水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

人工衛星レーザー測距とドップラー観測による海洋測地網二次基準点の位置決定成果†

辰野　忠夫*

RECOMPUTATION RESULTS OF THE SECOND ORDER MARINE GEODETIC CONTROL POINTS BY MEANS OF SATELLITE LASER RANGING AND DOPPLER POSITIONING †

Tadao TATSUNO*

Abstract

The purpose of the project Marine Geodetic Control Network is to determine the position of the Fiducial Control Point, located in the Simosato Hydrographic Observatory (SHO), within the World Geodetic System, and the positions of the First Order and Second Order Control Points, within the Tokyo Datum, in relation to the SHO.

For this purpose, the Hydrographic Department has been carrying out the Satellite Laser Ranging (SLR) observation, by the fixed type apparatus at the SHO (Fiducial Control Point) and by the mobile type apparatus at the major off−lying islands (First Order Control Points), and the NNSS observation at the necessary off−lying islands (Second Order Control Points) since 1980.

The tentative results of the NNSS observation have been already reported (Uchiyama et al., 1992). The ten year SLR observation at the SHO brought the fixed results in the computation of the Fiducial and the First Order Control Points (Tatsuno and Fujita, 1994). The fixed results of the Second Order Control Points can be decided on their basis. This parer is the report of the recomputation of the NNSS observations.

1. はじめに

水路部は，1980年より領海・排他的経済水域の限界線や中間線の基点を求めるため,「海洋測地網の整備」事業を行って，本土基準点，一次基準点，二次基準点の各レベルでの観測を行っている。

本土基準点は，米国測地衛星ラジオスを観測し，日本測地系と世界測地系の関係づけを行うものであり，下里水路観測所で，固定式レーザー測距装置を用いて観測している。

一次基準点は，本土基準点と離島，岬，半島等の周縁部とをレーザー測距同時観測により接続するものであり，可搬式レーザー測距装置を用いて観測している。

二次基準点は，本土基準点または一次基準点と離島部を連結するため，NNSSの同時観測を行うものであり，領海・排他的経済水域の限界線や中間線の基点となる小島・露岩（三次基準点）の近くで行わ

† Received 8th November 1993
＊航法測地課　Satellite Geodesy Office, Geodesy and Geophysics Division

れる。二次点と三次点の連結は，測距・測角による地上測量で行われる。

一次基準点，二次基準点の座標は，従来暫定値として報告されて来た(内山他，1992)。しかし，下里水路観測所における観測が10年を経過し，本土基準点の世界測地系における位置が確定値として求められた（辰野，藤田，1994）ことに伴い，これらも確定値として求められることになった。一次基準点の確定値は既に計算されているので（辰野，藤田，1995)，ここでは，二次基準点の確定値について報告する。

2．本土基準点，一次基準点の確定値

(1) 本土基準点の確定値

本土基準点の世界測地系（SSC (CSR) 86L07）における位置は米国測地衛星ラジオスの国際共同観測により得られる。解析に際してはヤラガデー（オーストラリヤ)，ヴェッツエル（ドイツ)，マテラ（イタリア)，クインシー（アメリカ）の座標が固定されて解かれる。計算は，6回行われた結果に時間の一次式をあてはめ，1990.0年における値が求められた。この確定値および，世界測地系から日本測地系への座標変換に必要な原点のシフト量をTable 1に示す。

(2) 一次基準点の確定値

一次基準点の確定値は，上記本土基準点の確定に基づき，既に報告されている各点の暫定値から修正して得られた。

これは，従来人工衛星レーザー測距観測の解析の時に本土基準点の暫定値を用いていたものについて，本土基準点を確定値に移動することに伴い，その変化した分を平行移動したものである。

既に得られた点としては，父島，石垣島，南鳥島，沖縄，対馬，隠岐諸島，南大東島，十勝，硫黄島がある。以下の二次基準点の確定には，この一次基準点の確定値が用いられる。

稚内と八丈島については，観測が終了し解析中である。今後の点としては枕崎，男鹿，銚子，択捉がある。

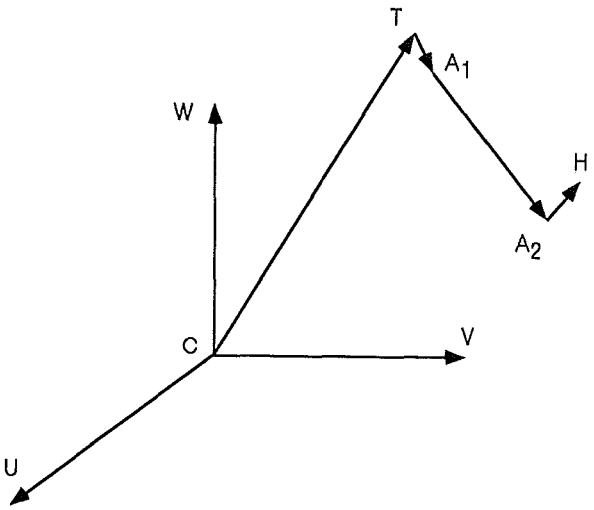


Fig. 1. Vector relation from the Earth Center C to the Second Order Point H

3．二次基準点の観測及び確定値の計算法

(1) 観測

NNSSの観測は既知点である本土基準点または一次基準点の近傍と，未知点である二次基準点の近傍に，それぞれアンテナを設置し同時観測を行う。確定値の座標計算を行う時に関係ある点は，Fig. 1に示すように，地心C，本土基準点または一次基準点におけるレーザー測距装置の不動点T，本土基準点または一次基準点のNNSSアンテナ中心A_1，二次基準点のアンテナ中心A_2，二次基準点の測点標識Hである。地心Cから標識HまでのベクトルCHを構成する各成分のベクトルは次のものであり，以下のように観測されている。

ベクトル$\overrightarrow{CT}$：地心Cは，国際共同観測により共通な点である。本土基準点または一次基準点のレーザー測距装置の不動点Tは，レーザー観測を行った位置であり地心座標が得られている。

ベクトル$\overrightarrow{TA_1}$：不動点TはレーザーN観測の時に，アンテナ中心A_1はNNSS観測の時に，それぞれ三角測量により日本測地系に連結され相対関係が得られている。

ベクトル$\overrightarrow{A_1A_2}$：NNSS観測はこの2点の相対関係を求めるためのものである。

ベクトル$\overrightarrow{A_2H}$：ベクトル$\overrightarrow{TA_1}$と同様に三角測量により，相対関係が得られている。

(2) 確定値の計算法

従来のNNSS観測の暫定解析においては，未知点の位置が既知点からNNSSの測地系(WGS72又はWGS84)によって求められ，その後，既知点のアンテナA_1の直交座標値をNNSSの測地系から日本測地系にシフトさせることにより，未知点のアンテナA_2及び測点標識HもA_1との相対位置関係を保ちながら平行移動して，その座標値が日本測地系で求められるという順序になっている。

再計算においては，上述の各成分から，次式により測点標識Hの地心座標が得られる。

$$\overrightarrow{CH}=\overrightarrow{CT}+\overrightarrow{TA_1}+\overrightarrow{A_1A_2}+\overrightarrow{A_2H}$$

これに，Table 1に記した原点のシフトを施し，日本測地系での地心座標が得られる。その後，ベッセル楕円要素により，日本測地系での経緯度に変換されるものである。

Table 1. Recomputed Coordinates of Simosato Fixed Point T and Difference of Geodetic System Origin(from Worldwide Datum to Tokyo Datum)

Items	Values
下里不動点座標値	US'= - 3822388.272 m VS'= 3699363.582 m WS' = 3507573.187m
原点のシフト量	ΔU = 146.229 m ΔV = - 507.565m ΔW = - 681.858 m

なお，上記のA_1A_2ベクトルは，1989年1月27日以前はWGS72系で算出され，それ以後はWGS84系で算出されている。WGS72系からWGS84系への変換はZ方向の平行移動とZ軸回りの回転であるので，この回転が再計算の中で考慮されている。

4．二次基準点の再計算結果

以下に，再計算の結果を観測年の順に，また同一年に複数の観測がある場合はそれぞれについて，観測月，観測点(アンテナ設置位置，計算位置)，及び再計算結果について記す。

本土・一次基準点であるため，レーザーで既に求められている島についても，NNSSの観測とレーザーの観測との比較のために再計算を行った。また基準点でない点の観測についても参考のために再計算を行った。

アンテナの位置は基準点標石や測点標識から離心していることもあるがここでは詳細を省略して記載した。詳細は各項に示した報告に記載されている。

(1) 1980年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告天文測地編No.17に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 2に示す。

1）試験観測

① 観測及び位置計算

8月～9月に下記の3点において試験のためのNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所T点。今回の観測の基準として使用。

白浜：アンテナ設置，計算位置ともに水路観測所旧天測室測台測点標識。

倉敷：アンテナ設置，計算位置ともに岡山大学農業生物研究所屋上測点標識。

白浜の三角測量は水路部観測報告天文測地編No.9，p.74以下に，標高の再測量については同じくNo.17，p.70以下に記載されている。

② 再計算

下里水路観測所を基準として，白浜水路観測所，岡山大学の位置を求めた。

2）南西諸島観測

① 観測及び位置計算

10月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

石垣島：アンテナ設置は石垣海上保安部浮標置場屋上。今回の観測の基準として使用。

与那国島：アンテナ設置は四等三角点アデタ屋敷。計算位置は西埼灯台内基準点標石。更に，西埼灯台，東埼灯台，久部良港防波堤灯台等の位置も測量した。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上測点標識。

② 再計算

石垣島を基準として，那覇，与那国島の位置を求めた。

与那国島では基準点標石のほかに，西埼灯台，東埼灯台，験潮基準点でも補正量・ジオイド高を求めたが同じ値であった。

3）基準点観測

① 観測及び位置計算

10～11月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上A点。今回の観測の基準として使用。

門司：アンテナ設置，計算位置ともに門司港湾合同庁舎屋上測点標識。

水沢：アンテナ設置，計算位置ともに緯度観測所Magnavox基台。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，那覇，門司，水沢の位置を決めた。

(2) 1981年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告天文測地編No.17に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 3.1及びTable 3.2に示す。

1）基準点観測

① 観測及び位置計算

1月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上A点。今回の観測の基準として使用。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.1杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

水沢：アンテナ設置，計算位置ともに緯度観測所Magnavox基台。

② 再計算

下里を基準として，三鷹，水沢の位置を決めた。

2）硫黄島観測

① 観測及び位置計算

3月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上A点。今回の観測の基準として使用。

水沢：アンテナ設置，計算位置ともに緯度観測所Magnavox基台。

硫黄島：アンテナ設置，計算位置ともに摺鉢山の基準点標石H0。更に，釜岩にも測点標識を設置し測量した。

② 再計算

下里を基準として，水沢と硫黄島の位置を決めた。釜岩の測点標識の位置は摺鉢山の基準点標石H0の位置から求められる。

3）南西諸島観測

① 観測及び位置計算

6月に下記の6点においてNNSS観測を行った。

石垣島：アンテナ設置は石垣海上保安部浮標置場屋上。今回の観測の基準として使用。

宮古島：アンテナ設置は四等三角点（平安名嶺）近傍。計算位置は平安名埼灯台構内の基準点標石。

南小島：アンテナ設置，計算位置ともに測点標識B。更に，北小島，沖の南岩，魚釣島（2ヶ所）にも測点標識を設置し測量した。

黄尾嶼：アンテナ設置，計算位置ともに北側崖上の測点標識A。更に，２ヶ所に測点標識を設置し測量した。

赤尾嶼：アンテナ設置，計算位置ともに最高点西40ｍの測点標識A。更に，１ヶ所に測点標識を設置し測量した。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上測点標識。

② 再計算

石垣島を基準として，その他の点の位置を決めた。

北小島，沖の南岩，魚釣島の測点標識の位置は南小島の位置から求められる。黄尾嶼では他の２ヶ所，赤尾嶼では他の１ヶ所の測点標識の位置が求められる。

４）接食観測

① 観測及び位置計算

７～８月に下記の３点において，接食観測に並行してNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上A点。今回の観測の基準として使用。

網走：アンテナは離心して設置。計算位置はアンテナ位置と三等三角点（北能取山）。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

５）基準点観測

① 観測及び位置計算

８月に下記の３点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上A点。今回の観測の基準として使用。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.２杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

６）接食観測

① 観測及び位置計算

10月に下記の２点において，接食観測に並行してNNSS観測を行った。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.３杭。今回の観測の計算基準として使用。

象潟：アンテナは離心して設置。計算位置はアンテナ位置と四等三角点（大汐越）。

② 再計算

三鷹を基準として，象潟の位置を決めた。計算基準として用いた三鷹は，下里を基準として求めた９個の値の平均値とした。

(3) 1982年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告天文測地編No.18に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 4に示す。

１）南方諸島観測

① 観測及び位置計算

６～７月に下記の６点においてNNSS観測を行った。

父島：アンテナ設置は気象観測所気象ドーム近傍。今回の観測の計算基準として使用。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台No.１杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

南硫黄島：アンテナ設置，計算位置ともに三つ星岩H1。他に，H2とH3に測点標識を設置し，H1との相対関係を測量した。

沖ノ鳥島：アンテナ設置，計算位置ともに礁内コンクリート台上の測点標識H1。他に，H2からH7に測点標識を設置し，H1との相対関係を測量した。

硫黄島：アンテナ設置，計算位置ともに摺鉢山の基準点標石H0。他に，島北部にあるロランCの送信アンテナの相対位置を測量した。

南鳥島：アンテナ設置，計算位置ともに滑走路北東端測点標識H0。他に，滑走路南西端に測点標識H1を設置し，H0との相対関係を測量した。

② 再計算

父島を基準として，他の点の位置を決めた。この

結果から，測量された他の測点標識の位置も求められる。三鷹について一等三角点（三鷹村）でも補正量・ジオイド高を計算したが同じ値であった。沖ノ鳥島の標高については，今回の験潮観測は期間が短いので採用しなかった。

2）接食観測に伴う観測

① 観測及び位置計算

9月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所A点。今回の観測の計算基準として使用。

稚内：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（声問）。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.1杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。稚内は一次基準点であるので今回の計算は参考資料である。

3）接食観測に伴う観測

① 観測及び位置計算

10月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所A点。今回の観測の計算基準として使用。

天塩：アンテナ設置は天塩町川口小学校校庭，計算位置は三等三角点（更岸）。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.1杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。三鷹については，一等三角点（三鷹村）でも補正量・ジオイド高を計算したが同じ値であった。

4）基準点観測

① 観測及び位置計算

12月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所A点。今回の観測の計算基準として使用。

白浜：アンテナ設置，計算位置ともに水路観測所旧天測室測台測点標識。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.1杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。白浜については，三等三角点（高根山）でも補正量・ジオイド高を計算したが同じ値であった。

(4) 1983年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告天文測地編No.19に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 5に示す。

1）基準点観測

① 観測及び位置計算

2月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所A点。今回の観測の計算基準として使用。

白浜：アンテナ設置，計算位置ともに水路観測所旧天測室測台測点標識。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.1杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

2）西之島観測

① 観測及び位置計算

6月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

父島：アンテナ設置は気象観測所気象ドーム近傍。今回の観測の計算基準として使用。

西之島：アンテナ設置，計算位置ともに西之島最高点付近の測点標識H1。他に，H2からH5に測点標識を設置し，H1との相対関係を測量した。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内No.1杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

② 再計算

父島を基準として，その他の点の位置を決めた。

西之島のH2その他の点の位置はH1から求められる。

3）十勝・久六島観測

① 観測及び位置計算

6月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

十勝：三等三角点（十勝太）近傍，今回の観測の計算基準として使用。

久六島：アンテナ設置，計算位置ともに久六島灯台電池室屋上の測点標識H1。他に，H2に測点標識を設置しH1との相対関係を測量した。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内№2－2杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

水沢：アンテナ設置，計算位置ともに緯度観測所Magnavox基台。

② 再計算

十勝を基準として，その他の点の位置を決めた。

4）北硫黄島観測

① 観測及び位置計算

12月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

父島：アンテナ設置は気象観測所気象ドーム近傍。今回の観測の計算基準として使用。

北硫黄島：アンテナ設置，計算位置ともに東海岸の測点標識H1。他に，H2に測点標識を設置し，H1との相対関係を測量した。

下里：アンテナ設置は水路観測所A点。参考のために本土基準点を計算。

② 再計算

父島を基準として，その他の点の位置を決めた。北硫黄島の測点標識H2の位置はH1の位置から求められる。

(5) 1984年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告天文測地編№20に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 6に示す。

1）試験観測

① 観測及び位置計算

4月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上A点。今回の観測の計算基準として使用。

三鷹：アンテナ設置は東京天文台構内№1－2杭及び№2－2杭。計算位置は南研究棟屋上測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

2）男女群島観測

① 観測及び暫定計算

7月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上N点。今回の観測の計算基準として使用。

男女鳥島：アンテナ設置，計算位置ともに南岩測点標識。

男女女島：アンテナ設置は女島灯台2号宿舎屋上。計算位置は測点標識H1。アンテナから女島測点標識H1，及び男島と鮫瀬の測点標識への相対関係を測量した。

美星：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は基準点標石。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。男島と鮫瀬の測点標識の位置は女島から求めた。

3）下里・美星観測

① 観測及び位置計算

8～9月に下記の2点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上N点。今回の観測の計算基準として使用。

美星：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は基準点標石。

② 再計算

下里を基準として，美星の基準点標石の位置を決めた。

4）大東諸島観測

① 観測及び位置計算

10月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

那覇：アンテナ設置は株式会社那覇新港冷凍屋上。今回の観測の計算基準として使用。

南大東島：アンテナ設置は南大東島離島振興総合センター屋上，計算位置は四等三角点（大神宮山）。

北大東島：アンテナ設置，計算位置ともに四等三角点（天狗岩）。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上N点。計算位置は基準点標石。

② 再計算

那覇を基準として，その他の点の位置を決めた。

(6) 1986年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告衛星測地編No.1に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 7に示す。

1）接食観測

① 観測及び位置計算

1月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上N点。今回の観測の計算基準として使用。

美星：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は基準点標石。

築地：アンテナ設置，計算位置ともに天測室南7mの測点標識H1。

壱岐：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（戸屋）。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

2）硫黄鳥島観測

① 観測及び位置計算

6～7月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

那覇：アンテナ設置は株式会社那覇新港冷凍屋上。今回の観測の計算基準として使用。

硫黄鳥島：アンテナ設置，計算位置ともに島南東部の崖上の測点標識H2。他に，測点標識H1，一等三角点G1，二等多角点G2の位置を測量した。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上N点。計算位置は本土基準点標石。

② 再計算

那覇を基準として，その他の点の位置を決めた。硫黄鳥島の再計算に当っては，並行して実施された海の基本図測量の験潮と高低測量により三角点成果に0.19m加えた標高を用いた。

3）横当島・上ノ根嶼観測

① 観測及び位置計算

7月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

那覇：アンテナ設置は株式会社那覇新港冷凍屋上。今回の観測の計算基準として使用。

横当島：アンテナ設置，計算位置ともに島の鞍部の測点標識H2。

上ノ根嶼：アンテナ設置，計算位置ともに島北東部の崖の上の測点標識H2。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は本土基準点。

② 再計算

那覇を基準として，その他の点の位置を決めた。

(7) 1988年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告衛星測地編No.3に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 8に示す。

1）久米島・粟国島観測

① 観測及び位置計算

4月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

那覇：アンテナ設置は株式会社那覇新港冷凍屋上。今回の観測の計算基準として使用。

久米島：アンテナ設置，計算位置ともに四等三角点（奥武島）。

粟国島：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（粟国島）。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は本土基準点。

② 再計算

那覇を基準として，久米島と粟国島の位置を決めた。

2）西表島・黒島・波照間島・仲ノ御神島・多良間島観測

① 観測及び暫定計算

6月に下記の7点においてNNSS観測を行った。

石垣島：アンテナ設置は石垣海上保安部工作棟屋上。今回の観測の計算基準として使用。

波照間島：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（波照間島）。

西表島：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（鳩間島）。

仲ノ御神島：アンテナ設置，計算位置ともに主標H1，他に副標H2の相対位置を測量。

多良間島：アンテナ設置，計算位置ともに四等三角点（遠見台）。

黒島：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（黒島）。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上測点標識。

② 再計算

石垣島を基準として，その他の島の位置を決めた。

(8) 1989年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告衛星測地編No.5に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 9に示す。

1）与論島・諏訪瀬島・臥蛇島観測

① 観測及び計算位置

4月に下記の5点においてNNSS観測を行った。

那覇：アンテナ設置は株式会社那覇新港冷凍屋上。今回の観測の計算基準として使用。

与論島：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（与論島）。

諏訪瀬島：アンテナ設置，計算位置ともに二等多角点（17818）。

臥蛇島：アンテナ設置，計算位置ともに二等多角点（17815）。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は本土基準点。

② 再計算

那覇を基準として，その他の島の位置を決めた。

2）沖ノ島・草垣島観測

① 観測及び計算位置

5～6月に下記の6点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。今回の観測の計算基準として使用。

沖ノ島：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（沖ノ島）。

草垣島（上ノ島）：アンテナ設置，計算位置ともに四等三角点（南岩）。

草垣島（S）：アンテナ設置，計算位置ともに水路部測点標識。

小屋島：アンテナ設置，計算位置ともに金属鋲。

美星：アンテナ設置は水路観測所屋上。計算位置は基準点標石。

② 再計算

下里を基準として，その他の島の位置を決めた。

3）魚釣島・南小島観測

① 観測及び計算位置

7月に下記の5点においてNNSS観測を行った。

石垣島：アンテナ設置は石垣海上保安部浮標置場屋上。今回の観測の計算基準として使用。

魚釣島：アンテナ設置，計算位置ともに水路部測点標識F1点，F2点。

南小島：アンテナ設置，計算位置ともに水路部測点標識F3点。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上の測点標識。

② 再計算

石垣島を基準として，その他の島の位置を決めた。

魚釣島F2点，南小島F3点には標高データがない

ので数個の標高について計算して，経緯度が同じになることを確認した。

(9) 1990年の観測及び計算位置

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告衛星測地編No. 5に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 10に示す。

1）松前大島・松前小島・奥尻島観測

① 観測及び計算位置

6月に下記の5点においてNNSS観測を行った。

水沢：アンテナ設置は国立天文台水沢観測センターのMagnavox用アンテナ基台。今回の観測の計算基準として使用。基準値は下里より求めた3個の値の平均値を用いた。

奥尻島：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（青苗）。

松前大島：アンテナ設置，計算位置ともに水路部測点標識。

松前小島：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（小島）。

小樽：アンテナ設置，計算位置ともに小樽港湾合同庁舎屋上の水路部測点標識。

② 再計算

水沢を基準として，その他の島の位置を決めた。松前大島には標高データがないので数個の標高について計算して，経緯度が同じになることを確認した。

2）黄尾嶼観測

① 観測及び計算位置

7月に下記の4点においてNNSS観測を行った。

石垣島：アンテナ設置は石垣海上保安部浮標置場屋上。今回の観測の計算基準として使用。

黄尾嶼：アンテナ設置，計算位置ともに水路部測点標識F1，F2。

那覇：アンテナ設置，計算位置ともに株式会社那覇新港冷凍屋上の測点標識。

② 再計算

石垣島を基準として，その他の点の位置を決めた。黄尾嶼F1，F2には標高データがないので数個の標高について計算して，経緯度が同じになることを確認した。

3）舳倉島観測

① 観測及び計算位置

9月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。今回の観測の計算基準として使用。

舳倉島：アンテナ設置は一等三角点（舳倉島）近傍。計算位置は水路部測点標識。

三鷹：アンテナ設置，計算位置ともに国立天文台三鷹南研究棟屋上のGPS測点標識。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

(10) 1991年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告衛星測地編No. 6に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 11に示す。

1）宇治島・津倉瀬・見島観測

① 観測及び計算位置

5月に下記の5点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。今回の観測の計算基準として使用。

津倉瀬：アンテナ設置，計算位置ともに水路部測点標識。

宇治島：アンテナ設置は一等三角点(宇治島)。計算位置は水路部測点標識H1。

見島：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（木ノ上)。

対馬：アンテナ設置は厳原海上保安部基地建物屋上。計算位置は一次基準点標石。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。津倉瀬には標高データがないので数個の標高について計算して，経緯度が同じになることを確認した。

2）礼文島観測

① 観測及び計算位置

8月に下記の3点においてNNSS観測を行った。

十勝：アンテナ設置は一次基準点近傍。今回の観測の計算基準として使用。

小樽：アンテナ設置，計算位置ともに小樽港湾合同庁舎屋上の測点標識。

礼文島：アンテナ設置，計算位置ともに一等三角点（高山）。

② 再計算

十勝を基準として，その他の点の位置を決めた。

(11) 1992年の観測及び計算

この年の観測及び暫定計算の詳細は，水路部観測報告衛星測地編No. 7に記載されている。以下に概略を示す。また，再計算結果をTable 11に示す。

1）聟島・嫁島・青ケ島観測

① 観測及び計算位置

4～5月に下記の6点においてNNSS観測を行った。

下里：アンテナ設置は水路観測所屋上。今回の観測の計算基準として使用。

八丈島：アンテナ設置，計算位置ともに水路観測所屋上標識。

青ケ島：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（青ケ島）。

聟島：アンテナ設置は三等三角点(大山)。計算位置は金属標。

嫁島：アンテナ設置，計算位置ともに三等三角点（嫁島）。

父島：アンテナ設置は三等三角点(夜明山)。計算位置は基準点標石。

② 再計算

下里を基準として，その他の点の位置を決めた。

この計算は，一次基準点八丈島のレーザー解析が完了した場合には，それを基準に再度行うべきものである。

5．おわりに

以上，NNSS観測による二次基準点の再計算を行ったが，各点の地心直交座標は，下里の位置に依存しているので，これが修正されれば連動して変化するものである。また，世界測地系から日本測地系へのシフト量が変化すれば，それにも連動するものである。

NNSS観測の誤差については今回は考察していないが，それは再計算の結果を材料として検討されるべきものである。特に，既にレーザー観測の行われている点の場合，また，同一点で複数回観測の行われている場合等が比較検討するための材料になる。

再計算はワークステーションHP9000によって行った。

参 考 文 献

内山丈夫・西村英樹・仙石新：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定，水路部研究報告，**28**，299～308，(1992)

金沢輝雄：海図等に記載する測地系変換補正量の計算方法，水路部観測報告衛星測地編，**1**，76～81，(1988)

河合晃司・浅井光一・政井悟：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1989－90，水路部観測報告衛星測地編，**5**，65～94，(1992)

仙石新・浅井光一：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1988，水路部観測報告衛星測地編，**3**，77～90，(1990)

高梨泰宏・河合晃司・池田信広：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1991，水路部観測報告衛星測地編，**6**，60～69，(1993)

竹村武彦・金沢輝雄：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1980－1981，水路部観測報告天文測地編，**17**，61～87，(1983)

竹村武彦・金沢輝雄：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1982，水路部観測報告天文測地編，**18**，42～54，(1984)

竹村武彦：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1983，水路部観測報告天文測地編，**19**，85～98，(1985)

竹村武彦：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1984，水路部観測報告天文測地編，**20**，72～85，(1986)

竹村武彦：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1986，水路部観測報告衛星測地編，**1**，46～58，(1988)

辰野忠夫・藤田雅之：海洋測地網本土基準点の位置決定，水路部観測報告衛星測地編，**7**(印刷中，1994)

辰野忠夫・藤田雅之：海洋測地網一次基準点座標値の再計算，水路部観測報告衛星測地編，**8**(準備中，1995)

渡辺由美子・高梨泰宏・河合晃司・池田信広：人工衛星のドップラー観測による離島の位置決定1992，水路部観測報告衛星測地編，**7**(印刷中，1994)

Table 2. Recomputation Results of Observations in 1980

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1980年 8-9月	白浜 旧測台	ϕ =34 42 45.964 λ =138 59 21.386 h=172.03	$\Delta\phi$ =-.004 $\Delta\lambda$ = .021 hg= 6.15	x= -3960337.388 y= 3444351.032 z=3612144.347	基準 下里
	倉敷 岡山大学	ϕ = 34 35 20.059 λ =133 46 21.045 h=10.87	$\Delta\phi$ = .041 $\Delta\lambda$ = .069 hg= -16.99	x=-3636105.238 y=3795693.529 z=3600737.158	
1980年 10月	与那国島 標石	ϕ = 24 26 45.156 λ =122 56 9.630 h=58.26	$\Delta\phi$ =4.802 $\Delta\lambda$ = 7.100 hg=8.47	x= -3158544.780 y=4875927.195 z=2623774.636	基準 石垣島
	那覇 標識	ϕ = 26 14 26.179 λ =127 40 32.315 h= 31.91	$\Delta\phi$ =-.403 $\Delta\lambda$ = .269 hg= 15.89	x= -3498573.506 y=4530922.580 z= 2803424.977	
1980年 10-11月	門司 標識	ϕ =33 56 27.097 λ =130 57 40.100 h=48.66	$\Delta\phi$ = .073 $\Delta\lambda$ = -.018 hg=-26.72	x= -3472126.975 y=4000040.003 z=3541349.901	基準 下里
	水沢 基台	ϕ = 39 7 56.058 λ =141 8 13.140 h=72.19	$\Delta\phi$ = .017 $\Delta\lambda$ = .059 hg= -10.29	x=-3857203.207 y= 3108651.721 z= 4004036.518	
	那覇 標識	ϕ = 26 14 26.097 λ =127 40 32.280 h=31.91	$\Delta\phi$ = -.485 $\Delta\lambda$ = .234 hg= 15.02	x= -3498572.932 y=4530923.445 z=2803422.322	

Table 3.1. Recomputation Results of Observations in 1981

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1981年 1月	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.285 λ =139 32 26.914 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.012 $\Delta\lambda$ = .072 hg= .26	x= -3946586.786 y=3366227.877 z=3699019.413	基準 下里
	水沢 基台	ϕ = 39 7 56.068 λ =141 8 13.224 h=72.19	$\Delta\phi$ = .027 $\Delta\lambda$ = .143 hg= -10.65	x=-3857204.117 y= 3108649.841 z=4004036.528	
1981年 3月	水沢 基台	ϕ = 39 7 56.038 λ =141 17 31.806 h=72.19	$\Delta\phi$ = -.003 $\Delta\lambda$ = .117 hg=-11.23	x= -3857203.827 y=3108650.421 z=4004035.438	基準 下里
	硫黄島 標石H0	ϕ = 24 44 45.726 λ =141 17 31.806 h=167.74	$\Delta\phi$ = -25.440 $\Delta\lambda$ = 5.644 hg= 99.98	x=-4522562.971 y=3624661.624 z= 2654086.903	
1981年 6月	宮古島 標石H0	ϕ = 24 42 55.639 λ =125 28 13.010 h= 20.83	$\Delta\phi$ = -1.922 $\Delta\lambda$ = 2.413 hg=19.18	x= -3363810.850 y= 4721369.172 z=2650915.257	基準 石垣島
	南小島 標識B	ϕ = 25 43 10.662 λ =123 33 2.452 h=133.43	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=3.15	x= -3177645.753 y=4791971.649 z=2751583.333	
	黄尾嶼 標識A	ϕ = 25 55 24.875 λ =123 40 54.707 h=38.52	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=.95	x= -3183101.867 y=4776422.614 z=2771877.738	
	赤尾嶼 標識A	ϕ = 25 55 6.612 λ =124 33 41.785 h=79.10	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= 8.56	x= -3256219.175 y=4727227.116 z=2771393.348	
	那覇 標識	ϕ = 26 14 26.145 λ =127 40 32.373 h=31.91	$\Delta\phi$ = -.437 $\Delta\lambda$ = .327 hg=17.32	x=-3498575.836 y=4530922.990 z=2803424.657	

Table 3.2. Recomputation Results of Observations in 1981

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1981年 7-8月	網走 アンテナ	ϕ = 44 6 1.552 λ =144 9 15.394 h=76.05	$\Delta\phi$ =.189 $\Delta\lambda$ = .385 hg=-39.20	x=-3718507.091 y=2686787.481 z=4416374.811	基準 下里
	網走 北能取山	ϕ =44 6 2.475 λ =144 9 14.779 h=75.46	$\Delta\phi$ =.189 $\Delta\lambda$ = .385 hg= -39.20	x=-3718482.669 y=2686786.711 z=4416394.857	
	那覇 標識	ϕ =26 14 26.084 λ =127 40 32.416 h= 31.91	$\Delta\phi$ =-.498 $\Delta\lambda$ =.370 hg= 14.07	x=-3498575.512 y= 4530920.595 z=2803421.552	
1981年 7月	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.277 λ =139 32 26.909 h=68.34	$\Delta\phi$ =-.020 $\Delta\lambda$ = .067 hg= -1.83	x=-3946585.525 y=3366226.967 z=3699017.987	基準 下里
	那覇 標識	ϕ = 26 14 26.125 λ =127 40 32.431 h=31.91	$\Delta\phi$ =-.457 $\Delta\lambda$ = .385 hg= 13.56	x=-3498575.212 y=4530919.555 z=2803422.442	
1981年 10月	象潟 アンテナ	ϕ = 39 13 27.716 λ =139 55 .450 h= 5.83	$\Delta\phi$ = .029 $\Delta\lambda$ = .113 hg=-18.50	x=-3785154.102 y=3185884.766 z=4011917.067	基準 三鷹
	象潟 大汐越	ϕ =39 13 28.223 λ =139 55 1.236 h=4.82	$\Delta\phi$ = .029 $\Delta\lambda$ = .113 hg=-18.50	x= -3785158.077 y=3185863.473 z=4011928.539	

Table 4. Recomputation Results of Observations in 1982

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1982年 6-7月	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.393 λ =139 32 26.897 h= 68.34	$\Delta\phi$ = .096 $\Delta\lambda$ = .055 hg= -1.61	x=-3946583.899 y=3366225.958 z=3699021.002	基準 父島
	南硫黄島 三つ星岩 H1	ϕ = 24 14 21.908 λ =141 27 16.790 h= 5.25	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=105.55	x=-4550905.459 y=3626227.804 z=2602959.738	
	沖ノ鳥島 H1	ϕ =20 25 5.837 λ =136 4 35.061 h=-.27	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=108.46	x=-4306786.637 y=4148297.396 z=2211658.239	
	硫黄島 摺鉢山H0	ϕ = 24 44 45.803 λ =141 17 31.870 h=167.74	$\Delta\phi$ =-25.363 $\Delta\lambda$ = 5.708 hg=98.91	x=-4522562.572 y=3624658.989 z=2654088.603	
	南鳥島 H0	ϕ = 24 17 23.726 λ =153 59 17.093 h= 8.15	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=154.24	x= -5227249.409 y=2551282.247 z=2608080.361	
1982年 9月	稚内 声問	ϕ = 45 24 18.101 λ =141 48 43.698 h= 7.96	$\Delta\phi$ = .282 $\Delta\lambda$ = .221 hg= -50.20	x= -3525362.238 y=2773369.922 z=4519260.305	基準 下里
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.309 λ =139 32 26.847 h= 68.34	$\Delta\phi$ = .012 $\Delta\lambda$ = .005 hg=.36	x= -3946585.445 y=3366228.943 z=3699020.051	
1982年 10月	天塩 更岸	ϕ =44 51 55.942 λ =141 46 35.164 h=12.13	$\Delta\phi$ = .376 $\Delta\lambda$ = 1.523 hg= -49.64	x=-3557016.493 y=2801858.083 z=4476973.874	基準 下里
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.278 λ =139 32 26.884 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.019 $\Delta\lambda$ = .042 hg= -.21	x=-3946586.108 y=3366228.291 z=3699018.956	
1982年 12月	白浜 旧測台	ϕ =34 42 45.958 λ =138 59 21.328 h=172.03	$\Delta\phi$ = -.010 $\Delta\lambda$ = -.037 hg= 6.68	x=-3960336.836 y=3444352.503 z=3612144.481	基準 下里
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.280 λ =139 32 26.829 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.017 $\Delta\lambda$ = -.013 hg=.45	x=-3946585.598 y=3366229.671 z=3699019.386	

Table 5. Recomputation Results of Observations in 1983

観測年	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1983年 2月	白浜 旧測台	ϕ = 34 42 45.974 λ =138 59 21.324 h=172.03	$\Delta\phi$ = .006 $\Delta\lambda$ = -.041 hg= 6.94	x=-3960336.731 y=3444352.530 z=3612145.036	基準 下里
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.280 λ =139 32 26.871 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.017 $\Delta\lambda$ = .029 hg= -.15	x= -3946585.915 y=3366228.539 z=3699019.032	
1983年 6月	西之島H 1	ϕ = 27 14 34.182 λ =140 52 39.279 h=24.99	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=72.02	x= -4402060.907 y=3580707.907 z=2902605.656	基準 父島
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.380 λ =139 32 26.921 h= 68.34	$\Delta\phi$ = .083 $\Delta\lambda$ = .079 hg= -.98	x=-3946584.852 y=3366225.981 z=3699021.057	
1983年 8月	久六島H1	ϕ = 40 31 53.312 λ =139 30 4.254 h= 8.89	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=-32.19	x= -3691193.675 y=3152828.260 z=4123271.067	基準 十勝
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.168 λ =139 32 26.786 h= 68.34	$\Delta\phi$ = -.129 $\Delta\lambda$ = -.056 hg=-1.48	x= -3946585.237 y=3366230.772 z=3699015.459	
	水沢 基台	ϕ = 39 7 55.962 λ =141 8 13.100 h= 72.19	$\Delta\phi$ = -.079 $\Delta\lambda$ = .019 hg= -12.34	x=-3857202.826 y=3108652.651 z=4004032.922	
1983年 12月	北硫黄島 H1	ϕ = 25 25 57.166 λ =141 17 45.518 h=4.53	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= 90.03	x= -4497518.730 y=3604100.830 z=2722880.538	基準 父島
	北硫黄島 H2	ϕ = 25 25 26.786 λ =141 17 46.035 h=6.21	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= 90.03	x= -4497842.175 y=3604341.484 z=2722037.043	
	下里 標石	ϕ = 33 34 28.177 λ =135 56 23.244 h=58.36	$\Delta\phi$ = .099 $\Delta\lambda$ = .008 hg=-1.55	x=-3822371.319 y=3699357.683 z=3507587.542	

Table 6. Recomputation Results of Observations in 1984

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1984年 4月	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.273 λ =139 32 26.847 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.024 $\Delta\lambda$ = .005 hg= -.44	x= -3946585.439 y=3366228.924 z=3699018.705	基準 下里
	三鷹 標識	ϕ = 35 40 18.284 λ = 139 32 26.884 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.013 $\Delta\lambda$ = .042 hg= -1.56	x= -3946585.198 y=3366227.512 z= 3699018.304	
1984年 7月	男女鳥島 南岩H1	ϕ = 32 14 24.776 λ =128 6 24.071 h=14.74	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg=-26.79	x= -3332168.892 y=4248972.428 z=3383332.949	基準 下里
	男女女島 H1	ϕ =31 59 19.406 λ =128 21 8.587 h=108.47	$\Delta\phi$ = -.004 $\Delta\lambda$ = -.111 hg=-24.02	x=-3359605.621 y=4246334.018 z=3359766.116	
	美星 標石	ϕ = 34 40 35.550 λ =133 34 24.740 h= 513.10	$\Delta\phi$ = .067 $\Delta\lambda$ = .076 hg= -18.62	x=-3619379.457 y=3804593.215 z=3609020.362	
1984年 8-9月	美星 標石	ϕ = 34 40 35.550 λ =133 34 24.738 h=513.10	$\Delta\phi$ = .067 $\Delta\lambda$ = .074 hg=-19.05	x= -3619379.177 y=3804593.015 z=3609020.102	基準 下里
1984年 10月	南大東島 大神宮山	ϕ = 25 50 18.517 λ =131 13 42.845 h= 31.42	$\Delta\phi$ = -12.153 $\Delta\lambda$ = 18.808 hg=35.87	x=-3785501.621 y=4320136.519 z=2763408.421	基準 那覇
	北大東島 天狗岩	ϕ = 25 56 10.152 λ =131 19 28.420 h=35.05	$\Delta\phi$ = -12.087 $\Delta\lambda$ = 18.790 hg= 36.62	x= -3789616.520 y=4310243.726 z=2773144.798	
	下里 標石	ϕ = 33 34 28.119 λ =135 56 23.235 h=58.36	$\Delta\phi$ = .041 $\Delta\lambda$ =- .001 hg=.40	x=-3822373.034 y=3699359.662 z=3507587.134	

Table 7. Recomputation Results of Observations in 1986

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1986年 1月	美星 標石	ϕ =34 40 35.551 λ =133 34 24.723 h=513.10	$\Delta\phi$ = .068 $\Delta\lambda$ = .059 hg= -20.54	x= -3619378.037 y=3804592.375 z=3609019.282	基準 下里
	築地 天測室南	ϕ =35 39 39.818 λ =139 46 06.903 h=3.56	$\Delta\phi$ = -.004 $\Delta\lambda$ = .044 hg= -1.54	x= -3960422.106 y=3350924.054 z=3698017.504	
	壱岐 戸屋	ϕ =33 46 01.968 λ =129 38 46.628 h=32.11	$\Delta\phi$ = .090 $\Delta\lambda$ = -.019 hg= -32.18	x= -3386271.250 y=4086903.761 z=3525343.910	
1986年 6 -7月	硫黄鳥島 H2	ϕ =27 51 51.524 λ =128 14 6.850 h=68.58	$\Delta\phi$ = -.356 $\Delta\lambda$ = .336 hg= 7.19	x= -3492033.687 y=4432294.080 z=2963647.062	基準 那覇
	下里 標石	ϕ = 33 34 28.116 λ =135 56 23.237 h=58.36	$\Delta\phi$ = .038 $\Delta\lambda$ = .001 hg=3.04	x=-3822374.690 y=3699361.194 z=3507588.504	
1986年 7月	横当島H2	ϕ = 28 47 38.749 λ =128 59 11.920 h= 21.48	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= 1.55	x=-3519063.148 y=4348079.769 z=3054314.715	基準 那覇
	上ノ根嶼H2	ϕ = 28 49 54.006 λ =129 0 19.478 h=16.16	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= 1.52	x= -3519220.961 y=4345363.950 z=3057960.388	
	下里 標石	ϕ = 33 34 28.116 λ =135 56 23.252 h=58.36	$\Delta\phi$ = .038 $\Delta\lambda$ = .016 hg=2.45	x=-3822374.600 y=3699360.574 z=3507588.184	

Table 8. Recomputation Results of Observations in 1988

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1988年 4月	久米島	φ = 26 20 10.286 λ =126 49 38.192 h=13.06	Δ φ = -.470 Δ λ = .260 hg=14.30	x=-3428289.402 y=4578456.012 z=2812909.847	基準 那覇
	粟国島	φ = 26 34 34.557 λ =127 13 12.299 h=95.78	Δ φ =-.403 Δ λ =.274 hg=13.66	x= -3452471.148 y=4545468.765 z=2836757.804	
	下里 標石	φ = 33 34 28.104 λ =135 56 23.185 h= 58.36	Δ φ = .026 Δ λ = -.051 hg=.42	x=-3822372.331 y=3699360.764 z=3507586.770	
1988年 6月	波照間島	φ = 24 3 34.372 λ =123 46 33.139 h=43.86	Δ φ = 4.606 Δ λ = 7.125 hg=12.77	x=-3239434.360 y=4843709.137 z=2584760.175	基準 石垣島
	鳩間島	φ = 24 28 .003 λ =123 49 17.764 h=31.47	Δ φ = 4.766 Δ λ = 7.262 hg= 7.62	x= -3232976.866 y=4825716.074 z=2625859.266	
	伸ノ御神島 H1	φ = 24 11 28.487 λ =123 33 47.554 h= 33.04	Δ φ = - Δ λ = - hg=12.61	x=-3218134.299 y=4850722.841 z=2598067.278	
	多良間島	φ = 24 40 3.870 λ =124 41 53.814 h=34.44	Δ φ = -9.180 Δ λ =17.180 hg= 16.37	x= -3301161.188 y=4768084.093 z=2646118.285	
	黒島	φ = 24 13 59.413 λ =123 59 46.485 h=15.57	Δ φ = 4.675 Δ λ = 7.177 hg=13.85	x=-3253626.548 y=4824672.275 z=2602295.266	
	那覇 標識	φ = 26 14 26.188 λ =127 40 32.300 h= 31.91	Δ φ = -.394 Δ λ = .254 hg=16.17	x= -3498573.266 y=4530922.943 z= 2803425.330	

Table 9. Recomputation Results of Observations in 1989

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1989年 4月	与論島	φ = 27 2 6.738 λ =128 23 58.810 h=19.64	Δ φ = -.344 Δ λ = .260 hg=12.10	x= -3531017.278 y=4455410.927 z=2882104.811	基準 那覇
	諏訪瀬島	φ = 29 36 23.296 λ =129 42 10.907 h=127.44	Δ φ = -.146 Δ λ = .132 hg= -4.23	x=-3545142.244 y=4270016.530 z=3132955.874	
	臥蛇島	φ = 29 54 28.752 λ =129 32 3.556 h=195.02	Δ φ = -.136 Δ λ = .165 hg= -4.92	x= -3522033.837 y=4267688.378 z= 3162002.036	
	下里 標石	φ = 33 34 28.125 λ =135 56 23.180 h=58.36	Δ φ =.047 Δ λ = -.056 hg= -1.33	x=-3822370.936 y=3699359.608 z=3507586.325	
1989年 5-6月	沖ノ島	φ = 34 14 27.913 λ =130 6 29.157 h= 243.64	Δ φ = .071 Δ λ = .057 hg= -31.62	x= -3400275.009 y=4037132.054 z=3569033.289	基準 下里
	草垣島 上ノ島	φ = 30 51 21.615 λ =129 28 7.597 h=75.47	Δ φ = .059 Δ λ =.693 hg= -10.68	x= -3483296.932 y=4230601.774 z=3252593.669	
	草垣島S	φ = 30 49 39.771 λ =129 25 39.170 h= 19.33	Δ φ = .059 Δ λ = .626 hg= -14.31	x= -3481240.600 y=4234309.401 z=3249870.406	
	小屋島	φ = 34 13 41.140 λ = 130 6 50.579 h=27.24	Δ φ = -.043 Δ λ = .209 hg= -30.40	x= -3401101.960 y=4037262.863 z=3567720.836	
	美星 標石	φ = 34 40 35.532 λ =133 34 24.762 h=513.10	Δ φ = .049 Δ λ = .098 hg= -19.16	x= -3619379.777 y=3804592.755 z=3609019.582	
1989年 7月	魚釣島F2	φ = 25 44 43.573 λ =123 28 51.861 h= -	Δ φ = - Δ λ = - hg= -	x= -3171075.143 y=4794698.840 z=2754104.249	基準 石垣島
	魚釣島F1	φ =25 44 18.453 λ =123 27 43.141 h= 17.61	Δ φ = - Δ λ = - hg= 1.07	x= -3169666.594 y= 4796040.814 z=2753411.298	
	南小島F3	φ = 25 43 6.087 λ =123 33 15.023 h= -	Δ φ = - Δ λ = - hg= -	x= -3177907.021 y=4791731.605 z=2751400.296	
	那覇 標識	φ = 26 14 26.161 λ =127 40 32.289 h=31.91	Δ φ = -.421 Δ λ = .243 hg=17.58	x=-3498574.017 y=4530924.414 z=2803425.228	

Table 10. Recomputation Results of Observations in 1990

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1990年 6月	奥尻島 青苗	ϕ =42 3 16.430 λ =139 27 10.076 h=15.88	$\Delta\phi$ = .088 $\Delta\lambda$ = .188 hg= -39.96	x=-3603720.539 y=3083388.601 z=4250345.016	基準 水沢
	松前大島 標識	ϕ = 41 29 39.688 λ =139 21 3.694 h= -	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= -	x=-3629715.314 y=3116809.963 z=4203982.281	
	松前小島	ϕ = 41 21 18.531 λ =139 48 40.586 h= 282.06	$\Delta\phi$ = .066 $\Delta\lambda$ = .224 hg= -33.89	x=-3662570.370 y=3094260.842 z=4192535.488	
	小樽 標識	ϕ = 43 11 50.377 λ =141 0 25.520 h= 34.72	$\Delta\phi$ = .125 $\Delta\lambda$ = .305 hg= -40.44	x=-3619217.989 y=2930432.784 z=4343749.857	
1990年 7月	黄尾嶼F1	ϕ = 25 55 23.807 λ =123 41 5.335 h= -	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= -	x=-3183357.974 y=4776273.686 z=2771849.980	基準 石垣島
	黄尾嶼F2	ϕ = 25 55 10.015 λ =123 40 41.558 h= -	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= -	x=-3182898.049 y=4776776.583 z=2771457.542	
	那覇 標識	ϕ = 26 14 26.192 λ =127 40 32.283 h= 31.91	$\Delta\phi$ = -.390 $\Delta\lambda$ = .237 hg=16.58	x= -3498573.070 y= 4530923.481 z= 2803425.637	
1990年 9月	舳倉島	ϕ = 37 50 54.155 λ =136 55 18.763 h=12.22	$\Delta\phi$ = -.050 $\Delta\lambda$ = .108 hg= -24.76	x=-3683055.901 y=3444276.578 z=3892454.858	基準 下里
	三鷹 標識	ϕ =35 40 18.284 λ =139 32 26.832 h=68.34	$\Delta\phi$ = -.013 $\Delta\lambda$ = -.010 hg= -1.05	x=-3946584.655 y=3366228.767 z=3699018.623	

Table 11. Recomputation Results of Observations in 1991 and 1992

観測年月	観測区域	経緯度・標高	補正量	地心座標	備考
1991年 5月	津倉瀬 標識	ϕ = 31 18 17.832 λ =129 44 32.647 h= -	$\Delta\phi$ = - $\Delta\lambda$ = - hg= -	x= -3487001.337 y=4194126.206 z=3295190.444	基準 下里
	宇治島 標識	ϕ = 31 11 57.124 λ =129 28 39.031 h=95.12	$\Delta\phi$ = -.097 $\Delta\lambda$ = .104 hg=-14.02	x= -3471482.115 y=4214944.330 z=3285204.985	
	見島 木ノ上	ϕ = 34 46 14.323 λ =131 9 45.585 h= 88.89	$\Delta\phi$ = .120 $\Delta\lambda$ = .088 hg= -31.08	x= -3452005.918 y=3948723.587 z= 3617351.347	
	対馬 標石	ϕ = 34 11 35.950 λ =129 17 45.262 h= 2.88	$\Delta\phi$ = .422 $\Delta\lambda$ = -.043 hg=-35.11	x=-3344473.353 y=4087072.561 z= 3564514.831	
1991年 8月	小樽 標識	ϕ = 43 11 50.311 λ =141 0 25.429 h=34.72	$\Delta\phi$ = .059 $\Delta\lambda$ = .214 hg=-40.65	x= -3619217.670 y=2930435.165 z=4343748.229	基準 十勝
	礼文島 高山	ϕ = 45 25 55.988 λ =141 3 24.647 h= 166.98	$\Delta\phi$ = .188 $\Delta\lambda$ = .238 hg=-54.47	x= -3486914.803 y= 2818313.748 z=4521491.487	
1992年 4-5月	八丈島 水路観測所	ϕ = 33 4 10.196 λ =139 49 32.812 h=223.26	$\Delta\phi$ = .335 $\Delta\lambda$ = -.052 hg=22.46	x= -4087887.851 y=3451765.368 z= 3460894.300	基準 下里
	青ケ島	ϕ = 32 27 17.422 λ =139 45 44.540 h=423.02	$\Delta\phi$ = 2.383 $\Delta\lambda$ = .152 hg= 24.59	x=-4112353.305 y=3480223.753 z=3403684.369	
	聟島	ϕ = 27 40 33.095 λ =142 8 8.234 h= 40.67	$\Delta\phi$ = -4.094 $\Delta\lambda$ = 22.702 hg= 82.61	x=-4462155.704 y= 3469634.191 z=2945192.571	
	嫁島	ϕ = 27 29 37.551 λ =142 12 50.017 h=66.91	$\Delta\phi$ = -4.029 $\Delta\lambda$ = 22.637 hg=83.79	x= -4474293.913 y= 3469274.863 z= 2927321.962	
	父島 標石	ϕ = 27 5 16.119 λ = 142 13 11.705 h=211.08	$\Delta\phi$ = -3.946 $\Delta\lambda$ = 22.566 hg= 85.58	x= -4491061.339 y= 3481518.515 z= 2887415.718	

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No. 30 March, 1994

火山列島周辺の海底地形・地質構造†

渡辺　一樹*

THE SEA-BOTTOM TOPOGRAPHY AND THE GEOLOGICAL STRUCTURE AROUND THE KAZAN RETTO IN SITITO-IOZIMA RIDGE †

Kazuki WATANABE*

Abstract

The detailed topographic and geological surveys have been carried out with Survey Vessel 'Takuyo' and a unmanned automated survey craft 'Manbou' around the Kazan Retto in 1991～92. About the geological structure and the history of the volcanic activity at the Kazan Retto, the survey results are summarized as follows.

(1) Because of the extent of the submarine erosion, the order of the volcanic eruptions around the Kita-Io Sima is ①'the western longrise', ② Kita-Io Sima, ③ Funka-Asane. Because of the records of the volcanic eruptions and the diastrophism, the growth of the coral reef around the volcanic islands, the recent activity level about the eruption of the volcanos in the Kazan Retto is high in order of ① Fukutokuoka-no-ba, ② Io Sima, ③ Funka-Asane.

(2) After forming the submarine staratovolcano, Io Sima has experienced the large collapse at the south part of the volcano, the forming a caldera on its top and the aggradation of them. The blank of the volcanism turned out at 500～800 year B.P. around Io Sima. Recently the western and northwestern part of the coast is upheaving lively, the sandy beach at 'Ido-ga Hama' is expanding rapidly. The average upheaving velocities of cays are 12cm/year at Kangoku Iwa, 16cm/year at Kama Iwa, 10cm/year at Hanare Iwa and 0.5cm/year at Higasi Iwa.

(3) The volcanic activity of Minami-Io Sima has closed, Fukutokuoka-no-ba volcano is active now. For the short period the magma type has been changed into the alkalic magma type. Volcanic rocks released from Fukutokuoka-no-ba in 1992 belong in the alkaline rock series. The blank of the volcanism turned out at 200～450 year B.P. around Minami-Io Sima, then the coral reef grew around its coast.

1．はじめに

火山列島は東京からおよそ1200km，伊豆－小笠原海嶺の中軸をなす七島－硫黄島海嶺の南端に位置する（Fig. 1，Fig. 2）。北から北硫黄島，硫黄島，南硫黄島の順に火山島が配列していて，1891年に当時の日本政府によって，日本領とすることを公示された。

北硫黄島（Photo 1）は周囲約8km，南北約3.3km，東西約2.1kmの楕円形の小島で，島の頂は海抜792m

† Received 15th November 1993

＊沿岸調査課 Coastal Survey and Cartography Division

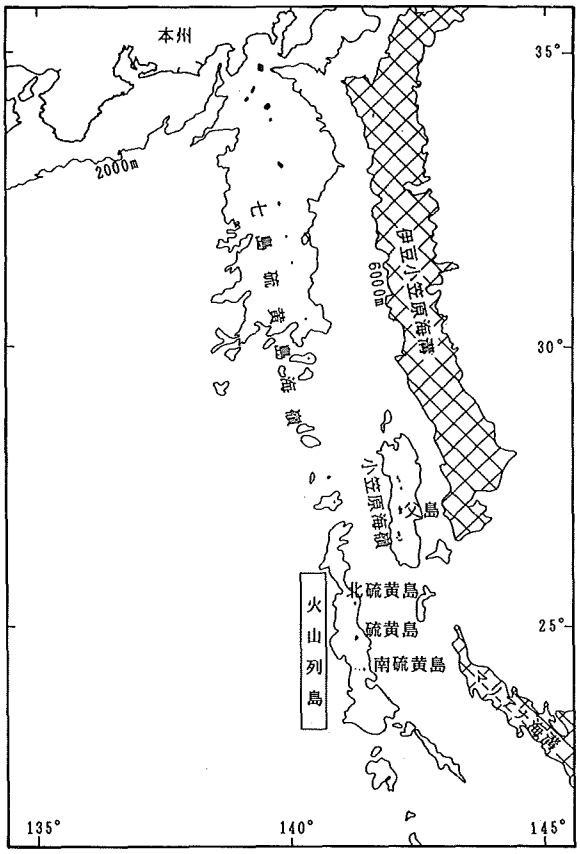


Fig. 1 The location map of the Kazan Retto.

である。北硫黄島の海岸は，急峻な海食崖とその前面に発達する礫浜によって形成されている。島の中央部には南北に連なる山峰があり，この稜線南部には最高頂の神ケ峰があり，新期北硫黄火山の一部を成している。稜線北部の海抜538mの峰は，古期北硫黄火山の山体の一部に当たる（菊池・今泉，1984）。

北硫黄島はかつて帰属前は「サン・アレサンドロ島」と呼ばれ，1899年から太平洋戦争以前までの間は島民が生活していたが，現在は無人島である。北硫黄島自体は有史以降の噴火記録は無いが，その西方沖に存在する噴火浅根は1880年以降しばしば噴火の記録がある（岩淵，1989）。

硫黄島（Photo 2）は周囲約22km，南北約8km，東西約6kmで北東－南西に長く，島の面積は約22km²，頂は摺鉢山で海抜161mである。1940年には村制が施行されたが，1944年に強制疎開，1951年に米国に施政権譲与，1963年に返還され東京都小笠原支庁の所管となった。

硫黄島の地形は北東部の台地状火山体の元山，南西部の角錐台状の火山砕屑丘の摺鉢山と，これらを連結する三角形の砂地の千鳥ケ原地峡により構成されている。硫黄島の海岸線は島の著しい隆起と海岸侵食，漂砂によって大きく形を変えている。島の東方には東岩，島と砂州で連結した釜岩の北側には監獄岩と呼ばれる岩礁がある。

硫黄島は現在なお活動を続けていることを示す噴気孔や水蒸気爆発による陥没孔など，特異な地形が随所に見られる。硫黄島の火山活動は活発な地形変動を伴い，島全体が著しい隆起運動を継続している。最近では，元山地区で内陸部より海岸付近の方が隆起量が大きく，摺鉢山地区と元山地区の内陸部は隆起量が少なくなっている（Fig. 3）。また，貝塚ほか（1981）は，元山地区の頂部（海抜108m）で採取された造礁サンゴの^{14}C年代が500～800 Y.B.P.（大八木・熊谷，1977）という値を用いて，元山地区の平坦化の時代は500～800年前で，その後の平均的隆起速度は15～20cm／年としている。

南硫黄島（Photo 3）は東西約1.9km，南北約2.2km，海抜916mのほぼ円錐形の火山島である。火山列島の中で最も標高が高く，島の面積は約3.51km²，周囲約7.5kmである。1891年に帆船で3人が漂着し，救助されるまで4年間生活した記録はあるが，現在は無人島である。南硫黄島には噴火の記録は無いが，溶岩流と火山砕屑性堆積物との互層およびそれを貫く岩脈からなる成層火山である（湯浅・玉木，1982）。福山（1983）は南硫黄島の溶岩流と岩脈の熱残留磁化方位がすべてノーマルであることから，古くとも数十万年前までに小規模な楯状の火山島を形成したとしている。

南硫黄島の北北東約5kmにある福徳岡ノ場は1904，1914，1986年に活発な海底噴火を起こしている。それぞれ高さ約150m，120m，10mの新島が出現したが，いずれの時も数カ月から十数カ月で波食により水中に没している。最近の火山活動の内，1986

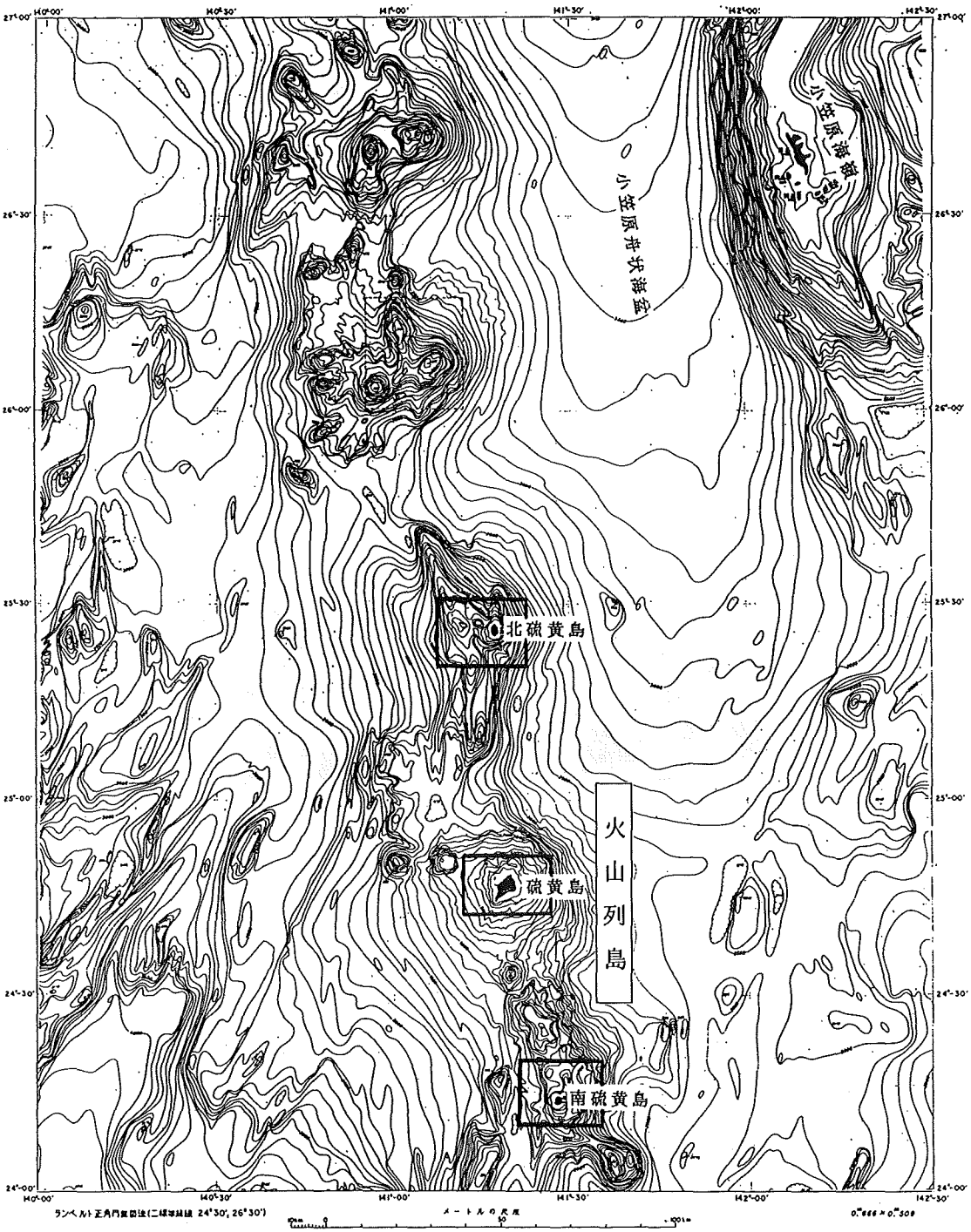


Fig. 2 The bathymetric chart around the Kazan Retto. The three survey areas are indicated by the rectangles. The scale of the existent chart is 1/500,000.

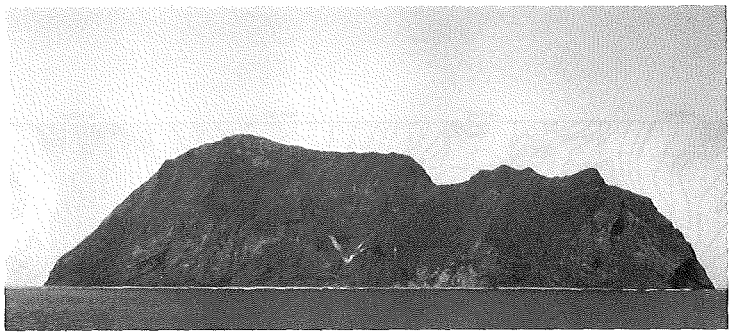


Photo 1 The view photograph of Kita-Io Sima. The view direction is from east.

Photo 2 The view photograph of Io Sima. The view direction is from southwest.

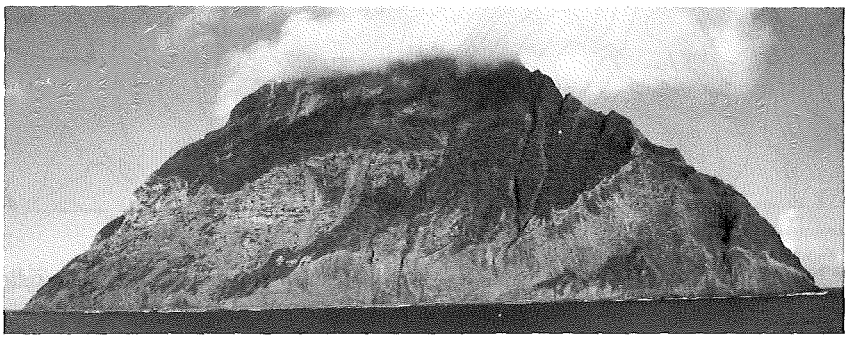


Photo 3 The view photograph of Minami-Io Sima. The view direction is from east.

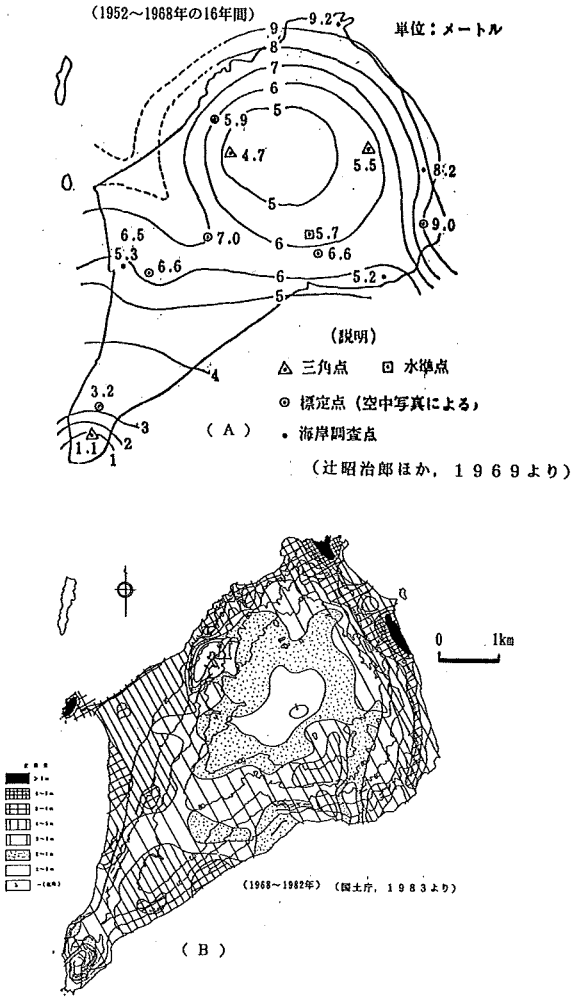


Fig. 3　The distribution map of the volcanic upheaving of Io Sima.

年1月の福徳岡ノ場の噴火は，マグマ水蒸気爆発を繰り返し，軽石からなる火砕丘の小島を造り上げたが，1986年3月には波食により島は消滅した。この時噴出した軽石は，南硫黄島に大量に漂着し，小笠原諸島の父島や遠く南西諸島の八重山群島や沖縄本島でも漂着が確認されている。

1992年11月10日の福徳岡ノ場の小規模な噴火は，軽石等の産状からマグマ水蒸気爆発であると推察される。噴火現象そのものは撮影されていないが，淡緑色の変色水と，軽石と見られる噴出物が長さ10km幅3kmの帯状に広がっているのが確認された。その時の噴出物は全岩化学組成分析の結果，1986年に噴出したものとほとんど同じであり，アルカリ系列安山岩に属する（Table 1）。

Table 1　The Chemical analyses of the volcanic rocks released recently from Fukutokuoka-no-ba. (wt%)

試料 / 成分	1986年の噴火 No. 7-3	7-4	1992年の噴火 92111001	92111002
SiO_2	57.22	59.36	59.38	59.59
TiO_2	0.50	0.53	0.53	0.53
Al_2O_3	16.27	16.88	14.52	14.98
Fe_2O_3	4.72	4.51	5.60	5.63
MnO	0.13	0.14	0.14	0.15
MgO	2.63	1.73	3.45	3.31
CaO	3.91	2.93	4.70	4.72
Na_2O	6.30	6.17	5.02	5.29
K_2O	4.21	4.51	3.94	3.90
P_2O_5	0.20	0.21	0.27	0.29
合計	96.09	96.97	97.55	98.39

単位：(wt%)

火山列島の3島はいずれの島もその地理的事情により，これまでの地球科学的研究例は数少ない。水路部は1986年から「離島の海の基本図」測量の一環として，南方諸島及び南西諸島の離島周辺の海底地形・地質の調査を実施している。1991年には硫黄島・南硫黄島，1992年には北硫黄島の調査を行った。海底地形調査は主に，測量船「拓洋」のナローマルチビーム測深機（シービーム）を用いた。島の海岸線近くでは「拓洋」搭載の測量艇の音響測深機を，北硫黄島の西方沖の噴火浅根と南硫黄島の北北東沖の福徳岡ノ場では，自航式ブイ「マンボウ」を用いて測深した。海底地質構造調査は，測量船「拓洋」の深海用音波探査装置（エアガン）と3.5 kHz 表層探査装置を用いた。

本研究では，シービームにより得られた海底地形とエアガンによる音波探査解析結果を詳解し，火山列島の地質構造と活動史ついての考察したい。

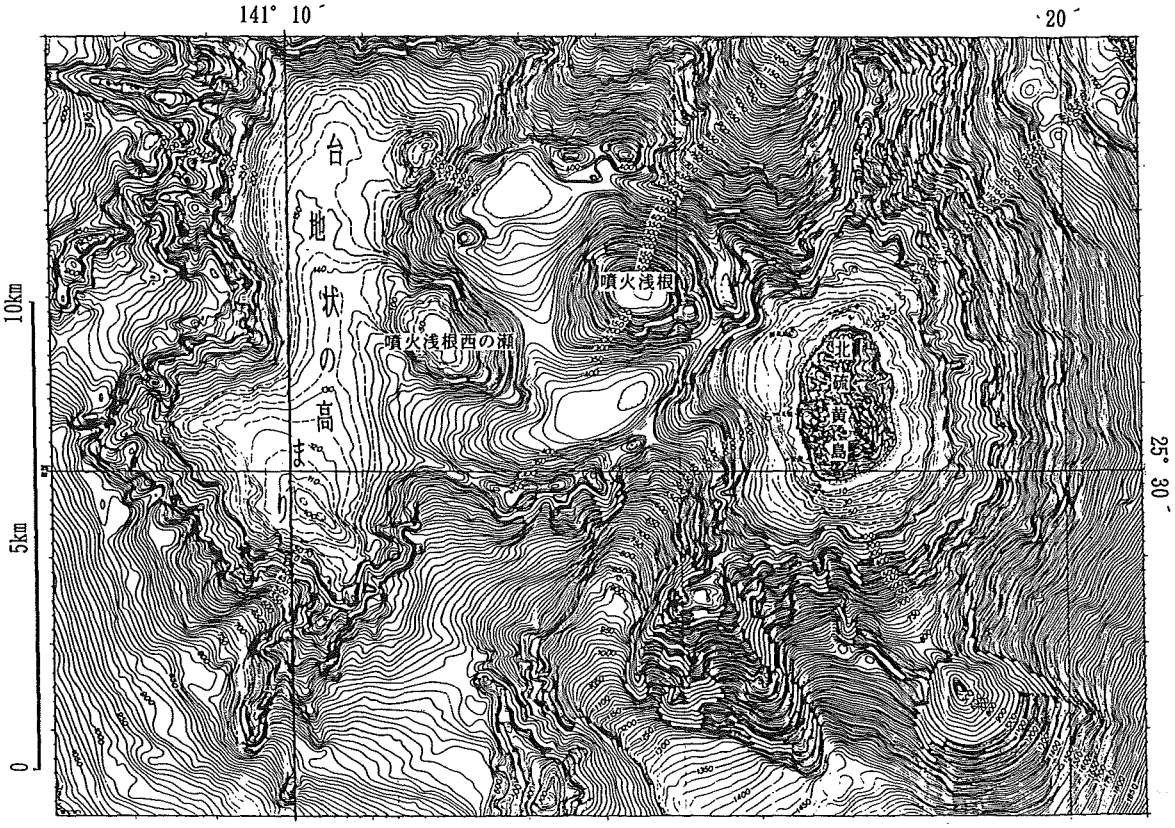


Fig. 4 The bathymetric chart around the Kita-Io Sima. The scale of the existent chart is 1/50,000.

2．北硫黄島周辺海域の地形・地質

前記したように北硫黄島自体には噴火記録は無いが，島は玄武岩質溶岩と火山砕屑物の互層からなり，島の周囲には切り立った波食崖が発達している（菊地・今泉，1984）。特に島の南西端には，典型的な崖錐地形がみられる。海岸には離水サンゴは見受けられないが，現在の島の周囲には幅50～100m程の裾礁が形成されている。Fig. 4に示したように，島の周囲の水深100m以浅には波食による平坦面が形成されている。この浸食地形から元の火山島の地形を復元すると，南側が大きく北側が小さいひょうたん型の火山体が想い浮かぶ。波食される前は南北5km，東西3.5km程の島であったであろう。

北硫黄島の北端の北ノ岬の西方約1km，距岸約600mの鮪浅根の最浅水深は14mで，波食に耐えて残った岩脈であろう。島のさらに西方約3.5kmには噴火浅根の高まりがあり，現在の最浅水深は14mである。さらにその西側には水深450mの凹地を挟んで最浅水深40mの南北に細長い台地状の高まりが存在する。この台地状の高まりは，古い海底火山の頂部が，氷河期を通じた長年の波食により浸食されたものと考えられる。噴火浅根を取り巻く凹地とさらにその周りの地形的高まりは，一見するとカルデラの様でもあるが，高まりの侵食の度合いにかなりの差があるので，一回の噴火によって形成されたカルデラではないようである。

よって，北硫黄島周辺の火山活動は時代の古い順に①台地状の高まり，②北硫黄島，③噴火浅根と移り変わってきたと考えられる。

Fig. 5に北硫黄島周辺海域の海底地質構造図を，Table 2に音響的層序区分の一覧表を示す。地質構

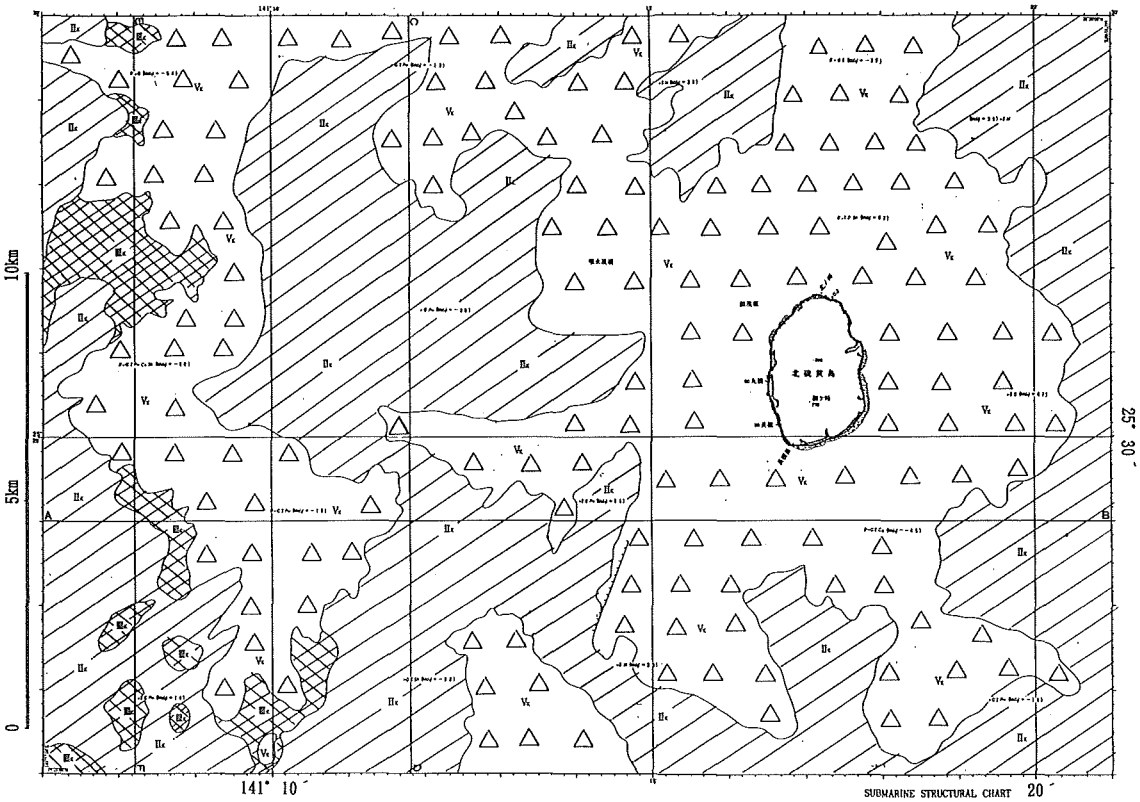


Fig. 5 The submarine geological structural chart around the Kita-Io Sima. The scale of the existent chart is 1/50,000.

造については，北硫黄島の南西沖約6km付近に，V_K層の高まりが作る急斜面に沿って北北東－南南西方向の西落ち断層が認められる。火山活動により形成された火山岩類V_K層の活動前には，第三紀層に相当するIV_K層が堆積していたと考えられる。V_K層の活動はIV_K層の堆積層を貫き，III_K層とII_K層はV_K層を起源とする火山性砕屑物である。V_K層に相当する火山活動は，休止期をはさんだ段階的なものであったらしく，それぞれの活動に伴って，III_K層及びII_K層が堆積したと思われる。また，II_K層は台地状の高まりの西側で欠如するので，供給源がより東側に存在すると考えられ，噴火浅根もしくは北硫黄島が供給源である可能性が高い。

3．硫黄島周辺海域の地形・地質

硫黄島は水深2,000mからそびえ立つ直径40km以上の巨大な火山体で，今回の調査海域は水深1,000m以浅の山体部である。硫黄島はこの火山体の山頂部が海面に現れた部分である。硫黄島の陸上地形，特に海岸線変化は著しく，1911年当時西海岸の沖1.2kmにあった釜岩は，1968年に硫黄島との間に形成された砂州の成長により結合し，トンボロが成長して，1978年には結合部の最小幅が205mになった。Fig. 6に示すように，1991年にはさらにその結合部が拡大し，井戸ケ浜が北方へ迫り出している。また短期的（2～3ケ月毎）には，南西海岸で汀線が前進する時期には南東海岸で後退し，南西海岸で汀線が後退する時期には南東海岸で前進する関係にある（重村ほか，1984）。

硫黄島周辺の海底地形（Fig. 7）は，硫黄島を中心としてほぼ同心円上に等深線が取り囲んでいる。沿岸部の海底地形を見ると，水深50m以浅に島を取

Table 2 A catalog of acoustical stratigraphy.

地層区分	北硫黄島 記録の特徴	層厚
I_K	（識別不能）	
II_K	やや連続する縞状パターン III_K層，IV_K層を覆う	60m前後 最大100m以上
III_K	透明層で，内部には淡い 不連続な縞状のパターン II_K層に覆われる	100m前後
IV_K	不透明な散乱状のパターン II_K層，III_K層に覆われる	最大300m以上
V_K	強い散乱状のパターン 音響的基盤層である	不明

地層区分	硫黄島 記録の特徴	層厚
I_I	淡く抜けるパターン	10～15m
II_I	所々層理面を伴った散乱状パターン IV_I層が露出する海域を除き広く分布	40～50m 最大100m
III_I	内部反射面や乱堆積状の反射面 摺鉢山の南方海域に分布する	最大250m
IV_I	強い散乱状パターン 音響的基盤層である	不明

地層区分	南硫黄島 記録の特徴	層厚
I_M	（識別不能）	
II_M	やや濁った縞状パターン III_M層，IV_M層を覆う	50～80m前後 最大140m
III_M	比較的透明なパターン ほとんどII_M層に覆われる	100m 最大150m
IV_M	散乱を伴った不透明なパターン 音響的基盤層	不明

注）海底下の堆積物及び岩石中の音波伝播速度は，水中と同じ1,500m/secとした。第Ⅰ層は最終氷期最大海退期の堆積物とし，第Ⅰ層を剥ぎ取って地質分布図を作成したが，3.5kHz表層探査記録の解析の結果，硫黄島以外の調査海域では識別不可能であった。

Table 3 A catalog of acoustical stratigraphic divisions and geological age.

岩相	時代		音波探査層相		
			北硫黄島	硫黄島	南硫黄島
堆積岩類	第四紀	現世	I_K	I_I	I_M
		更新世	II_K	II_I	II_M
			III_K	III_I	III_M
	新第三紀	鮮新世	IV_K		
火成岩類	第四紀		V_K	IV_I	IV_M

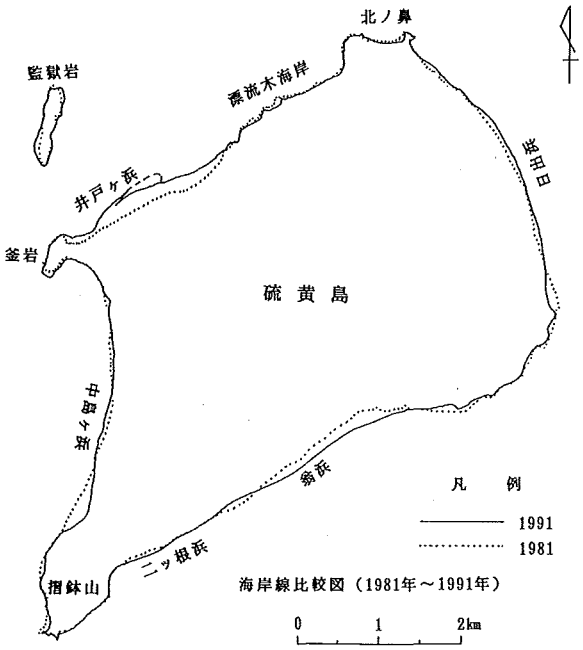


Fig. 6 The comparison map of the coastline of the Io Sima since 1981.

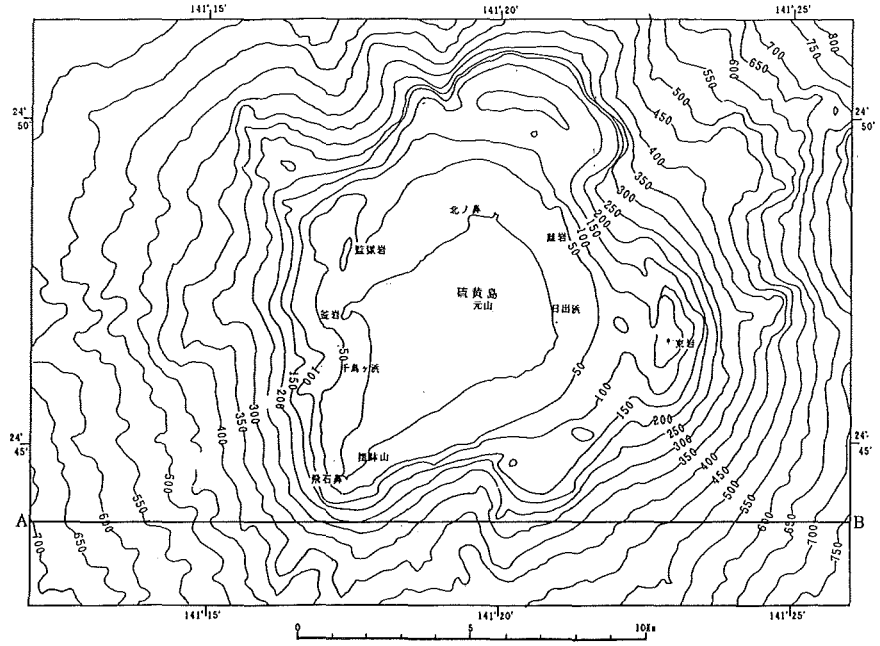


Fig. 7 The bathymetric chart around the Io Sima. The scale of the existent chart is 1/50,000.

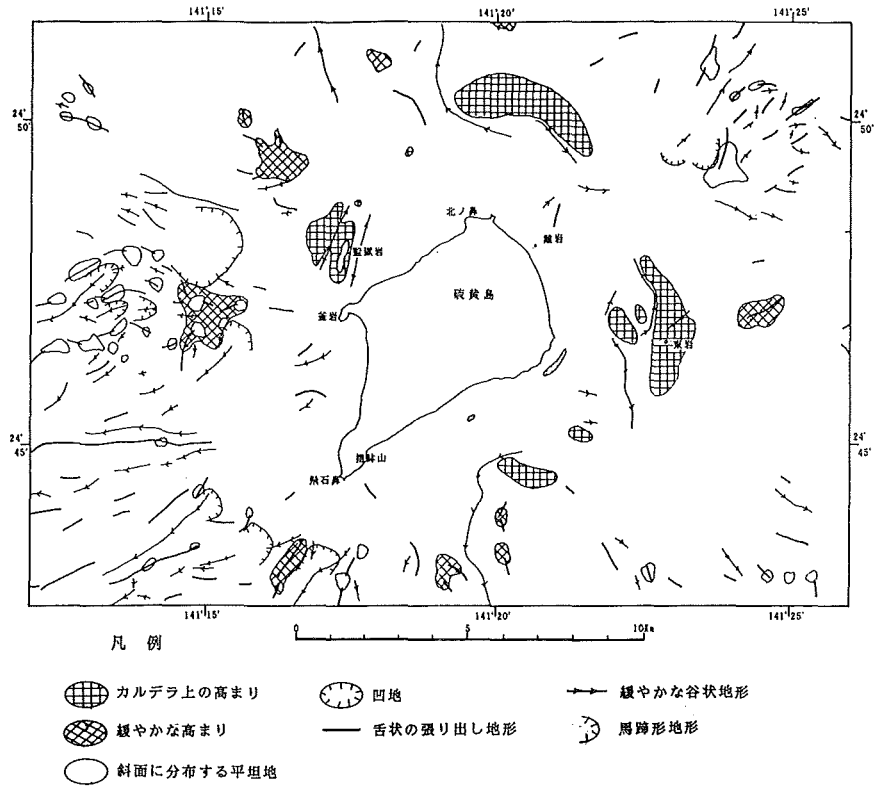
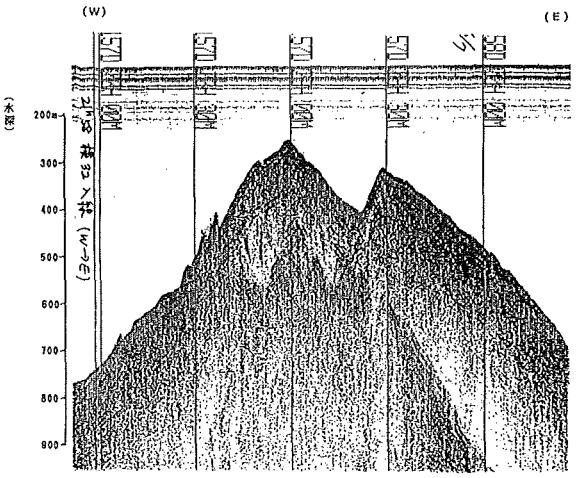


Fig. 8 The interpretation map of the topography around the Io Sima. There are crown cracks and head scarps of slumps.

Table 4 The measurements of the height of cays around Io Sima and the average volcanic upheaving velocity.

水上岩	高さ	隆起量	期　間	平均隆起速度
監獄岩	8.2→15.4m	7.2m	1934～91年(57年間)	12cm/年
釜岩	9.9→11.5	1.6m	1981～91年(10年間)	16cm/年
離岩	18.0→19.0	1.0m	1981～91年(10年間)	10cm/年
東岩	5.1→ 5.4	0.3m	1934～91年(57年間)	0.5cm/年

手　法	最大隆起量	期　間	平均隆起速度	文 献
造礁サンゴ ^{14}C年代		500～800年前から現在まで	15～20cm/年	大八木・熊谷(1977) 貝塚ほか(1981)
水準測量	9.2m	1949～68年(19年間)	57cm/年	国土地理院 辻ほか(1969)
水準測量	2.86m	1968～78年(10年間)	20～36cm/年	東京都 小坂ほか(1979)
水準測量(釜岩 北の花,温泉浜)	6.0m	1968～82年(14年間)	43cm/年	国土庁(1983)



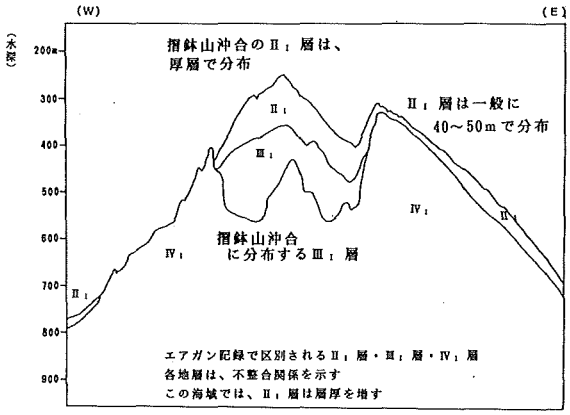


Fig. 9 The single-channel seismic profile along a line A-B off Suribati Yama of the Io Sima in Fig. 7.

り囲むような平坦面が形成されている。この平坦面は現在の海水面下で形成された海食台および堆積平坦面と考えられる。硫黄島を取り囲む最も特徴的な海底地形は，元山を中心に半径およそ5kmの同心円上に配列しているいくつかの高まりである。これらの高まりがその峰線が円弧方向に沿っていること，中でも東岩や監獄岩では元山側に急崖が形成されていることから，硫黄島火山はこれらの高まりを外輪山とするカルデラ地形を呈しているものと考えられる。

Fig. 8に示した海底地形概念図から，硫黄島の北側と南側にはそれぞれ2本ずつの谷地形が存在し，北東側と西側には馬蹄形の地形や舌状に張り出した地形，緩やかな谷地形が所々認められる。馬蹄形をした地形の内，最も顕著なものが監獄岩西側に認められ，音波探査の結果から判断して，これらの地形群は崩壊地形（岩屑崩壊）であると考えられる。摺鉢山南方沖には，音波探査記録断面にW型に現れる過去の大規模な山体崩壊地形が存在したが，現在は厚さ300mの堆積物により埋めつくされている(Fig. 9)。

Fig. 10に硫黄島周辺海域の海底地質構造図を示す。硫黄島周辺海域の海底地質は，第四紀更新世～現世に噴出した火山岩類(IV_1層)，主に更新世に形成された下部および上部火山砕屑物（III_1層およびII_1層），現世の沖積層（I_1層）からなる。IV_1層は音響的基盤層であり，大きく起伏する海底の岩礁地形を形成している。III_1層は摺鉢山南方沖に分布し，W型の大規模な山体崩壊地形を埋めている。II_1層は水深250m以深に広く分布し，表層探査記録から識別されたI_1層は，硫黄島周辺の浅海域に分布する。音波探査記録上で明瞭な断層，褶曲構造は識別できなかった。

Table 4に硫黄島周辺の水上岩の高さ測定結果と，これにより求められた平均隆起速度を示す。水

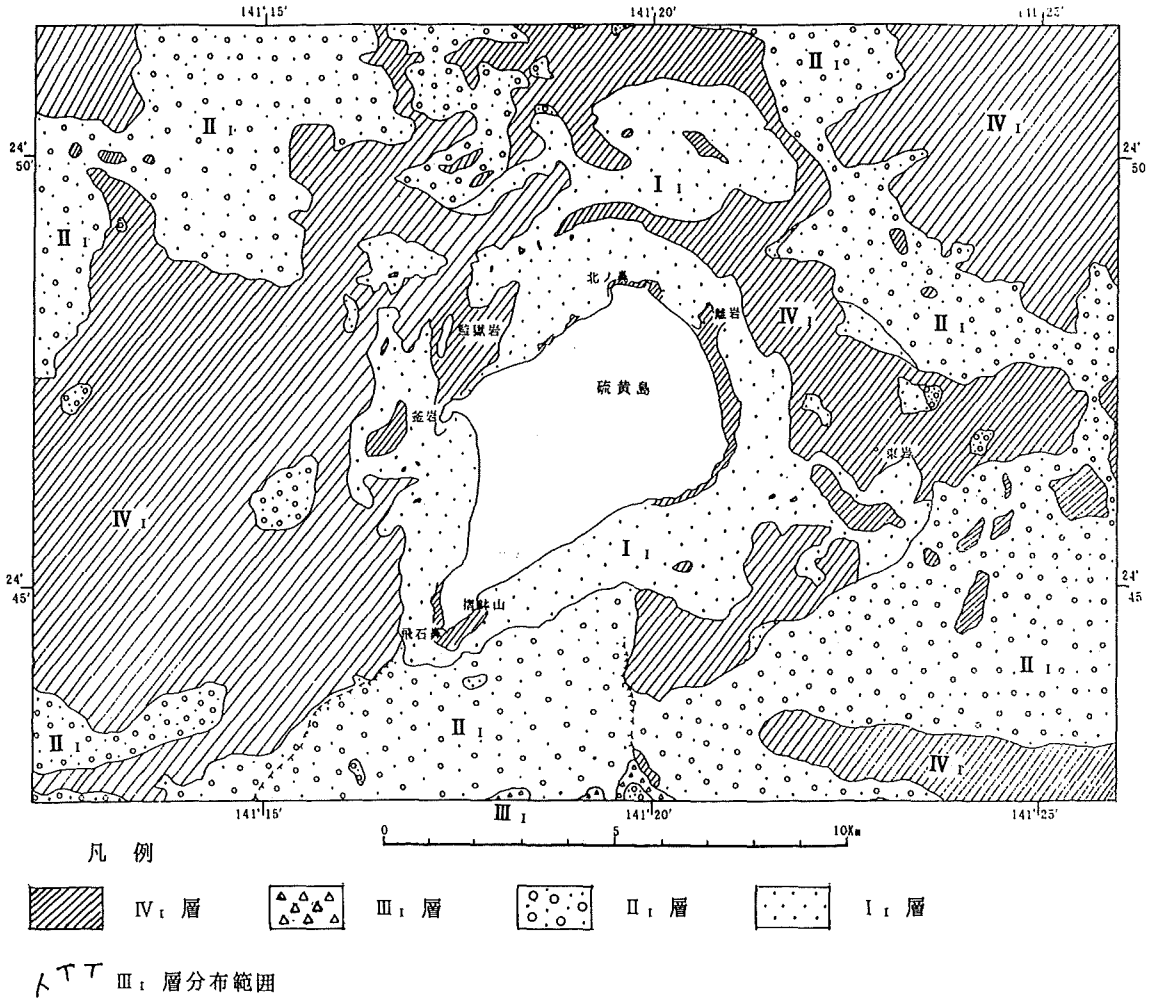


Fig. 10 The submarine geological structural chart around the Io Sima. The scale of the existent chart is 1/50,000.

上岩の高さは風化作用や波食により年々低くなると考えられるが，測定した4つの水上岩は過去の測定値に比べいずれも高くなっている。硫黄島西方の監獄岩は1934年の測量で高さ8.2mであったものが，1991年の測量では高さ15.4mに，釜岩は1981年の測量で高さ9.9mであったものが，1991年には高さ11.5mとなっている。離岩は1981年の測量で高さ18.0mであったものが1991年には高さ19.0mに，東岩は1934年の測量で高さ5.1mであったものが，1991年には高さ5.4mとなっている。したがって，平均すると監獄岩は12cm/年，釜岩は16cm/年，離岩は10cm/年で隆起していることになる。一方，東岩の隆起速度は0.5cm/年と小さい値である。

4．南硫黄島周辺海域の地形・地質

北硫黄島同様に南硫黄島にも噴火記録は無いが，島は玄武岩質溶岩と火山砕屑物の互層からなり，島の周囲には切り立った波食崖が発達している(福山，1983)。海岸には離水サンゴは存在せず，現在の島の周囲にもサンゴ礁は存在しない。Fig. 11 に示したように，島の周囲の水深50m以浅には波食による平坦面が形成されている。この浸食地形から元の火山島を復元すると，侵食前は直径 3.5km のほぼ円形の火山島であったであろう。

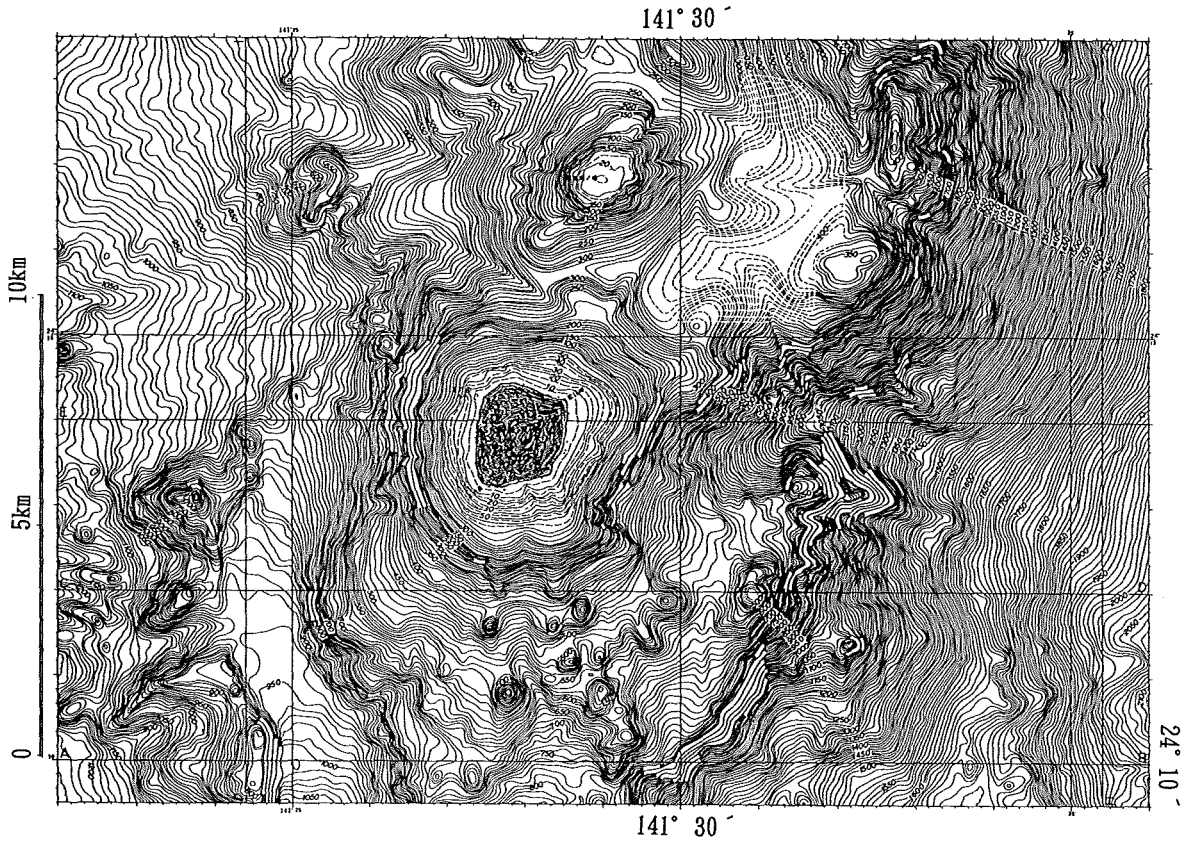


Fig. 11 The bathymetric chart around the Mimami-Io Sima. The scale of the existent chart is 1/50,000.

南硫黄島周辺海域の海底地形には，直径2㎞程度の小規模な高まりが多く，いずれも第四紀の火山体であると考えられる。これらの火山体の中で最大のものが南硫黄島北北東沖の福徳岡ノ場である。1991年7月の調査では福徳岡ノ場の最浅水深は14mである。南硫黄島南方の直径数百mの小さな山体は，火山体の崩壊により生じた「ながれ山」の可能性もある。①南硫黄島，福徳岡ノ場とその北の水深120mの高まりの列と，②南硫黄島東方沖の水深464mと601mの高まりと福徳岡ノ場東方の水深340mと366mの高まりの列は，北北東－南南西方向に配列している。①の福徳岡ノ場を含む列が現在活動中の火山列とすると，②の高まりの列は過去の活動期に形成された火山列であろう。

顕微鏡観察の結果(Table 5)，南硫黄島の西岸に露出した岩脈を形成する岩石はアルカリ玄武岩であり，海底からドレッジにより採取された岩片にも，アルカリ玄武岩が数多く含まれている。南硫黄島周辺海域の音響的基盤層であるIV_M層は，南硫黄島および福徳岡ノ場等の第四紀火山に対比され，この海域に広く分布するIII_M層とII_M層は，その第四紀火山を起源とする火山性砕屑物に対比される (Fig. 12)。IV_M層を形成した火山の活動は，小規模な休止期をはさんだ段階的なもので，それぞれの活動に伴ってIII_M層とII_M層が堆積したものと思われる。南硫黄島南西沖に南北に軸を持つ谷地形の西斜面に沿って，長さ1400m東落ちの断層が確認された以外，断層や褶曲構造は音波探査記録からは認められない。

南硫黄島の西海岸で採取した2つの造礁サンゴ片について，^{14}C法により年代測定を行った結果をTable 6に示す。このサンゴ片は過去に南硫黄島の海岸周辺に生息した造礁サンゴが波浪により破砕さ

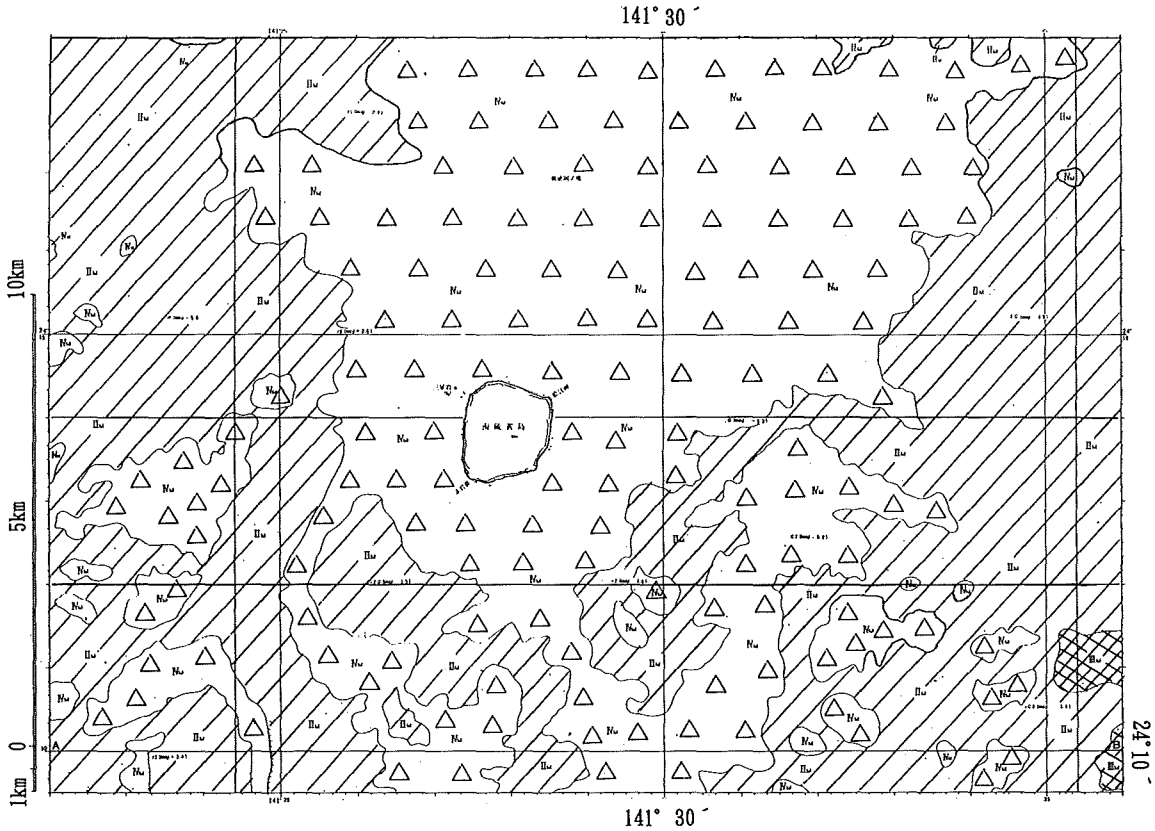


Fig. 12 The submarine geological structural chart around the Minami-Io Sima. The scale of the existent chart is 1/50,000.

れ，海岸に打ち上げられたものである。この年代測定結果から，今からおよそ数百年前頃には，南硫黄島周辺はサンゴが成長できる環境にあった。すなわち火山性砕屑物が降り注ぎ，サンゴの生育を妨げるような環境でない時代が数百年前にあったと考えられ，この火山活動の小規模な休止期が前記したIII_M層とII_M層の境界の時期にあたる可能性もあるが，現時点では明言はできない。

5．火山列島の地質構造と活動史ついての考察

(1) 火山列島の火山の活動頻度について

北硫黄島周辺には生きたサンゴ礁（裾礁）が存在するのに対し，硫黄島と南硫黄島周辺には生きたサンゴ礁は存在しない。硫黄島にサンゴ礁が存在しない理由としては，島の周囲のいたるところで湧出している変色水と，海岸侵食により生じた流砂が，サンゴの定着と繁殖を妨げていることが考えられる。波食崖の発達した北硫黄島の周辺に裾礁が存在するのに対し，同様に波食崖の発達した南硫黄島の周辺には生きたサンゴ礁は存在しない理由としては，南硫黄島北北東沖の福徳岡ノ場が現在もなお活発に活動していて，噴出した軽石が大量に南硫黄島に漂着し，サンゴの定着と繁殖を妨げていることが考えられる。つまり，噴火浅根の噴火活動が北硫黄島周辺のサンゴの生息を妨げていないことを考えると，噴火浅根は少なくとも北硫黄島にサンゴの定着と繁殖を続けられたある程度の期間は，大量の軽石を噴出するような大規模な噴火活動は行っていないことになる。

また，国土庁（1983）による硫黄島における最近の噴火活動は，水蒸気爆発であり，溶岩や軽石の流出のような本格的なマグマの地表への噴出が無かっ

Table 5-1 The lithological description of the volcanic rocks from three volcanic islands in the Kazan Retto and the volcanic rocks dredged around them. (1/2)

島	試料	記載
北硫黄島陸上	南海岸（凝灰角礫岩中の角礫）	岩石名：アルカリ－カンラン石玄武岩 組織：ハイアロオフィティック組織 斑晶：カンラン石，チタン普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：斑晶鉱物の小片，ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
	南海岸岩脈	岩石名：カンラン石玄武岩 組織：間粒状組織 斑晶：カンラン石，普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：斑晶鉱物の小片，ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
北硫黄島沖合海域	ドレッジ試料 No. 2	岩石名：ガラス質軽石 組織：多孔質で斑晶をほとんど含まない 斑晶：普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
	ドレッジ試料 No. 4	岩石名：アルカリ－カンラン石玄武岩 組織：間粒状組織 斑晶：カンラン石，普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：斜長石，普通輝石 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
	ドレッジ試料 No. 10	岩石名：ガラス質玄武岩 組織：ハイアロオフィティック組織，多孔質 斑晶：普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
	ドレッジ試料 No. 16	岩石名：ガラス質軽石 組織：多孔質で斑晶をほとんど含まない 斑晶：普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
硫黄島陸上	東海岸 No. 1	岩石名：ガラス質単斜輝石デイサイト 組織：斑状組織 斑晶：斜長石(アルバイト)，単斜輝石 石基：黒～茶褐色のガラス(弱い流理構造)，アパタイト
	東海岸 No. 2	岩石名：デイサイト質軽石凝灰岩 組織：構成粒子の淘汰は悪く，空隙や軽石の配列は不規則 構成粒子：液滴状ガラス粒子，斜長石(アルバイト)，単斜輝石，アパタイト

Table 6 The ^{14}C age of the fragments of the reef coral gathered from the west coast of Minami- Io Sima.

試料	年代測定結果
A	350±80年B. P.
B	290±80年B. P.

Table 5-2 The lithological description of the volcanic rocks from three volcanic islands in the Kazan Retto and the volcanic rocks dredged around them. (2/2)

島	試料	記載
南硫黄島陸上	北海岸	岩石名：アルカリ玄武岩 組織：間粒状組織 斑晶：チタン普通輝石，カンラン石，斜長石，不透明鉱物 石基：チタン普通輝石，斜長石，不透明鉱物，ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
	西海岸岩脈	岩石名：アルカリ玄武岩 組織：間粒状組織 斑晶：カンラン石，チタン普通輝石，斜長石，不透明鉱物(チタン鉄鉱) 石基：チタン普通輝石，斜長石，不透明鉱物(チタン鉄鉱)
南硫黄島沖合海域	ドレッジ試料 No. 7	岩石名：アルカリ玄武岩 組織：填間状組織，サブ・オフィティック組織 斑晶：カンラン石，チタン普通輝石，斜長石，チタン鉄鉱 石基：チタン普通輝石，斜長石，ガラス
	ドレッジ試料 No. 10	岩石名：アルカリ玄武岩 組織：半晶質(hyalocrystalline) 斑晶：チタン普通輝石，斜長石 石基：ガラス
	ドレッジ試料 No. 12	岩石名：アルカリ玄武岩 組織：填間状組織 斑晶：カンラン石，チタン普通輝石，斜長石 石基：ガラス
福徳岡ノ場	1986年2月18日に噴出	岩石名：ガラス質軽石 組織：多孔質で斑晶をほとんど含まない 斑晶：カンラン石，チタン普通輝石，斜長石，不透明鉱物 石基：ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する
	1992年11月10日に噴出	岩石名：ガラス質軽石 組織：多孔質で斑晶をほとんど含まない 斑晶：チタン普通輝石，カンラン石，斜長石，不透明鉱物 石基：ガラス 斜方輝石を含まないアルカリ岩系列に属する

Table 7 The Chemical analyses of the volcanic rocks from three volcanic islands in the Kazan Retto. (wt%)

成分	北硫黄島		硫黄島摺鉢山		南硫黄島	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO_2	48.49	48.74	58.91	58.59	45.39	45.02
TiO_2	0.76	1.02	0.82	0.74	0.70	0.75
Al_2O_3	18.72	18.81	17.71	16.54	15.21	19.94
Fe_2O_3	2.77	4.67	2.81	5.46	4.34	4.49
FeO	8.18	7.14	2.67	1.11	6.60	7.51
MnO	0.22	0.33	0.16	0.20	0.18	0.23
MgO	5.17	4.52	0.88	0.97	10.63	5.56
CaO	12.47	12.00	3.43	3.44	14.01	13.01
Na_2O	2.02	2.30	6.01	6.20	1.47	1.87
K_2O	0.33	0.27	3.94	3.69	0.47	0.63
P_2O_5	0.05	0.04	0.49	0.37	0.16	0.21
H_2O^-	0.38	0.34	0.34	2.42	1.04	0.04
H_2O^+	0.60		0.30		0.30	0.04
Total	100.16	100.21	100.23	100.40	100.50	99.30wt%

(1)津屋(1936)，(2)岩崎(1937)，(3)福山(1983)，(4)湯浅・玉木(1982)

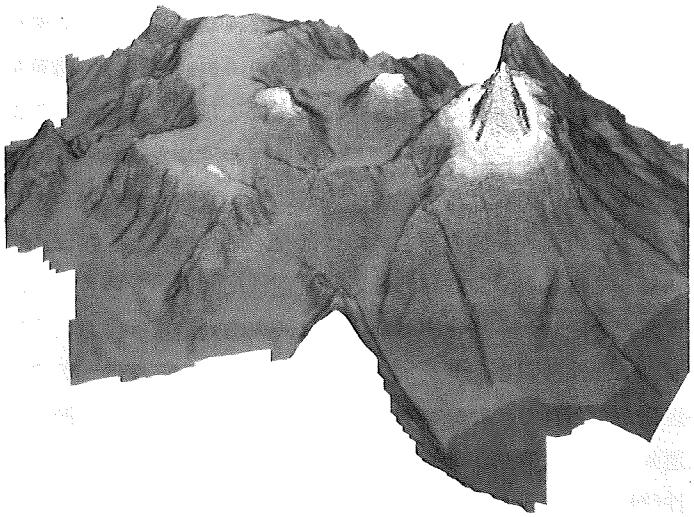


Fig. 13 The 3-dimensional image view map of the Kita-Io Sima. The view direction is from south.

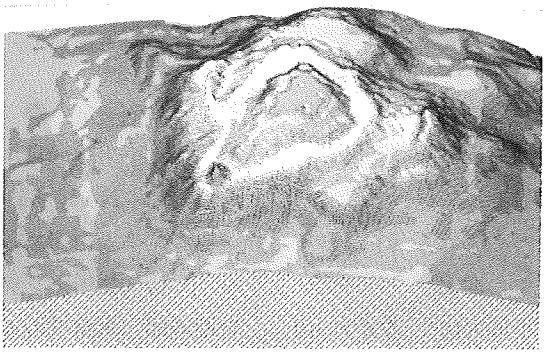


Fig. 14 The 3-dimensional image view map of the Io Sima. The view direction is from south.

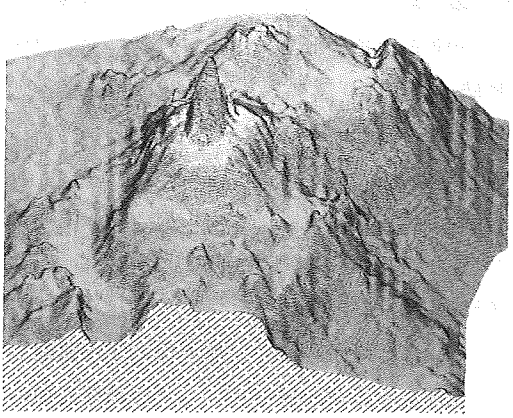


Fig. 15 The 3-dimensional image view map of the Minami-Io Sima. The view direction is from south.

たことを考えると，現在の噴火活動の頻度は福徳岡ノ場，硫黄島，噴火浅根の順に高いと言える。

(2) 硫黄島火山の発達史と隆起運動

硫黄島の発達史は，円錐形海底火山の形成，円錐形火山の南側での大規模な崩壊，この崩壊地形の埋没とカルデラの形成，カルデラ北東壁（外輪山）の崩壊，元山及び摺鉢山の噴火活動によるカルデラの埋積，島（山頂部）の隆起と西斜面の崩壊の順と考えられる。貝塚ほか（1981）によると，500～800年前の硫黄島（火山体山頂部）の隆起が本格化する前に，現在の元山地区上面に海面が停滞し，サンゴ礁の発達と元山地区の平坦化が行われた。サンゴ礁が発達したことは，隆起運動等の地殻変動が鈍く，変色水の湧出活動や火山性砕屑物の流入が無かったことを意味し，500～800年前に硫黄島の火山活動が小規模な休止期にあったことを表している。

最近10年間の隆起運動で，硫黄島西方の監獄岩は12cm/年，釜岩は16cm/年，離岩は10cm/年で隆起しているのに対し，東岩の隆起速度は0.5cm/年と小さい値である。Table 4にまとめたように，かつては元山が隆起運動の中心であったが，最近の隆起運動の中心は釜岩周辺の西～北西海岸付近に，移ってきているようである。

(3) 最近の噴火活動とマグマの変化

南硫黄島南方海底には古い単成火山や「ながれ」山地形が存在するが，南硫黄島とこれらの火山は，海食崖の著しい発達からみても活動を停止して久しく，噴火の中心は北側の福徳岡ノ場に移っている。南硫黄島の海岸周辺でも，200～450年前に造礁サンゴが発達したと考えられ，火山性砕屑物が降り注ぎ，サンゴの生育を妨げるような環境でない時代があったと考えられる。すなわち，火山活動の小規模な休止期が，前記した硫黄島の火山活動の休止期のすぐ後に存在した可能性がある。（^{14}C法による年代測定の誤差を考えると，この「南硫黄島の200～450年前」と「硫黄島の500～800年前」という年代は，今からおよそ数百年前頃と同時期になる可能性があるが，現時点では年代測定値の数が少ないので明言はできない。）

さらに興味深いことに，この間に噴出するマグマがアルカリの多いものに変化したことである。現在活動中の福徳岡ノ場，硫黄島，噴火浅根を構成する岩石はアルカリ岩で，それより古い北硫黄島と南硫黄島は非アルカリ岩もしくはアルカリ岩の中でも比較的アルカリの少ないものであるので，この地域ではなんらかの共通した原因でマグマが変化または置換されたに違いない（Table 7）。小坂ほか（1990）は，火山列島付近においてアルカリに富んだマグマが生成される環境は，テクトニック場の時間変化と密接に関係があると推測している。

6．おわりに

本論中の調査・研究に従事した水路部の堀井良一氏，阿部則幸氏，明石龍太氏，楠勝浩氏，守永健夫氏，鈴木英一氏，渡辺義和氏には資料の提供と多くの助言を頂いた。ここに明記して謝意を表します。

参 考 文 献

福山博之：火山列島，南硫黄火山の地質，地学雑誌，**92**，No.1，55-67，(1983)

一色直記：火山列島硫黄島の地質と岩石，国立防災科学技術センター研究速報，*23*，6-24，(1976)

岩淵義郎：水路部の火山噴火予知計画，水路部研究報告，**25**，1-72（1989）

碇京子：伊豆・小笠原弧，西七島海嶺――複合古島弧の可能性――，地学雑誌，**100**，No.4，475-468，(1991)

海上保安庁水路部：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会報，**16**，25-28，(1979)

海上保安庁水路部：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会報，**18**，40-41，(1980)

海上保安庁水路部：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会報，**21**，37-39，(1981)

海上保安庁水路部：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会報，**26**，62-63，(1983a)

海上保安庁水路部：硫黄島周辺海底地形・地質調査，火山噴火予知連絡会会報，**26**，64-67，(1983 b)

海上保安庁水路部：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会報，**27**，36-38，(1983c)

海上保安庁水路部：水路部観測報告，大陸棚調査編，**5**，(1989)

海上保安庁水路部：本州南・東岸水路誌，書誌第**101**号，283-289，(1991)

貝塚爽平・長岡信治・宮内宗裕：硫黄島の地形・地質，小笠原諸島自然環境現況調査報告書，**3**，113-134，(1981)

加藤　茂・池田　勉：硫黄島周辺の海底地形，水路部研究報告，**19**，59-73，(1984)

菊池隆男：北硫黄島紀行(1)北硫黄島火山の地形と地質，小笠原研究年報，**5**，55-61，(1981)

菊地隆男・今泉俊文：北硫黄島の地形と地質，小笠原研究，**10**，(1984)

国土庁：昭和56年度硫黄島周辺海域海底地形・地質調査成果作成業務報告書，1-28，(1981)

国土庁：昭和57年度硫黄島地質・地形変動調査報告書，1-67，(1982)

国土庁：小笠原硫黄島火山活動調査総合評価案，1-48，(1983)

村内必典ほか：特集　硫黄島の地学．地学雑誌，**94**，No.6，(1985)

小野幹雄・小林純子：北硫黄島・硫黄島の陸上植物固有種の現況調査，小笠原諸島自然環境現況調査報告書，**3**，7-29，(1981)．

小坂丈予・平林順一・松田鉱二・大島章一・土出昌一・加藤茂：伊豆・小笠原弧海域の海底火山活動に伴って噴出した岩石とその付近に産出する火山岩の化学組成，**26**，61-85，(1990)．

佐藤孫七・佐藤　久：海底火山と船舶．星野・青木編，「伊豆半島」，東海大出版会，341-365，(1972)

重村利幸・斉藤廣康・高見沢惇・工藤　誠：硫黄島の地形変化について，海岸工学講演会論文集，**31**，371-375，(1984)

地質調査所：小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図，海洋地質図，**18**，(1982)

東京都：硫黄島基本調査報告書，1-181，(1975)

東京都総務局三多摩島諸対策室：小笠原硫黄島火山活動調査報告書（第III報），1-89，(1979)

辻　昭治郎・栗山　稔・鶴見英策：第2次硫黄島総合調査団に参加して，国土地理院時報，9-18，(1981)

宇都浩三：伊豆・小笠原弧の第四紀火山岩．月刊　地球，**5**，No.8，464-486，(1983)

湯浅真人・玉木賢策：魔の島－南硫黄島－．地質ニュース，**306**，36-43，(1980)

湯浅真人・玉木賢策：火山列島，南硫黄島の玄武岩．地調月報，**33**，531-540，(1982)

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**，No.8，459-463，(1983)

湯浅真人：伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立はなぜ生じたか，地学雑誌，**100**，No. 4，458-463，(1991)

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

EXAMINATION INTO ERROR OF WATTS' DATUM AND RECOMPUTATION OF MOON'S POSITION †

Yoshio KUBO*

Abstract

The error in the datum of Watts' lunar charts (Watts,1963) is examined in detail using the lunar occultation observation data obtained in the years 1981 to 1990 and collected and reduced by International Lunar Occultation Centre (ILOC). Based on the result, a table giving the values of the datum error for arbitrary libration arguments l and b and for arbitrary axis angle Π is presented so as to be applied to any positional observation of the Moon. Applying the correction for the error to the determination of the coordinates of the Moon by the lunar occultation observation, the yearly deviations of $\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$ are considerably lessened compared with the former analyses to give more accurate observed values for the longitude and latitude of the Moon. Further, fitting a quadratic to the yearly values of $\Delta\lambda$'s, a difference of $-0.35''$/cy in the mean motion of the Moon from the current ephemeris is found, while no significant difference in the acceleration term is detected.
Key words: Lunar occultation, Ephemeris of the Moon.

1. Introduction

When the coordinates of the Moon's center of mass is determined referred to a coordinate system defined by stars, say the FK5 system, the irregularity of the Moon's limb is a stiff obstacle. If the Moon's surface were covered by the sea water to form an equipotential surface as on the Earth, it would be possible, although not easy, to relate the surface with the center of mass. Actually, however, there is no physically significant smooth surface on the Moon. Meanwhile, the datum of Watts' lunar charts (Watts, 1963) provides a substitute for such a surface and it is most commonly used as the reference for the Moon's figure in the reduction of lunar occultation observation and other Moon's observations made for the purpose of determining the coordinates of the Moon.

The lunar limb profile given by Watts' charts for an arbitrary state of libration is constituted by a set of the values for the heights of points on the limb referred to an artificially defined circle, i.e., the zero-level circle. The circle is a cross section of the sphere defining Watts' datum, which is presumed to have a certain radius k with its center at the center of mass of the Moon. We refer to the circle also as Watts' datum or simply as the datum in the following.

It is known, however, that the heights given by Watts' charts have some errors. It is convenient to separate the error for any point on the lunar limb into two parts, the locally averaged value of such errors and the residual. The former should

† Received 16th November 1993

* Geodesy and Geophysics Division, Hydrographic Department

be regarded as the error of the datum itself. In other words, we regard the actual Watts' datum as a closed curve which is well approximated by a circle with radius k and center at the center of mass but a little distorted and shifted as a whole due to the effect of this local average of errors. An important fact is that we can determine the local average of the errors with a considerable accuracy by using lunar occultation data while it is not possible to know each residual error. We will analyze the position and shape of the actual datum in the following.

There are many papers on the errors of Watts' charts. Some authors (e.g., Rosselló et al., 1991 and Sôma, 1985) give the deviation of the actual datum from the circle which Watts originally assumed, by finding a correction to the radius or approximating it by an ellipse, as well as calculate the amount of the shift of the center from the center of mass. They obtain those values for either each libration state or the averaged values over all libration states. However, what we need in analyzing the position of the Moon is where any point of Watts' datum is located with respect to the center of mass for arbitrary values of libration arguments l and b. It is another problem to find a circle or an ellipse to fit the limb best or to ask where its center exists, in which we do not have interest in the present study.

Also we must notice to the following fact concerning the relation between the analysis of the datum and the ephemeris of the Moon. It is impossible to obtain an accurate position of the datum relative to the center of mass by observations of the Moon, if a good ephemeris of the Moon is not available. If the coordinates in the ephemeris has a constant error, for example, the position of the datum relative to the center of mass will show a false displacement of the same amount in the opposite direction. It is impossible to know a correct position of the datum. Periodic errors in the ephemeris will be rather more difficult to deal with. Recently, however, we have a very accurate ephemeris of the Moon, such as LE200, whose values for the coordinates of the Moon's center of mass is considered to be almost free from, at least, any periodic error with an amplitude larger than $0.01''$. This makes it possible to compute an accurate position of the datum.

2. Data and Computation Formula

For the purpose of computing the correct position and shape of the datum, it is necessary to analyze observation data of the Moon reduced in a consistent system and in a clearly described formula. In the present study, we use the timing data of lunar occultations in the years from 1981 to 1990 collected and reduced by the International Lunar Occultation Centre (ILOC), where the reduction is made in the following scheme:

(1) The Japanese Ephemeris after 1985 and an ephemeris computed with the same standard before 1984 are used for the coordinates of the Moon's center of mass. The Japanese Ephemeris is virtually the same as LE200, the difference between the tabular values of the Moon's coordinates in the both ephemerides being less than $0.01''$.

(2) The star places are computed based on a star catalogue which is so edited as to be consistent with the FK5 system.

(3) A value of 0.4 second for the personal equation is assigned to all the visual observations.

(4) The coordinates of the telescopes are referred to a world geodetic system which is equivalent to the WGS-84.

(5) The correction for the lunar limb irregularity is made by Watts' charts without any modification, i.e., Watts' datum is regarded as a circle with radius k and center at the center of mass of the Moon.

(6) $k=0.2725076$ in units of the Earth's equatorial radius is adopted as the radius of the Moon. The value is the one which is recommended by IAU at present.

The number of the timing data used in the analysis below is 98958 in total including 6931 photoelectric data. Those for each year are given in Table 1 together with those of photoelectric data alone. The numbers of the data for each region of libration arguments are also given in Table 2. The process of computing the position

Table 1. Numbers of occultation timing data for every year used in the analysis. Those of photoelectric data are given in the parentheses.

Year	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
	8606	11701	9830	8599	7172	8212	10179	12680	11161	10818
	(865)	(817)	(968)	(863)	(673)	(536)	(496)	(581)	(642)	(490)

Table 2. Numbers of occultation timing data used in the analysis for every region of libration arguments l and b. Those of photoelectric data are in the parentheses.

$b \setminus l$	-9°	-7°	-5°	-3°	-1°	+1°	+3°	+5°	+7°	+9°
-8°										
	411	831	575	1086	1366	1325	2124	2916	1121	
	(30)	(98)	(69)	(70)	(91)	(51)	(135)	(157)	(65)	
-6°										
	1062	1590	2140	1279	1909	1907	3798	4654	2756	
	(93)	(137)	(99)	(100)	(71)	(120)	(157)	(227)	(163)	
-4°										
	727	1503	1040	977	1040	1151	1754	2599	592	
	(54)	(118)	(49)	(90)	(70)	(63)	(78)	(187)	(76)	
-2°										
	718	1470	985	878	948	713	2043	2081	653	
	(83)	(72)	(73)	(80)	(50)	(46)	(92)	(136)	(58)	
0°										
	529	1200	1632	1051	778	1520	996	1823	606	
	(45)	(115)	(117)	(47)	(62)	(87)	(67)	(140)	(46)	
+2°										
	810	1233	1207	892	776	1102	872	1801	500	
	(71)	(102)	(77)	(68)	(69)	(81)	(106)	(164)	(41)	
+4°										
	996	2284	1391	1905	1193	821	1312	1779	394	
	(104)	(162)	(70)	(68)	(101)	(93)	(88)	(120)	(29)	
+6°										
	1333	2957	1763	1492	1287	1251	1109	1317	333	
	(138)	(213)	(166)	(124)	(115)	(99)	(133)	(154)	(41)	
+8°										

and shape of Watts' datum in this study is as follows:

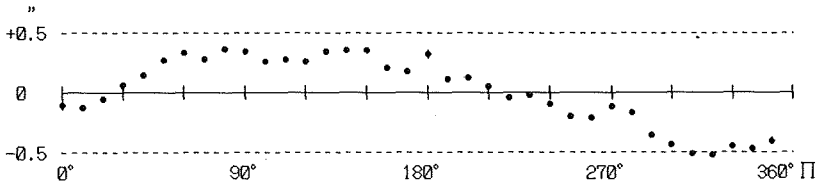
We use $\Delta\sigma$ reduced at ILOC (ILOC, 1993a) as O - C of the distance between the occulted star and the Moon's center of mass at the instant of a phenomenon. In this, O or the observed value is calculated using the lunar coordinates and the star place stated above. On the other hand, C or the computed value is the sum of the Moon's semidiameter corresponding to the radius k and the height obtained from Watts' charts for the point where the phenomenon occurred, both reduced to the values at the Moon's topocentric distance at the time of observation.

We give the position and shape of the datum by a set of values of corrections to the assumed circle of Watts' datum for a number of regions along the limb devided with some interval. We devide the limb circle into 36 regions each with 10° interval of the axis angle Π, the position angle measured from the direction of the Moon's north pole. The correction for each region is computed as the mean of $\Delta\sigma$'s in the region. In the computation, a weight of unity is assigned to all the data except that 0.25 is assigned to the data of grazings.

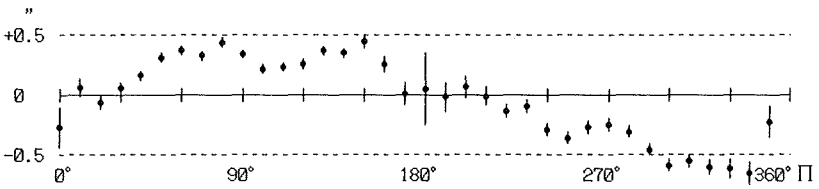
The position and shape of the datum change depending on the orientation of the Moon, or on the libration arguments l and b. Therefore we must obtain them for various values of l and b.

In calculating the corrections for a given combination of values of l and b, are used all the data for which the argument values of the topocentric libration are within the range of $l \pm 2°$ and $b \pm 2°$, respectively.

In the above process, all the timing data including visual and photographic observations are used. It is recognized, however, that the effect of the personal equation is not removed perfectly in using such a data set. The effect remains as a whole uniformly in all the regions along the limb, as well as it appears differently depending on the



(a) All observations



(b) Photoelectric observations

Fig. 1. The error in Watts' datum obtained for two data sets of lunar occultations. The error for the both cases are the averaged one over all states of librations.

axis angle Π. We can see it in Fig. 1. The figures are for two cases, one in which all the data including both visual and photoelectric observations are used (data set (A)) and the other where the photoelectric observations alone are adopted (data set (B)), respectively. The figures are obtained using the data for all values of l and b and therefore show an averaged position and shape of Watts' datum. They should not be used as the reference of the lunar figure in the reduction of the observation of the Moon's position, but they give important information on the systematic correction for the visual data. The comparison of the both figures gives the following systematic difference in the sense of data set (B) minus (A):

$$\Delta h_0 = -0.05'' + 0.08'' \sin \Pi. \qquad (1)$$

This is the same as given in Kubo (1993). When we intend to obtain the datum completely free from the personal equation, we must add this difference further to the correction obtained using the data set (A).

3. Position and Shape of Watts' Datum

Table 3 gives Δh for every 10° of axis angle Π and for the values of l and b each with interval of 2°. Δh is the height above the presumed Watts' circle. Therefore, the correction is to be applied to the limb of the Moon whose center is not offset from the center of mass. The tabulated values have been corrected for the effect of the personal equation in the data set (A) by Equation (1). The values Δh are for the mean distance of the Moon, and therefore, when they are applied, they must be multiplied by the ratio $\sin\pi/\sin\pi_0$, π and π_0 being the horizontal parallaxes of the Moon at the observed time and at the mean distance, respectively.

For an arbitrary set of values of l, b and Π which are between the arguments of the tables, Δh should be calculated by interpolation (or extrapolation for values of l or b outside the respective ranges). It is noticed that a triple interpolation (extrapolation) is necessary. In any case, however, the linear interpolation (extrapolation) is sufficient and a higher order one should not be made. The accuracy of the tabular values is estimated to be about 0.05″. In Fig. 2, curves showing general features of the position and shape of the actual Watts' datum are given for some sets of values of l and b, as an example.

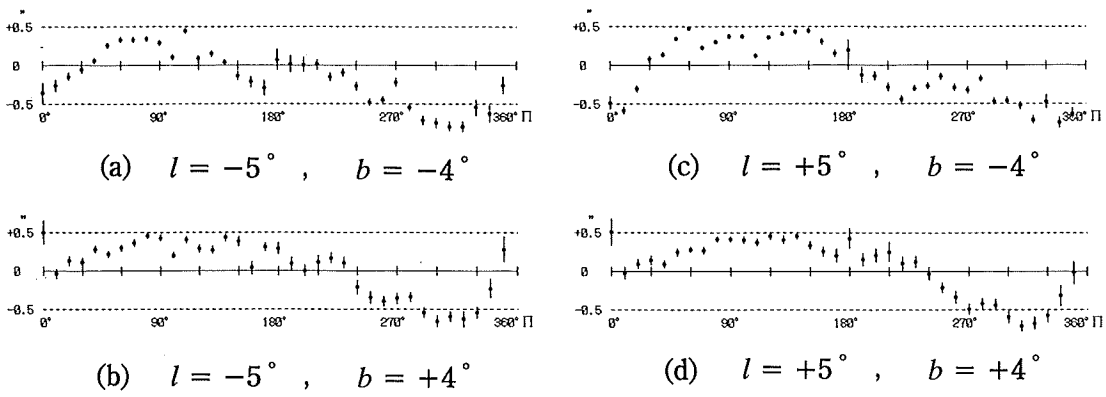


Fig. 2. The error in Watts' datum for some sets of libration arguments l and b.

Table 3 Error of Watts' datum for arbitrary libration argumants l and b and axis angle Π.

Π = 0°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″60	-0.″52	-0.″27	-0.″36	-0.″58	-0.″59	-0.″42	-0.″23
-4	-0.49	-0.36	-0.40	-0.55	-0.61	-0.67	-0.49	-0.37
-2	-0.34	-0.25	-0.02	-0.47	-0.58	-0.57	-0.47	-0.49
0	-0.16	0.13	0.33	0.15	-0.20	-0.18	-0.28	-0.35
+2	0.41	0.40	0.34	0.58	0.34	0.15	0.09	0.08
+4	0.49	0.50	0.17	0.18	0.75	0.76	0.51	0.31
+6	0.55	0.50	0.28	0.42	0.72	0.43	0.37	0.10

Π = 10°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″63	-0.″37	-0.″40	-0.″24	-0.″31	-0.″55	-0.″54	-0.″43
-4	-0.33	-0.26	-0.34	-0.31	-0.37	-0.62	-0.58	-0.43
-2	-0.14	-0.13	0.17	-0.24	-0.41	-0.53	-0.37	-0.23
0	-0.03	-0.03	-0.03	-0.20	-0.35	-0.17	-0.08	-0.06
+2	-0.19	-0.01	0.09	0.05	-0.22	-0.15	-0.02	-0.08
+4	-0.12	-0.04	0.15	0.09	-0.05	-0.06	-0.02	0.00
+6	0.19	0.19	0.16	0.07	0.02	0.01	0.06	0.10

Π = 20°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″17	-0.″25	-0.″23	-0.″11	-0.″17	-0.″29	-0.″32	-0.″34
-4	-0.07	-0.14	-0.21	-0.10	-0.14	-0.28	-0.30	-0.32
-2	-0.04	-0.06	-0.11	-0.10	-0.14	-0.18	-0.24	-0.31
0	0.01	-0.00	-0.06	-0.15	-0.21	-0.12	-0.15	-0.24
+2	-0.07	0.10	0.08	-0.09	-0.30	-0.30	-0.01	0.06
+4	-0.02	0.13	0.12	0.00	-0.19	-0.10	0.10	0.15
+6	0.19	0.20	0.12	0.03	-0.11	-0.14	0.03	0.10

Π = 30°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″08	-0.″09	-0.″06	0.″07	0.″11	0.″11	0.″03	-0.″02
-4	-0.02	-0.05	-0.10	-0.00	-0.02	0.08	0.08	0.06
-2	0.06	0.02	-0.04	-0.02	-0.00	0.02	-0.01	-0.01
0	0.05	0.01	0.03	-0.01	-0.01	-0.04	-0.08	-0.08
+2	0.16	0.04	0.03	0.07	-0.06	-0.12	-0.04	-0.03
+4	0.27	0.12	-0.06	-0.02	-0.02	0.05	0.14	0.09
+6	0.21	0.18	0.05	-0.07	-0.07	0.05	0.18	0.21

Π = 40°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″04	-0.″00	0.″01	0.″03	0.″08	0.″23	0.″17	0.″15
-4	0.12	0.06	-0.00	0.06	0.09	0.11	0.14	0.13
-2	0.25	0.23	0.15	0.16	0.16	0.00	0.03	0.10
0	0.27	0.17	0.13	0.14	-0.01	-0.03	0.03	0.10
+2	0.32	0.24	0.18	0.15	-0.04	-0.08	0.07	0.17
+4	0.26	0.28	0.26	0.30	0.22	0.01	0.10	0.15
+6	0.25	0.20	0.23	0.30	0.30	0.12	0.15	0.15

Π = 50°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″41	0.″28	0.″18	0.″23	0.″40	0.″46	0.″37	0.″30
-4	0.34	0.26	0.16	0.23	0.35	0.40	0.35	0.32
-2	0.30	0.29	0.19	0.23	0.24	0.18	0.25	0.31
0	0.25	0.30	0.27	0.25	0.20	0.15	0.27	0.30
+2	0.20	0.27	0.33	0.36	0.17	0.21	0.23	0.15
+4	0.20	0.22	0.30	0.35	0.25	0.22	0.25	0.22
+6	0.23	0.19	0.24	0.30	0.24	0.26	0.35	0.37

Π = 60°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″26	0.″30	0.″27	0.″27	0.″43	0.″53	0.″61	0.″68
-4	0.27	0.33	0.32	0.23	0.34	0.42	0.48	0.55
-2	0.34	0.36	0.36	0.31	0.26	0.28	0.37	0.44
0	0.37	0.38	0.37	0.27	0.15	0.20	0.44	0.48
+2	0.39	0.40	0.36	0.21	0.13	0.17	0.33	0.36
+4	0.35	0.30	0.25	0.13	0.17	0.24	0.28	0.27
+6	0.39	0.29	0.23	0.28	0.27	0.23	0.22	0.19

Π = 70°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″41	0.″34	0.″28	0.″23	0.″35	0.″36	0.″35	0.″32
-4	0.38	0.33	0.30	0.28	0.35	0.26	0.23	0.22
-2	0.38	0.32	0.24	0.39	0.40	0.25	0.17	0.15
0	0.42	0.41	0.34	0.31	0.21	0.23	0.28	0.24
+2	0.49	0.41	0.36	0.20	0.11	0.19	0.28	0.23
+4	0.52	0.37	0.27	0.15	0.17	0.30	0.27	0.20
+6	0.49	0.33	0.27	0.19	0.19	0.30	0.32	0.28

Π = 80°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″46	0.″39	0.″34	0.″32	0.″39	0.″36	0.″34	0.″37
-4	0.44	0.34	0.30	0.34	0.45	0.37	0.30	0.28
-2	0.50	0.41	0.34	0.43	0.51	0.43	0.24	0.16
0	0.53	0.46	0.42	0.39	0.30	0.38	0.33	0.20
+2	0.59	0.46	0.44	0.36	0.30	0.39	0.36	0.24
+4	0.60	0.46	0.32	0.34	0.44	0.53	0.42	0.33
+6	0.53	0.40	0.30	0.35	0.46	0.52	0.40	0.33

Π = 90°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″36	0.″26	0.″29	0.″33	0.″40	0.″40	0.″41	0.″46
-4	0.35	0.29	0.29	0.35	0.46	0.40	0.37	0.39
-2	0.41	0.41	0.33	0.35	0.35	0.34	0.37	0.38
0	0.47	0.40	0.36	0.39	0.29	0.28	0.43	0.48
+2	0.44	0.38	0.30	0.38	0.36	0.35	0.41	0.42
+4	0.42	0.43	0.24	0.29	0.46	0.49	0.42	0.34
+6	0.36	0.34	0.21	0.28	0.44	0.46	0.42	0.42

Π = 100°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″42	0.″14	0.″07	0.″17	0.″32	0.″36	0.″39	0.″44
-4	0.29	0.11	-0.00	0.08	0.27	0.33	0.37	0.42
-2	0.20	0.08	-0.01	0.06	0.18	0.33	0.30	0.26
0	0.31	0.24	0.16	0.09	0.20	0.34	0.38	0.35
+2	0.25	0.20	0.16	0.18	0.31	0.38	0.42	0.35
+4	0.19	0.20	0.20	0.31	0.43	0.44	0.41	0.34
+6	0.18	0.23	0.30	0.38	0.49	0.45	0.36	0.28

Π = 110°

$b \backslash l$	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″47	0.″42	0.″48	0.″40	0.″35	0.″19	0.″11	0.″14
-4	0.38	0.44	0.44	0.40	0.41	0.18	0.13	0.18
-2	0.40	0.53	0.42	0.31	0.27	0.35	0.25	0.17
0	0.57	0.55	0.40	0.21	0.17	0.27	0.24	0.18
+2	0.56	0.47	0.29	0.18	0.22	0.25	0.24	0.23
+4	0.48	0.41	0.28	0.28	0.30	0.38	0.38	0.32
+6	0.33	0.32	0.31	0.26	0.29	0.44	0.38	0.34

Table 3 (continued)

Π = 120°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″05	0.″04	0.″06	0.″25	0.″42	0.″39	0.″37	0.″38
-4	0.05	0.09	0.14	0.18	0.34	0.35	0.36	0.39
-2	0.08	0.17	0.18	0.21	0.29	0.40	0.36	0.33
0	0.23	0.29	0.26	0.35	0.38	0.36	0.28	0.24
+2	0.33	0.36	0.27	0.20	0.27	0.25	0.27	0.27
+4	0.28	0.29	0.26	0.23	0.28	0.42	0.45	0.34
+6	0.20	0.28	0.31	0.30	0.35	0.51	0.44	0.33

Π = 130°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″13	0.″07	0.″15	0.″48	0.″54	0.″50	0.″42	0.″34
-4	0.16	0.15	0.19	0.43	0.49	0.52	0.41	0.31
-2	0.17	0.24	0.32	0.32	0.34	0.54	0.40	0.29
0	0.27	0.33	0.43	0.46	0.39	0.41	0.32	0.30
+2	0.40	0.36	0.39	0.44	0.36	0.39	0.40	0.36
+4	0.30	0.27	0.35	0.38	0.29	0.33	0.41	0.40
+6	0.32	0.35	0.32	0.26	0.39	0.41	0.28	0.24

Π = 140°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″06	-0.″08	0.″02	0.″36	0.″45	0.″40	0.″45	0.″49
-4	0.02	0.04	0.09	0.30	0.37	0.39	0.43	0.47
-2	0.24	0.30	0.27	0.29	0.34	0.41	0.41	0.39
0	0.35	0.38	0.36	0.34	0.37	0.42	0.39	0.35
+2	0.31	0.48	0.51	0.49	0.38	0.43	0.41	0.33
+4	0.33	0.43	0.50	0.51	0.35	0.39	0.46	0.43
+6	0.32	0.39	0.43	0.43	0.44	0.41	0.40	0.47

Π = 150°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″39	-0.″20	-0.″03	0.″10	0.″26	0.″46	0.″49	0.″50
-4	-0.22	-0.14	0.06	0.20	0.36	0.43	0.45	0.52
-2	0.17	0.16	0.22	0.44	0.59	0.51	0.40	0.38
0	0.36	0.40	0.47	0.59	0.59	0.50	0.38	0.39
+2	0.29	0.41	0.55	0.50	0.43	0.44	0.39	0.43
+4	0.30	0.39	0.57	0.53	0.47	0.36	0.33	0.36
+6	0.42	0.48	0.55	0.50	0.37	0.27	0.21	0.20

Π = 160°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″31	-0.″36	-0.″28	-0.″27	-0.″20	0.″05	0.″22	0.″24
-4	-0.25	-0.21	-0.08	0.05	0.17	0.29	0.31	0.30
-2	0.13	0.13	0.15	0.33	0.33	0.37	0.39	0.36
0	0.34	0.48	0.51	0.47	0.39	0.34	0.30	0.27
+2	0.35	0.51	0.55	0.45	0.40	0.37	0.27	0.26
+4	-0.16	0.04	0.38	0.31	0.45	0.26	0.26	0.34
+6	-0.04	-0.04	0.27	0.36	0.34	0.15	0.34	0.47

Π = 170°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″57	-0.″49	-0.″43	-0.″29	-0.″11	-0.″02	-0.″03	-0.″08
-4	-0.49	-0.29	-0.19	-0.06	0.23	0.24	0.15	0.12
-2	-0.09	0.03	0.11	0.08	0.29	0.34	0.27	0.30
0	0.15	0.43	0.47	0.35	0.32	0.43	0.38	0.36
+2	0.43	0.68	0.54	0.37	0.56	0.55	0.42	0.30
+4	0.34	0.31	0.39	0.44	0.43	0.10	0.21	0.35
+6	0.41	0.43	0.41	0.48	0.40	0.04	0.09	0.26

Π = 180°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″11	0.″55	-0.″10	-0.″18	-0.″06	0.″02	0.″16	0.″10
-4	0.00	0.08	0.05	0.05	0.24	0.30	0.20	0.11
-2	0.07	-0.02	0.10	0.30	0.35	0.34	0.39	0.34
0	0.02	0.05	0.30	0.51	0.45	0.34	0.55	0.59
+2	0.37	0.26	0.30	0.50	0.51	0.47	0.57	0.49
+4	0.32	0.29	0.24	0.25	0.58	0.38	0.43	0.34
+6	0.28	0.29	0.21	0.20	0.45	0.36	0.42	0.56

Π = 190°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″17	-0.″10	0.″15	0.″53	0.″30	-0.″23	-0.″32	-0.″35
-4	0.17	0.02	0.02	0.33	0.29	0.01	-0.12	-0.20
-2	0.17	0.19	0.10	0.19	0.35	-0.11	-0.09	0.22
0	0.32	0.28	0.22	0.34	0.46	-0.12	-0.12	0.15
+2	0.30	0.27	0.24	0.12	0.13	0.28	0.33	0.40
+4	0.26	0.09	-0.00	-0.04	0.00	0.12	0.15	0.07
+6	0.45	0.21	0.01	-0.01	0.12	-0.08	-0.04	-0.14

Π = 200°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″12	-0.″05	-0.″16	-0.″02	-0.″13	-0.″16	-0.″13	-0.″04
-4	0.15	0.01	-0.10	0.29	0.21	-0.07	-0.13	-0.05
-2	0.06	0.01	-0.00	0.45	0.47	0.05	0.04	0.01
0	-0.03	-0.09	-0.02	0.23	0.31	0.11	0.07	-0.01
+2	0.12	0.14	0.31	0.29	0.12	0.21	0.22	0.12
+4	0.11	0.00	0.08	0.01	-0.04	0.07	0.21	0.16
+6	-0.00	-0.06	0.00	-0.10	0.09	0.17	0.20	0.10

Π = 210°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	0.″08	0.″06	0.″19	0.″17	0.″01	-0.″24	-0.″42	-0.″35
-4	0.03	0.02	0.17	0.17	-0.08	-0.18	-0.28	-0.29
-2	-0.04	-0.05	0.12	0.22	0.05	0.00	-0.01	-0.02
0	0.04	0.10	0.25	0.29	0.20	0.09	0.10	0.11
+2	0.19	0.24	0.21	0.28	0.15	0.03	0.21	0.21
+4	0.17	0.12	0.10	0.15	-0.01	0.06	0.25	0.34
+6	-0.08	-0.10	0.02	-0.04	0.01	0.19	0.13	0.18

Π = 220°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″09	-0.″13	-0.″10	-0.″00	-0.″10	-0.″28	-0.″43	-0.″42
-4	-0.11	-0.15	-0.12	0.08	-0.02	-0.23	-0.44	-0.46
-2	-0.23	-0.22	-0.04	0.11	-0.05	-0.08	-0.15	-0.33
0	0.04	-0.04	-0.05	0.10	-0.00	0.07	0.01	-0.04
+2	0.30	0.25	0.11	0.08	-0.03	-0.06	-0.04	0.07
+4	0.15	0.17	0.21	0.13	-0.05	0.09	0.10	-0.01
+6	0.06	0.07	0.05	0.05	0.01	0.03	0.08	-0.07

Π = 230°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″13	-0.″08	0.″16	0.″16	0.″02	-0.″32	-0.″41	-0.″45
-4	-0.15	-0.09	-0.01	0.12	0.10	-0.11	-0.30	-0.45
-2	-0.23	-0.12	-0.09	-0.20	0.15	0.10	-0.02	-0.25
0	-0.05	-0.04	-0.11	-0.10	0.06	0.18	0.15	-0.06
+2	0.06	0.06	0.12	0.03	0.00	0.17	0.15	0.09
+4	0.04	0.11	0.21	0.03	-0.08	0.08	0.12	0.09
+6	0.02	0.02	0.00	-0.13	0.04	0.17	0.03	-0.18

Table 3 (continued)

Π = 240°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″31	-0.″27	-0.″11	-0.″12	-0.″13	-0.″22	-0.″42	-0.″40
-4	-0.33	-0.27	-0.15	-0.14	-0.09	-0.07	-0.27	-0.39
-2	-0.52	-0.33	-0.20	-0.05	0.04	-0.01	-0.00	-0.13
0	-0.38	-0.27	-0.14	-0.08	-0.09	-0.08	0.06	0.04
+2	-0.10	-0.09	-0.08	-0.12	-0.15	-0.09	0.02	0.02
+4	-0.17	-0.21	-0.34	-0.35	-0.13	-0.10	-0.04	0.00
+6	-0.17	-0.21	-0.37	-0.53	-0.35	-0.16	-0.04	0.03

Π = 250°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″64	-0.″56	-0.″34	-0.″29	-0.″34	-0.″32	-0.″27	-0.″24
-4	-0.58	-0.48	-0.29	-0.27	-0.24	-0.13	-0.14	-0.20
-2	-0.52	-0.42	-0.40	-0.39	-0.08	-0.12	-0.20	-0.26
0	-0.52	-0.48	-0.43	-0.41	-0.27	-0.16	-0.15	-0.23
+2	-0.38	-0.38	-0.34	-0.40	-0.34	-0.10	-0.10	-0.19
+4	-0.23	-0.35	-0.50	-0.54	-0.44	-0.31	-0.21	-0.22
+6	-0.34	-0.36	-0.46	-0.48	-0.31	-0.38	-0.42	-0.43

Π = 260°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″50	-0.″51	-0.″42	-0.″48	-0.″53	-0.″50	-0.″39	-0.″12
-4	-0.51	-0.45	-0.39	-0.47	-0.41	-0.33	-0.29	-0.03
-2	-0.44	-0.44	-0.43	-0.31	-0.19	-0.31	-0.29	0.00
0	-0.43	-0.50	-0.53	-0.33	-0.28	-0.37	-0.33	-0.10
+2	-0.52	-0.47	-0.41	-0.36	-0.37	-0.34	-0.32	-0.26
+4	-0.49	-0.39	-0.45	-0.66	-0.60	-0.35	-0.33	-0.31
+6	-0.50	-0.50	-0.52	-0.53	-0.53	-0.39	-0.30	-0.29

Π = 270°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″23	-0.″18	-0.″07	-0.″17	-0.″18	-0.″32	-0.″39	-0.″18
-4	-0.30	-0.22	-0.13	-0.20	-0.17	-0.24	-0.33	-0.14
-2	-0.48	-0.35	-0.13	-0.03	-0.19	-0.44	-0.43	-0.16
0	-0.44	-0.37	-0.20	-0.16	-0.29	-0.51	-0.43	-0.23
+2	-0.40	-0.36	-0.27	-0.11	-0.07	-0.27	-0.37	-0.31
+4	-0.50	-0.36	-0.08	0.01	0.02	-0.28	-0.49	-0.39
+6	-0.48	-0.29	-0.09	-0.08	-0.22	-0.45	-0.52	-0.37

Π = 280°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″57	-0.″54	-0.″37	-0.″29	-0.″26	-0.″23	-0.″20	-0.″19
-4	-0.56	-0.54	-0.41	-0.31	-0.26	-0.17	-0.17	-0.18
-2	-0.36	-0.44	-0.37	-0.20	-0.20	-0.17	-0.14	-0.19
0	-0.38	-0.48	-0.41	-0.30	-0.34	-0.18	-0.13	-0.24
+2	-0.50	-0.47	-0.35	-0.36	-0.33	-0.13	-0.21	-0.26
+4	-0.37	-0.34	-0.30	-0.36	-0.29	-0.28	-0.42	-0.38
+6	-0.31	-0.27	-0.26	-0.24	-0.21	-0.38	-0.49	-0.50

Π = 290°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″60	-0.″60	-0.″51	-0.″53	-0.″59	-0.″55	-0.″36	-0.″33
-4	-0.71	-0.71	-0.53	-0.44	-0.59	-0.63	-0.47	-0.37
-2	-0.71	-0.66	-0.43	-0.39	-0.70	-0.61	-0.44	-0.42
0	-0.58	-0.53	-0.49	-0.60	-0.67	-0.40	-0.25	-0.29
+2	-0.59	-0.57	-0.61	-0.74	-0.70	-0.53	-0.40	-0.33
+4	-0.51	-0.54	-0.49	-0.55	-0.61	-0.49	-0.43	-0.32
+6	-0.39	-0.40	-0.42	-0.44	-0.46	-0.47	-0.40	-0.27

Π = 300°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″67	-0.″72	-0.″73	-0.″67	-0.″69	-0.″62	-0.″39	-0.″42
-4	-0.68	-0.74	-0.71	-0.63	-0.64	-0.56	-0.46	-0.46
-2	-0.68	-0.78	-0.76	-0.63	-0.60	-0.52	-0.46	-0.44
0	-0.70	-0.81	-0.86	-0.68	-0.61	-0.55	-0.42	-0.38
+2	-0.74	-0.81	-0.88	-0.64	-0.64	-0.66	-0.49	-0.36
+4	-0.67	-0.65	-0.53	-0.41	-0.66	-0.68	-0.60	-0.42
+6	-0.57	-0.54	-0.39	-0.22	-0.48	-0.61	-0.65	-0.44

Π = 310°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″90	-0.″84	-0.″77	-0.″82	-0.″75	-0.″58	-0.″58	-0.″53
-4	-0.85	-0.79	-0.74	-0.90	-0.79	-0.55	-0.52	-0.53
-2	-0.72	-0.64	-0.55	-0.59	-0.66	-0.56	-0.51	-0.52
0	-0.78	-0.77	-0.63	-0.60	-0.63	-0.53	-0.52	-0.48
+2	-0.72	-0.78	-0.76	-0.59	-0.42	-0.29	-0.59	-0.62
+4	-0.63	-0.60	-0.64	-0.55	-0.36	-0.56	-0.71	-0.79
+6	-0.57	-0.57	-0.66	-0.50	-0.35	-0.59	-0.70	-0.74

Π = 320°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″87	-0.″86	-0.″81	-0.″73	-0.″77	-0.″82	-0.″70	-0.″63
-4	-0.78	-0.79	-0.78	-0.71	-0.77	-0.80	-0.70	-0.62
-2	-0.67	-0.69	-0.75	-0.73	-0.68	-0.59	-0.53	-0.55
0	-0.76	-0.81	-0.83	-0.72	-0.63	-0.50	-0.47	-0.52
+2	-0.87	-0.88	-0.69	-0.56	-0.45	-0.40	-0.50	-0.55
+4	-0.65	-0.63	-0.44	-0.34	-0.41	-0.57	-0.67	-0.76
+6	-0.36	-0.38	-0.32	-0.27	-0.38	-0.62	-0.78	-0.72

Π = 330°

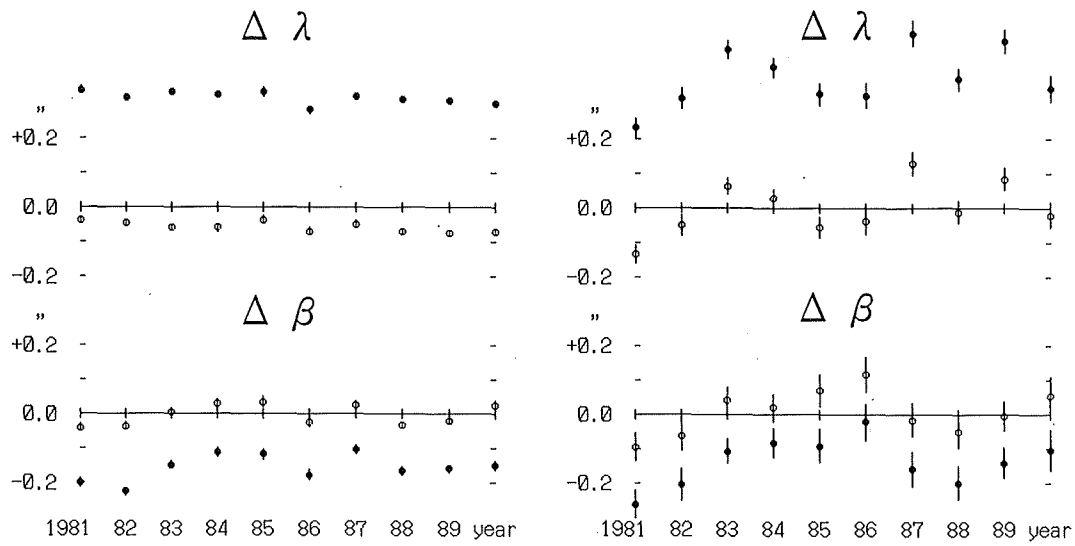
b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″56	-0.″58	-0.″63	-0.″75	-0.″60	-0.″44	-0.″40	-0.″56
-4	-0.55	-0.55	-0.63	-0.76	-0.67	-0.55	-0.47	-0.66
-2	-0.48	-0.54	-0.53	-0.59	-0.75	-0.66	-0.57	-0.70
0	-0.51	-0.60	-0.34	-0.39	-0.58	-0.43	-0.51	-0.56
+2	-0.39	-0.51	-0.40	-0.34	-0.51	-0.44	-0.52	-0.45
+4	-0.37	-0.54	-0.62	-0.60	-0.59	-0.65	-0.58	-0.58
+6	-0.31	-0.40	-0.50	-0.47	-0.44	-0.51	-0.46	-0.49

Π = 340°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″85	-0.″77	-0.″71	-0.″95	-1.″02	-0.″83	-0.″72	-0.″76
-4	-0.66	-0.62	-0.60	-0.96	-1.03	-0.86	-0.74	-0.75
-2	-0.66	-0.71	-0.66	-0.72	-0.95	-0.83	-0.74	-0.59
0	-0.85	-0.79	-0.57	-0.51	-0.40	-0.60	-0.48	-0.29
+2	-0.79	-0.62	-0.46	-0.41	-0.21	-0.50	-0.44	-0.28
+4	-0.38	-0.23	-0.26	-0.11	0.15	-0.13	-0.32	-0.38
+6	0.04	0.05	0.04	0.07	-0.08	-0.21	-0.11	-0.10

Π = 350°

b \ l	-7	-5	-3	-1	+1	+3	+5	+7°
-6°	-0.″60	-0.″71	-0.″76	-0.″94	-0.″98	-0.″70	-0.″72	-0.″79
-4	-0.51	-0.26	-0.34	-0.93	-0.91	-0.58	-0.62	-0.67
-2	-0.45	-0.25	-0.27	-0.61	-0.37	-0.36	-0.45	-0.32
0	-0.48	-0.47	-0.31	-0.07	-0.29	0.00	-0.08	-0.06
+2	-0.03	-0.09	0.08	0.20	0.06	0.14	0.19	0.11
+4	0.14	0.28	0.22	0.22	0.21	-0.09	-0.01	-0.11
+6	0.02	0.07	0.21	0.36	0.19	-0.08	-0.03	-0.10



(a) All observations (b) Photoelectric observations

Fig. 3. Corrections for every year to the longitude and latitude of the Moon's center of mass in the current ephemeris. The filled circles and the circles show the values before and after the datum correction, respectively. The values are for the data set of all observations (a) and for that of photoelectric observations alone (b).

4. Lunar Coordinates Corrected for the Datum Error

Although the accuracy of determining the error of the datum is not very high, it produces a considerable improvement to the determination of the lunar coordinates because it removes a systematic error in the analysis.

Fig. 3 gives $\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$ of the Moon's center of mass with respect to those tabulated in the ephemeris for the both cases with and without the datum correction, for every year from 1981 to 1990. Fig. 3(a) is for the data set (A) and 3(b) for (B). The weight of 1 is assigned to ordinary (total) occultations and 0.25 to grazings in the least squares solutions. It is noted that this system of weighting is not the same as in the analysis at ILOC (ILOC, 1993b).

First we pay attention to the scatterings of the yearly values of $\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$. We can clearly see that it is smaller both in $\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$, especially in $\Delta\beta$ for the data set (A), when the datum correction is applied, showing an evident improvement. The absolute values of O - C are not so significant, but it is not accidental that the mean values of $\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$ after the correction for the data set (B) are equal to zero. We have constructed the datum correction so that we may have such a result on the assumption that the ephemeris of the Moon gives the correct coordinates of the center of mass. On the other hand, the values before the correction represent $\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$ for an approximate center of Watts' datum, which is offset from the center of mass by about $+0.4''$ and $-0.2''$ in longitude and latitude, respectively.

The deviation from zero of the mean values after the datum correction for the data set (A) is due to the the effect of the personal equation. As mentioned in Section 2, the data set (A) has a systematic error given by Equation (1). If we correct

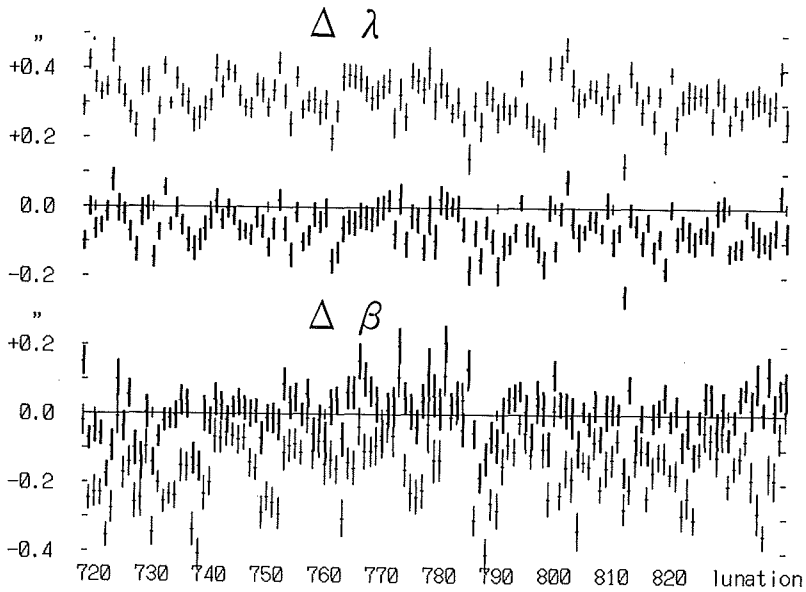


Fig. 4. Corrections for every lunation to the longitude and latitude of the current ephemeris of the Moon. The values with error bar of thin and bold line correspond to before and after the datum correction, respectively. The values are for the data set of all observations.

for Δh_0 of Equation (1) to all $\Delta\sigma$'s for the data set (A) beforehand, then the mean values after the correction in Fig. 3(a) also will reduce to zero. The remaining scattering from year to year is considered to be mostly caused by the inferiority of the star positions.

$\Delta\lambda$ and $\Delta\beta$ for every lunation with the data set (A) are also shown in Fig. 4 for the both cases with and without the datum correction. Here again we can clearly see a sign of improvement due to the correction.

Finally we fit a quadratic with respect to time to $\Delta\lambda$'s for every year and find the coefficients of the linear and quadratic terms. They are respectively,

$-0.35''$/cy and $-0.6''$/cy^2. (epoch : 1986.0)
(± 0.12) (± 4.8) (m.e.)

These values show that the current ephemeris of the Moon seems to have an error of about $-0.4''$/cy in the mean motion (thereof in the mean semi-major axis) while no significant error in the acceleration in the ephemeris can be detected in the present study. It is noticed that the above value of the correction to the mean motion is considerably different from Sôma (1985).

Acknowledgements

For this investigation, the author is wholly indebted to the voluntary contributions by the lunar occultation observers in the world and to the laborious work of collecting and reducing the observation data by the staff members of ILOC. He expresses his heartful gratitude to all of those people.

References

ILOC: Lunar occultation reduction data on diskettes, (1993a)

Annual Report of ILOC for 1993, ILOC, Tokyo, (1993b)

Kubo, Y. : *Publ. Astron. Soc. Japan*, **45**, 819, (1993)

Rosseló, G., Jordi, C. and Salazar, A. : *Astrophys. Space Sci.*, **177**, 331, (1991)

Sôma, M. : *Celest. Mech.*, **35**, 45, (1985)

Watts, C. B. : *Astron. Pap. Amer. Eph.*, **17**, (1963)

ワッツ月縁図の誤差の解析と月の座標の再計算

(要旨)

月の位置観測の整約に参照されるワッツの月縁図の誤差について詳細な解析を行い，任意の秤動引数 l，b 及びワッツ角 Π に対する誤差の値が求められる表を作成した。また，この誤差を補正して，1981～1990年の星食観測により月の重心の座標についての再計算を行うと，年毎のばらつきが相当程度小さくなり，改良のあとがはっきりと示された。さらに，改良された年毎の黄経の値に二次式をフィットさせ，その係数を調べた結果，現在の月の暦との間に $-0.35''$/cy の平均運動の差が認められ，一方，加速度項には差が検出されなかった。

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

沖ノ鳥島における潮汐観測†

佐藤　敏*

TIDAL OBSERVATION AT OKI-NO-TORI SIMA †

Satoshi SATO*

Abstract

Oki-no-Tori Sima (20°25′N,136°05′E), the southernmost place in Japan, is a coral reef whose size is about 5 km length east to west and about 1.7km length north to south. Since 1987, Hydrographic Department has been deploying pressure gauges there to observe sea level changes.

More than 5-year tidal observation reveals the following characteristics on sea level variations at Oki-no-Tori Sima. 1) The ratio of the amplitude of diurnal tides to semidiurnal tides, $(K_1+O_1)/(M_2+S_2)$, is 0.48 and so the tidal pattern is mixed, dominantly semidiurnal. 2) The value of the annual signal at Oki-no-Tori Sima is much lower than those at other tidal stations in the low-latitude of north-west Pacific. 3) The interannual variation coincides with those in western tropical Pacific, that is, the sea level rose in La Niña phase 1988 to 1989 and fell in El Niño phase 1991 to 1992.

1．はじめに

沖ノ鳥島(20°25′N,136°05′E)は紀伊半島の南約800マイルに位置するわが国最南端の地である。Fig. 1に示すように東西約4km，南北約2kmの珊瑚礁に囲まれた環礁となっているが，環礁の大部分は水面下にあり，わずかに北露岩，東露岩と呼ばれる2個の水上岩が存するのみである。この沖ノ鳥島において水路部では1987年から潮汐観測を実施しており，5年を超える連続データを取得している。今回の潮汐観測は沖ノ鳥島において1939～41年にかけて気象観測所並びに灯台建設工事（基礎工事のみが完了したところで戦争により中断となり，現在もその基礎であるコンクリート基台のみ残されている）が行われた際に短期間実施されて以来のものであると考えられる。なお，その工事の際に環礁の一部を爆破し，環礁の内と外を結ぶ水路が島の南西側に作られている。

験潮記録は海洋の現象の理解に貴重な情報を与えるものとして様々に活用されており，また特に近年は地球温暖化に伴う水面上昇の監視という点からも験潮記録の重要性が認識されている。沖ノ鳥島の潮汐観測はわずかに6年を経過したところであるが，地球環境の観点からもこの験潮記録が重要な資料となることが考えられるので，以下に潮汐観測の状況と水面変動の実態について報告する。

2．観測方法

潮汐観測はアーンデラー社製の圧力計を使用して実施している。圧力計をPhoto 1に示すように環礁

† Received 16th November 1993
＊沿岸調査課　Coastal Surveys and Cartography Division

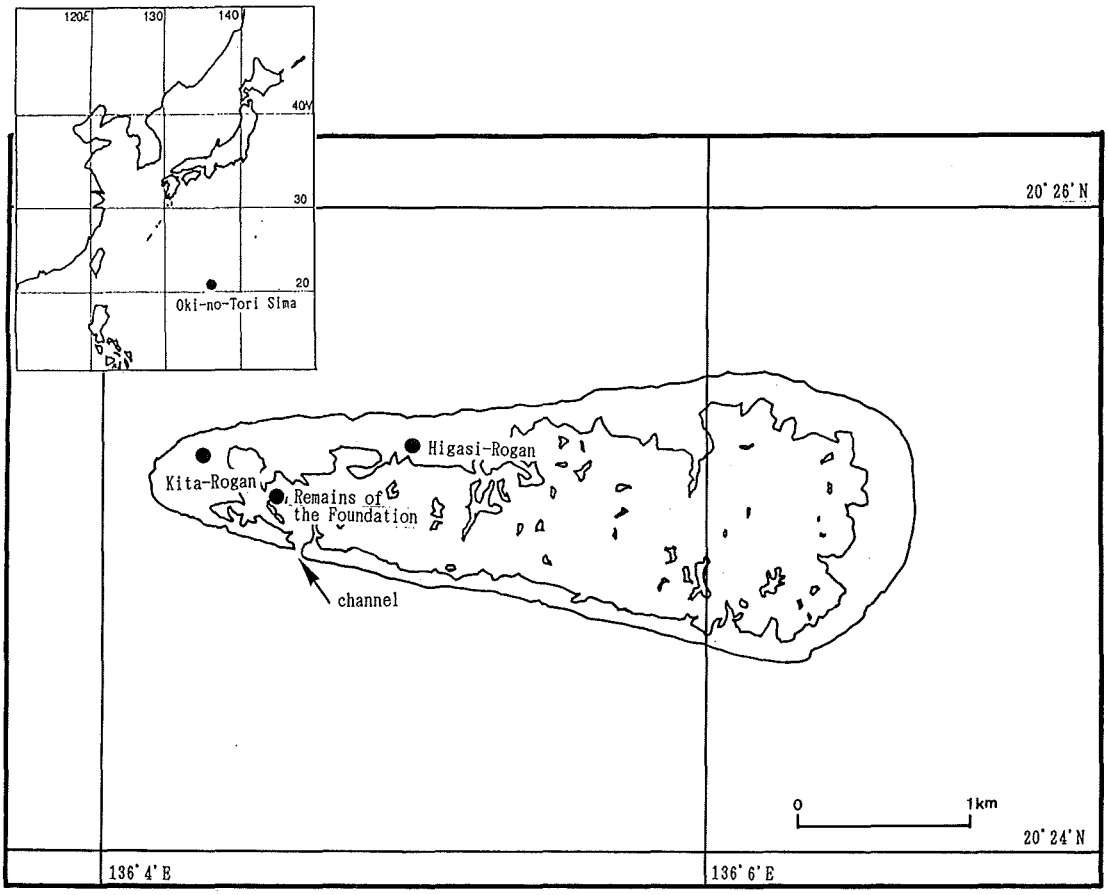


Fig. 1 Oki-no-Tori Sima.

内の海底（水深2～3m程度）に設置し，圧力及び水温のデータを機器のメモリまたは磁気テープに記録している。圧力計及び設置架台はゴムボート等により水路を通って礁内に運び込み設置している。1987年9月から1990年6月までは圧力計は基礎工事跡近くに設置していたが，1990年6月に東露岩近くに移動し1993年11月現在も同位置に設置している。設置台数については1987年9月に設置した圧力計が台風襲来により移動し，連続したデータを取得することができなかったため，1987年11月からは2台設置し，欠測を避けるための最小限の対応を図っている。幸いなことに圧力計を2台設置した1987年11月から1993年4月までは欠測無くデータを取得している。

この潮汐観測にとって一番問題となるのは沖ノ鳥島が東京から遥か南方に位置しているので訪れることが容易ではないことである。最近は年1回測量船等により沖ノ鳥島を訪れ，圧力計の交換を行っているのが現状である。したがって，観測開始当初のしばらくの期間は10分間隔のデータを記録することが可能であったが，現在は1年間のデータを記録する必要があるため，圧力計の記録容量等の関係からサンプリング間隔1時間で毎正時のデータのみを記録している。

ところで圧力計は海底において圧力を計測し記録しているものであるので，海面高を算出するためには，記録された圧力値から大気圧に相当する値を除去し，さらにその値を海水密度により除する必要がある。しかしながら，今回の場合，正確な大気圧の値を得ることができなかったため，解析にあたって大気圧に相当する値を減じることはせず，記録され

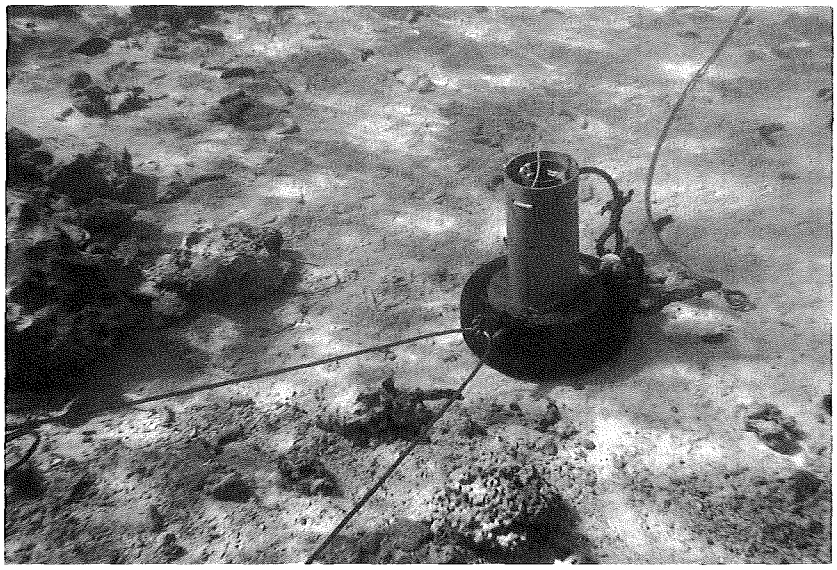


Photo 1　Pressure guage deployed on the sea-bed.

