・青山繁**

HIGH ACCURACY MEASUREMENT OF SEA CURRENT BY NAVIGATION ELECTRIC WAVE AND ACOUSTIC WAVES†

Fusakichi Ono* and Shigeru Aoyama**

Abstract

An acoustic sea currentmeter, in combination of a position measuring device navigation electric waves, log an acoustic log and a gyro-compass, has been developed and used practically as the equipment for surveying sea current in vast and deep sea in 3-dimensional manner. However, this equipment presently suffers from lower measuring accuracies in deep sea than in shallow sea because of lower accuracy for measuring velocities in relation to land using navigation electric waves.

This report describes a new method for achieving a level of accuracies about 10 times as high. According to the method, the same data as conventional practice is used for measuring velocities to land using navigation electric waves. However, only incremental components of measured time differences are dealt with for converting velocities. Another merit of the new method higher operating rate of calculation. The new electric wave log is assembled in conventional meter, thus realizing high-accuracy metering of sea current even in deep sea.

In addition, it is also reported that the new electric-log is capable of comparing frequencies of received waves to a reference frequency at the receiving point, in high accuracies, and also applicable to measuring frequencies of a standard oscillator.

1. はじめに

海の流れを面的、立体的に調査する場合の困難は、基準が最寄りでないことである。河川では兩岸あるいは河底が基準となるが、陸地から遠く離れた深い海では、そうした何ものもない。そのような海水の流れを±0.1kn (秒速5cm/sec)の精度で測定するという事は、長い間、海洋学者の夢であった。この夢が音波ログの出現で現実のものとなりつつある。音波ログは、船底から数条の超音波パルスビームを所定の指向角で海中に発射し、海水及び海底反射波のドップラ周波数を測定して、対水及び対地船速を船首方向に対して測定できる装置である。浅い海での流速は、この測定を水平ジャイロ信号を用いて測地座標に変換して求める。発射パルスは巾の狭いものであるが、反射波は水深各層から戻るため連続的な減衰波となり、周波数の測定にゲートを設けることで水深各層の流れも測定できる。第1図に音波による流速測定装置の構造を示した。深い海では、船底から斜めに発射した音波の海底反射は受信困難となるから、対地速度を他の方法(無線航行援助システムの利用)で求める。従来の装置では、この場合の対地速度の測定精度が不十分なためきめ細

† Received 30th September 1988

* 海洋研究室 Marine Research Laboratory

** 古野電気(株) Furuno Electric Co., Ltd.

かく精度の高い測流が困難であった。

この報告は、対地船速の測定に同じ航法電波を用いるが、測定原理が従来のように測地経緯度の時間的変化から速度を求めるのではなく、時間差測定データに含まれる速度成分(変化分)から直接測地座標上の速度を求める電波速度計^{*1}と、音波ログ及びジャイロコンパスの三者を組み合わせた海潮流の測定方法の実験結果について述べる。

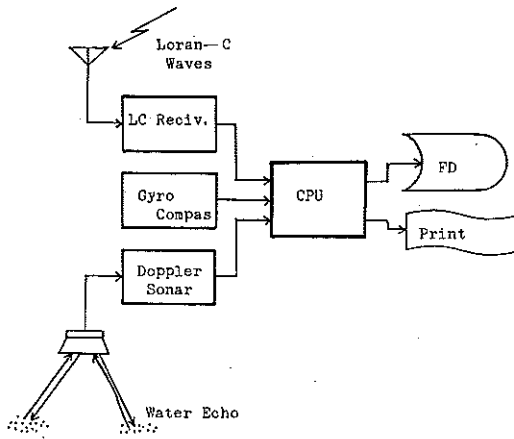


Figure 1. Block diagram of an acoustic Current Velocity Meter.

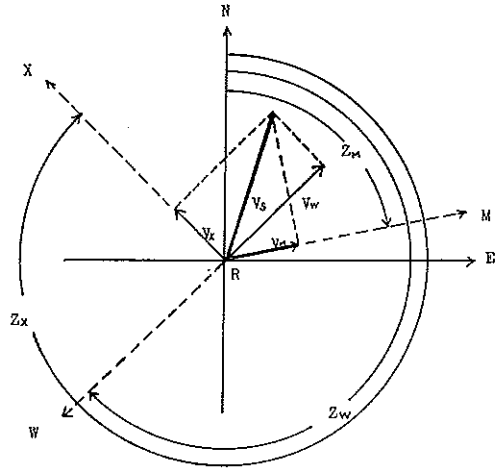


Figure 2. Velocity meter use of the Radio Navigation Waves.

2. 航法電波を利用する電波速度計の原理

一般に航法電波は、一つの主局と一定の関係で同期した電波を放射する複数の従局によって構成されている。電波の周波数は高安定であり、一定のスケジュールで放射されている。この電波を移動体上で受信し、無線局と同じ周波数の基準周波数 f_0 と比較すると、 C を電波伝播速度としたとき、受信点から見た電波放射局方向の速度成分 V に比例したドップラ周波数 $df=f_0 V/C$ 、又は連続測定値から位相差の変化が測定される。この測定値は一つの局について一つ得られるから、そのシステムが三局で構成されていれば三つのデータが同時に取得できる。このデータから受信点の測地座標上の速度を求めることを考える。第2図に受信点 R が速度 V_s で移動したときの各局方向の速度成分 V_M, V_W, V_X の関係を示した。

各電波放射局及び受信点の局符号をそれぞれ M, W, X, Y, R その測地経緯度を $(\lambda_M, \phi_M), (\lambda_W, \phi_W), (\lambda_X, \phi_X), (\lambda_Y, \phi_Y), (\lambda_R, \phi_R)$ とすれば、受信点 R から見た各局の北から東回りに計った方位 Z_M, Z_W, \dots が球面三角法公式から次のとおり計算できる。まず M 局について二点間の角距離 χ の余弦は

$$\cos \chi = \sin \phi_R \sin \phi_M + \cos \phi_R \cos \phi_M \cos (\lambda_M - \lambda_R) \tag{1}$$

$$\theta = \cos^{-1} ((\sin \phi_M - \sin \phi_R \cos \chi) / (\sin \chi \cos \phi_R)) \tag{2}$$

方位 Z_M は

$$\sin (\lambda_M - \lambda_R) \geq 0 \text{ のとき } Z_M = \theta, < 0 \text{ のとき } Z_M = 2\pi - \theta \tag{3}$$

Z_W, Z_X, Z_Y も同様に計算する。

こうして受信点から見た各局の方位が計算できれば、先に測定された各局のドップラ周波数(速度成分) d_M, d_W, d_X, d_Y を東西南北方向成分 V_N, V_E に分解する方程式は

$$\left. \begin{aligned}
 d_M &= V_N \cos Z_M + V_E \sin Z_M + \Delta f \\
 d_W &= V_N \cos Z_W + V_E \sin Z_W + \Delta f \\
 d_X &= V_N \cos Z_X + V_E \sin Z_X + \Delta f \\
 d_Y &= V_N \cos Z_Y + V_E \sin Z_Y + \Delta f
 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

ただし Δf : 基準発信器の周波数偏差

と書ける。第3図に方程式の物理的關係を示した。

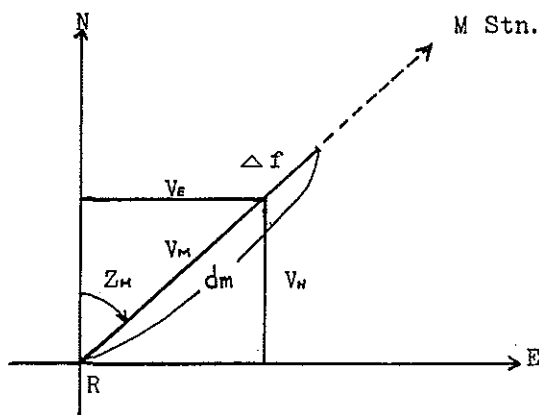


Figure 3. Principle of an observation equation.

この方程式で未知数は $V_N, V_E, \Delta f$ の3つであるから、互いに方位の異なった3つの局のデータがあれば解ける。方位の計算は、電波受信点に対して、電波発射局が十分遠ければ（一般には十分遠い）送信点の多少の位置の違いは方位に殆どきかないから概略でよい。

方程式での解法：各未知数の係数を $a_i = \cos Z_i, b_i = \sin Z_i, c_i = 1, d_i = d_i$ (i は各局に対応) と置き、これらの $i = M, W, \dots Z$ までの以下の積和 $[a_i a_i], [a_i b_i], [a_i c_i], [a_i d_i], [b_i b_i], [b_i c_i], [b_i d_i], [c_i c_i], [c_i d_i]$ を計算し、次の正規方程式を作る。

$$\left. \begin{aligned}
 [a_i a_i] V_N + [b_i a_i] V_E + [c_i a_i] \Delta f &= [d_i a_i] \\
 [a_i b_i] V_N + [b_i b_i] V_E + [c_i b_i] \Delta f &= [d_i b_i] \\
 [a_i c_i] V_N + [b_i c_i] V_E + [c_i c_i] \Delta f &= [d_i c_i]
 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

正規方程式ができると、この解は係数の行列式から次のように全く機械的に得られる。

$$D = \begin{vmatrix} [a_i a_i] & [b_i a_i] & [c_i a_i] \\ [a_i b_i] & [b_i b_i] & [c_i b_i] \\ [a_i c_i] & [b_i c_i] & [c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (6)$$

$$V_N = (1/D) \cdot \begin{vmatrix} [d_i a_i] & [b_i a_i] & [c_i a_i] \\ [d_i b_i] & [b_i b_i] & [c_i b_i] \\ [d_i c_i] & [b_i c_i] & [c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (7)$$

$$V_E = (1/D) \cdot \begin{vmatrix} [a_i a_i] & [d_i a_i] & [c_i a_i] \\ [a_i b_i] & [d_i b_i] & [c_i b_i] \\ [a_i c_i] & [d_i c_i] & [c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (8)$$

$$\Delta f = (1/D) \cdot \begin{vmatrix} [a_i a_i] & [b_i a_i] & [d_i a_i] \\ [a_i b_i] & [b_i b_i] & [d_i b_i] \\ [a_i c_i] & [b_i c_i] & [d_i c_i] \end{vmatrix} \tag{9}$$

こうして、各局の時間差測定データが測地座標の緯度経度方向の速度成分に変換できる。これから船速の絶対値V及び進行方向Zは

$$V = \sqrt{V_N^2 + V_E^2} \tag{10}$$

$$\theta = \cos^{-1}(V_N/V) \tag{11}$$

方位を北から東回わりにとると

$$V_E \geq 0 \text{ のとき } Z = \theta, < 0 \text{ のとき } Z = 2\pi - \theta \tag{12}$$

以上が航法電波を利用する電波速度計の原理である。

この方式では、受信点の基準発信器の電波発射システム基準に対する周波数偏差は、 Δf として分離するから速度測定誤差の原因とはならない。このことは言い換えれば、従来は不可能であった移動体上における基準発信器の周波数安定度の測定が、この方式によれば可能であることを意味する。

これまでの説明は、受信点の基準周波数に対して受信波の周波数を比較したデータについて述べた。しかし、この方式の速度測定原理は、言わば一般解であるから、従来の双曲線航法方式受信機で取得した時間差データに対してもそのまま適用できる。理由はこれらの測定データの時間の経過による変化分が受信点の移動による速度成分に他ならず、この方式の基準周波数源が、主局電波の到来波に置き換わったのと同様だからである。従って、双曲線方式データでは、主局電波に対応するデータ d_M は"0"となる。第4図に基準発信器を使った距離方式データと双曲線方式データの関係を示した。(1)が受信点の基準パルス、(2)が主局の発射パルス、(3)が主局の受信点における到来パルス、(4)が従局の発射パルス、(5)が従局の受信点における到来パルスである。 Δt は(1)の(2)に対する同期偏差である。

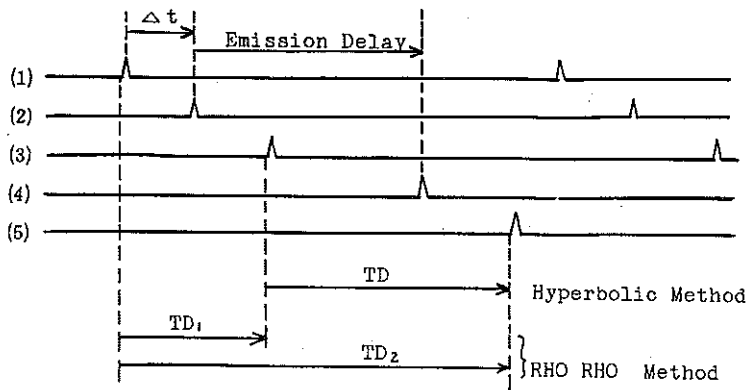


Figure 4. Timing chart of the Loran-C Waves.