た圧力値をそのまま海水密度を用いて水位に直している。したがって，以下に述べる水位変動の状況は，いわゆる大気圧補正を行った水位変動ということになる。

また，圧力計のドリフトあるいは圧力計の微細な移動に起因する圧力値の経時変化が現れることがあるが，これについては，当該観測期間において一定の割合で変化していると仮定し線形の補正を行っている。

以上の方針に基づいて計算した水位の日平均値（24個の毎正時データの平均値）を Table 1に，水温の日平均値を Table 2に示す。

3．観測値

さて，海底に設置した圧力計はどのようなデータを記録しているのであろうか。1987年9月に設置した圧力計は台風襲来で移動したものではあるが，その水位と水温の記録には沖ノ鳥島における観測値の特徴がよく現れているので Fig. 2に示す。図は1987年10月1日から16日までの10分間隔の水温と水位の時系列データを表しており，実線が水位，破線が水温をそれぞれ示している。

まず水位であるが，10月4日頃から11日頃にかけては滑らかな曲線で潮汐周期の変動を表しているのに対し，12日及び13日は短い周期の激しい変動が現れ，全般的に水位が上昇している。その上昇の後，14日には水位が逆に一挙に下がっている。14日の水位低下については台風の襲来によって圧力計が浅いところに運ばれたためであるが，その前の12日から13日の水位上昇と短い周期の変動は台風通過時に必ず見られる現象であり，水位上昇の原因は，台風により波浪，うねりが大きくなり，その波浪，うねりが環礁内に海水を運び込むことではないかと考えられる。したがって，台風等の悪天候時の環礁内の水位は環礁外に比べてかなり高い水位になっているのではないかと推測される。さらに台風通過時は気圧が低下するので水位はこの記録以上に上昇しているものと推定される。

次に水温である。水温の特徴は水位が滑らかな曲線を描く時，つまり天候の好い時に，顕著な1日周期の変化を起こすことである。この1日周期の変化は昼間の低潮時に高温になるという特徴を持っている。これは潮が引き，環礁内の海水の交換が小さくなった時に，日射により礁内の海水が暖められたも

Table 1 Daily mean sea level (unit:cm).

yr. mn. \ day	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	mean
87 11	109	114	119	118	113	111	111	107	102	96	97	97	92	85	86	95	93	90	87	89	89	92	96	99	100	103	105	98	99	103		100
87 12	104	112	114	107	103	100	111	110	108	105	104	108	110	108	107	106	105	111	109	106	104	105	102	97	95	93	91	86	84	85	83	102
88 1	86	86	79	72	72	70	79	70	64	62	69	71	80	88	75	68	66	65	68	69	67	62	62	68	74	64	59	61	65	64	64	70
88 2	66	67	65	79	75	68	68	77	77	78	80	79	82	80	82	88	88	86	94	92	84	84	91	94	91	95	92	91	92			82
88 3	93	91	89	89	92	91	91	90	94	94	93	90	90	93	94	93	96	99	96	96	94	93	93	96	96	96	94	96	99	97	98	94
88 4	104	103	99	98	97	97	97	96	101	105	106	109	100	99	98	99	98	94	91	91	90	89	89	93	96	96	95	94	93	93		97
88 5	93	94	93	92	95	96	95	95	98	107	108	102	101	103	102	98	97	97	98	99	98	98	100	100	103	106	108	110	109	110	110	101
88 6	106	102	100	104	99	96	94	91	88	88	89	88	85	84	83	84	85	85	86	88	90	100	94	99	95	95	96	96	97	100		93
88 7	100	99	99	97	96	100	97	96	96	97	96	95	93	91	89	94	103	103	101	91	87	87	85	83	84	86	91	87	84	97	117	94
88 8	97	77	70	68	67	71	68	73	79	74	70	68	64	62	61	61	60	57	57	57	57	56	58	59	60	61	64	67	68	69	67	66
88 9	63	62	62	60	60	61	63	66	67	68	69	74	80	83	84	85	79	77	77	80	83	86	83	82	84	83	83	83	81	80		75
88 10	76	79	83	84	85	84	98	98	96	87	85	89	83	82	85	80	76	75	80	87	91	85	85	92	101	99	87	81	78	81	93	86
88 11	90	83	81	82	80	92	102	104	91	83	79	81	79	74	73	73	73	73	83	88	87	92	90	86	87	86	77	82	82	82		84
88 12	83	85	81	78	80	87	84	89	88	90	100	101	98	91	90	91	92	92	89	88	85	87	87	86	84	84	84	79	73	73	77	86
89 1	74	73	76	75	75	80	77	74	73	71	76	80	74	74	72	77	85	86	89	87	83	81	84	86	92	87	89	90	97	96	93	81
89 2	88	85	88	94	96	93	90	85	81	81	84	85	79	77	83	85	85	84	83	85	87	89	90	91	93	90	97	98				87
89 3	95	93	92	93	90	95	98	94	95	93	89	84	81	78	76	75	73	74	80	74	71	79	85	85	80	76	76	79	83	87	84	84
89 4	83	84	86	84	81	81	82	82	79	80	82	84	85	86	84	85	84	88	89	92	93	91	88	85	82	85	85	83	83	88		85
89 5	93	95	96	95	93	90	86	85	85	85	86	86	87	87	88	90	87	84	83	79	76	71	69	65	64	63	64	65	65	66	63	80
89 6	63	60	61	63	62	64	64	64	65	61	63	62	68	71	73	75	75	75	76	80	83	82	86	87	79	77	80	81	81	79		72
89 7	80	79	83	87	90	93	95	98	99	98	96	97	109	112	101	106	110	102	99	97	96	95	98	102	101	106	104	103	111	127	125	100
89 8	124	124	118	107	109	106	106	96	87	83	82	81	80	79	81	85	89	93	96	95	92	87	84	86	88	87	89	86	88	86	86	93
89 9	88	88	90	89	91	93	103	93	100	109	119	116	108	105	102	99	97	94	91	84	81	78	75	72	72	76	77	75	75	74		91
89 10	78	91	79	77	79	80	87	72	68	82	78	73	70	74	72	70	72	81	82	79	72	68	71	75	81	116	143	104	89	93	91	82
89 11	78	75	79	77	78	73	72	74	69	71	75	74	71	69	68	70	71	70	76	90	80	69	62	62	62	64	65	62	62	86		72
89 12	92	82	91	116	69	58	56	57	69	76	75	68	67	61	59	66	61	64	65	65	72	72	69	72	74	76	75	79	79	67	68	72
90 1	69	66	63	69	70	72	78	81	85	84	83	80	78	83	81	77	81	85	79	77	79	80	79	87	91	89	94	95	96	86	80	81
90 2	80	83	84	81	79	79	82	80	81	84	85	81	77	76	71	71	77	85	86	83	84	85	81	78	78	78	76	75				80
90 3	73	70	64	63	63	63	66	67	74	70	69	67	65	71	65	62	59	58	58	61	66	63	64	69	73	73	82	82	74	71	71	68
90 4	74	75	78	78	81	96	87	83	80	82	81	81	82	79	79	81	80	81	78	79	77	76	74	73	76	74	73	70	69	67		78
90 5	68	68	75	74	71	69	69	63	63	65	63	62	60	58	58	57	61	63	65	64	63	63	64	62	61	64	64	64	67	72	69	65
90 6	66	67	66	64	61	59	58	58	57	57	58	59	62	61	62	62	64	67	68	70	79	87	83	76	79	93	76	77	69	64		68
90 7	67	67	66	66	66	68	72	75	73	74	71	69	67	68	66	66	68	70	72	72	75	74	74	74	73	71	70	71	70	73	76	70
90 8	77	75	71	71	70	69	73	80	75	72	70	69	68	71	80	99	114	117	110	98	88	79	77	73	72	78	81	101	88	76	71	81
90 9	67	65	63	69	113	116	84	76	72	66	64	69	66	75	100	74	66	71	76	76	68	63	62	65	63	61	59	57	60	61		72
90 10	62	65	86	86	67	70	71	70	68	68	66	68	71	69	64	64	66	68	69	73	75	73	80	83	77	77	70	68	67	68	68	71
90 11	69	70	73	71	67	67	68	68	71	70	82	82	89	91	88	89	87	83	82	80	76	77	85	95	98	100	105	102	95	100		83
90 12	94	95	99	88	81	75	67	61	62	62	61	62	69	70	69	66	66	65	66	70	71	105	112	91	72	66	66	79	74	74	73	75
91 1	72	67	68	73	67	70	77	71	75	83	78	73	77	82	83	86	88	90	89	90	91	91	87	91	94	88	87	90	90	91	90	82
91 2	93	86	84	77	78	84	84	81	81	87	92	92	90	89	88	86	93	93	100	87	84	75	74	79	76	80	76	73				84
91 3	72	70	73	73	72	73	76	77	76	78	78	79	81	81	82	88	90	87	83	80	80	79	77	75	77	73	71	71	66	60	66	76
91 4	73	80	80	81	77	73	74	73	73	75	77	80	81	82	82	82	80	73	64	62	63	64	65	70	75	74	71	67	62	60		73
91 5	58	59	61	62	56	59	61	59	59	61	74	91	78	79	75	74	81	72	70	70	70	70	72	72	73	72	74	75	77	83	80	70
91 6	78	78	77	79	78	77	76	76	75	73	72	68	65	63	66	61	58	58	58	59	59	59	60	62	63	62	62	62	62	64		67
91 7	66	66	67	68	68	69	68	68	69	71	73	73	73	73	74	77	88	82	75	73	71	70	70	75	92	90	80	85	82	79	77	75
91 8	76	77	77	81	84	83	83	86	89	88	89	90	91	90	89	90	93	101	110	114	116	112	101	95	90	89	93	118	107	95	87	93
91 9	82	81	82	83	85	93	95	98	98	99	111	99	97	98	97	100	114	127	118	106	108	125	134	112	101	96	88	84	81	79		99
91 10	76	74	74	79	92	110	112	116	115	120	123	105	90	76	70	63	64	62	64	67	66	69	76	102	107	120	99	88	76	70	64	87
91 11	63	69	73	76	102	130	125	161	109	80	81	72	71	65	59	64	71	72	71	75	79	84	82	81	79	85	85	92	136	96		86
91 12	77	86	93	89	88	87	81	75	72	83	74	72	81	77	76	73	70	70	71	73	78	79	77	76	73	71	68	67	68	77	75	77
92 1	70	70	68	67	70	70	70	68	71	73	82	77	79	80	86	86	85	86	90	94	90	87	86	82	81	80	80	83	82	80	76	79
92 2	81	100	91	91	85	78	73	68	74	74	67	60	59	64	67	67	65	66	65	60	66	71	65	61	81	71	71	73	69			72
92 3	66	64	60	59	63	61	63	67	72	70	67	67	67	70	74	76	78	80	85	83	83	82	84	88	86	88	88	88	90	91	91	76
92 4	93	94	94	92	90	89	90	92	92	91	90	94	97	100	99	99	97	94	91	90	89	88	88	91	92	90	91	91	89	87		92
92 5	86	88	94	95	91	88	88	91	91	91	91	94	96	92	92	91	91	90	89	89	90	88	85	87	84	84	84	85	82	79	78	89
92 6	83	80	79	78	78	75	74	75	78	77	76	75	73	73	70	70	72	71	71	72	72	73	72	72	73	81	83	79	73	74		75
92 7	78	83	81	75	73	71	71	71	73	73	73	74	74	73	73	72	70	70	72	71	70	69	68	68	70	71	72	73	74	76	75	73
92 8	75	75	73	73	122	107	79	76	72	68	66	66	76	78	72	82	82	81	76	70	66	63	61	62	68	76	89	86	85	98	116	79
92 9	159	103	84	78	76	72	68	72	87	83	70	69	74	78	74	77	81	83	94	96	97	97	94	96	102	104	104	103	109	106		90
92 10	103	102	99	100	101	103	106	114	110	110	109	111	110	110	112	122	117	110	108	106	109	115	139	151	134	121	115	113	108	105	103	112
92 11	105	111	114	119	179	189	129	144	137	129	119	118	113	107	102	99	101	100	101	115	100	116	108	119	139	123	115	110	94	86		118
92 12	80	77	80	81	84	85	86	78	76	73	69	71	72	66	62	66	69	71	68	69	69	65	64	62	75	72	66	62	60	61	63	71
93 1	61	65	66	66	66	73	81	80	76	73	73	72	71	73	72	70	75	76	74	73	74	75	77	68	60	59	65	76	84	70	61	71
93 2	59	71	79	72	69	65	65	68	75	71	70	71	74	79	80	82	82	85	85	82	86	84	81	89	87	82	81	84				77
93 3	82	86	90	85	81	81	78	76	80	86	85	77	81	93	98	85	78	80	77	76	77	78	77	72	69	66	68	70	70	75	81	79
93 4	78	78	79	80	78	81	91	89	85	84	81	83	88	87	89	89	90	89	89	88	89	91	91	91	89	89	93	93	92	92		87
day	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	mean

Table 2 Daily mean water temperature (unit:0.1°C).

yr. mn. \ day	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	mean
87 10	289	290	289	289	290	292	293	291	293	293	294	292	290	280	274	275	276	278	281	280	281	280	281	281	281	281	283	282	281	280	281	285
87 11	282	280	281	282	281	280	281	282	282	281	282	283	280	279	282	281	280	281	281	281	281	280	280	284	286	288	288	287	287	287		282
87 12	285	284	284	283	282	282	281	281	281	281	281	279	278	276	275	275	275	275	275	275	277	277	276	275	274	275	275	274	269	270	272	278
88 1	271	273	270	267	269	268	266	270	257	255	257	255	252	253	254	255	255	254	253	254	255	258	258	254	252	254	256	256	258	260	261	259
88 2	259	259	257	254	257	260	267	264	262	260	261	258	262	262	263	262	264	265	264	265	267	267	267	265	266	265	266	269	266			263
88 3	264	266	270	269	267	270	271	267	267	265	267	269	272	274	275	278	275	274	276	277	279	277	275	272	273	275	277	274	275	279	279	272
88 4	277	276	277	277	276	275	274	274	273	270	269	269	272	271	272	271	272	274	275	274	276	280	282	280	278	277	276	281	283	284		275
88 5	284	282	283	285	286	289	290	291	291	290	286	290	290	289	290	293	296	297	297	296	296	296	296	296	293	292	290	289	291	293	291	291
88 6	291	296	291	292	294	294	296	296	295	297	300	301	304	303	297	298	301	301	304	305	303	300	302	302	303	308	309	312	311	308		301
88 7	312	315	316	316	312	305	304	302	305	304	306	305	307	307	304	303	302	305	301	304	309	312	311	311	305	302	300	300	295	292	284	305
88 8	291	291	298	296	295	291	289	283	279	281	284	286	287	291	295	295	294	296	297	300	300	303	307	304	308	310	310	306	304	306	303	296
88 9	303	301	304	308	311	307	310	309	306	307	307	308	306	304	304	304	303	303	303	302	301	302	302	300	303	304	300	302	300	301		304
88 10	300	300	301	301	301	302	301	301	300	301	299	299	300	299	302	301	298	299	298	298	298	298	299	298	299	301	300	297	298	293	293	299
88 11	290	291	291	292	291	291	292	293	292	291	292	292	292	291	290	290	290	291	289	283	283	282	279	281	277	274	271	270	270	269		286
88 12	269	269	269	269	269	262	268	275	275	275	277	278	278	278	277	275	272	270	267	266	268	267	264	263	264	265	261	252	246	249	250	267
89 1	252	249	246	244	243	242	242	243	245	249	243	241	240	241	241	240	241	250	254	255	257	256	258	261	256	259	264	265	264	264	264	251
89 2	264	263	262	262	262	260	259	259	261	260	257	257	256	252	252	251	251	254	256	257	262	259	256	261	265	266	265	263				259
89 3	260	261	259	259	260	259	258	257	257	256	255	254	253	252	254	251	249	248	246	246	248	245	243	243	244	249	257	257	261	263	265	254
89 4	268	272	275	275	271	274	273	271	272	278	277	277	273	273	275	275	276	277	277	275	275	276	269	265	267	263	263	266	264	269		272
89 5	271	277	279	279	280	281	287	290	286	288	288	291	289	289	291	284	287	287	284	287	286	282	282	286	284	289	289	288	289	288	283	285
89 6	283	287	289	292	294	291	295	293	298	299	301	300	303	301	302	310	310	315	312	307	303	297	292	296	297	294	295	298	300	303		299
89 7	303	306	306	304	304	304	303	303	304	303	304	303	303	303	302	301	301	302	302	303	302	302	302	301	301	297	296	295	294	292	288	301
89 8	288	287	286	283	284	284	286	288	290	292	294	297	298	298	298	297	300	300	296	296	292	288	287	287	289	290	292	294	294	292	293	292
89 9	293	292	291	290	291	290	287	284	282	283	280	286	284	289	288	287	288	287	286	288	289	291	295	292	290	287	289	292	291	292		288
89 10	288	284	286	288	287	289	290	290	289	289	293	287	289	287	286	287	285	287	288	288	289	288	289	288	287	285	283	283	283	282	282	287
89 11	281	278	275	272	270	271	271	271	272	271	271	272	278	278	278	279	280	280	277	274	273	273	272	272	272	273	272	271	270	270		274
89 12	268	267	270	268	263	264	262	260	259	256	255	254	255	256	254	253	252	252	251	253	257	262	268	270	272	272	270	269	272	268	264	262
90 1	259	262	264	258	261	260	260	261	261	262	264	264	260	257	255	257	255	255	256	256	257	256	256	256	256	255	254	252	253	256	257	258
90 2	258	256	254	255	255	254	254	255	255	254	256	258	256	254	256	261	260	259	259	259	258	258	257	259	260	261	262	263				257
90 3	262	263	262	258	257	259	256	253	250	248	247	247	248	246	247	247	250	248	249	250	252	250	249	255	257	262	260	256	259	267	273	254
90 4	273	270	273	273	271	267	265	268	267	267	266	265	264	267	268	268	268	269	267	269	270	272	272	271	264	263	264	266	266	263		268
90 5	258	255	258	261	263	263	263	270	274	277	275	273	275	276	281	284	280	282	283	282	284	290	292	291	288	287	286	284	285	280	280	277
90 6	282	284	286	286	293	297	295	294	297	299	295	296	294	296	295	294	295	295	294	296	296	296	296	297	295	294	294	296	298	304		294
90 7	309	307	307	303	304	308	304	303	302	304	307	306	305	306	305	305	308	309	304	304	305	307	311	308	301	305	306	304	300	297	296	305
90 8	297	299	302	305	306	306	302	298	299	301	301	300	300	295	295	296	296	296	299	297	298	297	296	295	294	294	292	291	288	288	291	297
90 9	290	289	290	288	284	283	283	283	285	285	285	283	282	282	277	273	277	274	276	276	277	282	279	279	281	284	285	284	285	286		282
90 10	287	287	282	282	282	283	282	286	286	287	285	287	287	288	288	290	290	290	289	289	289	286	287	286	285	285	286	284	284	284	285	286
90 11	285	281	284	283	286	284	284	282	284	284	284	284	281	282	282	281	280	279	277	276	276	275	276	275	274	273	274	274	274	274		280
90 12	274	272	271	270	269	269	269	268	267	267	266	265	265	264	264	264	261	261	260	259	256	257	261	262	261	259	259	259	258	257	257	264
91 1	259	259	258	260	260	258	258	258	257	260	260	261	259	260	259	259	260	261	261	260	261	262	260	258	260	260	258	258	256	254	253	259
91 2	256	254	255	253	248	251	254	254	252	254	259	261	259	258	261	260	253	250	252	252	251	245	243	243	242	242	240	242				252
91 3	245	250	249	249	254	253	252	251	251	250	250	250	248	252	251	248	251	251	252	255	254	257	256	259	260	259	259	259	258	255	252	253
91 4	259	265	270	264	258	260	263	268	267	263	268	271	270	270	274	273	271	271	271	271	274	274	272	274	275	275	277	280	283	282		270
91 5	283	284	279	275	276	276	274	270	269	272	272	273	276	277	279	284	282	284	284	285	288	288	292	291	295	294	295	295	296	289	287	283
91 6	295	298	297	299	301	300	298	298	296	298	296	296	296	299	296	298	300	300	296	293	298	299	300	301	302	304	303	304	305	305		299
91 7	306	307	311	312	312	307	308	310	309	309	307	305	304	302	302	302	301	299	299	299	301	302	299	296	296	296	298	300	301	300	302	303
91 8	299	301	296	294	298	302	304	306	307	308	310	309	306	306	308	307	306	307	299	296	300	297	299	300	303	304	302	299	294	298	299	302
91 9	301	302	303	301	299	298	297	298	299	298	295	295	294	294	293	293	293	291	293	292	293	293	292	291	291	291	292	289	288	290		295
91 10	290	290	289	287	286	285	284	281	282	284	283	283	282	282	282	282	281	282	282	282	283	282	281	280	279	280	280	280	280	281	282	283
91 11	283	283	281	281	280	277	277	273	264	260	258	261	263	265	265	264	258	266	271	273	270	269	271	274	273	271	272	273	272	270		271
91 12	269	265	266	268	267	266	266	264	262	261	259	260	261	260	260	258	261	261	261	260	260	262	261	261	260	261	262	261	257	259	256	262
92 1	256	257	257	256	257	258	258	258	259	260	260	258	257	259	259	261	261	260	260	257	257	260	258	256	253	256	256	254	253	253	254	257
92 2	246	243	247	249	250	252	255	252	247	251	253	246	251	253	255	252	254	253	253	255	248	241	241	241	234	232	232	235	237			247
92 3	241	243	249	248	248	251	250	249	248	252	251	251	251	261	258	265	267	268	265	267	269	268	268	270	268	268	269	271	271	271	271	260
92 4	273	273	272	275	275	274	273	273	272	273	275	275	274	272	271	270	270	270	271	274	280	277	279	279	281	281	284	283	283	287		276
92 5	286	283	282	273	277	273	270	270	273	276	275	275	275	276	279	280	282	283	284	284	280	281	283	279	280	279	281	278	279	278	281	279
92 6	282	283	284	287	287	287	287	287	284	288	284	288	290	290	293	296	295	296	298	295	295	293	294	294	295	295	294	296	299	299		291
92 7	294	295	295	296	299	300	301	300	297	299	300	299	300	301	299	300	299	298	298	300	299	297	297	301	301	303	298	304	306	297	295	299
92 8	298	300	301	299	294	279	280	289	290	291	294	291	293	296	299	299	297	294	287	292	295	296	297	292	291	289	288	286	285	286	285	292
92 9	283	280	279	280	279	285	284	285	284	284	288	292	291	290	289	286	289	288	291	294	292	293	292	290	289	294	294	294	293	296		288
92 10	295	295	293	292	292	292	293	293	293	291	291	290	291	290	291	291	291	292	291	291	291	292	291	291	290	293	289	289	289	289	288	291
92 11	287	285	283	282	282	280	279	279	279	280	280	278	277	276	276	277	276	275	275	275	275	273	271	272	273	272	271	269	269	269		277
92 12	268	269	269	268	267	266	259	262	264	265	265	259	259	258	260	260	259	255	254	253	254	253	252	255	254	252	251	250	252	251	253	259
93 1	255	255	257	259	259	255	255	257	256	259	258	258	257	259	259	260	260	260	259	256	255	254	254	254	254	255	256	255	252	252	251	256
93 2	250	251	252	245	245	244	245	247	249	251	251	252	253	255	255	254	257	256	256	254	254	257	257	255	255	254	252	252				252
93 3	257	252	248	250	249	245	246	244	240	245	243	241	241	235	238	244	246	245	244	243	249	251	251	246	246	251	259	263	262	258	257	248
93 4	261	261	262	264	269	272	265	263	258	255	258	260	262	261	258	259	257	257	260	262	262	261	266	271	269	269	265	273	274	273		264
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	mean

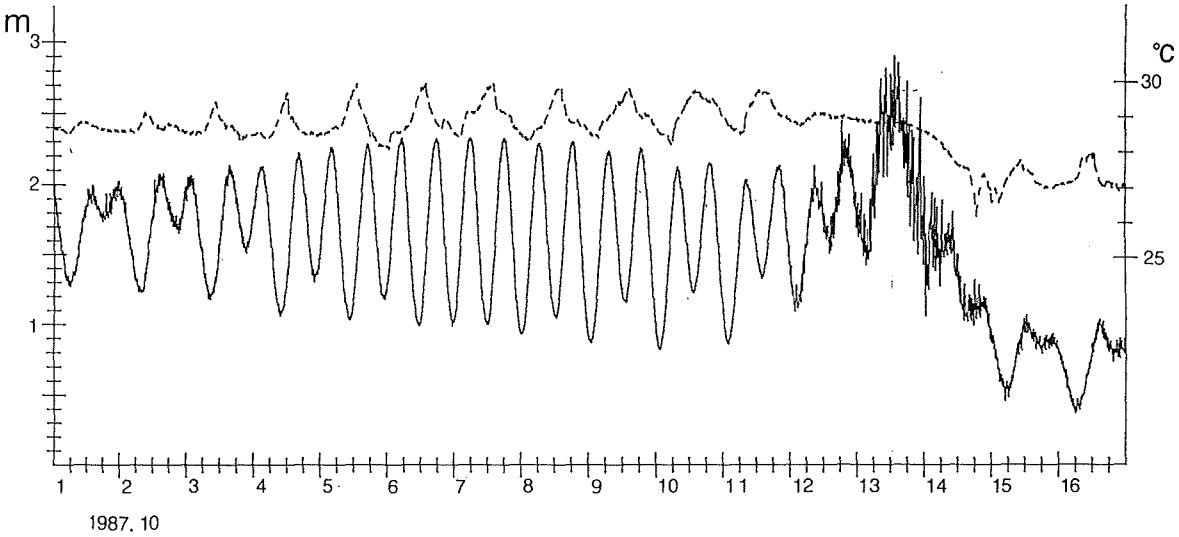


Fig. 2 Time variations of sea level and water temperature from Oct.1 to Oct. 16, 1987, observed by the pressure gauge. On Oct.14 the pressure guage was shifted its site by a typhoon.
Solid line denotes sea level and dashed line denotes water temperature.

のと考えられる。また，逆に夜間の低潮時には海面冷却に伴うと思われる水温低下が見られることもある。もうひとつの水温に関する興味深い現象は10月14日頃の水温の変化である。台風は海の表面水温が28°C以上の時に発達すると言われているが，表面水温がその28°C以上であった海に台風がやって来て，海をかき混ぜることによって水温を28°C以下に低下させて離れて行った様子を示している。

1987年10月25日から11月1日にかけて環礁の内外を結ぶ水路（Fig. 1参照）において潮流観測を実施した。先に悪天候時には礁内の水位が礁外に比べかなり高くなっていると述べたが，この潮流観測の結果を見ると天候の好い時にも礁内の水位は礁外よりもやや高くなっているようである。Fig. 3はその観測時における礁内の水位と水路の流れの時系列変化を表したものである。上段の曲線が水位の変動を示し，下段の曲線が水路の中央部における水路方向（北北西－南南東方向）の流れの変動を表している。観測のほぼ全期間にわたって水路の流れは南南東方向，すなわち，環礁から水が流れ去る方向に流れている。しかも，水位と流れの時間変動の様子は酷似しており，水位が低くなると水路の南南東向きの流れは強くなり，水位が高くなると水路の流れが弱くなるという特徴を示している。Fig. 4は水路の流れと水位の変動の相互相関関数であるが，タイムラグがゼロのところに相関のピークが現れており，水路の流れと礁内の水位の変化が完全に同位相で行われていることを示している。

水路の流れが環礁内から流れ去る方向に流れていることは，礁内の水位が礁外よりも高いことを示している。しかも，礁内の水位と流れの変化が同位相で起こることから，礁内と礁外の水位差が水位の高低によって変動していると見なせるものである。つまり，水位が低い程，水位差が大きくなっているのである。ここで流れが礁の内と外との水位差によってのみ起こされると考え，

$$v^2 = 2\,gh \qquad (1)$$

v：水路の流れ　g：重力加速度

h：礁内外の水位差

の関係を満たすと仮定すれば，流れが3 knにも達する低潮時には礁内の水位は10cm程度礁外に比べて高くなっていると考えられる。この水位差も悪天候

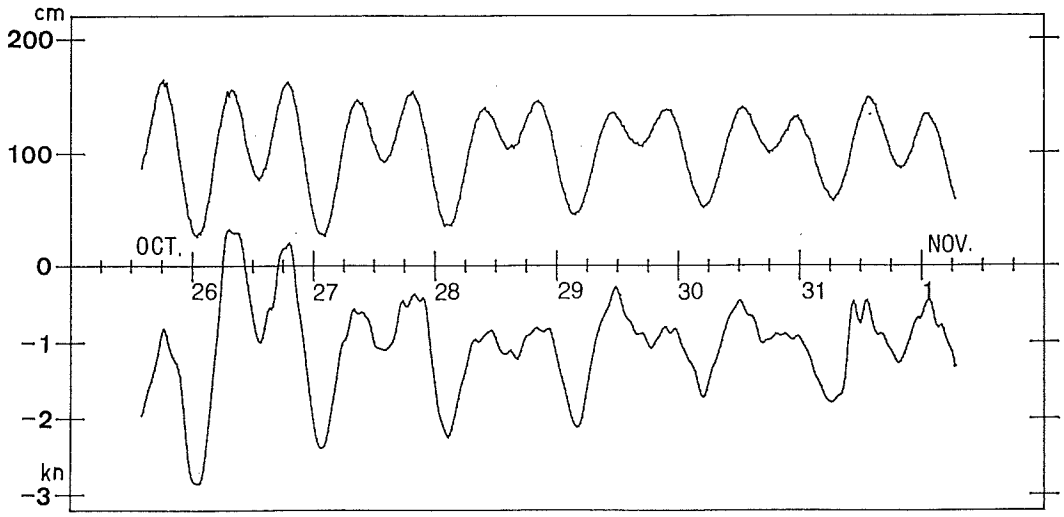


Fig. 3 Time variations of sea level (the upper curve) and the NNW component of the current (the lower curve) in the channel, from Oct. 25 to Nov.1,1987.

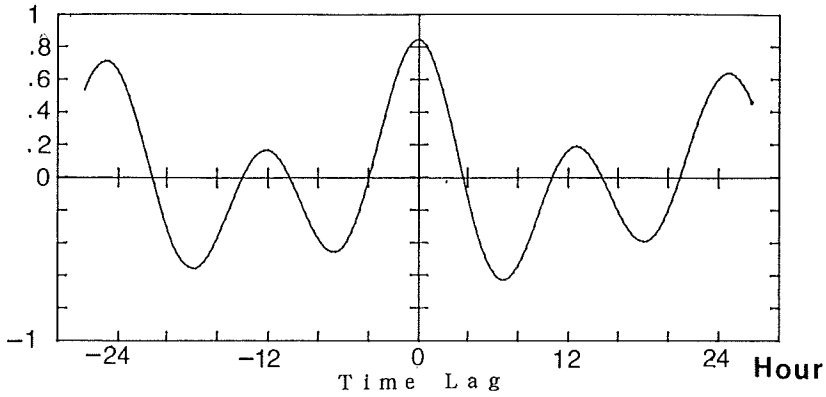


Fig. 4 The normalized cross-correlation function between sea level and the NNW component of the current in the channel.

時と同様にうねり等により，環礁内に水が運ばれるためではないかと考えられる。

沖ノ鳥島潮汐観測の観測値について述べてきた。述べてきたように観測値には様々な問題はあるが，これらの問題を解決するために環礁内ではなく環礁外に機器を設置して観測をすれば良いというものではないだろう。なぜならば，陸上の固定点は礁内にのみ存在するので，礁外の水位を陸上の固定点と厳密に関係づけることが不可能であり，さらに水位計が深海底に設置された場合には，海洋内部の密度等の変化により海表面の変化を正確に検出することはできないことなど礁外の観測はさらに問題があると考えられるからである。したがって，今回の潮汐観測は，問題点はあるものの水位計を設置することが可能な島嶼が近くに全く無い絶海の孤島ともいうべき沖ノ鳥島において実施しているものであり，価値の高いものであると考えられる。

また，この観測値の問題は環礁内における水位等の観測については多かれ少なかれ共通する問題であると考えられる。したがって，例えば環礁内での潮汐観測値を用いて環礁外の水深の潮高改正を行うような場合には，潮位データを注意して取扱う必要が

あろう。今回の場合，水路の流れと水位との相関関係を用いて礁内の観測値を礁外の値に近づけるような補正方法は考えられるが，その補正が正しいか否かの検証を行うことができないので以下では主として補正を行っていないデータにより沖ノ鳥島の水位変動の状況を見ていくこととする。

5．水位変動

(1) 長期的な水位変動の傾向

数カ月程度以上の長期的な沖ノ鳥島の水位変動の傾向を見るために，Fig. 5に水位と水温の30日移動平均値を示す。水温には明らかに年周期変動が見られるが，水位については年周期変動は明瞭ではなく，また，他の周期の変動についても，予備的な周期解析を行ったが特に卓越するような変動周期も見つからなかった。

西太平洋の赤道域では，エルニーニョ現象時には表面水温と水位の低下が起こり，ラニーニャ現象時には逆に表面水温と水位の上昇が起こることが知られているが，沖ノ鳥島でも全体的な傾向としては西太平洋の赤道域と同様に1988～89年のラニーニャ現象時に水位がやや高くなり，逆に1991～92年のエルニーニョ現象時には水位が低くなっているのが見られた。しかしながら，Qiu and Joyce (1992) は1967～88年の気象庁の137°E の定線観測の結果から，その期間の平均では20°N 付近の水位は赤道域とは逆にエルニーニョ現象時の水位は高く，ラニーニャ現象時の水位が低いことを示しており，たまたま今回の観測時に沖ノ鳥島の水位が赤道域の水位と同じ傾向を示しただけかもしれない。

水温と水位の関係を見ると，1988年８月頃のように水温の低下と水位の低下が同時に見られる場合もあるが，全体的にみると水温と水位の相関は高くない。

(2) 潮汐周期の変動

1988年から1992年までの５年間の沖ノ鳥島における水位の記録を調和分解して算出した主要４分潮の調和定数を Table 3 に示す。K_1潮と O_1潮の振幅の和と M_2潮と S_2潮の振幅の和との比は0.48と混合潮型を示している。この (K_1+O_1) ／ (M_2+S_2) の値は，沖ノ鳥島のほぼ同じ経度に位置する串本で0.58であるのをはじめとして，高知0.52，御前埼0.68，南伊豆0.73など，日本列島南岸では沖ノ鳥島の値0.48よりも大きくなっている（海上保安庁水路部，1992)。これは日周潮がケルビン波的な特性を持つので，沖合いに向かって徐々に振幅が減衰し，遥か沖合いに位置する沖ノ鳥島では日本列島南岸に比べて振幅が小さくなることによって生じているものである。

Schwiderski (1979など) のモデルと今回の調和定数とを比較すると，日周潮は今回の観測結果とよく合っているが，半日周潮では違いが大きく，特に M_2潮の振幅では７㎝もの差が現れた。この差の原因として潮汐観測が環礁内で行われているため，低潮時に礁外よりも水位が高くなり，そのために振幅が小さくなっているということも考えられるので，1987年10月25日～11月１日の潮流観測の結果を用いて水位と水路の流れとの関係を直線回帰で求め，その関

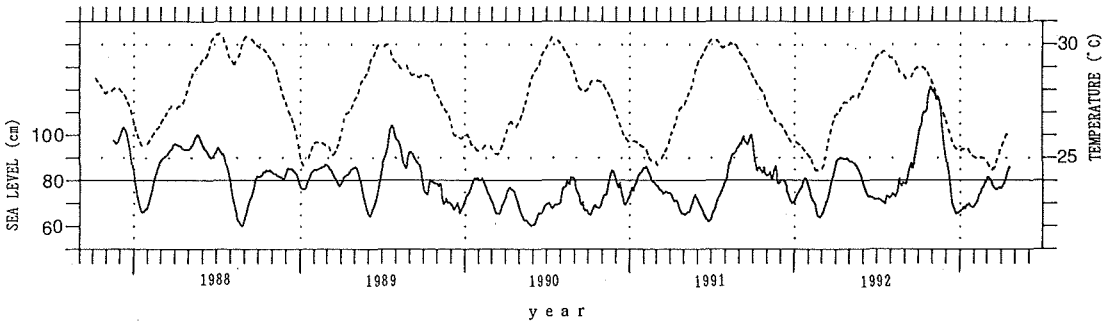


Fig. 5 30-day running mean of sea level and water temperature at Oki-no-Tori Sima.

Table 3 Harmonic constants of four-main principal constituents.
left column : results of the harmonic analysis of raw data.
center column : results of the harmonic analysis of the corrected data.
right column : harmonic constants from Schwiderski's model.

constit-uent	observed value		corrected value		Schwiderski's model	
	amplitude	phase lag	amplitude	phase lag	amplitude	phase lag
	cm	°	cm	°	cm	°
M_2	38.9	202	41.1	202	46	209
S_2	16.5	229	17.4	229	19	233
K_1	16.0	208	16.9	208	16	209
O_1	10.4	188	11.1	188	12	191

係に(1)式を用いて環礁の内と外の水位差を算出し，その水位差分の補正を行った水位の値を調和分解したが，このような補正を行っても，M_2潮の振幅は2cmあまり大きくなっただけである（Table 3参照)。したがって，Schwiderski のモデルでは沖ノ鳥島付近の半日周潮の振幅は大きめに計算されているものと判断される。

(3) 年周期変動

太平洋の水位の年周期変動については，Wyrtki and Lesile (1980) が詳しく調べている。それによると基本的には北半球，南半球とも夏から秋にかけた頃に水位が最大になっている。しかし，沖ノ鳥島のあたりを含む西太平洋の熱帯域，亜熱帯域の島々の記録においては，例えば，1963年から1971年までの潮汐観測に基づいて算出された南鳥島(24°18′N,153°53′E) の年周期変動が12月の終わり頃に水位が最大になっているようにかなりのばらつきが見られるので，沖ノ鳥島についても1988年～92年のデータを用いて年周期及び半年周期変動成分を算出して，北西太平洋の熱帯域，亜熱帯域のいくつかの験潮所の記録と比較することにした。その比較は Fig. 6に示しているが，その年周期変動成分及び半年周期変動成分については大気圧補正をした水位の月平均値を用い，月平均水位が下の (2) 式のように表せるとして算出したものである。

$$H(t)=H_0+\Sigma H_i\cos(\omega_i t-\alpha_i) \qquad (2)$$

$H(t)$：月平均水位($t=1,\cdots,12$)

H_0：平均水面の高さ

$\omega_i=2\pi\times i/12$：角振動数($i=1,2,\cdots$)

H_i：振幅　(H_1：年周期成分)

α_i：遅角

なお，Wake 島等のデータはハワイ大学が収集したデータを気象庁海洋気象部海洋課から頂いた。

Fig. 6にあるとおり，沖ノ鳥島の年周期変動成分の振幅は小さく，他の験潮所における値の半分以下であることが特徴的である。一方，半年周期変動成分は年周期変動よりも大きな振幅となっており，他の点の半年周期変動成分と比べても大きな振幅となっている。また，変動の位相は，ほぼ同緯度に位置する Wake 島よりも1カ月程度遅れ，10月頃に水位最大となっている。小笠原父島とは年周期成分，半年周期成分ともほとんど同位相となっていることが特徴的である。

上に述べたように小笠原父島と沖ノ鳥島は5年間のデータから算出した年周期変動及び半年周期変動は似通ったものであるが，各年の変動については全く異なった様相を見せている。Fig. 7は，季節変動を除いた水位変動，すなわち，水位の月平均値の5年

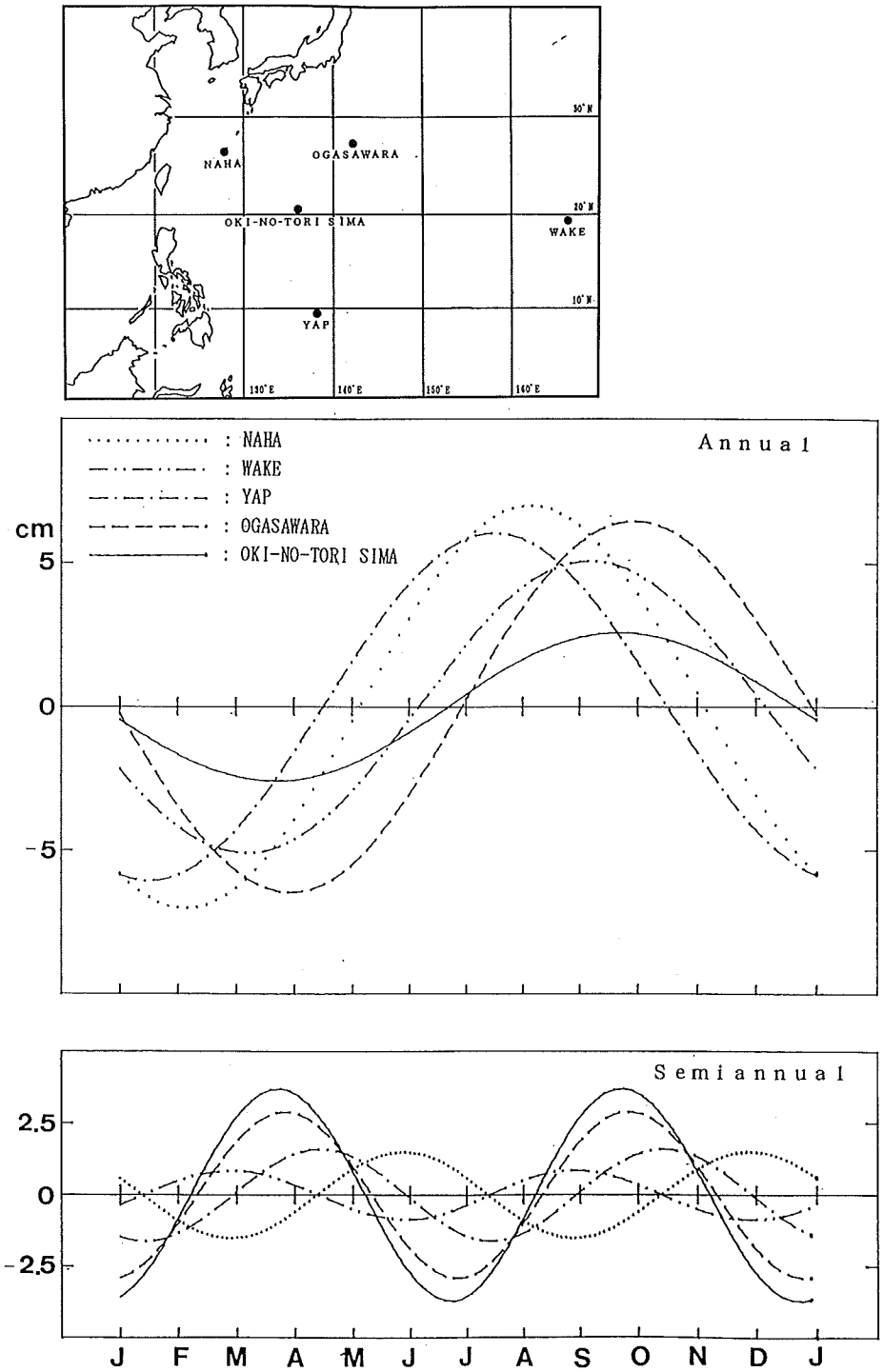
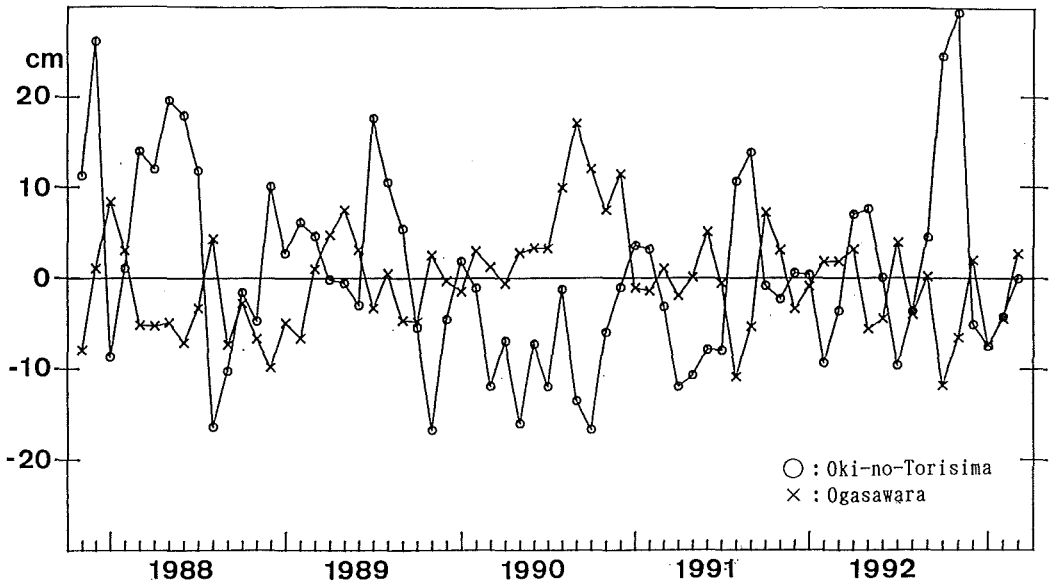


Fig. 6 Annual and semi-annual signals of sea level at the five tidal stations,Oki-no-Tori Sima (20°25′N,136°05′E), Ogasawara Chichijima (27°05′N,142°11′E),Yap (9°31′N,138°08′E), Wake (19°17′N,166°37′E) and Naha (26°13′N,127°41′E).

Top panel : The locations of the five tidal stations

Middle panel : Annual signals

Bottom panel : Semi-annual signals



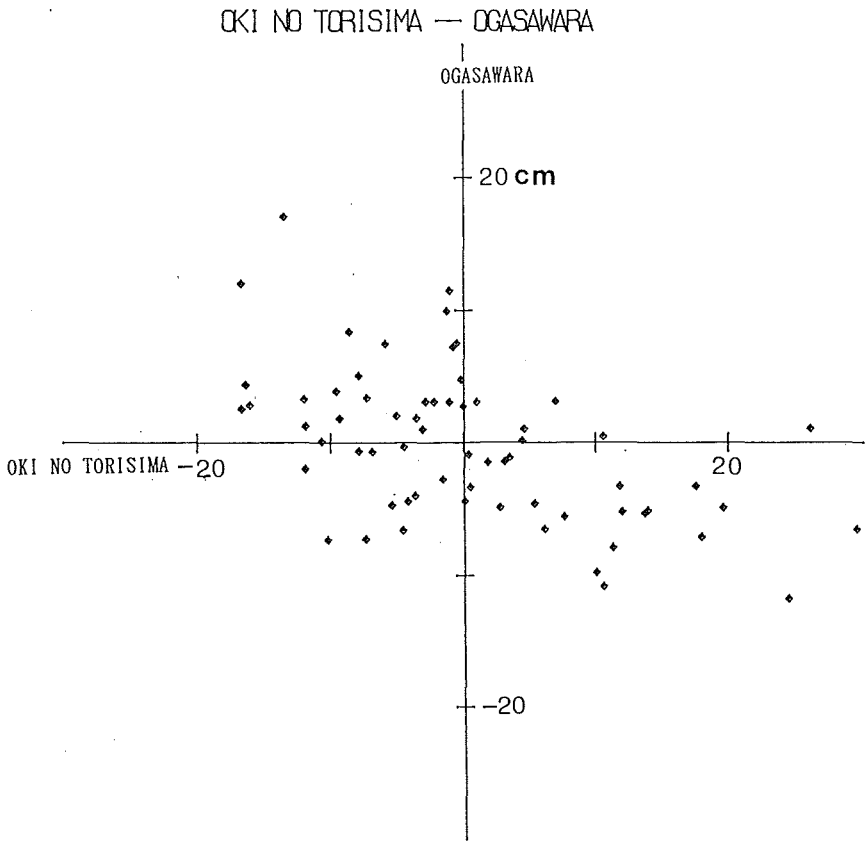


Fig. 7 Sea level anomalies of Oki-no-Tori Sima and Ogasawara Chichijima obtained from the 1988 to 1992 monthly mean sea level adjusted for atmospheric pressure.

The upper panel shows time series of anomalies, and the lower pannel is scatter diagram between anomalies of the two stations.

(1988～92年) 平均値からの偏差を表したものである。一見して明らかなように,負の相関の変動となっており，その相関係数は-0.59とかなり高いものとなっている。この沖ノ鳥島と小笠原父島の水位の逆相関の変動は1988～92年の5年間にたまたま現れたものかも知れないが，沖ノ鳥島の潮汐観測は今後も継続されることになっているので，注意深く見守っていくことにしたい。

6．おわりに

沖ノ鳥島における5年間の潮汐観測の成果をとりまとめ，周辺島嶼の水位変動との比較を行った。その結果，1)平均水面は1988～89年のラニーニャ現象時には高く，91年春～92年夏のエルニーニョ現象時に低くなっていたこと，2)年周期変動については，小笠原父島と同位相の変動を示すが，振幅については周辺の記録に比べ小さいこと，3)潮汐については半日周潮が卓越するが，K_1+O_1とM_2+S_2の振幅の比は0.48であり，混合潮型となっていることなどがわかった。

しかしながら，今回の結果は5年間の短い期間の観測の結果であり，潮汐周期の変動以外はこの5年間だけの特異な状態であった可能性もある。沖ノ鳥島における潮汐観測は今後も継続されることとなっているので，もっと長期的な変動を含めて，その水位の変動状況については検討していく必要があろう。

最後に，小笠原父島の験潮記録をはじめとする貴重な資料を提供して頂いた気象庁海洋気象部海洋課と通算6度沖ノ鳥島に赴かれた下平保直氏をはじめ，桑木野文章氏，福島繁樹氏，伊藤清寿氏，久保一昭氏，田賀傑氏，宗田幸次氏，西田浩志氏，益本利行氏など沖ノ鳥島潮汐観測に関係された方々に心からお礼を申し上げます。

参 考 文 献

Qiu, B. and T. M. Joyce : Interannual Variability in the Mid- and Low-Latitude Western North Pacific, J. Phys. Oceanogr., **22**, 1062-1079, (1992)

海上保安庁水路部：日本沿岸潮汐調和定数表(1992)

Schwiderski, E. W. : Global Ocean Tides, part II : The Semidiurnal Principal Lunar Tide 8 (M2), Atlas of Tidal Charts and Maps, Tech. Rept., Naval Surface Weapons Center, (1979)

Wyrtki, K. and W. G. Leslie : The Mean Annual Variation of Sea Level in the Pacific Ocean, Rept. HIG-80-5, Hawaii Institute of Geophysics, (1980)

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

STUDY ON CRUSTAL STRUCTURE OF JAPANESE ISLAND ARCS AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS †

Yoshio UEDA*

CONTENTS

ABSTRACT
CHAP. I. INTRODUCTION
CHAP. II. DESCRIPTION OF THE METHOD FOR MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS
2.1 Two-dimensional inversion method to derive magnetic basement relief from magnetic anomaly using Fourier expansion method
2.2 Inversion method to derive magnetic basement relief from magnetic anomaly based on Fourier transform method
2.3 Definition of magneto-gravity response function
2.4 Definition of magneto-gravity response filter
2.5 Response of gravity to topography
2.6 Correlation analysis in the space domain
CHAP. III. CRUSTAL STRUCTURE OF KURILE AND HONSYU ARCS AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS
3.1 Airborne magnetic survey by the Hydrographic Department of Japan(JHD)
3.2 Data processing of airborne magnetic survey data
3.3 Gravity anomaly data used in the present study
3.4 General features of magnetic anomaly profiles over the Japanese Islands and their adjacent seas
3.5 Hokkaido and northeast Honsyu
3.6 Central Honsyu
3.7 Southwest Honsyu
3.8 Discussions and concluding remarks of chapter III
CHAP. IV. CRUSTAL STRUCTURE OF THE IZU−OGASAWARA(BONIN) ARCS AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS
4.1 Data description
4.2 Geological settings

† Received 17th November 1993.

*海上保安学校　Maritime safety school

4.3 Characteristic features of magnetic and gravity anomalies
4.4 Characteristics of the crustal structure
4.5 Estimation of ρ/J ratio at the Moho boundary
4.6 Discussions and concluding remarks of chapter IV
CHAP. V. CRUSTAL STRUCTURE OF THE RYUKYU ARC AND ITS ADJACENT SEAS AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS
5.1 Data description
5.2 Geological settings
5.3 Characteristic features of gravity anomalies
5.4 Characteristic features of magnetic anomaly and the magnetic basement structure derived from it
5.5 Pseudo-gravity analysis
5.6 Bulk magnetization of the Ryukyu Arc
5.7 Two-dimensional magneto-gravity response analysis
5.8 Discussions and concluding remarks of chapter V
CHAP. VI. CRUSTAL STRUCTURE OF THE DAITO RIDGE AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS
6.1 Background
6.2 Data description
6.3 Gravity-topography response analysis
6.4 Magneto-gravity response analysis
6.5 Three-dimensional gravity and magnetic basements of the Daito ridge
6.6 Discussions and concluding remarks of chapter VI
CHAP. VII. DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

ABSTRACT

This paper consists of seven chapters, ① introduction, ② description of the method for magnetic and gravity field analysis, ③ crustal structure of Kurile and Honsyu arcs as revealed from magnetic and gravity field analysis, ④ crustal structure of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arcs as revealed from magnetic and gravity field analysis, ⑤ crustal structure of the Ryukyu Arc and its adjacent seas as revealed from magnetic and gravity field analysis, ⑥ crustal structure of the Daito ridge as revealed from magnetic and gravity field analysis, and ⑦ discussions and conclusions.

In succession of chapter I, the methods used in the present study are explained in chapter II with the results of the numerical examples, i.e. (1) two-dimensional inversion of magnetic anomaly to obtain the magnetic basement relief using the Fourier expansion method, (2) three-dimensional inversion method based on Oldenburg's two-dimensional formula, (3) definition of the magneto-gravity response function to derive the magnetization direction and ρ/J ratio of the source body, (4) definition of magneto-gravity response filter to extract the magnetic anomalies correlative with gravity anomalies.

The method of correlation analysis in the space domain is also described to obtain the magnetization intensity and ρ/J ratio of the source bodies. The new method described in (3) and (4) will enable us to derive an inclination of magnetization vector without any assumption of the shape and location of the source body. These methods can also discriminate between the magnetic anomaly produced by the upper boundary and that by the lower boundary of the magnetized layer.

In chapter III, magnetic basement structures of Kurile and Honsyu arcs consistent with gravity field are presented by selecting typical anomalies such as the Sanriku-Isikari linear anomaly(SILA) in the northeast Honsyu, the Kusiro-Nemuro linear anomaly(KNLA) in the coastal region of the southeastern part of Hokkaido, the southwest Honsyu linear anomaly(SWHLA) in the inner region of southwest Honsyu, and the broad negative anomalies in the outer region of central Honsyu. The model for SILA derived reveals a good agreement between the Conrad surface and the magnetic basement uplift. The model for KNLA also shows the magnetic layer corresponding to the density boundary within the crust. The negative broad magnetic anomaly of the central part of Honsyu seems to be ascribed to the seismic velocity boundaryin the crust. A considerably large dimension of the magnetic source is required for SWHLA, but the associated Bouguer gravity anomaly is featureless.

The magnetic basement models presented above reveal the magnetic sources in the upper crust with low ρ/J ratio as well as those in the lower crust with appreciable density contrast as is the case of SILA and KNLA. The former source may be the granitic rocks of magnetite series or serpentinite suites of high magnetic susceptibility. The magnetic structures of northeast Honsyu and Kurile arcs are consistent with lithological model inferred from the magnetization of xenolith samples.

In chapter IV, the magnetic basement model covering the Izu-Ogasawara Arc is completed from the geological/geophysical considerations. Different features of magnetic basement are confirmed between the northern and the southern part of the Izu-Ogasawara Arc with the border at the Sofugan tectonic line (Yuasa,1992). The magnetic massives of the inner forearc highs of the northern arc show relatively low ρ/J ratio correlative to acidic to andesitic buried bodies. The magnetic anomalies of the Nisi-Sitito ridge are well explained by the normal magnetization of topographic uplifts.

The bulk magnetization per unit km^2 along the Quaternary volcanic front of the southern arc becomes 2.3 times as strong as that of the northern arc. These features may be explained by the stable location of the volcanic front in the southern arc as inferred from old volcanic edifices overlapped by the Quaternary volcanic ones.

In chapter V, the magnetic basement model over the Ryukyu Arc and its adjacent seas is completed from the geological/geophysical considerations. This model reveals the existence of the segmented large magnetic massives having low ρ/J ratio beneath the Tunghai Shelf break. Besides, the Miocene volcanic basement block located in the trenchward side of the Quaternary volcanic front suggests the southeastward migration of the central Ryukyu.

In chapter VI, the magnetization of the Daito ridge is discussed based on the magneto-gravity response analysis. The inclination of the magnetization vector derived shows a good agreement with the present field direction, contrary to the shallow inclination derived from the DSDP sediment core

previously. The above features suggest that the magnetization of the Daito ridge is caused by an enhanced magnetic susceptibility or viscous remanent magnetization.

Throughout the present study, the characteristic features of the crust are made apparent for the Japanese Island Arcs from the viewpoint of the magnetic, gravity and topographic features. Especially, the distribution of the magnetic massives with low ρ/J ratio becomes apparent, i.e.in the inner zone of southwest Honsyu Arc, the forearc area of the northern part of the Izu-Ogasawara Arc, and the eastern margin of the Tunghai Shelf. The granitic to andesitic rocks rich in magnetite seem to be the most plausible candidate as the source body. Until now, the granitic rock of magnetite series have been thought to be produced in the back-arc side of the arc-trench system. The present study, however, proposes the other case outcropping in the forearc region of the Izu-Ogasawara Arc. Forearc magmatism in the initial stage of subduction and dehydration process of the subducting plate may be related with the origin of these magnetic sources in the forearc region.

The magnetic and gravity field analyses on the Izu-Ogasawara and Ryukyu arcs suggest that the undulation of the Moho boundary may be the source of the regional trend of the surface magnetic anomalies. Present study also reveals the significant contribution of magnetic susceptibility to the observed magnetic anomalies. This mechanism may arise from enhanced intial susceptibility at high temperature and/or the enhanced viscous remanent magnetization of the deep-seated source. The experimental results concerning the enhanced susceptibility may give a significant constrain for constructing the magnetic structure of the crust in the Japanese Islands and the surroundingareas.

CHAPTER I.INTRODUCTION

The main point of this paper is that it handles almost all the magnetic, gravity and topographic data available around Japan and processes them by a new and unified method.

The Japanese Island Arcs consist of several arcs such as Kurile, Honsyu, Ryukyu, and Izu-Ogasawara arcs. These arcs face subducting plate boundaries ,being characterized by thick continental crust. They are also accompanied by active volcanism, seismicity and high heat flow in the back-arc region. The Daito ridge is also a remnant old-island arc as inferred from the existence of the thick continental crust. Although the plate tectonics has paved the way to the understanding of the global tectonic history, there still remain unsolved subjects related to the regional tectonics and the origin of the characteristic features of the continental crust of the arcs.

To clarify the structure of these islands arcs is an important clue for understanding petrophysical properties of the crust, rock magnetism of deep seated source body, geological structures and petrological/chemical condition at depth, as well as for the construction of the tectonic framework of the arcs.

In recent years, the data base of topography and magnetic/gravity anomaly has become available through the Japan Oceanographic Data Center (JODC) as the results of enormous surveys conducted by the organizations in charge of mapping the geophysical data. The data base has enabled us to compile regional/global map of topography, magnetic and gravity field anomalies. These maps are helpful for understanding

the geological/geophysical features of the island arcs, but, the potential field anomaly map itself is insufficient to understand the crustal structure in the quantitative manner. For instance, the magnetic body of the same shape with the same magnetization intensity produces different magnetic anomalies when the body is placed at different geographic position due to skewness effect depending on ambient field directions.

To elucidate the crustal structure of the island arcs using these data bases is an indispensible subject for understanding the physical/chemical state of the crust as well as its compositional state. For this purpose, it is urged to establish a comprehensive analysis method incorporating magnetic, gravity and topographic data. In response to the above circumstances, this paper presents several new ideas for comprehensive analysis method of magnetic and gravity anomalies using the topographic data and shows the magnetic structure of the Japanese Island Arcs and the Daito ridge through geological and geophysical interpretations.

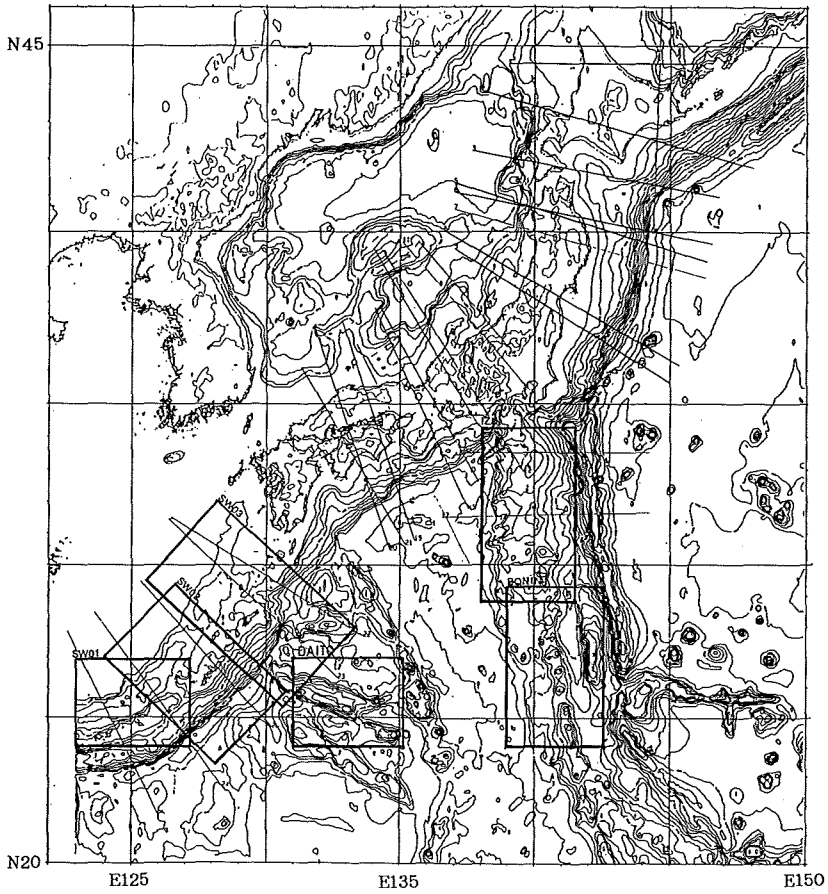
The analytical methods developed in this study are the synthetic analysis of magnetic and gravity anomalies using magneto-gravity response function and the extraction of magnetic anomalies correlative with gravity anomalies using magneto-gravity response filter. These new methods enable us to obtain the direction of magnetization vector without assuming the geometry and location of the source body. Two-dimensional and three-dimensional magnetic inversion method to calculate magnetic basement from magnetic anomalies are presented with some numerical examples. The correlation analysis in space domain is also formulated for calculation of the density over magnetization ratio ρ/J and magnetization intensity of the topographic uplift.

The above methods will be applied for the representative transections over the Kurile and Honsyu Arcs and for the areal survey data covering the Izu-Ogasawara Arc, the Ryukyu Arc and its adjacent seas, and the Daito ridge, as shown in Fig.1.1, to clarify the characteristic features of the continental crust.

The data source of magnetic transections of the Kurile and Honsyu Arcs are from the results of airborne magnetic surveys conducted by the Hydrographic Department of Japan (JHD) from 1984 to 1985 (JHD, 1988). The above magnetic data provide long transections crossing these arcs free of secular variation field, which attracts the author to analyze these magnetic profiles by the newly developed magneto-gravity response method to elucidate the crustal structure of the arcs. The areal data used for the present study are based on MGD77 data files supplied from JODC. The original data were also measured by JHD as part of the continental shelf survey project covering the seas in the vicinity of the Japanese Island Arcs and its marine economical zones. The MGD77 data files are composed of the digital data of water depth, magnetic anomaly, and free-air gravity anomaly, as well as those of the date of survey and ship's location. These data enable us to calculate the grid data covering the regional areas shown in Fig.1.1.

Regional magnetic anomaly maps covering the Japanese Islands and their adjacent seas have been compiled by several authors (Segawa and Oshima, 1975; Okubo et al., 1985; Oshima, 1987). These maps reveal that the continental crust also produces conspicuous linear magnetic anomalies with large amplitude comparable with oceanic

Fig.1.1 Location map of the profiles and areal survey data used for present study.



magnetic lineations, as seen over northeast Honsyu and the continental shelf in the south offing of southeast Hokkaido. Segawa and Oshima (1975) named these anomalies the continental linear anomalies. But, the origin of these anomalies is still of debate. Magnetic modelling of the continental linear magnetic anomaly over northeast Honsyu (Sanriku-Isikari linear anomaly:SILA) has been cited as the palaeomagnetic evidence showing the clockwise rotation of northeast Honsyu. However, there remain some ambiguities of magnetization diretion due to arbitrary assumption of the location and shape of the source body. In addition to the above continental linear anomalies, distribution of distinguished magnetic anomalies originated from the continental crust will be made apparent through the present study as shown in the inner part of southwest Honsyu, in the forearc region of the Izu-Ogasawara Arc, and in the eastern margin of the Tunghai shelf of the East China Sea. The broad negative anomalies also become apparent in the outer region of central Honsyu. These continental magnetic anomalies are helpful to investigate the crustal structure and rockmagnetism at depth. Magneto-gravity response analysis of these continental anomalies may offer more convincing constraints for the origin and palaeomagnetic implications of these manetic anomalies because of more objective assumptions involved in the analysis.

As to the Izu-Ogasawara Arc, the different

geophysical and petrochemical features between the northern and southern Izu-Ogasawara Arc bordered at the Sofugan Tectonic line are proposed by Yuasa and Murakami (1985). The above different features may be related to the different state of mantle materials as inferred from the distinct change of the subducting plate angle between the northern and southern arcs. Besides, the different tectonic history may also be plausibly asigned as suggested by Yuasa and Nohara (1992). The recent fulfilment of geophysical surveys may give a significant contribution to the tectonics of the Izu-Ogasawara Arc. The following two different models have been proposed for the tectonic history of the Izu-Ogasawara Arc. Uyeda and Miyashiro (1974) ascribed the origin of the arc to the N-S trending transform fault of the Kula-Pacific Plate. On the other hand, Seno and Maruyama (1984) to the W-E trending subduction zone in the Philippine basin at the Eocene age. The palaeomagnetic measurements of the igneous rocks sampled from the Ogasawara ridge (Haston and Fuller, 1991) is in favour of the latter model. The above easterly deflected magnetization, however, should be confirmed by the potential field analysis in a more convincing way. To study this subject, the assumption of normal magnetization of the uplifts of the Nisi-Sitito ridge and the Ogasawara ridge is examined based on the correlation analysis in space domain.

Concerning the Ryukyu Arc and its adjacent seas, zonal arrangement of geological structures have been proposed by several authors (Hatae, 1955; Konishi, 1965; Kizaki, 1978). These zonations also assume that the topographic depressions of the Tokara channel and the Kerama Gap as the left lateral faults segmenting the Ryukyu Arc, which may be related to the south-eastward migration of the Ryukyu Arc. Preliminary magnetic zonation was assumed by Ueda (1986) to assess the above geological zonation of the Nansei-Syoto islands covering the Ryukyu Arc. Dense sea-bottom surveys conducted by JHD also made apparent the detailed features of topography, magnetic, and gravity anomalies of the Ryukyu Arc and its adjacent seas (Oshima et al., 1988;Okuma et al., 1991;Kasuga et al., 1992). These results have provided more convincing magnetic zonations covering the Ryukyu arc-trench system and the Tunghai shelf region, taking into account the topographic and gravity features.

The magnetic modelling of the Okinawa Trough given by Oshida et al. (1992) indicates that the anomalies are not the spreading linear anomalies but the reflection of the magnetized layers of P-wave velocity 3.6-6.4km/s. But, the upheaved Bouguer gravity anomaly over the Okinawa Trough is not taken into account in their model. In the present study, an alternative model to explain both magnetic and gravity features in a consistent way is proposed.

The Daito ridge is thought to be a remnant old-island arc as inferred from crystalline schist and acidic plutonic rocks discovered from the ridge (Shiki et al., 1979). The gravity analysis on the Daito ridge (Segawa, 1976) also clarify the thick continental crust showing isostatic compensation. In spite of the above aspects, conspicuous magnetic anomalies are associated with the Daito ridge (Kasuga et al., 1986). The magneto-gravity response analysis on the Daito ridge may clarify the significant role of enhanced magnetic susceptibility and/or viscous remanent magnetization instead of thermal remanent magnetization.

Through the present study, the characteristic features of the crustal structure of the Japanese Island Arcs will be summarized and their tectonic implications will be made more apparent. The magnetic structure thus derived may contribute significantly to the establishment of the lithological model of the crust when combined with rockmagnetism of xenolith samples. The magnetic property of the crust is also constrained by the fugacity(O_2)-temperature equilibrium condition as well as mineral composition. These conditions are closely related with dehydration process of the subducting plate (Tatsumi, 1989). The new aspect of the existence of the magnetic sources of low ρ/J ratio may offer the basic constraint for the construction of the tectonic framework and magmatism in the deep crust. The significant role of the enhanced magnetic susceptibility and/or viscous remanent magnetization of the deep-seated magnetic sources will be discussed based on the derived magnetic structural models. The magnetic signals of the Moho boundary are also described for the case of the Izu-Ogasawara Arc and the Okinawa Trough. These results may be significant for undertanding petrophysical, petrological features of the lower crust above the Moho boundary.

CHAPTER II. DESCRIPTION OF THE METHOD FOR MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS

2.1 Two-dimensional inversion method to derive magnetic basement relief from magnetic anomaly using Fourier expansion method

2.1.1 Theoretical background

Let us consider a rectangular coodinate system with the positive z-axis pointing downward. Then, magnetic potential in free space is given by

$$\phi_m = \int_V \mathbf{J}\cdot \mathrm{grad}(1/r)\,dv, \qquad (1)$$

where J represents magnetization vector and v the volume of a source body.

According to Kato (1975a, b), a pseudo-gravity potential ϕ_{pg}, and pseudo gravity Fpg are defined as

$$\phi_{pg} = \int_V (\mathbf{J}/r)\,dv,\ F^{PG} = \partial\phi_{pg}/\partial z. \qquad (2)$$

Then, gravity potential (ϕ_g) is given by $\phi_g = \phi_{pg}\cdot\rho\cdot G_c/J$ and gravity anomaly (F^G) by $F^G = F^{PG}\cdot\rho\cdot G_c/J$, where G_c is the gravitational constant.

The magnetic potential ϕ_m and the magnetic anomaly field F^M are related with the pseudo-gravity ϕ_{pg} by

$$\phi_m = \phi_{pg}/\partial\beta,\ F^M = \partial\phi_m/\partial\alpha = \partial^2\phi_{pg}/\partial\alpha\partial\beta, \qquad (3)$$

where α, β represent the direction of magnetic field and magnetization respectively.

Consider a two-dimensional coordinate system shown in Fig.2.1, where Z-axis is positive downward and X-axis in the profile direction. Then, a pseudo-gravity δF^{PG} due to a horizontal plate at depth Z and with the thickness δZ is given by

$$\delta F^{PG}(Z) = 2\pi J\delta Z, \qquad (4)$$

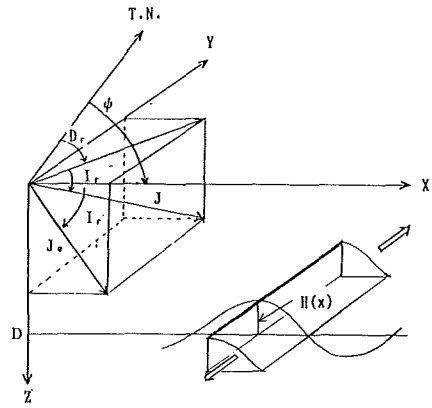


Fig.2.1 Coordinate system of two-dimensional magnetic analysis.

where J is magnetic moment per unit volume.

As the magnetic moment varies in the X-direction, J(x) can be expressed in terms of Fourier expansion series:

$$J(x)=\Sigma_m(a_m{}^J\cos mx+b_m{}^J\sin mx)$$
$$=\Sigma_m J_m \qquad (5)$$

where $m=2\pi M/\lambda_0$, M is wavenumber, and λ_0 is basic wavelength. Equation (4) can be expressed by the Fourier term of wavenumber m in the following way:

$$\delta F_m{}^{PG}(Z)=2\pi J_m\delta Z, \qquad (6)$$

Then, the pseudo-gravity at ground level (z=0) is given by

$$\delta F_m{}^{PG}(0)=2\pi J_m\cdot e^{-mz}\cdot\delta Z, \qquad (7)$$

The magnetic anomaly due to a plate with the upper and the lower depths at Z_1, Z_2 is calculated through vertical integration of Eq. (7) as follows:

$$F_m{}^{PG}(0)=\int 2\pi J_m\cdot e^{-mz}\cdot dZ$$
$$=2\pi J_m\cdot(e^{-mz1}-e^{-mz2})/m, \qquad (8)$$

From Eq. (8) magnetic moment of wavenumber m becomes

$$J_m=mF_m{}^{pg}(0)/\{2\pi(e^{-mz1}-e^{-mz2})\} \qquad (9)$$

The distribution of the magnetic moment of a horizontal layer with a finite thickness $\delta\xi$ can be transformed to the relief of magnetic basement with constant magnetization J_0 on the assumption that the product $\delta\xi\cdot J(x)$ is equal to $J_0\cdot H(x)$, where H(x) represents the relief of magnetic basement with constant magnetic moment J_0. From this relation, H(x) becomes

$$H(x)=\pm\delta\xi\cdot J(x)/J_0, \qquad (10)$$

where a positive sign is adopted for derivation of an upper surface and a negative sign for derivation of a lower boundary (Ueda and Kato, 1991).

2.1.2 Algorithm

Let the magnetic anomaly profile be denoted by F(x). This can be expressed in terms of Fourier expansion series as

$$F(x)=\Sigma_m\ (a_m\cos mx+b_m\sin mx)\cdot e^{mz}\mid_{z=0}, \qquad (11)$$

where, the observed plane is defined as z=0.

After Kato (1975a, 1975b), the above equation can be expressed as a matrix product as

$$F(x)=\{Am\}\ \{\Delta_m\}\ e^{mz}\mid_{z=0}, \qquad (12)$$

where, $\{A_m\}=(a_m, b_m)$, $\{\Delta_m\}=(\cos mx, \sin mx)^T$.

The first derivation of F(x) along the direction cosine vector $\alpha(l,m,n)$ is given by

$$\partial F(x)/\partial\alpha=\partial F(x)/\partial x\cdot l+\partial F(x)/\partial z\cdot n$$
$$=\Sigma\ \{A_m'\}\ \{\Delta_m\}\ e^{mz}\mid_{z=0}, \qquad (13)$$

where l is positive in the X direction, n is positive downward, and Y-axis is normal to the X-Z plane. In the above equation, the coefficient vector $\{A_m'\}$ is related to $\{A_m\}$ by

$$\{A_m'\}=m\binom{nl}{-ln}\ \{A_m\}^T=\{D_m\}\ \{A_m\}. \qquad (14)$$

The above matrix $\{D_m\}$ is called, "differential operator". If the direction cosine vector (l,m,n) is parallel to the present magnetic field, l and n are given by

$$l=\cos(I_0)\cos(\psi-D_0),\ n=\sin(I_0) \qquad (15)$$

where I_0, D_0 are inclination and declination of the present field and ψ is the azimuth of the X-axis. Furthermore, an effective inclination I_0' is related to the direction cosine by

$$\tan I_0'=n/l,\ (n^2+l^2)^{1/2}=\mid\sin I_0/\sin I_0'\mid. \qquad (16)$$

Using the above relation, it becomes apparent that the differential operator multiplies the amplitude by a factor of $m\cdot\mid\sin I_0/\sin I_0'\mid$ and shifts the phase by $\delta\theta=\pi/2-I_0'$.

On the other hand, we can derive the integral operator $\{I_m\}$ from the inverse relation of

$$\{E\}=\{D_m\}\cdot\{I_m\} \qquad (17)$$

where {E} denotes a unit matrix. From the above equation, the integral operator becomes

$$\{I_m\}=1/m\cdot(n^2+l^2)\binom{nl}{-ln}. \qquad (18)$$

Taking Eq. (16) into consideration, the integral operator multiplies the amplitude by a factor of $\mid\sin I_0'/m\sin I_0\mid$ and shift the phase by

$$\delta\theta = I_0' - \pi/2.$$

From Eq. (3), we can derive Fourier coefficients of the pseudo-gravity $\{A_m^{PG}\}$ from Fourier coefficients of magnetic anomaly field $\{A_m\}$ by conducting the double integration along polarized direction $\beta(L,M,N)$ and magnetic field direction $\alpha(l,m,n)$ and then single differentiation in the downward direction. These operations are expressed in terms of the operators as

$$\{A_m^{PG}\} = m\ \{I_m\}_{L,N}\ \{I_m\}_{l,n}\ \{A_m\}. \tag{19}$$

Total amount of phase shift by the above operations becomes

$$\delta\theta = I_0' + I_r' - \pi. \tag{20}$$

This parameter has the same form as the skewness parameter defined by Schouten and Mccamy (1972).

Referring to Eq. (9), Fourier coefficients $\{A_m^J\}$ of the magnetic moment distribution on the horizontal tabular body with a constant thickness $z_2 - z_1$ become

$$\begin{aligned}\{A_m^J\} &= m\ \{A_m^{PG}\} / \{2\pi(e^{-mz1} - e^{-mz2})\}. \\ &= m^2\ \{I_m\}_{L,N}\ \{I_m\}_{l,n}\ \{A_m\} / \{2\pi \\ &\quad (e^{-mz1} - e^{-mz2})\}.\end{aligned} \tag{21}$$

Using the above coefficients, we can obtain the distribution function of magnetic moment $J(x)$ as

$$J(x) = \Sigma_m\ \{A_m^J\}\ \{\Delta_m\}. \tag{22}$$

Let denote the upper surface and the lower boundary of a magnetic layer by $DU(x)$ and $DL(x)$, and their mean depth by UP_0 and BT_0, respectively. It is reasonable to separate magnetic anomaly into two components by filtering; one is relatively short-wavelength anomalies attributable to the upper surface of the causative magnetic layer and the other relatively long-wavelength ones attributable to the lower boundary. Referring to Eq. (10), the relief $DU(x)$ and $DL(x)$ become

$$DU(x) = UP_0 - \delta\xi \cdot JU(x)/J_0, \quad \lambda_{U1} < \lambda_{UP} < \lambda_{U1}$$

$$DL(x) = BT_0 + \delta\xi \cdot JL(x)/J_0, \quad \lambda_{L0} < \lambda_{UP} < \lambda_{L1} \tag{23}$$

where $JU(x)$, $JL(x)$ are magnetic moments corresponding to the upper and lower boundary derived from bandpassed anomalies.

The topographic uplifts with wavelengths shorter than 160km are considered to be sustained by the elasticity of the crust, but those with wavelengths longer than 160km are compensated for by isostasy (Hagiwara, 1979). In the present study, it is tentatively assumed that high-pass filtered anomalies with the wavelengths shorter than 160km can be ascribed to the undulation of the upper surface and the low-pass filtered anomalies with the wavelengths longer than 160km to the lower boundary of the magnetic layer. Such operation is easily conducted by incorporating filtering algorithm. In the application of this method, the optimum window parameter may be determined by trial and error while adjusting cut-off wavelengths. Equation (23) is an approximation to convert the distribution of magnetic moment with a finite thickness to the undulation of the magnetic layer of constant magnetization intensity. Because this approximation ignores the contribution from the second and higher order terms of the relief to the Fourier components of magnetic anomaly (Parker, 1972), the relief obtained by the above method is somewhat different from the real relief from the exact point of view. So, the exact magnetization intensity should be re-evaluated by the least squares method. For this purpose, the magnetic layer derived from the above procedure is approximated by the sequence of horizontal tabular bodies as shown in Fig. 2.2. The magnetic anomalies of total force caused by these tabular bodies can be expressed as a sum of each contribution as

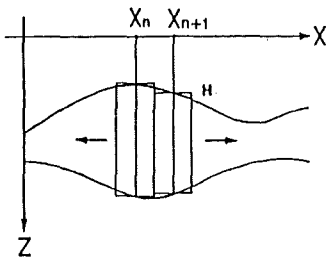


Fig.2.2 Approximation of the magnetic layer by the sequence of horizontal tabular bodies.

follows:

$$A(x)=\Sigma_n J_x K_1(x,x_n,z_n)+J_z K_2(x,x_n,z_n)$$
$$=\Sigma_n J(K_1 \cos I_r'+K_2 \sin I_r') \quad (24)$$

where K_1 and K_2 are parameters related to the model geometry, I_r' is an effective inclination of magnetization vector, x_n, z_n are coordinates of the four corners of the n-th tabular body (Johnson, 1969). The magnitude of J can be determined by the least squares algorithm from the observed F(x) and calculated A(x) anomalies. In the above calculation, a standard deviation and goodness-of-fitting ratio GFR (Uyeda and Richards, 1966) defined by the following Eq. (25), (26) are calculated to confirm the accuracy of the model derived.

$$\sigma=(\Sigma_n(A(x_i)-F(x_i))^2/N)^{1/2}, \quad (25)$$

$$GFR=\Sigma_n \mid F(x_i) \mid /\Sigma_n \mid A(x_i)-F(x_i) \mid . \quad (26)$$

where N is the total number of data.

2.2 Inversion method to derive magnetic basement relief from magnetic anomaly based on Fourier transform method

2.2.1 Basic formula

Parker (1972) contrived the calculation method of potential field caused by a layer of uneven topography based on FFT algorithm. Let us consider a cartesian coordinate with z-axis pointing downward as shown in Fig.2.1. In the following explanation, we assume that the mean depth to a source material is D , that the relief h(x,y) is measured upward relative to a reference level of z=D plane and that an observed plane is located in the X-Y plane at z=0. According to Parker (1972), the Fourier transform of gravity anomaly G(u,v) is related to that of the relief of uneven layer as:

$$G(u,v)=2\pi G_c \rho e^{-wD} \cdot \Sigma_{n=1} w^{n-1}/n! H_n(u,v) \quad (27)$$

where $H_n(u,v)$ denotes the Fourier transform of the n-th degree of a relief given by $h^n(x,y)$ and w is $(u^2+v^2)^{1/2}$. Parker (1972) also demonstrated that the summation of the Fourier transform components converges under the condition of Max $\{h(x,y)\}/D<1$ independently of wavenumber w. Oldenburg (1974) rearranged Eq. (27) to yield an iterative procedure for inverting two-dimensional gravity profiles. Here is shown the iterative formula for calculating the three-dimensional relief h(x,y) from areal gravity field as:

$$H(u,v)=G(u,v) \cdot e^{wD}/(2\pi G_c \rho)-\Sigma_{n=2} w^{n-1}/n! \cdot H_n(u,v) \quad (28)$$
$$=G(u,v) \cdot e^{wD}/(2\pi G_c \rho)-\varepsilon(0),$$

where $\varepsilon(0)$ is a small term, which is usually neglected in a thin-layer approximation. This iterative algorithm at first begins under the assumption of $\varepsilon(0)=0$, and then the newest estimation of $\varepsilon(0)$ iteratively obtained is subtracted from the first term for the de rivation of updated relief h(x,y). The above iteration is carried out until h(x,y) converges. In practice, there exist the lower limit of ρ_{min} and the upper limit of the reference depth D_{max} in order to have the iteration converged. In relation to these conditions, Oldenburg (1974) incorpolated low-pass filter algorithm to eliminate divergence of the result in the high frequency range, which is caused by downward continuation by the factor of e^{wD} as seen in the

term of Eq. (28).

For the inversion of magnetic anomaly to magnetic relief, we use pseudo-gravity defined in Eq. (2) instead of gravity field and replace the product $\rho \cdot G_c$ by J. In this case, the iteration formula corresponding to Eq(28) becomes

$$H(u,v) = G_{pg}(u,v) \cdot e^{wD}/(2\pi J) - \Sigma_{n=2} w^{n-1}/n! \cdot H_n(u,v) \quad (29)$$
$$= G_{pg}(u,v) \cdot e^{wD}/(2\pi J) - \varepsilon(0),$$

where $G_{pg}(u,v)$ is the Fourier transform of pseudo-gravity.

The Fourier transform of $G_{pg}(u,v)$ is deduced from the Fourier transform of magnetic field F (u,v) as follows (Hagiwara,1980; Kubota et al.,1989):

$$G_{pg}(u,v) = -w \cdot 1/(lu+mv-inw) \cdot 1/(Lu+Mv-iNw) \cdot F(u,v). \quad (30)$$

The combination of Eq. (29) and Eq. (30) gives the formula of magnetic inversion for the derivation of magnetic basement relief.

2.2.2 Numerical example

To know the criterion on which the above magnetic inversion method can be applied to the field analysis, a numerical examination is conducted using the magnetic anomalies caused by three-dimensional uplift. Figure 2.3(a) shows the three-dimensional uplift giving rise to magnetic anomaly illustrated in Fig.2.3(b). The magnetic anomalies are calculated based on Parker's inversion formula, where the magnetization is assumed as J=7.0A/m, $D_r=-70°$, $I_r=-15°$ and the ambient magnetic field direction is $D_0=-3.5°$, $I_0=35°$ respectively. The magnetic anomaly was then processed according to the inversion algorithm of Eq. (29), (30). The inversion was conducted under different JT and ITR, where JT means the maximum of n adopted for the estimation of $H_n(u,v)$ and ITR iteration number. The

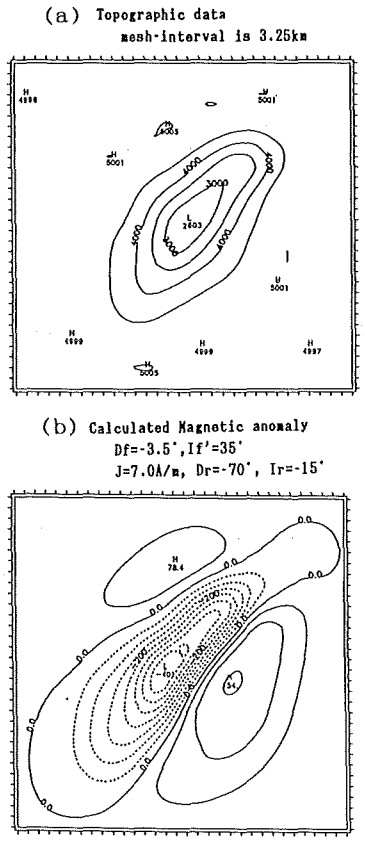


Fig.2.3 Numerical test of 3-D iteration method using Oldenburg's formula.

results of numerical experiment are shown in Figs.2.4 to 2.6. Figure 2.4(a) is the uplift obtained under the condition JT=1 and ITR=1, which corresponds to the thin-layer approximation. The calculated uplift under the above condition differs considerably from the original model. The difference amounts to 0.45km around the summit area as shown in Fig.2.4(b). This disagreement exceeds 20% of the elevation of the real uplift. Figures 2.5 and 2.6 give the result for JT=2, ITR=2 and JT=2, ITR=3, respectively. If compared with Fig 2.4, the difference from the real uplift decrease significantly. For the case of JT=2, ITR=3, especially, the relative error is supressed below 2% of the elevation of the input model. The inversion up to degree JT=3 was also

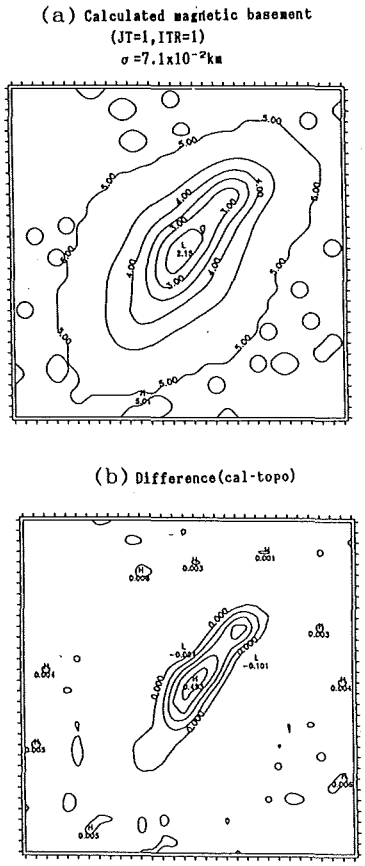


Fig.2.4 Calculated magnetic basement for input data shown in Fig.2.3(a).

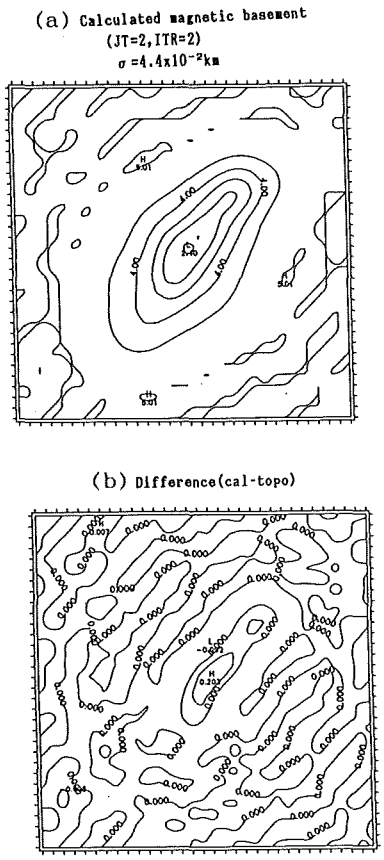


Fig.2.5 Calculated magnetic basement for input data shown in Fig,2.3(a).

attempted, but it proved to be a failure because of divergence of the result. Taking the above experiments into consideration, we adopt JT=2, ITR=3 for further inversion to obtain magnetic basement relief.

2.3 Definition of magneto-gravity response function

2.3.1 Two-dimensional magneto-gravity response function

(1) Derivation of formula

As already shown in the previous section, magnetic potential ϕ_m is related to gravity potential by Poisson's formula:

$$\phi_m = J/(G_c \cdot \rho)\, \partial\phi_g/\partial\beta \qquad (31)$$

where the symbols have the same meaning as mentioned before.

In case of two-dimensional geometry of the source shown in Fig.2.1, these parameters vary only in the x-direction. Assuming that a function f(x,z) is magnetic anomaly profile at altitude Z=z, and let F(u,z) be the Fourier transform of f(x,z), then:

$$f(x,z) = 1/2\pi \int F(u,z) \cdot e^{iux} du \qquad (32)$$

where u is a wavenumber of the transformed function.

By differentiating Eq. (32) in the x−direction, we obtain

$$\partial f(x,z)/\partial x = 1/2\pi \int iu \cdot F(u,z) \cdot e^{iux} du. \qquad (33)$$

This relation indicates that differential opera-

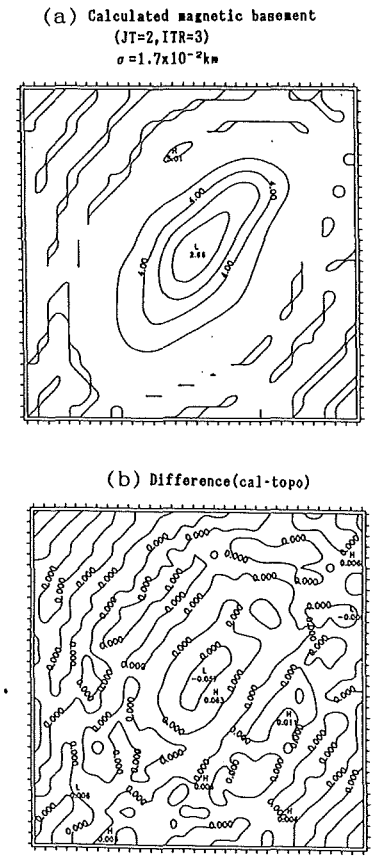


Fig.2.6 Calculated magnetic basement for input data shown in Fig.2.3(a).

tion in the x-direction inspace domain corresponds to multiplying the Fourier transform of the original function by iu (Oosaki,1976; Kubota et al.,1989). Besides, potential field f(x,z) must satisfy the relation

$$\nabla^2 f = \partial^2 f/\partial^2 x + \partial^2 f/\partial^2 z = 0. \quad (34)$$

This is equivalent to

$$\partial^2 F(u,z)/\partial^2 z = u^2 \cdot F(u,z). \quad (35)$$

Solving Eq.(35) under the condition of convergence($z \to -Z$), we can breakdown the function of F(u,z) as

$$F(u,z) = F(u) \cdot e^{uz}. \quad (36)$$

This equation implies that differential operation in the z-direction in space domain corresponds to multiplying the original Fourier transform by u in the frequency-domain. It is also apparent that the integral operation in the x-direction in space domain results in dividing the original Fourier transform by iu.

By differentiating Eq(31) in the magnetic field direction, we obtain

$$f = \partial\phi_m/\partial\alpha = J/(G_c \cdot \rho)\, \partial^2\phi_g/\partial\alpha\partial\beta. \quad (37)$$

Using the Fourier transform of magnetic anomaly and gravity potential, differential form of Eq.(37) can be expressed by:

$$F(u) = J/(G_c \cdot \rho) \cdot (iul + nu) \cdot (iuL + Nu) \cdot \Phi_g(u). \quad (38)$$

As the Fourier transform of gravity field is related to that of gravity potential by $G(u) = u \cdot \Phi_g(u)$, Eq.(38) becomes

$$F(u) = J/(G_c \cdot \rho) \cdot (il + n) \cdot (iL + N) \cdot u \cdot G(u). \quad (39)$$

From this equation, Fourier transform G(u) is given by

$$G(u) = -(G_c \cdot \rho)/J \cdot 1/(l - in) \cdot 1/(L - iN) \cdot 1/u \cdot F(u). \quad (40)$$

This equation is a formula to convert Fourier transform of magnetic anomaly to that of gravity anomaly (Ueda,1990).

Now that,

$$(l^2 + n^2)^{1/2} = |\sin I_o/\sin I_o'|$$
$$(L^2 + N^2)^{1/2} = |\sin I_r/\sin I_r'| \quad (41)$$

we get:

$$1 - in = (l^2 + n^2)^{1/2} \cdot e^{-iIo'} = |\sin I_o/\sin I_o'| \cdot e^{-iIo'}$$
$$L - iN = (L^2 + N^2)^{1/2} \cdot e^{-iIr'} = |\sin Ir/\sin Ir'| \cdot e^{-iIr'}. \quad (42)$$

Now, a combination of Eq(40) and Eq(41), (42) yields:

$$G(u) = C \cdot 1/u \cdot |\sin I_r' \cdot \sin I_o'| / |\sin I_r \cdot \sin I_o| \cdot \exp\{i(I_r' + I_o' - \pi)\} \cdot F(u) = RES(u) \cdot F(u), \quad (43)$$

where $C = G_c \cdot \rho/J$, $G_c = 6.672 \times 10^{-8} cm^3/g/sec^2$.

Equation (43) gives the response function in frequency domain which yields gravity field as an

output from magnetic field as an input. The effective inclination of magnetization vector can be estimated from the phase factor (δ) of Eq (43) as:

$$I_r' = \delta - I_o' + \pi \qquad (44)$$

without any assumption on the size and shape of the source body.

In the case of three-component magnetic field, Eq (44) is reduced to:

$I_r' = \delta + \pi$ for horizontal component,

$I_r' = \delta + \pi/2$ for vertical component. (45)

Besides, the above method offers the frequency dependence of the effective inclination of magnetization vector. The effective inclinations in long-wavelength zone may be related to the magnetization of relatively deep-seated sources or relatively shallow sources with large horizontal dimension and those in short-wavelength zone related to the shallow-seated souces with intermediate to small dimension. In addition to the above features, the response function method enables us to judge whether the magnetic anomalies originated from the upper boundary or the lower boundary of the magnetic source layer. When the lower boundary of the causative layer polarized in the present magnetic field direction contributes to surface magnetic anomalies, the effective inclination of magnetization of I_r' may shift by about 180° from the value of I_o' of the present magnetic field, because of a negative density contrast of the lower boundary. This feature is especially useful for elucidating magnetic characteristics of the Moho boundary.

(2) Numerical example

To confirm the accuracy of the method in 2.3.1, numerical experiments are conducted. Figure 2.7(a) shows a tabular model and its calculated magnetic and gravity anomalies. The model parameter are listed in Table 2.1. Using the 256 calculated equi-distance data (4km interval), effective inclinations of magnetization are estimated. The results are indicated in Fig.2.7(b). It should be noted that the derived effective inclination I_r' precisely agrees with the assummed value 130°.

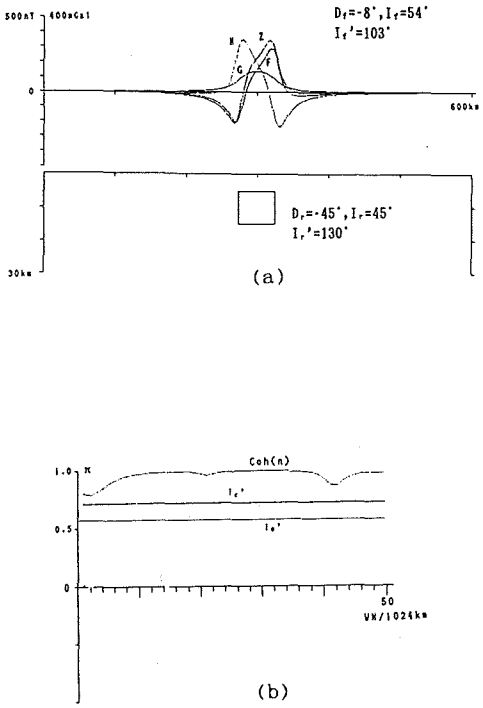


Fig.2.7 Numerical examples of two-dimensional magneto-gravity response analysis.

(a): Magnetic and gravity anomaly profiles of a two-dimensional tabular body, which is used as numerical test data for verification of response function method. G:gravity anomaly, H:horizontal component, Z:vertical component, F:total intensity anomaly. Parameter of this model are listed in Table 2.1.

(b): Effective inclination of magnetization vector (I_r') for the model shown in (a). I_o':effective inclination of magnetic field, Coh:coherence between gravity and magnetic anomalies.

Table 2.1 Parameters for calculation of magnetic and gravity anomalies for Fig.2.7.

Parameters of model	Value
Top, bottom and width	5km, 15km, 50km
Dec & Inc of magnetic field	-8' , 54'
Effective inc. of field	103'
Dec & Inc of magnetization	-45', 45'
Effective inc. of magnetization	130'
Magnetization intensity	3.0×10^{-3}emu/cc
Effective magnetization	2.75×10^{-3}emu/cc
Density contrast	0.4g/cc
Azimuth of profile	101'

Figure 2.8 shows another example of numerical experiment. The model parameters are listed in Table 2.2. In the case of this example, the deep-seated source (model B) and the shallow source (model A) have different effective inclination $I_r'=103°$ and $I_r'=120°$, respectively. With the same procedure, the derived I_r' are plotted against the wave-number as shown in Fig.2.8(b). It is noticeable that the value of I_r' becomes very close to the value of $I_r'=103°$ in the long-wavelength zone, which gradually approaches the value of 120° in the short-wavelength zone, although considerable differences occur in the intermediate zone. The derived value in the long-wavelength zone corresponds to the effective inclination of magnetization of the deep-seated source and those in short-wavelengths to shallow source. These numerical experiments may ensure the plausibility of response function method when applied to the field data.

2.3.2 Three-dimensional magneto-gravity response function

(1) Derivation of formula

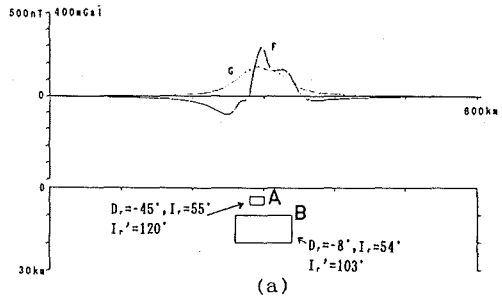
Let us consider a three-dimensional coordinate system shown in Fig.2.9. The relation between the Fourier transforms of areal magnetic and gravity field are given by

$$G(u,v)=-1\cdot C\cdot w\cdot 1/(lu+mv-inw)\cdot 1/(Lu+Mv-iNw)\cdot F(u,v) \qquad (46)$$

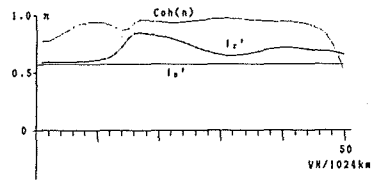
where u, v are wavenumbers defined by $2\pi/\lambda_x$, 2

Table 2.2 Parameters for calculation of magnetic and gravity anomalies for Fig.2.8.

Parameter	model A	model B
Top depth	3km	10km
Bottom depth	6km	20km
Width	20km	80km
Dec of magnetization	-45'	-8'
Inc of magnetiation	55'	54'
Effective Inc I_r'	120'	103'
Magnetization intensity(emu/cc)	0.004	0.003
Effective intensity(emu/cc)	0.0038	0.0025
Dec & Inc of magnetic field	-8' , 54'	
Effective Inc of magnetic field	103'	
Azimuth of profile	101'	



(a)



(b)

Fig.2.8 Numerical examples of two-dimensional magneto-gravity response analysis.

(a): Magnetic and gravity anomaly profiles caused by two sources of two-dimensional tabular bodies, which are used as numerical test data for verification of response function method. G:gravity anomaly, F:total intensity anomaly. Parameter of this model are listed in Table 2.2.

(b): Effective inclination of magnetization vector (I_r') for the model shown in (a). I_o':effective inclination of magnetic field, Coh:coherence between gravity and magnetic anomalies.

π/λ_y in the X and Y direction and $w=(u^2+v^2)^{1/2}$, $C=G_c\cdot\rho/J$, respectively. $\alpha(l,m,n)$ and $\beta(L,M,N)$ are direction cosine of the present magnetic field and the magnetization vector, respectively. This formula is deduced from the original equation given by Hagiwara (1980) and Kubota et al. (1989) with minor modifications. The direction cosins are given by:

$$\begin{aligned} l&=\cos(I_o)\cdot\cos(D_o)\\ m&=\cos(I_o)\cdot\sin(D_o)\\ n&=\sin(I_o) \qquad (47)\\ L&=\cos(I_r)\cdot\cos(D_r)\\ M&=\cos(I_r)\cdot\sin(D_r)\\ N&=\sin(I_r). \end{aligned}$$

Here, we define the angle θ_f and θ_r as shown in Fig.2.9, then

$$\begin{aligned} Lu+Mv&=(u,v)\cdot(L,M)\\ &=w\cdot|\cos I_r|\cdot\cos(\theta_r). \qquad (48) \end{aligned}$$

Hence, $Lu+Mv-iNw$

$$\begin{aligned} &=(u^2+v^2)^{1/2}\cdot(L^2+M^2)^{1/2}\cdot\{\cos(\theta_r)-iN/(L^2+M^2)^{1/2}\}\\ &=w\cdot\cos(I_r)\cdot\{\cos(\theta_r)-i\cdot\tan(I_r)\}\\ &=w\cdot\cos(I_r)\cdot\{\cos(\theta_r)/\cos(I_r')\}\cdot e^{-iI_r'} \qquad (49) \end{aligned}$$

here,

$$\begin{aligned} |\tan(I_r')|&=|\tan(I_r)/\cos(\theta_r)| \qquad (50)\\ &\geqq|\tan(I_r)|. \end{aligned}$$

Combination of eq. (46) to (50) yields:

$$\begin{aligned} G(u,v)&=C/w\cdot\cos(I_r')\cdot\cos(I_o')/\{\cos(I_r)\cdot\cos(I_o)\cdot\cos(\theta_f)\cdot\cos(\theta_r)\}\cdot\\ &\quad\exp\{i(I_r'+I_o'-\pi)\}\cdot F(u,v) \qquad (51)\\ &=RES(u,v)\cdot F(u,v) \end{aligned}$$

where $RES(u,v)$ is magneto-gravity response function.

As I_o' is a known parameter, the value of I_r' can be estimated from phase factoro δ of Eq. (51) as follows:

$$I_r'=\delta-I_o'+\pi. \qquad (52)$$

From Eq. (50), it is seen that the magnitude of

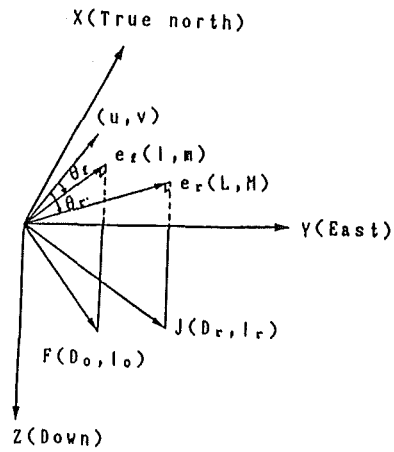


Fig.2.9 Three-dimensional coordinate system for derivation of magneto-gravity response function. Abbreviations shown in figure are as follows,
F: magnetic field direction, J: magnetization vector, (u,v): a wavenumber vector with component of (u,v), where $u=2\pi/\lambda_x$, $v=2\pi/\lambda_y$, unit in radian/km, er:horizontal projection of magnetization vector of unit length with horizontal component of (L,M), e_f:horizontal projection of magnetic field vector of unit length with horizontal component of (l, m).

I_r' becomes minimum when the direction of the wavenumber vector (u,v) coincides with the azimuth of magnetization vector projected on a horizontal plane under the condition that $(u^2+v^2)^{1/2}$=constant. Thus, theoretically it is possible to determine the declination of magnetization vector by finding the direction of the wavenumber vector which gives the minimum magnitude of effective inclination I_r'. Then, the minimum magnitude of I_r' corresponds to the inclination I_r of magnetization vector.

(2) Numerical example

To examine the effectiveness of practical application of the above method, numerical experi-

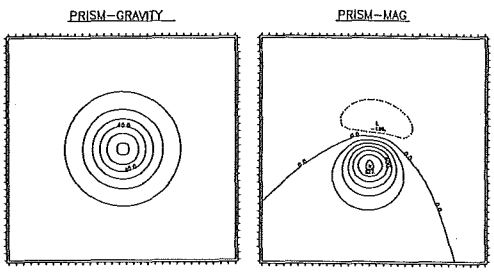
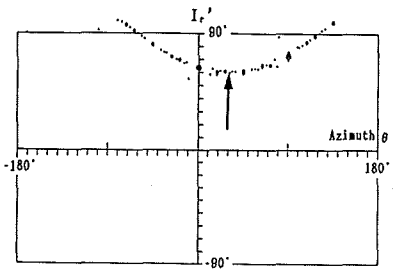
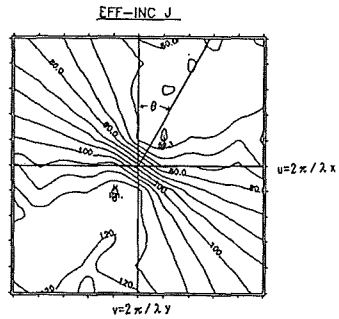


Fig.2.10 Gravity and magnetic anomalies caused by a prism body.
Density contrast is 1.0g/cm³, magnetic field direction is D_f=0°, I_f=45° and polarized vector is D_r=30°, I_r=60°, J=5.0A/m, Top and bottom are 5km and 15km , horizontal dimension is 5km×5km and observed height is 0km.

ments are conducted by using the calculated magnetic/gravity anomalies caused by prismatic bodies. The calculated gravity and magnetic total intensity anomalies are shown in Fig.2.10. The assumed magnetization of the prism model is J=5A/m, D_r=30°, I_r=60° and density contrast is 1.0g/cm³. The phase factor of magneto-gravity response function is evaluated based on Eq. (51), and the estimated value of the effective inclination of I_r' is plotted against the azimuth of wave vector as shown in Fig.2.11. It is found that the effective inclination has the minimum value of 60° at the azimuth direction of 30°. These values correspond to the assumed inclination and declination of the magnetized vector. Another numerical experiment is also conducted using the calculated magnetic anomaly shown in Fig.2.12(a), which is originated from the same prism with different magnetization of D_r=−15°, I_r=−30°. From the result shown in Fig.2.12(b), it is recognized that the effective inclination derived has the negative sign and takes the minimum magnitude of −30° around the azimuth of −15°. These numerical examples manifests the effectiveness



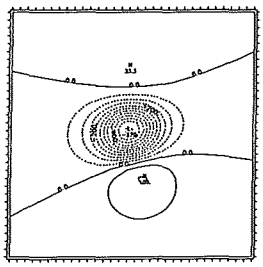
(a)



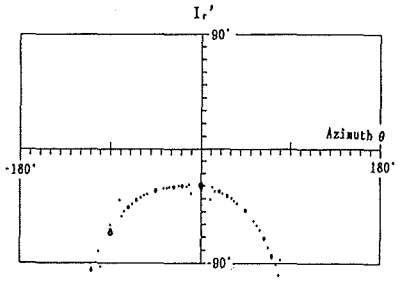
(b)

Fig.2.11 Numerical example of three-dimensional magneto-gravity response analysis.
(a): The values of effective inclination(I_r') of magnetization vector against azimuth of wavenumber vector of (u,v). The value of I_r' becomes the minimum value of 60° at the azimuth of 30°. These values coincide with the inclination and declination of magnetization vector of a source body.
(b): Effective inclination(I_r') of magnetization are plotted in the two-dimensional coordinate system defined by wavenumber u and v. Effective inclination of magnetization vector becomes the minimum value of 60° at the azimuth of 30°.

of response function method for determining three-dimensional magnetization direction as well as two-dimensional case mentioned in the previous section.



(a)



(b)

Fig.2.12 Numerical example of three-dimensional magneto-gravity response analysis.

(a): Magnetic anomaly caused by a prism body. Magnetic field direction is $D_0=0°$, $I_0=45°$ and magnetization vector of the prism body is $D_r=-15°$, $I_r=-30°$, J=5.0A/m. Top and bottom depth of the prism are 5km and 15km, horizontal dimension is 5km×5km and observed height is 0km.

(b): The values of effective inclination(I_r') of magnetization vector against azimuth of wave number vector of (u,v). The value of I_r' becomes the maximum value of −30° at the azimuth of −15°. These values agree with the inclination and declination of magnetization vector of a source body.

2.4 Definition of magneto-gravity response filter

2.4.1 Derivation of basic formula

Here we would like to introduce an idea that magnetic anomalies f consist of two components, one(f_g) that is correlated with the gravity anomaly and the other(f_n) that is uncorrelated as:

$$f=f_g+f_n.$$

From the relationship given by Eq.(43) and Eq.(51), f_g can be evaluated by a convolution integration as (Clarke,1971; Ueda,1992):

$$f_g(x,y)=\int\int h(x_0,y_0)\cdot g(x-x_0,y-y_0)\,dx_0dy_0 \tag{53}$$

where $h(x_0,y_0)$ is an inpulse response.

By calculating the Fourier transform of both side of Eq.(53), we have:

$$\begin{aligned} F(u,v) &= F_g(u,v)+F_n(u,v) \\ &= \Phi(u,v)\cdot G(u,v)+F_n(u,v) \end{aligned} \tag{54}$$

where $F(u,v)$, $F_g(u,v)$, $F_n(u,v)$ denote the Fourier transform of f, f_g, f_n and $\Phi(u,v)$ is a transfer function of the unknown filter $h(x_0,y_0)$. In the present paper, $1/\Phi(u,v)$ is defined as response fundion as given by Eq.(51).

Because f_n does not correlate with g, the cross-spectrum $S_{f\cdot g}$ between magnetic and gravity field become:

$$\begin{aligned} S_{f\cdot g} &= S_{fg\cdot g}+S_{fn\cdot g} \\ &= S_{fg\cdot g}. \end{aligned} \tag{55}$$

The transfer function $\Phi(u,v)$ is derived from the cross-spectrum as:

$$\Phi(u,v)=S_{f\cdot g}/S_g. \tag{56}$$

Substituting Eq.(56) to Eq.(54), we obtain

$$F(u,v)=(S_{f\cdot g}/S_g)\cdot G(u,v)+F_n(u,v). \tag{57}$$

The raw spectrum of $S_{f,g}$ and S_g are given by

$$S_{f\cdot g}=F(u,v)\cdot G(u,v)^*,\ S_g=G(u,v)\cdot G(u,v)^*,$$

where * means the conjugate value. (58)

In the present study, smoothing of two-dimensional spectrum of $S_{f\cdot g}$ and S_g was performed by sampling mean method. On the other hand, smoothing of one-dimensional spectrum was executed by the convolution filter using Hanning window coefficients as:

$$[S_n]=0.25\cdot S_{n-1}+0.5\cdot S_n+0.25\cdot S_{n+1} \tag{59}$$

where n denotes wavenumber.

Using the smoothed spectrum obtained above,

we can derive the magneto-gravity response filter as:

$$[\Phi(u,v)] = [S_{f.g}]/[S_g] \qquad (60)$$

where bracket [ ] means smoothing operation.

The coherence between magnetism and gravity is also calculated in a conventional form as:

$$\mathrm{Coh}(u,v) = ([S_{f.g}])^2/[S_g \cdot S_f]. \qquad (61)$$

Using the magneto-gravity response filter defined in the above, we can extract magnetic anomaly correlative to gravity anomaly as follows:

$$f_g = \int\int F_g(u,v)e^{i(ux+vy)}dudv$$
$$= \int\int [S_{f.g}]/[S_g] \cdot G(u,v) \cdot e^{i(ux+vy)}dudv. \qquad (62)$$

Then, the magnetic anomaly uncorrelative to gravity anomaly becomes:

$$f_n = f - f_g. \qquad (63)$$

2.4.2 Numerical example

A numerical experiment is conducted using prismatic bodies which yield both magnetic and gravity anomalies in order to know the performance of magneto-gravity response filter for extracting magnetic field correlative with gravity field from a contaminated magnetic anomaly field. Fig.2.13(a) and , 2.13(b) show magnetic and gravity anomaly caused by the prism with magnetization of $D_r = -4°, I_r = 38°, J = 3.0\mathrm{A/m}$ and density contrast $\rho = 0.3\mathrm{g/cm^3}$. In Fig.2.13(c), is illustrated the composite magnetic anomaly which is the sum of the correlated magnetic anomaly shown in Fig.2.13(a) and uncorrelated magnetic field produced by a sub-prism having magnetization without density contrast. The magneto-gravity response filter was evaluated as an input-output system between the gravity anomaly shown in Fig.2.13(b) and the composite magnetic anomaly shown in Fig.2.13(c) in accordance with Eq.(60). Then, the magnetic anomaly correlative with gravity field is calculated using Eq.(62). The magnetic anomaly thus obtained is illustrated in Fig.2.13(d). In comparison with Fig.2.13(a) some discrepancies are found in the pattern of Fig.2.13(d) in detailed part. The positive peak is somewhat supressed in the extracted magnetic anomaly of Fig.2.13(d), but the features of Fig.2.13(d) generally represent a dipole pattern.

2.5 Response of gravity to topography

Similarly to sections 2.3 and 2.4, we can define a response function between topography and gravity field. Fourier transform of gravity field can be correlated with Fourier transform of topographic relief as shown in Eq.(27). By summing up the Fourier transform of topographic term, Eq.(27) is reduced to

$$G(u,v) = 2\pi G_c \rho \cdot \mathcal{K}(u,v) \qquad (64)$$

where, $\mathcal{K}(u,v) = e^{-wd}\Sigma_{n=1} w^{n-1}/n! \cdot H_n(u,v)$.

From Eq.(64) the density contrast ρ can be calculated by:

$$\rho = G(u,v)/\{2\pi G_c \cdot \mathcal{K}(u,v)\}. \qquad (65)$$

When the topographic uplift has a uniform density contrast and is not compensated isostatically, the derived density ρ is to be constant againt the wavelength of the gravity field. On the other hand, if isostatic compensation holds, the derived density contrast is to be reduced as the wavelengthof gravity anomaly becomes longer.

Figure 6.4 shows apparent density variation against the wavelengths of the free-air gravity anomaly for the case of the Daito ridge. The obtained density means the density contrast against the surrounding water density of $1.03\mathrm{g/cm^3}$. This figure indicates that the density contrast of the Daito ridge is too small in the long-wavelength range. It is less than $1.0\mathrm{g/cm^3}$ for the

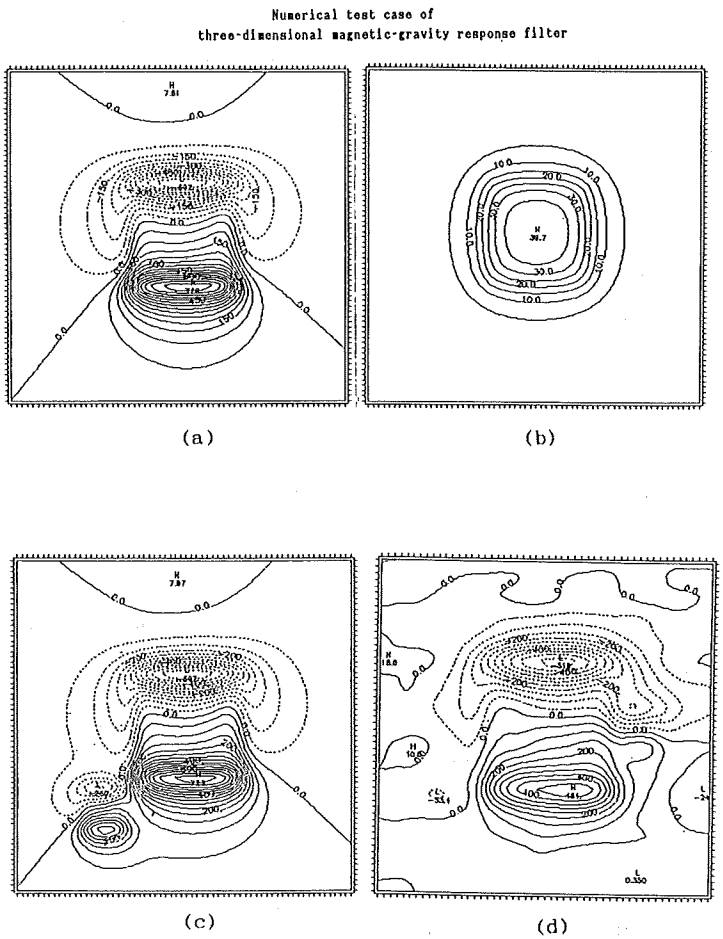


Fig.2.13 Numerical example of three-dimensional magneto-gravity response filter.

(a): Magnetic anomaly caused by a prism body. Top and bottom is 2km and 7km below the observed plane, horizontal dimension is 20km×20km, magnetization intensity and direction are 3.0A/m, $D_r=-4°$, $I_r=38°$, respectively.

(b): Gravity anomaly caused by the prism body of (a). Density contrast is 0.3g/cm³. This gravity anomaly is used as the output gravity field for calculation of response filter.

(c): Magnetic anomaly caused by another prism body without density contrast is added to (a), which is used as input magnetic anomaly data for calculation of response filter.

(d): Output magnetic anomaly of magneto-gravity response filter for input field of (c).

wavelengths longer than about 80km. This fact may imply that the isostatic compensation holds to a considerable degree as depicted from the crustal model proposed by Segawa (1976).

2.6 Correlation analysis in the space domain

Using the inversion technique mentioned in the fore-going section, magnetic anomaly can be converted to a magnetic basement relief and pseudo-gravity. These converted data offer useful information about the crustal structure, when compared with the raw topographic relief, free-air and Bouguer gravity anomalies. In Fig. 2.14 the correlation methods used in the present study

are summarized.

Calculation of correlation coefficients (cor) and amplitude ratio (r) between two-dimensional variables of topographic height (d_{ij}) and magnetic basement high (h_{ij}) is given by:

$$cor = \Sigma\Sigma(h_{ij} \cdot d_{ij}) / [\Sigma\Sigma h_{ij}^2 \cdot d_{ij}^2]^{1/2} \qquad (66)$$

$$r = \Sigma\Sigma(h^2_{ij}) / \Sigma\Sigma h_{ij} \cdot d_{ij}$$

where (ij) denote grid coordinate of two-dimensional variables (Grauch, 1987). In the above procedure, calculations are carried out at each grid point using a moving window which defines the range of calculation. The size of the window should be determined in accordance with the wavelengths of interest.

The correlation between magnetic basement and topography gives information of magnetization of the topographic uplift. When the topographic uplift has uniform magnetization, the positive correlation is expected between the derived magnetic basement and topography when the assumed direction of magnetization coincides with that of the uplift. The low correlation coefficients may occur when the uplift has non-uniform magnetization or the magnetization direction differs from the assumed direction of magnetization. We can also estimate the magnitude of magnetization from the amplitude ratio (r) as

$$J = J_0 \cdot r, \qquad (67)$$

where J_0 denotes magnetization intensity used for calculation of magnetic basement. It may also be possible to determine magnetization direction by finding the magnetization direction giving the maximum correlation coefficients. Thus, the above correlation method is helpful for a rapid estimation of magnetization of topographic uplifts.

A correlation between pseudo-gravity and observed gravity field gives the ρ/J ratio of the causative body. As a free-air gravity anomaly mainly reflects topographic relief, the correlation between free-air anomaly and pseudo-gravity provides ρ/J ratio of the near surface structure (Hagiwara, 1980). On the other hand, the correlation between Bouguer gravity anomaly (assumed density=2.67g/cc for Bouguer correction) and pseudo-gravity offers the ρ/J ratio of the deep-seated magnetic body with the density greater than 2.67g/cc. As already mentioned in section 2.5, it is generally conceived that the gravity anomaly with wavelengths longer than 160km is partly compensated isostatically (Hagiwara, 1979). However, the shallow source with a large horizontal dimension also creats the long-wavelength gravity anomaly. Taking the above

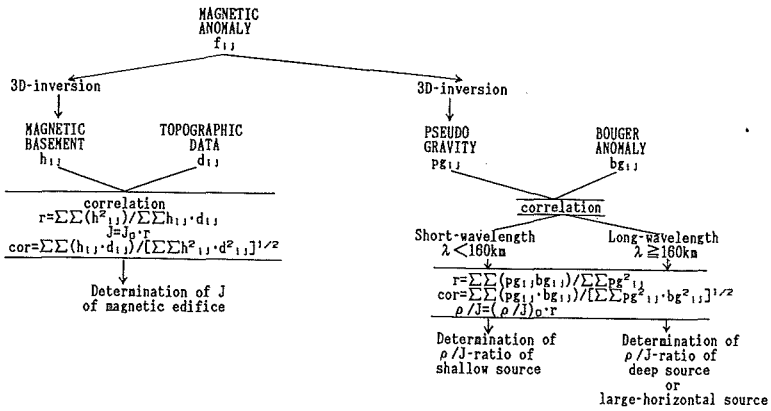


Fig.2.14 Flow chart of magnetic and gravity analysis in space domain.

mentioned matters into consideration, we may judge that the correlation in the wavelengths longer than 160km may reveal the ρ/J ratio at the Moho boundary or the relatively shallow source with a large lateral dimension. On the contrary, the correlation in the short wavelengths informs us of the ρ/J ratio of the shallow source in the crust.

CHAPTER III. CRUSTAL STRUCTURE OF KURILE AND HONSYU ARCS AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS

3.1 Airborne magnetic survey by the Hydrographic Department of Japan (JHD)

The magnetic anomaly profiles analyzed in the present study were measured by a YS-11 aircraft as part of the 12th whole Japan magnetic survey program conducted by the Hydrographic Depart ment of Japan (JHD) from Oct.1984 to Nov.1985 (JHD, 1988). The YS-11 employed for magnetic survey was capable of continuous flight as long as 1200 n.m. at a standard speed of 200 mile/h. The position of the aircraft was determined with a VLF Omega positioning system. Flight altitude was 12500ft except for the case of flight over Minami-Tori-sima (Marcus) island (6000ft.). A ring-core type flux-gate magnetometer was installed in the tail-stinger attached to the rear of the aircraft. Attitude of the aircraft was measured with an inertial system composed of three axial gyros. Resolution of the magnetometer was 1nT and that of the inertial system is 0.1° for pitching and rolling angles and 0.2° for heading angle (JHD, 1988). These measurements were combined with positions and clock signals and recorded on a cassette MT in a digital form every second. The attitude angles were used for the conversion of the rectangular coordinate system fixed to the magnetic senser to the absolute geographical coordinate system with x-axis directed north, y-axis east, and z-axis downward. The total intensity of magnetic field, which was calculated geometrically from the three axial components of the fluxgate magnetometer is free from attitude angles of the aircraft. So, the resultant accuracy of total intensity value is better than that of each component by a factor of one order. A proton precession magnetometer was also used to measure the total intensity field for the transection of the Izu-ogasawara Arc. These data as well as those by the fluxgate magnetometer are used in the present study.

3.2 Data processing of airborne magnetic survey data

3.2.1 Correction for aircraft's magnetization

Prior to the airborne magnetic survey, aircraft's magnetic field was measured in case of calibration flight in the eight directions of different azimuth with the interval of 45°, crossing an aeronautical beacon station at Cape Siono Misaki at the tip of the Kii Peninsula. For the case of the total intensity values measured by a proton precession magnetometer, an azimuth dependence shows the sinusoidal curve with the amplitude of about 40nT. On the other hand, the azimuth dependence of total intensity values measured by a fluxgate magnetometer are twice as large as that of the proton precession magnetometer (Ueda, 1990). This may be attributable to the difference of the sensor position in the tail-stinger. The azimuth dependence mentioned above was approximated by trigonometric functions to be used for the correc-

tion for the aircraft's magnetic field.

3.2.2 External field correction

As the external field variation caused by the ionosphere was relatively calm as indicated by k-index which is less or equal to 3 during the period of the magnetic surveys, an external field correction was executed based on hourly mean values on the ground at the magnetic observatory which is located close to the track lines. Variations of hourly means were approximated in the form of Fourier expansion series with respect to local time. The diurnal variation at the position of the aircraft was estimated by the above trigonometric approximation while taking into account the local time diffrence.

3.2.3 Calculation of magnetic anomaly

The WC-85 main field model derived by Quinn et al. (1986) was adopted as the reference magnetic field model for the calculation of magnetic anomalies. This model was derived based on the MAGSAT data collected from 1979 to 1980 and the Project MAGNET vector data acquired by NAVOCEANO during the period of 1980-1983. The WC-85 model, which was authorized by the International Hydrographic Office as the model for calculation of magnetic variation cited in the nautical chart for the epoch between 1985.0 and 1990.0, consists of spherical harmonics coefficients of degree and order 12. Truncating this model to degree 10 yields the US-UK model, whose weighted mean coefficients, together with those of the other candidate models, are adopted as DGRF1985. Langel and Estes (1982) reported that the degree and order 12 or 13 was necessary to represent the core field in terms of the spherical harmonics coefficients. According to this opinion, the author has adopted WC-85 model instead of DGRF1985 of degree and order 10.

3.3 Gravity anomaly data used in the present study

Reginal gravity anomaly maps covering the Japanese islands have been compiled by several authors and organizations. Tomoda and Fujimoto (1982) compiled the Bouguer gravity anomaly map at the scale of 1/3,000,000. Although their map is now widely quoted, the contour lines with the interval of 20mgal is a little too rough for numerical analysis. Ganeko and Harada (1982) also produced 10' × 10' grid data file by the least-squares estimation technique. These grid data, which are available from JODC at present, were interpolated along the track lines of airborne magnetic surveys at 4km intervals for analytical use. The topographic profiles were also digitized from the bathymetric map (No.6301, 6302) for calculation of terrain correction value. Thus, the Bouguer gravity anomaly profiles (assumed density is 2.67g/cm^3) were made for the sea areas in the vicinity of Japan. As to the land area, Bouguer gravity anomaly map, published by the Geographycal Survey Institute (GSI, 1985) with the scale of 1/2,000,000 was digitized along tracklines at 4km intervals. The above Bouguer gravity anomaly profiles were then merged and adopted for the synthetic magnetic and gravity field analysis.

3.4 General features of magnetic anomaly profiles over the Japanese Islands and their adjacent seas

Total intensity magnetic anomaly profiles are shown in Fig.3.1. This figure shows characteristic features of magnetic anomalies originating from the continental crust of the Japanese Island Arcs. Several papers can be cited for the consid-

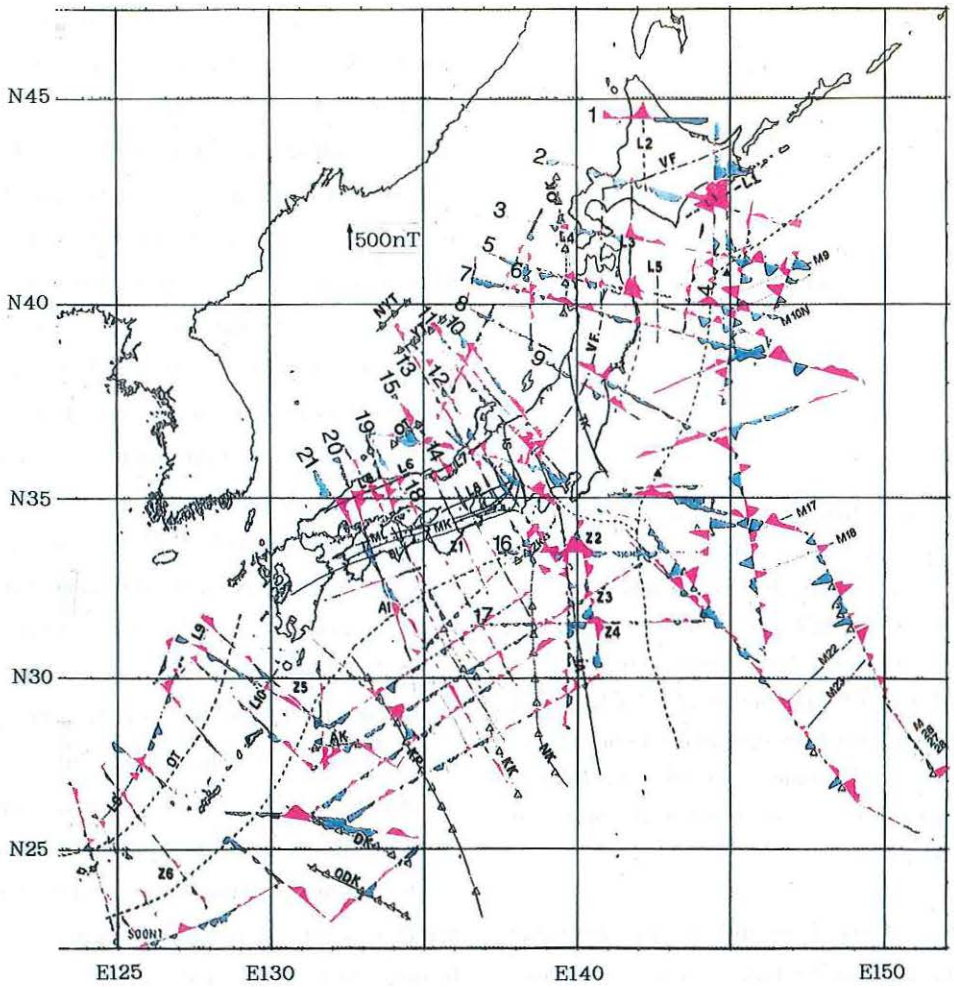


Fig.3.1 Total intensity magnetic anomaly profiles along track lines.
Numerals mean the identified number of profiles. Observed height is about 3800 meters above sea level. VF:volcanic front, OK:Okusiri ridge, NYY:Kitayamato bank, YT:Yamato bank, OT:Oki bank, AK: Amami plateau, DK:Daito ridge, ODK:Oki Daito ridge, KP:Kyusyu-Palau ridge, KK:Kinan seamount chaines, NK:Nisi-Sitito ridge, ZK:Zenisu ridge, TK:Tanakura tectonic line, ML:Median tectonic line, MK:Mikabu tectonic line, BL:Butsuzo tectonic line, trench axis is shown by broken lines.

eration of magnetic anomalies in and around the Japanese Islands, as reported by Oshima et al. (1975), Segawa and Oshima (1975), Segawa and Furuta (1978), Ogawa and Suyama (1975), Kobayashi et al. (1979), Tanaka et al. (1984, 1986), Okubo et al. (1985), Isezaki and Miki (1979), Isezaki (1986), Ueda (1986), and Oshima (1987).

In reference to these articles and tectonic map shown in Fig.3.2, the characteristic features of the magnetic anomalies are briefly summarized as follows.

On the northeast Japan and its adjacent seas, three prominent linear magnetic anomalies marked by L1, L2, L3 are found: L1 lies on the continental shelf and the slope in the south offing of Hokkaido, L2 corresponds to the intrusive

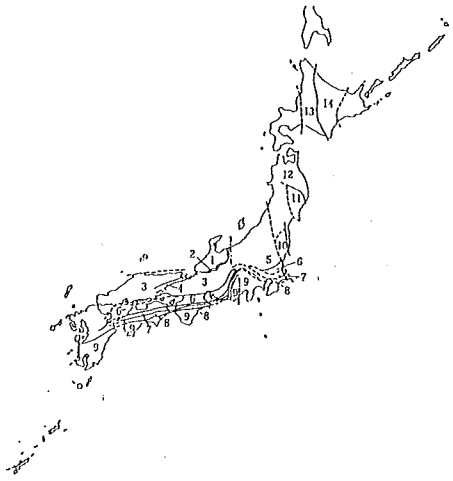


Fig.3.2 Tectonic map of the Japanese Islands. 1:Hida belt, 2:Hida marginal belt, 3:Sangun, Mino and Tamba belts, 4:Maizuru belt, 5: Asio block, 6:Ryoke belt, 7:Sambagawa belt, 8:Chichibu belt, 9:Shimanto belt, 10: Abukuma belt, 11:Southern part of Kitagami block, 12:Northern part of Kitagami block, 13:Ishikari, Kamuikotan belts, 14:Hidaka, Tokoro belts (after Geological survey of Japan, 1982).

mafic bodies of the Kamuikotan metamorphic belt, and L3 to Sanriku-Isikari linear anomaly. Parallel to L3, two N-S trending anomalies are recognized as shownby L4 along the Okusiri ridge in the Japan Sea and L5 along the continental slope of northeast Honsyu. Magnetic anomalies corresponding to volcanic front are less prominent in amplitude in contrast to those of L1, L2, L3. As to the origin of L1, L3, Segawa and Oshima (1975) ascribed these anomalies to basic rocks corresponding to the Mesozoic volcanic front. On the other hand, Okubo et al. (1985) ascribed L3 to granitic massives of magnetite series. In the inner region of southwest to central Honsyu, prominent positive anomaly zones (L6, L7), with intermediate amplitude (>300nT) lie over San-in district (L6) and Hokuriku district (L7). The anomaly zone L6 coincides well with the distribution of Cretaceous to Early Tertiary granitic massives of magnetite series. In the outer region of central to southwest Honsyu, we see the broad nagative anomaly zone (L8) trending parallel to the Median tectonicline. It is well known that the mafic rock outcrops along the Kurosegawa tectonic belt, but the associated magnetic anomaly is subtle. This fact implies that the Kurosegawa tectonic belt does not have significant underground magnetic structure.

As to the Izu-Ogasawara Arc, the peculiar magnetic anomalies (Z2, Z3, Z4) are recognized over the continental shelf and slope. On the other hand, magnetic anomaly of the Ryukyu Arc is generally featureless except for the positive anomalies (L9, L9') lying over the outer margin of the Tunghai shelf. These features also appear in the areal magnetic anomaly maps, which are to be described in detail in Chapters IV and V.

The magnetic anomalies over the ocean basin are also observed: prominent magnetic lineations trending in ENE-WSW direction in the northwestern Pacific Basin, small amplitude magnetic lineations in the Sikoku Basin, and obscured lineations trending NE-SW over the Yamato Basin. In the Philippine Basin, conspicuous magnetic anomalies are recognized over the Kyusyu-Palau ridge, the Amami plateau and the Daito ridge. The Oki ridge in the Yamato Basin also shows a remarkable magnetic anomaly of reversed pattern. It should be pointed out that the ridges having continental crust show more distinct magnetic anomalies than the surrounding oceanic crust.

3.5 Hokkaido and northeast Honsyu

The magnetic and gravity anomalies of the representative profiles in Fig.3.1 are analyzed with the method described in chapter II and their tectonic implications are discussed from geological and geophysical point of view.

3.5.1 Hokkaido and Tohoku region

3.5.1-1 Analysis of profile-1 (Kamuikotan belt)

The profile-1 transects the Tesio and Kitami massives in the northern part of Hokkaido from west to east. The geological unit of northern part of Hokkaido consists of several groups trending in N-S direction(Fig.3.3). The westernmost zone is a volcanic belt of Miocene age, and to the east there are Kabato massif of pre-Cretaceous volcanic zone, Isikari belt, Kamuikotan metamorphic belt and Hidaka metamorphic belt. A prominent positive anomaly amounting to 300 nT (a in Fig.3.4A) is seen over the Kamuikotan belt in association with mafic to ultramafic intrusive rocks. Another peak amounting to 150nT(b in Fig.3.4A) lies over extrusions of andesite and basaltic rocks of Miocene age, which are widely distributed in Teuri and Yagisiri islands. The negative bias of about −100nT(c in Fig.3.4A) is observed to the east of the Kamuikotan belt. In the lower part of Fig.3.4A and B, are shown the best-fit magnetic structures for this profile. In derivation of model A, magnetic anomalies of wavelengths shorter than 160km are ascribed to the upper boundary and those of wavelengths longer than 160km to the lower boundary of the magnetic layer. On the other hand, model B explains the magnetic anomalies by the upper

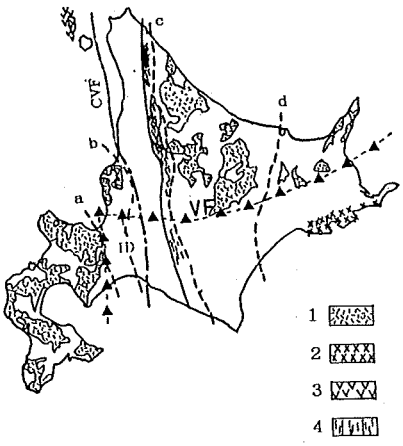


Fig.3.3 Geological map of Hokkaido, Japan. 1:Miocene volcanic rocks, 2:Nemuro group in Late Cretaceous age, 3:Early Cretaceous volcanic rocks, 4:mafic rocks in the Kamuikotan belt, a,b,c,d: tectonic boundary, a−b: Ishikari depression zone. (modified from Fujii and Sogabe, 1978)

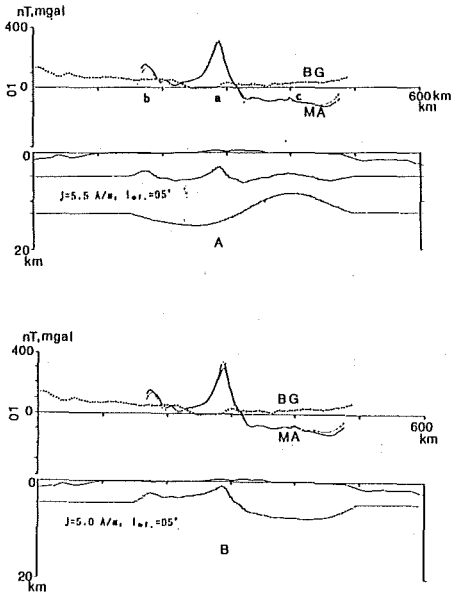


Fig.3.4 Magnetic basement model of profile-01. Solid line is observed magnetic anomaly (MA), and broken line calculated one. Dotted line is Bouguer gravity anomaly(BG). Parameters for model A and B are as follows;

A: Effective intensity of magnetization is 5.5 A/m, upper surface: $\lambda < 160$km, Lower boundary: $\lambda > 160$km.

B: Effective intensity of magnetization is 5.0 A/m,

boundary of the magnetic layer only. The lower boundary of the magnetic layer is usually defined by either Curie point depth or Moho boundary if it is above Curie point isotherm. If model A should be true, the elevated Curie isotherm is expected to the east of Kamuikotan belt, but such features are not confirmed by geophysical sounding. According to model B, the upper surface of the magnetic basement is depressed toward east of the Kamuikotan belt. It is unreasonable to ascribe the depression to the thick sedimentary layer because of positive trend of the Bouguer gravity anomaly profile.

Recent study of tectonics of Hokkaido reveals that the eastern margin of the Kamuikotan belt was a subduction zone of the old oceanic plate coming from east in Early Cretaceous age (Kimura, 1985). In the course of subduction, the eastern part of Hokkaido which was part of the Okhotsk block collided against the southwestern part of Hokkaido of the northeast Japan block in the middle Miocene, which resulted in the formation of Hidaka massif. This hypothesis may lead us to ascribe the conspicuous difference of magnetic structure mentioned above to the different magnetic property of the respective blocks once having collided each other.

3.5.1-2 Analysis of Hokkaido-Kurile linear anomaly (profile-4, Fig.3.5)

The outstanding feature of this profile is a large amplitude (>400nT) and widely spreading magnetic linear anomaly (a in Fig.3.5) located in the south offing of Kusiro district, southeastern part of Hokkaido. Several names are given for this linear anomaly, such as Doto magnetic belt (Ogawa and Suyama, 1975), Tokati-Kurile linear magnetic anomaly (Oshima et al., 1975), the Hokkaido-Kurile linear anomaly (Segawa and Furuta, 1978). Referring to Fig.1 of Segawa and Furuta (1978), this anomaly is elongated in the ENE direction along the continental slope facing the Kurile trench. It should be pointed out that another anomaly b is located to the north of anomaly a. The latter anomaly b, accompanied by the Nemuro group formed by the igneous activity in the late Cretaceous time, is associated with a marked positive Bouguer gravity anomaly. Here, we name the former linear anomaly the Hokkaido-Kurile linear anomaly (HKLA) and the latter the Kusiro-Nemuro linear anomaly (KNLA). The magnetic anomaly over the Quaternary volcanic zone (c in Fig. 3.5) is small in amplitude in comparison with that of HKLA. The oceanic lineations (M7, M8) belonging to the Japanese lineation set are also recognized in the left side of the profile.

For calculating 2-D magneto-gravity response function, the regional trend of the Bouguer gravity anomaly is approximated by running mean method and removed from the original Bouguer gravity anomaly. Then, 2D-magneto-gravity response function is calculated for the range between A and B as marked in Fig.3.5(a). The calculated effective inclination is plotted against the wavenumber as shown in Fig.3.5(b). The effective inclination has a value about 35° in the wavelengths longer than 40km, and then approaches the present effective inclination at wavelengths around 25km. The coherence is good in the long-wavelength range and becomes poor in the short-wavelength zone, which reduces the reliability of the derived effective inclination values in the short-wavelength zone (<20km). As the azimuth of the profile points nearly to the north, the effective inclination may reveal the real inclination of a magnetized body. Although

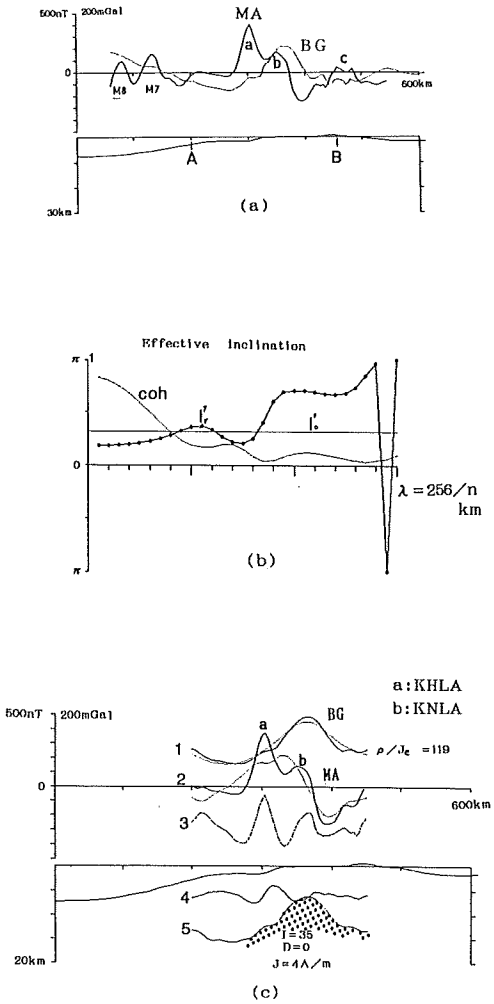


Fig.3.5 Magneto-gravity response analysis on profile-04.

(a) Total intensity magnetic anomaly (solid) and trend-removed Bouguer gravity anomaly (dot) profiles. Data between A and B were adopted for analysis.
a:Honsyu-Kuril linear anomaly, b:Kusiro-Nemuro linear anomaly, M7, M8: Oceanic magnetic lineations.

(b) Effective inclination of magnetization vector (I_r') and that of magnetic field (I_0'). Coh is coherence between magnetic and gravity anomalies.

(c) Magnetic basement model of profile−04 derived from response filter method. Dotted magnetic basement is from gravity−correlated magnetic anomalies (magnetic response), and overlapping basement relief is from residuals. Assumed magnetization is D_r=0°, I_r=35°, J=4.0 A/m.
1:observed Bouguer gravity (Solid) and pseudo-gravity (dot) calculated from magnetic response, 2: observed magnetic anomaly (solid) and magnetic response (dot), 3: residual magnetic anomaly, 4:magnetic basement for resudual anomaly, 5:magnetic basement for gravity-correlated magnetic anomaly whose ρ/J_{eff} is 119 g/emu.

the derived effective inclination does not agree with that of the present field direction in the long-wavelength range in a strict sense of the word, but, they deny the equatorial origin of the magnetic body, which may be true with the oceanic crust showing the Japanese lineation sets in the offing of Hokkaido (Hilde et al., 1976).

The magnetic structure estimated by magneto-gravity response filter is shown in Fig.3.5(c). This result shows a close correlation between the KNLA and Bouguer gravity high and no appreciable correlation with the HKLA. The magnetic basement relief for KNLA amounts to about 10 km and has the ρ/J_{eff} ratio (g/emu) of 119. If the density contrast is in the range between 0.4 and 0.5g/cm^3, the resulting magnetization falls in the range between 3.3A/m and 4.2A/m. Taking this estimation into consideration, we may conceive the possible magnetic source for the KNLA to be basic rocks with high density contrast. On the other hand, the origin of the HKLA is to be ascribed to serpentinized materials with high-magnetization and low density contrast.

Ogawa and Suyama (1975) assume that the

HKLA is caused by the intrusive body of serpentinized mafic rocks outcropping presumably in the Early Cretaceous age. As for KNLA, Oshima et al. (1975) ascribed it to the igneous rocks in the late Cretaceous to Oligocene age forming the Nemuro group. Their interpretations are suggestive, but they neglected the difference of magnetic structures for the HKLA and KNLA.

Concerning the origin of KNLA, following two interpretations may be possible. One attributes the source to the Conrad boundary, and the other to the detached oceanic crust itself. The former is based on the idea that the Conrad boundary is the most distinguishable density boundary within the crust, but, more sensitive seismic exploration may be necesarry to confirm the plausibility. The latter may have arised from the phenomenon of ridge descent inferred from the chronology of the Japanese lineation sets (Uyeda and Miyashiro, 1974). We think, however, that the derived inclination of magnetization seems to be in favour of the former interpretation.

The magnetic source of HKLA is thought to be serpentinized materials as mentioned above. As for the origin of the serpentinite suites, there are two possibilities, one is serpentinization of lower crust basic rocks caused by water supply from the subducting Pacific plate, and the other is the serpentinized oceanic crust accreted to the continental crust. Taking the model derived (see to Fig.3.5(c)) into consideration, which indicates a serpentinized magnetic source overlapping the buried magnetic basement high within the lower crust, the former interpretation seems likely. However, we can not get a unique solution in this stage.

A cross-section of seismic hypocenter distribution along profile-4 shows three inactive zones, as

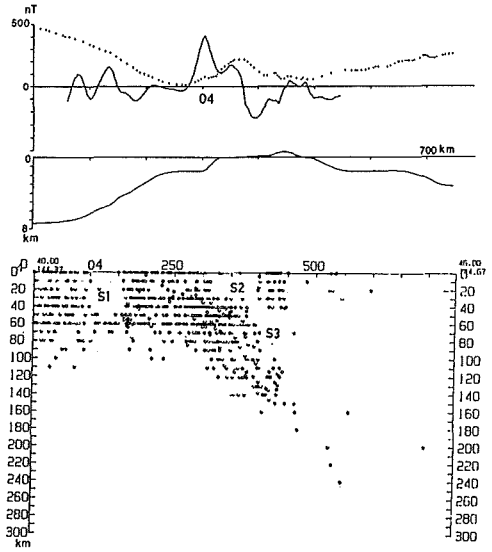


Fig.3.6 Cross-section of hypocenters along profile-04.
S1, S2 and S3 indicates non-active seismic regions.

marked by S1, S2 and S3 (see Fig.3.6). It appears that the zone S2 corresponds to magnetic basement high of KNLA and S3 to the aseismic mantle wedge. The above correspondence bewteen the magnetic massif and the inactive seismic zone is also reported for the northeast Honsyu Arc, and the forearc region of the northern Izu-Ogasawara Arc (Oshima, 1987, Ueda, 1990).

3.5.1-3 Analysis of the Sanriku-Isikari linear anomaly (profile, 3, 6)

(1) Previous work

The Sanriku-Isikari linear anomaly (SILA) is one of the most conspicuous anomalies observed in the Japanese Islands (Oshima et al. 1975; Ogawa and Suyama, 1975; Segawa and Furuta, 1978). Some models have been proposed to explain the anomaly. Oshima et al. (1975) analyzed the west-east cross-section of SILA along N41° by a tabular body of 4km wide and 30km

thick with a top at a depth of 10km, which is magnetized in the dip angle of 125°(as measured from eastward horizontal axis) with magnetization 10.0A/m. In the northern extension of SILA, two test drillings were performed at Sorati (about 3.7km in depth) and Nanporo(about 4.3 km in depth) sites in Hokkaido (Petroleum Development Corporation Agency:PDCA,1971 and 1973; Segawa and Furuta,1978). Basement rocks obtained from Sorati and Nanporo sites are metabasalt and metadolerite, respectively. The magnetization intensity, vector sum of remanent and induced magnetization of these samples, is less than 3.5A/m. This value is considerably smaller than that of the Oshima's model. Based on the above information, Segawa and Furuta (1978) proposed another tabular model magnetized in the direction of Dec =−45°, Inc =53° with a magnetization intensity of 3.0A/m. The top and bottom of their tabular model are located at the depth of 5km and 15km with a width of 20km. The declination of magnetization vector of these models which is deflected westward is based on the fact that the Cretaceous granitic rocks collected from northeast Honsyu are magnetized in the N45°W direction (Kawai et al.,1971). On the contrary, Koënigsberger ratio(Q-ratio) of the drilled specimens ranges from 0.3 to 0.4, which is too small for the source body to keep the westward deflected magnetization vector.

Recent palaeomagnetic study about Tertiary rocks sampled at northeast Honsyu revealed that the mean direction of magnetization becomes Dec =−41.2°,Inc =56.5° with the samples whose age ranges from 21Ma to 32Ma (Otofuji et al., 1985). This result supports the counter-clockwise rotaion of northeast Honsyu. As mentioned above, elucidation of magnetization of SILA is an important subject related to tectonics of northeast Honsyu. In this section profile-3 and profile-6 crossing SILA are analyzed with the method described in the fore-going section.

(2) Results of analyses of profile-3

This profile is a transection from the Japan Sea to the western Pacific Ocean, crossing the Okusiri ridge and the Osima peninsula in ESE direction. We can recognize four anomaly zones (a,b,c and d in Fig.3.7) over the continental

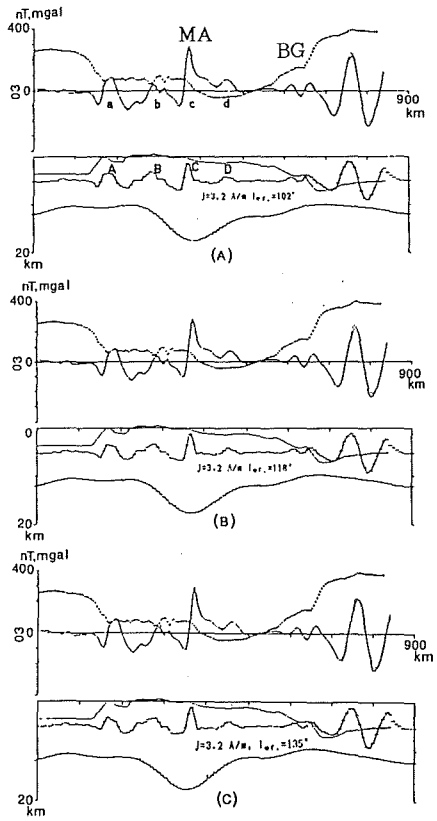


Fig.3.7 Magnetic basement model of profile-03. Solid lines are observed magnetic anomalies (MA), BG:Bouguer gravity anomaly. Effective magnetization intensity is 3.2 A/m, Azimuth of profile is 100°.
Directions of magnetization vector are as follows,
Model A: present field direction(I_r'=102°),
Model B: I_r'=118°,
Model C: I_r'=135°.

crust. Magnetic lineations caused by sea-floor spreading are recognized in the right end of the profile. Anomaly a corresponds to the Okusiri ridge, b to the Quaternary volcanic zone, c to SILA. Anomaly d runs in N-S direction parallel to SILA from the east offing of the Sanriku district to the south offing of the Erimo cape, Hokkaido. For the elucidation of magnetization of SILA, the magnetic structural models derived by Fourier expansion method are described at first, and then proceed to 2D-Mangeto-gravity response analysis.

[Magnetic structural model derived by Fourier expansion method]

Figure 3.7 shows the results of magnetic analyses for three different magnetization directions (model A, B and C), where a value of 3.2 A/m is assumed as an effective magnetization intensity. Model A is the result under the assumption that the magnetization direction coincides with the present field direction. As the skewness parameter of model A is relatively small (24°), the positions of four upheavals of the magnetic basement (A to D in model A) coincide with those of magnetic anomaly highs. The magnetic basement of the Quaternary volcanic zone shows a gentle slope, i.e. 100km in width and 3~4km in elevation, whereas that of SILA is an isolated structure, i.e. about 20km in width and 4~6km in elevation. Model B is derived under the assumption of westerly declination of the magnetization vector (Dec = −41°, Inc = 56°), whose effective inclination of magnetization vector becomes 118°. The magnetic basement high corresponding to SILA becomes more symmetric in shape in model B than in model A. This tendency is strengthened in model C, where the valueof 135° is assumed for the effective inclination of magnetization vector. The fact that the symmetry is enhanced as the effective inclination increases may support westerly deflected magnetization vector of the buried magnetized body, when the vertical tabular body is assumed as the source geometry of SILA as conducted by Oshima et al. (1975) and Segawa and Furuta (1978).

The lower boundary of the magnetic layer for these models is downward bent beneath SILA. These features imply the thickening of magnetic layer, which otherwise is likely to be interpreted by the upheaval of a magnetized lower crust. The model obtained here does not take into account the features of the Bouguer gravity anomaly, so the synthetic analysis of magnetic and gravity anomalies is to be described in the following section.

[2D-magneto-gravity response analysis]

The 2D-response function was calculated for

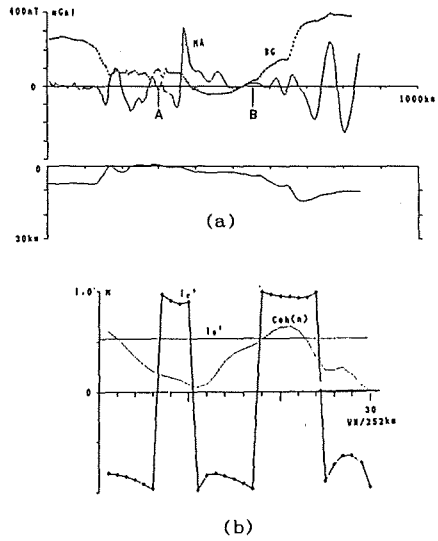


Fig. 3.8 Magneto-gravity response analysis on profile-03.

(a): Data between A and B were adopted for analysis. MA: magnetic anomaly, BG: Bouguer gravity anomaly.

(b): Effective inclination of magnetization vector (I_r') and coherence (coh)

the magnetic and gravity anomalies between A and B shown in Fig.3.8(a), and the derived effective inclination is indicated in the lower part. Although the effective inclination of magnetic field is 95° in this profile, that of magnetization vector ranges from −150° to −170° in the long wavelength band(λ>60km). This will indicate that the buried magnetized body responsible for SILA is magnetized in the westerly direction with small upward component. Figure 3.9 shows the comparison between the Bouguer gravity and pseudo-gravity profiles derived under the assumption of different effective inclination of I_r'(a = −173°, b =113°, c =95°). Possible combinations of declination and inclination become (−45°, −5°) for I_r'=−173°, (−41°,56°) for I_r'=113° and (−8°, 56°:present field direction) for I_r'=95°, although the unique combination can not be determined. The second combination of the above is from the result of palaeo-magnetic measurement by Otofuji et al. (1988). The correlation coefficient for I_r' =−173° has the maximum value of 0.95 among the three cases, which is consistent with the result obtained by 2D-response function method. Now that the ρ/J_{eff} ratio for the optimum case has the value of 64, J_{eff} varies from 3.1A/m to 6.3A/m with the range of density contrast from 0.2g/cm³ to 0.4g/cm³.

Figure 3.10 indicates the magnetic structure calculated by 2D-response filter method. This

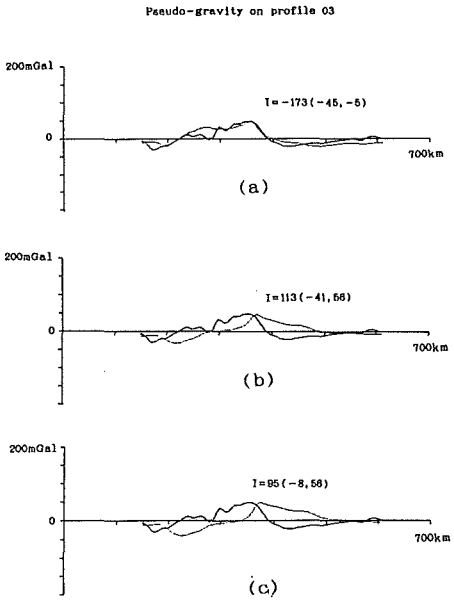


Fig.3.9 Pseudo-gravity analysis on profile-03. The correlation coefficient between Bouguer gravity anomaly and pseudo-gravity becomes the highest value for model (a), which gives the values of corr.=0.95 and ρ/J_{eff}=69. respectively. Azimuth of profile is 90°. (a):I_r'=−173°, (b):I_r'=113°, (c) I_r'=95°.

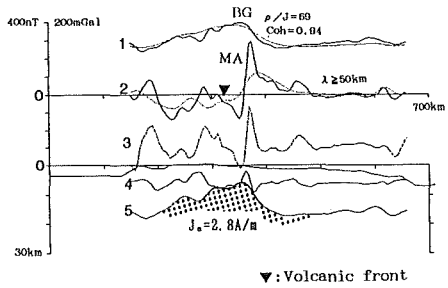


Fig.3.10 Magnetic basement model of profile-03 derived from magneto-gravity response filter.
Dotted magnetic basement is from gravity-correlated anomalies, and overlapping basement relief is from residuals. Effective magnetization intensity is 2.8 A/m. Calculation is conducted for the azimuth of 90°.
1:observed Bouguer gravity(Solid) and pseudo-gravity calculated from magnetic response, 2: observed magnetic anomaly (solid) and magnetic response for $\lambda \geqq$50km (dot), 3: residual magnetic anomaly, 4:magnetic basement for residual(J=4.0A/m, D_r =−45°,I_r=−5°), 5:magnetic basement for gravity−correlated magnetic anomaly(magnetic response) whose J_{eff} is 2.8A/m, I_r'=−173° (J=4.0A/m, D_r=−45°,I_r=−5°) and ρ/J_{eff} becomes 69 g/emu.

structure shows the large-scale basement high (5 in Fig.3.10) producing the main features of the Bouguer gravity anomaly on which lies the magnetic basement relief of low density contrast (4 in Fig.3.10), corresponding to residual anomalies (3 in Fig.3.10). The assumed magnetization direction for the residual anomaly is not definitive, so another magnetization direction can be assigned for this overlapping body. The underlyning magnetic body (5 in Fig.3.10) seems to extend to the lower crust.

(3) Results of analyses of profile-6

Profile-6 is a transection over northeast Honsyu from the Japan Sea to the northwest Pacific basin. Four lineations denoted by a to d (see Fig.3.11) can be traced northward as in profile-3. The most prominent anomaly marked by c is SILA, which has a good correspondence to Bouguer gravity high. The magnetic structure

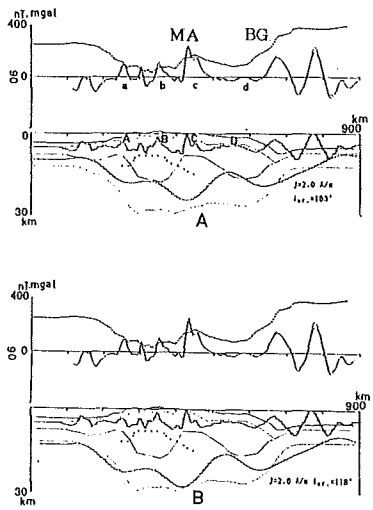


Fig.3.11 Magnetic basement model of profile-06. MA:magnetic anomaly, BG:Bouguer gravity anomaly. Calculated parameters of models A and B are as follows;
model A: I_r'=103°, D_r=−8°, I_r=54°, J_{eff}=2.0A/m, AGL=101°
model B: I_r'=118°, D_r=−41°, I_r=56°, J_{eff}=2.0A/m, AGL=101°

derived by Fourier expansion method is shown in the lower part. The magnetic layer is assumed to be magnetized in the present field direction for model A and in the westerly magnetization direction (Dec=−41°, Inc=56°) for model B with an effective magnetization intensity of 2.0A/m. Four upheavals of magnetic basement are seen in correspondence to magnetic anomaly highs. The magnetic basement high for the Quaternary volcanic zone (B in model A) is about 100km in width and about 5km in elevation, whereas that of SILA is about 60km in width with an elevation of about 6~8km. Although no remarkable difference of magnetic basement is recognized between Model A and B due to small difference in effective inclination of the magnetization vector, it should be pointed out that the symmetry of western and eastern basement depths for SILA becomes better for the westerly magnetization model as is the case for profile-3. This features may imply that the short wavelength anomalies of SILA are ascribed to the westerly magnetization of the source. It should also be noted that the upheaval of magnetic basement of SILA coincides well with that of the lower crust inferred from seismic velocity structure (Yoshii and Asano, 1972). Thickening of effective magnetic layer beneath SILA can be interpreted by the upheaval of the magnetic lower crust which is in harmony with seismic velocity structure. In the following section, more convincing results are given by the 2D-magneto-gravity response analysis.

[2D-magneto-gravity response analysis]

Prior to the calculation of 2D-magneto-gravity response function, the regional trend of Bouguer gravity anomaly is removed using the method similar to that described in section 3.5.1-2. The

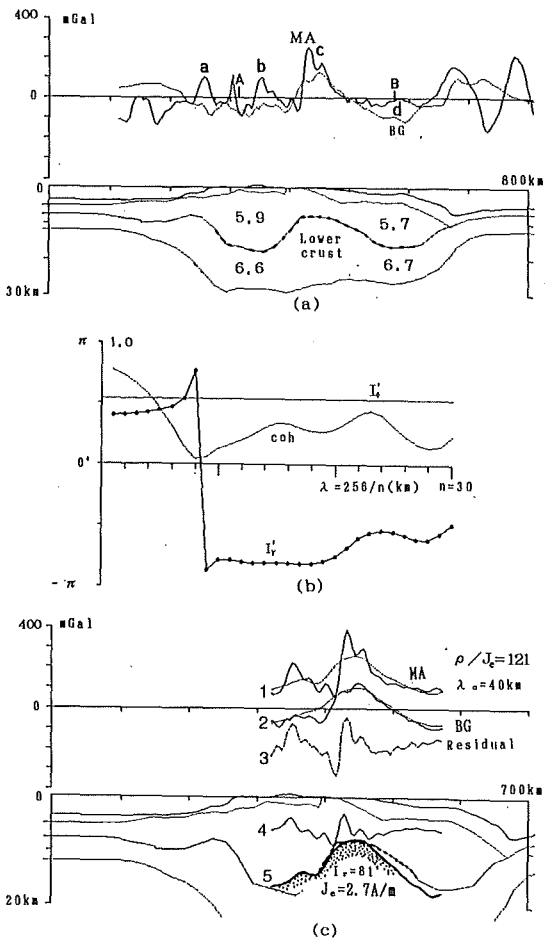


Fig.3.12 Magneto-gravity response analysis on profile-06.

(a): Profiles of total intensity magnetic anomaly (MA) and Bouguer gravity anomaly (BG) along profile-06, Data between A and B are adopted for analysis. The seismic velocity structure is shown in the lower part (after Yoshii and Asano, 1972).

(b): Effective inclination of magnetization vector and coherence (coh) calculated by response funtion.

(c): Magnetic basement model derived from magneto-gravity response filter.
1: observed magnetic anomaly (solid) and magnetic response (dot), 2: observed Bouguer gravity anomaly (solid) and pseudo-gravity of response magnetic anomaly (dot), 3: residual, 4: magnetic basement for residual, 5: magnetic basement for gravity-correlated magnetic anomaly (magnetic response) whose ρ/J_{eff} is 121 and J_{eff}=2.7A/m, I_r'=81°, respectively.

upper part of Fig.3.12 shows the reduced Bouguer gravity anomaly and the magnetic anomaly adopted for the analysis. The derived effective inclination of magnetization vector is shown in the middle part. This result indicates that effective inclination in the long-wavelength band ($\lambda > 45$km) is stable around the value of 80° and then changes to about −170° in the short wavelength band ($\lambda < 25$km). The above feature implies that the buried magnetic bodies responsible for SILA can be separated into two sources, one is the normally magnetized body located at depth with considerable horizontal dimension, and the other is the westerly magnetized body at shallow depth. The third part shows the magnetic basement model derived from 2D-magneto-gravity response filter method. Dotted magnetic basement high (5 in Fig.3.12(c)) corresponds to a gravity-correlated magnetic anomaly, and the overlying structure (4 in Fig.3.12(c)) to a residual magnetic anomaly. It is noteworthy that the dotted magnetic basement high agrees well with the Conrad boundary estimated from seismic explosion investigation (Yoshii and Asano, 1972). The ρ/J_{eff} (g/emu) ratio of this basement high become 121, which is very close to the value obtained for KNLA of profile-4.

(4) Concluding remarks concerning magnetic structure of SILA

The magnetic and gravity field analysis of SILA reveals that the short wavelength anomaly of SILA is well explained by westerly deflected

magnetization with slight upward component. On the other hand, the long-wavelength component is to be ascribed to the upheaval of the magnetic lower crust. The lower crust beneath profile-6 is magnetized nearly in the normal field direction, but that of profile-3 is magnetized in the similar direction as that of short wavelength anomalies. If magnetic and gravity anomalies associated with SILA are originated from a common source, the effective inclination derived from profile-3 suggests that the magnetic body producing SILA was generated at the equatorial region in the southern hemisphere, and then emplaced to the continental crust of the palaeo-Asian continent along with subduction process of the oceanic crust. If the source of SILA appearing in profile-3 is different from that of the Bouguer gravity high, the effective inclination suggesting the westerly deflected magnetization with slight upward component may be unsubstantial.

The normal magnetization of the lower crust of profile-6, on the other hand, may be attributable to induced magnetization or viscous remanent magnetization acquired during Brunhes normal epoch. This is more convincing because of a good agreement between the derived model and the seismic velocity structure.

The magneto-gravity analysis of profile-6 suggests that the lower crust beneath northeast Honsyu is magnetic. This aspect gives some information concerning rockmagnetism and petrochemistry of the deep-seated lower crust facing active subduction zone.

3.6 Central Honsyu

3.6-1 Background

The magnetic anomalies denoted by L7 and L8 characterize magnetic features of central Honsyu. The positive anomaly zone(L7) is an ENE extension of L6 overlying San-in district as shown in Fig.3.1. The negative anomaly zone(L8) occurs over the land area from Tokai district to the inland part of the Kii peninsula. Fig. 3.13 shows the magnetic and Bouguer gravity anomalies along the profiles from 12 to 20. This figure illustrates the continuity of the negative magnetic anomaly zone(L8), which is particularly evident in profile-12 to profile-14. The Median tectonic line(denoted by ↑) is located within the coverage of this negative anom aly zone, but no significant local anomaly associated with the tectonic line is recognized.

3.6-2 Magnetic basement models and pseudo-gravity of profile 12 to 14.

Fig. 3.14 shows pseudo-gravity and derived magnetic basement structures of profile-12 to profile-14. According to this figure, the negative magnetic anomaly zone(L8) should be explained by the magnetic basement tilted down toward the inland area of central Honsyu. It is controversial

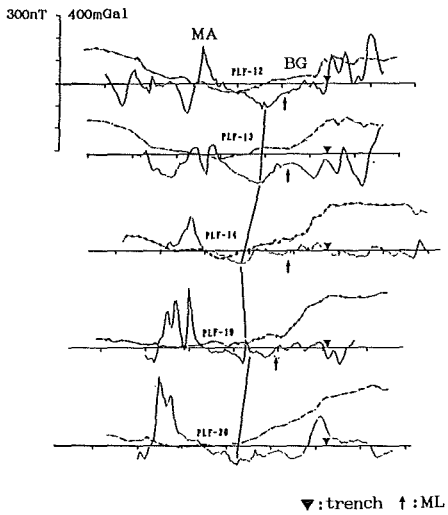


Fig.3.13 Total intensity magnetic anomaly and Bouguer gravity anomaly along profiles of 12 to 20. ▼:trench, ↑:Median tectonic line.

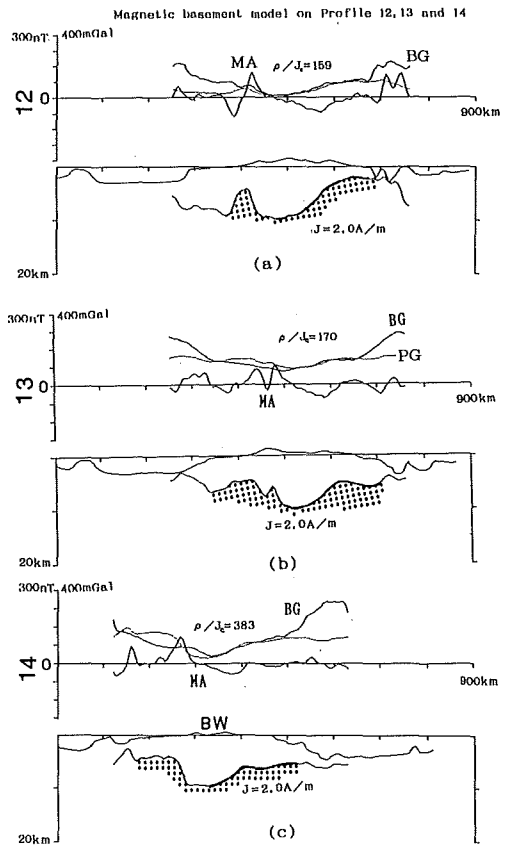


Fig.3.14 Magnetic basement models of profiles 12, 13 and 14.
The values of ρ/J_{eff} ratio derived are indicated on each profile. Effective magnetization intensity of the magnetic basement is assumed to be 2.0A/m and magnetization direction to be present field direction.
MA:magnetic anomaly, BG:Bouguer gravity anomaly, PG:Pseudo-gravity(dot), BW: Biwa lake.
(a):ρ/J_{eff}=159 g/emu, (b): ρ/J_{eff}=170 g/emu, (c): ρ/J_{eff}=383 g/emu,

that the inclined magnetic basement corresponds to the real magnetic layer existing in the crust or merely a ghost reflecting magnetic anomaly of the subducting plate. Here, we examine the former posibility at first and then proceed to the latter case.

The correlation coefficients between Bouguer gravity anomaly and pseudo-gravity becomes 0.99 for profile-12, 0.93 for profile-13 and 0.97 for profile-14 for the range of the negative magnetic anomaly zones. The best fitting ρ/J_{eff}(g/emu) ratio obtained from the above calculations are 159(profile-12), 170(profile-13) and 383(profile-14), respectively. These values may give the maximum estimates of the ρ/J ratio. The high correlation coefficients mentioned above imply that the magnetic basement plays the role of the density boundary producing the concave features of the Bouguer gravity anomaly.

The increasing trend of ρ/J_{eff} ratio, as seen for the above profiles from 12 to 14, can be explained in two ways, one is the increasing density contrast, the other is decreasing effective magnetization intensity. Now that the ρ/J_{eff} ratio increases with the decreasing amplitude of the negative magnetic anomaly(L8), the change of ρ/J_{eff} ratio may be attributable to decreasing trend of J_{eff}. If the density contrast is 0.3g/cm^3, then the effective magnetization intensity becomes 1.89A/m, 1.76A/m and 0.78A/m for the corresponding ρ/J_{eff} ratios of 159 ,170, and 383, respectively. If these magnetization intensity values were adopted in calculation of each magnetic basement, the depressions of the magnetic basements shown by thick lines in Fig.3.14 might become the similar scale among three models.

A seismic velocity structure beneath central part of Honsyu was investigated by Aoki et al. (1972) as shown in Fig.3.15. This structure is helpful for the interpretation of magnetic basement structure of profile 12,13. The general features of the upper surface of the velocity layer of 6.0-6.3km/s are analogous to that of the derived magnetic basement; the seismic surface is

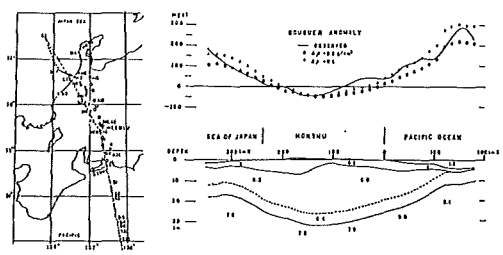


Fig.3.15 Seismic velocity structure of central Honsyu(Aoki et al.,1972)

relatively flat from the trench axis to the land area in about 100km from the coast and then gently tilts down toward the inland. This resemblance, though there remain some disagreements in the vertical size and relative position of the tilted surface in a strict sense, may imply that the inclined magnetic basement reflects the seismic velocity boundary within the crust. These features may become more apparent through the 2 D-magneto-gravity response analysis mentioned in the following section.

As to the profile-14, the derived magnetic basement is depressed beneath the lake Biwa. These features are consistent with a seismic velocity structure obtained by Hurukawa.N.(1983), which suggests that the Conrad and Moho boundaries beneath the lake Biwa are depressed by the amount of several kms in comparison with the surrounding depths.

3.6-3 2D-magneto-gravity response analysis of profile-12

Prior to the calculation of 2D-response function, the regional trend of Bouguer gravity anomaly was removed to delineate gravity anomalies corresponding to density boundary within the crust. Fig. 3.16 shows the result of analysis of profile-12. The upper part indicates the effective inclinations of magnetization against the wave-

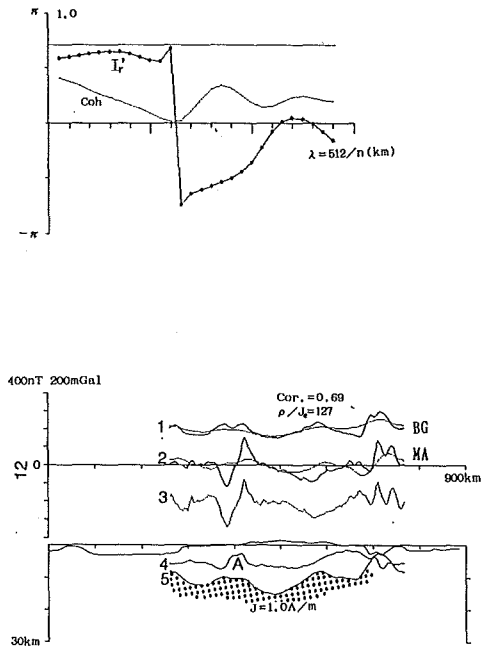


Fig.3.16 Magneto-gravity response analysis on profile-12.

(a): Effective inclination of magnetization vector (I_r') and coherence(Coh) calculated by response function.

(b): Magnetic basement model derived from magneto-gravity response filter.

1: observed Bouguer gravity(Solid) and pseudo-gravity calculated from magnetic response, 2: observed magnetic anomaly (solid) and magnetic response(dot), 3: residual magnetic anomaly, 4: magnetic basement for residuals, 5: magnetic basement for gravity−correlated magnetic anomaly, magnetization direction is present field direction and J_{eff} is 1.0A/m and ρ/J_{eff} is 127, corr=0.69.

length of the anomaly field. It is noticeable that the value of I_r' can be explained by the present field direction for the magnetic anomalies with wavelengths longer than 40km. This result manifests that the induced magnetization mainly contributes to the observed magnetic anomalies. In the lower part, is shown the magnetic basement model derived by 2D-response filter method. The

magnetic basement correlated to gravity field(5 in Fig.3.16(b)) is marked by dotted pattern and the magnetic basement corresponding to residual anomaly is indicated by solid line 4. The similarity of the gravitycorrelated magnetic basement to the upper velocity layer (Fig.3.15) is much improved compared with the model shown in Fig.3.14(a). Besides, the ρ/J_{eff} ratio is reduced to 127 for this profile. The magnetic basement high denoted by A seems to be composed of granitic rock of magnetite series, because the Bouguer gravity anomaly over the magnetic basement high is not distinct.

3.6-4 Interpretaion of negative magnetic anomaly zone(L8) by the subducting plate

In the former section, the negative magnetic anomaly zone was explained by the magnetic basement relief within the crust. Here, we consider another possibility which ascribes the negative magnetic anomaly to the sudducting plate.

Fig. 3.17 indicates the negative peak position of the magnetic anomaly zone(Z8) by a dotted belt, together with the depth contour map of the subducting plate estimated from seismic hypocenters (Hagiwara,1986). It is noteworthy

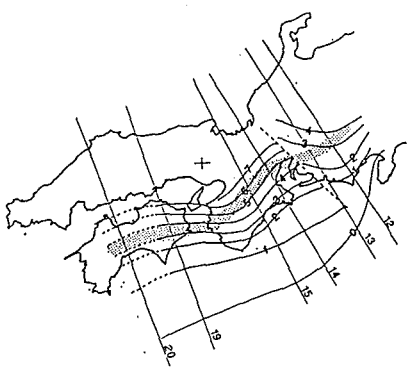


Fig.3.17 Depth to the upper surface of the subducting plate inferred from seismic hypocenters Numerals on the contour line mean the depth in 10km unit(after Hagiwara,1986).

that the negative peak position is almost parallel to the depth contours of the subducting plate. These features suggest that the negative magnetic anomaly zone is related to the subducting plate. To inspect this possibility, the author attempted to explain the negative magnetic anomaly zone by the foward modelling of the subducting plate. It is usually assumed that the Moho boundary is a magnetic boundary below which the structure is nonmagnetic (Wasilewski et al.,1979). So, the effective magnetic thickness of the subducting plate may be constrained by the Moho boundary. Taking the above condition into consideration, the magnetic layer of the subducting plate was approximated by two-dimensional polygons with thickness of 6 to 8km. In calculation of magnetic anomalies produced by the subducting plate, the value of magnetic susceptibility was adjusted so that the calculated anomaly fits to the observed one. The results are illustrated in Fig.3.18, from which it is seen that the agreement between observed and calculated magnetic anomalies is well as a whole, but a portion located at the tip of the subducting plate has to be neglected in the calculation except for profile-12 in order to have the calculated anomaly better fitted to the observed. Magnetic susceptibility required for the fitting amounts to 0.007cgs for the profile-12,-13 and it decreases to 0.003cgs for the profile-15, -19. These values are considerably larger than the mean susceptibility value (0.001cgs) of the basalt samples obtained by DSDP (Lowrie,1973). This disagreement may be avoided if a larger thickness is assigned to the subducting plate model, but this will lead to the denial of the general conception that the Moho boundary is a magnetic boundary. It is also noteworthy that the region between profile-15 and

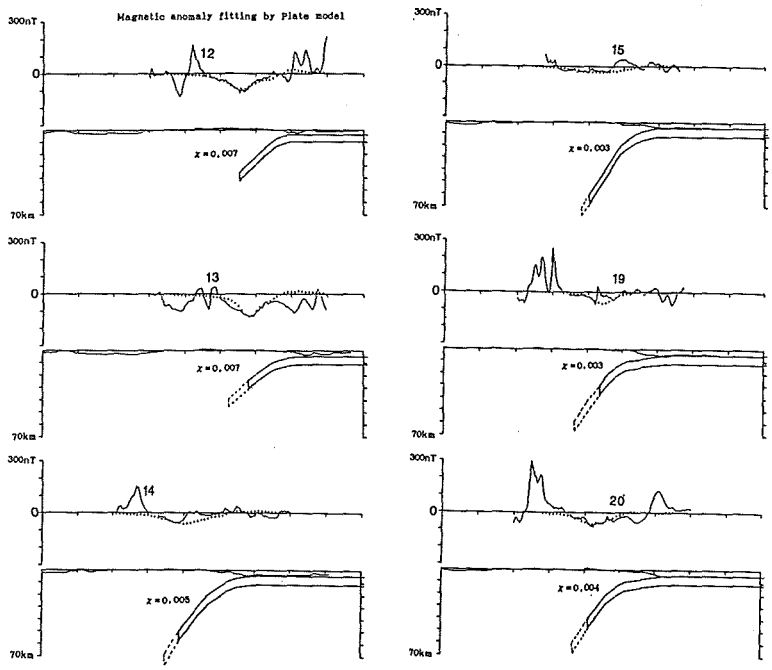


Fig.3.18 Magnetic anomaly fitting by subducting plate model for profile 12 to 20. Estimated magnetic susceptibility (cgs) is shown in each profile.
Dotted part of the plate model should be neglected in order to fit the calculated anomaly to the observed one. 1.0 SI susceptibility=$1/4\pi$ cgs.

-19, which is characterized by low susceptibility of the subducting plate, corresponds to northwestern extension of the extinct spreading axis of the Sikoku Basin. High heat flow is also confirmed in the vicinity of the extinct spreading axis (Watanabe, 1972). These features suggest that the subducting plate near the extinct spreading axis is still hot, which reduces magnetic susceptibility of the subducting plate for profile-15 to 19. On the other hand, the high susceptibility for profile-12 and 13 may reflect the cold subducting plate with high magnetic susceptibility. The above interpretation, based on subducting plate model, however, seems to be unacceptable because of the unusually high susceptibility needed for simulating the observed anomalies.

3.6-5 concluding remarks

To explain the negative magnetic anomaly zone, two alternative interpretations were proposed, one is ascribing the magnetic anomaly source to the magnetic boundary existing within the crust, the other to the effective magnetic layer of the subducting plate. The former interpretation seems to be consistent with a seismic velocity structure, but the latter needs unacceptably large susceptibility. Judging from these aspects, the former interpretation seems to be more plausible.

3.7 Southwest Honsyu

3.7-1 Background

Southwest Honsyu is characterized by a remarkable positive anomaly trending in the WSW-ENE direction. The magnetic zone (L6) extends as far as Hokuriku district as shown by L7 in Fig.3.1. This anomaly is comparable to the

continental linear anomalies of HKLA and SILA in scale. Hereafter, we name this continental anomaly as southwest Honsyu linear anomaly (SWHLA) for convenience sake. The distribution of SWHLA agrees well with the outcrops of granitic rocks of magnetite series (Ishihara, 1979) of Late Cretaceous to Early Tertiary age. Here, we examine the possibility of ascribing SWHLA to granitic rocks of magnetite series. Palaeomagnetic measurement of igneous rocks provides important constraints for a magnetic inversion. In regard to this, palaeomagnetic investigation conducted by Otofuji et al. (1988) is instructive; they indicate that the mean direction of the remanent magnetization becomes Dec =66°, Inc = 49° for the Tertiary igneous rocks of southwest Honsyu. The easterly deflected magnetization direction is interpreted as the result of opening of the Japan Sea. Magnetic field analysis of SWHLA may be helpful for the inspection of the above palaeomagnetic result.

The outer region of southwest Japan can be divided into several tectonic belts which are arranged in parallel to the general trend of southwest Japan(see Fig.3.2). The Kurosegawa tectonic belt, which is located geographically in the Chichibu belt is characterized by serpentinite suits holding land masses of remnant arc complex or microcontinent origin. For consideration of accretional tectonics of southwest Japan, it is an important subject to estimate the vertical and lateral extent of buried bodies of the Kurosegawa teconic belt. The magnetic basement model presented here may be helpful for the above consideration.

3.7-2 Magnetic basement models of profile-19 to 21.

The magnetic and Bouguer gravity anomaly together with the derived magnetic basements of profile-19 to profile-21 are shown in Fig.3.19(a) to 3.19(c). In contrast to northeast Honsyu, the general features of the Bouguer gravity anomaly over southwest Honsyu is flat (GSI, 1985). These features are also apparent in the Bouguer gravity anomaly profile shown in Fig.3.19. The small gravity amplitude corresponding to SWHLA suggests that the buried magnetic body producing SWHLA has no substantial density contrast. The correlation analysis between the observed Bouguer gravity and pseudo-gravity shows that the best-fit ρ/J_{eff} (g/emu) ratio becomes 50 to 60 for profiles-20 and 21. These low ρ/J_{eff} ratios reflect the small density contrast and the large effective magnetization intensity of the causative magnetic body. This fact is in favour of grantic rocks of magnetite series as the source body of SWHLA. Referring to Ishihara(1979), granitic rock of magnetite series should have magnetic susceptibility larger than 50×10^{-6}emu/g, but in the majority of cases, the value is less than 1×10^{-3}emu/g. For the susceptibility values varing from 1.0×10^{-4} to 1.0×10^{-3}emu/g, the expected induced magnetization falls in the range from 0.1 A/m to 1.3A/m under the ambient magnetic field of 47500nT. The thickness of the derived magnetic basement of profile-19 amounts to 10km under the assumed magnetization intensity of 2.0 A/m(see Fig.3.19(a)), which is considerably large value for the granitic rock of magnetite series. The magnetic basement models of profile-20 and 21, which were calculated under the assumed magnetization intensity of 3.0A/m, also show a similar scale of the magnetic body responsible for SWHLA(model A in Fig.3.19(b), 3.19(c)). The vertical size of the causative magnetic body might become larger, if the smal-

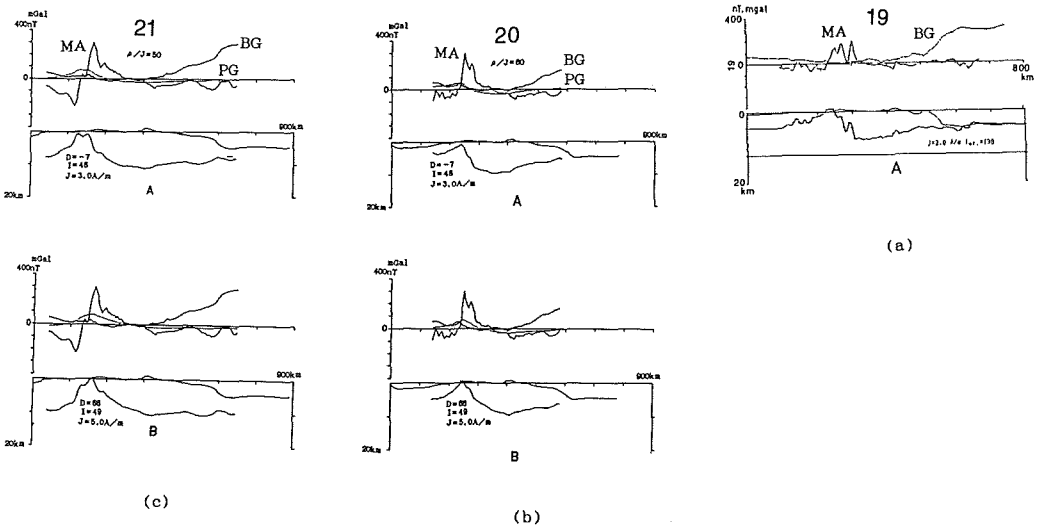


Fig.3.19 Magnetic basement models of profiles 19 to 21.
Magnetization direction of the models are as follows, Model A: present field direction, model B: easterly deflected direction of D_r=66°, I_r=49° as derived from palaeomagnetic measurements. The derived ρ/J_{eff} ratio and assumed magnetization intensity are shown in the figure. MA:magnetic anomaly, BG:Bouguer gravity anomaly, PG:Pseudo-gravity.
(a): for profile-19, (b): for profile-20, (c): for profile-21.

ler magnetization intensity were assumed in magnetic inversion. On the other hand, steep thermal gradient observed in the inner region of southwest Honsyu (Watanabe,1972) may constrain the magnetic source at relatively shallow depth. The models obtained above reveal that the huge granitic body is required to explain the observed magnetic anomaly by the granitic body of magnetite series. These buried magnetic bodies, however, have not been comfirmed by seismic exploration.

In the above discussion, the source body is assumed to be magnetized in the present field direction. The palaeomagnetic measurement of Tertiary igneous rocks in southwest Honsyu, however, reveals that the mean direction of the remanent magnetization becomes Dec =66°, Inc = 49°. The models B in Figs 3.19(b), 3.19(c) are magnetic basement models incorporating the above palaeomagnetic measurements. As the easterly deflected magnetization vector aligns sub-parallel to the strike of SWHLA, the effective magnetization intensity becomes less than that of normal magnetization vector. Besides, the effective inclination changes from 130° to 94° in accordance with variation of magnetization direction from present field direction to easterly deflected magnetization direction. The above features result in the large magnetization intensity appearing in easterly magnetization model (Fig.3.19(b), 3.19(c)) in contrast to the present field model; i.e. the magnetization intensity of 5.0A/m is needed for easterly deflected magnetization model in place of 3.0A/m for the normal magnetization model.