そこで、このデータを用いて本方式で解く場合は $d_M = 0$, $d_W = TD_{W2} - TD_{W1}$, $d_X = TD_{X2} - TD_{X1}$, $d_Y = TD_{Y2} - TD_{Y1}$ として変化分をもとめ方程式を作る。この場合(4)式の Δf は、受信点の主局方向に対する速度成分であり主局のドップラ周波数に対応する。

3. 測定データの2階移動平均

現在最も精度が高いとされる航法電波は、デッカ又はロランCであるが、これを利用する場合、この受信

この3個の和で当然9である。又、 $n=4$ とすると各項は数列第4行のとおりに4となり和は16となる。従って、 $n=3$ における速度は $9 \cdot 300 / (3 \cdot 3 \cdot 3)$ m/s, $n=4$ における速度は $16 \cdot 300 / (4 \cdot 4 \cdot 3)$ m/sとなる。

このように(14)式によれば速度に対応する位相変化の測定が拡大して測定されるので速度成分は測定単位を μs (マイクロ秒), 電波伝播速度を ν (m/ μs), 測定時間々隔を t 秒, 速度成分を V (kn), (15)式で計算された測定量を D としたとき

$$V_i = \frac{D \cdot \nu \cdot 3600}{n^2 \cdot t \cdot 1852} \quad (\text{kn}) \quad (15)$$

(i: 当該局に対応)

この方法は受信点が移動していることを前提としているから、移動していなければ、個々の測定値のバラツキが $0.1\mu\text{s}$ より小さいときステップ変化が表われるが、通常多少のバラツキと速度を持つのでスムーズな平滑化が行われ問題とならない。

基準発信器の周波数偏差: (9)式で求めた Δf は、受信点の参照基準パルス作成の基準となった標準発信器周波数の利用電波発射システムの標準発信器周波数に対する偏差と述べた。従って、この電波速度計はそのまま移動状態でも測定できる高精度な周波数安定度測定装置としても利用できる。

この場合の周波数偏差 Δf は、データの単位が (kn) で与えられたときは、これを秒速に換算し、電波伝播速度で除せばよいから

$$\Delta f = \frac{\Delta f' \cdot 1852}{\nu \cdot 3600} \quad (\text{Hz}) \quad (16)$$

となる。固定点に於ける Δf は方程式を解くまでもなく(14)式の単位換算を行わず単に

$$\Delta f = \frac{D}{n^2 \cdot t} \quad (\text{Hz}) \quad (17)$$

である。

この方法による周波数測定は、単一局ではなくシステムの平均周波数に対して測定されること。又、測定時間の2乗に比例して精度が向上することが特徴である。

4. 音波による船速の測定

第5図において、速度ベクトル \vec{V} で走行する船の点 O から方向ベクトル \vec{B} の方向に周波数 f_0 で音波を送信したとする。このとき速度ベクトル \vec{W} で移動する散乱体 S の点 O' で受信した音波の受信周波数 f_w は、音速を

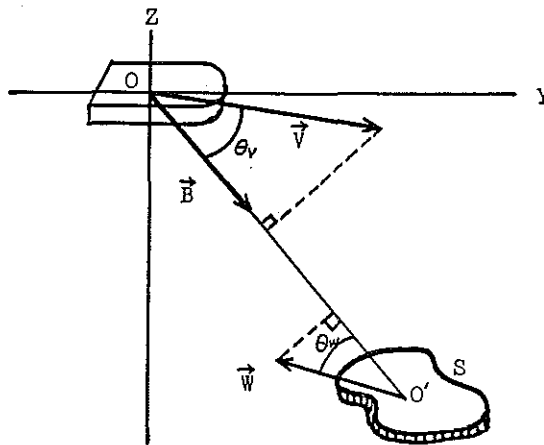


Figure 5. Principle of the Doppler Log.

Cとすると

$$f_w = f_0 \frac{C + |\vec{W}| \cos \theta_w}{C - |\vec{V}| \cos \theta_v} \quad (18)$$

次に、この散乱体Sからの反射波を船の点0で受信したときの受信波数 f_v は

$$f_v = f_w \frac{C + |\vec{V}| \cos \theta_v}{C - |\vec{W}| \cos \theta_w} \quad (19)$$

この式は f_w に(18)式を代入し、近似すると次式のように簡単になる。

$$f_v = f_0 \left(1 + \frac{2 (|\vec{V}| \cos \theta_v + |\vec{W}| \cos \theta_w)}{C} \right) \quad (20)$$

よって、ドップラシフト fd_v は

$$fd_v = f_v - f_0 = \frac{2 f_0}{C} (|\vec{V}| \cos \theta_v + |\vec{W}| \cos \theta_w) \quad (21)$$

上式をビームの方向ベクトル \vec{B} で表わすと \vec{B} と \vec{V} 及び \vec{W} の内積が

$$\vec{B} \cdot \vec{V} = |\vec{B}| \cdot |\vec{V}| \cos \theta_v = |\vec{V}| \cos \theta_v$$

$$\vec{B} \cdot \vec{W} = |\vec{B}| \cdot |\vec{W}| \cos (\pi - \theta_w) = -|\vec{W}| \cos \theta_w$$

ただし、 \vec{B} は単位ベクトル ($|\vec{B}| = 1$) で表わされるから

$$fd_v = \frac{2 f_0}{C} (\vec{B} \cdot \vec{V} - \vec{B} \cdot \vec{W}) = \frac{2 f_0}{C} (\vec{V} - \vec{W}) \cdot \vec{B} = \frac{2 f_0}{C} \cdot \vec{V}_w \cdot \vec{B} \quad (22)$$

ただし、 \vec{V}_w は相対速度ベクトル ($\vec{V} - \vec{W}$)

ここで、 $\vec{V}_w = (V_{wx}, V_{wy}, V_{wz})$, $\vec{B} = (B_x, B_y, B_z)$

ただし、 B_x, B_y, B_z は \vec{B} の方向余弦

とおくと

$$fd_v = \frac{2 f_0}{C} (B_x V_{wx} + B_y V_{wy} + B_z V_{wz}) \quad (23)$$

となり、各ビーム毎に B_x, B_y, B_z を求めることによって、ドップラシフト fd_v を求めることができる。各ビーム

の方向ベクトル $\vec{B}_1, \vec{B}_2, \vec{B}_3$ の方向余弦が以下のように表わされるとき

$$\vec{B}_1 = (B_{1x}, B_{1y}, B_{1z}), \vec{B}_2 = (B_{2x}, B_{2y}, B_{2z}), \vec{B}_3 = (B_{3x}, B_{3y}, B_{3z})$$

各ビームのドップラシフト $f_{DV1}, f_{DV2}, f_{DV3}$ を求める式は行列式で表わすと

$$F_d = B \cdot V_w \cdot 2 \cdot f_0 / C$$

ただし、

$$F_d = \begin{vmatrix} f_{DV1} \\ f_{DV2} \\ f_{DV3} \end{vmatrix}, \quad B = \begin{vmatrix} B_{1x} & B_{1y} & B_{1z} \\ B_{2x} & B_{2y} & B_{2z} \\ B_{3x} & B_{3y} & B_{3z} \end{vmatrix}, \quad V_w = \begin{vmatrix} V_{wx} \\ V_{wy} \\ V_{wz} \end{vmatrix} \quad (24)$$

となる。また上式より

$$V_w = B^{-1} \cdot F_d \cdot C / (2 \cdot f_0) \quad (25)$$

ただし、 B^{-1} は B の逆行列

座標軸を船の進行方向に対して6図のようにとると、各ビームの方向余弦は

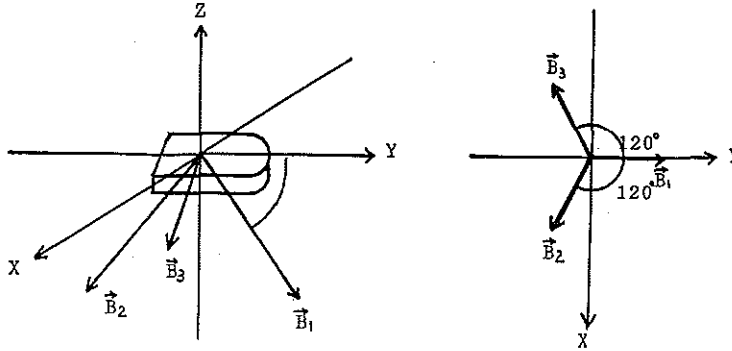


Figure 6. A coordinate axis of the Doppler Log.

$$B_1 = (0, 1/2 \cdot \cos \theta_0, -\sin \theta_0)$$

$$B_2 = (\sqrt{3/2} \cdot \cos \theta_0, -1/2 \cdot \cos \theta_0, -\sin \theta_0)$$

$$B_3 = (-\sqrt{3/2} \cdot \cos \theta_0, -1/2 \cdot \cos \theta_0, -\sin \theta_0)$$

ただし、 θ_0 はX, Y平面からの俯角

従って、測定ドップラシフト f_{dv1} , f_{dv2} , f_{dv3} から相対速度ベクトル V_w を求める式は、上記の行列式を解くことによって以下のように求められる。

$$V_{wx} = \frac{C}{2 \sqrt{3} \cdot \cos \theta_0 \cdot f_0} \cdot (f_{DV2} - f_{DV3}) \quad (26)$$

$$V_{wy} = \frac{C}{3 \cdot \cos \theta_0 \cdot f_0} \cdot \left(f_{DV1} - \frac{f_{DV2} + f_{DV3}}{2} \right) \quad (27)$$

$$V_{wz} = \frac{C}{2 \cdot \sin \theta_0 \cdot f_0} \cdot \left(-\frac{f_{DV1} + f_{DV2} + f_{DV3}}{3} \right) = \frac{C}{2 \cdot \cos \theta_0 \cdot f_0} \cdot \frac{1}{\tan \theta_0} \cdot \left(-\frac{f_{DV1} + f_{DV2} + f_{DV3}}{3} \right) \quad (28)$$

ここで、 $k = C / (2 \cdot \cos \theta_0 \cdot f_0)$ と置くと上式は

$$V_{wx} = \frac{k \cdot f_{DV2} - k \cdot f_{DV3}}{\sqrt{3}} \quad (29)$$

$$V_{wy} = \frac{2 \cdot k \cdot f_{DV1} - k \cdot f_{DV2} - k \cdot f_{DV3}}{3} \quad (30)$$

$$V_{wz} = -\frac{k \cdot f_{DV1} + k \cdot f_{DV2} + k \cdot f_{DV3}}{3 \cdot \tan \theta_0} \quad (31)$$

実際の演算では音波ログの信号処理部で $k \cdot f_{DV1,2,3}$ を0.1knの分解能で量子化した値 $N_{1,2,3}$ を用いる。

すなわち

$$V_{wx} = (N_1 - N_3) / \sqrt{3} \quad (32)$$

$$V_{wy} = (2 \cdot N_1 - N_2 - N_3) / 3 \quad (33)$$

$$V_{WZ} = -(N_1 + N_2 + N_3) / (3 \cdot \sqrt{3}) \quad (34)$$

こうして求まる対水速度は、船首尾を結んだ線に平行な線を Y 軸、水平でこれに直角な線を X 軸、X 軸 Y 軸に直角な線を Z 軸とした成分であるから、これを水平ジャイロ信号を用いて測地座標に対する量に以下の手順で変換する。

$$V_W = \sqrt{V_{WX}^2 + V_{WY}^2 + V_{WZ}^2} \quad (35)$$

ここで、電波速度計では速度の Z 成分は得られないから、水平成分のみに着目すれば

$$V_W = \sqrt{V_{WX}^2 + V_{WY}^2} \quad (36)$$

$$\theta_W = \cos^{-1} (V_{WY} / V_W) \quad (37)$$

水平ジャイロにより与えられる測地座標に対する船首方位を θ_{GY} とすれば、速度の東西南北方向成分は

$$V_{WN} = V_W \cos(\theta_W + \theta_{GY}) \quad (38)$$

$$V_{WE} = V_W \sin(\theta_W + \theta_{GY}) \quad (39)$$

である。

5. 海流の算出

(7), (8)式で求まる対地速度と(38), (39)式の対水速度の差が流れである。即ち流れの東西南北方向成分を V_{CN} , V_{CE} とすれば

$$V_{CN} = V_N - V_{WN} \quad (40)$$

$$V_{CE} = V_E - V_{WE} \quad (41)$$

従って、流れは

$$V_C = \sqrt{V_{CN}^2 + V_{CE}^2} \quad (42)$$

流れの方向は

$$\theta_c = \cos^{-1} (V_{CN} / V_C) \quad (43)$$

以上電波速度計と音波ログ及び水平ジャイロコンパスを用いた海流の求め方について述べたが、実際の演算に当り、電波速度計と音波ログの測定データは、それぞれ別々の平滑処理を行うので、データの対応時刻について整合をとる必要がある。

以上洋上における流れの測定について新技術を中心に述べたが、ここで流れ測定的全演算過程を図にまとめると第7図のとおりである。

6. 実験結果

昭和62年9月3～10日に測量船「昭洋（船長：山本賢一）」で実施した超音波流速計の性能検証試験の際、手持ちのロランC受信機を用い、従来の方法により3秒毎に時間差測定と位置データを取得収録して、オフラインで、この提案方法の速度計算を行ったところ、所期の精度が確保できることが分かった。計算結果の1部を第1表に示す。この表で第1～17字は日付と時刻、第19～36字はロランCデータ、第38～57字は緯度、第61～70字は進路と速度、第74～78は主局電波のドップラ周波数換算値で、単位は10のマイナス10乗、第80～85字は主局電波の到来方向である。第2表は第1表の計算で得られた対地速度を音波ログによる対水速度から差し引いて水深各層の流れを計算した例である。

第8図は御前崎遙か南方での太平洋上の測流結果を示す。本船は約30度、13knで航行中であつたが、本実験のためコースを90°, 180°, 270°, 0°にとり、各30分間の航走を試みた。従って航跡図は海流の影響がなければ



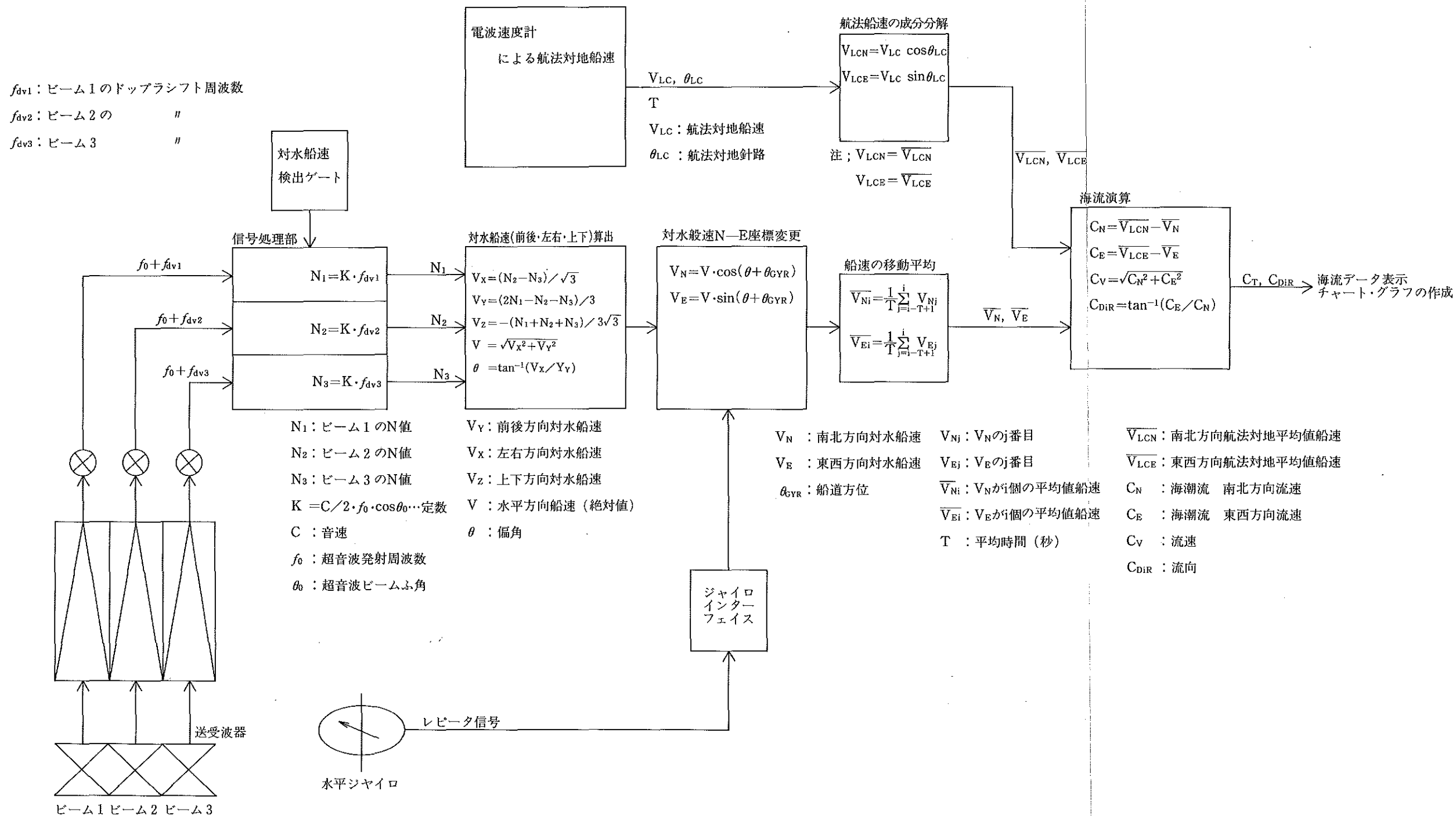


Figure 7. An operation flow of an acoustic current velocity meter.

正方形になるべきところ，海流のため図のように変形した。この変形の具合と矢符が示す流速測定結果の整合具合，転回点前後の測流の整合，交点における測流結果が再現性の良さを示している。

Table 1. Example of the ground velocities and doppler frequency measured by Loran-C waves

1

DATE		TIME			-----DATA-----			LAT.	LONG.	HED	SPD	Dop.F	Zm
Y	M	D	h	m	s	W	X	Y			kn	× E-10	
87/09/07	12:56:30	183764383339605036	31	42.537	138	15.641	36.0	12.79	-128.9	158.68			
87/09/07	12:56:33	183763383338605036	31	42.547	138	15.646	35.3	12.88	-135.7	158.68			
87/09/07	12:56:36	183763383336605036	31	42.557	138	15.652	35.6	12.89	-133.3	158.68			
87/09/07	12:56:39	183762383335605037	31	42.567	138	15.659	35.6	12.98	-134.4	158.68			
87/09/07	12:56:42	183762383334605036	31	42.577	138	15.665	35.5	13.02	-134.9	158.68			
87/09/07	12:56:45	183761383333605037	31	42.587	138	15.671	35.5	13.10	-135.2	158.68			
87/09/07	12:56:48	183761383332605037	31	42.597	138	15.678	35.3	13.12	-136.9	158.68			
87/09/07	12:56:51	183760383331605037	31	42.608	138	15.684	35.4	13.14	-137.6	158.69			
87/09/07	12:56:54	183760383330605037	31	42.618	138	15.690	35.3	13.07	-135.8	158.69			
87/09/07	12:56:57	183759383328605037	31	42.628	138	15.696	35.2	13.08	-137.2	158.69			
87/09/07	12:57:00	183759383327605038	31	42.638	138	15.702	35.1	13.15	-136.4	158.69			
87/09/07	12:57:03	183758383326605038	31	42.648	138	15.708	35.1	13.24	-137.7	158.69			
87/09/07	12:57:06	183758383325605038	31	42.658	138	15.716	34.6	13.25	-137.7	158.69			
87/09/07	12:57:09	183757383324605037	31	42.668	138	15.721	33.8	13.27	-139.9	158.69			
87/09/07	12:57:12	183757383323605038	31	42.678	138	15.726	33.4	13.23	-140.7	158.69			
87/09/07	12:57:15	183756383322605038	31	42.687	138	15.732	33.4	13.24	-140.8	158.69			
87/09/07	12:57:18	183756383321605036	31	42.697	138	15.738	33.1	13.27	-141.2	158.70			
87/09/07	12:57:21	183756383319605038	31	42.707	138	15.745	32.9	13.27	-141.7	158.70			
87/09/07	12:57:24	183755383318605038	31	42.717	138	15.751	32.3	13.20	-142.8	158.70			
87/09/07	12:57:27	183755383317605038	31	42.727	138	15.758	32.2	13.20	-142.7	158.70			
87/09/07	12:57:30	183754383316605039	31	42.737	138	15.765	31.7	13.17	-143.6	158.70			
87/09/07	12:57:33	183753383315605039	31	42.747	138	15.771	31.7	13.17	-143.6	158.70			
87/09/07	12:57:36	183753383314605039	31	42.756	138	15.776	31.4	13.15	-143.2	158.70			
87/09/07	12:57:39	183752383313605039	31	42.766	138	15.783	31.3	13.27	-145.6	158.70			
87/09/07	12:57:42	183752383312605039	31	42.776	138	15.789	31.2	13.25	-144.7	158.70			
87/09/07	12:57:45	183752383311605039	31	42.786	138	15.796	30.7	13.20	-146.7	158.71			
87/09/07	12:57:48	183751383309605039	31	42.796	138	15.803	30.2	13.11	-146.6	158.71			
87/09/07	12:57:51	183751383308605040	31	42.806	138	15.808	30.1	13.12	-147.2	158.71			
87/09/07	12:57:54	183750383307605040	31	42.816	138	15.815	30.6	13.19	-146.9	158.71			
87/09/07	12:57:57	183750383306605040	31	42.826	138	15.822	30.0	13.27	-147.2	158.71			
87/09/07	12:58:00	183749383305605040	31	42.836	138	15.829	29.5	13.38	-149.5	158.71			
87/09/07	12:58:03	183748383304605041	31	42.846	138	15.836	29.8	13.42	-149.5	158.71			
87/09/07	12:58:06	183748383303605041	31	42.856	138	15.843	30.3	13.41	-148.1	158.71			
87/09/07	12:58:09	183747383302605041	31	42.865	138	15.851	30.9	13.48	-146.9	158.72			
87/09/07	12:58:12	183747383301605041	31	42.876	138	15.858	31.3	13.52	-146.6	158.72			
87/09/07	12:58:15	183747383299605041	31	42.887	138	15.865	31.3	13.51	-146.2	158.72			
87/09/07	12:58:18	183746383298605041	31	42.897	138	15.872	31.1	13.50	-146.2	158.72			
87/09/07	12:58:21	183746383297605041	31	42.907	138	15.878	31.1	13.51	-146.8	158.72			
87/09/07	12:58:24	183745383296605041	31	42.917	138	15.884	31.0	13.45	-145.8	158.72			
87/09/07	12:58:27	183745383294605041	31	42.927	138	15.891	31.0	13.46	-146.3	158.72			
87/09/07	12:58:30	183744383293605041	31	42.937	138	15.896	31.4	13.49	-145.7	158.72			
87/09/07	12:58:33	183744383292605042	31	42.947	138	15.904	31.8	13.51	-143.9	158.73			
87/09/07	12:58:36	183744383291605041	31	42.957	138	15.910	31.7	13.44	-144.2	158.73			
87/09/07	12:58:39	183743383290605042	31	42.967	138	15.916	31.6	13.40	-144.1	158.73			
87/09/07	12:58:42	183743383289605042	31	42.977	138	15.921	31.9	13.36	-143.8	158.73			
87/09/07	12:58:45	183742383288605042	31	42.987	138	15.927	32.0	13.30	-142.4	158.73			
87/09/07	12:58:48	183742383287605042	31	42.996	138	15.932	31.3	13.22	-143.3	158.73			
87/09/07	12:58:51	183741383286605042	31	43.005	138	15.937	30.5	13.20	-145.4	158.73			
87/09/07	12:58:54	183740383285605043	31	43.016	138	15.942	30.3	13.12	-145.2	158.73			
87/09/07	12:58:57	183739383284605043	31	43.025	138	15.949	30.1	13.04	-145.3	158.73			
87/09/07	12:59:00	183739383282605043	31	43.034	138	15.954	30.4	13.04	-145.0	158.74			
87/09/07	12:59:03	183738383281605043	31	43.044	138	15.960	30.6	13.04	-144.8	158.74			
87/09/07	12:59:06	183738383280605043	31	43.053	138	15.967	30.8	13.04	-144.6	158.74			
87/09/07	12:59:09	183738383279605044	31	43.063	138	15.972	31.1	13.02	-143.1	158.74			
87/09/07	12:59:12	183737383278605044	31	43.072	138	15.981	31.6	13.02	-142.4	158.74			