Such a large magnetization intensity required for the easterly deflected magnetization model exceeds the acceptable value for the granitic

rocks of magnetite series. To avoid such contradiction, we should ascribe the observed magnetic anomaly to the induced magnetization and/or viscous remanent magnetization instead of thermal remanent magnetization. Viscous remanent magnetization may be likely to conquer the results of the palaeomagnetic measurments showing the easterly deflected magnetization vector. The viscous remanent magnetization generally tends to increase under the steep thermal gradient at depth (shimizu, 1960). This fact may support the viscous remanent magnetization for the origin of SWHLA.

3.8 Discussions and concluding remarks of chapter III

Two-dimensional analysis gives the effective intensity and inclination of magnetization vector as shown in Fig.2.1. Several combinations of declination and inclination can produce the same effective inclination, so generally, the magnetization intensity can not be determined uniquely from two-dimensional analysis. However, when the declination and inclination, producing the calculated effective inclination, are given, the intensity of magnetization can be determined from the effective magnetization intensity. As seen in Fig.2.1, the effective magnetization intensity becomes smaller than the original magnetization intensity depending on the azimuth of profile. In Table 3.1 is shown the relationship between 3D-magnetization parameters and 2D-ones for each profile. From the ratio of J_{eff}/J we can calculate the original magnetization intensity from the effective one for the given magnetization direction. The derived magnetization parameters are summarized in Table 3.2, which were deduced from the relation shown in Table 3.1.

The magnetic and gravity field analysis of the Kurile and northeast Honsyu Arcs reveals the magnetic basement high corresponding to upheaval of the density boundary within the crust. Especially, the magnetic basement high of northeast Honsyu (profile-06) agrees with the upheaved conrad boundary derived from the seismic velocity structure. Referring to the effective magnetization intensities estimated from the derived ρ/J_{eff} ratios for the density contrasts of 0.3g/cm^3, the magnetization intensity of the lower crust becomes 2.5A/m for the Kurile Arc and 3.0A/m for the northeast Honsyu Arc. In addition, it also becomes apparent that the magnetic bodies of low ρ/J_{eff} ratio plays the important role to the observed magnetic anomaly. No remarkable gravity anomaly is recognized over the KHLA in the offing of southeast Hokkaido. This may imply

Table 3.1 Relation between 3D and 2D magnetization parameters for each profile.

No.	AGL	D_r	I_r	I_r'	J_e/J	F nT	χ cgs	J=χF emu/cm³ (10^{-3})
01	89°	-9°	58°	95°	0.85	50,000	1	0.50
02	106°	-9°	57°	106°	0.86	49,500	1	0.50
03@	90°	-8°	56°	95°	0.83	48,500	1	0.49
	90°	-41°	56°	113°	0.91			
	90°	-45°	-5°	-173°	0.71			
04	1°	-8°	56°	56°	0.99	48,500	1	0.49
06	101°	-8°	56°	102°	0.85	48,000	1	0.48
	101°	-41°	56°	118°	0.94			
07	105°	-8°	53°	106°	0.83	47,500	1	0.48
12	147°	-7°	49°	128°	0.96	46,000	1	0.46
13	149°	-7°	49°	128°	0.96	46,000	1	0.46
14	150°	-7°	49°	129°	0.97	46,500	1	0.47
15	154°	-7°	48°	130°	0.98	46,500	1	0.47
16	90°	-6°	46°	95°	0.72	445,000	1	0.45
19	161°	-7°	49°	130°	0.99	47,500	1	0.48
	161°	66	49°	94°	0.78			
20	160°	-7°	48°	131°	0.99	47,500	1	0.48
	160	66°	49°	94°	0.76			

AGL: Azimuth of profile, F: total intensity magnetic field
J_e: effective magnetization intensity
susceptibility(cgs)·4π=susceptibility(SI), 10^{-3}·emu/cm³=A/m
@: This azimuth is orthogonal to the magnetic lineation. Azimuth of flight line is 100°.

J_e: effective magnetization intensity,
F: total intensity of magnetic field,
χ: magnetic suceptibility, @: 1cgs=1/4πSI,
#: 1emu/cm³=10^3A/m.

Table 3.2 ρ/J ratio and magnetization of the crust of Kurile and Honsyu Arcs.

	Assumed boundary	ρ/J_{eff} (g/emu)	ρ (g/cm³)	J_{eff} (emu/cm³) 10^{-3}	J (emu/cm³) 10^{-3}	χ (cgs) 10^{-3}
Outer region of Kurile Arc (04)	Conrad?	119	0.2	1.7	1.7	3.5
			0.3	2.5	2.5	5.2
Outer region of NE Honsyu (03)	Conrad?	69*	0.2	2.9	3.5	---
			0.3	4.3	5.3	---
(06)	Conrad	121	0.2	1.7	2.0	4.2
			0.3	2.5	3.0	6.3
Outer region of central Honsyu[1] (12)	Upper crust?	≦159	0.2	≧1.3	≧1.3	≧2.8
			0.3	1.9	2.0	4.2
		127*	0.2	1.6	1.6	3.5
			0.3	2.4	2.4	5.3
(13)		≦170	0.2	≧1.2	≧1.2	≧2.6
			0.3	1.8	1.8	3.9
(14)		≦383	0.2	≧0.5	≧0.5	≧1.2
			0.3	0.8	0.8	1.7
Inner region of SW Honsyu[2]	Upper crust	≦50	0.1	≧2.0	≧2.0	≧4.2

note: susceptibility(cgs)·4π=susceptibility(SI), 10^{-3}·emu/cm³=A/m
*: result by magnetic-gravity response analysis
θ: magnetization direction(D_r=-45, I_r=-5) is to be explained by remanent magnetization.
1: Derived ρ/J_{eff} ratios of central Honsyu may become less than the derived values, when the depressed Moho boundary were taken into account.
2: The derived ρ/J_{eff} ratio of southwest Honsyu gives the maximum value as shown by featureless Bouguer gravity anomaly.

that serpentinite suites of low density contrast lies beneath KHLA. Such a magnetic structure is significant in the consideration of the process of serpentinization occuring in the forearc region. As to northeast Honsyu, the magnetic bodies of low density contrast overlapps the magnetic basement high corresponding to the upheaval of the lower crust. Referring to Ishihara(1979), the above overlapping body seems to be granitic rocks of magnetite series. On the other hand, the results of analyses in central Honsyu reveal that the magnetic boundary corresponds to the upper surface of the layer with the velocity of 6.0 to 6.3 km/s seismically obtained. However, this conclusion is still of debate because of scarcity of evidence available, so more extensive and detailed explorations are required to derive a definite conclusion.

The large amplitude anomaly occurring in San-in district ,southwest Honsyu may be ascribed to an enhanced susceptibility of granitic rocks of magnetiteseries. Besides, the viscous remanent magnetization in favour of normal magnetization may also be responsible for the origin of the observed large amplitude anomaly. The depth of the buried magnetic bodies seems more or less 10km, but the corresponding seismic structure has not been confirmed yet. The derived ρ/J_{eff} (g/emu) ratio of SWHLA become 50 to 60, which may reflect low density contrast of the causative body.

The derived magnetic basement models for the outer region of southwest Japan shows no conspicuous magnetic basement high corresponding to the Mikabu and Kurosegawa tectonic zones. These features suggest that the tectonic belts are not accompanied with magnetic bodies comparable to the Kamuikotan belt which is associated with conspicuous magnetic basement high as seen in Fig.3.4. As mentioned above, forearc regions of the Kurile and northeast Honsyu Arcs are characterized by the magnetic lower crust. In contrast to this, forearc region of southwest Japan is featureless in magnetic structure.

Wasilewski and Mayhew(1982) measured the magnetic property of the crustal xenoliths from two locations in Japan with different tectonic settings in regard to hydration and temperature gradient in the lower crust. According to their measurements, Hornblend gabbros and amphibolites recovered from the Ichinomegata crater in the northeast Honsyu Arc is highly magnetic with Curie point near 550°C. They ascribed the high magnetization of these xenoliths to hydrous and relatively low-temperature melting above the descending Pacific plate. The above oxidation condition produces titanomagnetites rich in magnetite content with a large magnetiza-

tion intensity and high Curie point. The hydrous condition of the crust beneath the forearc region of Northeat Honsyu, Kurile, and Izu-Ogasawara Arcs may also be attributable to dehydration of serpentine on the subducting slab (Tatsumi, 1989).

On the other hand, the pyroxene gabbros and granulites from Oki-Dogo island in the neighbourhood of southwest Honsyu contains abundant ilmenite and titanomagnetite with the composition like ulvospinel having low Curie point as 300° C. These magnetic minerals are produced under anhydrous condition with high heat flows. Takahashi (1978) ascribed the above reducing environment in the lower crust to the subduction of the Philippine plate in the state of hot and dry condition. Although the information available of rock-magnetism of xenolith samples is restricted, the above condition inferred from xenolith samples is suggestive for the understanding of the contrasting magnetic property of the lower crust between northeast Honsyu and southwest Japan.

Central Honsyu seems to be in intermediate state in regard to the magnetic property of the crust as inferred from the magnetic layer having density contrast within the crust (see Figs. 3.14, 3.16). The upper crust of central Honsyu (profile-12) has the ρ/J_{eff} ratio of 127 beneath the northeastern part, whereas it increases toward southwest as shown by the ρ/J_{eff} (g/emu) ratio of 383 for the profile-14 crossing the Kii peninsula. This trend seems to be caused by the decreasing trend of magnetization intensity of the causative magnetic layer in the crust. The lateral variation of magnetization intensity of the upper crust may also be correlated to hydrous and thermal conditions within the crust; i.e., the relatively high oxidation condition may be prevailing beneath the northeastern part of central Honsyu, where the relatively colder and older Philippine Sea plate has been subducting. In contrast to this the relatively hotter and younger Philippine Sea plate has been subducting beneath the southwestern part of central Honsyu, which may make the crust in relatively reducing environment. The different oxygen fugacity ($f\text{-}O_2$)-temperature conditions in equilibrium state in the crust, resulting from the subducting slab of different state, may be responsible for the different magnetization contrast beneath the outer region of central Honsyu.

The conspicuous positive anomaly over the inner region of southwest Honsyu may be explained by granitic rocks of magnetite series. However, the large magnetization intensity for granitic rocks may suggest that the magnetic susceptibility and/or viscous remanent magnetization of the source body has been enhanced. Judging from the xenolith samples from Oki-Dogo island, which are rich in ilmenite and titanomagnetite with composition close to ulvospinel, reducing environment (hot and dry condition) seems to be prevailing in the crust of southwest Honsyu. On the contrary, there exist granitic rocks of magnetite series as mentioned before. The above contradiction may arise from the different equilibrium condition in the Late Cretaceous age under wich the granitic massives of magnetite series in the inner region of southwest Honsyu were formed.

CHAPTER IV. CRUSTAL STRUCTURE OF THE IZU-OGASAWARA (BONIN) ARC AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS

4.1 Data description

The geophysical data used for this study are based on the sea-bottom surveys conducted by JHD. The track lines and cruise files are shown in Fig.4.1 and Table 4.1, respectively. These data are now supplied on request from JODC in MGD77 format (Hittleman et al.,1981). The dense track lines in Fig.4.1 are about 2 nautical miles(n.m.) in spacings and relatively rough track lines are about 5 n.m.. The former were surveyed by the S/V Shoyo of JHD as part of the Basic Map of the Sea Project at the scale of 1/200,000 and the latter by the S/V Takuyo of JHD as part of continental shelf survey at the scale of 1/500,000 for the establishment of 200 n.m. economic marine zone. The survey items are composed of depth sounding, seismic profiling, and magnetic and gravity measurements. Depth sounding was conducted by a single beam echo-sounder installed on the S/V Shoyo or a sea-beam system on the S/V Takuyo. In preparation for digital mesh depth data, an ETOPO5 depth file of 5'×5' mesh offered from NGDC(National Geophysical Data Center) of NOAA were also employed to cover the unsurveyed area.

The proton precession magnetometer was towed about 250m to 300m behind the vessel to avoid the ship's magnetic field. The diurnal dis-

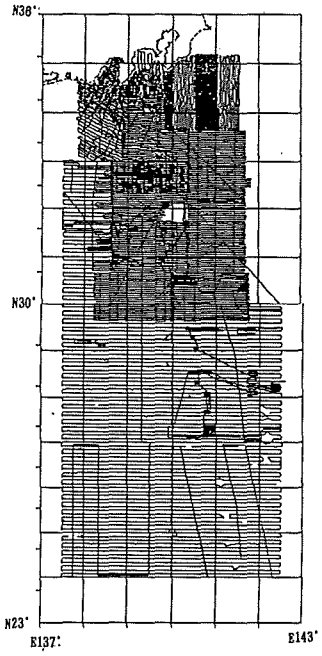


Fig.4.1 Track lines of sea-bottom survey data on the Izu-Ogasawara(Bonin) Arc. The dense track lines were measured by S/V Shoyo and rough ones by S/V Takuyo of JHD. The data file names are listed in Table 4.1, which were released from JODC in MGD77 format.

Table 4.1 MGD77 data file names used for mapping the geophysical data of the Izu-Ogasawara Arc.

At the scale of 1/200,000	At the scale of 1/500,000
HM6801, HM7402, HM7404, HS7502	HT8501, HT851124, HT860111
HM7601, HS7604, HS7802, HS8005	HT881004, HT881101, HT881201
Vicinity of Izu-islands 1983	HT881202, HT891801, HT891802
South of Hatizyo part-1 1983	HT881101
South of Hatizyo part-2 1984	
Vicinity of Sumisu 1984	
Vicinity of Tori-sima 1985	
Vicinity of Tori-sima 1986	
East of Hatizyo 1987	
East of Sumisu 1988	

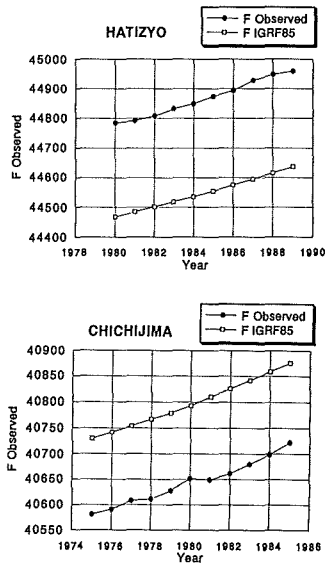


Fig.4.2 Secular variation of total intensity magnetic field at Hatizyo and Chichijima(Titisima) islands.

turbing field was removed based on the magnetic data observed at the adjoining stations in Hatizyo or Titi-sima islands. The IGRF1985 model was adopted for calculation of magnetic anomaly, because this model incorporates well approximated secular variations (see Fig.4.2).

The gravity field was measured by the surface ship gravimeter of TSSG before the fiscal year of 1983 and then of KSS-30 made by Bodenserwerk. Free-air gravity anomaly was deduced by subtracting the normal gravity value from the observed one.

The above survey data are compiled into a MGD77 format and then released to users through JODC. To prepare the grid data for analytical use, these data sets were projected on a x-y coordinate on the basis of Mercator projection whose origin and reference latitude are listed in Table 4.2. The grid data were then calculated by the iteration method using the 2nd degree polynomial fitting. The magnetic and gravity field in the vicinity of the Myozinsyo reef and other islands were interpolated from the surrounding data, so the contour lines over these land areas are not exact.

Table 4.2 Projection parameters for X-Y conversion of the MGD77 data of the Izu-Ogasawara Arc.

1. Northern part of the arc
   Origin: N28°, E137°
   Reference latitude: N32°
   Projection: Mercator
   Azimuth of Y-axis: 0°

2. Southern part of the arc
   Origin: N24°, E139°
   Reference latitude: N26°
   Projection: Mercator
   Azimuth of Y-axis: 0°

Terrain effect of gravity field (TE) was calculated by Parker's inversion method described in Chapter II using digital depth data. The target area was divided into several subareas which were overlapped at the margin each other. The Bouguer gravity anomaly (BG) at grid points is given by $BG = FG - TE + 68.75 \cdot D$ (mgal) for the assumed density of $2.67 g/cm^3$, where FG is a free-air gravity, and D is a grid-mean depth within the subarea in km unit. The calculated Bouguer gravity anomalies for the contiguous areas were then connected continuously by calculating the distance-depending weighted mean for the overlapping area.

Thus the obtained grid data were expressed as the contour maps of bathymetry, free-air and Bouguer gravity anomaly and the total intensity magnetic anomaly, covering the northern and southern part of the Izu-Ogasawara Arcs (Fig.4.3 to 4.6). Although there are some inconsistency at the adjoining zones due to different reference latitude of contraction and numerical errors of terrain effect, the general features can be observed continuously between the northern and southern parts. Explanations of abbreviations shown in these maps are given in Table 4.3.

4.2 Geological settings

Bathymetry of the Izu-Ogasawara Arc is shown in Fig.4.3 and the representative topographic names and abbreviations are listed in Table 4.3.

The Izu-Ogasawara Arc is characterized by N-S trending ridges named the Nisi-Sitito ridge, the Sitito-Iozima ridge, and the Ogasawara ridge from west to east in parallel to the Izu-Ogasawara trench. The Sitito-Iozima ridge corresponds to the Quaternary volcanic front. The configuration and geological features are quite

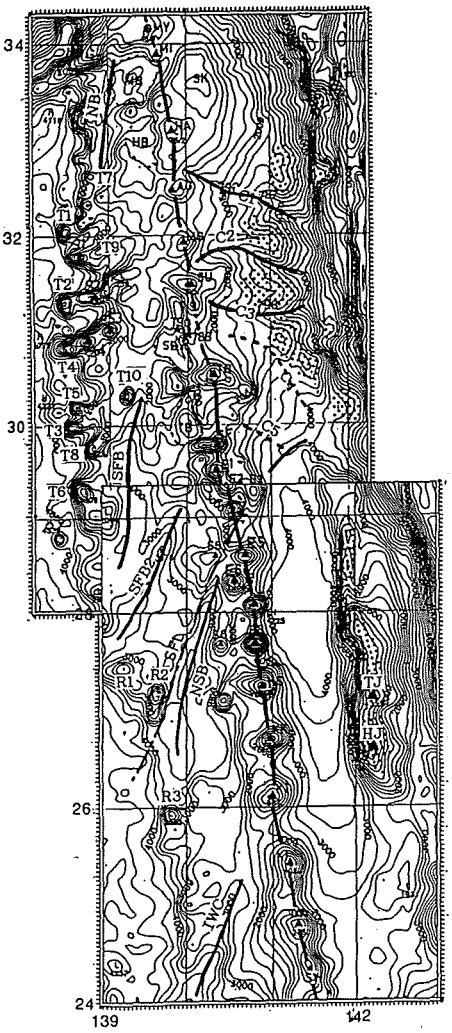


Fig.4.3 Bathymetry of the Izu-Ogasawara Arc. Contour interval is 250m.
SFL:Sofugan tectonic line, C1 to C5: submarine canyons, IWC: Io submarine canyon, SFB: Sohu trough, NB: Nisi-Sitito trough, MB:Mikura depression, HB: Hatizyo depression, SB: Sumisu depression, TB: Torisima depression (Tamaki and Miyazaki,1984). Other abbreviations are listed in Table 4.3. Dotted areas indicate the topographic rises in the forearc region of the arc. The sites of ODP Leg126 cruise are indicated by the site numbers with ★ mark(Fujioka et al.,1989). A colour image map is shown in annex-1(a).

Table 4.3 Topographic names of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc.

Abbr.	name	position			
		Lat		Lon	
MY	Miyake Sima	34°	05'	139°	31'
MI	Mikura Sima	33	52	139	35
HA	Hatizyo Sima	33	07	139	48
AG	Aoga Sima	32	28	139	45
MG	Myozin Syo	31	55	140	00
SU	Sumisu Sima	31	30	140	05
TR	Tori Sima	30	32	140	22
SF	Sohu Gan	29	47	140	21
E1	Nitiyo SMt	29	28	140	21
E2	Getuyo SMt	29	18	140	28
E3	Oomati SMt	29	12	140	50
E4	Kayo SMt	29	02	140	32
E5	Suiyo SMt	28	35	140	45
E6	Mokuyo SMt	28	20	140	35
E7	Kinyo SMt	28	05	140	47
E8	Doyo SMt	27	40	140	52
S6	Sawa SMt	27	39	140	28
NS	Nisino Sima	27	14	140	58
KK	Kaikata SMt	26	42	141	30
KT	Kaitoku SMt	26	05	141	00
KI	Kita-Io Sima	25	24	141	18
IW	Io Sima	24	46	141	19
SW	Minami-Io Sima	24	12	141	28
S1	Kanbun SMt	31°	45'	138°	40'
S2	Tenwa SMt	31	22	138	43
S3	Genroku SMt	30	58	138	57
S4	Houei SMt	30	52	138	39
T1	Nisi Syoou SMt	32	03	138	22
T2	Nisi Teikyo SMt	31	18	138	21
T3	Kanei SMt	29	57	138	24
T4	Seitoku SMt	30	47	138	21
T5	Kanpo SMt	30	10	138	36
T6	Anei SMt	29	17	138	40
T7	Seiho SMt	32	20	138	45
T8	Meiwa SMt	29	43	138	40
T9	Manzi SMt	31	52	138	57
T10	Houreki SMt	30	18	139	16
R1	Nisi Tenpo SMt	27	15	139	22
R2	Tenpo SMt	27	09	139	36
R3	Nisi Kaitoku SMt	25	56	139	49
TJ	Titi Sima	27	03	142	09
HJ	Haha Sima	26	38	142	12
C1	Aogasima submarine canyon				
C2	Myozin subarine canyon				
C3	Sumisu submarine canyon				
C4	Torisima submarine canyon				
MB	Mikura Basin				
HB	Hatizyo Basin				
SB	Minami Sumisu Basin				
TB	Tori Sima Basin				

different between the northern part and the southern part of the arc which may be bordered by the Sofugan tectonic line as noted by Yuasa and Murakami(1985). The inner region(the region to the west of volcanic front) of the northern part is characterized by the en-echelon arrangement of the ridges in the west, the rifting zone such as Mikura, Hatizyo, Sumisu and Torisima depressions in the east and in between the province of

troughs and knolls. On the other hand, the outer region (forearc region) is characterized by acoustic basement highs and sediment filled basin structure; inner arc highs such as the Sin-kurose bank the Sumisu spur etc. in the west and then followed trenchward by forearc basins and outer forearc highs on the continental slope break. The diapiric seamounts are also recognized in the landward trench slope break east of Aoga-sima island from which numerous serpentinite melanges were recoverd (Maekawa et al., 1989). The submarine canyons are also well developed in the forearc region.

The southern part of the Izu-Ogasawara Arc consists of zonal arrangements of the Sitito-Iozima ridge, the Ogasawara trough and the Ogasawara ridge from west to east. In contrast to northern part of the Izu-Ogasawara arc, an en-echelon arrangement of the Nisi-Sitito ridge becomes vague. In addition, the discrete features of the seamounts of the Sitito-Iozima ridge become more apparent.

As to the chronology of the basement rocks of the Izu-Ogasawara Arc, no rocks older than Eocene age have ever been recovered. The rock samples from the forearc region show the wide range of age from 6.0 Ma to the value around 40 Ma. The dredged volcanic rocks from the Sinkurose bank shows the K-Ar age of 6.0MaBP (Yuasa and Murakami, 1985). This samples were subject to weathering in considerable degree, so the above dating may mean the minimum age. On the other hand, DSDP drilling holes (leg 126, 792) on the continental slope east of Aoga-sima island revealed the Mg-rich andesite overlain by the sediments of turbidite facies of late Oligocene age (Fujioka et al., 1989). In the southern arc, the boninites and dacite samples recovered from Titi-sima island have the age of 26 to 41 MaBP (Kaneoka et al., 1970; Tsunakawa, 1983). Besides, Nummulites recovered from Haha-sima island in the southern part of the Ogasawara ridge favours the Eocene time as the ridge formation.

In contrast to forearc region, few dated rocks are available for the Nisi-Sitito ridge. The basaltic rocks dredged from a seamount (D368) 100km west of Sumisu island gives a unique K-Ar age of 2.2MaBP (Yuasa and Murakami, 1985).

The rock chemistry of the Sitito-Iozima ridge reveals the along-arc variation (Yuasa and Nohara, 1992); i.e. the northern part (Osima to Sohugan) of the arc is characterized by low alkaline tholeiite and the southern part (Nisinosima to Minami-Io-sima) by high alkaline tholeiite. The Quaternary volcanic islands of Osima, Miyake, Mikura, Hatizyo are accompanied by basaltic stratovolcanoes. The other volcanoes, Sumisu-sima, Tori-sima, Sohugan also outcropped the basaltic rocks. On the other hand, acidic rocks such as dacitic and ryholitic rocks were dredged from submarine calderas of Kurose hole, Daini-daisan Aogasima knolls, Myozin knoll, Sumisu-sima, Daisan-Sumisu knoll in the northern arc. These acidic rocks are rich in TiO_2, FeO relative to the average value of Japanese granitoids (Yuasa and Nohara, 1992). The acidic to andesitic rocks were also sampled from the inner forearc high of Omurodasi, Sinkurose bank, and DSDP hole 792, 793 (Fujioka et al., 1989).

As to the volcanic chains in the southern Izu-Ogasawara Arc, three segments are proposed by Yuasa and Nohara (1992) in terms of alkali content. The first group consists of Oomati, Sawa and Sitiyo seamounts located in the Nisinosima

trough, the second: Nisino-sima to Kita-Io-sima and the third: Io-sima to Minami-Io-sima. The first group is further divided into three group, younger group(Getsuyo, Kayo, Kinyo, Doyo), older group(Nitiyo, Omati, Sawa) and intermediate one(Suiyo, Mokuyo) in terms of topographic, magnetic and seismic features. The first group outcropped mainly andesite rocks, whereas intermediate-group and the Doyo seamount outcropped basaltic rocks. From the Ogasawara ridge loading the Ogasawara islands, boninites and Mg-rich andesites were recovered as mentioned before.

4.3 Characteristic features of magnetic and gravity anomalies

4.3.1 Gravity anomaly

To extract the gravity anomalies corresponding to shallow sources in the crust, the high-pass filtered anomaly(λ_c=160km) was calculated based on the Bouguer gravity anomaly map (Fig.4.5) as shown in Fig.4.8. Free-air gravity anomaly map(Fig.4.4) indicates conspicuous gravity anomalies associated with the Ogasawara ridge, whose amplitude amounts to 360mgal. The positive gravity anomaly seems to extend northward in good accordance with the outer forearc high. The negative free-air gravity anomaly lying over the Ogasawara trough can also be traced up to N32°15' as the concave pattern correspondingto the forearc basin. The above features are also recognized in the Bouguer gravity anomaly map (Fig.4.5). The complicated free-air gravity anomaly of the Nisi-Sitito ridge becomes featureless in the Bouguer gravity anomaly, which suggests that the mean density of the ridge agrees well with the assumed density of 2.67g/cm^3. The Bouguer gravity anomalies associated with Quaternary volcanoes also become subdued in comparison with the free-air gravity anomalies, but some oval patterns remain over seamounts in the southern part, which are especially apparent at Kaitoku seamount and Kita-Io-sima island. These features are clearly shown in the high-pass filtered Bouguer gravity anomaly map(Fig.4.8). This fact suggests that the mean density of the southern seamounts (from Nisino-sima to Minami-Io-sima) is larger than the assumed density(2.67g/cm^3) reflecting the basaltic composition of the edifices or the buried basements. The back-arc depressions of the northern arc (Hatizyo, Sumisu, Torisima basins) seem to be accompanied with relative gravity highs as shown in the short-wavelength Bouguer gravity anomaly map(Fig.4.8), which may manifest intrusive basic bodies of large density. In the northern arc, low Bouguer gravity anomaly zone(140 to 150 mgal) occurs to the west of the Quaternary volcanic front. The above low Bouguer gravity anomaly zone becomes obscured to the south of the boundary shown by the steep gravity gradient zone running in WSW from the vicinity of Torisima island(G-G' in Fig.4.5). As the general trend of Bouguer gravity low is due to the crustal thickening, afore-mentioned features suggest that the crustal thickness of the inner arc decreases abruptly at the above gravity boundary.

In contrast to the northern arc, the southern arc has the low Bouguer anomaly zone over the Ogasawara trough to the east of the volcanic front(forearc region). The minimum of Bouguer gravity anomaly which is less than 100mgal occurs over the southern part of the Ogasawara trough. The amount of gravity depression exceeds 100mgal relative to the surrounding val-

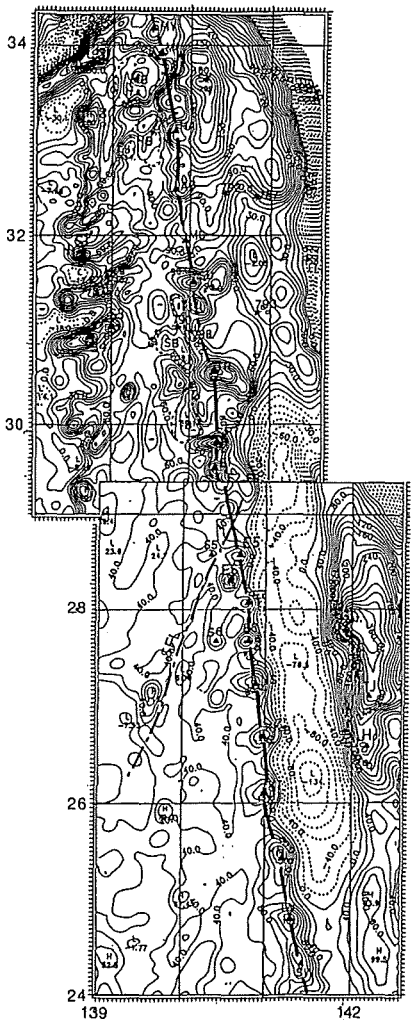


Fig.4.4 Free-air gravity anomaly of the Izu-Ogasawara Arc.
Contour interval is 10mgal in the northern part and 20mgal in the southern part respectively. Quaternary volcanic front is shown by thick lines. A colour image map is shown in annex−1(c).

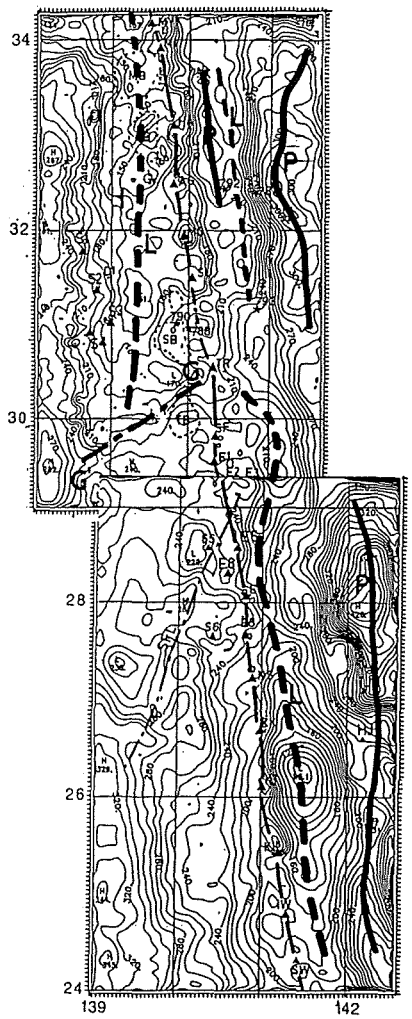


Fig.4.5 Bouguer gravity anomaly of the Izu-Ogasawara Arc.
Contour interval is 10mgal. Positive belts are shown by the thick lines(P) and negative ones by dotted lines(L). G−G' is the sharp gravity gradient separating the northern and southern arcs. A colour image map is shown in annex−1(d).

ues, which may not be attributable to the sedimentary layer of negative density contrast only. To elucidate the cause of such a low Bouguer gravity value, seismic velocity structure beneath this zone should be investigated.

The Nisinosima trough, which is bounded to the north by the Sofugan tectonic line, is characterized by the relative Bouguer gravity high amountingto 30 to 40mgal. These features imply the thinning of the crust, which may be consistent with the rifting origin proposed by Yuasa (1992). The extraordinarily large Bouguer gravity amounting to 400mgal in amplitude, occurring over the Ogasawara ridge, may be simulated by

the upheaval of the Moho boundary, but some amount of them may be ascribed to the ridge itself as noted from the associated positive short-wavelength Bouguer anomaly(Fig.4.8).

4.3.2 Magnetic anomaly

The forearc region of the northern part of the Izu-Ogasawara Arc are characterized by the intermediate amplitude(>300nT) and long-wavelength magnetic anomalies(1 to 5 in Fig.4.6). These anomalies may correspond to igneous rocks of Eocene to Oligocene age as mentioned in the foregoing section. Some of them are associated with the low Bouguer gravity anomalies, which may be resulting from skewness effect of remanent magnetization or low density contrast of the buried magnetic source. The positive anomalies(6 to 9 in Fig.4.6) occur over the continental slope break in good correspondence with the positive Bouguer gravity highs as shown in Fig.4.8. The conspicuous anomalies are observed over the Quaternary volcanoes reflecting the basaltic to andesitic bodies. Marked anomalies with amplitude larger than400 nT are recognized in the west of the Sinkurose bank, south of Hatizyo island, near of Aogasima island and in the vicinity of Sohugan island (10 to 13 in Fig.4.6). Some volcanoes are not accompanied by appreciable anomaly (SU,TO, E1,E2 in Fig 4.6). These features may reflect the differences in petrochemical composition of these volcanoes.

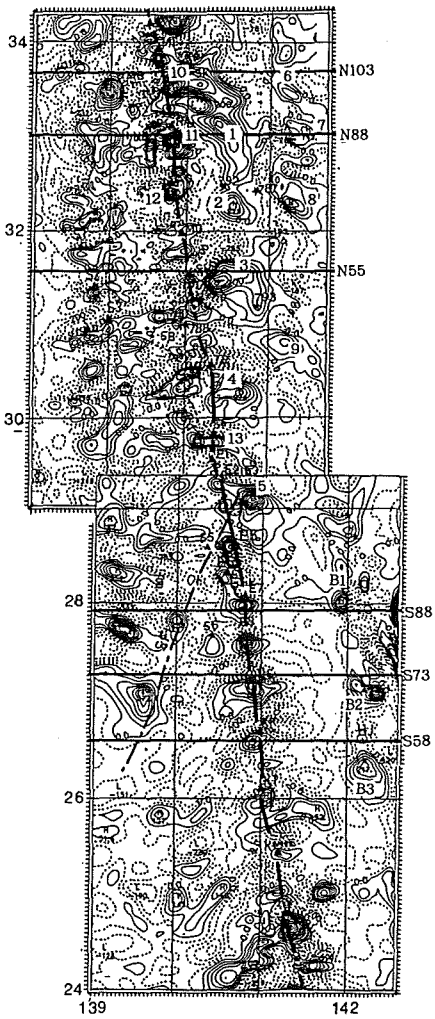


Fig.4.6 Total intensity magnetic anomaly of the Izu-Ogasawara Arc.
Contour interval is 50nT. Identified numbers of cross-sections are shown, which are referred to in chapter IV. A colour image map is shown in annex−1(b).

Yamazaki et al.(1991) proposed that the Sitiyo volcanoes(Nitiyo to Doyo seamounts) can be classified into four groups according to the associated topography, seismic profiling and magnetic anomaly patterns. According to their classification, seamounts E5, E6 belong to the old volcanic group as inferred from magnetic anomaly pattern suggesting the easterly deflected magnetization, which are disclosed for the circum Philippine islands older than Oligocen age (Haston and Fuller, 1991). The easterly deflected anomaly pattern of these seamounts is also confirmed by the present magnetic anomaly map; the negative peak to the east and positive one to the west of the edifices(E5,E6). However, it is also possible to ascribe the clockwise deflected

anomaly pattern to the nonuniform magnetization of the seamount instead of easterly deflected magnetization of the edifice. The fresh igneous rock samples recovered from these seamounts suggest the recent volcanic activities, which may favour the latter interpretation. Besides, the older seamounts of Sawa and Nitiyo also show the magnetic anomaly pattern of normal magnetization. These features may pose a question to the clockwise rotation of these seamounts.

The other seamounts from E7 to KK are characterized by the dipole magnetic anomaly patterns with large amplitude, suggesting the normal magnetization of the uplifts. On the contrary, the magnetic anomaly patterns of seamounts from KT to SW are somewhat different from the dipole pattern of normal magnetization; i.e. slightly westward-deflected pattern of KT, the enhanced negative peak of KI, the E-W elongated magnetic anomaly far apart from the edifices of SW. These features may be ascribed to the underlying magnetic bodies or to non-uniform magnetization with in the volcanic edifices as well as to unusual magnetization direction.

The magnetic anomalies over the Nisi-Sitito ridge show typical dipole anomaly, negative to the north, positive to the south. These features suggest that the volcanic edifices were magnetized in the normal field direction. On the contrary, the dating samples dredged from D368(N31°30.3', E139°01.4') indicates the igneous activity probably in the Matsuyama reverse epoch(2.2Ma by Yuasa and Murakami,1985). Although few dated samples are availabe for the Nisi-sitiro ridge, the normal magnetization pattern indicates that the ridge formation occurred in the present N-S arrangement or after the clock-wise rotation of the entire Izu-Ogasawara Arc.

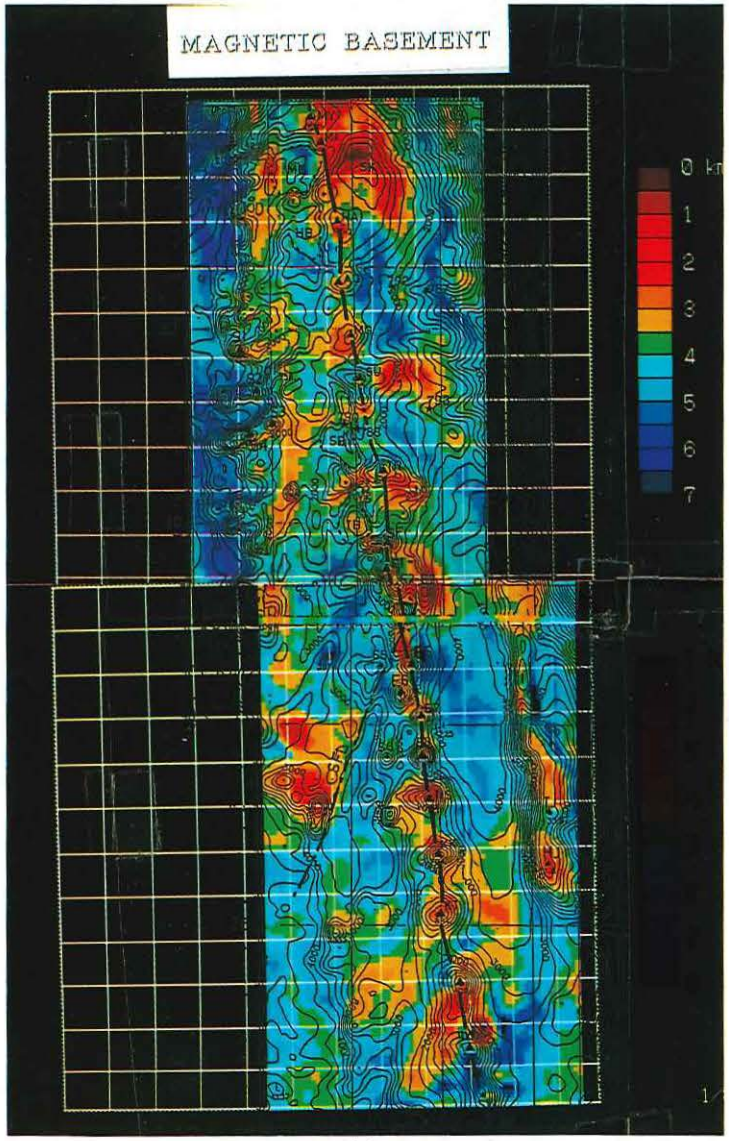
Appreciable magnetic anomalies are seen over the back arc depression zones (denoted by HB, SB, and TB). Especially linear anomalies trending N-S are distinguishable over the Hatizyo and Sumisu depressions. These anomalies are thought to be originated from intrusive igneous rocks due to on-going rifting process. The hydrothermal activity discovered in the Sumisu depression also favours the above interpretation.

The Ogasawara ridge is characterized by isolated anomalies with a significant amplitude. These features suggest that the Ogasawara ridge is a composite of several magnetic blocks. The anomaly B1,B2(in Fig.4.6) show paired anomalies; negative peak to the east and positive one to the west. This pattern indicates the eastward magnetization direction resulting from clockwise rotation of the ridge. However, the above features become obscured with the anomaly B3, which shows the normal magnetization of the causative body.

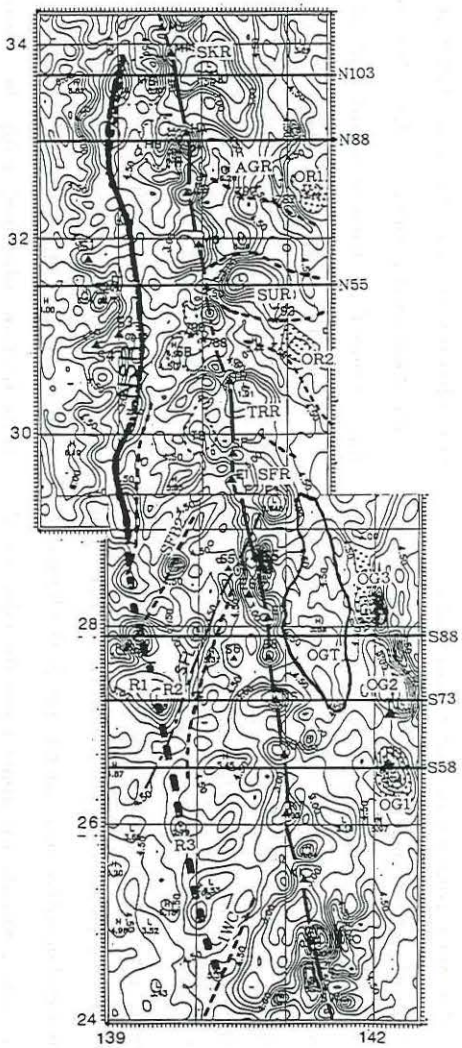
4.4 Characteristics of the crustal structure

4.4.1 General view of magnetic basement structure

The magnetic basement model was calculated by iteration method described in Chapter II under the assumption that the magnetic basement is polarized in the present field direction (normal magnetization) with magnetization intensity of 5.0A/m. The reference depth of the magnetic basement was postulated to be 4.0km below sea level in the above calculation. Figure 4.7 shows the calculated result, on which topographic lineaments are superimposed. Remarkable magnetic basement highs (SKR, AGR,SUR,TRR,SFR) occur beneath the continental shelf to slope of the



(b)



(a)

Fig.4.7 Magnetic basement model of the Izu-Ogasawara Arc.
Assumed magnetization intensity is 5.0A/m and the magnetization direction is the present field direction. The reference depth is 4km below sea level. Contour interval is 500m. Identified numbers of cross-sections are shown, which are referred to in chapter IV.

(a): Basement depth contour map. Hached areas show the magnetic basement highs in the outer forearc region correlative to topographic rises. NSR: magnetic basement high corresponding to the Nisi-Sitito ridge, SKR, AGR, SUR, TRR, and SFR show the magnetic baement blocks in the forearc region, OGT: Ogasawara Trough.

(b): Colour image map showing relief of magnetic basement.
Topographic contour lines are superimposed on the coloured basement map.

northern arc in good correspondence with magnetic anomalies. The basement high marked by SFR is Oomati seamount. These basement highs seem to extend to the present volcanoes; SUR to Sumisu island, TRR to Tori-sima island, SFR to Sohugan island. The submarine canyons or topographic depression zones in the forearc region seem to segment the above basement blocks, which may suggest the structural origin of these topographic depressions. On the continental slope break, several magnetic basement highs are recognized in good correspondence with topographic uplifts (OR1, OR2).

The magnetic basement relief of the Nisi-Sitito ridge shows close resemblance with topographic one. These features imply that the Nisi-Sitito ridge is mainly composed of igneous rocks of considerable magnetization intensity polarized in the present field direction. The N-S trending uplift of the magnetic basement high also becomes apparent (NSR). This uplifted zone can be traced southward across the Sofugan tectonic line (SFL), although the features become subtle to the south of SFL.

The Quaternary volcanoes are also accompanied by discrete magnetic basement highs. However, considerable variation of the bulk magnetization, the product of magnetization intensity by volume, can be recognized. These variations seem to have resulted from the difference of the basic magma production rate and/or duration of the volcanic activity. It is also noted that the bulk magnetization of the seamounts belonging to the southern arc (here, E5 to IW) is significantly larger than those of the northern arc.

The local magnetic basement highs are recognized beneath the back-arc depression zones (HB, TB). On the contrary, Mikura basin is characterized by the depressed basement structure.

We see a good correspondence between the magnetic basement high (OG1) and the topographic uplift loading Haha-sima island of the Ogasawara ridge. These features suggest the normal magnetization of the ridge. The other basement highs (OG2, OG3), which also show similarity with topographic highs, however, are accompanied with basement depressions to the east. The latter may manifest the easterly deflected magnetization or non-uniform magnetization of the buried magnetic body.

We see the close correlation between the faults or topographic depressionsand magnetic basement structure. The Sofugan tectonic line (SFL), an estimated fault with a sharp cliff on the north, seems to be accompanied with vertical displacement of the magnetic basement. Other topographic depressions such as IWC (Io submarine canyon), SFB2 (depression to the south of the Sohu trough) also show good correspondence with magnetic basement low. It seems unreasonable to ascribe the above features to the topographic effect only, instead, the structural origin of these depressions is necessary. The trend of these faults/depressions coincides with that of the minor ridge arrangement of the Parece-Vela Basin. This suggests that these topographic features accompanied by magnetic basement depressions are reactivated vestiges of tectonically weak zones, resulting from the tectonic stress caused by the collision of the Ogasawara Plateau against the southern Izu-Ogasawara Arc.

The Sofugan tectonic line (SFL) seems to have appeared after the formation of the Nisi-Sitito ridge, because it intersects the magnetic basement of Tenpo (R2) seamount, which is located

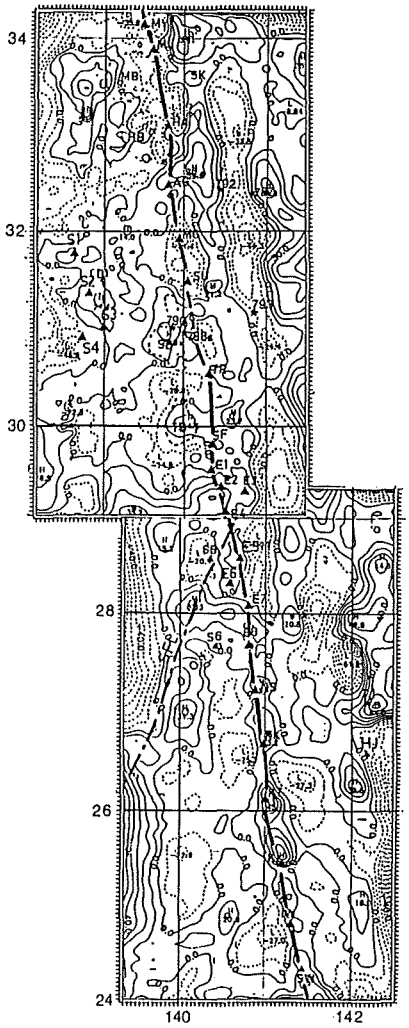


Fig.4.8 Short-wavelength (high pass-filtered) Bouguer gravity anomaly.
Cut of wavelength is 160km. Contour interval is 10mgal.

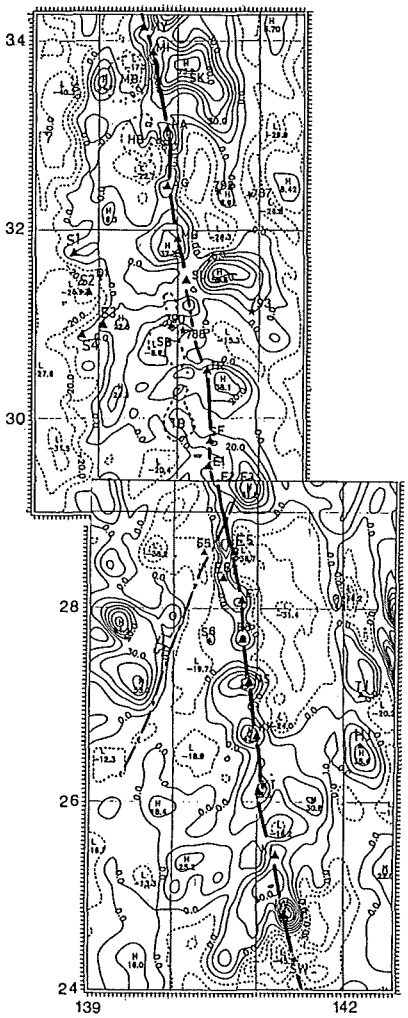


Fig.4.9 Pseudo-gravity of the Izu-Ogasawara Arc. The assumed ρ/J ratio is 100 g/emu. Contour interval is 10mgal.

on the southern extension of the Nisi-Sitito ridge.

4.4.2 Cross-sectional view of magnetic basement and other geophysical data

(1) Northern part of the Izu-Ogasawara Arc

In order to clarify the characteristics of magnetic basement, a psuedo-gravity was calculated and compared with the short-wavelength gravity anomaly. Fig. 4.9 shows the pseudo-gravity calculated under the assumption of normal magnetization with ρ/J (g/emu) of 100. In Fig. 4.10, several cross-sections of the magnetic basement and other geophysical data are shown.

The section-N103 transects the ridge eastward from the Mikura basin to the Sinkurose bank. The amplitude of the short-wavelength Bouguer gravity anomaly over the Sinkurose bank is very small relative to that of pseudo-gravity; i.e. about one third of the latter. These features reveal that the magnetic basement high corre-

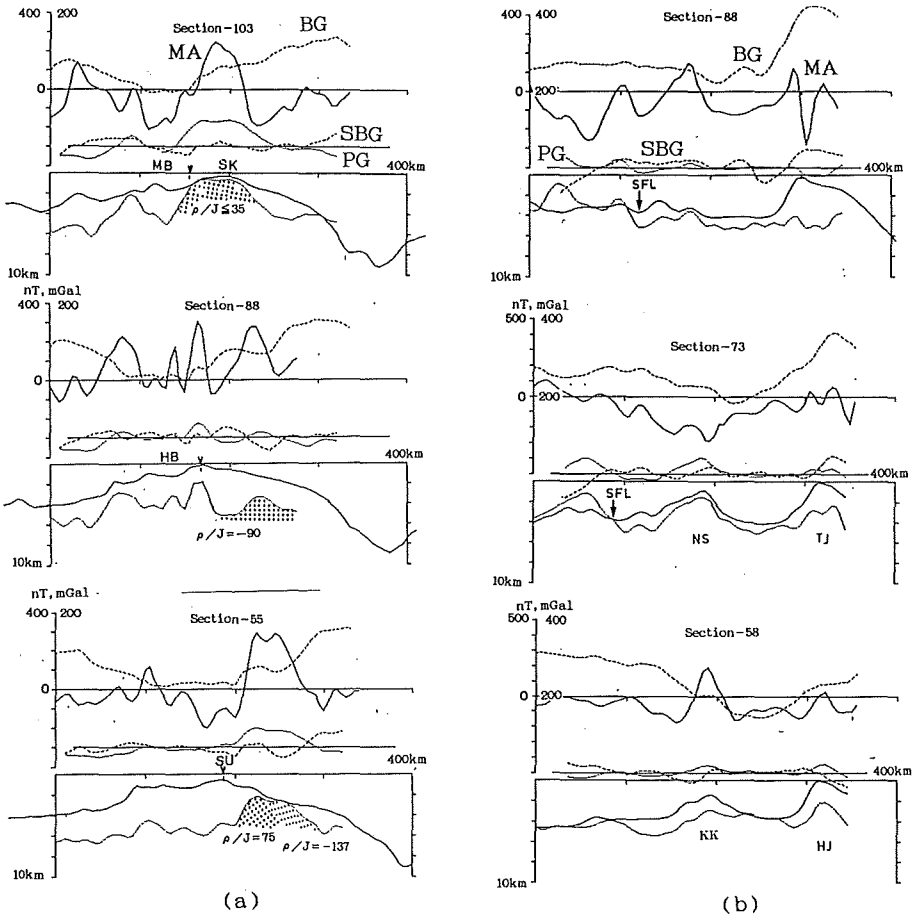


Fig.4.10 Cross-sections of magnetic basement model and the related geophysical data.
The positions of cross-section are shown in Figs 4.6 and 4.7.
upper: magnetic (MA, solid) and Bouguer gravity anomaly (BG, dot) profiles, middle: short wavelength Bouguer gravity anomaly (SBG, broken) and pseudo-gravity anomaly (PG, dot),
lower: bathymetry (solid) and derived magnetic basement relief (dot).
(a): northern part of the arc, section N103, N88, N55 (b): southern part of the arc, section S84, S73, S58

sponding to the Sinkurose bank has a small ρ/J ratio which is less than 35.

In section-N88, we see a reciprocal pattern between Bouguer and pseudo-gravity anomaly in the forearc side, where the best-fitted ρ/J ratio becomes -90. This pattern may be attributable to two cases, one is reversed magnetization of the basement, the other is the buoyant magnetic source of negative density contrast. When the latter holds true, the negative density contrast should be $-0.27 g/cm^3$ for $J=3A/m$, and $-0.45 g/cm^3$ for $J=5.0A/m$, respectively.

The section-N55 also transects the forearc magnetic anomaly in the east of Sumisu-sima island. It is found that the features of short-wavelength Bouguer gravity anomaly can not be simulated by the pseudo-gravity anomaly calculated under the assumption of uniform magnetization. From the inspection of this section, the forearc magnetic basement high seems to be

divided into the inner and outer parts with different density contrast or magnetization diretion. Bimodal peaks of the magnetic basement high may correspond to two parts with different ρ/J ratio. The ρ/J ratio of the inner basement high is 75 and that of the outer part is -137. The inner part above mentioned may correspond to the inner forearc high and the outer part to the granitic to andesitic body with negative density contrast against the surrounding crust. In Fig.4.11 is illustrated the crustal structure along the parallel of N32° obtained by Hotta(1970). This figure shows the thick intermediate velocity layer of 5.4km/sec beneath the forearc region. If the seismic velocity structure represents the general structure of the northern arc, the forearc magnetic basement highs are to be correlated to this velocity layer. Then, the negative density contrast of the forearc magnetic basement may be explained by the depressed lower boundary of 5.4km/sec layer. Fig.4.11 also shows the upheaved Conrad boundary beneath the landward trench slope. The convex features are in good correspondence with the outer magnetic basement highs.

To elucidate the cause of mis-fitting between the short-wavelength Bouguer gravity anomaly and Pseudo-gravity anomaly for the forearc

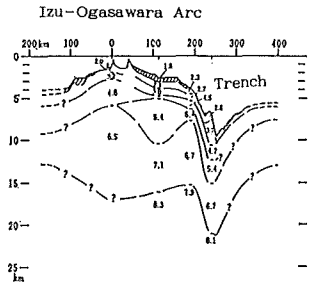


Fig.4.11 Seismic velocity structure beneath the Izu-Ogasawara Arc along the parallel of N32° (Hotta,1970).

region of section N88 and N55, the palaeomagnetic data and detailed seismic velocity structure of the forearc magnetic basement may be required.

Concerning the inner zone of the arc, we see the magnetic basement high corresponding to the Nisi-Sitito ridge. The linearity of this basement high can be traced southward as far as the west of Io-zima island in the southern Izu-Ogasawara Arc. In section-N88, the intrusive magnetic body is well represented beneath the back-arc depression of the Hatizyo basin.

(2) Southern part of the Izu-Ogasawara Arc

Fig. 4.10b shows the cross-sections of the magnetic basement and other geophysical data in the southern part of the Izu-Ogasawara Arc. In section-S88 and S73, we see a good correspondence between the topographic and magnetic basement highs for the volcanic frontal area. It is also apparent that SFL is accompanied with vertical displacement of the magnetic basement. The calculated magnetic basement is elevated above sea level to the west of SFL, reflecting the large bulk magnetization of the buried magnetic bodies.

The section-S73, transecting Tenpo and Nisi-Tenpo seamounts also shows the uplifted magnetic basement high corresponding to these seamounts. However, the associated Bouguer gravity anomaly is featurless reflecting probably small ρ/J ratio of the causative magnetic bodies. The above features imply an origin of these bodies similar to those in the forearc magnetic basement highs in the northern part of the Izu-Ogasawara Arc, as suggested by Yamazaki et al. (1991).

As to the Ogasawara ridge, the magnetic basement of Hahasima block(OG1) shows significant resemblance with topographic uplift as shown in

section-S58, but it becomes obscured for the Titisima and the northern Titisima blocks (OG2, OG3), as revealed by section-S73 and -S88. This is probably due to the clockwise deflected magnetization direction of Titisima and northern Titisima blocks as inferred from palaeomagnetic data of the igneous rock samples recovered from Titi-sima island (Haston and Fuller, 1991).

4.4.3 Evaluation of magnetization of the seamounts

(1) Northern part of the Izu-Ogasawara Arc

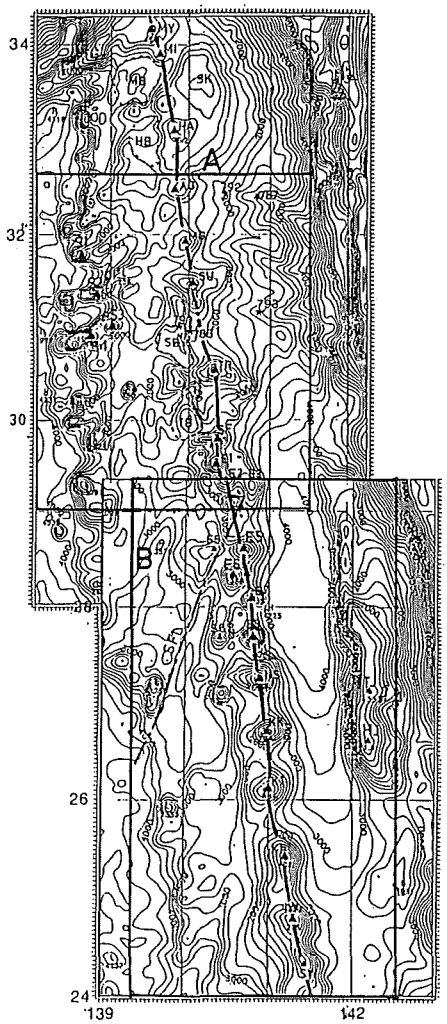


Fig.4.12 Target areas (A, B) of the correlation analysis between topography and magnetic basement of the Izu-Ogasawara Arc.

A correlation analysis between topography and magnetic basement was executed for the area A shown in Fig.4.12 in order to evaluate the magnetization of the uplifts. The distribution of the derived correlation coefficient is shown in Fig.4.13. This figure shows three high correlation zones trending in along-arc direction. The widely spreading high correlation zones occur over the Nisi-Sitito ridge (A), which justifies the normal magnetization assumption of these topographic uplifts. The others are recognized in the forearc region (B, C). The inner zone (B) corresponds to the topographic rise on the inner forearc high, the outer zone (C) to the topographic uplifts on the continental slope break. The back-arc depression zones are generally characterized by the negative coefficient zone.

The estimated magnetization intensities of topographic uplifts are summarized in Table 4.4. In this table, the calculated density obtained by Ishihara (1985) as well as dreged samples are

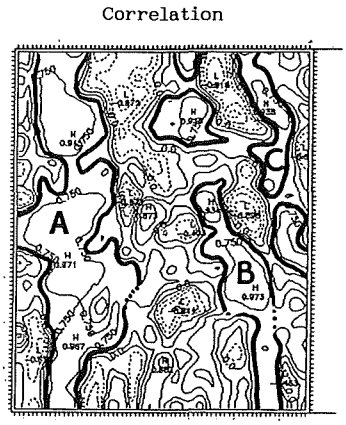


Fig.4.13 Correlation coefficients between the topography and the magnetic basement model. Target area is the northern part of the Izu-Ogasawara Arc marked by A in Fig. 4.12. A:high correlation coefficient zone (corr. > 0.5) on the Nisi-Sitito ridge, B and C: high correlation zones on the forearc region of the arc.

shown. The correlation coefficients for the seamounts of the Nisi-Sitito ridge are high relative to those for Quaternary volcanic edifices. This is partly due to poor elevation data on land area. The magnetization intensity of the seamounts on the Nisi-Sitito ridge shows widely spreading values from 3.8A/m(T1) to 9.8A/m (T10). The magnetization intensity of seamount S2(8.9A/m) is consistent with basaltic rocks dredged from this seamount. On the other hand, seamount S4 indicates relatively low magnetization intensity(4.2A/m) inspite of the dredged basaltic samples, but this value is consistent with the derived small density(2.55g/cm^3), suggesting the porous composition with relatively weak magnetization intensity. The averaged magnetization intensity of the seamounts lying on the Nisi-Sitito ridge is indicative of the andesitic composition of intermediate magnetization intensity. The derived magnetization intensity tends to increase toward east; 3.9A/m(T4) increases to 4.2A/m(S4), further to 6.3A/m(S3), and 4.7A/m(T8) increases to 9.8A/m(T10) etc.. The magnetization intensities of the Quaternary volcanic islands tend to some extent to be larger than that of the Nisi-Sitito ridge. This increasing trend may reflect a different crustal anatexis or crystal fractionation process, but further petrographical study of volcanic rocks of the Nisi-Sitito ridge is required for the elucidation of this trend.

Table 4.4 Magnetization intensity of the seamounts of the Izu-Ogasawara Arc derived from correlation analysis between magnetic basement model and topography.
N: northern arc, S: southern arc

Area	Abbr.	J A/m	Corr.	ρ^* g/cm^3	Dredged* samples
N VF	AG	*	0.47	2.72	
N VF	SU	14.0	0.51	2.64	BA, RH
N VF	TR	*	0.54		BA, AN
N VF	SF	7.2	0.74		BA
N VF	E1	8.4	0.62		AN
N VF	E2	7.8	0.71		AN
N VF	E3	*	0.45		AN
S VF	E4	8.5	0.66	2.70	AN
S VF	E5	*	-0.00	3.18	BA
S VF	E6	15.9	0.71	2.98	BA
S VF	E7	6.4	0.93	2.74	AN
S VF	E8	6.3	0.93	2.71	BA
S VF	S6	7.4	0.83	2.65	AN
S VF	NS	7.2	0.96		AN
S VF	KK	10.2	0.67		BA, AN
S VF	KT	7.5	0.96		BA
S VF	KI	17.1	0.59		AN, DA, BA
S VF	IW	*	0.40		TR
S VF	SW	*	0.27		TR, BA
N NSR	S1	4.5	0.95	2.74	
N NSR	S2	8.9	0.69	2.71	BA
N NSR	S3	6.3	0.88	2.59	
N NSR	S4	4.2	0.94	2.55	BA
N NSR	T1	3.8	0.88		
N NSR	T2	3.7	0.52		
N NSR	T3	6.1	0.65		
N NSR	T4	3.9	0.91		
N NSR	T5	5.5	0.88		
N NSR	T6	5.3	0.82		
N NSR	T7	5.9	0.32		
N NSR	T8	4.7	0.96		
N NSR	T9	7.0	0.79		
N NSR	T10	9.8	0.72		
S NSR	R1	8.8	0.83		
S NSR	R2	11.5	0.68		
S NSR	R3	4.6	0.89		
S OGS	TJ	9.4	0.52		BO, AN
S OGS	HJ	6.6	0.88		AN

(2) Southern part of the Izu-Ogasawara Arc

A correlation analysis of the southern part was conducted for the area B shown in Fig.4.12. The correlation coefficient and the derived magnetization intensity are shown in Fig.4.14 and Table 4.4. Fig.4.14 shows several high correlation zones such as B1,B2, A1, A2, C1,C2 and C3. The zone A1 corresponds to the Quaternary volcanic front between Mokuyo seamount(E6) and Kaikata seamount(KK), which justifies the normal magnetization assumption of these topographic uplifts. Some uplifts along the volcanic chain indicate low correlation coefficients; E5 in Sitiyo seamounts, KI,IW and SW in the southern part of the chain. These low coefficients may arise from unusual magnetization direction and/or non-uniform magnetization resulting from demagnetization effect due to high geothermal gradient (Oshima et al.,1985) and compositional variation within the edifice. The derived magnetization values with high correlation coefficients seem to be consistent with dredged basaltic/andesitic samples as shown in Table 4.4.

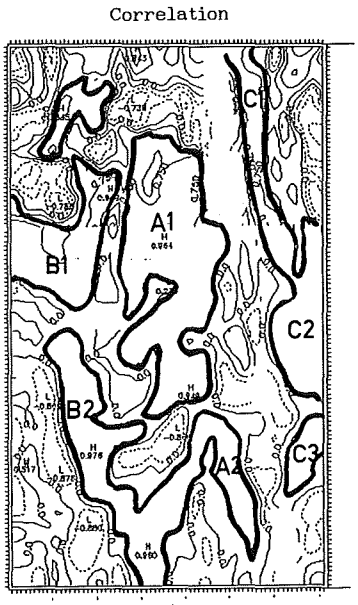


Fig.4.14 Correlation coefficients between the topography and the magnetic basement. Target area is the southern part of the Izu-Ogasawara Arc marked by B in Fig.4.12.
A1,A2:high correlation coefficient zones (corr.>0.5) on the volcanic frontal area,
B1,B2:high correlation coefficient zones on the southern extension of the Nisi-Sitito ridge,
C1,C2,C3: high correlation zones on the Ogasawara ridge.

The notable large magnetization intensity of Mokuyo seamount(E6) seems to be consistent with the relatively large density value estimated by Ishihara (1985) and the basaltic rocks dredged from the flank. The low correlation value of Suiyo seamount(E5) may be attributable to clockwise deflected magnetization direction or non-uniform magnetization as inferred from associated magnetic anomaly pattern.

The other high correlation zones of B1,B2 occur over the western margin of the Izu-Ogasawara Arc where the sea floor of the Sikoku basin is gradually elevated eastward. The zonal distribution of B2 seems to reflect the high magnetization of the topographic basement. The seamounts denoted by R1, R2 and R3 are included in these high correlation zones, which warrants normal magnetizations of the edifices. The zone C1,C2 and C3 correspond to the topographic uplifts of the Ogasawara ridge, which is thought to be subjected to the clockwise rotaion of the Philippine Sea Plate. The high correlation coefficient of Haha-sima(0.88 in Table 4.4) ,however, suggests normal magnetization of the uplift. Besides, the high correlation zone(C1) over the Muko-sima islands also supports the normal magnetization of the topographic uplift. On the other hand, that of Titi-sima is small(0.52 in Table 4.4) in comparison with Haha-sima's value. This relatively low coefficient may result from easterly magnetized direction caused by the clockwise rotaion as noted from palaeomagnetic measurement of volcanic rocks (Haston and Fuller,1991).

4.4.4 Along-arc and cross-arc variation of the bulk magnetization

From the magnetic basement relief is estimated the bulk magnetization(the product of magnetization intensity by volume) of the crust, which is the result of accumulation of the magnetized materials created by igneous activity including plutonism. So, the differences in the igneous activity will be estimated from the different bulk magnetization. It is generally known that the number of the volcanic edifices becomes maximum at the volcanic front and then decreases gradually toward backarc side while the volcanic rocks change chemically. Besides, morphology and petrochemical property also changes along the arc. These cross-arc and along-arc variations can be traced by the bulk magnetization of the crust as an index.

The magnetic basement model shown in Fig.4.7 was used for the estimation of bulk magnetization per unit square. The assumption that the magnetization is normal seems to hold true for the volcanic frontal area as mentioned in section 4.4.3, although there still remains uncertainty for the magnetic bodies in the forearc area. We defined the cross-arc variation as the X-dependent variation orthogonal to the extension of the arc, and along-arc as Y-dependent one parallel to the extension of the arc.

Fig. 4.15 shows the cross-arc variation of the bulk magnetization per unit km^2 (hereafter referred to BMR). From this figure, we can recognize that the forearc region of the northern arc is characterized by high BMR value. In addition, another peak corresponding to the Nisi-Sitito ridge is also recognizable in Fig.4.15a. The latter peak is supressed in comparison with that of volcanic front due to the oblique trend of the Nisi-Sitito ridge against the volcanic front of the reference line. Figure 4.15c also shows the BMR for the southern arc. Two peaks corresponding to the present volcanic chain and the Nisi-Sitito ridge occur. The former peak is somewhat larger than the latter.

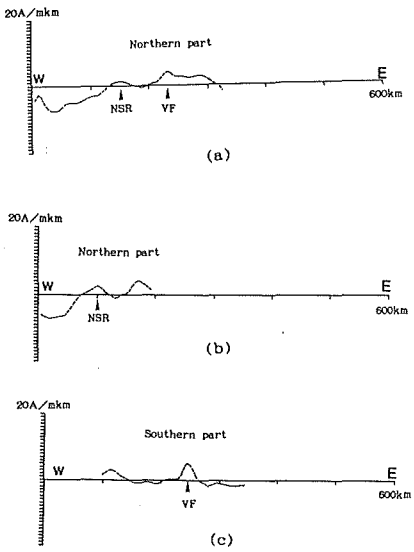


Fig.4.15 Cross-arc variation of the bulk magnetization of the Izu-Ogasawara Arc. Unit of bulk magnetization per unit km^2 is A/m·km. (a) and (b): northern arc, (c):southern arc.

In Fig. 4.16, three along-arc variations are indicated. These values represent the mean value within 20km width in E-W direction along the volcanic front (Fig.4.16a,c) and the Nisi--Sitito ridge (Fig.4.16b). These figures show the clustered pattern of BMR, which may arise from along-arc segmentation of the igneous activity. The

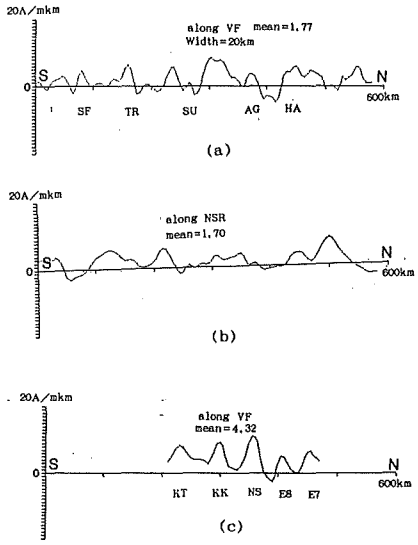


Fig.4.16 Along-arc variation of the bulk magnetization of the Izu-Ogasawara Arc. Unit of bulk magnetization per unit km^2 is A/m·km. Calculated values represent the means for the 20km width orthogonal to the volcanic front. Total means become 1.77 A/m·km for the volcanic zone of the northern arc, 1.70 A/m·km for the Nisi-Sitito ridge, and 4.32 A/m·km for the southern arc respectively.

(a): volcanic zone of the northern arc,
(b): Nisi-Sitito ridge,
(c): volcanic zone of the southern arc.

mean value of along-arc BMR of the Quaternary volcanic front in the north of Sohugan island is very close to that of the Nisi-Sitito ridge; the former is 1.77 and the latter is 1.70, respectively. The above similarity may manifest that the Nisi-Sitito ridge was an old volcanic front having nearly the same production rate of magnetic materials as the present volcanic one of the northern arc. On the other hand, along-arc variation of BMR between Kinyo(E7) and Kaitoku(KT) seamounts is considerably enhanced relative to that of the northern volcanic chain as seen in Fig.4.16(c). The mean value of along-arc BMR of the southern volcanic chain becomes 4.32, which is about 2.3 times that of the northern volcanic chain. These features suggest that the production rate or duration of volcanic activity producing magnetic materials is much larger in the southern volcanic front than in the northern volcanic one.

Table 4.5 Bulk magnetization of the representative magnetic sources of the Izu-Ogasawara Arc.

Name	Bulk magnetization ($A/m \cdot km^3$)
Aoga Sima	3004
Sumisu Sima	3636
Tori Sima	6589
Sofu Gan	3994
Sinkurose bank	83410
Sumisu Spur	26938
Torisima Spur	16081
Oomati SMt	30999
Kayo SMt	3320
Suiyo SMt	6032
Mokuyo SMt	3736
Kinyo SMt	4184
Nisino Sima	14877
Kaikata SMt	10092
Kaitoku SMt	11746
Kita Io Sima	16895
Io Sima	21223

In Table 4.5, are shown the bulk magnetizations estimated for the respective magnetic blocks. These values are ambiguous depending on the uncertainty of the extent estimation of each block, but they may be true as the order estimation. The magnetic basement in the forearc region has remarkably large bulk magnetization relative to those of Quaternary volcanoes by the amount of one orlue than the northern volcanic edifices.

Summarizing the above mentioned aspects, we get conclusions as follows;

(1) the extraordinarily strong igneous avtivity is expected to have occurred in order to explaine the bulk magnetization of the forearc region of the northern arc,

(2) the igneous activity forming the Nisi-Sitito ridge is similar to the Quaternary igneous activity along the northern volcanic front in terms of the bulk-magnetization.

(3) The bulk magnetization of the southern Quaternary volcanic edifices to the south of Nisino-sima seamount is much larger than that of the northern volcanic chain.

4.5 Estimation of ρ/J ratio at the Moho boundary

To evaluate the ρ/J(g/emu) ratio at the Moho boundary, correlation analysis was conducted between the long-wavelength Bouguer gravity anomaly and the long-wavelength pseudo-gravity. The long-wavelength Bouguer gravity anomaly was calculated by subtracting the short-wavelength anomaly(Fig.4.8) from the Bouguer gravity anomaly(Fig.4.5). In Figure 4.17 is indicated the long-wavelength Bouguer gravity anomaly of the Izu-Ogasawara Arc thus obtained.

(1) Northern part of the Izu-Ogasawara Arc

The distribution of the derived correlation coefficient and ρ/J ratio are shown in Fig.4.18 for the northern part of the Izu-Ogasawara Arc. The reversely correlated zone with high magnitude of correlation coefficient larger than 0.6 is shown by dotted areas in Fig.4.18(a). From this figure we can recognize the reversely correlated zone in the western part of this map(A), where the Moho boundary is elevated toward the Sikoku Basin. The corresponding ρ/J ratio varies in the range from −100 to −300. This may indicate that the magnetic property of the lower crust near Moho boundary is of heterogeneity in the lateral direction. On the contrary, the other reversely correlated zones(B in Fig.4.18(a)) has the ρ/J ratio in a narrow range from −75 to −150.

In Fig.4.19a are shown the results of two-dimensional analysis based on the response filter method. The section-N85 transects the magnetic anomaly zone to the south of Hatizyo islands. The derived ρ/J_{eff} ratio at the Moho boundary become −82, which falls within the range of zone B. A similar result is also shown for the aeromagnetic profile trasnsecting the northern part of the arc (Fig.4.19(b)). From the results mentioned above, the followings may be concluded; the lower crust of the northern arc is magnetic, and the edge effect of the Moho boundary is

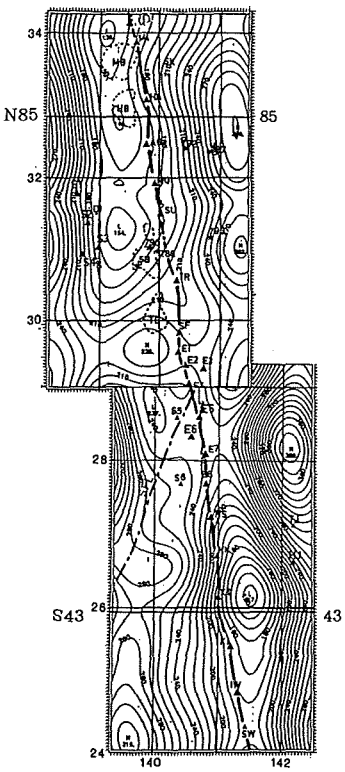


Fig.4.17 Long-wavelength Bouguer gravity anomaly of the Izu-Ogasawara Arc. The short-wavelength Bouguer gravity anomaly is subtracted from the Bouguer gravity anomaly. Contour interval is 10mgal. Positions of cross-sections N85(northern arc) and S43 (southern arc), which are analyzed by response fuction method, are indicated.

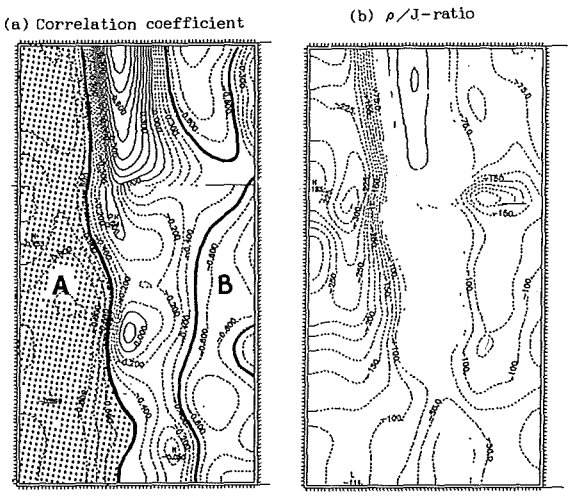


Fig.4.18 Correlation coefficients(left) and the estimated ρ/J ratio(right) at the Moho boundary for the northern part of the Izu-Ogasawara Arc.
A:reverse correlation zone in the western margin of the arc, which may imply the edge effect by the upheaval of the Moho boundary,
B:reverse correlation zone in the forearc region.

observed for the western margin of the ridge, where the Moho boundary is upheaved toward the Sikoku Basin, resulting in the thinning of the crust.

(2) Southern part of the Izu-Ogasawara Arc

The results of correlation analyses of the southern part of the Izu-Ogasawara Arc are indicated in Fig.4.20. This result shows the negative correlation zone in the south and the positive correlation zone in the north. The correlation is generally poor in comparison with that of the northern Arc, as seen from the fact that the high correlation zones are restricted. This may reflect the weak magnetization contrast and/or higher thermal condition at the Moho boundary. The reversely correlated zone corresponds to the western and eastern slope of the concave-shaped Bouguer gravity anomaly, whose central zone shows the minimum Bouguer gravity value of 120 mgal (Fig.4.17). These features can be interpreted by the vertical configuration of the Moho and the Curie isotherm; the Moho boundary is depressed below the Curie isotherm beneath the zone of the minimum Bouguer gravity anomaly which may imply the existence of the thick continental crust beneath there, on the other hand, the Moho is elevated above the Curie isotherm in the both sides of this minimum. The ρ/J ratio corresponding to the high correlation coefficient zone

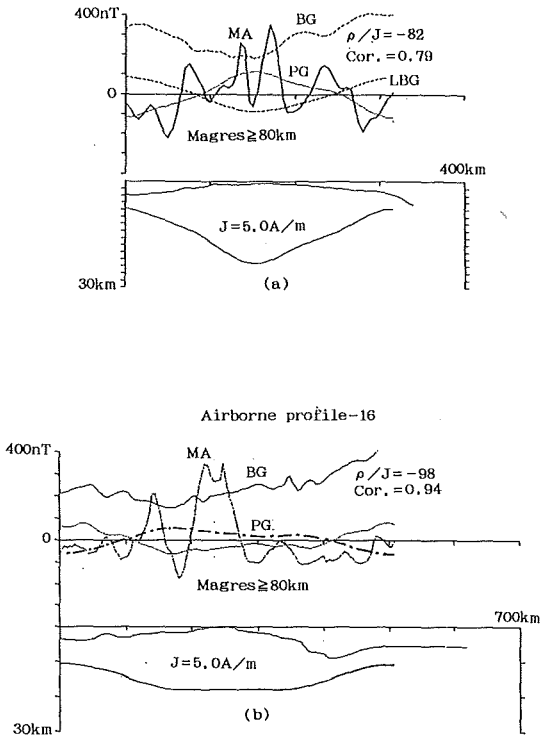


Fig.4.19 Two-dimensional magneto-gravity response analysis on section-N85 and an airborne magnetic profile-16 shown in Fig.3.3.
MA:magnetic anomaly, BG:Bouguer gravity anomaly, LBG:long-wavelenth Bouguer gravity anomaly, PG:pseudo-gravity of magnetic response. Cor.:correlation coefficient between the long-wavelength Bouguer gravity anomaly and pseudo-gravity one.
(a): result on cross-section N85 in Fig.4.17.
(b): result on aeromagnetic profile-16.

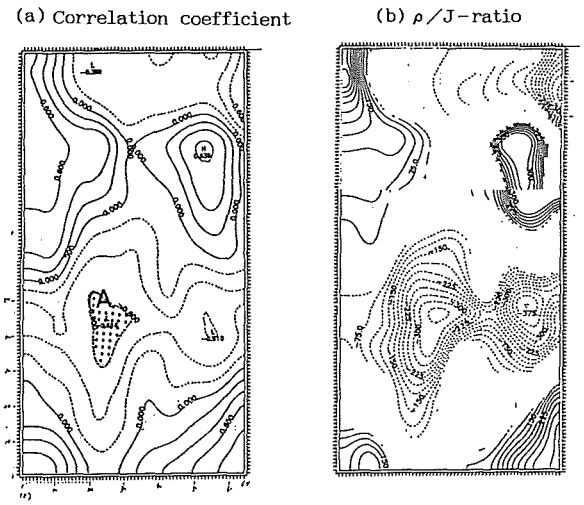


Fig.4.20 Correlation coefficients (left) and the estimated ρ/J ratio (right) at the Moho boundary for the southern part of the Izu-Ogasawara Arc. The reversely correlated zone is restricted within the small zone (A) beneath the southern Ogasawara Trough.

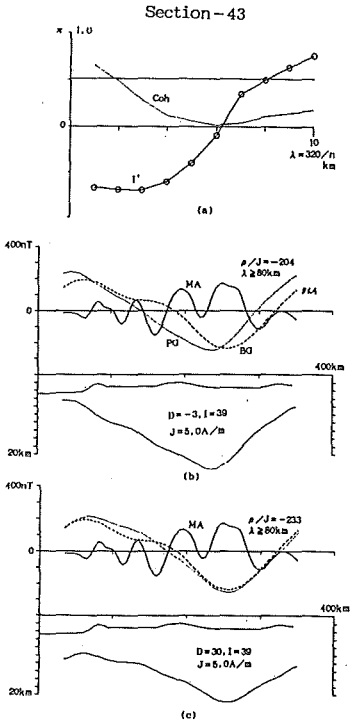


Fig.4.21 Two-dimensional magneto-gravity response analysis on section-S43 of the southern arc. Location of the profile is shown in Fig.4.17.

(a): coherence (coh) and effective inclination (I_r') of magnetization vector againt the wave-number of the magnetic anomalies.

(b): magnetic lower boundary derived from response filter method under the present field assumption of $D_r=-3°$, $I_r=39°$.

(c): magnetic lower boundary derived from response filter method under the assumed magnetization direction of $D_r=30°$, $I_r=39°$.

ranges from −300 to −375, which is relatively large in magnitude in comparison with the values in the northern arc. The positively correlated-zone observed in the northwestern part of the figure seems to be caused by the long-wavelength magnetic anomalies originating from the seamounts or buried bodies as seen in the pseudo-gravity map shown in Fig.4.9.

The two-dimensional response analysis was also conducted along the section-S43, transecting the minimum Bouguer anomaly zone, to estimate the ρ/J ratio of the Moho boundary. The results of analysis are shown in Fig.4.21. The effective inclination in the wavelength longer than 80km are shifted to the negative value by the amount of about 180°, against the present field direction, which may imply the magnetic response of the Moho boundary. The pseudo-gravity for wavelengths longer than 80km was calculated and compared with the Bouguer gravity anomaly as shown in the lower part. The best-fit ρ/J ratio and the correlation coefficient becomes −233 and 0.99, respectively, for the magnetization direction of $D_r=30°$, $I_r=39°$ (Fig.4.21(c)). When the present field direction is assumed for the magnetization direction, the correlation coefficient decreases to −0.61. However, even in the latter case, the similar ρ/J ratio of −204 was obtained (Fig.4.21(b)).

From the above considerations for estimation of the ρ/J ratio at the Moho boundary of the Izu-Ogasawara Arc, followings are summarized.

First, the lower crust in the northern Izu-Ogasawara Arc seems to be more magnetic than that of the southern arc, as inferred from wider coverage of high correlation zone. Second, it is likely that the edge effect due to uprising of the Moho boundary seems to occur in the western margin of the northern part of the Izu-Ogasawara Arc. Third, the ρ/J ratio estimated for the Moho boundary is almost within the range from −100 to −250 in the northern arc. On the other hand, its absolute values are enhanced to the value from −225 to −375 in the southern arc, reflecting probably a small magnetization contrast at the Moho boundary.

4.6 Discussions and concluding remarks of chapter IV

From the present study of magnetic and gravity anomalies of the Izu-Ogasawara arc, following features have become apparent.

(1) The magnetic anomalies of the Nisi-Sitito ridge can be almost explained by the normal magnetization of the topograpic uplifts. A good correspondence between the magnetic basement relief and the topographic features are recognized in the forearc region of the northern arc, especially for the depression of submarine canyons and for the rise at the continental slope break. These features may imply the structural origin of the characteristic topography.

(2) The N-S trending magnetic basement high of the Nisi-Sitito ridge is thought to be an old volcanic front as active as the present Quaternary volcanic front of the northern arc.

(3) The forearc region of the northern Izu-Ogasawara Arc is characterized by the segmented magnetic massives with relatively low ρ/J ratio. These magnetic massives have the extraordinary bulk magnetization which is larger than that of the present volcanic edifices by the amount of one order. Oomati seamount in the ESE of Getuyo seamount, and the Tenpo and Nisi-Tenpo seamounts facing the Sikoku Basin can also be grouped into the magnetic massif of low ρ/J ratio.

(4) The bulk magnetization of the Quaternary volcanic front in the southern arc from Kinyo to Kaitoku seamount is significantly larger than that of the northern volcanic front north of Sohugan island by a factor of about 2.3. To explain the above contrasting features, the following causes are likely; ① the volcanic front of the southern arc has been confined at the same zone for a long period if compared relatively to that of the northern arc. The presence of the old volcanic groups overlapping the Quaternary volcanic edifices of the southern arc, as noted by Yuasa and Nohara(1992), may be consistent with this idea, ② the crustal thickness of the southern arc beneath the volcanic front is thinner than that of the northern arc, which resulted in highly efficient magma ascent (Ueda,1986, Yuasa,1992). ③ the petrochemical composition of magma is rich in basic composition in the southern volcanic front compared with that in the northern arc. This may be related to the depth of magma source and the crustal thickness causing the crustal anatexis, ④ the magma production rate itself is larger in the southern arc than in the northern arc.

The collision of the Ogasawara plateau and the steep inclination of the subducting slab are also characteistic features of the southern arc. These phenomena seem to be related to the contrasting features of bulk magnetization between the northern and southern arc, however construction of the concrete hypothesis on this subject is beyond the scope of this study.

(5) The Ogasawara ridge is composed of several magnetic blocks; the Haha-sima block loading Haha-sima island shows normal magnetization, besides the Muko-sima block loading the Muko-sima islands also favours normal magnetization. On the other hand, the Titi-sima block loading Titi-sima island shows clockwise deflected magnetization. These differences may pose a question on the entire clockwise rotaion of the Izu-Ogasawara Arc. Palaeo-magnetic measurement of the deep-seated magnetic body of Haha-sima island may be necessary to elucidate the

above contradiction.

(6) In the northern arc, the low Bouguer gravity anomaly ranging from 150mgal to 180mgal is seen in the backarc side, whereas such a low Bouguer gravity anomaly zone is not seen in the backarc side of the southern arc. The steep gravity gradient zone extending in WSW direction from the Torisima basin may be the gravity boundary separating the northern part from the southern part of the Izu-Ogasawara Arc.

(7) It is likely that the undulation of Moho boundary is reflected as long-wavelength magnetic anomalies. As a whole, the lower crust of the northern arc is more magnetic than that of the southern arc. The ρ/J ratio of the Moho boundary in the southern arc is large relative to the northern arc. This may be ascribed to relatively small magnetization intensity of the lower crust, if the density contrast at the Moho boundary is constant.

Concerning the origin of the Nisi-Sitito ridge, several ideas have been proposed. Among them, the well-known idea is to ascribe the origin to fissure eruptions, which is caused by the collision of the Izu-Ogasawara Arc against the Honsyu Arc, i.e., the N-S compressive stress brings about the conjugate faults, which is situated obliquely making an angle of 45° from the N-S direction, then fissure eruptions occurred along these faults (Kaizuka, 1984). This idea is attractive, but it requires high thermal activity in the northern arc to explain the concurrent igneous activity in wide zone. Besides, it seems to be unreasonable to ascribe the edifices of the Nisi-Sitito ridge south of the Sofugan tectonic line to the fissure eruptions. So, the author, alternatively, would like to ascribe the origin to combination of the above faulting and the trenchward movement of voclanic front due to retreat of the trench or gradual increase of the descending angle of the slab. This idea may explain en-echelon arrangement in the northern arc and the edifices of the southern arc recognized in the southern extension of the Nisi-Sitito ridge.

The present study proposes that the geomorphological characteristics of the Nisi-Sitito ridge was formed in the N-S arrangement of the northern arc, as revealed from the normal magnetization of the topographic uplifts. Such normally magnetized seamounts in the Nisi-Sitito ridge can be traced further southward as noted from Nisi-kaitoku seamount (R3) located at N25°55', E139° 45' belonging to the southern arc (see Table 4.4). These aspects seem to suggest a fundamental tectonic framework of the Izu-Ogasawara Arc.

Yuasa and Nohara (1992) described the contrasting features between the northern and southern Izu-Ogasawara Arc from the view points of petrological, geophysical and geomorphological aspects, and ascribed them to the differnt crustal thickness resulting from the southward Pacific plate subduction beneath the Philippine Sea plate before 42Ma (Seno and Maruyama, 1984). Yuasa (1992) also pointed out that the Nisinosima trough was a rifting zone creating the Parece-Vela Basin and that the Sofugan tectonic line was the western edge of this rifting zone. However, as mentioned before, the time when the Sofugan tectonic line appeared is assumed to be after the formation of the Nisi-Sitito ridge, which has normal magnetization favouring the N-S configuration of the arc. These features have force the author to suggest that the Sofugan tectonic line, the remnant of the spreading axis of the Parece-Vela Basin, is a vertical fault reactivated by the collision of the Marcus-wake Pacific seamount

chains, which align in the ESE direction as seen from the Ogasawara plateau.

The narrow width of the volcanic front of the southern arc may be related to the steep inclination of the subducting plate, i.e. the lateral width of the magma sources on the Wadachi-Benioff zone becomes narrow in the case of a large dip angle. The large dip angle of the subducting plate is caused by the decoupling between the subducting slab and the overlying plate. As for the southern part of the Izu-Ogasawara Arc, the large dip angle has been ascribed to the last phase of the subducting cycle (Kanamori ,1977). However, such phenomena may also be caused by the low viscosity and high temperature condition of the surounding mantle as suggested by Shiono et al. (1980). The low resistance against the subducting slab resulting from fluidous mantle materials may lead to the steep inclination of the subducting plate in the southern arc. Besides, the successive subduction/collision of the Pacific seamount chain againt the southern Izu-Ogasawara Arc may have also caused the enhancement of frictional heat source, maintaining the high temperature condition of the surrounding mantle. This decoupling process may result in a relatively thin crustal layer in the southern arc. The collision must have caused the large undulation of the Moho boundary in the southern arc; i.e. the Ogasawara ridge corresponds to the upheaval of the Moho boundary.

It is likely that the Nisi-Sitito ridge continues to the West Mariana ridge as shown in the bathymetric map No.6302(JHD). The West Mariana ridge was also old volcanic chains in the late Pliocene age (Karig,1971). The rock samples dredged from the Nisi-Sitito ridge also show the recent Pliocene age.This agreement may imply that the volcanic activity or rifting phenomena in the northern arc occurred simultaneously with the rifting of the West Mariana ridge in the Pliocene age. The en-echelon arrangement of the Nisi-Sitito ridge may be ascribed the trenchward movement of volcanic front and conjugate faults arrangement. In the southern arc, the collision of the Ogasawara plateau prevents the retreat of the trench, producing a nodal point of the arc-trench system. The steep inclination of the subducting plate may have also confined the volcanic zone within a narrow range, which may have brought about a considerably large volume of volcanic edifices in the southern arc. This interpretation , however, is still speculative and further evidence about the chronological and palaeomagnetic data are necessary for verification.

CHAPTER V. CRUSTAL STRUCTURE OF THE RYUKYU ARC AND ITS ADJACENT SEAS AREAS AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS

5.1 Data description

The geophysical data used for this study are based on the sea-bottom surveys conducted by JHD. The track lines and cruise files are shown in Fig.5.1 and Table 5.1. These data files were supplied from JODC in MGD77 format. The dense track lines in Fig.5.1 are with the spacings of about 2 n.m. and the relatively rough track lines are about 5 to 10 n.m.. The former were surveyed by S/V Shoyo and the latter by S/V Takuyo. The survey items, survey methods, and data reduction method are generally the same as those described in data description of the Izu-Ogasawara Arc.

As to the external field correction for the

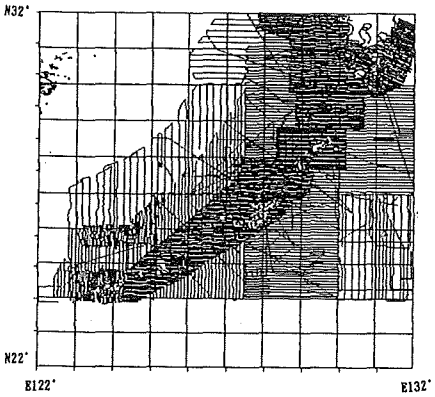


Fig.5.1 Track lines of sea-bottom survey data on the Ryukyu Arc and its adjacent seas (Nansei Syoto). The dense track lines were measured by S/V Shoyo and rough ones by S/V Takuyo of JHD. The data file names for the area are listed in Table 5.1, which were released from JODC in MGD77 format.

Table 5.1 MGD77 data file names used for mapping the geophysical data of the Ryukyu Arc and its adjacent seas (Nansei-Syoto).

At the scale of 1/200,000
HS7303, HS7403, HS7405, HS7501
HS7602, HS7603, HS7905, HS8003
HS8102, HS8202, HS8203

At the scale of 1/500,000
HT8301, HT8401, HT8402, HT8403
HT8502, HT8510, HT8605, HT861016
HT861102, HT8612, HT8701, HT871110
HT880521

magnetic survey data, diurnal variation field observed at the adjoining station at Kanoya in the southern Kyusyu or a temporal observation point at Okinawa-sima island were used. The IGRF1985 model was also adopted for calculation of magnetic anomaly on the ground of well approximated secular variation model as seen in Fig.5.2.

The MGD77 data files released from JODC were projected on a x-y coordinate on the basis of

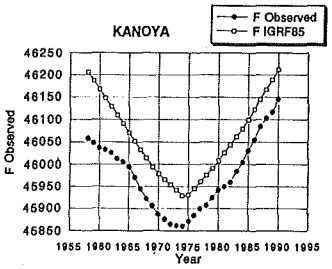


Fig.5.2 Secular variation of total intensity magnetic field at Kanoya

Table 5.2 Projection parameters for X−Y conversion of the MGD77 data of the Ryukyu Arc and its adjacent seas (Nansei-Syoto).

Area SW01
Origin: N24.15°, E123.25°
Reference lattitude: N25.5°
Projection: Mercator
Azimuth of Y-axis: 0°

Area SW02
Origin: N27°, E124°
Reference Latitude: N26.5°
Projection: Mercator
Azimuth of Y-axis: 44°

Area SW03
Origin: N29.5°, E125.5°
Refernce Latitude: N29°
Projection: Mercator
Azimuth of Y-axis: 42°

Mercator projection whose origin and reference latitude are listed in Table 5.2. The 5km×5km grid data were then calculated for analytical use by the same method mensioned in section 4.1.

Using the grid data thus obtained, are compiled the maps of bathymetry, free-air and Bouguer gravity anomalies and total intensity magnetic anomaly as shown in Figs.5.3 to 5.6. There are some inconsistency at the ajoining zones because of a different reference latitude for contraction and numerical errors of terrain effect, but general features can be traced continuously among

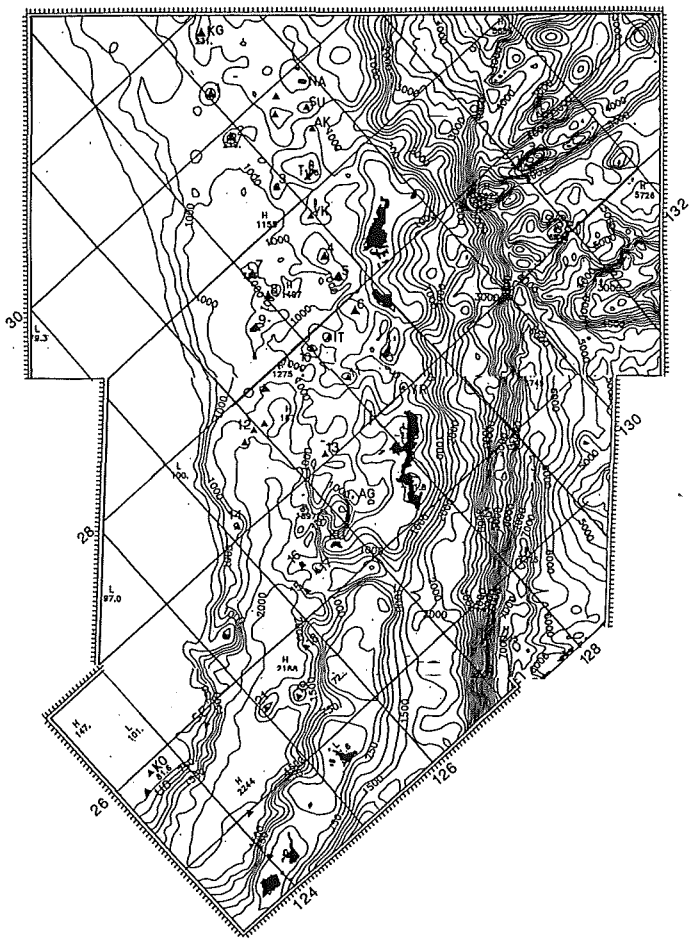


Fig.5.3 Bathymetry of the Ryukyu Arc and its adjacent seas(Nansei-Syoto). Contour interval is 250m. The meaning of abbreviations and numerals are listed in Table 5.3. Colour image map is shown in annex—2(a).

three areas of SW01, SW02, and SW03, respectively.

5.2 Geological settings

The area of investigation covers the southwestern region of the Tunghai shelf and eastwards, the Okinawa Trough, the Ryukyu Arc, the Ryukyu trench (Nanseisyoto trench) and the western part of the Philippine Basin. Bathymetric map is shown in Fig.5.3 and the representative topographic names are listed in Table 5.3. In Fig.5.7, are shown the general features of structural zones of the east China Sea and the Ryukyu arc and trench system compiled by Kizaki (1986). Fig.5.8 indicates the general distribution of the topographic uplifts of the Ryukyu Arc. The Fukien Ryeognam belt corresponding to the Mesozoic metamorphic-plutonic massif is composed mainly of granitic rocks. Two subterranean basement ridges comprise the outer margin of the Tunghai shelf. One is the Goto ridge extending to the Goto islands and the other is the Senkaku ridge loading the Senkaku islands. These ridges are also called as the Taiwan-Shinji Folded Zone (Wageman et al., 1970) or the Goto-Senkaku Folded Belt (Aiba and Sekiya, 1979).

Table 5.3 Topographic names of the Ryukyu Arc and its adjacent seas.

Abbr.	name	position Lat		Lon	
1	Mekura Sone	30°	21'	129°	08'
2	Oki Gazya	29	53	128	50
3	Yokogan Sone	29	16	128	51
4	Daiiti Amami Tai	28	28	128	44
5	Daini Amami Tai	28	12	128	40
6	Tokuno Sima Tai	27	50	128	39
7	Kita Ense Kaikyu	28	50	128	05
8	Ense Kaikyu	28	33	128	02
9	Minami Ense Kaikyu	28	21	127	47
10	IO Torisima Tai	27	52	128	00
11	Igyo Sone	27	29	128	06
12	Iheya Kaikyu-gun	27	35	127	02
13	Izena Tai	27	04	127	12
14	Ise Kaikyu	27	05	126	07
15	Daigo Kume Kaikyu	26	12	126	11
16	Daiiti Kume Kaikyu	26	25	126	18
17	Daisan Kume Kaikyu	26	17	126	24
18	Daisan Miyako Kaikyu	25	50	125	45
19	Daiiti Miyako Kaikyu	25	30	125	22
20	Hokuto-Sekibi Tai	26	22	125	13
21	Miyako Kaizan	25	37	125	06
22	Isigaki Kaikyu	24	58	124	11
KG	Kusagaki Sima	30	49	129	27
NA	Nakano Sima	29	51	129	52
GD	Gazya Sima	29	52	129	33
SU	Suwanose Sima	29	38	129	43
GS	Gonno Sone	29	46	129	25
AK	Akuseki Sima	29	28	129	36
TS	Takara Sima	29	08	129	12
YK	Yokoate Sima	28	48	129	00
IT	Io Tori Sima	27	52	128	14
AG	Aguni Sima	26	34	127	13
KU	Kume Sima	26	20	126	46
SE	Sekibi Syo	25	52	124	32
KO	Kobi Syo	25	53	123	41
UO	Uoturi Sima	25	43	123	28

The seismic velocity structure obtained by Ludwig et al. (1973) shows the uprising features of 5.2 to 5.5km/s velocity layer beneath the eastern margin of the Tunghai shelf, which implies the existence of granitic body composing the basement of the Goto ridge. These ridges are assumed to have been rifted in the Middle Miocene to Pliocene age as inferred from igneous rocks of this age outcropping in the Goto and the Senkaku islands. These basement ridges dammed up sedimentary materials inside the ridge forming large sedimentary basins such as the Goto, Tunghai and Senkaku basins.

The Okinawa Trough is a back-arc basin of the Ryukyu arc-trench system. Hydrothermal activities, discoverd at the Izena marine hole and Iheya knolls in the central part of the trough, demonstrated high thermal activity characteristic of the back-arc basin. However, the developement of back-arc basin is still in immature stage as revealed by the underlying thick continental crust (Murauchi et al.,1968; Ludwig et al.,1973,). Recent detailed seabottom survey disclosed several grabens in en-echelon arrangement in the southern part of the Okinawa Trough (Yonakuni, Yayeyama, Miyako grabens). The small igneous knolls were also recognized at the central axis of the Yaeyama graben north of Isigaki island (Oshima et al.,1988). These aspects may indicate that the extensional stress field is prevailing in this area.

The Ryukyu Arc are separated into three zones by the topographic depressions of the Tokara channel and the Kerama Gap (the Miyako depression) as; the north, central, and south Ryukyu (Konishi,1965). Moreover, the bathymetric map edited by JHD (1991) shows the other depression zones named the Yoron basin and the Okinoerabu basin in the central Ryukyu. These depressions may also segment the Ryukyu Arc as shown by the characteristic features of the corresponding magnetic anomaly mentioned in section 5.4. According to geomorphological and geological characteristics, the north to central Ryukyu Arcs can be divided into four along-arc zones from west to east as; the palaeo-Ryukyu volcanic belt (Pliocene to Pleistocene volcanic chain and some cases in Miocene), the Ryukyu volcanic belt (the Tokara volcanic chains: Quaternary volcanic-front), the Ryukyu islands (the Ryukyu geanticline) and the Tertiary sedimentary basin (Hatae, 1955). The zonal topographic depression named the Amami Trough is recognized between the Tokara volcanic chains and the Ryukyu islands. On the other hand, such a zonation

becomes vague in the south Ryukyu. Instead of Miocene volcanism in the north to central Ryukyu, the south Ryukyu shows Eocene volcanism as revealed from pyroclastic rocks and andesite flows with green tuff phases in Eocene age (Kizaki, 1978). Io-Tori-sima island was thought to be the southern end of the Quaternary volcanic front, but the topographic features shown in Fig.5.8 suggest that the volcanic edifices extend further southwestward as the uplifts of the West Ryukyu knolls (Kato, 1982; Ueda, 1986). The Ryukyu geanticline corresponds to the non-volcanic Ryukyu islands from Amami to Okinawa-sima islands. The trend of Shimanto Super group is bent by about 60 degrees at the western coast of Kyusyu and then extends southward. Konishi (1965) identified the pre-Miocene basement complex occurring in the geanticline with those of the Shimanto Super group. Konishi (1965) and Kizaki (1986) also reviewed the tectonic contrast between the north-central Ryukyu and the south Ryukyu and assumed the topographic depressions of the Tokara channel and the Kerama Gap to be the left-lateral strike slip faults activated by the southeastward shift of the proto-Ryukyu islands in the Middle Miocene age.

A significant difference is also recognized in the configuration of forearc region between the north-central Ryukyu and the south Ryukyu. The deep sea terrace are well developed in the outer region offing of Miyako island. These features gradually extinct in the offing of Okinawa-sima island. The trench is also well developed in the offing of the south Ryukyu, where the trench becomes the deepest. On the other hand, the trench becomes vague in the offing of north-central Ryukyu due to uplifts of the Daito ridge and the Amami plateau. In other words, the Daito ridge and the Amami plateau have collided against the north-central Ryukyu Arcs, which has resulted in the obscured trench configuration. The rapid uprising of Kikai-sima island to east of Amami-osima island may also be ascribed to this collision.

5.3 Characteristic features of gravity anomalies

Free-air gravity anomaly map of the Ryukyu Arc and its adjacent seas is shown in Fig.5.4 and Bouguer gravity anomaly map for the assumed density of 2.67g/cm^3 in Fig.5.5. The Bouguer gravity anomaly in the Philippine Basin amounting to about 360 mgal steeply decreases toward the eastern zone of the Ryukyu islands, where relatively low anomaly ranging from −8mgal to 30mgal is seen, then it increases over the the Okinawa Trough.

The eastern margin of the Tunghai shelf is characterized by positive free-air gravity anomaly ranging from 40 to 60 mgal. In accordance with this trend, relatively high Bouguer gravity anomaly amounting 30mgal are observed over the eastern margin of the Tunghai shelf(H1). Free-air gravity anomaly over the Okinawa Trough is generally flat and in the range between 0mgal and 20 mgal, which manifests that the isostatic compensation is developed. On the contrary, the Bouguer gravity anomaly has the maximum value amounting to 180mgal (H2) in the southern part of the Okinawa Trough and then it gradually decreases northeastward to about 90mgal in accordance with the shallowing of depth. The high Bouguer gravity anomaly over the southern Okinawa Trough may imply the upheaval of the Moho boundary as pointed out by Segawa (1976). It is also noteworthy that Miyako seamount is accompanied by relatively high Bouguer gravity

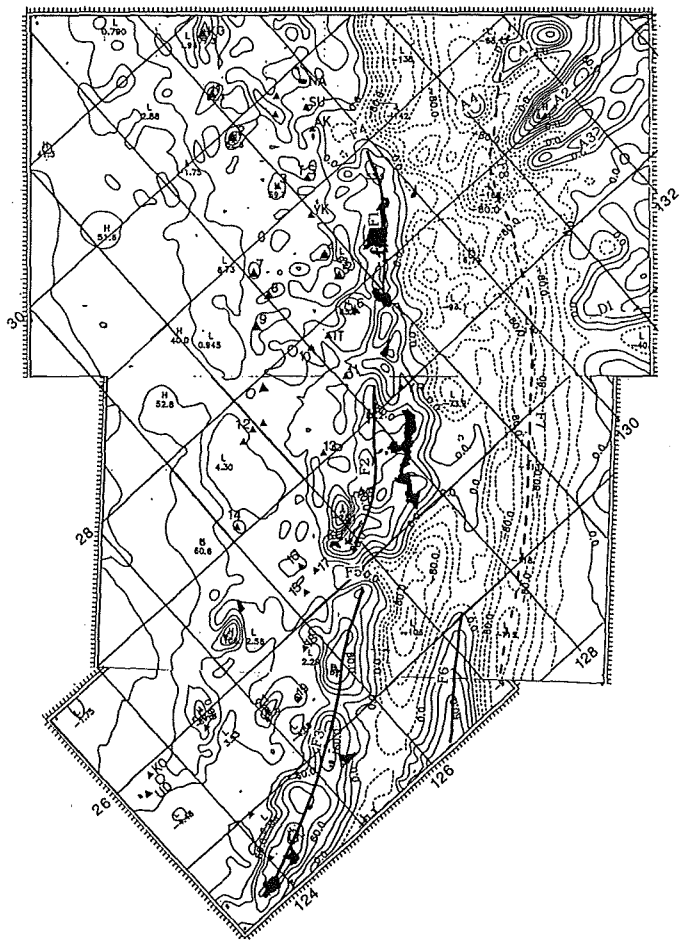


Fig.5.4 Free-air gravity anomaly of the Ryukyu Arc and its adjacent seas. Contour interval is 20mgal. F1, F2,F3:high anomaly zones corresponding to pre-Miocene complex, F4,F5: negative anomaly zones correponding to the Tokara channel and the Kerama Gap, other abbreviations such as F6,F7,F8,A1, A2,A3,and A4 also show the characteristics of the free-air gravity anomaly. Colour image map is shown in annex−2(c).

anomaly of about 30mgal. This may imply that the seamount is underlain or composed of high density materials. In the northern part of the Okinawa Trough, two positive Bouguer gravity anomaly zones trending in NNE-SSW direction are recognized (H3, H4). The zone labeled by H3 is a continuation from the Kusagaki islands, where granitic rocks of Miocene age intrude the Palaeogene formation. The low Bouguer gravity anomaly zone (L3) is seen in good coincidence with the Amami Trough east of the Quaternary volcanoes.

The Kume-sima and Aguni-sima islands are characterized by high Bouguer gravity anomay (H5). This anomaly seems to extend in NE direction as far as west offing of Okinawa-sima island. The positive free-air anomaly overlies the geanticline of the Ryukyu islands (F1,F2,F3), but such convex features are compensated by the terrain effect as seen in the associated Bouguer anomaly pattern. The depressed gravity anomaly corresponding to the Tokara channel and the

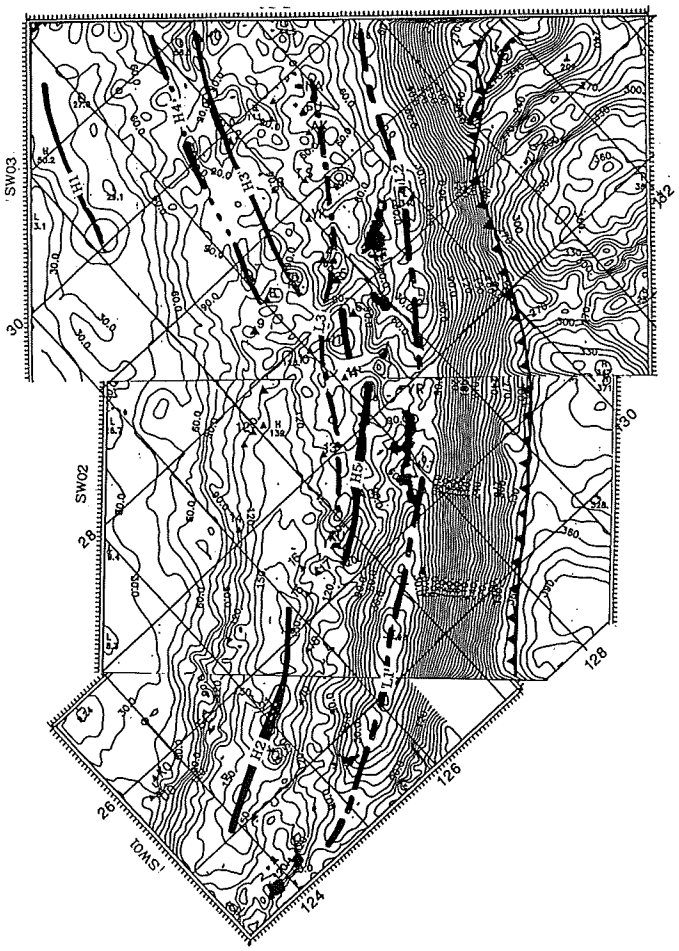


Fig.5.5 Bouguer gravity anomaly of the Ryukyu Arc and its adjacent seas. Contour interval is 10mgal. H1 to H5: high Bouguer gravity anomaly zones, L1, L2, L3:low Bouguer gravity anomaly zones. Colour image map is shown in annex−2(b).

Kerama Gap (F4, F5) are seen in the free-air anomaly. The corresponding Bouguer anomalies also show concave features on the Kerama Gap, which may imply that the topographic depression of the Kerama Gap is due to structural origin. The positive free-air anomaly zone (F6) is recognized in the trenchward side of Miyako island, which may correspond to the forearc high damming up the sedimentary materials. The low Bouguer anomaly zones (L1, L2) run in parallel to the Ryukyu islands to the southeast of the geanticline. This low gravity zone may be ascribed to the thick sedimentary layer of the Shimagiri formation. The negative free-air anomaly ranging from −115mgal to −113 mgal occurs along the Ryukyu Trench (Nanseisyoto Trench) offing of Okinawa-sima and Miyako islands. The topographic features of the northeastern part of the Ryukyu Trench become vague due to uplifts of the Daito ridge and the Amami plateau which have collided against the arc, but the negative free-air anomaly zone (F7) enables us to trace the axis northeastward as labeled by F8. The Bouguer anomaly also dipicts the trench

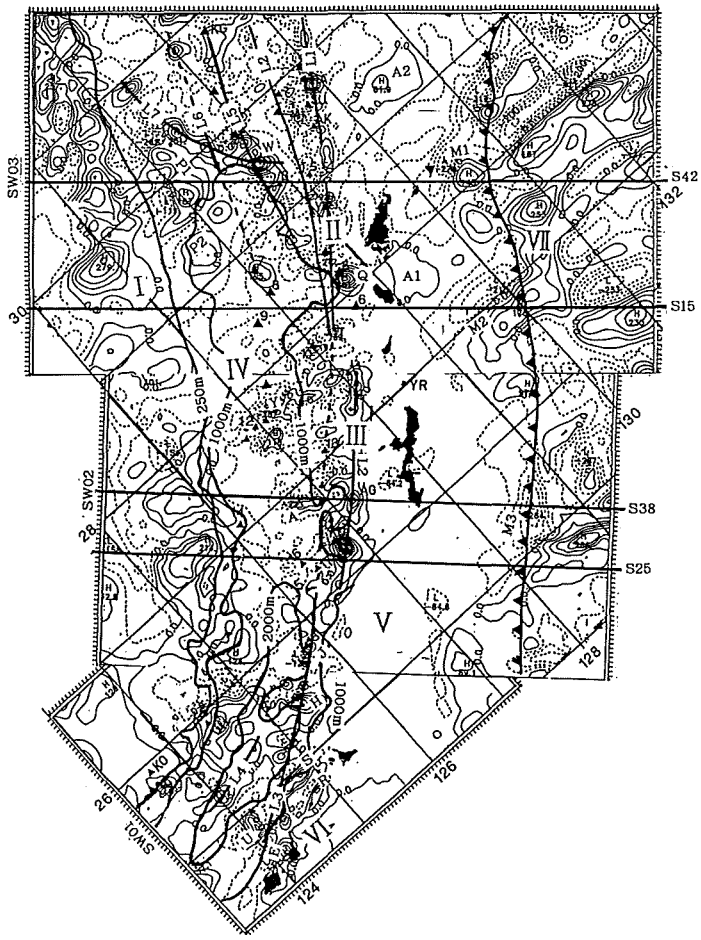


Fig.5.6 Total intensity magnetic anomaly of the Ryukyu Arc and its adjacent seas. Contour interval is 50nT. The area was divided into seven zones(I to VII) in accordance with characteristics of the magnetic anomaly patterns. Colour image map is shown in annex−2(d).

axis as the flexure zone of the Bouguer gravity anomaly. Free-air gravity anomalies denoted by A1, A2 A3 and D1 correspond to the uplifts of the Amami plateau and the Daito ridge. The gravity high of the Amami plateau (A1) extends to the continental slope across the trench axis, forming the gravity high corresponding to Kikai seamount (A4). These features may represent the accretional process of a seamount along with the Plate subduction.

5.4 Characteristic features of magnetic anomaly and the magnetic basement structure derived from it.

5.4.1 Magnetic anomaly

The total intensity magnetic anomaly map covering the study area is shown in Fig.5.6. A detailed magnetic anomaly map of the Nansei-Syoto (Fig.2 in Ueda(1986)) is also referred to for better understanding of the detailed magnetic anomaly pattern over the Ryukyu Arc. The magnetic anomaly can be divided into seven zones in accordance with magnetic patterns and geolog-

ical/topographical characteristics of the region concerned, as follows, I: the long-wavelength and intermediate amplitude anomaly over the Tunghai shelf break. This zone also includes the short wavelength anomalies over the Senkaku islands. II: magnetic anomalies corresponding to volcanic edifices of the Tokara volcanic chain in the north and the West Ryukyu knolls in the south, III: Palaeo-Ryukyu volcanic zone of Miocene to Pliocene of age, IV: the Okinawa Trough, V: magnetic smooth zone corresponding to the geanticline of the Ryukyu islands and the Tertiary sedimentary basin of Shimagiri formation, VI: south Ryukyu to the south of the Kerama Gap, VII: a region from the continental slope to the Philippine Basin including the Daito ridge and the Amami plateau.

The characteristics and correspondence to geological/topographical features with each zone are described in the following section incorporating the derived magnetic basement model.

5.4.2 Magnetic basement model of the Ryukyu Arc and its adjacent seas

Magnetic basement models for the area of SW01, SW02 and SW03 were calculated on the assumption of the normal magnetization with magnetization intensity of 3.0A/m. The reference depth of the basement is postulated at 4.0km below sea level. The magnetic basement models are then combined in a single map with the same scale. The magnetic basement contour map obtained is shown in Fig.5.9a and colour image map in 5.9b. The magnetic basement model is helpful to correlate the magnetic anomaly to corresponding structures, which enable us to consider the tectonic implication of magnetic zonation in a more convincing way. In the following, descriptions are given as to the magnetic

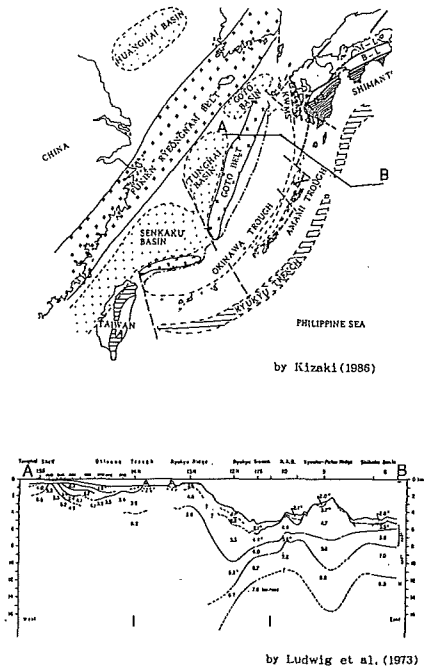


Fig.5.7 Tectonic map of the East China Sea and Ryukyu arc-trench system (after Kizaki, 1986).
Seismic velocity structure obtained by Ludwig et al. (1973) is shown in the lower part for the cross-section A−B.

anomaly zones classified in this section in order.

I: This magnetic anomaly zone is characterized by the patched pattern of the long-wavelength and intermediate amplitude anomalies over the Tunghai shelf break. These anomalies may correspond to the acidic intrusive rocks of Neogene age. The long-wavelength positive anomalies are intersected by the NW trending negative anomalies, some of which seem to extend in SE direction across the Okinawa Trough. The magnetic anomaly around the Senkaku islands is relatively flat except for the positive anomaly south of the Sekibi reef. The basaltic rocks were dredged from the Kobi reef, but no appreciable magnetic anomaly was recognized nearby.

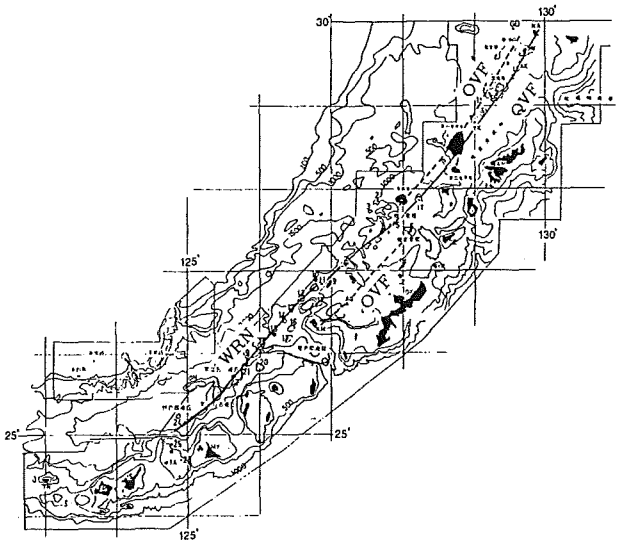


Fig.5.8 Topography in the vicinity of Nansei Syoto (Ryukyu Islands). Sources are from the bathymetric chart of the adjacent seas of Japan No.6302. Solid line means Quaternary volcanic front and broken lines Paleo-volcanic belt. The topographic uplifts of the West Ryukyu knolls are arranged on the western margin of the insular shelf from northwest offing of Okinawa-sima island to the north offing of Miyako island. WRN: West Ryukyu knolls, OVF: Paleo-volcanic front, QVF:Quaternary volcanic front, IG: Igyo sone, IT:Io-tori sima. (modified from Ueda (1986))

The magnetic basement around the Tunghai shelf shows segmented basement highs as denoted by B1 to B6 (in Fig.5.9a). Segmented blocks of B3 to B6 are consistent with the magnetic basement model derived by Okuma et al. (1991). Among them, the southern basement high loading the Sekibi reef seems to have been shifted southward relative to the other blocks. Besides, the segmented structures of the magnetic basement is well developed in the southern part of the Ryukyu Arc, where the outline of each magnetic basement block shows the jigsaw fitting pattern.

II : This zone corresponds to the volcanic zone extending from the Tokara volcanic chain to the West Ryukyu knolls. Three cross-arc segments are recognizable in the magnetic anomaly pattern, i.e. the northern zone (L1) north of Io-Tori-sima (N27°51', E128°13'), the central zone between the south of Io-Tori-sima and the Kerama Gap, and the southern zone (L3) south of the Kerama Gap, respectively. The morphological boundary of the Tokara channel is featureless in the magnetic anomaly pattern. In place of above features, the depression zone between the Yoron basin and the north of Igyosone bank, which is located to the south of Io-Tori-sima island, may correspond to the conspicuous magnetic boundary segmenting the arc. In the western extension of this depression zone is there the Iheya knolls, characterized by high thermal activity. Such being the case, we name this depressionzone the Yoron depression zone for convenience' shake. In the norther zone, north of Io-Tori-sima, the short-wavelength and intermediate amplitude anomalies prevail along Quaternary volcanic edifices. In the southern zone (south Ryukyu), conspicuous dipole amomalies are recognized in

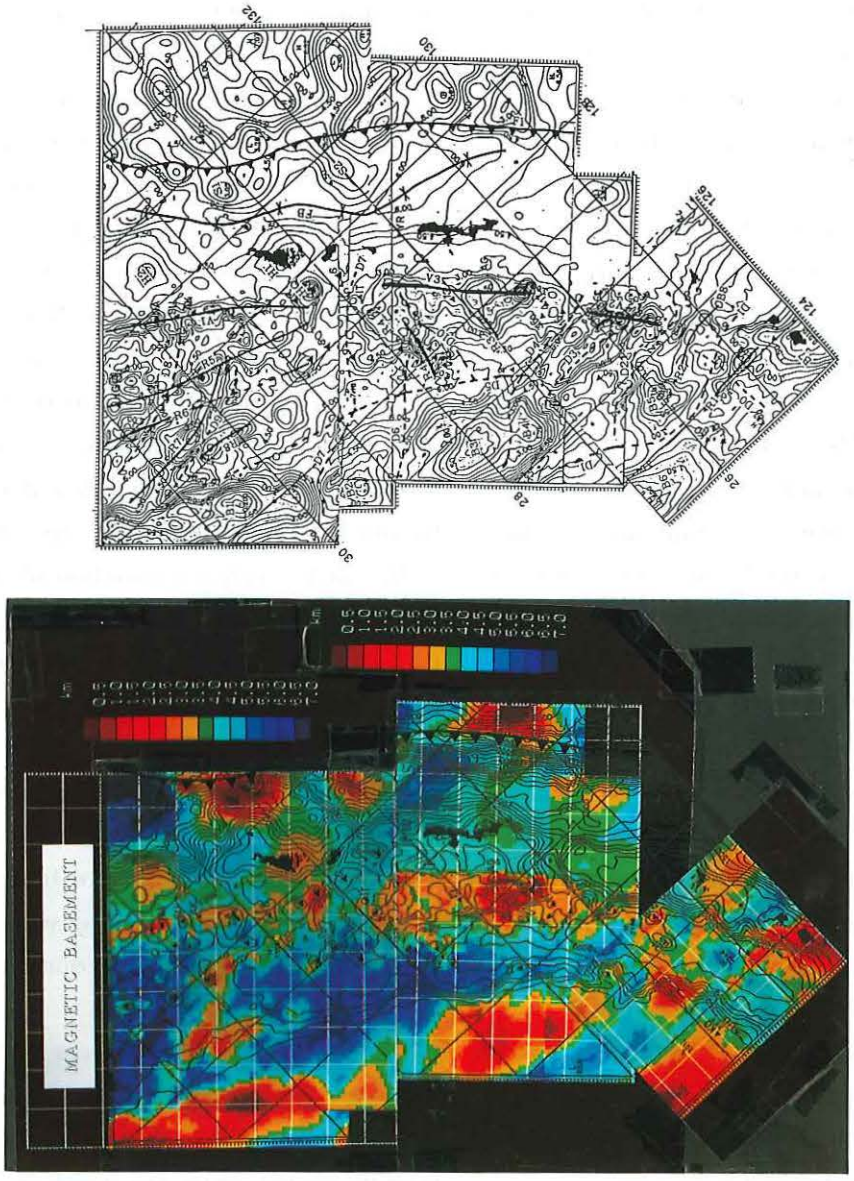


Fig.5.9 Magnetic basement model of the Ryukyu Arc and its adjacent seas.
Contour interval is 500m. Assumed magnetization intensity is 3.0A/m and the magnetization direction is the present field direction. The reference depth is 4km below sea level.

(a): Contoured basement depth map.
B1 to B6:magnetic basement blocks beneath the Tunghai shelf, V1:Quaternary volcanic zone of Tokara islands, V2:West Ryukyu knolls in south Ryukyu, V3:Miocene volcanic zone in central Ryukyu. R1 to R8:magnetic basement highs, D0 to D9:magnetic basement lows, FB:magnetic basement low in the forearc region. Trench axis is shown by the sequence of solid triangles.

(b): Colour image map showing the magnetic basement relief. Topographic contour lines are superimposed on the coloured basement map.
TS:eastern margin of the Tunghai shelf, VF:Quaternary volcanic front, 1:Nakano sima, 2:Gazya sima, 3:Yokoate sima, 4:Io-tori sima, 5:Igyo sone, 6:Iheya knolls, 7:Miyako Smt., 8:Uoturi sima, 9:Kume sima, K:Kusagaki sima. The Okinawa Trough deeper than 2000m depth is shown by a dot−line contour.

good correspondence with the West Ryukyu knolls in the southeastern margin of the Okinawa Trough. The central zone is, however, featureless in magnetic anomaly pattern. In the northern Ryukyu Arc, Miocene to Pleistocene volcanic edifices are located in the inner part of the Quaternary volcanoes, i.e. Nakano-sima, Suwanose-sima and Io-Tori-sima islands belong to the recent volcanic group and Gazya-sima, Takara-sima and Akuseki-sima islands to the old volcanic group. These volcanoes are mainly composed of pyroxene andesite, which is consistent with magnetic anomalies with intermediate amplitude. In the central zone west offing of Okinawa-sima island, several oval uplifts of the West Ryukyu knolls are located in the western margin of the insular shelf (see Fig.5.8). However, no appreciable magnetic anomalies are observed over these uplifts, reflecting probably acidic rocks of weak magnetization contrast. Acidic pumices dredged from several uplifts in this zone may support the above interpretation (Kato et al.,1982). The reversed magnetic anomaly pattern lies over the Daiyon-Kume knoll (N26°11', E126°26'). These features enable us to trace back the volcanic activity of the West Ryukyu knolls at least to the Matuyama reverse epoch (before 0.7Ma).

The southern zone south of the Kerama Gap is characterized by conspicuous dipole magnetic anomaly pattern corresponding to knolls in the southern margin of the Okinawa Trough. The depth to uplift, peak to peak amplitude and distance are as follows: Daiiti Miyako knoll (H,865m, 710nT, 5.5km), Daini Miyako knoll (J,1630m, 390nT, 7.5km), Daisan Miyako knoll (K,943m,490nT,3.0km), Daigo Miyako knoll (L,1800m, 490nT, 4.5km), Irabu knoll (M,1890 m, 840nT, 8.0km) etc, as shown by Ueda (1986). These magnetic anomalies show the dipole pattern suggesting normal magnetization of the source bodies. The relatively large amplitude anomalies may favour the basaltic composition of the source body instead of andesitic rocks.

As mentioned above, the northern zone is characterized by the short-wavelength and intermediate amplitude anomaly, the central zone by the featureless magnetic anomaly pattern reflecting acidic rocks and the southern zone by the conspicous magnetic anomaly pattern due to the basaltic composition of the volcanic edifices.

The above along-arc variation of the Quaternary volcanic zone is well represented in the magnetic basement map,i.e. the distinguishable NE trending basement highs (V1) along the Tokara volcanic chain from Nakano-sima to Io-Tori-sima islands, featureless magnetic basement relief along the West Ryukyu knolls in the central zone, and the discrete basement highs (V2) in good correspondence with the West Ryukyu knolls in the southern zone.

III : Palaeo-Ryukyu volcanic zone of Miocene to Pliocene of age.

This anomaly zone is characterized by the positive anomaly extending in SW direction from the vicinity of Igyosone bank (N27°29',E128°06') to the surroundings of Kume-sima island (L2). The andesitic pyroclastic materials of Miocene age outcrop in Kume-sima and Aguni-sima islands, which are indicative of green tuff activity in the Miocene age. The magnetic anomaly overlying Kume-sima island amounts to 1000nT, which suggest the existence of basic materials of high magnetization contrast beneath the edifice. Above positive anomaly extends in WSW direc-

tion across the Kerama Gap, and anotherpositive peak occurs on the insular shelf facing the Kerama Gap. The magnetic basement high corresponding to this anomaly zone (V3) is about 250 km length in NE direction and about 75km in width. Aguni and Kume-sima islands are located in the southeastern part of the magnetic basement high. The general features of the magnetic basement high resemble to that in the eastern margin of the Tunghai shelf.

It should be noted that the old volcanic zone of Miocene to Pliocene age is situated here in the outer region against the Quaternary volcanic front of the West Ryukyu knolls; i.e. the opposite geographical arrangement between the old and new volcanic zones occurs in the central Ryukyu south of the Igyosone bank. These features may imply the southeastward drift of this magnetic block against the northern arc.

IV : Okinawa Trough

The magnetic features of the Okinawa Trough are different among three areas of the southern, central and the northern parts in correspondence with topographic/geological characteristics. In the southern part of the Okinawa Trough, the most significant feature of the magnetic anomaly is the WE trending paired anomaly overlying the Yayeyama graben (L4 in Fig.5.6). Besides the magnetic anomalies arising from intrusive or buried edifices are also recognized (U). Miyako seamount (21 in Fig.5.6) located at N24.6°, E125.1°, shows a summit depth of 812m from the surrounding depth of about 2000m and has the horizontal dimension of 12km×50km. A negative anomaly overlies the edifice, however whose amplitude is subdued reflecting low magnetization intensity of the body.

The magnetic basement of the southern part of the Okinawa Trough is depressed beneath the Yaeyama graben (D0) and separated into several blocks by the N-S trending basement highs (R1, R2) and lows (D1 to D4). The above segmentation can be traced from the Tunghai shelf area to the southern Ryukyu Arc as denoted by depressions of D1, D2 supperimposed on the magnetic basement map.

In the central part of the Okinawa Trough, the depression zone of the magnetic basement is not located beneath the central axis of the trough but shifted in the NE direction by about 40km to 80 km. The marked magnetic anomalies are recognized in association with the Iheya knolls group (Y). It is noteworthy that the eastern end of these magnetic anomalies coincides with the displacement zone of the positive anomaly belt (L2). Besides, topographic depression of the Yoron basin occurs on the seaward extension of the above displacement zone. This displacement zone is named as the Yoron depression zone as mentioned in the description of the magnetic anomaly zone of II. These features are also well represented in the magnetic basement map.

Another anomaly (A) associated with Daiiti (N26°51', E126°52') and Daini (N26°53', E126°47') Tori-sima knolls also shows the elongation oblique to the Ryukyu Arc. The above trend coincides with the general direction of the en-echelon arrangement of the grabens appearing in the southern part of the Okinawa Trough. The magnetic basement corresponding to these anomalies is uplifted in association with Daiiti and Daini Tori-sima knolls and Iheya knolls (R3, R4). The eastward elongation of the magnetic basement high of the Iheya knolls coincides with the northern end of the magnetic basement high of

V3. Oshima et al. (1988) ascribed the magnetic anomalies associated with the Iheya knolls to the topographic effect, however the present analysis shows the considerable magnetic basement relief attributable to the buried intrusive igneous body.

In the northern part of the Okinawa Trough, the appreciable magnetic anomalies are recognized inside of the old volcanic chain, contrary to the featureless configuration of the bathymetry. Among them, two magnetic belts (L5, L6) slightly oblique to the Tokara islands chain are recognized over the inner region west of the Quaternary volcanic front. The magnetic anomalies along the former belt are comparable in amplitudes and wavelengths with those of the Quaternary volcanic edifices. Now that Kusagaki, Uzi and Kosiki-zima islands, which were intruded by andesitic to granitic rocks of Mioceneage, are situated on the NE extension of L5, this belt seems to correspond to the palaeo-volcanic chain older than inner ones. Another belt L6 is not so evident as L5 in extension, however the small uplifts and buried basement highs can be recognized along this belt, i.e. Kita-ense knoll in the south-southwestern end and traced in NNE direction as the uplifts of Nisi-gazya, Oki-uzi and Minami-uzi knolls, respectively. This belt (L6) seem to be older than L5 because of thicker sedimentary layer covering the edifices. The patched anomalies (P1, P2) west of L6 show similar features in amplitude and wavelength as those on the Tunghai shelf break. This may imply that the buried bodies producing patched anomalies are originally continuous to the magnetic basement of the Tunghai shelf and then separated as it is.

The derived magnetic basement model also shows the lineated magnetic basement highs (R5, R6) corresponding to magnetic zones of L5, L6. These magnetic basement highs terminate on the north of the magnetic basement low marked by D7, whose seaward extension coincides with the Yoron depression zone as seenin Fig.5.9a. The magnetic basement model also shows another elongation oblique to R5, R6 as shown by the basement high of R7 and basement lows denoted by D8, D9. The southward extension of D8 coincides with the topographic depression of the Tokara channel. This NNW-SSE trend seems to agree with the strike of the lateral fault caused by the southeastward drift of the north Ryukyu due to opening of the Japan Sea (Katsura, 1992). It is also should be noted that the magnetic basement low (D5) seems to separate the magnetic basement high of R8 from that of the Tunghai shelf.

V : No remarkable anomalies are recognized within this zone except the anomaly denoted by Q, reflecting the thick sedimentary layer of the Shimajiri formation and the low magnetization contrast composing the pre-Miocene basement complex. The granitic rocks of Eocene age intruding the palaeogene complex outcrop in Amami-O-sima and Tokuno-sima islands and the Miocene granitic rocks are also recognized in the Motobu peninsula of Okinawa-sima island and Tonaki-sima islands, respectively. The broad and low amplitude anomalies marked by A1, A2 may correspond to the above granitic rocks. The anomaly overlying Daini-Amami bank marked by Q occurs within the Motobu belt, which is characterized by the intrusive rocks of grano-diorite and granite of Mesozoic to Cenozoic age.

The magnetic basement highs (H1, H2, HQ) occur in corresponding to magnetic anomalies of A1, A2 and Q. Amami-O-sima island is just locat-

ed on the upliftedmagnetic basement. The depression zone of the magnetic basement (FB) is also recognized in the outer zone of the Ryukyu geanticline in nearlly parallel to the Ryukyu trench. This depression zone may represent the sedimentary basin of the forearc region of the Ryukyu Arc.

VI : This zone corresponds to the southern Ryukyu Arc including Miyako and Yaeyama islands. Several conspicuous anomalies are recognized on the geanticline of the southern Ryukyu Arc such as NE elongated anomaly marked by E and EW trending anomalies of R and S. These anomalies may be correlated to the Eocene green tuff activity as revealed by pyroclastic rocks and andesite flows of Eocene age outcropping in Isigaki island (Ueda,1986; Oshida et al.,1992). The Miocene granitic rocks outcropping in Isigaki-sima island is an alternative candidate for the magnetic source. However, information about the magnetic property of the granitic rocks is necessary to obtain the corroborant conclusion. The magnetic basement highs of the south Ryukyu can be separated into two zones of B7 and B8 by the topographic depression of the Isigaki saddle, the former magnetic basement high loads Isigaki and Iriomote islands and the latter Tarama-sima and Miyako islands. It is noteworthy that the topographic depressions of the Isigaki and Miyako saddles is in good correspondence with the magnetic basement lows marked by D1, D2 which may imply the structural origin of these topographic depressions.

VII : This zone covers the area from the continental slope to the Philippine Basin including the Daito ridge and the Amami plateau. The most outstanding features of the magnetic anomaly are the aspects that the elongated anomalies corresponding to the Amami plateau and the Daito ridge (M1, M2) extend to the forearc region across the Ryukyu trench (Kasuga et al.,1992). These features are more apparent in the magnetic basement map (basement highs of S1, S2). The above facts suggest the ongoing accretional process of the ridge to the Ryukyu Arc. In contrast to above features, the negative anomaly zone occurs over the trench as marked by M3. This negative anomaly zone may be originated from the sharp depression of the magnetic basement (F1 in Fig.5.9). Multi-channel seismic profiling transecting the Nanseisyoto Trench also reveals the normal faults of the oceanic crust on the seaward trench slope in consistent with the magnetic features mentioned above (Kato, 1991). Conspicuous magnetic anomalies occur in coincidence with topographic uplifts of the Amami plateau and the Daito ridge. These ridges are thought to be old-island arcs accompanied by thick continental crust composed of acidic rocks, but magnetic features suggest the composition of basic materials of high magnetization intensity. As to this matter, the analysis of the Daito ridge mentioned in the following section may be helpful for understanding the origin of these magnetic anomalies.

5.5 Pseudo-gravity analysis

Pseudo-gravity was calculated as for three areas (A, B, C) shown in Fig.5.18. and compared with the short-wavelength Bouguer gravity anomaly to obtainthe ρ/J (g/emu) ratio of the representative magnetic basement highs in the area of SW01, SW02 and SW03 ,respectively.

5.5.1 Pseudo-gravity analysis for SW01

The short-wavelength Bouguer gravity anomaly

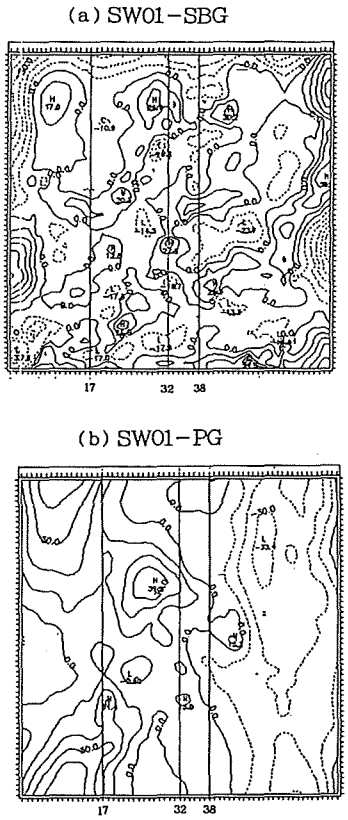


Fig.5.10 Short-wavelength Bouguer gravity anomaly (a) and the pseudo-gravity (b) of the area SW01.
The assumed ρ/J ratio for calculation of pseudo-gravity is 100 g/emu. Contour interval is 10mgal. Analyzed area is marked by A as shown in Fig.5.18.

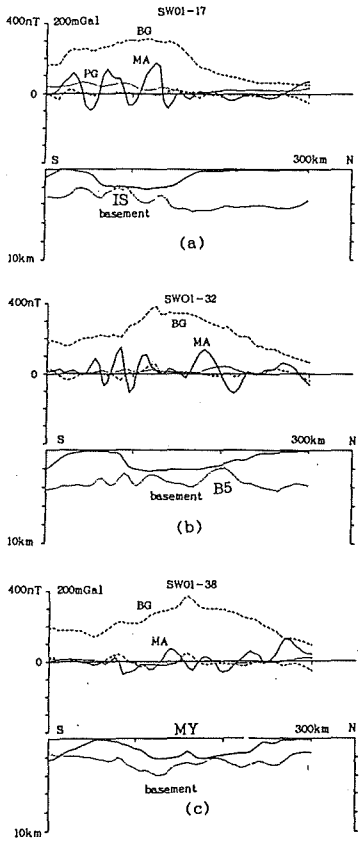


Fig.5.11 Cross-sections of magnetic basement model and the related geophysical data of the area SW01. BG:Bouguer gravity anomaly (dot), SBG:Short-wavelength Bouguer gravity anomaly (broken), PG:Pseudo-gravity (dot), MA:Observed magnetic anomaly (solid). Derived magnetic basements are shown by dot lines in the lower part. IS: (a):section-17, (b): section-32, (c): section-38.

and the calculated pseudo-gravity for the area of A (SW01) are shown in Fig.5.10 and the the representative cross-sections are illustrated in Fig.5.11 together with magnetic basement relieves. These cross-sections make apparent the existence of the buried magnetic basement highs beneath the Okinawa Trough. The section-17 shows the considerable size of the buried magnetic body of the Isigaki knoll. A section-32 crossing over the Sekibi reef shows no appreciable Bouguer gravity anomaly in assocciation with it. These features imply that the ρ/J ratio corresponding to the magnetic basement high of the Sekibi reef is too small to produce appreciable gravity anomaly, which is consistent with the granitic composition of the Senkaku ridge. A section-38 crossing over Miyako seamount also reveals the magnetic basement high with considerable horizontal dimension sustains the non-magnetic uplift of Miyako seamount, but the local Bouguer gravity high implies the large den-

sity contrast composingthe seamount.

5.5.2 Pseudo-gravity analysis for SW02

The short-wavelength Bouguer gravity anomaly and the calculated pseudo-gravity for the area of B (SW02) are shown in Fig.5.12 and the the representative cross-sections are illustrated in Fig.5.13 together with the magnetic basement relieves. The short-wavelength Bouguer gravity anomaly map shows the significant positive zone over the geanticline of the Ryukyu Arc, but no appreciable pseudo-gravity occurs reflecting the low magnetization contrast. The positive short-wavelength Bouguer anomaly amounting to ten and several mgals occurs on the Tunghai shelf, however their amplitudes are very small relative to the pseudo-gravity. Above features are more apparent in sections shown in Fig.5.13. In section-25 and section-38, two magnetic basement highs correlative to the Goto ridge and the Miocene green tuff zone are recognized. The ρ/J

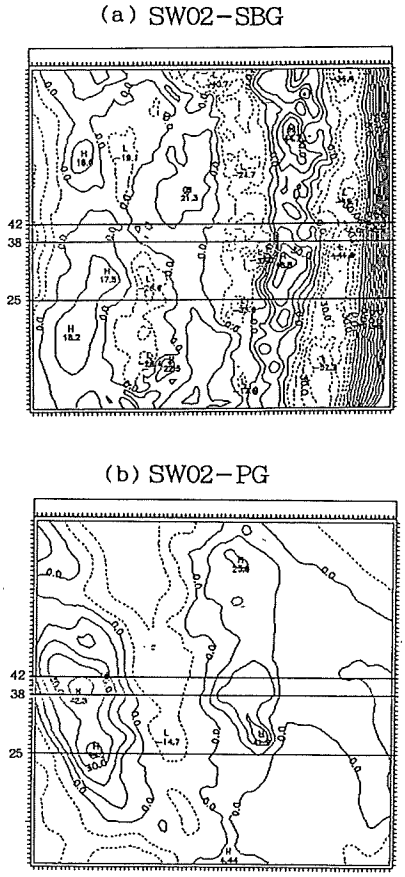


Fig.5.12 Short-wavelength Bouguer gravity anomaly (a) and the pseudo-gravity (b) of the area SW02.
The assumed ρ/J ratio for calculation of pseudo-gravity is 100 g/emu.
Contour interval is 10mgal. Analyzed area is marked by B as shown in Fig.5.18.

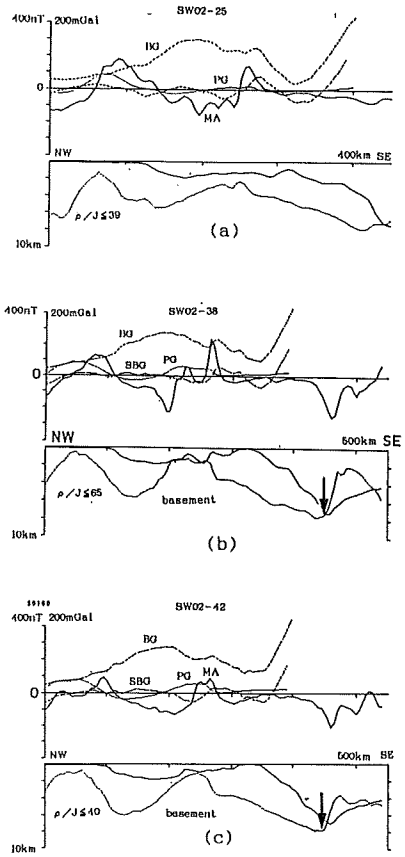


Fig.5.13 Cross-sections of magnetic basement model and the related geophysical data of the area SW02. BG:Bouguer gravity anomaly (dot), SBG:Short-wavelength Bouguer gravity anomaly (broken), PG:Pseudo-gravity (dot), MA:Observed magnetic anomaly (solid). Derived magnetic basements are shown by dot lines in the lower column.
(a): section-25, (b): section-38, (c): section-42.

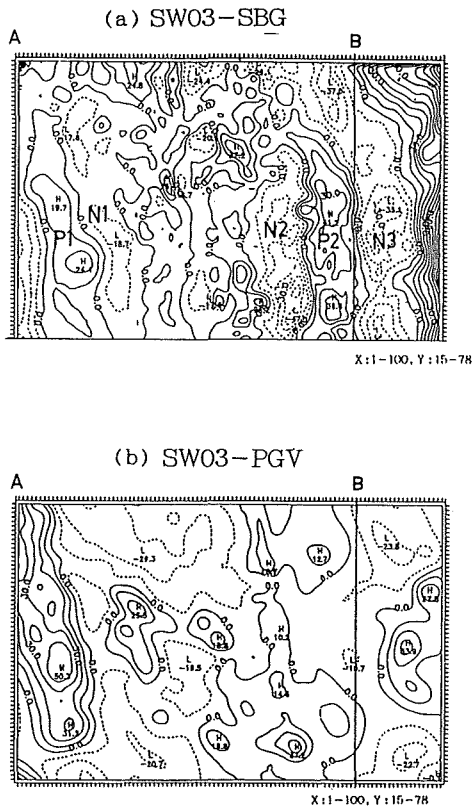


Fig.5.14 Short-wavelength Bouguer gravity anomaly (a) and the pseudo-gravity (b) of the area SW03.
The assumed ρ/J ratio for calculation of pseudo-gravity is 100 g/emu. Contour interval is 10mGals. Analyzed area is marked by C as shown in Fig.5.18. P1 and P2 mean positive anomaly zones and N1, N2, and N3 negative ones. Correlation analysis is conducted for the area between A and B as shown in Fig.5.16.

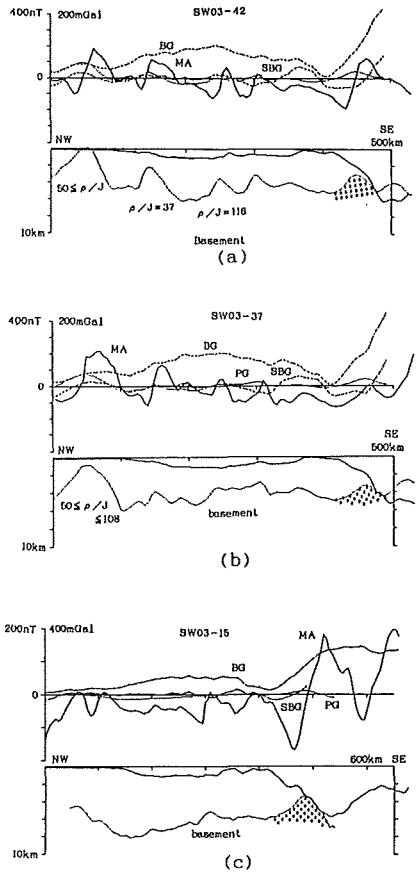


Fig.5.15 Cross-sections of magnetic basement model and the related geophysical data of the area SW03. BG:Bouguer gravity anomaly (dot), SBG:Short-wavelength Bouguer gravity anomaly (broken), PG:Pseudo-gravity (dot), MA:Observed magnetic anomaly (solid). Derived magnetic basements are shown by dot lines in the lower column. The dotted basement highs show the accreted magnetic bodies across the trench. (a): section-42, (b): section-37, (c): section-15.

ratio of the Goto ridge becomes 39 for section-25 and 65 for section-38, respectively. These values may become smaller when the raw Bouguer gravity anomaly were adopted for correlation analysis because of the featureless Bouguer gravity anomaly pattern over the Tunghai shelf. On the contrary, the reverse correlation between the short-wavelength Bouguer anomaly and pseudo-gravity anomaly is recognized for the magnetic basement high correlative to the Miocene green tuff zone. This reverse correlation may manifest the negative density contrast of the magnetic basement high or skewness effect resulting from different magnetization direction. If the assumed magnetization direction is true, we should accept the considerably small ρ/J ratio of the magnetic basement high corresponding to the Miocene

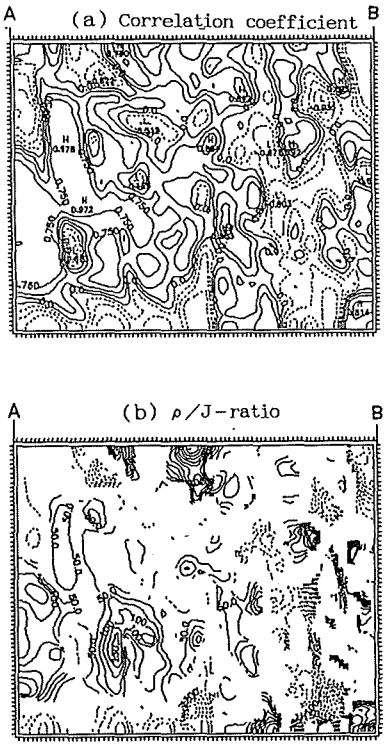


Fig.5.16 Correlation coefficients(a) and estimated ρ/J ratio(b) of the area A−B in Fig.5.14. Correlation analysis was conducted between the short-wavelength Bouguer gravity anomaly and the pseudo-gravity in SW03 shown in Fig.5.14.

(a): correlation coefficients, (b): estimated ρ/J ratio.

volcanic body. The reverse correlation also appears on the Quaternary volcanic edifices in the northern Ryukyu Arc as seen in the associated Bouguer gravity anomaly low (L3 in Fig.5.5). In the trenchward side of section-38 and section-42, we see the depressions of the magnetic basement just over the trench axis. These features represent the normal faulting of the Oceanic crust as mentioned before.

5.5.3 Pseudo-gravity analysis for SW03

The short-wavelength Bouguer gravity anomaly and the calculated pseudo-gravity for the area of C (SW03) are shown in Fig.5.14 and the the representative cross-sections are illustrated in Fig.5.15 together with the magnetic basement relieves. The short-wavelength Bouguer gravity anomaly reveals the NE trending positive and negative anomaly zones. The westernmost positive and negative zones (P1, N1) are well correlated to those of the pseudo-gravityfringing the eastern margin of the Tunghai shelf. The easternmost negative zone (N3) seems to correspond to the forearc sedimendary basin. The negative Bouguer anomaly zone (N2) occurs over the Quaternary volcanic zone and the positive one (P2) over the Ryukyu geanticline.

The ρ/J ratio of the Goto ridge falls in the range from 50 to 108 as seen in the section-37 and 42. In these sections, the accreted magnetic basement highs are recognized beneath the landward trench slope. These accreted magnetic bodies are considerably large relative to magnetic basement highs corresponding to the Quaternary volcanic edifices. In section-42, we see the basement highs of considerable size beneath the oceanic floor of the northern part of the Okinawa Trough. These upheaved magnetic basements are well correlated to the local Bouguer gravity highs. The ρ/J ratio of these basement highs are scattered from 37 to 116. The westernmost magnetic basement high corresponding to the Goto ridge has the ρ/J ratio ranging from 50 to 108. These values are somewhat large relative to those of the central area (Fig.5.13). Two-dimensional area lcorrelation analysis between the short-wavelength Bouguer gravity anomaly and the pseudo-gravity, however, gives the value around 50 for the Goto ridge, as seen in Fig. 5.16. This value is also in favour of the magnetic source of low ρ/J ratio as revealed from the analysis of SW01 and SW02.

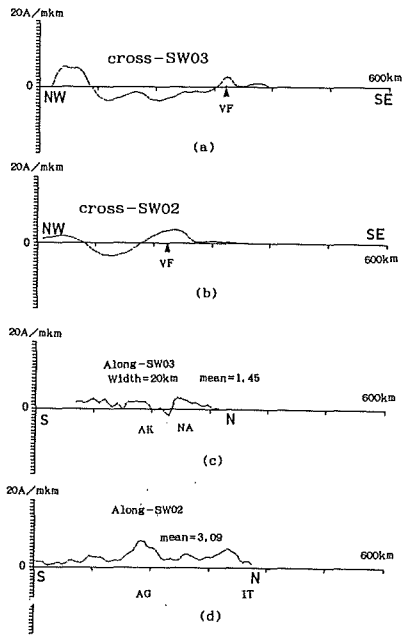


Fig.5.17 Cross-arc(a,b) and along-arc(c,d) variation of the bulk magnetization of the Ryukyu Arc. Unit of bulk-magnetization per km^2 is A/m·km

(a): cross-arc of SW03, (b): cross-arc of SW02, (c): along the volcanic frontal area of SW03. This figure represents the mean value for the zone of 20km width orthogonal to the arc. Total mean becomes 1.45A/m·km.

(d): along the volcanic frontal area of SW02. This figure represents the mean value for the zone of 20km width orthogonal to the arc.

5.6 Bulk magnetization of the Ryukyu Arc

The mean bulk-magnetization per unit square (BMR: A/m·km) is estimated based on the magnetic basement models for the SW02 and SW03 with the same method described in section 4.4.4. An cross-arc variation, transecting the arc orthogonally to the general trend of the arc, was estimated as shown in Fig.5.17 (a), (b). The result for SW02 shows the bimodal peaks, the western peak corresponds to the Goto ridge and the eastern one to the Miocene volcanic zone of the central Ryukyu. It should be emphasized that the bulk magnetization (BMR) of the latter zone is comparable to that of the Goto ridge. These features may imply that the volcanic activity creating the Miocene magnetic block (V3) is similar to that forming the Goto ridge. The bulk magnetization of the northern Ryukyu Arc (SW03) shows the significantly large BMR of the Goto ridge in comparison with that of the Quaternary volcanic front. These features forced us to imagine the unusual volcanic activity producing the magnetic edifices of the Goto ridge. In the lower parts of Figs.5.17 (c), (d) are shown the along-arc variation of the bulk magnetization of the volcanic zone. The result for SW02 shows the relatively large mean BMR of 3.09, however, this value does not represent the BMR of Quaternary volcanic edifices but of the Miocene magnetic basement high; that is, no considerable magnetic edifices are seen along the volcanic front of the central Ryukyu to the south of Io-Tori-sima island, reflecting the acidic volcanism of weak magnetization intensity. The mean BMR for northern Ryukyu (to the north of Io-Tori-sima) becomes 1.45. This value is less than that of the northern Izu-Ogasawara Arc (1.74). The above difference may result from different magma production rate and the different petrological composition of the Quaternary volcanic edifices between the Ryukyu Arc and the northern part of the Izu-Ogasawara Arc.

In Table 5.4, are listed the bulk magnetization values (A/m·km^3) for the respective magnetic basement highs together with the corresponding Bouguer gravity anomaly values. The bulk magnetization of volcanic edifices of the south Ryukyu are significantly larger than those of the north Ryukyu. These values, however, are small

relative to those of the Izu-Ogasawara Arc.

5.7 Two-dimensional magneto-gravity response analysis

To investigate the magnetic property of the Moho boundary, two-dimensional magnetic and gravity analyses were performed on the sections shown in Fig.5.18. These results are significant for consideration of the deep seated magnetic source producing relatively long-wavelength magnetic and gravity anomalies.

5.7.1 Results on SW01

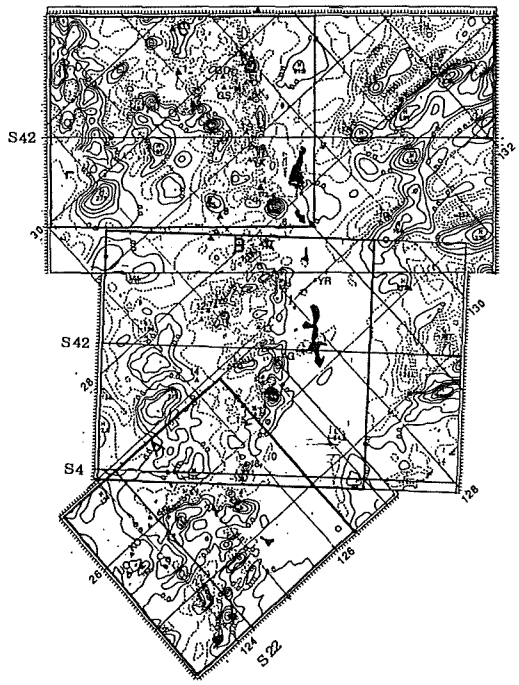


Fig.5.18 Target areas for three-dimensional pseudo-gravity analyses(Fig.5.10,Fig.5.12, Fig.5.14) and cross-sections for two-dimensional magneto-gravity response analysis(Fig.5.20 to Fig.5.23).
A:area shown in Fig.5.11, B:area shown in Fig.5.13 ,C:area shown in Fig.5.14. The cross-sections S22 in SW01, S4 and S42 in SW02, and S42 in SW03 are analized by magneto-gravity response function method.

Table 5.4 Bulk magnetization of the volcanic edifices of the Ryukyu Arc.

Abbr.	name	Bulk magnetization ($A/m \cdot km^3$)	BGA($\lambda \geq 160km$) (mGal)
1 SW01			
18	Daisan Miyako Kaikyu	2270	143
19	Daiiti Miyako Kaikyu	2210	147
22	Isigaki Kaikyu	5769	146
2 SW03			
NA	Nakano Sima	1538	66
SU	Suwanose Sima	273	66
YK	Yokoate Sima	1051	79
IT	Io-Tori Sima	459	13

In response to the recent progress of the sea-bottom surveys, Oshida et al.(1992) present the magnetic structural model crossing the southern Okinawa Trough in NS direction. Their model is based on the seismic P-wave velocity structure obtained by Hirata et al.(1991), and ascribes the observed magnetic anomaly to the magnetization of the upper crust having the P-wave velocity of 3.6~6.4km/sec. In Fig.5.19 is shown the P-wave velocity model together with the magnetic structure derived by Oshida et al.(1992). This magnetic structural model well explaines the observed magnetic anomaly, but the gravity features are not taken into account. The flat bottom of the Moho boundary as shown in Fig.5.19 conflicts with the Bouguer gravity high overlying the Okinawa Trough. To avoid above contradiction, synthetic analysis of magnetic and gravity anomalies was attempted as shown in Fig.5.20 for the section-22 in SW01(Fig.5.18). The location of this sectionis nearly the same as that of Oshida's model. The upper part ascribes the magnetic anomalies to the upper magnetic layer. Thus obtained magnetic basement relief is similar to Oshida's model except for the central basement high corresponding to the Yaeyama central knoll.

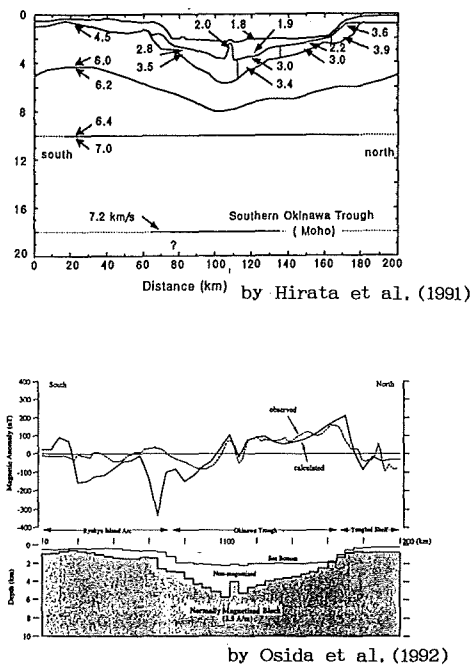


Fig.5.19 Crustal structure of the Okinawa Trough. Upper: Seismic velocity structure of the Okinawa Trough (after Hirata et al.1991). Lower: Magnetic structure of the Okinawa Trough (after Oshida et al.1992).

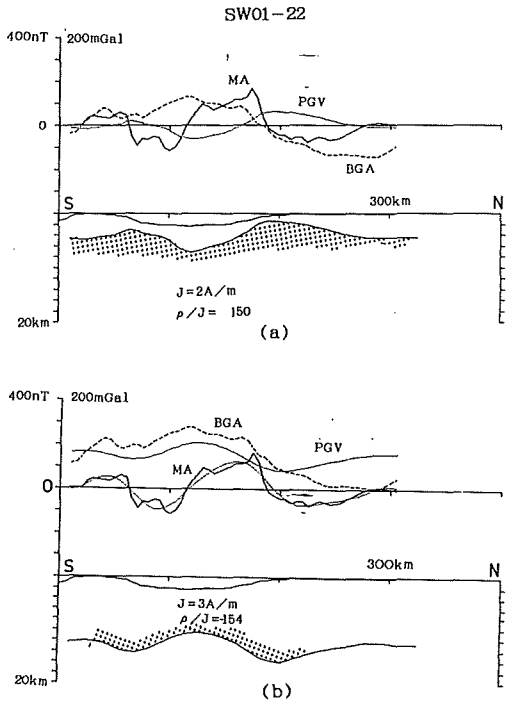


Fig.5.20 Results of magneto-gravity response analysis on section 22 of SW01.
MA:magnetic anomaly, BGA:Bouguer gravity anomaly, PGV:Pseudo-gravity for the ρ/J ratio shown in figure.
(a): magnetic anomalies are ascribed to upper relief of magnetic layer.
(b): magnetic anomalies are ascribed to the undulation of the lower magnetic boundary corresponding to the Moho boundary.

The pseudo-gravity is, however, depressed over the Okinawa Trough in contrast to the Bouguer gravity high. On the other hand, the lower model, which ascribes the long-wavelength magnetic anomalies to the lower boundary of the magnetic layer, well explaines the magnetic and gravity features over the Okinawa Trough. As the lower boundary thus obtained corresponds to the negative density boundary, the Moho boundary is likely as the magnetic lower boundary. The ρ/Jeff ratio of this boundary becomes -154, so the density contrast becomes 0.45g/m^3 for the assumed magnetization intensity of 3.0A/m. These values seems to be acceptable for the Moho boundary. As mentioned above, the present model suggests the high magnetization contrast at the Moho boundary instead of the upper crust of Oshida's model.

5.7.2 Results on SW02

The magneto-gravity response analysis is conducted for the section-04 of SW02 (Fig.5.18) and the result is shown in Fig.5.21. The effective inclination of magnetization vector is shifted about 180° from that of the present magnetic field, besides coherence is enhanced in the wavelength longer than 80km. These features may imply that the long-wavelength anomalies can be ascribed to the magnetic lower boundary of negative density contrast. In the lower part of

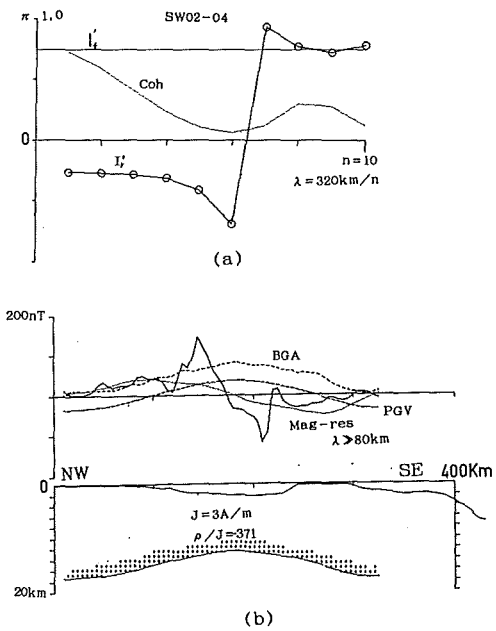


Fig.5.21 Results of magneto-gravity response analysis on section 04 of SW02.

(a): Coherence (coh) and effective inclination (I_r') of magnetization vector againt the wave-number of the magnetic anomalies.

(b): Magnetic lower boundary (dotted pattern) derived from gravity-correlated magnetic anomaly (magnetic response) of wavelengths longer than λc=80km. Magnetization direction is assumed to be present field direction.

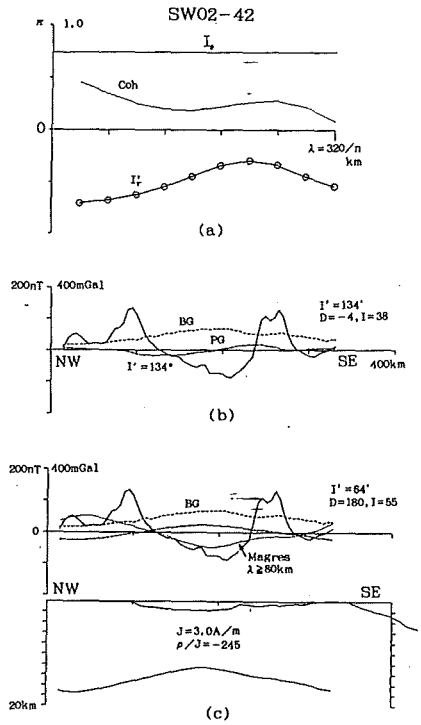


Fig.5.22 Results of magneto-gravity response analysis on section 42 of SW02.

(a): Coherence (coh) and effective inclination (I_r') of magnetization vector againt the wave-number of the magnetic anomalies.

(b): Calculated pseudo-gravity under the present magnetic field direction (I_r'=134°).

(c): Magnetic lower boundary derived from gravity-correlated magnetic anomaly (magnetic response) and the calculated pseudo-gravity for effective inclination of I_r'=64°, which is significantly different from present magnetic field direction.

Fig.5.21, is shown the magnetic structure derived from the magneto-gravity response filter. The correlation between the pseudo-gravity and the Bouguer gravity anomaly is 0.99 and the ρ/J_{eff} ratio becomes −371. These results also suggest that the Moho boundary plays the role of magnetic boundary in the vicinity of this section.

The same analysis was also applied for section-42 of SW02, but the coherence is less than 0.5 even in the long-wavelength zone, besides normal magnetization assumption does not hold true as noted from the derived effective inclination considerably different from the conjugate value of I_f'−180° (Fig.5.22). The above circumstance is reflected as the disagreement of the peak positions between the pseudo-gravity and the Bouguer gravity anomaly. This fact may arise from the situation that the Curie isotherm is upheaved above the Moho boundary beneath this section. The elevated Curie isotherm here seems to be consistent with the active hydrothermal and magmatic activities discovered in the Izena hole

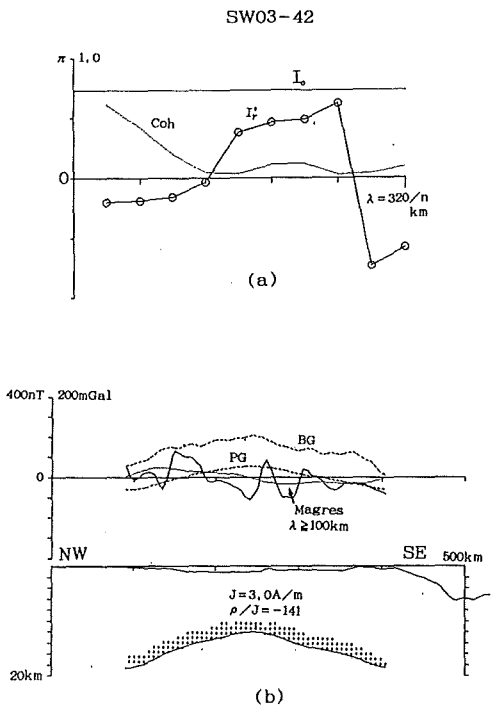


Fig.5.23 Results of magneto-gravity response analysis on section 42 of SW03.

(a): Coherence (coh) and effective inclination (I_r') of magnetization vector againt the wavenumber of the magnetic anomalies.

(b): Magnetic lower boundary derived from magnetic response components.
Magnetization direction is assumed to be present field direction.

and in the Iheya knolls in the central Okinawa Trough.

5.7.3 Results on SW03

In Fig.5.23, are shown the results of magneto-gravity response function analysis on section-42 of SW03. This result indicates that the derived effective inclinations for the long-wavelength anomalies are shifted about 180° from that of the present field direction. Besides the coherences are enhanced with increasing wavelengths of the anomaly. The magnetic response of the long-wavelength component shows the positive trend in the NW side of the section (left) and the negative one in the SE side (right). This trend is to be ascribed to the upheaved Moho boundary playing the role of the magnetic boundary as shown in the derived model. The ρ/J ratio at the Moho boundary becomes −141 for section−42. The results mentioned above may suggest that the Moho boundary is located above Curie isotherm in the northern Okinawa Trough in contrast to the case in the central Okinawa Trough.

5.8 Discussions and concluding remarks of chapter V

The present study reveals the magnetic basement structure of the Ryukyu Arc and its adjacent seas including the Tunghai shelf. Through the present study, following new aspects become apparent for each tectonic zone.

(1) Segmented magnetic structure of the Goto and Senkaku ridge.

The magnetic basement model shows that the Tunghai shelf break is not a continuous folded zone trending in NE direction but is composed of several blocks segmented by magnetic basement depressions. Some of the above depressions can be traced toward the forearc region of the Ryukyu Arc across the Okinawa Trough in good corresponding with topographic features; i.e. Ishigaki and Miyako saddles in the south Ryukyu, the Yoron depression zone in the central Ryukyu, and the Tokara channel in the northern Ryukyu Arc. The above segmented structure is well developed in the southern Ryukyu Arc, where the outline of each segmented block shows the jigsaw fitting in considerable degree. These features seem to be consistent with the assumption of southward drift of the south Ryukyu (Konish, 1965).

(2) Enormous bulk magnetization and relatively

low ρ/J ratio of the Goto-Senkaku ridge.

The bulk magnetization of the Goto and Senkaku ridges are much larger than that of the Quaternary volcanic zone. These features suggest the occurrence of unusual igneous activity creating the huge magnetic basement ridge of the Goto-Senkaku folded belt. The ρ/J ratio of the Goto-Senkaku folded belt is generally less than 50. Especially, no appreciable ρ/J ratio is estimated on the Senkaku ridge. The low ρ/J ratio may imply that the granitic to andesitic bodies of magnetite series compose the basement of this belt.

(3) The Yoron depression zone as the tectonic boundary

The Tokara channel has been thought to be left lateral fault segmenting the Ryukyu Arc (Kizaki, 1978). The magnetic anomaly and derived magnetic basement structure, however, indicates that the Yoron depression zone characterized by the Yoron and Okinoerabu basins is a significant boundary segmenting the Ryukyu Arc; i.e. ① the displacement of the Miocene volcanic zones occurs along this depression zone, besides the intense hydrothermal and igneous activities of the Iheya knolls seem to occur in the western extension of this depression zone, ② two linear arrangements of the old volcanic zones (R5, R6 in Fig.5.9) terminate in the north of this depression zone, ③ the magnetic features of the Quaternary volcanic edifices change significantly at the Yoron depression zone.

In accordance with above features, the author proposes that the Yoron depression zone is an active tectonic boundary segmenting the Ryukyu Arc.

(4) Systematic change of the magnetic basement highs corresponding to the Quatrnary volcanic zone.

The magnetic basement structure along the Quaternary volcanic zone changes significantly at theYoron depression zone and the Kerama Gap, i.e. the NE trending continuous magnetic basement high to the north of Yoron depression zone, discrete magnetic basement highs to the south of the Kerama Gap and in between no appreciable basement highs correlative to Quaternary volcanic edifices. The above along-arc variation may be attributable to the different petrological composition of the volcanic edifices; that is, andesitic volcanic activity in the northern Ryukyu Arc, acidic one in the central Ryukyu Arc and basaltic one in the southern Ryukyu Arc, respectively. The above systematic change may arise from ① the different crustal thickness which may be related to the efficiency of magma ascent and crustal anatexis, ② the different tectonic stress field between the north-central Ryukyu and the south Ryukyu; i.e. compressive stress field due to the collision of the buoyant ridge against the Ryukyu Arc in the northern and central Ryukyu Arcs, and extensional stress field prevailing in the southern Okinawa Trough, ③ the different subducting angle of the Philippine Sea plate resulting from fingering of the subducting slab as proposed by Nagamune (1987) for explanation of the different subduction angle between the northerntocentral Ryukyu Arc and the southern Ryukyu Arc.

One or combination of the above causes may bring about the along-arc systematic change of the volcanic front. The distinct change, however, seemsto be in favour of the third origin, in which case the Yoron depression zone, may correspond to the fingering zone of the subducting slab.

(5) Reversed arrangement of the Miocene volcanic zone in the central Ryukyu Arc.

In the area north of Io-Tori-sima island, the Miocene volcanic zone is situated in the inner region of the Quaternary volcanic front. But, the above lateral arrangement is reversed in the central Ryukyu Arc; i.e. the Miocene volcanic zone is located in the outer region of the Quaternary volcanic front. These features may imply that the central Ryukyu Arc has migrated southeastward against the northern Ryukyu Arc.

(6) Accretional process and normal faulting revealed by magnetic basement structure.

Magnetic basement highs are recognized beneath the lower continental slope of the north to central Ryukyu Arcs. These magnetic basement highs extending to the Amami plateau and Daito ridge across the trench show the ongoing accretional process of the buoyant ridge. On the other hand, the magnetic basement depression is recognized over the southern part of the Nansei-syoto Trench, in consistent with seismic profiling indicicative of normal faulting due to bending effect of the subducting plate.

(7) ρ/J ratio of the Moho boundary derived from magneto-gravity response analysis.

The magnetic anomly over the Okinawa Trough shows the positive trend in the NW side and negative one in the SE side of the trough. This trend is attributable to the magnetic effect of the upheaved Moho boundary. In the southern part of the Okinawa Trough, the ρ/J ratio of the Moho boundary becomes about -150. A similar value is also expected for the northern Okinawa Trough, whereas the reliable results showing the magnetization of the Moho boundary are not obtained for the central Okinawa Trough. The above features seem to be consistent with high hydrothermal activity of the central Okinawa Trough, resulting in the elevation of the Curie isotherm abovethe Moho boundary.

CHAPTER VI. CRUSTAL STRUCTURE OF THE DAITO RIDGE AS REVEALED FROM MAGNETIC AND GRAVITY FIELD ANALYSIS

6.1 Background

The Daito ridge is about 500km length in EW direction and about 100km in width. The Kita-Daito and Minami-Daito islands are located on the western summuit of the ridge. The maximum elevation amounts to about 5000m from surrounding depth of seafloor. The origin of the ridge is still in controversial, however, the crystalline schist and other acidic and plutonic rocks dredged from the ridge suggest that the ridge is not a palaeo-spreading ridge but a kind of palaeo-island arc (Shiki et al., 1979; Aoki and Ishikawa, 1985). Seismic and geoloical studies also indicate the continental origin of the ridge as proposed by Mizuno et al. (1975), and by Okuda et al. (1976). On the contrary, the low K content and low Sr^{87}/Sr^{86} ratio of the dredged tonalites are significantly differnt from the acidic rocks of the Japanese granitoids. The isotopic age of the igneous rocks shows late Creaceous to Early Cenozoic age (Shiki et al., 1985). It is also should be pointed out that the Eocene Nummulites and large Foraminifera were sampled from many locations of the Daito ridge, which may imply shallow water-environment during Eocene age. The palaeomagnetic measurements on the sediment cores from DSDP Site 445 reveals that the Daito ridge was located in the equatorial region in Eocene age and then migrated northward by about 2000km (Kino-

shita, 1980).

To clarify the magnetization of the Daito ridge is thought to be a significant subject for elucidation of the origin of the associated conspicuous magnetic anomalies and tectonic frame-work of the Philippine Sea Plate. A magneto-gravity response analysis seems to be applicable to determine the inclination of magnetization vector of the Daito ridge because of its EW elongation of the uplift.

6.2 Data description

The data used in this study is based on the continental shelf surveys conducted by JHD in 1983 and 1984. Some of the results of above surveys were reported by Kasuga et al. (1986). The MGD77 files of above survey data are now supplied from JODC on request. The MGD77 data were projected on a X−Y plane based on Mercator projection and then grid data of 10km mesh intervals in X and Y direction were calculated by the iteration method of the 2nd order polynomial fitting.

In Fig.6.1, are shown the machine contoured maps of bathymetry, total intensity magnetic anomaly and free-air gravity anomaly. A positive correlation between bathymetry and free-air gravity is recognized. The positive free-air gravity anomaly amounting more than 100mgal overlies the summit area of the ridge. On the other hand, broad negative anomalies less than −40 mgal appear over the Minami-Daito basin. Although the depth of the Kita-Daito basin is nearly the same as that of the Minami-Daito basin, free-air anomaly of the Kita-Daito basin is characterized by the zero level of the free-air gravity anomaly.

The EW trending high amplitude magnetic anomaly larger than 700nT (peak to peak of the anomaly) occurs in good correspondence with the topographic uplift of the ridge. Such a high ampli-

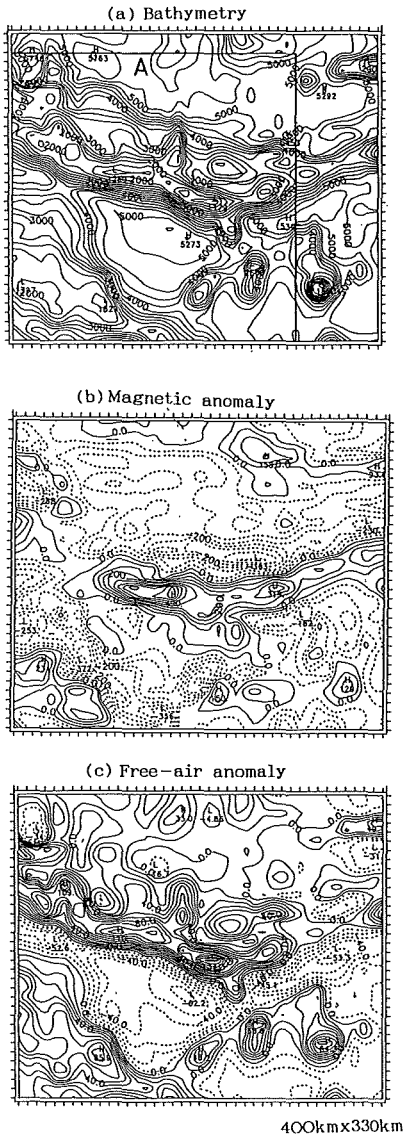


Fig.6.1 Bathymetry (a), total intensity magnetic anomaly (b) and free-air gravity anomaly (c) of the Daito ridge. Contour intervals are 250 m, 50nT and 10mgal respectively. The southwestern corner of the map is N24°, E131°, and the coverage is 400km in the EW and 330km in the NS direction. The area A (310km×310km) enclosed by thick lines was analysed as shown in Figs.6.3 and 6.6.

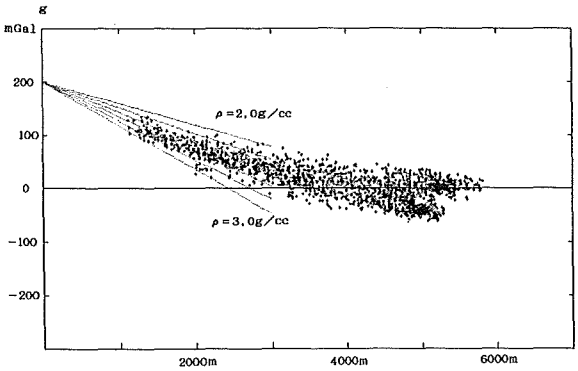


Fig.6.2 Relation between depth and free-air gravity anomaly of the Daito ridge. The regressive gradient corresponds to 2.18g/cm³.

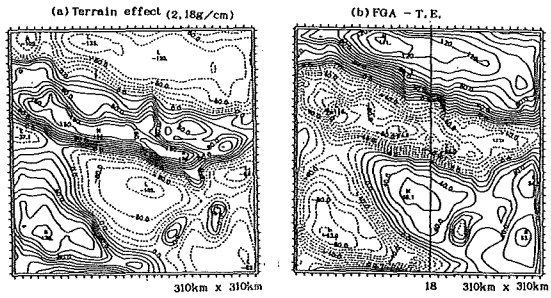


Fig.6.3 Calculated gravity field(a) by the topography of the Daito ridge and reduced gravity anomaly(b) obtained by removal of the terrain effect from the observed free-air gravity anomaly.

tude magnetic anomaly is also recognized in correspondence with the Amami plateau (Kasuga et al.,1992). Elucidation of the origin of such high amplitude anomalies associated with continental crust are thought to be significant subject for understanding the structure of these continental crust.