Table 2. Example of a current data by the measurement system in figure 7.

音波ロケ 海潮流観測データリスト
 [1987年 09月07日12時]

No.	Time. m: s	Lat	Lon	航法船速				ロケ船速				船首 gyro	水深 M Dep	第1測定層				第2測定層				第3測定層						
				Er	Nav	Ndir	N	Log	Ldir	L	Sdp			Cur0	Dir0	A	C	Sdp	Cur1	Dir1	A	C	Sdp	Cur2	Dir2	A	C	
1	56:30	N 31°42.610'	E138°15.680'	00	13.0	32.6	0	13.6	21.7	0	23.0	W	0	5	2.5	130.4	0	0	25	2.6	127.7	0	0	50	2.7	126.8	0	0
2	56:33	N 31°42.620'	E138°15.690'	00	13.0	32.3	0	13.6	21.6	0	23.2	W	0	5	2.5	130.5	0	0	25	2.5	127.8	0	0	50	2.6	126.9	0	0
3	56:36	N 31°42.620'	E138°15.690'	00	13.0	32.5	0	13.7	21.7	0	23.1	W	0	5	2.5	130.5	0	0	25	2.5	128.2	0	0	50	2.6	127.1	0	0
4	56:39	N 31°42.640'	E138°15.700'	00	13.1	32.5	0	13.7	21.8	0	22.5	W	0	5	2.5	130.1	0	0	25	2.5	127.8	0	0	50	2.6	126.6	0	0
5	56:42	N 31°42.650'	E138°15.700'	00	13.2	32.3	0	13.7	21.8	0	22.4	W	0	5	2.5	129.4	0	0	25	2.5	127.1	0	0	50	2.6	125.9	0	0
6	56:45	N 31°42.650'	E138°15.700'	00	13.2	32.4	0	13.7	21.7	0	22.3	W	0	5	2.5	129.0	0	0	25	2.5	126.4	0	0	50	2.6	125.3	0	0
7	56:48	N 31°42.670'	E138°15.730'	00	13.3	32.2	0	13.7	21.7	0	22.5	W	0	5	2.4	128.3	0	0	25	2.5	125.5	0	0	50	2.6	124.5	0	0
8	56:51	N 31°42.690'	E138°15.730'	00	13.3	32.3	0	13.7	21.7	0	23.3	W	0	5	2.4	127.8	0	0	25	2.5	124.7	0	0	50	2.6	123.9	0	0
9	56:54	N 31°42.690'	E138°15.730'	00	13.2	32.2	0	13.7	21.7	0	23.5	W	0	5	2.4	127.6	0	0	25	2.5	124.4	0	0	50	2.6	123.6	0	0
10	56:57	N 31°42.690'	E138°15.740'	00	13.2	32.1	0	13.7	21.6	0	24.0	W	0	5	2.4	127.5	0	0	25	2.5	124.1	0	0	50	2.6	123.4	0	0
11	57:00	N 31°42.710'	E138°15.740'	00	13.3	32.0	0	13.7	21.4	0	23.3	W	0	5	2.4	127.1	0	0	25	2.5	123.7	0	0	50	2.5	123.0	0	0
12	57:03	N 31°42.710'	E138°15.740'	00	13.4	32.0	0	13.6	21.3	0	23.2	W	0	5	2.4	126.4	0	0	25	2.5	123.1	0	0	50	2.5	122.6	0	0
13	57:06	N 31°42.730'	E138°15.770'	00	13.4	31.6	0	13.6	21.3	0	23.4	W	0	5	2.4	125.7	0	0	25	2.5	122.7	0	0	50	2.5	122.0	0	0
14	57:09	N 31°42.740'	E138°15.760'	00	13.4	30.8	0	13.7	21.3	0	24.2	W	0	5	2.4	125.2	0	0	25	2.4	122.3	0	0	50	2.5	121.6	0	0
15	57:12	N 31°42.740'	E138°15.760'	00	13.4	30.5	0	13.6	21.3	0	24.1	W	0	5	2.4	124.7	0	0	25	2.4	121.9	0	0	50	2.5	121.3	0	0
16	57:15	N 31°42.750'	E138°15.770'	00	13.4	30.4	0	13.6	21.3	0	23.4	W	0	5	2.3	124.2	0	0	25	2.4	121.6	0	0	50	2.4	120.9	0	0
17	57:18	N 31°42.770'	E138°15.790'	00	13.4	30.2	0	13.6	21.4	0	24.0	W	0	5	2.3	123.7	0	0	25	2.4	121.3	0	0	50	2.4	120.6	0	0
18	57:21	N 31°42.770'	E138°15.790'	00	13.4	30.0	0	13.6	21.5	0	23.0	W	0	5	2.3	123.2	0	0	25	2.3	121.0	0	0	50	2.4	120.3	0	0
19	57:24	N 31°42.790'	E138°15.790'	00	13.4	29.4	0	13.5	21.5	0	23.1	W	0	5	2.2	122.8	0	0	25	2.3	120.7	0	0	50	2.4	120.1	0	0
20	57:27	N 31°42.800'	E138°15.800'	00	13.4	29.3	0	13.5	21.6	0	22.5	W	0	5	2.2	122.4	0	0	25	2.3	120.5	0	0	50	2.3	119.9	0	0
21	57:30	N 31°42.800'	E138°15.800'	00	13.3	28.9	0	13.5	21.7	0	22.5	W	0	5	2.2	122.2	0	0	25	2.3	120.5	0	0	50	2.3	119.9	0	0
22	57:33	N 31°42.820'	E138°15.820'	00	13.3	28.9	0	13.5	21.6	0	22.2	W	0	5	2.1	122.0	0	0	25	2.2	120.4	0	0	50	2.3	119.8	0	0
23	57:36	N 31°42.830'	E138°15.820'	00	13.3	28.6	0	13.5	21.7	0	22.2	W	0	5	2.1	121.8	0	0	25	2.2	120.3	0	0	50	2.3	119.8	0	0
24	57:39	N 31°42.830'	E138°15.820'	00	13.5	28.4	0	13.5	21.8	0	23.2	W	0	5	2.1	121.5	0	0	25	2.2	120.1	0	0	50	2.2	119.6	0	0
25	57:42	N 31°42.850'	E138°15.840'	00	13.4	28.3	0	13.5	22.0	0	23.5	W	0	5	2.1	121.3	0	0	25	2.2	120.0	0	0	50	2.2	119.5	0	0
26	57:45	N 31°42.860'	E138°15.840'	00	13.4	27.9	0	13.5	22.2	0	23.5	W	0	5	2.0	121.2	0	0	25	2.1	119.9	0	0	50	2.2	119.4	0	0
27	57:48	N 31°42.860'	E138°15.840'	00	13.3	27.5	0	13.5	22.4	0	23.5	W	0	5	2.0	121.2	0	0	25	2.1	119.8	0	0	50	2.2	119.4	0	0
28	57:51	N 31°42.880'	E138°15.850'	00	13.3	27.4	0	13.5	22.6	0	24.1	W	0	5	2.0	121.3	0	0	25	2.1	119.7	0	0	50	2.1	119.3	0	0
29	57:54	N 31°42.890'	E138°15.870'	00	13.4	27.8	0	13.5	22.5	0	22.4	W	0	5	1.9	121.2	0	0	25	2.1	119.6	0	0	50	2.1	119.2	0	0
30	57:57	N 31°42.890'	E138°15.870'	00	13.5	27.2	0	13.5	22.5	0	23.1	W	0	5	1.9	121.1	0	0	25	2.0	119.4	0	0	50	2.1	119.0	0	0
31	58:00	N 31°42.900'	E138°15.870'	00	13.6	26.8	0	13.5	22.5	0	22.3	W	0	5	1.9	121.0	0	0	25	2.0	119.1	0	0	50	2.1	118.8	0	0
32	58:03	N 31°42.920'	E138°15.900'	00	13.6	27.1	0	13.4	22.2	0	23.2	W	0	5	1.9	120.7	0	0	25	2.0	118.8	0	0	50	2.1	118.5	0	0
33	58:06	N 31°42.920'	E138°15.900'	00	13.6	27.6	0	13.4	22.3	0	23.5	W	0	5	1.9	120.5	0	0	25	2.0	118.5	0	0	50	2.1	118.1	0	0
34	58:09	N 31°42.930'	E138°15.900'	00	13.7	28.1	0	13.4	22.4	0	23.3	W	0	5	1.9	120.2	0	0	25	2.0	118.1	0	0	50	2.0	117.7	0	0
35	58:12	N 31°42.960'	E138°15.910'	00	13.7	28.5	0	13.4	22.5	0	22.5	W	0	5	1.8	119.9	0	0	25	2.0	117.7	0	0	50	2.0	117.3	0	0
36	58:15	N 31°42.960'	E138°15.910'	00	13.7	28.5	0	13.5	22.5	0	23.1	W	0	5	1.8	119.6	0	0	25	2.0	117.4	0	0	50	2.0	116.9	0	0
37	58:18	N 31°42.970'	E138°15.910'	00	13.7	28.3	0	13.5	22.6	0	22.2	W	0	5	1.8	119.4	0	0	25	2.0	117.1	0	0	50	2.0	116.5	0	0
38	58:21	N 31°42.980'	E138°15.920'	00	13.7	28.3	0	13.5	22.5	0	23.1	W	0	5	1.8	119.2	0	0	25	1.9	116.8	0	0	50	2.0	116.2	0	0
39	58:24	N 31°42.980'	E138°15.920'	00	13.6	28.2	0	13.5	22.5	0	23.2	W	0	5	1.8	119.0	0	0	25	1.9	116.6	0	0	50	2.0	115.9	0	0
40	58:27	N 31°43.000'	E138°15.930'	00	13.6	28.2	0	13.5	22.5	0	23.5	W	0	5	1.8	118.9	0	0	25	1.9	116.4	0	0	50	2.0	115.6	0	0
41	58:30	N 31°43.010'	E138°15.930'	00	13.7	28.5	0	13.5	22.5	0	24.0	W	0	5	1.8	118.7	0	0	25	1.9	116.1	0	0	50	2.0	115.2	0	0
42	58:33	N 31°43.010'	E138°15.930'	00	13.7	29.0	0	13.5	22.4	0	23.5	W	0	5	1.8	118.5	0	0	25	1.9	115.8	0	0	50	2.0	114.9	0	0
43	58:36	N 31°43.020'	E138°15.950'	00	13.6	28.9	0	13.6	22.4	0	24.1	W	0	5	1.8	118.3	0	0	25	1.9	115.7	0	0	50	2.0	114.7	0	0
44	58:39	N 31°43.040'	E138°15.960'	00	13.6	28.7	0	13.5	22.5	0	23.2	W	0	5	1.8	118.2	0	0	25	1.9	115.6	0	0	50	2.0	114.6	0	0
45	58:42	N 31°43.040'	E138°15.960'	00	13.5	29.0	0	13.5	22.6	0	22.4	W	0	5	1.8	118.2	0	0	25	1.9	115.5	0	0	50	2.0	114.4	0	0
46	58:45	N 31°43.050'	E138°15.970'	00	13.5	29.2	0	13.5	22.7	0	22.3	W	0	5	1.8	118.1	0	0	25	1.9	115.4	0	0	50	2.0	114.3	0	0
47	58:48	N 31°43.060'	E138°15.970'	00	13.4	28.5	0	13.6	22.9	0	22.4	W	0	5	1.8	118.2	0	0	25	1.9	115.4	0	0	50	2.0	114.2	0	0
48	58:51	N 31°43.060'	E138°15.970'	00	13.4	27.8	0	13.7	22.8	0	22.3	W	0	5	1.8	118.3	0	0	25	1.9	115.4	0	0	50	2.0	114.2	0	0
49	58:54	N 31°43.080'	E138°15.980'	00	13.3	27.5	0	13.7	22.6	0	22.0	W	0	5	1.8	118.4	0	0	25	1.9	115.4	0	0	50	2.0	114.2	0	0
50	58:57	N 31°43.100'	E138°16.000'	00	13.2	27.4	0	13.7	22.6	0	22.1	W	0	5	1.8	118.6	0	0	25	1.9	115.5	0	0	50	2.0	114.3	0	0