Prior to the calculation of Bouguer corrections, free-air anomaly values were plotted against water depth as shown in Fig.6.2 in order to estimate a mean density contrast of the uplift in conventional way. The regressive line shown in Fig.6.2 shows a probable mean density contrast of the ridge to be 2.18 g/cm³, which is significantly less than the usual value of 2.67g/cm³. This may arise from two causes, one is relatively low density contrast of thick coral materials covering the ridge, the other is isostatic compensation by the thickening of the continental crust. Gravity anomalies caused by topographic relief (terrain effect) were calculated by Parker's inversion technique under the assumed density of 2.18g/cm³ and subtracted from the observed free-air gravity anomalies as shown in Fig.6.3. The terrain corrected gravity anomaly reveals the concave-shaped features over the ridge, which may be correlated to isostasy of the Daito ridge. Besides, the enhanced Bouguer gravity anomaly of the Kita-Daito basin manifests the upheaved structure or denser contrast of the Moho boundary relative to that beneath the Minami-Daito basin. Bouguer gravity anomalies associated with seamounts show two type of anomalies, one is accompanied by negative Bouguer anomalies indicative of isostasy, the other is featureless gravity anomalies suggesting the elastic sustention of the seamount's weight without root structure. These features are significant for consideration of the structure of the seamounts.

6.3 Gravity-topography response analysis

To estimate the degree of isostatic compensation of the uplift, the response fuction between observed free-air gravity anomaly and topographic relief was calculated by Eq. (65) to obtain the wavelength dependence of the density contrast of the ridge. If the ridge is not accomapnied with isostatic compensation, the derived density contrast is to be equal to the real density contrastof the ridge. On the contrary, when the ridge is subjected to isostatic compensation, the derived

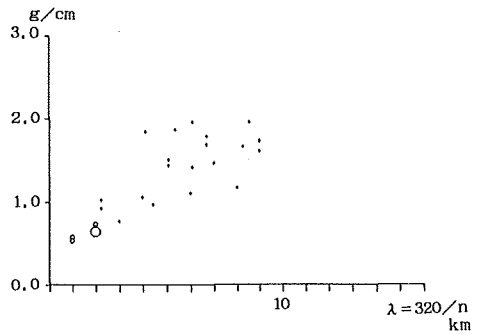


Fig.6.4 Calculated density contrasts obtained by gravity-topography response analysis against the wavelengths of free-air gravity anomaly.

density contrast may be reduced in accordance with degree of isostatic compensation. The calculated result shown in Fig.6.4 shows considerably low density contrast for the wavelengths longer than 80km. This feature implies mature stage of the isostasy of the Daito ridge in consistent with crustal structural model derived by Segawa (1976).

6.4 Magneto-gravity response analysis

The Daito ridge has a considerably strong magnetization as inferred from associated high amplitude magnetic anomalies. To derive magnetization direction is a significant subject for consideration of palaeomagnetic constrain and the magnetic source of the ridge. The response analysis between magnetic and free-air gravity anomalies shows magnetization direction corresponding to the uplift of the ridge, on the other hand, that between magnetic and Bouguer gravityanom alies gives the magnetization direction of the deep-seated source producing Bouguer gravity anomalies. In Fig.6.5a, is shown the effective magnetization inclination derived from response function between magnetic and free-air gravity anomalies. This figure indicates normal

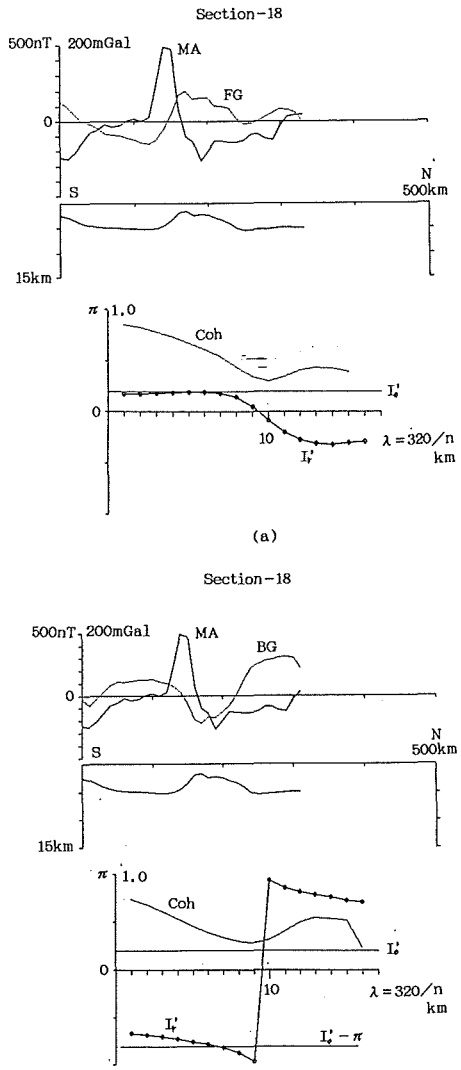


Fig.6.5 Results of magneto-gravity response analysis on the Daito ridge.
Upper column: the cross-sectional data along section-18 shown in Fig.6.3.
Lower column:coherence and effective inclination againt the wave number of the gravity field.
MA: magnetic anomaly, FG: free-air anomaly, BG: Bouguer anomaly.
(a): response between magnetic anomaly and free-air gravity anomaly.
(b): response between magnetic anomaly and Bouguer gravity anomaly.

magnetization direction in the wavelengths longer than 45km, contrary to the shallow inclination suggested by palaeomagnetic measurment of DSDP sediment cores (Kinoshita, 1980). Effective inclinations obtained from magnetic and Bouguer gravity anomalies are shifted about 180° from the effective inclination of the present field as shown in Fig.6.5(b), which indicates a normal magnetization direction in the wavelengths longer than 45km in consistent with Fig.6.5(a). These aspects imply that the magnetic anomalies of the Daito ridge are originated from induced magnetization or viscous remanent magnetization instead of thermal remanent magnetization. The required large magnetization intensity as indicated in following section may be in favour of the viscous remanent magnetization of the crust.

6.5 Three-dimensional gravity and magnetic basements of the Daito ridge

In the wavelengths longer than about 80km, coherences between magnetic and Bouguer gravity anomalies become larger than 0.5 as seen in Fig.6.5(b). The above features suggest that Bouguer gravity anomalies whose wavelengths longer than 80km are well correlated to long-wavelength magnetic anomalies. Based on these results, the lower density boundary corresponding to the Moho boundary was estimated from Bouguer gravity anomalies of wavelengths longer than 80km under two-layer assumption as illustrated in Fig.6.6(a). The magnetic lower boundary was also calculated from magnetic anomalies with wavelengths longer than 80km as shown in Fig.6.6(b). A good correspondence between the above two boundaries is recognized; depressed beneath the eastern part of the Daito ridge and elevated beneath the Kita- and Minami-Daito basins. However no appreciable correlation is seen over the areas marked by A to C. This may manifest the lateral variation of the magnetization of the lower crust. Fig.6.7 shows a NS transection of the derived lower boundaries. The

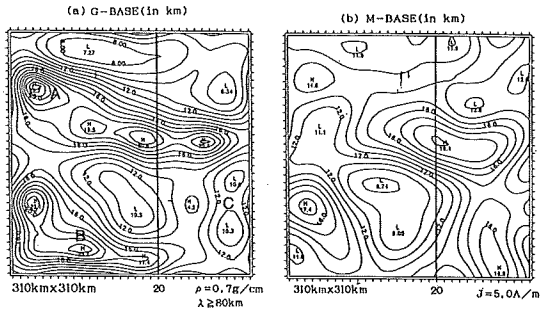


Fig.6.6 Relief of the Moho boundary estimated from gravity and magnetic anomalies of the Daito ridge. Unit in km below sea level. No appreciable correlation between magnetic and gravity basement is recognized on the zones of A, B, and C.

(a): Lower density boundary derived from Bouguer gravity anomalies.
Assumed density contrast is 0.7g/cm^3.

(b): Lower magnetic boundary derived from magnetic anomalies. Magnetization contrast is 5.0A/m and magnetization direction is assumed to coincide with the present field direction.

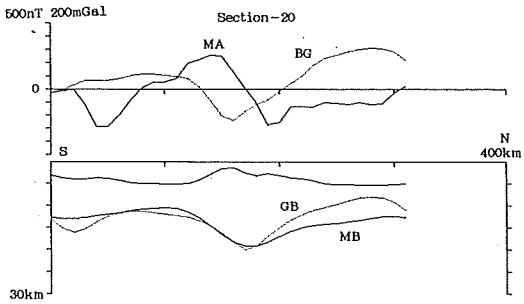


Fig.6.7 N-S cross-section at x-coordinate of 20 of Fig.6.6.
MA: magnetic anomaly, BG: Bouguer gravity anomaly, MB: magnetic lower boundary, GB: the lower density boundary.

good agreement between the above lower boundaries is seen beneath the area from the Minami Daito basin to the Daito ridge. On the other hand, the lower density boundary is much elevated above the magnetic boundary beneath the Kita-Daito basin, reflecting the enhanced Bouguer gravity aomalies over the Kita-Daito basin(Fig.6.3(b)). This disagreement may be solved by assigning relatively high density contrast or relatively weak magnetization intensity contrast at the lower boundary beneath the Minami-Daito basin.

6.6 Concluding remarks

The magneto-gravity response analysis on the Daito ridge reveals that the effective inclination of magnetization vector coincides with that of the present field direction in the wavelengths longer than 45km, although the palaeomagnetic measurements on DSDP sediment cores shows shallow magnetization inclination suggesting the equatorial region at the formative period. This aspect implies that the viscous remanent magnetization of the crust is the main cause of the observed magnetic anomalies in place of remanent one. Besides, the crust of the Daito ridge is thought to be highly magnetic. The origin of the magnetic crust is not clarified at present, however, seems to be significant features related to the formative process of the continental crust of the Daito ridge. The magneto-gravity response analysis between magnetic and free-air gravity anomalies (Fig.6.5(a)) also suggests that the upper crust of the Daito ridge is also magnetic. The magnetic upper crust, as inferred from the above results, may be attributable to granitic rocks of magnetite series. The rapid subsidence of the Daito ridge may also result from the magnetic crust of probably high density contrast relative to usual continental crust.

CHAPTER VII. DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

(1) Inversion methods to derive a magnetic basement relief from observed magnetic anomalies are described. Some of the methods are newly developed by the author with numerical examples. Plausibility and accuracy of three-dimensional inversion method based on iteration algorithm, which was developed by using Oldenburg's (1974) two-dimensional formula, are confirmed to be applicable to areal grid data.

Synthetic analysis methods of magnetic and gravity anomalies are proposed to obtain more reliable structural models. This method incorporates a new idea of magneto-gravity response function to determine magnetization direction of the source body and of magneto-gravity response filter to extract the magnetic anomalies correlattive to the gravity anomalies. In addition, the correlation analyses in space domain are also described to determine ρ/J ratio and magnetization intensity of the source body. These methods should enable us to construct a model consistent with magnetic and gravity anomalies.

(2) Magnetic anomaly profiles covering the Japanese islands are prepared based on airborne magnetic surveys conducted by JHD. Using the above magnetic profiles and the Bouguer gravity anomaly profiles, the magnetic structural models consistent with gravity anomalies are constructed with respect to several transections of Honsyu Arc and a single transection of Kurile Arc of southeastern part of Hokkaido. By this analysis a good correspondence between the magnetic basement and seismic velocity structure is shown

for the case of the northeast and central Honsyu. The former corresponds to the Conrad boundary in the crust and the latter to the seismic velocity structure having seismic volocity of 6.0 to 6.3 km/s. The Conrad boundary beneath the Kurile Arc in the southeast Hokkaido seems magnetic. The magnetic anomaly over the inner region of southwest Honsyu is to be attributable to the magnetic body of low ρ/J ratio, which may correspond to granitic rocks of magnetite series. A lithological model of northeast Honsyu (Takahashi, 1978) derived from xenolith samples is consistent with the present magnetic models of-northeast Honsyu. The relatively large magnetization intensity of the magnetic source with low ρ/J ratio beneath the inner part of southwest Honsyu suggests the enhanced magnetic susceptibility. Besides, the viscous remanent magnetization may also be responsible for the observed large amplitude magnetic anomaly.

(3) Grid data files of topography, total intensity magnetic anomaly, free-air and Bouguer gravity anomalies are calculated and mapped for the Izu-Ogasawara Arc and Ryukyu Arc based on areal survey data released from JODC. The pseudo-gravity and high-pass filtered gravity maps are also compiled for correlation analysis in space domain. Magnetic basement models of the Izu-Ogasawara and Ryukyu Arcs are constructed based on the calculated grid data for quantitative interpretation of the magnetic anomalies. Bulk magnetizations, vertical integration of magnetization intenity, are estimated for the magnetic bodies at the volcanic front and for the representative magnetic basement blocks. This estimation indicates that the bulk magnetization of the volcanic front of the Izu-Ogasawara Arc is larger than that of the Ryukyu Arc by about 30%, which may have resulted from different productivity of magnetic materials at the volcanic front. The southern volcanic front of the Izu-Ogasawara Arc shows the maximum productivity, which is consistent with the huge size of the volcanic edifices of the arc.

In addition, the derived magnetic basement models provide important information for understanding the geological structures and related tectonics, as discussed in each chapter.

(4) The Magneto-gravity response analyses on the Daito ridge reveal that the Daito ridge is magnetized in the present field direction contrary to the shallow inclination of magnetization suggested by DSDP sediment cores. Besides, the lower magnetic boundary derived from long-wavelength magnetic anomalies shows a close resemblance to the estimated undulation of the Moho boundary. This resemblance implies that the lower crust of the Daito ridge is polarized in the present field direction. The origin of high magnetization intensity in the present field direction is reasonably ascribed to the enhanced magnetic susceptibility and/or viscous remanent magnetization of the magnetic source of the Daito ridge.

(5) The ρ/J ratio at the Moho boundary is estimated for the Izu-Ogasawara Arc by the correlation analysis between the long-wavelength Bouguer gravity anomaly and pseudo-gravity anomaly. This result discloses the edge effect due to upheaval of the Moho boundary over the western margin of the northernpart of the Izu-Ogasawara Arc. On the contrary, appreciable ρ/J ratio zone is restricted beneath the Ogasawara Trough in the southern arc. These features imply that the magnetization of the lower crust and the Curie isotherm depth are different between the

northern and southern arc of the Izu-Ogasawara Arc. Magneto-gravity response analysis in the Okinawa Trough also reveals the long-wavelength magnetic anomalies related with convex features of the Bouguer gravity anomalies in the southern and northern part of the trough. The magnetic anomalies corresponding to the undulation of the Moho boundary may imply that it is elevated above Curie point isotherm due to thin continental crust of the regions concerned.

Throughout the present study, the existence of the magnetic source having low ρ/J ratio has become apparent. Two types of low ρ/J ratio are confirmed, one is granitic to andesitic rock of-magnetite series, the other is serpentinite suite of low density contrast. Typical cases of the latter are found in the Kamuikotan belt and the Honsyu-Kurile linear magnetic anomaly, south offing of the southeastern part of Hokkaido. The former source is recognized in the inner part of southwest Honsyu Arc, in the forearc region of the northern Izu-Ogasawara Arc, and along the Tunghai shelf break to the west of the Ryukyu Arc. Magnetic sources of the Kyusyu-Palau ridge may also be classified into low ρ/J ratio, as shown by the magnetic and Bouguer gravity anomaly maps compiled by Kasuga et al. (1992).

Ishihara (1979) reported that the volume of magnetite series increases toward the marginal seaside and he ascribed them to the tensile tectonic environment, which allowed the deeply-originating magma to ascend without crustal contamination. This may have resulted in the formation of granitoids rich in magnetite. In addition, the present study has revealed low ρ/J ratio sources in the forearc region of the northern part of the Izu-Ogasawara Arc. Taking into account the above distribution, another origin of the low ρ/J source may be in the forearc magmatism related to the initial stage of subduction. The deeply-generated magma may also ascend without contamination of the crust under the above condition. This situation may form the granitic to andesitic rocks of magnetite series as seen in the Kyusyu-Palau ridge and the forearc region of the Izu-Ogasawara Arc. In addition to the above situation, a hydrous column in the forearc region, as suggested by Tatsumi (1989), may also keep the crust in oxidation state, resulting in the formation of titanomagnetites rich in Fe_3O_4 content.

Moreover, the magneto-gravity response analysis (Fig.6.5(a)) on the Daito ridge suggests the existence of the magnetic source of low density contrast within the crust. Tonalites recovered from the Daito ridge are characterized by low Sr^{87}/Sr^{86} ratio, which is in favour of the magma without crustal contamination. Accretion of the palaeo-island arc such as the Daito ridge against the palaeo-Asian continental margin may also form the magnetic zone with low ρ/J ratio source. In general, the radiometric age and magnetite content of the granitic rock decreases toward trench side. This trend is, however, reversed in the northeast Japan (Kinoshita and Ito, 1988), that is, granitic rocks of magnetite series in northeast Japan show a reciprocal distribution in regard to radiometric age and magnetite content. However, this reciprocal pattern may be attributable to the accretion of the palaeo-island arc with low ρ/J ratio such as the Daito ridge. The upward magnetization vector calculated from the the short-wavelength magnetic anomaly components of the Sanriku-Isikari linear anomaly (SILA) may also favours this inter-

pretaion.

The present study also suggests the significant contribution of the enhanced induced magnetization of the deep-seated magnetic sources to the observed magnetic anomalies. The magnetic susceptibility of the low ρ/J ratio sources, calculated from the synthetic analysis of magnetic and gravity anomalies, exceeds the observed mean susceptibility value of the granitic rocks of magnetite series as shown in Table 3.1. Such enhancement of susceptibility may be attributable to the enhanced initial susceptibility and to the contribution of the viscous remanent magnetization due to increasing temperature in the deep crust (Shimizu, 1960; Wasilewski et al.,1979). These magnetizations are related to in-situ fugacity (O_2)-temperature equilibrium condition in the crust. Further advance in the field of experimental study on the rock magnetism concerning the enhanced magnetic susceptibility may be required for the construction of the more convincing magnetic structural model.

Acknowledgements

The author would like to express his hearty thanks to Prof. Jiro Segawa for his valuable suggestions and continuing encouragements during the course of this study. His useful comments and guidance on the manuscript are indispensible to the success of this study. He also acknowledges Dr. Motohiko Kato for the useful discussions on the subject described in Chapter II of this study. He is also much indebted to colleagues of the Hydrographic Department, especially to Messrs. Hisaho Nakagawa, Ryoichi Horii, Koichi Kumagawa, Yoshiharu Nagaya, and Tetsuitiro Yabuki,who helped the author in the magnetic surveys and desk works for mapping data. He also pays his respects to the staffs of the continental shelf surveys office of JHD who took part in marine surveys and compilation works for their continuous effort and enthusiasm. He is also grateful to the personnel of JODC who kindly provided MGD77 data for the present study. The author also pays his respect to the captain and crews of YS−11 and the staffs of the Haneda Air Base of the third Regional Head Quarter for the cooperation in the case of the airborne magnetic surveys. He finally express his gratitudes to Dr. Yoshio Iwabuchi, Chief Hydrographer of JHD, for allowing the author to use the original survey data of JHD for the present study.

This paper is the major part of the authors dissertation submitted to the University of Tokyo.

和 文 要 旨

日本列島は千島弧，本州弧，琉球弧，伊豆-小笠原弧から構成され，それぞれの島弧はプレートの沈み込み境界である海溝を伴い，活発な地震，火山，地熱活動の場となっている。これらの島弧は厚い大陸性地殻の存在で特徴づけられる。大東海嶺もまた，厚い大陸性地殻の存在が知られており，古島弧と考えられている。プレートテクトニクスにより，これらの島弧の起源について，グローバルな視点からの理解が得られるようになったが，それぞれの島弧の地殻構造の特徴やその起源については，まだ十分に解明されていない。このような島弧の地殻構造を明らかにすることは，島弧の地質構造やテクトニクスの理解だけでなく，地殻の岩石学的モデルの構築，地殻深部の磁気的性質の解明，地殻深部の物理的，化学的条件等の解明にとっても重要な課題である。

近年，日本列島とその周辺島弧に関する地形・地磁気・重力異常に関するデータは，水路部をはじめ，大学・研究機関などの調査成果が日本海洋データセンターの

データベースに集約され，地球物理学的研究への利用が図られている。これにより，日本列島とその周辺海域の地形や地磁気・重力異常等の図がまとめられ，それぞれの特徴が明らかにされつつある。しかし，今後は，このようなデータを総合的に解析し，それぞれの異種間データに全体として調和的な地殻構造を求めることが重要な課題と考えられる。

本論文は，このような地形・地磁気・重力異常データを総合的に解析する方法を提示するとともに，本方法を，島弧の地殻構造の解析に適用することにより求められた結果を述べたものである。

本論文は，まえがき（第1章）に引続き，第2章：本論文で用いた磁気・重力異常の総合的解析法，第3章：航空磁気測量のプロファイルデータの解析結果にもとずく千島弧，本州弧，の地殻構造，第4章：磁気・重力異常による伊豆-小笠原弧の地殻構造，第5章：磁気・重力異常による琉球弧とその周辺海域の地殻構造，第6章：磁気・重力異常による大東海嶺の地殻構造，第7章：結論の全7章から構成される。

第2章では，フーリエ級数法にもとずく2次元磁気基盤構造解析法，フーリエ変換の繰返し法(Parker(1972)，Oldenburg(1974))による3次元磁気基盤構造解析法，磁・重力応答関数法による磁化方向の決定法，磁気異常から重力と相関のある磁気異常を抽出するための磁・重力応答フィルター，について具体的な数値実験の例を示してそれらの適用方法について述べた。さらに，このようなインバージョン法により求められた磁気基盤構造，擬重力異常と，地形・重力異常との空間領域での相関解析により，解析対象の磁化強度，ρ/J 比をもとめるアルゴリズムを確立した。

第3章の千島弧，本州弧の解析では，北海道北部の神居古潭帯，北海道南東岸沖の釧路-根室磁気異常帯(KNLA)，東北日本の三陸-石狩磁気異常帯(SILA)，中部日本の負異常帯，西南日本の日本海側の東西にのびる正異常帯(SWHLA)の各断面について，磁気基盤構造を求めた。SILA の北緯41度付近のプロファイルに対応する磁気基盤モデルは，コンラッド面の起伏とほぼ一致する結果が得られた。また，KNLA の磁気基盤構造も，地殻内部の密度境界に対応しており，これらの結果から，下部地殻が磁性の強い岩体で構成されていることが推定される。中部日本の負異常帯に対応する磁気基盤の起伏もまた，爆破地震により得られた地殻構造モデルと良い対応を示すが，磁化強度は，前記2例に比べ約半分程度の値となる。このような結果は沈み込むプレートの性質の違いを反映しているものと推察される。一方，神居古潭帯や SWHLA については，磁気異常の振幅は300nT以上に及び，その原因岩体も大規模な構造を有すると推定されるが，ブーゲー重力異常は平坦である。以上の結果から，大陸性地殻起源の磁気異常の主要な原因岩体としては，地殻内部の密度境界に対応するものと（SILA, KNLA)上部地殻での低密度，高磁気モーメント(低 ρ/J 比)の岩体によるものに区分できることがわかった。後者は，磁鉄鉱系の花崗岩もしくは，蛇紋岩がその原因と思われる。

第4章では，伊豆-小笠原弧の磁気基盤モデルを作成し，同島弧の地殻構造の特徴を求めた。それによると，同島弧は孀婦岩構造線を境に南北でその様相が異なる。北部では，①ほぼ南北につらなる西七島海嶺の磁気基盤構造，②火山フロント付近の隆起部とその背弧側での磁気基盤の落込み，③前弧域における大規模なブロック状の磁気基盤隆起帯とさらにその外側の南北に延びる磁気基盤隆起帯，などが特徴的である。前弧域の磁性岩体の ρ/J 比は負の値を示すものがあり，逆磁化か周囲よりも軽い岩体で構成されている可能性がある。西七島海嶺の磁気異常は，地形との相関からほぼ現在の磁場方向で説明できると推定される。同海嶺の磁気基盤の隆起部は現在の火山フロントに併走しており，その磁性岩体の規模も火山フロントのそれにほぼ等しい。このことから，西七島海嶺はかつての伊豆弧の火山フロントであった可能性が考えられる。

一方，孀婦岩構造線以南では北部の①や③に対応する構造は顕著ではないが，火山フロントに沿った磁気基盤の規模は北部の約2.3倍と大きい。また，小笠原弧に対応する磁気基盤の隆起部は，地形との相関から東向き磁化を示すグループ（父島）と現在の磁場方向の磁化を示すグループ（母島）とに区分することが可能である。この

ような結果は東向き磁化を示す小笠原弧の古地磁気学的研究結果と矛盾するが，熱残留磁化と誘導磁化の違いを反映している可能性も考えられる。

第5章では，琉球弧とその周辺海域の磁気基盤モデルを作成し，地質構造との対比からそれを7つの構造区に区分し，それぞれの磁気基盤の特徴を求めた。

それによると，東海陸棚外縁部に沿って大規模な磁性岩体がブロック状に配列していること，琉球弧の火山フロントにそって，北部，中部，南部で磁気基盤構造が系統的に変化していること，中部では，中新世の磁気基盤構造に対比できる幅60km，長さ250kmにも及ぶ磁気基盤隆起帯が存在することが明らかとなった。東海陸棚外縁部の磁気基盤のρ/J比は50-70程度であり，低ρ/J比を示す。また，中部にみられる磁気基盤隆起帯は，現在の火山フロントに対し海溝側に位置し，北部での新旧火山帯の位置関係とは逆転していり。このことから，本隆起帯の南東側への相対的変移があったことが推察される。大陸斜面から海側にかけての磁気基盤構造によると，中部から北部にかけて奄美海台，大東海嶺の延長部が，琉球弧に付加しており，また，中部では，海溝軸付近の海洋地殻が断層により落込んでいる様子が確かめられた。

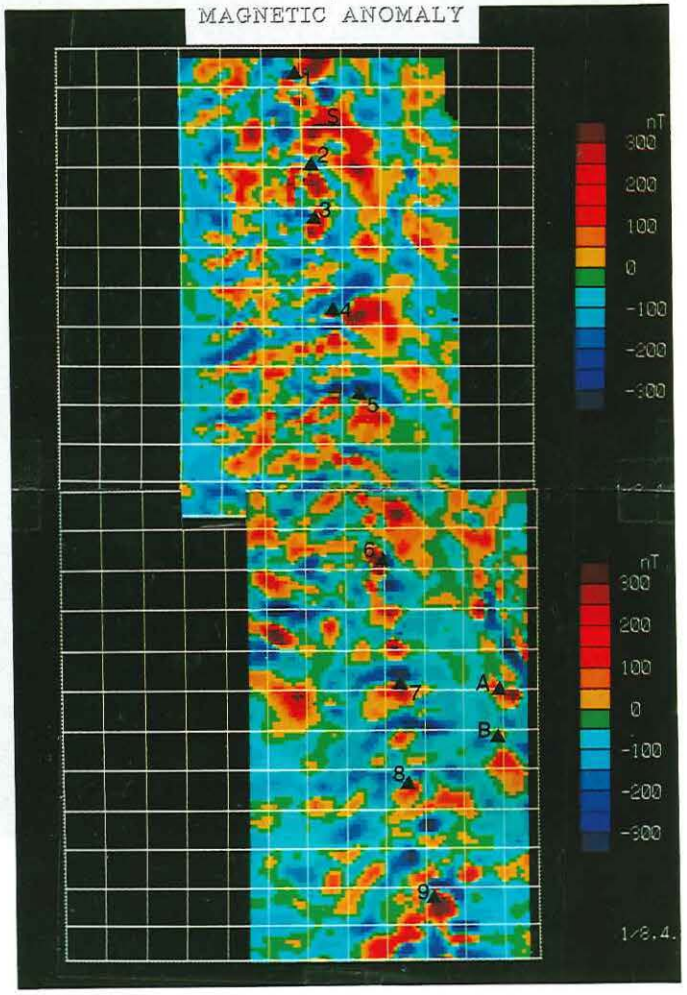
第6章では，大東海嶺の磁気異常がほぼ現在の磁場方向で説明できること，また，長波長成分の異常からもとめた，磁化層とモホ面深度との起伏が比較的よく一致することを示した。この結果，大東海嶺の磁気異常は，誘導磁化もしくは，粘性残留磁化によるものであることが推論される。また，磁化層の原因岩体としては，磁鉄鉱系の花崗岩と推察される。

今回の研究により，地形，地磁気，重力異常，から求めた日本列島とその周辺島弧の地殻構造の特徴がより明確に捉えられた。特に，低ρ/J比の磁性岩体の分布が，西南日本の内帯，伊豆-小笠原弧の前弧域，東海陸棚外縁隆起帯，などに存在することが推察され，また，大東海嶺の地殻も低ρ/J比の岩体から構成されることがわかった。このような低ρ/J比の岩体は，磁鉄鉱系の花崗岩に対応するものと考えられる。従来の岩石磁気学的研究では，このような，磁鉄鉱系の花崗岩は島弧一海溝系での縁海側に形成されると考えられていたが，今回の研究は，前弧域でもこのような磁鉄鉱系の岩体が形成されることを示唆するものである。前弧域は沈み込むプレートからの水が供給されるところでもあり，このような脱水過程が前弧域での磁鉄鉱系花崗岩の形成と関連する可能性も考えられる。

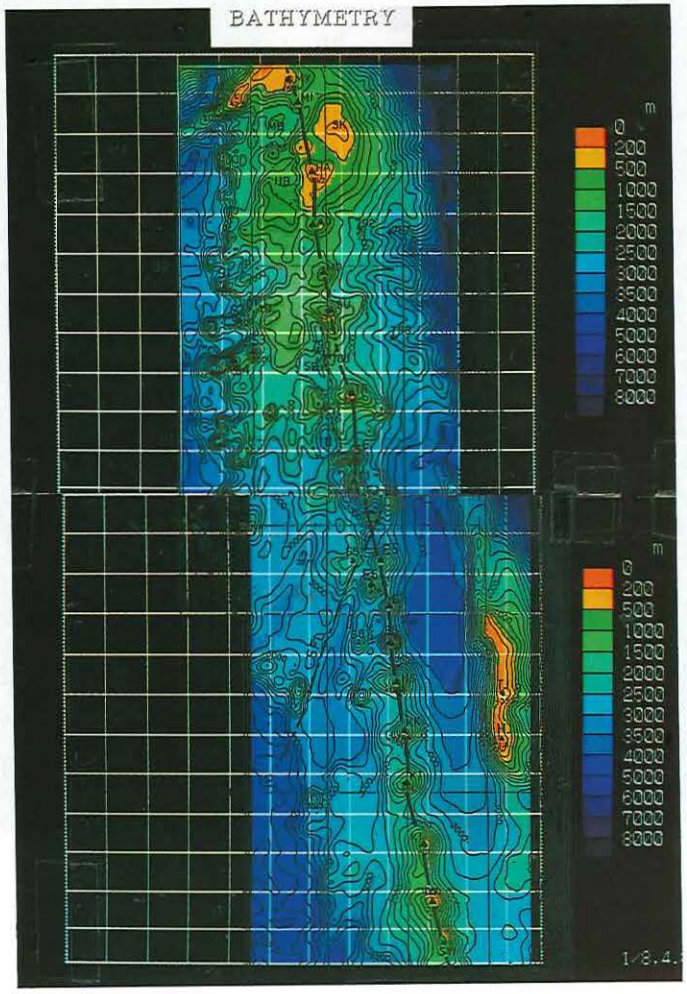
伊豆-小笠原弧，琉球弧の磁・重力の解析結果からは，モホ面の起伏が長波長成分の磁気・重力異常の原因と推定される。特に，伊豆小笠原弧北部の四国海盆に面した境界付近や，沖縄トラフ南部にこのような特徴が顕著である。このことは，それぞれの部分では，地殻の厚さが比較的薄く，そのためモホ面がキューリー等温面深度以浅に位置するためと推察される。今回の研究により，本州弧・千島弧での代表的な磁気異常が正磁化のモデルにより説明できることから，地殻深部の磁性岩体の磁化は熱残留磁化よりも，むしろ誘導磁化や粘性残留磁化に起因すると考えられる。しかし，このような機構で，磁気異常を説明するには，温度の影響による磁化率や粘性残留磁化の上昇機構を考える必要がある。

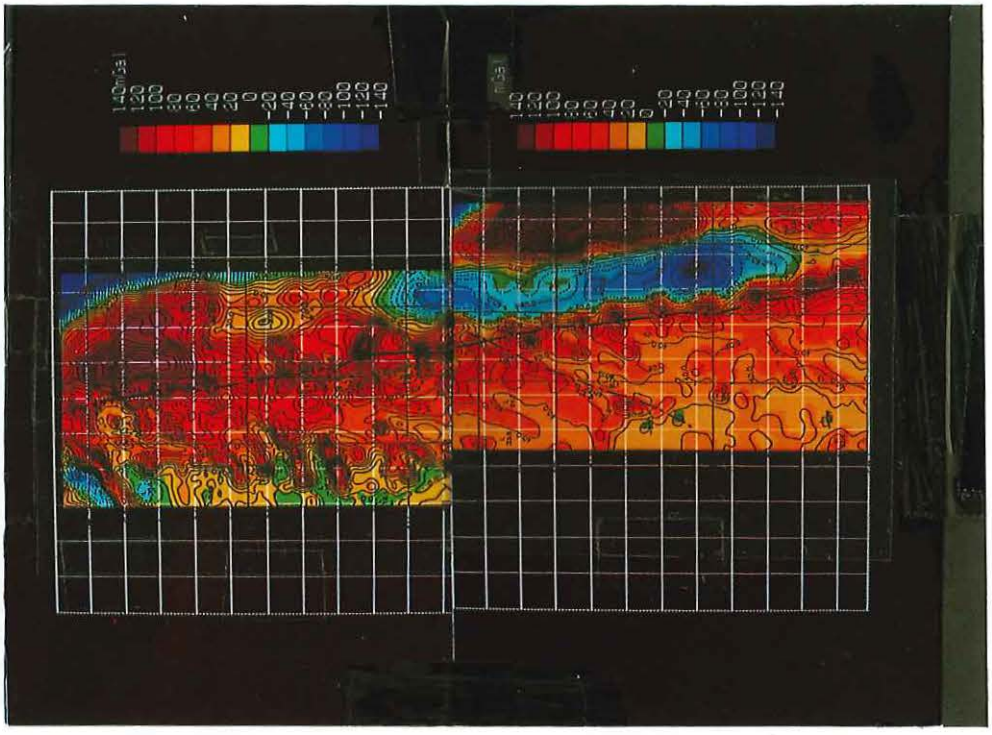
Annex−1 : Colour image maps of the geophysical data on the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc. Grid interval is 50km.

(b) Total intensity magnetic anomaly (IGRF1985).

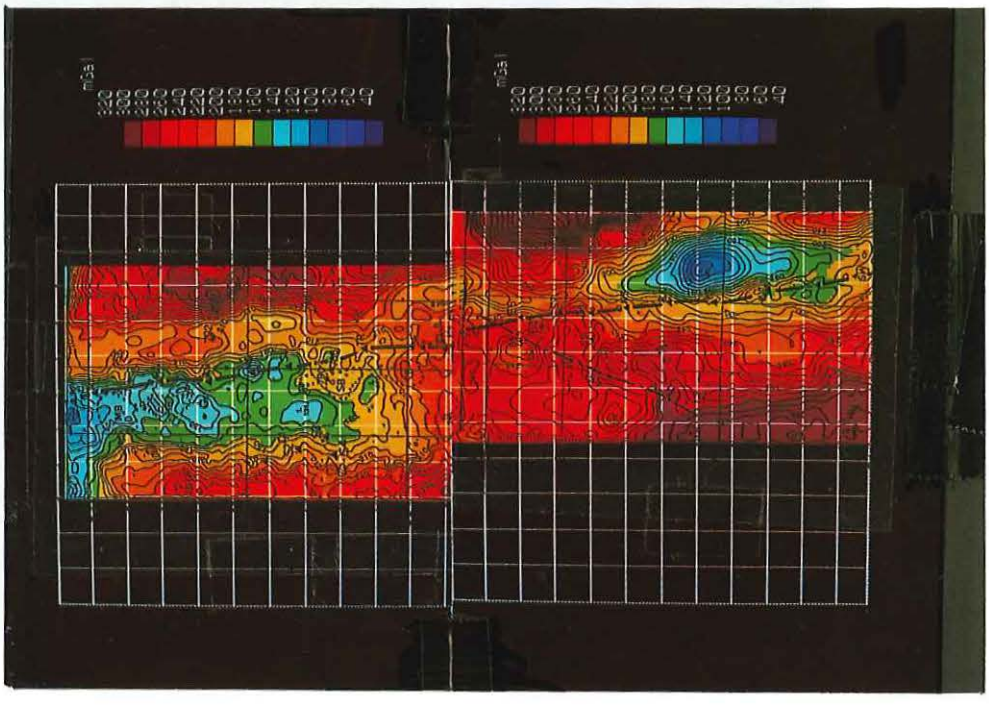


(a) Bathymetry of the Izu-Ogasawara Arc.
1: Miyake sima, 2: Hatizyo sima,
3: Aogasima, 4: Tori sima,
5: Nisino sima, 6: Kaitoku Smt., 7: Io sima.





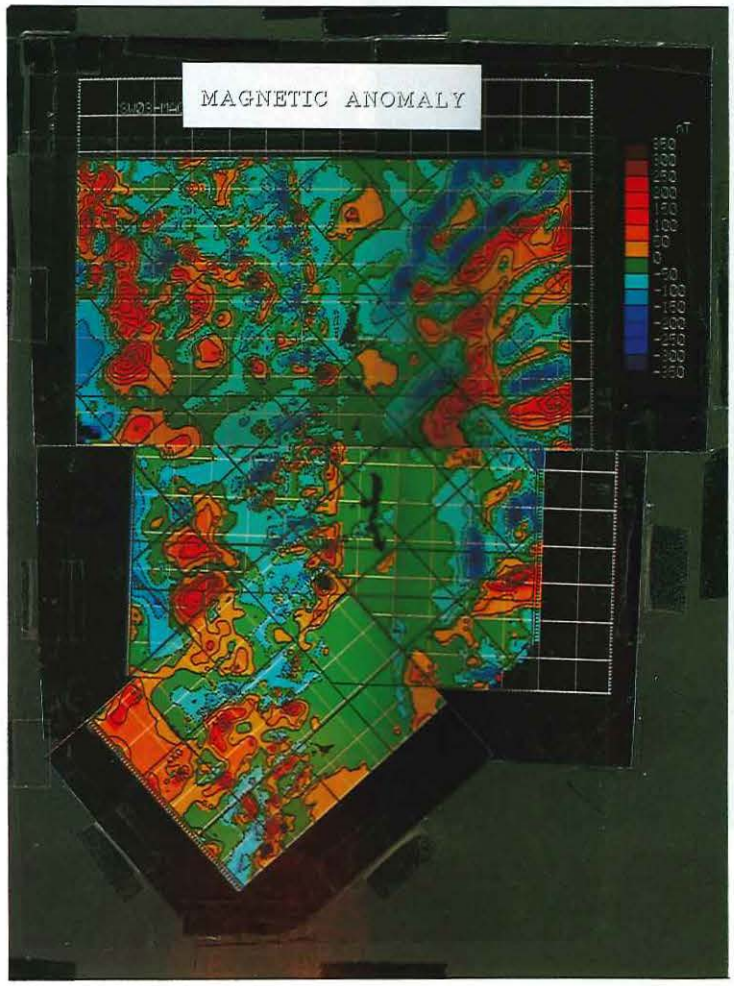
(c) Free−air gravity anomaly.



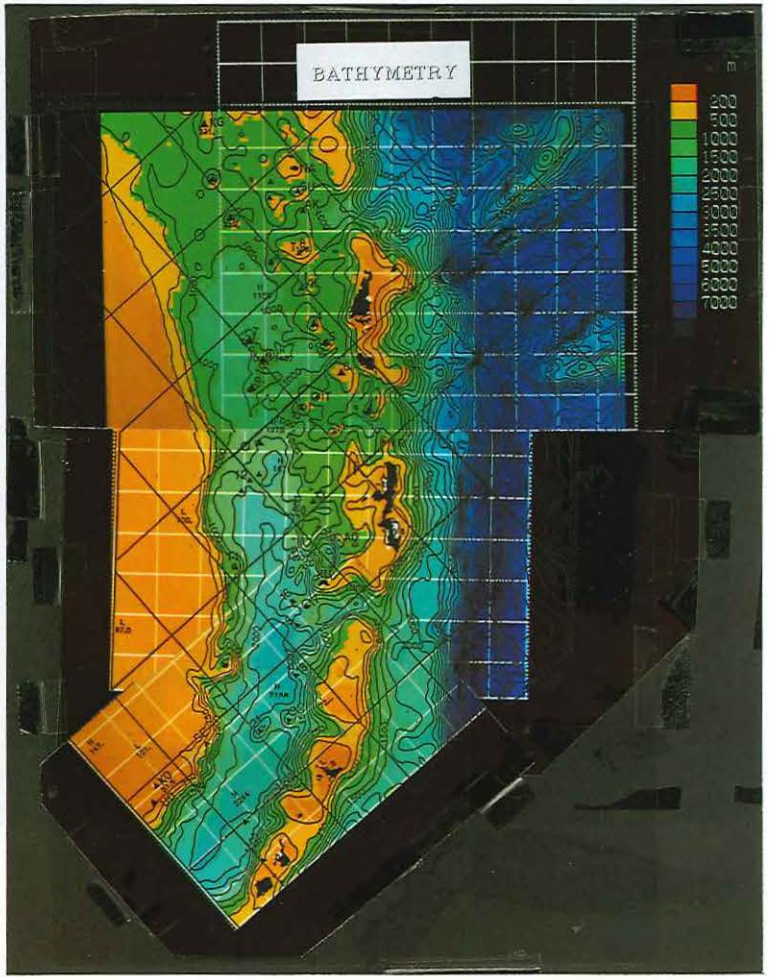
(d) Bouguer gravity anomaly (ρ=2.67g/cm3)

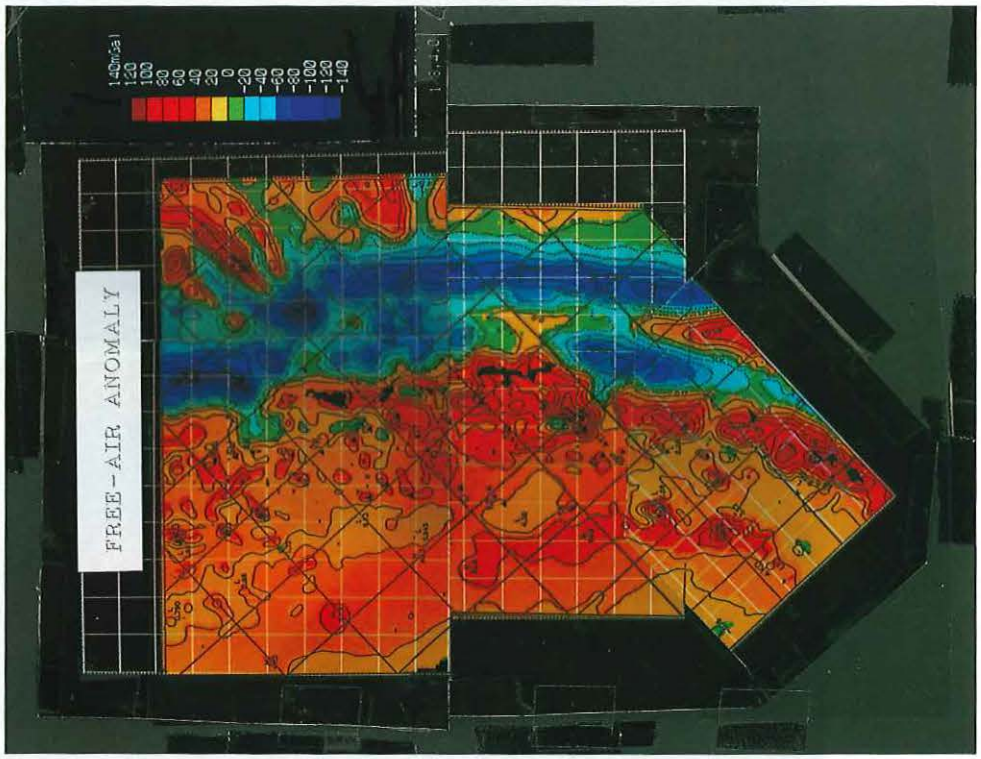
Annex−2 Colour image maps of the geophysical data on/around Nansei−Syoto. Grid interval is 50km.

(b): Total intensity magnetic anomaly map (IGRF1985).

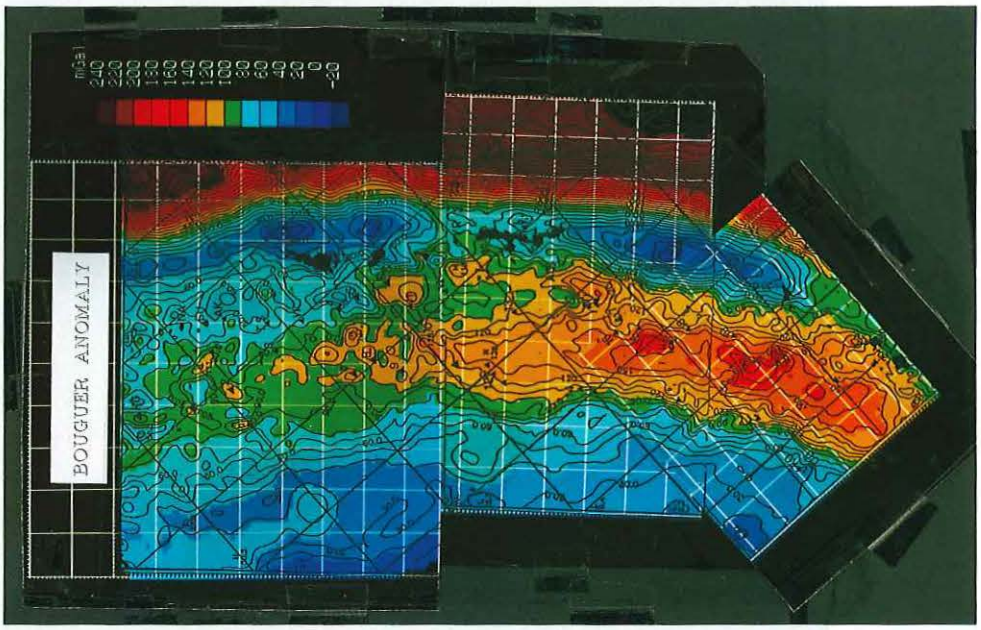


(a): Bathymetry.





(c): Free−air gravity anomaly.



(d): Bouguer gravity anomaly (ρ=2.67g/cm3).

REFERENCES

Aiba, J. and E. Sekiya: Distribution and characteristics of the Neogene sedimentary basins around the Nansei-shoto (Ryukyu Islands), J. Japanese Assoc. Petroleum Technologists, **44**, 229−340, (1979 in Japanese with English abstract)

Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki, T. Ooida, I. Muramatu, H. Shimamura and I. Furuya: Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation, J. Phys. Earth, **20**, 197−223, (1972)

Aoki, H. and A. Ishikawa: On the igneous rocks dredged in the Daito ridge group and the Kyushu-Palau ridge in the GDP cruises, Geology of the Northern Philipine Sea, Tokai univ. press, 42−49, (1985)

Clarke, G. C.: Linear filters to suppress terrain effects on geophysical maps, Geophysics, **36**, 963−966, (1971)

Fujioka, K., B. Taylor, A. Nishimura, M. Koyama, K. Kaiho, K. Tazaki, T. Janecek and scientific party of leg 126: Drilling across the Izu-Bonin Arc, results of ODP Leg 126 cruise, J. Geography, **98**, 886−910, (1989 in Japanese with English abstract)

Fujii, K. and M. Sogabe: Tectonic movement occurred in Hokkaido during the late Miocene and Pliocene time, Bull. Geol. Surv. Japan, **29**, 631−644, (1978) in Japanese with English abstract)

Ganeko, Y. and Y. Harada: Gravity anomalies around Japan, Rept. Hydrogr. Res., **17**, 163−180, (1982)

Geographycal Survey Institute: A new bouguer anomaly map of Japan, Bull. Geogr. Surv. Inst., **29**, 102−103, (1985)

Geological Survey of Japan, Geological Atlas of Japan, (1982)

Grauch, V. J. S.:A new variable-magnetization terrain correction method for aeromagnetic data, Geophysics, **52**, 94−107, (1987)

Hagiwara, Y.: Relationship between short-wavelength Bouguer anomaly and Earthquake activities in the northeast Japan, J. Geod. Soc. Japan, **25**, 209−210, (1979 in Japanese with English abstract)

Hagiwara, Y.: Pseudomagnetic anomaly derived from gravity observations in Central Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., **55**, 27−41, (1980)

Hagiwara, Y.: Effects of the Pacific and Philippine sea plates on the gravity field in central Japan, J. Geod. Soc., Japan, **32**, 12−22, (1986 in Japanese with English abstract)

Haston, R. B. and M. Fuller: Paleomagnetic data from the Philippine Sea Plate and their tectonic significance, J. Geophys. Res., **96**, 6073−6098, (1991).

Hatae, N.: On the geology of the Uji Group (Uji Gunto) and the Kusagaki Group of Islands (Kusagaki jima), J. Geography, **64**, 14−26, (1955 in Japanese with English abstract)

Hilde, T. W. C., N. Isezaki and J. M. Wageman.: Mesozoic seafloor spreading in the north Pacific, the Geophysics of the Pacific Ocean Basin and it's margin. Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr., **19**, 205−226, (1976)

Hirata, N., H. Kinoshita, H. Katao, H. Baba, Y. Kaiho, S. Koresawa, Y. Ono and K. Hayashi: Report on DELP 1988 Cruises in the Okinawa Trough, Part III: Crustal Structure of the Southern Okinawa Trough, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **66**, 37−70, (1991)

Hittelman, A. M., R. C. Groman, R. T. Haworth, T. L. Hocombe, G. McHendrie and S. M. Smith: The marine geophysical data exchange

format—MGD77 (bathymetry, magnetics and gravity), KGRD, No.10, 18pp., Natl. Geophys. and Solar—Terr. Data Cent., NOAA, Boulder, Colo., (1981)

Hotta, H.: A crustal section across the Izu—Ogasawara Arc and Trench, J. Phys. Earth, **18**, 125—141, (1970)

Hurukawa, N.: Pn Velocity and Moho—offset at the west of Lake Biwa in the Kinki district, Japan, J. Phys. Earth, **31**, 33—46, (1983)

IAGA Division I Working Group 1: International Geomagnetic Reference Field revision 1987, J. Geomag. Geoelectr., **39**, 773—779, (1987)

Isezaki, N. and H. Miki: A compilation of magnetic data in the northwestern Pacific and in the north Philippine sea, in Advances in earth and planetary sciences No.6, Geodynamics of the Western Pacific, J.S.S.P., Tokyo, 403—407, (1979)

Isezaki, N.: A magnetic anomaly map of the Japan Sea, J. Geomag. Geoelectr., **38**, 403—410, (1986)

Ishihara, S., Lateral variation of magnetic susceptibility of Japanese granitoids, J. Geol. Soc., Japan, **85**, 509—523, (1979)

Ishihara, T.: Gravity anomalies of the seamounts in the Ogasawara arc, The Earth Monthly, **78**, 689—693, (1985 in Japanese)

JHD (Hydrographic Department of Japan), Magnetic survey of Japan 1984—1985, Data Report of Hydrographic Observations, Series of magnetic survey, **5**, (1988)

JHD(Hydrographic Department of Japan), the Southern Seas of Nippon, 120th anniversary, (1991)

Johnson, W. W.: A leastsquares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures, Geophysics, **34**, 65—74, (1969)

Kaizuka, S.: Landforms in and around the South Fossa Magna and their tectonic processes of growth, Quaternary Res., **23**, 55—70, (1984 in Japanese with English abstract)

Kanamori, H.: Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back—Arc Basins, Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 163—174, (1977)

Kaneoka, I., N. Isshiki and S. Zashu: K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands, Geochem. Jour., **4**, 53—60, (1970)

Karig, D. E.: Structual history of the Mariana Island Arc system, Geol. Soc. Amer. Bull., **82**, 323—344, (1971)

Kasuga, S., K. Koyama and Y. Kaneko, Geomagnetic and gravity anomalies around the Daito ridge, Rept. Hydrogr. Res., **21**, 65—76, (1986 in Japanese with English abstract)

Kasuga, S., Y. Kato, S. Kimura, K. Okino, and members of continental shelf survey office: Characteristics of arc-trench system and back-arc basins in the Southern waters of Japan—outline of geophysical survey by Hydrographic Department of Japan, Rept. Hydrogr. Res., **28**, 19—54, (1992 in Japanese with English abstract)

Katsura, T.: Submarine geology in the vicinity of Tsushima—Goto Retto region, Rept. Hydrogr. Res., **28**, 55—138, (1992 in Japanese with English abstract)

Kato, M.: Analysis of the gravitational field and the total magnetic field and the subterranean structure corresponding to them, Rept. Tech. Res. Cent., J.P.D.C., **21**, 1—60, (1975a in Japanese with English abstract)

Kato, M.: the gravitational field, the magnetic field and the subterranean model, Butsuri—Tansa, **28**, 210—219 & 220—233, (1975b in Japanese with

English abstract).

Kato, S., T. Katsura and K. Hirano: submarine geology off Okinawa Island, Rept. Hydrogr. Res., **17**, 31−70, (1982 in Japanese with English abstract)

Kato, S.: A geomorphological study on the classification and evolution of trenchs around Japan, Rep. Hydrogr. Res., **27**, 1−57, (1991)

Kawai, N., T. Nakajima and K. Hirooka: The evolution of the Island arc of Japan and the formation of granite in the Circum−Pacific belt, J. Geomag. Geoelec., **23**, 269−293, (1971)

Kimura, G.: Subduction in the Cretaceous Hokkaido, Kagaku, **55**, 24−31, (1985 in Japanese)

Kinoshita, H.:Paleomagnetism of sediment cores from Deep Sea Drilling Project Leg **58**, Philippine Sea, Init. Repts. DSDP, 58: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 765−768, (1980)

Kinoshita, O. and H. Ito: Cretaceous magmatism in Southwest and Northeast Japan related to two ridge subduction and Mesozoic magmatism along East Asia continental margin, J. Geol. Soc. Japan, **94**, 925−944, (1988 in Japanese with English abstract)

Kizaki, K.: Tectonics of the Ryukyu Islands Arc., J. Phys. Earth., **26**, Suppl., S302−S307, (1978)

Kizaki, K.: Geology and tectonics of the Ryukyu islands, Tectonophysics, **125**, 193−207, (1986)

Kobayashi, K. and M. Nakada: Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter−arc Basin, in Advances in earth and planetary sciences No.**6**, Geodynamics of the Western Pacific, J.S.S.P., Tokyo, 391−402, (1979)

Konishi, K.: Geotectonic framework of the Ryukyu Islands (Nansei-shoto), J. Geol. Soc. Japan, **71**, 437−457, (1965 in Japanese with English abstract)

Kubota, R., Sano, S. and Nomura, M.: On the analysis of gravity and magnetic anomalies by a two dimensional Fast Fourier Transform method, abstract at the **1**st meeting of Marine survey and technology society, 25−26, (1989 in Japanese)

Langel, R. A. and R. H. Estes: A geomagnetic field spectrum, Geophys. Res. Lett., **9**, 250−253, (1982)

Lowrie, W.: Magnetic properties of DSDP basalts, EOS, **54**, 1026−1027, (1973)

Ludwig, W.J., S. Murauchi, N. Den, P. Buhl, H. Hotta, M. Ewing, T. Asanuma, T. Yoshii and N. Sakajiri: Structure of East China Sea−West. Philippine Sea margin off southern Kyushu, Japan, J. Geophys. Res., **78**, 2526−2536, (1973)

Maekawa, H. and M. Shozui, T. Ishii: Fore−arc Ophiolite,J. Geography, **98**, 241−251, (1989 in Japanese with English abstract)

Mizuno, A., Y. Okuda, K. Tamaki, Y. Kinoshita, M. Nohara, M. Yuasa, M. Nakajima, F. Murakami, S. Terashima and K. Ishibashi: Marine geology and geological history of the Daito ridge area, northwestern Philippine Sea, Mar. Sci./Monthly, **7**, 484−491, 543−548, (1975 in Japanese)

Murauchi, S., N. Den, S. Asano, H. Hotta, T. Yoshii, T. Asanuma, K. Hagiwara, K. Ichikawa, T.Sato, W. J. Ludwig, J. I. Ewing, N. T.Edgar and R. E. Houtz: Crustal strycture of the Philippine Sea, J. Geophys. Res., **73**, 3143−3171, (1968)

Nagamune, T.: Intermediate−depth earthquakes and tectonics of the Kyushu−Ryukyu region, Zisin, **40**, 417−423, (1987 in Japanese with English abstract)

Ogawa, K. and J. Suyama: Distribution of aeromagnetic anomalies, Volcanoes and Tectonosphere, Tokai. Univ. Press, 207−215, (1975)

Okubo, Y., M. Urai, H. Tsu, S. Takagi and K. Ogawa: Aeromagnetic anomalies of whole of Japan, Chishitsu news, **374**, 48−57, (1985 in Japanese)

Okuda, Y., Mizuno, A., Tamaki, K. and Nagayama, K.: Tectonic development of the Daito ridges, Mar.Sci. /Monthly, **8**, 414−422, (1976 in Japanese)

Okuma, S., T. Nakatsuka, M. Makino and R. Morijiri: Determination of basement structure offshore of the western Nansei Islands from aeromagnetic data, Butsuri−Tansa, **44**, 202−214, (1991 in Japanese with English abstract)

Oldenburg, D. W.: the inversion and interpretation of gravity anomalies, Geophysics, **39**, 526−536, (1974)

Oosaki, T.: An introduction to spectrum analysis of seismic vibration, Kashima Pub., 260pp, (1976 in Japanese)

Oshida, A., K.Tamaki and M. Kimura: Origin of the magnetic anomalies in the Southern Okinawa Trough, J. Geomag. Geoelectr., **44**, 345−359, (1992)

Oshima, S., T. Kondo, T. Tukamoto and K. Onodera: Magnetic anomalies at sea around the northern part of Japan, Rept. Hydrogr. Res., **10**, 39−44, (1975 in Japanese with English abstract).

Oshima S., T. Kaneko, K. Onodera, H. Nakagawa, T. Tozaki, M. Mishina and J. Ossaka: Geomagnetic anomaly distribution of Iwo-zima, J. Geography, **94**, 502−515, (1985 in Japanese with English abstract)

Oshima, S.: Characteristic features of geomagnetic anomaly distribution around Japan, Rept. Hydrogr. Res., **22**, 41−73, (1987 in Japanese with English abstract)

Oshima, S., M. Takanashi, S. Kato, M. Uchida, I. Okazaki, S. Kasuga, C. Kawashiri, Y. Kaneko, M. Ogawa, K. Kawai, H. Seta and Y. Kato: Geological and Geophysical survey in the Okinawa Trough and the adjoining seas of Nansei Syoto, Rept. Hydrogr. Res., **24**, 19−44, (1988 in Japanese with English abstract)

Otofuji, Y., T. Matsuda and S. Nohda: Paleomagnetic evidence for the Miocene counter−clockwise rotation of Northeast Japan−rifting process of the Japan Arc, Earth Planet. Sci. Lett., **75**, 265−277, (1985)

Otofuji, Y., T. Matsuda and S. Nohda: Brief review of Miocene Opening of the Japan Sea: Paleomagnetic evidence from the Japan Arc, J. Geomag. Geoelectr., **38**, 287−294, (1988)

Parker, R.L.: the Rapid calculation of potential anomalies, Geophys. J. R. astr. Soc., **31**, 447−455, (1972)

Petroleum Development Corporation Agency (PDCA), Japan, Report of the test drilling " Sorachi", (1971 in Japanese)

Petroleum Development Corporation Agency (PDCA), Japan, Report of the test drilling " Nanporo", (1973, in Japanese).

Quinn, J. M., D. J. Kerridge and D. R. Barraclough: World magnetic charts for 1985−spherical harmonic models of the geomagnetic field and its secular variation, Geophys. J. R. astr. Soc., **87**, 1143−1157, (1986)

Schouten, H. and K. McCamy: Filtering marine magnetic anomalies, J. Geophys. Res., **77**, 7089−7099, (1972)

Segawa, J. and S. Oshima: Buried Mesozoic volcanic−plutonic fronts of the northwestern Pacific island arcs and their tectonic implications, Nature, **256**, 15−19, (1975)

Segawa, J.: Gravity anomaly, Crust and Mantle in the Philippine Sea and the surrounding Island

Arcs, Mar. Sci./Monthly, 8, 62−68, (1976 in Japanese)

Segawa, J. and T. Furuta: Geophysical study of the mafic belts along the margins of the Japanese islands, Tectonophysics, **44**, 1−26, (1978)

Seno, T. and S. Maruyama: Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. Tectonophysics, **102**, 53−84, (1984)

Shiki, T., Y. Mizusawa and I. Konda: The Daito ridge group and the Kyusyu-Palau ridge−with special reference to the tectonics of the Philippine Sea−, J. Phys. Earth, **27**, S113−S124, (1979)

Shiki, T., A. Mizuno and K. Kobayashi: Data listing of the bottom materials dredged and cored from the Northern Philippine Sea, Geology of the Northern Philippine Sea, Tokai univ. press, 23−47, (1985)

Shiono, K., T. Mikumo and Y. Ishikawa: Tectonics of the Kyushu-Ryukyu Arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate depth earthquakes, J. Phys. Earth., **28**, 17−43, (1980)

Shimizu, Y.: Magnetic viscosity of magnetite, J. Geomag. Geoelectr., **11**, 125−138, (1960)

Takahashi, E.: Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arc, Bull. Volcanol., **41**, 529−547, (1978)

Tamaki, K. and T. Miyazaki: Rifting in the Bonin Arc, in Abstracts, International Symposium on recent crustal movement of the Pacific region: Wellington, Royal Society of NewZealand, **57**, (1984)

Tanaka, M., K. Hiroishi and S. Matsumura: Magnetic anomalies in and around Japan based on aeromagnetic surveys, J. Geomag. Geoelectr., **36**, 463−470, (1984)

Tanaka, M., K. Hiroishi, S. Ando, and S. Matsumura: Aeromagnetic surveys by the Geographical Survey Institute and the magnetic anomalies in and around Japan, Bull. Geogr. Surv. Inst., **30**, 1−14, (1986)

Tatsumi, Y.: Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, J. Geophys. Res., **94**, 4697−4707, (1989)

Tomoda, Y. and Fujimoto, H.: Maps of gravity anomalies and bottom topography in the western Pacific and reference book for gravity and bathymetric data, Bull. Ocean Res. Inst., University of Tokyo, **14**, 1−158, (1982)

Tsunakawa, H.: K-Ar dating of volcanic rocks in the Bonin Islands and its tectonic implication, Tectonophysics, **95**, 221−232, (1983)

Ueda, Y.: Geomagnetic anomalies around the Nansei Syoto (Ryukyu Islands) and their tectonic implications, Bull Volcanol. Soc. Japan, **33**, 177−192, (1986 in Japanese with English abstract)

Ueda, Y.: Preliminary study of the geomagnetic structure of the Japanese islands arcs as inferred from aeromagnetic anomalies, Rept. Hydrogr. Res., **26**, 189−240, (1990 in Japanese with English abstract)

Ueda, Y.: A comprehensive analysis method of magneti and gravity anomalies using response function and its applications, J. Japan, Soc. for Mar. Surv. and Techno., **2**, 49−60, (1990 in Japanese with English abstract)

Ueda, Y. and M. Kato: An inversion method for estimation of top and bottom undulations of magnetic layer and its application to aeromagnetic profiles, J. Geomag. Geoelectr., **43**, 505−524, (1991)

Ueda, Y.: Analyses on the continental linear magnetic anomaly based on magneto−gravity response function method, The earth monthly, **159**, 558−564, (1992 in Japanese)

Uyeda, S. and M. Richards: Magnetization of four

Pacific seamounts near the Japanese Islands, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **44**, 179−213, (1966)

Uyeda, S. and A. Miyashiro: Plate Tectonics and the Japanese Islands: A synthesis, Geol. Soc Am. Bull., **85**, 1159−1170, (1974)

Wagemen, J. M., T. W. C. Hilde and K. O. Emery: Structual framework of East China Sea and Yellow Sea, A.A.P.G.Bull., **54**, 1611−1643, (1970)

Wasilewski, P. J. and M. A. Mayhew: Crustal xenolith magnetic properties and long wave-length anomaly source, Geophys. Res. Lett., **9**, 329−332, (1982)

Wasilewski, P. J., H. H. Thomas and M. A. Mayhew: The moho as a magnetic boundary, Geophys. Res. Lett., **6**, 541−544, (1979)

Watanabe, T.: Heat flow in ocean floor, in Marine Geophysics ed. M. Hoshino, Tokai University press, Tokyo (in Japanese), 57−65, (1972)

Yamazaki, T., T. Ishihara and F. Murakami: Magnetic anomalies over the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Mariana Arc and Mariana Trough, Bull. Geol. Surv. Japan, **42**, 655−686, (1991)

Yoshii, T. and S. Asano: Time-term analyses of explosion seismic data, J. Phys. Earth, **20**, 47−57, (1972)

Yuasa, M. and F. Murakami: Geology and geomorphology of the Ogasawara arc and the Sofugan tectonic line, J. Geography, **94**, 115−134, (1985 in Japanese with English abstract)

Yuasa, M. and M. Nohara: Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Bull. Geol. Surv. Japan, **43**, 421−456, (1992)

Yuasa, M.: Origin of along-arc geologic variations on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Bull. Geol. Surv. Japan, **43**, 457−466, (1992)

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

水路部潮汐観測の成果及びその考察†

桑木野　文章*・宗田　幸次*・余座　尚久*

RESULTS AND CONSIDERATION FOR TIDAL OBSERVATIONS OF HYDROGRAPHIC DEPARTMENT †

Fumiaki KUWAKINO*, Kouji MUNEDA* and Naohisa YOZA*

Abstract

The Hydrographic Department has been operating 28 tide stations for long years. Except 9 tide stations where are under the influence of the KUROSIO for the sea level or still short period of observation, Mean Sea Level, Statistical heights of tide, etc. during 27 years for 19 tide stations are reported. From the study,

(1) Periodical variation about 20 years on Mean Sea Level seems to exist. In order to recognize the existence, at least more 40-60 years observation are necessary.

(2) Non-harmonic constants (HWL, LWL, etc.) values are led by one year observation are able to use for the civil engineering.

(3) From the variation of Mean Sea Level in long period, upheaval or subsidence of land are estimated about 0.3-0.7 cm／ year at various station.

(4) Amplitude, Phase lag of four main principal Harmonic constants are obtained stable values from one year observation, which are confirmed by results of every 19 years analyzing of tidal data.

(5) The lowest tide level of every year are minus figure which reach to 30～50 cm below the Datum level. In order to provide safety depths on nautical charts according to IHB resolution, the method of determination of Z_0 value in Japan is recommended to change as follows : Hm+Hs+H′+Ho+Hsa+Hn+H″ or Lowest Astronomical Tide (LAT).

1．はじめに

海上保安庁水路部では現在 Fig. 1に示す28ヶ所の験潮所で常時海面変動観測を行っている。1960年代に設置されたものがその大半であることから，約35年近くが経過している。

水路部の潮汐観測は，水路部の最大目的である海図の整備・刊行に伴う水深の基準面決定及びその監視が第一義的とされる。水深の基準面すなわち基本水準面は，水路業務法，運輸省令により海上保安庁長官が公示することに定められていることから，港湾局，気象庁，国土地理院の験潮所及び自治体の験潮所などの観測データも活用して日本全国各地の基本水準面を決定，公示などの作業を水路部で実施している。一方永年的に潮汐の観測を継続することにより海面変動・地盤変動の監視――地震予知，防災

† Received 17th December 1993

＊沿岸調査課　Coastal Surveys and Cartography Division

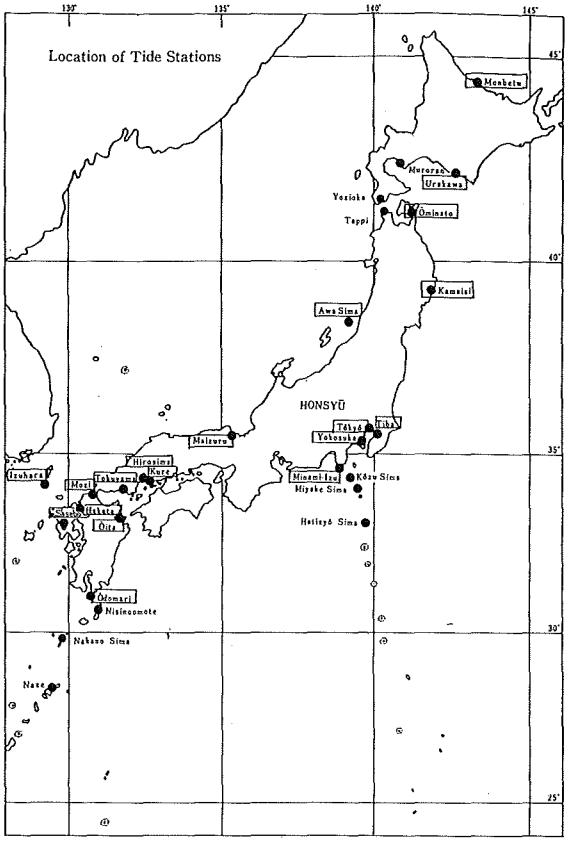


Fig. 1 Location of Tide Station

的には高潮(たかしお)，津波の監視とか異常潮位の検出に用いられることから地域住民に密着した業務である。また，基本水準面は，港湾工事用基準面として採用されているし，領海確定のための低潮線策定の基準となるものである。このように潮汐の永年観測は，国家及び国民生活上不可欠なものである。

長年に亘って蓄積されている水路部の潮汐観測データのうちの水位変動に海流の影響を受ける所とか観測期間の短い所を除いた19ヶ所の27年間（1965年—1991年)についての平均水面等の統計的数値(非調和定数）の算出，最低観測潮位と予報潮位などを取り上げ，水路部潮汐観測の中間的“まとめ”として報告するとともに，Z_0値と基準面などについて考察する。

2．各種潮高統計値

Table 1は，19ヶ所の験潮所の1965～1991年間の年別潮高統計値——平均水面（A.MSL)，最高潮面（Highest)，朔望平均満潮面（HWL)，平均高高潮面（MHHW)，平均満潮面（MHW)，平均低潮面（MLW)，平均低低潮面（MLLW)，朔望平均干潮面（LWL)，最低潮面（Lowest）及びそれらの期間中の平均値などを網羅している。

いずれの値も毎正時潮高を用いて算出している。潮高の基準については表中に記してある。平均期間の設定については，潮汐現象についての月の赤緯の長周期変動，すなわち天球上で昇交点が春分点と一致し再び一致するまでの交点周期18.6年(1969年(赤緯最大）～1978年（赤緯最小）～1987年（赤緯最大))を考慮にいれて，その前後に4年間を加えたものとした。

(1) 平均水面（A.MSL)

Fig. 2に海岸昇降検地センターが作成している平均水面の年変化を示す。図中のなめらかな線は，計算値によるものではない。いくつかの特徴的な事象を見い出すことが出来る。

1)北日本海域を除いて特に瀬戸内海では，平均水面に長期変動（最大全振幅5～10cm程度）が存在するようにも見える。

1962～1964年　低い
1974～1975年　高い
1984～1985年　低い
1993～？　　(高い)？

と，ほぼ約20年を周期とするものと推定するのは危険であろうか。潮位の年変化の要因は，海水の密度の変化，気圧の変化とされ，宇野木(1)は内湾においても密度成層の効果が最も大きく，次が気圧の効果であると述べている。約20年周期を惹起するような要因は何があるのか—密度変化，気圧変動にあるのか—Fig. 3に呉港における水温・塩分の年変化，呉ほか3ヶ所の気圧の年変動を示すが，いずれも有為な係わりを認めることはできない。海況変動—黒潮流軸

Table 1 Statistical table of Tidal Heights

Statistical table of Tidal heights
height :above 0 of Gauge, cm in unit

Place	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	Mean
Tiba ---- MSL adopting now: 178cm(66-70), Z0 : 120cm, DL=58cm																												(above DL)
A.MSL	173	176	176	176	182	180	182	188	184	184	183	185	180	183	185	182	181	183	182	178	177	178	183	181	179	184	183	181	123
Highest	297	286	288	303	318	291	314	304	298	305	324	292	283	290	369	321	282	307	299	298	323	294	283	291	284	326	301	303	245
HWL	265	266	263	265	275	268	268	278	273	273	272	273	265	272	280	269	265	268	269	263	266	265	267	267	264	275	270	269	211
MHHW	236	238	238	238	244	242	244	249	246	245	244	245	240	243	245	242	241	242	242	238	237	239	243	241	239	244	243	242	184
MHW	231	233	233	233	239	237	239	244	241	240	239	240	236	238	241	238	236	238	237	233	232	234	239	236	235	239	238	237	179
MLW	117	121	122	122	128	126	128	134	130	129	129	130	125	128	131	128	127	129	130	125	125	125	131	128	126	132	131	127	69
MLLW	88	91	92	92	98	95	98	105	102	102	103	106	100	104	107	103	101	102	101	95	94	94	101	98	96	102	102	99	41
LWL	51	54	55	55	63	60	62	69	66	67	69	71	67	69	73	67	66	67	65	61	59	59	65	62	61	66	63	63	5
Lowest	17	25	21	25	36	29	34	33	33	38	42	47	35	40	43	37	41	39	40	32	27	32	35	26	36	22	27	33	-25
Tokyo ---- MSL adopting now: 177cm(63-72), Z0 : 120cm, DL=57cm																												
A.MSL	177	179	180	178	182	177	179	184	181	181	182	184	183	184	185	181	180	181	183	179	177	177	183	181	179	184	183	181	124
Highest	305	291	289	303	313	288	313	293	295	300	324	287	283	999	302	999	999	310	292	296	327	292	286	290	287	328	302	300	243
HWL	269	268	999	267	273	265	265	274	269	270	268	273	268	999	273	999	999	267	269	263	265	264	266	268	264	275	269	268	211
MHHW	240	241	999	240	244	240	241	245	243	242	243	246	243	999	244	999	999	242	243	239	237	238	243	242	240	244	243	242	185
MHW	235	237	999	235	239	235	236	240	238	237	238	241	239	999	239	999	999	237	238	234	232	233	238	237	235	239	238	237	180
MLW	120	124	999	124	127	123	125	130	126	126	129	129	126	999	131	999	999	128	130	125	124	125	130	129	127	132	131	127	70
MLLW	91	95	999	93	97	93	96	101	98	99	103	105	102	999	110	999	999	101	102	96	94	94	100	98	97	102	102	99	42
LWL	55	57	999	56	63	57	59	66	63	64	71	72	70	999	89	999	999	66	67	62	58	59	64	63	61	66	64	64	7
Lowest	19	22	29	31	35	24	33	28	29	31	32	44	37	999	48	999	999	36	35	35	27	31	30	22	33	24	25	31	-23
Yokosuka-- MSL adopting now: 145cm(72-81), Z0 : 110cm, DL=35cm																												
A.MSL	137	140	140	139	143	140	142	146	142	143	144	147	144	147	147	144	145	145	148	144	142	143	149	148	146	151	151	144	109
Highest	240	237	242	248	244	234	245	245	240	249	250	245	241	246	276	257	999	242	242	247	250	241	237	246	244	261	248	246	211
HWL	215	216	214	215	221	214	212	221	216	220	219	222	217	223	226	220	999	219	221	217	216	218	219	221	220	228	225	219	184
MHHW	191	193	194	193	197	193	194	197	194	196	196	199	197	200	199	197	999	198	200	196	194	196	201	200	199	203	203	197	162
MHW	187	189	189	188	193	189	190	193	190	192	192	195	193	196	195	193	999	194	195	192	190	192	197	196	194	199	199	193	158
MLW	91	94	94	93	98	95	97	102	96	97	98	101	98	101	101	98	999	101	104	100	98	98	104	103	102	107	107	99	64
MLLW	63	66	65	64	69	66	70	76	70	71	74	78	75	79	79	75	999	76	77	72	69	70	76	75	75	80	80	73	38
LWL	31	33	32	32	38	33	36	44	38	41	44	47	46	49	51	44	999	45	47	43	39	40	45	45	46	51	49	42	7
Lowest	1	4	2	7	12	6	11	20	8	13	20	22	20	21	19	21	999	19	21	15	14	10	22	13	18	27	21	15	-20
Minamiizu--MSL adopting now: 273cm(73-82), Z0 : 100cm, DL=173cm																												
A.MSL	269	270	270	274	277	270	273	279	275	271	272	275	272	276	275	272	271	272	273	269	266	269	276	273	269	276	275	273	100
Highest	999	362	367	376	360	356	376	372	372	365	373	372	373	368	395	381	377	393	358	365	398	360	357	358	359	395	370	371	198
HWL	999	340	337	343	346	338	339	350	344	342	340	343	341	346	348	344	339	341	342	338	337	338	341	343	340	348	345	342	169
MHHW	999	320	320	324	327	320	323	329	325	321	321	324	322	325	325	322	321	322	323	319	317	320	326	324	321	327	325	323	150
MHW	999	316	316	320	323	316	319	325	321	317	317	320	318	321	322	319	317	318	319	316	312	315	322	319	317	322	321	319	146
MLW	999	227	227	231	234	228	230	236	232	228	228	231	228	232	231	228	228	229	230	226	224	226	233	230	227	233	232	230	57
MLLW	999	199	199	203	205	199	203	209	206	203	205	209	205	210	209	205	204	203	204	199	195	198	205	201	199	205	204	203	30
LWL	999	169	169	174	176	169	172	179	176	174	176	181	177	181	182	176	175	173	173	170	165	167	173	171	161	174	172	173	0
Lowest	999	144	138	152	150	120	147	147	146	152	157	152	156	152	152	150	158	149	145	146	143	138	148	138	143	133	140	146	-27

Place	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	Mean
Kure----- MSL adopting now: 259cm(68), Z0 : 200cm, DL=59cm																												(above DL)
A.MSL	259	260	264	260	262	262	263	269	266	267	269	265	266	265	265	265	267	262	264	261	262	268	269	267	275	270	272	265	206
Highest	462	473	473	477	463	466	477	483	478	481	478	482	469	507	473	485	466	462	470	468	476	470	470	470	477	469	544	477	418
HWL	431	433	435	435	432	432	434	444	438	439	441	438	436	440	439	441	439	435	438	437	439	438	439	999	447	443	451	438	379
MHHW	392	392	395	392	395	392	395	401	397	399	401	396	400	398	398	399	402	397	398	395	395	400	401	999	406	402	405	398	339
MHW	374	374	376	374	377	374	377	384	381	383	385	382	386	384	383	383	386	380	380	376	376	382	382	999	388	385	388	381	322
MLW	139	143	148	143	146	146	146	151	147	146	148	142	140	142	142	143	146	142	145	144	148	151	153	999	159	154	155	147	88
MLLW	108	111	114	109	112	112	112	118	116	116	120	115	114	116	116	117	118	113	115	112	115	118	119	999	126	121	123	116	57
LWL	52	55	59	56	56	54	58	63	63	61	68	61	62	63	63	61	65	56	60	62	59	64	64	999	72	65	68	61	2
Lowest	7	0	14	15	16	8	13	7	14	7	26	26	23	10	6	11	23	14	4	10	22	12	19	11	17	3	18	13	-46
Hirosima-- MSL adopting now: 304cm(58-72), Z0 : 200cm, DL=104cm																												
A.MSL	302	305	306	304	308	307	309	315	312	313	316	311	313	312	312	313	316	310	312	309	309	314	319	314	322	317	318	312	208
Highest	503	516	512	518	510	534	523	530	524	524	522	527	516	554	520	534	514	508	516	513	522	515	518	515	523	509	594	523	419
HWL	472	476	475	476	474	477	478	488	484	485	486	484	482	486	485	488	484	481	484	483	482	483	999	484	492	482	999	482	378
MHHW	433	435	435	433	437	436	439	445	443	444	446	442	446	444	445	446	449	443	444	441	440	444	999	445	451	443	999	442	338
MHW	416	417	417	415	419	418	422	428	427	428	431	427	431	429	430	430	432	426	427	423	422	426	999	427	433	427	999	425	321
MLW	186	190	193	190	194	193	193	199	195	195	197	192	192	191	191	193	197	193	196	194	194	199	999	200	208	202	999	195	91
MLLW	155	158	160	156	161	160	160	166	164	166	169	165	167	167	167	167	170	167	167	164	162	167	999	166	175	170	999	165	61
LWL	102	105	108	106	108	107	107	113	113	113	121	116	118	119	120	114	120	117	118	119	110	116	999	114	122	115	999	114	10
Lowest	59	59	67	69	74	66	62	57	65	61	80	86	86	75	73	65	86	79	71	74	76	62	87	63	70	56	69	70	-34
Tokuyama-- MSL adopting now: 259cm(67-71), Z0 : 180cm, DL=79cm																												
A.MSL	254	999	260	256	259	258	261	266	264	263	266	261	263	262	261	262	264	259	259	256	256	262	264	261	267	262	264	261	182
Highest	424	999	442	451	431	438	469	452	449	449	446	448	439	448	441	469	437	433	438	432	435	435	436	434	441	438	488	444	365
HWL	400	999	405	406	401	403	405	414	409	409	411	409	406	410	409	412	409	405	406	404	405	407	406	405	413	408	414	407	328
MHHW	363	999	368	364	367	366	368	374	371	370	375	369	372	372	371	371	374	369	368	365	364	370	370	368	374	369	372	369	290
MHW	351	999	355	351	355	353	356	362	360	359	364	359	363	361	360	360	363	357	355	352	352	357	357	356	362	357	360	358	279
MLW	159	999	169	163	166	167	168	174	169	169	171	166	166	165	165	165	167	164	165	163	163	170	173	169	177	170	171	167	88
MLLW	131	999	138	132	135	136	138	145	141	143	146	142	143	142	142	142	142	137	137	134	134	140	143	139	146	141	143	140	61
LWL	85	999	93	87	88	88	93	98	97	97	103	95	98	98	99	95	98	91	93	94	90	96	99	97	104	99	100	95	16
Lowest	40	999	52	50	46	42	49	42	50	44	58	60	64	44	49	51	61	53	46	48	60	44	58	54	61	48	61	51	-28
MOji------ MSL adopting now: 291cm(81-90), Z0 : 130cm, DL=161cm																												
A.MSL	289	290	290	284	289	286	286	294	292	291	294	290	290	289	290	290	293	289	290	287	288	291	292	289	294	292	293	290	129
Highest	419	440	425	423	421	426	432	440	428	426	440	422	421	428	430	437	421	416	415	420	429	427	419	414	420	429	422	426	265
HWL	394	395	394	391	392	391	390	400	398	397	399	395	392	395	398	397	396	393	393	390	392	391	391	999	391	394	396	394	233
MHHW	366	367	365	360	365	362	362	369	368	368	371	367	367	367	368	367	370	365	365	361	362	364	364	999	366	365	366	366	205
MHW	363	363	362	356	361	359	359	365	364	364	367	364	364	363	364	363	367	362	361	357	358	360	360	999	361	360	361	362	201
MLW	208	210	211	205	210	208	208	215	212	211	214	209	208	207	208	208	211	208	211	209	211	214	218	999	221	215	216	211	50
MLLW	189	191	191	185	190	188	188	196	194	194	198	194	194	193	194	193	196	192	194	191	193	196	199	999	203	198	199	194	33
LWL	147	149	151	144	148	145	148	155	154	152	159	154	153	153	155	152	156	149	155	153	154	157	160	999	164	158	158	153	-8
Lowest	106	104	109	103	124	107	116	112	124	112	120	120	121	106	113	103	121	117	116	98	120	112	119	118	120	112	117	114	-47

Table 1 (continued)

Place	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	Mean
Hakata---- MSL adopting now: 173cm(78-87), Z0 : 110cm, DL=63cm																												(above DL)
A.MSL	999	165	175	170	176	174	174	177	176	173	176	174	173	172	174	173	175	171	175	171	172	173	175	171	175	175	175	173	110
Highest	999	322	301	301	308	302	318	312	306	302	318	306	303	306	304	314	294	294	299	296	301	306	308	299	299	299	302	305	242
HWL	999	266	274	271	276	274	273	280	274	274	275	274	270	273	275	273	271	269	273	269	271	271	271	268	271	274	275	273	210
MHHW	999	233	243	237	244	242	242	245	243	242	244	244	242	240	241	240	243	239	242	237	239	239	241	237	241	241	243	241	178
MHW	999	225	234	229	235	233	233	237	235	233	237	236	234	233	234	233	236	232	234	229	231	231	232	229	232	232	234	233	170
MLW	999	110	119	115	120	118	118	122	120	117	120	117	115	115	117	115	117	114	119	115	117	118	120	119	122	120	119	118	55
MLLW	999	95	104	100	105	103	103	107	106	103	108	105	103	104	106	103	104	100	105	101	102	103	105	103	106	105	105	104	41
LWL	999	62	72	69	74	70	72	76	74	70	78	74	70	72	75	71	72	68	73	70	71	71	73	73	74	73	72	72	9
Lowest	999	26	39	32	44	30	44	38	42	40	41	49	40	32	28	25	37	30	33	17	40	36	42	38	39	39	36	36	-27
Sasebo---- MSL adopting now: 274cm(82-91), Z0 : 165cm, DL=109cm																												
A.MSL	275	274	277	269	276	274	274	277	276	276	279	270	274	274	275	275	276	273	274	272	273	273	275	273	277	275	276	275	166
Highest	434	449	449	434	439	445	457	437	443	454	464	437	439	450	446	453	440	429	435	441	437	432	439	433	446	439	449	443	334
HWL	407	406	410	404	407	405	405	411	408	409	412	403	405	409	412	410	408	406	407	404	405	404	403	403	407	405	409	407	298
MHHW	371	368	371	363	371	368	369	371	371	372	374	366	372	372	371	372	373	370	369	366	367	367	368	365	369	367	370	369	260
MHW	366	363	366	357	365	362	363	365	366	367	369	361	367	367	366	367	368	365	364	361	361	361	362	360	364	362	365	364	255
MLW	184	184	187	180	187	185	185	186	186	184	188	182	180	180	182	182	183	181	184	183	184	185	188	186	190	186	185	184	75
MLLW	157	156	158	151	158	158	157	159	159	160	165	160	158	159	161	160	159	157	158	156	157	157	159	157	161	159	158	158	49
LWL	109	108	111	104	111	111	111	114	113	115	120	112	112	112	116	115	114	109	113	113	114	111	112	112	114	116	111	112	3
Lowest	60	55	64	60	74	75	72	71	79	70	75	82	73	58	72	79	76	70	65	74	78	71	68	68	69	60	66	70	-39
Odomari MSL adopting now: 296cm(66-75), Z0 : 142cm, DL= 154cm																												
A.MSL	999	295	295	291	293	294	295	299	297	299	299	291	292	292	294	291	294	288	288	292	292	294	291	291	299	292	296	294	140
Highest	999	446	450	456	422	433	452	436	436	473	445	434	429	430	453	468	431	426	423	437	999	427	424	436	442	444	435	440	286
HWL	999	403	405	403	397	399	402	405	405	409	408	403	400	402	405	405	404	398	399	402	999	400	398	398	408	401	406	403	249
MHHW	999	374	374	369	372	371	373	377	376	378	378	372	374	374	376	374	375	369	369	371	999	373	369	370	377	370	375	373	219
MHW	999	370	370	365	368	368	369	373	372	374	375	369	370	370	372	371	372	365	365	367	999	369	365	366	373	366	371	369	215
MLW	999	221	223	219	221	222	224	227	223	225	225	215	215	215	217	214	217	212	213	218	999	222	218	219	227	219	223	220	66
MLLW	999	191	192	188	190	190	193	197	195	197	199	190	191	191	193	189	191	185	185	188	999	191	187	187	196	188	193	191	37
LWL	999	149	152	148	149	148	152	154	155	157	160	149	151	152	155	148	151	142	143	149	999	149	146	147	158	146	152	150	-4
Lowest	999	100	109	111	113	107	115	114	106	112	123	112	120	99	108	106	112	102	99	105	999	101	101	102	107	100	114	108	-46
Maizuru MSL adopting now: 115cm(72-81), Z0 : 19cm, DL= 96cm																												
A.MSL	113	111	111	107	113	112	113	117	117	115	116	115	112	114	113	113	118	112	116	112	115	116	117	115	117	118	118	114	18
Highest	158	167	156	170	162	159	168	192	168	158	170	168	160	161	169	184	170	162	167	166	166	180	166	160	162	168	166	167	71
HWL	135	999	132	131	137	136	135	142	142	139	140	138	134	138	140	140	141	135	138	137	141	141	141	140	142	143	142	138	42
MHHW	124	999	123	118	125	124	125	129	129	127	127	126	124	125	125	125	131	124	127	124	127	128	130	127	130	129	130	126	30
MHW	121	999	120	115	123	121	122	126	126	124	124	124	122	123	123	122	128	122	124	122	125	125	127	124	127	127	127	124	28
MLW	105	999	104	99	106	103	104	108	109	106	107	106	104	105	105	104	108	104	108	104	106	106	108	106	109	110	110	106	10
MLLW	99	999	98	93	100	99	99	103	104	101	102	101	99	100	100	99	103	99	103	98	100	101	103	100	103	105	105	101	5
LWL	87	999	87	81	89	86	86	91	92	89	93	89	87	88	89	88	91	88	91	87	89	91	91	90	91	93	94	89	-7
Lowest	62	64	61	56	58	59	63	66	70	66	67	68	65	67	56	59	59	59	65	64	53	62	73	66	64	61	63	63	-33

Place	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	Mean
Izuhara MSL adopting now: 170cm(80-89), Z0 : 93cm, DL= 77cm																												(above DL)
A.MSL	167	169	167	161	169	167	169	173	173	172	174	172	168	168	168	166	170	169	171	168	170	171	173	169	171	173	171	170	93
Highest	287	302	287	282	285	292	301	292	294	297	309	292	286	296	293	286	282	282	293	287	284	294	288	292	287	290	289	291	214
HWL	257	259	258	252	257	256	257	265	263	264	267	265	259	261	261	258	259	259	261	259	258	259	258	999	999	999	263	260	183
MHHW	229	230	228	222	230	229	230	234	235	234	237	235	232	232	231	229	233	232	232	230	231	231	231	999	999	999	233	231	154
MHW	225	226	224	218	226	225	226	230	231	231	234	231	229	228	227	225	230	228	228	226	227	228	227	999	999	999	229	227	150
MLW	111	114	110	107	114	112	114	117	117	115	118	114	110	110	110	108	112	110	116	112	115	115	117	999	999	999	116	113	36
MLLW	104	106	103	99	106	105	106	110	110	108	111	108	104	104	104	102	106	103	109	105	108	108	110	999	999	999	109	106	29
LWL	75	77	77	72	78	75	76	83	83	80	84	81	75	75	76	74	77	77	81	77	80	81	81	999	999	999	81	78	1
Lowest	46	41	45	28	50	47	41	49	53	51	50	56	45	43	46	32	41	44	49	45	36	54	51	45	42	51	51	46	-31
Awa sima MSL adopting now: 100cm(84-88), Z0 : 20cm, DL= 80cm																												
A.MSL	999	999	999	93	99	999	101	103	107	104	101	100	99	100	101	102	104	99	103	99	100	101	103	99	103	105	104	101	21
Highest	999	999	999	150	151	999	153	178	154	166	150	160	138	144	150	156	163	138	142	153	147	149	148	141	144	151	149	151	71
HWL	999	999	999	115	124	999	122	127	130	130	126	121	118	123	126	125	124	119	125	121	123	123	125	122	124	128	127	124	44
MHHW	999	999	999	104	110	999	112	113	118	115	112	110	109	111	111	112	114	109	113	110	111	112	114	110	114	116	115	112	32
MHW	999	999	999	101	107	999	109	111	116	112	109	107	106	108	108	110	112	107	111	107	108	109	111	108	111	113	113	109	29
MLW	999	999	999	84	90	999	91	93	99	95	93	92	91	93	93	94	96	91	95	90	91	92	94	91	94	97	96	93	13
MLLW	999	999	999	79	85	999	87	89	95	91	89	87	86	88	88	89	91	86	90	86	87	88	90	86	89	92	91	88	8
LWL	999	999	999	68	75	999	75	78	83	78	80	76	76	77	79	79	79	76	79	76	77	78	79	76	79	81	80	78	-2
Lowest	999	999	999	47	57	999	53	54	65	55	55	58	55	59	50	56	54	51	57	56	42	60	61	53	46	55	54	54	-26
Monbetu MSL adopting now: 354cm(68-77), Z0 : 71cm, DL= 283cm																												
A.MSL	357	352	351	350	353	354	353	353	357	356	353	356	351	358	356	358	364	360	360	360	358	359	361	356	356	356	357	356	73
Highest	440	447	428	438	438	442	454	434	999	432	430	430	999	999	999	436	999	435	440	449	440	440	466	466	437	438	446	441	158
HWL	415	999	406	999	999	414	413	413	999	999	999	409	999	999	999	411	999	999	416	420	418	421	422	999	417	416	420	415	132
MHHW	395	999	391	999	999	395	394	393	999	999	999	391	999	999	999	394	999	999	399	400	399	400	402	999	398	397	398	396	113
MHW	387	999	382	999	999	387	385	385	999	999	999	382	999	999	999	385	999	999	390	391	389	392	394	999	390	388	388	388	105
MLW	324	999	318	999	999	320	319	320	999	999	999	328	999	999	999	330	999	999	328	327	323	325	326	999	321	323	325	324	41
MLLW	313	999	307	999	999	308	309	310	999	999	999	316	999	999	999	317	999	999	317	315	312	313	315	999	310	311	313	312	29
LWL	289	999	282	999	999	285	286	288	999	999	999	295	999	999	999	294	999	999	295	294	291	292	292	999	288	287	291	290	7
Lowest	264	264	260	256	264	254	270	265	999	271	264	279	999	999	999	277	999	271	280	272	272	268	276	276	262	267	265	268	-15
Urakawa MSL adopting now: 95cm(78-87), Z0 : 93cm, DL= 2cm																												
A.MSL	98	94	94	98	99	98	98	99	98	99	98	98	95	96	95	94	98	94	95	94	92	94	92	92	91	88	92	95	93
Highest	189	184	166	195	183	202	187	184	173	195	189	175	999	177	999	999	999	187	179	171	999	183	180	179	175	194	180	183	181
HWL	164	161	155	164	168	162	160	167	999	165	162	161	999	160	999	999	999	999	159	160	999	162	157	999	156	999	159	161	159
MHHW	143	140	139	144	145	144	143	144	999	144	142	142	999	139	999	999	999	999	139	139	999	140	139	999	137	999	138	141	139
MHW	136	133	133	137	138	136	136	137	999	137	135	135	999	133	999	999	999	999	132	132	999	133	131	999	130	999	130	134	132
MLW	64	60	59	62	63	63	62	64	999	65	63	63	999	61	999	999	999	999	61	60	999	59	57	999	56	999	58	61	59
MLLW	39	35	34	38	39	39	38	40	999	43	42	42	999	40	999	999	999	999	37	35	999	34	32	999	31	999	34	37	35
LWL	10	7	4	10	12	9	9	11	999	14	15	15	999	14	999	999	999	999	8	9	999	5	4	999	2	999	5	9	7
Lowest	-16	-17	-21	-18	-15	-17	-20	-18	-12	-9	-5	-5	999	-9	999	999	999	-18	-10	-15	999	-25	-16	-21	-34	-41	-29	-18	-20

Table 1 (continued)

Place	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	Mean
Ominato MSL adopting now: 164cm(81-85), Z0 : 41cm, DL=123cm																												(above DL)
A.MSL	160	154	155	157	167	166	166	168	170	168	165	165	162	160	165	164	167	162	165	163	163	165	166	161	161	163	163	163
Highest	226	210	208	226	228	235	226	237	243	240	246	230	224	999	255	244	248	239	231	239	259	238	999	228	235	237	240	235
HWL	203	196	193	999	212	211	208	213	215	215	211	209	205	999	212	207	209	207	209	206	211	210	999	209	204	207	209	208
MHHW	185	178	178	999	193	192	191	194	196	194	191	192	188	999	191	190	194	188	192	189	190	192	999	188	188	189	190	190
MHW	182	175	176	999	190	189	188	191	193	192	189	189	186	999	188	188	191	186	189	186	187	188	999	185	185	186	187	187
MLW	139	135	135	999	145	144	144	146	147	146	142	142	139	999	141	140	144	139	142	140	140	143	999	138	137	141	140	141
MLLW	133	129	129	999	138	138	138	140	141	139	136	136	133	999	136	135	138	133	136	134	134	137	999	132	131	134	134	135
LWL	115	113	111	999	121	120	119	121	122	120	121	119	116	999	119	117	121	117	117	118	117	120	999	114	113	117	116	118
Lowest	85	92	85	93	96	96	101	95	97	88	103	96	89	999	82	92	100	102	95	101	89	98	999	92	90	89	97	94
Kamaisi MSL adopting now: 241cm(82-86), Z0 : 86cm, DL=155cm																												
A.MSL	231	229	234	237	240	241	244	248	999	241	241	241	242	245	247	247	251	248	251	248	248	249	250	249	245	250	255	244
Highest	314	311	312	334	320	322	331	999	999	318	324	324	319	326	335	350	330	333	326	336	334	333	327	338	334	336	341	328
HWL	293	291	293	298	999	300	302	999	999	304	302	301	299	306	310	306	309	308	313	310	309	312	311	999	999	999	318	305
MHHW	274	273	278	281	999	285	287	999	999	286	285	284	285	287	289	289	293	291	295	292	292	294	295	999	999	999	299	287
MHW	268	267	272	275	999	278	280	999	999	279	278	278	279	281	283	283	287	285	289	285	286	288	288	999	999	999	292	281
MLW	197	196	200	202	999	207	210	999	999	207	206	207	208	211	213	213	217	215	217	214	213	215	216	999	999	999	220	210
MLLW	172	170	175	177	999	183	186	999	999	184	184	186	186	190	192	191	195	192	193	190	188	190	191	999	999	999	197	186
LWL	144	144	146	149	999	156	158	999	999	156	159	160	161	165	168	164	169	164	164	163	162	162	164	999	999	999	169	159
Lowest	112	128	120	122	130	133	132	999	999	130	141	140	136	145	135	147	142	142	146	142	138	141	143	146	137	134	137	136
Oita MSL adopting now: 318cm(80-89), Z0 :130cm, DL=188cm																												
A.MSL	999	999	999	999	999	999	999	326	324	324	327	321	322	319	318	320	320	317	317	314	313	319	319	316	323	316	320	320
Highest	999	999	999	999	999	999	999	474	454	459	457	457	447	443	443	484	999	446	447	439	441	443	441	440	453	458	461	452
HWL	999	999	999	999	999	999	999	427	423	425	425	420	418	418	999	425	999	418	419	417	414	417	416	415	422	999	423	420
MHHW	999	999	999	999	999	999	999	399	397	397	400	393	396	392	999	396	999	393	392	389	387	394	393	390	396	999	395	394
MHW	999	999	999	999	999	999	999	391	389	390	392	386	388	385	999	387	999	384	383	379	377	384	383	381	387	999	386	385
MLW	999	999	999	999	999	999	999	266	263	263	265	258	261	256	999	257	999	254	255	252	252	259	259	256	263	999	258	259
MLLW	999	999	999	999	999	999	999	239	237	238	241	236	240	235	999	235	999	229	230	225	225	230	230	227	234	999	232	233
LWL	999	999	999	999	999	999	999	203	204	204	209	203	205	204	999	200	999	193	196	195	193	194	196	195	202	999	197	200
Lowest	999	999	999	999	999	999	999	155	163	163	173	170	172	155	999	158	170	158	152	153	156	145	156	150	159	139	155	158

変動特に蛇行現象との関連付け等検討したがその出現周期が短くかつランダムで，この平均水面の変動との関係については不明確である。

木村(2)のまとめた1949～1991年に発生したエルニーニョ現象(E)と低水温・ラニーニャ現象(R)によると，興味深いことにE現象（赤道帯付近で海面水位は東高西低となる）の1982—1983年時に本邦の水位は低く，R現象（赤道帯付近で海面水位は西高東低となる）の1973—1974年と1988—1989年時には，本邦の水位は高くなっている。しかしながらE現象とR現象の出現周期は4-5年とされ，E現象は1972—1973年，1976—1977年，1986—1988年にも出現しているが，本邦の水位は同様な関連とはなっていない。

花輪(3)は，海面水温の長期間データの解析から大気と海洋の変動を変動の時間スケールの違いによって，(イ)約2年周期の変動（準2年変動）(ロ)エル・ニーニョ／南方振動(ENSO)イベントの生起に関連する3-4年周期の変動(ハ)約10年周期の変動と(ニ)長周期の変動に分類している。平衡潮汐論から説明される長周期潮の振幅は，$(1/3-\sin\phi)$に比例する。約18.6年の周期の天文潮である交点潮（nodal tide）は，緯度(ϕ)が±35°17′で0（zero），すなわち日本付近ではほとんど無視できる。津村(4)は“檀原(5)は，18.6年の周期を仮定した場合の振幅として3.67㎜を得たが，標準偏差の大きさや位相のズレからみて，天文潮は検出されなかったと結論していること，外国では2-3㎝の振幅値も求められているが，これを天文潮であると信ずるには，なおデータ不足であるとみられている。”と述べている。約20年とみられる平均水面の周期も大気と海洋という自然界に存在する幾つもの周期成分の合成結果であるものか，さらにこのような周期成分の存在を確かめるには少なくとも3-4周期すなわち，あと40-60年のデータが必要であろう。またこの変動が特に瀬戸内海で顕著とみられることも興味ある点である。

いずれにしても，平均水面の長期的な変動について確たる要因を掴むことは現時点では出来ないが，少なくとも太平洋全域を対象とするような視野で取り組むものではとの示唆を与えるものと思われる。

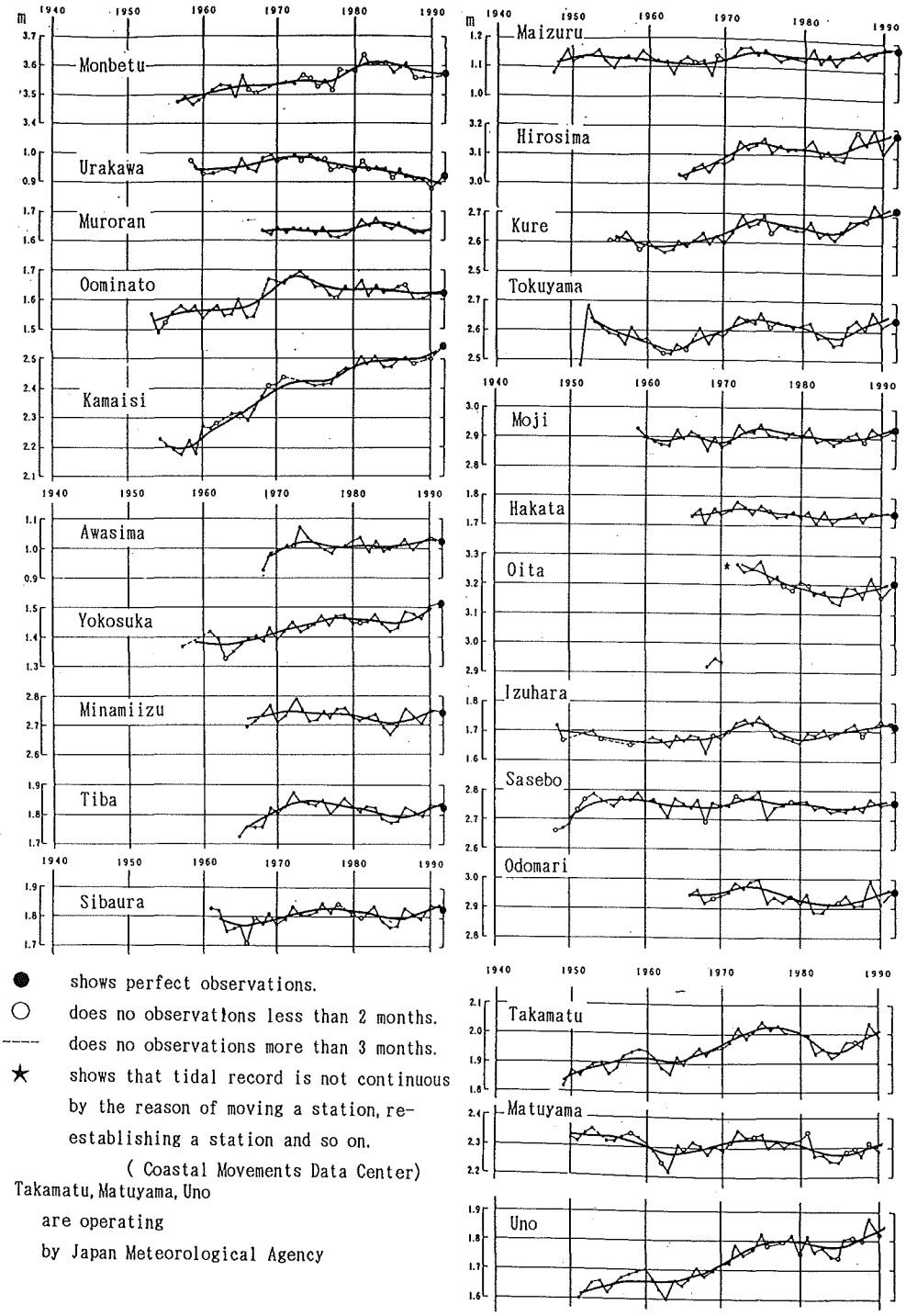
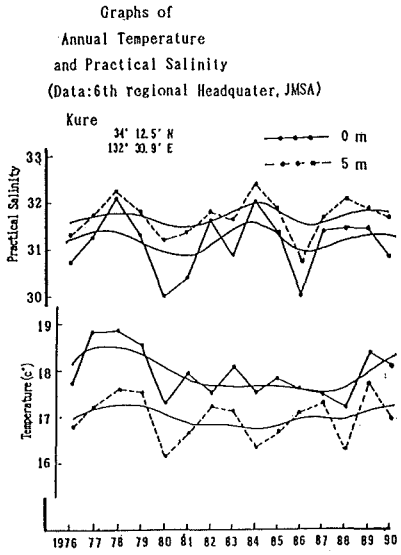


Fig. 2 Graphs of Annual Mean Sea Level



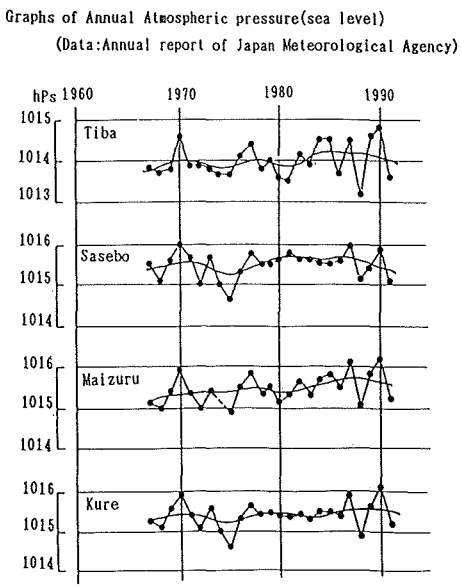


Fig. 3 Graphs of Annual Temperature, Salinity and Atomspheric Pressure

2) Fig. 2から1) に述べた変動を示しながら，かつ徐々に平均水面の上昇，下降が認められる験潮地点が存在する。瀬戸内海の広島，呉，徳山，高松（気象庁），宇野（気象庁），三陸の釜石，東京湾の横須賀であり，一方下降しつつある所では北海道の浦河，九州の大分である。横須賀，呉，広島，釜石，浦河，紋別の各験潮所について西暦年と平均水面値を要素とし最小自乗法により平均水面の変動傾向を示すための試みを行った。結果を Fig. 4に示す。

単純に言えば，年当たり0.3-0.7cmの地盤の沈下，隆起の傾向が存在していることになる。平均水面の変動傾向には，このように海域により差異が認められる。地球温暖化による水位変動とか地震予知情報等々のため，今後も注意深く監視，解析を続ける必要がある。

(2) 朔望平均満潮面等

主な統計値の定義は，次に依った。

1) 朔望平均満潮・干潮面　朔及び望の日から前2日，後4日の通算7日間以内に観測された最高高潮，最低低潮の年間平均値（HWL，LWL），2) 平均高高潮・低低潮面　1日の高低潮のうちで潮位の高い方の高潮，低い方の低潮の年間平均値（MHHW，MLLW）。

HWL，LWLは，水路部では基準面としては用いてはいない。しかし，運輸省港湾局では，「港湾の施設の技術上の基準を定める省令について(通達)」に，〈天文潮の諸元としては，基本水準面，平均水面，朔望平均満潮面及び朔望平均干潮面の各高さを考慮するものとし，その諸元は，原則として1か年以上の検潮記録から定めるものとする。〉とあることから，港湾工事に係わる設計および施工には必須の値である。これまで，久保田，筋野(6)は，水路部の舞鶴，厳原験潮所については非調和定数及び潮位関係図の報告を行っているが，他の験潮所に関するデータは報告されていないし，HWL，LWLに関してはこれまで算出されていないことから各年の値及び平均値を報告することにした。

HWL，LWL，MHHW，MLLW，MHW及び

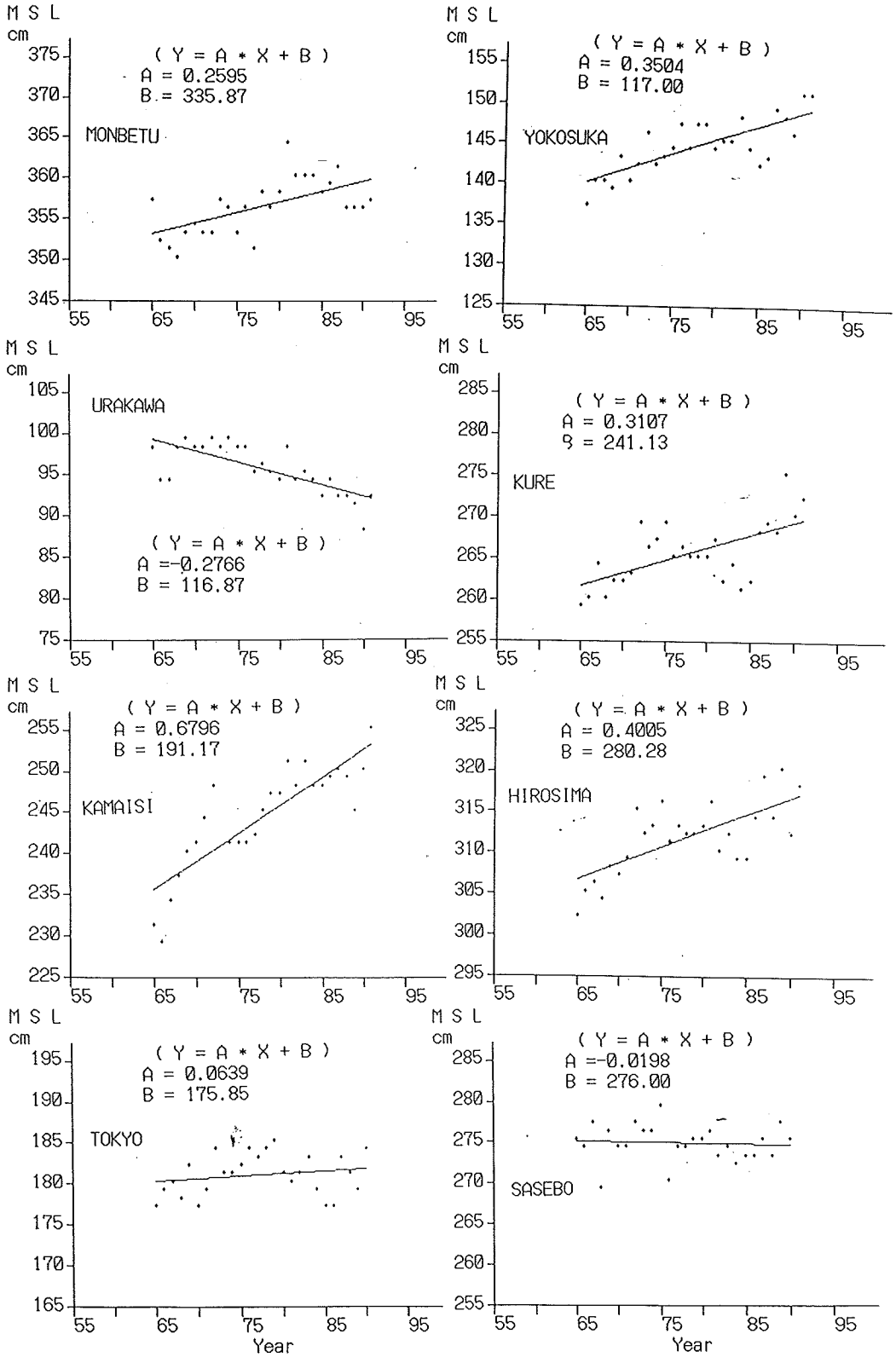


Fig. 4 Secular changein Mean Sea Level

Table 2 Tidal Harmonic constants

Tidal Harmonic Constants Kure 1969~1988

Const.	Sa		Ssa		Mm		Msf		Q1		O1		P1		K1		N2		M2		L2		S2		K2	
Year	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ
1969	14.3	119.7	1.7	172.0	0.6	165.4	0.4	135.5	4.7	183.2	23.2	193.7	9.3	218.4	31.2	216.8	18.5	270.4	104.0	278.4	3.4	292.1	43.0	309.3	12.4	304.4
1970	19.2	166.1	2.5	256.8	2.1	175.6	2.9	77.3	4.3	194.7	23.7	194.4	10.4	227.0	30.2	216.9	18.8	271.1	103.2	278.8	3.0	292.1	42.7	307.4	11.3	304.2
1971	19.9	154.6	4.5	315.2	1.1	334.3	0.6	326.0	4.5	180.8	23.0	194.4	9.3	218.8	31.4	217.0	17.5	268.3	104.2	278.9	4.3	288.3	43.0	309.3	12.0	305.9
1972	18.3	147.4	6.2	270.9	1.0	323.9	0.2	335.8	4.6	182.8	23.0	195.0	9.3	215.0	31.5	217.2	18.3	265.8	103.8	279.4	3.6	296.3	42.9	310.1	12.0	306.4
1973	15.7	141.1	1.8	30.8	1.3	41.4	1.0	354.2	4.7	185.2	23.1	195.2	9.1	216.9	31.3	217.4	18.4	266.1	103.7	279.0	3.6	301.7	42.3	309.7	11.9	304.9
1974	16.7	143.2	3.0	277.3	0.5	141.4	0.7	26.7	4.6	183.9	23.0	194.4	9.3	216.9	31.5	217.4	18.9	266.8	103.5	278.9	4.0	311.0	42.3	309.8	12.0	307.6
1975	17.5	152.1	2.0	341.1	0.2	80.5	0.5	336.2	4.6	186.4	22.8	195.0	9.3	215.4	31.4	216.3	18.8	268.3	102.9	278.5	5.2	300.1	42.7	309.1	11.8	305.2
1976	15.4	144.2	2.7	30.3	0.2	154.8	2.2	40.5	4.2	186.5	22.7	195.7	9.7	217.2	30.9	217.6	18.5	270.9	103.1	278.8	4.6	283.8	42.9	309.5	12.2	309.8
1977	23.2	158.0	1.9	352.8	0.9	85.7	2.4	217.3	4.7	190.0	22.9	194.0	9.1	221.0	31.4	216.4	18.9	271.2	104.6	278.6	4.6	289.5	42.0	309.1	11.9	304.8
1978	14.6	149.3	4.0	326.3	0.4	126.3	1.1	311.3	4.5	184.0	22.9	194.4	9.2	218.6	31.5	217.0	18.0	271.2	103.9	278.5	3.7	290.2	42.3	309.5	11.9	307.7
1979	16.9	141.1	2.0	46.4	1.7	93.3	0.8	346.4	4.5	185.9	22.8	195.3	9.4	218.6	31.1	217.7	17.8	269.5	103.6	278.6	3.6	287.6	42.7	308.9	12.1	304.9
1980	19.1	164.4	0.7	238.5	2.1	92.7	0.8	37.5	4.4	182.1	22.4	195.3	9.7	219.8	30.8	217.1	18.1	269.5	103.5	279.5	4.4	298.9	42.5	309.5	12.2	308.2
1981	18.5	159.3	4.1	335.9	0.8	61.4	0.7	238.9	4.5	185.6	22.3	194.3	9.7	221.0	31.3	217.0	18.1	268.1	104.3	279.1	3.8	292.2	42.7	308.7	12.4	305.8
1982	17.2	148.2	2.9	26.4	3.1	88.8	1.4	184.0	4.7	185.8	22.7	194.5	9.6	220.2	30.8	217.1	18.3	266.8	104.4	279.0	3.5	300.6	42.7	308.8	12.5	305.3
1983	15.6	139.0	1.2	220.1	1.4	144.5	0.9	130.0	4.7	185.2	22.7	194.5	9.6	220.1	30.9	216.8	18.7	266.1	103.8	279.2	3.8	306.6	42.6	308.8	12.5	305.2
1984	16.2	153.9	4.1	138.4	2.4	301.9	2.8	22.7	4.7	184.5	22.7	194.1	9.5	220.0	31.3	216.3	19.1	268.1	103.4	279.2	5.3	309.3	42.9	309.2	12.5	306.5
1985	18.6	150.9	2.3	135.4	0.0	107.7	1.3	339.2	4.3	185.3	22.9	195.2	9.9	218.5	31.2	217.4	19.0	271.4	102.6	280.4	5.1	287.2	42.7	310.6	12.1	308.8
1986	18.7	153.0	3.5	309.2	1.1	192.3	0.3	170.9	4.6	183.5	23.0	194.4	9.2	221.4	31.3	217.2	18.9	273.0	103.6	280.2	3.8	285.4	42.4	310.3	12.2	306.5
1987	14.7	146.4	1.8	264.8	0.5	230.5	1.8	193.8	4.5	181.4	23.1	193.3	9.3	218.4	31.3	217.2	18.2	270.6	104.3	279.1	3.2	295.1	42.3	308.6	11.9	304.1
1988	13.8	151.2	3.9	70.3	0.9	303.5	1.2	40.3	4.6	182.9	23.0	194.0	9.1	218.3	31.0	217.1	17.7	270.2	104.6	278.8	4.5	297.6	43.6	309.2	12.4	304.7

A---Amplitude(cm), κ---Phase lag(°)

Table 3 Tidal Harmonic constituent-Sa

Tidal Harmonic Constituent - Sa - at various places 1974-1980

Places	Aohama		Choufu		Dannoura		Moji		Haedomari		Sakai		Maizuru		Tiba	
Year	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ	A	κ
1974	17.2	140.6	18.2	141.1	18.0	142.5	17.7	144.3	17.0	145.5	16.4	147.7	15.2	154.3	9.4	157.1
1975	20.6	145.9	21.0	146.7	20.3	153.2	20.4	150.4	19.8	153.6	20.3	160.0	18.5	164.3	10.6	182.1
1976	17.1	135.7	17.2	136.9	17.7	138.8	17.2	142.7	16.8	145.1	16.1	155.1	15.2	161.1	9.9	158.6
1977	24.7	155.3	25.0	153.5	25.0	154.5	22.7	153.6	21.1	152.1	20.0	158.4	19.5	161.4	9.2	170.1
1978	18.0	145.0	16.9	141.4	17.2	144.5	17.2	149.4	16.9	150.9	15.1	145.1	15.4	152.9	9.4	158.0
1979	18.9	137.6	20.0	138.9	20.0	140.8	20.4	139.9	19.7	140.5	20.4	146.0	19.3	152.7	9.0	157.7
1980	21.6	157.1	21.4	157.1	20.5	159.6	20.4	159.5	20.7	161.3	19.1	164.6	18.6	174.4	8.6	191.9

A---Amplitude(cm), κ---Phase lag(°)

Table 4 Water Temperature and Air Pressure

Water Temperature(layer 5m) — 6th regional headquater MSA (off Kure) degree in units

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1976	12.2	10.2	10.2	12.9	15.2	16.8	21.6	24.3	22.7	21.9	19.7	14.2
1977	10.3	9.0	9.8	11.5	14.2	19.4	22.7	23.6	24.3	23.8	22.0	16.3
1978	12.3	9.4	9.8	13.0	15.2	18.2	21.6	24.9	25.6	24.8	19.8	16.4
1979	13.3	10.7	10.8	13.5	14.9	19.2	20.7	23.7	24.7	23.2	19.7	15.9
1980	12.8	9.4	10.4	12.6	14.0	17.3	19.0	22.1	22.8	21.4	17.4	13.8

Air Pressure(sea level)---Japan Meteorological Agency (Kure) The balance above 1000 hPs in units is given.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1976	20.1	19.1	18.0	16.5	11.6	9.1	9.2	10.4	11.6	16.2	21.2	20.3
1977	22.0	21.8	20.1	14.9	12.7	7.1	8.7	5.2	12.6	19.9	20.6	22.4
1978	17.6	19.5	16.6	13.7	13.1	9.9	9.3	10.2	12.2	18.7	20.8	23.1
1979	20.6	16.3	17.6	16.3	11.6	12.3	8.1	9.1	13.0	15.5	22.0	23.6
1980	18.5	21.7	18.5	17.2	12.6	10.7	7.4	8.5	12.4	17.3	20.0	17.0

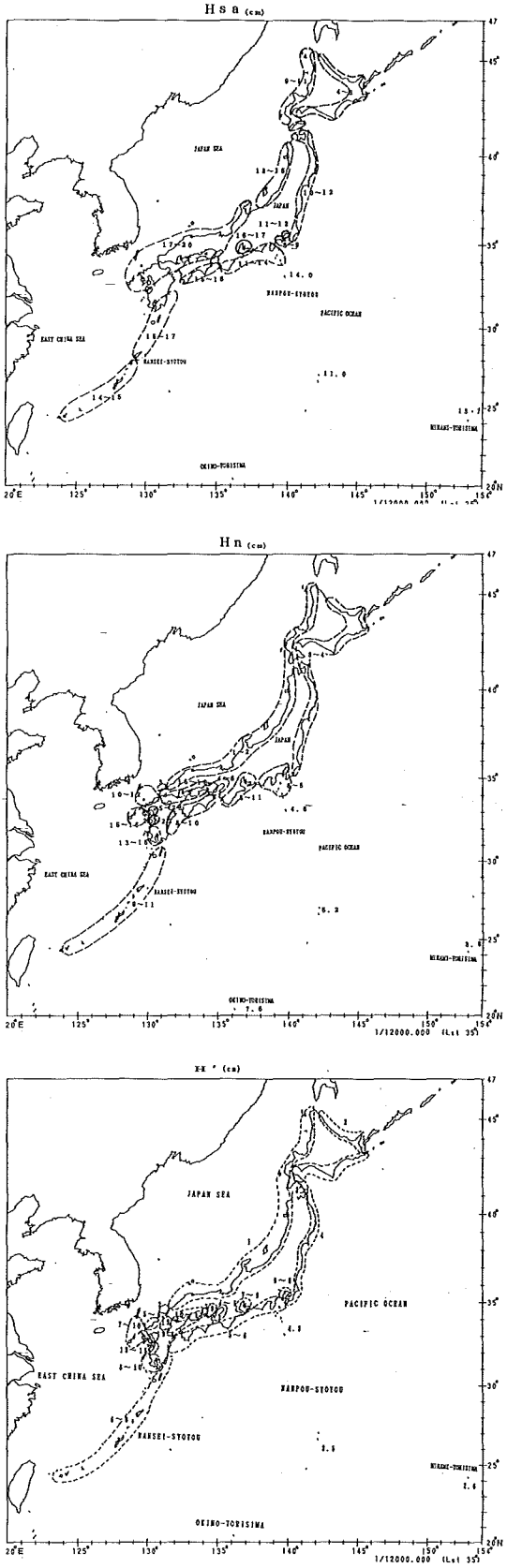


Fig. 5 Distributions of Hsa, Hn, H″

MLWの値は，Table 1からほぼ1か年の観測データからの算出値でその地の数値として採用しても問題はないと判断される。

観測最高潮位(Highest)については，台風，温帯低気圧等による高潮（たかしお）によるものであり各年異なることは明白である。しかし，基本水準面をかなり下回る最低低潮位(Lowest)の出現には，Highestの出現のように異常気象によるという明白なものは存在しないと考えられるが，事実大半の験潮所で20-50cmも基本水準面を下回る水位が出現している。これらの点については，項を改めて考察することとする。Table 1には，現在各験潮所で永年平均水面として採用している値，観測基準面上の基準面(DL)，Z_0値も記載してある。27年間平均値と採用値には，呉，広島を除いて2～4cm以内にとどまっている。釜石については，地盤の沈下が顕著であり変動動向を監視しつつ基準面の基になる平均水面の値を変えている。呉，広島については，監視を続ける必要があるが採用平均水面値の変更等の検討の際は，前述の平均水面の長期変動の存在，±10cm以内の変動では変更しないという内規等々念頭に置くことが肝要である。

3．潮汐調和定数

呉，舞鶴，千葉の験潮所の1969—1988年の19年間験潮観測資料について各年毎に最小自乗法による調和解析を試みTable 2に呉験潮所の潮汐調和定数を示す。110分潮を算出したが，Table 2には長周期分潮，主要分潮のみを掲載した。また，舞鶴，千葉験潮所については，主要分潮の半振幅及び遅角は当然のことながら各所で異なるが各年毎の傾向は，呉のケースと同様であることから割愛した。Table 3にSa分潮を記載してある。なお，舞鶴，千葉験潮所の潮汐調和定数値は，書誌第742号日本沿岸潮汐調和定数表に掲載されている。

Table 2から次の事柄が理解できる。

(1) 主要な日周潮，半日周潮の半振幅及び遅角は各年を通して安定した値が得られている。これらは，

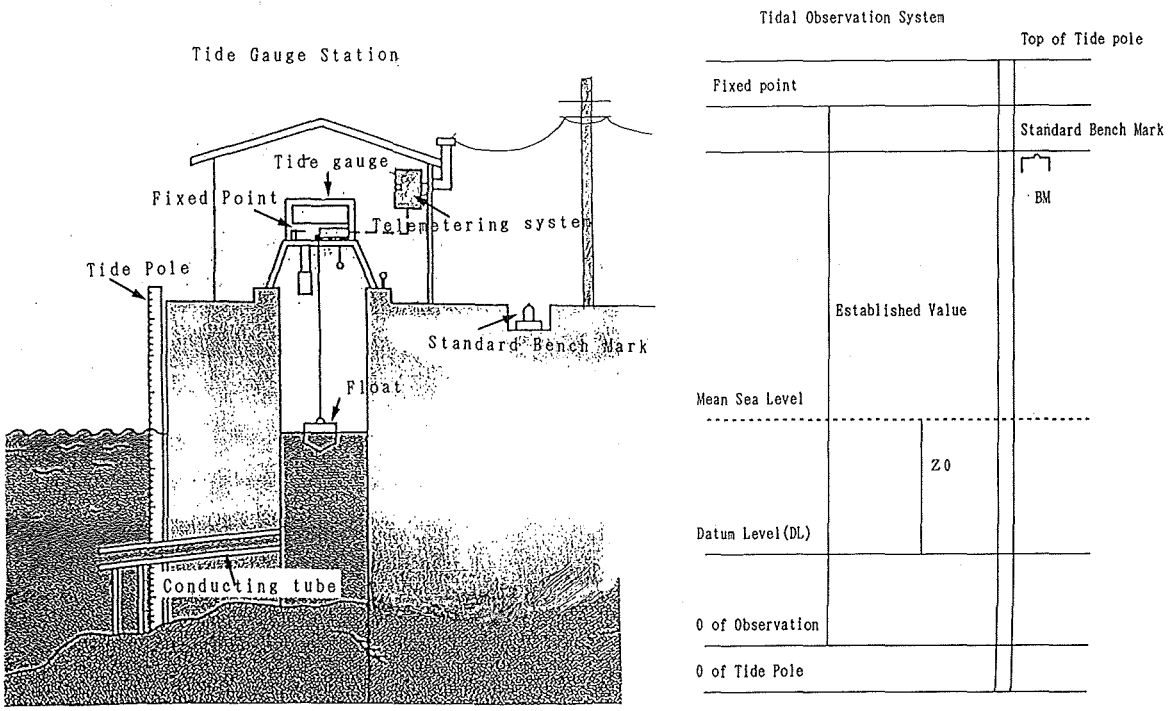


Fig. 6　Tidal Observation System

いわゆる，天文潮であることからほぼ1ヶ年の連続した毎正時潮高を得ることが出来れば，基準面の決定等に活用しても差し支えのない潮汐定数が得られることを確認できる。

(2)　長周期潮のうちMSf，Mm分潮は，月に関するものでそれぞれ赤緯の変化，距離の変化によるもので，Ssa分潮は太陽の赤緯の変化で，ともに周期が長くかつ振幅も小さい，また気象変動による寄与なども含まれるもので安定した値が，得られるものでないことも理解できる。

(3)　長周期潮Sa分潮は，太陽の距離の変化と海水密度変化，海面の気圧変化による成分の合成されたものとされ，一種の気象潮であり，毎年振幅や位相(遅角)は，わずかに変化する。Table 2の呉のSa分潮の年変化及びTable 3に示す各地の1974—1980年におけるSa分潮の年変化によれば，他の長周期分潮よりは振幅，遅角共に年変化の度合いが小さい，また，日本周辺海域のSa分潮振幅分布をFig. 5に示す。日本近海では北海道周辺海域を除いて長周期分潮では最も卓越する。

呉の19年間におけるSa分潮の各年の振幅に注目すると，1977年の半振幅が際だって大きくなっており，前後の年に比べ約＋8cmともなっている。この現象が呉だけのものでないことがTable 3の各地のデータで裏付けられ，いずれも1977年の値が際だっている。Table 4に海水温度(6)と海面気圧データ(7)を示す。海水温度は各月1回のみの測定で月平均値ではない。1977年の海水温度及び海面気圧のデータは，前後年のデータとは明らかに差異を認めることができ，ほかの年に比べ1977年は，海水温度は1–2月低温，11月高温であり，かつ，海面気圧は1–3月に高圧で6–8月に低圧となっており，海面高の年較差の拡大化に相乗効果をもたらす結果となっているものと考えられ，この分潮が気圧とか海水密度を要因とするものを含むものであると認容される。潮位データの解析にとって現地における海水温度，海面気圧が

重要な要素となる。

4．最低潮位と基準面

潮汐観測システムを，Fig. 6に示す。錘測基点←→観測基準面間を常に一定に保つこと，正確な時刻を使用することが最も大切な点である。一般に1–5か年間の毎正時値を用いて平均水面を求めるとともに，調和分解により潮汐調和定数を得てZ_0の値を決定し，その地の基本水準面が決定される。Z_0は，平均水面から基本水準面までの高さを意味する。基本水準面は，前に記したように水深の基準面，港湾工事用基準面，領海確定の低潮線に採用されるもので，我が国の海岸・海域のすべての分野に係わるものである。重要なこの面（Datum Level-DL）を決めるに当たって，その基準は平均水面であり，それには正確な観測業務の維持・継続が必要であることは論をまたない。

ここでは，Z_0の値及び負潮位について考えて見たい。

(1) Z_0

平均水面から基本水準面までの高さをZ_0で表すこと，基準面に関して『潮汐予報の基準面は，基本水準面（水深改正の基準面）と同じで，潮汐がそれ以下にほとんど下がらないような低い面であるべきことに決定する。』と国際水路会議の技術決議にうたわれている。平均水面は，観測から容易に求めることが出来るが，課題としてここに残るのは【ほとんど下がらないような低い面】をどのようにして求めるかである。地球上にはいろいろなタイプの潮汐現象がある。潮汐振幅が主な検討の対象であるが，年間を通して最大潮差が数10cmの海域から大きいところでは10mを越える海域まで存在する。また，大きく分類すると潮型には半日周潮タイプ，混合潮タイプ，日周潮タイプが混在している。したがってどのように低い面を定めるかについて統一的に適用できる手法は無く，海域を領域とする国家が船舶の安全確保等を勘案し，それぞれ【低い面】を定義する規定を設けているものである。現在当方で知り得る各国の基本水準面を求める規定は，後記するが，実測値から求めるもの，潮汐調和定数から求めるものに分類される。わが国は，Indian Spring Low Waterと称される主要四分潮の半振幅の和だけ平均水面から下げた面を基本水準面とするを採用している。この基準面はG.H.Darwinがインドの潮汐を研究しているときに考えたものである。わが国にこの手法が適用されたのにはわが国の海図作成の歴史的背景がある。水路部沿革史（明治2年–明治18年）によれば，“水深の基準面は，慶応4年（1868）から明治14年(1881)の間日本各地で始めて水路測量を実施した英国測量艦シルビア号が，G.H.Darwinがインド，中国で用いた水深の基準面を採用した”とあり，当時日本では潮汐に関する研究はおろか観測さえ行われていなかったものと想像され，記述されているような経緯となったものと推察される。採用されている規定が，わが国周辺海域の潮汐事象を反映し適正なものであるか否かの議論がなされた経緯等は見あたらない。赤木(8)が負潮位現象について論じ，各種の基準面の決め方を紹介するとともに潮位が基準面以下となる頻度を2ヵ年に亘って9験潮所データを調べ，日本海側では7–9月を除いて頻繁に負潮位が発生しかつ30cm以上にもなり，太平洋側では5–6月及び11–2月に発生し20cmから海域によっては50cmにも達していると報告している。国際水路会議の技術決議の【ほとんど下がらない低い面】を満足しているとするには，船舶の安全確保とか沿岸域の防災さらには領海基線などに密に係わることから海図の水深の基準面以下となる負潮位現象がもたらされていることには疑問が残ると言わざるを得ない。

1969—1991年における千葉，佐世保，舞鶴験潮所の年間最低実測潮位とその観測時刻の前後の推算時刻及び潮位ならびに年間最低推算潮位を調べ，Table 5に示す。過去23年間に千葉36cm，佐世保51cm，舞鶴43cmの基準面下の潮位が出現している。ただし，舞鶴は日周潮タイプでかつ16,75,90分を周期とする極めて顕著な海面の昇降（副振動）があることから瞬時的にはさらに海面が低くなることを念頭

Table 5 Comparition Table between Annual Lowest water level of observation and predictions Values

Comparision between Annual Lowest water level of observation and Prediction values (water level : based on DL)

	Tiba		Sasebo		Maizuru		
	Lowest	Prediction	Lowest	Prediction	Lowest	Prediction	
years	h m M D cm	h m M D cm M.p	h m M D cm	h m M D cm M.p	h m M D cm	h m M D cm M.p	years
69	2235, Feb. 15 -22	2235, Feb. 15 -13 -24	0305, Jan. 19 -35	0304, Jan. 19 -37 -22	0805, Feb. 15 -38	0758, Feb. 15 -13 -18	69
70	2330, Feb. 06 -29	2325, Feb. 06 -21 -25	0335, Jan. 09 -34	0316, Jan. 09 -42 -42	0025, Apr. 12 -37	0042, Apr. 12 -15 -18	70
71	1245, Apr. 28 -24	1245, Apr. 28 -03 -20	0335, Jan. 28 -37	0317, Jan, 28 -41 -41	0710, Dec. 30 -33	0710, Dec. 30 -03 -20	71
72	2355, Dec. 21 -25	2343, Dec. 21 -25 -18	0345, Dec. 22 -38	0322, Dec. 22 -29 -29	0500, Apr. 22 -30	0419, Apr. 22 -07 -15	72
73	0000, Dec. 12 -25	2353, Dec. 11 -19 -19	0255, Dec. 11 -30	0251, Dec. 11 -31 -32	1155, Jan. 23 -26	1133, Jan. 23 -03 -17	73
74	2355, Jan. 09 -20	2345, Jan. 09 -20 -21	0330, Jan. 10 -39	0325, Jan. 10 -40 -40	2210, Mar. 26 -30	2233, Mar. 26 -14 -17	74
75	0000, Jan. 29 -16	2344, Jan. 28 -15 -17	0240, Feb. 26 -34	0229, Feb. 26 -25 -39	0300, Apr. 19 -29	0221, Apr. 19 -09 -14	75
76	2325, Dec. 21 -11	2313, Dec. 21 -13 -13	0330, Jan. 19 -27	0340, Jan. 19 -30 -31	0740, Feb. 27 -28	0733, Feb. 27 -13 -15	76
77	1130, May 04 -23	1117, May 04 -11 -13	0310, Dec. 12 -36	0306, Dec. 12 -31 -12	1000, Feb. 19 -31	0938, Feb. 19 -12 -15	77
78	0010, Jan. 11 -18	2357, Jan. 10 -15 -18	0300, Jan. 10 -51	0257, Jan. 10 -37 -37	0805, Mar. 07 -29	0813, Mar. 07 3 -16	78
79	0015, Jan. 30 -15	2359, Jan. 29 -16 -19	0400, Jan. 01 -37	0353, Jan. 01 -33 -41	0945, Jan. 29 -40	0936, Jan. 29 -11 -16	79
80	2330, Feb. 16 -21	2322, Feb. 16 -16 -17	0310, Feb. 17 -30	0302, Feb. 17 -38 -38	1050, Feb. 18 -37	1018, Feb. 18 -13 -16	80
81	2335, Mar. 06 -17	2323, Mar. 06 -07 -17	0330, Dec. 13 -33	0321, Dec. 13 -29 -32	0845, Feb. 18 -37	0846, Feb. 18 -13 -17	81
82	2355, Dec. 31 -19	2344, Dec. 19 -22 -22	0310, Feb. 09 -39	0304, Feb. 09 -34 -41	0650, Apr. 05 -37	0625, Apr. 05 -10 -17	82
83	0040, Jan. 02 -18	0027, Jan. 02 -19 -26	0410, Jan. 31 -44	0401, Jan. 31 -46 -47	0520, Feb. 23 -31	0522, Feb. 23 -11 -16	83
84	2355, Jan. 19 -26	2351, Jan. 19 -26 -26	0330, Feb. 18 -35	0318, Feb. 18 -44 -44	0010, Apr. 20 -32	2343, Apr. 19 -15 -15	84
85	2335, Mar. 07 -31	2340, Mar. 07 -12 -22	0325, Mar. 08 -31	0315, Mar. 08 -32 -39	0410, Apr. 13 -43	0352, Apr. 13 -12 -16	85
86	2310, Jan. 10 -26	2304, Jan. 10 -19 -26	0300, Jan. 11 -38	0246, Jan. 11 -32 -33	0630, Mar. 07 -34	0644, Mar. 07 -15 -18	86
87	0010, Jan. 02 -23	0000, Jan. 02 -24 -25	0340, Jan. 31 -41	0334, Jan. 31 -43 -43	2305, Apr. 01 -23	2244, Apr. 01 -17 -17	87
88	2245, Jan. 18 -32	2237, Jan. 18 -22 -28	0300, Feb. 18 -41	0249, Feb. 18 -43 -45	0825, Mar. 17 -30	0816, Mar. 17 -16 -18	88
89	0025, Jan. 10 -22	0014, Jan. 10 -17 -22	0245, Mar. 08 -40	0242, Mar. 08 -27 -39	0510, Mar. 03 -32	0510, Mar. 03 -09 -20	89
90	2330, Dec. 03 -36	2334, Dec. 03 -24 -25	0320, Dec. 04 -49	0318, Dec. 04 -34 -34	0815, Mar. 26 -35	0820, Mar. 26 -12 -19	90
91	2345, Dec. 22 -31	2341, Dec. 22 -26 -26	0235, Jan. 30 -43	0220, Jan. 30 -34 -43	0030, Mar. 22 -33	0050, Mar. 22 -15 -16	91

に置く必要がある。負潮位現象の原因として赤木(8)は，(a) 平均水面の変動 (b) 分潮の振幅の変動 (c) 調和定数の変動を上げ，これらが総合的に作用した結果におこるものとしている。(b)についてはTable 2に示したように主要四分潮(M_2, S_2, K_1, O_1)の半振幅の変動は小さい。(c)については，1ヵ年以上の観測資料を用いれば，一応解消される。

海図上の水深数値を年間を通してほぼ完全に保証する，すなわち，20–50cmの負潮位現象を出来るだけ解消するには平均水面の変動等を加味したZ_0値を設定する必要がある。前述のようにZ_0値は，潮汐調和定数を用いる方法，観測資料を用いる方法と分類されるが，実用的には平均水面およびHsaをともに5ヵ年程度の平均値を用いることとして調和定数を用いる次の2つの方法のいづれかの採用が望まれる。

(1) 主要四分潮＋2-3の分潮

主要四分潮の半振幅(Hm, Hs, H′, H o)にHsa, Hn, 及びH″すなわちSa, N_2, K_2分潮の半振幅を加えたものをZ_0値とする。Table 2でHn, H″の値が各年安定したものであることが理解でき，また，平均水面の変動も加味される。具体的に数値をもとめると次のようになる。

	新 値	現 値	差
千 葉	147	115	32
佐世保	214	165	49
舞 鶴	39	19	20
呉	247	200	47
広 島	246	200	46
博 多	146	110	36

負潮位現象はほとんど出現しない。なお，わが国周辺海域のHsa，Hn，H″の分布はFig. 4に示してある。

(2) 推算最低潮位をZ_0値として採用

L.A.T (the Level of Lowest Astronomical Tide) と称される，すべての潮汐調和定数を用いての相当期間の推算値の最低潮位を基準面とするものである。

英国で採用されているものでそれまで当国では大潮期平均低潮面（平均水面下（Hm＋Hs）だけ下げた面）を用いていたものである。わが国でこの方法を採用した場合の概略の数値は，Table 5により知ることができる。

これらの基準面の決定方法を用いれば，特別な気象状態の時以外にはこの面より低くならないことが期待できよう。Z_0値をこのように変更することによる影響は，刊行されている多くの海図類，港湾当事者など各方面へ多大となるが，十分な計画，周知のもと実行化が望まれる。また海洋法条約も平成6年11月16日に発効することになっている。同法第5条の通常の基線〔この条約に別段の定めがある場合を除くほか，領海の幅を測定するための通常の基線は，沿岸国が公認する大縮尺海図に記載されている海岸の低潮線とする。〕については，わが国では基本水準面（略最低低潮面）を低潮線として用いることになっている。よって，Z_0値を変更することによって，具体的にどのぐらいメリットをわが国にもたらすのか検討することも必要となろう。

（参考資料）

諸外国の基準面

1. Lowest Possible Low Water——フランスでは平均水面から（Hm＋Hs＋H″）×1.2だけさげた面

2. Mean Lower Low Waters Springs（大潮平均低低潮面）——定数では表せない——Ghana，Gambia，Jamaica等

3. Mean Low Water Springs（大潮平均低潮面）——平均水面からHm＋Hsだけ下げる——地中海，北海，中央アメリカ太平洋岸

4. Mean Lower Low Water（平均低低潮面）——おおよそ平均水面からHm＋（H′＋Ho）×0.71だけ下げる——アメリカの太平洋岸，ハワイ，フィリピン

5. Mean Low Water（平均低潮面）——平均水面からHmだけ下げる——北アメリカや中央アメリカの大西洋岸

6. Lowest normal Low Water: a datum that approximate the average height of monthly lowest low waters, discarding any tides disturbed by storms, taken over a considerable terms (period) of time.——cannot be expressed by constants.——Canada, Chile, China, Malaysia, Thailand等

5．まとめ

水路部の験潮所のうち19ヵ所について27ヵ年の平均水面の動き，非調和定数の算出および1969—1988年の19ヵ年について各年の調和分解成果により潮汐調和定数の吟味を行うとともにZ_0等について検討した。

(1) 平均水面には約20年を周期とする変動が存在するのではと見受けられる。検討した期間においては，この変動をもたらす有為な気象・海象的な要因を見いだすことは出来なかった。この周期が存在するか否かを見るためには，さらに長期間の観測を待つ必要がある。(2) HWL，LWLなどの非調和定数の値は，ほぼ1ヵ年の観測値による算出値で満足される。(3) 呉，釜石，浦河などの平均水面の動向の検討から，0.3–0.7cm／年の地盤の隆起あるいは沈下傾向が見られる。(4) 30–50cmの負潮位現象が存在し，ＩＨＢの規定に必ずしも対応した海図水深の提供とはなっていない。これは，平均水面から基準面までの値すなわちZ_0の現行の規定がわが国周辺海域の潮汐事象にそぐわないものと考えられることから，a. 現行の主要四分潮の半振幅の和にHsa，HnとH″を加えた値とするb. 英国が採用しているＬＡＴ（Lowest Astronomical Tide）のいずれかの採

用を検討すべきと考える。

おわりに，本報告を行うにあたり膨大な計算を実施していただいた久保一昭海洋情報官，各種のデータの提供していただいた日本水路協会吉田昭三，倉品昭二氏，また本稿をまとめるにあたり貴重な助言をいただいた佐藤　敏沿岸調査官の方々に深く感謝いたします。

参　考　文　献

(1) 内湾における平均海面とその傾きの年変化：理化学研究所報告，**5**，2

(2) エルニーニョ現象：財団法人日本海洋協会刊行，36-42

(3) 海洋の長周期変動と大気循環：海洋気象学会編，海と空，**68**，4，5-18

(4) 2.3気象および海象の潮位への影響と潮位資料による土地の上下変動の推定：日本測量協会編，現代測量学測地測量②，348-359

(5) 日本における平均海面の永年変化とそれにともなう問題点について：日本測地学会，測地学会誌，**16**，1・2

(6) 広島湾の海洋環境その二：第六管区海上保安本部

(7) 気象年報：気象庁

(8) 海図の水深基準面と負潮位現象について：水路要報，**81**

本邦海域火山通覧（改訂版）†

岩渕　義郎*・加藤　茂**・芝田　厚**

THE LIST OF VOLCANOES AND THEIR ACTIVITIES RECORDS IN THE ADJACENT SEAS OF JAPAN 2ND EDITION †

Yoshio IWABUCHI*, Shigeru KATO** and Atsushi SHIBATA**

Abstract

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

This list is a revised edition of annex 1 in the paper, the program for prediction of volcanic eruption developed by the Hydrographic Department of Japan, prepared by Iwabuchi (1989). Intensive volcanic eruptions happened in the sea area off Ito, Izu Peninsula in 1989 and at Unzen volcano, Simabara Peninsula from 1990 to present. During the past five years, a lot of fundamental data on geology and geophysics was collected from the surveys on Ata Caldera in Kagosima Bay, Myozin Sho submarine volcano, Sitiyo Seamount Chain and others.

はじめに

本編は，日本周辺海域における火山の概要，有史以来の活動史などを通覧したものであり，岩淵(1989)の付録1としてまとめた初版を改訂したものである。

初版以降約5年の間に，阿多カルデラ，手石海丘，ベヨネース列岩及び明神礁，七曜海山列などで海底火山や火山島に関する多くの資料，研究結果が公表されている。

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多い。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。

改訂版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)，日本活火山総覧第2版(気象庁，1993)，理科年表(東京天文台編，1992)をはじめとする多くの文献を参照にした．文献は末尾に一括して掲載した。

I　九州及び南西諸島海域の火山

1．雲仙岳

概位　32°45′N，130°18′E　(海図169)

概要　島原半島の中央に位置する雲仙岳は，普賢

† Received 11th January 1994
* 水路部長　Chief Hydrographer
** 沿岸調査課　Coastal Sueveys and Cartography Division

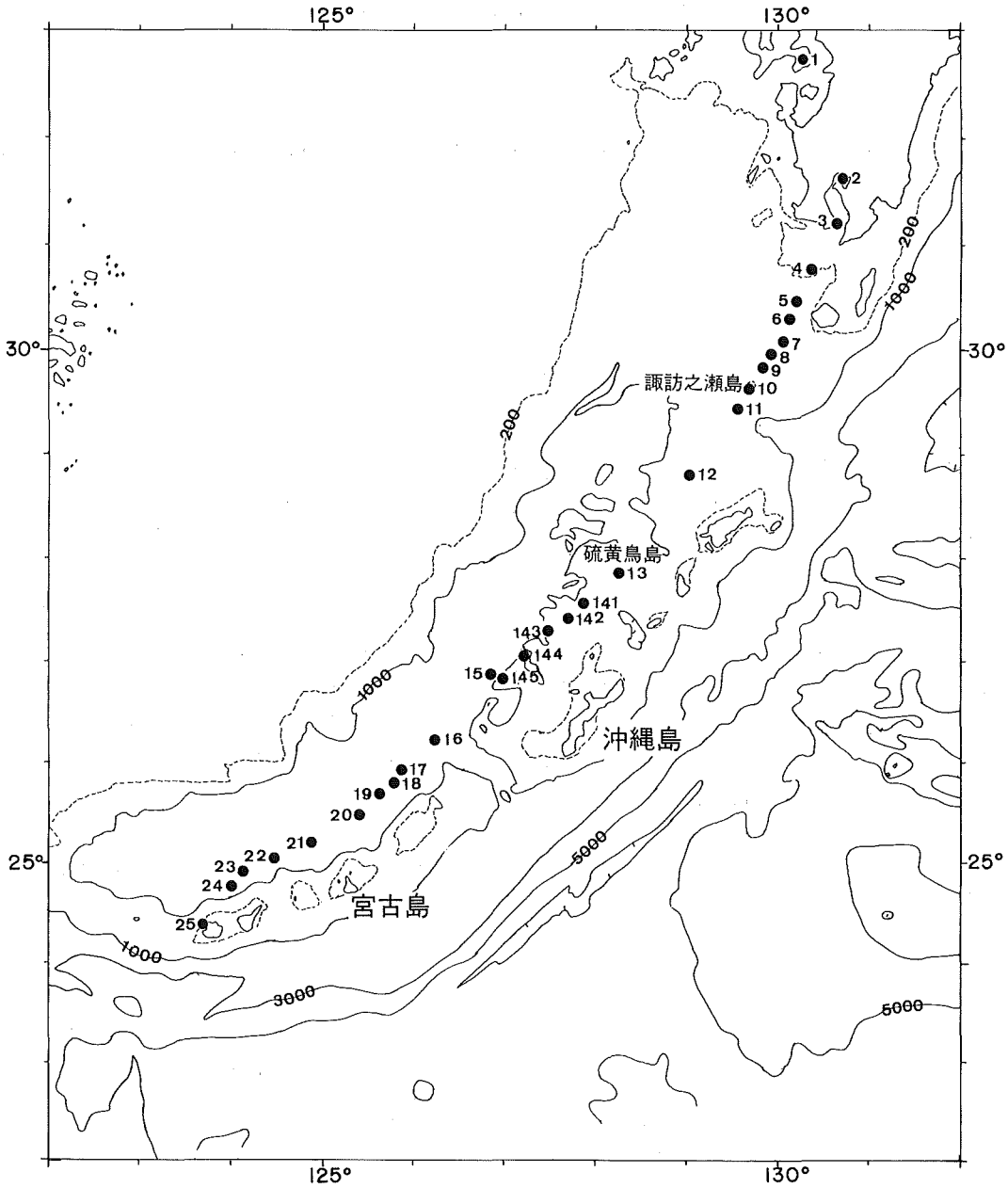


Fig. 1 Distribution of volcanoes in the Nansei Syoto Arc. Numbers in the figure refer to each number of volcano listed in this article.

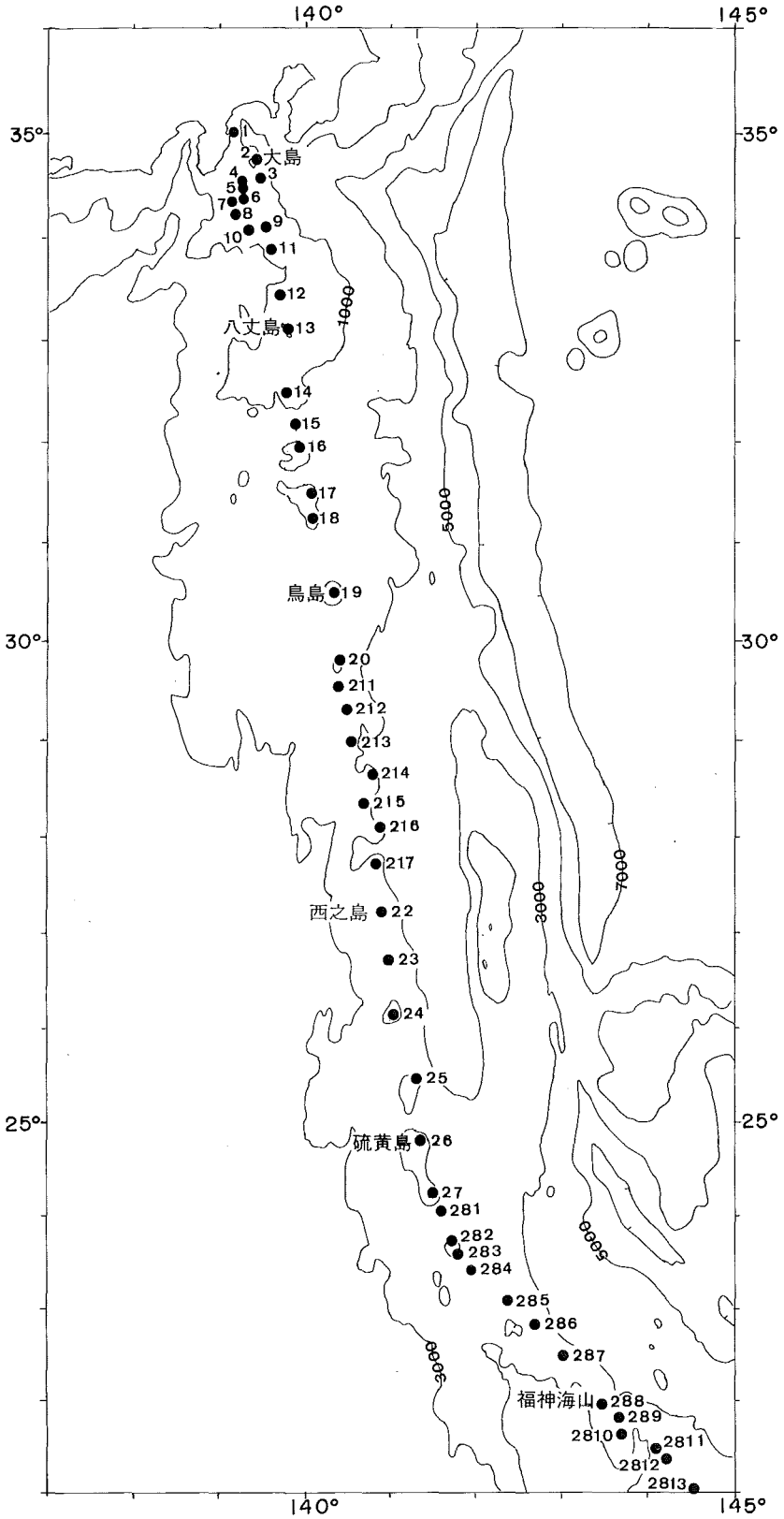


Fig. 2 Distribution of volcanoes in the Nanpo Syoto Arc. Numbers in the figure refer to each number of volcano listed in this article.

Photo 1 Eruption of Unzen volcano on Feb.13, 1992.

Photo 2 Submarine eruption of Teisi Knoll volcano from S/V Takuyo. at 18h 41m 30s on July 13, 1989.

Photo 3 Hydrothermal vent in the summit crater of Suiyo Seamount taken from "Shinkai 2000", JAMSTEC.

Photo 4 Nisi-no Sima and Nisinosima Sin-To from aircraft in 1992.

Photo 5 Drifting pumice spouted from Fukutoku Oka-no-Ba volcano on Nov. 10, 1992.

Photo 6 Discolored water spouted from Fukutoku Oka-no-Ba volcano on Nov. 10, 1992.

岳（標高1359m）を主峰をする火山で，火山体は東西に走る地溝によって，山頂部を含む北部と南部の断層の間が陥没したようになっている。

1792年5月，雲仙火山の東麓にある眉山とよばれる比高600mの溶岩円頂丘の一部が突然崩れ落ちた。大量の岩石が足元に広がっていた島原の町と7000人の住民を残らず一瞬のうちにのみ込んで有明海に突入した。大量の岩屑が急激に海中に突入したため津波が発生し，有明海を渡り熊本県の海岸を襲った。この津波と島原での圧死者をふくめ1万5000人という日本の火山災害史上最悪の犠牲者がでた。

中央部に東に開いた妙見カルデラがあり，その中に普賢岳等の最新期の溶岩円頂丘がある。岩石は安山岩・デイサイト（SiO_2 58～68%）である。

雲仙火山をはさんで西の橘湾では，負の重力異常と複雑な地磁気異常が認められ，東の島原湾では地溝の断層が連続して追跡できる。

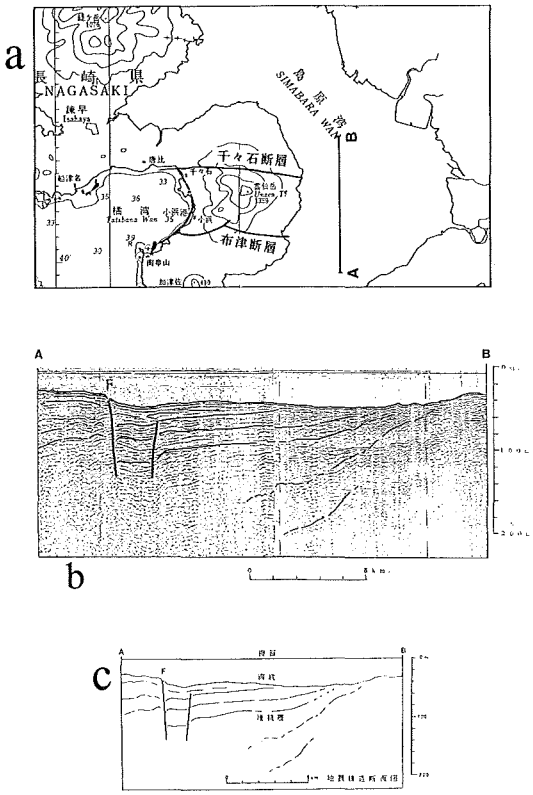


Fig. 3　a ; Topography of Unzen volcano. Line A–B shows the seismic profile line. b ; Seismic profile along line A－B in Simabara Bay. and c ; its line drawing. F shows the fault elongated from Futu Fault. After Hydrog. Dep. Survey Team (1992).

有史以来の主な火山活動

1663年（寛文3年）12月　普賢岳の北北東900mの地点から北方へ溶岩流出（古焼溶岩）。溶岩流の幅約150m，長さ約1km。

翌年春，普賢岳南東山腹600mの地点から出水。死者30余名。

1792年（寛政4年）2月　普賢岳で鳴動，噴気，土砂噴出。3月から新焼溶岩流出。幅220mから360m，長さ2.7km。その後，ときどき地震あり。

5月21日，強い地震と同時に眉山が大崩壊。津波発生し，死者約15,000名。

1798年（寛政10年）　噴煙活動

1922年（大正11年）12月　「島原地震」M6.9

1929年（昭和4年）から度々群発地震。

1975年（昭和50年）10月　普賢岳の東北東2.8kmの板底で噴気。

1990年（平成2年）7月4日より微動。7月24日から地震群発。11月17日噴火。1993年9月まで断続的に火砕流，土石流が発生。

2．姶良カルデラ

概位　31°40′N，130°45′E

（海図221，海の基本図6351[1]，6351[1-S]）

概要　鹿児島湾奥部にみられる姶良カルデラは，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

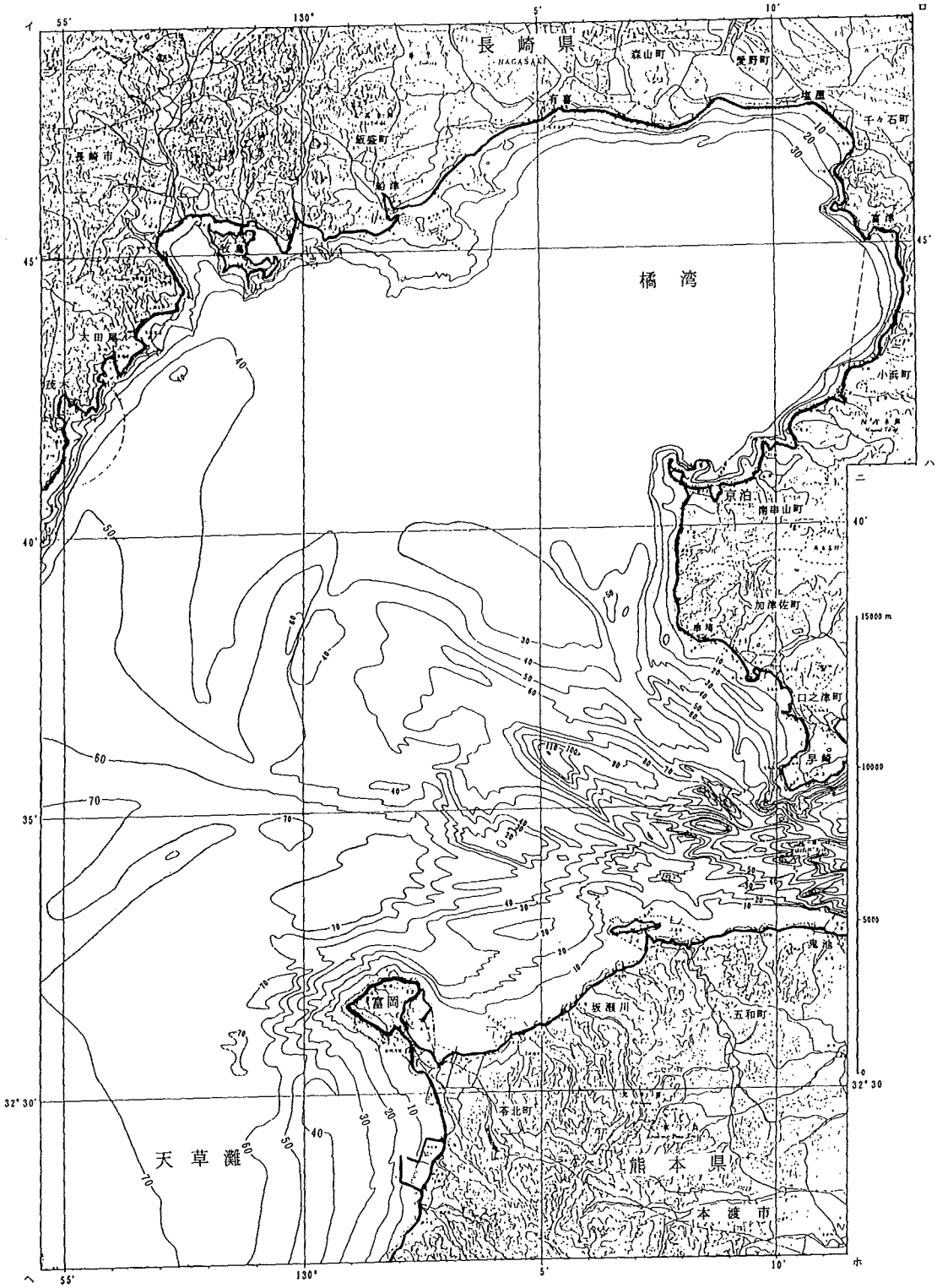


Fig. 4 Topography of Tatibana Bay surveyed in 1993.

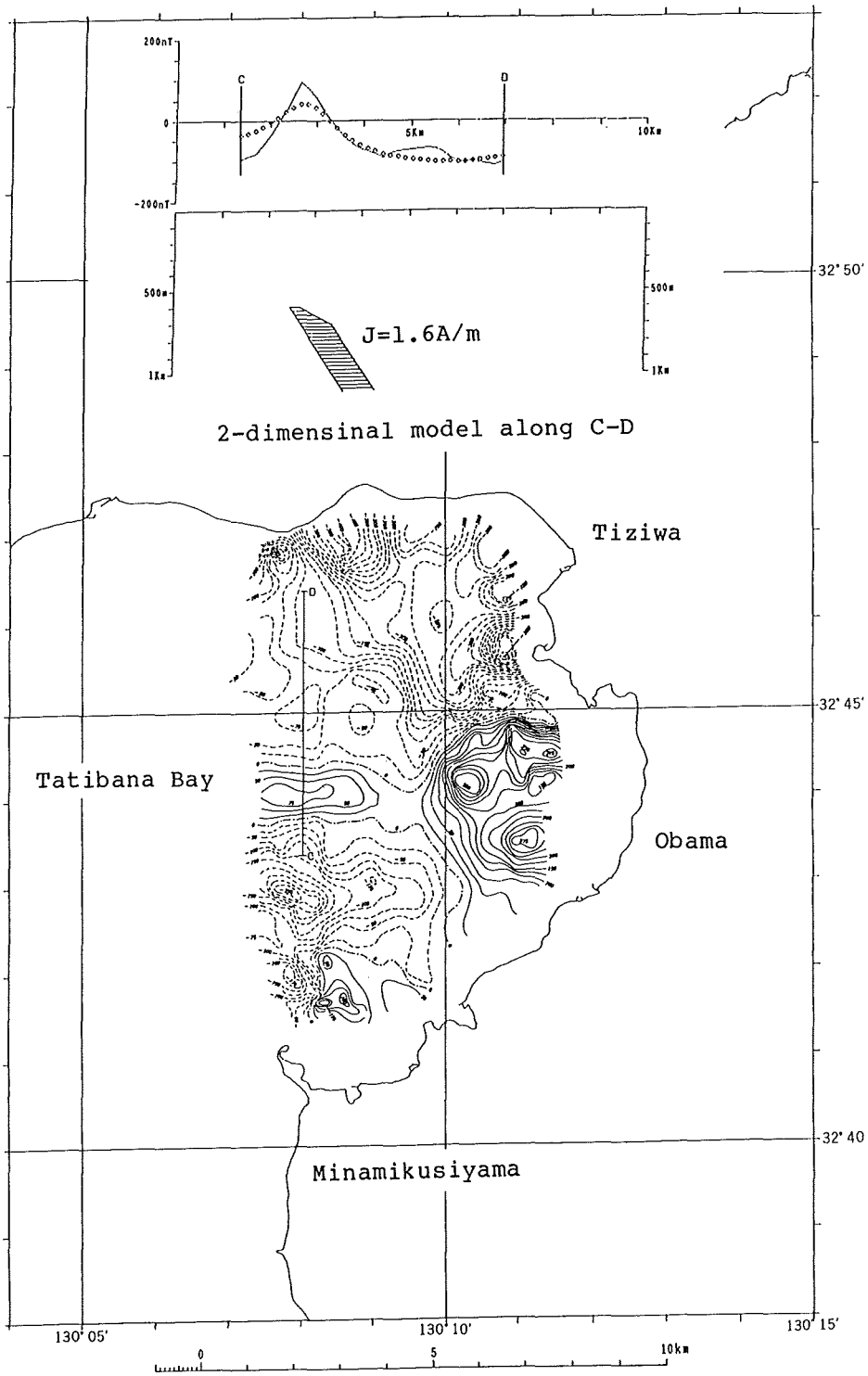


Fig. 5 Geomagnetic total intensity anomaly chart in Tatibana Bay after Hydrog. Dep. Survey Team (1992).

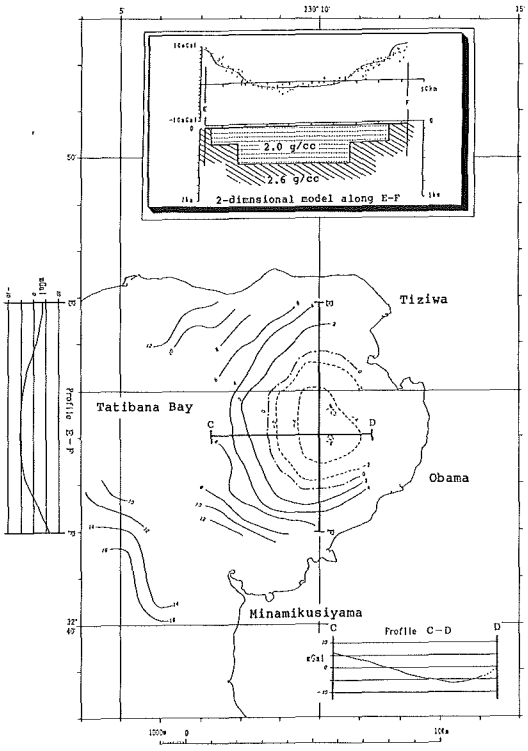


Fig. 6 Free air gravity anomaly chart in Tatibana Bay after Hydrog. Dep. Survey Team (1992).

生している。

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」。

安永８・９年に桜島北東海中に海底噴火または隆起。９個の小島生成。その後沈没また合わして５個の島。

1780年９，10月海底噴火。津波あり。

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10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。

３．阿多カルデラ

概位　31°15′N，130°40′E　（海図221，1201，海の基本図）

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。知林島北方沖合いには阿多火砕流の噴出口と推定される凹凸に富んだ直線約５kmの円形の盛り上がりがいくつか認められる。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。

４．鬼界カルデラ

概位　30°45′N，130°20′E
（海図6351[4]，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6000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２km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月海底噴火。９月６日から地震群発。９月20日海底噴火。12月硫黄島新島生成し現存。

５．口永良部島

概位　30°27′N，130°13′E　（海図6353）

概要　数個の成層火山体からなる。東部は古岳（657m），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

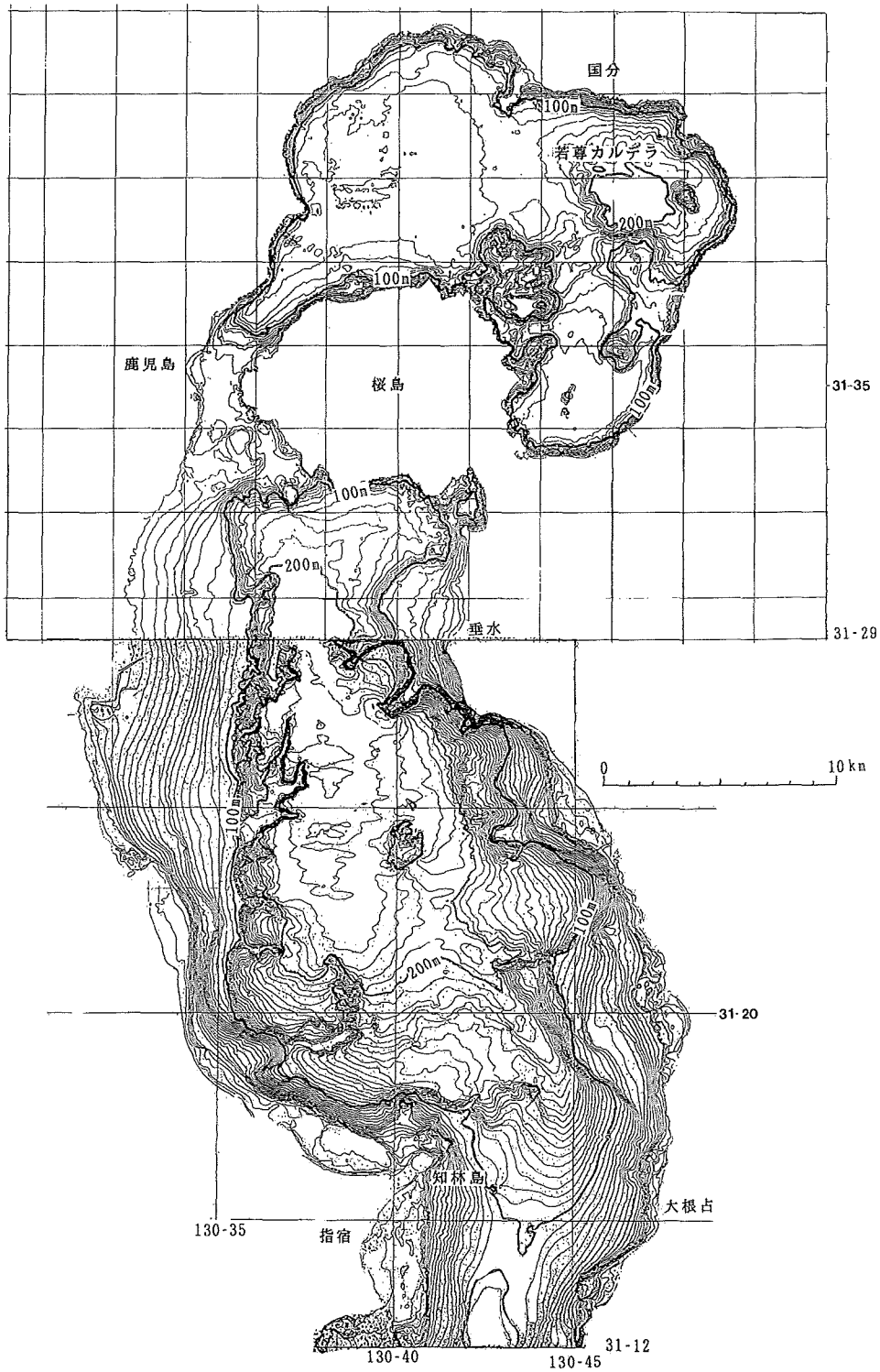


Fig. 7 Topography of Kagosima Bay from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption,* No.46. (1990)

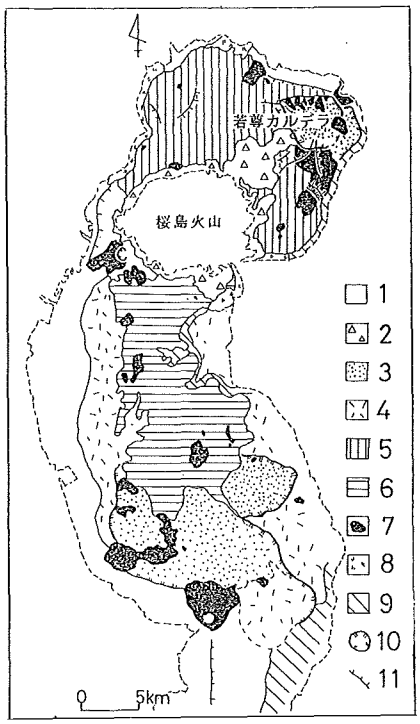


Fig. 8 Geological map of Kagosima Bay from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption,* No.46. (1990)

1 ; delta and shore deposit, 2 ; lava flow from sakurazima volcano and fan deposit, 3 ; intrusive rock, 4 ; acoustically chaotic layer consist of submarine terrace, 5 ; acoustically chaotic layer in the bottom of Aria caldera, 6 ; stratified layer in graben, 7 ; lava flow and dome, 8 ; old pyroclastic flow and lava. Basement 9 ; Shimanto group, 10 ; caldera and crater, 11 ; fault.

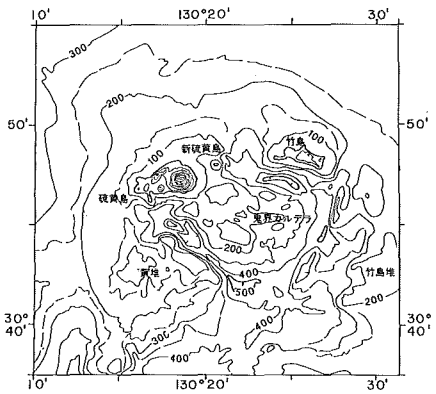


Fig. 9 Topography of Kikai Caldera surveyed in 1980 and 1981. Main contour interval 100m.

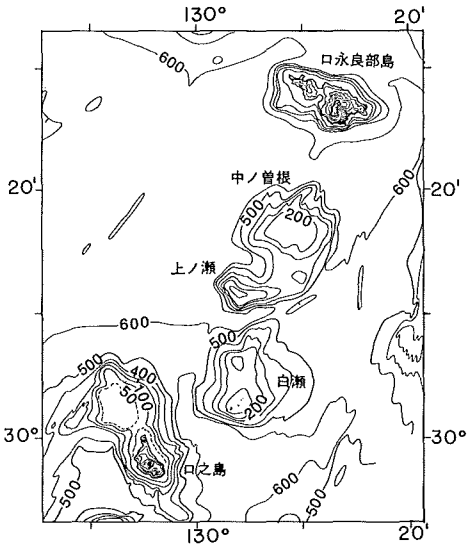


Fig. 10 Topography from Kutinoerabu Sima to Kuti-no-Sima surveyed in 1974 and 1981. Contour interval 100m.

る。火口付近2ヵ所で噴気が認められる（1991年3月）。

有史以来の主な火山活動

1841年（天保12年）新岳噴火。

1980年（昭和55年）9月28日水蒸気爆発。

1987年（昭和62年）8月20日噴煙認める。

6．中ノ曽根・上ノ瀬

概位　30°17′N，130°09′E　（海図6353）

概要　中ノ曽根（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。

7．白　瀬

概位　30°02′N，130°03′E　（海図6353）

概要　口之島北北東約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400mである。第4紀火山と推定。

有史以来の火山活動　記録なし。

8．口之島

概位　29°58′N，129°56′E　（海図6353，6501）

概要　長径6㎞，短径3㎞の楕円形を示し海底からの比高は約1,100mに達する。後期更新世以降の活動の火山島（標高629m）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。

9．中之島

概位　29°51′N，129°52′E　（海図6501）

概要　長径10㎞，短径5㎞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13㎞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。

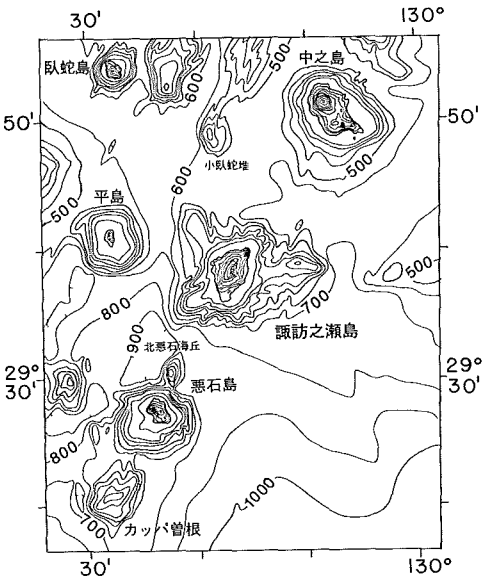


Fig. 11　Topography from Naka-no-Sima to Kappa Sone surveyed in 1974 and 1981. Contour interval 100m.

1949年（昭和24年）多量の噴煙。

1991年（平成3年）3月御岳より少量の噴気。

10．諏訪之瀬島

概位　29°38′N，129°43′E　（海図6501，6502）

概要　長径8㎞，短径5㎞，標高799mの成層火山（SiO_2 55～60%）である。海底からの比高は約1,400mである。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。

1991年（平成3年）3月火口付近に少量の噴気。

11．悪石島

概位　29°28′N，129°36′E　（海図6502）

概要　諏訪之瀬島南西方17㎞にある長径4㎞，短径2㎞の火山島（標高584m）である。周辺の平坦な海底からの比高は約1,300m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。1988年10月の観測によると，火口底は若干の草木が認められ，最近活動していないことが推定される。

なお悪石島南西約15㎞に比高500～600mの海丘（カッパ曽根，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。

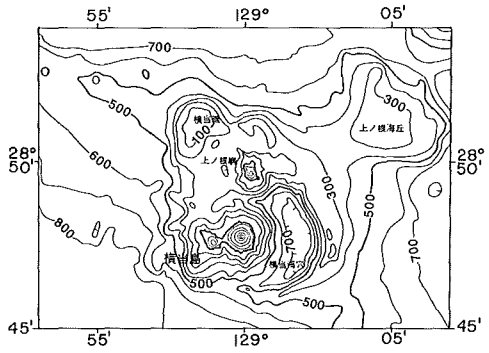


Fig. 12 Topography of Yokoate Sima Volcano surveyed in 1986. Contour interval 100m.

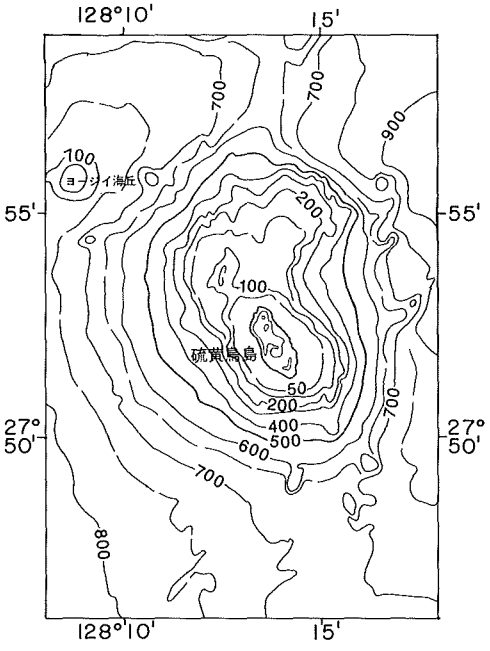


Fig. 13 Topography of Io-Tori Sima Volcano surveyed in 1986. Contour interval 100m.

12. 横当島

概位　28°48′N，129°00′E　（海図6504[1]）

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の上ノ根嶋（標高288m）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。

13. 硫黄鳥島

概位　27°55′N，128°14′E　（海図6506[1]）

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。

14. 硫黄鳥島～第一鳥島海丘間の海丘列

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。

141　相ノ曽根　27°33′N，127°52′E　頂部水深347m。

142　伊平屋堆　27°25′N，127°42′E　頂部水深132m。

143 無名堆　27°17′N，127°29′E　頂部水深302m。

144 伊是名堆　27°04′N，127°12′E　頂部水深173m。

145 琉球曽根　26°50′N，126°58′E　頂部水深399m。

15. 第一・第二鳥島海丘

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状の北鳥島海盆（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。

16. 第二琉球曽根

概位　26°13′N，126°12′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100nT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。

第二琉球曽根の北には，第二久米海丘（26°25′N，126°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。

17. 第五宮古海丘

概位　25°58′N，125°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490nT，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。

18. 第三宮古海丘

概位　25°49′N，125°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490nT，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。

19. 第二宮古海丘

概位　25°43′N，125°38′E

概要　宮古島北東約95kmにある海丘で，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390nT，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。

20. 第一宮古海丘

概位　25°28′N，125°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710nT，同波長5.5km。正帯磁，磁化強度11A/m。玄武岩と推定。山体の南部の一部は非磁性である。

有史以来の火山活動　記録なし。

21. 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840nT，波長8.0km，磁化強度17～18A/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。

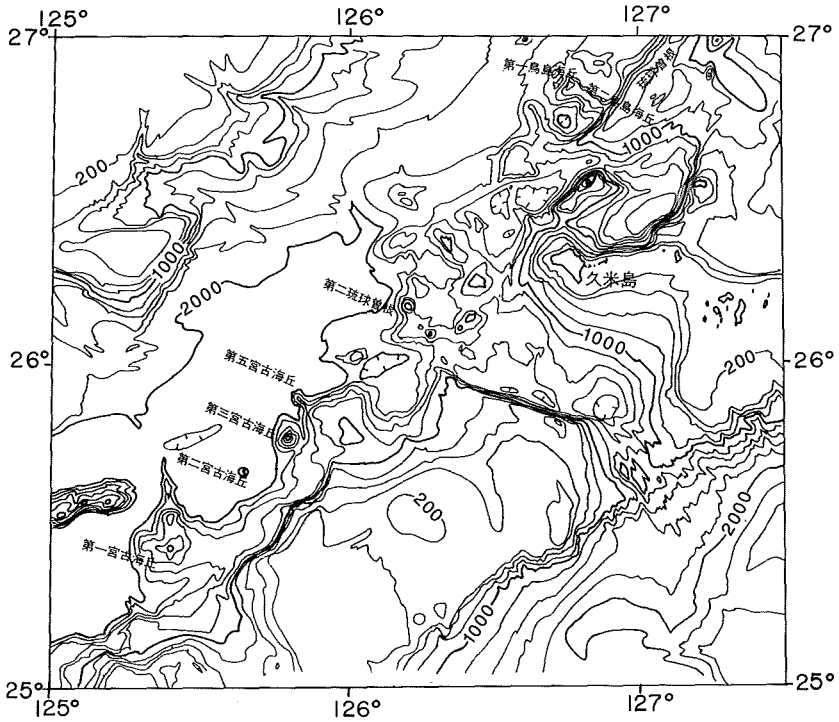


Fig. 14 Topography of volcanic chain in the southern part of the Nansei Syoto arc (Ryukyu Sone to Dai-iti Miyako Knoll) surveyed in 1975, 1976, 1984, 1985 and 1986. Contour interval 200m.

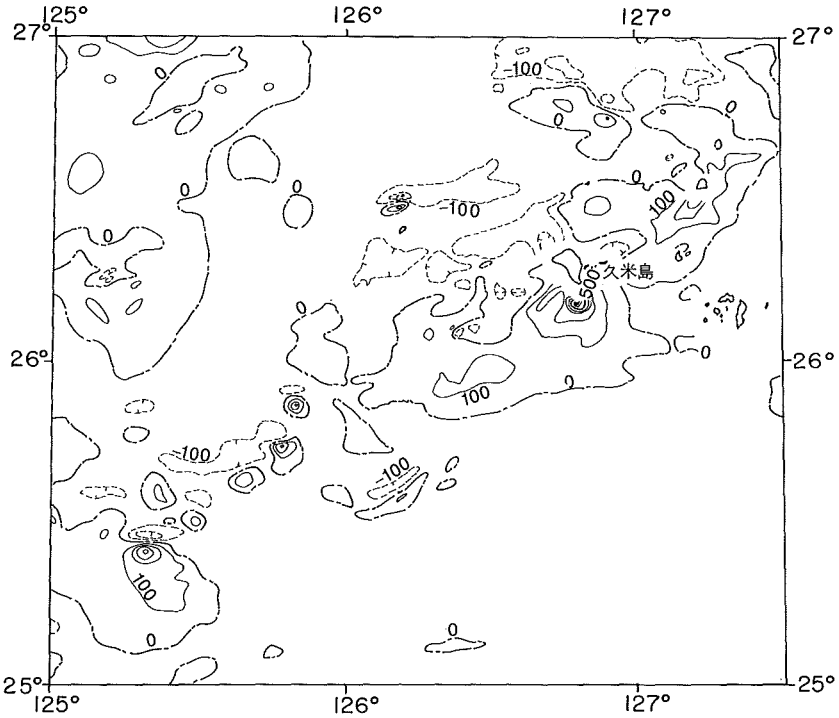


Fig. 15 Geomagnetic total intensity anomaly chart in same area in Fig. 14. Contour interval 100nT.

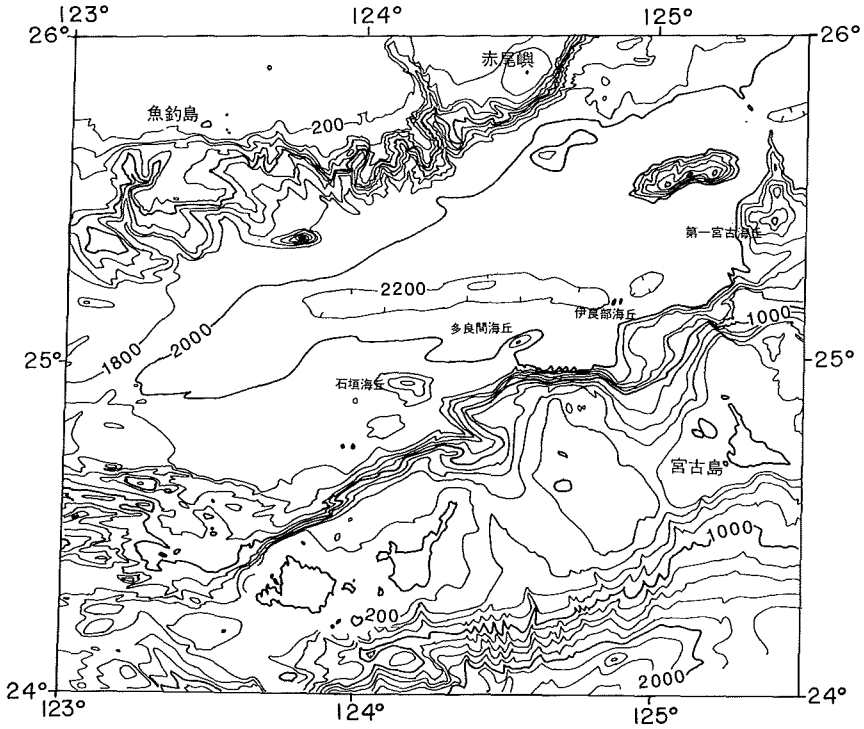


Fig. 16 Topography of volcanic chain in the southern part of the okinawa Trough surveyed in 1976, 1980, 1984 and 1985. Contour interval 200m.

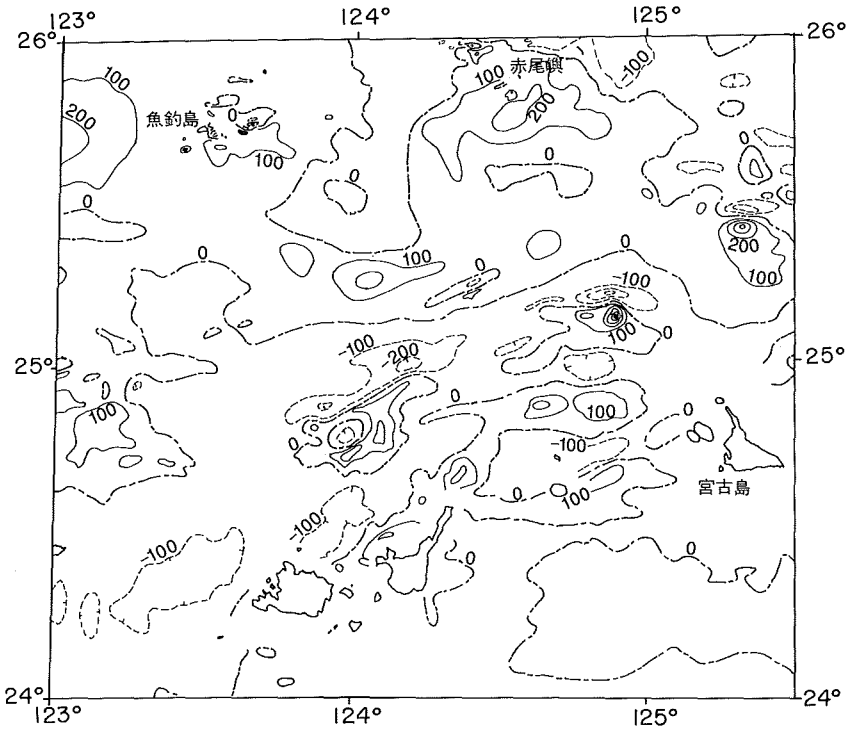


Fig. 17 Geomagnetic total intensity anomaly chart in same area in Fig. 16. Contour interval 100nT.

22. 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1km，長さ15kmで東北東一西南西方向を有す。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。

23. 石垣海丘

概位　24°58′N，124°11′E

概要　西表島北北東75km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)。弱い地磁気異常を伴う。

有史以来の火山活動　記録なし。

24. 西表島北北東海底火山

概位　24°34′N，123°56′E　(24°17′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の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丘（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。

25. 西表島付近

概位　24°23′N，123°45′E

概要　西表島北西海岸付近を中心に，1991年1月以降群発地震があったが，火山性であるかは不明である。

有史以来の火山活動　記録なし。

II　南方諸島海域の火山

1．伊豆東部火山群

概位　34°59.5′N，139°08′E（手石海丘）
(海図1078，6362-1)

概要　伊豆半島東部地域に密集する玄武岩～デイサイト質の多数の砕屑丘，溶岩流，溶岩円頂丘などと，その東方海域に密集する多数の海底火山からなる火山群。伊豆半島東方海域では，過去度々群発地震が発生し，1989年には群発地震，微動とともに伊東市沖の手石海丘で海底火山噴火があった。これは，伊豆東部火山群として有史以来初めての噴火である。

手石海丘の噴火は，水路部測量船「拓洋」から，水柱が断続的に上がり，最大で海面から高さ113mに達した。

手石海丘は，この噴火で誕生した新しい火山で，直径450m，高さ約10m，最浅地点の水深81m，火口の直径約200m，火口の最深水深122mのマールである。

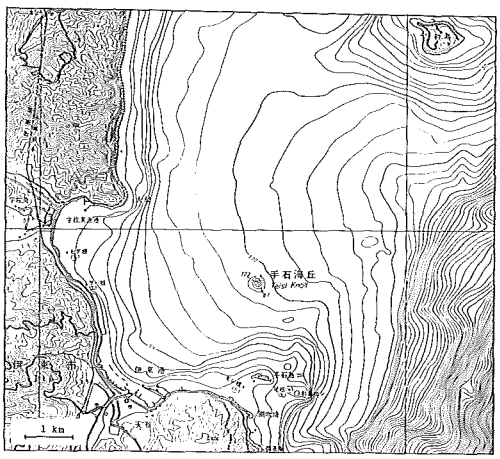


Fig. 18　Topography of Teisi Knoll and its vicinity from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No.46, (1990). Contour interval 10m

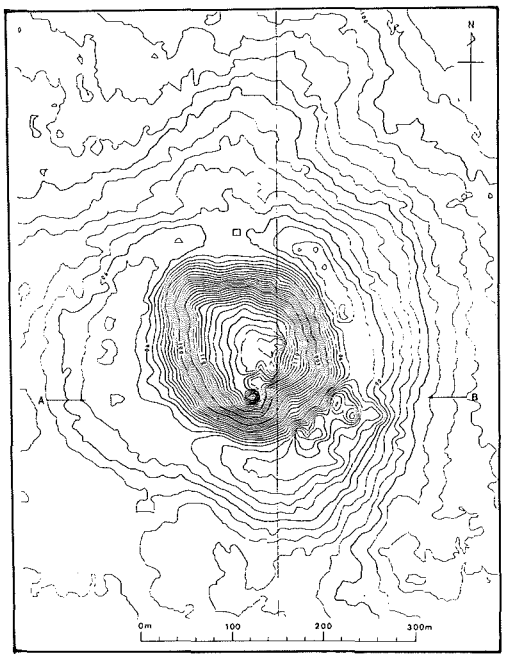


Fig. 19 Detail Topography of Teisi Knoll survey by Hydrochart multibeam sounding system in October 1989 from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No.45. (1989) Contour interval 1 m.

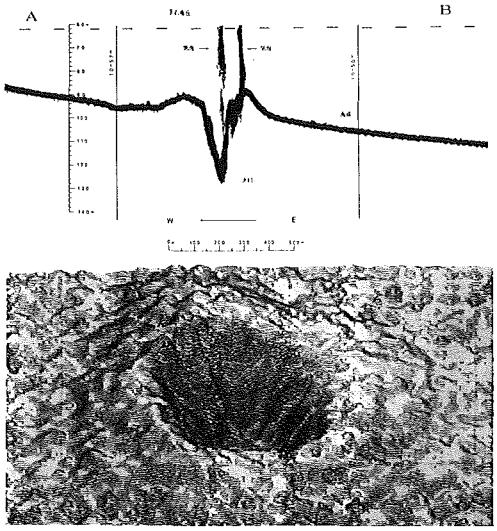


Fig. 20 Echo sounding profile and 3-D image map of the Teisi Knoll from Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption, No.45. (1989) A; Echo sounding profile surveyed by "Tenyo" in Oct. 1989, B; 3-D image map viewed from North, in elevation angle : 45°, depth exaggeration : 4 times.

有史以来の火山活動

1890年（明治３年）　地震群発

1930年（昭和５年）　地震群発（伊東沖）

1978～1989年（昭和53年～平成元年）しばしば地震群発

1989年（平成元年）６月30日　群発地震開始，７月11日　微動，７月13日　伊東沖の手石海丘で海底噴火

1993年５月（平成５年）５月　地震群発

２．伊豆大島及び付近

概位　34°43′N，139°25′E　（海図1066，6363[7]）

概要　大島（736ｍ）は北北西―西南西13km，東北東―南南西９km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３～４km）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，筆石の古い火山が知られている。島の南端の波浮港は９世紀におきた水蒸気マグマ性噴火で出来た池が，後の元禄地震の津波で開口したものであるといわれる。

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ケ埼海丘（水深217ｍ，比高約350ｍ），西乳ケ埼海丘（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

年の測量の結果，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年の測量を比較すると，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6 A/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300nT，波長約350mの熱消磁による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。

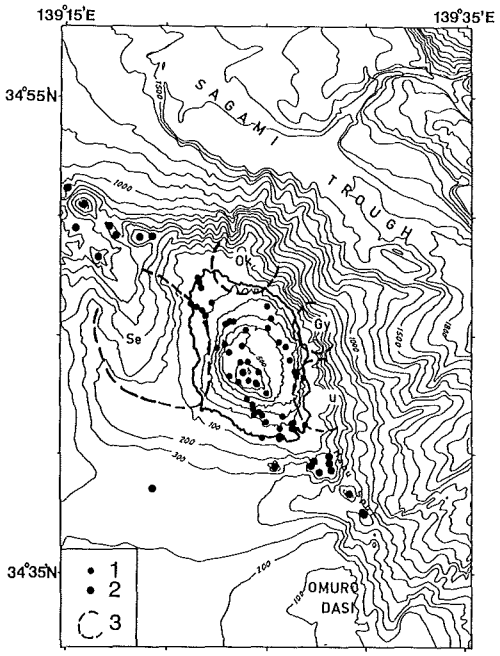


Fig. 21 Topography of Izu-O Sima volcano (after Kato *et al.*, 1987). Surveyed in 1954, 1974, 1983 and 1986. Contour interval 100m. 1; Flank crater on the island, 2; Knoll, 3; Old volcano.

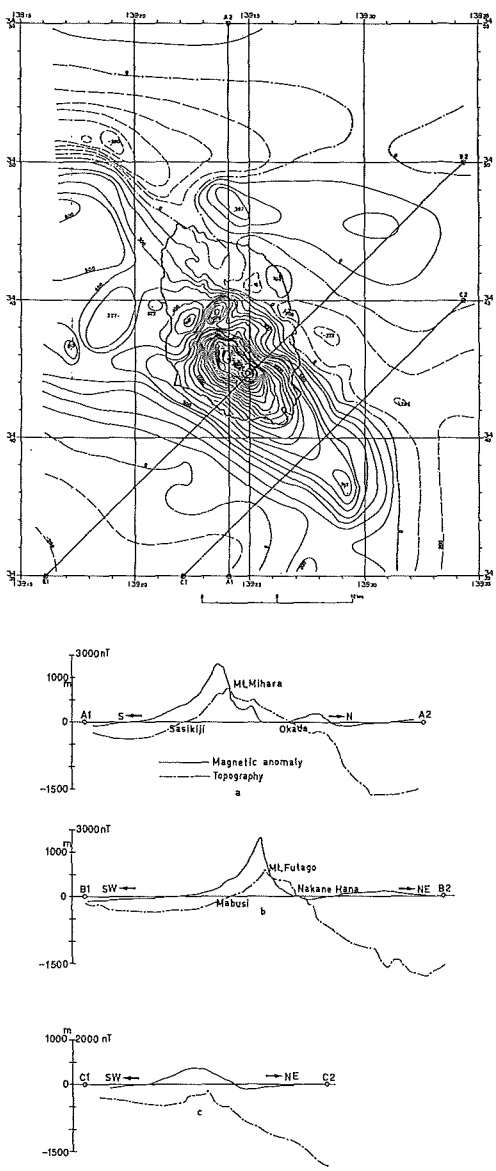


Fig. 22 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Izu-O Sima volcano at height of 3000 ft (after Ueda *et al.*, 1988). Contour interval 100 nT.

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か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分にカルデラ床に側噴火がはじまり，16時30分頃火口列は南東の三原山斜面にのび長さ0.9kmになる。17時45分頃外輪山を飛び越えて外輪山外側斜面に長さ1.2kmに及び火口列ができる。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。

1987年（昭和62年）11月小噴火。

３．大室出シ

概位　34°32′N，139°18′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，シソ輝石流紋岩が採取されている。

有史以来の火山活動　記録なし

４．利島及び付近

概位　34°31′N，139°16′E（海図51，6362，6363）

概要　大島の南南西方約22kmにあり，やや円錐頂をした成層火山（安山岩）で，島頂は富塚山（508m）。

利島南東部に振幅1700nTを超えるダイポール型の強い地磁気異常。塩基性岩体の貫入が推定される。利島の海面以上の山体部の平均的磁化強度はＪ＝2.8A/m。水深０～－200mの山体はＪ＝12.0A/m。利島の基底部は玄武岩質岩体から，山体部は硅長質の構成岩体からなると推定される。島付近に振幅400nTのダイポール型異常が見られる。

なお，利島北西方４kmに，1987年「天洋」の測量によって発見された海底カルデラ地形がある。径５km，中央火口丘（水深260m，比高270m）をもつ。カルデラに対応して約300nTの地磁気異常がある。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。

５．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（210m）。

有史以来の火山活動　記録なし。

６．新　島

概位　34°23′N，139°16′E　（海図51，6362，6363）

概要　利島の南方約９km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。

新島から式根島，さらには銭洲海嶺へ続く尾根状の高まりがある。新島の北西には比較的古い火山と考えられる頂部が平坦な海丘（最浅水深59m）がみられる。新島の西方には円錐状の海丘（最浅水深138m，直径1800m）があり，単成火山と推定される。

南部の丹後山（283m）に対応する振幅260nTのダイポール型磁気異常が認められる。磁気異常の振幅は弱く，硅長質の山体を反映している。新島東方約4kmの沖には海丘に対応して350nTを超える磁気異常がある。

新島近海では，昭和32年以降しばしば群発地震が観測されている。

有史以来の主な火山活動

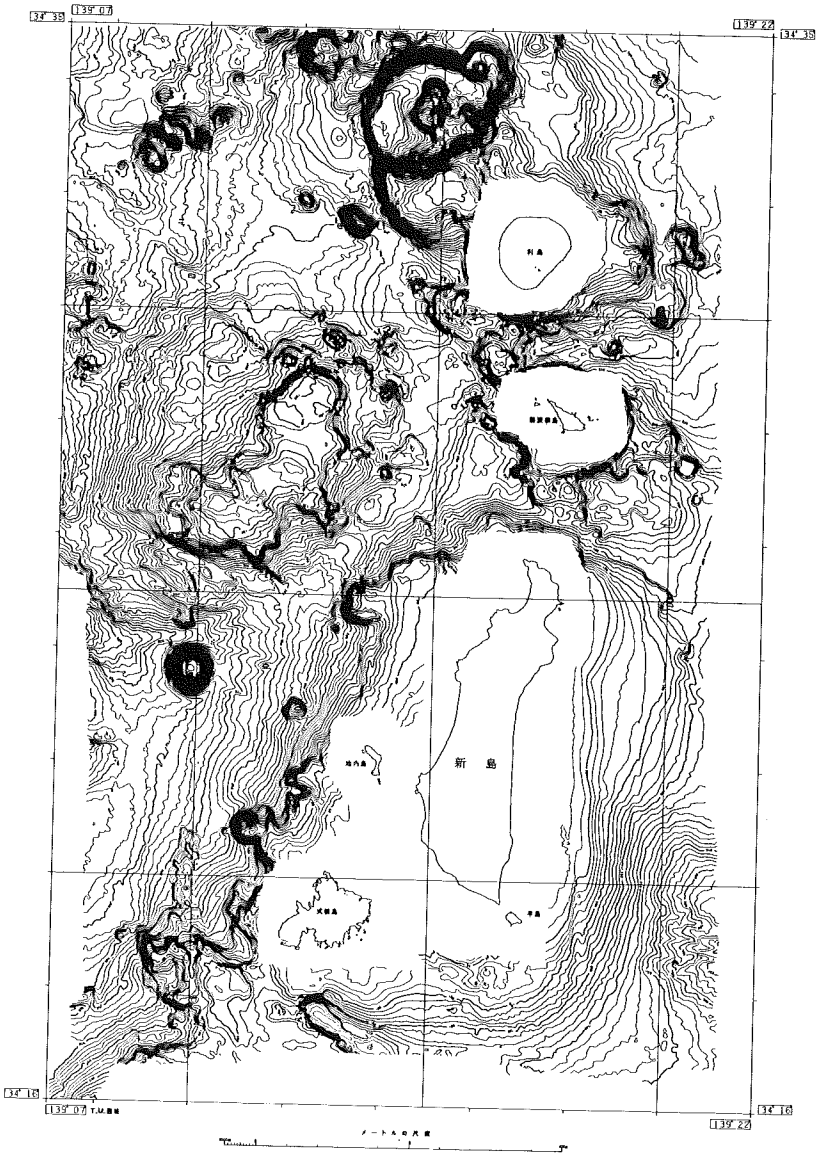


Fig. 23 Topography of Nii Sima surveyed by multibeam sounding system from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No. 49. (1991) Contour interval 10m.

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。

9．式根島

概位　34°19′N，139°13′E　（海図51，6362，6363）

概要　新島の西南約３kmにあり，伊豆諸島中，唯一の平低な島（105m）でその西部はやや高い溶岩円頂丘（流紋岩）がある。磁気異常の分布は極めて平坦である。

有史以来の火山活動　記録なし。

10．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15kmにある南北６km，東西４kmの島（571m）で流紋岩（SiO_2 75～77%）の溶岩円頂丘群と火砕岩からなる。噴火記録は島

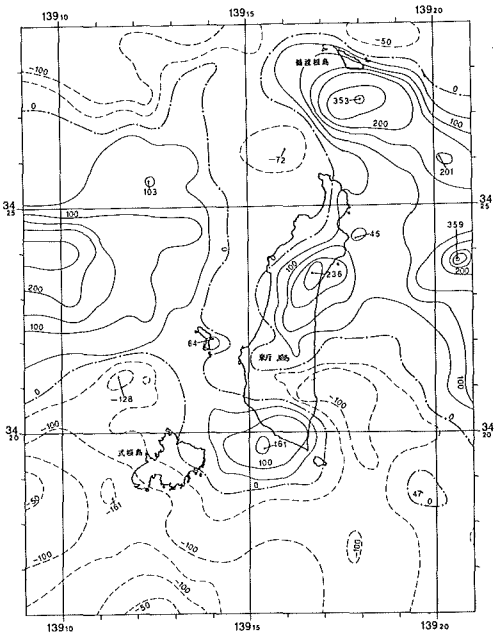


Fig. 24 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Nii Sima from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No.44. (1989) Contour interval 50nT.

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。

11. 三宅島

概位　34°05′N，139°32′E　(海図51，6364)

概要　径8kmのほぼ円形をした玄武岩質（SiO_2 50～55%）の二重式成層火山。山体の基底は海面下300mまでのび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（+1,760nT, −430nT, 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10.6A/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1km流出。噴火約2週間続く。

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。薄末に深い火口ができ水溜まる（新澪池か)。

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 0.9×10^7m²。

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した。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止まった。島南部の新澪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。

12. 大野原島

概位　34°02′N，133°22′E　(海図51，6364)

概要　三宅島の西方約9km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117m。

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。

13. 御蔵島

概位　33°52′N，139°35′E　(海図60，6364)

概要　三宅島の南南東方約19kmにあり，御山(851

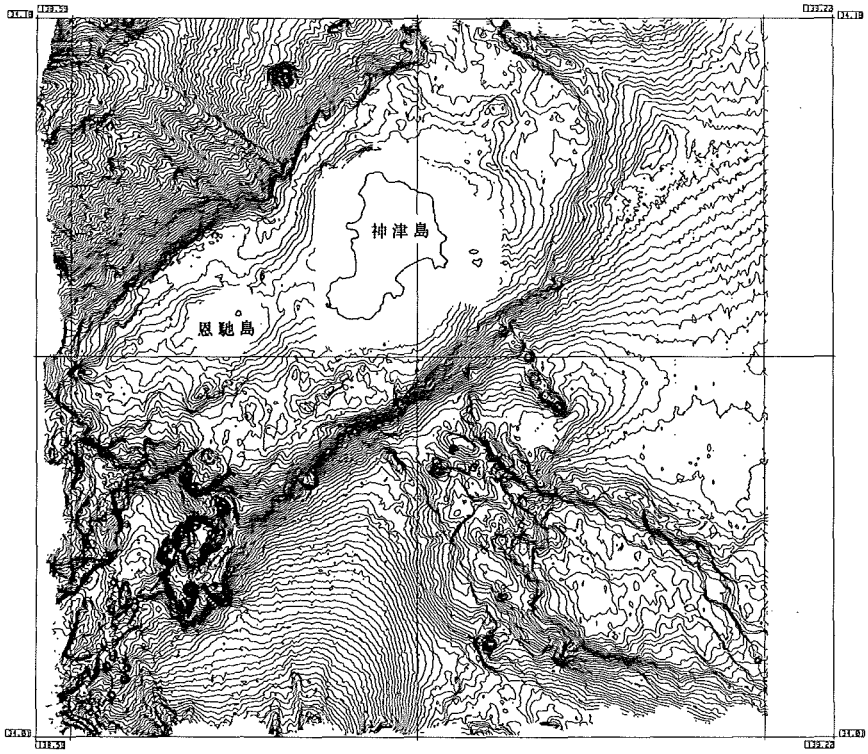


Fig. 25 Topography of Kozu Sima surveyed by multibeam sounding system. Contour interval 10m.

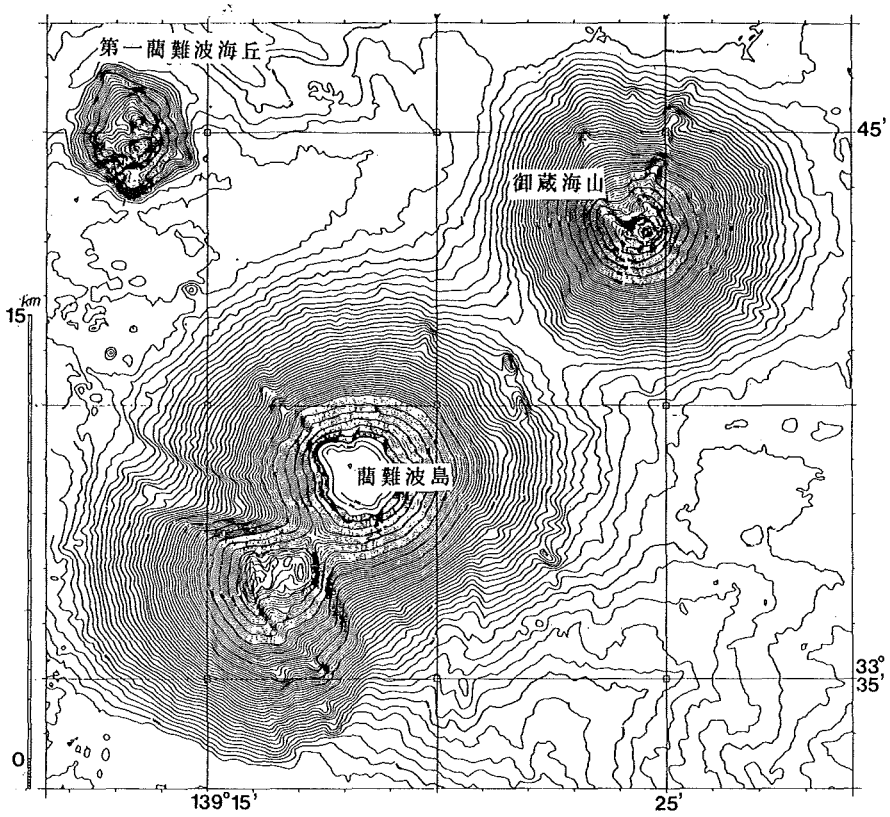


Fig. 29 Topography of Mikura Seamount surveyed by multibeam sounding system from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No.51. (1991) Contour interval 1 m.

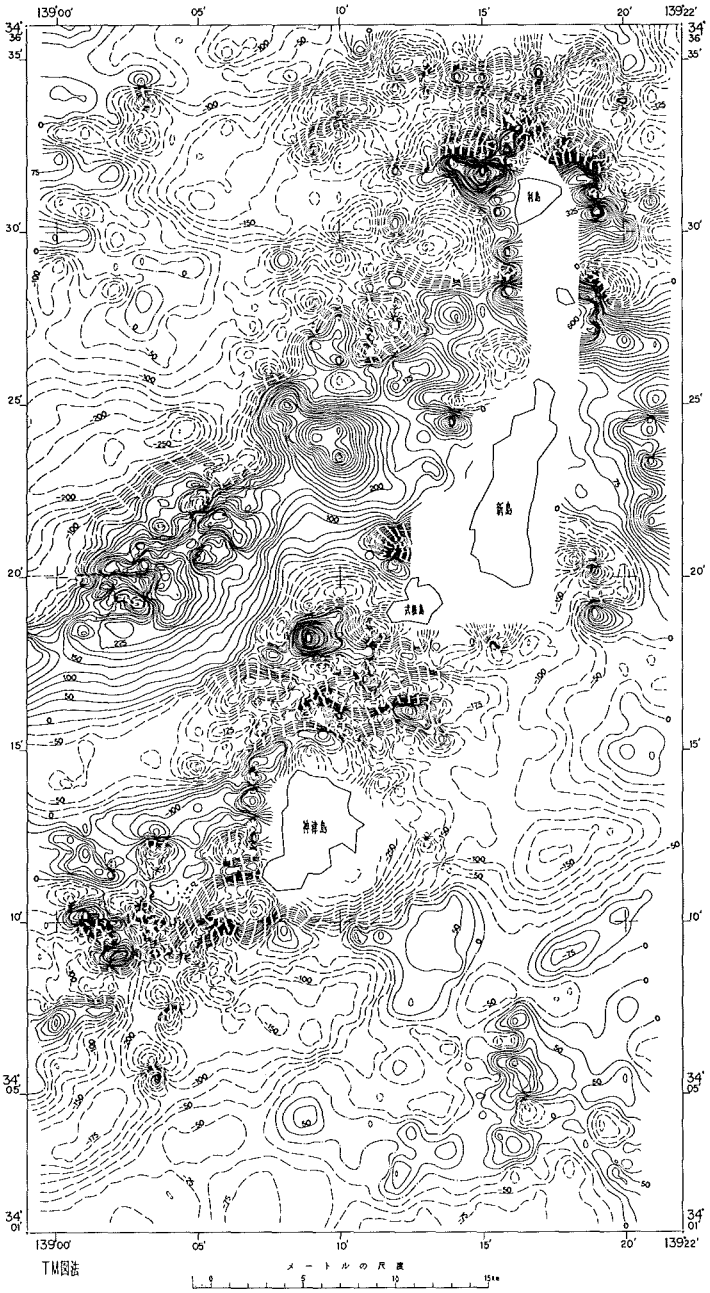


Fig. 26 Geomagnetic total intensity anomaly chart around Nii Sima and Kozu Sima surveyed in 1993. Contour interval 25nT.

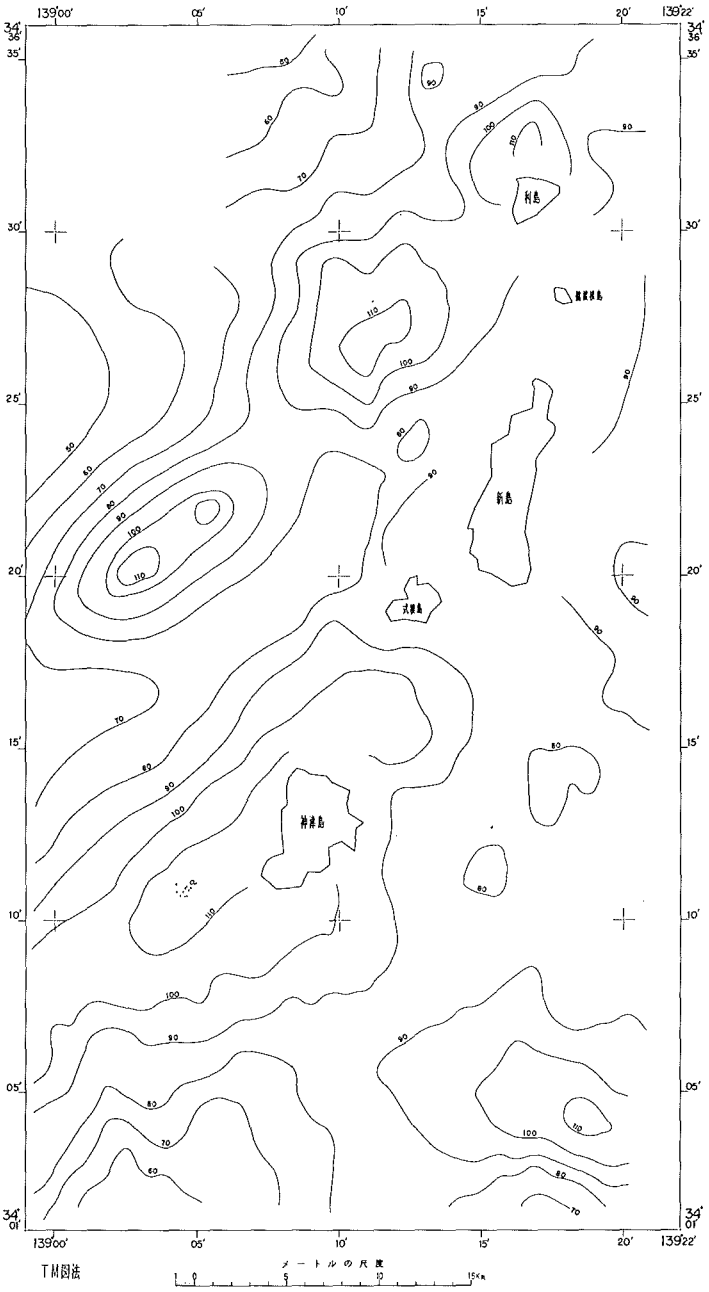


Fig. 27 Free air Gravity anomaly chart around Nii Sima and Kozu Sima surveyed in 1993. Contour interval 10mGal.

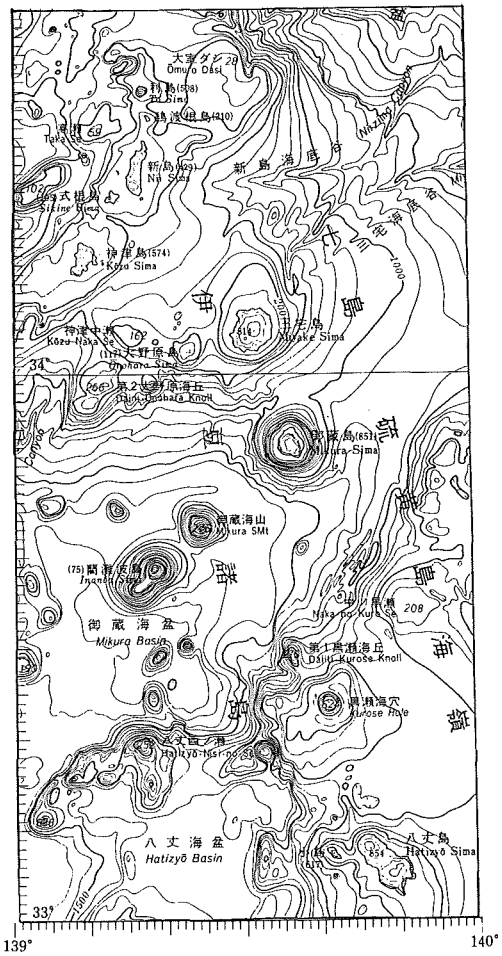


Fig. 28 Topography of Izu Shoto sea area, Omuro Dasi to Hatizyo Sima (after chart No.6313).

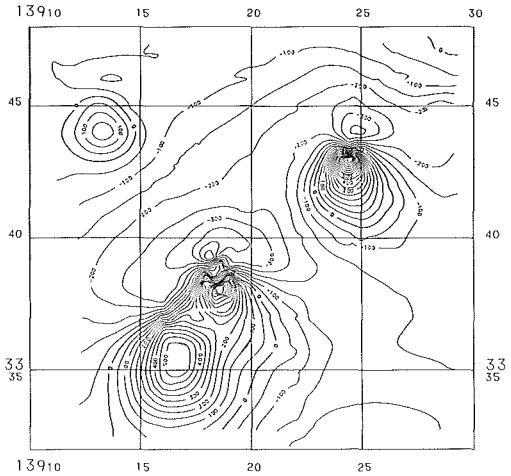


Fig. 30 Geomagnetic total intensity anomaly chart of Mikura Seamount from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No51. (1991) Contour interval 50nT.

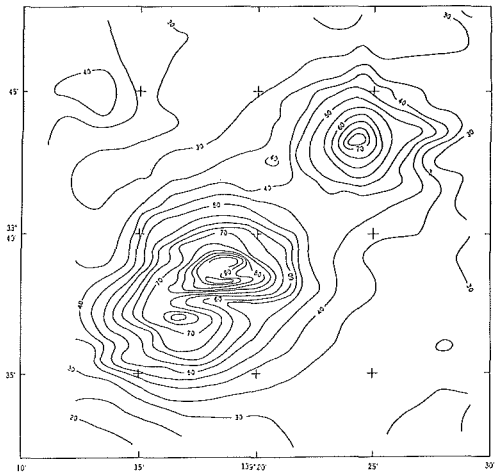


Fig. 31 Free air Gravity anomaly chart of Mikura Seamount from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption,* No. 51.(1991) Contour interval 5mGal.

m）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。御蔵島，御蔵海山（水深275m），藺灘波島とともに北東—南西方向の火山列をなす。御蔵海山頂部には火口が認められる。同海域の中腹から角閃石斜方輝石安山岩，普通輝石・かんらん石玄部岩が採取されている。

また，御蔵島の南西約35kmの藺灘波島は水深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。

有史以来の火山活動　記録なし。

14. 黒瀬（堆）

概位　33°24′N，139°40′E　（海図60，6364）

概要　八丈島北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20kmにもカルデラ地形（黒瀬西海穴—水深約1,500m）が認められる。

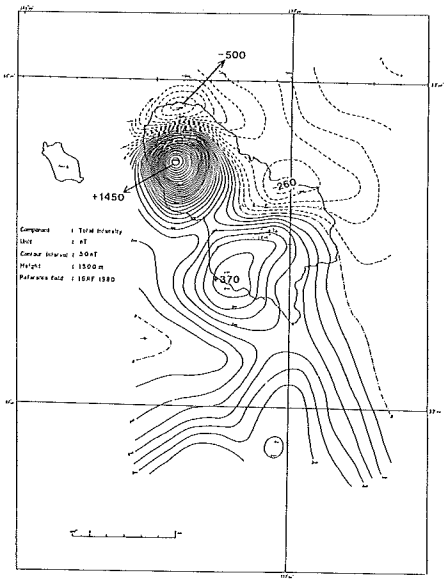


Fig. 32　Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Hatizyo Sima volcano at height of 1500m (after Ueda *et al*, 1985). Surveyed in 1983. Contour interval 50nT.

有史以来の火山活動　記録なし。

15. 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—南西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1,900nT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。

有史以来の主な火山活動

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）。

16. 青ケ島

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（423m）。島の南部に径1.5kmのカルデラ。外輪山は玄武岩（SiO_2 51～52%），2つの中央火口丘は安山岩（SiO_2 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。

青ケ島を載せる山体の基底部は水深1,200～1,400mまで延びており，青ケ島自体はその全体の高まりの山頂部にすぎない。青ケ島をのせる高まりは，第1東青ケ島海丘，第2東青ケ島海丘，第3東青ケ島海丘の高まりとともに，北西に開く馬蹄形のカルデラ状地形の外輪を成す。第2青ケ島海丘と第3青ケ島海丘の間にもカルデラ

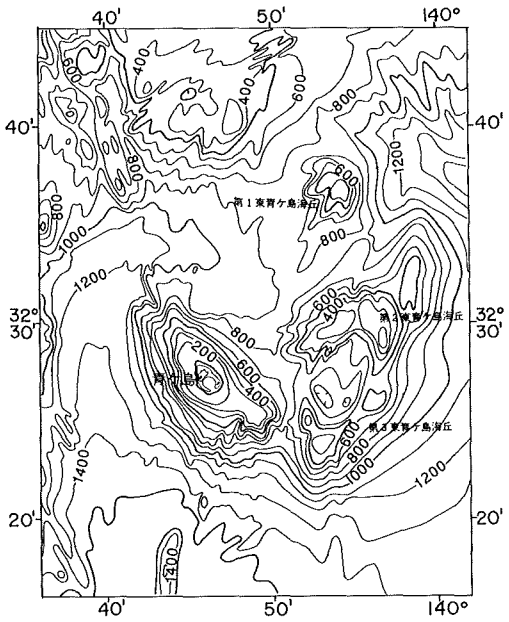


Fig. 33 Topography around Ao-ga-Sima. Surveyed in 1984. Contour interval 100m.

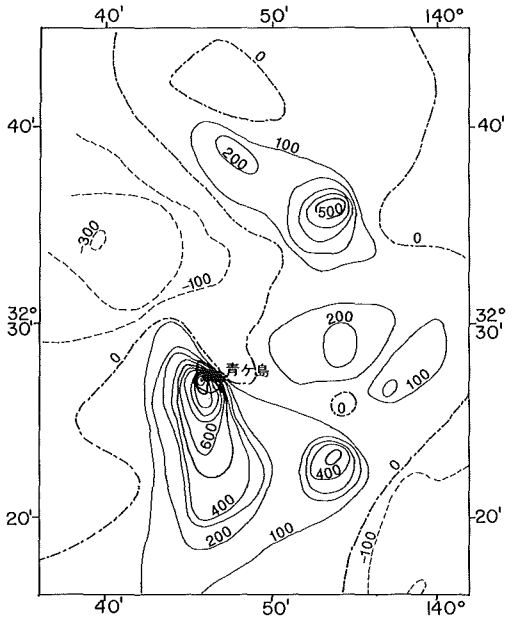


Fig. 34 Aeromagnetic total intensity anomaly chart over Ao-ga-Sima volcano at height of 3000 ft from *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No.40. (1988) Contour interval 100nT.

地形がある。

青ケ島付近に分布する磁気の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。

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3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。

17. 明神海丘

概位　32°06′N，139°51′E　（海図6422）

概要　青ケ島南南東約40kmにある水深365m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1,300mほど）をもつ。カルデラを取り巻く外輪山の水深は400m～700mである。

明神海山東側カルデラ壁から硫化物の鉱染を受けた岩石，熱水噴出孔生物の死殻を採取している。過去の熱水活動も確認されている。

有史以来の火山活動　記録なし。

18. ベヨネース列岩（明神礁）

概位　31°55′N，140°01′E　（海図81，6422）

概要　青ケ島南南東約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（31°54.5′N，140°00.9′E）と命名された。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。

明神礁はきれいな円錐形の山体で，山頂の水深は43mである。山体の斜面の傾斜は約20度であり，

頂部には直径500mの火口と考えられる凹地があり，最浅所はこの火口縁の一部にあたる。ベヨネース列岩と明神礁の間に水深1000mを超える環状の凹地があり，カルデラと考えられている。明神礁は外輪山の位置に形成された後カルデラ丘である。

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）小島噴火。詳細不明。

1871年（明治4年）海底噴火。

1896年（明治29年）小島岩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）新島出没。1月新島発見。2月長さ200m，幅150m．4月新島4個からなる（高さ約36m）。10月高さ100mのもの1個。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没。9月17日海底噴火（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。

1957年（昭和32年）5月2日海面に深海魚の死体浮遊。海底火山活動によるものと推定。

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

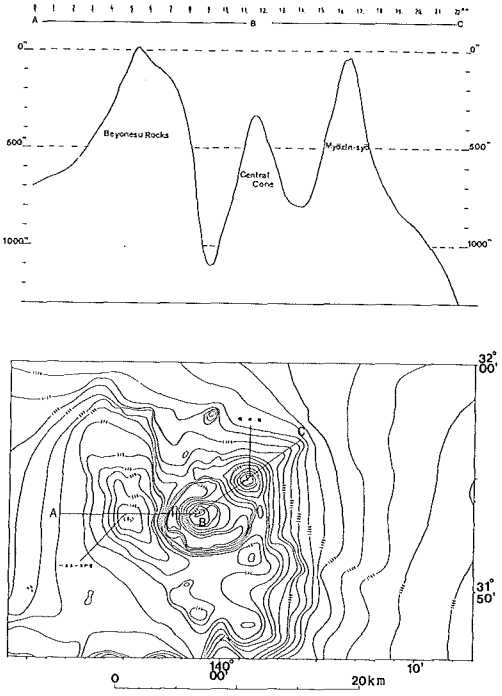


Fig. 35 Topography around Myozin Syo (after Tsukamoto *et al.*, 1990)

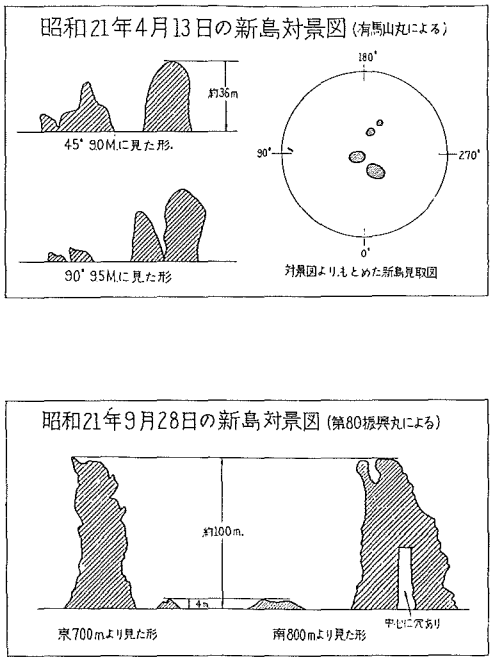


Fig. 36 Sketch of a newly born island at Myozin Syo in 1946 (after Mita, 1949).

年）7月，1980年（昭和55年）11月，1983年（昭和58年）5月，1986年（昭和61年）10月にそれぞれ変色水。

1989年5月　明神礁は円錐形の山体の単独峰で，山頂の水深は43mを測定，海水温は周辺より0.5～1度高い。

19. 須美寿島

概位　31°26′N，140°03′E　（海図81，6527）

概要　青ケ島南方約110kmにある高さ136mの突岩で南北に長い。本島の北側にはカルデラ地形（最深部969m）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）からの玄武岩の SiO_2 50.4%，Na_2O 2.47%，K_2O 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浬で噴火。小島噴出没（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。

20. 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269mの海丘。七島—硫黄島海嶺頂部の1つ。比高800～1,000m。海丘の頂部に凹地形。

有史以来の火山活動　記録なし。

21. 鳥　島

概位　30°29′N，140°18′E　（海図83，6553）

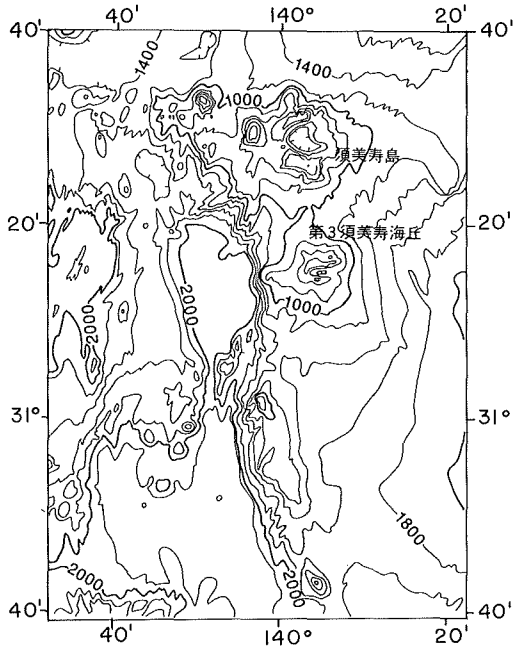


Fig. 37　Topography around Sumisu Sima and Daisan Sumisu Knoll surveyed in 1984. Contour interval 200m.

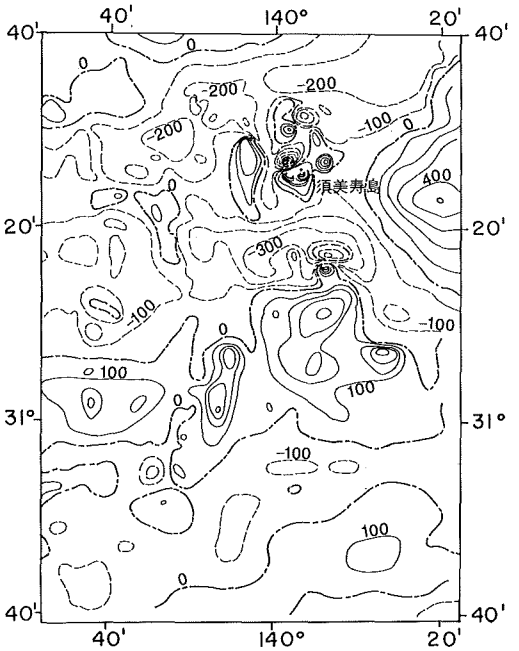


Fig. 38　Geomagnetic total intensity anomaly chart around Sumisu Sima and Daisan-Sumisu Knoll surveyed in 1984. Contour interval 100nT.

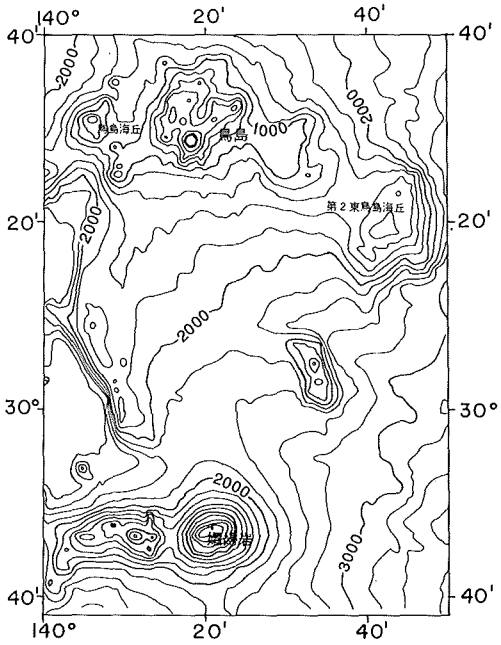


Fig. 39 Topography around Tori Sima and Sofu Gan surveyed in 1986. Contour interval 200m.

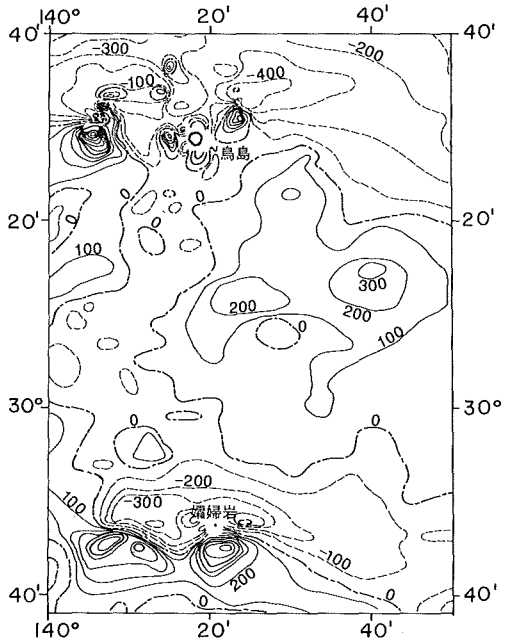


Fig. 40 Geomagnetic total intensity anomaly chart around Tori Sima and Sofu Gan surveyed in 1986. Contour interval 100nT.

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(403m)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こり，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。

22. 孀婦岩

概位　29°47′N，140°21′E　（海図83，6553）

概要　鳥島の南方約76kmにある黒色の孤立突岩(100m)である。孀婦岩を頂く地塊は東西約50kmに連なる比高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1,000～1,300nTのダイポール型磁気異常が認められる。孀婦岩近海で+190mGal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）変色水。孀婦岩の北方約500mに緑色の変色水を視認。

23. 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・硫黄島海嶺の頂部に相当する尾根に，7個の海山が連綿と連なる。

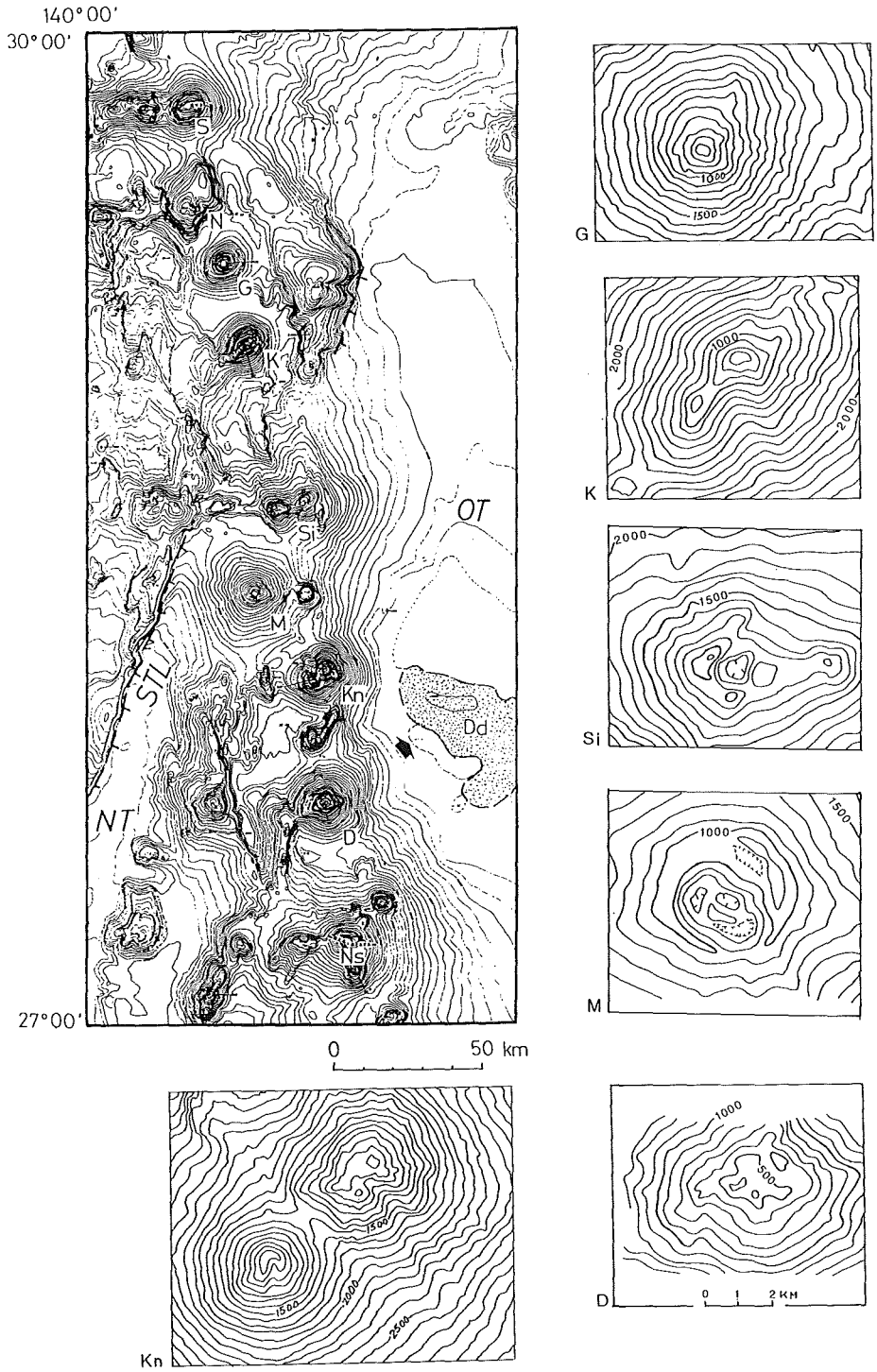


Fig. 41 Topography of Sitiyo Seamount Chain located between Sofu Gan and Nisi-no-Sima and detail topography of the summit of Sitiyo Seamount Chain. S; Sofu gan, N; Nitiyo Seamount, G; Getuyo Seamount, K; Kayo Seamount, Si; Suiyo Seamount, M; Mokuyo Seamount, Kn; Kinyo Seamount, D; Doyo Seamount, Ns; Nisi-no-Sima. Contour interval 100m.

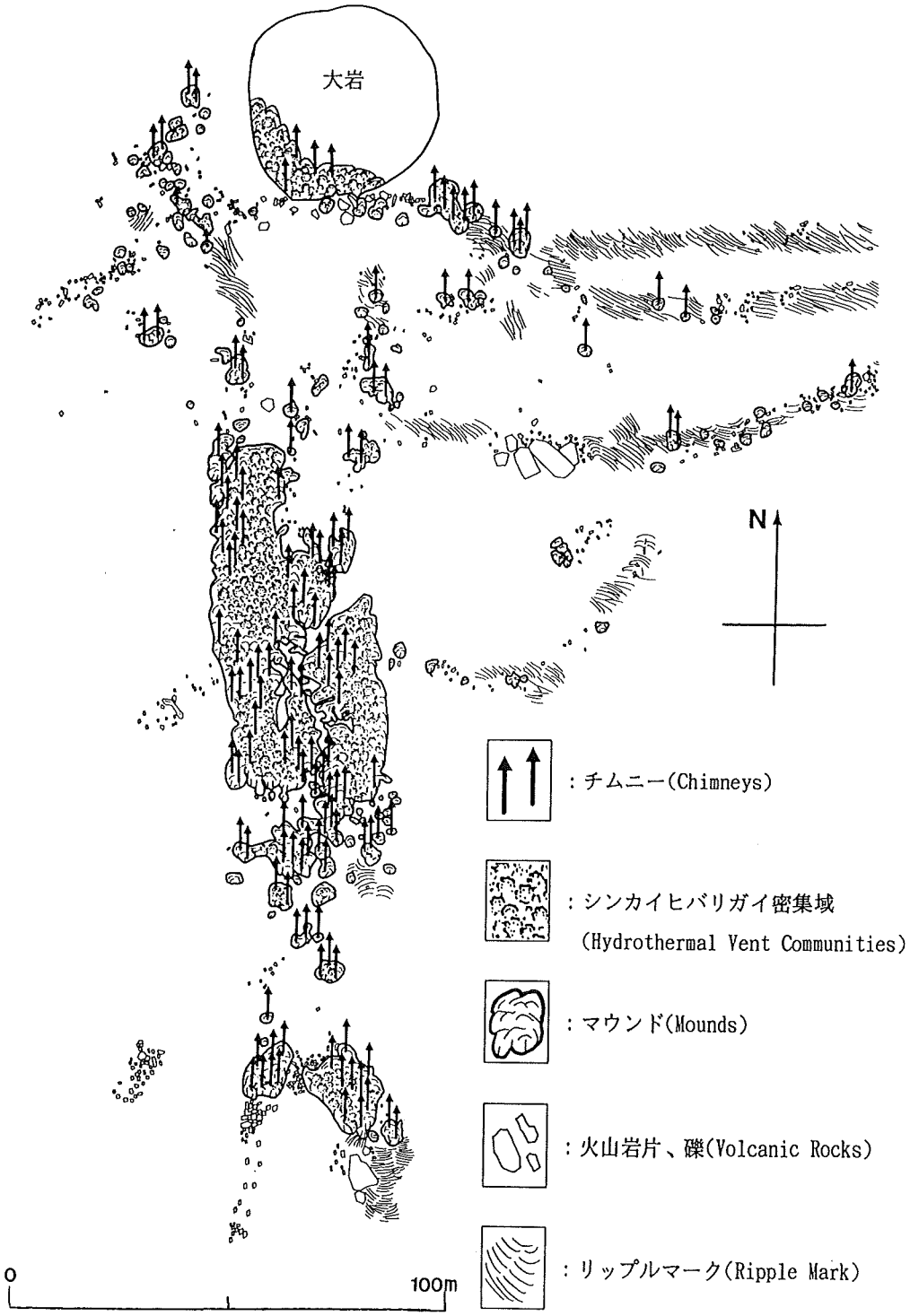


Fig. 42 Hydrothermal activities in the summit crater of the Suiyo Seamount (after Watanabe, in preparation).

火山フロントと推定される位置にあることから第四紀火山と推定されるが詳細は不明である。

水曜海山山頂部のカルデラ内で，活発な熱水噴出が認められ，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄鉄鉱などの鉱石が採取されている。一部鉱石からは，これまで知られている海底熱水鉱床のなかでも最高品位の金が含有していることが明らかになった。

木曜海山でもカルデラの中で複数の熱水の噴出箇

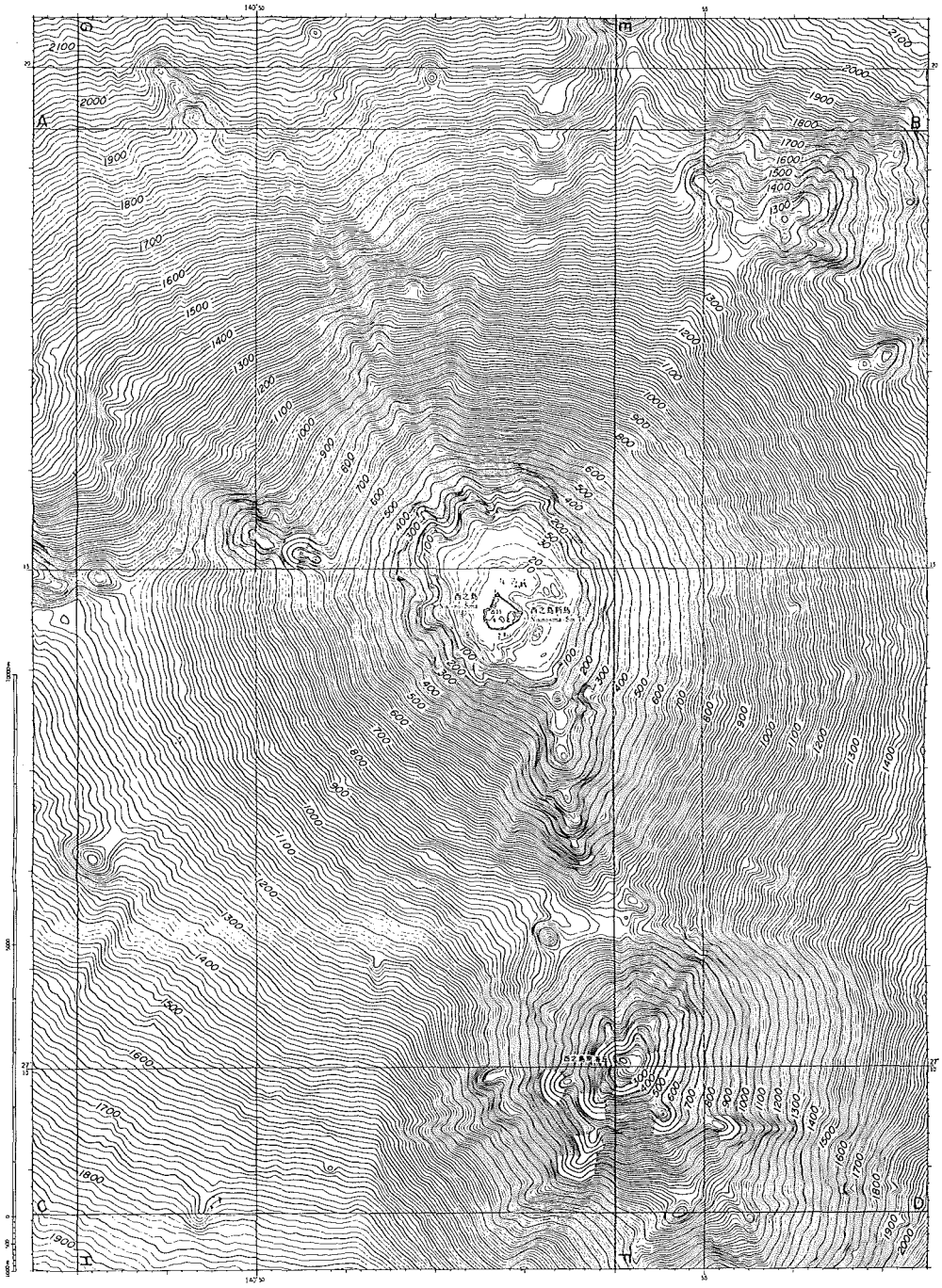


Fig. 43 Topography around Nisi-no-Sima. Contour interval 10m.

所が確認されている。

211　日曜海山

29°28′N，140°21′E，頂部水深827m。東斜面から両輝石安山岩。

212　月曜海山

29°18′N，140°28′E，頂部水深625m。

213　火曜海山

29°03′N，140°33′E，頂部水深820m。

214　水曜海山

28°36′N，140°38′E，頂部水深1,418m。山頂部に290°Cの以上の熱水を噴出するチムニーの林立，熱水噴出生物群集の存在を発見。

215　木曜海山

28°19′N，140°34′E　頂部水深920m。カルデラ内で熱水活動を確認。西太平洋の火山フロント域で初めてハオリムシ類（チューブワーム）を発見。

216　金曜海山

28°03′N，140°46′E　頂部水深640m。

217　土曜海山

27°41′N，140°48′E　頂部水深860m。北麓から斜方輝石安山岩。

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。

24. 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650km，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月現在の新島の面積286,000m²，標高32m。新島からシソ輝石普通輝石安山岩，カンラン石単斜輝安山岩が採取されている。SiO_2 58.4～58.9%，Na_2O 0.41～0.42%，K_2O 1.12～1.16%。

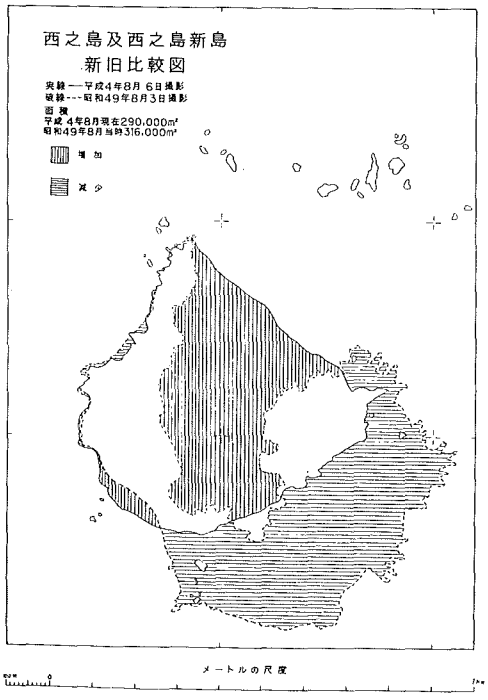


Fig. 44　Nisi-no-Sima and Nisinosima-Sin To in 1974 and 1992. from *Report of Coodinating Committee for Prediction of Volcanic Eruption*, No.54. (1992)

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20～30mの岩礁の色調あり。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。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121,000m²，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。

25. 海形海山

概位　26°40′N，141°00′E　（海図　83）

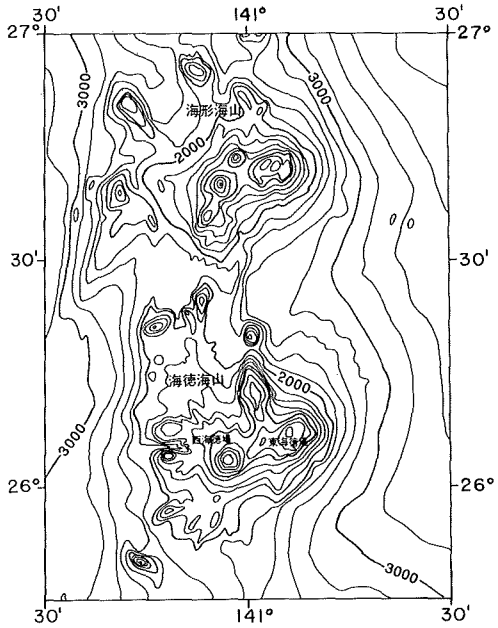


Fig. 45 Topography of Kaikata Seamount and Kaitoku Seamount surveyed on 1985 and 1986. Contour interval 200m.

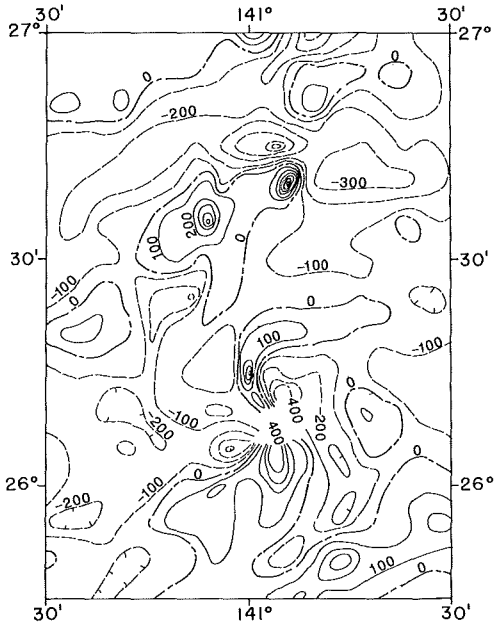


Fig. 46 Geomagnetic total intensity anomaly chart of Kaikata and Kaitoku Seamount surveyed in 1985 and 1986. Contour interval 100nT.

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3,500m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）と北東一南西に連なる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3km，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個所認められる。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。

26. 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80kmにあり，基部40km，比高約2,500mで3つの峯からなる。南にある2つの峯はその位置により，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。北峯(頂部水深506m）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。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。7月以降変色水認めず。3月採取の軽石　SiO_2 62.3%，Na_2O 5.2%，K_2O 1.4%，変色水PH 7.4～7.8，Fe (mg/l) 0.28～0.32。

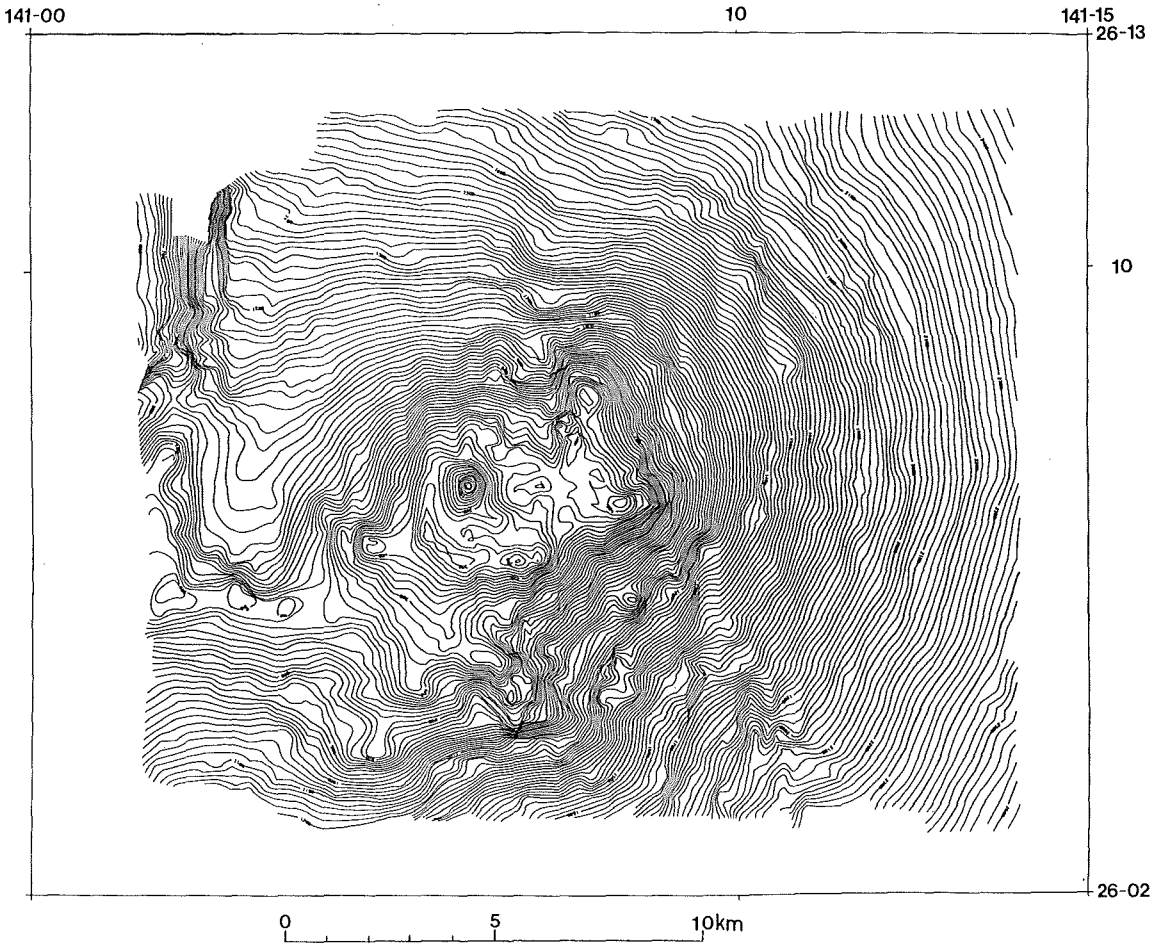


Fig. 47 Topography of Kaitoku Seamount surveyed in 1992. Contour interval 20m.

27. 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榊ケ峰(標高802m)。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。

28. 硫黄島付近

概位　24°45′N，141°17′E　(海図50，86)

概要　硫黄島（粗面岩質安山岩（SiO_2 58～61%））は水深200m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（167m）と北東部の元山（115m）の2つの火山とその間の千鳥ケ原からなる。

島の各地に硫気と地熱地域があり，島の隆起が

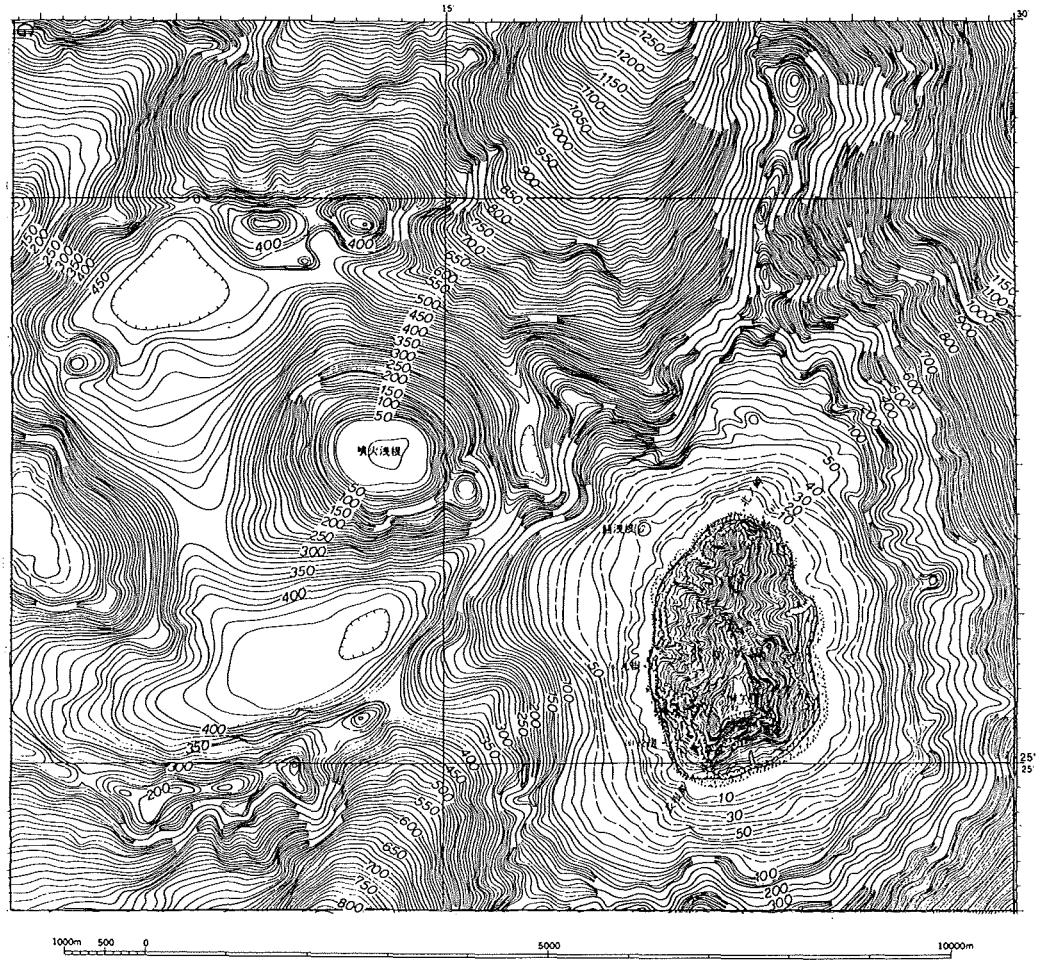


Fig. 48 Topography around Kita-Io Sima surveyed in 1992. Contour interval 10m.

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気臭強い。北ノ鼻の西方約850m，南東岸南西部沖の二ツ根（1.5m）の東北東約1,500mと約1,850mに海底硫気孔がある。

重力・地磁気の調査から山体内部が高温で中心部に高密度物質の高まりがある。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月井土ケ浜中央部で小爆発。

29. 南硫黄島付近

概位　24°14′N，141°28′E　（海図86）

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（970m）。

南硫黄島の北東5kmに福徳岡ノ場（24°18.1′N，

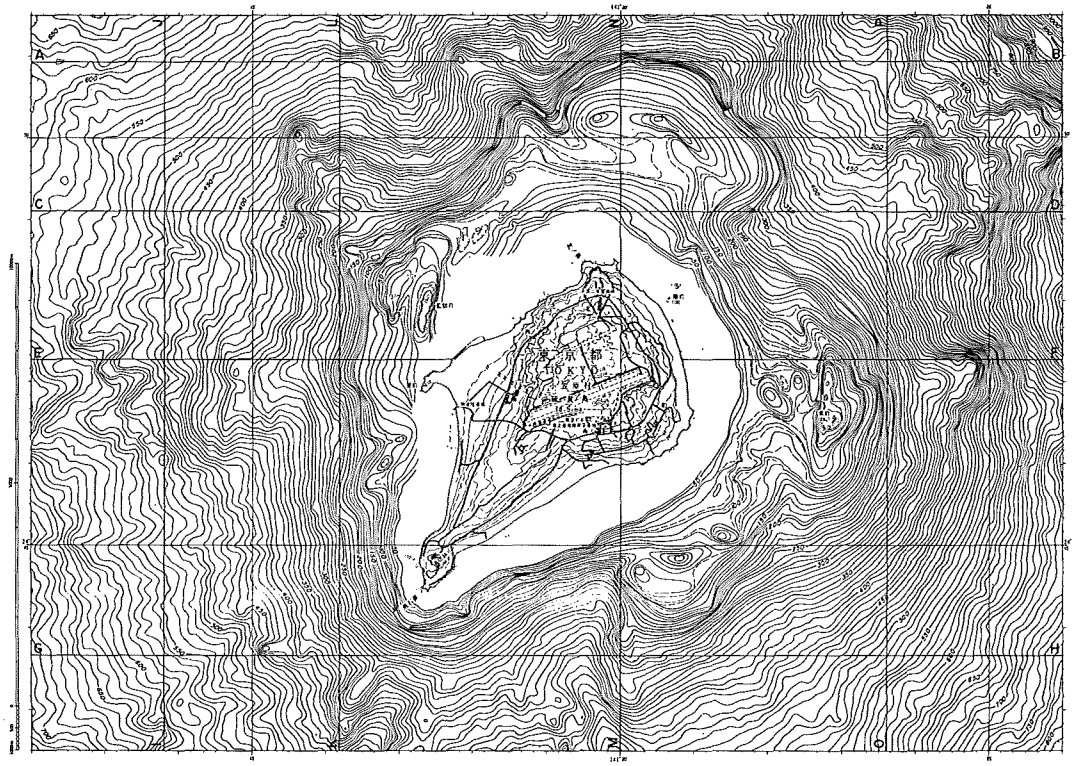


Fig. 49 Topography around Io Sima surveyed in 1991. Contour interval 10m.

141°29.0′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。主に安山岩（SiO_2 61%）からなる。

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，北側に隣接してあり，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没。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7,936ha，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9,075ha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。

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 SiO_2 57～59%，Na_2O 6.2～6.3%，K_2O 4.2～4.5%。

1987年（昭和62年）7月軽石放出。

なお，1972年の観測以来常時変色水域が認められる。

1988年（昭和63年）12月頂部水深14.6mを測得。

1991年（平成3年）6～7月 離島の海の基本図測量。頂部の地形は900×1200mの楕円形，台地

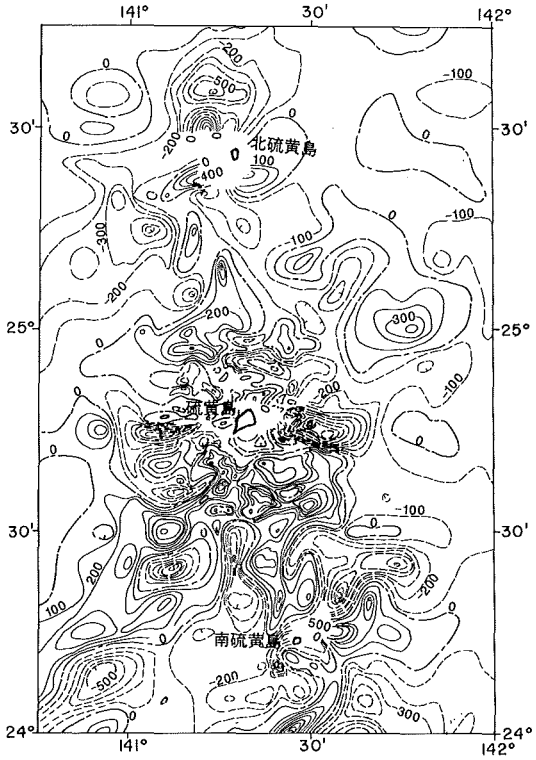


Fig. 50 Geomagnetic total intensity anomaly chart from Kita-Io Sima to Minami-Io Sima surveyed in 1981, 1985 and 1986. Contour interval 100 nT.

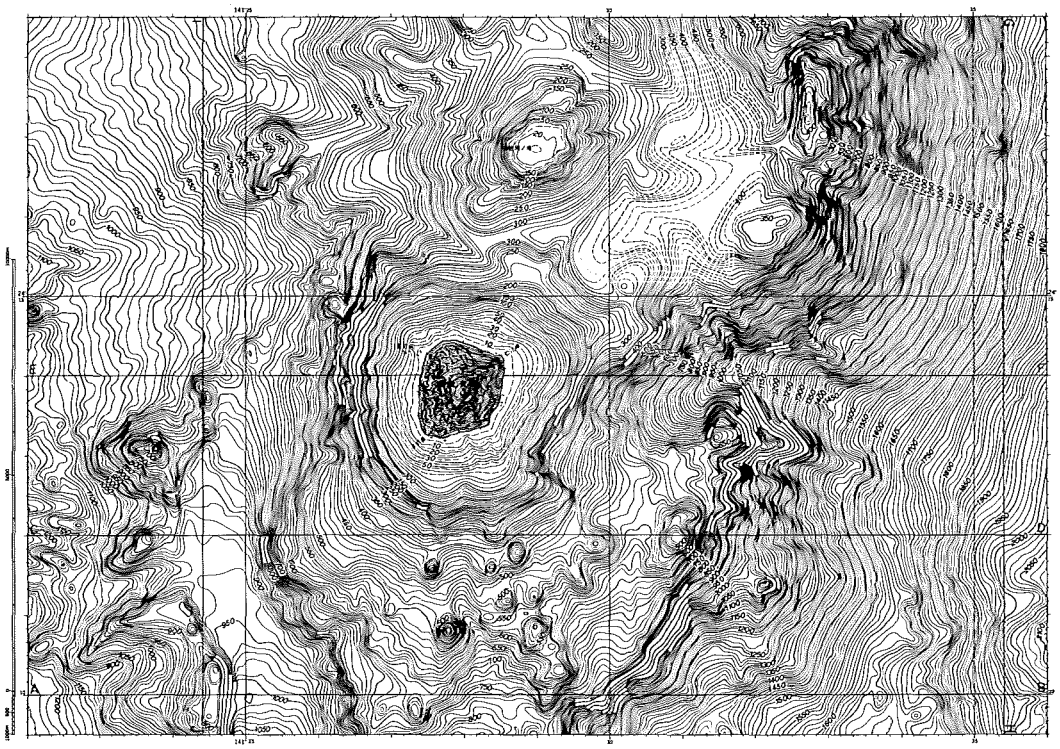


Fig. 51 Topography around Minami-Io Sima surveyed in 1991. Contour interval 10m.

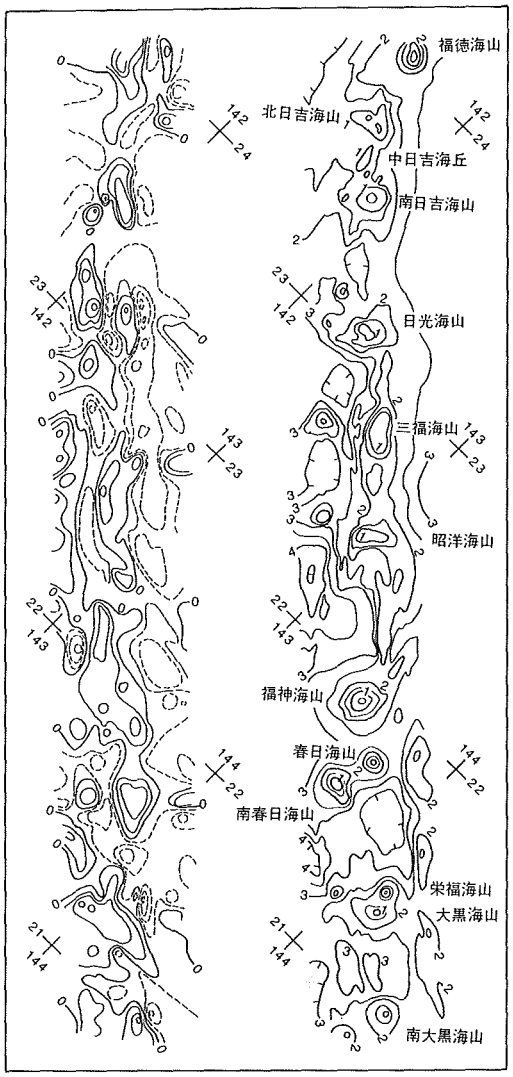


Fig. 52 Chart of topography and magnetic total intensity anomaly in the northern part of the Mariana Ridge surveyed in 1976 and 1977. Right: Topography in interval 500m (until 1000 m); Left: Magnetic anomaly in interval of 100 nT (broken lines show negative).

状の地形。頂部水深14m変わらず。

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。

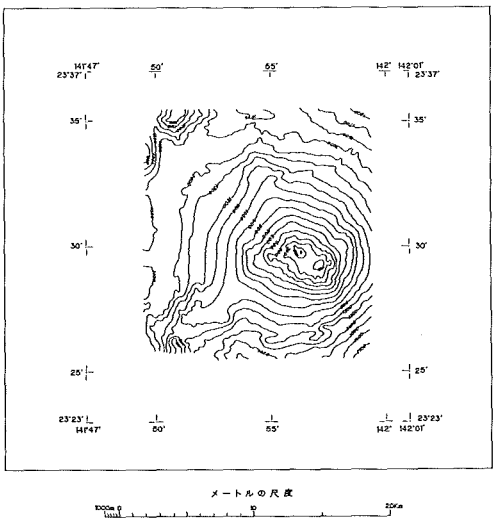


Fig. 53 Topography of Minami-Hiyosi Seamount surveyed in 1990. Contour interval 100m.

30. 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，その頂部に第四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 福徳海山（福徳南ノ場）　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 中日吉海山（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°52′N，142°37′E，頂部水深446m，玄武岩。

287 昭洋海山　22°29′N，142°59′E，頂部水深572m。

288 福神海山（福神岡ノ場）21°56′N，143°28′E，頂部水深3m（報告水深），比高2,800～3,400m，

裾の広がり50kmで，山体の上部は10°～13°，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°46′N，143°43′E，頂部水深598m，比高2,000～2,800m，裾の広がり約20kmの典型的な円錐形の火山。

2810　南春日海山（春日南ノ場）21°36′N，143°38′E，頂部水深274m，比高2,100～2,900m，山裾の広がり約25kmの海山で東西方向にやや長い。

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，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。

1990年（平成2年）5月測量船「昭洋」，自航式ブイ「マンボウ」による測量の結果によると最浅部は97m。

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。

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。

1976～1982年(昭和51～57年)変色水認める。1981年1月採取の変色水 PH 4.30～5.20，Fe(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**,19－46,（1979）

青木　斌・岩渕義郎：伊豆―小笠原海嶺北部地域の海底地質，伊豆半島，東海大学出版会,311－319,（1972）

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

Aramaki, S.: Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ～22,000 years ago. *Jour. Geophy. Res.*, **89**, B10, 8485－8501,（1984）

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**,1－38（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**,259－297,（1980）

葉室和親・荒巻重雄・藤岡換太郎・石井輝秋・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**,527－557,（1983）

林田政和・長岡信治・加藤幸弘・瀬田英憲・井本泰司・小川正泰：「父島」の大陸棚調査速報，水路部技報，8,98－104,（1989）

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 Cruise). Cruise Report 14, Geolo. Surv. p.170, (1981)

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

岩淵義郎：水路部の火山噴火予知計画，水路部研究報告，**25**，1−72，(1989)

海上保安庁水路部：本州南・東岸水路誌，p.526，(1991)

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」,p.35，(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「硫黄鳥島」,p.63，(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」,p.61,(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「硫黄島」，p.52,(1992)

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「南硫黄島」,p.52，(1992)

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**,6,424−436,(1985)

春日　茂・加藤幸弘：水曜海山の火口底で発見された海底熱水性鉱床−「しんかい2000」による潜航調査結果−，月刊地球，**14**,484−488,(1992)

加藤　茂・桂　忠彦・平野賢治：沖縄本島周辺の海底地質,水路部研究報告,**17**,31−70,(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**,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**,177−203，(1987)

加藤　茂：伊東沖海底火山（手石海丘）の噴火(1989.7.13)と海底地形変化，地学雑誌，**99**,132−141，(1990)

気象庁：日本活火山総覧（第2版),p.493,(1992)

国立天文台編：理科年表　平成6年，丸善，641−658，(1993)

松本徳夫：琉球列島における新生代火山活動，地質学論集,**22**,81−91，(1983)

三田亮一：ベヨネース列岩付近の海底火山活動（新島出現）について，水路要報，**12**,57−62,(1949)

文部省総合研究班(代表小坂丈予)：鹿児島湾北部の海中火山活動と環境調査報告，p.78，(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,p.84,(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**,4−7,(1977)

森本良平・小坂丈予：明神礁付近の活動について，地学雑誌，**79**,6,301−320，(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**,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，194−195(1977)

長岡信治・沖野郷子・加藤　茂：ナローマルチビーム測深機による伊豆・小笠原弧中部の海底火山地形図，水路部研究報告，**27**,145−172,(1991)

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,1−149；1−184，(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・小坂丈予：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**,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，水路部研究報告，**24**,19－43，(1988)

大島章一ほか水路部伊東沖地震火山調査班・小坂丈予・工藤一嘉・坂上　実：東伊豆沖手石海丘の海底噴火，水路部研究報告，**26**,1－43，(1990)

Oshima, S., M.Tsuchide, S.Kato, S.Okubo, K.Watanabe, K.Kudo and J.Ossaka：Birth of a Submarine Volcano "Teisi Knoll". *Jour. Physics Earth*, **39**, 1－19, (1991)

小坂丈予：明神礁の動向，地球の科学，**12**,12－16，(1970)

小坂丈予：西之島付近海底噴火について，火山2集，**18**,97－98，(1973)

小坂丈予：西之島付近海底噴火について（その2），火山2集,**18**,173－174，(1973)

小坂丈予・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，**19**，37－38，(1974)

小坂丈予・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**,6,551－563，(1985)

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

小坂丈予・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：福徳岡の場1986年の火山活動について―その２　噴出物―，火山２集，**31**,2,134－135，(1986)

小坂丈予・平林順一・松田鉱二・大島章一・土出昌一・加藤　茂：伊豆・小笠原弧海域の海底火山活動に伴って噴出した岩石とその付近に産出する火山岩の科学成分，水路部研究報告，**26**,61－85，(1990)

小坂丈予：日本近海における海底火山の噴火，東海大学出版会，p.279，(1991)

阪口圭一・奥村晃史・曽屋龍典・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（福神岡の場）付近の海底地形について，水路要報，**98**,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，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，43－120，(1983)

佐藤孫七・佐藤　久：海底火山と航船，伊豆半島，東海大学出版会，341－365，(1972)

佐藤孫七・小坂丈予・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），p.118，(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，東海大学出版会，330－340，(1972)

水路部橘湾・島原湾海底調査班：雲仙岳噴火に伴う橘湾・島原湾の海底調査，水路部研究報告，**28**,231－249，(1992)

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**,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，4,5－7，(1986)

徳山英一・末広　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**,2,67－78，(1988)

東京都水産試験場：伊豆諸島海域天然漁礁調査報告－II，p.126(1980)

登崎隆志・金子康江・毛戸勝政・堀井孝重・岩淵　洋・小川正泰・河合晃司：「火山列島」の大陸棚調査，水路部技報，8,72－80，(1989)

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**,S153－S157，(1984)

土出昌一・加藤　茂・打田明雄・佐藤寛和・小西直樹・小坂丈予・平林順一：海徳海山の海底火山活動，

水路部研究報告, **20**,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**,4,12－18, (1986)

土出昌一・柴山信行・背戸義郎・桑木野文章・佐藤寛和・小坂丈予・信国正勝・當重　弘・福島秀夫：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**,15－128, (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**,187－203, (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**,126－176, (1987)

塚本　徹・福島秀生・桑木野文章・坂本政則・楠　勝浩・大島章一・菊池真一：自航式ブイ「マンボウ」による明神礁調査，水路部研究報告, **26**,45－60, (1990)

塚本　徹ほか水路部伊東沖地震火山調査班・工藤一嘉・坂上　実：手石海丘における海底火山噴火，海洋調査技術, **2**,33－43, (1990)

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**,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**,3,177－192, (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：南西諸島周辺海域の地磁気異常，水路部研究報告, **19**,75－100, (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**,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：伊豆大島噴火に伴う磁気測量，水路部研究報告, **23**,205－267, (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**,S202－216, (1988)

渡辺一樹・大島章一・菊池真一・大久保秀一：東伊豆沖海底地形と手石海丘周辺の地質構造，水路部研究報告, **27**,97－111, (1991)

渡辺一樹・梶村　徹：水曜海山の地形・地質と熱水鉱床，第９回しんかいシンポジウム報告書, 77－89, (1993)

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―，地学雑誌, **95**,7, 472－480, (1986)

〈参　考〉

火山噴火予知連絡会報告一覧

(第42号以降を掲載, 第41号以前は初版を参照のこと)

海上保安庁水路部　1989：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会報, 42, 73－74.

海上保安庁水路部　1989：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会報, 43, 77－79.

海上保安庁水路部　1989：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会報, 43, 80－82.

海上保安庁水路部　1989：手石海丘７月13日噴火観測結果及び噴火に伴う音響，火山噴火予知連絡会会報, 44, 45－56.

海上保安庁水路部　1989：伊東沖海底火山（手石海丘）の噴火(1989.7.13)前後の海底地形変化，火山噴火予知連絡会会報, 44, 57－65.

海上保安庁水路部　1989：伊東沖海底火山（手石海丘）周辺の変色水，気泡等の海面現象，火山噴火予知連絡会会報, 44, 93－95.

海上保安庁水路部　1989：伊豆半島東方沖の水温・水質・海流の調査及び噴出物漂流経路推定結果。火山噴火予知連絡会会報, 44, 96－103.

海上保安庁水路部　1989：利島，新島及び式根島の地磁気異常について，火山噴火予知連絡会会報，44，144－149.

海上保安庁水路部　1989：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会報，44，150－153.

海上保安庁水路部　1989：自航式ブイ「マンボウ」による「明神礁」海底地形調査について，火山噴火予知連絡会会報，44，154－159.

海上保安庁水路部　1989：手石海丘7月13日噴火の観測記録，火山噴火予知連絡会会報，45，82－86.

海上保安庁水路部　1989：手石海丘の精密海底地形調査について（Ⅰ），火山噴火予知連絡会会報，45，87-92.

海上保安庁水路部　1989：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会報，45，121－124.

海上保安庁水路部　1990：相模湾西部・南西部海底地形図，火山噴火予知連絡会会報，46，29－34.

海上保安庁水路部　1990：鹿児島湾の海底地形と地質。火山噴火予知連絡会会報，46，76－78.

海上保安庁水路部　1990：相模湾におけるGPS観測（真鶴－伊豆大島－剣埼），火山噴火予知連絡会会報，47，30－33.

海上保安庁水路部　1990：手石海丘の精密海底地形調査について（II）－手石海丘付近の海底地形・地質構造－，火山噴火予知連絡会会報，47，54-57.

海上保安庁水路部　1990：海底火山等の最近の活動について，火山噴火予知連絡会会報，47，103－106.

海上保安庁水路部　1990：相模湾におけるGPS地殻変動連続観測，火山噴火予知連絡会会報，48，18－20.

海上保安庁水路部　1990：南方諸島の海底火山地形図について，火山噴火予知連絡会会報，48，70－79.

海上保安庁水路部　1990：海底火山等の最近の活動について，火山噴火予知連絡会会報，48，101－109.

海上保安庁水路部　1991：新島周辺海底地形図，火山噴火予知連絡会会報，49，31－32.

海上保安庁水路部　1991：海底火山等の最近の活動について（南方諸島），火山噴火予知連絡会会報，49，83－84.

海上保安庁水路部　1991：西表島北東沖の海底地形調査，火山噴火予知連絡会会報，50，84－87.

海上保安庁水路部　1991：海底火山等の最近の活動について（南西諸島・南方諸島），火山噴火予知連絡会会報，50，88－89.

海上保安庁水路部　1991：手石海丘の音響測深記録について，火山噴火予知連絡会会報，51，34－35.

海上保安庁水路部　1991：御蔵海山付近の調査について，火山噴火予知連絡会会報，51，36－40.

海上保安庁水路部　1991：橘湾，島原湾の海底地形，海底地質構造，地磁気，重力，火山噴火予知連絡会会報，51，106－116.

海上保安庁水路部　1991：海底火山等の最近の活動について，火山噴火予知連絡会会報，51，120－124.

海上保安庁水路部　1992：海底火山等の最近の活動について，火山噴火予知連絡会会報，52，102－105.

海上保安庁水路部　1992：相模湾におけるGPS地殻変動観測，火山噴火予知連絡会会報，53，10－15.

海上保安庁水路部　1992：海底火山等の最近の活動について，火山噴火予知連絡会会報，53，108－109.

海上保安庁水路部　1992：海底火山等の最近の活動について，火山噴火予知連絡会会報，54，77－82.

海上保安庁水路部　1993：橘湾地熱調査，火山噴火

予知連絡会会報, 55, 120－124.
海上保安庁水路部　1993：海底火山等の最近の活動について, 火山噴火予知連絡会会報, 55, 158－162.

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

瀬戸内海の海釜地形に関する研究†

八島　邦夫*

A GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF THE CALDRONS IN THE SETO INLAND SEA †

Kunio YASHIMA*

Abstract

Introduction

Caldrons develop at the bottom of certain sea areas with rapid tidal currents such as Seto Inland Sea. They have attracted the attention of many researchers because of their peculiar configuration. Their origins, period of formation, etc. have not yet been clarified, although various ideas have been proposed. Moreover, the erosivity of the tidal currents, which seem to play an important role in the formation of caldrons, have been left unknown.

Although caldrons are specific submarine topography, their origins and period of formation are closely related to general geomorphological problems, for instance the evolution of the Seto Inland Sea and the formation of the Tsugaru land bridge as well as paleoenvironment of the Japan Sea.

Therefore, the study of caldrons has a significance in revealing the geomorphic evolution and enviromental change in both land and sea areas along coast.

This thesis, first describes the morphometric characteristics of caldrons in each sea area of the Seto Inland Sea. And subsequently investigates the relation among topography, geology and tidal currents etc., which are integrated to the discussion on the formative process of major caldrons. Finally, erosivity of tidal currents, origins and period of formation of caldrons, and geomorphological evolution of the Seto Inland Sea are discussed through the analysis of caldron formation.

Data used for this study

The data used for this study were principally accumulated in the works of the Hydrographic Department, Maritime Safety Agency: 1:50,000 "Basic Map of the Sea Coastal series", acoustic profile record (Sonoprobe, Sparker), bottom quality, tide and tidal current data, etc.

Morphometry of the caldrons

† Received 13th January 1994
* 沿岸調査課領海確定調査室　Territorial Sea Baselines research Office, Coastal Surveys and Cartography Division

The author defines caldrons as significant sea bottom depressions having major axes longer than 1km and describes the characteristics of caldrons for each sea area (Nada, Bay, Channel) based on the results of morphometry using 1:50,000 "Basic Map of the Sea Coastal series". The Seto Inland Sea is divided into the following eleven sea areas: Kii Channel, Osaka Bay, Harima Nada, Bisan Channel, Hiuchi Nada, Bingo Nada, Aki Nada, Hiroshima Bay, Iyo Nada, Suo Nada, and Bungo Channel.

Main results of morphometric analysis are as follows:

1) The total number of caldrons found in the Seto Inland Sea reaches about 250, and a large number of caldrons are mainly found in sea areas such as Aki Nada and Bisan Channel, where many islands and islets are situated.
2) Caldrons found in the Seto Inland Sea are in general located in and around straits (channels), but some of them are located in certain areas off islands in Nada (open sea basin).
3) Caldrons in the Seto Inland Sea are classified into the following four types based on their geomorphic location and morphology.
   Stait single type--lying at a length along the axis of the strait (channels) (ex. Yura Channel, Akashi Strait)
   Strait twin type--having two depressions on both sides of the narrowest part of the strait (ex. Naruto Strait, Hayasui Channel)
   Strait cape type--lying off islands or capes around the strait (ex. Cape Jizou, Cape Tsurumi)
   Nada cape type--lying off islands in Nada (ex. Shisaka Island, Hime Island)
4) Caldron found in the Hayasui Channel, where the maximum depth attains 460m (about 300m below the surrounding floor), is the largest not only in the Japanese coastal waters but also in the world.

Outline and formation process of the major caldrons

Topography, bottom material and tidal currents, were described and acoustic profile record were analyzed in order to discuss the formation process of the following major caldrons: Yura Channel, Akashi Strait, Naruto Strait, Bisan Channel, Shisaka Island, Hakata Channel, Kurushima Strait, Nuwashima Strait, Hayasui Channel, Kanmon Strait and others.

Formative process of the twin type caldron in Naruto Strait were discussed in detail in view of the condition both tide and tidal current, and topography and geology.

Discussion

1) Erosivity of tidal currents

The results of the cross-sectional current measurement in several sea areas in and around the caldrons show that the vertical shear of velocity is relatively weak and strong current exists even in the bottom layer in the strait. Tidal currents can thus erode not only sediments, but also bedrocks. Actually, caldrons are formed by erosion of bedrock in the sea area where current velocity exceeds 5~6 knots, while caldrons are formed by the prevention of sedimentation and erosion of surface sediment in the sea area where current velocity is less than 2 knots.

2) Origin and period of formation of the caldrons

Although some caldrons were formed as by river valleys in the time of low sea level during the last glacial stage and left unburied due to rapid tidal currents, most of the caldrons were created by tidal erosion. Especially, large-sized ones lying between Nadas are considered to have been eroded deeply by strong tidal currents, because such caldrons are too deep as compared with the estimated base of the sediment.

Although most of the caldrons are thus being eroded at present, the beginning of their formation goes back to the period of the formation of the strait concerned, and the period differs depending upon the submergence process of the Seto Inland Sea since the last glacial maximum.

3) Geomorphological evolution and submergence history of the Seto Inland Sea

Since the last glacial maximum, when the whole areas of the Seto Inland Sea were terrestrial, the sea area transgressed landward through each strait according to the rise of sea-level. And finally, the present Inland Sea was formed by the submergence of Bisan Channel and Kanmon Strait, which had been watersheds during the glacial stage. In the submergence process, formation of major caldrons began and have continued to the present.

The analysis of the caldron formation in each sea area has enabled to reconstruct the history of submergence of each strait. Thus the evolution of the Seto Inland Sea has revealed as follows:

sea-level (age)	strait formed and caldron started formation	sea area started submergence and remarks
−80m	Hayasui Chan.	Iyo Nada
−60m	Tomogashima Chan.	Osaka Bay
(13,000y.B.P.)		
−50m	Moroshima and Tsurushima Chan.	Aki Nada, Hiroshima Bay
−40m	Naruto Str.*	Harima Nada
	Kurushima Str.	Hiuchi Nada
−30m	Akashi Str.**	Connection with
(10,000y.B.P.)		Osaka Bay and Harima Nada
−20m	Bisan Chan.	Connection with
(8,000y.B.P.)		western and eastern Inland Sea
−10m	Kanmon Chan.	Formation of the
(7,000y.B.P.)		present Seto Inland Sea

* Active erosion started at the time of sea-level of −30m.

* * Active erosion started at the time of sea-level of −20m.

1．はじめに

潮流の卓越する海域に特徴的に発達する海釜は，その特異な形状のために，古くから注目され，Yamasaki(1902)，矢部・田山(1934)，吉川(1953)，桑代(1959,1972)，星野・岩淵(1963)，茂木(1963)を初め報告は少なくない。しかし，報告の多くは，個々の海釜の形態やその成因等を主として海図等の資料を用いて断片的に取り扱ったものである。このためか海釜の全体像が明らかでなく，成因についても河谷の埋め残し説，潮流侵食説，構造運動説などがあり，形成時期についても現成とするもの，過去の遺物（化石地形）とするものなど多様で，未解決のままである。また従来は海釜の成因等に深い関係を有する潮流について，十分な考慮が払われておらず，潮流の諸性質やその侵食能力等も不明のままとなっている。

海釜は平凡社地学事典(1970)によると，円形・楕円形または三日月形をした海底の凹地，二宮書店地形学辞典(1981)では，円形・楕円形・三日月形あるいはこれらに類似した平面形を有する海底の小さな凹地とあり，米国地質学会(American Geological Institute)発行のGLOSSARY OF GEOLOGY (1987)では，海釜(caldron, scour hollow)は急な斜面を持つポット状をした海底の小さな凹地とある。

海釜はこのような特殊な海底地形ではあるが，後述するように，海水準変化との関連で瀬戸内海などでは海域の地形発達史に，津軽海峡では陸橋問題や日本海の古環境問題に，それぞれ海釜の成因や形成時期が深く関わっている。すなわち，瀬戸内海の海底地形は，最終氷期の陸上地形がその後の海水準上昇に伴い，紀伊・豊後両水道より各海峡を経由して順次，内陸側に沈水していったものであるが，瀬戸内海の海釜の形成は，海釜周辺の海峡の成立に密接に関わっているので，海釜の成因・形成時期等が解明されれば，その成果を応用して瀬戸内海の地形発達史を明らかにすることができる。また，津軽海峡西口では最終氷期最盛期に陸橋が成立していたとされていたが，西口の海釜の形状は，－120～－140m前後の低海水準期に現在の海流とは逆向きの強い西向きの海流が存在し，これらの海潮流の侵食によって改変された地形であることを強く示唆している。このことは，当時，津軽海峡を通って親潮が日本海に流入していた可能性があることを意味するので，最終氷期最盛期の海水準が何mであったのかと絡んで，海釜の形成時期や形成時の海水準は陸橋成立の有無や日本海の環境変遷史を解くうえできわめて重要な鍵を握っている。

さらに，地形学の主要課題の一つである海底での侵食プロセスの解明に海釜形成の研究を通じてアプローチできる。すなわち，海底の侵食において，主要な営力である波浪と潮流のうち，波浪による侵食プロセスについては，かなりの知見が得られているが，潮流による侵食プロセスは研究も少なく不明な点が多い。しかし，潮流の営力により形成される海釜の研究を通じて，潮流による侵食プロセスの解明にアプローチできるからである。このように陸域や沿岸海域の地形形成過程，及び環境変遷史を解明する上で，海釜に関する調査研究の意義は決して小さくない。

日本沿岸では，津軽海峡，伊勢湾湾口，瀬戸内海，九州北岸，有明海等で海釜地形がみられるが，その数や規模，形態の多様性などの点で瀬戸内海が突出している。とくに，近年，水路部，本州四国連絡橋公団，建設省国土地理院等の調査により，海底地形・地質，潮汐・潮流等のデータの集積が急速に進み，海釜を内海全域に亘って総合的に考察することが可能となってきた。1976年度に作成に着手した水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」瀬戸内海シリーズは，計画の8割近くが完成し，同一基準に基づく地形計測等が可能となった(Fig. 1)。また音波探査も主要な海釜が分布する海域ではほとんど実施され，堆積物の詳細な堆積過程や堆積層基底[1]の深度，基底より下位の地層や基盤をなす岩石の侵食状況等の把握も可能となった（Fig. 2)。さらに潮汐・潮流についても内海全域に亘ってデータが集積され，一

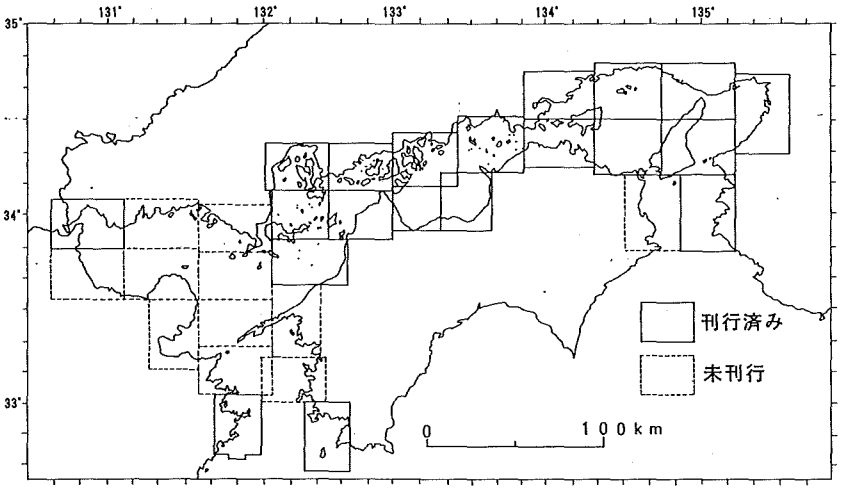


Fig. 1 Publication plan of 1:50,000 Basic Map of the Sea "Coastal series" in the Seto Inland Sea

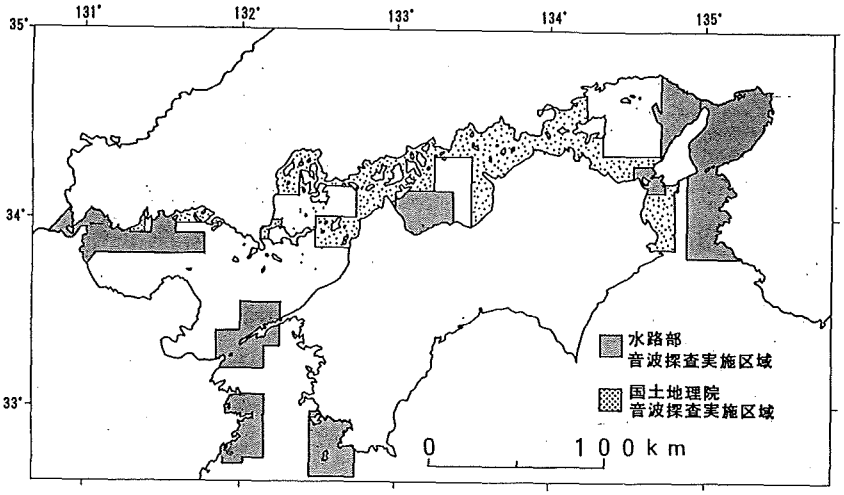


Fig. 2 Index map of the acoustic survey areas

部海域では超音波流速計やリモートセンシング手法による観測によって，流況の詳細な水平分布のほか，鉛直構造等のデータの集積も進んでいる。

このように瀬戸内海は，海釜を含む海底地形や海象データの集積が最も進んでおり，海釜地形の研究に最も適した海域である。

本論は，瀬戸内海の海釜について，形態や分布の特色を明らかにして海釜の分類を試み，その成因・形成時期及び，瀬戸内海の海峡・海釜を中心とする地形発達史及び沈水過程の解明を目的とするものである。

海釜の成因・形成時期等の解析には，音波探査データを初めて全面的に用い，また，視点を従来の地形・地質の特徴だけでなく，海釜形成の直接的営力である潮流にも置いて，瀬戸内海全域に亘る海釜地形を初めて総合的に議論するものである。とくに潮流の議論においては，潮流の侵食能力や後述する異なる2つのタイプの海釜形成に果たす潮流の役割を明らかにし，これらの役割や海釜の形成機構等をモデル的に表す工夫を行った。

まず，「沿岸の海の基本図」より瀬戸内海の海釜の地形計測を行い，瀬戸内海全般や各海域ごとの海釜の形態や分布の特色を明らかにし，海釜の分類を試みる。続いて主要海釜について地形，底質，潮流，音波探査記録の解析結果等を記載し，これらの検討結果及びそれに加えて，潮流流速の鉛直構造や各海釜域の海底の侵食状況などの潮流の諸性質や侵食能力等の議論に基づいて，海釜の成因・形成時期について考察する。さらにそれらの結果等から，まだ明らかとはなっていない瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程について考察する。

2．従来の海釜研究

わが国で海釜地形に初めて注目したのは比較的古く，Yamasaki(1902)に遡る。その後，矢部・田山(1934)は海釜の形態に着目して，深みが海峡の最狭部に細長く横たわる場合と最狭部を挟んでその両側に2つある場合の2つのタイプに区分し，この形態を支配する因子として潮流の速度，海峡の幅，海峡の最初の地形等を示唆した。

吉川(1953)は，上記の2つのタイプのうち前者は河谷の沈水した場合，後者は分水界の沈水した場合であるとした。つまり，潮流による海底侵食は基盤の原地形を破壊するまでには至らず，堆積の妨害が海釜の形成にあずかっていると考え，海峡地域の原初地形を重視したのである。

桑代(1959)は，最終氷期の沈水谷とその水系を初め瀬戸内海の海底地形について言及した数少ない論文の一つで，海釜についても分類，成因，形成時期，潮流の侵食能力等について総合的に考察し，わが国の海釜研究の進展に大きく貢献した。そこでは，矢部・田山(1934)の分類した2つのタイプの海釜について，前者を単成型，後者を双生型と呼んで，両者の区別は潮量に対する海峡の幅の大小によって決まるとし，後者は潮量に対し，海峡の幅が狭い場合に形成されるとした。そして海釜は現在の潮流侵食によって形成され，備讃瀬戸の例から，海底における潮流の流速が3ノット以上の時，海底の侵食が始まることを説明した。しかし，潮流の侵食能力については，吉川(1953)同様，堆積面(堆積物？;著者注)に限られると考えたため，後者の場合，沈水した基盤の尾根を侵食することはできず，尾根の両側のルーズな堆積面に至って始めて侵食を始めるために最狭部を離れた両側に双生型の海釜が形成されると考えた。また，海釜には前述の2つのタイプのほかに岬や島の周辺で形成される岬型と呼ばれるものがあることを指摘し，海釜を3種類に区分した。1960年代に入ると，大阪湾周辺，備讃瀬戸海域で沿岸域開発，本州四国連絡橋建設計画等に伴う海域の調査が盛んに行われ，海釜の成因等についても活発な議論が行われた。

備讃瀬戸海域では，星野・岩淵(1963)は，潮流流速が3ノット以上の時，海底の侵食が始まるとの桑代(1959)の説明に対し，潮流の流速は海釜を含めた海底地形に支配されているので，海釜のあるところの観測結果をもって，ただちに海底が侵食されているとはいえないとして，これを批判し，備讃瀬戸西部の海釜は，最終氷期最盛期の河谷が潮流により埋め残されたものであるとした。同じ頃，茂木(1963)は備讃瀬戸東部において，更新統の青粘土が海釜の出口を塞いでいることを指摘し，本座ほか(1970)も，備讃瀬戸のほぼ全域における音波探査による調査の結果，海釜に接続する埋積された古水系を発見できなかったとして，潮流による河谷の埋め残し説を否定した。

明石海峡，友ケ島水道の海釜についても，同じ頃，河谷の埋め残し説（吉川,1953，伊崎・金子,1960）と潮流侵食説（市原,1961，藤田・前田,1969）の2つの対立する見解が出されたが，茂木(1973a)は，九州北岸の倉良瀬戸では潮流侵食と河谷の埋め残しによる2種の海釜が共存している例があることを報告した。一方，大嶋ほか(1975)は，鳴門海峡も含め大阪湾周辺の3海峡の海釜の成因は潮流侵食であるが，現在の潮流流速は海底には及んでおらず，表層流速が充分海底に達する低位海水準期（最終氷期最盛期以降）に形成された化石地形であるとした。

瀬戸内海のほか，津軽海峡(矢部・田山,1934，小向,1956，茂木,1958，伊崎,1960,茂木・川上,1966，星野,1971)，有明海早崎瀬戸（海上保安庁水路部,1959，茂木,1977)，伊勢湾中山水道（海上保安庁水路部,1968)，気仙沼湾(Kawamura and Mogi, 1961)などの海底調査に際しても海釜の形態や成因等についての報告がなされた。とくに気仙沼湾の場合はチリ地震津波の洗掘により短期間のうちに形成された小海釜が報告された。

このほか海釜周辺に発達するサンドウェーブの形成機構，瀬戸内海の底質分布・砂質堆積物の起源と海釜の関係等(井内,1982,Yanagi,1990)に着目した研究もなされ，また大嶋(1976,1977,1980)は日本沿岸の海峡形成史の議論のなかで2～3の海釜の成因，形成時期等に言及している。

外国においては，海釜(caldron, scour hollow, holeほか)は氷河性侵食地形を除いて，大陸棚の沿岸部における最も起伏に富む地形(Kuenen,1950, Shepard,1967)として注目され，北海沿岸，北米西岸，南米東岸，インドネシア沿岸等で報告がなされている。とくに研究が盛んなのは，イギリス海峡(Veen,1936,Donovan and Stride,1961,Hamilton and Smith,1972, Belderson et al.,1982,ほか)，アイリッシュ海，オランダ沿岸を含む北海沿岸で，これらは潮流の侵食により形成されたとされている。

一方，インドネシア沿岸の島嶼間の海釜は，氷期の沈水谷が後に潮流によりさらに侵食されて形成されたものであるという(Kuenen,1950)。

外国の研究は，日本の研究が成因や形成時期等の研究を主とするのと異なり，堆積学的，地形営力論的観点から，流れと堆積物の堆積・運搬・侵食の関係等の議論が主で，表層流速が3ノットで海釜の形成が始まる(Belderson et al.,1982)などの報告もなされているが，根拠等が不明であるなど，潮流の侵食能力等はまだ十分明らかではない。

いずれにせよ，外国の海釜は深さが100m以浅のものが多く，海底地形学や海底地質学の教科書には，速吸瀬戸や津軽海峡西口の海釜が世界最深の代表的海釜として紹介されるように，規模やその形態の多様性などの点で，日本沿岸の海釜が最もバラエティーに富んでいるように思われる。

上述のように，日本におけるこれまでの海釜に関する研究は地形・地質学的観点から議論が行われ，主要な問題点は海釜の成因・形成時期，2つのタイプの海釜の形成要因等であった。

成因についての2つの対立する見解では，海釜は現在の潮流の流向や強さとおおむね対応した形や配列をなし，多くの海釜の水深が堆積層（沖積層）基底面以下にあることなどにより，現在（現海水準に達して以降）の潮流による侵食という説が有力になりつつあるが，海釜のあるものは水深が堆積層（沖積層）基底面をはるかに下回る300～400mに及ぶ巨大なものであったり，また背斜構造を横切ったり，和泉層群砂岩層や結晶片岩等の硬い岩石を侵食するものがあるので，果たして潮流にこのような地形を形成するだけの能力があるのかという疑問が残されてきた。1980年代に入って以降，この10年間はデータの制約もあってか，報告は少なくなって，研究の進展はみられず，海釜の成因や形成時期，潮流の侵食能力，2つのタイプの海釜の形成要因を初めとする諸問題の多くは，未解決のまま現在に至っている。

このような状況下で，筆者は，近年，海上保安庁水路部において集積された音波探査，潮流データを中心に津軽海峡，瀬戸内海の海釜の点検を行ってきたが，その結果，海釜の形態や成因，形成時期は多種多様であり，従来のように成因については潮流侵食か河谷の埋め残しか，形成時期については現成か過去の遺物（化石地形）かというように，各地の海釜を同時期あるいは同一成因として，単純に二者択一的に論ずるのは誤りであるとの考えに至った。そして，桑代(1959,1972)を初めとする従来の知見を修正する必要性を感じ，順次，報告を行ってきた。

例えば津軽海峡西口の海釜では，八島(1989a,b)，八島・宮内(1990)は，これらの海釜はたしかに構造起源であるが，詳細にみると隣接する海釜間は鳴門海峡の双子型海釜に類似した形態をなし，後から海

潮流によってさらに侵食（変形）されたことを示している。この双子型海釜の形成機構，形成時期，形成時の海水準は，津軽陸橋問題，日本海の古環境問題に絡み大変重要であるが，これらは化石地形であり，形成機構の解明には，現在も形成が進行中である瀬戸内海等における海釜の調査研究が重要であることを指摘した。

また瀬戸内海の海釜については，筆者(八島,1989c,1990,1991a,1992)は，現在も形成が進行中であるが，その起源は過去に遡ると考えた。しかし，その時期は海釜ごとに異なっており，海域毎に個別に議論する必要があるとして，各海域の研究を進めている。

3．瀬戸内海の海底地形・地質，潮汐・潮流概観

瀬戸内海は本州，四国，九州に囲まれた東西約450km，南北15～55kmの東西方向に長いわが国最大の内海である(Fig. 3)。この浅くて広大な海域には，大小合わせて700余の島嶼が分布し，瀬戸内海独特の景観を形成する。瀬戸内海の範囲については定まったものはなく，目的や観点に応じて様々な使われ方がなされている。最も狭い場合は友ケ島水道，鳴門海峡，速吸瀬戸，関門海峡に囲まれた海域を対象とし，最も広い場合はこれに紀伊水道，豊後水道，響灘を含めた海域を対象とする。海況的な観点からは前者の方が適切であるが，豊後水道には大規模な海釜がみられることから，ここではFig. 4に示すように，紀伊水道，豊後水道を含み，響灘を除いた海域を瀬戸内海とすることにする。この場合の瀬戸内海は面積約22,500km^2，平均水深約36mとなる(長井,1992)。

瀬戸内海は，その大部分が中央構造線の北側に位置し，中国地方と四国地方の隆起帯の間に挟まれた第三紀末以降の沈降地帯で，数次に亘る沈水・陸化を経た後，最終的に海となったものである。20,000～18,000年前といわれる最終氷期最盛期には海水準は－120～－140mに低下した（貝塚・成瀬,1977)。その結果，第7章(1)で述べるように，瀬戸内海全域が陸上となって備讃瀬戸，関門海峡付近を分水界とする3つの水系が存在し，これらの河谷は，紀伊水道，豊後水道を通ってその南側で太平洋に注いでいた（桑代,1959)。その後，海水準の上昇により，海は両水道から侵入し，順次，各海峡を経由して各灘や湾を形成し，海域は拡大していった。そして，およそ8,000年前に海水準が－15m付近に達して，備讃瀬戸付近の分水界が沈水し，現在のような瀬戸内海が成立した(井関,1977)といわれている。瀬戸内海は，いくつかの湾や灘から構成され，水深ごとの海域面積でみると，－10～－30mの海域が全体の44%を占めて広く分布し，－60m以浅が84%と，海域の大部分は－60m以浅で，海峡周辺や海釜の部分を除けば，－60m以深の海域は紀伊水道，伊予灘，豊後水道のみである（Fig. 5)。紀伊水道，大阪湾，播磨灘，燧灘，伊予灘，周防灘，豊後水道は広い海域を有するが，備讃瀬戸には備讃諸島，安芸灘～広島湾には芸予諸島，広島湾～伊予灘には防予諸島などの多くの島嶼が分布し，これらの島嶼は老年期の山地，ことに残丘が沈水したものである（貝塚,1985)。

瀬戸内海の地形は，広くて平坦な灘（湾）と狭くて起伏に富む海峡（水道，瀬戸）により特徴づけられ，海峡には明石海峡，鳴門海峡などの灘と灘を結ぶ規模の大きな海峡と，備讃諸島，芸予諸島，防予諸島などの島嶼間の規模の小さな海峡がある（Fig. 3)。

Fig. 6は日本近海底質分布図第4（昭和24年刊行）の一部を修正したものであるが，灘と灘の間に位置する友ケ島水道，明石海峡，鳴門海峡，来島海峡，速吸瀬戸，関門海峡などの海峡部には岩や礫が分布し，その周辺には砂が分布する。一方，大阪湾，播磨灘，備後灘，燧灘，広島湾，周防灘などの灘には泥が広く分布し，備讃瀬戸，伊予灘，豊後水道などには砂が広く分布している。

瀬戸内海の潮汐は，外海に生じた潮汐が潮浪として，主として紀伊水道と豊後水道から瀬戸内海に入り，各海峡を通って内陸側に波及し，潮汐を起こしたものである。豊後水道から伊予灘に進入した潮浪

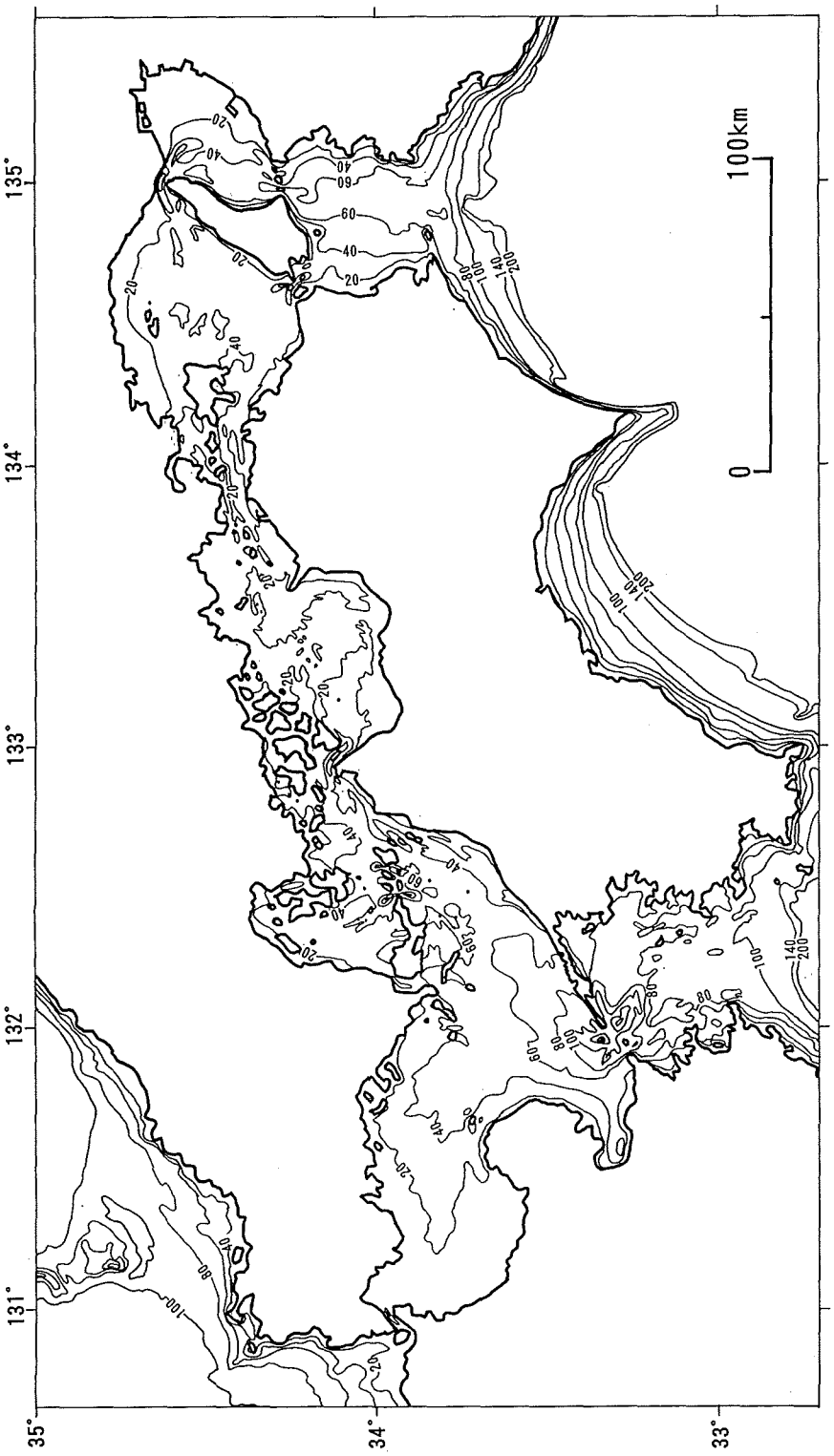


Fig. 3 Bathymetry in the Seto Inland Sea

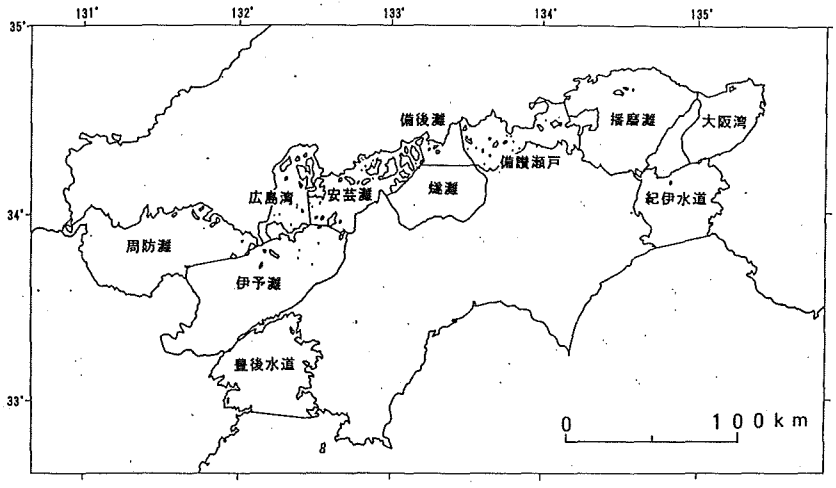


Fig. 4 Sub−divisions of the Seto Inland Sea

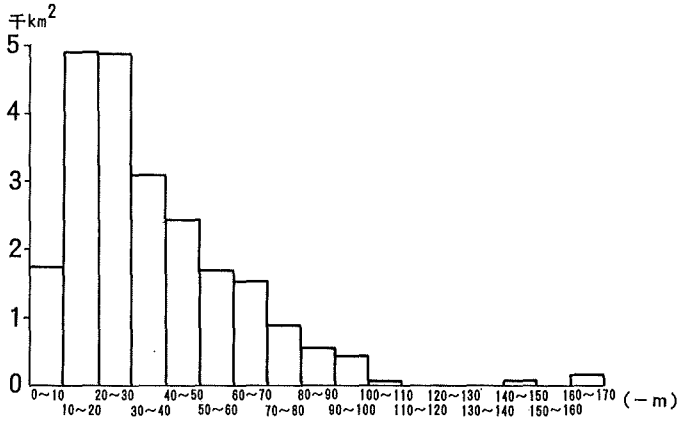


Fig. 5 Histgram of depth distribution in the Seto Inland Sea, after Nagai (1992)

は，2派に分かれ，一つは周防灘を西進して関門海峡東口に至り，一つは，東進して安芸灘，燧灘を経て備讃瀬戸付近に達する。そこで紀伊水道から入り大阪湾から播磨灘を西進してきた潮浪と会合する。潮流の流速は狭い海峡部で大きく，広い灘の海域では小さい(Ogura, 1933)。

Fig. 7 は Yanagi et al. (1982)による瀬戸内海のM_2分潮流[2]の振幅分布を示す。この分布図と前述底質分布図はきわめて良い対応を示し，瀬戸内海の底質分布はM_2分潮流の振幅分布におおむね支配されていることを示唆している。すなわち，海峡部の岩や礫が分布するところでは振幅は 70cm/sec 以上であり，砂の区域は 30～70cm/sec，泥の区域は30cm/sec 以下となっている。

4．用いた資料

用いた資料は，水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」及びその調査原資料（主に音波探査記録），明治期以降の新旧の海図，底質，潮汐・潮流データを主とし，一部は建設省国土地理院，工業技術院中国工業技術試験所，本州四国連絡橋公団等の資料を参考とした。

海釜の地形計測は，水路部の「沿岸の海の基本図」瀬戸内海シリーズの海底地形図に基づいて行い，未刊行の海域では5万分の1瀬戸内海水理模型実験用海底地形図[3]及び海図を用いた。

底質は「沿岸の海の基本図」，明治期以降の底質分布図・新旧海図から読みとった。海釜の侵食状況，

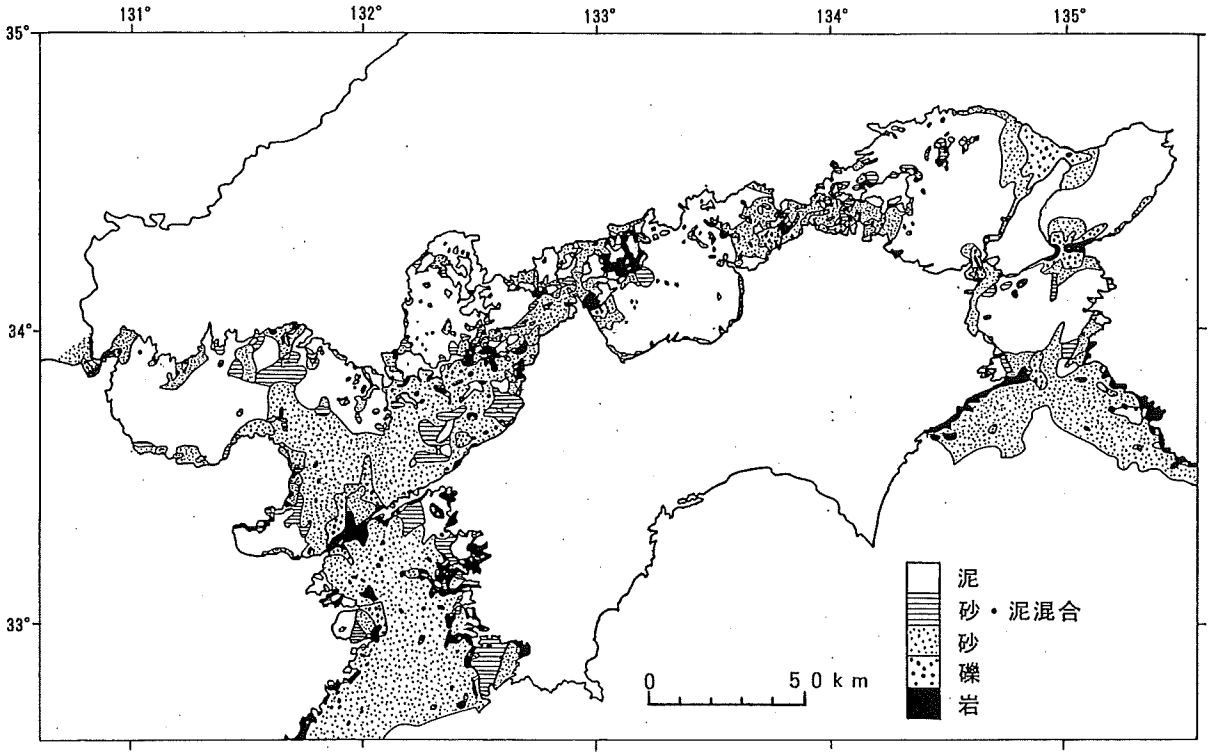


Fig. 6 Bottom quality in the Seto Inland Sea

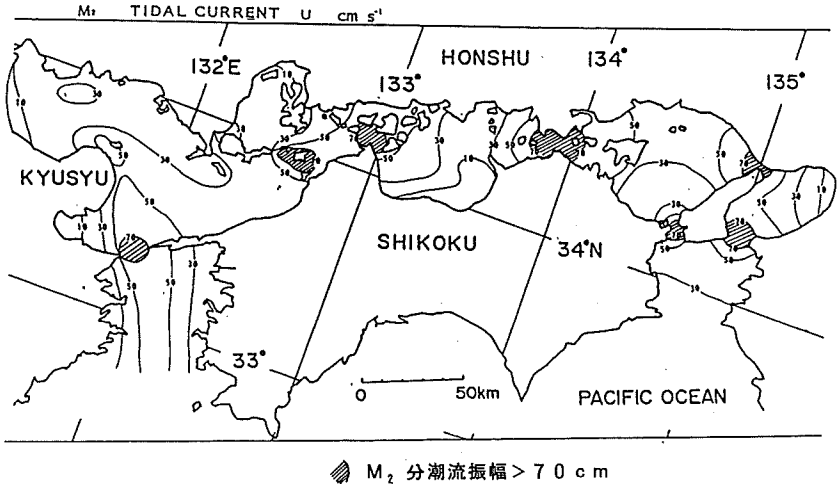


Fig. 7 Horizontal distribution in the amplitude of M_2 tidal current, after Yanagi et al. (1982)

成因・形成時期等の記載・解析には，「沿岸の海の基本図」の調査原資料を中心とする音波探査記録を用いたが，水路部により音波探査が実施されていない海域では，国土地理院の2万5千分の1「沿岸海域土地条件図」の調査資料を，本州四国連絡橋ルート沿いでは本州四国連絡橋公団の地質調査資料（ボー

リング資料）等を参考にした。

潮汐・潮流データは，水路部の各種瀬戸内海潮汐表・潮流図，海上保安庁本庁及び第五，第六，第七管区海上保安本部水路部の潮汐・潮流データを用いたが，一部海域については，工業技術院中国工業技術試験所，本州四国連絡橋公団等のデータを参考にした。

水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」の瀬戸内海シリーズは，Fig. 1に示したように全31図から成り，20図はすでに完成した。ここでの基本図は，海底地形図と海底地質構造図の2図が刊行されている場合と，海底地形図のみが刊行されている場合がある。前者の場合は，水深測量及び音波探査がきわめて組織的に測線間隔500mで実施され，海底地形図は1m間隔の等深線で描画されている。音波探査は全域で磁歪振動式（ソノプローブ）の探査が行われ，これに加えて友ケ島水道では磁歪振動式（ソノストレーター），紀伊水道東部，周防灘宇部沖，関門海峡，伊予灘の一部では放電式（スパーカー），豊後水道鶴御埼周辺では放電式（ジオソーナー）の音波探査も行われている（Fig. 2）。

海底地形図のみが刊行されている場合は，明治期以降の膨大な海図資料の編集により等深線が描かれ，その間隔は2mとなっている。なお，備讃瀬戸海域では，音波探査は水路部により，一部海域で試験的に実施されたのみであるが，非常に狭い間隔の水深測量やサイドスキャンソナー等を用いた精密な海底地形調査が実施されている。

国土地理院の音波探査は，2万5千分の1の「沿岸海域土地条件図」作成に際して，磁歪振動式（ソノプローブ，一部海域ではソノストレーター）及び放電式（スパーカー）の探査が測線間隔500m（沖合部は1,000m間隔）で実施されたものである。

5．地形計測からみた瀬戸内海の海釜

(1) 海域区分と計測基準

瀬戸内海の海域区分は，定まったものはなく様々であるが，本論では海域と島嶼の分布様式などから，Fig. 4に示すように紀伊水道，大阪湾，播磨灘，備讃瀬戸，備後灘，燧灘，安芸灘，広島湾，伊予灘，周防灘，豊後水道の11の海域に分けて議論することにした。なお，後述する地形計測や海釜の記載では友ケ島水道，明石海峡等の灘と灘を結ぶ規模の大きい海峡については別個に扱い，安芸灘，広島湾，伊予灘の3海域の境界に位置する諸島水道・怒和島水道・クダコ水道等の海釜は安芸灘に含めることにした。

潮流が卓越する瀬戸内海の海峡部や各灘では，大なり小なり海釜はみられ，海底地形図には大小様々の種々の形状をなす閉曲等深線がみられる。灘域に分布する小規模な海釜を含み，5万分の1海底地形図で容易に計測できる地形は，長さが1.0km程度以上であることから，本論では海釜を“等深線が密に閉曲する顕著な凹地で，凹地の長径が1.0km以上のもの”と定義して議論することにし，この基準に基づいて選択した海釜の分布はFig. 8に示した。

また，本論の海釜の水深表示においては，現海水準から海釜最深部までの深さを「海釜の水深」，海釜の縁から海釜最深部までの深さを「海釜の深さ」として区別して議論した。このように区別したのは，海釜の規模や潮流による侵食量（おおよそである）をより適切に表すのは，後者の方であるからである。ただし，海釜の縁，すなわち海釜と周辺海底の境界をどこに引くのかの判定は困難なことも多く，ここでは海釜の大きさ（長径，短径）を計測する基にした閉曲等深線を海釜の縁とした。このため，「海釜の深さ」の値はおおよその目安であり，周辺の卓越する海底面から海釜最深部までの深さより，20～30m程度浅い場合もあることを断っておく。

潮流の流速は，潮汐表第1巻「日本及び付近」（書誌781号）の大潮期の最大流速を採用し，潮汐表に記載がない場合は，海図，海の基本図，潮流図の値を採用した。海釜の分類における海峡・灘の区分では，海域の実際の名称にかかわらず，当該海域の流況特性に基づいて区分することにし，例えば，安芸灘，伊予灘などの島嶼間の狭い海域の海釜は，海域名称

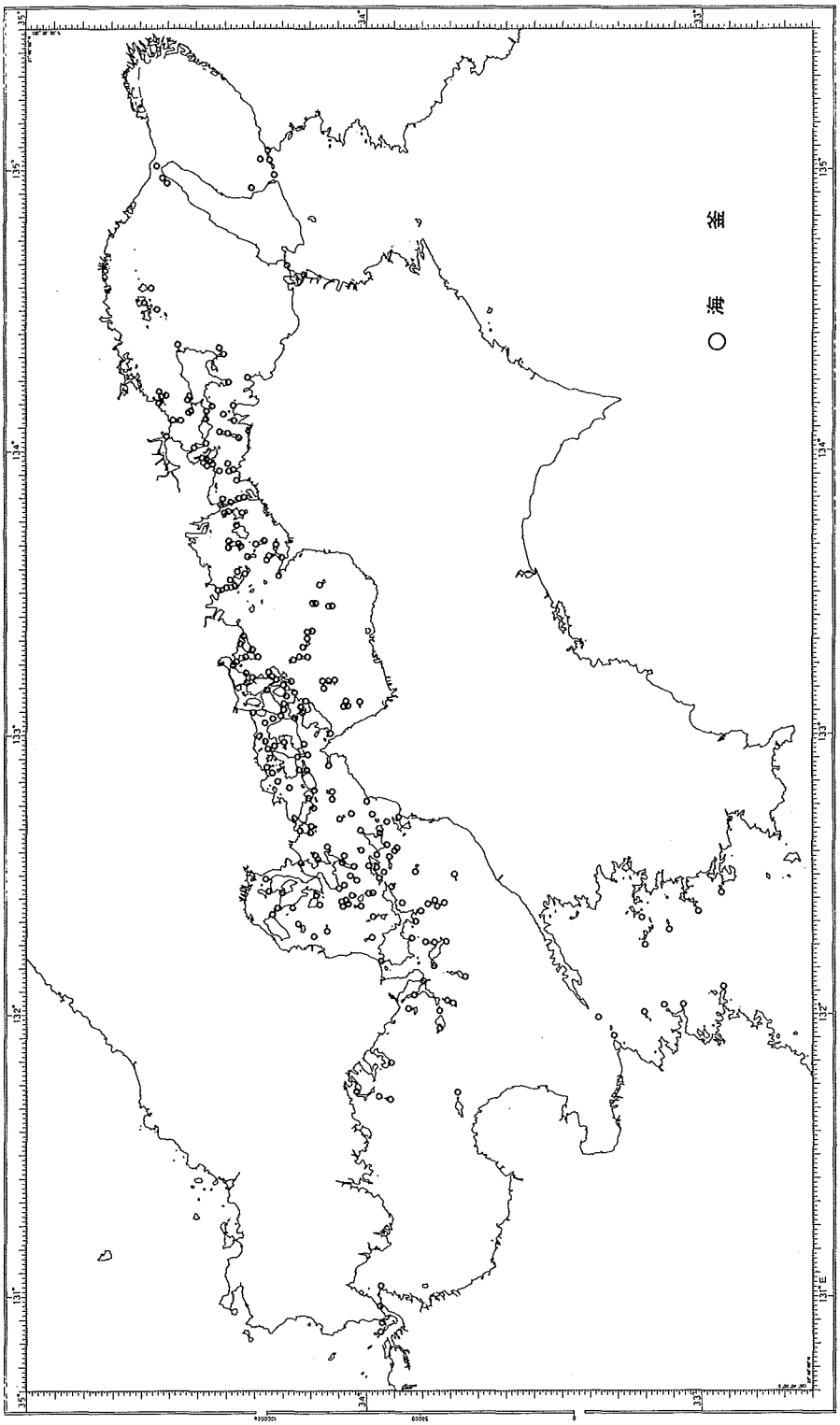


Fig. 8 Distribution of caldrons in the Seto Inland Sea

は灘であっても，海峡型と称することにしている。

また，本論で用いた海釜名称のうち決定地名[4]は関門海峡の関門海釜，六連海釜，部埼海釜のみであり，その他の海釜名称は全て仮称であることを断っておく。

(2) 海峡・灘等の地形の呼称

瀬戸内海では，2つの広い海域を結ぶ比較的狭い海域の地形は海峡，水道，瀬戸などと呼称され，比較的広い海域の地形は灘，湾などと呼称されている。

これらの地形の呼称法や起源については，中西(1963)ほかの考察がある。これらによると瀬戸内海の海域の呼称には，日本古来の呼び方である海，潟，瀬戸などと，明治時代に導入されたStrait, Channel, Passage, Bayなどの外国呼称の対訳名称である海峡，水道，湾などがある。そして現実にはこれらが混在し，同一海域も海から灘，さらには湾へ，また水道から瀬戸，さらには海峡などと何回か改称[5]がなされ，現在に至っている。さらに複雑なのは同一地形に対して，異なる呼称[6]がなされているところがあり，それぞれの呼称法を明確に定義づけ，妥当性を議論することは困難である。

そこで本論では海峡，水道，瀬戸については“海峡”，灘，湾については“灘”と総称して，海釜の分類などの議論を進めることにする。

(3) 海釜の分類（タイプ）

地形の分類は形態による場合，成因による場合，分布位置による場合，形成時期による場合，あるいはこれらの組み合わせによる場合など多様である。海釜に関しては，後述するように成因による場合は，①潮流侵食型，②河谷の埋め残し型，③構造運動型に，地層の侵食状況による場合は，①堆積妨害型，②表層堆積層侵食型，③下位地層侵食型，④基盤岩石侵食型に，形成時期による場合は，①化石型，②現成型，③継続型などの分類が可能である。

本論では，潮流の諸性質や侵食能力等に着目して海釜の形成過程等の考察を行うことを意図しているので，潮流の流速と密接な関連を持つと思われる海釜の分布位置と潮流の性質と密接な関連を持つと思われる海釜の形態（深みの数が1つか2つか）を組み合わせて海釜のタイプを4分類（Fig. 9a）することとし，その代表的な海釜例をFig. 9bに示した。

まず分布位置から，海峡最狭部付近に位置するも

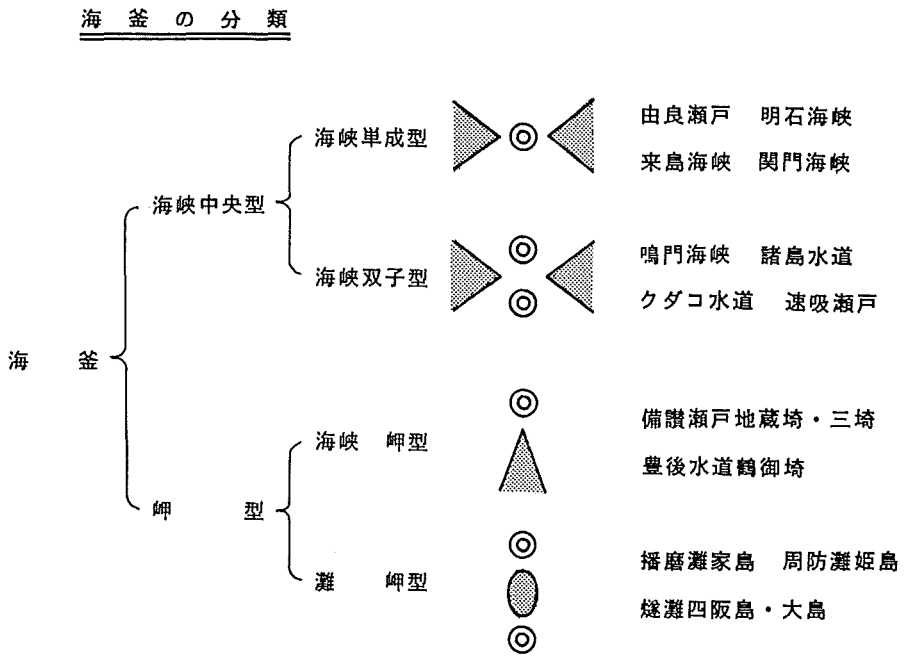
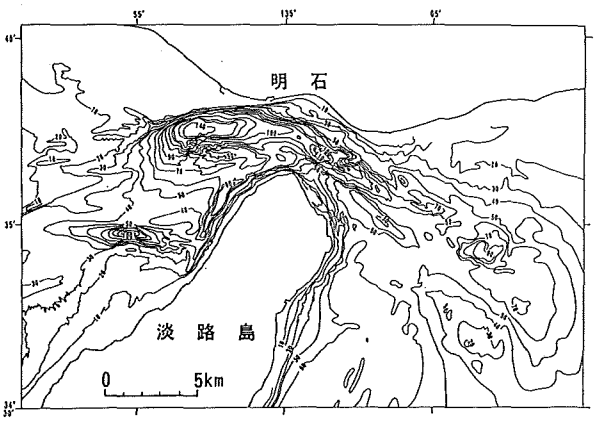
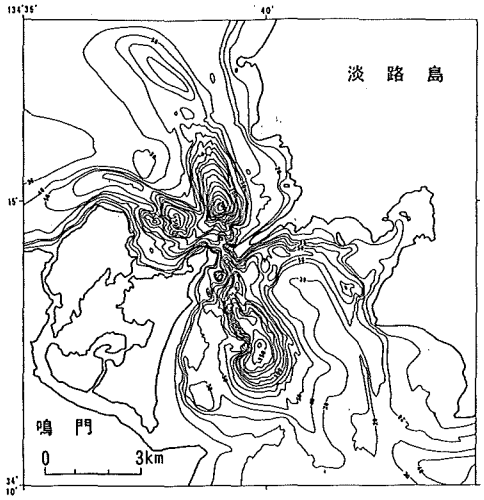


Fig. 9a Classification of caldrons in the Seto Inland Sea

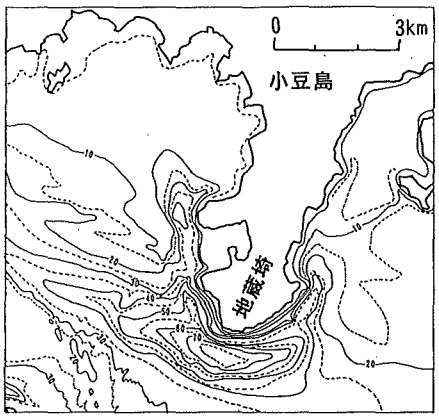
海峡単成型　明石海峡



海峡双子型　鳴門海峡



海峡岬型　備讃瀬戸地蔵埼



灘　岬型　燧灘高井神島・魚島

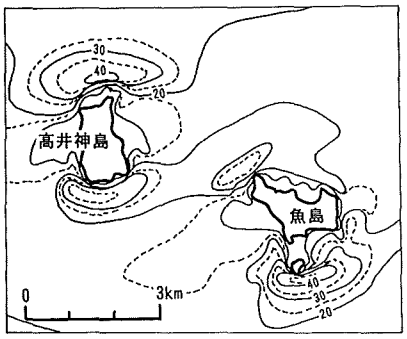


Fig. 9b　Examples of various caldron types

のと，岬や島の周辺に位置するものに，２大別しそれぞれ，海峡中央型と岬型と呼称する。海峡中央型には，①深みが海峡に沿って細長く横たわる場合と②海峡最狭部はむしろ浅く，最狭部の両側に深みがある場合の２タイプがあり，岬型（③）は，海峡周辺に限らず，広い灘の海域においてもみられる三日月形の小規模な海釜である。これまで，①，②，③，それぞれについて様々な呼称[7]がなされてきたが，本論では，①のタイプは単成型，②のタイプは双子型，③のタイプは岬型と呼び，岬型は海峡周辺と灘の２つの海域でみられることから，海峡型と灘型に分けて分類[8]することにした。

(4) 地形計測からみた瀬戸内海の海釜の特色

Fig. 8に示した瀬戸内海の海釜，計252個を前述の基準に基づいて分類計測し，その結果(Appended table)を，Fig. 10a,b,c, Fig. 11, Table 1，Table 2，Table 3にまとめた。これらの図表等を用いて，海釜の特色を最初は各海域ごとに，続いて瀬戸内海全般について述べる。

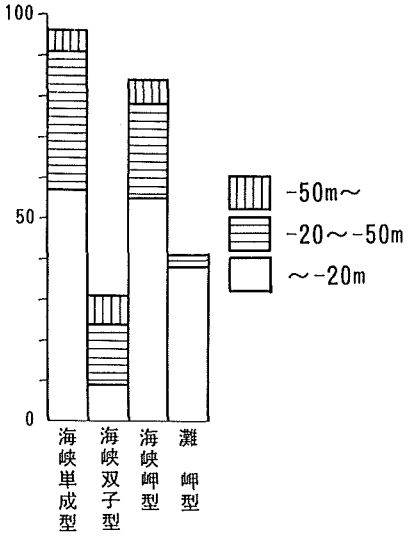


Fig.10a Summarization (type and depth) of caldrons in the Seto Inland Sea

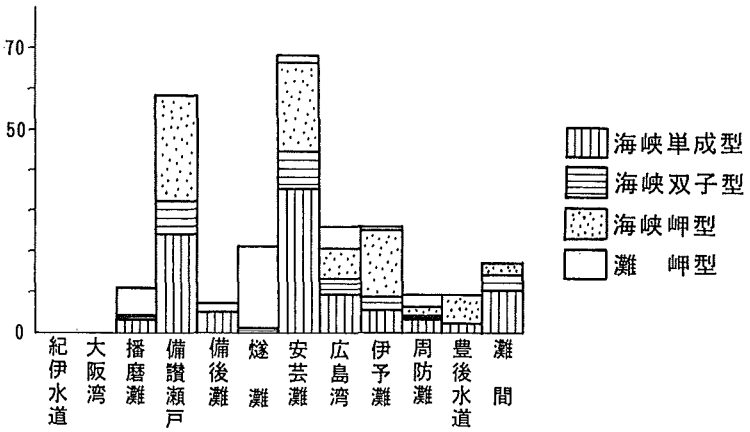
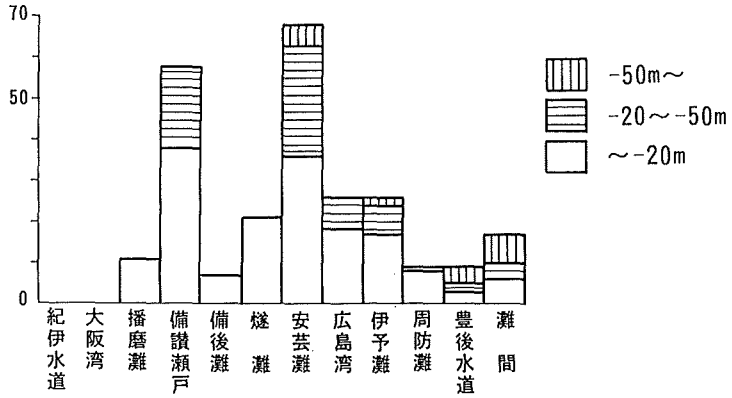


Fig. 10b Summarization (type) of caldrons by sea areas



注）Fig.10b,c の灘間は灘と灘を結ぶ海峡域で友ケ島水道，明石海峡，鳴門海峡，来島海峡，速吸瀬戸，関門海峡が含まれる。

Fig. 10c Summarization (depth) of caldrons by sea areas

1）各海域の海釜の特色

紀伊水道

紀伊半島西岸と四国東岸の間の水道で，南は和歌山県日ノ御埼と徳島県蒲生田岬を結ぶ線，北は友ケ島水道，鳴門海峡及び陸岸に囲まれた東西方向約30～50km，南北方向約40kmの水道である。水深は80m以浅で，水道の中央部には－40～－70mの海域が広く分布する。底質は水道南部や友ケ島水道，鳴門海峡周辺等で砂礫質であるほかは全般的に泥質である。潮流は一般に南北方向の流れで，外海と内海の境界域に当たるため海流の影響を受け複雑であるが，最大流速はおおむね1ノット以下である。

ここでは海釜地形は見当たらない。

友ケ島水道

紀伊水道と大阪湾を結ぶ水道で，潮流流速は3.6ノットに達し，水深197m，深さ約130mの単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

大阪湾

友ケ島水道と明石海峡及び陸岸に囲まれた北東一南西方向約60km，北西一南東方向約30kmの楕円形の形状をなす海域である。水深は湾の東半部では30m以浅で，－10～－20mの平坦面の発達が著しいが，西半部は－30～－60mでやや深く，明石海峡東口周辺には沖ノ瀬などの砂堆地形が発達する。底質は友ケ島水道，明石海峡周辺で砂質であるほかは，全般的に泥質である。潮流は友ケ島水道，明石海峡周辺を除いて微弱で，西半部では最強時に1ノットをこえることがあるが，東半部では0.5ノット以下である。

ここでは海釜地形は見当たらない。

明石海峡

大阪湾と播磨灘を結ぶ海峡で潮流流速は7.1ノットに達し，水深148m，深さ約80mの単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

播磨灘

東及び南は明石海峡，鳴門海峡，西は岡山県前島と小豆島蕪埼を結ぶ線，小豆島地蔵埼と香川県馬ケ鼻を結ぶ線及び陸岸に囲まれた南北方向約60km，東西方向約55kmの海域である。水深は50m以浅で，－20～－40mの平坦面が広く発達し，明石海峡西口周辺では鹿ノ瀬，室津ノ瀬などの砂堆地形とサンドウェーブの発達が著しい。底質は明石海峡周辺，小豆島南側の水道の部分が砂質であるのを除き，全般的に泥質である。潮流は明石海峡周辺，小豆島北側及び南側の水道を除くほかは微弱である。

海釜の数は全体で11個で，水深60m・深さ20m以浅，長径2.0km未満の浅くて規模の小さい海釜のみである。タイプ別では灘岬型が多いが，家島諸島の島

Table 1 Summarization of Caldrons by sea areas

水深別

海域名 \ m	海峡単成型 ～50	50～100	100～	計	海峡双子型 ～50	50～100	100～	計	海峡中央型 計	海峡岬型 ～50	50～100	100～	計	灘岬型 ～50	50～100	100～	計	岬型計	総合計
紀伊水道				0				0	0				0				0	0	0
友ケ島水道		2	1	3			1	1	4		1		1				0	1	5
大阪湾				0				0	0				0				0	0	0
明石海峡		1	1	2				0	2			1	1				0	1	3
播磨灘	3			3	1			1	4				0	4	3		7	7	11
鳴門海峡	1			1			1	1	2				0				0	0	2
備讃瀬戸	12	12		24	2	6		8	32	16	10		26				0	26	58
備後灘	5			5				0	5				0	2			2	2	7
燧灘				0		1		1	1				0	17	3		20	20	21
来島海峡			1	1				0	1				0				0	0	1
安芸灘	7	24	4	35	3	3	3	9	44	1	17	4	22		2		2	24	68
広島湾	1	8		9	2	2		4	13	2	5		7	4	2		6	13	26
伊予灘		3	2	5	1		2	3	8		12	5	17		1		1	18	26
速吸瀬戸				0			2	2	2				0				0	0	2
周防灘	3			3		1		1	4	2			2		3		3	5	9
関門海峡	3			3				0	3	1			1				0	1	4
豊後水道			2	2				0	2			7	7				0	7	9
計	35	50	11	96	9	13	9	31	127	22	45	16	84	27	14	0	41	124	252

深さ別

海域名 \ m	海峡単成型 ～50	50～100	100～	計	海峡双子型 ～50	50～100	100～	計	海峡中央型 計	海峡岬型 ～50	50～100	100～	計	灘岬型 ～50	50～100	100～	計	岬型計	総合計
紀伊水道				0				0	0				0				0	0	0
友ケ島水道	2		1	3	1			1	4	1			1				0	1	5
大阪湾				0				0	0				0				0	0	0
明石海峡	1	1		2				0	2		1		1				0	1	3
播磨灘	3			3	1			1	4				0	7			7	7	11
鳴門海峡	1			1			1	1	2				0				0	0	2
備讃瀬戸	24			24	8			8	32	26			26				0	26	58
備後灘	5			5				0	5				0	2			2	2	7
燧灘				0	1			1	1				0	20			20	20	21
来島海峡		1		1				0	1				0				0	0	1
安芸灘	35			35	5	4		9	44	21	1		22	2			2	24	68
広島湾	9			9	4			4	13	7			7	6			6	13	26
伊予灘	4	1		5	3			3	8	16	1		17	1			1	18	26
速吸瀬戸				0		1	1	2	2				0				0	0	2
周防灘	3			3	1			1	4	2			2	3			3	5	9
関門海峡	3			3				0	3	1			1				0	1	4
豊後水道	1	1		2				0	2	4	3		7				0	7	9
計	91	4	1	96	24	5	2	31	127	78	6	0	84	41	0	0	41	124	252

Table 2 Main caldrons (in order of depth)

順位	海釜名称	深さ (m)	最大水深 (m)	大きさ (km)	最深部* (km)	最大流速** (ノット)	(方向)	海釜のタイプ
①	速吸瀬戸	約300 (北釜) 約200 (南釜)	460 365	8.0×5.0 10.0×5.5	北釜	5.7 4.8	NW SE	海峡双子型
②	鳴門海峡	約150 (北釜) 約100 (南釜)	216 164	3.6×1.5, 2.0×1.3 4.8×2.0	北釜	10.6 9.3	N S	〃
③	由良瀬戸	約130	197	10.5×2.6	北へ1.2	3.6 3.2	N S	海峡単成型
④	高島～関埼	約 80 (北釜) 約 90 (南釜)	201 193	4.0×2.5 5.5×2.5	北釜	3.4 4.4	NW SE	海峡双子型
⑤	明石海峡	約 80	148	19.0×3.0	西へ5.0	7.1 5.6	W E	海峡単成型
〃	来島海峡	約 80	162	11.0×1.2	南へ1.6	8.9 9.7	N S	〃
〃	諸島水道 (イガイ瀬戸)	約 80 約 50	180 144	1.5×0.9 3.0×1.8	南釜	(3.5) (3.5)	NW SE	海峡双子型
〃	鶴御埼	約 80	177	8.0×3.0		2.7 2.7	N S	海峡岬型
〃	保戸島	約 80	214	2.5×1.3				〃
⑩	クダコ水道	約 70 約 60	170 160	3.1×1.5 4.7×1.8	南釜	4.2 5.0	N S	海峡双子型
〃	怒和島水道	約 70 (北釜) 約 20 (南釜)	166 114	2.9×1.5 1.2×0.5	北釜	(4.5) (5.2)	N S	〃
⑫	轟木沖	約 60	114	6.3×0.8				海峡岬型
〃	二神島 ～屋代島	約 60	155	2.6×1.4	最狭部			海峡単成型
〃	戸島	約 60	161	4.5×0.8	最狭部	3.7 2.7	NNW SE	〃
〃	沖無垢島	約 60	189	2.3×0.9				海峡岬型
⑰	中ノ瀬戸	約 50	118 52	1.8×0.7 0.8×0.5	北釜	1.4 0.9	NW S	海峡双子型
〃	釣島水道	約 50	146	4.0×2.0		2.7 2.9	NE SW	海峡単成型
〃	大下島 アゴノ鼻	約 50	122	1.0×1.0				海峡岬型
〃	大畠瀬戸	約 50	74	1.8×0.7		6.8 6.9	W E	海峡単成型
〃	片島東方	約 50	152	1.9×1.1				海峡岬型

* 海峡単成型の数字は海峡最狭部からの距離

** 流速の（ ）内数字は大潮平均流速を示す

Table 3 Main caldrons (in order of velocity of tidal current)

順位	海釜名称	最大流速		海釜（m）		海釜のタイプ
		ノット	方向	水深	深さ	
①	鳴門海峡	10.6	N	216	約150	海峡双子型
		9.3	S	164	約100	
②	来島海峡	8.9	N	162	約 80	海峡単成型
		9.7	S			
③	船折瀬戸	9.0	NE	60	約 20	〃
	（宮ノ窪瀬戸）	9.0	SW			
④	関門海峡	8.5	NE	47	約 30	〃
		6.5	SW			
⑤	明石海峡	7.1	W	148	約 80	〃
		5.6	E			
⑥	大畠瀬戸	6.9	E	74	約 50	〃
		6.8	W			
⑦	鼻栗瀬戸	6.3	NE	46	約 20	〃
		6.3	SW			
⑧	ミルガ瀬戸	6.0	N	120	約 20	海峡双子型
		6.0	S			
⑨	速吸瀬戸	5.7	NW	460	約300	〃
		4.8	SE	365	約200	
⑩	青木瀬戸	5.6	NE	56	約 20	海峡単成型
		5.6	SW			
⑪	クダコ瀬戸	5.4	N	160	約 60	海峡双子型
		4.7	S	170	約 70	
⑫	怒和島水道	5.2	N	166	約 70	〃
		4.5	S	114	約 20	
⑬	伯方瀬戸	5.0	N	96	約 50	海峡単成型
		5.0	S			
⑭	高浜瀬戸	5.0	N	79	約 30	〃
		5.0	S			
⑮	上蒲刈島～豊島	4.8	N	80	約 30	海峡双子型
		4.3	S	48	約 10	
⑯	猫瀬戸	4.6	W	128	約 60	海峡単成型
		3.1	E			
⑰	布刈瀬戸	4.4	NW	54	約 10	〃
		4.4	SE			
⑱	高島～関埼	4.4	SE	201	約 80	海峡双子型
		3.4	NW	193	約 90	
⑲	加茂ケ瀬戸	3.8	W	52	約 20	〃
		3.5	E	50	約 20	
⑳	玉野～井島	3.8	SSW	66	約 30	海峡単成型
		3.0	NNE			

嶼間，牛窓瀬戸では小規模な海峡単成型の海釜もみられる。

鳴門海峡

播磨灘と紀伊水道を結ぶ海峡で，潮流流速は10.6ノットに達し，水深216m・深さ約150m，水深164m・深さ約80mの双子型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

備讃瀬戸

東は播磨灘，西は岡山県笠岡御埼から塩飽諸島大飛島を経て香川県三埼を結ぶ線，及び陸岸に囲まれた東西方向約65km，南北方向約10～20kmの海域である。本州と四国より陸地が張り出し，海域の幅が狭くなる東西に細長い瀬戸で，小豆島，豊島，直島，塩飽諸島などの備讃諸島の島々が散在する。備讃瀬戸の水深は，海釜の部分を除くと30m以浅であるが，島嶼が複雑に分布し，海底も変化に富む。潮流はほぼ東西方向で，最大流速は3ノットをこえ，島や浅瀬が散在するため，複雑な変化を示す。

海釜の数は全体で58個で安芸灘に次いで多いが，水深，深さはそれぞれ100m・40m以浅である。タイプ別では海峡単成型と海峡岬型がほぼ同数で，瀬戸中央の単成型海釜は東西方向の方向性を有して連続的に分布することが多く，瀬戸に突出する岬の先端の岬型海釜は比較的規模が大きい。

備後灘

東は備讃瀬戸，西は広島県向島から弓削島の東縁を結ぶ線，南側は香川県三埼から34° 15.5′N線に沿って西へ弓削島まで延ばした線及び陸岸に囲まれた南北方向約15km，東西方向約40kmの海域である。水深は30m以浅の海域がほとんどで，－10～－30mの平坦面が広く発達する。底質は北部島嶼域を除くとおおむね泥質である。潮流は北部の島嶼間の水道を除くと微弱で，最大流速も1ノット以下である。

海釜の数は全体で7個で，水深，深さはそれぞれ30m・10m以浅，長径2km未満の小規模なもののみである。タイプ別では海峡単成型と灘岬型がみられる。

燧灘

北は備後灘，西は芸予諸島の東縁及び陸岸に囲まれた南北方向約25km，東西方向約50kmの大きな湾の形状をなす海域である。水深はほぼ30m以浅で，－10～－30mの平坦面が広く発達し，底質は全般的に泥質である。潮流は来島海峡周辺及び島嶼周辺を除けば，微弱で最大流速は1ノットをこえない。

海釜の数は全体で21個で，ほとんどが水深50m・深さ10m以浅，長径2km未満の規模が小さいものである。タイプ別では四阪島の島嶼間の海釜を除き，全て灘岬型で，島の南北両側に2つの岬型海釜を持つものもある。

来島海峡

燧灘と安芸灘を結ぶ海峡で，潮流流速は9.7ノットに達し，水深162m，深さ約80mの帯状の単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

安芸灘

東は備後灘，燧灘，西及び南は倉橋島東縁（音戸瀬戸）と倉橋島城岸鼻から諸島水道情島，興居島を通り，松山市仁堀を結ぶ線及び陸岸で囲まれた東西約50km，南北約25kmの海域である。灘の北部には因島，大島，大三島，大崎上島・下島，蒲刈島などから成る芸予諸島の島々が散在するが，南部には比較的広い海域がみられる。伊予灘との境界には津和地島，怒和島，中島などの島嶼が配置し，この間を諸島・怒和島・クダコ・釣島などの水道が櫛状に配列する。水深はおおむね50m以浅で比較的浅いが，前述の灘と灘を結ぶ水道の海釜では水深は100m，深さはおおむね50mをこえる。底質は北部島嶼間の海峡域では岩や砂礫が，南部の広い海域では砂が広く分布する。潮流は灘南部の広い海域では，一般に北東—南西方向の流れで，最大流速は2ノット前後であるが，北部の芸予諸島内では，複雑な地形を反映して潮流も複雑であり，宮ノ窪瀬戸の舟折瀬戸（別名，有津（あろうず）瀬戸）や荒神瀬戸では8～9ノットに達し，灘と灘を結ぶ諸島・怒和島・クダコの各水道では5～6ノットに達する。

海釜の数は全体で68個で瀬戸内海で最も多く，水深50～100m，深さ10～30mの海釜が多いが，水深100

m・深さ30m以深の海釜も10個をこえ，前述，各灘間の海釜は比較的規模が大きい。タイプ別では海峡単成型が最も多く海峡岬型がこれに続く。また，後述するように芸予諸島東部の島嶼間水道の潮流流速は，瀬戸内海有数であるが，ここでの海釜の規模は大きくない（Fig. 11）。

広島湾

東は安芸灘，南は防予諸島の情島，屋代島，大畠瀬戸及び陸岸に囲まれた東西約25km，南北約50kmの南北に長い海域である。水深はおおむね40m以浅で，－20～－30mの平坦面が発達する。底質は湾南部の水道周辺で砂礫質であるのを除き，おおむね泥質である。潮流は湾口～湾奥間の南北方向の流れで，湾口の水道域，北部島嶼間の海峡を除くと微弱で，最大流速は1ノット以下である。

海釜の数は全体で26個で，水深100m・深さ20m以浅の規模の小さいものが多い。タイプ別では海峡単成型が多いが，その他のタイプもほぼ同数づつみられる。北部島嶼間の音戸，早瀬瀬戸などは潮流が速く，双子型の海釜がみられるが，水深，深さはそれぞれほぼ40m・20m以浅で規模も小さい。大畠瀬戸も最大流速は6.9ノットと大きいが，海釜の深さは約50mと大きくない（Fig. 11）。

伊予灘

北は安芸灘，広島湾，西は上関海峡，祝島，姫島を経て大分県国東半島住吉埼を結ぶ線，南は速吸瀬戸及び陸岸に囲まれる北東―南西方向約90km，北西―南東方向約40kmの北東―南西方向に長い海域である。灘の北部には平郡島，長島などの島嶼も見られるが，伊予灘は広い海域で特色づけられる。水深は豊後水道，紀伊水道に次いで大きいが，大半は70m以浅である。底質はおおむね砂質であるが，速吸瀬戸周辺では砂礫質となる。潮流は北部の島嶼付近を除くと，一般に北東―南西方向の流れで最大流速は1～1.5ノットである。

海釜の数は全体で26個で，水深50～100m，深さ10～30mの海釜が多いが，深さが30mをこえるものも5個ある。タイプ別では岬型が多い。

速吸瀬戸

伊予灘と豊後水道を結ぶ瀬戸で，潮流流速は5.7ノットに達し，水深460m・深さ約300m，水深365m・深さ約200mの双子型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

周防灘

東は伊予灘，西は関門海峡及び陸岸に囲まれた東西方向約100km，南北方向約40kmの東西に長い海域である。北部には笠戸島，黒髪島などの島嶼もみられるが，周防灘は広い海域で特色づけられる。水深はおおむね50m以浅で－10～－20m平坦面が広く発達する。底質は北部島嶼周辺，関門海峡周辺が砂礫質であるのを除くと，おおむね泥質である。潮流は一般に東西方向の流れで，関門海峡周辺を除くと流速は小さく，最強でも1.5ノットをこえない。

海釜の数は全体で9個で，水深50m・深さ10m以浅，長径3.0km未満の小規模なものが多い。タイプ別では灘北部の島嶼間のものは海峡単成型，灘中央のものは灘岬型である。

関門海峡

周防灘と響灘（日本海）を結ぶ海峡で，潮流流速は8.5ノットに達し，水深47m，深さ約30mの単成型海釜が発達する。詳細は第6章に記載する。

豊後水道

四国西岸と九州東岸の間の水道で，南は愛媛県高茂埼と大分県鶴御埼を結ぶ線，北は速吸瀬戸に囲まれる東西方向約35km，南北方向約50kmの海域である。水道両岸はリアス式海岸をなし，水深は海釜の部分を除くと100m以浅である。潮流は一般に南北方向に流れ，速吸瀬戸周辺では両側から突出する佐田岬，関埼により急速に収束され流速を増す。当水道は紀伊水道同様外海と内海の境界域に当たり，流れは海流の影響を受け複雑である。

海釜の数は全体で9個で，水深は全て100m以深で，深さは約半数が50mをこえ，とくに水道西岸の海釜は深い。タイプ別ではほとんどが海峡岬型である。

2）瀬戸内海全般の海釜の特色

潮流が卓越する瀬戸内海では多数の海釜がみられ，規模や形状は多様であるが，海峡域，灘域等により固有の特色がみられる。最初に海釜の深さと潮流流速の関係を議論し，続いて瀬戸内海全般の海釜の特色及び海峡域・灘域ごとの特色を述べる。

海釜の深さと潮流流速

Fig. 11には海釜の深さと潮流流速の関係を示した。この図によると，全般的には必ずしも対応が良いとはいえないが，潮流流速が大きい場合は，概して海釜の深さは大きい傾向にあり，流速が5～6ノット以下，深さが50～60m以下に着目すると，破線で示すような楕円形内に集中し，比較的対応が良い。鳴門・明石・来島海峡の海釜は，ほぼこの楕円の延長上に位置しているが，舟折瀬戸・関門海峡や速吸・由良瀬戸，鶴御埼の海釜はこの楕円の延長から大きくはずれ，前者は流速の割に海釜の深さは小さく，後者は流速の割に海釜の深さが大きいことを示す。また，海釜を海峡中央型と岬型に分類してみると，岬型は図上で左側に偏っていて，潮流流速が小さいところに形成されていることが分かる。

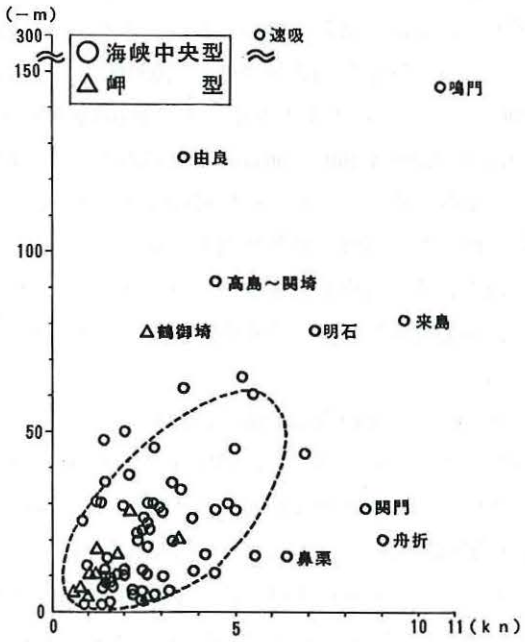


Fig. 11 Depth of caldrons and tidal current velocities

全般的特色

○海釜の総数は約250個で，島嶼が多く分布する海域ほど多く，①安芸灘，②備讃瀬戸，③広島湾，③伊予灘，⑤燧灘の順である（Fig. 10b, c, Table 1）。

○海釜の分布位置は海峡周辺が圧倒的に多いが，広い灘の海域にもみられる（Fig. 8，Fig. 10a）。

○深さが大で規模が大きい海釜は，灘と灘（広い湾，水道を含む）を結ぶ海峡（友ケ島水道，明石海峡，鳴門海峡，来島海峡，諸島・怒和島水道，速吸瀬戸ほか）に位置することが多い（Fig. 10c，Table 2）。

○深さが50m以深の海釜は，灘と灘を結ぶ海峡に位置するもの以外は，安芸灘，伊予灘及び豊後水道に限られる（Fig. 10c）。

○海釜をタイプ別にみると，海峡単成型が最も多く，海峡岬型がこれに次ぎ，深さが大で規模が大きい海釜は海峡双子型が多い（Fig. 10a, Table 2）。

○潮流流速の大きい海峡の海釜は概して深さが大であるが，潮流流速が大きいにも関わらず深さが小さい海釜もある（舟折瀬戸，鼻栗瀬戸，大畠瀬戸，関門海峡；Fig. 11，Table 3）。

○速吸瀬戸海釜（北釜；水深460m，深さ約300m，約8×5km，南釜；水深365m，深さ約200m，約10×5.5km）は，津軽海峡西口の松前海釜（水深450m，深さ約300m，約15×14km）と並ぶ日本沿岸のみならず世界最大規模の海釜である。一方，長さの点では，明石海峡海釜（約20km）が日本沿岸最長である。

海峡域の海釜

○海峡最狭部に位置するものと海峡周辺に位置するものがあり，前者には深みが海峡に沿って細長く横たわる場合（単成型）と，海峡最狭部を挟んで深みが2つある場合（双子型）があり，後者は海峡出口付近の岬や島の先端部にみられる（岬型）。

○単成型海釜の形状は楕円形，長楕円形，帯状で

あり，長楕円形，帯状をなす場合は，複数の深みがじゅず状に連なる場合が多い（明石海峡，来島海峡，大畠瀬戸ほか）。

○単成型海釜の最深部は，おおむね海峡最狭部にみられるが，詳細にみると最狭部より多少ズレていて，この場合，反復する潮流のうち，流速が大きい流れの下流側（流向側）にズレていることが多い（由良瀬戸，明石海峡，関門海峡ほか）。

○単成型海釜でも海峡最狭部付近に着目すると，最狭部を挟んで2つの深みがあり，双子型的な様相を呈するものがある（来島海峡，関門海峡ほか）。

○島嶼間の海釜では，水道の形状に支配されて，帯状の深みが蛇行する場合（伯方瀬戸～大三島・大崎上島，宮ノ窪瀬戸～鼻栗瀬戸ほか），水道の会合に合わせてY字形をなす場合（児島半島～直島ほか），水道の会合部に形成される場合（芸予諸島生名島～赤穂根島周辺ほか）などがある。

○双子型海釜では，2つの深みの深さや形状は非対称であることが多く，反復する潮流のうち流速が大きい流れの下流側（流向側）に深い深みが形成されていることが多い（鳴門海峡，怒和島水道，速吸瀬戸ほか）。

○双子型海釜では，一方の海釜が2つの深みを持つ双頭の場合（鳴門海峡，諸島水道とイガイ瀬戸・ミルガ瀬戸，クダコ水道，速吸瀬戸高島～関埼ほか），双子型海釜が並んで配列している場合（速吸瀬戸，備讃瀬戸与島～坂出間ほか）や，双子型海釜の一方の海釜が別の双子型海釜の一方の海釜をなしている場合がある（来島海峡中水道・東水道，ミルガ瀬戸と諸島水道・串ケ瀬瀬戸ほか）。