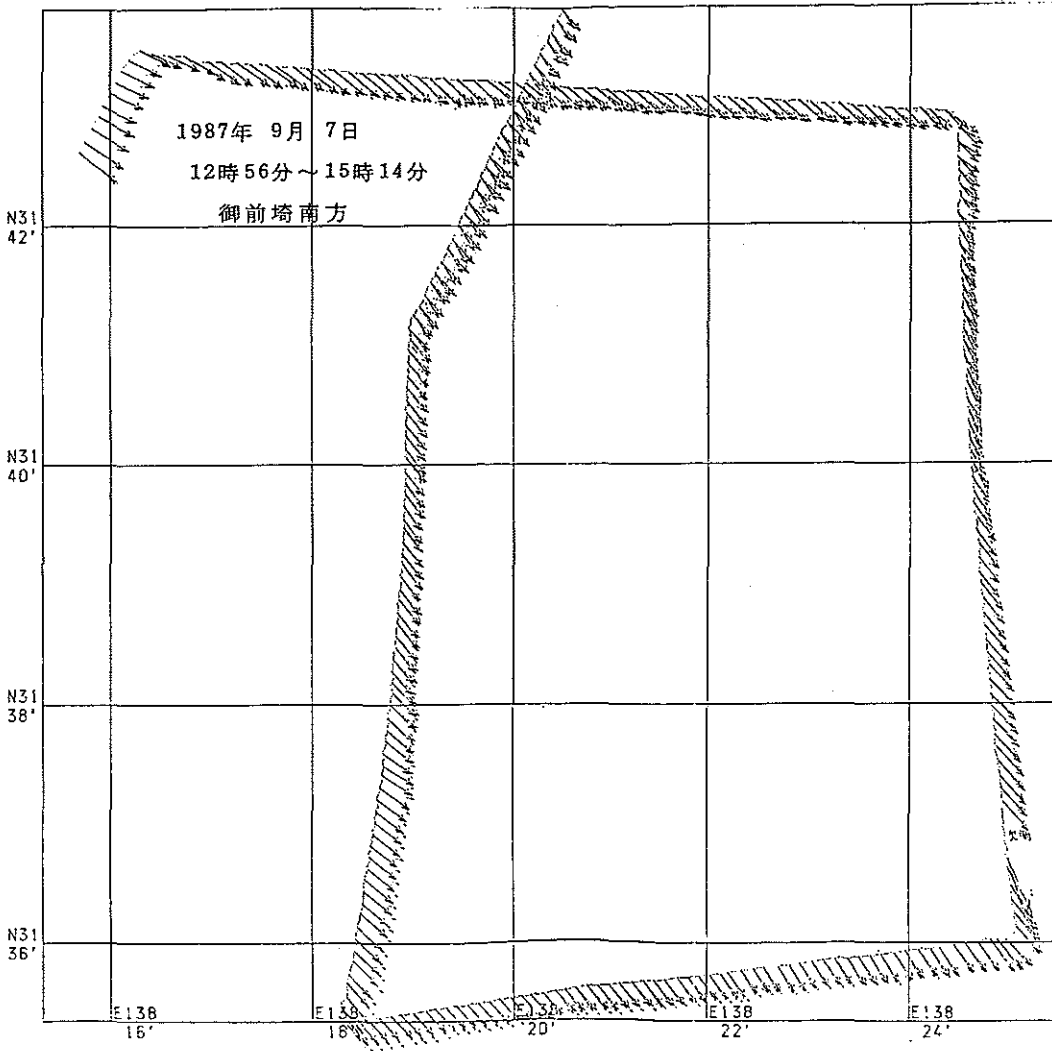


Figure 8. Surface current velocities obtained by the measurement system in Figure 7.

7. むすび

海水の流れ、温度分布、塩分濃度等は、海洋学の基本的な測定量であるが、このうち流れの測定が最も難しいとされる。この報告で述べた新しい方式の電波速度計と音波ログを組み合わせた音波流速計が海洋学の今後の発展に寄与できれば幸いである。また、この電波速度計の原理に基づき、船舶等動揺体上でも $\pm 1 \times 10^{-10}$ 程度の周波数の測定が可能である。原子周波数標準等高安定発信器の周波数安定度の船舶・自動車等における動揺性能の測定にも利用できる。他分野への応用を期待したい。

本研究の実施にあたり、水路部海洋調査課の関係者及び測量船「昭洋」の乗組員の方々から協力がありましたことを記して感謝いたします。

参 考 文 献

小野房吉：電波航法の新しい測位原理，水路部研究報告18，p. 133～144，(1983)

小野房吉：電波航法の新しい測位原と測位精度の評価，航海学会誌，航海，79，p. 35～40，(1984)

積分法による測地計算†

辰野 忠夫*

COMPUTATION OF GEODESICS BY INTEGRAL METHOD†

Tadao Tatsuno*

Abstract

Many solutions have been submitted for the first and second problem of geodesy. Among them are the solutions by Legendre, Schreiber, Gauss and Helmert. Almost all of them employ the method of series expansion of Taylor or McLaurin.

In this report, another method is employed for solution of the problem of geodesy. It is the method of numerical integral by formula of Gauss. The formulae of numerical integral are directly reduced from the Euler's equation of the calculus of variations. Characteristic features of these two methods can be summarized as follows:

Features of the method of series expansion: Higher terms of the expansion must be omitted. The omission will cause an error in the computation of azimuth, distance and position coordinates, especially in the case of long distance. Much effort is needed for expanding the formula which is satisfactorily accurate for long distance. On the other hand, repeated computation is not necessary. In the days of manual calculation, this last item should have been a very good merit for practical surveyors.

Features of the method of numerical integral: There is no omission of computation as in the case of series expansion. Constants of the computation of the Gaussian numerical integral can be easily obtained to any accuracy. Repeated computation is terminated by comparing with a given small positive number. This number can be given to the program without any limit, so there is no cause of error in the termination of repeated computation.

Formulae of the computation are presented in eqs. (9), (10), (13) and (14) for longitude and distance. Results are presented in Table 5 and 6. The results are compared with the results of series expansion in Table 1, which is taken from the report of Dr. Shinzi.

序

測地学の第一問題、第二問題の解法については、ルジャンドル、シュライバー、ガウス等の種々の方法が与えられており、参考文献の「測地学序説」、「測地学の概観」、「現代測量学」等に示されている。また、進士氏の報告にはヘルメルトの方法も記されている。これらの方法は級数展開の方法によっているようである。

† Received 31th October 1988

* 第六管区海上保安本部水路部 Hydro. Dept. 6th R.M.S.Hqs.

また、変分法のオイラーの方程式への直接の言及は少ないように見える。

本稿は、変分法のオイラーの方程式から直接にはじめて数値積分法により第一問題、第二問題の解法を提示し、計算結果を進士報告および原田報告に示されている他の方法による結果と比較する。従来の級数展開法と今回の積分法による結果と比較するとつぎのことが言える。

級数展開法の特徴

展開を打ち切った項による誤差が生じ、特に長距離において無視できなくなるために、長距離においても有効な展開公式を得るのに多大の労苦を要する。反面、数値を代入する実務の計算においては反復計算を要せず、一回の計算で完了する。

積分法の特徴

展開打ち切りによる誤差はない。反面、逐次近似計算により収束するまで反復計算する。収束したかどうか判定に用いる定数により精度が左右される。しかし、これは任意に小さくとれる。また計算は反復を要するが計算機で行うので手計算で行うような誤りの可能性はない。

以下、次の順で記述する、・変分法、・数値積分法、・近似値、・第一問題、・第二問題。

1. 変分法

地球楕円体の長半径を a 、短半径を b 、離心率を e 、緯度を ϕ 、経度を λ とするとき楕円体と表面上の直交座標値は次の式によって与えられる。

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1 \quad (1)$$

$$x = \frac{a \cos \phi \cos \lambda}{w}$$

$$y = \frac{a \cos \phi \sin \lambda}{w} \quad (2)$$

$$z = \frac{a(1 - e^2) \sin \phi}{w}$$

$$(w = \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi})$$

楕円体表面上の線素片を ds とすると、子午線曲率半径 r_m 、平行圏曲率半径 r_p を用いて、次のように表すことができる。

$$\begin{aligned} ds^2 &= dx^2 + dy^2 + dz^2 \\ &= r_m^2 d\phi + r_p^2 d\lambda^2 \\ &= (r_m^2 + r_p^2 \lambda^2) d\phi^2 \end{aligned}$$

$$r_m = \frac{a(1 - e^2)}{w^3}$$

$$r_p = \frac{a \cos \phi}{w}$$

$$ds = \sigma_0 \sqrt{r_m^2 + r_p^2 \lambda^2} d\phi \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \sigma_c &= +1 \text{ (}\phi\text{が増加中, } \cos\alpha > 0 \text{の時)} \\ &= -1 \text{ (}\phi\text{が減少中, } \cos\alpha < 0 \text{の時)} \end{aligned}$$