○岬型海釜は一般に深さが小で，規模が小さいが，海峡域の岬型海釜には深さが50mをこえる規模の大きいものもある（豊後水道）。

<u>灘域の海釜</u>

○灘域にみられる海釜は全て岬型で，深さ20m以浅の小規模なものが多い（Fig. 10a，Table 1）。

○岬型海釜の深みは全て1つで，形状は三日月形をなすものが多い。

○灘岬型の海釜は，全て島の周囲にみられ，島の両側に2つの海釜がみられる場合もある（燧灘高井神島・魚島ほか）。

6．主要海釜の地形・地質，潮流等の概要とその形成過程

主要な海釜について，地形，底質，潮流，音波探査記録の解析結果等について記載するとともに，それらに基づいて各海釜の成因・形成時期等について考察する。

なお，本論で用いた音波探査機器は，磁歪振動式音波探査機のソノプローブ（一部海域ではソノストレーター）と放電式音波探査機のスパーカー（一部海域ではジオソーナー）である。ソノプローブは卓越周波数，3kHz，送信出力，36ジュールで分解能に優れ，浅海域の海底下数10mの表層堆積層の微細な堆積構造などの解析に適しているが，音波の減衰が激しく，深部の情報を得ることができない。一方，スパーカーは卓越周波数，200～1,000Hz，送信出力，200ジュールで出力が大きく，水深数100m程度までの海域の海底下100～200mの基盤岩石などの深部構造の解析に優れているが，分解能が劣るため，表層堆積層などの詳細な解析は困難である。

以下に述べる堆積層基底は，ソノプローブ記録上で音響的特性に基づいて地層を区分して求めたものである。

すなわち，瀬戸内海の灘（湾）のソノプローブの記録では，一般に最上位に層厚10～30mの白くぬけた透明ないし不透明な地層がみられ，やや明瞭な内部反射面によって，さらに2～3層に区分できることもある。この層の下位には，上位層と比較的明瞭に区別でき，上面のみが反射層としてとらえられる，黒っぽい不透明な地層がみられる（Fig. 12）。この白くぬけた上位層が堆積層，下位の黒色の不透明層が

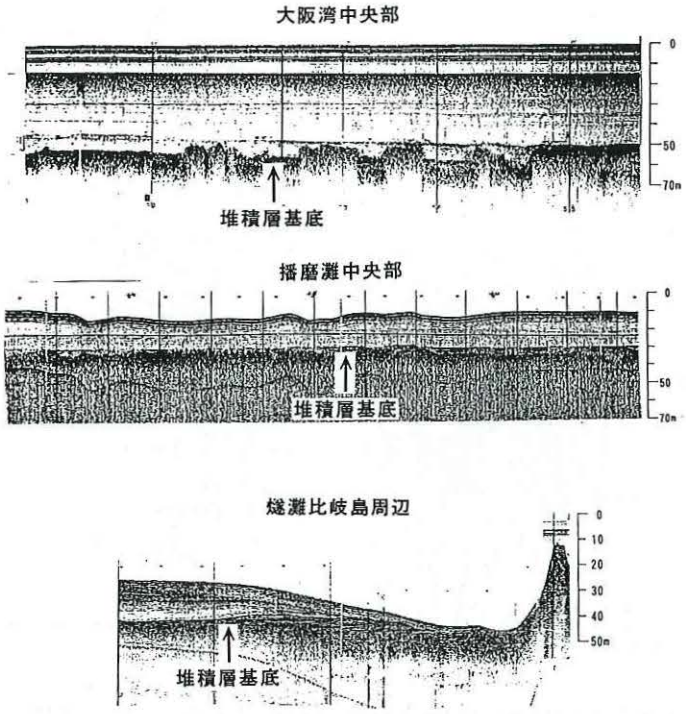


Fig. 12 Typical examples of acoustic records (Sonoprobe) in the Nada (sea basin) and Bay area

堆積層基底である。この黒色の顕著な反射面は，砂が厚く堆積する砂堆地形下や堆積層の厚い沿岸域などでは識別が困難な場合もあるが，海峡周辺や侵食地形域では直接海底に現れるなど，比較的広範囲に亘って追跡することができる。以下で述べる堆積層基底の深度分布は，このようにして追跡した面の深さを等値線で結んだものであるが，海釜周辺等では，この面は侵食されているので，厳密には堆積層の基底を示していない。

(1) 友ケ島水道

友ケ島水道は，紀伊水道と大阪湾を結ぶ幅約10km の海峡で，沖ノ島，地ノ島により由良瀬戸，中ノ瀬戸，加太瀬戸の３つの瀬戸に分けられ，それぞれに海釜が発達する。最も規模が大きいのは，幅約3.7km の由良瀬戸にある海釜で，長径10.5km，短径2.6km の長方形の形状をなす単成型海釜である。最深部は海峡最狭部の北約1.2kmにあり，水深197m，深さ約130 m である。中ノ瀬戸には双子型海釜がみられ，北釜は水深118m，深さ約50m，南釜は水深52m，深さ約10m で，この海釜の北側の地ノ島北方には水深83m，深さ約15m の海釜がみられる。加太瀬戸には大阪湾側に水深72m，深さ約20m の最深部を持つ海釜が発達し，また，淡路島の洲本沖には水深52m，深さ約10m の浅い岬型の海釜が発達する（Fig. 13a)。

底質は，島の周辺及び海釜底の一部には岩が露出するが，海釜底の大部分や海釜周辺には礫が広く分布し，その外側には砂，泥が分布する (Fig. 13b)。海釜周辺から採取される礫は，最大径約10cm の円礫で，大部分は砂岩であり，砂礫堆積物は多くの貝殻片を含んでいる（海上保安庁，1976)。

潮流は３瀬戸とも南北流で，由良瀬戸が最も速く，最大流速は北流が3.6ノット，南流が3.2ノットとなっている (Fig. 13c)。

Fig. 13d は，各海釜の音波探査（ソノプローブ）の記録である。ここでは，地層は音響的にＡ～Ｃの３層に区分することができるが，洲本沖海釜を除く由良瀬戸，中ノ瀬戸，地ノ島北方，加太瀬戸の海釜は，水平あるいは傾斜するこれらの地層を切って発

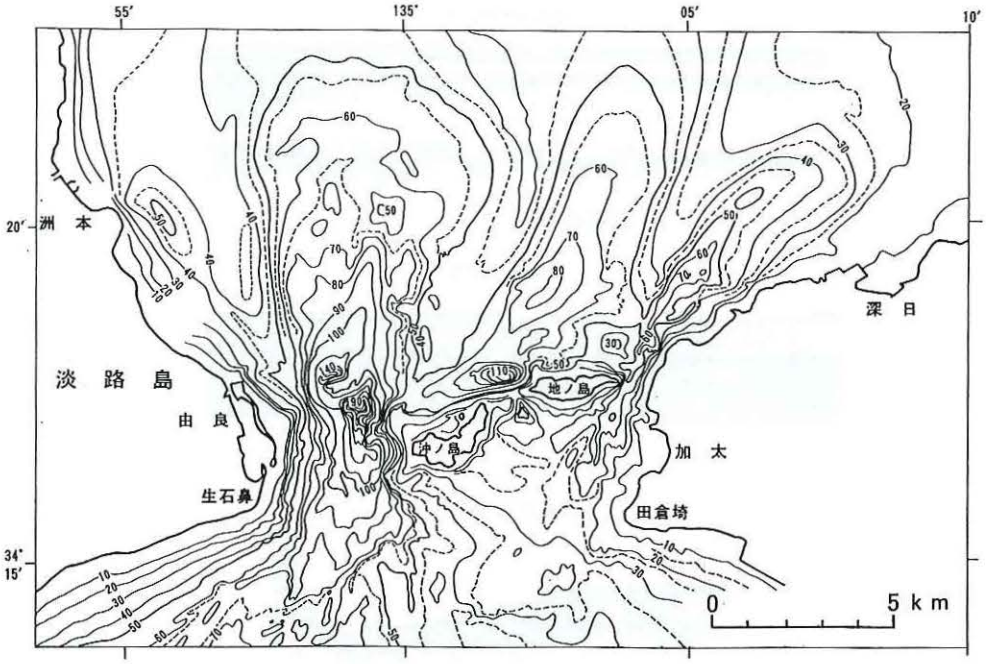


Fig.13a Caldrons in the vicinity of the Tomogashima Strait

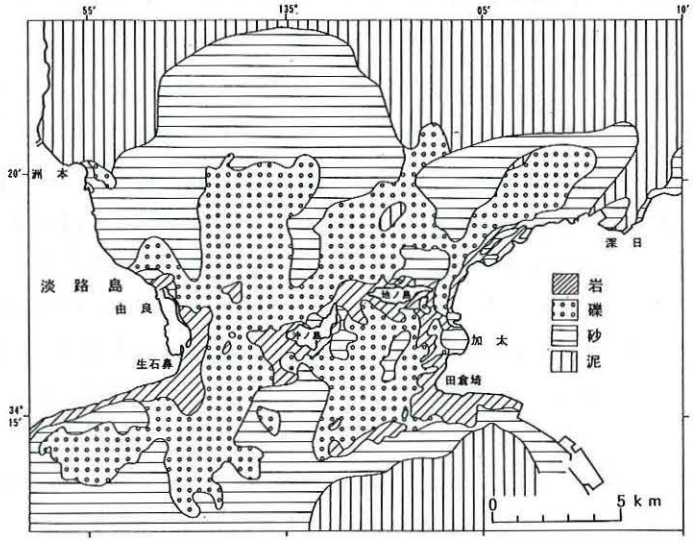


Fig.13b Bottom quality in the vicinity of the Tomogashima Strait

達していることを示している。一方，洲本沖海釜は，堆積層基底面上への堆積物の堆積過程において，潮流の堆積妨害による埋め残しにより海釜が形成されたことを示している。なお，C層は，早川ほか(1964)，鎌田(1965)からすると，白亜紀の和泉層群である。

Fig. 13e は，音波探査記録からまとめた友ケ島水道周辺の堆積層基底の深度分布である。水道両側には－60～－70 m 面が広がり，海釜はこの面を切って発達している。堆積層基底面については，第 8 章で述べるが，この面はこの海域に海が侵入する以前の陸上地形面で，沖積層基底面に相当すると考えられる。

海釜の成因については，最終氷期の瀬戸内海の陸上時代の河谷の埋め残しとする考えがある（たとえば星野・岩淵,1963)。当時の水系については第７章で述べるが，このうちの東水系[9]が，由良瀬戸を経由して紀伊水道に向かって流れていて，海釜はこの河谷が埋め残されたというものである。しかし，海釜水深は，洲本沖の海釜を除けば堆積層基底（沖積層基底）の深度をはるかに下回っているので，これらの海釜がかっての河谷と考えることはできず，潮流侵食によって形成されたものと考えざるを得ない（八島，1989c)。しかし，新旧海図の水深を比較[10]すると，由良瀬戸海釜の東側の部分は深化傾向にあるものの，北部や南部では浅化傾向もみられ（海上保安庁，1976)，海釜の形成は現海水準に達するより以前に遡る可能性のあることを示唆する。この場合，当然のことながら，海釜形成は海峡の成立以降であり，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において，海水準が－60ｍ以浅に達して以降と考えられる。海峡成立の絶対年代は，小野寺・大嶋(1983)によれば，大阪湾内の泥炭層や泥炭層を不整合に覆う地層から採取されたマガキの年代測定結果から，今から13,000年前ということになる。

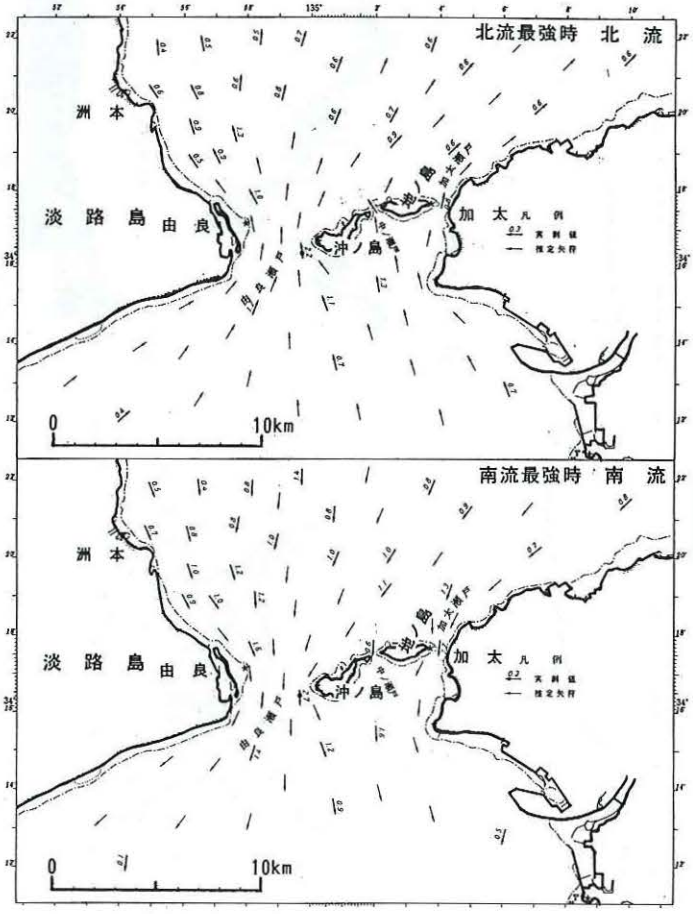


Fig.13c Tidal currents in the vicinity of the Tomogashima Strait

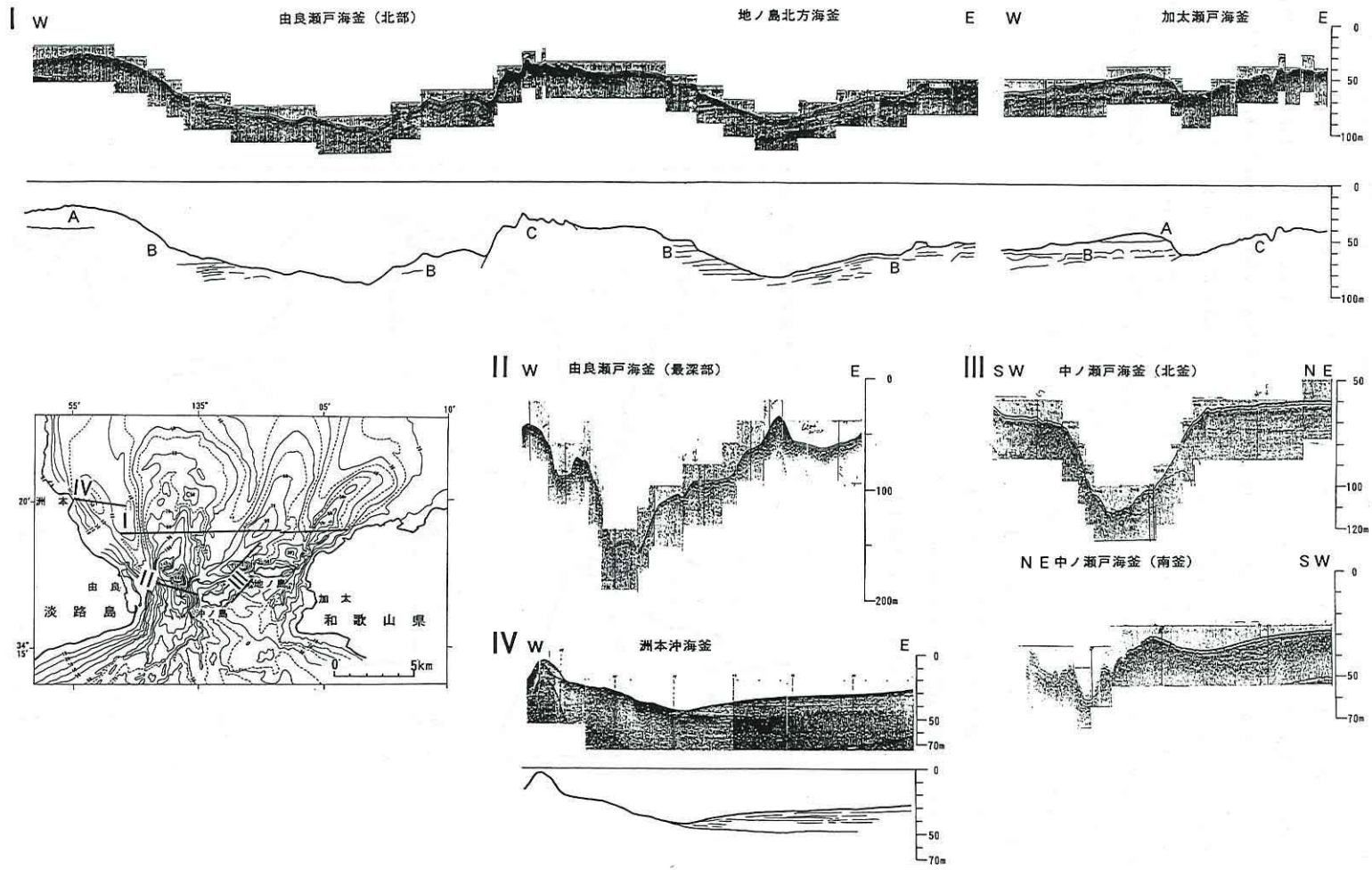


Fig. 13d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Tomogashima Strait

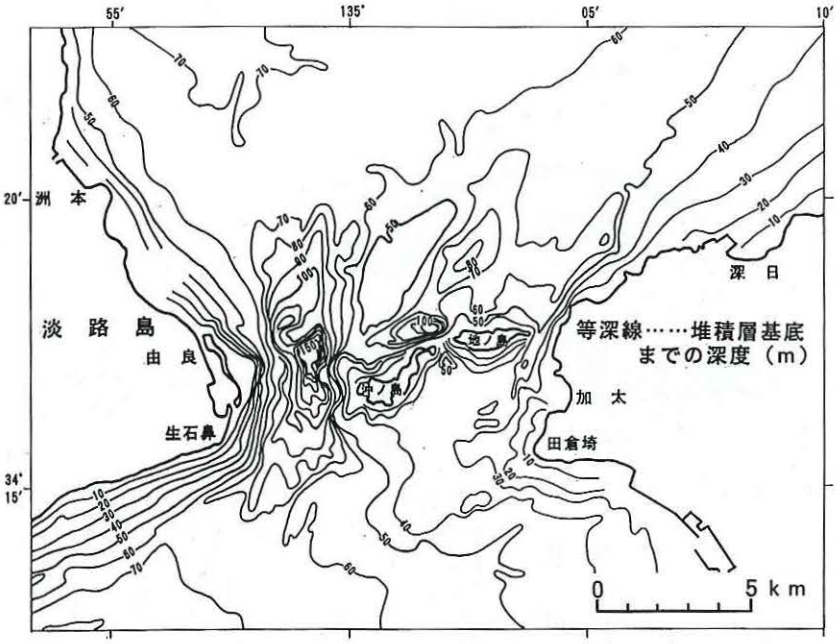


Fig. 13e Base of sediment layers in the vicinity of the Tomogashima Strait

(2) 明石海峡

明石海峡は大阪湾と播磨灘を結ぶ海峡で，ここを日本沿岸最長の全長約19km，幅約1km，水深約100m，深さ約40mの帯状の細長い単成型海釜が走り抜ける。詳細にみると，この海釜は，海峡中央を走り抜けるもの，江崎沖の海岸線に平行に走るもの，轟木沖の東西方向のものの3つの部分に分けられる。海釜の最深部は，海峡最狭部[11]の西約5.0kmの林崎沖にあり，水深148m，深さ80mである（Fig. 14a)。

底質は，海峡最狭部では岩が露出し，この部分から外側に向かって礫，砂，泥の順に分布する（Fig. 14b)。海釜周辺から採取される礫は，周辺陸上の段丘礫層，大阪層群の礫層と同じ礫が主体をなし，最大径10数cmの亜円礫である。また，海釜斜面等からはしばしば獣化石が採取されるが，その表面にはサンドペーパーで磨いたような摩擦痕が観察され，流れにより砂礫が化石の表面を洗い続けていることを示唆しているようである。

潮流は東西流で，両者の最強流域は海峡最狭部付近の，中央部よりやや淡路島寄りにみられ，東流，西流それぞれの最大流速は，5.6ノット，7.1ノットに達し，西流の方が速い（Fig. 14c)。

Fig. 14dは各海釜の音波探査（ソノプローブ）の記録である。海峡最狭部付近では，海底面下の情報は余り得られないが，−10〜−20m，−30〜−50m，−100m前後の3つの平坦面が識別される。本州四国連絡橋建設の調査結果（伊崎・金子，1960，建設省道路局・近畿地方建設局，1970ほか）によって，−30〜−50m面には大阪層群の地層が，−100m前後の海釜底には基盤をなす白亜紀の花崗岩類が露出し，花崗岩類を中心に，東西両翼に向かって中新世の神戸層群，鮮新〜更新世の大阪層群明石累層と，次第に若い地層が分布し，背斜構造を持っていることが確認されている。海釜最深部のある林崎沖の断面（I）では，海岸線近くは−10m以浅の平坦面であるが，水平な層理を切って形成される急崖の基部に，海釜最深部が形成されている。海峡東口の断面(IV)では，海底面下の情報が比較的得られ，海釜は水平ないし，やや傾斜した地層を切り，海釜に隣接して発達する砂堆地形の沖ノ瀬は，水平な堆積層基底面のうえに順次堆積物が堆積していった地形であることを示している（八島，1991b，1992)。江崎沖海釜

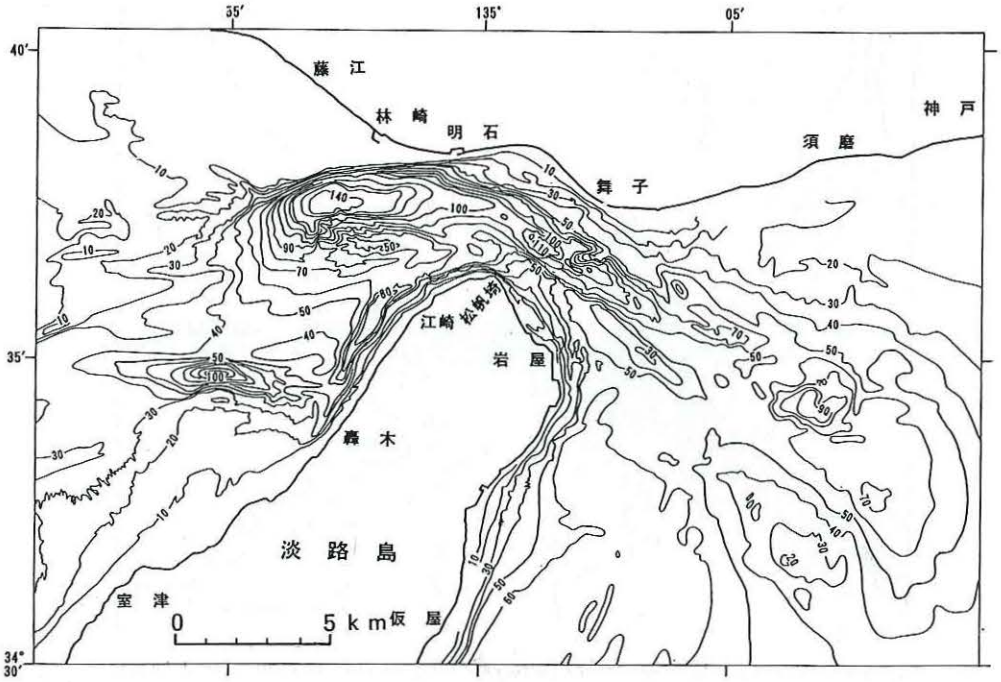


Fig. 14a Caldrons in the vicinity of the Akashi Strait

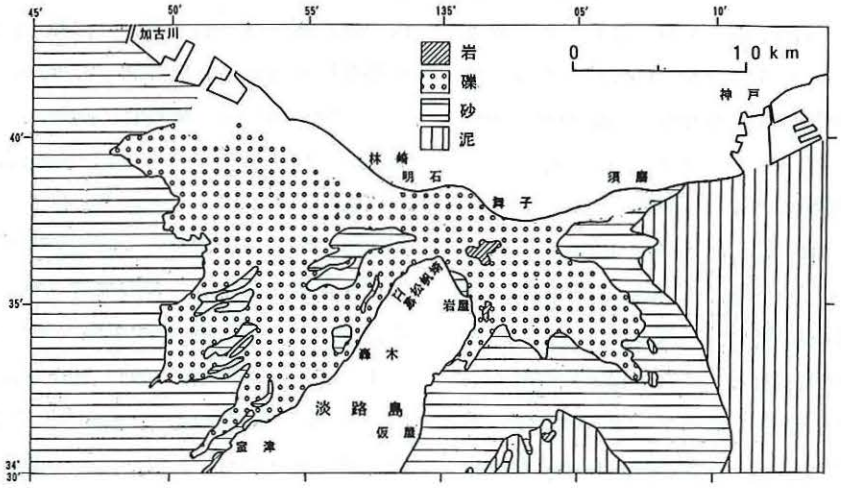


Fig. 14b Bottom quality in the vicinity of the Akashi Strait

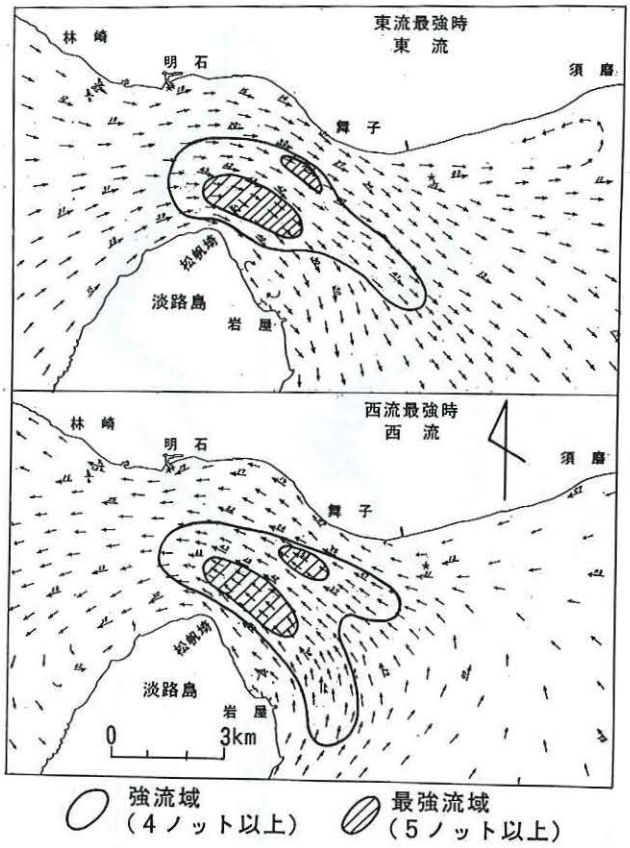


Fig. 14c Tidal currents in the vicinity of the Akashi Strait

（V），轟木沖海釜（VI）では海底面下の情報は余り得られないが，江崎沖海釜の淡路島寄り（SE 側）の斜面は急崖をなすことを示している。

明石海峡の海釜の成因については，海釜が六甲—淡路の背斜構造を横断していることから，先行性河谷が沈水したもの（吉川,1953，伊崎・金子,1960，茂木,1977ほか）と考えられている。しかし，筆者（八島,1991a,1992）は以下のように考えている。すなわち，音波探査による堆積層基底の深度（Fig. 14e）は，海峡の大阪湾側では－50～－60 m，海峡の播磨灘側では－30～－40 m 前後で，海釜底はこの深度よりはるかに深く，現在の海釜底が河谷底そのものと考えることはできない。先行性河谷が存在し，この谷に沿って海が侵入したことは事実と思われるが，海釜はその後，潮流により深く侵食されて形成されたものと考えざるを得ない。

成因は潮流侵食であるとして，潮流流速と海釜の分布の関係（Fig. 14f）をみる。海釜は，大潮平均流速が 2 ノット以上のところに分布する。海峡最狭部付近で流速は最大で，この部分に水深110 m の深みが形成されているなど，両者の関係はおおむね一致している。しかし，詳細にみると，林崎沖の海釜最深部は 4 ノット以上の強流域からハズれ，3 ノット以下の区域に位置している。江崎，轟木沖の海釜も同じく強流域からややズレて位置している。海峡西口海底に分布する地層は，直接確認されていないが，周辺陸上の地質等からすると大阪層群の地層が広く分布していると想定され，海釜の形成は rock control を反映したものとは考えにくい。また，淡路島周辺の地質構造は，北東—南西方向とこれに直交する方向であり（寒川,1990ほか），江崎沖の海釜を除くと構造的要因も考えにくい。

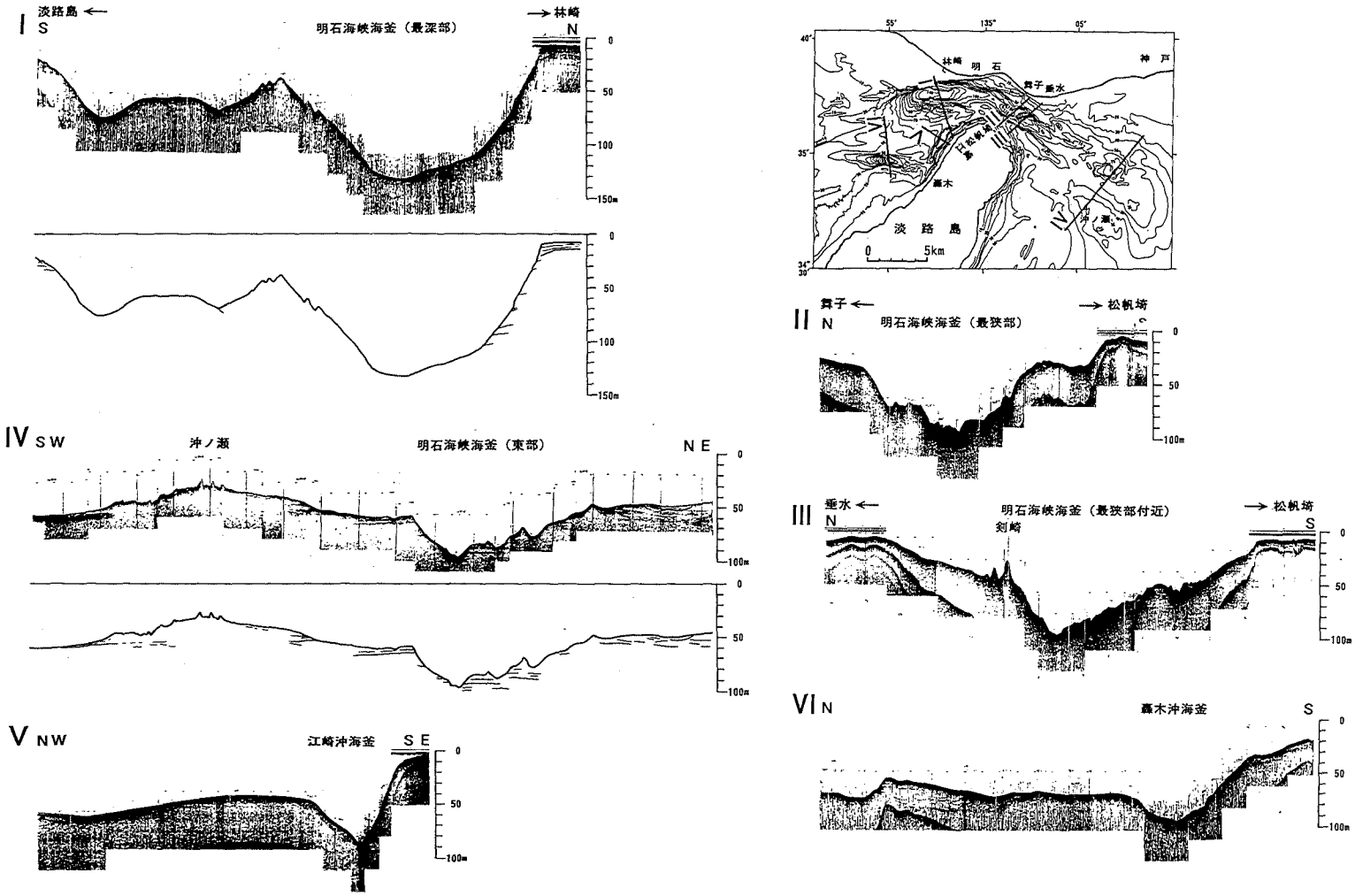


Fig.14d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Akashi Strait

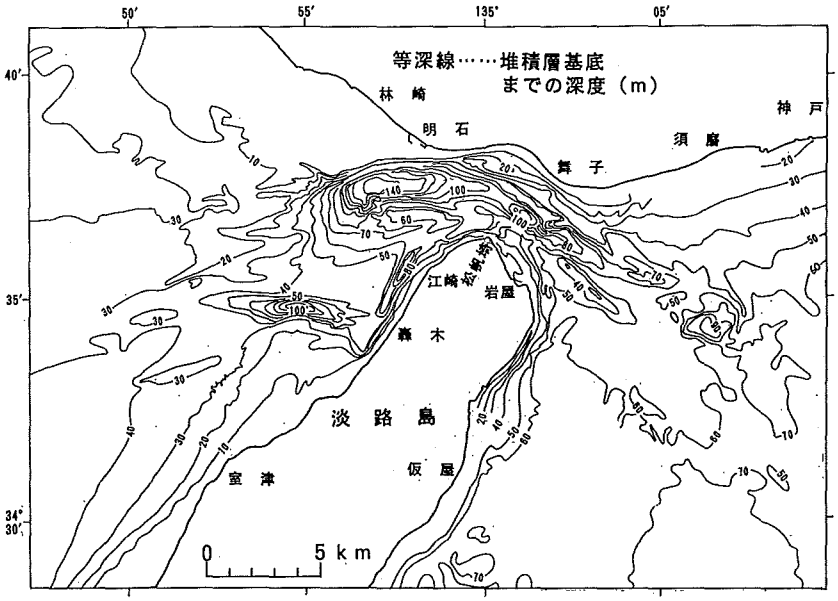


Fig. 14e Base of sediment layers in the vicinity of the Akashi Strait

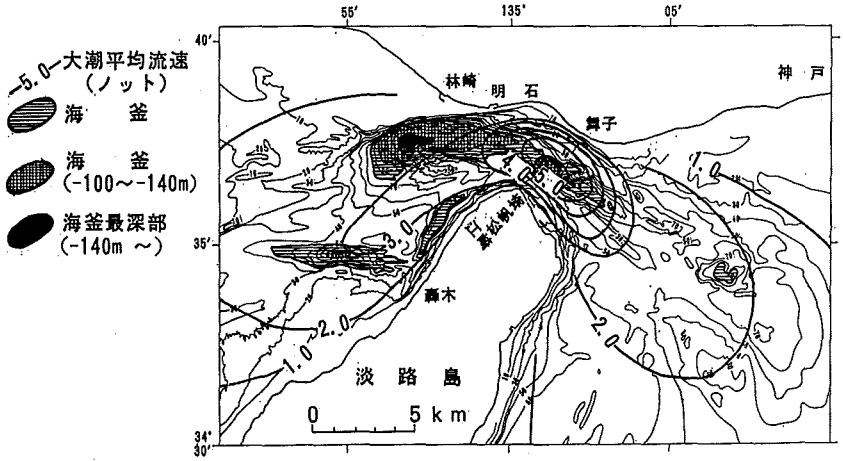


Fig. 14f Distribution of caldrons and velocity of tidal currents in the vicinity of the Akashi Strait

以上のことから，海峡最狭部付近は別にして，海釜最深部や轟木付近の海釜の形成時期は現海水準に達するより以前に遡って考えざるを得ない。明石海峡の成立は，前述堆積層基底の深度から，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において，海水準が－30m以浅に達して以降である。Fig. 14gには，海水準が－20m時代の海岸線を示した。この時代の海岸線の形状は，明石以西では海岸線が7～8km前進して広い平坦面[12]が現れるとともに轟木西方には岬状の地形が突出するなど，海岸線は現在とかなり異って，海峡は幅がもっと狭い折れ曲がった水路状の地形に変わる。このため，林崎沖の最深部付近は，大阪湾方向から直進する西流にとって，曲流河川の攻撃斜面と類似の地形配置となり，急崖と深い海釜を形成したのではなかろうか。一方，轟木沖は海峡入口に岬状地形が突出することになり，友ケ島水道洲

本沖，関門海峡部埼同様，岬型の海釜として形成されたのではなかろうか。

以上のことから，明石海峡の海釜の形成は，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において，海水準が－30m以浅となって明石海峡が成立した頃から始まり，海水準が－20m前後に達して本格化し，現在も進行中と考えられる。

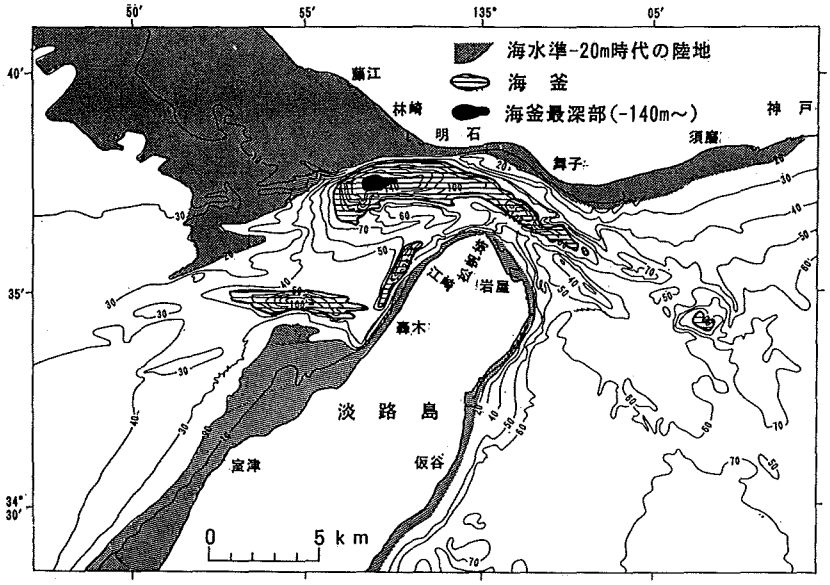


Fig. 14g Topography in the vicinity of the Akashi Strait in the period of 20m below the present sea level

(3) 鳴門海峡

鳴門海峡は，紀伊水道と播磨灘を結ぶ幅5～6kmの海峡で，淡路島と鳴門市大毛島から突出する2つの岬により，幅が約1.3kmに急減する。岬の延長の海底は鞍部地形をなし，最大水深は約60mである。この鞍部地形を挟んで，北釜(水深216m，深さ約150m)と南釜（水深164m，深さ約100m）が対をなし，双子型海釜をなす。南北両海釜は溝状凹地により結ばれ，北釜は双頭をなし，さらに東釜と西釜に別れる(Fig. 15a)。

底質は，海釜底や海釜斜面には岩や礫，その外側には砂，泥が分布する(Fig. 15b)。北釜の海釜底周辺からは長径約10cmの和泉層群砂岩の円礫が採取されているほか，径10～数10cmの付着物の少ない丸い大礫・巨礫が海底を埋めているのが確認[13]されている。また，海釜周辺から採取される砂礫堆積物は多数のフジツボの死骸や貝殻片を多く含み，礫の表面に生物が付着しているのはまれで，潮流により砂や貝殻片が激しく揺り動かされていることを示唆している。

潮流は南北流で，南流，北流はそれぞれ，9.3ノット，10.6ノットに達し，北流の方が速くその流速は日本沿岸最大である。なお海峡最狭部の南北両側には，交互に激しい渦や激潮[14]を生じる(Fig. 15c)。

Fig. 15d は海釜の音波探査（ソノプローブ）の記録で，ここでは地層はA～Cの3層に区分することができる。南釜の東側に隣接する砂堆地形は，明石

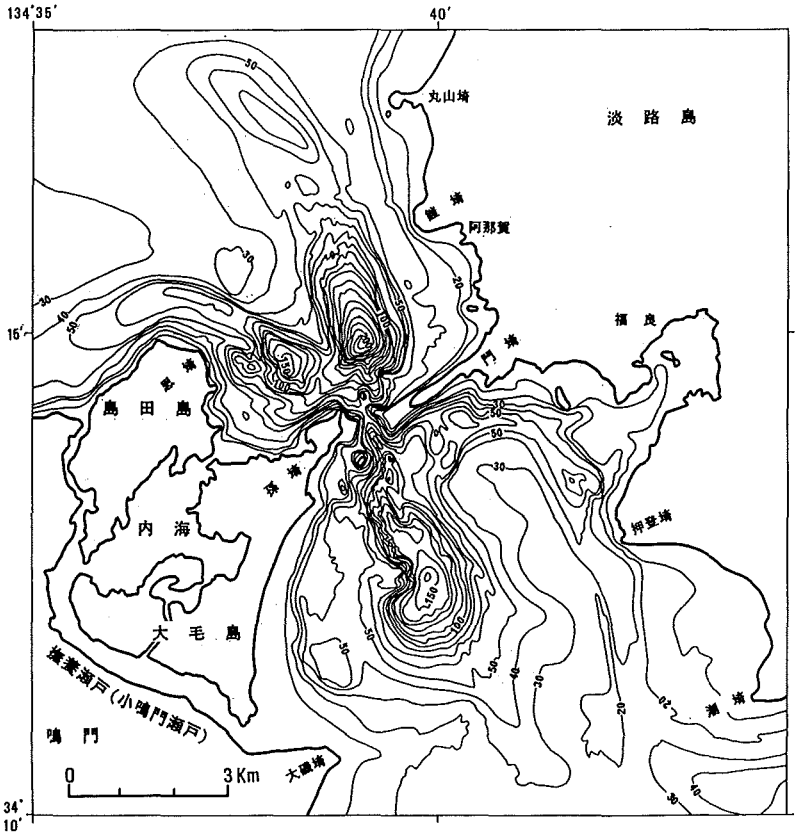


Fig. 15a Caldrons in the vicinity of the Naruto Strait

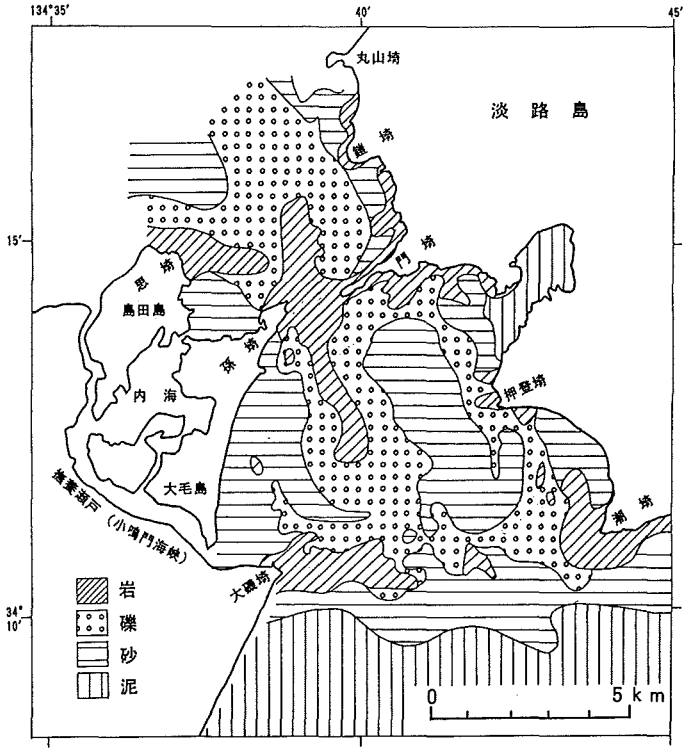


Fig. 15b Bottom quality in the vicinity of the Naruto Strait

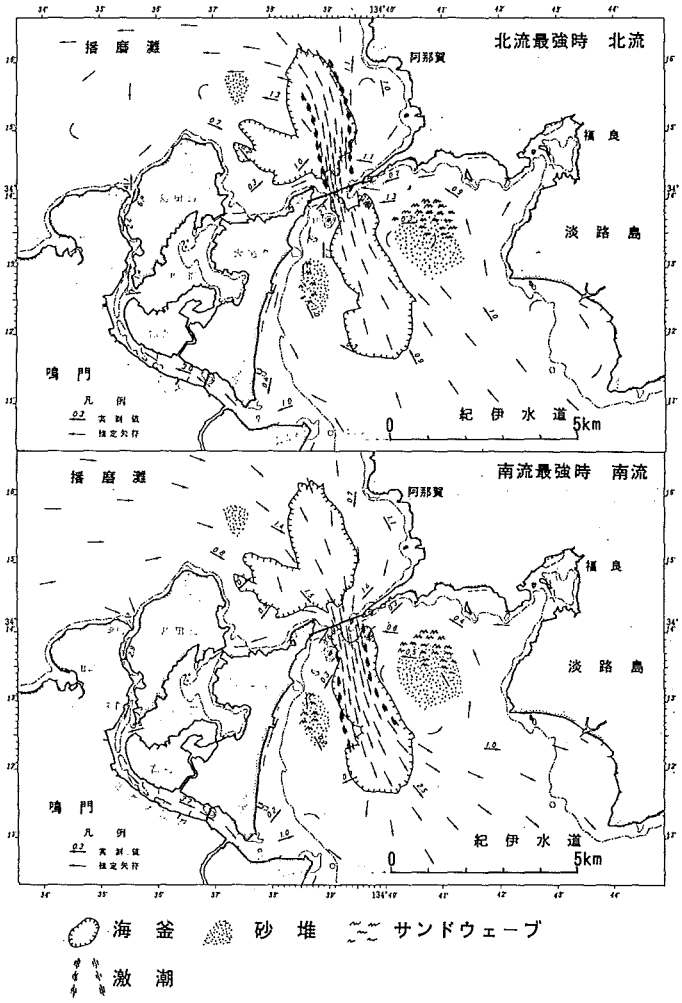


Fig. 15c Tidal currents and distribution of caldrons and sand banks in the vicinity of the Naruto Strait

海峡東口の沖ノ瀬同様，ほぼ水平な堆積層基底面上に順次，堆積物が堆積していった地形であることを示す。鳴門海峡周辺では，中央構造線と南北方向の断層[15]の存在が推定され，南釜の南側では，堆積層基底面が約2.5kmに亘って不連続であり，陸上部分での調査により求められる位置との関係からこの部分を中央構造線が通っていると推定される（Fig. 15d III)。Fig. 15e は音波探査記録からまとめた堆積層基底の深度分布で，海峡周辺には－40～－50m面が広く分布し，海釜はこの面を切って発達している。

鳴門海峡の海釜の成因や形成時期については，吉川(1953)，桑代(1959,1972)ほか報告は多いが，双子型海釜の形成機構や形成時期についての詳しい説明はなされていない。筆者(八島,1990,1992)は，鳴門海峡の大規模な双子型海釜は，以下のように絶好の潮汐・潮流条件，地形・地質条件が相俟って形成され，本格的な海釜の形成は明石海峡成立時に遡ると考えている。潮汐・潮流条件についてみると，鳴門海峡の潮流は，海峡を挟む最大1.3mに達する2つの灘の間の大きな水位差により生じる。本多(1907)，小倉(1922)によると，その要因は極めて特異で，瀬戸内海の潮浪進行特性によって，海峡を挟む2つの灘の潮位変化がほぼ逆位相になることによって生じている(Fig. 15f)。すなわち Ogura(1933)の瀬戸内海東部の潮浪進行図（Fig. 15g）から明らかなように，外海から紀伊水道を経て友ケ島水道へ入った潮

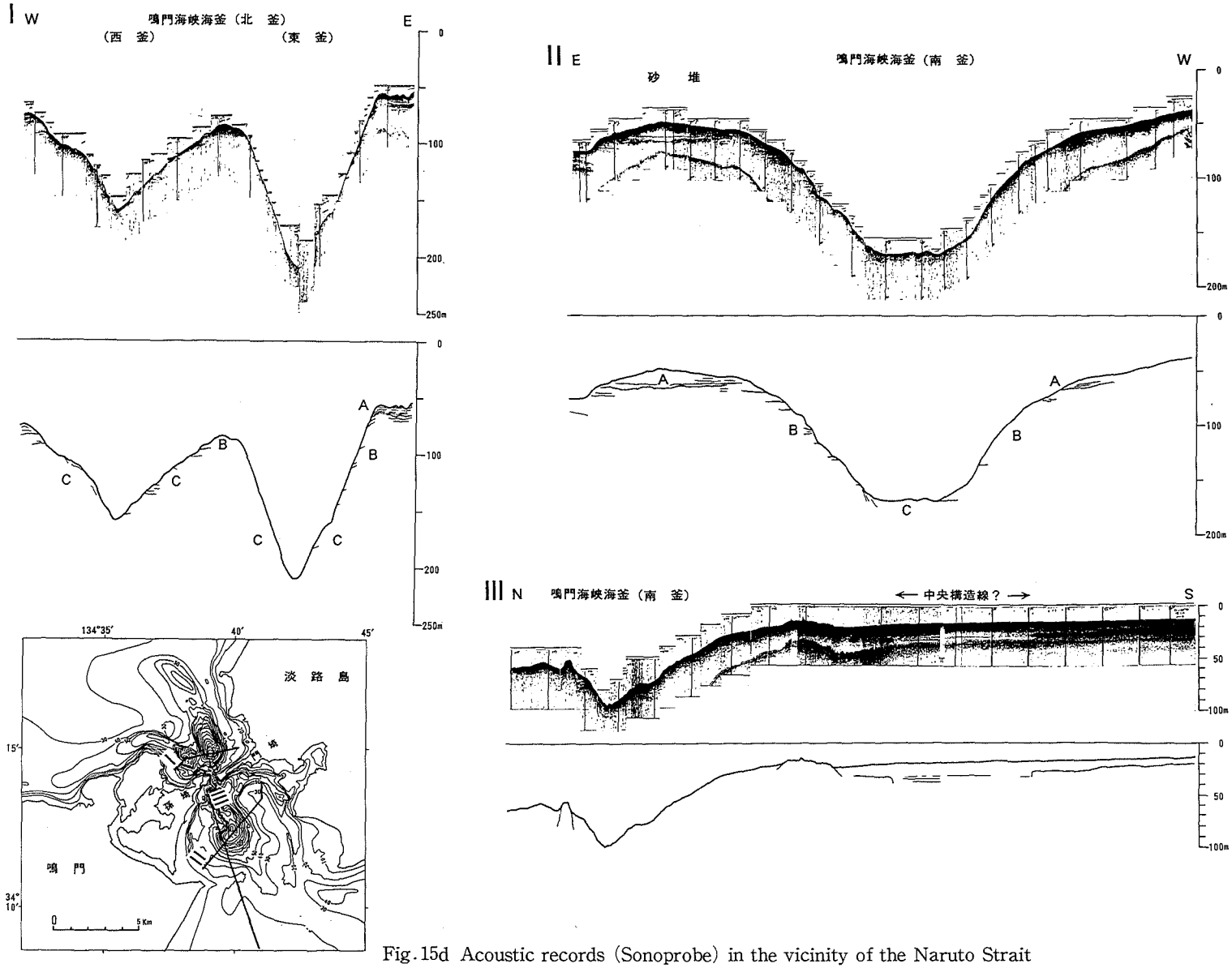


Fig. 15d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Naruto Strait

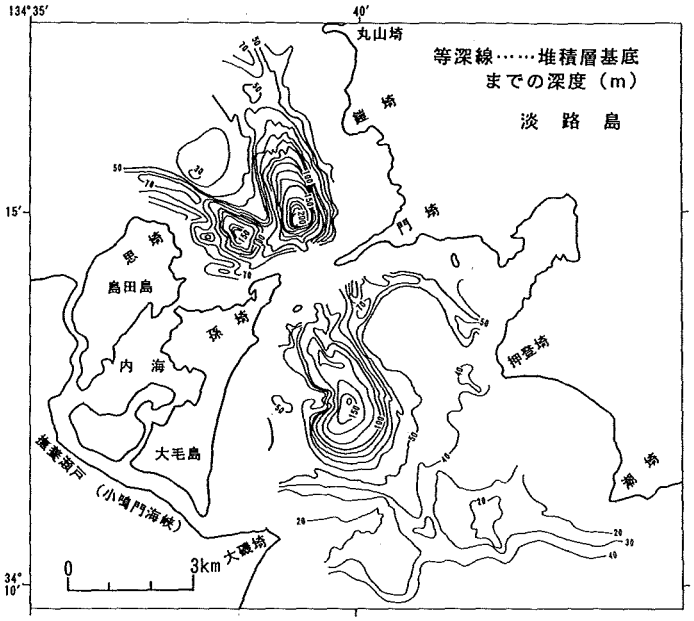


Fig.15e Base of sediment layers in the vicinity of the Naruto Strait

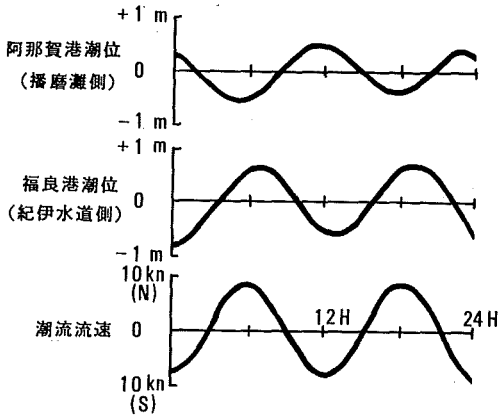


Fig.15f Tidal curves in the vicinity of the Naruto Strait

浪が明石海峡を経由して播磨灘に入り，豊後水道から入って備讃瀬戸を経由してきた潮浪と会合し，鳴門海峡の北側付近に達するまでに約5.2時間を要する。一方，この時間には海峡南側の紀伊水道は，ほぼ反対の潮時に変わってしまっている。このように，この現象は全く瀬戸内海の地理的条件（海陸分布）に起因している。

次に地形・地質条件についてみる。須鎗・阿子島（1972）によると，海峡周辺の淡路・鳴門地域には，白亜紀の固結した砂岩・礫岩・泥岩及びその互層より成る和泉層群の地層が広く分布し，海岸線の突出部や山陵部は和泉層群の砂岩優越部，海岸線の湾入部や海岸低地は和泉層群の泥岩優越部に対応し，地形と和泉層群の岩相分布は良く一致している。海峡両岸から突出する両岬と，これに続く海底の鞍部地形は砂岩優越部より成り，海釜分布域を挟む海峡両岸の海岸線は湾入部となっていることから，海釜分布域は陸上の泥岩優越部の延長である可能性が強く（Fig. 15h），泥岩優越層の広がりは，潮流による海釜形成を容易にする役割を果たしているものと考えられる。

以上のように，潮流は大きな水位差により流れるが，海峡両側から突出する２つの岬と海底鞍部により強制的に収束されて流速を増大し，海峡最狭部の下流側に，激しい渦や激流を伴う強流域を生じることになる。このため，反復する潮流の強流域（激流域）は北流と南流で異なり，最狭部を挟んで別の場所に発生することになる（Fig. 15c）。

このような鳴門海峡の双子型海釜の形成機構をモデル化すると，Fig. 15i のようになる。

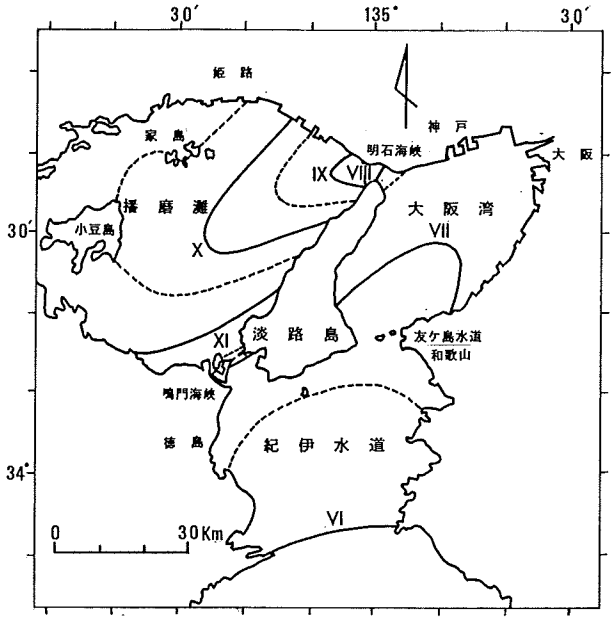


Fig. 15g Co-tidal chart of M_2 tide in the eastern part of the Seto Inland Sea, referred to the Meridian 135° (9h) E., after Ogura (1933)

Fig. 15h Geological distribution in the vicinity of the Naruto Strait, after Hyogo Pref. (1984) and Tokushima Pref. (1986)

次にその形成時期について述べる。新旧海図の水深比較[16]によると，海釜底は過去数10年において侵食傾向（海上保安庁,1976)にあり，また，流況と地形の対応関係（Fig. 15c)，底質分布の特色（Fig. 15 b)などから現在も侵食が進行中と思われるが，問題はいつ形成が始まったかである。海峡最狭部の最小水深が60mであることや，－40～－50mに堆積層基底面が存在していることから，海釜の形成は海水準が－40m以浅に達して以降のことである。鳴門海峡周辺の瀬戸内海東部の古地理は，最終氷期最盛期（約20,000～18,000年前）以降，海水準の変化により変化し，①陸地の時代，②大阪潟湖の時代（海水準－60m～－40m)，③大阪潟湖・播磨潟湖の時代（海水準－40m～－30m)，④現在（海水準－30m～0m）と分けられる（Fig. 15j)。

③の時代の鳴門海峡付近は，袋状をなす播磨潟湖（湾）の湾口をなす。現在，このような形状をした湾の湾口部における潮流流速は比較的大きく，大なり小なり海釜状の地形が形成されており，この時代に海釜の形成が始まった可能性が大きい。しかし，このような地形の湾口部の潮流流速は，数ノット以下であり，現在のように大きな潮流流速があって海釜形成が本格化するのは，現在と同じような地理的条件となって，海峡を挟む2つの灘の潮位変化の逆位相が生じるようになってからと考えられる。すなわち，その時期は，海水準が－30m以浅に達して明石海峡が成立する以降の時期である。

(4) 備讃瀬戸

備讃瀬戸は，おおよそ児島～坂出間の島嶼を境にして東部と西部に分けられ，東部はさらに地質構造を反映したと思われる北東―南西の方向性を示す島嶼と水道より成る北部と，地質構造と無関係に東西方向に延びる砂州や海釜地形で特徴づけられる中央部に分けられる。瀬戸中央部のオーソノ瀬，中瀬，カマ瀬などの砂州は，長さ28km，幅1kmに及ぶ長大なものである（Fig. 16a)。瀬戸西部は東部に比べるとやや変化に乏しいが，児島～坂出間の島嶼や塩飽諸島が散在し，北部にはやや広い海域がある（Fig.

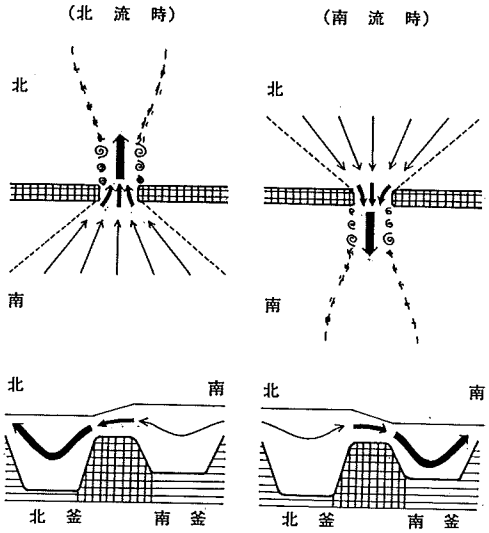
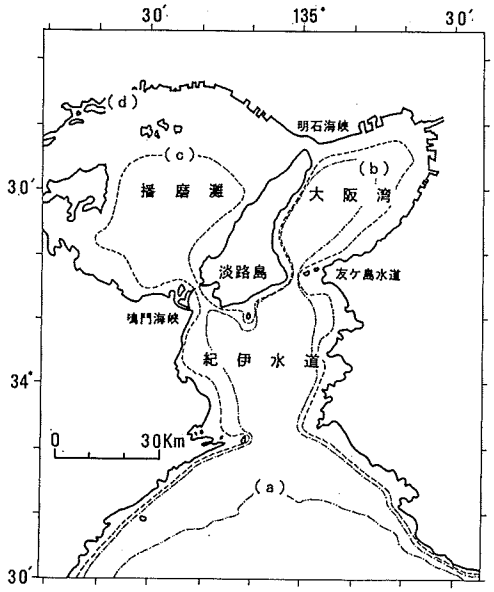


Fig. 15i Formation model of the Twin type caldron in the Naruto Strait



(a) 陸上の時代
(b) 大阪潟湖の時代
(c) 大阪潟湖・播磨潟湖の時代
(d) 現在の湾・灘の時代

Fig. 15j Paleogeography in the eastern part of the Seto Inland Sea

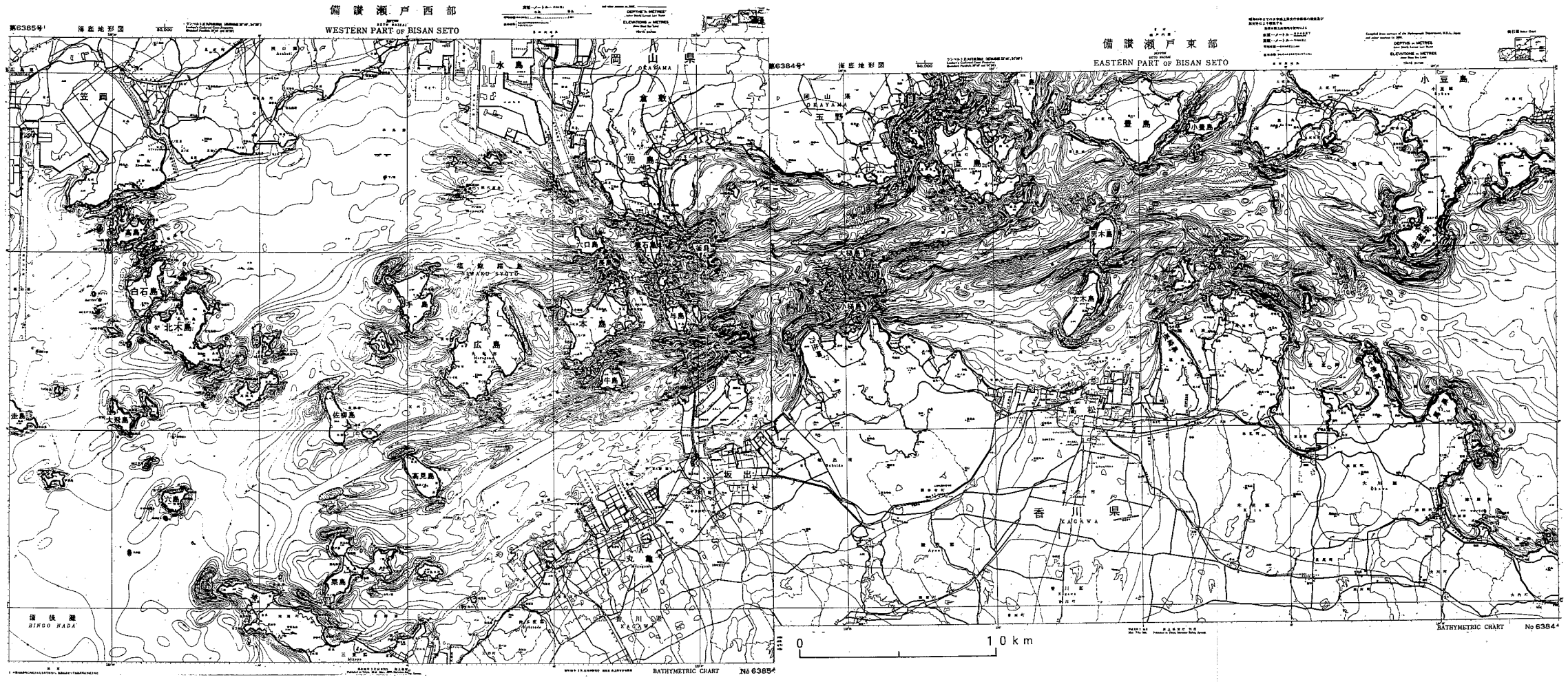
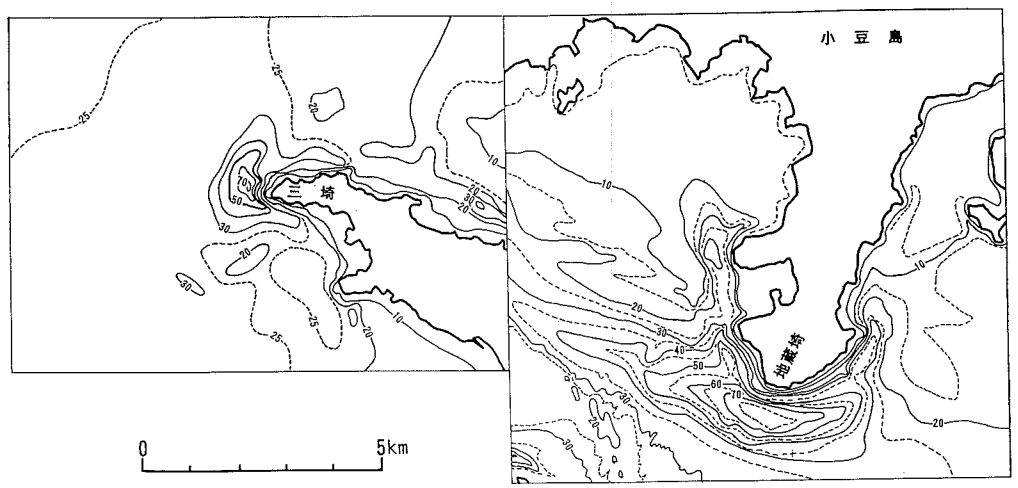


Fig. 16a Caldrons in the Bisan Sea



16a)。

潮流は，瀬戸東部の児島半島～小豆島間で北東—南西方向であるのを除き，おおむね東西方向の流れで，最大流速は3ノットをこえ，島や浅瀬が散在するため複雑な変化を示す（Fig. 16b)。

この瀬戸にある海釜は，地形や潮流が変化に富むため，形状は帯状やY字形など多様で，タイプも海峡単成型，海峡双子型，海峡岬型がみられるが，水深30～90m，深さ5～40mと比較的浅く，小規模なものが多い。

単成型海釜は葛島水道(水深52m,深さ約10m),大槌島～小槌島(水深70m，深さ約20m)，下津井瀬戸（水深80m，深さ約30m)，本島～牛島（水深80m，深さ約30m）などに見られ，葛島水道を初め，玉野～直島間では,帯状の蛇行した海釜が合流している。双子型海釜は，対向する島と島の両側に島の方向と直交してみられる傾向がある。加茂ケ瀬戸では，南北方向に配置する男木島と女木島を挟んで東西方向に長楕円形の海釜（東釜；水深60m，深さ約20m，西釜；水深60m，深さ約20m)がみられ，小槌島～大崎ノ鼻間には，規模は小さいが，すり鉢状の顕著な海釜（東釜；水深56m，深さ約20m，西釜；水深58m，深さ約20m）がみられる。このほか本州四国連絡橋瀬戸大橋ルート（児島～坂出間）沿いの南北方向の島嶼間にも，3組の双子型海釜がみられる（Fig. 16a)。岬型海釜は地蔵埼(水深78m，深さ約30m)，佐柳島（水深36m，深さ約10m),粟島（水深40m，深さ約10m)，三崎（水深70m，深さ約30m）などにみられる。備讃瀬戸では，水路部により，精密な海底地形調査が数多く実施（第六管区海上保安本部,1960，1961，海上保安庁水路部，1962，1974ほか)されている。水路部による音波探査は一部海域で試作音響探層機により実施された（海上保安庁水路部，1967)にすぎないが，ここでは国鉄・日本鉄道建設公団（本座ほか，1970)，建設省国土地理院(1983 a,b,c）により実施されている。

Fig. 16cには建設省国土地理院(1983a,b,c)による小豆島地蔵埼，大槌島～小槌島，下津井瀬戸，三埼海釜の音波探査記録（スパーカー）及びその解釈図を示す。

地蔵埼海釜は，小豆島南部から備讃瀬戸に約8kmの長さで突出する半島先端の地蔵埼前面にみられ

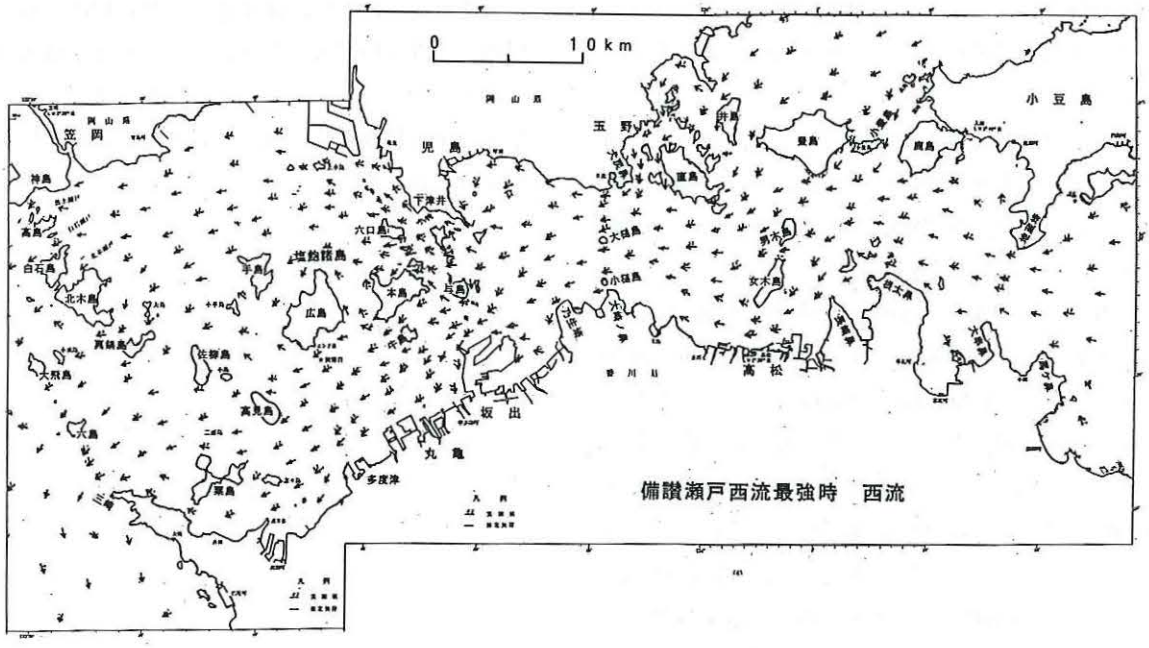


Fig. 16b　Tidal currents in the Bisan Sea

る，長径4.5km，短径1.1km，水深78m，深さ約30mの三日月形をなす，比較的規模の大きい岬型海釜で，岬先端付近の潮流流速は2ノットをこえる。本座ほか(1970)によると，侵食されている地層は更新世の大槌層・沙弥島層で，新第三紀の三豊層群や基盤をなす白亜紀の花崗岩類には及んでいない。

大槌島～小槌島間の海釜は，長径3.4km，短径1.9kmの楕円形をなす，水深70m，深さ約20mの単成型海釜である。海釜が侵食している地層は，更新世の地層までで，基盤をなす新第三紀の三豊層群にはほとんど及んでいないことが確認（建設省道路局・近畿地方建設局，1970）されている。下津井瀬戸の海釜は，長径1.7km，短径0.6km，水深80m，深さ約30mの楕円形をした単成型海釜で，音波探査の記録では，海釜斜面には基盤の花崗岩類が露出するが，海釜底に露出しているのは更新統と新第三紀三豊層群の一部である(建設省国土地理院，1983b)。三埼海釜は，香川県北西部から備讃瀬戸と燧灘の境界付近に，約6kmの長さで突出する半島先端の三埼前面にみられるもので，長径1.6km，短径0.8km，水深70m，深さ約30mの三日月形をなす岬型海釜である（Fig. 16 a)。建設省国土地理院(1983a)の音波探査記録の解釈図（Fig. 16c)では，表層の堆積層が浅く侵食された後，潮流の堆積妨害による埋め残しにより海釜が形成されていることを示す。

備讃瀬戸西部の海釜の成因について，星野・岩淵(1963)は最終氷期の陸上時代の河谷が埋め残されたものであるとし，堀(1986)も一部の海釜はこの可能性が強いことを指摘した。

一方，茂木(1963)，本座ほか(1970)は潮流侵食であるとしてこれを否定し，茂木(1963)は，新旧海図の水深比較[17]や海釜と砂堆の分布の特徴などから，海釜の形成は現在も続いていると考えた。備讃瀬戸のサンドウェーブ分布の特徴等は，茂木・加藤(1962)，茂木・岩崎(1975a,b）により報告されているが，茂木ほか(1975)は，本島～牛島間，高見島，与島～三ツ子島間などの海釜周辺に分布するサンドウェーブは，海釜斜面の這い上がり部に海釜長軸の延長方向に分布し，海釜から遠ざかるに従い，小規模なサンドウェーブ（メガリップル）に変っていることを報告した。そして，このような分布パターンは，海釜から外に流出する潮流によってサンドウェーブが形成されていることを示唆するもので，海釜の形成が現在も進行中であることを示すと考えた。

玉野～直島間や児島～坂出間の海釜は河谷状を呈し，海釜の水深やその分布状況から河谷の埋め残しの可能性があるが，音波探査記録でみると，再堆積や再侵食により新旧の海釜が錯綜し，海釜とこれに続く埋積された古水系を明確に識別するのは困難である。

なお，瀬戸内海の分水界について，桑代(1959,1972)，堀(1986)は1つは関門海峡，1つは備讃瀬戸の塩飽諸島付近にあるとした。建設省国土地理院(1983a,b,c)によると塩飽諸島付近の堆積層基底の深度は－20～－30mで，この付近から東西両側に向かって次第に深くなっており，桑代(1959,1972)の考えを裏づけている。このことから，備讃瀬戸の分水界が沈水し東西の瀬戸内海が連結するのは，海水準が－20m以浅に達して以降ということができる。備讃瀬戸の海釜は，海水準が－20m以浅に達して以降，一部は旧河谷が潮流によって堆積が妨害されて海釜となっているが，多くの海釜は潮流によって旧河谷が再侵食されたり，河谷とは別に新たに海底が侵食されて形成されたものである。

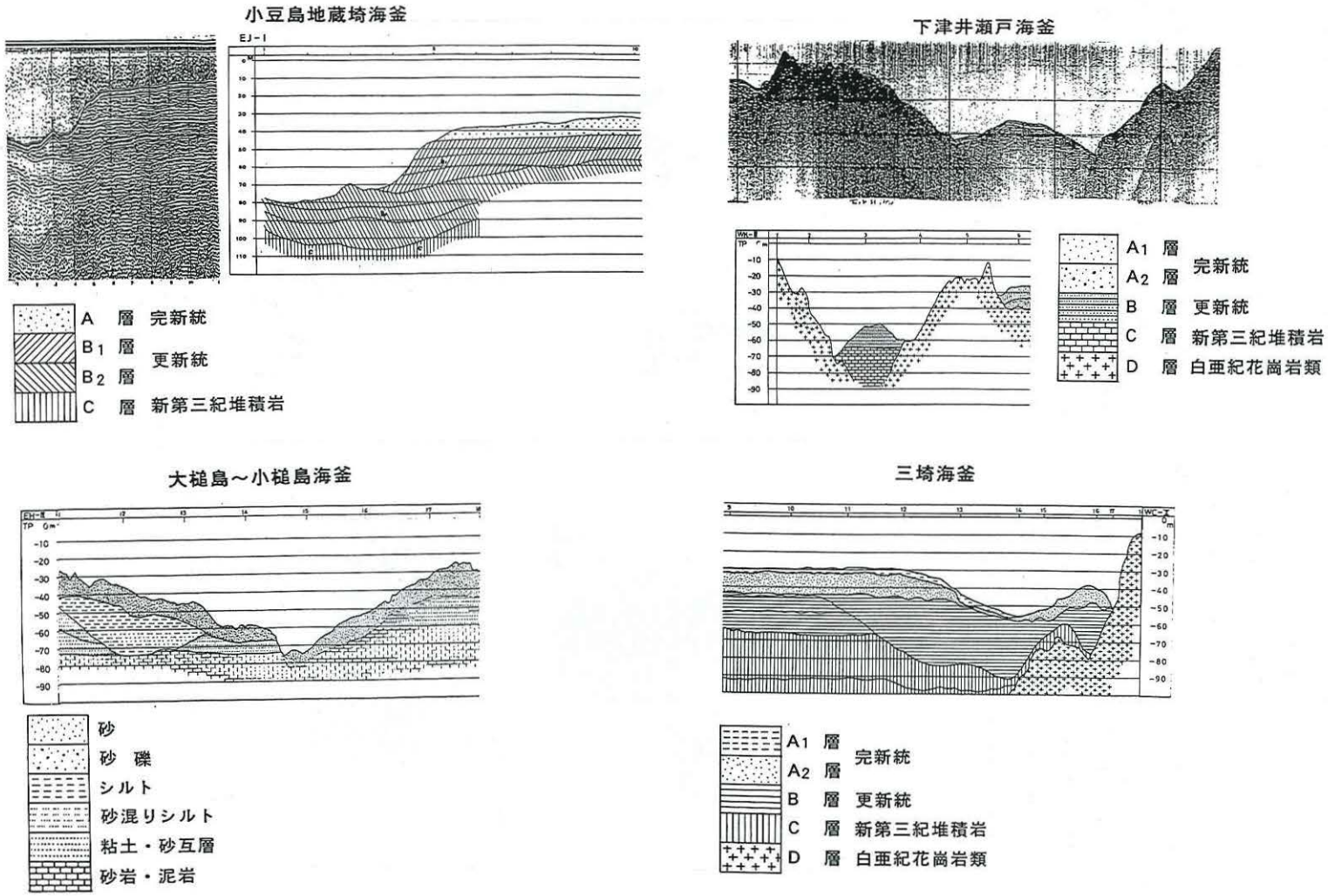


Fig. 16c Acoustic records (Sonoprobe) in the Bisan Sea, after Geographical Survey Inst. (1983a, b, c)

(5) (燧灘四阪島・比岐島等)

燧灘は水深が30m以浅の平坦な海底の海域が多く，底質は泥質である。潮流は微弱で，最大流速は1ノットをこえない。このような海域でも島の周辺では，潮流流速が加速され，ほぼ水深50m・深さ10m以浅の三日月形あるいは楕円形をなす，岬型海釜がみられる。Fig. 17a には灘北部の高井神島・魚島，南西部の四阪島・比岐島，南部の大島の例を示した。灘北部の高井神島・魚島などでは島の南北に海釜がみられ，高井神島の北側の海釜は水深50m，深さ約15m，南側の海釜は水深38m，深さ約5mとなっている。

Fig. 17b は音波探査（ソノプローブ）の記録である。四阪島の美濃島海釜及び比岐島北海釜では，海釜は表層の堆積層を浅く切っているが，比岐島南海釜や大島海釜では，堆積層基底面上の堆積物の堆積過程で，島の周辺で局地的に潮流の流速が加速され，堆積が妨害されて海釜が形成されていることを示している。

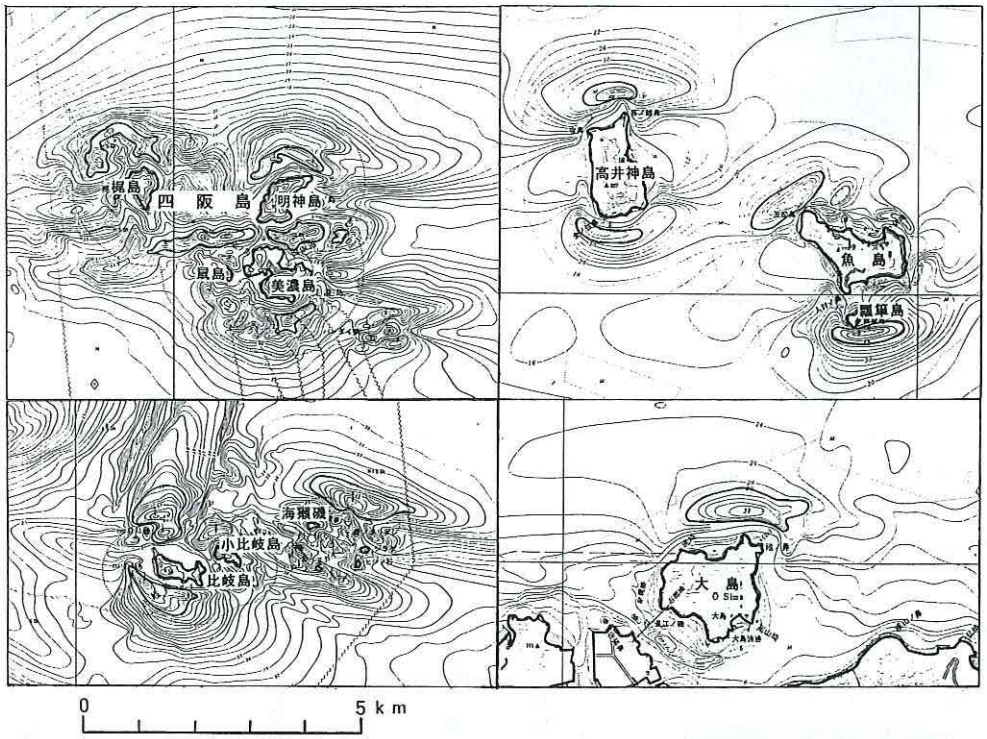


Fig. 17a Caldrons in the Hiuchi Sea

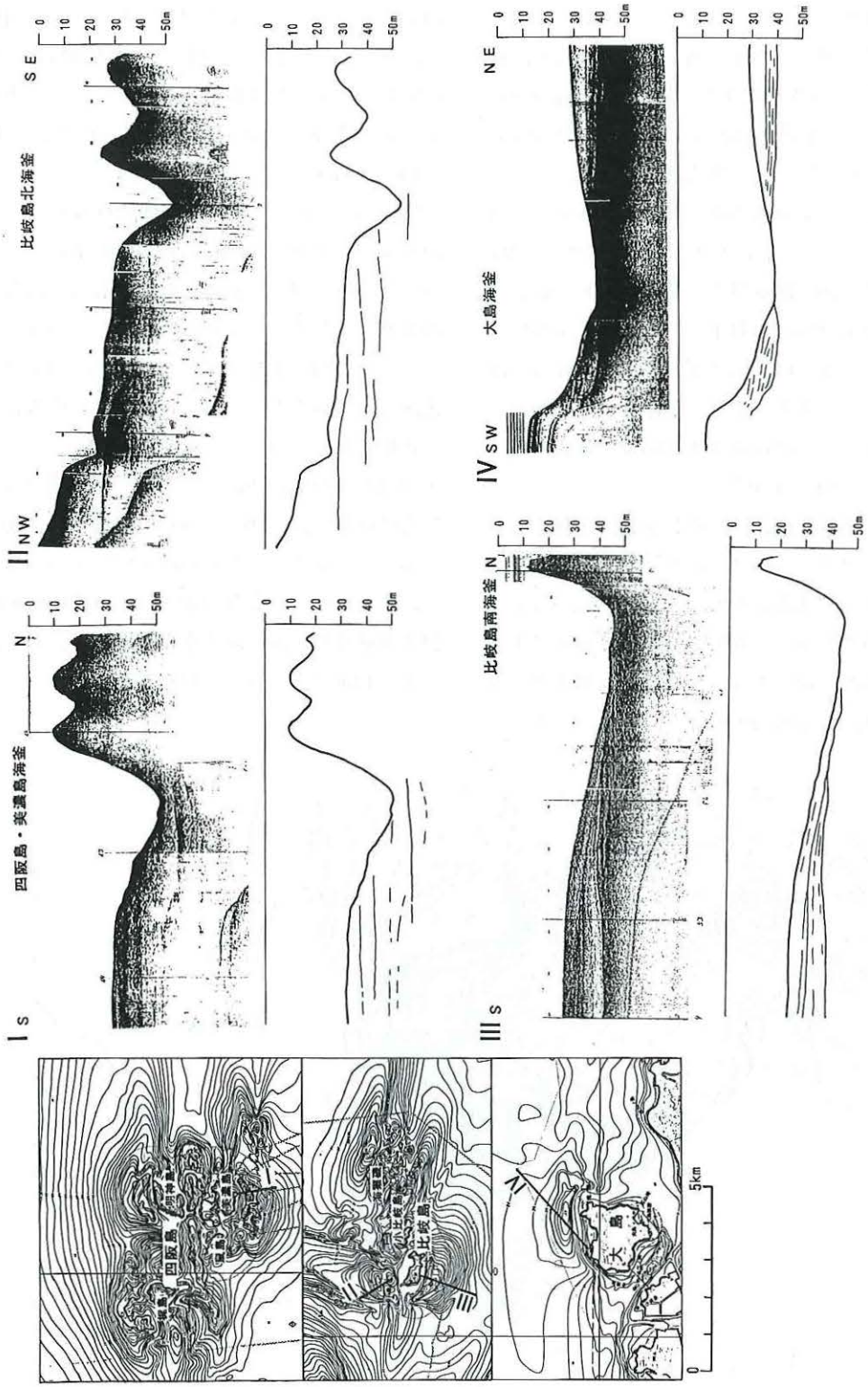


Fig. 17b Acoustic records (Sonoprobe) in the Hiuchi Sea

(6) 来島海峡

来島海峡は燧灘と安芸灘を結ぶ海峡で，芸予諸島南端の大島と，愛媛県高縄半島の間の幅約4kmの屈曲した海峡である。最狭部付近は小島，馬島，中渡島，武志島などの島々により，東水道，中水道，西水道に３分される。来島海峡の海釜は単成型海釜であるが，詳しくみると，じゅず状の深みの連なりであり，水深100ｍ・深さ30～50ｍ以深の深みが帯状に蛇行する。海峡最狭部付近に着目すると，馬島，中渡島を挟んで南北に水深136ｍ・深さ約50ｍ，水深162ｍ・深さ約80ｍの２つの深みがあり，双子型の様相を呈している。なお，２つの深みは水深80ｍの溝状凹地で結ばれている（Fig. 18ａ）。

潮流は南北流で，両流とも逆Ｓ字状に流れ，最狭部付近では３分される。３つの水道のうち，中水道の流速が最大で，北流が8.9ノット，南流が9.7ノットで，南流の方が速く，両流とも流速は海峡最狭部より少し下流側で最大となる。西水道，東水道の流速はそれぞれ，中水道の0.9倍，0.6倍ほどである。海釜の分布は潮流の主流向ときわめて良い対応を示し，逆Ｓ字状に帯状に分布し，最狭部付近では３列に別れる。海釜最深部は，最狭部の南側の中水道と東水道を南下する潮流が会合する付近にみられる（Fig. 18a, b）。

Fig. 18ｃは建設省国土地理院(1978)による西水道を通って海峡を縦断する音波探査記録（スパーカー）の解釈図で，海底は起伏に富み，海釜斜面や海釜底には基盤をなす岩石が露出している。そして，これらの地層は本州四国連絡橋工事の調査（建設省道路局・近畿地方建設局，1970）で，中世代白亜紀の花崗岩類であることが確認されている。建設省国土地理院(1978, 1979a)によると，堆積層基底の深度は海峡西側では－50～－60ｍ，東側では－40～－45ｍ前後で，海釜はこれらの面を切っている。このため，来島海峡の成立及び海釜の形成開始時期は，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において，海水準が－40ｍ以浅に達して以降と考えられる。

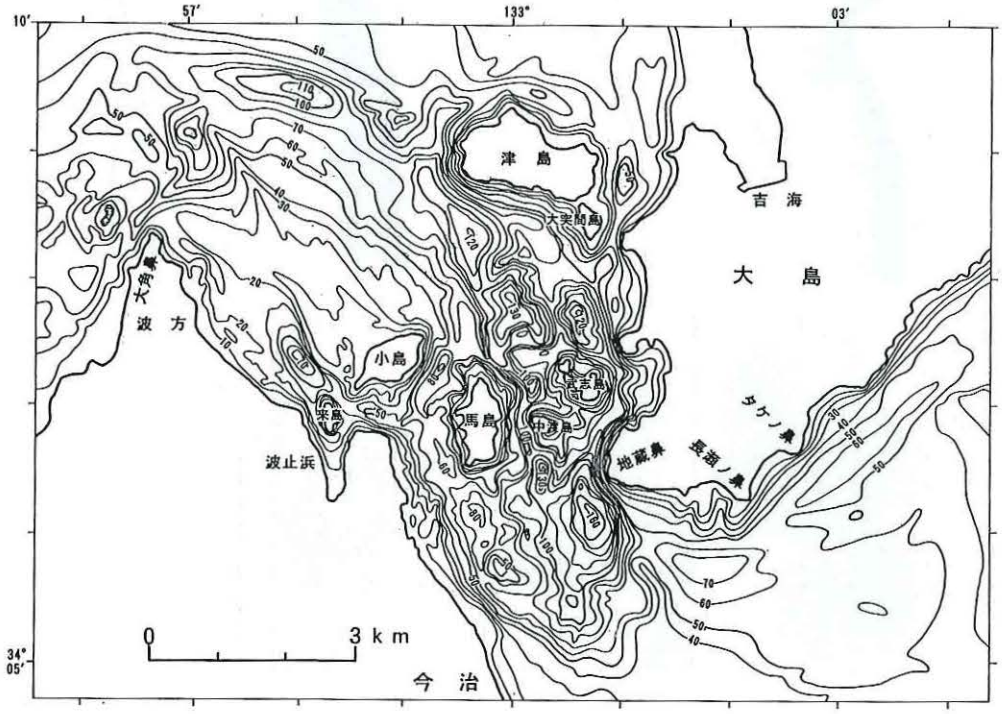


Fig. 18a Caldrons in the vicinity of the Kurushima Strait

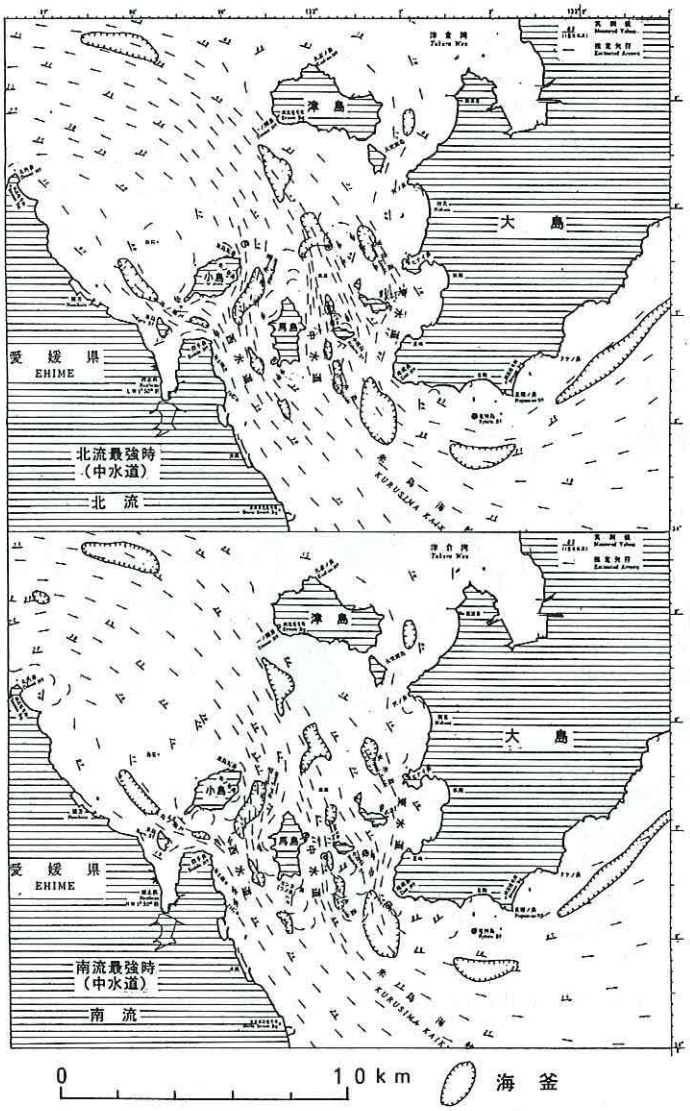


Fig. 18b Tidal currents and distribution of caldrons in the vicinity of the Kurushima Strait

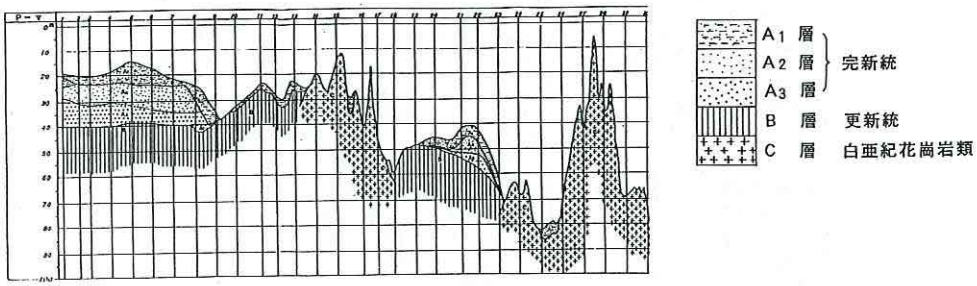


Fig. 18c Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Kurushima Strait, after Geographical Survey Inst. (1978)

(7) 芸予諸島東部

主として花崗岩類より構成される安芸灘の芸予諸島は，その南東限を北東一南西方向の構造線で限られ，内部の島嶼配置と地質分布もこの方向と，これより微弱な北西一南東方向の構造に支配されている。芸予諸島は，瀬戸内海の最終的な沈水過程において沈水量が少なく，山地の谷に海水が入り込む形になって，このような地形が形成されたものと思われる。

島嶼間の水道は複雑に分岐・会合し，伯方瀬戸から大三島・大崎上島間に続く水道や宮ノ窪瀬戸から舟折瀬戸を経由して鼻栗瀬戸に続く水道の海釜は，帯状の蛇行する単成型海釜であるが，深みがじゅず状に連なり，生名島，赤穂根島付近では，水道の交

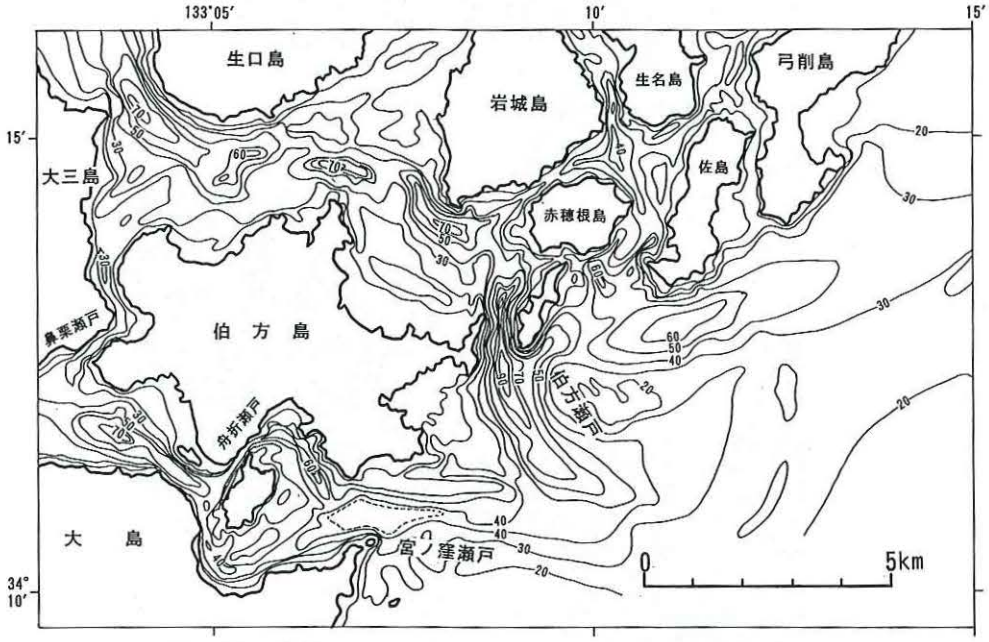


Fig. 19a Caldrons in the eastern part of the Geiyo Islands

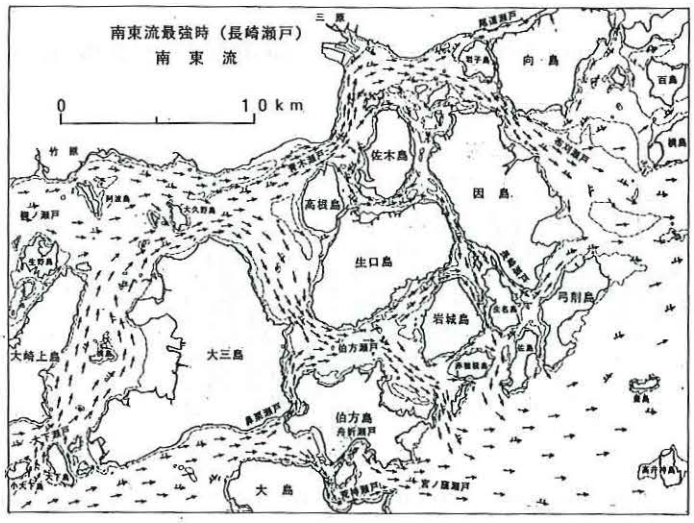


Fig. 19b Tidal currents in the eastern part of the Geiyo Islands

差部に海釜が形成されている（Fig. 19a）。

潮流は各水道に沿って複雑に分岐・会合して流れ，宮ノ窪瀬戸の舟折瀬戸，鼻栗瀬戸の潮流流速は瀬戸内海有数で，それぞれ9.0ノット，6.3ノットに達するが，地形や地質構造の制約からか，舟折瀬戸は水深60m，深さ約20m，鼻栗瀬戸は水深46m，深さ約20mと浅く，規模も小さい[18](Fig. 19b)。Fig. 19cは建設省国土地理院(1979b)による岩城島～伯方島と伯方瀬戸海釜（入口付近）の音波探査記録（スパーカー）の解釈図である。伯方瀬戸入口付近では更新統中部を切るに止まるが，岩城島～伯方島海釜では，海釜斜面や海釜底の一部には白亜紀の花崗岩類と思われる基盤の岩石が露出する。建設省国土地理院(1979b）によると，堆積層基底の深度は弓削島東方では－35m，弓削島南方では－40m～－50mであるが，芸予諸島東部の島嶼間では－30m～－40mと浅い。

(8) 諸島水道・怒和島水道・クダコ水道・釣島水道

安芸灘・広島湾と伊予灘は，屋代島・津和地島・怒和島・中島などより成る防予諸島により境され，両海域は櫛状に配列する諸島・怒和島・クダコ・釣島・高浜水道の各水道により結ばれる。諸島（水深144m，深さ約50m）・イガイ（水深180m，深さ約80m）・ミルガ（水深120m，深さ約20m）の3水道は，Y字形に配置し，全体として双頭双子型海釜をなす。ミルガ瀬戸の海釜は，諸島水道の海釜に対して双子型海釜の南釜の関係にあるが，串ケ瀬瀬戸の海釜に対しても，双子型海釜の東釜の関係にある。怒和島水道の海釜は，双子型海釜で，北釜は水深166m，深さ約70m，南釜は水深114m，深さ約20mである。クダコ水道の海釜も双子型海釜で，北釜は水深160m，深さ約60mであるが，南釜は水深170m・深さ約70m

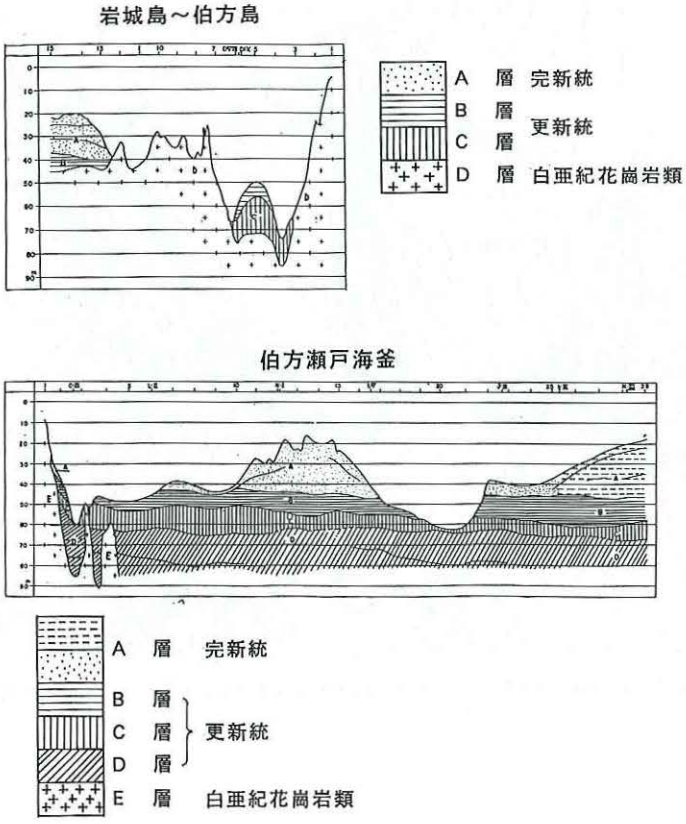


Fig. 19c Acoustic records (Sonoprobe) in the eastern part of the Geiyo Islands, after Geographical Survey Inst. (1979b)

と水深140m・深さ約40mの2つの深みに別れ，双頭双子型となる（Fig. 20a）。

潮流は，安芸灘・広島湾と伊予灘間を，各水道を経由してほぼ南西―北東方向に往復し，それぞれの水道の最大流速は，3.5～6.0ノットに達する。最強流速（激潮）域は南西流と北東流時で異なり，いずれも各水道の最狭部の下流側に交互に生じる（Fig. 20b）。

Fig. 20cは建設省国土地理院(1980,1981)による怒和島水道・釣島水道の音波探査記録（スパーカー）の解釈図である。釣島水道では海釜底に基盤の岩石が露出していないが，怒和島水道では海釜底に基盤の岩石が露出する。建設省国土地理院（1980,1981）によると，堆積層基底の深度は，水道の南側では－60～－70mないし－70～－80m前後である。一方，水道北側では，一部海域で調査が行われているだけで断定的にはいえないが，堆積層基底の深度は－50m前後のようである。このため，当水道の成立は，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において，海水準が－50m以浅に達して以降で，海釜の形成は，水道の成立とともに始まったと考えられる。

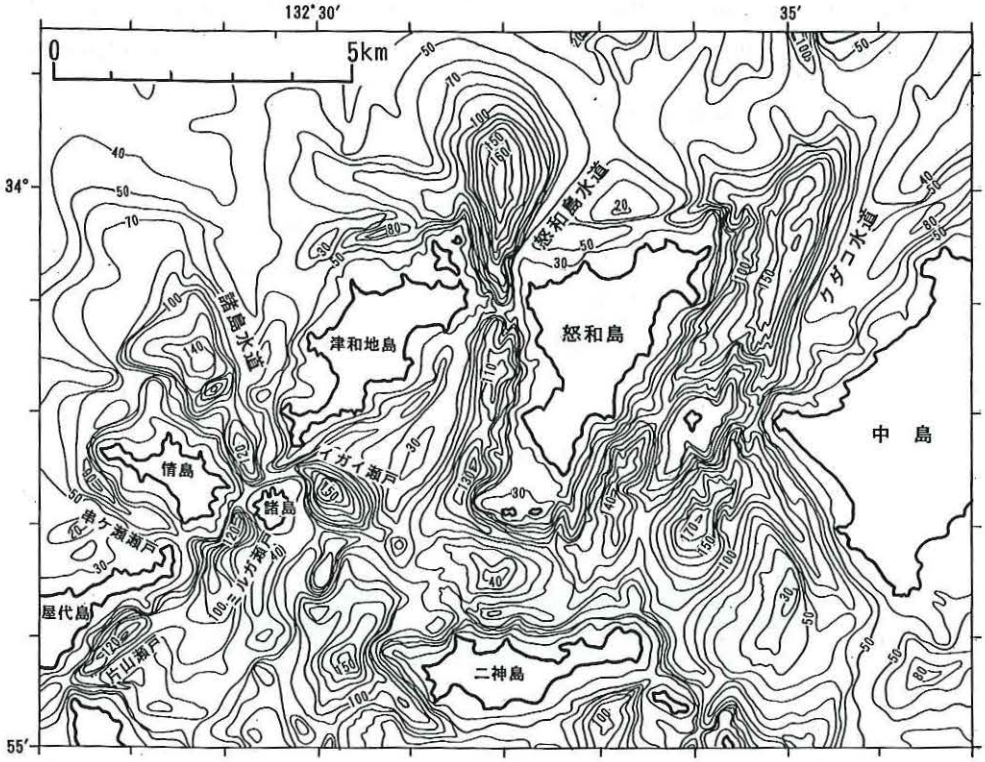


Fig. 20a Caldrons in the vicinity of the Moroshima Channel, Nuwashima Channel and Kudako Channel

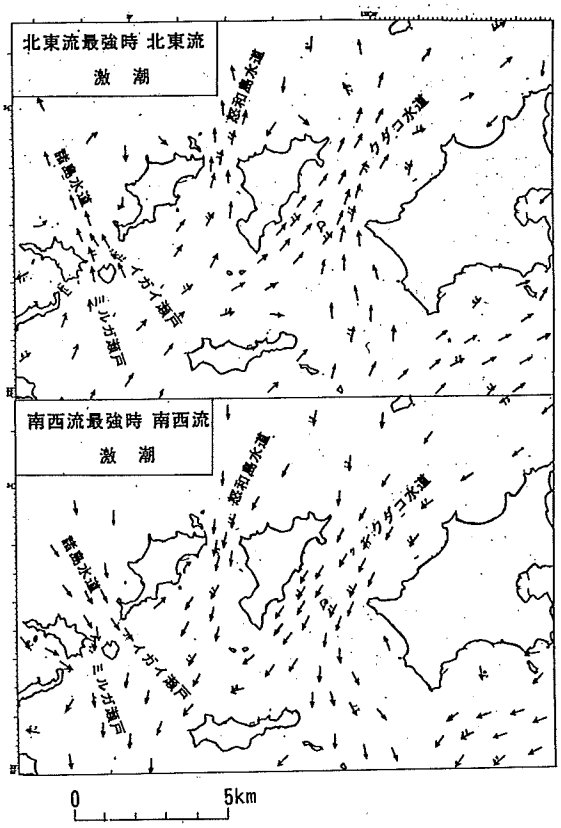


Fig. 20b Tidal currents in the vicinity of the Moroshima Channel, Nuwashima Channel and Kudako Channel

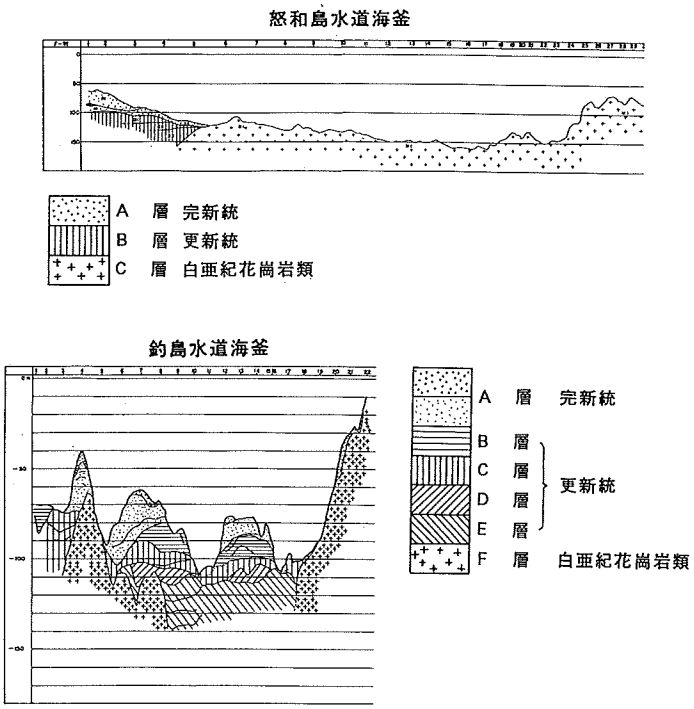


Fig. 20c Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Nuwashima Channel and Tsurushima Channel, after Geographical Survey Inst. (1980, 1981)

(9) 速吸瀬戸

速吸瀬戸は，豊後水道と伊予灘を結ぶ瀬戸で，四国と九州側から突出する佐田岬と関埼に挟まれた，幅約13kmの海峡である。瀬戸は，九州寄りに位置する高島によって，2つの水道に分けられる。両岬の延長の海底は鞍部地形をなし，四国から九州までほぼ一続きであるが，高島の東側で連続を断たれ，その最大水深は約150mである。この鞍部地形を挟んで，佐田岬～高島間と高島～関埼間に2組の双子型海釜がみられる。佐田岬～高島間の海釜が主要な海釜で，北釜は水深460m，深さ約300m，南釜は水深365m，深さ約200mで，北釜の方が深く，周辺の水深80～100mの大陸棚面からみると，それぞれ360m,260mも落ち込んでいることになる。この速吸瀬戸の海釜は，津軽海峡西口の松前海釜と並んで日本沿岸のみならず世界でも最大規模の海釜である。

高島～関埼間の海釜も双子型をなすが，北釜は水深201m・深さ約80mと水深159m・深さ約70mの2つの深みを持つ双頭型であり，南釜は水深193m,深さは約90mである。北側の海釜は，いずれも北西—南東方向に長軸を持った楕円形の滑らかな，すり鉢状をなすが，海釜の南縁をなす斜面は，北東—南西方向の直線状斜面で，斜面には斜面に必従な多数の溝が刻み込まれ，櫛の歯状をなす（Fig. 21a,d)。

底質は，海釜底や南北海釜を分ける尾根の部分には岩が露出し，北釜の斜面などには礫が分布する。一方，海釜斜面の這い上がり部や大陸棚上の平坦面には砂が広く分布する(Fig. 21b)。海釜底周辺で採取される礫は緑色片岩，絹雲母片岩，泥岩などで，砂礫堆積物は多くの貝殻片を含み，北釜周辺では，貝殻片の大きさは北に向かって減じ，さらに砂礫堆積物の外側には淘汰度の良い砂質堆積物が分布する（海上保安庁,1973,1975)。

潮流は南北流で，海峡両側から突出する2つの岬により収束され，流速は海峡最狭部付近で最大となる。南流，北流の最大流速は，それぞれ，4.8ノット，5.7ノットで北流の方が速い（Fig. 21c)。

Fig. 21dは音波探査（ソノプローブ）の記録である。ここでは海底面下の情報は，ほとんど得られないが，北釜では斜面に平行な層理が，南釜では尾根に平行する2列の高まりと，海釜斜面這い上がり部から大陸棚面上に発達するサンドウェーブが読み取れる。

長井ほか(1975)は，南北海釜を分ける尾根の斜面（北釜の南斜面）からはチャート，緑色片岩，絹雲母片岩の礫が多数採取されることから，尾根（北釜の南斜面）は，古生代末から中生代初めとされる三波川結晶片岩類から成り，一方，北釜の北側斜面からは泥岩，砂岩の礫が多数採取され，音波探査の記録には層理もみられることから，北釜の北側斜面は和泉層群の地層から成ると想定した。このように，北釜の北側と南側の斜面では構成する地層が異なっており，茂木(1977)は，北釜の南側斜面（尾根の北側斜面)下部を中央構造線が通っていると推定した。南釜の特色は，佐田岬～関埼の尾根に平行した1～2列の尾根と深みがみられることで，三波川変成帯の一般走向である北東—南西方向の構造が，海釜の侵食により露出したものと思われる。高島～関埼海釜の北側（北釜の北西方）と南釜の南東斜面を這い上がった大陸棚面上には，大規模なサンドウェーブが分布し，その峰の方向は，海釜から大陸棚面上に向かう潮流の方向とほぼ直角である（Fig. 21c, d)。茂木(1971)によると，サンドウェーブの峰の方向は，流れの主方向に直角に配列するといわれるが，両者の関係は調和的であることを示す。

鳴門海峡周辺では，和泉層群の岩相分布の特色が，双子型海釜の形成過程において，効果的に作用していることを述べた（本章(3)参照)。速吸瀬戸周辺では，データは少ないが，瀬戸両側から突出する佐田岬，関埼は三波川変成岩類の緑色片岩から成り，岬の延長の海底鞍部（尾根）もこの続きと思われ，また，両岬の北側には採取した岩石等からみて和泉層群の泥岩等が分布しているようである。一方，両岬の南側の愛媛県宇和海の湾入部の陸上には，三波川変成岩類の黒色片岩，古生代の千枚岩・片岩，砂岩・粘板岩などが帯状に南北に分布し，大分県臼杵湾の

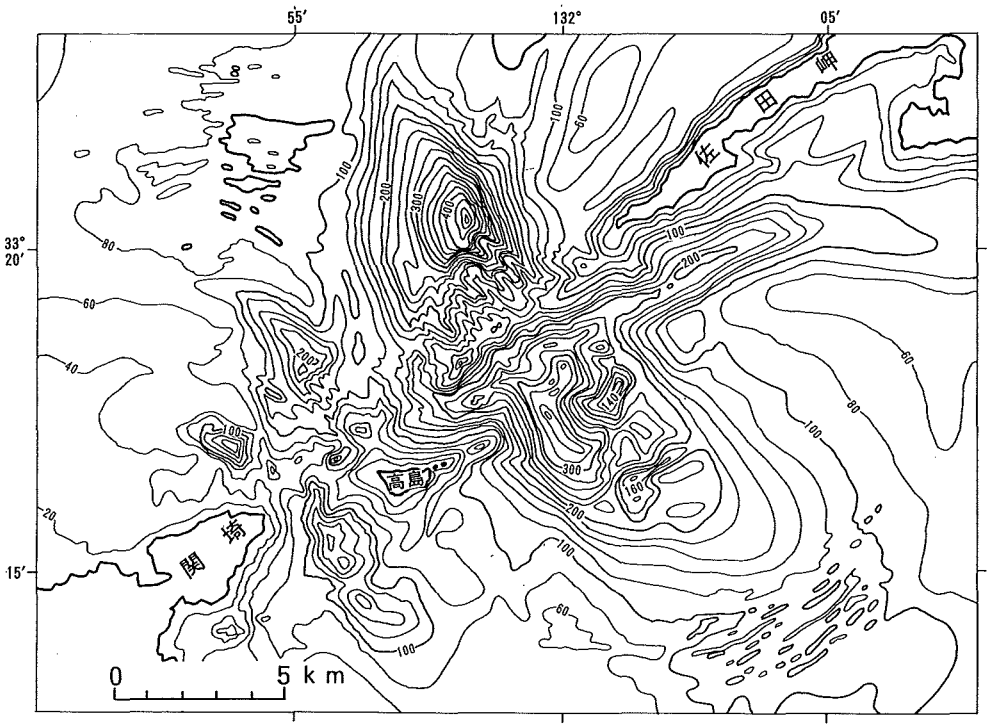


Fig. 21a Caldrons in the vicinity of the Hayasui Channel

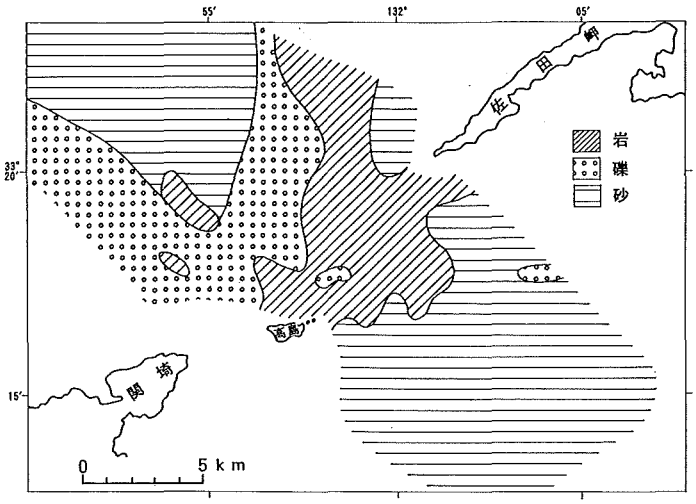


Fig. 21b Bottom quality in the vicinity of the Hayasui Channel

陸上部には古生代の彦ノ内層，津久見層などが分布する。鳴門海峡同様，海釜は陸上の海岸線の湾入部の延長部に分布している。北釜の形成には和泉層群の泥岩等の分布が，南釜の形成には三波川変成岩類の岩相分布の特色が，海釜の形成に効果的に作用しているのであろうか。

海釜の成因については，最終氷期の陸上時代の西水系の河谷[19]がこの付近を流れていたのは確実であるが，海釜水深がきわめて大きいことなどから，潮流による侵食を受けていることは確かである。しかし，これが現在の潮流侵食によるものなのか，過去の低海水準期の遺物なのか，議論が別れるところであった。速吸瀬戸では，海釜底に達する潮流流速の鉛直断面観測は実施されておらず，流況の詳細は不明であるが，新旧海図の水深比較[20]によると，おおむね海釜の部分は深化傾向にある一方，海釜周辺部は浅化傾向にある（海上保安庁，1973,1975）。また，海釜斜面を這い上がった所にサンドウェーブが形成され，その峰の方向が現在の潮流の流向と調和的であるのは，海釜の形成が現在も進行中であることを示唆しているものと考える。

速吸瀬戸では，用いたソノプローブの探査能力が弱く，堆積層基底の深度など海底面下の情報は得られていない。また，瀬戸周辺の伊予灘ではまだ音波探査が実施されておらず，堆積層基底の深度などは不明であるが，瀬戸周辺には－80～－100 mの大陸棚面が広がり，海釜はこの面を切っていることから，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程で，海水準が－80 m以浅に達して海峡が成立して伊予灘に海が侵入し，海釜の形成が始まったと考えられる。

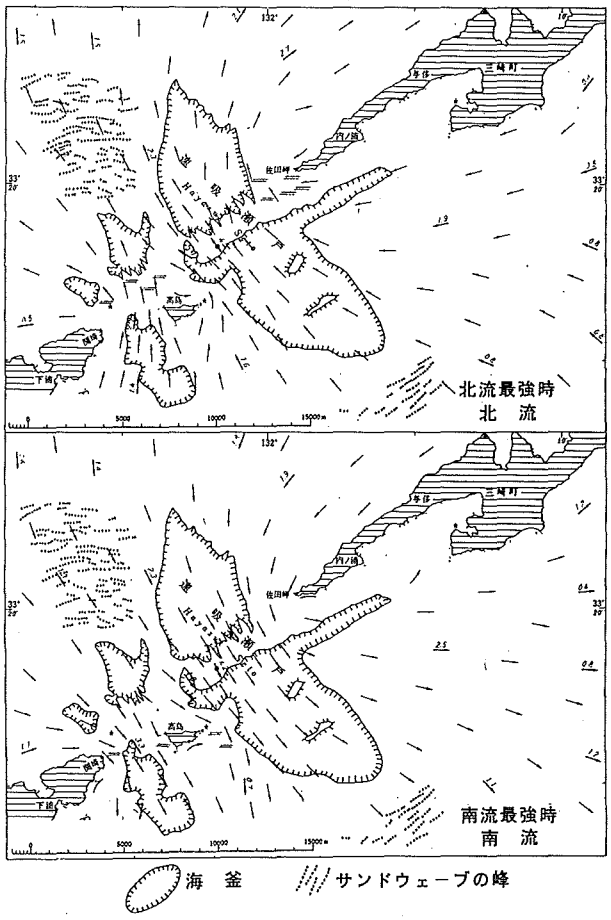


Fig. 21c Tidal currents and distribution of caldrons and sand waves in the vicinity of the Hayasui Channel

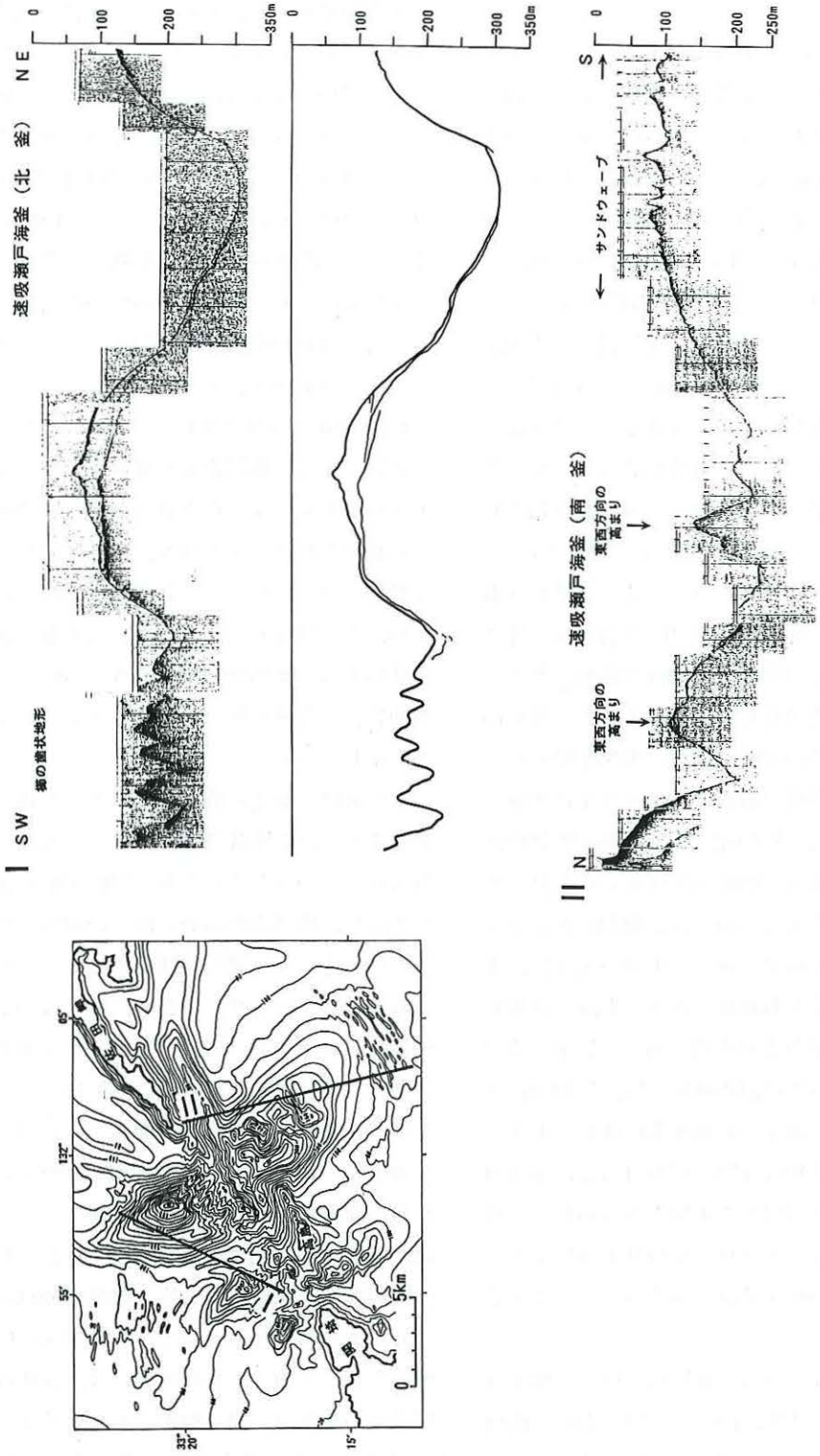


Fig. 21d Acoustic records (Sonoprobe) in the vicinity of the Hayasui Channel

(10) 関門海峡

関門海峡は，周防灘と響灘（日本海）を結ぶ全長約25kmのきわめて狭長な屈曲した海峡である。門司埼付近は早鞆瀬戸と呼ばれ，この付近で海峡は最狭となり，幅は約0.6kmとなる。門司埼以東では幅を広げ，部埼と干珠島の間で約4kmとなる。門司埼以西へ山底ノ鼻までは幅1～2kmで，さらに西へ向かって緩やかに広くなり，竹ノ子島沖で幅約3kmとなる。

関門海峡の海釜は，海峡中央，部埼付近，六連島付近，小瀬戸西口の，大小4つの海釜に分けられる。海峡中央の関門海釜が最も主要な海釜で，海峡最狭部の西約3km付近から東へ，海峡の北寄りに長さ約8kmに亘って東北東方向に延びる。その延長部は長軸方向に2条に細分され，その間には，最浅水深2.3mの砂堆地形である中ノ州がみられる。海釜最深部は，最狭部の東約0.8km付近にあり，水深47m，深さ約30mである。海釜の分類では海峡単成型に属するが，海釜最狭部の門司埼付近に着目すると，最狭部を挟んで2つの深みがみられ双子型の様相を呈する。部埼海釜は，部埼の前面にみられる水深20m，深さ約5mの北西―南東方向に延びる海峡岬型の海釜である。六連海釜は，海峡の西口から六連島と竹ノ子島の間に発達する長さ約5.8km，幅約1.2km，水深33m，深さ約15mの海釜である。小瀬戸海釜は，小瀬戸[21]西口に位置する小海釜である。小海釜は現在は埋め立てが進み開閉式の水門でわずかに通じるのみであるが，大正14年以前の海図では，早鞆瀬戸から小瀬戸を通じて，潮流が直接響灘に流れており，その西側出口（響灘側）には長径が約1.7km，水深21m，深さ5～10mの楕円形の小海釜がみられた。現在は水深17mであり，小瀬戸の締切り工事により，過去約60年間に4mの埋積が生じたことになる（Fig. 22a）。

底質は，関門海釜を含め，海峡域では岩，礫が分布し，海峡東口では外側に向かって砂，泥が，西口では六連海釜周辺を含め，砂が広く分布する。かつて岩が露出していた小瀬戸海釜付近は，現在では泥が分布する海域に変わっている（Fig. 22b）。

関門海峡の潮流は東西流で，東流，西流の最大流速は，それぞれ8.5ノット，6.5ノットに達し，東流の方が速い。強流域は東流・西流とも海峡最狭部付近にあるが，6ノット以上の最強流域でみると，東流は最狭部の東約0.2km，西流は最狭部の西約0.6km付近と東西に別れる（Fig. 22c）。小田巻（1990）によると，関門海峡の潮流は周防灘と響灘（日本海）の潮位差により生じる。両海域の潮時はほぼ同じであるが，響灘の潮位差が周防灘に比べ大変大きく，その差は最大80cmに達する。

Fig. 22dは音波探査（スパーカー，ソノプローブ）の記録である。関門海釜の最深部では，海峡周辺陸上部の基盤をなす，中世代白亜紀の関門層群と思われる地層を楔状に深く切り，一部は同じ白亜紀の花崗岩類を切っているが，部埼海釜では，表層の地層をのみ浅く侵食している。また六連海釜は，堆積層基底面上への堆積物の堆積過程において，潮流の堆積妨害による埋め残しにより，海釜が形成されたことを示している。

関門海峡の海釜の成因について，吉川（1953）は，最終氷期の陸上時代の瀬戸内海には東西に2水系がみられ，このうちの西水系が関門海峡を流れていたと想定し，関門海峡の海釜はこの河谷が埋め残されたものと考えた。関門海峡周辺では，スパーカーによる音波探査により，音響的にA～Gの7層に区分することができる。Fig. 22eは，堆積層基底の深度分布で，この図はこの海域に海が侵入する以前の陸上地形を示すと思われる。海底下には埋積された谷が存在し，この谷は，桑代（1959）が想定したように小月，厚狭方面の陸上河川と連続することを示し，関門海峡方面への河谷のつながりは想定しにくい。

関門海峡の海釜は，最終氷期最盛期以降の海水準上昇により海峡が成立して以降，潮流の侵食により形成されたもので，海峡の成立は，海峡周辺の堆積層基底の深度が－20m前後であり，鞍部をなす大瀬戸付近の海峡の最小水深は13～14mであることから，海水準が－10m前後に達して以降で，この関門海峡の成立によって現在の瀬戸内海が最終的に成立

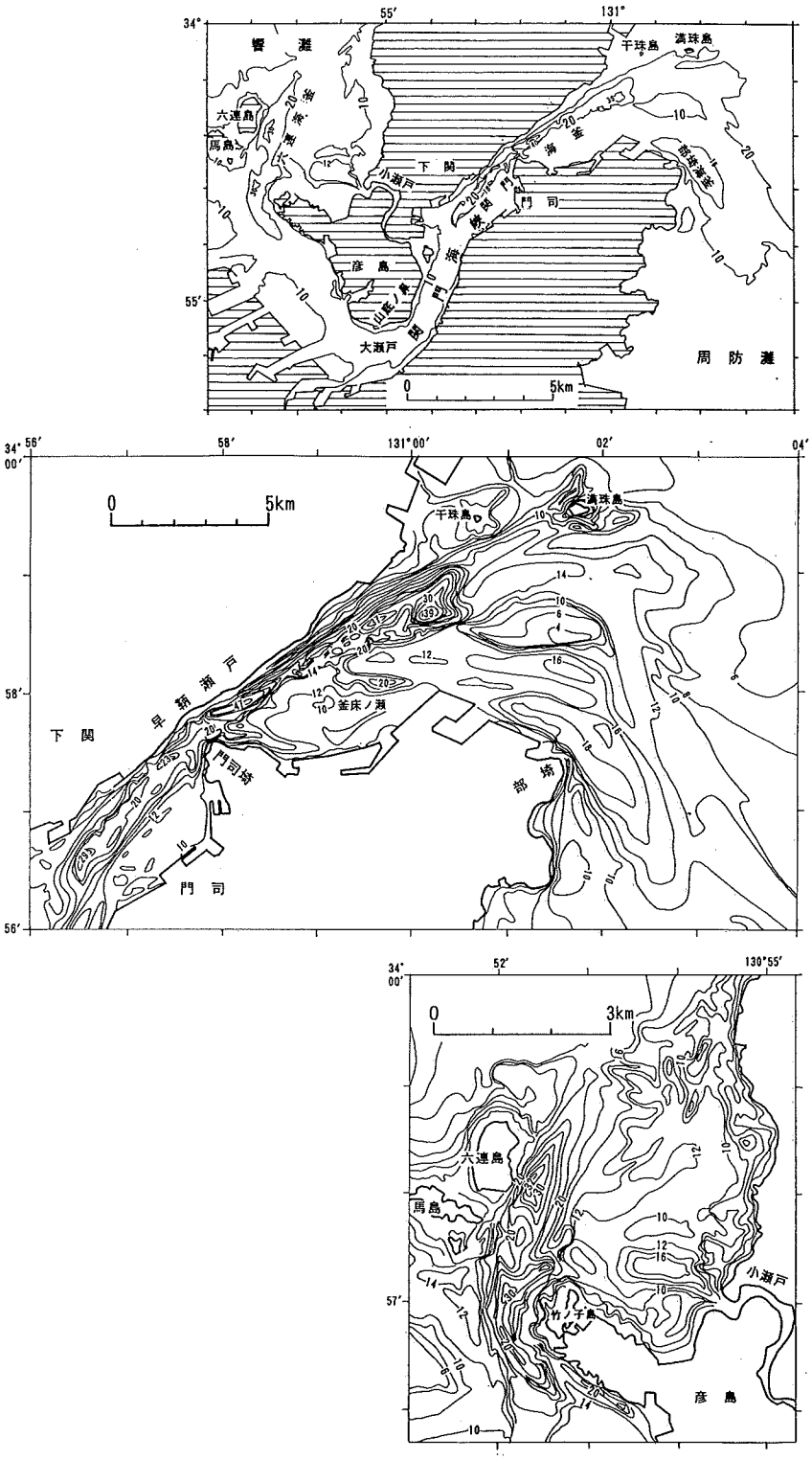


Fig. 22a Caldrons in the vicinity of the Kanmon Strait

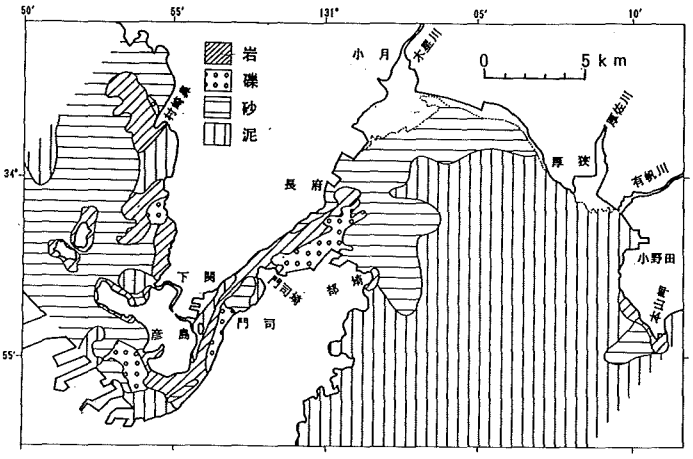


Fig. 22b Bottom quality in the vicinity of the Kanmon Strait

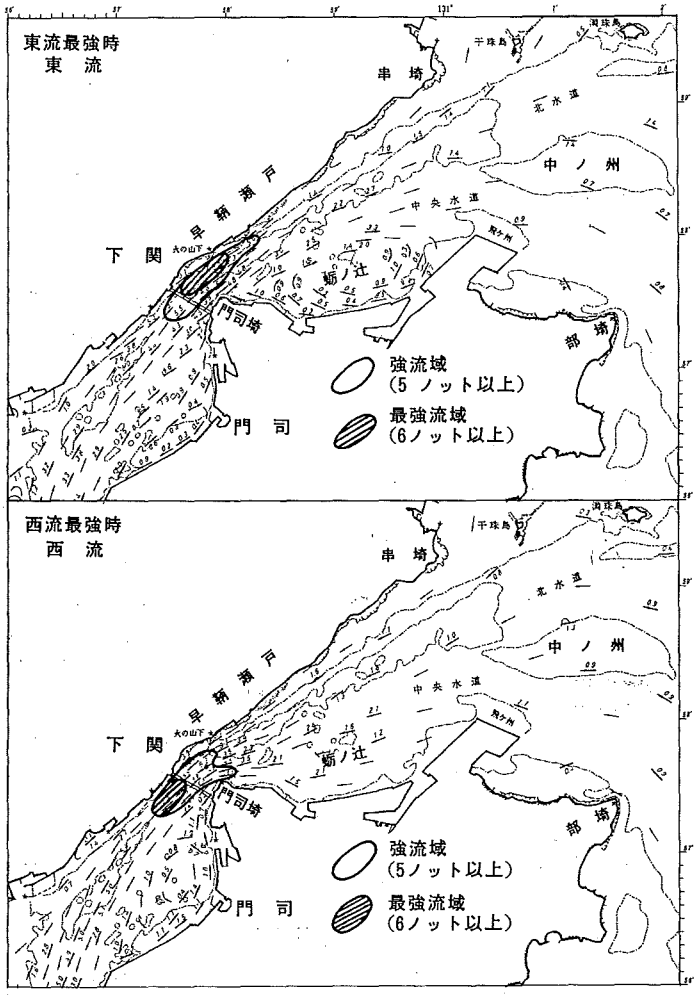


Fig. 22c Tidal currents in the vicinity of the Kanmon Strait

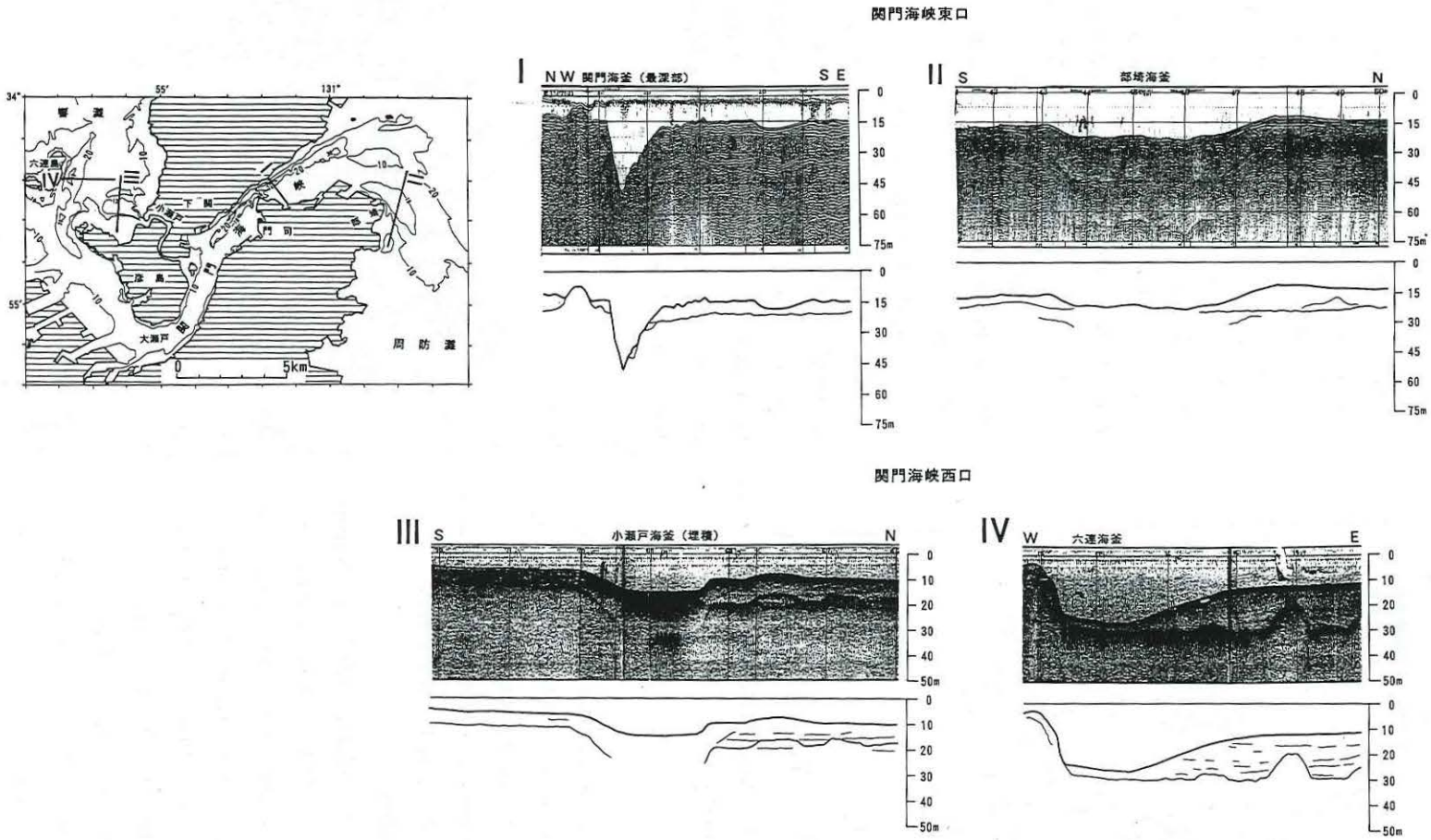


Fig. 22d Acoustic records (Sparker, Sonoprobe) in the vicinity of the Kanmon Strait

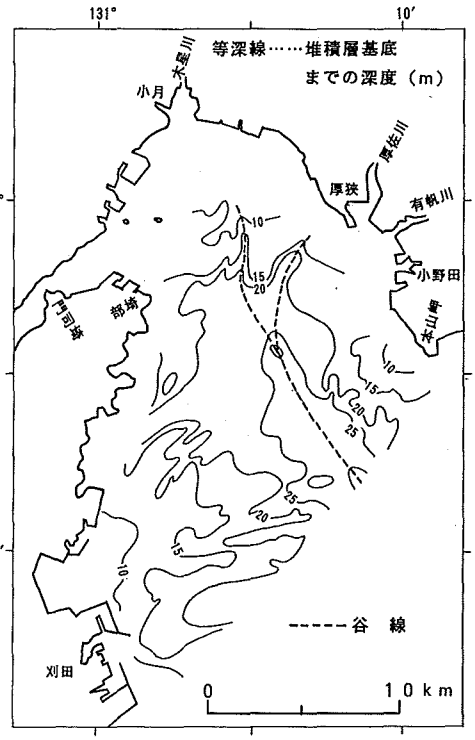


Fig. 22e Base of sediment layers in the vicinity of the Kanmon Strait

したことになる。

関門海峡周辺では，海釜は潮流の強流域に分布し，砂堆地形は潮流の主流域と反流域の境界付近に発達する（陽，1965）など，流況と地形は良く対応しており，海釜の形成は海峡が成立する海水準が－10 mの時代に始まり，現在も進行中と考えられる。

(11) 豊後水道鶴御埼

豊後水道西岸佐伯湾の南側に突出する鶴御埼前面に発達する，長方形の形状をなす長径約 8 km，短径約 3 kmの，きわめて規模の大きい岬型の海釜で，最深部は鶴御埼前面にあり水深177 m，深さ約80 mである。この付近には－80～－100 mの大陸棚の平坦面が広く発達し，この面より急激に海釜の斜面に落ち込んでいる（Fig. 23a）。底質は，海釜北部では岩が露出するが，海釜南部には礫が分布する。海釜北側の大陸棚面上では，佐伯湾の湾口を塞ぐように礫が広く分布し，海釜の南側では砂が広く分布してサンドウェーブが発達する。豊後水道の潮流は南北流で，流速は最大でも 1 ～ 2 ノットであるが，鶴御埼前面では流速が加速され，最大2.7ノットに達する。

Fig. 23 b は音波探査（ジオソーナー）の記録で，海釜最深部付近や海釜南部の記録は，水平ないし，やや傾斜する地層を切って海釜が形成（古海釜）された後，海釜底の一部は埋積されたが，その後の潮流侵食や堆積妨害により，現在の海釜が形成されていることを示している。一方，海釜北部では古海釜が完全に埋積されており，海釜の位置は時代とともに変化していることを示している。なお，海釜が侵食している地層は，周辺陸域の地層等から，更新世初期の通山浜層で，一部は中新～鮮新世の宮崎層群と想定される。

海釜の成因は潮流侵食であるが，その形成時期は，現在の流況や音波探査記録からみて過去に遡る。海釜の原型（古海釜）は，最終氷期最盛期以前に形成された可能性が強く，現在の海釜は最終氷期最盛期以降に海水準が－80～－100 m前後に上昇し，豊後水道が海域となって以降，潮流の侵食や堆積妨害により形成されたものと考えられる。

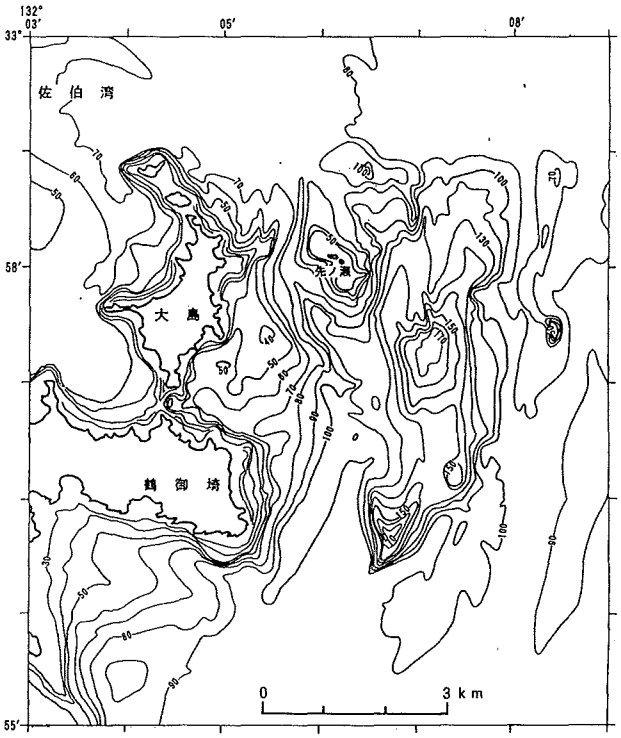


Fig. 23a Caldrons off Cape Tsurumi

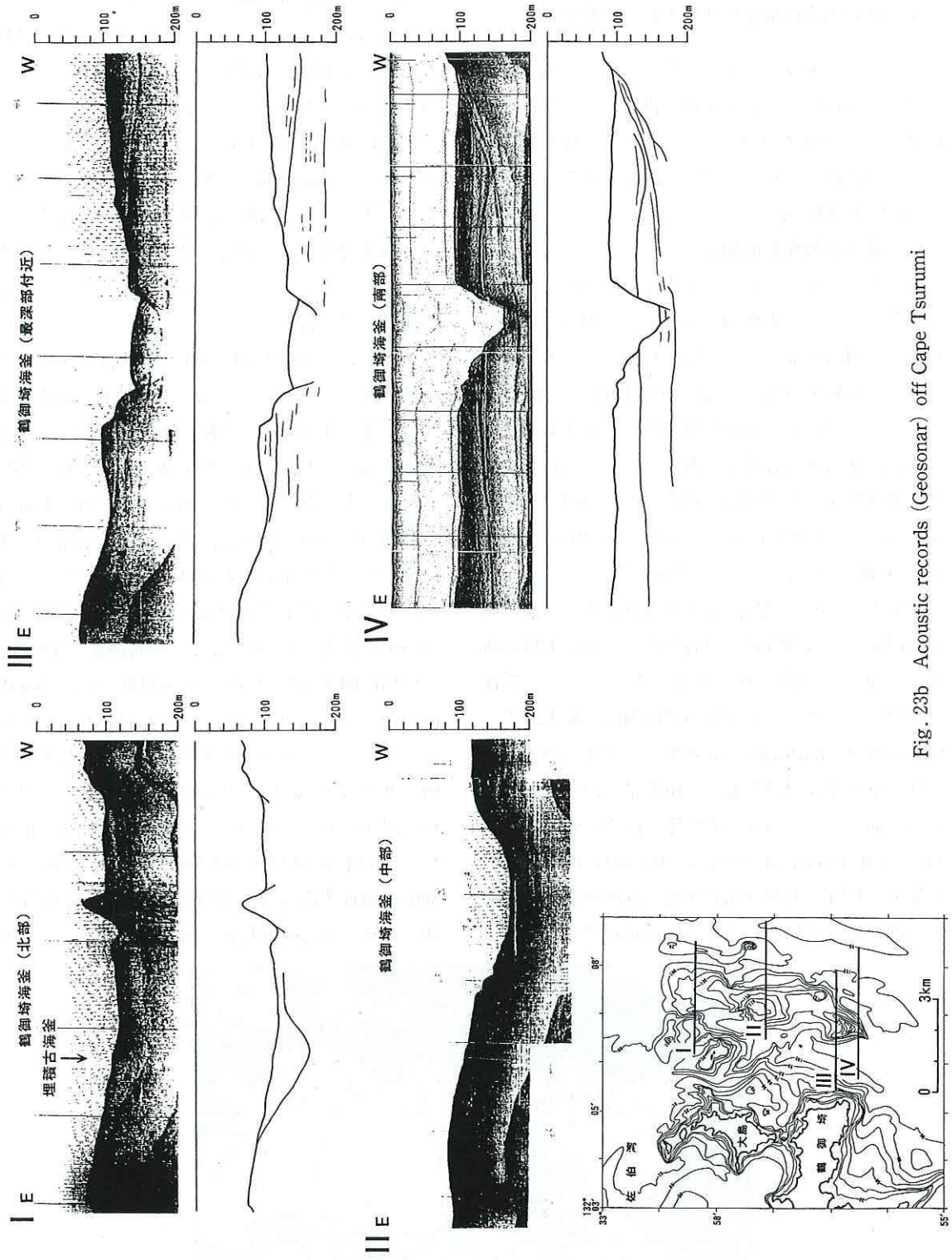


Fig. 23b Acoustic records (Geosonar) off Cape Tsurumi

7．瀬戸内海の海釜の成因及び形成時期

ここでは，前述での検討結果及びそれに加えて潮流流速の鉛直構造や各海釜域の海底の侵食状況，単成型と双子型の２つのタイプの海釜の形成要因などの潮流の諸性質や侵食能力等の議論を通じて，海釜の成因と形成時期について考察する。

(1) 従来の知見と問題点

瀬戸内海の海釜の成因や形成時期については多くの報告がある。その成因については，河谷の埋め残し説（吉川,1953，星野・岩淵,1963ほか）と潮流侵食説(矢部・田山,1934，桑代,1959,1972，茂木,1963ほか）の２つの対立する見解があり，形成時期については，前者の場合は全て過去であるが，後者の場合は現成とするもの(茂木,1963,1977，桑代,1959ほか)と過去の遺物とするもの(大嶋ほか,1975，藤田・前田,1969ほか）があって，多様である。

河谷の埋め残し説は，最終氷期最盛期には瀬戸内海は陸化し，この時代の河谷が潮流による堆積の妨害により，埋め残されたとするものである。桑代(1959)によれば，最終氷期の瀬戸内海の陸上時代には備讃瀬戸，関門海峡を分水界とする３つの水系があり，東水系は紀伊水道を，中水系・西水系は豊後水道を通って，その南で太平洋に注いでいた（Fig. 24)。吉川(1953)は由良瀬戸，明石海峡，関門海峡の海釜を，星野・岩淵(1963)は備讃瀬戸西部の海釜をこの例であるとした。河谷の埋め残し説は，瀬戸内海の多くの海釜は前述の水系上に位置し，形状が谷状であること，海釜のあるものは背斜構造を横切ったり，和泉層群砂岩層や結晶片岩等の硬い岩石を侵食していることなどをその根拠にしている。

これに対し，茂木(1963)は備讃瀬戸東部において，更新統の青粘土が海釜の出口を塞いでいることを指摘し，本座ほか(1970)も，備讃瀬戸のほぼ全域における音波探査による調査の結果，海釜に接続する埋積された古水系は発見できなかったとして，河谷の埋め残し説を否定した。

たしかに九州倉良瀬戸の例(茂木,1973b)があり，瀬戸内海でも第６章で述べたように友ケ島水道洲本沖，燧灘の比岐島南・大島などの岬型海釜や関門海峡六連海釜など，潮流の堆積妨害による埋め残しにより海釜が形成されている例があり，堀(1986)も，備讃瀬戸の海釜のなかには沈水谷の旧流路の一部と考えられるものがあると指摘している。事実，備讃瀬戸や芸予・防予諸島の島嶼間の水道に位置する海釜の分布様式やその形状は，その可能性を示唆する。

成因に関する２つの対立する見解では，潮流の流向や強さと海釜の分布がおおむね対応した形や配列をなし，多くの海釜の水深は堆積層（沖積層）基底面よりはるかに深いことなどから潮流による侵食という説が有力になりつつあるが，この場合も依然として潮流に堆積層基底面をはるかに下回る水深300～400ｍの深さまで侵食したり，背斜構造を横切ったり，また硬い基盤の岩石を侵食するだけの能

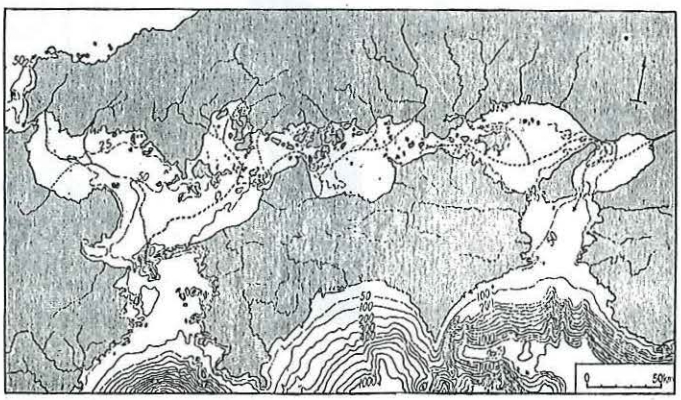


Fig. 24 Paleodrainage system in the last glacial stage in the Seto Inland Sea area, after Kuwashiro (1959)

力があるのだろうかという疑問が残されている。

海釜の成因や形成時期に関しては，従来音波探査等による海釜周辺域の堆積層基底の深度が十分に把握されずに，また潮流流速の鉛直構造やその侵食能力等が良く分らずに議論がなされ，さらに，第2章で述べたように各地の海釜を同時期，同一成因として単純に二者択一的に論じていたなどの問題があった。

(2) 潮流による海底の侵食

海釜の成因が河谷の埋め残し，潮流侵食のいずれであるにせよ，海底への堆積物の堆積を妨害し，または海底を侵食する営力は潮流であり，海釜の議論においては，潮流の諸性質や侵食能力等を把握することは重要である。また，この研究を通じて，地形学の主要課題の一つである，海底の侵食プロセスの解明にアプローチできる。

沿岸域の浅海底は，侵食・堆積作用が最も活発な場所であり，波浪や潮流，沿岸流などの作用により，どのような機構で，どの位の深さの海底まで侵食・堆積作用が及ぶのかという問題は，地形学の基本的な問題の一つであり，これまで波の作用を中心に多くの議論がなされてきた。この過程で wave base という概念が生まれたが，その使われ方は様々である。すなわち，ある場合は，一度堆積した細粒物質が波の作用で再び移動しない最小限の深さという意味で，ある場合は波が海底を侵食する最大の深さという意味である。本論では wave base は前者を意味する波浪作用限界深度の意味に使用し，後者の意味には波浪侵食限界深度(base of vigorous abrasion)を使用して議論することにする。波浪侵食限界深度については，数m～200mまで多くの数値が提出(Johnson,1919,吉川,1952，佐藤,1960,1961,茂木,1973b,c,茂木ほか,1980,Dietz and Menard,1951,Bradley,1958ほか）されたが，傾聴すべき意見は Dietz and Menard(1951),Bradley(1958)であり，彼らは波のエネルギーの大部分は砕波帯で消費されることから，波による著しい侵食は砕波帯に限られ，その最大水深は約10m(30フィート)であるとした。波浪侵食限界に関する報告の多くは現成海食台の水深や底質分布の特徴など間接的根拠に基づくものであるが，吉川(1952)，茂木(1973b)，茂木ほか(1980)は短期間における現実の海底侵食面形成という直接的根拠に基づく報告である。すなわち，吉川(1952)は黒部川扇状地北部の海岸侵食により－20m以浅の海食台が形成されたこと，茂木(1973b)は台湾澎湖水道の砂州の侵食で末端水深が－15mの侵食平坦面が形成されたこと，茂木ほか(1980)は西ノ島新島において末端水深が－12～－15mの平坦面が形成されたというものである。このほか，伊勢湾台風及びチリ津波の暴浪による海底侵食について，茂木(1960)，Kawamura et al.(1961)は，その侵食はそれぞれ，－15m以浅の海底に限られていることを報告した。これらのことから波の侵食限界深度は－10～－20m程度で，－20m以深の海底には顕著な影響は及ぼさない（茂木・佐藤，1975,1977)と考えられている。

理論的には，波や海流の運動は表層部が中心で，波の運動は海面下数10mの深さで著しく衰えるが，潮流の運動はかなり深部まで及び，その流速の減衰を引き起こす主たる要因は海底の摩擦であると考えられている(小倉，1934,中野,1968,須田ほか,1930,須田，1962)。しかし，強流域では従来手法による鉛直断面観測は困難なこともあって，深部に亘る鉛直断面データはきわめて少なく，十分な検証は行われていない。また海峡域では，最近まで海釜によって侵食されている海底下の地層の確認はほとんど行われていなかったが，音波探査の導入やボーリングの実施により，いつの時代の侵食によるのかは別にして，具体的な地層の侵食状況等が分かるようになってきた。

潮流の侵食能力については，桑代(1959)が具体的データを用いて議論している。これは第六管区海上保安本部水路部が実施した，備讃瀬戸東部の潮流の各層観測成果と海釜の分布の関係より，潮流は，海底面上における流速が3ノット以上の場合，堆積面（堆積物？；著者注）を侵食する能力を持つとしたものである。これに対して星野・岩淵（1963)は，潮

流の流速自身が海釜を含めた海底地形に支配されているので，海釜域の流速が3ノット以上という観測結果をもって，ただちに海底が侵食されているとはいえないと批判した。また，根拠は不明ながら，Belderson et al.(1982)も潮流流速（表面）が3ノット以上のところで海釜の形成が始まると報告している。

現在までのところ，このほかに潮流の侵食能力を具体的データを用いて直接的に議論する報告はなされていないが，本論では，潮流流速の鉛直構造，各海釜域における海底の侵食状況，単成型と双子型の2つのタイプの海釜の形成要因についての考察から，潮流による海底の侵食について議論する。

1）潮流流速の鉛直構造

Fig. 25には明石海峡，鳴門海峡，備讃瀬戸（日比～大槌島～小槌島），猫瀬戸の潮流流速の鉛直断面データを示す。明石海峡では最大流速域は，海峡最狭部付近の中央部より淡路島寄りの表層付近にあるが，流速は海底近くでも4～6ノットに達する。鳴門海峡では北流，南流で流速の最強域が異なり，北流の最大流速域は北釜の水深50～60m付近[22]にあるが，流速は表層から底層まで余り減衰せず，南流の場合も最大流速域は南釜の水深30～40m付近にあり，流速は北流同様，下層に向かって余り減衰しない。備讃瀬戸の日比～大槌島～小槌島，猫瀬戸の断面も，変化は水平方向が主で，鉛直方向には余り変化がないことを示している。このほか，瀬戸内海の潮流の鉛直断面観測は，友ケ島水道（海上保安庁水路部，1987ほか），明石海峡（本州四国連絡橋公団，1977，海上保安庁水路部，1987ほか），備讃瀬戸（小野弘平，1947，第六管区海上保安本部，1962ほか），大畠瀬戸（高杉ほか，1989），速吸瀬戸（須田ほか，1930）[23]，関門海峡（佐伯，1932ほか）などで行われている。これらの観測結果によると，それぞれの海域により多少の差異はあるものの，おおむね潮流の流速は表層あるいは表層近くで最強であるが，鉛直的に下層に向かって余り減衰することはなく，海底近くにおいても最強層の60～70%の流速があることを示している。

以上のことから，表層流速が大きい海峡周辺では，底層においても潮流はかなりの流速を持っていることが想定される。

2）各海釜域の海底の侵食状況

Table 4は，各海釜域の海底の侵食状況をまとめたものである。友ケ島水道洲本沖，備讃瀬戸三崎，燧灘大島，関門海峡六連海釜などは，潮流の堆積妨害による埋め残しによって海釜が形成され，燧灘四阪島の美濃島，関門海峡部埼海釜などは表層堆積層が浅く侵食され，備讃瀬戸小豆島の地蔵埼，同じく備讃瀬戸の大槌島～小槌島，下津井瀬戸，安芸灘猫瀬戸の海釜などは，更新世や鮮新世の地層が侵食されて海釜が形成されているが，基盤の花崗岩類には及んでいないことを示している。

一方，明石海峡，鳴門海峡，来島海峡，怒和島水道，速吸瀬戸，関門海峡の海釜では，基盤の岩石にまで侵食が及び，明石海峡の海峡最狭部では，第三紀中新世の神戸層群，中生代白亜紀の花崗岩類が侵食されて海底に露出している。また，鳴門海峡では，中生代白亜紀の和泉層群の泥岩優越層が分布すると想定される海域に海釜が形成される一方，同層群の砂岩優越層が分布する岬の延長部は鞍部地形として高まりをなしている。但しこの鞍部地形も南北両海釜を繋ぐ溝状凹地の部分では－60mまで侵食されている（八島，1990）。

速吸瀬戸の双子型海釜では，古生代末～中生代初めとされる三波川変成岩類の緑色片岩が分布する部分は南北海釜を2分する尾根となり，和泉層群の泥岩等が分布すると思われる海域にすり鉢形の北釜が形成されている。一方，南釜には北東―南西方向に並行する1～2列の尾根と深みがみられるが，これらは三波川変成帯の構造や変成岩の中の岩相の差異が潮流の侵食により露わにされたものと想定される。関門海峡の海釜では中世代白亜紀の関門層群・花崗岩類が，豊後水道鶴御埼の海釜では中新世～鮮新世の宮崎層群と思われる地層が，侵食されて海釜が形成されている。

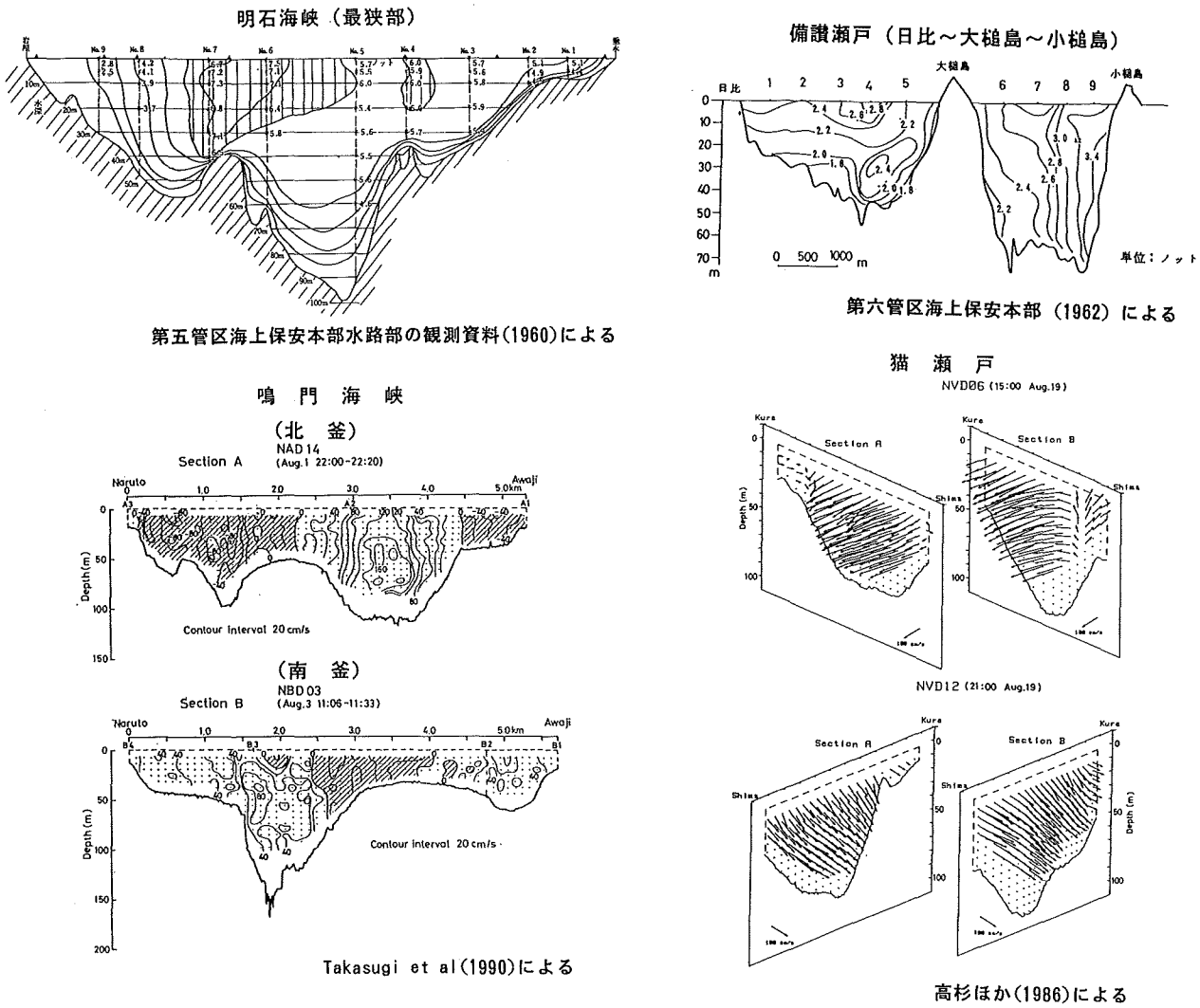


Fig. 25 Vertical profile of the current velocity

以上の流速データは表層部のものであり，また由良瀬戸や豊後水道鶴御埼の海釜のように，流速が3ノット程度でも基盤の岩石が侵食されている例もあるが，潮流流速と海底の侵食状況の間には比較的明瞭な対応関係が認められる。すなわち，流速がおおよそ2ノット以下の海域では，潮流の堆積妨害による埋め残しか，表層堆積層が浅く侵食されて海釜が形成されており，灘域の海釜は全てこの例である。流速が2～3ノットをこえる海域では更新統より下位の地層が侵食されて海釜が形成されているが，侵食は基盤の岩石には及んでいない。一方，流速が5～6ノット以上の海域では，和泉層群の砂岩層，花崗岩類，変成岩類等の基盤の岩石が侵食されて海釜が形成されているが，基盤の岩石の侵食の状況はその岩相分布などrock controlに支配されている。

以上のことを模式的に表すとFig. 26のようになる。

3）単成型と双子型海釜の形成要因

単成型と双子型の2つのタイプの海釜を区分する因子として，矢部・田山(1934)は潮流の速度，海峡の幅，海峡の最初の地形を示唆した。吉川(1953)は海峡地域の原初地形を重視し，潮流は基盤の地形を破壊するまでには至らず，堆積の妨害が海釜形成にあずかっているとした。つまり，前者は河谷が沈水

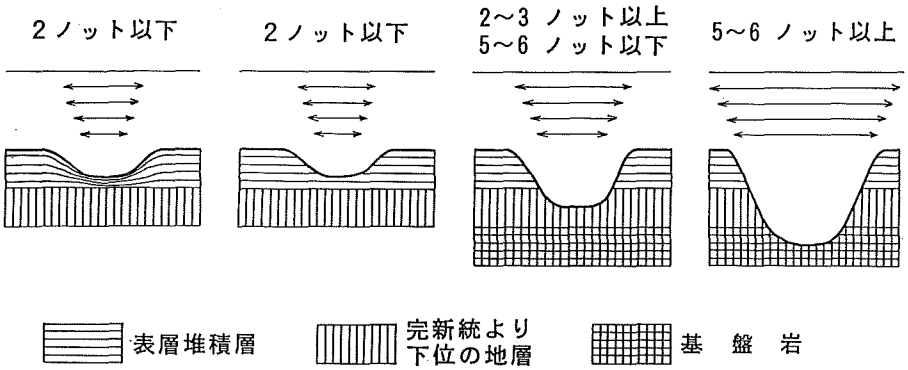


Fig. 26 Velocity of tidal currents and erosions of sea bottom

した場合で，後者は分水界が沈水した場合となる。桑代(1959,1972)は両者の違いを潮量に対する海峡幅の広狭によるとした。すなわち，前者は潮量に対し海峡の幅の広いところ，後者は潮量に対し海峡の幅の狭い所で形成されるとし，潮流の侵食は堆積面に限られるため，沈水した尾根を侵食する能力は持たず，その両側のルーズな堆積面を侵食するため，最狭部を離れて双子型海釜が形成されるとした。しかし，この場合，2つの型を分ける潮量と海峡の幅の定量的な関係については説明していない。吉川(1953)，桑代(1959,1972)とも rock control を重視し，潮流の侵食能力は堆積面に限られ，基盤の岩石には及ばないと考えたようである。

一方，茂木(1980)は，2つのタイプを形成する要因は，海岸線の制約を受けた潮流自身の性質にあると推論した。つまり，広い海域から狭い海域へ潮流が流れ込むと，両側の海岸線の制約を受けて流れの収束を生じ，潮流は海峡最狭部を通過した後もその延長方向に流れて合流し，合流点では下降流や渦流を生じて海底の下方侵食を生じやすい。潮流の収束線が鈍角で交わると，反復する潮流の合流点は近接し，収束線が鋭角で交わると，それぞれの合流点は離れて，前者では単成型，後者では双子型が形成されるというものである。この推論では，海峡最狭部付近における潮流の収束線の角度によって2つの型の違いが生じることになる。

明石海峡，鳴門海峡では本州四国連絡橋公団(1973,1976,1977ほか)により，航空機を用いた潮流のフロート追跡観測等が行われている。この結果によると，明石海峡での強流出現域は東流，西流によって異なり，Fig. 14c の潮流図に比べて複雑な変化を示すものの，大勢は一致していて海峡最狭部付近で東流，西流の強流域は重複している。一方，鳴門海峡では Fig. 15c の潮流図同様，南流，北流のいずれも突出する両岬により強制的に収束され，海峡最狭部の下流側に強流域を生じ，最狭部を挟んで南と北に交互に激流域が現われる。このほか，諸島・怒和島・クダコ水道でも鳴門海峡同様，南西流，北東流のいずれも，強流域は水道最狭部の下流側に生じ，最狭部を挟んでその両側に交互に激潮を生じている(Fig. 20b)。関門海峡では東流，西流の強流域を6ノット以上の最大強流域でみると海峡最狭部を挟んで東側と西側に別々に現われるが，5ノット以上の強流域でみると，両者は海峡最狭部付近で重複している(Fig. 22c)。

これらの海域の海岸線と強流（激潮）出現域とを模式的に表すと Fig. 27のようになる。反復する潮流の強流域が海峡最狭部付近に重複して1ヵ所形成される海域では，単成型海釜が，反復する潮流の強流域が海峡最狭部を挟んで別個に2ヵ所形成される海域では，双子型海釜が形成されている。また，海岸線の形状をみると，平行あるいは海峡両岸の岬の突出が緩やかな場合は強流域は重複し，細長い岬が急激に突出している場合は，強流域は別の場所に形

Table 4 Erosions of sea bottom in the Seto Inland Sea

海域名	友ケ島水道		明石海峡		鳴門海峡		備讃瀬戸	
海釜名	由良瀬戸	洲本沖	明石海峡		鳴門海峡		小豆島地蔵埼	大槌島～小槌島
海釜のタイプ	海峡単成型	海峡岬型	海峡単成型		海峡双子型		海峡岬型	海峡単成型
潮流最大流速（ノット）	3.6	(1.0)	7.1		10.6		2.1	3.4
海釜の水深（m）	197	52	148（最深部）	110（最狭部）	216（最深部）	60（鞍部）	78	70
侵食する地層	白亜紀和泉層群砂泥互層		鮮新世後期～更新世初期大阪層群	中新世神戸層群・白亜紀花崗岩類	白亜紀和泉層群泥岩優越層	白亜紀和泉層群砂岩優越層	更新世大槌島層・沙弥島層	更新世槌ノ戸瀬戸層・大槌島層
記　事		堆積妨害					基盤の花崗岩類に及ばず	基盤の花崗岩類に及ばず

海域名	備讃瀬戸		燧灘		来島海峡	安芸灘	
海釜名	下津井瀬戸	三埼	四阪島美濃島	大島	来島海峡	舟折瀬戸	猫瀬戸
海釜のタイプ	海峡単成型	海峡岬型	灘岬型	灘岬型	海峡単成型	海峡単成型	海峡単成型
潮流最大流速（ノット）	(2.9)	(1.3)	(0.7)		9.7	9.0	4.6
海釜の水深（m）	80	70	55	39	152	60	128
侵食する地層	鮮新世三豊層群	表層堆積層	表層堆積層		白亜紀花崗岩類	白亜紀花崗岩類	下部更新統
記　事	基盤の花崗岩類に及ばず	堆積妨害	堆積層基底に及ばず	堆積妨害			基盤の花崗岩類に及ばず

海域名	怒和島～釣島水道		速吸瀬戸		関門海峡			豊後水道
海釜名	怒和島水道	釣島水道	速吸瀬戸		関門海峡	部埼	六連	鶴御埼
海釜のタイプ	海峡双子型	海峡単成型	海峡双子型		海峡単成型	海峡岬型	海峡単成型	海峡岬型
潮流最大流速（ノット）	(5.2)	2.9	5.7		8.5	(1.1)	(0.9)	2.7
海釜の水深（m）	166	146	460（最深部）	150（鞍部）	47	20	33	177
侵食する地層	白亜紀花崗岩類	下部更新統	白亜紀和泉層群泥岩	古生代～中生代三波川変成岩類	白亜紀関門層群・花崗岩類	表層堆積層		中新世～鮮新世宮崎層群
記　事		基盤の花崗岩類に及ばず					堆積妨害	

注）潮流最大流速欄の（　）内数字は大潮期の平均流速を示す

成されている。単成型と双子型の2つのタイプの海釜を形成する要因は強流の出現域が1つか2つかというその出現様式にあり，この出現様式は海岸線の形状と密接な関係を持つことを示している。

以上のように，潮流は底層までかなり強流で，潮流の侵食は未固結な堆積層に限られるものではなく，基盤の岩石にも及び，潮流流速と海底の侵食状況の間には比較的明瞭な対応関係がみられる。そして未固結の堆積層の侵食においては，河川の掃流力に相当する潮流の流れがその主役をなすと思われるが，基盤の岩石の侵食においては，第6章の鳴門海峡，明石海峡などの底質の項で述べた特色等から，潮流により移動する砂礫が侵食作用の主役をなしているものと想定される。

また，単成型と双子型の2つのタイプの海釜の第一の形成要因は，海岸線の形状等に応じて強流域の出現域を変化させる潮流自身の性質にあるということができるが，海釜の形成が全てこのような潮流の性質のみによって決まるものではなく，これまで述べてきたように海域の地形・地質の諸条件が海釜形成に大いに影響していることはいうまでもない。

(3) 成因と形成時期

海釜の成因については，これまで述べたように潮流の流向や強さと海釜の分布がおおむね対応した形や配列をなし，灘と灘を結ぶ海峡に位置する規模の大きい海釜などでは，その水深は堆積層基底の深度をはるかに下回っており，海釜は潮流によって深く侵食されたと考えざるを得ない。潮流に硬い基盤の岩石等を侵食する能力があるのかという点については，前述のように，潮流の流速は鉛直的に下層に向かって余り減衰することはなく，海底近くにおいてもかなりの流速を維持し，流速の大きいところでは未固結の堆積層のみならず，基盤の硬い岩石をも侵食している事実がある。

以上のことから，備讃瀬戸などの島嶼間に位置する規模の小さい海釜や灘域の規模の小さい岬型海釜の一部は，潮流の堆積妨害による埋め残しによって形成されたものであるが，多くの海釜は堆積層や基盤の岩石が潮流の侵食によって形成されたものである。

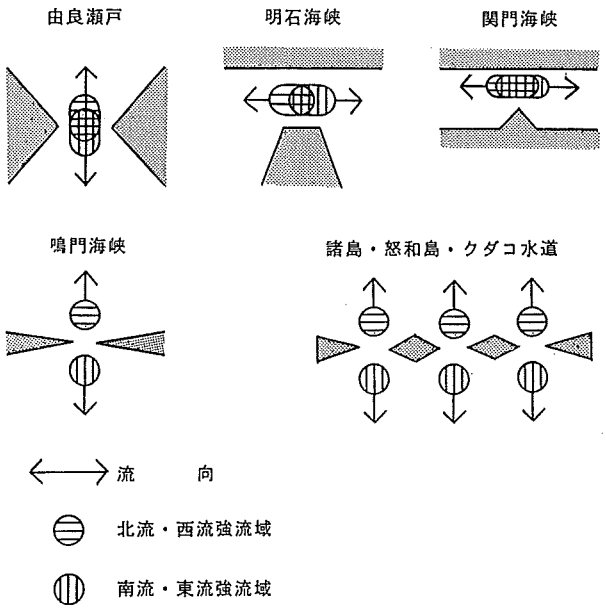


Fig.27 Strong current areas in the major straits

海釜の形成時期については，①現在の流況と海釜の分布位置がおおむね対応していること，②海釜底には岩盤が露出し（明石海峡，鳴門海峡，速吸瀬戸ほか），侵食形態が基盤の地質構造に支配されていること（速吸瀬戸），③底質分布は海峡部を中心として粗粒物質から細粒物質へと規則的に変化[24]していること（友ケ島水道，鳴門海峡，速吸瀬戸，関門海峡ほか），④海釜底から採取される礫は円礫で，海釜付近から採取される獣化石には，砂礫による摩擦痕がみられること（明石海峡，鳴門海峡），⑤新旧海図の水深比較によると，海釜の部分は深化傾向にあること（鳴門海峡，備讃瀬戸東部，速吸瀬戸），⑥海釜と砂堆地形が隣接し（明石海峡，鳴門海峡，備讃瀬戸東部，速吸瀬戸，関門海峡），海釜斜面の這い上がり部などにサンドウェーブが分布すること（備讃瀬戸，速吸瀬戸），⑦潮流流速の鉛直断面データによると，底層でもかなりの強流が存在すること（明石海峡，鳴門海峡，備讃瀬戸東部，猫瀬戸，大畠瀬戸，関門海峡）等から，瀬戸内海の海釜の多くは，現在も侵食が進行中であり，少なくともそれに近い状態にあると考えられる。とくに海釜に隣接して砂堆地形が分布し，海釜斜面の這い上がり部にサンドウェーブが分布するという特徴は，海釜と砂堆地形が密接な関係を持ち，砂堆が海釜起源の堆積物[25]の堆積地形として海釜周辺に発達していることを意味するので，海釜が現在も活発な侵食作用にさらされていることが分かる。

とはいえ，明石海峡や豊後水道鶴御埼の海釜のように，現在の流況のみでは説明できないものが存在するのも事実で，過去に遡って考えてみる必要がある。しかし，従来の議論のように，各地の海釜を全て同時期の形成として，現成か，過去の遺物（化石地形）かというように，単純に二者択一的に論ずるのは誤りである。海峡が成立すれば，規模の大小は別にして海釜状の地形の形成が始まるのは，現在のサロマ湖，能取湖，浜名湖などの湾口部の地形の例から明らかである。第6章や第8章で述べるように，各海釜の形成は，海釜が位置する海峡の成立時に始まり，その後，現在も進行中である。各海峡の成立時期は瀬戸内海の沈水過程に深く関わり，各海峡ごとに異なっている。

以上のように，備讃瀬戸などの島嶼間に位置する規模の小さい海釜のなかには，氷河時代に形成された河谷が潮流によって埋め残されたものもあるが，瀬戸内海の海峡域にみられるほとんどの海釜は，最終氷期最盛期以降の海水準上昇過程において，各海峡の成立以降，潮流の侵食によって形成が始まり，現在も進行中ということができる。一方，灘域の海釜は，当該海域が沈水して海域となって細粒堆積物の堆積が進行する中で，島の周辺で流速が加速される潮流の堆積妨害による埋め残しや表層の堆積層が浅く侵食されて形成されたものである。

8．瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程

ここでは第6章，第7章での検討結果等から瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程について考察する。

最終氷期最盛期には瀬戸内海は全域が陸域であった。その後，海水準の上昇に伴い，海は紀伊・豊後両水道から侵入し，順次各海峡を経由して各灘や湾を形成して海域を拡大し，最終的には最終氷期最盛期に分水界をなしていた備讃瀬戸や関門海峡が沈水して，現在のような瀬戸内海が完成した。瀬戸内海の主要な海釜は，この瀬戸内海の沈水過程において，海釜が位置する海峡の成立とともに潮流の侵食によって形成が始まり，現在も進行中である。この間，潮流は海域によっては基盤の岩石をも侵食し，また強流域の出現様式に応じて単成型や双子型などの海釜を出現させた。

主要な海峡成立時の海水準や海釜形成開始時期の海水準は，第6章で海峡周辺の地形の特色や音波探査記録の解析結果等（堆積層基底の深度等）から考察した。

Fig. 28では，議論に用いた堆積層基底を，主要海釜周辺の代表的なソノプローブ記録上に図示した。これらの記録から判読される層序・構造をボーリン

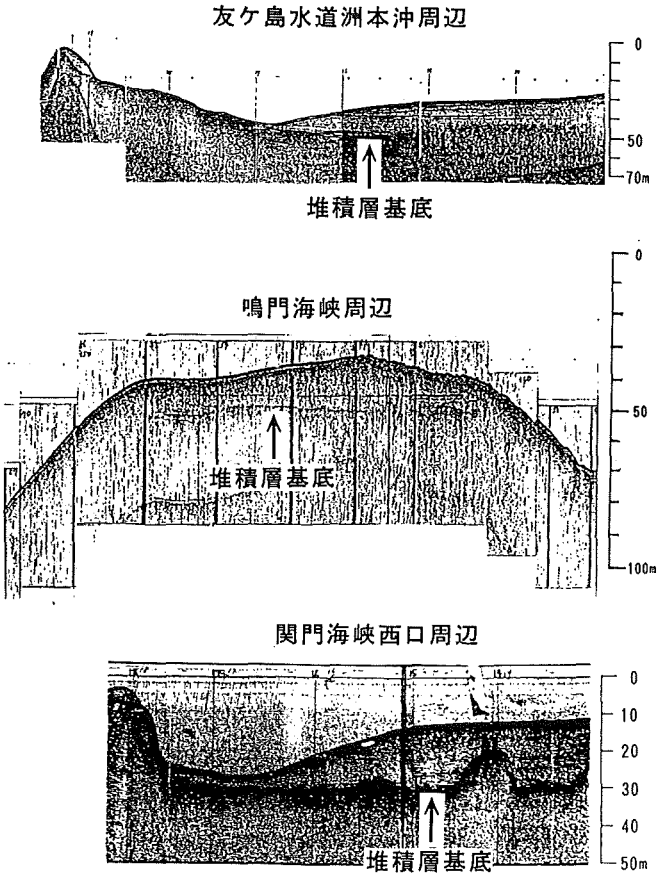


Fig. 28 Acoustic records in the vicinity of the major caldrons in the Seto Inland Sea

グ等によって実際の地層と直接対比することは行っていないが，堆積層基底は，その深度，記録の色調，侵食形態を示すその表面形状，周辺陸上の地形・地質を含む従来の知見(大嶋ほか,1975,1977, 小野寺・大嶋,1983, 中瀬古,1982ほか）から，当該海域に海が侵入する以前の陸上地形面，すなわち，最終氷期最盛期の陸上地形面に，基底より上位の堆積層は最終氷期最盛期（最大海退期）以降の陸成・海成堆積物に当たる。このため，本論で述べた堆積層は，いわゆる沖積層に相当し，堆積層基底は沖積層基底に相当すると考えられる。ここでは，最終氷期最盛期以降の海水準変動に関する従来の知見と，第6章で述べた海峡成立や海釜形成開始時期の海水準を組み合わせて，瀬戸内海の主要海峡の成立時期や海釜形成開始時期及び沈水過程の解明を目指すことにした。最終氷期最盛期以降の海水準変動について，外国では Fairbridge(1961), Shepard and Curray (1967)ほか，日本沿岸では湊(1966)，貝塚・成瀬(1977)，小元・大内(1978)，大嶋(1978,1980)，松本(1984)，太田ほか(1982,1990)，Umitsu(1991)ほか多数の報告があるが，瀬戸内海沿岸では少なく，10,000年前以降の大阪湾・播磨灘について，前田(1977,1980 a,b)，完新世後期について成瀬ほか(1984)，藤原・白神(1986)ほかが知られるのみである。

これらの海水準変動曲線は地域や報告者により様々であるが，貝塚・成瀬(1977)によれば，最終氷期最盛期に－120～－140mまで低下した海水準は，約15,000年前から途中に少なくとも1回の降下期を挟みながら急上昇し，約11,000年前には－20～－30mに達した。ついで約10,000年前には－40mまで海面低下を生じ，この後再び海面が上昇して，約5,000年前に現海水準に達し，以後は大きな変動なしに現

在に至っている。一方，前田(1977,1980a,b)の曲線は，約10,000年前の海水準は－31m，9,000年前は－25m,8,000年前は－18m，7,000年前は－5mで，6,000年前に＋3mの最高位海水準に達したことを示している（Fig. 29a)。

20,000～18,000年前の最低位海水準，15,000～10,000年前頃の海水準の昇降過程や，最高位海水準の時期及びその海水準，最高位海水準以降の小海退等については見解の相違があるものの，10,000～5,000年前に限れば，曲線の変化はおおむね一致し，この間の海水準のバラツキは10m，年代のバラツキは1,000年の範囲内にある（Fig. 29b)。

これまで瀬戸内海の地形発達史に関して得られた絶対年代データは，数が少なく，大阪湾，播磨灘，小豆島周辺等で知られるのみである。大阪湾，播磨灘において前田(1977,1980a,b)は多数の潮間帯を指示する貝類化石の^{14}C年代測定を行い，群集を産出する層準との関係から前述の海面変動曲線をとりまとめ，大阪湾奥の水深31mで得られた穿孔貝の一種のニオガイの^{14}C年代が10,200±770B.P.を示したことから，大阪湾奥への海の侵入は約10,000年前とした。また，大嶋ほか(1975)が，大阪湾西部の水深57mの地層から採取されたマガキの年代について10,820±190B.P.，この地層の下位のシダの胞子を多数含む泥炭層の年代について10,400±190,13,950±280B.P.を得たことから，小野寺・大嶋

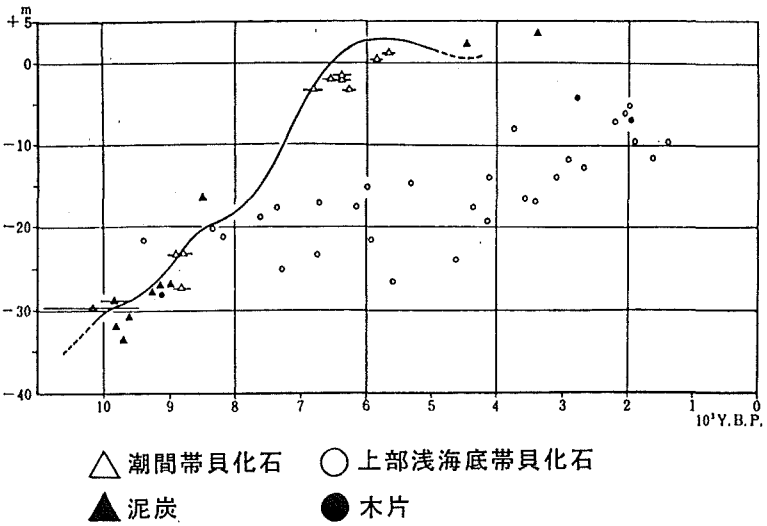


Fig. 29a Sea level curve since 10,000 B.P.in the Osaka Bay and Harima Sea,after Maeda (1980a)

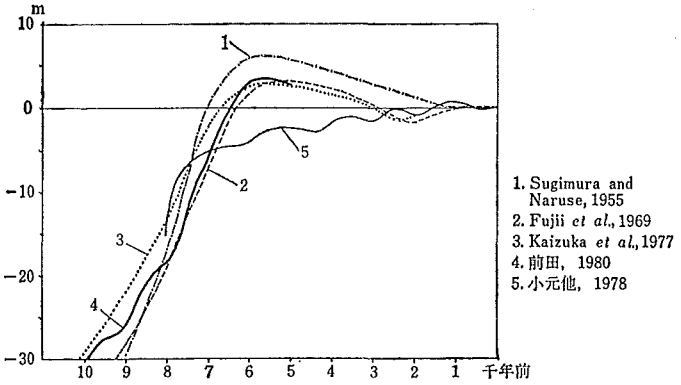


Fig. 29b Sea level curves since 10,000 B.P.from various areas in Japan, after Maeda (1980b)

(1983)は，大阪湾の原地形面を埋積する直前の年代は13,000年前で，この頃友ケ島水道が成立したとした。また，備讃瀬戸児島半島東側の井島・黄島などの縄文早期貝塚（江坂，1972)の貝殻の^{14}C年代について，8,400±350B.P.という測定値(渡辺,1966)が報告されているが，井関(1957,1977)は，周辺の海底地形の特色や貝塚構成貝の変化等から，貝塚成立時の海水準は－15mで，約8,000年前に，児島半島周辺にあった備讃瀬戸の分水界が沈水し，現在の瀬戸内海が完成したと考えた。これに対して，藤原・白神(1986)は建設省国土地理院(1983b)の音波探査による同島周辺の堆積層基底の深度は－30mで，貝塚構成貝の変化などから貝塚成立時の海水準は－25mであったとして井関(1957,1977)を修正した。本論では，Fig. 29aに示した前田(1980a)の海水準変動曲線から，海水準と絶対年代を，年代は500年間隔，海水準は10m単位で読み取った。なお,20,000～10,000年の間では，海水準上昇過程における海水準降下の回数やその海水準は，報告によりバラツキがあるため，20,000～10,000年の間は，海水準の低い方を年代の古い方へ，高い方を新しい方に順番に並べることにした。数は少ないものの，このようにして読み取った値と前述の絶対年代データとは比較的良い対応を示す。

前田(1980a)の海水準変動曲線から読み取った年代と海水準に，海峡周辺の地形の特色や音波探査記録の解析結果等から得た海峡成立時や海釜形成開始時期の海水準を組み合わせて，瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程をTable 5に，瀬戸内海の沈水過程の模式図をFig. 30に示した。

これらによると，20,000～18,000年前の最終氷期最盛期に陸上であった瀬戸内海は，海水準の上昇に伴い，紀伊・豊後両水道から海が侵入して次第に沈水し，海域を拡大していった。両水道での海の侵入は水深の大きい豊後水道の方が早く，海水準が－80mの時代には速吸瀬戸が成立し，伊予灘に海が侵入した。一方，友ケ島水道の成立は海水準が－60mの時代になってからで，大嶋ほか(1975)によればその時期は約13,000年前となり，友ケ島水道の成立によって大阪湾への海の侵入が始まった。－50mの時代になると諸島・怒和島・釣島水道が成立して安芸灘,広島湾に海が侵入し,さらに－40mの時代になって鳴門海峡，来島海峡が成立して，それぞれ播磨灘，燧灘に海が侵入した。続いて約10,000年前の海水準が－30mの時代になって明石海峡が成立し，大阪湾と播磨灘が連結し,－20mの時代になって備讃瀬戸の塩飽諸島周辺にある分水界が沈水し，豊後・紀伊両水道から侵入してきた東西の瀬戸内海が連結した。そして－10mの時代になって関門海峡が成立して，日本海と通じ，最終的に現在の瀬戸内海が完成した。従来は児島半島周辺の備讃瀬戸の分水界の沈水によって瀬戸内海が完成した(井関,1957,1977)といわれてきたが，備讃瀬戸の堆積層基底の深度は児島半島周辺の－30mに対し，塩飽諸島周辺は－20mと浅い。さらに分水界をなす関門海峡の鞍部地形は－13～－14mとさらに浅く，現在の瀬戸内海は関門海峡の成立によって，完成したと修正すべき必要が生じた。

以上のように海は紀伊･豊後の両水道から侵入し，各海峡の成立に従って，その海峡に位置する海釜の形成は始まり，現在も進行中である。但し，鳴門海峡や明石海峡で海釜形成が本格化するのは，第6章で述べたように，海峡の成立から遅れ，海水準がそれぞれ－30m，－20mに達してからのことである。一方，灘域の海釜は，当該海域が沈水して海域となり，細粒堆積物の堆積が進行する中で，島の周辺で流速が加速される潮流の堆積妨害による埋め残しや，表層の堆積層が浅く侵食されて形成されてきたものである。

Table 5 Geomorphological evolution and submergence history of the Seto Inland Sea

地質時代	絶対年代（年前）	海水準	形成された海峡と形成が始まる海釜	沈水過程	主なできごと
	6,500	0			
	7,000	-10m	関門海峡	瀬戸内海と日本海の連結	現在の瀬戸内海の完成
完新世	8,000	-20m	備讃瀬戸	燧灘と播磨灘の連結	東西の瀬戸内海の連結，明石海峡海釜形成の本格化
	10,000	-30m	明石海峡	大阪湾と播磨灘の連結	鳴門海峡海釜形成の本格化
		-40m	鳴門海峡 来島海峡	播磨灘への侵入 燧灘への侵入	
更新世後期		-50m	諸島・怒和島・釣島水道	安芸灘・広島湾への侵入	
	13,000	-60m	友ケ島水道	大阪湾への侵入	
		-70m		紀伊水道への侵入	
		-80m	速吸瀬戸	伊予灘への侵入	
		-80～-100m		豊後水道への侵入	
	18,000～20,000	-120～-140m			瀬戸内海の陸化と古水系の形成

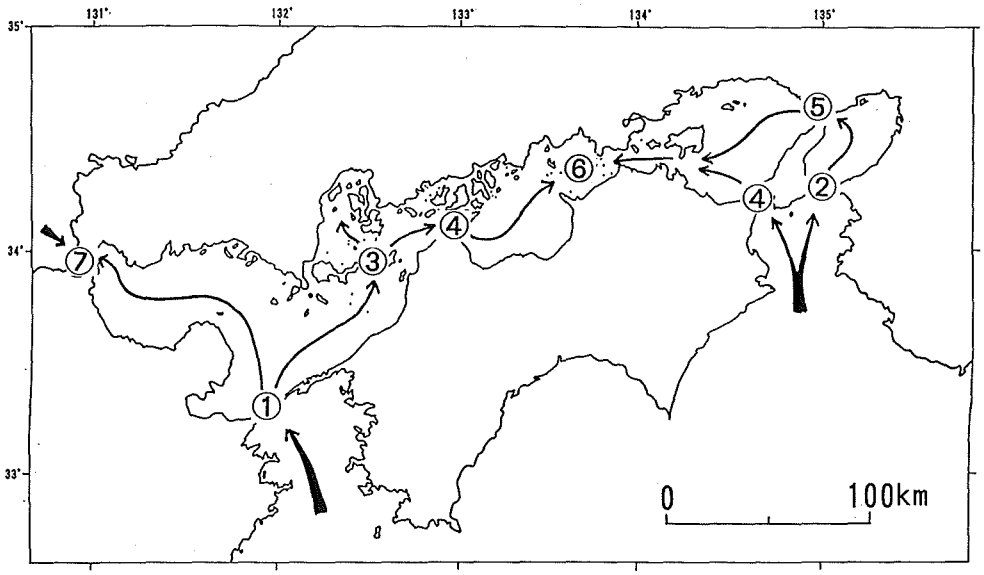


Fig.30 Submergence process of the Seto Inland Sea

9．結論と今後の課題

本論は瀬戸内海の海釜について，形態や分布の特色を明らかにして海釜の分類を試み，その成因・形成時期及び瀬戸内海の海峡・海釜を中心とする地形発達史及び沈水過程の解明を目指すものである。用いた資料は水路部の5万分の1「沿岸の海の基本図」，音波探査記録，底質，潮汐・潮流データを主とし，その解析に音波探査データを初めて全面的に用い，また視点を従来の地形・地質の特徴だけでなく，海釜形成の直接的営力である潮流にも置いて，瀬戸内海全域に亘る海釜を初めて総合的に議論するものである。

まず，瀬戸内海の海釜の地形計測を行い，その形態や分布の特色を明らかにし，海釜の分類を試みる。続いて主要海釜については地形，底質，潮流，音波探査記録の解析結果等を記載し，これらの検討結果やこれに加えて潮流の諸性質や侵食能力等の議論に基づいて，海釜の成因や形成時期等を考察した。さらにこれらの結果等から瀬戸内海の海峡・海釜を中心とする地形発達史及び沈水過程について考察した。

この結果，以下のことを明らかにした。

地形計測においては，

①瀬戸内海には長径1km以上の海釜が約250個存在し，海域ごとの数の点では島嶼が多く分布する安芸灘，備讃瀬戸などが多い。また海釜を分布位置でみると，海峡周辺が圧倒的に多いが，広い灘の海域にもみられる。

②深さが大で，規模が大きい海釜は灘と灘(広い湾，水道を含む）を結ぶ海峡に位置することが多く，深さが100m以深の海釜はこのタイプのほかは安芸灘，伊予灘，豊後水道の海釜に限られる。一方，灘域にみられる海釜は深さ・規模とも小さく，全て岬型である。

③海釜を分布位置と形態を組み合わせて分類すると，まず，海峡最狭部付近に位置する海峡中央型と岬や島の周辺に位置する岬型に2大別され，さらに分布位置とその形態から，海峡単成型，海峡双子型，海峡岬型，灘岬型の4つのタイプに分類される。

海峡単成型……深みが海峡に沿って細長く横たわる（由良瀬戸，明石海峡ほか)。

海峡双子型……海峡最狭部を挟んで2つの深みがみられる（鳴門海峡，速吸瀬戸ほか)。

海峡岬型……海峡周辺の岬や島の先端部にみられる。一般的には深さ・規模とも小さいが，豊後水道等には深さ・規模が大きい海釜がみられる（備讃瀬戸地蔵埼，豊後水道鶴御埼ほか）。

灘岬型……灘の島の周辺にみられ，水深・規模とも小さく三日月形をなすことが多い（燧灘四阪島，周防灘姫島ほか）。

④海峡単成型海釜の最深部は，おおむね海峡最狭部にみられるが，詳細にみると最狭部より多少ズレていて，この場合，反復する潮流のうち，流速が大きい流れの下流側に，ズレていることが多く，海峡双子型海釜では２つの深みのうち，流速が大きい流れの下流側に深い深みが形成されていることが多い。

⑤速吸瀬戸の海釜は水深460ｍ，深さ約300ｍにも達し，日本沿岸のみならず世界最大規模である（北釜：水深460ｍ，深さ約300ｍ，約８×５㎞，南釜：水深365ｍ，深さ約200ｍ，約10×5.5㎞）。

潮流の諸性質や侵食能力，海釜の成因･形成時期，瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程の考察においては，

①潮流の流速は，鉛直的に下層に向かって余り減衰することはなく，海峡域においては底層においてもかなりの強流が存在する。このため潮流の侵食は未固結の堆積層に限られることはなく，基盤の岩石に及ぶ。潮流流速と海底の侵食状況の間には比較的明瞭な対応関係がみられ，潮流流速がおおよそ２ノット以下の海域では，潮流の堆積物の堆積妨害による埋め残しか，表層の堆積層が浅く侵食されて海釜が形成され，２～３ノットをこえると更新統より下位の地層が侵食されて海釜が形成され，５～６ノット以上の海域では基盤の岩石が侵食されて海釜が形成されている。しかし，基盤の岩石の侵食状況はその岩相分布などrock control に支配されている。

②単成型と双子型の２つのタイプの海釜の第一の形成要因は，潮流の強流域の出現様式にある。

③海釜の成因については，氷河時代の河谷が潮流の堆積妨害により埋め残されたものもあるが，ほとんどの海釜，とくに灘と灘を結ぶ海峡に位置する規模の大きい海釜では水深が堆積層基底の深度をはるかに下回っており，潮流の侵食により深く侵食されて形成されたものである。なお，灘域にみられる規模の小さい海釜は，当該海域が沈水して海域となり，細粒堆積物の堆積が進行する中で，島の周辺で流速が加速される潮流の堆積妨害による埋め残しや表層の堆積層が浅く侵食されて形成されたものである。

④海釜の形成時期については現在の流況と海釜の位置，海釜周辺の底質，海釜周辺の砂堆・サンドウエーブ地形の特徴等から現在も進行中であるが，その開始時期は海釜が位置する海峡の成立時に遡る。しかし，その時期は瀬戸内海の沈水過程に深く関わり，各海峡ごとに異っている。

⑤明石海峡の海釜の形成は，海峡が成立する海水準が－30ｍの時代に始まるが，海釜形成が本格化するのは海水準が－20ｍになってからである。

⑥鳴門海峡の大規模な双子型海釜は，潮汐・潮流条件，地形・地質条件が相俟って形成されたが，日本沿岸最大の強流の要因は，きわめて特異で瀬戸内海東部の地理的条件に起因する。海釜の形成は海峡が成立する海水準が－40ｍの時代に始まるが，海釜形成は海水準が－30ｍになって明石海峡が成立し，現在と同じ地理的条件となってから本格化し，双子型海釜の形成には和泉層群の岩相分布の特色が効果的に作用している。

⑦20,000～18,000年前の最終氷期最盛期に陸上であった瀬戸内海は，海水準の上昇に伴い，紀伊・豊後両水道から海が侵入して次第に沈水して海域を拡大し，最終的に関門海峡の成立により，現在の瀬戸内海が完成した。瀬戸内海の海峡・海釜地形発達史及び沈水過程は以下のとおり。

海水準（年代）	成立した海峡と形成が始まる海釜	沈水が始まる海域と主なできごと
−80m	速吸瀬戸	伊予灘
−60m（13,000年前）	友ケ島水道	大阪湾
−50m	諸島・怒和島・釣島水道	安芸灘，広島湾
−40m	鳴門海峡*	播磨灘
	来島海峡	燧灘
−30m（10,000年前）	明石海峡**	大阪湾と播磨灘の連結
−20m（8,000年前）	備讃瀬戸	東西の瀬戸内海の連結
−10m（7,000年前）	関門海峡	現在の瀬戸内海の完成

* 海釜の形成は海水準が−30mになってから本格化

** 海釜の形成は海水準が−20mになってから本格化

本研究により，潮流による海底の侵食，瀬戸内海の海釜の成因・形成時期，瀬戸内海の海峡・海釜を中心とする地形発達史及び沈水過程について多くの知見を得ることができた。

絶対年代決定データ，音波探査未実施区域での音波探査データの集積等による瀬戸内海沿岸の最終氷期最盛期以降の海水準変動曲線の確立，絶対年代を伴う詳細な瀬戸内海の沈水過程及び堆積地形域を含む瀬戸内海全般の地形発達史の解明等は今後の課題である。

また，ドップラー方式の超音波流速計やリモートセンシング手法等による潮流の海釜底に達する鉛直断面，3次元データの集積等による底層流速と海底侵食の関係，水理学的観点からの海釜形成機構や海底侵食プロセスの解明は今後の課題である。

謝　辞

本論文作成のあいだ，終始ご指導・ご助言，ご校閲頂いた東北大学　田村俊和教授，本論文作成に際して種々の有益なご教示・ご助言を頂いた東北大学斎藤常正教授，島田周平教授，松本秀明助教授に心から感謝いたします。

また，筆者が東北大学理学部地理学教室に進学以来，多年に亘り，ご指導・ご鞭撻頂いた東北大学　西村嘉助名誉教授，設楽寛名誉教授，同じく海上保安庁水路部入庁以来，多年に亘りご指導・ご鞭撻頂いた故茂木昭夫水路部測量課長（元千葉大教授），佐藤任弘元水路部長（現日本水路協会理事），岩淵義郎水路部長に感謝いたします。

本研究の実施に当たり，瀬戸内海沿岸の地形・地質については，徳島大学　須鎗和巳名誉教授，山形大学阿子島功助教授，潮汐・潮流については，海上保安大学校　小田巻実教授，京都大学　藤原建紀助教授ほか多数の方々から種々の有益なご教示を頂きました。

また，本研究は明治以降の水路部の多年にわたるデータの集積により実施できたものであり，海底の調査，潮汐・潮流の観測，海図・海底地形図等の作成に携わった水路部の諸先輩，現役の関係職員の皆様に厚く感謝いたします。

注）

1) 堆積層は最終氷期最盛期（最大海退期）以降の陸域・海域堆積物で，沖積層に相当すると考えられ，基底は沖積層に対する基底を意味する。

2) 主として月と太陽の運行に起因する潮汐・潮流現象は，理論的にいくつかの成分（分潮）に分けることができ，その中の主要な分潮の一つが月の半日周潮流であるM_2分潮流である。瀬戸内海ではこの分潮流がきわめて卓越し，その振幅の大小は，おおむね潮流流速の大きさに対応する。

3) 工業技術院中国工業技術試験所が瀬戸内海大型水

理模型を作製する際，海図資料より作成した海底地形図。

4)海洋地名打ち合せ会（日本における海底地形名の付与及び統一を図るため，関係機関，関係学会等と協議を行うため設けられた打ち合せ会で，水路部が事務局を担当）で決定された地名。海釜では，このほか津軽海峡西口の松前海釜，田山海釜，須田海釜がある。

5)たとえば，大阪湾は和泉海や和泉灘，明石海峡は岩屋瀬戸や明石瀬戸，関門海峡は下関海峡とも呼ばれていた。

6)たとえば，友ケ島水道は紀淡海峡，速吸瀬戸は豊予海峡とも呼ばれている。

7)①，②，③のタイプについて，桑代(1959)はそれぞれ，単成型，双生型，岬型と称し，茂木(1963,1977,1978)は，それぞれ樋型(谷型)，双頭型，三日月型(岬型)，星野(1971)は①を中央海釜型，②を鞍部型海釜と称した。

8)①のタイプでは，深みは必ずしも１つではないことから，樋型あるいは谷型という表現が最も特徴を表しているが，②のタイプの双子型という表現は特徴を簡潔・的確に表しており，これとの対比から単成型と呼称することにした。③のタイプは①，②の区分と同様の観点からすると，全て単成型となるが，①のタイプと区別するため岬型と称することにした。

9)中野・小林(1959)は紀淡川と称した。

10)大正15年と昭和49年測量の約50年間の比較による。測量精度の問題があり，厳密にはいえないが，数m程度の変化がみられる。

11)神戸市舞子～淡路島松帆埼間で，ここでは本州四国連絡橋明石大橋の建設が進められており，計画段階から国鉄，建設省，本州四国連絡橋公団等により音波探査，ボーリング調査などの海底地質構造調査が実施されている。

12)明石以西の海岸線は，明治以降，数十年の間に100m近く後退しており（貝塚，1969），海岸には鮮新～更新世の大阪層群，更新世後期の西八木層が露出する海食崖が発達している。広い平坦面のほぼ－10m以浅は，これらの海食崖の後退により形成された現成の波食台と考えられるが，ほぼ－10m以深の平坦面は，過去の低海水準期に形成された地形面と考えられる。

13)NHKの水中テレビカメラで確認されている。

14)潮流流速は，世界的にもノルウェーロフォーテン諸島，カナダ西岸セイモア水道についで第３位である。渦は鳴門の渦潮として知られ，渦の直径は16m，漏斗状の凹みは２mにも及び，潮流により形成される渦としては規模が世界最大である。

15)兵庫県(1961)，建設省土木研究所(1972)は，海峡両岸の和泉層群の基底面のズレなどから，南北方向の断層の存在を推定したが，ソノプローブの記録では確認できなかった。

16)明治33年と昭和50年測量の約80年間の比較による。測量精度の問題があり，厳密にはいえないが，最大10m程度の変化がみられる。

17)大正14年と昭和36年測量の約37年間の比較で，海釜の部分は深くなり，砂州は移動し変形している。

18)宮ノ窪瀬戸の一部をなす荒神瀬戸の潮流流速は，8.9ノットに達するが，本論で定義する海釜は存在しない。

19)中野・小林(1959)は豊予川と称した。

20)昭和15年と昭和47年測量の約30年間の比較である。測量精度の問題があり，厳密な比較は困難であるが，最大10m前後，北釜では潮流の主方向に沿って深化，海釜斜面這い上がり部は浅化傾向にある。

21)関門海峡の屈曲部に当たる彦島～門司間を大瀬戸と呼び，下関～彦島間の小水路を小瀬戸と呼んでいる。

22)工業技術院中国工業技術試験所は，海水と同じ比重のフロート追跡を行ったところ，フロートは海峡最狭部を通過後，上下動を数回繰り返しながら移動していることが確認されている。

23)水深100mまでの観測である。

24)井内(1982)，Inouchi(1990)は，このような瀬戸内

海の底質分布の特徴について指摘し，瀬戸内海の砂質堆積物は海峡付近の堆積物や岩盤が侵食され，現在の環境下で堆積したものとした。

25) Yanagi (1990) は，瀬戸内海の砂質堆積物は基本的には海釜の侵食起源であり，伊予灘では，その砂量と速吸瀬戸の北釜の容積はほぼ一致しているとした。海底の砂の起源を全て海釜の侵食に求めるのは早計かもしれないが，両者が密接な関係にあるのは確かと思われる。

参 考 文 献

伊崎　晃：音波探査による津軽海峡西口海底地質調査報告，鉄道技研速報，**60**，302，1～32，(1960)

伊崎　晃・金子徹一：明石海峡東部の音波探査とその解析，物理探鉱，**13**，36～45，(1960)

井関弘太郎：縄文早期ごろの海面とその相対的変化，名古屋大学文学部研究論集，**17**，145～163，(1957)

井関弘太郎：完新世の海面変動，日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，89～97，(1977)

市原　実：兵庫県瀬戸内海の現世層，兵庫県地質鉱産図説明書，兵庫県，98～99，(1961)

井内美郎：瀬戸内海における表層堆積物分布，地質学雑誌，**88**，665～681，(1982)

江坂輝弥：自然環境の変貌―縄文土器文化期における―，第四紀研究，**11**，135～141，(1972)

大嶋和雄：海峡形成史(Ⅰ)，地質ニュース，**266**，10～21，(1976)

大嶋和雄：海峡形成史(Ⅵ)，海峡形成史からみた日本列島の成立，地質ニュース，**280**，36～44，(1977)

大嶋和雄：北海道周辺の海峡が形成した時期，北海道考古学，**14**，11～22，(1978)

大嶋和雄：海峡地形に記された海水準変動の記録，第四紀研究，**19**，23～37，(1980)

大嶋和雄・小野寺公児・有田正史：流出重油の漂跡と海底堆積物，地質ニュース，**254**，32～41，(1975)

大嶋和雄・有田正史・木下泰正・井内美郎・横田節哉・小野寺公児・松本英二・青木市太郎：汚染底質の調査技術に関する研究，昭和51年度公害特別研究報告集，1～21，(1977)

太田陽子・松島義章・森脇　広：日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題―Atlas of Holocene Sea-Level Records in Japan を資料として―，第四紀研究，**21**，3，133～144，(1982)

太田陽子・海津正倫・松島義章：日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題―1980～1988における研究の展望―，第四紀研究，**29**，1，31～48，(1990)

小倉伸吉：鳴門の瀬戸に渦巻く潮流，科学知識，**2**，5，104～114，(1922)

小倉伸吉：潮汐，岩波全書，1～252，(1934)

小田巻実：日本周辺海域の潮汐と潮流について，日本海洋学会沿岸海洋研究部会編「続日本全国沿岸海洋誌」，東海大学出版会，143～157，(1990)

小野弘平：備讃瀬戸東部の潮流，海象彙報，**2**，1～23，(1947)

小野寺公児・大嶋和雄：瀬戸内海東部海域の地形発達史，地質調査所月報，**34**，217～239，(1983)

小元久仁夫・大内定：仙台平野の完新世海水準変化に関する資料，地理評，**51**，158～175，(1978)

海上保安庁：友ケ島水道，鳴門海峡の精密海底地形及び表層堆積物の調査，科学技術庁研究調整局，紀伊水道に関する総合研究報告書，165～180，(1976)

海上保安庁：豊後水道海域における海底地形地質調査(その1)，豊後水道海域における精密海洋観測総合研究報告書，科学技術庁研究調整局，213～234，(1973)

海上保安庁：豊後水道海域における海底地形地質調査(その1)，豊後水道海域における精密海洋観測総合研究報告書，科学技術庁研究調整局，

199～219,(1975)
海上保安庁水路部：島原海湾の海底地形・底質分布および潮流，海上保安庁水路部調査報告，1～42,(1959)
海上保安庁水路部：備讃瀬戸東部の海底地形，海上保安庁水路部調査報告，1～12,(1962)
海上保安庁水路部：音響探層機による備讃瀬戸の海底地質調査報告，昭和41年度科学技術庁沿岸大陸棚地形地質に関する総合調査報告書,1～11,(1967)
海上保安庁水路部：音響探層機による伊勢湾湾口付近（渥美湾，中山水道，伊良湖水道）海底地形地質報告，昭和42年度科学技術庁沿岸大陸棚地形地質に関する総合調査報告書,1～17,(1968)
海上保安庁水路部：瀬戸内海備讃瀬戸航路海底地形調査報告書，1～77,(1974)
海上保安庁水路部：海水の交流，海洋生物資源の生産能力と海洋環境に関する研究（第II期）成果報告書,科学技術庁研究調整局，262～271,(1987)
貝塚爽平：地形変化の速さ，西村嘉助編「自然地理学II」，朝倉地理学講座5,朝倉書店,164～190,(1969)
貝塚爽平：―沈水した山と水系―瀬戸内海の島々，日本の平野と海岸，日本の自然，岩波書店，71～82,(1985)
貝塚爽平・成瀬　洋：古地理の変遷，日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，東大出版会，335～351,(1977)
鎌田清吉：大阪湾南部の海底地質と海底地形との関係について，地質調査所月報,**16**,2,16～25,(1965)
桑代　勲：瀬戸内海の海底地形，地理評，**32**,1,24～35,(1959)
桑代　勲：瀬戸内海の地形発達史，桑代　勲遺稿出版委員会,1～113,(1972)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(今治東部地区),1～51,(1978)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(今治西部地区),1～94,(1979a)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(土生地区).1～72,(1979b)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(松山北部地区),1～78,(1980)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(三津浜西部地区).1～64,(1981)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(仁尾地区).1～143,(1983a)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(玉野地区).1～41,(1983b)
建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書(高松・草壁地区),1～144,(1983c)
建設省道路局・近畿地方建設局：本州四国連絡橋調査概要報告書(上巻),1～845,(1970)
建設省土木研究所：本州四国連絡橋試験調査報告書，1～607,(1972)
小向良七：津軽海峡西口付近の海底地形，底質分布の研究，海上保安庁水路部調査報告，1～45,(1956)
佐伯鎌吉：大瀬戸の潮流調査，水路要報,**112**,97～107,(1932)
佐藤任弘：新潟県北蒲原沖の底質，地質雑,**66**,710～716,(1960)
佐藤任弘：浅海堆積物の粒度径について，地質雑,**67**,58～65,(1961)
寒川　旭：明石地域の地形，5万分の1地質図幅「明石」説明書，地質調査所,1～5,(1990)
須田皖次：海洋学通論，古今書院,1～304,(1962)
須田皖次・日高孝次・久保時夫・安井喜一：瀬戸内海海洋観測調査報告(1),海洋時報,335～433,(1930)
須鎗和己・阿子島功：四国東部および淡路島の海岸平野の原形，地質学論集,**7**,161～170,(1972)
高杉由夫・肥後竹彦・埜口英昭・藤原建紀：超音波ドップラープロファイラーによる流速測定,

中工試報告, **27**,11～26,(1986)
高杉由夫・肥後竹彦・藤原建紀：大畠瀬戸における潮流のエネルギー収支, 中工試報告,**33**,45～60, (1989)
第六管区海上保安本部水路部：坂出～下津井間の海底地形と底質について, 1～10,(1960)
第六管区海上保安本部水路部：備讃瀬戸東部底質調査報告,1～10,(1961)
第六管区海上保安本部：本州四国連絡架橋調査潮流観測報告,1～62,(1962)
徳島県：表層地質図「鳴門海峡」, 5万分の1,(1986)
中瀬古幸次郎：関西国際空港地盤地質調査, 第三港湾建設局関西国際空港調査室,1～266,(1982)
中西良夫：海峡地形の呼称について—その呼称起源と妥当性の問題—, 地図, **1**,4,18～22,(1963)
中野猿人：海峡や水道における流動その他の現象, 沿岸海洋研究ノート,**6**,2,9～14,(1968)
中野尊正・小林国夫：日本の自然, 岩波書店, 1～203,(1959)
長井俊夫：瀬戸内海の平均水深について, 海洋調査技術, **4**,2,61～64,(1992)
長井俊夫・高梨政雄・茂木昭夫：豊後水道の海釜について, 日本地理学会予稿集, 8,61～62,(1975)
成瀬敏郎・小野間正己・村上良典：瀬戸内海, 播磨灘沿岸における完新世後期の海水準変化に関する資料, 昭和58・59・60年度科研費補助金研究成果報告書, 瀬戸内海における完新世海水準変動と地形変化, 60～70,(1984)
二宮書店：地形学辞典,70,(1981)
早川正己・森　喜義・鎌田清吉・藤田和夫：放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究, 地質調査所月報, **15**,1,1～28,(1964)
兵庫県：兵庫県地質鉱産図 (1:170,000)および説明書, 1～171,(1961)
兵庫県：表層地質図「由良・鳴門海峡」, 5万分の1,(1984)
藤田和夫・前田保夫：大阪湾の“沖積層”とその基底(大阪湾の“沖積層”そのII), 第四紀研究, 8, 89～100,(1969)
藤原健蔵・白神　宏：岡山平野中部の沖積層と海水準変化—瀬戸内海沿岸平野の古地理変遷に関する研究(2)—, 昭和58・59・60年度科研費補助金研究成果報告書, 瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化,36～55,(1986)
平凡社：地学事典,171,(1970)
星野通平：大陸棚, 浅海地質学, 海洋科学基礎講座7,東海大学出版会,253～439,(1971)
星野通平・岩淵義郎：瀬戸内海の生いたちに関する2, 3の問題, 地質雑, **69**,147～156,(1963)
堀　信行：瀬戸内海の海底地形と最終氷期の古水系に関する考察, 昭和58・59・60年度科研費補助金研究成果報告書, 瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化,88～97,(1986)
本座栄一・加賀美英雄・奈須紀幸：備讃瀬戸の海底地質, 海洋地質,**6**,1,12～33,(1970)
本州四国連絡橋公団：鳴門海峡航空潮流調査報告書, 1～154,(1973)
本州四国連絡橋公団：本州四国連絡橋公団明石海峡潮流調査その2報告書, 1～23,(1976)
本州四国連絡橋公団：本州四国連絡橋公団明石海峡潮流調査その3報告書,1～233,(1977)
本多光太郎：鳴門の潮流, 地学雑誌, **218**,83～91,(1907)
前田保夫：大阪湾の自然史—潜函でとらえた海と森の変遷—, 科学,**47**,9,514～523,(1977)
前田保夫：1万年前以降の瀬戸内海東部の海面変化—とくに大阪湾, 播磨灘について—, 海と空, **56**, 2～3合併号,91～96,(1980a)
前田保夫：縄文の海と森, 蒼樹書房, 1～238,(1980b)
松本秀明：海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準微変動, 地理評, **57**,10,720～738,(1984)
湊　正雄：日本列島最後の陸橋, 地球科学, **85・86**, 2～11,(1966)

茂木昭夫：津軽海峡西部の海底地形，地理評，**31**,15～23,(1958)

茂木昭夫：伊勢湾台風による海底変化について，海上保安庁水路部，1～16,(1960)

茂木昭夫：備讃瀬戸東部の海底地形発達史，地質雑，**69**,819,521～535,(1963)

茂木昭夫：汀線と砕波帯，浅海地質学，海洋科学基礎講座7，東海大学出版会，111～252,(1971)

茂木昭夫：地質構造を反映した海底地形―倉良瀬戸―，地理評，**46**,755～759,(1973a)

茂木昭夫：台湾西岸における砂州の大規模変化，地理評，**46**,3,171～184,(1973b)

茂木昭夫：沖積世低位海水準，地学雑誌，**81**,1,19～35，(1973c)

茂木昭夫：日本近海海底地形図―海底俯瞰図集―，東大出版会,1～90,(1977)

茂木昭夫：日本沿岸の海底地形，土木学会水理委員会，1～16,(1978)

茂木昭夫：海釜の成因に関する一考察，西村嘉助先生退官記念地理学論文集,古今書院，208～213,(1980)

茂木昭夫・岩崎　博：海底砂州における微地形の発達(1)―イノサキノツガイと小与島東方海底砂州―，地学雑誌，**84**,2,30～40,(1975a)

茂木昭夫・岩崎　博：海底砂州における微地形の発達(2)―イノサキノツガイと小与島東方海底砂州―，地学雑誌,**84**,3,30～41,(1975b)

茂木昭夫・加藤俊雄：備讃瀬戸東部のsand waveについて，海洋地質，**1**,1,2～12,(1962)

茂木昭夫・川上喜代四：日本海の海底地形の諸問題，日本海地域の地学的諸問題，日本地質学会討論会資料，7～15,(1966)

茂木昭夫・佐藤任弘：日本周辺大陸縁辺部の海底Ⅰ，科学,**45**,9,551～559,(1975)

茂木昭夫・佐藤任弘：海底地形・地質，日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，東大出版会，110～123,(1977)

茂木昭夫・高梨政雄・岩淵義郎：海釜に関連したsand waveの形成について，日本地理学会予稿集,**8**，63～64,(1975)

茂木昭夫・土出昌一・福島資介：西ノ島新島の海岸侵食，地理評,**53**,7,449～462,(1980)

八島邦夫：津軽海峡西口海釜の成因とその形成時期（予報）(演旨)，東北地理,**41**,186～187,(1989a)

八島邦夫：海釜形成機構研究の必要性―津軽陸橋問題に関連して―，日本第四紀学会講演要旨集，**19**，106～107,(1989b)

八島邦夫：瀬戸内海の海釜地形（その1）―大阪湾周辺海釜に関する知見と今後の課題―，日本地理学会予稿集,**36**,186～187,(1989c)

八島邦夫：瀬戸内海の海釜地形（その2）―鳴門海峡の双子型海釜の形成過程―，日本地理学会予稿集,**38**,148～149,(1990)

八島邦夫：瀬戸内海の海釜地形（その3）―明石海峡の海釜の形成過程―，日本地理学会予稿集，**39**，80～81,(1991a)

八島邦夫：明石海峡周辺の砂堆地形と流況に関する諸問題，水路部技報,**10**,79～89,(1991b)

八島邦夫：沿岸の海の基本図資料等からみた瀬戸内海の海釜地形，水路部研究報告,**28**,139～230,(1992)

八島邦夫・宮内崇裕：津軽陸橋問題と第四紀地殻変動，第四紀研究,**29**,3,267～275,(1990)

矢部長克・田山利三郎：日本近海海底地形概観，地震研彙報,**12**,529～565,(1934)

陽　清：関門海峡のsand waveについて，水路要報，**79**,7～16,(1965)

吉川虎雄：黒部川扇状地の地形とその海岸侵食，東大地理学研究,**2**,92～109,(1952)

吉川虎雄：日本周縁の陸棚に関する二三の考察，お茶の水女子大自然科学報告，**4**,138～150,(1953)

渡辺直経：縄文および弥生時代のC－14年代，第四紀研究,**5**,157～168,(1966)

American Geological Institute: Glossary of Geol-

ogy, 3rd ed., Bates and Jackson ed, 95, (1987)

Belderson, R. H., M. A. Johnson and N. H. Kenyon : Bedforms, Offshore Tidal Sands, ed. by A. H. Stride, Chapman and Hall, 27～57, (1982)

Bradley, W. : Submarine abrasion and wave-cut platforms, Bulletin of the Geological Society of America, **69**, 967～974, (1958)

Dietz, R. S. and H. W. Menard : Origin of abrupt change in slope at continenntal shelf Margin, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **35**, 1994～2016, (1951)

Donovan,D. T. and A. H. Stride : An acoustic survey of the sea floor south of Dorset and its geological interpretations, Philosophical Transactions Royal Society, **B244**, 299～330, (1961)

Fairbridge, R. W. : Eustatic changes in sea level, Physics and Chemistry of the earth, **4**, 99～185, (1961)

Hamilton, D. and A. J. Smith : The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel, Memoires Bureau Recherches Geologiques et Minieres, **79**, 59～78. (1972)

Inouchi, Y : Origin of sand and its distribution pattern in the Seto Inland Sea, Southwest Japan, Bull. of the Geol. Survey of Jap., **41**, 2, 49～86, (1990)

Johnson, D. W. : Shore processes and shoreline development, N. Y., John Wiley & Sons, 1～584, (1919)

Kawamura, B. and A. Mogi : On the deformation of the Sea bottom in some harbours in the Sanriku coast due to the Chili Tsunami, Report on the Chilean Tsunami of May 24, 1960 as observed along the coast of Japan, 57～66, (1961)

Kuenen, H. : Geomorphology of the sea floor, Marine Geology, John Wiley & Sons, Inc., 1～568, (1950)

Ogura, S : The tides in the seas adjacent to Japan, Bull., Hydrogr. Dept., **7**, 1～189, (1933)

Shepard, F. P. : Continental shelves: Topography and sediments, Harper & Row, N. Y., Evanston & London and John Weatherhill Inc. , Tokyo, 1～557, (1967)

Shepard, F. P. and Curray,J. R. : Carbon-14 determination of sea level changes in stable arears, Progr. Ocean, 4(ed. Sears), Pergamon Pr., N. Y., 283～291, (1967)

Takasugi, Y., T. Fujiwara, and T. Higo : Structure of Strong Tidal Jet in the Naruto Strait,Jour. of the Oceanogr. Soc. of Japan, **46**, 3, 69～83, (1990)

Umitsu, M. : Holocene Sea-Level Changes and Coastal Evolution in Japan, 第四紀研究, **30**, 2, 187～196, (1991)

Veen, J. V. : Onderzoekingen in de Hoofden. Lands－drukkerij, The Hague, 1～252, (1936)

Yamasaki, N. : Morphologische Betrachtung des Japanischen Binnenmeers, 山崎直方論文集, 古今書院, 408～488, (1902)

Yanagi, T.,H. Takeoka and H. Tsukamoto : Tidal energy balance in the Seto Inland Sea, Jour. of the Oceanogr. Soc. of Japan, **38**, 293～299, (1982)

Yanagi, T. : Currents and Sediment Transport in the Seto Inland Sea, Japan, Coastal and Estuarine Studies, 38, R. T. Cheng (Ed.), Residual Currents and Long-term Transport, 348～355, (1990)

Appended table. Morphometry of caldrons in the Seto Inland Sea

(友ケ島水道)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
由良瀬戸	197	北へ1.2	10.5	2.6	70	3.7	3.6 3.2	N S	海峡単成型 (長方形)	
中ノ瀬戸	118 (北釜)	北西へ0.7	1.8	0.7	70	0.5	1.4	NW	海峡双子型 (非対称)	
	52 (南釜)	南東へ0.6	0.8	0.5	40		0.9	S		
加太瀬戸	72	北東へ3.5	6.7	1.3	50	0.8	0.9 2.3	N S	海峡単成型 (長楕円)	
地ノ島北方	83	北東へ2.6	3.2	1.3	70	0.5			海峡単成型 (楕円)	
洲本沖	52	—	2.7	1.0	42	—	(0.9) (1.0)	N S	海峡岬型 (三日月)	

(明石海峡)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
明石海峡	148	西へ5.0	19	3	70	3.8	7.1 5.6	W E	海峡単成型 (帯状)	複数の深み
江崎沖	90	—	3.2	0.5	70	—			海峡単成型 (長楕円)	
轟木沖	114	—	6.3	0.8	50	—			海峡岬型 (長楕円)	

(鳴門海峡)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
鳴門海峡	216 (北・東釜)	北へ1.3	3.6	1.5	70	1.3	10.6	N	海峡双子型 (非対称)	北釜は双頭
	151 (北・西釜)	北へ1.7	2.0	1.3	70					
	164 (南釜)	南へ3.2	4.8	2.0	70		9.3	S		
徳養ノ瀬戸	15	最狭部	1.2	0.1	10	0.3			海峡単成型 (長楕円)	

(播磨灘)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
男鹿島大埼	42	—	1.1	0.4	40	—			灘岬型 (三角形)	
家島～坊勢島	42	北へ0.7	2.0	0.3	30	0.5			海峡単成型 (長楕円)	
家島高島	58	—	1.8	0.7	40	—	1.0 1.2	W E	灘岬型 (三日月)	
前島～青島	49	西へ0.3	1.3	0.3	30	0.4			海峡単成型 (長楕円)	双子状
前島～黄島	39	最狭部	1.3	0.2	30	0.4	1.5 1.5	NE SWW	海峡単成型 (長楕円)	
黄島中崎ノ鼻	38		1.7	0.8	30				灘岬型 (楕円)	
牛窓瀬戸	38 (西釜)	西へ1.0	0.7	0.3	30	0.2			海峡双子型 (対称)	
	36 (東釜)	東へ0.6	0.8	0.2	30					
小豆島金ケ埼	46	—	2.0	0.7	40	—	0.6 0.6	NWW SEE	灘岬型 (三日月)	
小豆島早埼	22		1.8	0.4	20	—			灘岬型 (楕円)	
小豆島風ノ子島	59		1.1	0.3	50	—			灘岬型 (三日月)	
小豆島大角鼻	54		1.6	0.4	50	—			灘岬型 (楕円)	

(備讃瀬戸)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
朝日～犬島	30	最狭部	4.5	1.2	20	1.4	2.0 1.3	NEE SWW	海峡単成型 (楕円)	
犬島	23	—	2.1	0.8	20	—			海峡岬型 (楕円)	
岡山水道	16	最狭部	5.2	0.2	10	0.8			海峡単成型 (帯状)	複数の深み
玉野～井島	66	最狭部	2.3	0.7	40	1.0	3.0 3.8	NNE SSW	海峡単成型 (楕円)	
葛島～団子瀬	33	—	1.0	0.6	30	—			海峡単成型 (楕円)	
小豆島葛島	36		1.5	0.3	30	—			海峡岬型 (楕円)	
小豆島地蔵埼	78		4.5	1.1	50	—	(2.1) (2.0)	NW SE	海峡岬型 (三日月)	
小豆島黒埼	62		1.0	0.4	40	—			海峡岬型 (楕円)	
小豆島～小豆島	20	北へ0.9	2.3	0.5	10	1.5	1.4 1.6	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
豊島～小豆島	32 (北釜)	北へ1.0	1.5	0.4	20	0.6	2.8	NNE	海峡双子型 (対称)	
	25 (南釜)	南へ0.5	1.3	0.2	20		2.5	SSW		
豊島礼田埼	54		1.4	0.4	40	—			海峡岬型 (楕円)	

井島水道	46	最狭部	1.2	0.3	40	1.3	3.1 1.6	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
京ノ上鼻島～直島	80	最狭部	2.8	0.5	50	1.0	2.5 2.8	NE SW	海峡単成型 (帯状)	2水路合流 Y字形
葛島～直島	62	最狭部	1.8	0.4	40	0.6			海峡単成型 (帯状)	
葛島水道	52	最狭部	2.3	0.3	40	1.2	1.6 2.5	NNW SSE	海峡単成型 (帯状)	
玉野大尻鼻～荒神島	72	最狭部	3.3	0.5	50	1.1	2.6 2.6	NNE SSW	海峡単成型 (帯状)	
小田馬ケ鼻	48		1.6	0.3	40	—			海峡岬型 (楕円)	
庵治平谷鼻	58		1.4	0.4	40				海峡岬型 (楕円)	
大兜島 ワシヤノ鼻	62		1.3	0.5	40	—			海峡岬型 (楕円)	
男木島	50		1.9	1.2	40	—	2.4 2.6	NE SW	海峡岬型 (楕円)	
加茂ケ瀬戸	60 (西釜)	西へ0.9	1.7	0.3	40	0.8	3.8	W	海峡双子型 (対称)	
	60 (東釜)	東へ1.2	1.9	0.4	40		3.5	E		
柏島～男木島	60		1.9	0.5	50		3.0 2.8	SW NE	海峡岬型 (楕円)	
女木島帆槌鼻	50		1.8	0.4	20		3.5 3.3	SWW NEE	海峡岬型 (三日月)	
大島～屋島	34	最狭部	3.2	0.5	20	1.9			海峡単成型 (長楕円)	
玉野～大槌島	52		5.2	0.7	40	3.3			海峡単成型 (長楕円)	
大槌島～小槌島	70	最狭部	3.4	1.9	50	2.2	3.4 2.8	W E	海峡単成型 (楕円)	
大槌島・小槌島東方	60		2.6	0.9	50				海峡単成型 (楕円)	
小槌島～大崎ノ鼻	56 (西釜)	西へ0.5	0.6	0.3	40	0.4			海峡双子型 (対称)	
	58 (東釜)	東へ0.5	0.6	0.3	40					
坂出乃生岬	70		2.7	0.8	40				海峡岬型 (三日月)	
久須美鼻～釜島	86	東へ1.0	2.0	0.7	50	0.8	3.2 3.1	W E	海峡単成型 (楕円)	
下津井瀬戸	80	最狭部	1.7	0.6	50	0.8	(2.9) (2.4)	W E	海峡単成型 (楕円)	

岩国島～与島	86 (西釜)	西へ0.4	1.0	0.4	50	0.6	1.5	W	海峡双子型 (対称)	
	72 (東釜)	東へ0.7	1.2	0.6	50		1.5	E		
与島～三ッ子島	84 (西釜)	西へ0.6	2.5	0.4	70	0.8	2.2	NE	海峡双子型 (対称)	並列 双子型
	94 (東釜)	東へ2.0	1.2	0.3	70		2.7	SW		
三ッ子島～坂出	70 (西釜)	西へ0.9	0.9	0.4	60	2.1	3.3	W	海峡双子型 (対称)	
	94 (東釜)	東へ1.2	1.6	0.6	60		3.5	E		
六口島～長島	80	西へ0.9	1.1	0.4	40	0.7			海峡単成型 (楕円)	
長島～向島	80 (西釜)	西へ0.9	0.7	0.3	50	0.7			海峡双子型 (非対称)	
	48 (東釜)	東へ0.3	0.7	0.2	40					
本島～牛島	80	最狭部	2.3	0.5	50	1.0	2.3 2.7	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
広島田ノ浦	20		2.7	0.3	14				海峡岬型 (長楕円)	
広島カレイ埼	26		1.1	0.4	20				海峡岬型 (楕円)	
手島茜平鼻	34		1.3	0.4	20				海峡岬型 (楕円)	
手島高ノ越鼻	52		1.6	0.6	30				海峡岬型 (楕円)	
手島加佐越鼻	28		1.2	0.5	26		1.2 1.3	NE SW	海峡岬型 (三日月)	
小毛島	28		1.6	0.6	22				海峡岬型 (楕円)	
高見島板持鼻	46		1.3	0.3	30		1.8 1.8	NEE SWW	海峡岬型 (楕円)	
高見島高須岬	26		1.0	0.3	20				海峡岬型 (楕円)	
佐柳島長崎鼻	36		1.7	0.4	26		1.2 1.2	NE SW	海峡岬型 (楕円)	
粟島～志々島	28	西へ1.0	3.5	0.5	22	1.3			海峡単成型 (長楕円)	
二面島	28		1.4	0.5	20				海峡岬型 (楕円)	
粟島	40		1.3	0.3	30				海峡岬型 (楕円)	
粟島～詫間	44	西へ1.6	1.1	0.4	30	0.9	1.6 1.6	NW SE	海峡単成型 (楕円)	

三　埼	70		1.6	0.8	40		(1.3) (1.2)	NE SW	海峡岬型 (三日月)	
黒土瀬戸	28	最狭部	2.7	0.5	20	0.6	1.5 1.6	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
高島～小高島 (白石瀬戸)	30 (西釜)	西へ0.6	0.4	0.2	30	0.3			海峡双子型 (対称)	
	38 (東釜)	東へ0.5	0.6	0.1	30					
小高島～白石島 (白石瀬戸)	40	最狭部	1.5	0.3	30	0.7	1.7 1.6	NE SWW	海峡単成型 (楕円)	
北木瀬戸	28	西へ0.9	1.3	0.6	20		2.0 2.0	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
北木島矢倉鼻	22		1.0	0.3	20				海峡岬型 (三日月)	
北木島～真鍋島	44	北へ0.6	2.4	0.3	32	1.5	1.4 1.5	NE SW	海峡単成型 (長楕円)	
大　島	32		1.2	0.4	22				海峡岬型 (楕円)	

(備　後　灘)

海釜名称	最大水深(m)	最深部の位置*(km)	大きさ			海峡幅(km)	潮流流速***		海釜のタイプ(形　状)	備　考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
阿伏兎瀬戸	20	南へ0.3	1.3	0.6	20	0.4			海峡単成型 (楕円)	
沼隈～田島	24	西へ0.5	1.7	0.6	14	0.5			海峡単成型 (楕円)	
田　島	26		1.1	0.4	20	—			灘岬型 (楕円)	
百貫島	24		1.1	0.3	14				灘岬型 (楕円)	
百島～横島	20	最狭部	1.4	0.3	18	0.8	0.8 0.8	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
沼隈～百島	20	最狭部	1.2	0.6	12	0.7			海峡単成型 (楕円)	
沼隈～向島	20	最狭部	2.0	0.2	12	0.4			海峡単成型 (長楕円)	

(燧　灘)

海釜名称	最大水深(m)	最深部の位置*(km)	大きさ			海峡幅(km)	潮流流速***		海釜のタイプ(形　状)	備　考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
豊　島	36		1.7	0.4	30				灘岬型 (三日月)	
高井神島宮ノ越鼻	50		1.0	0.3	38				灘岬型 (三日月)	
高井神島釜ノ弦鼻	38		1.0	0.2	34				灘岬型 (三日月)	
魚島笠松鼻	38		1.6	0.5	30				灘岬型 (楕円)	
瓶　釜　島	48		1.3	0.3	40				灘岬型 (楕円)	
江ノ島北	40		1.3	0.4	30				灘岬型 (楕円)	
江ノ島南	40		1.2	0.3	36				灘岬型 (三日月)	
円上島北	30		1.0	0.4	20				灘岬型 (三日月)	
円上島南	23		1.1	0.3	20				灘岬型 (楕円)	
股　島	36		1.3	0.4	26				灘岬型 (三日月)	
小股島	34		1.1	0.2	26				灘岬型 (三日月)	
伊吹島	33		1.2	0.5	24				灘岬型 (三日月)	
大　島	39		2.1	0.6	30				灘岬型 (三日月)	
四阪島明神島	47		1.3	0.3	45				灘岬型 (三日月)	
四阪島梶島	45		1.3	0.4	40				灘岬型 (三日月)	
明神島～美濃島	52 (西釜)	西へ0.7	2.0	0.3	45	0.5			海峡双子型 (非対称)	
	46 (東釜)	東へ0.4	1.0	0.4	40					
四阪島美濃島	55		1.0	0.5	48		(0.7) (0.6)	W E	灘岬型 (楕円)	
海瀬礁	47		2.0	0.5	40				灘岬型 (楕円)	
比岐島北	65		1.0	1.0	45				灘岬型 (円)	
比岐島南	49		1.2	0.5	40				灘岬型 (楕円)	
小平市島	40		1.0	0.3	35				灘岬型 (楕円)	

(来島海峡)

海釜名称	最大水深(m)	最深部の位置*(km)	大きさ			海峡幅(km)	潮流流速***		海釜のタイプ(形　状)	備　考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
来島海峡	162	南へ1.6	11.0	1.2	80	0.5 (3.7)	8.9 9.7	N S	海峡単成型 (帯状)	最狭部は双子状
	115		1.5	0.5	80					
	120		1.8	0.6	90					じゅずつなぎ
	136		1.2	0.8	90					

	126		1.1	0.5	70					
	70		1.7	0.8	60					

（安　芸　灘）

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形　状)	備　考
向島観音埼	54		2.0	0.5	30				海峡岬型 (楕円)	
因島梶ノ鼻 (三原瀬戸)	54		2.5	0.5	50		1.7 2.6	NW SE	海峡岬型 (長楕円)	
布刈瀬戸	54	西へ0.7	2.6	0.6	42	0.7	4.4 4.4	NW SE	海峡単成型 (楕円)	
青木瀬戸	56	東へ0.5	2.8	0.5	40	1.0	5.6 5.6	NE SW	海峡単成型 (長楕円)	
弓削島馬立ノ鼻	30		1.4	0.4	22				海峡岬型 (三日月)	
弓削瀬戸	28	最狭部	2.2	0.4	22	0.7			海峡単成型 (長楕円)	
弓削島～生名島	36	最狭部	1.2	0.3	26	0.9			海峡単成型 (楕円)	4差路
佐島	66		2.8	1.0	50				海峡岬型 (楕円)	
生名島～赤碧鼻島	48	最狭部	2.8	1.3	30	1.3			海峡単成型 (Y字)	4差路
岩城島～因島	36	最狭部	1.2	1.1	16	1.1			海峡単成型 (V字)	3差路
伯方瀬戸	96	北へ0.3	5.3	1.2	50	0.9	5.0 5.0	N S	海峡単成型 (長楕円)	
岩城島～伯方島 (伯方瀬戸)	72	最狭部	1.9	0.6	50	2.1			海峡単成型 (三日月)	
伯方島～生口・岩城島(〃)	70	最狭部	1.5	0.5	50	2.5			海峡単成型 (楕円)	じゅず
生口島～伯方島(〃)	66	最狭部	1.5	0.5	50	2.1	3.7 4.1	W E	海峡単成型 (長方形)	つなぎ
生口島～大三島(〃)	78	最狭部	2.6	0.6	50	1.2	3.9 4.4	NW SE	海峡単成型 (楕円)	
瓢箪島(〃)	52	最狭部	1.9	0.4	46	2.1	1.7 2.2	NW SE	海峡単成型 (楕円)	
大三島盛沖	50	東へ1.0	2.8	0.3	44	3.3			海峡単成型 (三日月)	
宮ノ窪瀬戸	48	最狭部	2.3	0.8	42	1.3	2.3 2.5	W E	海峡単成型 (楕円)	
舟折瀬戸 (宮ノ窪瀬戸)	60	最狭部	2.0	0.3	40	1.1	9.0 9.0	NE SW	海峡単成型 (への字)	じゅず
伯方島～大島(〃)	70	西へ1.2	2.2	0.9	40	0.6			海峡単成型 (長楕円)	つなぎ
鼻栗瀬戸	46	最狭部	3.0	0.4	30	0.4	6.3 6.3	NE SW	海峡単成型 (逆くの字)	
忠海～大久野島	68	最狭部	3.3	1.1	50	1.8	2.1 2.6	W E	海峡単成型 (楕円)	
小久野島～松島	74	最狭部	1.6	0.5	50	1.2			海峡単成型 (楕円)	
松島～大三島	80	西へ0.7	3.9	0.5	60	1.2			海峡単成型 (長楕円)	じゅず
唐島～神殿島	70	最狭部	1.6	0.4	60	2.8			海峡単成型 (楕円)	つなぎ
大三島～大崎島	68	最狭部	4.0	0.5	50	1.5			海峡単成型 (逆くの字)	
大三島～大崎上島	109	最狭部	4.8	0.6	80	1.3	2.9 2.4	NE SW	海峡単成型 (長楕円)	
明石瀬戸	58	西へ0.3	3.8	0.7	40	1.0	1.6 2.3	W E	海峡単成型 (楕円)	
御手洗瀬戸	27	最狭部	1.4	0.3	20	0.6	1.5 1.2	NW SE	海峡単成型 (楕円)	
大三島沖ノ石	62		1.8	0.3	50	—			海峡岬型 (楕円)	
大下島アゴノ鼻	122		1.0	1.0	70				海峡岬型 (円)	
大崎下島～尾久比島	94	南へ0.5	1.6	0.8	50	2.3			海峡単成型 (長方形)	3差路
上蒲刈島～豊島	80 (北釜)	北へ2.3	3.3	2.3	50		4.8	N	海峡双子型 (非対称)	
	48 (南釜)	南へ0.4	1.7	0.3	40		4.3	S		
上蒲刈島黒鼻	80		2.1	0.6	50				瀬岬型 (楕円)	
下蒲刈島～上黒島	58	最狭部	1.0	0.5	50	1.4	0.7 1.6	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
唐島瀬戸	84	最狭部	3.7	0.7	50	1.3			海峡単成型 (三日月)	
柳ノ瀬戸	74	最狭部	3.2	1.1	50	1.6	2.6 2.2	NE SW	海峡単成型 (楕円)	
安芸津～長島	69	最狭部	2.3	1.5	50	2.1			海峡単成型 (逆コの字)	
津久賀島	60		1.4	0.4	50	—			海峡岬型 (楕円)	
来島	66		1.8	0.7	40				海峡岬型 (楕円)	
柏島～上蒲刈島	98	東へ1.5	2.0	0.6	80	1.6			海峡単成型 (楕円)	

猫瀬戸	128	西へ2.0	5.3	1.0	70	1.0	4.6 3.1	W E	海峡単成型(楕円)	
下蒲刈島尾ノ鼻	96		1.9	0.5	70				海峡岬型	
倉橋島～小情島	42 (北釜)	北西へ0.3	0.4	0.3	40	0.7			海峡双子型(対称)	並列双子型
	44 (南釜)	南東へ0.3	0.3	0.2	40					
小情島～情島	48 (北釜)	北西へ0.2	0.4	0.3	40	1.3			海峡双子型(非対称)	
	42 (南釜)	南東へ0.2	0.2	0.1	40					
倉橋島亀ケ首	82		1.5	0.4	60				灘岬型(楕円)	
倉橋島センガイ沖	70		1.0	0.3	64				海峡岬型(楕円)	
鹿老渡小瀬戸	34 (北釜)	北へ0.5	0.4	0.3	30				海峡双子型(非対称)	
	34 (南釜)	南へ0.7	0.6	0.6	30					
鹿島	78		2.8	0.4	60				海峡岬型(V字形)	
横島口細ノ鼻	70		2.5	0.5	50				海峡岬型(三日月)	
横島南端	96		1.3	0.4	80				海峡岬型(楕円)	
諸島水道	144 (北釜)	北へ2.0	3.0	1.8	100	1.2			海峡双子型(非対称)	双頭型
(イガイ瀬戸)	180 (南・東釜)	東へ0.8	1.5	0.9	100	0.8	(3.5) (3.5)	NW SE		
(ミルガ瀬戸)	120 (南・西釜)	南へ1.1	1.8	0.5	100	0.6	6.0 6.0	N S		
怒和島水道	166 (北釜)	北へ1.9	2.9	1.5	100	1.0	(4.5)	N	海峡双子型(非対称)	
	114 (南釜)	南へ1.0	1.2	0.5	100		(5.2)	S		
怒和島下二子島	122		1.5	0.5	100				海峡岬型(三日月)	
クダコ水道	160 (北釜)	北へ2.3	4.7	1.8	100	2.6	5.4 4.7	N S	海峡双子型(非対称)	双頭型
(クダコ島～怒和島)	140 (南・西釜)	南へ1.7	3.0	0.8	100		4.2 5.0	N S		
(部屋ノ瀬戸)	170 (南・東釜)	南へ1.7	3.1	1.5	100					

大館場島	138		1.4	0.4	100				海峡岬型(楕円)	
中島沖ノ弧島	62		1.3	0.6	50				海峡岬型(三日月)	
関戸瀬戸	72 (北釜)	北へ1.2	1.3	0.6	50	0.5	(2.5)	N	海峡双子型(非対称)	
	76 (南釜)	南へ1.2	0.9	0.3	70		(2.5)	S		
中島長埼	76		1.1	0.9	50				海峡岬型(円)	
芋子瀬戸	74 (北釜)	北へ0.8	1.7	0.8	50	1.0	(2.0)	N	海峡双子型(非対称)	
	70 (南釜)	南へ0.7	1.1	0.5	50		(2.0)	S		
北条～野忽那島	112	最狭部	1.8	0.6	100	7.0			海峡単成型	
釣島水道	146	最狭部	4.0	2.0	100	3.0	2.7 2.9	NE SW	海峡単成型(楕円)	複数の深み
	108	西へ3.1	2.3	0.4	100				(くの字)	
北条波妻ノ鼻	92		2.3	1.2	50				海峡岬型(三角形)	
安居島	66		2.6	1.0	50				海峡岬型(三日月)	
小安居島	74		1.8	0.5	60				海峡岬型(楕円)	
斎島西方	56		1.1	0.5	50				海峡単成型(楕円)	
斎島南側	66		2.7	0.4	50				海峡岬型(長楕円)	
桃取ノ鼻	134		2.4	0.9	100				海峡岬型(楕円)	

(広島湾)

海釜名称	最大水深(m)	最深部の位置*(km)	大きさ			海峡幅(km)	潮流流速***		海釜のタイプ(形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
音戸瀬戸	24 (北釜)	北へ0.5	0.9	0.2	22	0.1			海峡双子型(非対称)	
	24 (南釜)	南へ0.5	0.3	0.2	20					
早瀬瀬戸	30 (北釜)	北へ0.7	0.9	0.2	20				海峡双子型(対称)	
	42 (南釜)	南へ0.9	0.6	0.2	20					
江田島切串	44		1.4	0.4	36				海峡岬型(三日月)	
大須瀬戸	43	最狭部	2.8	0.5	40	0.9			海峡岬型(三日月)	

津久茂瀬戸	34	最狭部	1.5	0.2	30	0.5			海峡単成型(長楕円)	
奈佐美瀬戸	60	最狭部	2.0	0.4	50	1.0			海峡単成型(楕円)	
宮島瀬戸	74	最狭部	2.9	0.8	50	1.4	0.5 0.8	N S	海峡単成型(楕円)	
西能美島入崎鼻	50		1.4	0.3	44				灘岬型(三日月)	
東能美島～大黒神島	53	最狭部	2.1	0.6	40	1.2			海峡単成型(逆Y字形)	
大黒神島	52		2.1	0.4	40				灘岬型(三日月)	
向多田島	45		1.0	0.2	40				灘岬型(三日月)	
姫小島	48		1.0	0.3	32				灘岬型(三日月)	
甲島西岸	48		1.0	0.4	40				灘岬型(三日月)	
倉橋島南西端	70		3.3	1.0	50				海峡岬型(三日月)	
黒島水道	72	最狭部	3.7	0.9	50				海峡単成型(長楕円)	
保高島	54		1.1	0.5	40				海峡岬型(三日月)	
保高島～手島	56	西へ0.6	1.1	0.8	42				海峡単成型(円)	
手島東岸	50		1.2	0.5	30				海峡岬型(三日月)	
手島西岸	60		1.2	0.4	50				海峡岬型(楕円)	
端島～柱島	60		3.8	0.8	50	1.3			海峡単成型(Y字形)	
小柱島	72		1.2	0.6	50				海峡岬型(三日月)	
続島～長島	82 (西釜)	西へ0.6	1.3	0.6	60	0.9			海峡双子型(非対称)	
	82 (東釜)	東へ0.6	0.9	0.6	70					
長島～郡良島	82 (西釜)	西へ0.5	1.2	0.7	50	0.5			海峡双子型(非対称)	
	90 (東釜)	東へ1.2	1.8	0.8	60					
鞍掛島～浮島	56	最狭部	1.1	0.4	50	1.4			海峡単成型(三日月)	
前島	38		2.0	0.6	20				灘岬型(三日月)	

大畠瀬戸	74	北へ0.8	1.8	0.7	30	0.8	6.8 6.9	W E	海峡単成型(楕円)	じゅずつなぎ
	50		4.5	0.6	30					

(伊予灘)

海釜名称	最大水深(m)	最深部の位置*(km)	大きさ			海峡幅(km)	潮流流速***		海釜のタイプ(形状)	備考
			長径(km)	短径(km)	等深線(m)**		(Kn)	方向		
高浜瀬戸	79	南へ0.6	5.3	0.4	50	0.8	5.0 5.0	N S	海峡単成型(楕円)	じゅずつなぎ
中島赤埼	82		1.7	1.0	60				海峡岬型(楕円)	
小市島～中島	130	南へ0.6	2.0	0.7	100	1.7			海峡単成型(楕円)	
中島	114		1.2	0.4	100				海峡岬型(三日月)	
二神島～横島	98 (北釜)	北東へ0.7	0.3	0.2	90	0.6			海峡双子型(非対称)	
	103 (南釜)	南西へ1.1	1.0	0.5	90					
二神島～屋代島	155	最狭部	2.6	1.4	100	4.3			海峡単成型(楕円)	じゅずつなぎ
	110		1.0	0.5	100				(楕円)	
片島東方	152		1.9	1.1	100				海峡岬型(長方形)	
片山瀬戸	120 (北釜)	北東へ1.1	1.4	0.3	100	0.6	1.2	NE	海峡双子型(対称)	
	110 (南釜)	南西へ1.2	1.3	0.6	80		1.1	SW		
屋代島笹島	74		1.1	0.4	60				海峡岬型(三日月)	
由利島	83		1.2	0.4	80		1.4 1.2	NE SW	海峡岬型(楕円)	
屋代島沖家室島	139		2.8	1.0	100		1.5 2.1	NE SW	海峡岬型(三日月)	
屋代島伊崎鼻	94		1.5	0.6	80				海峡岬型(楕円)	
掛津島	56		1.3	0.4	50				海峡岬型(三日月)	
掛津島～平郡島	59	東へ0.6	3.9	0.7	50	1.1			海峡単成型(長楕円)	
平郡島三島	106		1.7	0.8	90				海峡岬型(楕円)	
大水無瀬島西岸	95		1.1	0.4	80				海峡岬型(楕円)	
大水無瀬島東岸	108		2.0	0.8	80				海峡岬型(楕円)	

小水無瀬島西岸	92		2.0	0.7	80		2.0 1.4	NE SW	海峡岬型 (楕円)	
小水無瀬島東岸	92		1.1	0.3	80				海峡岬型 (楕円)	
青　島	74		2.7	0.8	64				海峡岬型 (楕円)	
平郡島西岸	74		3.2	0.7	62				海峡岬型 (三日月)	
上関海峡	26 (北釜)	北へ1.7	1.2	0.2	24		2.4	W	海峡双子型 (非対称)	双頭型
	46 (南・西釜)	南へ0.9	0.9	0.5	40	0.2	2.3	E		
	44 (南・東釜)	南東へ0.5	0.8	0.5	40					
鼻綾瀬戸	72	南へ0.7	3.2	0.6	66	2.8			海峡単成型 (長楕円)	
天田島	66		3.0	0.6	60				海峡岬型 (三日月)	
宇和島	80		3.6	1.1	60				海峡岬型 (三日月)	
八　島	66		1.8	1.8	60				瀧岬型 (円)	

(速吸瀬戸)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
速吸瀬戸	460 (北釜)	北へ3.0	8.0	5.0	160	9.0 (13.0)	5.7	NW	海峡双子型 (非対称)	
	365 (南釜)	南へ2.5	10.0	5.5	160		4.8	SE		
高島～関埼	201 (北・東釜)	北へ3.5	4.0	2.5	120	3.5	3.4	NW	海峡双子型 (非対称)	双頭型
	159 (北・西釜)	北西へ2.5	2.5	1.5	90					
	193 (南釜)	南へ1.5	5.5	2.5	100		4.4	SE		

(周防灘)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
佐合島～長島	36	東へ0.8	2.9	0.6	30	1.2			海峡単成型 (楕円)	
祝島～小祝島	68 (北釜)	北へ1.7	1.7	0.6	60	1.1			海峡双子型 (非対称)	
	90 (南釜)	南へ1.0	1.1	0.4	70					
牛　島	38		1.7	0.7	32				海峡岬型 (楕円)	
笠戸島	50		3.0	1.3	42				瀧岬型 (三日月)	
粭島～馬島	36	最狭部	2.3	0.5	32	1.4			海峡単成型 (楕円)	
黒髪島～大津島	30	最狭部	2.6	0.4	20	1.5			海峡単成型 (長楕円)	
野島北端	46		2.7	0.8	40				海峡岬型 (楕円)	
野島南端	50		2.9	0.7	42				瀧岬型 (楕円)	
姫　島	68		8.0	4.0	50				瀧岬型 (楕円)	

(関門海峡)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
関門海峡	47	東へ0.8	8.0	0.6	18	0.6	8.5 6.5	NE SW	海峡単成型 (帯状)	複数の深み
部埼海釜	20	—	3.3	0.8	16	—	(1.1) (1.0)	NW SE	海峡岬型 (三日月)	
六連海釜	33	最狭部	5.8	1.2	20	1.7	(0.9) (0.5)	N S	海峡単成型 (三日月)	
小瀬戸	17	—	1.7	0.7	12	—			海峡単成型 (楕円)	

(豊後水道)

海釜名称	最大水深 (m)	最深部の位置* (km)	大きさ 長径(km)	短径(km)	等深線(m)**	海峡幅 (km)	潮流流速*** (Kn)	方向	海釜のタイプ (形状)	備考
沖無垢島	189		2.3	0.9	130				海峡岬型 (三日月)	
保戸島	214		2.5	1.3	140				海峡岬型 (楕円)	
蒲戸埼	106		2.5	1.5	90				海峡岬型 (楕円)	
鶴御埼	177		8.0	3.0	100		2.7 2.7	N S	海峡岬型 (長方形)	
戸　島	161	最狭部	4.5	0.8	100	6.0	3.7 2.7	NNW SE	海峡単成型 (長楕円)	
日振島	112		3.5	1.0	100		1.5 1.2	N S	海峡岬型 (楕円)	
御五神島	125		5.0	1.0	100				海峡岬型 (三日月)	
由良埼	105		5.0	1.0	100		2.2 2.0	NW S	海峡岬型 (三日月)	
横島～鹿島	120	北へ1.0	1.3	0.7	100	2.5			海峡単成型 (楕円)	

* 海峡最狭部からの距離
** 長径、短径測定のもとになった等深線
*** 大潮期の最大流速を示し，(　) は大潮期の平均流速を示す。

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

日本近海地磁気・重力異常図の刊行と日本南方海域の地磁気異常分布†

春日　茂，林田政和，大陸棚調査室員*

PUBLICATION OF GEOMAGNETIC AND GRAVITY ANOMALY CHART AND CHARACTERISTICS OF THE MAGNETIC ANOMALIES IN THE SOUTHERN WATERS OF JAPAN †

Shigeru KASUGA, Masakazu HAYASHIDA, Member of Continental Shelf Surveys Office*

Abstract

The Hydrographic Department of Japan (HDJ) has published a new magnetic map and free-air gravity map at a scale of 1 : 3,000,000 by compiling large amounts of data sets.

The data source of these two maps are mainly composed of homogeneous and high-resolution data collected by the Continental Shelf Surveys Project which has been carried out by the HDJ since 1983, and other data sets provided by Japan Oceanographic Data Center. The maps cover vast area of southern waters of Japan, including two island arc-trench systems, from East China Sea, northern Phillippine Sea to Northwest Pacific Basin.

This paper introduces the outline of the above published maps and summarizes the characteristics of magnetic anomalies and tectonic features related to island arc volcanic activities and seafloor spreading. The type of volcanic activities on several remnant or active island arcs and other submarine elevations are classified into three groups in terms of the characteristics of magnetic anomalies. The difference of these types might be dependent on the distribution of zones of crustal weakness.

Evolutionary process of seafloor spreading in the back arc basins and deep ocean floor are discussed by comparing the pattern of the lineated magnetic anomalies in the Shikoku Basin and Northwest Pacific Basin. Magnetic anomalies show back arc basins tend to have more complicated history of seafloor spreading.

1．はじめに

海上保安庁水路部は，1982年に採択された海洋法条約をうけて大陸棚の範囲の確定と大陸棚の管理，開発，利用のためのデータの整備を目的として，大陸棚調査プロジェクトを開始した（Sato and Oshima, 1988)。1983年以来，測量船「拓洋」により日本南方海域において精密で均質な海底地形，地質，地磁気，重力等のデータが整備されてきた(春日他，1992)。水路部では，この10年間に大陸棚調査により蓄積された地磁気，重力データに加えて，縮尺20万分の1の大陸棚の海の基本図刊行のために実施された一世代前の大陸棚調査プロジェクトのデータ（大島，1987, Ganeko and Harada, 1982)，更に，JODC（日本海洋データセンター）に保管されている内外の調査研究機関のデータを編集して，1994年2月に縮尺300万分の1の「日本近海地磁気異常図第2」および「日本近海重力異常図第2」を刊行することに

† Received 25th January 1994

＊大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office.

なった。これらの図は西から東シナ海，フィリピン海北部，北西太平洋にいたる日本南方海域の広大な範囲を含んでいる。

本稿ではこれらの図の概要を紹介するとともに，地磁気異常図から明らかにされた日本南方海域の地磁気異常の分布の特徴とそれから推定される磁性岩体の分布とテクトニクス等について概説する。重力異常の分布に関しては，別の機会に述べることにしたい。

2．図の仕様とデータのソース

地磁気異常図，重力異常図の縮尺は300万分の1，図法はメルカトル図法であり，図の範囲は北緯18度から35度まで，東経120度から150度までの範囲である。これまで水路部では，縮尺300万分の1の海底地形図シリーズとして，日本近海海底地形図第1から第4（図の番号は6301から6304）までの4枚を既に刊行している（Fig. 1 太枠の範囲）。今回は日本近海海底地形図第2（6302）と同じ範囲，縮尺，図法で，地磁気・重力異常図を初めて刊行することになり，

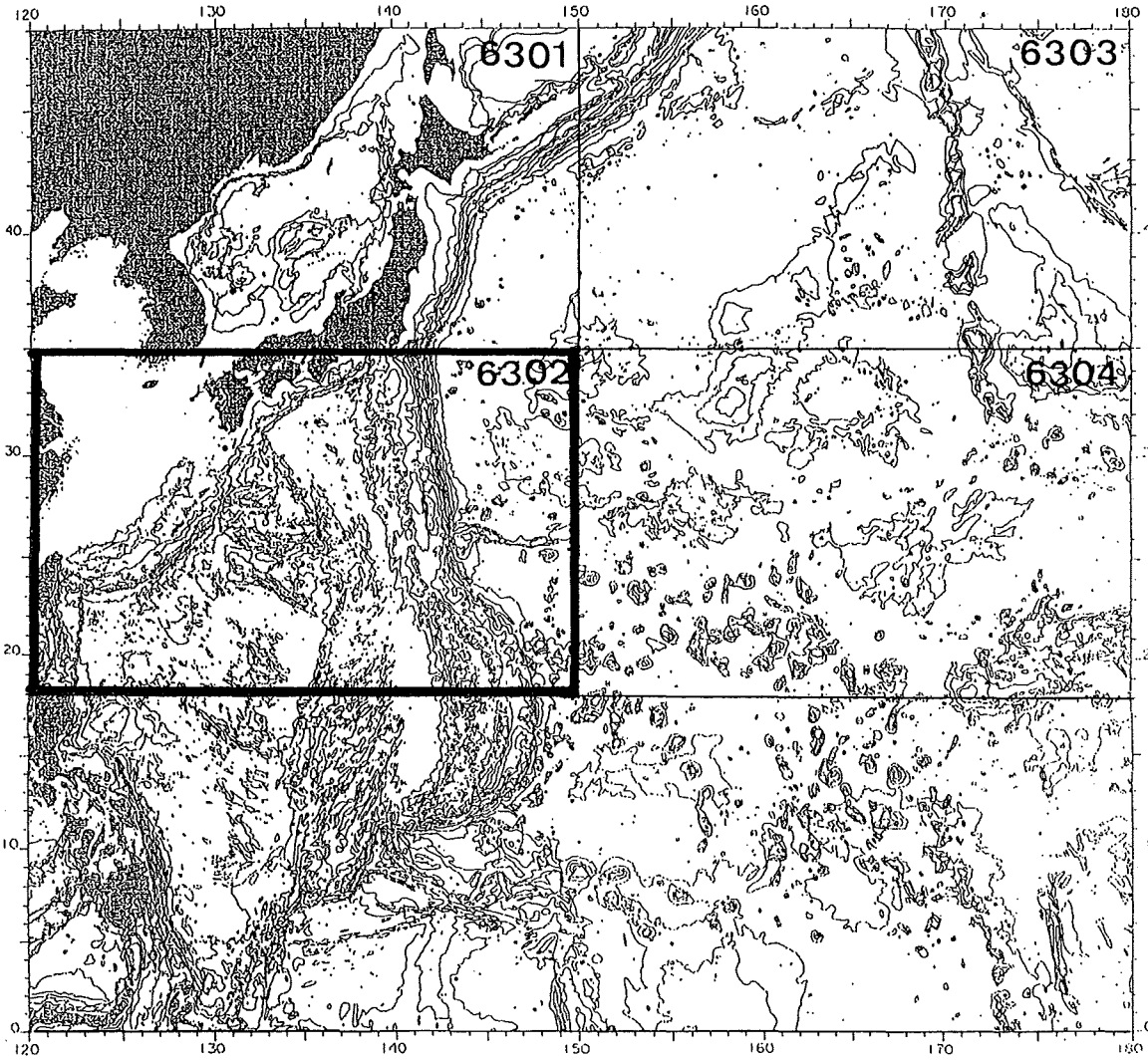


Fig. 1 Index map of published bathymetric chart 6301 to 6304 superposed on GEBCO bathymetric chart.

図のタイトルと番号はそれぞれ，日本近海地磁気異常図第2（6302M），日本近海重力異常図第2（6302G）となる。なお，日本近海海底地形図第2（6302）については，来年度改版する予定である。

地磁気異常図は海上磁力計により測定された全磁力値から標準磁場の値を差し引いて算出された全磁力異常値をもとに作成された。コンター間隔は100 nTであり，16種類の色に段彩する。これに1000 m毎の地形のコンターが加刷されている。

一方，重力異常図は海上重力計により測定された重力値から標準重力を差し引いたフリーエア異常値をもとに作成された。フリーエア異常のコンター間隔は10mGalであり，14種類の色に段彩され，地磁気異常図と同様に1000 m毎の地形のコンターが加刷されている。

データのソースについては，水路部が1983年から開始した縮尺50万分の1の大陸棚調査プロジェクトによる第29回までの調査海域データを中心に，これに1960年代に開始された縮尺20万分の1の大陸棚プロジェクトのデータを加えた。測線間隔は前者の調査が5ないし6海里間隔，後者は概ね2海里間隔である。さらにJODCに保管されている内外の機関によるクルーズデータを加えた。地磁気異常図の陸域については，地質調査所の200万分の1地質編集図(23)「日本の磁気図」(牧野ほか，1992)を基に編集した。重力異常図の陸域についは，地質調査所(駒澤ほか，1992）が，国土地理院（Geographical Survey Institute, 1985)及び新エネルギー開発機構(1987)による広域重力図のデータに，地質調査所，金属鉱業事業団等のデジタルデータを加えて編集したブーゲー異常値による。

海域のデータの密度はFig. 2の航跡図に示されるように，水路部による大陸棚調査でカバーしたところは均質で300万分の1の縮尺には十分な密度を持っており，また，データの精度は地磁気で数nT，フリーエア異常で1～数mGal以内にほぼ納まっている。これに対し，大陸棚調査でカバーされていない海域は，多数の機関によりそれぞれ異なる時期に測定されたデータにより構成されている。これらの海域では測線の密度，クルーズ毎のデータの整合性も不十分であった。図の編集の際に必要に応じてデータの取捨選択やクルーズ毎のレベル調整を行ったが，地磁気異常図では大陸棚調査海域とその区域外の海域との間に多少の段差が生じている海域もある。全般的に均質で高密度なデータを有する大陸棚調査海域に比べて，大陸棚調査区域外の図の精度はかなり劣っている。

日本近海地磁気異常図（6302M），同重力異常図（6302G)の図は，大陸棚調査海域を含め，日本南方海域を広くカバーしている。琉球弧－西南日本と続く島弧－海溝系と伊豆・小笠原／マリアナ島弧海溝系を含んでおり，その間に大東海嶺群やフィリピン海盆，図のほぼ中央を南北に走る九州・パラオ海嶺，四国海盆，西マリアナ海盆等，海嶺や背弧海盆を多く含んでいる。

Fig. 3は，地磁気異常図と重力異常図に加刷されている水深1000 m毎の海底地形図である。この図に日本南方海域の海底地形の特徴はよく表現されており，二つの島弧・海溝系中心にこれに付随する海嶺や背弧海盆，海山列等が多く存在する複雑な地形を呈している。また，四国海盆や西マリアナ海盆等の背弧海盆には，海底拡大の地形的な痕跡と考えられるマイナーリッジ＆トラフ群（岩淵，1982）で特徴づけられる起伏の多い地形が表わされている。

Fig. 4とFig. 5に日本近海地磁気異常図第2，同重力異常図第2を示す。原図は多色刷りであり，これに1000 m毎の海底地形のコンターが加刷されている。

3．地磁気異常分布の概要

日本南方海域の地磁気異常は，Fig. 4に見られるように，全体として非常に複雑で変化に富んだ分布を示している。Fig. 6に地磁気異常のパターンを見やすくするため，データ密度の高い大陸棚調査海域について正負の異常域をそれぞれ塗りつぶした図に海溝軸と火山フロントの位置を記入した図を示す。

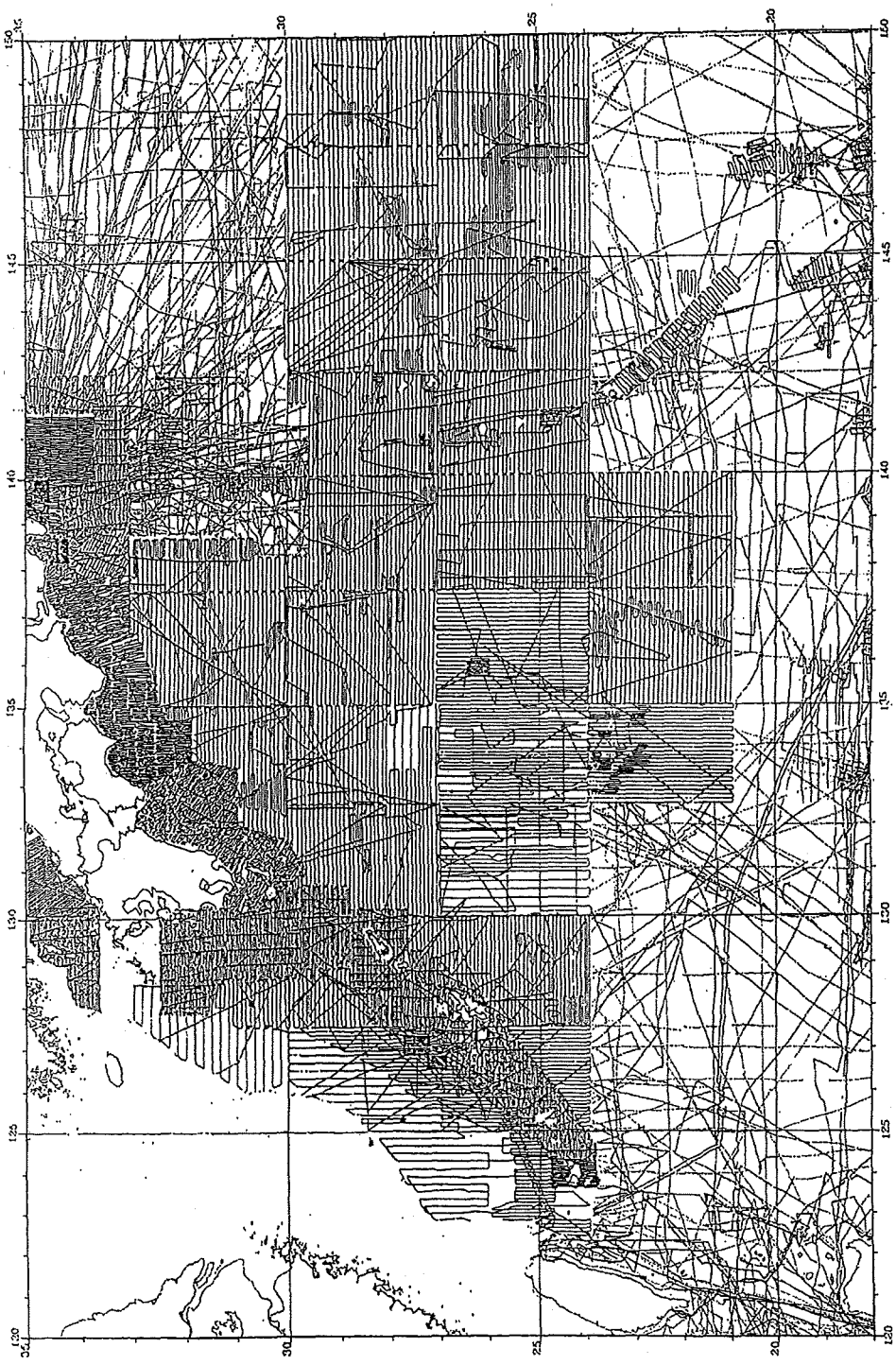


Fig. 2 Shipborne gravity survey tracklines used for compilation of the gravity anomaly chart.

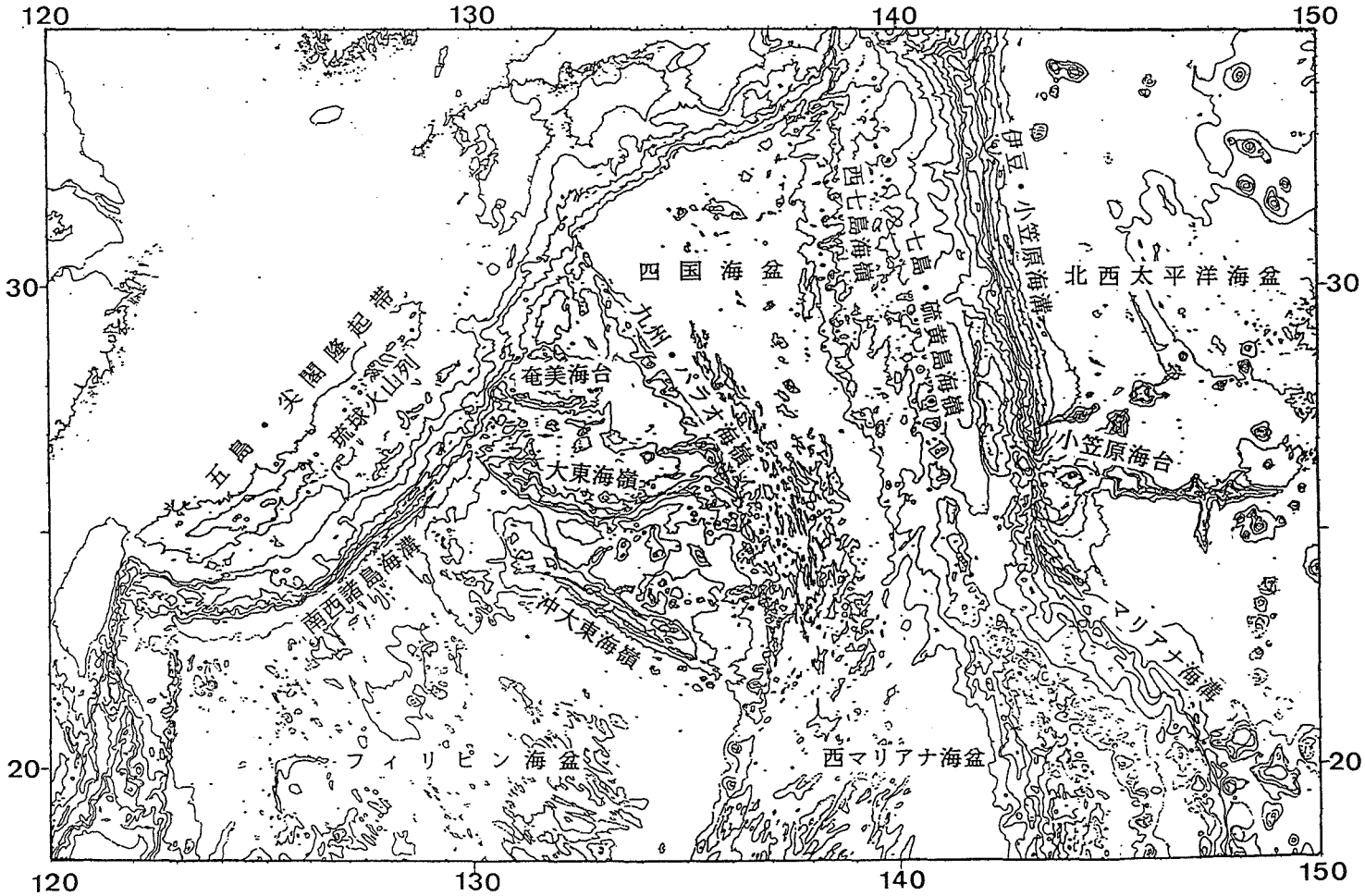


Fig. 3 Bathymetric chart with major topographic names. Contour interval is 1,000 m.

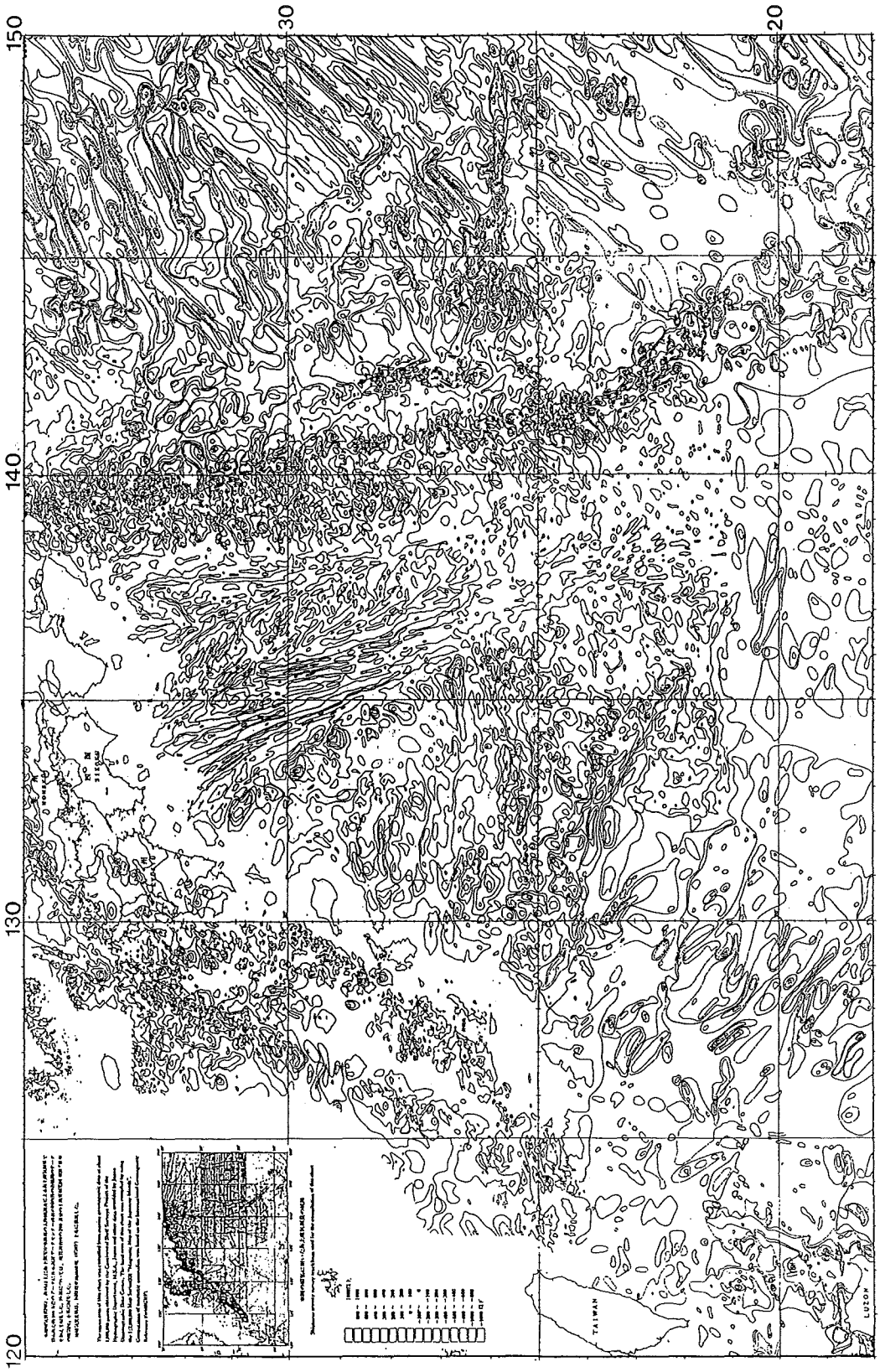


Fig. 4 Magnetic anomaly chart. The scale of the original chart is 1 : 3,000,000. Contour interval is 100nT.

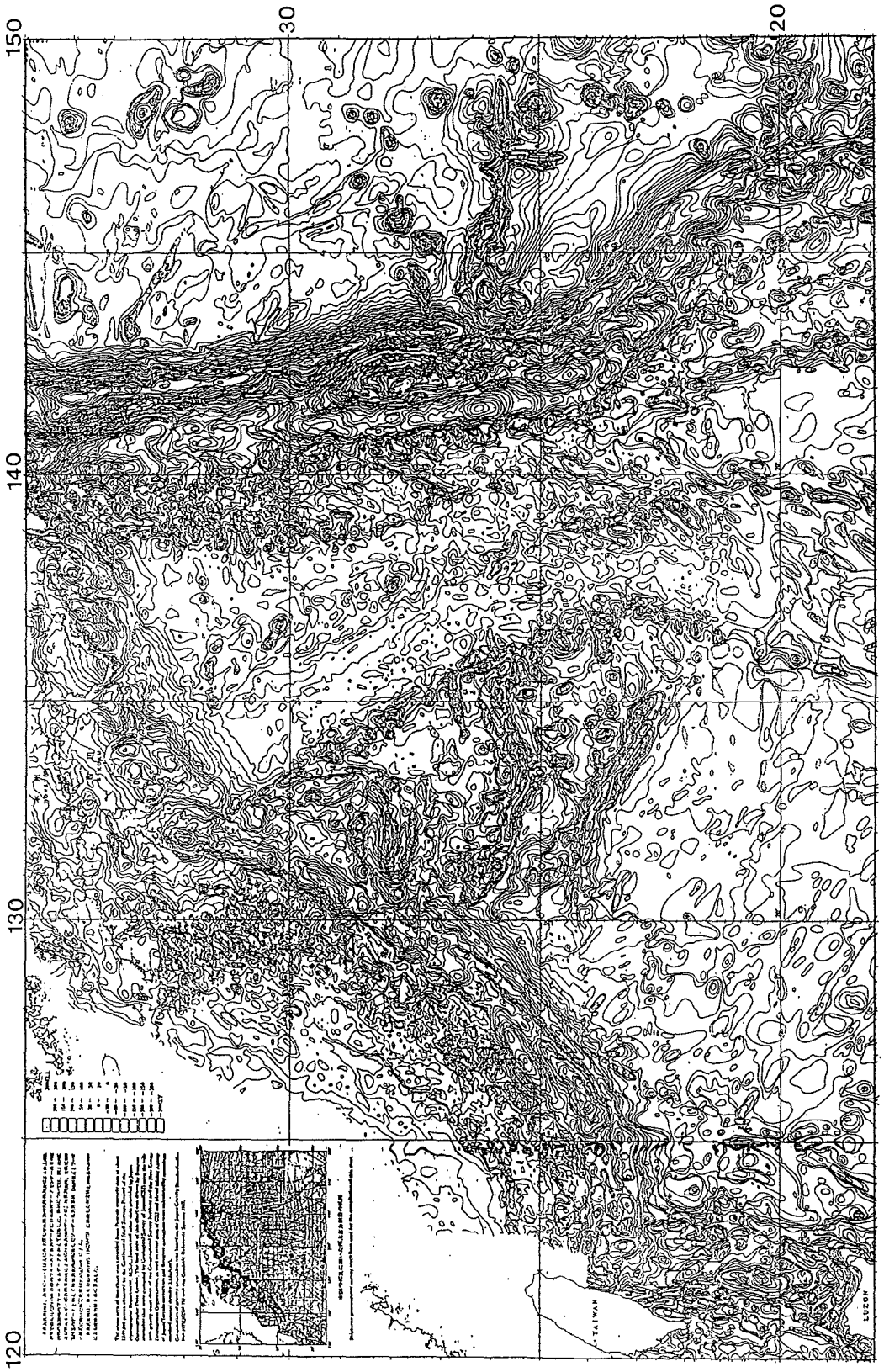


Fig. 5 Gravity anomaly chart. The scale of the original chart is 1 : 3,000,000. Contour interval is 10mGal.

伊豆・小笠原／マリアナ弧と琉球弧に伴う短波長，大振幅の地磁気異常群が特に顕著であり，どちらも現世の火山フロント沿いとその背弧側に新旧２列の帯状に連なる地磁気異常群が存在する。背弧側の地磁気異常群は，杉の字型の雁行配列を示しているように見える。このほか奄美海台，大東海嶺，沖大東海嶺，九州・パラオ海嶺，小笠原海台等の地形の高まりに伴っていずれも顕著な地磁気異常が認められる。

四国海盆と北西太平洋海盆では，海底拡大の痕跡である明瞭な地磁気縞模様が認められる。フィリピン海盆，西マリアナ海盆にも不明瞭ながら地磁気縞模様が見られるが，これらの海域ではデータの密度が低いこともあり，これが海底拡大の痕跡といえるかどうかどうかはこの図だけからではっきりしない。

一方，琉球弧の火山フロントより海溝側の琉球前弧域から西南日本前弧域にかけては，地磁気異常は100nT 間隔のコンターにはほとんど表れておらず，磁気的に静穏な海域となっている。ただし，大東海嶺，奄美海台，九州・パラオ海嶺の延長部では，これらの地形的な高まりに伴う地磁気異常が海溝軸を超えて磁気的に静穏な陸側斜面まで突き出すように振幅を減じながら伸びている。また，四国海盆の地磁気縞模様も，振幅を減じながら南海トラフの中軸部を約120km超えて陸側斜面まで伸びている。このような海溝軸を横切る地磁気異常の分布は，フィリピン海プレートの琉球弧・西南日本弧下への沈み込みを示す証拠と考えられる。

4．議論

海域における地磁気異常の分布を調べることは，海底の拡大様式や火成活動により生じた磁性岩体の分布を推定するうえで極めて有効であり，これまで多くの研究成果が出されている。今回作成された地磁気異常の分布から，日本南方海域の地質構造やテクトニクスに関する情報をいくつか読みとることができる。ここでは火山の分布や海底の形成過程等を示唆するものとして，

(1)島弧の火成活動，(2)海底拡大の痕跡

の２点を地磁気異常から指摘したい。以下にこれらの地磁気異常の分布の特徴とそれから推定されるテクトニクスについて概要を記述する。

(1)　島弧の火成活動

日本南方海域には活動中の島弧と既に活動を終えて沈水した島弧，あるいは島弧とは種類の異なると考えられる高まり，海嶺，海台など多くの地形的な高まりが存在しているが，いずれの高まりも顕著な地磁気異常を伴っており，磁性岩体の高まりが存在することが推定される。地磁気異常の分布を見ると，これらの高まりの成因や応力場の違いによる磁性岩体の分布を反映して，それぞれ特徴的な様相を示している（Fig. 6）。それらは地磁気異常の特徴から，以下の三つのタイプに分けることができる（Table 1）。

１番目はダイポール列タイプと呼ばれるもので，正負が一対となった局所的な目玉のような短波長高振幅の異常が列をなして直線状に点々とある間隔で分布している状態を言う。このタイプには琉球火山列や七島・硫黄島海嶺のような現在活動的な島弧の火山弧に伴う地磁気異常にみられる。また，非活動的な海嶺では九州・パラオ海嶺などがこのタイプに属する。

２番目は帯状に延びた異常を示す帯状タイプと呼ばれるもので，大東海嶺群の奄美海台，大東海嶺，沖大東海嶺等がこれに属する。小笠原海台東部の東西に伸びる海嶺状の細長い高まりもこのタイプに近い。これらの帯状タイプは，高まりが概ね東西方向に延びているため，南北に延びる海嶺よりも地球地場の特性により東西に延びた帯状に見え易い特性はあるものの，実際に海底地形をみても大東海嶺や沖大東海嶺，小笠原海台東部等は海嶺らしく細長く延びた形状を呈しているのに対し，ダイポール列タイプの地磁気異常を伴う九州・パラオ海嶺や七島・硫黄島海嶺は土台となる海嶺状の高まりの上に海山列のように海山が点々と分布している（Fig. 7）。これ

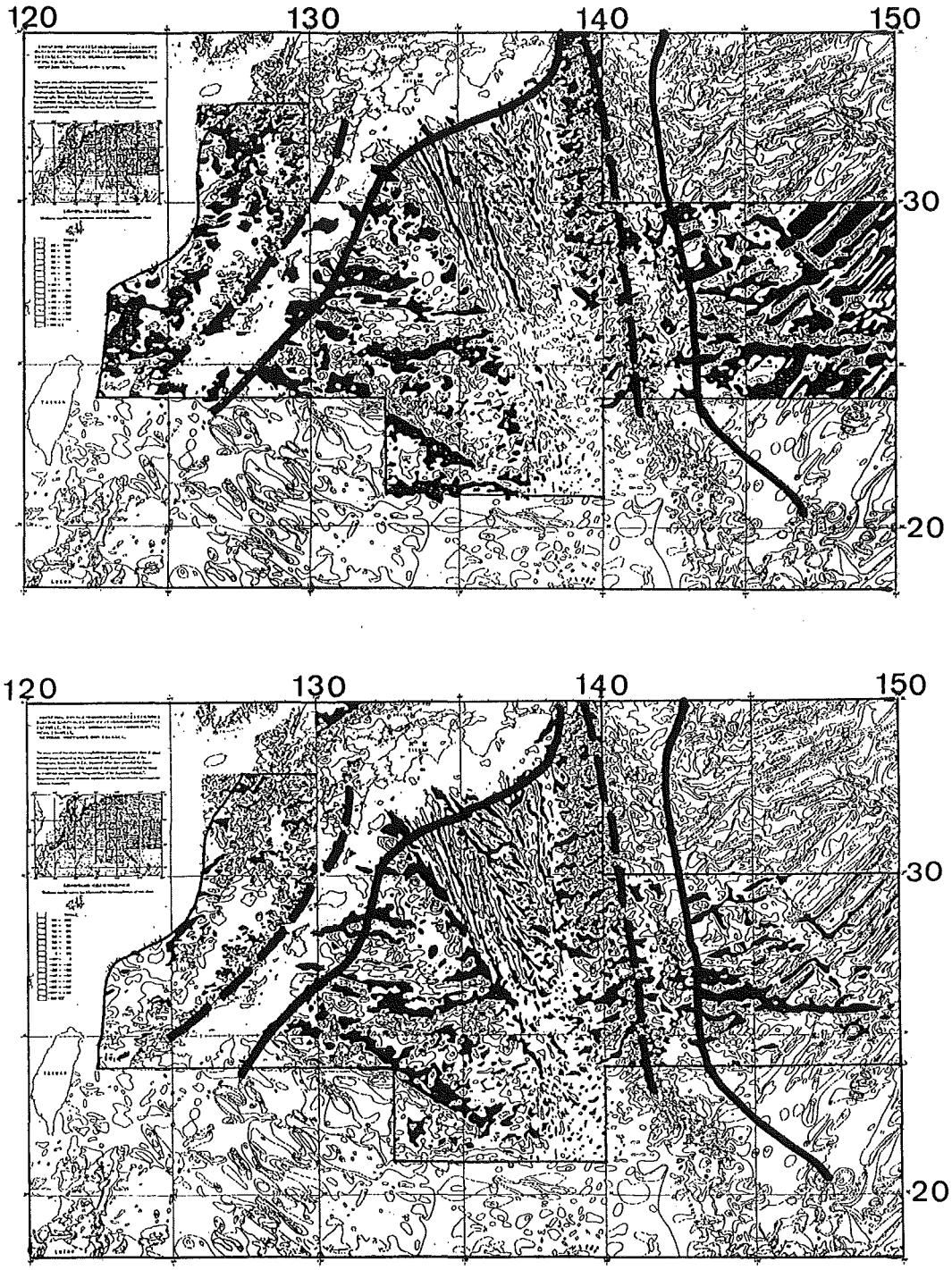


Fig. 6 Characteristics of magnetic anomalies in the southern waters of Japan.
lower : black areas show negative anomalies less than 100nT.
upper : black areas show positive anomalies.
thick line : trench axis ; broken line : volcanic front

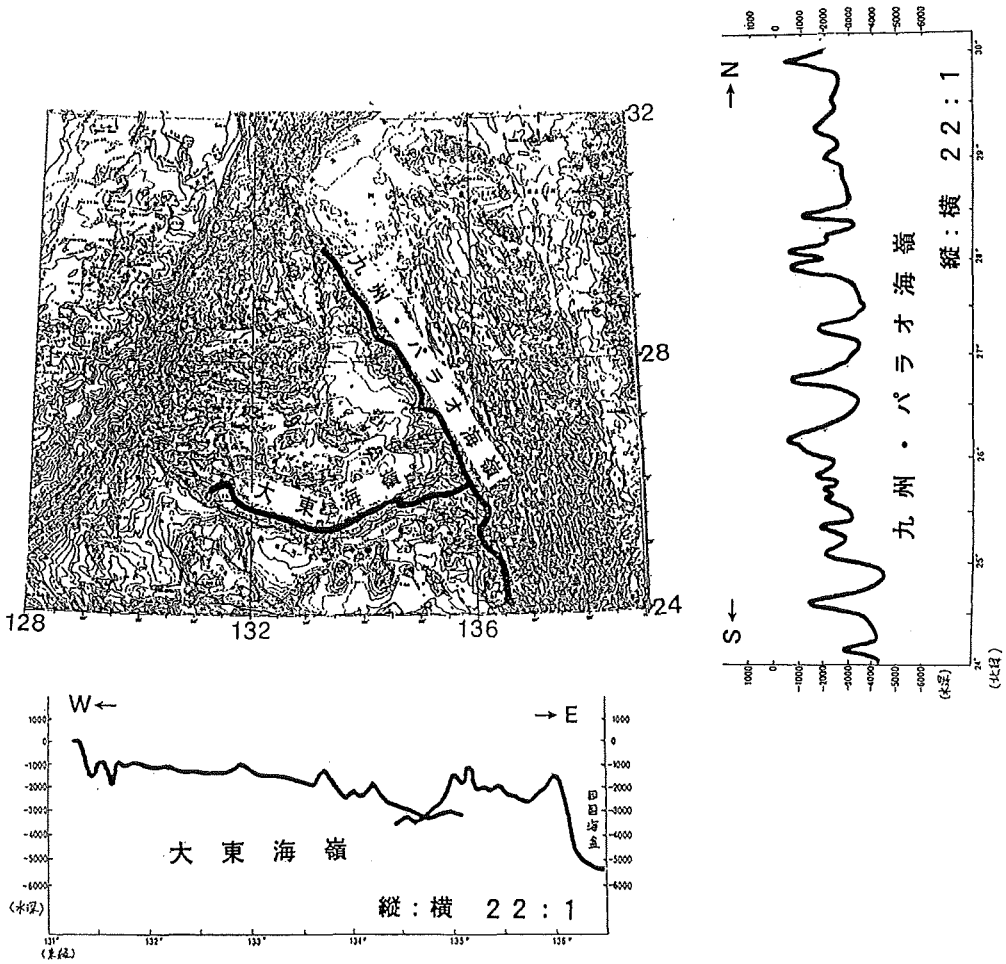


Fig. 7 Topographic section along the ridge axis of Daito Ridge (lower figure) and Kyusyu-Palau Ridge (right figure).

Table 1 Classification by the feature of magnetic anomalies related to volcanic activities on the major submarine elevations or basement highs in the southern waters of Japan.

type of magnetic anomaly	topgraphic name
chain of dipole anomaly	Ryukyu Volcanic Chain Sitito-Iwo Sima Ridge Kyusyu-Palau Ridge
belt of lineated anomaly	Amami Plateau Daito Ridge Oki-Daito Ridge Ogasawara Plateau
en echelon anomaly	Goto-Senkaku Belt Nisi-Sitito Ridge

らの高まりのうち，大東海嶺，沖大東海嶺，奄美海台，九州・パラオ海嶺はかつて活動的であった島弧が活動を終えて沈水した古島弧（水野ほか，1976，など），七島･硫黄島海嶺は現在も活動的な島弧である。

3番目は雁行状に地磁気異常の配列が見られるタイプで，西七島海嶺や地形的高まりではないが東海陸棚東縁の基盤の隆起帯である五島･尖閣隆起帯（相場・関谷，1979）もこのタイプに属する。これらは島弧海溝系において現在活動的な火山弧よりも背弧側に杉の字型の雁行配列をとりながら火山弧とほぼ並走するように分布している点が共通している。

このような三つに分類される地磁気異常分布の特徴の違いは，何故生じるのであろうか。

火山フロントに対応する七島・硫黄島海嶺は，地形的にも海嶺状の土台の高まりの上に海山がある間隔をおいて分布しており（Yuasa et al., 1991），それぞれの海山は大きな地磁気異常を伴っている。七島・硫黄島海嶺の西之島から硫黄島付近に至る地磁気異常の分布から，火山フロントのラインと西七島海嶺から七島・硫黄島海嶺にかけて雁行配列する地磁気異常ベルトとのちょうど交点に，硫黄島をはじめとする大きな海山や島が形成されていることが指摘されている（金子ほか，1988）。

Fig. 8 に七島・硫黄島海嶺において北緯30度付近の孀婦岩から七曜海山列等を経て北緯24度付近の南硫黄島へと続く海山列の地形図と地磁気異常図を比較して示す。これらの海山は，概ね30～60km程度の間隔で分布しており，地磁気異常図をみると，西七島海嶺から七島・硫黄島海嶺にかけて雁行配列する

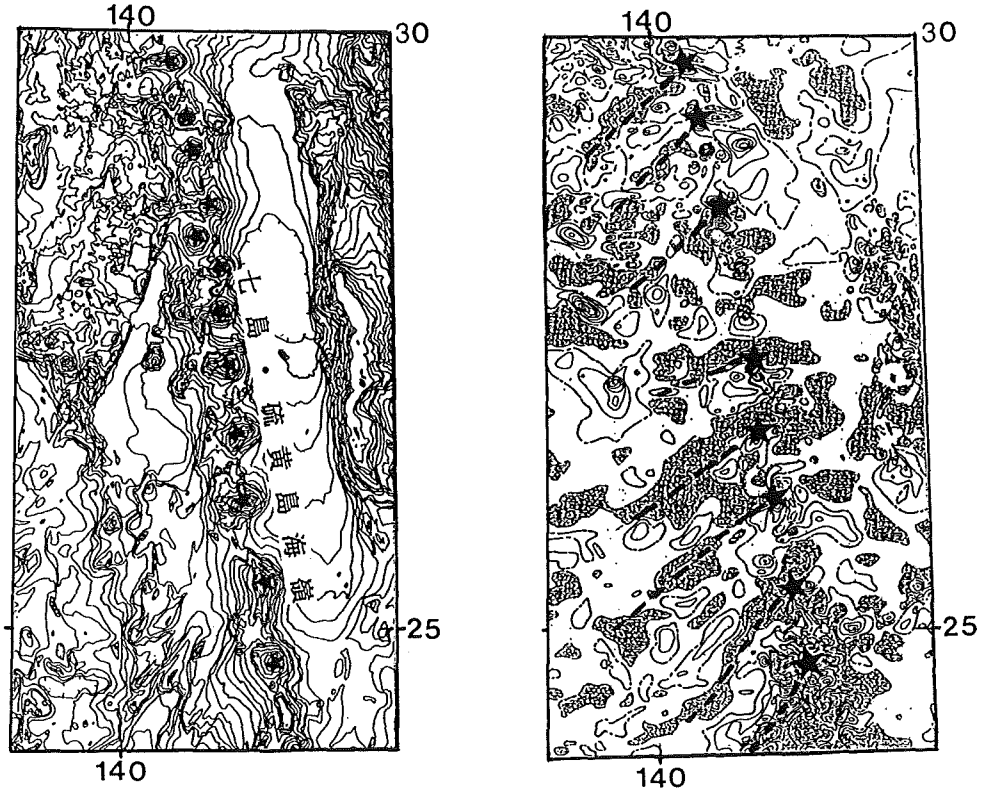


Fig. 8 Bathymetric map and geomagnetic anomaly map of the Sitito-Iwo Sima Ridge and its vicinity. Contour intervals are 200 m and 100nT respectively. Shaded areas in the magnetic map show negative anomalies, and broken lines show negative anomaly belt. Star marks show the location of major seamount or island.

負の磁気異常ベルトとの交点に位置している。これらの磁気異常ベルトは海山等の地形的な高まりに対応していないが，硫黄島の西側に海底谷として北東ー南西方向に伸びる構造的な地形などに関連しているものと思われる。これは太平洋プレートの沈み込みと島弧の形成に関連して生じたマグマの貫入の痕跡であり，島弧における構造的弱線を反映するものと推定される。又，火山フロントは島弧における最大の構造的弱線と考えられている。従って，火山フロントに対応する構造的弱線と火山フロントより背弧側の海域で雁行配列をみせる弱線との交点に大きな火成活動が生じ易いため，点列状に分布する海山や火山島が形成されると解釈できる。

また，九州・パラオ海嶺では，土台となる高まりの上に点々と続く海山列に伴って振幅の小さなダイポール異常が存在するが，より振幅の大きいダイポール異常が九州・パラオ海嶺東縁の急崖の下に分布している。このダイポール異常列は，よくみると急崖の切れ目や九州・パラオ海嶺の走向に直交ないし斜交する方向の高まりとの交点に分布する傾向がみられる。この急崖は四国海盆形成時の島弧のリフティングの痕跡と考えられており(春日ほか, 1992；Okino et al.,1994)，リフティングに伴って生じた構造的弱線を示している。この弱線と九州・パラオ海嶺に直交ないし斜交する弱線との交点にマグマの貫入による火成活動がリフティング時に生じたため，そこに強いダイポール異常ができたと推定できる。

以上のことから，火山フロントや島弧のリフティングにより形成された割れ目のような構造的弱線に沿って噴出したマグマによる海嶺状の高まりが形成され，さらにこの弱線と交差する構造的弱線が存在する所では，その交点に多量のマグマ噴出により大規模な火成活動が生じて，海山・火山島列が形成されるのではないかと考えられる。これが短波長高振幅のダイポール列タイプの地磁気異常生成の原因と推定される。

これに対して，大東海嶺群等のように，連続性の良い帯状の地磁気異常と地形的にも海嶺状の高まりで特徴づけられるものは，構造的な弱線が海嶺と交わる方向に発達していないと推定される。

(2) 海底拡大の痕跡

海域における地磁気縞模様の発見は，Vine-Mathewsの仮設が提案されて以来（Vine and Matthews,1963)，海洋底拡大説の進展に大きな貢献を果たしてきた。

伊豆・小笠原弧の背弧海盆である四国海盆と世界で最も古い海底の一つであるといわれる北西太平洋海盆は，海底拡大の跡を示す地磁気縞模様の存在が報告されている。これまでの地磁気異常の解析や深海掘削による年代測定により，四国海盆は30myから15my前にかけて海底拡大により形成された（Kobayashi and Nakada,1978,など)。一方，北西太平洋海盆は，中生代の地磁気縞模様群の解析により，海底拡大の年代等が調べられている(Nakanishi et al.,1989, など)。これによれば，今回刊行された日本近海地磁気異常図第2の範囲に入る北緯35度以南，東経150度以西の北西太平洋海盆西端は，地磁気異常M系列のM5（127my）からM25（155my前）にかけて海底拡大により形成されたと推定される。

Fig.4の地磁気異常図及びFig. 6の地磁気異常のパターンを見ると，日本南方海域では四国海盆と北西太平洋海盆において海底拡大の証拠となる地磁気縞模様が従来よりも鮮明に認められる。しかし，両者の地磁気縞模様のパターンは明らかに特徴が異なっており，これは海底の拡大様式に違いがあることを示唆している。ここで両方の海底の特性を比較してみたい。

地磁気縞模様の形状をみると，四国海盆では小規模なトランスフォーム断層で細かく切れてセグメント化しており，リニエイションもいくつか異なった方向を有するのに対し，北西太平洋海盆では，それぞれのリニエイションが直線的で連続性が良い代わりに，大規模なトランスフォーム断層で大きくオフセットしている。このことから，四国海盆では拡大軸のジャンプや方向変化等が起こり，海底拡大が比較的不安定で複雑な拡大様式をとったと推定される

のに対し(Okino et al.,1994)，北西太平洋海盆では，トランスフォーム断層で切られ大きくオフセットされた拡大軸から海底拡大が比較的安定して続いていたことが推定される。北西太平洋海盆のトランスフォーム断層は，海底地形や音波探査記録からも極めて明瞭に確認されており（Nakanishi,1993；春日ほか，1993)，四国海盆に比してはるかに規模が大きく連続性が良いことがわかっている。

水路部の大陸棚調査により，四国海盆と北西太平洋海盆では海底拡大の地形的痕跡であるマイナーリッジ＆トラフの起伏がシービームマップで確認された。これらのマイナーリッジ＆トラフは音響基盤の比高は数百メートルから千メートルを越すものまであるが，四国海盆北部や北西太平洋海盆では堆積層に被覆されているため海底地形としては百メートル以下の微細な起伏として認められることが多い。リッジの走向は概ね地磁気異常の縞模様の走向と一致している。四国海盆と北西太平洋海盆のマイナーリッジ＆トラフの分布を比較すると，四国海盆の方が北西太平洋海盆に比べると複雑であり，地磁気異常からの推定と同様に海底拡大様式が複雑であることを示唆している。また，四国海盆では，シルや小円錐海丘の形成など海底拡大後の２次的な火成活動が広範囲に起こった可能性もあり（Klein et al., 1978；春日ほか，1994)，これも地磁気異常分布を複雑にしている要因かもしれない。

四国海盆と北西太平洋海盆の地磁気異常の特徴，海底拡大速度等を比較して Table 2 に示す。四国海盆に比べて北西太平洋海盆の方が拡大速度が２倍程度早く大規模で安定した拡大が長期間継続しているようである。ただし，四国海盆は拡大軸付近の海底を見ているのに対し，北西太平洋海盆では拡大軸付近の海底は既に日本海溝か沈み込んで消滅しており，拡大軸からはるか遠い海底を見ていることが，両者の拡大様式の見かけ上の違いに現れているのかもしれない。他の背弧海盆，例えば西太平洋の最も大きな背弧海盆の一つである南シナ海海盆では，地磁気リニエーションが細かくオフセットされ，拡大方向や拡大軸の位置などが頻繁に変化しながら形成されたと推定されている(倉持ほか，1993)。これは四国海盆の拡大様式に類似しており，北西太平洋海盆とは異なっている。以上のような拡大様式の違いが背弧海盆と大洋底の形成過程の一般的な違いを反映しているのかどうか，他の背弧海盆，特に現在活

Table 2 Comparison of the process of the seafloor spreading between Shikoku Basin (SB) and western part of Northwestern Pacific Basin (NPB) within the area covered by the magnetic map. Age and spreading rate of the SB are derived from Kobayashi and Nakada (1978), and those of NPB from Nakanishi et al. (1989)

	Shikoku Basin	Northwest Pacific Basin
depth range	4500～5000m	5800～6200m
Free-air anomaly	0 ～20mGal	−10～＋10mGal
age	15～30my	130～155my
spreading rate	2 ～4.5cm/y	6 ～ 8 cm/y
amplitude of magnetic lineation	100～200nT (P-P)	200～300nT (P-P)
feature of magnetic lineation and minor ridge & troughs	highly segmented by small offset transform fault	segmented by large offset transform fault
spreading direction	unstable	stable

動的な海底拡大軸付近の海底を調べることにより，今後さらに検討を要する。

5．おわりに

1983年から開始された測量船「拓洋」による大陸棚調査により，日本南方海域の地形，地質構造，地磁気，重力のデータが飛躍的に増大し，従来よりはるかに詳細な地磁気異常図と重力異常図が今回作成された。海底地形に関しては，北緯24度より北側の日本南方海域を対象として，1990年までの大陸棚調査の成果を中心に編集された，縮尺250万分の１の「日本南方海域」が1991年に刊行されいる（加藤ほか，1992)。1994年度には今回の地磁気･重力図と同範囲の北緯18度までをカバーする縮尺300万分の１の海底地形図「日本近海海底地形図第２」が刊行される予定である。これにより日本南方海域の最新のデータを取り込んだ海底地形，地磁気，重力図が揃うことになり，島弧海溝系と背弧海盆で特徴づけられる西太平洋の海底の姿がより鮮明になることが期待される。

6．謝辞

本図の作成には，水路部の関係者にお世話になりました。地質調査所には陸域の地磁気・重力データの活用にご協力をいただきました。10年間にわたり日本南方海域の大陸棚調査データの収集に尽力されてきた測量船「拓洋」の乗組員の皆様に感謝いたします。

大陸棚調査室員（平成５年度）：桂忠彦，加藤幸弘，鵜沢良文，島村国雅，山崎誠一，霜鳥史朗，鬼丸尚，星野二郎，井上渉

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**，97-108，(1979)

Ganeko, Y. and Y. Harada：Gravity anomalies around Japan, Report of Hydrographic Reserches, **17**，163-180 (1982)

Geographical Survey Institute：A new Bouguer anomaly map of Japan (except Hokkaido District). Bull. Geogr. Surv. Inst.,29, 102-103 (1985)

岩淵義郎：日本列島周辺海域の海山の分布と海山列，海洋科学，**14**，70-75 (1982)

金子康江・大島章一・小川正泰・河合晃司：フィリピン海25°Nトランセクト III．地磁気・重力，地震学会講演予稿集，**1**，p.136 (1988)

春日茂・加藤幸弘・木村信介・沖野郷子：本州南方海域の島弧海溝系及び背弧海盆の特徴，水路部研究報告，**28**，19-53 (1992)

春日茂・加藤幸弘・西澤あずさ：小笠原海台周辺海域の断裂帯，地震学会講演予稿集，**2**，(1993)

春日茂・加藤幸弘・沖野郷子・西澤あずさ：日本南方海域の島弧･海溝系の特徴とダイナミクス，月刊地球号外「大洋底のダイナミクス」91-97 (1994)

加藤茂・広瀬貞雄・春日茂：水路部120周年記念図：250万分の１海底地形図「日本南方海域」について，月刊地球，**158**，467-472 (1992)

Klein, C. D. et al.: Off-ridge volcanism and sea-floor spreading in the Shikoku Basin, Nature **273**,p.746-748 (1978)

Kobayashi, K. and M. Nakada：Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter-arc basin, J. Phys. Earth **26**,391-402 (1978)

駒澤正夫・石原丈実・広島俊男・山崎俊嗣・村田泰章：日本及び隣接地域重力異常図日本地質アトラス（第２版），No.**13**，地質調査所，朝倉書店 (1992)

倉持智子・石原丈実・木川栄一：南シナ海海盆に於ける地磁気異常解析とその構造発達史について，地震学会講演予稿集，**2**，p.7 (1993)

牧野雅彦・大久保泰邦・中塚正：日本の磁気図，地質調査所「200万分の１地質編集図㉓」，(1992)

水野篤行・奥田義久・玉木賢策：大東海嶺群領域の地質とその起源に関する問題，琉球列島の地質学研究，**1**，177-198（1976）

Nakanishi, M., K. Tamaki and K. Kobayashi：Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the Northwestern Pacific, J. Geophys. Res., **94**, No. B11, 15437-15462 (1989)

Nakanishi, M.：Topographic Expression of Five Fracture Zones in the Northwestern Pacific Ocean, Geophys. Monogr. **77**, 121-136 (1993)

Okino, K., Y. Shimakawa and S. Nagaoka：Evolution of the Shikoku Basin J. Geomag. Geoelectr. (in print,1994)

大島章一：日本周辺海域の地磁気異常分布の特徴，水路部研究報告，**22**，41-73（1987）

Sato, T. and S. Oshima：Continental Shelf Survey Project of Japan International Hydrographic Review, **LXV**, 41-63 (1988)

新エネルギー総合開発機構：100万分の1全国重力図（ブーゲー異常図）（1987）

Vine, F. J. and D. H. Mathews：Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, **199**, 947—949 (1963)

Yuasa M, et al.：Submarine topography of seamounts on the volcamic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Bull. Geol. Surv. Japan, **42**, 703—743 (1991)

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPOTR OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

「大陸棚海底サンプルの地質学地球化学的研究（その1）」†
―大陸棚調査で得られた海底サンプルの予察的研究―

桂　忠彦*，島村　国雅*，大陸棚調査室員一同*

GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL RESEARCH OF BOTTOM SAMPLES, FROM CONTINENTAL SHELF SURVEYS, H. D. JAPAN (PART 1)
――PRELIMINARY STUDY FOR OCEAN FLOOR ON THE JAPANESE CONTINENTAL SHELVES――

Tadahiko KATSURA, Kunimasa SHIMAMURA and Collaborators in Continental Shelf Surveys Office

Abstruct

S/S Takuyo (2600t) which belonging to the Hydrographic Department of Japan, is cruising several times in the southern ocean area off Mainland Honshu, Japan since October 1983 for the purpose of collecting precise data on the continental shelves.

One of this survey object is to collect scientific and technological data in order to determin outer limit of Continental Margin beyond 200 nautical miles from Japanese base line.

So the cruise have been carried out as geological and geophysical survey. In addition, bottom samples are collected in order to study for the petrological and geochemical characters of ocean floor.

A handred and nineteen dredge hauls or coring attempts were made.

Almost sampling were circular chain bag dredge with a small pipe dredge. A few coring install with heat flow meter were also attempted. They had been obtained core samples and determined heat flow value.

Samples are collected from the East China Sea including Okinawa Trough, to Philippine Basin, Shikoku Basin, Izu-Ogasawara Ridge and to the Northwest Pacific Ocean.

Obtained samples from the ocean floor in the East China Ses, Philippine Sea and the Northwest Pacific Ocean were examined by petrological microscopic observation and chemical analyzed results. Main 13 rock forming elements and main 9 metal elements conponents in manganese crust were obtained.

In addition, ^{40}K-^{40}Ar radio isotope dating have been attempted to selected samples.

These result reveals tectonical history and geological environment of the ocean floor in southward ocean off Central Japan as a continental margine.

Ocean floor is essentially classified three tectonic zone which are as follows.

1. Spreading axis and Back arc basin as a divergent plate boudary, e. g. Okinawa Trough, Kinan Seamount Chain, Ogasawara Trough
2. Volcanic arc as a mid plate edifices e. g. Ryukyu arc, Izu-Ogasawara arc
3. Convergent plate margin, Plate subduction zone e. g. Nansei-shoto (Ryukyu) trench, Izu-Ogasawara

† Received 27th January 1994

* 大陸棚調査室　Continental Shelf Surveys Office

trench.

Accordingly we classified investigated area into four subdivisions because of their geological character in addition to geomorphology.

From the view point of petorology, volcanic rock character recognized genrally three rock type series, so called, tholeiite rock series, calk-alkali rock series, and alkali olivine rock series which are controlled by each essential magma series.

Collected samples from investigated area, mainly andesite and basalt, which is mainly classified as calk-alkali rock series and tholeiite rock series. Therefore sample represent regional area from petrological character above mentioned.

Obtained dating data from selected fresh rocks are concordance with previous results. Reliable dating data are as follows, North Okinawa trough is 4.39Ma, Middle part of the Trough axis shows 10.30Ma, Oki Daito-Ridge is 65.60Ma, Kinan kaizanretu(Komahasi No.3 S.m.) is 7.92Ma. Sitito Ridge(Ansei S.m.) is 6.33Ma, Ogasawara Ridge is 39.7～40.4Ma, Hahajima S.m. is 34.14～52.05Ma, Ogasawara Plateau (Hanzawa S.m.) is 47.3～48.5Ma. These results means not so different from previous data.

1．研究史

我が国の岩石学的研究と成因，地殻構造と関係は富田のアルカリ岩の研究，久野による玄武岩の3系統の分類の確立やマグマの成因・性質との考察を嚆矢とし，杉村，都城らの研究や久城らによるマグマの熱力学と構成鉱物の相平衡を実験岩石学のデータから考察する手法によって，記載岩石学からマグマの成因と関連した岩石学へと大きく進んだ。

最近では化学分析が昔に較べ迅速かつ容易に行なえ，その精度も向上していることから，構成鉱物による岩石名の決定のほか，全岩化学分析データ，SiO_2, Na_2O+K_2O, MgO, $FeO+Fe_2O_3$などの値，による岩石名の決定とマグマの検討が広く行われる様になってきた。

本州南方海域の岩石学的研究は，1975年からの国際地球ダイナミックス計画（GDP）やDELPによる総合的調査研究（GDP—8，11，15，21やDELPの航海等），東大海洋研究所の調査航海（KH72-2, KH73-4），あるいはDSDP／IPODのLeg58～60, Leg87などで進められてきた。さらに，今回の検討対象とする東シナ海，フィリッピン海盆，四国海盆，伊豆—小笠原海嶺等のフィリッピン海，および北西太平洋の西縁部などの海底は各大学，地質調査所等が部分的に詳しい調査研究を行ってきた。特にGDPの成果として，奄美海台，大東海嶺，沖大東海嶺と九州・パラオ海嶺北部から採取されたマンガン団塊の核から花崗岩質の岩石をいくつか得て，この付近に古第三紀に陸があったとの報告もある。またDSDP／IPODによる国際深海掘削計画の成果は大きなものであり，各掘削地点での明確な地質的古環境や海底の年代，海底の物性等が明らかになってきた。

これらの諸研究により，本研究対象海域のテクトニックな背景や地質環境が明らかにされてきたが，海上保安庁水路部による海底調査は，この海域における総合的で，より詳細なデータを追加するものである。

2．調査の経過

水路部の大陸棚調査は昭和58年10月から測量船「拓洋」により1/50万スケールで始められた。我が国の200海里水域を組織的に測量し，系統的に科学的データを収集する総合的な海底調査である。目的の一つには国連海洋法条約にうたわれた，沿岸国の大陸棚の外縁が200海里を超えてどこまで主張できるかを調べることも含まれる。この科学的・技術的資料を収集するため大型測量船「拓洋」（2600総トン）

は，全部で102海域と設定された日本周辺海域海底の詳細な調査を，本州南方海域から年３海域のペースで着実に進めている(Fig. 1)。平成５年10月で計画開始から10年がたち，30海域までの調査が進んだ。この結果，従来にない非常に詳細な海底地形，地質，地球物理データが本州南方沖海域について集積され，多くの知見が得られている。その多くは既に公表された。

本論ではこれまでまとまった形で公表されていない，調査項目の一つである海底地質調査の一環として採取された海底サンプルの岩石学的検討をおこない，予察的に結果をとりまとめたものである。対象としたのは本州南方沖の第１回から第24回海域で得られ，整理と分析が終了した岩石サンプルである。今後さらに，整理が済んだ時点で残りの調査域のサンプルや微化石サンプル等についても取りまとめ，検討をおこないたい。

Fig. 1には全大陸棚調査予定区域と今回の対象海域とした第１回から24回までの海域の位置（打点部分）を示した。

国連海洋法条約76条の定義によれば，沿岸国は自国の大陸棚は200海里まで，さらにそれを超えて自国の大陸棚と主張するのであれば，そこが陸部からの自然延長であることを証明することが必要である。地質学的にいえば，海底が大陸性地殻で形成されるか，陸性起源の物質で構成されることが期待される。従って，大陸棚調査での海底サンプリングの目的の一つは，海底の物質（底質）の岩種・化学組成を確認し，その性格を把握することである。一般的に考えれば，海底が陸的であるか否かは，底質が陸源性

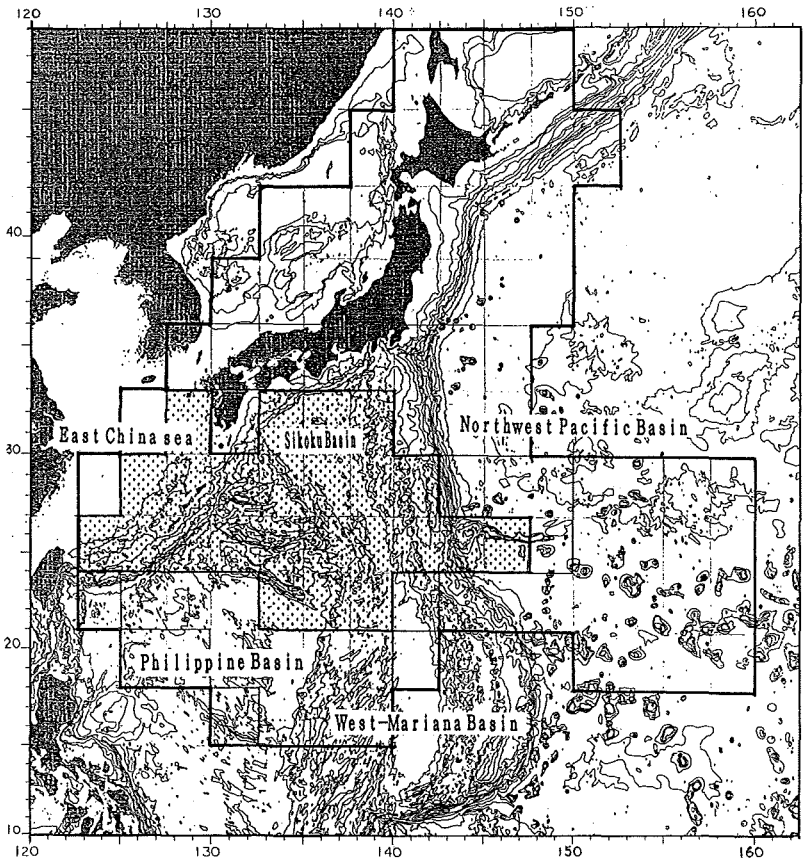


Fig. 1 Whole survey area with submarine topography and geographicalnames. Dotted area means surveyed and treated area in this paper.

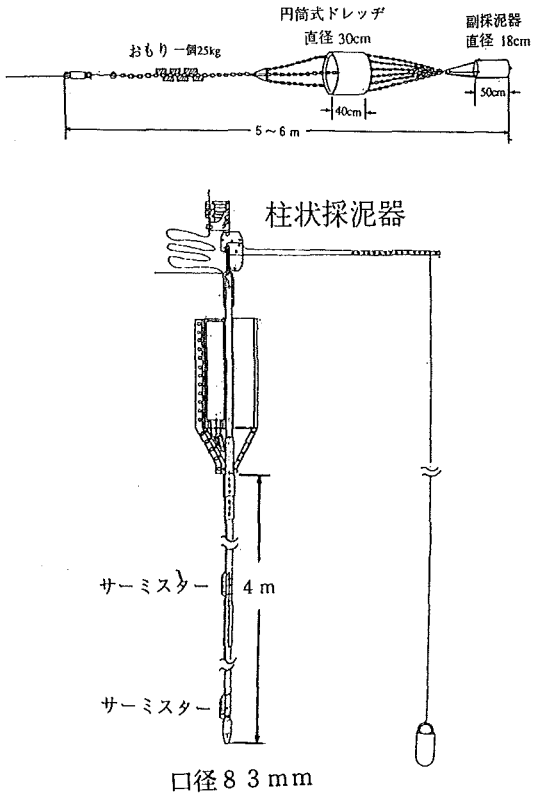


Fig. 2
Sampling instruments for dredge hauls and coring. Dredge is Chain bag dredge and pipe dredge. Corer is piston corer with heatflow instrment.

物質(Terrigenous deposit)で構成されているか，安山岩質または花崗岩質の地殻(Continental crust)で構成されているかが一つの焦点となる。このため，調査では基盤岩の露頭と推定される海底の高まりがどういった性質の岩石からなっているかを確認するため，また岩石と未凝固堆積物を効率良く採取するために，数多くのドレッジが実施されている。また，ところによっては海底の堆積層の性質や熱的状態を調べるために地殻熱流量計付柱状採泥器も試みられているが船上作業の困難さから実施回数は少ない。さらに音波探査，重力，地磁気の深部海底地殻構造を示す物理学的データも海底が陸的性質か海的性質かを判定する重要なパラメーターであり，測量期間中にデータが取得されている（春日，他,1986)。

3．海底サンプルの採取方法

(1) ドレッジ

測量船「拓洋」にはチェンバッグ型ドレッジと円筒型ドレッジが常備されていて，最も多く使用される。チェンバッグ型ドレッジは口径30cm，長さ40cmの鉄製円筒に鉄製のネットが後ろに付いており主に硬い岩石を採取する。また軟らかい砂泥は鉄製の口径18cm，長さ50cmの円筒型ドレッジで採取される。ドレッジの前部には海底を引摺る時に浮かび上がったり，あまり跳ねないようにウエイトとして太い鉄製のチェーンと数個の重錘（１個25kg）が取付けられている。通常，２種のドレッジは併用される。

(2) 地殻熱流量計付柱状採泥器

長さ４ｍ（最大８ｍ)，口径83mmのピストンコアラーの上部に地殻熱流量計を内蔵した柱状採泥器で柱状の堆積物採取と地殻熱流量測定を試みている。船上の作業に時間を多く費やすため，現在はあまり用いられていない。

これらドレッジと地殻熱流量計付柱状採泥器の寸法，外観を Fig. 2 に示す。

大陸棚調査の海底地質サンプリングは（第１回から第24回まで)で延べ，119回行なわれた。採泥はほとんどが海底の岩と泥を同時に得るためドレッジ（チェーンバッグドレッジ―円筒形ドレッジの２個併用）で行われているが，調査の初期には地殻熱流量計内蔵型ピストンコアラーも使用された。採泥を試みた中には採泥器が殆ど空のものから，溢れ出るほど底質が回収されたものまで様々であった。第１回から第24回までの全採泥地点，番号および結果を Fig. 3 と Table 1 に示す。ちなみに，採泥地点番号は大陸棚調査では「5903D01」のように表わされ，初めの２桁は会計年度(昭和または平成)，次の２桁は調査海域番号（ただしその回の調査区域外で実施しても同番号)，次の桁は採泥方法Ｄ：ドレッジ，Ｃ：コアー，Ｇ：グラブ，Ｐ：海底カメラを示す。最後の２桁は各調査回での連続地点番号となる。また採取サンプル収納袋にはラベル番号5903D01―H01と

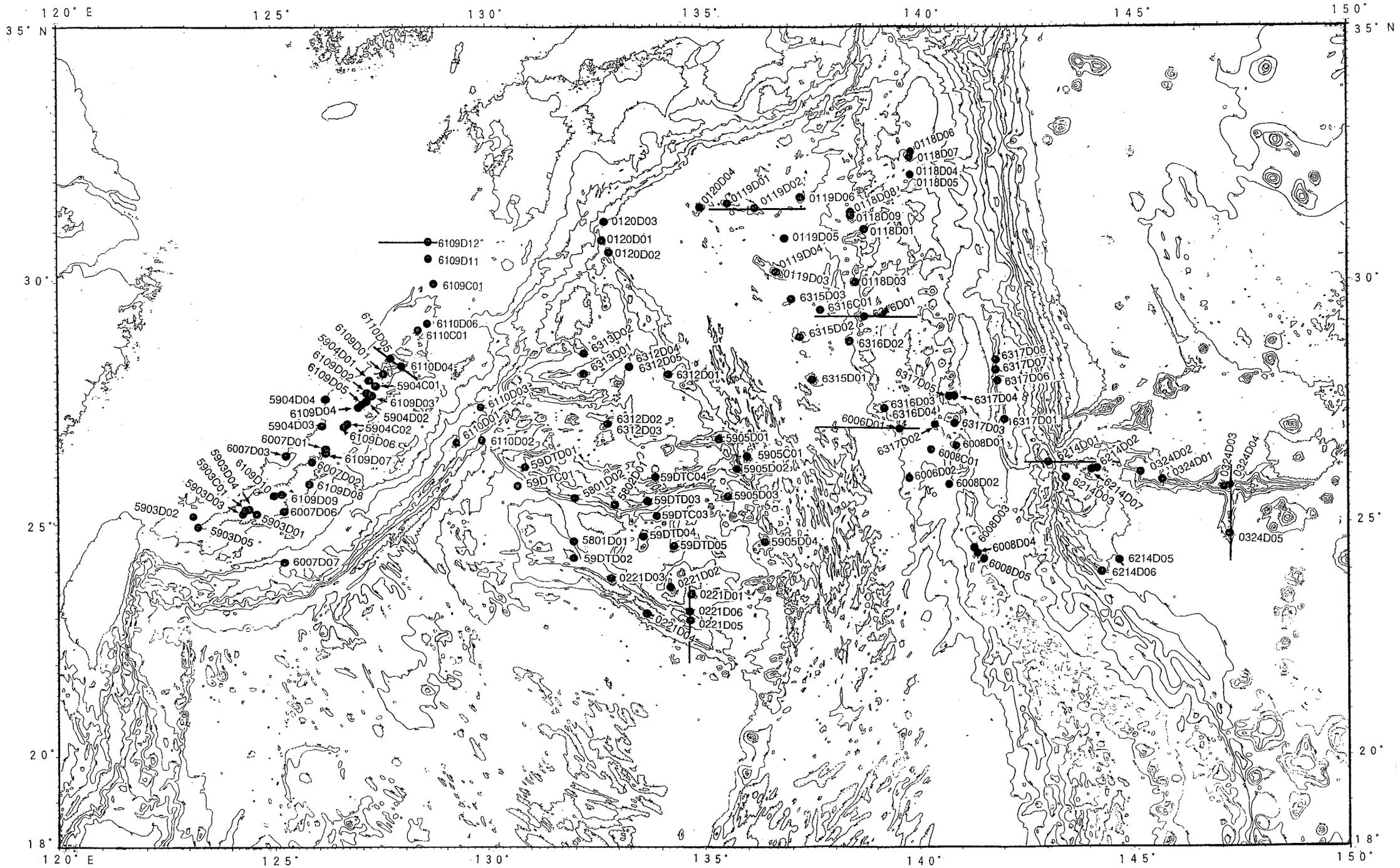


Fig. 3 Map of bottom sampling sites and their number

Table 1 Whole collected sample list

海域	地点番号	採泥地点の地形	採泥位置	水深m	底 質	決 定 岩 石 名
0 1	5801D02	大東海嶺南側斜面	25 ° 32.0 ´ 132 ° 04.6 ´	2,300	R, Gr, Pm	
	59DTD01	大東海嶺西部頂部	26 ° 10.6 ´ 130 ° 54.8 ´	1,690	Mn	
	59DTC01	南大東島西方	25 ° 48.6 ´ 130 ° 42.7 ´	4,590	M	
0 2	5802D01	大東海嶺中央部山頂	25 ° 23.8 ´ 132 ° 58.1 ´	1,310	Mn	Mn岩芯：泥質凝灰岩、石灰質凝灰岩
	59DTD03	大東海嶺中央部山頂	25 ° 27.8 ´ 133 ° 43.2 ´	1,260	Mn	
	59DTD04	喜寿海山山頂	24 ° 44.1 ´ 133 ° 39.3 ´	1,260	Mn, G	
	59DTD05	米寿海山山頂	24 ° 31.0 ´ 134 ° 19.0 ´	110	Co	礁性石灰岩
	59DTC02	南大東海盆東部	25 ° 08.0 ´ 133 ° 54.0 ´	5,280	M	
	59DTC03	北大東海盆南縁部	25 ° 59.4 ´ 133 ° 53.3 ´	5,400	M	
0 3	5903D01	沖縄トラフ南部 八重 山海底地溝のマウンド	25 ° 13.0 ´ 124 ° 39.0 ´	2,200	Oz, M	
	5903D02	沖縄トラフ南部 魚釣島南西方	25 ° 11.7 ´ 123 ° 04.8 ´	1,380	M, Cy	
	5903D03	沖縄トラフ南部 八重 山海底地溝のマウンド	25 ° 15.9 ´ 124 ° 23.9 ´	2,050	R, G, M	ガラス質両輝安山岩
	5903D04	沖縄トラフ南部 八重 山海底地溝のマウンド	25 ° 15.3 ´ 124 ° 22.1 ´	2,280	M	
	5903D05	沖縄トラフ南部 与那 国海底地溝のマウンド	24 ° 56.6 ´ 123 ° 14.6 ´	760	M, Cy	
	5903C01	沖縄トラフ南部 軸部の平坦面	25 ° 16.2 ´ 124 ° 24.1 ´	2,280	M	
0 4	5904D01	沖縄トラフ北部 第5徳之島海丘	27 ° 59.1 ´ 127 ° 11.8 ´	640	G, M, Cy, Pm R	変質斜長石流紋岩
	5904D02	沖縄トラフ北部 伊平屋海丘群	27 ° 31.3 ´ 126 ° 55.9 ´	1,030	G, Sc, M, R	ガラス質両輝石安山岩
	5904D03	沖縄トラフ北部 伊平屋海丘群	27 ° 03.3 ´ 126 ° 08.1 ´	550	R, G, S, Sh	変質玄武岩，石灰岩
	5904D04	沖縄トラフ北部 伊西海底谷郡	27 ° 38.2 ´ 126 ° 09.8 ´	630	Cy, M	
	5904C01	沖縄トラフ北部 トラフ平坦面	27 ° 52.2 ´ 127 ° 20.5 ´	1,300	M	シルト質粘土
	5904C02	沖縄トラフ北部 トラフ平坦面	27 ° 08.1 ´ 126 ° 43.5 ´	1,820	M	シルト質粘土
	6109D01	第5徳之島海丘西北方	28 ° 02.2 ´ 127 ° 25.4 ´	750	T, S	
	6109D02	伊平屋海丘群	27 ° 43.3 ´ 127 ° 01.2 ´	910	Pm, G	流紋岩
	6109D03	伊平屋海丘群	27 ° 37.5 ´ 127 ° 06.4 ´	760	Mn, Pm	
	6109D04	伊平屋海丘群	27 ° 33.1 ´ 126 ° 59.5 ´	1,080	G, T	玄武岩
	6109D05	伊平屋海丘群	27 ° 31.4 ´ 127 ° 05.9 ´	1,210	Pm	
	6109D06	沖縄トラフ トラフ平坦面	27 ° 01.8 ´ 126 ° 37.1 ´	1,360	G	カンラン石玄武岩
0 5	5905D01	北高鵬海山北側鞍部	26 ° 46.1 ´ 135 ° 27.4 ´	1,830	Mn、Sp	Mn岩芯：角閃石デイサイト， 変質凝灰岩

Table 1 (continued)

海域	地点番号	採泥地点の地形	採泥位置	水深m	底 質	決 定 岩 石 名
05	5905D02	南高鵬海山頂上付近	26°06.1′ 135°49.1′	500	Co	礁性石灰岩
	5905D03	流星海山	25°33.8′ 135°35.4′	1,020	Mn, FrS	
	5905D04	新星海山	24°36.4′ 136°27.9′	1,340	Mn, Sp	
	5905C01	南高鵬海山北東方の凹地	26°23.0′ 136°01.4′	5,970	M	
06	6006D01	天保海山南側斜面	26°55.5′ 139°36.6′	2,480	Mn	Mn岩芯：両輝石玄武岩、カンラン石玄武岩，両輝石安山岩
	6006D02	西海徳海山	25°55.5′ 139°49.5′	1,840	Mn, Sp	Mn岩芯：輝石玄武岩
07	6007D01	沖縄トラフ中部	26°32.1′ 126°13.6′	1,380	R, G, M, Pm	流紋岩（又はソレアイト質安山岩）
	6007D02	沖縄トラフ中部	26°17.4′ 125°55.0′	2,040	R, G, Mn, M	
	6007D03	北東赤尾堆	26°25.0′ 125°16.8′	210	R, G, S	石灰岩
	6007D06	宮古島北方傾斜変換点	25°14.7′ 125°15.3′	1,510	Mn, Pm	
	6007D07	沖縄・宮古深海平坦面	24°11.4′ 125°16.0′	1,620	G, S	
	6109D07	沖縄トラフ中部 久米島西北西方	26°32.0′ 126°12.8′	1,110	Mn, M	
	6109D08	第3宮古海丘	25°48.6′ 125°48.6′	1,130	G	
	6109D09	宮古海山	25°36.9′ 125°11.5′	1,050	caR, G, Sh	含有孔虫石灰岩、輝石安山岩
	6109D10	宮古海山	25°34.1′ 125°02.5′	900	M	
08	6008D01	海形海山	26°40.1′ 140°56.3′	360	G、c. S	輝石安山岩
	6008D02	海徳海山南西側の小海丘	25°50.0′ 140°44.0′	1,190	Sn, S, T, Pm G	
	6008D03	北福徳堆	24°25.1′ 141°25.1′	90	Sn, G, cS	含カンラン石両輝石安山岩
	6008D04	南硫黄島北側平坦面	24°21.9′ 141°28.9′	300	Sn, G, cS	
	6008D05	南硫黄島北東側斜面	24°17.9′ 141°34.1′	1,060	Sn, G, cS, Pm	両輝石安山岩
	6008C01	西之島トラフ	26°33.8′ 140°19.5′	3,590	fS、M	
09	6109D11	沖縄トラフ北部 トラフ平坦面	30°25.4′ 128°39.7′	810	M	
	6109D12	沖縄トラフ北部 小海丘	30°50.0′ 128°33.2′	770	G, M	カンラン石玄武岩
	6109C01	沖縄トラフ北部 トラフ平坦面	29°59.9′ 128°40.4′	960	M	
10	6110D03	奄美大島南東方陸棚斜面	27°26.4′ 129°53.2′	1,960	G, S, M	
	6110D04	南奄西海丘	28°15.1′ 127°55.3′	1,080	G, Pm, R, M	両輝石デイサイト、流紋岩
	6110D05	南奄西海丘	28°25.0′ 127°39.0′	760	G, Pm, MI	変質泥岩，角閃花崗岩（花崗斑岩）デイサイト，流紋岩，石英閃緑岩，黒雲母角閃石片岩
	6110D06	横当島北西方の小海丘	29°10.4′ 128°35.4′	950	G, Pm, M	デイサイト，流紋岩，含黒雲母両輝安山岩

Table 1 (continued)

海域	地点番号	採泥地点の地形	採泥位置	水深m	底 質	決 定 岩 石 名
10	6110C01	沖縄トラフ北部 小海丘	29°00.1′ 128°19.9′	1,060	M	
11	6110D01	沖縄島東方の緩斜面小凹地	26°40.3′ 129°16.2′	3,000	M, Pm	淡褐色石灰質軟泥
	6110D02	北大東海山北方の小海丘	26°45.0′ 129°57.3′	5,160	G, M	褐色礫混じり軟泥
12	6312D01	肥前海山	28°04.9′ 134°14.6′	1,500	Mn, S	
	6312D02	金見海山	27°06.1′ 132°49.1′	4,200	S	
	6312D03	金見海山	27°04.3′ 132°50.0′	3,400	Mn, Pm	
	6312D04	笠利海山	28°14.5′ 133°20.4′	2,760	Pm, S	
	6312D05	笠利海山	28°13.5′ 133°20.9′	3,400	Pm, S, T	
13	6313D01	奄美海台 湾海山	28°06.7′ 132°15.9′	1,140	Mn	Mn岩芯：玄武岩
	6313D02	奄美海台 古仁屋海山	28°32.8′ 132°17.2′	1,700	G	石灰岩
14	6214D01	母島海山	26°17.1′ 143°03.6′	1,070	G	ボニナイト、バリオライト質玄武岩 変質凝灰岩，凝灰質シルト岩
	6214D02	小笠原海台　東海山	26°08.6′ 144°08.4′	570	G, Co, S	礁性石灰岩
	6214D03	小笠原海台　西海山	25°57.2′ 143°26.7′	2,600	Mn, Pm, T	
	6214D05	小笠原海台南方	24°15.4′ 144°40.8′	4,560	Pm, T, S, M	
	6214D06	小笠原海台南方	24°00.6′ 144°19.5′	3,250	G	玄武岩
	6214D07	小笠原海台　東海山	26°08.4′ 144°06.8′	950	G, T	石灰岩，凝灰角礫岩
15	6315D01	白鳳海山	27°58.5′ 137°31.3′	1,700	Mn, G	
	6315D02	古座海山	28°49.6′ 137°13.3′	3,000	G, Pm	
	6315D03	太地海山	29°37.7′ 137°02.1′	3,100	Pm, G	
16	6316D01	西七島海嶺 安永海山	29°16.9′ 138°38.1′	900	R, G	多孔質玄武岩
	6316D02	西七島海嶺 南寛政海山	28°47.2′ 138°21.7′	2,100	G, Pm	デイサイト質軽石
	6316D03	西七島海嶺 文政海山	27°24.7′ 139°14.4′	1,830	G, Pm	デイサイト質軽石
	6316D04	西七島海嶺 文政海山	27°25.1′ 139°15.0′	1,880	Pm, Mn, R, G	
	6316C01	四国海盆	29°25.0′ 137°43.2′	4,230	M	
17	6317D01	小笠原海嶺西斜面	27°11.8′ 142°03.0′	940	G, S	石灰岩
	6317D02	西之島西方の海山	27°05.4′ 140°27.7′	1,000	R	安山岩
	6317D03	西之島南方の斜面	27°04.6′ 140°48.5′	500	T, Sc, Lv, G	
	6317D04	土曜海山北斜面	27°41.0′ 140°48.4′	540	G, Sc	玄武岩

Table 1 (continued)

海域	地点番号	採泥地点の地形	採泥位置	水深m	底 質	決 定 岩 石 名
17	6317D05	土曜海山西斜面	27°40.4′ 140°47.4′	580	T, Sc, Lv, G S	
	6317D06	小笠原海嶺西斜面	28°00.0′ 141°53.7′	830	G, S	石灰岩
	6317D07	小笠原海嶺稜線	28°10.8′ 141°50.3′	1,750	G, M	安山岩，玄武岩質安山岩，多孔質玄武岩，ガラス質玄武岩
	6317D08	小笠原海嶺稜線	28°25.5′ 141°52.5′	1,400	G	玄武岩質安山岩
18	0118D01	西七島海嶺 宝永海山	31°01.5′ 138°45.2′	720	S, M	
	0118D03	寛延海山	29°59.5′ 138°34.8′	170	G	
	0118D04	北ベヨネーズカルデラ	32°06.0′ 139°50.8′	100	G	デイサイト
	0118D05	北ベヨネーズカルデラ	32°05.4′ 139°50.6′	140	G	ガラス質デイサイト
	0118D06	東青ヶ島カルデラ	32°30.0′ 139°52.7′	180	G	
	0118D07	東青ヶ島カルデラ	32°27.7′ 139°52.0′	720	R, Pm	玄武岩質輝石安山岩
	0118D08	西七島海嶺 西貞享海山	31°17.6′ 138°26.1′	720	R	粗粒玄武岩
	0118D09	西七島海嶺 西貞享海山	31°17.8′ 138°25.9′	760	R	
19	0119D01	膠州海山斜面	31°32.4′ 135°35.7′	2,400	G, S	
	0119D02	膠州海山斜面	31°25.4′ 136°13.5′	2,400	G, S, M	ガラス質玄武岩
	0119D03	第2紀南海山斜面	30°10.0′ 136°43.7′	1,200	R, S, M	
	0119D04	第2紀南海山斜面	30°09.9′ 136°43.5′	1,140	R, G, S, M, Mn	安山岩質角礫岩
	0119D05	第2紀南海山北方の断層崖	30°49.9′ 136°54.4′	4,700	M	
	0119D06	駒橋第3海山	31°37.6′ 137°16.2′	1,900	R, G, S, M	両輝石安山岩，デイサイト
20	0120D01	宮崎海山	30°49.1′ 132°40.7′	2,800	G, S	
	0120D02	日南海山	30°36.2′ 132°51.7′	2,890	R, G, S, M	デイサイト質軽石
	0120D03	宮崎海山北方の傾斜変換点	31°08.7′ 132°45.0′	3,730	G, S, M	泥岩
	0120D04	紀伊海山	31°28.4′ 134°59.0′	1,810	R, G, S	デイサイト質軽石
21	5801D01	沖大東海嶺北側斜面	24°36.7′ 132°02.6′	3,330	FrOz, G	有孔虫軟泥
	59DTD02	沖大東海嶺頂部	24°16.6′ 132°02.1′	1,780	Pm, Sc, FrS Mn	
	0221D01	皐月海山	23°30.6′ 134°43.6′	2,220	G, S	
	0221D02	如月海山	23°37.5′ 134°13.0′	3,100	R, G, S, M	泥岩
	0221D03	沖大東海嶺北斜面	23°51.1′ 132°47.6′	1,810	G, S	
	0221D04	沖大東海嶺南斜面	23°04.2′ 133°41.7′	2,660	G, M	

Table 1 (continued)

海域	地点番号	採泥地点の地形	採泥位置	水深m	底 質	決 定 岩 石 名
21	0221D05	沖大東海嶺頂部	22°55.4′ 134°41.2′	1,620	R, G, S	泥岩
	0221D06	沖大東海嶺北斜面	23°03.8′ 134°40.8′	2,910	R, G, M	単斜輝石玄武岩（アルカリ玄武岩）
24	0324D01	矢部海山	26°02.8′ 145°14.0′	1,490	Mn, Gr	
	0324D02	矢部海山	25°53.9′ 145°44.5′	1,580	Mn, St	
	0324D03	半沢海山	25°45.0′ 147°07.7′	610	Co, Sh, St	
	0324D04	半沢海山	25°45.3′ 147°13.1′	2,970	Mn, M, St	
	0324D05	半沢海山南方尾根	24°45.4′ 147°12.3′	3,240	G	ヴァリオライト質カンラン石玄武岩 ガラス質玄武岩，多孔質玄武岩

底質記号

軟泥---Oz
粘土---Cy
泥 ---M
砂 細--f. S / 中--S / 粗--c. S
礫 細--Gr / 中--G / 粗--Sn
石 ---St
岩 ---R
溶岩---Lv
さんご---Co
貝がら---Sh
マンガン--Mn
軽石 ---Pm
凝灰岩---T

いう番号がはいっているが，H01というのは，全部で102海域ある調査海域を北及び西から順番に番号付けした海域固有番号である（A01～K07）。

4．採泥地点海域の地質的背景

調査した海域の海底を便宜上，その地形・地質・構造的性格から大きく4つの海域に分けた（Fig. 4）。即ち西側から，①東シナ海～沖縄トラフ海域；南西諸島（琉球）海溝を境にして ②フィリッピン海盆域；九州－パラオ海嶺を境にして ③四国海盆～西マリアナ海盆および伊豆・小笠原海嶺域；伊豆・小笠原海溝－マリアナ海溝を境にして ④北西太平洋域の4つである。

① 東シナ海～沖縄トラフ～琉球弧に至る海底

東シナ海は中国大陸と南西諸島（琉球弧）に挟まれた縁海である。海底は東海陸棚から南西諸島海溝底に至るが，東海陸棚の先端には琉球弧の背弧海盆である沖縄トラフが凹地として琉球弧沿いに延びている。南西諸島海溝斜面と沖縄トラフを除き海底の大部分は水深200m以浅の陸棚を形成している。この海域では1969年の国連，ECAFEの海底調査レポート（Emery, et al. 1969）で海底石油の大きな賦存ポテンシャルが指摘され，以来，隣接沿岸国から大きな関心が寄せられ，最近では海底石油資源開発も次第に本格化してきた。

東シナ海～沖縄トラフ海域の大陸棚調査はその大半が終了しており，拓洋は37地点の採泥を行っている。その大半は琉球列島の背弧海盆である沖縄トラフ内部で行われたものであるが，その他男女海盆で3点，琉球弧側海溝斜面で2点の採泥が行われている。東シナ海の大半を占める東海陸棚は厚い陸的基盤岩と沿岸性の堆積物を主としている。音波探査記録の解析では，上部白亜紀の音響的基盤岩の上に傾斜不整合で古第三紀層が薄く乗り，またその上に不整合で新第三紀中新統が接する。さらに現世堆積物が広く海底を覆って凹地を埋積して広大な大陸棚を形成している（石和田1981）。一部陸棚外縁には塩基性～中性火山岩が貫入して，尖閣諸島などの小島や音響的基盤岩岩の隆起を形成し上部未凝固堆積物をせき止めている。魚釣島は閃緑岩と第三紀挟炭層，

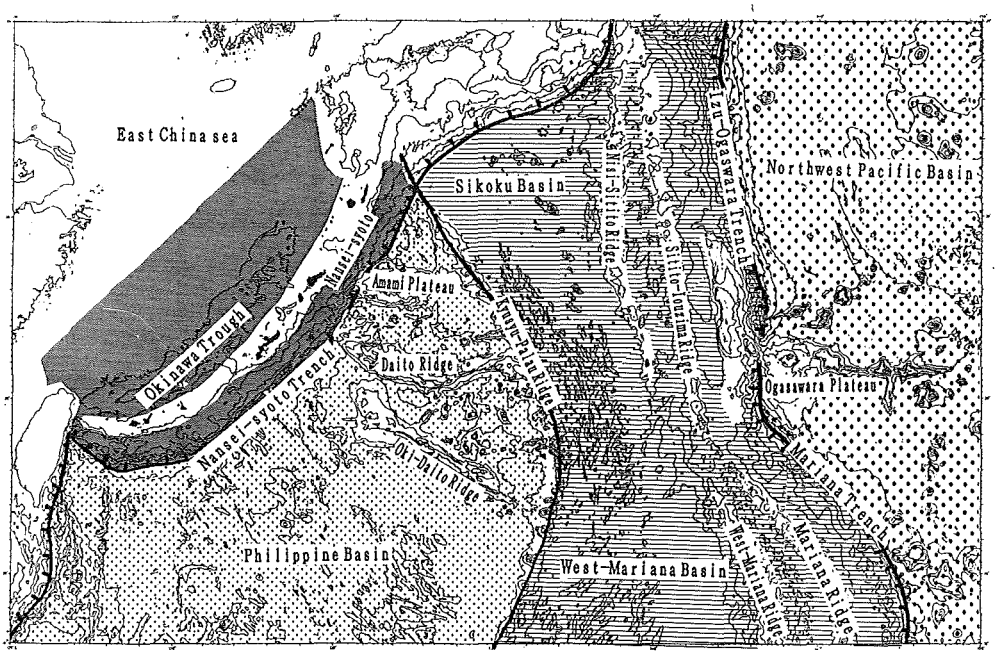


Fig. 4 Four divided regions by classified submarine features based on their topography, geology and structures.