ここで、 σ_c は ϕ の増加または減少により、+1または-1となる定数である。これは後に導入する方位角 α の余弦の符号から計算できる。

変分法の一般理論によれば、次式の定積分Lに停留値を与える関数 y は、次のオイラーの方程式に従う。

$$L = \int_{x_1}^{x_2} F(x, y, \dot{y}) dx$$

$$\frac{\partial F}{\partial y} - \frac{d}{dx} \left(\frac{\partial F}{\partial \dot{y}} \right) = 0$$

この一般理論を上記のdsの式にあてはめると次の式が得られる。

$$\sigma_c \frac{r_p^2 \dot{\lambda}}{\sqrt{r_m^2 + r_p^2 \dot{\lambda}^2}} = K \tag{4}$$

上式から $\dot{\lambda}$ をKで表し次式が得られる。

$$\dot{\lambda} = \sigma_c K \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K^2}} \tag{5}$$

$$ds = \sigma_c \frac{r_m r_p}{\sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi \tag{6}$$

上記がオイラー方程式による測地線の微分方程式と測地線素片であり、パラメータKにより測地線が特徴づけられる。

方位角 α を次式により導入すると、より一般的に知られている次の測地線の方程式が得られる。

$$\tan\alpha = \frac{r_p}{r_m} \dot{\lambda} \tag{7}$$

$$r_p \sin\alpha = K \tag{8}$$

測地線はパラメータKにより定まる。またこの定数は楕円体上の二点を与えることにより定まる。この二点の与えられ方としては、第1図のように P_1 と P_2 が共に、測地線上の最北端または最南端の点 P_x (以下頂点という)を通る子午線の同じ側にある場合と第2図のように、その子午線の両側にある場合とがあり得る。前者の場合の積分経路を単調経路と呼び、後者の場合を反転経路と呼ぶことにする。反転経路は必ずしも長距離において生ずるわけではない。点 P_1 と P_2 の緯度が等しい場合には短距離でも反転経路になる。点 P_1 , P_2 と頂点 P_x の緯度経度をそれぞれ (ϕ_1, λ_1) , (ϕ_2, λ_2) , (ϕ_x, λ_x) とし経路別に積分式を書くこと以下の通りとなる。

(1) 単調経路の場合

この場合、 ϕ_1 から ϕ_2 まで ϕ は単調に増加または減少するので、式(5), (6)を直ちに積分してよく次式が得られる。

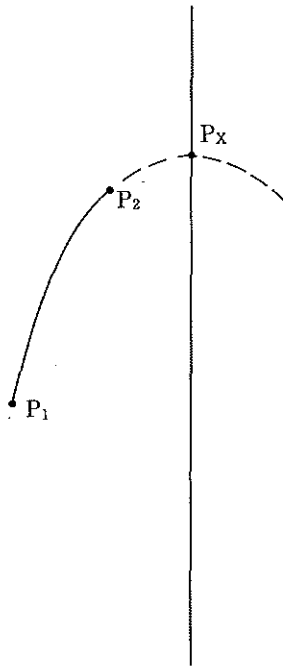


Figure 1. Single Route

When points P_1 and P_2 lie on the same side of the meridian, on which lies the top point P_x of the geodesics, the route of the integral is called "Single Route".

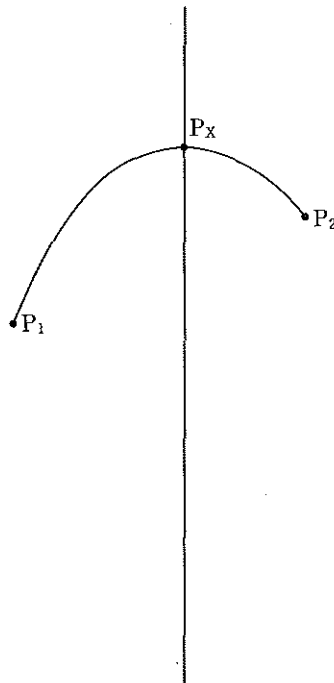


Figure 2. Return Route

When points P_1 and P_2 lie on the both sides of the meridian, the route of the integral is called "Return Route".

$$\lambda_2 = \lambda_1 + \sigma_c K \int_{\phi_1}^{\phi_2} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi \quad (9)$$

$$s = \sigma_c \int_{\phi_1}^{\phi_2} \frac{r_m r_p}{\sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi \quad (10)$$

上記の場合 λ_2 と s は K の関数となっているので、近似的な K から、よりよい K を求めるに当たってテイラー展開の計算に必要な偏微分係数は容易に求めることができる。また σ_c の正負は P_1 において求めればよく、積分区間で一定である。

(2) 反転経路の場合

この場合も定数 K が点 P_1 と P_2 の座標によって決定されることは同じであるが、積分は ϕ_1 から ϕ_x までと、 ϕ_2 から ϕ_x までとの2項より成る。また、緯度 ϕ_x は下式により求められる。

$$\cos \phi_x = |K| \frac{\sqrt{1 - e^2}}{\sqrt{a^2 - e^2 K^2}} \quad (11)$$

また $\sin \phi_x$ は $\cos \alpha$ と同符号となる。

この ϕ_x と K 及び点 P_1 における σ_c を用いて λ_x , λ_2 , s を表すと次のようになる。

$$\lambda_x = \lambda_1 + \sigma_c K \int_{\phi_1}^{\phi_x} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi = \lambda_2 - \sigma_c K \int_{\phi_2}^{\phi_x} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi \quad (12)$$

$$\lambda_2 = \lambda_1 + \sigma_c K \int_{\phi_1}^{\phi_x} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi + \sigma_c K \int_{\phi_2}^{\phi_x} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi \quad (13)$$

$$s = \sigma_c \int_{\phi_1}^{\phi_x} \frac{r_m r_p}{\sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi + \sigma_c \int_{\phi_2}^{\phi_x} \frac{r_m r_p}{\sqrt{r_p^2 - K^2}} d\phi \quad (14)$$

反転経路の場合には K を変化させると被積分関数が変化するだけでなく、積分の上端である ϕ_x も(11)により変化することになるので注意が必要である。

2. 数値積分法

上述の計算式は、積分によって λ_x や λ_2 , s を求めるようになっている。この積分を直ちに数値積分法によって計算してしまうのが本稿の寸法である。

数値積分の方法は下記の積分 I を、適当な点での加重平均 S によって近似するものである。

$$I = \int_{-1}^{+1} f(x) dx$$

$$S = \sum w_i f(x_i)$$

この時、分点 x_i と重み w_i の取り方によって、種々の方法がある。即ち、 x_i を等間隔にとり、 w_i を積分精度を上げるようにとるニュートン・コーツ法やマクローリン法、逆に w_i を等しくとり、 x_i を積分精度を上げるようにとるチェビシエフの方法等である。ガウスの方法は x_i , w_i とともに積分精度を上げるようにとる方法である。本稿においてはガウスの方法で分点を6個とる方法を用いた。この時、分点の座標と重みは次の値である。

$$\begin{aligned}
 -x_1 = x_6 &= 0.932469514203152 \\
 -x_2 = x_5 &= 0.661209386466265 \\
 -x_3 = x_4 &= 0.238619186083197 \\
 w_1 = w_6 &= 0.171324492379170 \\
 w_2 = w_5 &= 0.360761573048139 \\
 w_3 = w_4 &= 0.467913934572691
 \end{aligned}$$

式(8), (12), (13), (14)からもわかるように, 反転経路での計算では, 積分上端 ϕ_s において, 分母がゼロになり発散するので, 上記 x_1, x_6 のように端点の値を用いないガウス法はこの点でも非常に適している。

3. 近似値

逐次近似法においては, 最初にある近似値を与えてこれを次々に修正して, 真値に近づけていくので, 最初は何らかの方法によって近似値を与える必要がある。ここで必要とされる近似値は, 方位角, 距離, 経緯度である。これらについて, ベクトルと幾何の方法により計算する。

(1) 方位角の近似値

地球楕円体上の位置は, (2)によって表されるが, これを位置ベクトル \vec{r} で表し, また法線ベクトル \vec{n} , z 軸方向の単位ベクトル \vec{k} を用いると次のようになる。

$$\vec{r} = \frac{a}{w} \vec{n} - \frac{ae^2}{w} \sin\phi \vec{k} \quad (15)$$

ここで, 点Pにおける切平面上で東方ベクトル \vec{E} , 北方ベクトル \vec{N} を次式で導入する。

$$\vec{E} = \begin{pmatrix} -\sin\lambda \\ \cos\lambda \\ 0 \end{pmatrix} \quad \vec{N} = \begin{pmatrix} -\sin\phi \cos\lambda \\ -\sin\phi \sin\lambda \\ \cos\phi \end{pmatrix} \quad (16)$$

点 P_1 から点 P_2 へ向かう測地線の一つの近似は点 P_1 における法線と点 P_2 を含む垂直断面が楕円体を切って生ずる曲線であり, 方位角の一つの近似は, この垂直断面が点 P_1 における切平面と交わって生ずる線の方位角である。これを, α' とすると, 点 P_1 , 点 P_2 のベクトルをそれぞれ \vec{r}_1, \vec{r}_2 とにおいて, 以下により得られる。

$$\tan\alpha' = \frac{(\vec{r}_2 - \vec{r}_1) \cdot \vec{E}}{(\vec{r}_2 - \vec{r}_1) \cdot \vec{N}} \quad (17)$$

これを整理すると次の式になる。

$$\tan\alpha' = \frac{\cos\phi_2 \sin(\lambda_2 - \lambda_1)}{\cos\phi_1 \sin\phi_2 - \sin\phi_1 \cos\phi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1) - e^2 \cos\phi_2 \cos\phi_1 (\sin\phi_2 - \sin\phi_1 w_2/w_1)} \quad (18)$$

方位角のもう一つの近似値は点 P_2 における法線と点 P_1 を含む垂直断面が, 点 P_1 における切平面と交わって生ずる線の方位角である。これを α'' とすると, 次式で与えられる。

$$\tan\alpha'' = -\frac{((\vec{r}_2 - \vec{r}_1) \times \vec{n}_2) \cdot \vec{N}}{((\vec{r}_2 - \vec{r}_1) \times \vec{n}_2) \cdot \vec{E}} \quad (19)$$

これを整理すると次の式になる。

$$\tan \alpha'' = \frac{\cos \phi_2 \sin(\lambda_2 - \lambda_1) - e^2 \sin \phi_1 \cos \phi_2 \sin(\lambda_2 - \lambda_1) (\sin \phi_1 - \sin \phi_2 w_1 / w_2)}{\cos \phi_1 \sin \phi_2 - \sin \phi_1 \cos \phi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1) + e^2 \cos \phi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1) (\sin \phi_1 - \sin \phi_2 w_1 / w_2)} \quad (20)$$

この二個の近似値の平均値 α_0 を用いて、方位角の近似値とする。点 P_1 と P_2 が同緯度にある時は、 α' と α'' は等しい。また、二点が同一子午線上にある時もゼロで等しい。

上式での計算結果を比較する基準を第1表に示す。これは参考文献に示した進士報告によるもので、ヨルダン・エッゲルトの「測量学教程」のクナイスルによる第10版（以下JEKと略する）からの引用として、短距離（約130km, 以下ケースAとする）、中距離（約530km, 以下ケースBとする）、長距離（約1320km, 以下ケースCとする）の計算例として経緯度、方位角、距離の数値例が示されたものである。これを、今後の計算の基準として用いる。

近似値 α' 、 α'' の平均値 α_0 の計算結果を第2表に示す。これによれば、ベクトルの方法による方位角の近似値は距離130kmでは0".01程度、距離530kmでは0".1程度、距離1320kmでは0".8程度の精度を有することがわ

Table 1. Standard Examples of JEK

Constants : Bessel, 1841

$a = 6377397.15500\text{m}$ $e^2 = 0.006674372231315$

These values are taken from the report of Dr. Shinzi, "Calculation Accuracy of 200-mile geodesics", which appears in the REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No. 13 Mar. 1978.

	P_1	P_2	α, s
A	$\phi_1 = 49^\circ 30' 0''$ $\lambda_1 = 0^\circ 0' 0''$	$\phi_2 = 50^\circ 30' 0''$ $\lambda_2 = 1^\circ 0' 0''$	$\alpha = 32^\circ 25' 21''.5109$ $s = 132315.375\text{m}$
B	$\phi_1 = 52^\circ 30' 16''.7$ $\lambda_1 = 0^\circ 0' 0''$	$\phi_2 = 54^\circ 42' 50''.6$ $\lambda_2 = 7^\circ 6' 0''$	$\alpha = 59^\circ 33' 0''.6892$ $s = 529979.578\text{m}$
C	$\phi_1 = 45^\circ 0' 0''$ $\lambda_1 = 0^\circ 0' 0''$	$\phi_2 = 55^\circ 0' 0''$ $\lambda_2 = 10^\circ 0' 0''$	$\alpha = 29^\circ 03' 15''.4598$ $s = 1320284.366\text{m}$

Table 2. Approximate azimuth

The approximate azimuth α' is computed as the angle between the meridian plane and the plane decided by the normal vector \vec{n}_1 and point P_2 . The azimuth α'' is computed as the angle between the meridian plane and the plane decided by the normal vector \vec{n}_2 and point P_1 .

	α'	α''	α_0
A	$32^\circ 25' 21''.5297$	$32^\circ 25' 21''.4737$	$32^\circ 25' 21''.5017$
B	$59^\circ 33' 0''.9325$	$59^\circ 33' 0''.2436$	$59^\circ 33' 0''.5880$
C	$29^\circ 03' 17''.4381$	$29^\circ 03' 11''.9138$	$29^\circ 03' 14''.6760$

かる。

(2) 距離の近似値

円弧において、半径 ρ と弦の長さ ℓ が定まると、対応する円弧の長さ s は次式により近似なく正しく求まる。

$$s = 2\rho \sin^{-1} \left(\frac{\ell}{2\rho} \right) \quad (21)$$

楕円体上の二点間の距離の一つの近似として、この式を用いることができる。この時、点 P_1 、 P_2 の座標を (x_1, y_1, z_1) 、 (x_2, y_2, z_2) とすると、弦の長さ ℓ は次式で求められる。

$$\ell = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2} \quad (22)$$

また、曲率半径 ρ は二点 P_1 、 P_2 の平均緯度 ϕ_m における測地線方位の曲率半径を用いる。

$$\sin \alpha_m = \sin \alpha_1 \frac{r_p(\phi_1)}{r_p(\phi_m)} \quad (23)$$

$$\frac{1}{\rho} = \frac{\cos \alpha_m^2}{r_m(\phi_m)} + \frac{\sin \alpha_m^2}{r_p(\phi_m)} \quad (24)$$

この方法は極めて単純でありながら、かなり精度がよい。計算結果を第3表の左欄に示す。これを表1の基準と比較すれば、距離130kmで1mm以上、530kmで2mm程度、1320kmで6cm程度の精度を有することがわかる。

上記の方法は簡単でかなり精度もよいがここでは距離計算と同時に積分経路が単調経路であるか反転経路であるかの判別も行うため、次の方法によることとする。即ち、二点 P_1 、 P_2 と原点 O を通る平面で回転楕円体を切ると断面には傾斜した平面楕円が現れる。この傾斜楕円の南北軸に関し P_1 、 P_2 が同じ側にあれば単調経路、両側にあれば反転経路となり、これで経路の判別ができる。また、距離の近似値としては、この傾斜楕円について、先と同様に弦と弧の方法により求めるものである。

まず、 x 軸、 y 軸、 z 軸方向のベクトルを \vec{i} 、 \vec{j} 、 \vec{k} とすると、原点 O 、点 P_1 、 P_2 より成る平面の法線ベクトル $\vec{\nu}$ は、規格化因子を A として次式により求まる。

$$\vec{\nu} = A \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ x_1 & y_1 & z_1 \\ x_2 & y_2 & z_2 \end{vmatrix} \quad (25)$$

ベクトル $\vec{\nu}$ の成分を $(1, m, n)$ とし、第3図のように、断面が xy 平面を切る線の x 軸からの角度を Ω 、法線が z 軸となす角を i とすると次の関係がある。

$$\begin{pmatrix} 1 \\ m \\ n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin i \sin \Omega \\ -\sin i \cos \Omega \\ \cos i \end{pmatrix} \quad (26)$$

これより、

$$\Omega = \tan^{-1} \left(-\frac{1}{m} \right) \quad (27)$$

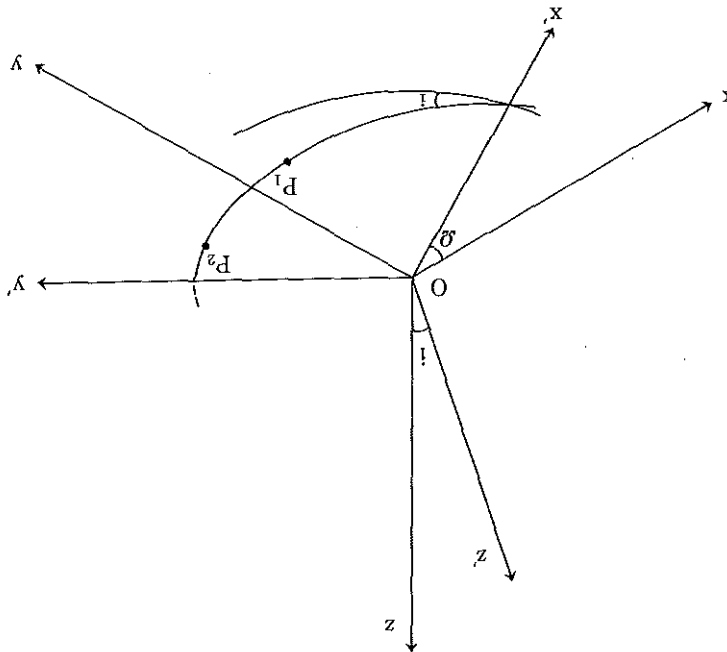


Figure 3. Rotation angle Ω and i

Points P_1 , P_2 and the origin O make a plane, which is obtained from x - y plane by rotating the system around the z -axis by Ω and around the x' -axis by i .

Table 3. Approximate distances

Approximate distances in the left column are computed as the length of the arc by string and radius at mean latitude. Those in the right column are computed by the method of inclined ellipse in the plane decided by points P_1 , P_2 and the origin O .

	$s(\text{azi. at } \phi_m)$	$s(\text{inc. ellipse})$
A	132315.375m	132315.375m
B	529979.580m	529979.578m
C	1320284.428m	1320284.347m

$$i = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{1^2 + m^2}}{n} \right) \tag{28}$$

z 軸の回りに座標軸を角度 Ω だけ回転する行列を $R_z(\Omega)$, x 軸の回りに角度 i だけ回転する行列を $R_x(i)$ とし、断面を x' , y' 平面、ベクトル \vec{v} を z' 軸とする座標系でのベクトルを \vec{r}' とすると変換は次式で表される。

$$\vec{r}' = R_x(i) R_z(\Omega) \vec{r} \tag{29}$$

変換行列は、角 Ω と i を用いて、次式により表される。

$$R_z(\Omega) = \begin{pmatrix} \cos\Omega & \sin\Omega & 0 \\ -\sin\Omega & \cos\Omega & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (30)$$

$$R_x(i) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos i & \sin i \\ 0 & -\sin i & \cos i \end{pmatrix} \quad (31)$$

逆変換は次式で表される。ベクトル \vec{r} を \vec{r}' であらわし、もとの回転楕円体の式に代入すると、次の平面楕円式が得られる。

$$\vec{r} = R_z(-\Omega) R_x(-i) \vec{r}' \quad (32)$$

$$\frac{x'^2}{a^2} + \left(\frac{\cos^2 i}{a^2} + \frac{\sin^2 i}{b^2} \right) y'^2 = 1 \quad (33)$$

この式から、平面楕円の長径が a であり、短径、離心率をそれぞれ、 b' 、 e' とすると、次の式で表されることがわかる。

$$\frac{1}{b'^2} = \frac{\cos^2 i}{a^2} + \frac{\sin^2 i}{b^2} \quad (34)$$

$$e'^2 = 1 - \frac{b'^2}{a^2} \quad (35)$$

この平面楕円上の点を表すために次式で定義される楕円に対する法線の角 ψ を用いる。

$$\psi = \tan^{-1} \left(\frac{y'}{(\sqrt{1 - e'^2}) x'} \right) \quad (36)$$

点 P_1 、 P_2 に対応する ψ をそれぞれ ψ_1 、 ψ_2 とする。2点間距離のもう一つの近似値として、(36)に代入するのに(2)の弦長 l と次式の曲率半径 ρ を用いることができる。これは、平面楕円の法線角 ψ_1 と ψ_2 の平均値 ψ_m における曲率半径である。

$$\rho = \frac{a(1 - e'^2)}{(1 - e'^2 \sin^2 \psi_m)^{3/2}} \quad (37)$$

この近似による結果をケースA、B、Cのそれぞれに対し、第3表の右欄に示す。この方法では、先の平均緯度での測地線方位角法よりも精度がよく、ケースAとBで1mm以上であり、ケースCで1.8cm程度の精度である。

(3) 経緯度の近似値

点 P_2 の経緯度が未知数として必要とされる時には、他の点 P_1 の経緯度と、これからの方位角 α 、距離 s が与件として与えられている。近似的には、第4図に示すように点 P_1 での法線ベクトル \vec{n}_1 と切平面内で方位角 α 方向の単位ベクトル $\vec{\alpha}$ を含む平面内で角度 γ だけベクトル $\vec{\alpha}$ より下方を向いたベクトル $\vec{\beta}$ が地表を切る点の位置 P_0 として求められる。この点のベクトルを \vec{r}_0 とし $\vec{\alpha}$ 、 $\vec{\beta}$ 、 γ と式(10)の点 P_1 における東方ベクトル \vec{E} 、

北方ベクトル \vec{N} , (24)による $\vec{\alpha}$ 方向の曲率半径 ρ , 弦長 ℓ で表すと次のようになる。

$$\vec{\alpha} = \cos\alpha \vec{N} + \sin\alpha \vec{E} \quad (38)$$

$$\vec{\beta} = \cos\gamma \vec{\alpha} - \sin\gamma \vec{n}_1 \quad (39)$$

$$\gamma = \frac{s}{2\rho} \quad (40)$$

$$\ell = 2\rho \sin\gamma \quad (41)$$

$$\vec{r}_0 = \vec{r}_1 + \ell \vec{\beta} \quad (42)$$

以上によりベクトル \vec{r}_0 が求められると, この点の経緯度は次式で求められる。

$$\lambda_0 = \tan^{-1} \left(\frac{y_0}{x_0} \right) \quad (43)$$

$$\phi_0 = \tan^{-1} \left(\frac{z_0}{(1-e^2)\sqrt{x_0^2 + y_0^2}} \right) \quad (44)$$

この計算の結果を第4表に示す。これは極めて簡易な式であるが, ケースAで $0''.0005$ 程度, ケースBで $0''.02$ 程度, ケースCで $0''.4$ 程度の精度を有する。

4. 測地学第一問題

第一問題においては, 第一点 P_1 の座標 (ϕ_1, λ_1) と, 第二点 P_2 への方位角 α と距離 s が与件とされ, 第二点 P_2 の座標 (ϕ_2, λ_2) が未知数とされる。積分法による計算の手順と結果は次の通りである。