Table 2 Relationship of rockseries and their tectonic background

	カルクアルカリ系列	ソレアイト系列	アルカリ系列
1．造山帯			
大陸縁	++	(+)	(+)
よく成長した弧状列島	++	++	(+)
未成長の弧状列島	(+)	++	
2．安定な大陸			
台地玄武岩	(+)	++	++
リフト		(+)	++
3．海山や大陸のなかの島			
ふつうの海山			++
多くの火山島			++
ハワイ		++	+
アイスランドとガラパゴス		++	++
4．大洋中央海嶺			
ふつうの海底部分		++	
断列帯		+	+

++ 多い、 + 少ない、(+) ときに存在する
出典：久城他，日本の火成岩，岩波書店，（主にA. Miyashiro[Annual Rev. Eaeth and Planet. Sci, 3, 251～269, 1975] による。）

黄尾興は玄武岩，赤尾興は輝石安山岩からなるといわれる(小西1972)。東海陸棚の東の沖縄トラフは形成初期段階の背弧海盆であり，東海陸棚の外縁部のドーミングからリフティング段階に至ったテクトニック過程にある場所と考えられる(桂，他，1986)。大陸地殻の薄化とリフトの形成により，中軸部では熱水活動が観測されるに至った。沖縄トラフは南部が最も深く，最大水深2294 mであるが北部に移ると次第に浅くなり，さらに北の男女海盆に至る。これまでの音波探査データなどからは，この海域の地殻構造は沖縄トラフ域で大陸地殻が薄化している段階と見られた（大島，他，1987)。

トラフ中央部の両側壁は階段状正断層で形成されており，中央部海底が最も深いが，所により火成岩の貫入岩体が小海丘を形成している。中軸では高い地殻熱流量が測定され，また，伊是名海穴，伊平屋海丘などの一部では熱水噴出現象が観察されている。このところどころにある小海丘からは多様な岩石が産出し，約20万年のデイサイト～安山岩(上田，他，1985)，ソレアイトに近い高アルミナ玄武岩(木村，他，1986)，流紋岩～安山岩(本座，他，1975)，軽石塊（加藤，他,1982)等が報告されている。

② フィリッピン海盆域

フィリッピン海盆の海底はセントラルベーズン断層を拡大の中心とする古海洋底と言われるが，その東に島弧的な地殻構造を有すると言われる奄美海台，大東海嶺，沖大東海嶺とその周辺に広がる海洋的な北大東海盆，南大東海盆や，南に広がる平坦な海盆底から形成されている。南西諸島海溝と九州—パラオ海嶺とに挟まれたフィリッピン海盆底では

大陸棚調査で延べ28地点の採泥が実施された。採泥は南西諸島海溝海側斜面から東側の九州—パラオ海嶺西側山頂部や斜面に至る海底で行われた。奄美海台，大東海嶺，沖大東海嶺やその他の海山などでも採泥が数点行われている。

地質調査所のデータによればこのフィリッピン海盆底の形成年代は40Maから77Ma以前に遡ると見られ，東側の四国海盆や西マリアナ海盆の25Maから20Maに比べ古い海底とされる（地質調査所，1982)。

奄美海台，大東海嶺，沖大東海嶺や九州—パラオ海嶺など，この海域内の地形的高まりからはマンガン団塊やマンガンクラスト片が多数採泥されており，また海底写真からも海山の表面にマンガンクラストが多く張付いているのが確認された（Photo 4～5)。九州—パラオ海嶺北部にある第2駒橋海山からは花崗閃緑岩等の陸的な岩石が報告され，この部分は陸的な地殻を持つ古陸または古島弧と推定された(志岐，他，1975)。またその他の調査でも，例えば奄美海台北西側海底からトーナライト（K-Ar年代：69.5Ma-75.1Ma)，安山岩（K-Ar年代：85.1Ma,82.4Ma)，第2駒橋海山とその南の南高鵬海山から花崗岩質岩（K-Ar年代：37.5Ma,48.5Ma)などが報告されている(松田，1983)。大陸棚調査の採泥ではこの付近では軟泥，堆積岩，マンガン団塊が採取されている。村内ら(Murauti et al,1968)によれば，この海域の地殻は沖大東海嶺，九州—パラオ海嶺の下で島弧的な速度構造を示す5.6km/s層や6.6km/s層が厚くなる。深海掘削の結果でも，現在の海底の高まりが古第三紀以降に急速に沈降していった海底の年代史を明らかにしている。その他の深海底は平均的な海洋性地殻からなっているとみられ，沖大東海嶺南方の西フィリピン海盆のDSDP（サイト294/295)の掘削では基盤として堆積物を挟んだ第三紀玄武岩のシルが報告されている。

③ 四国海盆～西マリアナ海盆～伊豆・小笠原海嶺域

伊豆・マリアナ弧の背弧海盆として拡大，形成されたと考えられる四国～西マリアナ海盆域と伊豆・小笠原海嶺域では，延べ44地点の採泥が実施された。この四国～西マリアナ海盆海底では，本州に近い四国海盆北部で堆積層が厚く，初成的な起伏に富んだ基盤岩を埋めて比較的平滑な海底を形成しているが，南下するにつれて表層堆積層が薄くなり，海底の基盤岩が露出し小起伏の多い地形を示す。これはこの海域の形成年代にくらべ堆積の供給が少ないためと解される。四国海盆は現在見られる九州—パラオ海嶺と西七島海嶺を分離して形成された伊豆—小笠原弧の背弧海盆で，海底の形成開始年代は岩石の絶対年代と地磁気の縞異常の解析によって，6Cから7C（漸新世末）の25Maと見積もられ，20Maに拡大が終息したと推定される。採泥は主に海底の基盤岩の高まりをねらって行われるため，九州—パラオ海嶺東側，紀南海山列，西七島海嶺，七島—硫黄島海嶺などの海山・海嶺が主で，Mn団塊や岩石サンプルが得られている。主なものは紀伊海山のデイサイト質軽石，紀南海山列の膠州海山のガラス質アルカリ玄武岩，駒橋第3海山からの両輝石安山岩などである。

ほぼ南北に走る伊豆・小笠原海嶺域には西七島海嶺，七島—硫黄島海嶺，小笠原海嶺などとその間に挟まれた小笠原トラフ等がみられ，一部では海底火山や熱水活動を示す証拠が得られている。伊豆・小笠原海嶺域では玄武岩質安山岩，デイサイト質軽石，玄武岩，無人岩（ボニナイト）等が採取されている。

④ 北西太平洋域

この海域は伊豆・小笠原海溝—マリアナ海溝を境として，その東側に広がる海底である。ここは水深6,000mを超す北西太平洋海盆と，その中に西北西方向に配列している比高，広がりの大きいマーカス・ウエーク海山群がある。

小笠原群島の東側には海溝を跨ぐ形で小笠原海台やその北方の上田海嶺（仮称）が東西に伸びる。この海台の東の海山群が分布する大洋底には，地磁気の縞異常としてジュラ紀～白亜紀地磁気静穏帯や，Mシリーズ地磁気縞異常，Japanese Liniation Set

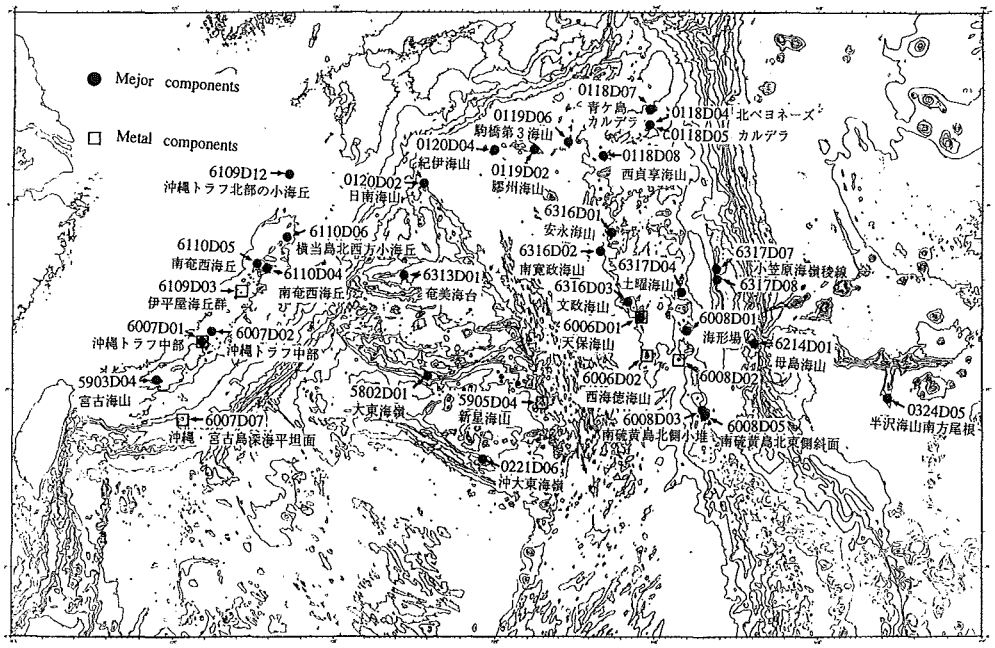


Fig. 5 Position of sampling points for chemicalanalysis

の一部が見られる。海域の中の東西に伸びる顕著な地形的高まりである小笠原海台は水深8,000mを超す細長い海溝底を，南北の伊豆—小笠原海溝とマリアナ海溝に分断している。南のマリアナ海溝東の太平洋底も6,000mを越す平坦な海盆で，ODPの掘削結果では158.4Ma±1.3Maの^{40}Ar-^{39}Ar年代を示す中部ジュラ紀，ソレアイト質玄武岩のシルが報告され(ODP Leg58, 1980)，非常に古い海底があることを証明した。大陸棚調査はこれまでのところ小笠原海台を中心とした部分だけで，この海域で10点の採泥を行なっている。それ以外の海域については調査が進んでおらず，今後実施される予定である。本調査では小笠原海台頂部のほか，その東側の矢部海山，半沢海山やマリアナ海溝斜面の採泥で得られた岩石サンプルの分析が得られている。

5．岩石サンプルの化学組成の検討

(1) 分析方法

得られた岩石サンプルから海底地殻の性質を検討するために化学分析による化学組成の検討と顕微鏡観察を行った。信頼性の高い分析値を得るためになるべく新鮮な岩石サンプルを選別し分析に供した。分析はガラスビード法による蛍光X線分析により，主要造岩鉱物元素である13元素の重量%を同定した。またマンガン団塊やマンガンクラストなどマンガン殻中の主要9金属元素の重量%を同定するため，原子吸光による湿式法分析，または誘導結合型高周波プラズマ分光分析（IPC装置）を行なった。これらの分析は全て分析専門業者に分析を外注している。実際に分析を行ったのは化学分析専門会社，鉱山会社中央研究所，大学等で，結果についてのデータの信頼性は十分と見なされる。

参考までに我が国周辺で産出する代表的な火成岩であるソレアイト（Tholeiite)，高アルミナ玄武岩(High alumina basalt)，アルカリ・カンラン石玄武岩(Alkali olivene basalt)，カルクアルカリ玄武岩(Calk-alkali basalt)，安山岩(Andesite)，無人岩(Boninite)の主要化学組成をTable 3に示した。

(2) 分析結果

火成岩中の全岩化学組成をTable 3に，マンガン殻中の主要9金属元素の化学組成をTable 4に示した。岩石は岩石学的にその鉱物組成や化学組成に

Table 3 Chemical analysis data (main 13 rock forming elements) of typical rocks and each collected samples

主要成分1

Main chemical components of rocks						
	1	2	3	4	5	6
	Tholeiite	Hi-Al-Basalt	Alk.-Basalt	Cal.-Alk.-Basalt	Andesite	Boninite
SiO2	52.10	49.51	50.20	52.20	55.84	54.55
TiO2	0.79	0.64	1.15	1.50	1.28	0.22
Al2 O3	15.70	18.19	17.25	14.40	14.94	10.20
Fe2 O3	2.96	2.89	3.42	3.23	2.42	2.58
FeO	7.91	7.66	5.43	7.17	9.45	6.49
MnO	0.23	0.28	0.15	0.18	0.22	0.17
MgO	6.02	7.07	7.86	7.95	3.55	15.24
CaO	11.61	9.83	9.79	8.79	8.05	6.60
Na2 O	1.77	2.49	3.37	2.71	2.68	1.13
K2O	0.35	0.48	0.87	0.58	0.47	0.23
P2 O5	0.07	0.17	0.32	0.21	0.12	0.01
H2 O	0.31	0.72	0.13	0.81	1.05	2.78
TOTAL	99.82	99.93	99.94	99.73	100.07	100.20

1. Tholeiite (Auquite bearing olivine Basalt), 八丈島東山；一色(1959)
2. Hi-Alumina Basalt (olivine Basalt), 新島；久野 (1960)
3. Alkali Basalt (Auqite olivine Basalt), 利尻火山；松井ら(1967)
4. Calc-Alkali Basalt (Bronzaite olivine Basalt), 壱岐島石田村
5. Andsite (Non pyhenochrist Andsite), 八丈島；原村
6. Boninite (olivine clinopyroxene crmite Boninite), 小笠原父島；白木

出典：久城ほか (1989)，日本の火成岩，岩波書店

Area of OKinawa Trough No. 1						
	5903D03-01	6007D01-01	6109D12-02	6110D05-02	6110D05-03	6110D05-04
	沖縄トラフ南部	沖縄トラフ中部	沖縄トラフ北部	南奄西海丘	南奄西海丘	南奄西海丘
SiO2	54.93	65.65	45.75	71.67	63.20	68.15
TiO2	0.74	0.31	1.61	0.26	0.51	0.58
Al2 O3	15.65	12.71	15.73	14.10	16.06	16.55
Fe2 O3	4.10	4.39	9.50	0.24	0.90	0.66
FeO	1.89	1.54	1.54	0.48	1.93	1.07
MnO	0.40	0.18	1.82	n.T.	0.03	0.01
MgO	2.70	1.38	6.32	0.55	1.67	1.49
CaO	3.66	2.53	6.52	2.61	4.31	4.45
Na2 O	1.76	4.05	3.41	4.75	5.78	4.97
K2O	2.76	0.99	2.15	2.96	3.00	0.31
P2 O5	0.15	0.05	0.40	0.07	0.24	0.17
H2 O+	4.26	3.74	3.31	0.97	2.45	0.25
H2 O-	1.68	0.74	1.91	0.38	0.39	0.36
TOTAL	94.68	98.26	98.98	99.04	100.47	99.02
岩石名	両輝石安山岩	流紋岩	カンラン石玄武岩	花崗斑岩	デイサイト	デイサイト

Table 3 (continued)

主要成分 2

Area of OKinawa Trough No. 2						
	6110D04-05	6110D04-08	6110D05-09	6110D06-04	6110D06-06	
	南奄西海丘	南奄西海丘	南奄西海丘	横当島付近小海丘	横当島付近小海丘	
SiO2	71.15	67.86	68.77	67.41	68.25	
TiO2	0.18	0.23	0.28	0.17	0.22	
Al2 O3	14.06	13.98	14.65	13.46	14.06	
Fe2 O3	0.13	0.39	1.23	0.36	1.05	
FeO	1.27	1.63	1.03	1.21	1.35	
MnO	0.07	0.06	0.14	0.06	0.08	
MgO	1.01	1.05	1.26	0.09	1.06	
CaO	2.17	1.95	1.99	1.59	1.89	
Na2 O	5.13	5.62	4.27	4.48	5.15	
K2O	2.12	2.28	3.01	2.46	2.66	
P2 O5	0.21	0.20	0.40	0.16	0.20	
H2 O+	2.21	3.14	2.28	5.24	3.61	
H2 O-	0.26	1.65	0.70	3.25	0.36	
TOTAL	99.97	100.04	100.01	99.94	99.94	
岩石名	流紋岩	両輝石デイサイト	流紋岩	デイサイト	流紋岩	
Area of Pilippine Basin No. 1						
	5905D01-01	5905D01-02	5905D01-07	5905D01-09	5905D01-10	5905D02-03
	北高鵬海山	北高鵬海山	北高鵬海山	北高鵬海山	北高鵬海山	北高鵬海山
SiO2	67.59	66.23	47.90	46.37	50.21	64.90
TiO2	0.34	0.34	0.86	0.88	0.67	0.35
Al2 O3	16.34	16.65	20.01	19.25	20.34	17.59
Fe2 O3	4.04	4.06	6.09	7.77	7.79	4.26
FeO	0.46	0.40	0.04	0.08	0.18	0.40
MnO	0.07	0.09	0.34	0.39	0.34	0.12
MgO	0.67	0.73	2.61	3.26	2.22	0.72
CaO	3.77	4.13	2.70	2.82	6.72	3.88
Na2 O	4.00	4.45	1.56	1.43	2.64	3.72
K2O	2.13	2.05	1.28	1.42	1.65	3.26
P2 O5	0.18	0.21	0.29	0.34	0.46	0.26
H2 O+	0.19	0.30	-	4.77	2.03	0.10
H2 O-	0.73	0.76	-	11.00	4.99	0.89
TOTAL	100.51	100.40	83.68	99.78	100.24	100.45
岩石名	角閃石デイサイト	角閃石デイサイト	変質凝灰岩	変質凝灰岩	変質凝灰岩	角閃石デイサイト
Area of Pilippine Basin No. 2						
	6313D01-04	0221D06 -a07				
	奄美海台	沖大東海嶺				
SiO2	43.16	42.27				
TiO2	0.98	2.54				
Al2 O3	16.29	14.99				
Fe2 O3	8.74	14.27				
FeO	2.40	0.74				
MnO	0.44	0.96				
MgO	6.35	1.71				
CaO	8.86	5.89				
Na2 O	3.67	2.98				
K2O	1.73	3.38				
P2 O5	0.33	1.46				
H2 O+	5.94	3.20				
H2 O-	0.34	1.60				
TOTAL	99.23	95.99				
岩石名	玄武岩	輝石玄武岩				

Table 3 (continued)

主要成分 3

Area of Sikoku Basin, West−Mariana Basin No. 1						
	6006D01-01	6006D01-05	6006D01-08	6006D01-15	6008D01-01	6008D03-01
	天保海山南方	天保海山南方	天保海山南方	天保海山南方	海形海山	北福徳堆
SiO2	47.41	48.64	52.56	52.39	55.19	33.59
TiO2	0.62	0.56	0.61	0.54	0.82	0.83
Al2 O3	17.09	16.33	17.88	16.03	18.48	17.28
Fe2 O3	9.05	5.54	4.06	3.63	2.24	9.05
FeO	2.03	3.88	4.96	4.88	7.72	3.41
MnO	0.26	0.16	0.17	0.16	0.23	0.15
MgO	4.55	7.53	5.84	7.25	3.03	10.93
CaO	8.26	11.76	10.78	11.21	7.72	12.69
K2O	2.15	1.66	2.20	1.57	3.38	1.25
Na2 O	1.11	0.45	0.25	0.38	0.50	0.34
P2 O5	0.05	0.03	0.07	0.05	0.15	0.47
H2 O+	1.99	0.98	0.19	0.35	0.45	6.75
H2 O-	5.95	2.68	0.65	1.24	0.04	0.81
TOTAL	100.52	100.20	100.22	99.68	99.95	97.55
岩石名	両輝石玄武岩	カンラン石玄武岩	両輝石安山岩	両輝石安山岩	輝石安山岩	
Area of Sikoku Basin, West−Mariana Basin No. 2						
	6008D05-02	6214D01-02	6214D01-12	6214D01-13	6316D01-01	6316D02-01
	南硫黄島付近	母島海山	母島海山	母島海山	安永海山	南寛政海山
SiO2	44.42	54.99	51.99	47.60	42.89	69.56
TiO2	0.76	0.20	0.26	0.19	1.15	0.23
Al2 O3	18.97	11.45	13.44	9.67	18.21	12.88
Fe2 O3	5.23	2.30	2.73	5.57	7.02	1.45
FeO	6.93	5.99	5.13	2.95	2.84	0.78
MnO	0.18	0.16	0.14	0.14	0.16	0.24
MgO	6.47	11.17	8.33	10.05	8.17	1.15
CaO	11.22	7.57	7.67	5.23	9.44	2.06
Na2 O	1.93	1.42	1.57	1.56	3.12	3.91
K2O	0.83	0.43	0.97	1.80	0.52	2.96
P2 O5	0.17	0.02	0.02	0.02	0.67	0.05
H2 O+	1.78	2.86	3.84	7.51	2.25	2.97
H2 O-	1.04	1.30	3.60	8.59	1.91	0.83
TOTAL	99.93	99.86	99.69	100.88	98.35	99.07
岩石名	両輝石安山岩	ｸﾞｧｵﾘﾗｲﾄ質安山岩	ｸﾞｧｵﾘﾗｲﾄ質安山岩	無人岩	多孔質玄武岩	デイサイト質軽石
Area of Sikoku Basin, West−Mariana Basin No. 3						
	6316D02-02	6316D03-12	6317D04-01	6317D07-06	6317D07-07	6317D08-02
	南寛政海山	文政海山	土曜海山	小笠原海嶺	小笠原海嶺	小笠原海嶺
SiO2	61.93	63.17	47.44	55.66	54.21	54.54
TiO2	0.39	0.58	0.70	0.53	0.54	0.37
Al2 O3	15.76	14.25	16.91	17.04	16.41	14.03
Fe2 O3	2.29	3.27	4.18	3.51	3.39	3.00
FeO	2.53	2.34	5.08	4.88	5.31	5.43
MnO	0.12	0.27	0.18	0.16	0.16	0.17
MgO	2.65	1.85	5.67	4.39	5.52	7.78
CaO	6.84	2.93	11.65	8.26	8.85	9.38
Na2 O	3.14	4.26	3.03	3.64	3.37	2.93
K2O	1.35	2.27	0.12	0.78	0.90	0.66
P2 O5	0.06	0.17	0.11	0.14	0.11	0.08
H2 O+	1.53	2.88	1.67	0.58	0.87	0.95
H2 O-	0.53	1.06	2.67	0.44	0.35	0.69
TOTAL	99.12	99.30	99.41	100.01	99.99	100.01
岩石名	デイサイト質軽石	デイサイト質軽石	玄武岩	安山岩	玄武岩質安山岩	玄武岩質安山岩

Table 3 (continued)

主要成分 4

Area of Sikoku Basin, West−Mariana Basin No. 4						
	0118D04-01	0118D05-a01	0118D05-b01	0118D07-a01	0118D07-b01	0118D08-a01
	北ベヨネーズ	北ベヨネーズ	北ベヨネーズ	青ケ島カルデラ	青ケ島カルデラ	西貞享海山
SiO2	72.12	69.27	73.66	67.24	56.82	46.32
TiO2	0.34	0.29	0.29	0.33	0.80	1.29
Al2 O3	13.59	12.46	12.98	12.25	16.60	19.29
Fe2 O3	1.76	1.00	1.73	1.16	6.61	6.48
FeO	1.26	2.14	1.52	1.64	4.19	3.51
MnO	0.29	0.15	0.16	0.09	0.29	0.17
MgO	0.93	0.77	0.80	1.96	3.98	5.14
CaO	3.16	2.71	2.57	2.71	7.07	9.99
Na2 O	4.41	5.12	4.20	5.16	2.47	2.56
K2O	0.73	1.00	0.67	1.04	0.15	1.37
P2 O5	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.26
H2 O+	0.25	4.05	0.95	4.73	0.46	1.54
H2 O-	0.31	0.59	0.41	1.07	0.32	1.92
TOTAL	99.24	99.64	100.01	99.46	99.85	99.84
岩石名	デイサイト	デイサイト	デイサイト	軽石	輝石安山岩	粗粒玄武岩

Area of Sikoku Basin, West−Mariana Basin No. 5						
	0119D02-a01	0119D06-b02	0119D06-b03	0120D02-a01	0120D04 -a01	
	膠州海山	駒橋第3海山	駒橋第3海山	日南海山	紀伊海山	
SiO2	48.75	57.49	68.60	68.58	67.98	
TiO2	2.21	0.70	0.28	0.33	0.30	
Al2 O3	17.65	17.05	12.57	12.98	13.05	
Fe2 O3	2.08	2.87	1.97	1.67	2.11	
FeO	5.25	4.03	0.86	1.60	0.60	
MnO	0.16	0.30	0.06	0.11	0.30	
MgO	6.54	3.63	0.97	1.07	1.12	
CaO	7.80	7.46	2.31	3.33	1.99	
Na2 O	3.86	2.87	3.70	4.63	3.62	
K2O	3.55	1.47	3.08	1.49	3.07	
P2 O5	0.74	0.24	0.07	0.07	0.08	
H2 O+	1.17	1.48	4.19	3.27	4.75	
H2 O-	0.24	0.40	1.35	0.87	1.05	
TOTAL	100.00	99.99	100.01	100.00	100.02	
岩石名	ガラス質玄武岩	両輝石安山岩	デイサイト	デイサイト質軽石	デイサイト質軽石	

Area of Northwest Pacific Basin No. 1						
	0324D05-e 4	0324D05-e01	0324D05-e02	0324D05-e03		
	半沢海山南尾根	半沢海山南尾根	半沢海山南尾根	半沢海山南尾根		
SiO2	44.37	46.31	44.89	44.32		
TiO2	2.96	2.98	2.72	2.86		
Al2 O3	14.52	14.86	13.26	14.31		
Fe2 O3	11.96	12.99	6.55	14.19		
FeO	2.69	1.11	6.34	0.26		
MnO	0.36	0.19	0.15	0.26		
MgO	5.10	3.75	7.56	3.24		
CaO	5.75	7.06	9.26	7.25		
Na2 O	0.62	2.33	1.97	2.33		
K2O	1.52	2.31	0.90	2.36		
P2 O5	0.19	0.96	0.22	2.02		
H2 O+	3.59	2.69	2.95	2.52		
H2 O-	5.23	2.25	3.23	2.94		
TOTAL	98.86	99.79	100.00	98.86		
岩石名	ガラス質玄武岩	多孔質玄武岩	カンラン石玄武岩	玄武岩		

Table 4 Chemical analysis data (main 9 metal elements) of each collected manganese samples

金属成分1

	6109D03	5905D04-02	6006D01 -04	6006D01 -08	6006D01 -14	6006D02 -02	6006D02 -06
	伊平屋海丘	新生海山	天保海山	天保海山	天保海山	西海徳海山	西海徳海山
Co	0.005	0.740	0.280	0.258	0.215	0.210	0.151
Cr	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Cu	0.003	0.032	0.060	0.097	0.046	0.044	0.040
Fe	5.09	15.64	21.34	20.17	23.19	23.19	22.03
Mn	32.29	21.75	14.99	17.00	14.88	12.16	11.01
Ni	0.030	0.330	0.207	0.328	0.193	0.139	0.098
Pb	0.003	0.190	0.168	0.157	0.184	0.172	0.149
Ti	0.045	0.850	1.050	1.060	0.860	0.950	1.130
Zn	0.017	0.039	0.046	0.057	0.050	0.046	0.048

	6006D02 -03	6006D02 -04	6006D01 -09	6007D02	6007D07	6008D02-02	6008D02 -08
	西海徳海山	西海徳海山	天保海山	沖縄トラフ	宮古島付近	海徳海山	海徳海山
Co	0.269	0.200	0.200	0.001	0.043	0.310	0.400
Cr	0.002	<0.001	0.002	0.002	0.010	0.002	0.002
Cu	0.048	0.011	0.045	0.000	0.005	0.002	0.002
Fe	19.79	4.58	18.57	15.28	2.61	28.18	26.68
Mn	13.78	0.19	12.81	21.51	1.39	17.55	19.63
Ni	0.208	0.004	0.150	0.036	0.033	0.140	0.170
Pb	0.144	0.003	0.120	0.004	0.026	0.280	0.280
Ti	1.100	0.520	0.740	0.010	0.120	0.680	0.800
Zn	0.038	0.014	0.042	0.037	0.008	0.070	0.060

よって分類されるが，近年では比較的容易に岩石の全岩分析が正確，迅速に行われるため，化学組成による岩石名の決定が簡単に行なわれる。本論でも同様の方法で岩石名を決定した。但し海底から採取されたサンプルは海水による風化，変質を被っている可能性が高く，化学組成の検討や年代測定値の考察には十分な注意が必要である。

一般に火成岩の性格はまず珪酸（SiO_2）の含有量によってフェルシック（珪長質）または酸性岩からマフィック（苦鉄質）または塩基性岩に分けられる。

主要な火成岩である玄武岩はSiO_2含有量が通常45～52%の範囲に入る，Caに富む斜長石，普通輝石を主とし斑状組織を示す岩石である。安山岩はアルカリ岩系の安山岩質岩を除きSiO_2含有量は通常52～62%前後の範囲に入る。日本のような沈み込み帯に多く産出する普遍的な岩石である。フェルシックなデイサイトと流紋岩は，含まれる斜長石とカリ長石の比により，斜長石が多ければデイサイト，カリ長石が多いと流紋岩と呼ばれる（久野,1954)。しかし，最近ではSiO_2含有量が62～70%の範囲のものをデイサイト，70%以上のものを流紋岩と呼ぶ（都城・久城,1975)。

さらに，火成岩は珪酸(SiO_2)の量とアルカリ(Na_2O+K_2Oで示される)の化学組成の組合わせから，アルカリ岩系と非アルカリ岩系に区分される。岩石学的には，非アルカリ岩系はより詳細なソレアイト系列，カルクアルカリ系列の2つに大きく区分され，さらに細区分されることもある。火成岩の化学組成中，珪酸(SiO_2)の値，アルカリ(Na_2O+K_2O)の値，MgOおよびFe_2O_3+FeO（*FeO）の値は特に注目される。今回はSiO_2とNa_2O+K_2Oの対比グラフを作成し採取サンプルをソレアイト系列，高アルミナ玄武岩系列，アルカリ玄武岩系列に分類すべく，化学的・岩石学的検討を試みた。Fig. 6に$Na_2O+K_2O-SiO_2$の対比表による検討結果を示す。それをサンプル採取地点にプロットしたのがFig. 7である。

図によれば，日本列島に近い小笠原海嶺，西七島海嶺，九州—パラオ海嶺北部，沖縄トラフ海底のサンプルはカルクアルカリ系で，西七島海嶺から小笠原群島付近海底のサンプルと沖縄トラフ中部からのはソレアイト系，紀南海山列の駒橋第3海山と奄美海台，沖大東海嶺，南硫黄島付近海底，男女海盆からはアルカリ岩に分類されるサンプルとなる。

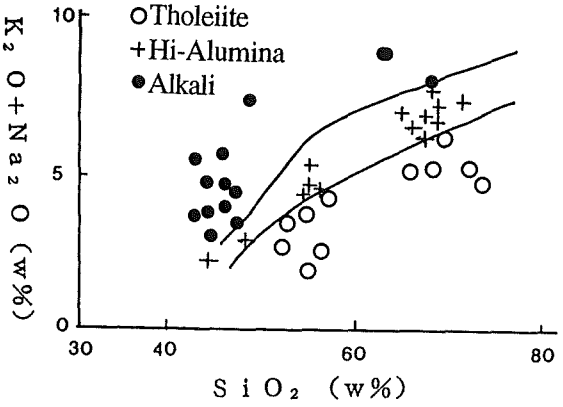


Fig. 6 Alkali (Na_2O+K_2O) varsus silicate (SiO_2) daiagram

6．サンプルの岩石学的特徴

(1) 採取岩石の分類

大陸棚調査で海底から採取された岩石の多くは生物が付着したり，白色石灰質の被膜や黒色のマンガン被膜が表面を覆う火成岩が多く，また火成岩や堆積岩を核とするマンガン団塊もしばしば採取された。今回は，これらの岩石について，ソレアイト系列，カルクアルカリ系列，アルカリ系列に分類することを試みてみた訳である。

ソレアイト系列は大洋地域の火山活動が大規模な時や中央海嶺にソレアイト質の玄武岩が形成され，深海性ソレアイトまたはMORB(中央海嶺型ソレアイト玄武岩）と呼ばれる。カンラン石や斜長石を斑晶で持つことが多い。また大洋地殻の上に出来た海洋島も主にソレアイトやソレアイト質安山岩で形成され，その表面に薄くアルカリ岩が覆う。日本では久野(1966)により，第四紀の火山岩の分布が火山フロントの背後でプレート沈み込み帯から島弧火山帯に向かってはっきりとソレアイト，高アルミナ玄武

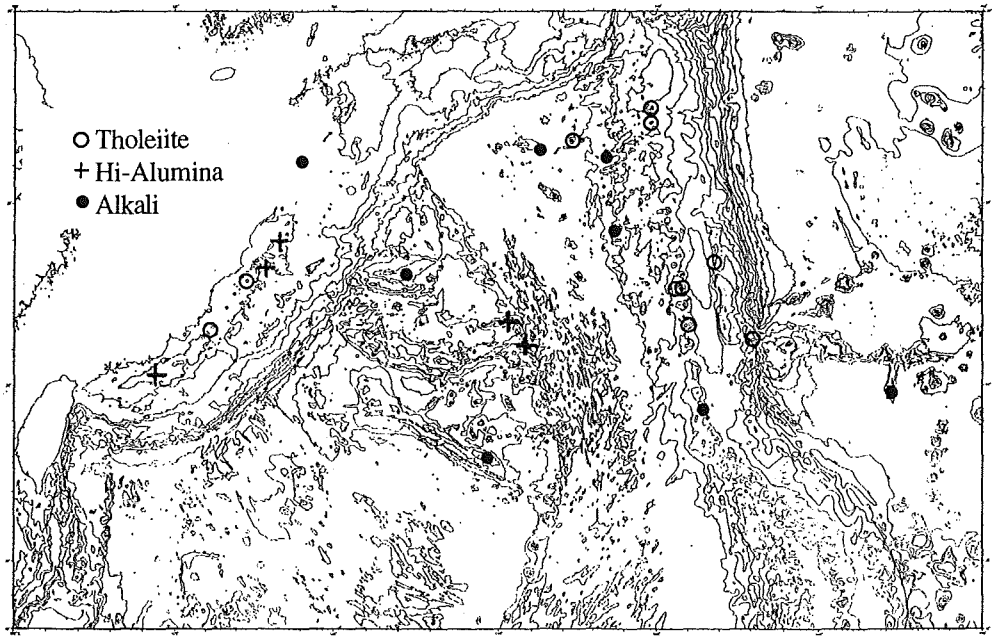


Fig. 7 Ploting map of rock serise,tholeiite, alkali basalt and high alumina basalt

岩，アルカリ・カンラン石玄武岩と帯状分布を示すことが明らかにされた。ソレアイトはさらに低アルカリソレアイト，高アルカリソレアイト(Al_2O_3 <16.5%)，高アルミナ玄武岩(Al_2O_3>16.5%)に細分される。都城・久城 (1975) によればソレアイト系列の岩石はソレアイト質玄武岩→ソレアイト質安山岩→ソレアイト系列デイサイト→流紋岩となる。この系統の岩石は玄武岩が多産し，本源マグマが玄武岩質であることを想定させる。またこの系列のデイサイトや流紋岩は次のカルクアルカリ系列のSiO_2がほぼ同量な同種岩に比べ，*FeO/MgO (*FeO (Fe_2O_3+FeO) の値を FeO に換算した値) の量比がより大きいという特徴がある。

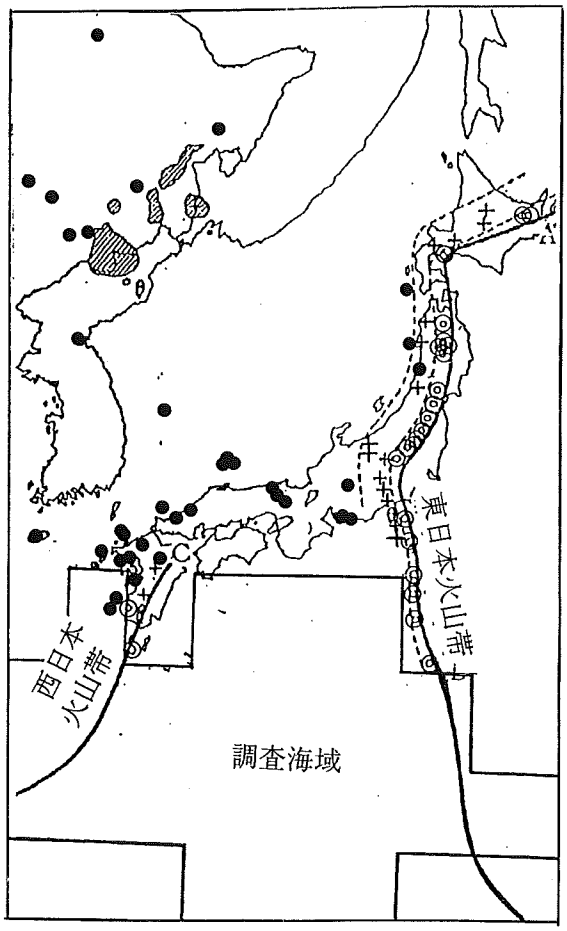


Fig. 8 Distribution map of rock serise (after Miyashiro and Kushiro, 1977)

カルクアルカリ系列は大陸縁辺の造山帯や良く発達した島弧に見られ，深部には同様な化学組成を持つ花崗岩質深成岩が大量に発達する(都城，久城,1977)。この系列は島弧等に良く見られる安山岩などの中性岩が卓越する。このカルクアルカリ岩系列はカルクアルカリ玄武岩→安山岩→デイサイト→流紋岩を産出し，良く発達した弧状列島である日本列島周辺から産出する岩石はこの系列に属するものが多い (都城・久城，1975)。この系列では玄武岩の産出量が少なく安山岩が多いことから本源マグマは安山岩質のものと推定される。この原因として海洋プレートの沈み込みによる海洋性地殻と大陸性地殻とのテクトニックな相互作用により混合作用が生じ，安山岩質マグマの発生と造山帯が形成されるのではないかと推定されている(久城，荒牧，他，1978)。

造山帯でない大陸地域にはアルカリ (Na_2O, K_2O)に富むアルカリ・カンラン石玄武岩系列が見られ，環日本海アルカリ岩石区(富田，1935)といわれた日本海沿岸地域のアルカリ・カンラン石玄武岩が分布する(Fig. 8参照)。これは上部マントルの部分溶融によるマグマが直接急速に地表に噴出したものと考えられている。アルカリ・カンラン石玄武岩系列はアルカリ・カンラン石玄武岩→ハワイアイト (Hawaiite)→ミュジャライト(Mugearite)と粗面安山岩→粗面岩およびアルカリ流紋岩を構成する。現在は安山岩という名称は非アルカリ岩系の中性岩にだけ用いられ，アルカリ岩系の中性岩はミュジャライト (またはオリゴクレース安山岩) または粗面安山岩と呼ばれるのが一般である。

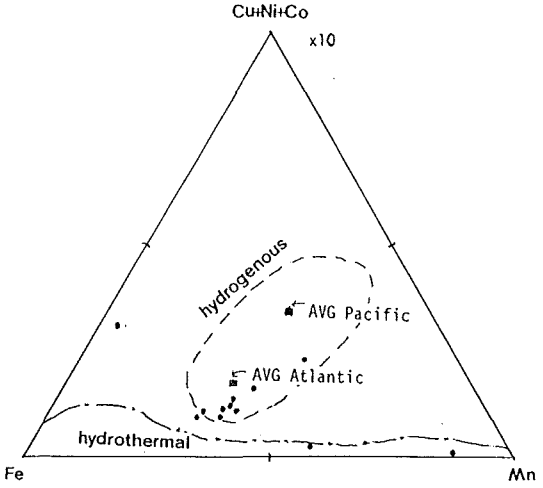
大陸棚調査で得られ，肉眼鑑定，顕微鏡観察，および化学分析値により決定された岩石名のサンプルの番号とその簡単な岩石学的記載は Table 1 に示されているが，採取された岩石は主に玄武岩と安山岩であるが，その他，深成岩から堆積岩，変成岩まで多種多様な岩石が得られている。

(2) 東シナ海域からの岩石サンプル

東シナ海と沖縄トラフ海域の海底からは数多くの採泥による岩石サンプルが多く得られた。沖縄トラ

フ内部からはトラフ南部側壁の基盤岩の露頭と中央部にある海丘からガラス質の両輝石安山岩(5903 D03,)，中部トラフの孤立海丘からは変質斜長石流紋岩(5904D01)，またその中軸部海底からは玄武岩(6109D04)やカンラン石玄武岩(6109D06)が得られている。トラフ内の伊平屋海丘群からは多数のマンガン殻片が得られ，その内の数サンプル(6109D03, 6007D02)について9金属元素分析を行っている。本論では14個のマンガン片の源が hydrogenic なものか，hydrochemical なものかは，Scott, R. B., et al (1974)の Mn−Fe−Cu+Ni+Co×10の三角ダイアグム上にプロットして検討してみた。その結果，伊平屋海丘からのマンガン殻サンプル(6109D03)と沖縄トラフ(6007D02)は hydrothermal の領域に落ちるが，その他の全て，12サンプルは hydrogenic 起源の領域に落ちることが明らかになった(Fig. 9)。沖縄トラフ北部の小海丘からはカンラン石玄武岩(6109D12)が得られた。南奄西海丘からは両輝石デイナイト(6110D04)や流紋岩(6110D04)が，また6110 D05地点からは変質泥岩，角閃石花崗岩(花崗斑岩)，石英閃緑岩，流紋岩，デイサイト，黒雲母・角閃石片岩など多種類の岩石サンプルが得られている。

(3) フィリッピン海盆域からの岩石サンプル



MODIFIED FROM SCOTT ET AL.(1974)

Fig. 9 Mn-Fe-Cu+Ni+Co×10 component diagram (after Scott et al, 1974)

この海域でも多くのサンプリングが行われ，得られた岩石サンプルについて分析が行われた。沖大東海嶺山頂からは泥質凝灰岩，石灰質凝灰岩(5802 D01)，泥岩(0221D05)，海嶺の斜面からは斜方輝石玄武岩(アルカリ岩系)が得られているが，海底の多くの場所は軟泥で覆われている。マンガン団塊がこの海域の地形的高まり，大東海嶺，奄美海台などや九州—パラオ海嶺上の北高鵬海山からも採取され，多くの地点にマンガン団塊が賦存することが明らかとなった。また海底写真(photo 5)からこの海域の海山等の海底の高まり表面ににはマンガンクラストが貼り付いているのも認められた。いくつかのマンガンサンプルは化学分析が行われ，9金属元素組成が明らかにされた。それを Table 4 に示す。それによればマンガンの含有量は25%に満たないものも多いが，陸地に近いことから経済的価値の評価は今後の課題であろう。

(4) 四国海盆から伊豆・小笠原海嶺域からの岩石サンプル

四国海盆から七島—硫黄島海嶺に至る海底は，背弧海盆と島弧の両方の性格を有する地殻の海底であり，得られる岩石も多様である。西七島海嶺を形成する多くの海山のうち，天保海山からは輝石玄武岩(マンガン団塊の岩芯)(6006D02)，安永海山からは多孔質玄武岩(6316D01)，南寛政海山からはデイサイト質軽石(6316D02)，文政海山山頂からも同種の軽石(6316D03)が得られている。また西貞享海山からは粗粒玄武岩(0118D08)が得られた。紀南海山列の北にある膠州海山からガラス質アルカリ玄武岩(0119D02)，駒橋第3海山から両輝石安山岩(0119 D06)，紀伊海山山頂からもデイサイト質軽石(0120 D04)が得られている。さらに東の七島—硫黄島海嶺の一部を構成する土曜海山からは玄武岩(6317 D04)，北ベヨネーズカルデラからはデイサイト(0118D04)やガラス質デイサイト(0118D05)が得られた。東青ヶ島カルデラからは軽石，玄武岩質輝石安山岩(0118D07)が得られた。母島海山からは無人岩(ボニナイト)，バリオライト質玄武岩，凝灰岩，

石灰質シルト岩(6214D01)が得られている。西海徳海山からは両輝石安山岩，含カンラン石・両輝石玄武岩(マンガン団塊の岩芯)(6006D01)が得られた。

(5) 北西太平洋域の岩石サンプル記載

この海域海底は未だ水路部の大陸棚調査が終わっておらず，あまり多くのサンプルは得られていない。数少ないサンプルの中で分析検討されたのは小笠原海台とその延長の海山から得られたサンプルで，半沢海山南尾根から変質ガラス質玄武岩およびバリオライト質カンラン石玄武岩(0324D05)が得られている。

7．サンプルの年代測定結果

分析は室内で選別された計35個の新鮮と見られる年代測定用岩石サンプル（礫岩，岩盤片または Mn 団塊の岩芯）を選び出し，^{40}K—^{40}Ar 法放射性年代測定の専門分析業者に発注し，測定し結果を得た。年代測定を実施したのは三菱金属中央研究所，テレダインジャパン，年代測定能力のある大学研究室などである。分析結果からエアーコンタミネションの程度が90%以下と低く，得られたデータの信頼性が高いと考えられ，年代を決定したサンプル地点は11地点，17サンプルである。それらについての年代(Ma)を Fig. 10にプロットした。分析にかかわる全詳細データは Table 5 に一覧表としてとりまとめてある。

信頼性をチェックするため，同一サンプルを2分し，別けて分析値を出したものもある。それらについては2個の平均値を図に示した。得られたデータのサンプルについては新鮮とみられても，海底下の風化や化学的置換現象の生じていることがあり，注意を要する。元となるK(カリウム)の分量が少ないとか，海底の風化や変質によりカリウムやアルゴンガスが逸失している恐れが多いこともある。その中で分析結果が従来の値とあまりかけ離れていないものを選択した。得られた年代は下記の通りで，数値は全て^{40}K—^{40}Ar 放射性同位元素による Ma(百万年前）年代値である。

沖縄トラフ北部の男女海盆のカンラン玄武岩（4.39Ma と4.70Ma）；中部沖縄トラフの小海丘のカンラン石玄武岩（10.30Ma）；北高鵬海山のデイサイト（26.48Ma と25.46Ma）；沖大東海嶺東端部

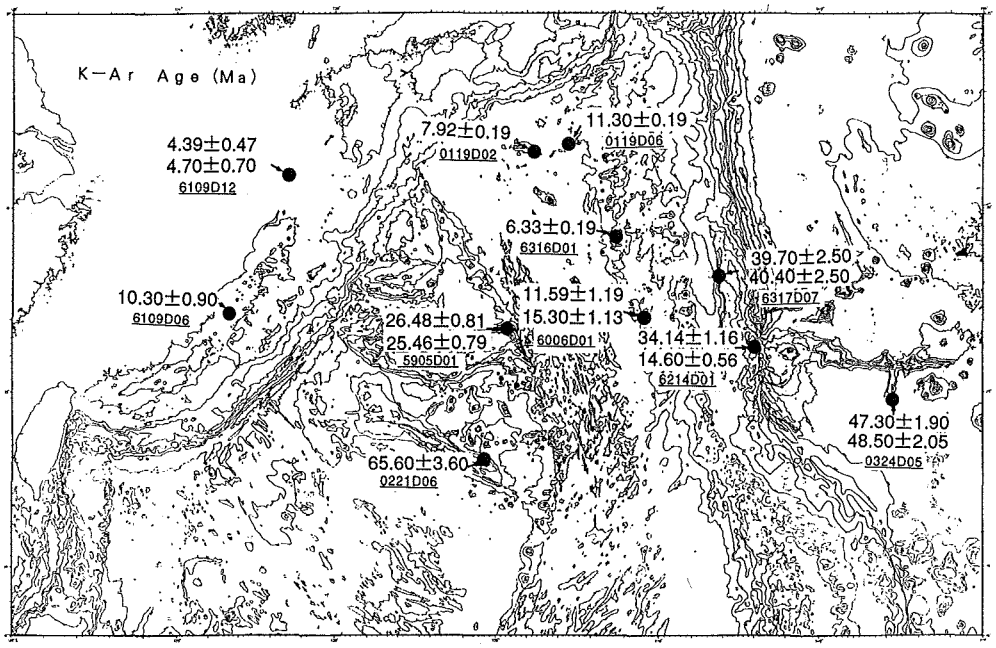


Fig. 10 Map of submarine age data in the surveyed area

Table 5 List of age data by K-Ar radio-isotopic dating method

試料番号	K (wt %)	$r^{-40}Ar$ (STPcc/g)	Air Co. (%)	Age (Ma)	岩石名
5903D03-04	1.44	3.45×10^{-8}	95.1	0.62±0.27	両輝石安山岩
5904D02-02	1.90	3.04×10^{-8}	94.5	0.41±0.16	両輝石安山岩
5904D02	0.52	1.70×10^{-8}	98.1	0.85±0.96	カンラン石玄武岩
5904D02-09	0.49	0.12×10^{-6}		6.10±0.80	
※5905D01-01	1.69	1.75×10^{-6}	11.8	26.48±0.81	角閃石デイサイト
※5905D01-02	1.74	1.73×10^{-6}	16.9	25.46±0.79	角閃石デイサイト
※6006D01-08	0.25	1.13×10^{-7}	65.4	11.59±1.19	両運石玄武岩
※6006D01-15	0.37	2.18×10^{-7}	56.2	15.30±1.13	〃
6109D04-	0.29	2.90×10^{-8}	90.3	2.57±0.55	カンラン石玄武岩
6109D04-13	0.35	0.07×10^{-6}		5.20±1.50	玄武岩
※6109D06-01	0.48	1.93×10^{-7}	78.7	10.3 ±0.90	カンラン石玄武岩
6109D06-11	0.46	16.00×10^{-7}		8.70±1.30	玄武岩
6109D08-01	0.82	5.00×10^{-8}	98.6	1.58±2.49	安山岩
6008D01-01	3.15	1.74×10^{-8}	99.0	0.14±0.31	輝石安山岩
6109D12-01	1.82	3.10×10^{-7}	81.6	4.39±0.47	カンラン石玄武岩
6109D12-03	1.61	0.32×10^{-6}		4.70±0.70	〃
6110D05-03	2.35	0.01×10^{-6}		0.20±0.10	石英閃緑岩
6110D05-02	2.23	0.37×10^{-8}	98.8	0.05±0.07	
6110D05-03	0.22	0.79×10^{-8}	98.5	0.93±0.97	
6110D05-04	2.12	2.24×10^{-8}	94.9	0.28±0.08	
6110D06-06	2.18	0.05×10^{-6}		0.60±0.10	デイサイト
※6214D01-02	0.31	41.46×10^{-8}	34.4	34.14±1.16	ﾊﾟﾘｵﾗｲﾄ質安山岩
※6214D01-12	0.67	38.15×10^{-8}	52.1	14.6±0.56	ﾊﾟﾘｵﾗｲﾄ質安山岩
6316D01-03	0.44	10.90×10^{-8}	86.9	6.33±0.92	多孔質玄武岩
6317D04-01	0.07	1.91×10^{-8}	99.0	7.00±9.99	玄武岩
※6317D07-06	0.66	1.02×10^{-10}	29.9	39.70±2.50	多孔質玄武岩
※6317D07-07	0.72	1.14×10^{-10}	30.9	40.40±2.50	ガラス質玄武岩
0118D04	0.45	0.26×10^{-8}	98.5	0.15±0.21	石英安山岩
0118D05	0.47	2.57×10^{-8}	94.6	1.41±0.52	
0118D07	0.09	0.25×10^{-8}	98.2	0.77±0.95	玄武岩質輝石安山岩
※0119D02-01	2.77	85.35×10^{-8}	14.6	7.92±0.19	ガラス質玄武岩
※0119D06-02	1.14	49.80×10^{-8}	22.8	11.30±0.40	両輝石安山岩
※0121D06-a07	2.59	6.73×10^{-6}	14.3	65.60±3.60	輝石玄武岩
※0324D05-01	1.32	2.44×10^{-10}	57.0	47.30±1.90	多孔質玄武岩
※0324D05-02	1.18	2.25×10^{-10}	57.6	48.50±2.10	カンラン石玄武岩

注：※はAir Cont. の値から、年代測定値が信頼できるもの。（90%以上のものは非常に誤差が大きいと考えられる。）

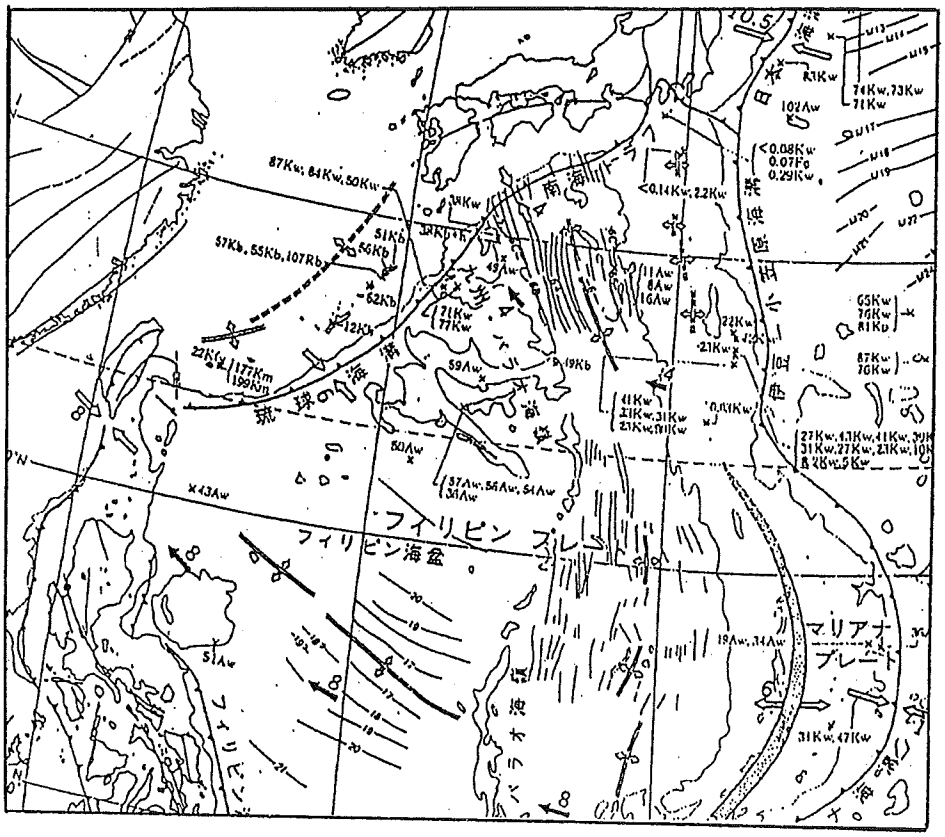


Fig. 11 Structural map of southern ocean area (GSJ 地質調査所 1982より)

の単斜輝石玄武岩(65.60Ma)；紀南海山列、膠州海山のガラス質玄武岩 (7.92Ma)；駒橋第3海山の輝石安山岩 (11.30Ma)；西七島海嶺安政海山の多孔質玄武岩 (6.33Ma)；天保海山の両輝石玄武岩 (11.59Ma と15.30Ma)；母島海山，パリオライト質安山岩 (34.14Ma と14.60Ma)；小笠原海嶺側壁の多孔質玄武岩 (39.70Ma) とガラス質玄武岩 (40.40Ma)；小笠原海台，半沢海山からの多孔質玄武岩 (47.30Ma) とカンラン石玄武岩 (48.50Ma) の値である。この年代データを基に今回の調査で得られた岩石サンプルの年代測定結果をプロットして海底の形成年代を検討してみた。

そのデータは35サンプル中の信頼性の高いと見なされた17データであるが，この中にも天保海山の11.59Ma や母島海山の14.60Ma は，父島のボニナイトが39～42Ma (久城，他，1989) の報告があり，同時に分析された他のサンプルに較べ若い年代を呈するので，アルゴンガスの逸散などによる誤差も想定される。そのほかのデータは信頼性が高いと考えられた。それらと既存データ(松田，1985)，や地質調査所発行 (1982) の地質アトラスの海底年代値と比較，検討してみた。地質調査所アトラスによると奄美大島陸部の絶対年代(51～57Ma と107Ma)；徳之島で (62Ma)，南部の石垣島付近の (22Ma と177 Ma と199Ma) であるがそれに比べ沖縄トラフ海底からのサンプルは若い年代を示す。その理由として分析したカンラン石玄武岩(619D606)と(6109D12)は薄化した海底に後から貫入した後期火成活動の岩であると考えられる。沖大東海嶺東端部からは65.6 Ma の年代が得られたが，これまでのこの付近海域の研究結果では奄美海台が71Ma，77Ma (地調，1982)；奄美海台西部の安山岩85.1Ma と82.4Ma，および48.5Ma(これは誤差多い) (松田，1983)；同中部で69.5Ma と75.1Ma；大東海嶺東部で59.0Ma

（松田，1983），南大東海盆56.7Ma，56.4Ma，54.1Maと36Maの値が得られており，調和的と言える。またDSDPの掘削点294/295（フィリッピン海盆北部）では48.8Ma，セントラルベーズン断層の付近の掘削点293では42Maの値が得られている。これらの値とDSDP／ODPによる他の海底年代データからフィリッピン海盆の形成年代はセントラルベーズン断層をこの海底の拡大中心と仮定して，ここから現在見られる最も遠い最古の奄美海台北西方海底の85Ma（松田，1983）まで，この海域はほぼ40Maから85Ma＋αの年齢をもつ海底といえる。しかし沖大東海嶺東端部からの65.6Maの年代は大東海嶺の北側の大東海嶺内の海盆の約48Ma（DSDP，445地点）や大東海嶺と沖大東海嶺の間にある南大東海盆の54～56Maと46Maの値（DSDP，446地点，1980）とは調和的でない。つまり，これらの海嶺の形成年代が周囲の海底よりも古いことを示唆している。これは大東海嶺などの高まりの形成プロセスを考える上で問題である。

九州―パラオ海嶺の年代についてはデータが少ないが，北端部で38Ma（地調，1982），駒橋第2海山37.4Maと37.5Ma（柴田・奥田，1975）DSDP，296地点で47.5Ma（Ozima et al,1977），そして南高鵬海山の48.5Ma（水野，他1977）が報告されている。今回の結果からは北高鵬海山の26.5Ma～24.5Maの値が得られているが，従来の値に較べ若くでる傾向がある。この差が測定誤差に帰せられるのか地質学的な出来事の年代差なのか不明である。

四国海盆と西七島海嶺，小笠原海嶺からの年代データは既存のデータは多くないが，四国海盆の形成年代は25Maから20Maと推定されており，更にポストキネマティックな火成活動が海盆底の小円錐状火成岩体の分布から想定されている（春日，他，1993，印刷中）。四国海盆の中にある膠州海山や西七島海嶺に属する駒橋第3海山，安永海山，天保海山の年代が各々6～11Maの中に入るのは年代的に若いが，拡大終了後の後火成活動により形成された火成岩をサンプルとしたものか否か，またはガスの逸失により若く値が出たのか不明である。小笠原海嶺側壁の39.7Maから40.4Maの年代値や母島海山の34.1Maの値はほぼ従来の報告された陸上の岩石の値，例えば父島26Ma，母島39.3Ma，41.4Ma（柴田，他，1975）と調和する。また小笠原トラフは26Ma，マリアナトラフは0～5 Maというデータ（地調，1982）やODPの西マリアナ海盆トランセクト孔で西から東へ32Ma→22Ma→13Ma→10Ma→42Maというデータもある（ODP，1992）。

北西太平洋の西縁，小笠原海台付近の海底年代はDSDP／ODPデータにより65Maから87Maの値があるが，小笠原海台の南部に当たる半沢海山の測定値47.3から48.5Maは若いと考えられる。サンプルは太平洋底で生じた後期プレート内火成活動の産物とみられるが，今後，他の要因を含めて検討されるべき課題である。

8．まとめ

採取した岩石サンプルの分析結果と従来の研究結果を総括して海域の地殻とテクトニックな背景を検討した。

（東シナ海域）

東海陸棚は大陸性地殻をもつアジア大陸縁辺部である。その東にある琉球弧の背弧海盆である沖縄トラフが地形的凹地を形づくるが，ここは薄くなった陸性地殻と言われる。このトラフ西側の縁辺部やトラフ中軸部からは軽石，デイサイト，流紋岩，両輝石安山岩，斜長石流紋岩，玄武岩，カンラン石玄武岩など多様な岩石が採取された。ここでは大陸縁辺部と成長した弧状列島に多く見られるカルクアルカリ系列の岩石が期待されたが，結晶片岩や堆積岩からなる地域の基盤岩とそれを貫く，新生代後期の酸性から塩基性にいたる多様な火成岩がトラフ中央部を貫き地殻を構成していることが明らかになった。

（フィリッピン海盆域）

フィリッピ海盆域と一括した海域にはフィリッピン海盆と沖大東海嶺，大東海嶺，奄美海台の細長い島弧状の地形的高まりがある。年代的にフィリッピ

ン海盆は40Maまでセントラルベーズンフォールトを拡大中心として形成されたが，太平洋プレートが40Maで北北西から北西に方向変換をした後，拡大を停止したと考えられる。大東海嶺については古島弧の地質構造的性格を持っていると考えられ(春日，他，1986)，その他の高まりについてもほぼ同様と見なされている。今回得られた海嶺の岩石が急速な沈降を暗示する浅海性の石灰質凝灰岩，泥岩であることは従来の見解を裏づける。

(四国海盆～伊豆・小笠原海嶺域)

この海域は九州—パラオ海嶺から四国海盆を経て西七島海嶺，伊豆—小笠原海嶺を含み伊豆—小笠原海溝，マリアナ海溝までの海底を包含しソレアイトと高アルミナ玄武岩，その他の島弧に特有な無人岩（ボニナイト）等のサンプルが得られた。海底の性格からすれば四国海盆や西マリアナ海盆は典型的な背弧海盆で，西七島海嶺，伊豆—小笠原海嶺は典型的な十分に進化していない島弧である。現在の地学的解釈ではこの海域は太平洋プレートが伊豆—マリアナ海溝で沈み込んだために形成された複数段階の背弧海盆と島弧のペアーと考えられ（Karig,1971)，ソレアイト系，アルカリ系，カルクアルカリ系の岩石がみられた。特に四国海盆～西マリアナ海盆底は，太平洋プレートが北北西に移動していた40Maまでは開かず，その後25Ma－20Maの間に形成された海底と見られる。太平洋プレートの運動方向が北北西から北西に変化してからは，年代的に比較的新しい西之島トラフや小笠原トラフ，マリアナトラフの拡大が順次ジャンプして開いたと考えられる。西側の西七島海嶺と中央の七島—硫黄島海嶺，東側の小笠原海嶺は明らかな島弧的性格を持ち，第三系カルクアルカリ岩系列の岩石からなる高まりである。しかし硫黄島付近ではアルカリ岩が産出し，小笠原群島からは無人岩(Boninite)等の特異な岩石が報告され，この調査でもそのようなサンプルが付近海底から採取された。

(北西太平洋域)

北西太平洋底は消滅した古海嶺から生産されたプレートで形成された海底で，典型的な中央海嶺型ソレアイト玄武岩（MORB）からなると想定される。また，西太平洋底は最近，ホットプリュームの南太平洋への上昇が白亜紀に生じたことが西太平洋の巨大な海山群の分布原因であるとの仮説も強くなってきた。この中部ジュラ紀（約158Ma）の海底形成後に生じた白亜紀のプレート内後火山活動で形成されたと推定される海山や海嶺状の高まりは，深海性のソレアイトとは化学組成を異にする可能性がある。これはストロンチウム同位比（$^{87}Sr/^{86}Sr$）の差などによって推定できると考えられ，注目される。大洋底の$^{87}Sr/^{86}Sr$は46億年前の地球形成後から放射性同位元素の崩壊が始まり約0.700から0.705の間に入り，平均大陸地殻の同位体比は0.700から0.720近くまでに大きくなる。従って$^{87}Sr/^{86}Sr$値を求めて検討することは海洋地殻か大陸地殻かの判別上非常に重要である。Fig. 12にその関係を示す。

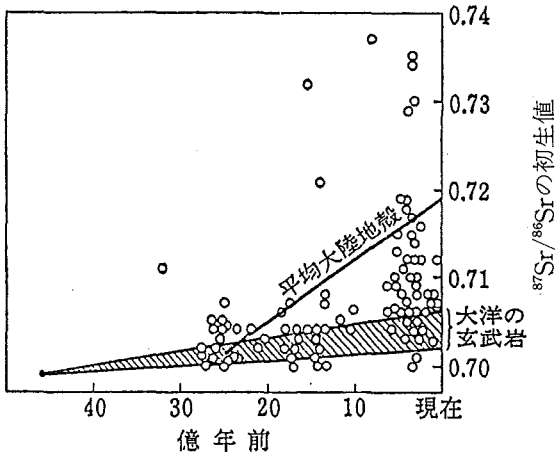


Fig. 12 Diagram of Sr/Sr varsus age (after Miyashiro and Kusiro 1977)

謝 辞

本論はこれまで得られた大陸棚調査底質サンプルを，桂と島村の責任のもとに，大陸棚調査室一同の協力のもと，予察的にとりまとめたものである。まだ検討が不十分なところもあるとは思われるが，このサンプルの採取，分析，整理については歴代の大

陸棚調査室員および測量船拓洋の努力，及び分析に携った人々の苦労の集積があった。ここにこれまでの歴代の室員と拓洋乗組員，その他関係者の努力に対し深甚の謝意を表します。また，小論を校閲し，貴重な意見を頂いた水路部の岩淵　洋氏，および，岩石学上の貴重な指摘，御教示を下さった，東大地震研究所の藤井敏嗣教授に対し厚く御礼申上げます。

なお大陸棚調査室一同は桂と島村の他，春日　茂，林田政和，鵜沢良文，山崎誠一，霜鳥史郎，鬼丸　尚，星野二郎，井上　渉の諸氏である。

参　考　文　献

地質調査所：地質調査所創立100周年記念アトラス，119pp（1982）

都城秋穂，久城育夫：岩石学 II，共立出版，171pp（1975）

都城秋穂，久城育夫：岩石学 III，共立出版，245pp（1977）

久城育夫，他編：日本の火成岩，岩波書店，206pp（1989）

久城育夫，荒牧重雄編：岩波講座地球科学 3，岩波書店，260pp（1978）

上田誠也，他編：岩波講座地球科学11，岩波書店，302pp（1979）

上田誠也，他：フィリピン海東縁部のテクトニクス，科学53(7)439-447（1983）

藤井直之：西太平洋深海盆のテクトニクス，科学53(7)462-466（1983）

小西健二：琉球列島（南西諸島）の構造区分，地質学雑誌，71(840)，437－457．(1972)

桂　忠彦，他：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**，21－48．(1986)

大島章一，他：沖縄トラフの海底は拡大していない，科学，57(2)，105－109．(1987)

木村政昭，他：海洋科学センター調査研究報告　特集号（1985）

木村政昭，他：フィリッピン海の西北縁，海洋科学15(8)453-458（1983）

奈須紀幸，他：西太平洋の海底，出光書店，340pp（1970）

岩渕　洋，他：大東海嶺周辺海域の地質構造発達史，水路部研究報告，**21**，49-64．(1986)

石和田靖章：東シナ海の広域不整合について，海洋科学13(3)175-179（1981）

松田准一：フィリピン海の岩石の絶対年代と Sr 同位体比，海洋科学15(8)473-477（1983）

Murauchi, et al：JGR 73, 3143－3171, Crustal structure of the Philippine Sea（1968）

春日　茂，他：本州南方海域の島弧海溝系及び背弧海盆の特徴，水路部研究報告，**21**，19－53．(1992)

Tsunemasa Shiki Ed.：Geology of the Northern Philippine Sea, Tokai Univ. Press 288pp（1985）

Eiichi Honza Ed.：Ryukyu Island Arc GH75－1 and GH－75－5 Cruises Reprot, 6, GSJ pp81（1975）

DSDP Initial Report：LEG58（1980）

DSDP Initial Report：LEG59（1981）

ODP Initial Report：LEG125 126 127/128 129（1992）

D.E.Karig：JGR 76(11)，2542－2561（1971）

Origin and Development of Marginal Basins in the Western Pacific

加藤　茂，他：沖縄本島周辺の海底地形，水路部研究報告，**7**，31—70（1982）

K. O. Emery, et al on ECAFE, ccop Tech. Bull. **2**, 3—43. Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea

春日　茂，他：大東海嶺周辺海域の地磁気・重力異常，水路部研究報告，**21**，65—76

Fig. 13 Continuous seismic profiles at the dredging poins.

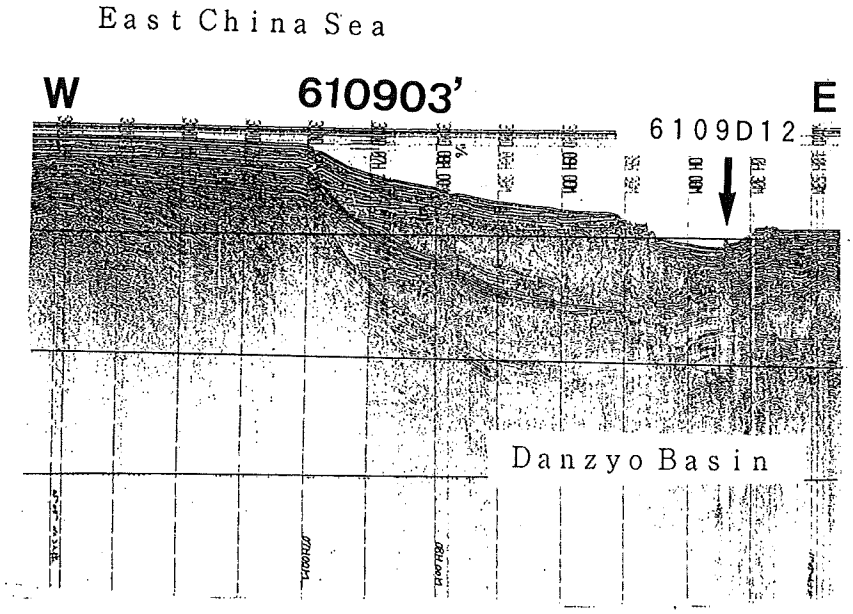


Fig. 13-1

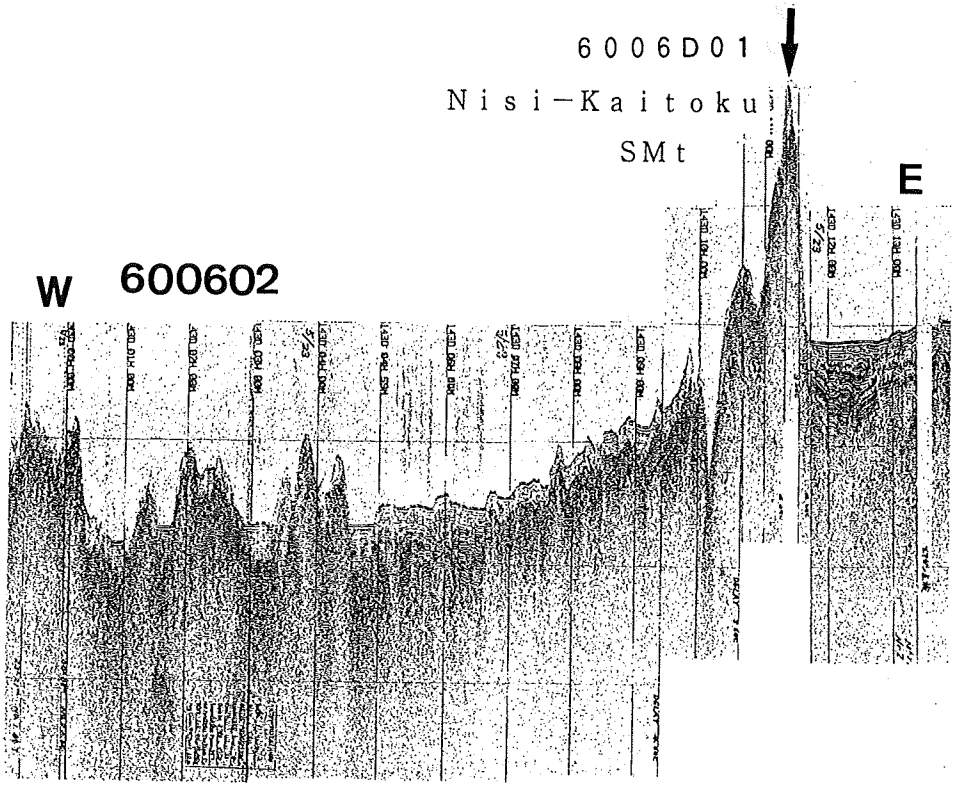


Fig. 13-2

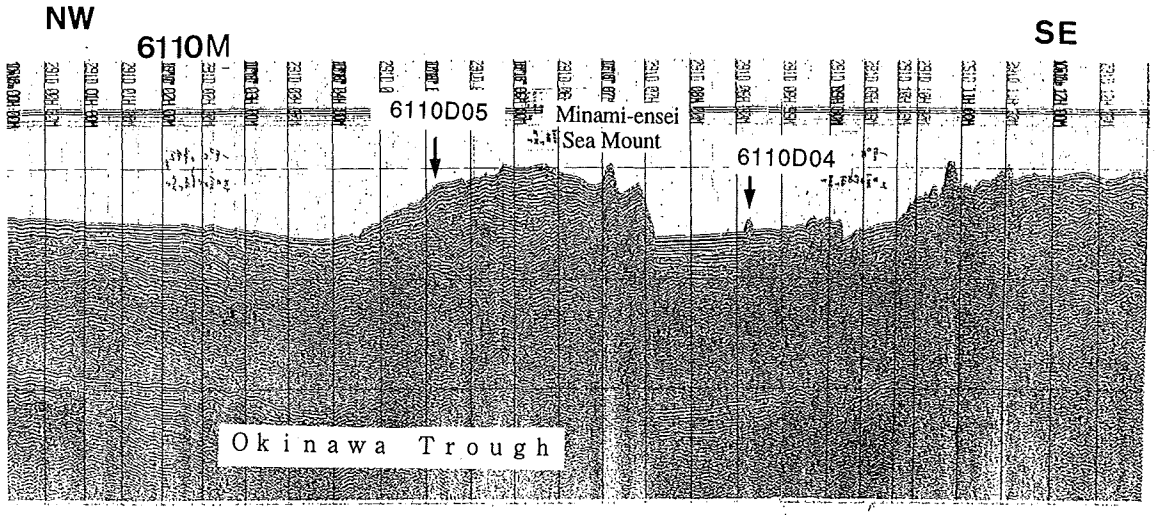


Fig. 13-3

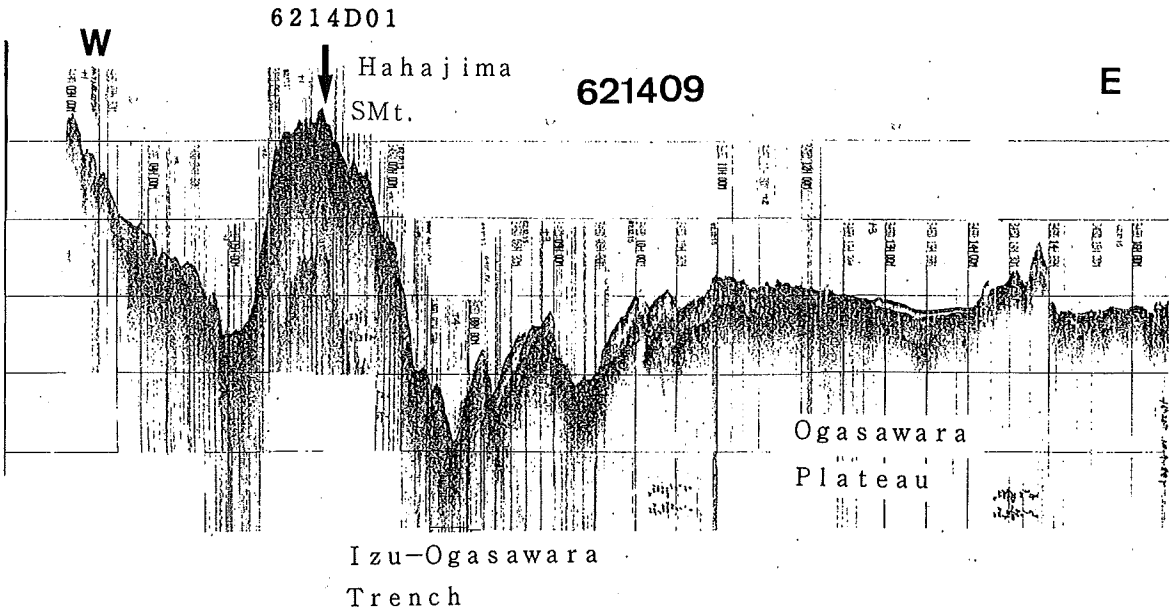


Fig. 13-4

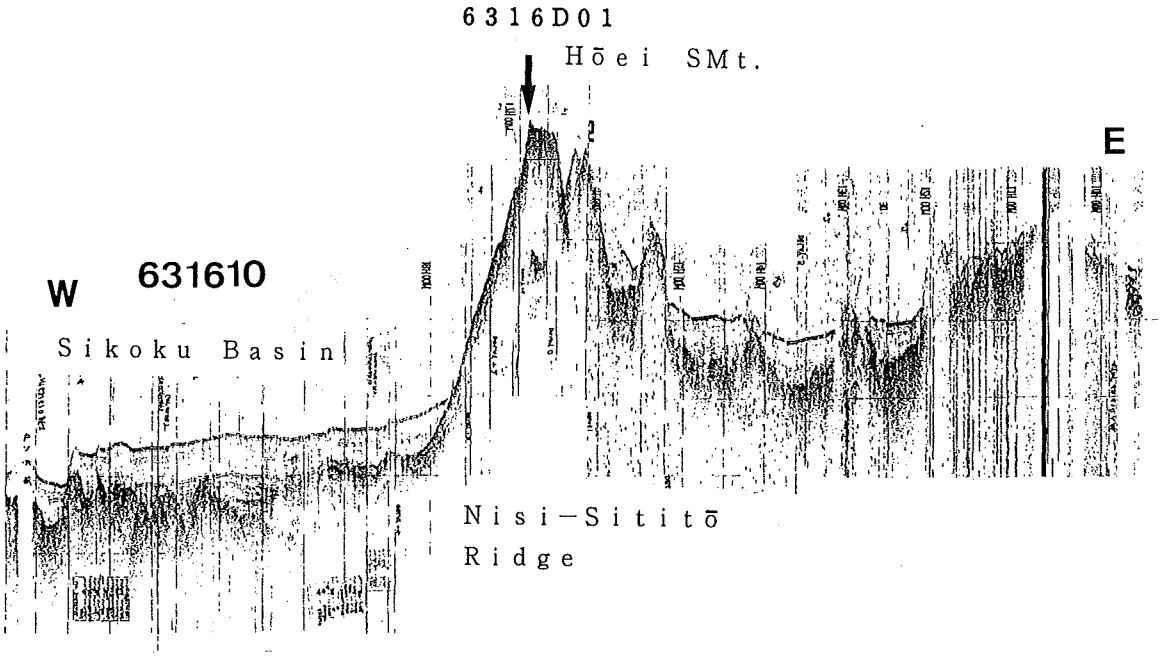


Fig. 13-5

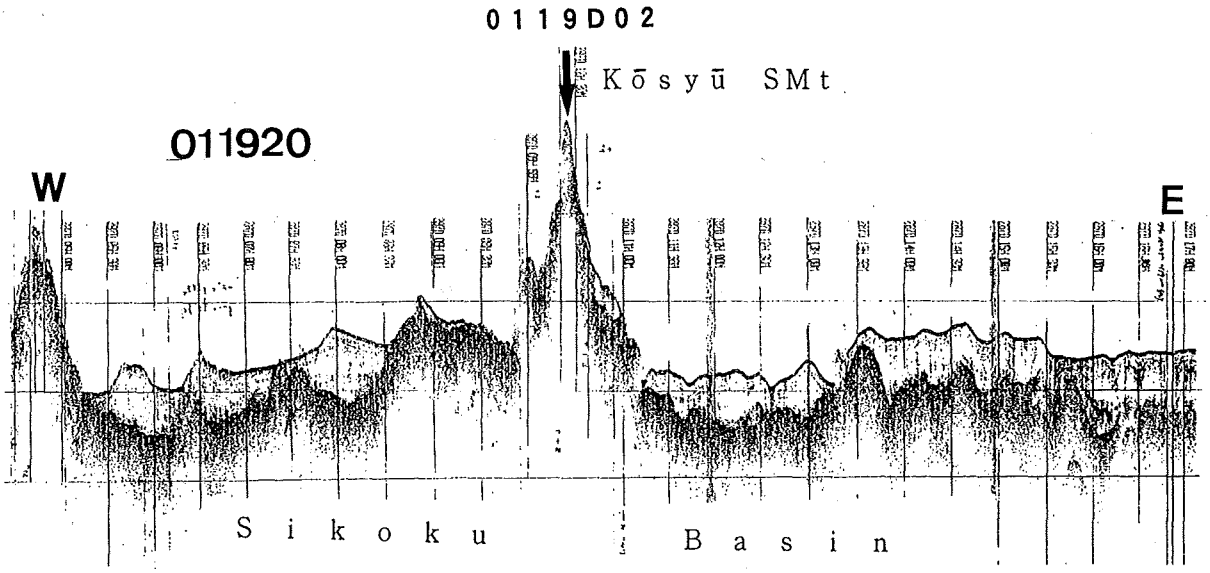


Fig. 13-6

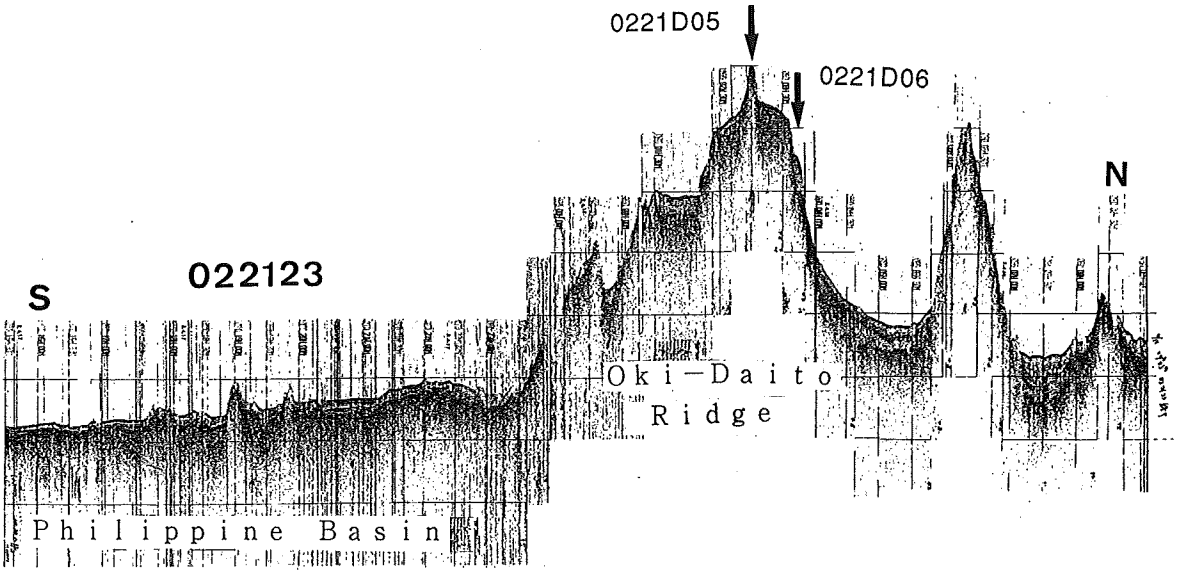


Fig. 13-7

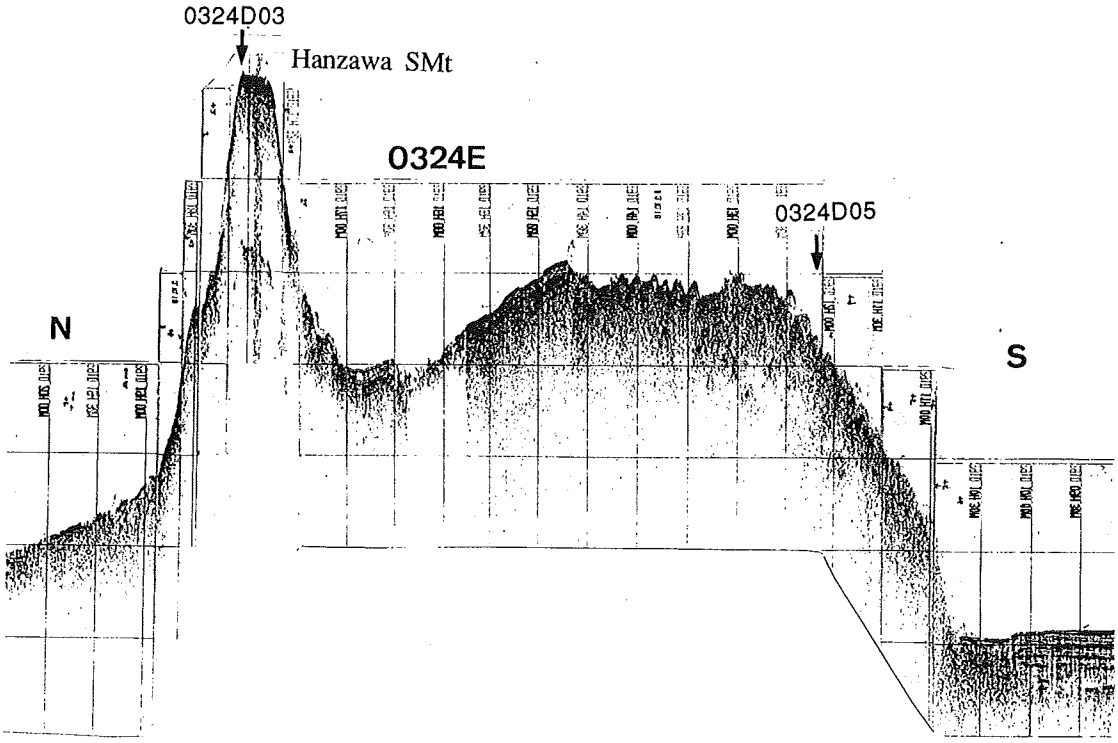


Fig. 13-8

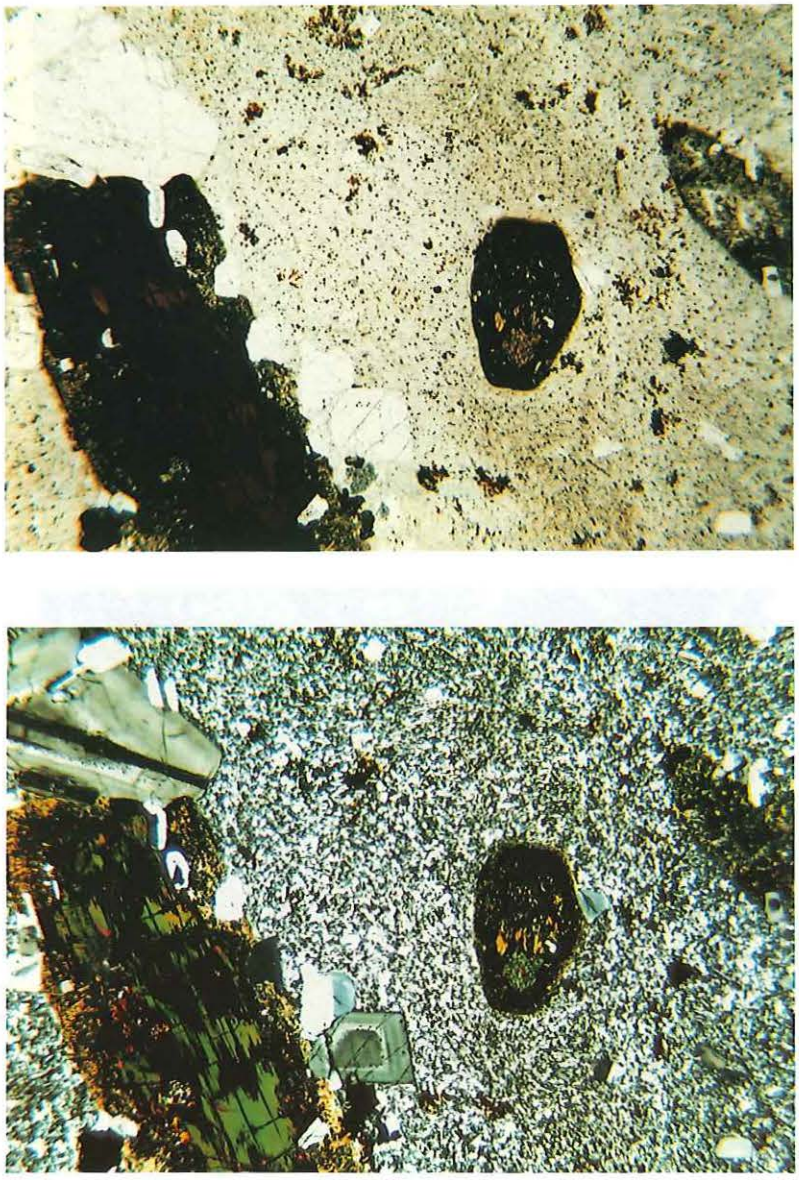


Photo 1 Microphotograph of hornblende-dacite with porphyritic texture from Kita-Koho Seamount (5905D01-H06-2).

Phenocryst of mafic minerals are oxidized hornblende with yellowish brown in colour, that rim or whole part altered into opasite. Groundmass is consisted of plagioclase intergrown and few hornblende and opaque minerals. above; Open Nicol, beneath; Cross Nicol

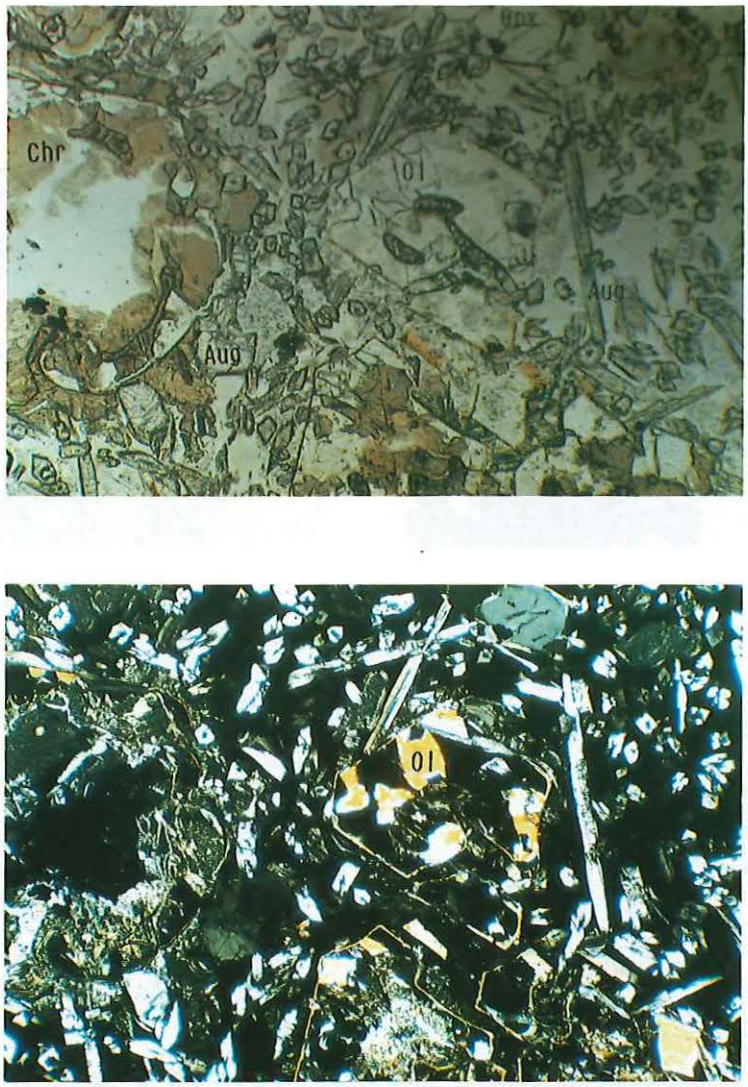


Photo 2 Microphotograph of porous boninite with amygdaloidal structure from Ogasawara Plateau (6214D01-H09-13)

Small phenocrysts are augite. Large phenocryst at center is olivine, that is almost replaced by chlorite. Olivine shows euhedral crystal taht is rimmed by orthorombic pyroxene(?).

above; Open Nicol, beneath; Cross Nicol

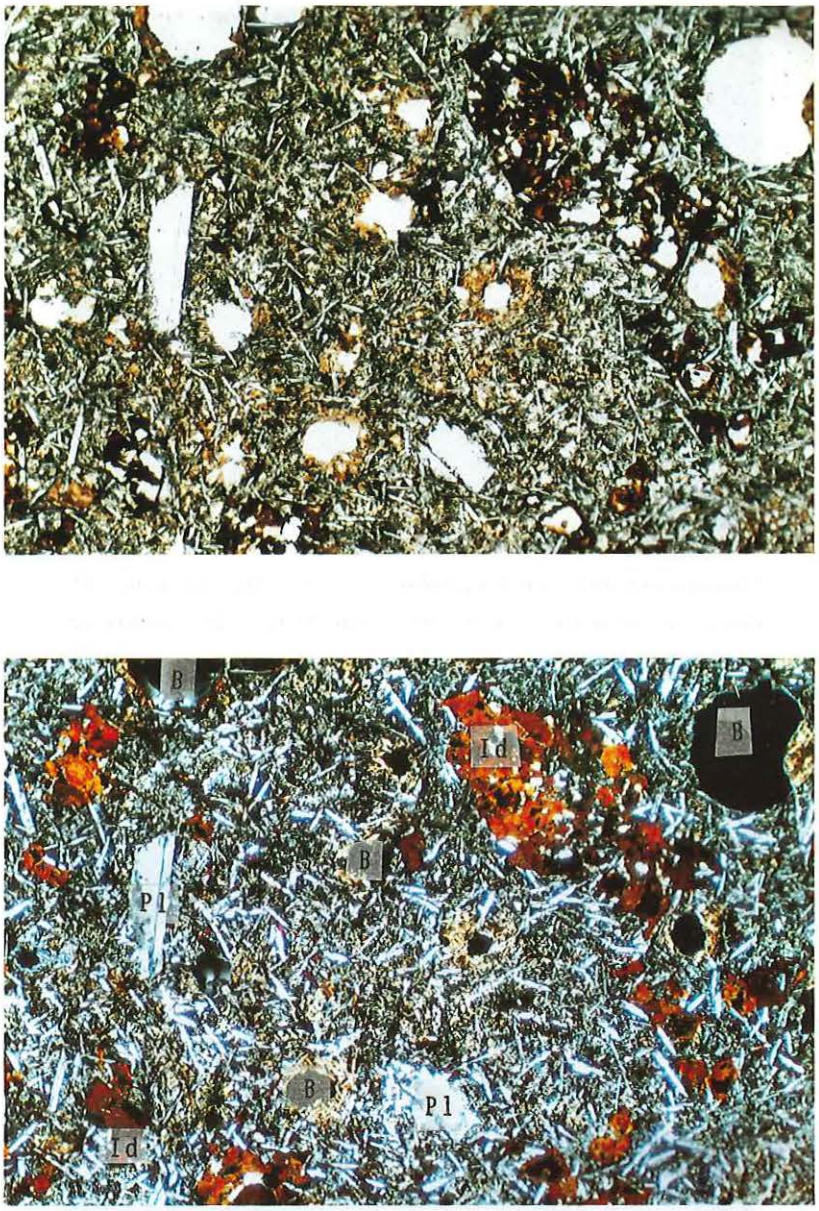


Photo3

Microphotograph of clinopyroxene-basalt with ophitic texture from flank of Oki-Daito-Ridge (0221D06).
Phenocryst is plagioclase and clinopyroxene which is replaced into idingsite.
Grandmass is consisted almost of the same minerals of phenocryst, that is plagioclase, microcystalline mineral and idingsited clinopyroxene.
above; Open Nicol, beneath; Cross Nicol

Photo4

Manganese nodules on Kita-Koho Seamount. All gravels in addition to basement rock surface are coating by hydrogenious manganese crust. Some of those nodules have core of acidic rock or sedimentary rock and so on.

Station; 5905P01-H06 (26-45.0N, 135-28.3E, 1600m)

Photo5

Pillow lava structure coating with manganes crust of the sea bottom at the flank of Minami-Koho Seamount. No surface sediments show exist of bottom current.

Station; 5905P04-H06 (24-36.6N, 136-28.2E, 1200m)

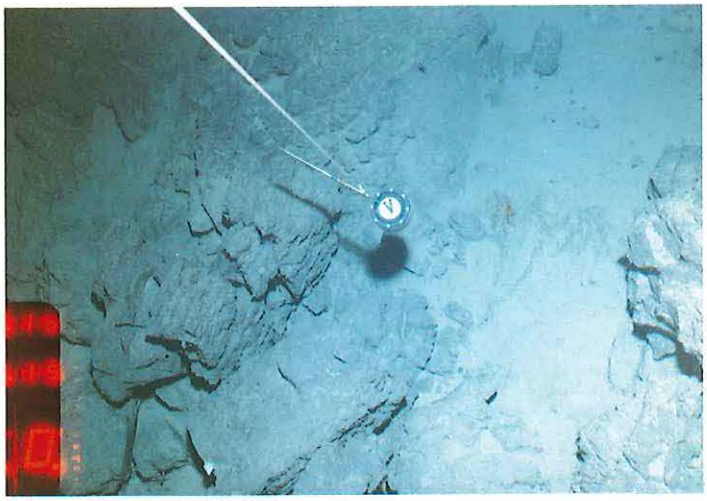


Photo-6
Pillow lava flow on the ocean floor at the Tokara Volcanic Zone. Thin surface sediments covered a part of lava area.
Station; 6110P01-G03 (28-15.2N, 127-55.2, 1133m)

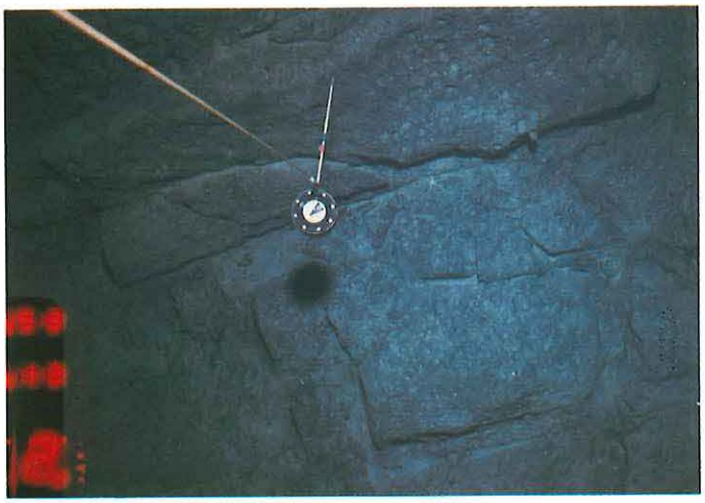


Photo-7
Lava flow with smooth surface on the slope of Ogasawara Plateau. This rocky walls show strait cracks by rapid cooling. Manganese coating covers rock surface.
Station; 6214P01-H09 (25-57.2N, 143-26.7E, 2600m)

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

相模湾北西部の地殻構造探査†

沖野　郷子*・西澤あずさ**・浅田　昭*

CRUSTAL STRUCTURE SURVEY IN THE NORTHWESTERN PART OF THE SAGAMI BAY †

Kyoko OKINO, Azusa NISHIZAWA and Akira ASADA

Abstract

A 30km long offset reflection survey with direction of NE—SW and four expanding spread profilings (ESPs) across the long offset line were carried out at the northwestern part of the Sagami Bay. The experiments were designed to obtain accurate velocity models and to identify the faults related to the forecoming great earthquakes proposed in this region. P-wave velocity models deduced from ESPs show significant differences among profiles and indicate that the crustal structure varies along the long offset line. The obtained velocities were used for the depth conversion of the long offset reflection data. The resultant depth section shows clear reflections dipping from the Izu Peninsula to the Sagami Trough axis. Our records do not indicate the existence of the West Sagami Basin Fracture, one of the most probable earthquake faults, in the range shallower than 5km.

1．はじめに

相模湾はフィリピン海プレートの北端に位置し，湾の中央部を北西-南東に走る相模トラフは西の伊豆半島側が東の三浦半島側に対して右ずれの斜め沈み込みを起こしている場と考えられている（Fig. 1）。ここでは，1853年嘉永小田原地震，1923年大正関東地震をはじめとして，被害地震がおよそ70から80年間隔で発生しており，これら大地震発生のメカニズムを解明する上でも，相模湾の地殻構造を理解することが重要であろう。特に相模トラフの先端にあたる相模湾北西部はきわめて複雑な地形を示しており，プレート境界がどこにあるかについてこれまで数多くの議論がなされ(杉村，1972，石橋，1976，1980，1988，大河内，1990)，石橋（1988）により西相模湾断裂の存在が提唱された注目すべき場所である。フィリピン海プレートの火山弧は伊豆半島北側で本州弧と衝突しているが，東の外弧は相模トラフで本州下に沈み込んでいる。そのため，沈む東側と衝突する西側の境目で，フィリピン海プレートが裂け左ずれ成分をともなう垂直変位を生じると考えるのが西相模湾断裂である。しかしながら，この海域の深部地殻構造はいまだ不明な点が多く，西相模湾断裂の存在の有無も決着がついていない。

水路部ではこれまでも相模湾の地殻構造について調査を行ってきた。その結果の概要は以下の通りである。1982年にはトラフ軸を横切る形で北東-南西方向のマルチチャンネル音波探査を実施した（加藤ほ

† Received 22th February 1994

＊海洋調査課　Ocean Surveys Division

＊＊企画課海洋研究室　Marine Research Laboratory, Planning Division

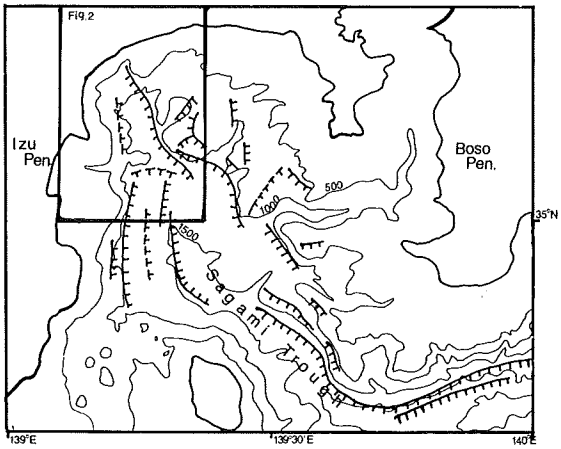


Fig. 1 Tectonic map of the Sagami Bay (modifide from Active faults in Japan, The research Goup for Active Faults in Japan, 1991). The box shows the area of Fig.2.

か，1983)。この調査では，伊豆半島側の基盤が約10度の傾きをもってトラフ側に下がり，その上位に海溝特有のくさび型の堆積層が認められたが，半島側の基盤はトラフを越えて北東側に検出することはできなかった。1990年には海底下の構造を3次元的に捉えるために，相模湾西部において格子状の測線によるマルチチャンネル音波探査を行った（岩淵ほか，1991)。この結果，トラフの堆積物が真鶴海丘の南側で圧縮変形していることがわかった。このことは，水路部のスパーカー記録をもとに大河内（1990）が提唱した，フィリピン海プレートと東北日本との力学境界が相模構造線から真鶴海丘南への移り変わりつつあるという考えを支持する結果となった。また，岩淵ほか（1991）は，90年の探査結果からは西相模湾断裂を示すような垂直変位は認められず，断裂が存在しないか，横ずれ断層となっているかであろうと推定している。

今回の調査の目的のひとつは，相模湾北西端の小田原沖において地殻深部の構造を知り，西相模湾断裂の有無を確認することである。そのために岩淵ほか（1991）とは異なる地点で西相模湾断裂の予想位置を横切るような北東-南西のロングオフセット反射法音波探査を行った。もう一つの目的はこの海域の速度構造を精度よく求めることで，ロングオフセット測線と交差するように4本のExpanding Spread Profile（以下ESP）法探査を実施した（Fig. 2)。ESP法の結果をロングオフセット探査結果の深度変換に使うことにより，従来より信頼性のある深度断面が得られるはずである。

2．調査概要

調査は1992年3月，16chエアガン4基を搭載した発振船（東京丸）と24chストリーマーケーブルを曳航する受振船(マリンたかさい)により行われ，ESP法音波探査測線とロングオフセット・マルチチャンネル音波探査測線の記録を得た。

ESP法音波探査は，発振船と受振船を測線の両端からショット間隔が100mになるような船速で，かつ中点と発振船，受振船の距離が等しく保たれるように調整しつつ走らせ，共通反射点である測線中点の速度構造を求めるものである。今回は小田原沖において測線A～Dまでの4本の観測を行った。ロングオフセット音波探査は西相模湾断裂の存在が提唱される線（石橋，1988）を横切る北東-南西方向の30kmの測線Eについて行った。ストリーマーの受振間隔は50mでチャンネル数は24である。発振船と受振船の距離（オフセット距離）を一定に保ちながら航走することを，オフセット距離を1200m，3600m，8400mと変えて3回繰り返す。このようにオフセットを変えた計測結果を足し合わせることにより，一部欠測はあるが72ch，オフセット9600mの長大なマルチチャンネル反射法探査を行ったことと等価となる。測位，2船間距離の計測はマイクロ波精密電波測位（トライスポンダ）を用いた。測位の精度は約1mである。

3．解析および結果

(1) ESP法音波探査

ESP法音波探査は相模湾北西部でロングオフセット探査測線に交差するように3本，トラフ軸の

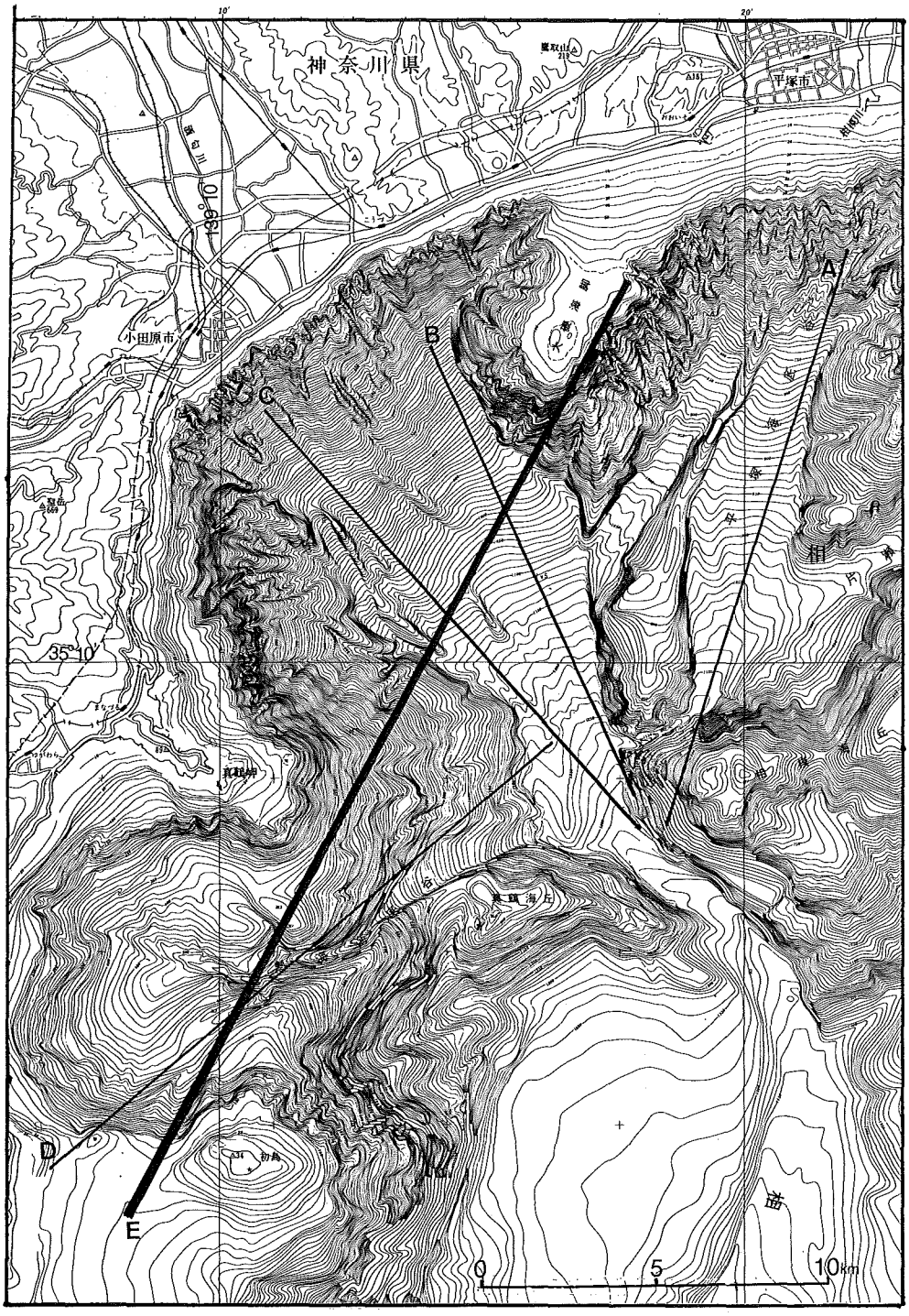


Fig. 2 Topography of the survey area and the survey lines. Contour interval is 10m. Line A—D : expanding spread profile (ESP) survey. Line E : long offset multi-channel reflection survey.

北東側の構造を知るために平塚沖で1本行った。測線Aは唯一トラフの北東側に設定した測線で，相模川の河口沖合から平塚海底谷の中をほぼ谷に沿って南南西へ向かい相模海丘の西端に達する。測線B，Cはいずれも小田原沖，相模トラフ北端に位置し，トラフ底をトラフの走向にほぼ平行に走る。Bはトラフ底の東よりを北北西—南南東に延び，Cはトラフ底西よりを北西—南東に延びる。測線Dは初島の西から北東へ海底谷の北限に沿って熱海海底谷の上流部を横切り，トラフ底に達する。測線長はそれぞれ17.3，14.5，16.2，18.9kmである。

各測線ごとに，オフセットの短い（2km以内）記録についてはプレディクティブ・デコンボリューション，長い記録には速度フィルタを施したあと，オフセット重合を行った。Aは，海底の多重反射の位相が顕著で，屈折波や反射波の振幅は弱い。オフセット10～14kmで初動直後に見られる位相は見かけ速度が速く反射波と解釈される。Bは初動屈折波は振幅も弱く連続しないのに対し，反射波と見られる放物線状の比較的振幅の強い位相が全体に多数認められる。Cではオフセット4.5km以遠で後続屈折波があるほか，12km以遠では反射波とみられる位相が認められる。Dは屈折波が全体にわたって明瞭である。このように，各測線の記録はそれぞれ特徴が大きく異なり，地殻構造の複雑さを反映していることがわかる。

次に，この記録から τ-p 変換による速度構造インバージョン，走時曲線解析のふたつの手法で速度構造を求めた。τ-p 変換による方法の流れを測線Bを例にとってFig. 3に示す。全記録のSlant Stack（Fig. 3 b）を行ったのち，Semblance filterをかけ，その断面から τ-p 曲線を求めて速度構造インバージョンを行った。P波速度は海底下から順に2.3，3.0，3.6，4.4，5.4，6.1km/sとなった。τ-p 変換では信号の抽出がS/N比に大きく依存する。そのため，測線A，Cでは遠方での屈折波，反射波の信号が弱くS/N比が良くないことから十分な解析結果が得られないと判断し，走時曲線解析を全測線について行った。走時曲線解析は，まずオフセット重合記録から顕著な位相を読み取り速度を決めて初期モデルとし，理論走時曲線を計算して観測走時と比較し，走時が0.1秒以内に一致するまでモデルの修正を繰り返す。Fig. 4は測線Dの場合で，海底下4層目までの速度(2.4～4.9km/s)はすべて屈折波から求められた値である。5.9km/sと最下層の6.8km/sは，オフセット2km以内と11km以遠に認められる顕著な反射波を説明するためのものである。今回は，測線A，C，Dでは走時曲線解析の結果を，測線Bでは τ-p 変換による速度構造インバージョンの結果を速度構造として採用し，ロングオフセット音波探査記録の深度変換の資料とした。

(2) ロングオフセット音波探査

測線は初島の南西，手石海丘の北から熱海海底谷を横切りトラフ北端を越えて大磯海脚に至るおよそ30kmの北東—南西向きに設定した。最小オフセットが1200，3600，8400mの3種類の航走観測を実施したため，1ショットあたりのトレース数は仮想的に72chとなる。発振間隔は100m，受振器間隔は50mであることから，共通反射点（CDP）間隔は25mで1CDPあたり18重合である。3回の航走によって得たデータは共通発振点編集の後，幾何学的発散補正，多重反射とバブリング除去を目的としたデコンボリューション，側方反射やストリーマの振動に起因するノイズ除去を目的としたF-K速度フィルタを施した。速度解析は100CDPごとの共通反射点記録についてNMOを行い二乗平均速度を時間の関数として求め，最終的にはESPの結果も考慮に入れて二乗平均速度分布を決定した。前述の重合前フィルタを施したデータに対し，決定した速度分布を用いてNMO補正とミュート操作をし，CDP重合を行った。さらに重合後にバンドパスフィルタ，AGCを施した。マイグレーション処理はマイグレーション速度を重合速度の80%としたところ下に凸になる双曲線ノイズが目立ったので，断面全体を1500m/secの一定速度で処理した。マイグレーション後は反射位相を強調するためにコヒーレント処理を行っ

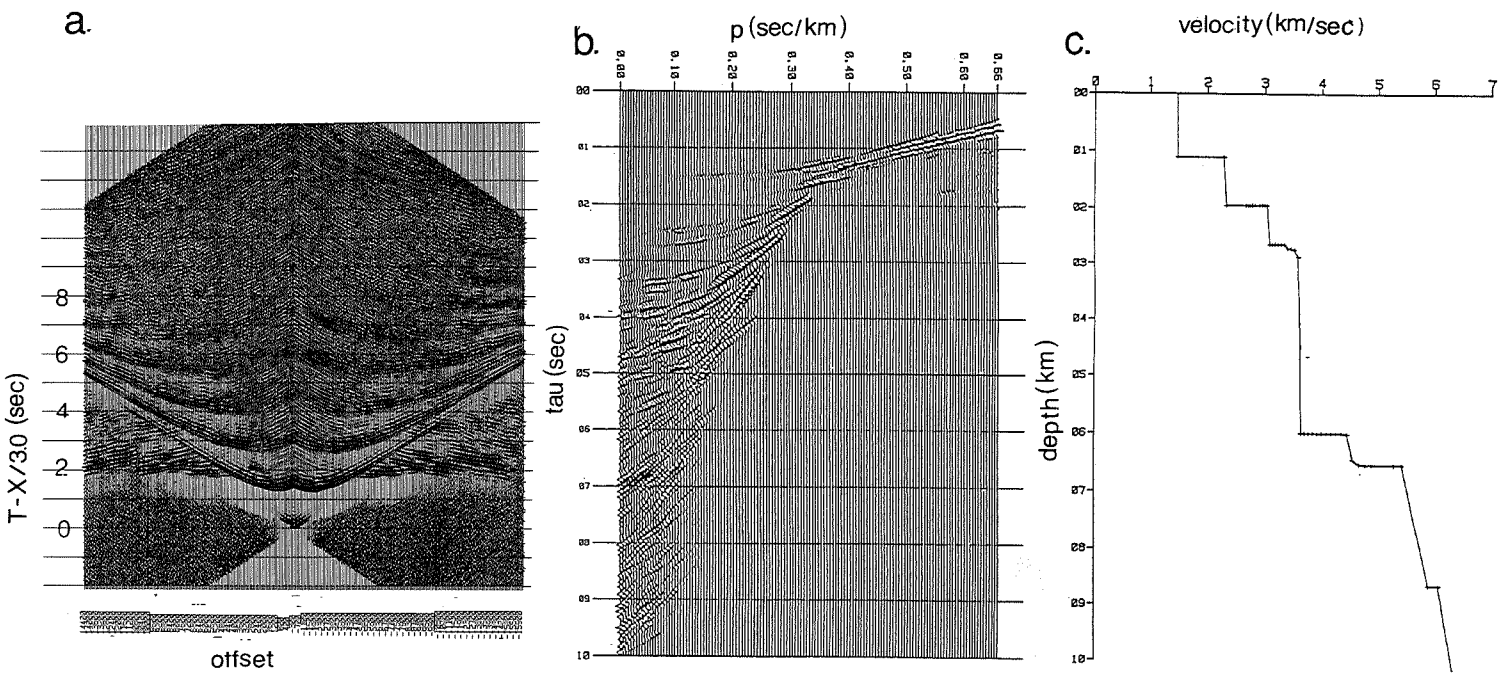


Fig. 3 P-velocity using intercept time-ray parameter data (line B). (a) Observed record section for profile B. (b) τ-p data obtained by slant stack. (c) Result of τ-sum velocity depth inversion.

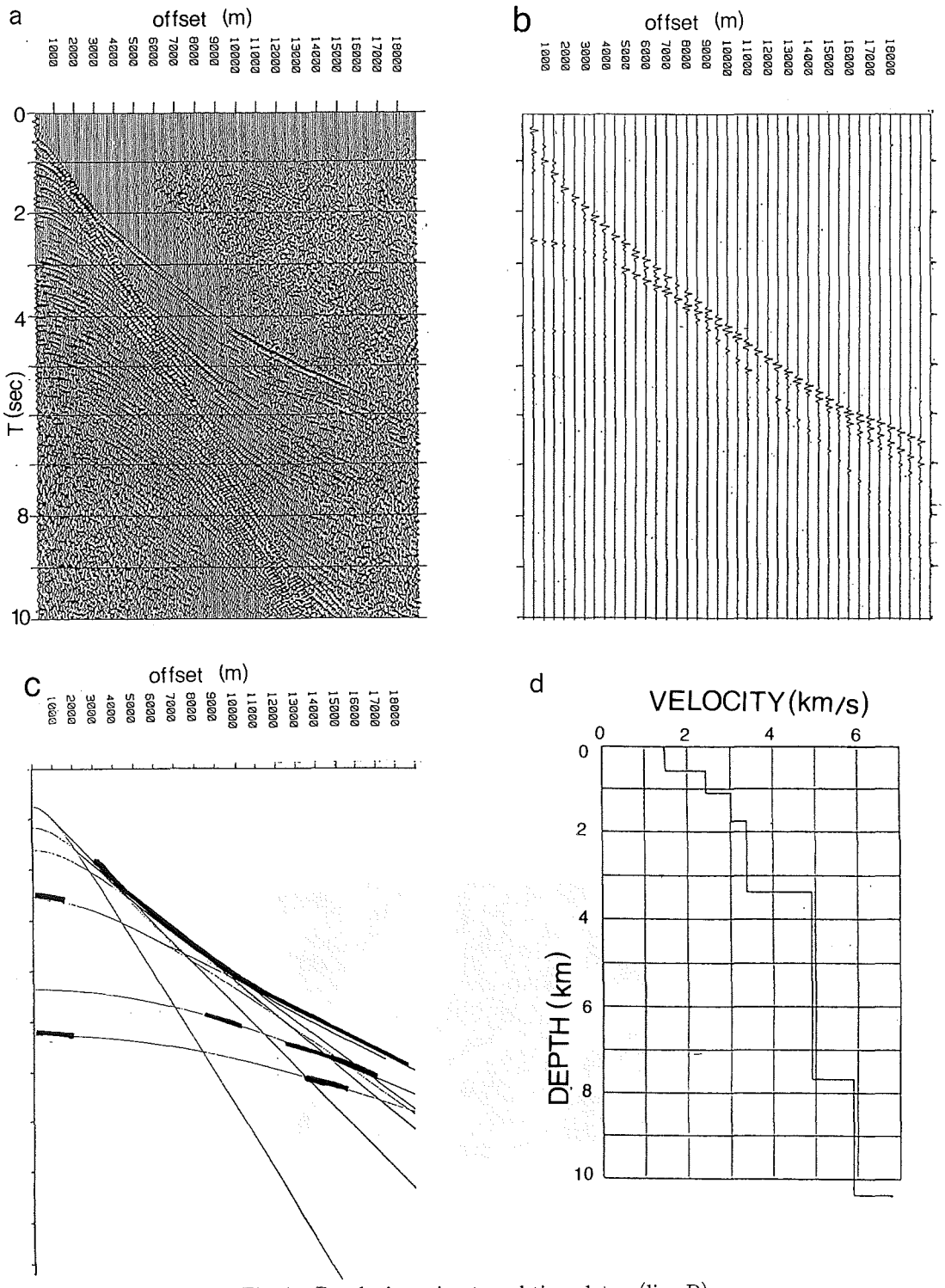


Fig. 4 P-velocity using travel time data (line D).
(a) Observed record section for profile D.
(b) Synthetic seismogram. (c) Detected phases and the theoretical travel time curves.
(d) Obtained velocity model.

た(Fig. 5)。深度変換はESP測線B～Dの結果を用いた(Fig. 7)。

測線南西端(CDP1700)からCDP1550付近までは伊豆半島の陸棚にあたり，深さ約1kmまでほぼ水平な堆積層が見られる。そこから熱海海底谷を経てトラフに至る(CDP850)までの間には，緩く北東に傾く反射面が見られる。このトラフ軸に向かって傾く反射面の深いものは深さ7km(CDP1250)から9km(CDP900)，もうひとつは深さ3km(CDP1450)から5.5km(CDP900)へと続いているように見える。傾斜はともに見かけ上およそ15度であるが，後述するように4～5km以深では速度決定の精度が悪いため実際の傾斜角とは異なることもありうる。10km以深にも反射は見られるが連続して追跡することは困難である。トラフの部分では，上位は水平な層理が発達し，ESPのB測線付近で最も厚く堆積しており，変位は見られない。一方，その下の層はESPのC測線付近で最も厚く，堆積の中心が西から東へ移ったことが読み取れる。CDP850付近で下部(深さ9～13km)の反射に不連続が見られる。トラフを越えて大磯海脚に至ると海底下の反射面は断続的できわめて不明瞭である。

4. 議論

ESPA～D測線で求められた速度構造は，成層構造を仮定しており，海底地形が水平方向に大きな不均質を持つ場合を考慮していない。また各層内の速度勾配は多数の均質な薄い層の積み重ねで近似しており，前節で求めた層の境界面が本当に速度境界としての意味があるかどうかは不明である。そこで，海底地形の情報を含み，かつ速度勾配を持つ層構造を仮定して2次元波線追跡を行い，観測記録を0.1秒以内で説明できないかどうかを確かめた。速度モデルは1)層数がより少なく，低速度層のないモデルを目標とし，層の境界が必要な場合は反射波の存在を吟味した上で導入する，2)水平方向の変化はできるだけ小さくし，不均質を考慮しなければならない場合はモデルのより浅部に置き，まずは海底地形に平

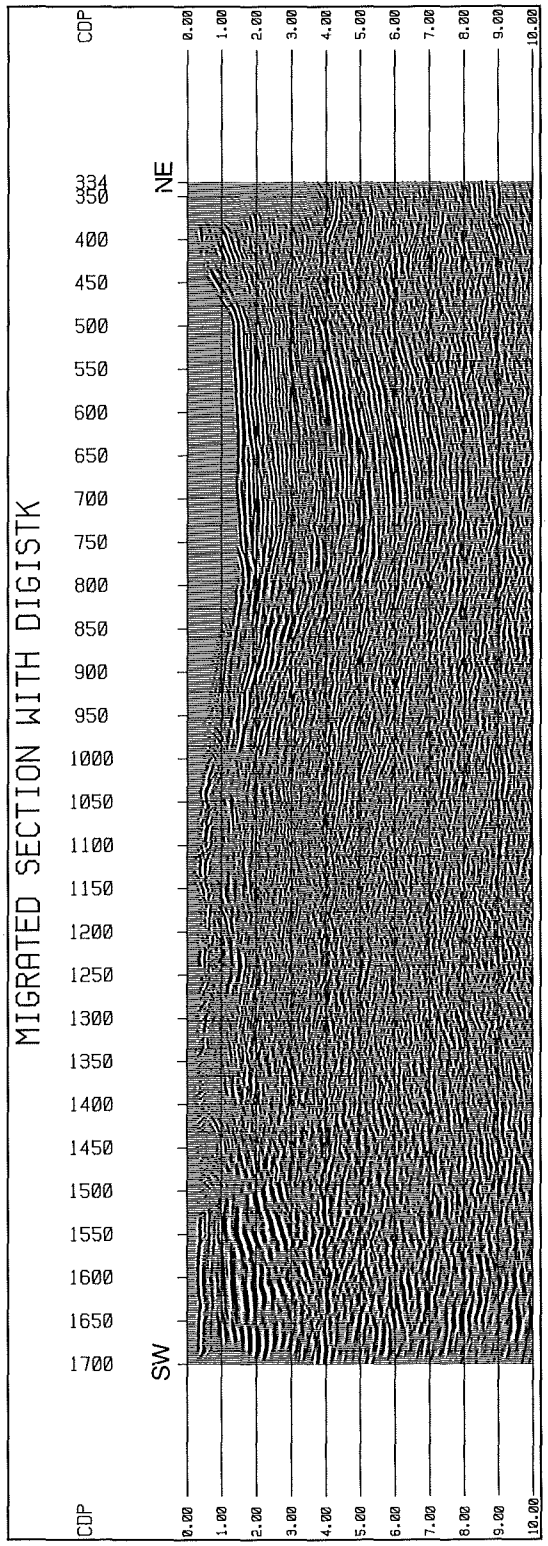


Fig. 5 Migration section of the long offset multi-channel survey (line E).

行な変化を考えることとした。また，確実な結果を得るために初動のみを利用した。Fig. 6は測線Dの結果を示す。この方法により，上位から，P波速度1.8km/sを仮定した層，2.2～3.4km/sで速度勾配が0.375km/s/kmの層，3.3～4.6km/sで速度勾配0.25km/s/kmの層，および最下層を持つ4層モデルで説明できることがわかった。ただし，第4層の最上部の速度を±0.5km/sの範囲で変化させても第3層の厚さを変化させることにより観測走時を0.1秒以内で説明することが可能であるので，この層の速度を精度よく求めることは困難である。これは，初動がはっきり観測される震央距離の範囲が小さすぎることによる。測線Aは5.8±0.5km/s，測線Dでは4.9±0.5km/sと推定されるが，測線BおよびCでは求められなかった。速度勾配，層厚は決められない。得られた速度は，速度勾配を置かない場合と平均的にはよく一致し（Fig. 7 b），前節で述べた速度解析結果が少なくとも深さ4～5km位までは十分信頼できるものであることがわかった。また，この解析では海底地形のデータを加えて波線追跡を行ったが，浅部の速度は地形を考慮していない前節の結果とほぼ一致することから，海底地形の変化が速度構造解析に大きく影響していないことがわかった。ただし，前節の走時解析の結果得られた5.9，6.8km/sの速度はいずれも後続波を使ったものであり，精度に問題があると考えられる。従って，Fig. 7のロングオフセット深度変換断面も深部の反射面の傾斜は異なってくる可能性がある。より深部の速度をESP法で求めるためには，測線長を延ばすことが必要であるが，相模湾の複雑な地形からは長い測線をとることが難しい。

Fig. 7 bはロングオフセット深度変換断面上にESP測線A～Dから得られた速度構造を示した。速度構造のうち右側は速度勾配のない水平層構造を仮定した場合，左側が速度勾配を仮定した場合である。測線Aはロングオフセット測線上にはないが，比較のために並べた。4.9km/s層の上面は測線Dでは深さ3.5kmなのに対し，測線Cでは7.4kmとなり，ロングオフセット記録上の反射面とほぼ一致する。この4.9km/s層は伊豆半島から続くものと考えられ，陸上の爆破データから得られている瀬尾（1985）のモデルと一致する。測線B，Cはともにトラフ底でおよそ3kmしか離れていないのにもかかわらず，Bでは2～4km/sの層が厚く，あきらかにCとは異なる構造を見せている。測線Bはほぼ相模構造線（木村，1975）の位置に一致する。Bの上部では比較的遅い層が厚いわけだが，この傾向は平塚海底谷の測線Aと共通である。測線Aの深さ2kmまでの速度は陸上データ（長谷川ほか，1991）とも調和的である。CDP1320付近が西相模湾断裂の存在が予測された場所であるが，反射面の垂直変位は見られず，顕著な反射の乱れも認められなかった。

5．まとめ

相模湾北西部において，ロングオフセットマルチチャンネル音波探査と，ESP法音波探査を行い，以下のことが明らかになった。

1）深部において伊豆半島側からトラフ軸に向かって傾斜する反射面を確認した。

2）トラフの北東部，大磯海脚下では反射面は不明瞭。

3）浅部（5km以浅）の速度構造を決めることができた。速度構造が測線ごとにかなり異なり，複雑な地殻構造を反映している。特に測線BとCは，ともにトラフ底にもかかわらず顕著な構造の差がある。

4）西相模湾断裂に相当する構造は発見できなかった。

5）トラフには水平な層理の発達した堆積層が認められ，ほとんど変位していない。

謝辞

本調査の海上作業，データ処理にあたられた川崎地質株式会社のスタッフと調査船の乗組員の方々に深く感謝する。なお，本研究は1990～1991年度科学技術振興調整費による「マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究」の一環として行われた。

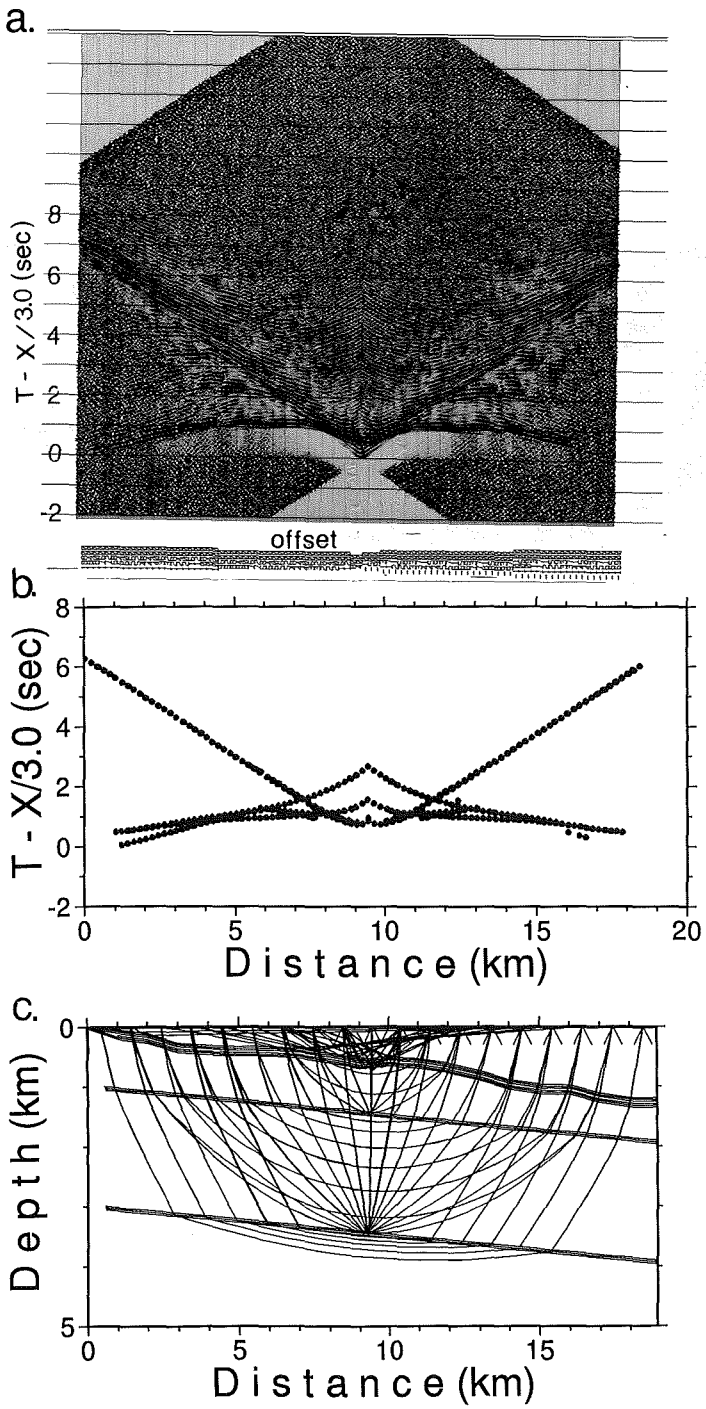


Fig. 6 P-velocity analysis using 2-D model with velocity gradient (line D). (a) Observed rercord section for profile D. (b) Synthetic seismogram calculated by the asymptotic ray theoretical approach of Červený and Pšenčík (1983) for the P velocity model given in Fig.6c. (c) Velocity model and ray paths obtained using the forward ray tracing. The top layer is water.

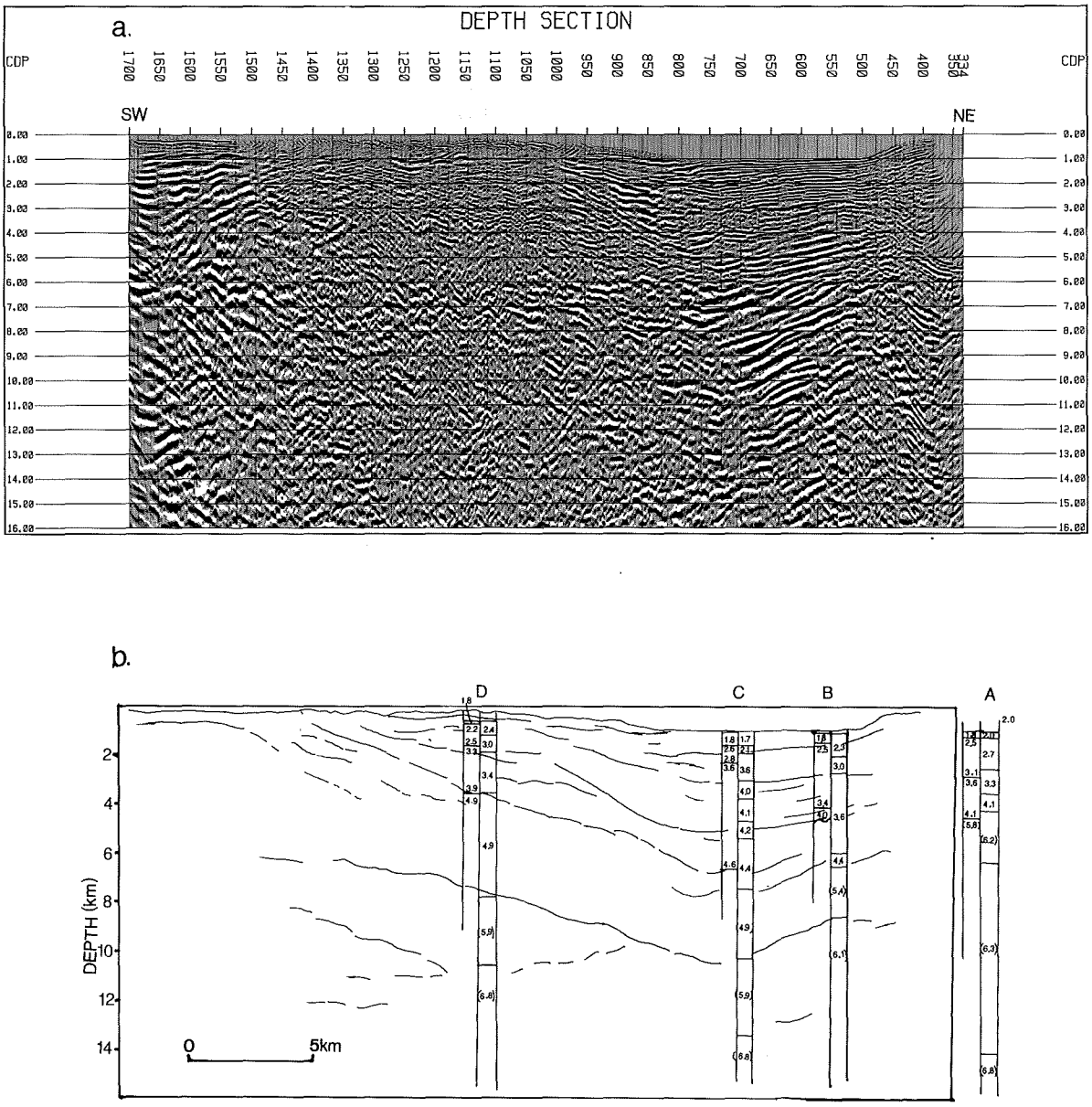


Fig. 7 Results of a long offset and ESP surveys. (a) Depth section of long offset multi-channel reflection survey. (b) Line drawing of Fig. 7a and velocity structures for the case of homogeneous layered model (left) and 2-D model (right) using ESP data.

参 考 文 献

Červený, V. and Pšenčík, I.: Program SEIS83, Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, Charles Univ., Pragne. (1983)

加藤茂，佐藤任弘，桜井操：南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査，水路部研究報告，**18**，1—23．(1983)

活断層研究会：新編日本の活断層，東京大学出版会，422．(1991)

木村正昭：南関東の地殻モデルに関する一考察，地質ニュース，**204**，1—11．(1971)

長谷川功，伊藤公介，佐藤隆司，渡辺史朗，駒沢正夫，二宮芳樹，伊藤久男，当舎利行，杉原光彦：屈折法および反射法による足柄平野の地下構造，地震学会講演予稿集，**2**，214．(1991)

石橋克彦：「伊豆東方線—西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈—フィリピン海プレート最北境界の二重構造，地震学会講演予稿集，**2**，29．(1976)

石橋克彦：伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス，月刊地球，**2**，110—119．(1980)

石橋克彦："神奈川県西部地震"と地震予知 I，II，科学，**58**，537—547，771—780．(1988)

岩渕洋，加藤幸弘，浜本文隆，近藤忠，進林一彦：相模湾におけるマルチ・チャンネル反射法音波探査，海洋調査技術，3，39—51．(1991)

大河内直彦：相模湾の活構造とテクトニクス，地学雑誌，**99**，38—50．(1990)

瀬尾和大：東京から小田原に至る地域の地下構造について，月刊地球，7，452—456．(1985)

杉村新：日本付近におけるプレートの境界，科学，**42**，192—202．(1972)

水路部研究報告　第30号　平成6年3月24日
REPORT OF HYDROGRAPHIC RESEARCHES No.30 March, 1994

北海道南西沖地震震源海域の緊急調査結果†

水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調査班

PRELIMINARY RESULTS OF THE SURVEY ON THE SOURCE REGION OF THE HOKKAIDO-NANSEI-OKI EARTHQUAKE †

Hydrographic Survey Team of Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake

Abstract

This paper describes the results of sea bottom survey in the source region of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake (off Southwest Hokkaido). The earthquake, of magnitude 7.8 occurred in the Japan Sea off southwest Hokkaido fom 12 July 1993 and caused severe damage on the Okusiri Island and southwest Hokkaido.

The Hydrographic Department of Japan has conducted topographical, geological and geophysical surveys by the survey vessel "Meiyo" from 22 to 26 July 1993. The survey items are topographical survey by narrow multi-beam echo sounder (Sea Beam 2000), seismic profiling by an airgun, geomagnetic and gravity survey. The average coverage of seabeam swath survey in the survey area is about 90%.

The survey revealed the following tectonic features in the source region.

(1) A number of well developed faults and lineaments trending mainly NE-SW or NW-SE are recognized on the Okusiri Ridge. Okusiri Ridge is block faulted by these tectonic lines.These tectonic lines might be activated by this earthquake.

(2) Detail bathymetry shows thrust movement caused by EW compressional stress distributes in the Japan Basin.

(3) Topographical features typical to landslide are found on the slope of the Okusiri Ridge. Some of them might be probably caused by this earthquake.

(4) A seamount having a caldera-like depression of 5 km diameter at its summit is recognized in the eastern edge of the Japan Basin.

(5) A group of small knolls are recognized in the area from western slope of the Okusiri Ridge to the Japan Basin. They resemble to the Fukaura Knoll Chain in the source region of 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake.

1. はじめに

日本海東縁の富山湾から北海道西方海域には，圧縮場を示す褶曲や逆断層が分布し，過去にいくつかの巨大地震が発生している。このような諸現象を捉え，中村 (1983)，小林 (1983) は日本海東縁に北米プレートとユーラシアプレートの境界があるとの考えを発表し，この仮説を検証するべくいくつかの研究が行われた。その結果，この海域では，現在も活動的な逆断層や活褶曲が多数分布しており，地形的に極めて明確な変動地形を形成していることが判明した(加藤他, 1986, Tamaki, 1988, 竹内ほか, 1989,

† Received 7th March 1994

楠ほか，1991)。また，日本海の海洋性地殻が低角の逆断層によってオブダクトし，海底に露出していることが奥尻海嶺北部で観測されたことにより（宮下ほか，1989，Tokuyama et al.,1992)，日本海東縁は極めて活動的な構造線であることが明らかになっている。

海上保安庁水路部では，日本海中部地震や新潟地震が生じた日本海東縁に沿い，変動地形を計測し，地殻変動の解明を図ることを目的とし富山湾，佐渡島南方，秋田沖，日本海中部地震震源海域でナローマルチビームを用いた精密海底調査を実施してきた。今回北海道南西沖地震の発生により甚大な被害が生じ，日本海東縁海域における調査・研究に対する社会的な要望は高まっていることから，海上保安庁水路部では，1993年７月12日に発生した北海道南西沖地震の震源域を中心とした海域において測量船「明洋」を用い，７月22日から26日にかけて緊急調査を実施した。

今回の地震のように比較的震源の浅い地震では，海底に地震に伴って生じた地殻変動や海底地滑り等の痕跡が残る可能性は高いと考えられ，震源域の海底の精密な地形を明らかにすることは地震の発生メカニズムを解明する上でも極めて重要である。

本稿では，緊急調査により明らかにされた震源域の海底地形，音波探査，地磁気重力の調査結果の概要について述べる。

２．北海道南西沖地震の概要

1993年７月12日，北海道南西沖の海底でマグニチュード7.8の地震が発生した(42°47′N，139°12′E，深さ30km：気象庁)。地震直後に大津波が奥尻島や北海道南西部の海岸を襲い，死者･行方不明者230名を超える大きな被害をもたらした。

余震域は南北に約150km，東西に約40kmの範囲に拡がり，余震の震源の深さは５～20kmに分布していることが，陸上に設置された地震計や海底地震計による観測データで判明している。

震源メカニズムについて，Ｐ波初動，余震観測，津波波形，地殻変動，音波探査記録等のデータの解析結果から以下のように推定されている。

中西・小林（1993）は，Ｐ波初動の記録から西に35度の傾斜をもつ逆断層，長周期波形からは西に65度の傾斜の逆断層を推定し，破壊開始直後の断層運動と主破壊を起こした断層運動が異なる可能性を指摘している。一方，谷岡ほか（1993）は長周期データを用いたCMT解から低角で東に傾く逆断層，遠地Ｐ波解からは低角で西に傾く逆断層が得られることから，初期破壊が発生した震央付近の余震域北部における断層運動と震源域南部の断層運動が大きく異なっていると推定している。

余震観測の結果からは，北緯42度30分より南側では西に傾き下がる余震分布，43度以北では東に傾き下がる分布，震央付近では両方が混在したような傾向が現れており，この境界は余震域の折れ曲がり及び海底地形の折れ曲がりと一致している（北海道大学理学部，1994)。

津波波形の解析結果からは，断層面が西傾斜であるか東傾斜であるかを特定することは困難なようである（佐竹・谷岡，1993)。

GPS測量及び水準測量による地殻変動データからは，奥尻島の数十cmの沈降が検出されているが，東傾斜または西傾斜のどちらの断層モデルでも奥尻島の沈降を説明できるため，断層の傾斜方向は特定できないと報告されている（橋本ほか，1993)。

震源域の海底調査を実施した地質調査所の音波探査記録からは，後志舟状海盆に西傾斜の高角スラストが確認され，これが今回の地震で動いたと推定されている（岡村，1993)。

以上のように，今回の地震の震源メカニズムについては，まだ議論の余地の多いところであり，余震分布等震源域の北部，中部，南部で断層運動が異なる複雑な震源過程であった可能性がある。

３．明洋による調査

北海道南西沖地震の震源域の緊急調査を７月22日から26日にかけて，測量船”明洋”によって行った。

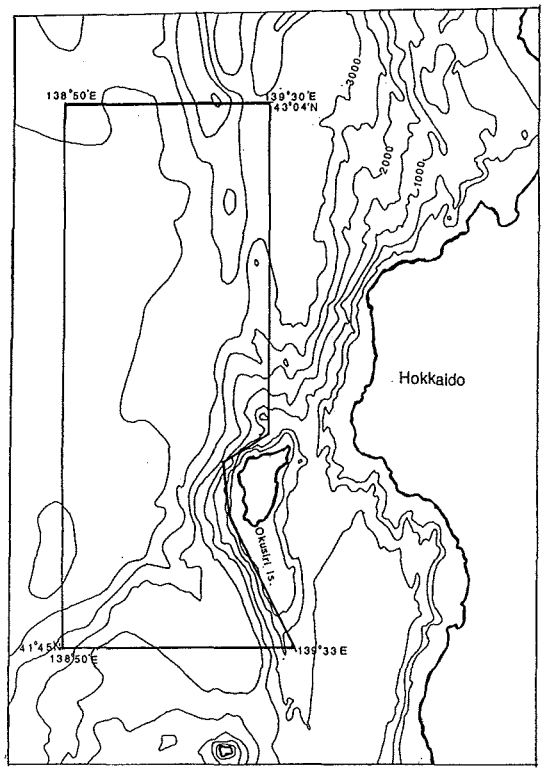


Fig. 1 Surveyed area by the survey vessel "Meiyo".

調査海域は奥尻海嶺とその西側を中心とし余震域全域をカバーする（図１）。測量項目はナローマルチビーム測深機シービーム2000による精密地形測量，プロトン磁力計による地磁気全磁力測定，重力測定であり，一部の測線についてはエアガンを用いたシングルチャンネル音波探査を実施した。主測線は東西方向に4マイル間隔である。なお，シービーム2000のswath巾は水深のおよそ3.5倍で，今回の調査海域のほぼ9割についてはカバー率100％といえる。

4．海底地形・地質の特徴

北海道西部の大陸棚は水深130～150ｍであり，幅はおよそ10kmと極めて狭く，海底は急に深くなっている。その沖と水深3600ｍの日本海盆までの間には，南北方向の走向を示す数列の海嶺と舟状海盆から構成される地帯が存在する。この地帯の中央に走る連続性のよい海嶺は奥尻海嶺と呼ばれ，奥尻島はこの海嶺上に位置している。奥尻海嶺南東部には奥尻海盆，西津軽海盆があり，その西に水深およそ1500ｍの松前海台が日本海盆部へ張り出している。海嶺東部には後志舟状海盆，神威舟状海盆の深まりが南北に配列する。海嶺南部の奥尻島は海面上600ｍの高さをもち，周囲に水深約150ｍの平坦面が認められる。

余震分布は，北は震央付近から南は松前海台北端まで，奥尻海嶺西部に集中している。以後，震源域の地形の特徴について述べるが，調査海域内の奥尻海嶺を北緯42度40分を境に南北に分け，それぞれを中部，南部と呼ぶこととする。

１）奥尻海嶺南部（北緯42度40分以南）

北緯42度40分以南は，奥尻海嶺は2列に分岐し，東側の列は奥尻島を載せる海嶺である。西側の列は，北北東―南南西方向の海嶺とその延長上に延びる弧状の海嶺からなる。東西２列の海嶺の間は，平坦面が分布する。平坦面は北緯42度９分から北北西方向にのびる崖を境にし，水深の異なる２つの面に区分される。東側の海嶺は，奥尻島周辺で最も高くなり，西側及び南側斜面は傾斜が急となっており，海底谷が多数認められる。東側の海嶺は北西―南東方向のリニアメントが分布しており奥尻島の基盤の南限もこの方向のリニアメントで境され，又その南にも同じ方向のリニアメントがいく筋か認められ，さらにリニアメントを境界として海嶺の高さが異なっている。このリニアメント（Fig.4,a）はおそらく東側海嶺を横切る断層と推定され，この断層は，南方で走向を南北方向に変えさらに松前海台と北海道の間に分布する地溝（地溝の中に渡島大島が位置する）へと連続する。西側の海嶺は，東斜面が北北東―南南西方向の直線的な崖となっており，地形図上でも斜面崩壊が多数認められる。この西側海嶺を日本海盆へ延長したところに，同じく北北東―南南西に延びる高まりがある。この高まりは西側斜面が急な東西方向に非対称な海嶺で，西側に張り出すような弧をなしている。これは，９(1)で詳述するが，東傾斜の低角なスラストによる地形と考えられる。

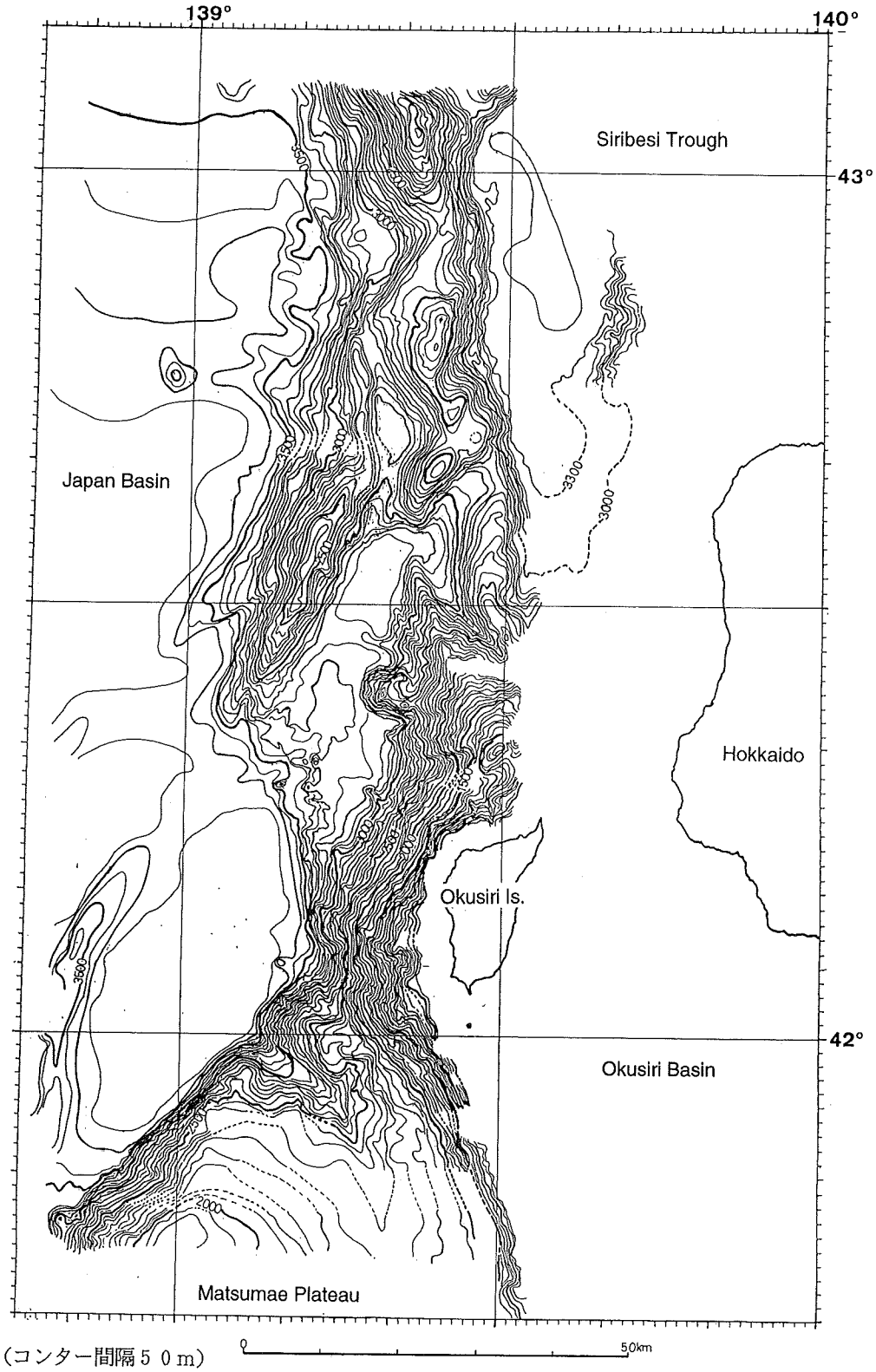


Fig. 2 Bathymetric map using Seabeam 2000 data.
Contour interval is 50 m.

Fig. 3 Bird's eye view of the topography of the surveyed area in Fig.2.

2）奥尻海嶺中部（北緯42度40分以北）

北緯42度40分を境界にして，海底地形は変化する。40分以北は，西は日本海盆東縁部より北西一南東および北東一南西の主な2方向のリニアメントが顕著となっている。中部奥尻海嶺の日本海盆側は，幅の狭い海嶺状の海山から構成されるが，東側の後志舟状海盆側では波長が大きく東側の傾斜が急となっている背斜ドームから構成されている。北緯42度50分の奥尻海嶺の西側日本海盆との境界部は，海底地形図では読取にくいが，奥尻海嶺が東側に逆くの字がたにへこんでいるところをショートカットするように地形的に一段高くなっている面（Fig.4,c）が存在する。この面の西側境界をエラーデータを考慮に入れてトレースすると西側に凸状の形態をとっており，1）でのべた奥尻海嶺南部と同様東傾斜のスラストによる変形の可能性がある。

5．火山地形について

調査海域には，いくつか火山と考えられるような特徴的な海底地形が認められた。

奥尻海嶺中部の，奥尻島北北西北緯42度25分，東経139度20分付近にカルデラ状の凹地を持つ海山が発見された(Fig.4,d)。この海山は奥尻海嶺の西麓にあり海盆部からの比高およそ1000m，頂部に直径4kmのカルデラ状の凹地を持ち，その東縁は奥尻島から続く海嶺の西側の崖に接し切り取られたような形になっている（Fig.5)。外輪山は北東側の一部が失われ，崩壊しているようである。この海山の凹地がカルデラであるかどうかについては後述する。

奥尻島北方約10kmの海嶺上には，頂部の水深約400mの高まりがある（Fig.4,e)。
これは海嶺の斜面から不連続に飛び出した形をしており，地形的にみてこの高まりは溶岩ドームである可能性が考えられる。

一方，北緯42度15～20分の奥尻海嶺西側斜面から海盆にかけては，比高100～200mの小海丘群が分布する（Fig.4,6)。この海丘群は規模や分布が日本海中部地震地震震源域に見られる小丘列（加藤ほか，1986，八島，1993，後に深浦小丘列と命名される）に類似している。

6．音波探査記録

今回の調査ではFig.4に示される4本の測線でシングルチャンネルの音波探査記録を得た（Fig.6, Fig.7)。以下に音波探査記録にみられる音響的特徴について記述する。

(1) 測線A－震央付近を東西方向に横切る測線

海嶺（中軸部）から日本海盆には，下位から音響的基盤，層理の比較的明瞭な縞状の層，透明な層の3層が見られる。海嶺はこれらの地層がほぼ整合的に重なっており，透明層堆積後に，東側を断層で切られて隆起し，西側に緩く傾いた傾動地塊とみることができる。この地塊の西端には，西傾斜で顕著な逆断層(Fig.6,a1)により，小地塊が形成されている。

海嶺の東側斜面は断層崖となっていて，斜面基部に透明層を切る数本の断層（Fig.6,a2）が認められる。このうち東側の断層は，後志舟状海盆底の堆積層を切っており，新しい断層とみられる。日本海盆では，東傾斜の逆断層により地形の変位，変形が認められ，海底面も緩くうねっている。

(2) 測線B－奥尻島北方の海嶺頂部から日本海盆に至る測線

この記録の最浅部には，奥尻島をのせる地塊の延長部で，音響的に強い反射を示す不透明層が海底に露出している。地塊の西側斜面は，この層の急峻な断層崖となっていて，日本海盆底へと続いている。斜面上の水深約1500m以深には，やや透明な堆積層が分布しており，崩落状の形態がみられる。斜面脚部には，音波散乱状を示すかなり広い平坦面が形成され，海底面を切る断層（Fig.6,b2）が認められる。日本海盆では，層理の明瞭な堆積層が海嶺斜面下部に向かって深くなるが，音波散乱層に覆われて詳細は明らかでない。

(3) 測線C－奥尻島南方の海嶺頂部から日本海盆に至る測線

記録の最浅部は，奥尻島をのせる地塊の延長部で，

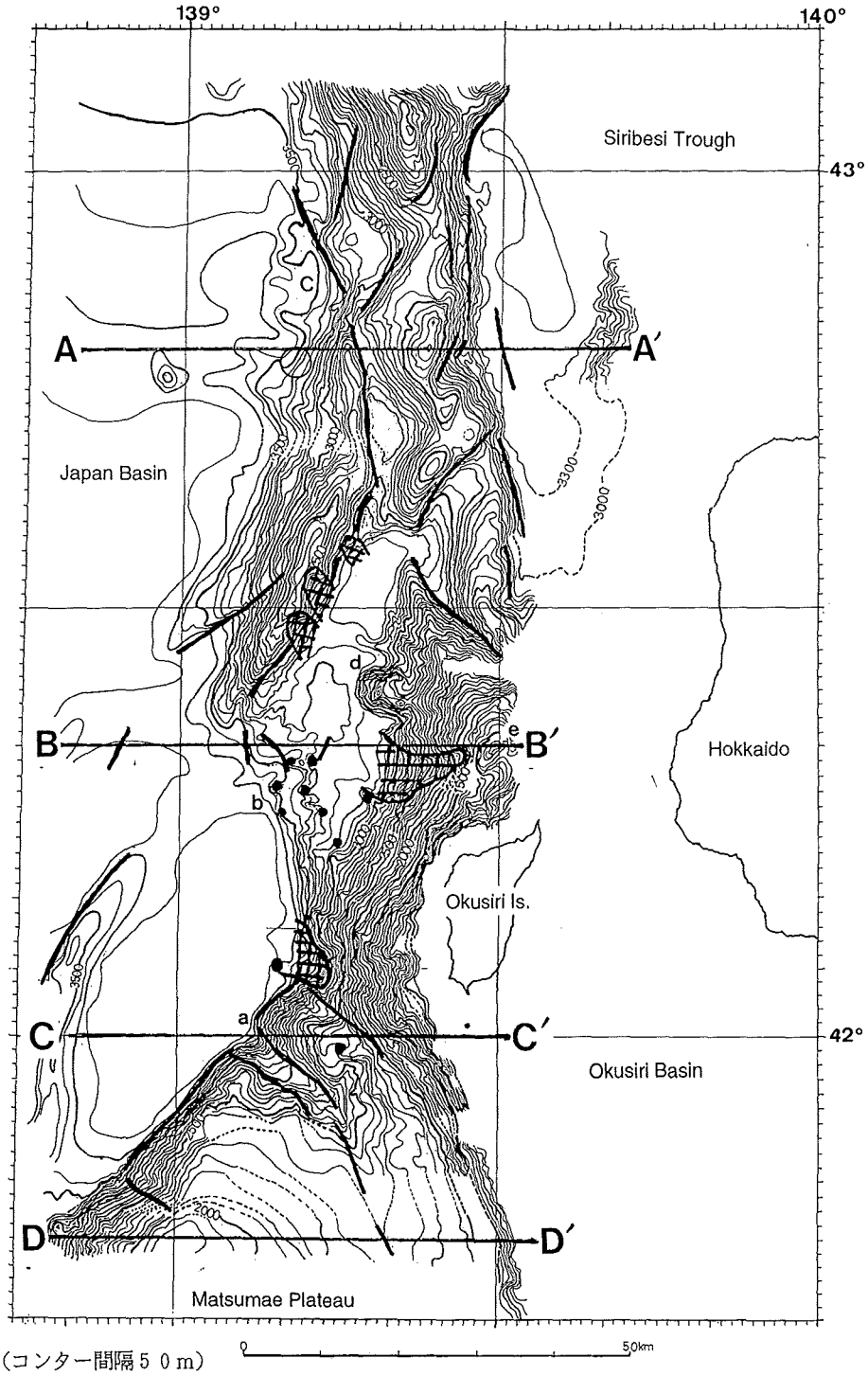


Fig. 4 Morphological characteristics of the surveyed area in Fig.2.

A－Á～D－D́ seismic profile (Fig.6,7)

closed circle : knolls hatched area : land slide

thick line : faults & lineaments open circle : epicenter

a ～ e : special feature described in the text.

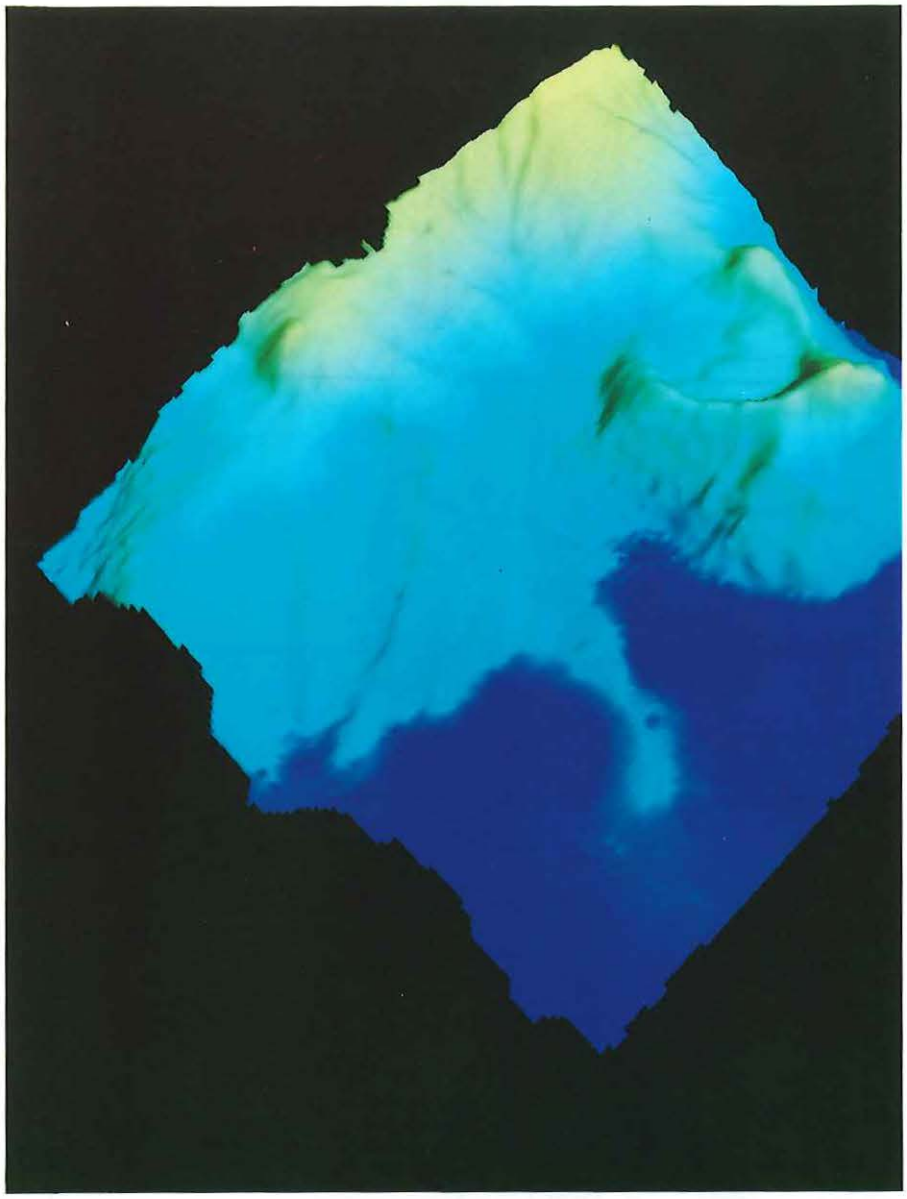


Fig. 5 Bird's eye view of the topography of the seamount having a caldera-like depression at its summit in Fig. 4, d. The view point is located northwest of this seamount.

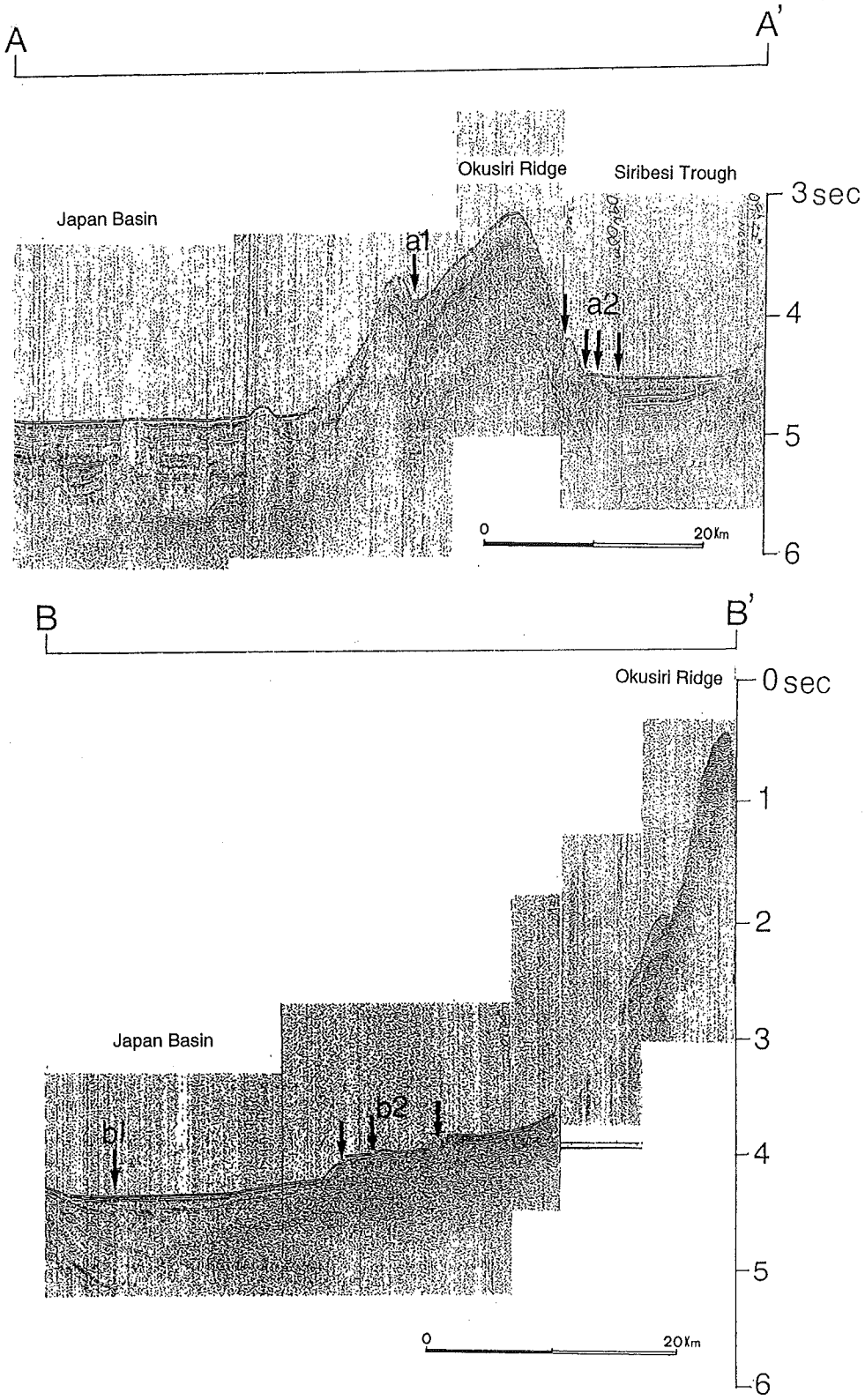


Fig. 6 Single channel seismic profile along line A-A' and line B-B'

水深約1500m以浅は，音響的不透明層の露頭であるが，以深には，透明層が分布している。斜面上の水深約1500m，2300m付近には，透明層を切る断層(Fig.7,c1.c2)によって，形成された地塊状の緩やかな高まりがみられる。斜面脚部にも変位の小さい数本の断層(Fig.7,c3)が認められる。日本海盆では，層理が明瞭で緩やかな変形を示す堆積層が，地塊を形成する地層にアバットする。

(4) 測線D－松前海台北方を東西方向に横切る測線

海嶺中軸部には，音響的にマッシブな層に上に，強い反射面で境される2枚の透明層がみられる。ここでは，透明層堆積後に，西側を断層で切られ，隆起して，東に緩く傾いた傾動地塊がみられる。透明層の厚さは，地塊の背面で厚く(2sec以上)，海嶺頂部から西側の断層崖に向かって薄くなる。

7．地磁気異常

Fig. 8に調査海域の地磁気全磁力異常図を示す。

奥尻海嶺に沿って，波長15km程度，振幅200～300nTを持つ異常が南北に分布するが，海嶺軸やリニアメントとの対応ははっきりしない。

奥尻島の北に振幅400nTに達する規模の大きな正異常が見られる。今回の調査海域からはずれるが，この正異常は北東に延び後志海盆の南端を通り寿都海底谷に達する。寿都海底谷の東側は短波長大振幅の地磁気異常が多数分布し，奥尻海嶺の異常と明瞭なコントラストを見せる。

奥尻海嶺の西は負異常が卓越する。日本海は広く負の異常が分布しており，奥尻海嶺西の負異常もこれにつながるものと思われる。日本海盆には東北東-西南西の走向を持つ縞異常が見られ，この方向を拡大軸として日本海盆が拡大したとされている(押田，1994，など)。奥尻海嶺は日本海盆の東縁に位置するが，本調査海域には縞異常の一部とみなされる異常は分布していない。

北緯42度44分東経139度付近に東西を極とするダイポール性の異常が見られるが，海底地形は海丘状の地形があるものの概ね平坦であり，火山性の異常であるかはっきりしない。

8．フリーエア重力異常

Fig. 9に調査海域のフリーエア異常図を示す。

南北方向に延びる重力の高異常帯と低異常帯とが東西に隣合っており，東西方向の圧縮場を推察させる。

高異常帯は奥尻海嶺に一致するが，北緯42度30分付近で振幅が小さくなり海嶺が途切れていることを示す。これより北側の高異常帯は42度50分付近で南北から北北東－南南西に走向を変えている。

北緯42度30分より北の高異常帯の東には，後志海盆に対応して低異常帯が南北に延びている。両異常帯の境界で重力値が急変しており，音波探査で明らかとなった逆断層に対応するものと考えられる。重力異常の分布から推定されるこの断層の南端は北緯42度40分付近である。

奥尻島の西斜面および奥尻海脚の南西斜面でも重力が大きく変化しており，奥尻島の西では南北の走向を持つ断層が，また奥尻海脚の南西では北西-南東方向の走向を持つ断層の存在が推定される。

奥尻島をのせる高異常帯の西では南北に広がりを持つ低異常帯が並ぶ。ここは日本海盆の東端に位置し，海底地形はきわめて平坦であるが，堆積物の下に海盆状の地形が隠されていることが推定される。

9．議論

(1) 震源域の海底にみられる変動地形

今回の調査により138°45'Eの日本海盆で42°Nから42°25'NにかけてふたつのN0°～20°Eの走向の高まりが認められた。比高はそれぞれ約200m (42°07'N)と80m (42°20'N)で，ひとつの弧の全長は20～30kmである。これらはいずれも西に凸の弧を描く形をしており，西側斜面が東側にくらべて急峻である。弧は南側ではほぼ南北，北のほうでN20°Eを向き，N20°Eの部分の比高が高い。これらの弧状の構造は東から西へスラストアップした東傾斜の断層の上盤背斜軸に対応すると考えられる。また，地形には表

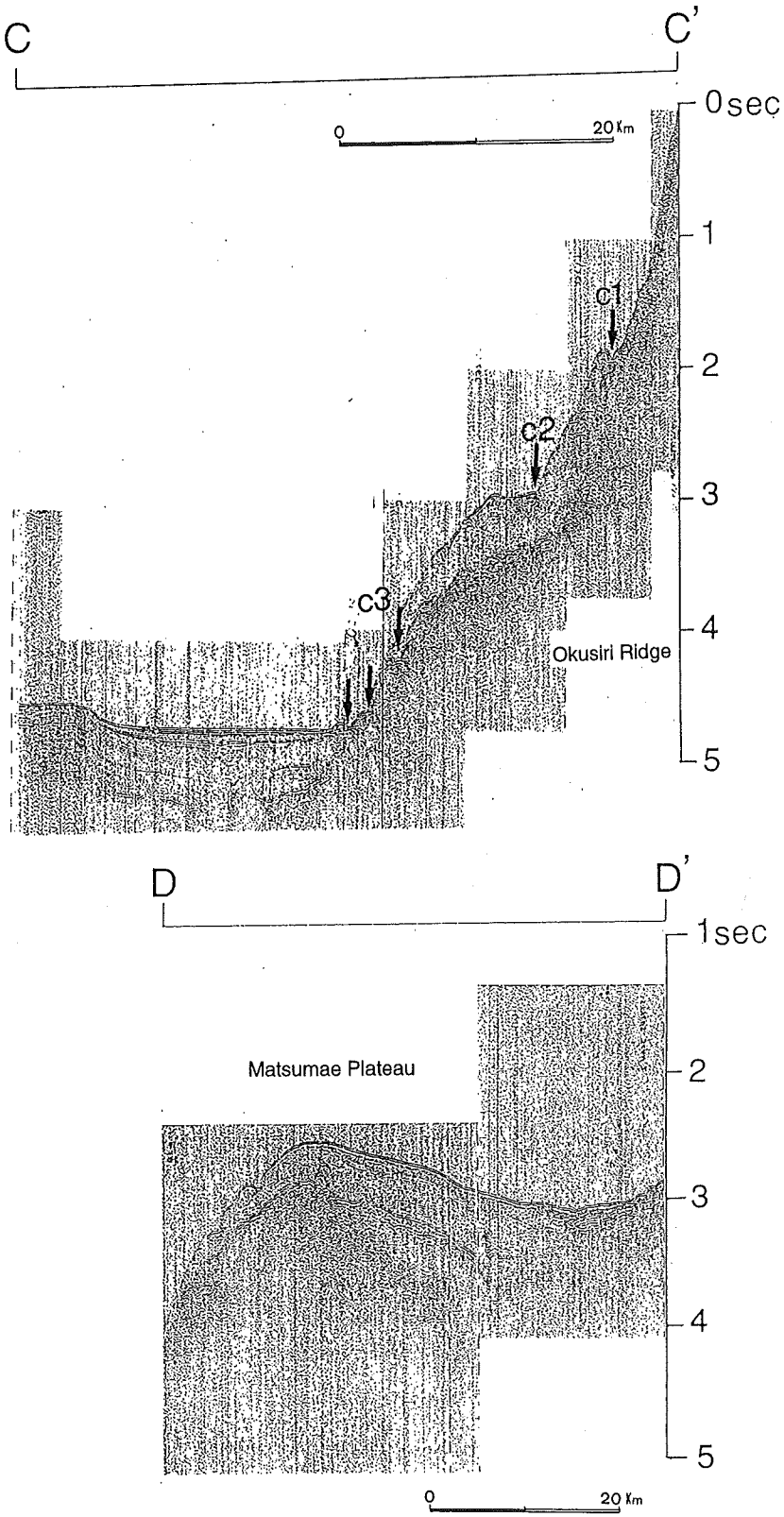


Fig. 7 Single channel seismic profile along line C-C' and line D-D'

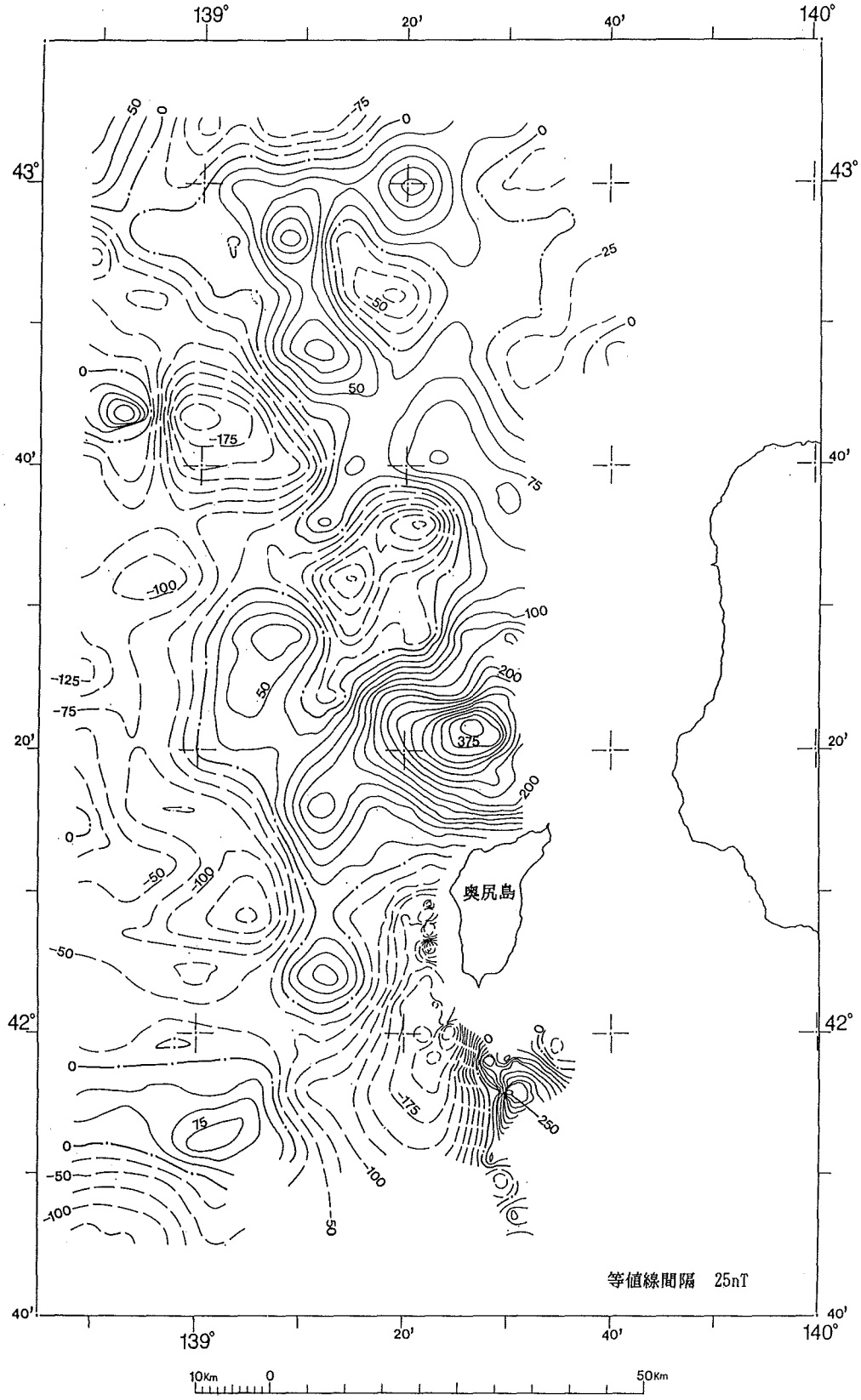


Fig. 8 Geomagnetic anomaly map. Contour interval is 25nT.

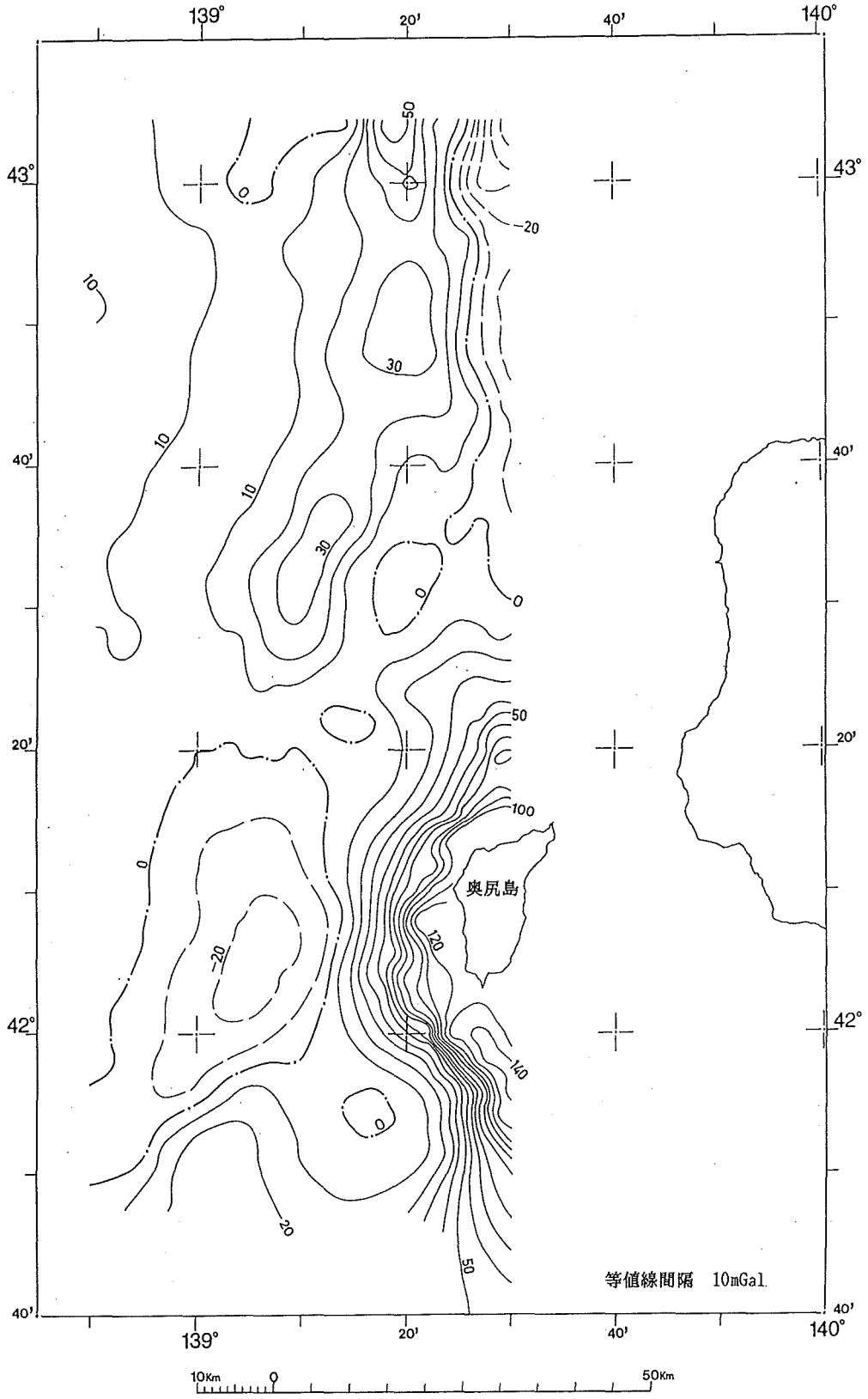


Fig. 9 Free-air gravity anomaly map. Contour interval is 10mGal.

われていないが，北側の弧状のたかまりのすぐ東の平坦部において，音波探査B測線の記録上に上部堆積層を切る断層（Fig.6,b1）が認められる。この断層の傾斜の方向を記録から読み取ることは難しいが，断層の東側で反射面がわずかに盛り上がっていることから，上述の高まりと同様に東傾斜のスラストと予想される。これらの構造は震源を含む奥尻海嶺中部の延長上にあって走向も一致するが，震央を通る音波探査記録Aは海嶺そのものは西傾斜のスラストによって形成されたことを示しており，海盆部のスラストとはセンスが異なっている。また，海盆部の弧状構造は杉の字の雁行配列をしており，左横ずれを示唆している。このことは，42°25'Nから42°40'N付近の奥尻海嶺が，海嶺の主方向に斜交するN40°Eの南落ちの斜面によって左ずれを示していることと調和的である。さらに，日本海盆において93年10月に深海用サイドスキャンソナーによる調査を行った結果，地形から認識できるスラストの北側に42°35'Nまで延びる弧状の構造が発見された。以上から，1)日本海東縁における圧縮場を反映する海底地形が東縁の海嶺部だけでなく，その西の138°45'E以西の日本海盆にまで及んでおり，2)そこには圧縮による衝上運動だけでなく左横ずれの成分が含まれていると言えるだろう。

(2) 日本海東縁の巨大地震と今回の地震の特徴

日本海東縁は過去にいくつかの巨大地震が発生し，特に1983年に秋田沖に発生した日本海中部地震により，日本海東縁はユーラシアプレートと北米プレートとの境界であるという学説が注目を集めた。しかしながら，この学説のように日本海東縁で日本海が日本列島下に沈み込みを開始していて，新しいプレート境界が形成されつつあるかどうかについては，まだ不明な点が多い。ここで最近日本海東縁で発生した1963年の新潟地震，1983年の日本海中部地震の震源メカニズムをレビューして，北海道南西沖地震と比較することにより，今回の地震で震源域の海底でどのような地殻変動が起こったのか推定してみたい。

新潟地震（M7.5）の震源メカニズムについては，東へ低角で傾きさがる断層モデル(石川ほか，1984，多田尭，1984，など）と西下がりの高角逆断層モデル（Abe,1975，など）の二つが提案されている。この二つの断層モデルの得失が余震分布，地殻変動データ，音波探査記録からみた震源域の地質構造等，様々なデータの解析結果から議論されているが，いまだ決着はついていない。

日本海中部地震（M7.7）は，長さ約150km，幅約50kmの南北に延びる逆くの字状の余震域が形成された（東北大学理学部地震予知センターほか，1983)。震源メカニズムについては，本震及び余震の発震機構とその震源分布から，東下がりの低角逆断層であると考えられている(高橋ほか，1983など)。この断層モデルは，日本海が日本列島下に沈み込んでいるという日本海東縁プレート境界説を支持している。

北海道南西沖地震の発生メカニズムについては，日本海中部地震との類推もあって日本海の日本列島下への沈み込みに伴って東下がりの低角逆断層モデルが当初有力であったが，前述したように，余震の分布等を見るとプレート境界を示す東傾斜の低角逆断層地震かどうかは今のところはっきりせず，もっと複雑な断層運動があった可能性が考えられている。

本章の(1)で述べたように日本海盆東縁で西から東へスラストアップした東傾斜の断層が発見されたことは，これが低角逆断層地震の発生に伴う地殻変動が海底地形に表現された可能性がある。しかし震央付近を通って奥尻海嶺を横切る音波探査記録からは，奥尻海嶺は西傾斜高角の断層で形成されていることを示す。

さらに，今回の精密地形調査で奥尻島を載せる奥尻海嶺は北西—南東または北東—南西方向の断層やリニアメントが認められるブロックからなっていることが明らかになった。これは奥尻島の地殻変動を解釈する上で極めて重要であり，今回の地震に伴って奥尻海嶺の中で断層群が動いて地殻がブロック毎に別々に運動し，奥尻島は沈降するブロック上に位

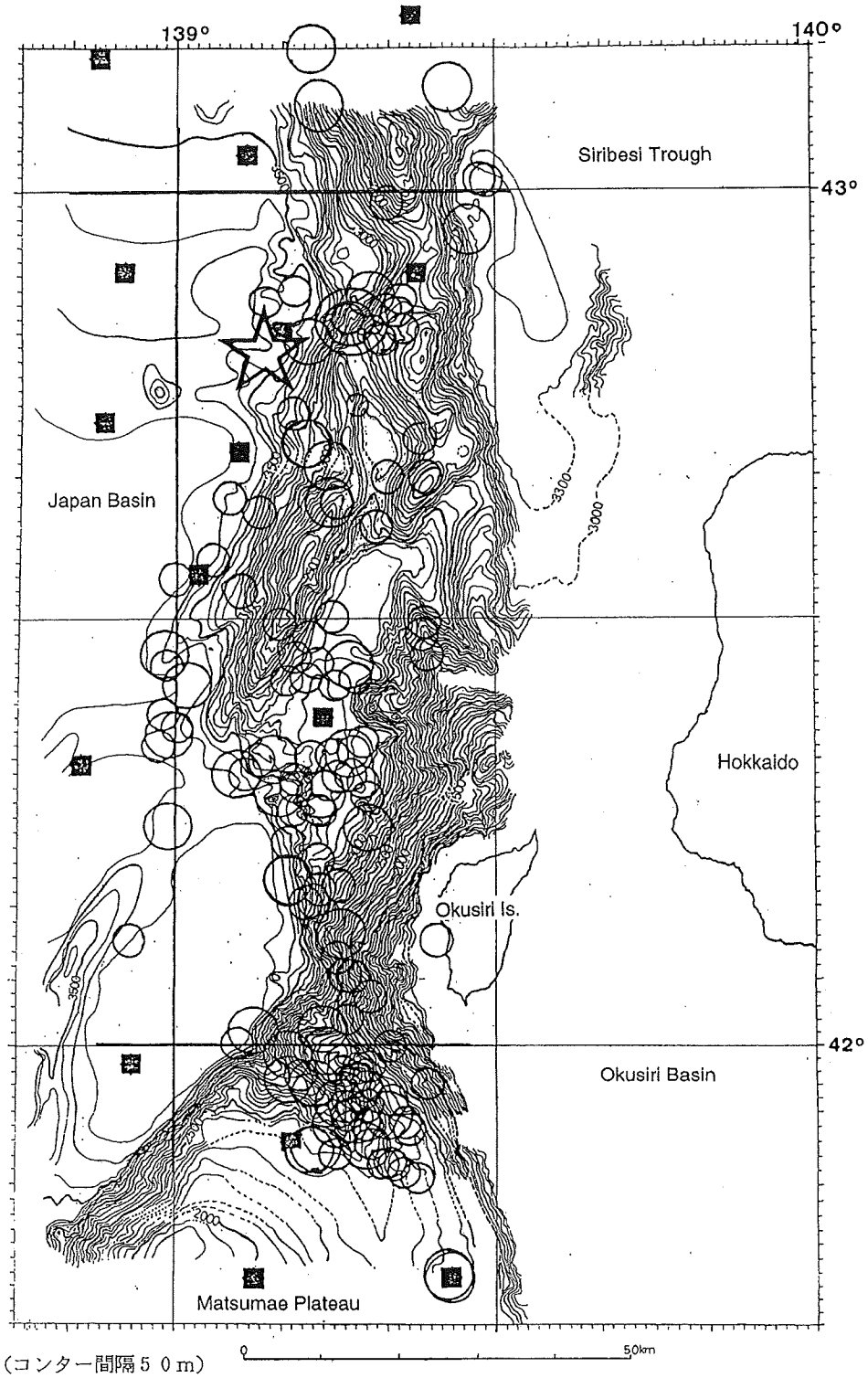


Fig.10 Distribution of the epicenter of after shocks observed from July 22 to July 25, 1993 (affer Hino et al., 1993), overlayed on the bathymetric map.

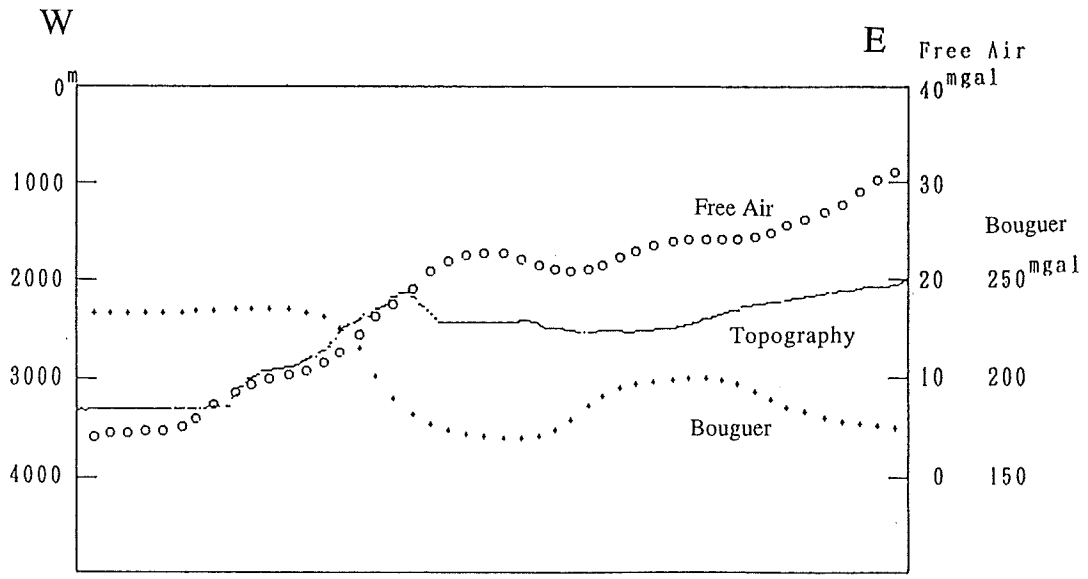


Fig.11 EW cross section of Free-air gravity anomaly, Simple Bouguer anomaly and topography of the seamount having a caldera-like depression at its summit in Fig.4,d.

置していた可能性が高い。余震分布を見ると，震源域は大きく三つの余震域に分けられている。また，余震は奥尻島南西方のリニアメントに沿って余震の集中が見られる (Fig.10)。このリニアメントは海盆と海嶺を限る急崖に直交しており，今回の地震でこのようなリニアメントを形成した断層が動いた可能性が高いと思われる。

(3) カルデラ状の海山について

前述した奥尻島の北北西に位置するカルデラ状の海山について，地下構造を考察するため，海山の山体の直上を東西に通る測線について重力異常と海底地形の断面 (Fig.11) を作成した。図に示されたブーゲー異常は，フリーエア異常に直下の水深の補正を加えたいわゆる単純ブーゲー異常である。139度22分を中心に幅約 5 kmにわたって地形の落ち込みが見られ，これに対応してフリーエア異常で最大 3 mGal，ブーゲー異常で最大30mGal 重力が小さい値を示すことがわかる。簡単なモデルでこれを評価するため，水深2200 m 以下が，カコウ岩の平均的な密度である 2.67 g /cmの物質による半無限平面であるとして，その表面に半径2.5km，幅330 m の円筒形の領域で落ち込みが生じたときの円筒形領域中心の直上海面における重力値の減少を計算すると，16.9mGal の値を得る。この結果は，観測されたブーゲー異常を充分に説明するものではないが，山体を構成する高密度の物質が，地形のくぼみに相当する規模で陥没した可能性を示唆している。

ただし，山体に伴う地磁気異常は明瞭でなく，磁性の強い塩基性の火山岩により構成されている可能性は低い。

今後，ブーゲー異常に地形補正を加え，海底下の密度構造を定量的に推定することにより，地形の落ち込みがカルデラを示すものなのかどうか，さらに詳細な検討を進めていきたい。

まとめ

測量船明洋による北海道南西沖地震の震源域の海底調査により詳細な海底地形が明らかになり，以下のような新知見が得られた。

(1) 震源海域では，北西―南東，北東―南西の 2 方向を主としたリニアメントや断層が発達し，奥尻海嶺はこれらのリニアメントを境にしてブロック化している。余震分布を見ると，奥尻海嶺上，特に奥尻島南西沖のリニアメントに余震が集中していることから，北海道南西沖地震では，これらのブロックごとに異なった変動が起き，奥尻島は沈

降するブロック上に位置していたと推定される。

(2) 日本海東縁における圧縮場を反映する海底地形が東縁の海嶺部だけでなく，その西の日本海盆まで及んでおり，圧縮による衝上運動だけでなく左横ずれの成分が含まれている。

(3) 奥尻海嶺の斜面にには多くの崩壊地形がみられた。特に42°30'N，139°15'E付近の東側斜面では崩壊地形が集中しており，今回の地震によりこれらの崩壊が発生した可能性がある。

(4) 直径5kmのカルデラ状の凹地を頂部に持つ海山が奥尻海嶺西麓において発見された。これまで日本海でカルデラを有する海底火山が報告されてはおらず，この凹地がカルデラを示すものかどうか，さらに検討する必要がある。

(5) 日本海中部地震の震源域にみられる小海丘群（深浦小丘列）と類似した小海丘群が発見された。

謝辞

今回の北海道南西沖地震の緊急調査の実施にあたり，測量船「明洋」の岩元健郎船長以下乗組員の皆様，本庁水路部，第1管区海上保安本部の関係者に大変お世話になった。

水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調査班：
春日茂，沖野郷子，浜本文隆，加藤幸弘，長屋好治，永野真男，浅田昭

参 考 文 献

Abe, K.：J. Phys. Earth, **33**, 349, (1975)

橋本　学・小沢慎三郎・鷺谷　威・多田　尭；測地測量より得られた1993年北海道南西沖地震に伴う地殻変動，日本地震学会講演予稿集，**2**, 64, (1993)

日野亮太ほか：海底地震観測による1993年北海道南西沖地震の余震分布，日本地震学会講演予稿集，**2**, (1993)

北海道大学理学部：北海道南西沖地震の余震活動，地震予知連絡会資料，107, (1994)

石川有三ほか：1983年日本海中部地震の震源過程，月刊地球，**55**, 11, (1984)

加藤　茂・桂　忠彦・浅田　昭・春日　茂：1983年日本海中部地震震源域の海底地形地質，水路部研究報告，**21**, 1, (1986)

小林洋二：プレート"沈み込み"の始まり．月刊地球，**15**, 510, (1983)

楠　勝浩，菊池真一，沖野睦登，穀田昇一，渡辺義和：糸魚川周辺海域における変動地形・地殻構造調査，水路部研究報告，**27**, 132, (1991)

宮下純夫ほか：しんかい2000による奥尻海嶺北部での潜航調査，海洋科学技術センター試験研究報告，85, (1989)

中村一明：日本海東縁新生海溝の可能性，地震研究所彙報，**58**, 711, (1983)

中西一郎・小林励司：1993年北海道南西沖地震の震源メカニズム，日本地震学会講演予稿集，**2**, 29, (1993)

岡村行信：白嶺丸による北海道南西沖地震震源域の海底地質調査，地質ニュース，**471**, 13, (1993)

押田　淳：日本海の基盤地形と地磁気異常，月刊地球号外，**9**, 98 (1993)

佐竹健治・谷岡勇市郎：1993年北海道南西沖地震による津波と日本海の自由震動，日本地震学会講演予稿集，**9**, 56, (1993)

竹内　章・田中武男：北部奥尻海嶺の活構造，海洋科学技術センター試験研究報告，73, (1989)

谷岡勇市郎・佐竹健治・ラリーラフ：1993年北海道南西沖地震の震源メカニズム，日本地震学会講演予稿集，**2**, 30, (1993)

多田　尭：日本海中部地震と地殻変動，月刊地球，**55**, 18, (1984)

Tamaki K.：Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications, Bull. of Geological Survey of Japan, **39**, 269, (1988)

Tokuyama et al.：Initiation of ophiolite emplacement：a modern example from Okusiri Ridge, Northeast Japan Arc, Marine Geology, **103**, 323, (1992)

東北大学理学部地震予知観測センターほか：1983年日本海中部地震—(1)地震活動—，地震学会予稿集，**2**，3，(1983)

八島邦夫：日本海中部地震震源域深浦小丘列の地形・地質と周辺海底の熱水現象調査，しんかいシンポジウム報告書，8，63，(1992)