(1) 計算手順

- i 前節第3項の方法により近似点 P_0 の座標 (ϕ_0, λ_0) を求める。
- ii 次項の第二問題の解法に説明する方法により, P_1, P_0 間の距離 s_0 を変分法と数値積分法により求める。この時, 点 P_1 の緯度 ϕ_1 と方位角 α が与件であるので, 積分のパラメータ K は式(8)によって計算される定数となっている。
- iii 式(8)によって点 P_0 における測地線の方位角 α_0 を求め, 近似距離 s_0 と与件の距離により, 緯度の補正量 $\Delta\phi$ を次式で計算する。

$$\Delta\phi = \frac{(s - s_0)\cos\alpha_0}{r_m(\phi_0)} \quad (45)$$

ここで α_0 を計算するに際しては, 単調経路か反転経路かの知識が必要となる。即ち, 単調経路ならば α_0 は α と同一象限にあり, 反転経路の場合には, 隣の象限にある。

- iv 補正量 $\Delta\phi$ の絶対値が予め与えた正数より小さければ, 計算終了とし, そうでなければ, 補正された緯度をもってiiへ戻る。
- v 緯度 ϕ_2 が収束し決定された後, 単調経路の場合には式(9)により, 反転経路の場合には, 式(13)によって,

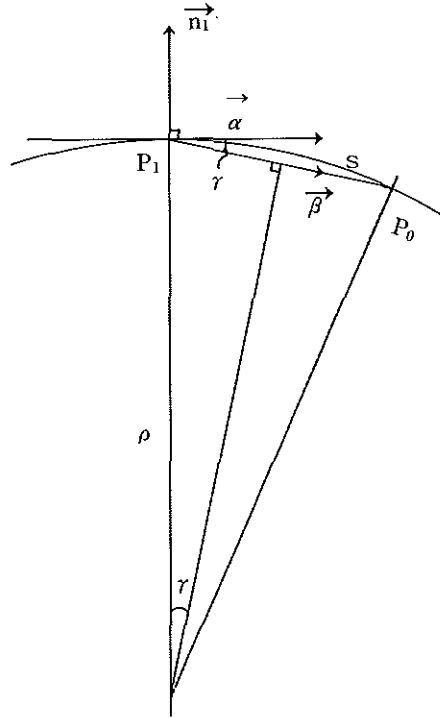


Figure 4. Approximate point P_0

Approximate point P_0 is obtained by unit vector $\vec{\beta}$ and length l of the string. Declining angle γ is calculated from the radius ρ and distance s .

Table 4. Approximate coordinates

Approximate latitude ϕ_0 and longitude λ_0 are computed by the method of declining angle γ , unit vector $\vec{\beta}$ and length l of the string.

	$P_0(\phi_0, \lambda_0)$
A	$\phi_0 = 50^\circ 30' 00''.0002$ $\lambda_0 = 00^\circ 59' 59''.9995$
B	$\phi_0 = 54^\circ 42' 50''.6189$ $\lambda_0 = 7^\circ 5' 59''.9884$
C	$\phi_0 = 55^\circ 00' 00''.3445$ $\lambda_0 = 9^\circ 59' 59''.5739$

経度 λ_2 を計算する。

(2) 計算結果

計算結果を第5表に示す。基準とした第1表と比較して、ケースAとBでは、 $0''.0001$ 以上の精度があり、ケースCでは、 $0''.0001$ の差が生じていることがわかる。進士報告には、シュライバー法、進士氏により高精度化されたシュライバー法、ルジャンドル法、ヘルメルト法の4種の方法による結果が示されている。第5表の結果をそれらと比較すると、ケースAでは、それら4種の方法に生じている $0''.0001 \sim 0''.0002$ が本稿の積分法による結果には生じていない。ケースBでは、ヘルメルトの方法でも $0''.0001$ の差が生じているが積分

法では生じていない。ケースCでは、積分法でも0".0001の差が生じているが、ヘルメルト法では0".0002が生じていることがわかる。

Table 5. Results of the First Problem

Results of the first problem are computed by the integral method from the data of Table 1.

	$P_2(\phi_2, \lambda_2)$
A	$\phi_2 = 50^\circ 29' 60'' .0000$ $\lambda_2 = 00^\circ 59' 60'' .0000$
B	$\phi_2 = 54^\circ 42' 50'' .6000$ $\lambda_2 = 7^\circ 6' 00'' .0000$
C	$\phi_2 = 54^\circ 59' 59'' .9999$ $\lambda_2 = 9^\circ 59' 60'' .0000$

5. 測地学第二問題

第二問題においては、二点 P_1, P_2 の座標 (ϕ_1, λ_1) と (ϕ_2, λ_2) が与件とされ、距離 s と P_1 から P_2 への方位角が未知数とされる。積分法による計算手順と結果は次の通りである。

(1) 計算手順

i 前節第一項に述べたベクトルと幾何の方法により近似方位角 α_0 を求める。これを式(8)に代入して得た K_0 が積分パラメータの近似値になる。

ii 同様に前述した傾斜楕円の法線ベクトル \vec{v} と回転角 Ω, i を計算して、座標変換行列 $R_z(\Omega), R_x(i)$ を求める。 P_1, P_2 の変換された x' 座標により、 x_1', x_2' が同符号ならば単調経路、異符号ならば反転経路と判別する。以下はこれを分けて考える。

a. 単調経路の時

iii-a 式(10)にパラメータ K_0 を用いて、積分法による距離 s を求める。

iv-a 近似パラメータ K_0 に補正量 ΔK を加えて正しい K を得るため、以下の式により(9)に K_0 を代入して得た λ_2' と、(9)式を K についてテイラー展開した第一項の I_1, I_2 を計算する。

$$\lambda_2' = \lambda_1 + \sigma_c K_0 \int_{\phi_1}^{\phi_2} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K_0^2}} d\phi \tag{46}$$

$$\Delta \lambda = \lambda_2 - \lambda_2' \tag{47}$$

$$\Delta K = \frac{\Delta \lambda}{I_1 + K_0^2 I_2} \tag{48}$$

$$I_1 = \sigma_c \int_{\phi_1}^{\phi_2} \frac{r_m}{r_p \sqrt{r_p^2 - K_0^2}} d\phi \tag{49}$$

$$I_2 = \sigma_c \int_{\phi_1}^{\phi_2} \frac{r_m}{r_p (r_p^2 - K_0^2)^{3/2}} d\phi \tag{50}$$

v-a 計算値 λ_2' と与件値 λ_2 の差 $\Delta \lambda$ 、または距離 s と s_0 の差が十分小さければ距離計算終了とし、そうでなければ補正された K を K_0 とし、距離 s を近似距離 s_0 として、iii-aへ戻る。

vi-a 距離の計算が終了したら、 K_0 値から(8)式により方位角 α を求めて計算終了とする。

b. 反転経路の場合

iii-b 反転経路の場合には積分上限 ϕ_x も(11)で示されるようにパラメータ K の関数となっている。従って近似値 K に施すべき補正 ΔK の求め方は前述のようには行えないので、以下の方法により偏微分係数を求めることとする。

点 P_1 と P_2 が同緯度でない場合には式(10)による α' と(12)による α'' は異なるのでこれを(8)に代入して得られる K 値をそれぞれ K_1, K_2 とおく。もし、二点が同緯度であれば、 α' から K_1 を求め、(11)で得られる ϕ_x に微量の変化 (200kmで $0''.5$ 程度) を施した ϕ_x' を用いて(8)により K_2 を得る。

iv-b 上記の K_1, K_2 を(13)に代入して得られた値をそれぞれ λ_2', λ_2'' とする。以下のように λ_2 との差を l_1, l_2 とおき、 (K, l) 平面において、 $l = 0$ となる K の値を求める。

$$l_1 = \lambda_2 - \lambda_2'$$

$$l_2 = \lambda_2 - \lambda_2''$$

$$\Delta K = \frac{K_2 - K_1}{l_2 - l_1} (-l_1) \tag{51}$$

$$K = K_1 - \sigma_l |\Delta K| \tag{52}$$

$$\sigma_l = +1 (l_1 > 0 \text{ の時})$$

$$= -1 (l_1 < 0 \text{ の時})$$

ここで、 $(K_1, l_1), (K_2, l_2)$ の添字は l_1 の絶対値の小さい方を $i = 1$ としておく。

v-b 上記で得た K を用いて式(13), (14)に代入して得られた値をそれぞれ λ_2, s とする。経度 λ_2 または距離 s が十分収束していれば、距離計算終了とし、そうでなければ、ここで得られた (K, l) 対を改めて、 (K_1, l_1) とし、前の (K_1, l_1) を (K_2, l_2) とおきかえて、iv-bへ戻る。

vi-b 上記の反復計算が収束したら、得られた K により、方位角 α を求め計算終了とする。

(2) 計算結果

計算結果を第6表に示す。この結果はケースBの530kmまで1mm以上の精度で第1表のJEKと一致している。ケースCにおいては2.4mmの違いが生じている。

Table 6. Results of the Second Problem

Results of the second problem are computed by the integral method from the data of Table 1.

	α	s
A	32° 25' 21".5109	132315.3752m
B	59° 33' 0".6889	529979.5779m
C	29° 3' 15".4595	1320284.3684m

参考文献の原田氏の報告には国際楕円体を用いて次の超長距離での計算例が報告されている。これは球面三角法を用いたものであるとされている。

与件： $\phi_1 = 10^\circ 0' 0''$ $\lambda_1 = 0^\circ 0' 0''$

$$\phi_2 = 55^\circ 0' 0'' \quad \lambda_2 = 49^\circ 35' 55''.480210$$

距離：s = 6606696.04340m

同じ与件値を使って、国際楕円体で本稿の積分法により計算すると次の結果が得られた。

距離：s = 6606696.04279m

方位： $\alpha = 30^\circ 35' 17''.23587$

この場合、距離の差は約0.6mmであり、極めて近い結果となっている。この与件の数値例は測地線の頂点の緯度 ϕ_x を 60° にして、逆に作ったものとされている。従って、計算の収束の状況は頂点座標の 60° への近ずき方によって示される。積分法での近ずき方は次の通りである。

第一近似値： $\phi_x = 60^\circ 00' 19''.58666$

第二近似値： $\phi_x = 59^\circ 59' 59''.99349$

第三近似値： $\phi_x = 60^\circ 00' 00''.00001$

以上の計算には、PC-9801UV21の倍精度計算を用いた。積分は、傾斜楕円の方法によって近似距離を求めたのち一区間が500kmを越えないような整数によって積分区間を分割して行った。さらに分割の数を2倍して結果が同じなら終了とした。またガウス積分法の分点については、29点の方法も行い比較したが違いはなかった。

謝 辞

本稿の検討に当たっては参考文献の小山報告は断面における傾斜楕円の考えについて、進士報告はJEKの基準データ、シュライバー法、修正シュライバー法、ルジャンドル法、ヘルメルト法の比較データについて、原田報告は超長距離の比較データについて参考になった。水路部航法測地課の佐々木補佐官にはガウス積分の定数の入手について配慮頂いた。プログラミング上の問題点等については六管区水路課諸氏の教示を受けた。以上、記して感謝します。

参 考 文 献

- 坪川家恒・大森又吉：測地学序説，山海堂，(1969)
 日本測地学会：測地学の概観，日本測地学会，(1978)
 日本測量協会：現代測量学，日本測量協会，(1981)
 進士 晃：二百海里測地線の計算精度，水路部研究報告，13，p.89—110，(1978)
 山内二郎・宇野利雄・一松 信：電子計算機のための数値計算法III，培風館，(1972)
 原田健久：回転楕円体における長距離測地線に関する第2課題の解法，測地学会誌，8，1，p.23—28，(1962)
 小山 薫：現用2既知点間の測地距離の計算式の紹介，昭和52年度天文観測技術打合せ会議報告書，p.66—69，(1978)
 小山 薫：中長距離測地線の算式について：時小委員会資料58—2，(1982)