

西南日本周辺海域の地磁気異常

大島章一*・登崎隆志*・小野寺健英*

GEOMAGNETIC ANOMALIES AT SEA AROUND SOUTH-WEST JAPAN

Shoichi Oshima, Takashi Tozaki and Ken-ei Onodera

Received 1979 September 10

Abstract

Magnetic total intensity data collected around South-West Japan obtained through "The Basic Map of the Sea" project of the Japanese Hydrographic Department are compiled. Results were compared with the topographic and geological features of the sea floor and adjacent land area.

The smooth magnetic pattern with two weak magnetic positive zones along the deep sea terrace and the outer edge of the continental slope are characteristic between Nankai Trough and South-Western Japan. The Eastern China Sea and the Japan Sea area around S-W Japan show complicated magnetic patterns accompanied by NE-SW or NNE-SSW trending islet-seamount chains or uplifted zones of the basement rocks. The geological structure on land of Kyusyu and these magnetic features of the Eastern China Sea suggest that the opening or spreading of the marginal sea resulted from the intrusion of andesitic and other igneous rocks along fault zones caused by crustal movements of the trench.

key words: Solid earth geomagnetism, Island arc.

1. 序論

水路部の大陸棚の海の基本図測量では、大陸棚と大陸斜面の地磁気全磁力、地形、地質構造及び重力の調査を系統的に実施しており、日本周辺全域の測量をほぼ終了している。成果は縮尺20万分の1の地磁気全磁力図、海底地形図、海底地質構造図及び重力異常図として順次刊行されている。この事業は、日本周辺海域で統一された方法により、広大な海域で密な測線沿いに実施された最初のものであり、画期的なものといえる。一方地球科学的観点からは、日本及び周辺海域の各種の調査成果、例えば地磁気の他に地形、重力、地殻熱流量、地震、地質、地殻変動などの成果をそれぞれ一定の規格でまとめて比較検討することが、日本及び周辺海域の地殻構造及びその動的状態を把握するためにきわめて重要である。地形については海上保安庁水路部及び国土地理院が各種の地図を刊行しており、すでにその概要は把握できる。重力異常分布についてはTomoda (1973), Segawa and Tomoda (1976) 等により詳しくまとめられている。その他の種類のものについては、地磁気異常分布を含めていずれも本質的に地

* 測量課 Surveying Division

殻表層に起因する情報であるため複雑な分布が予測され、詳細にわたるまとめはなされていない。したがって日本周辺の大陸棚の海の基本図測量の成果をまとめることは極めて意義が深く、北海道及び東北地方周辺海域の磁気異常については既に報告（大島他・1974⁵）したが、それらの一環としての西南日本周辺海域の地磁気異常分布についてまとめた結果を報告する。なお、ここでは南西諸島周辺の海域として、九州から種子島・屋久島を経て中之島周辺までの地域を取扱ったが、それ以南の海域については次の機会にゆずることとした。また、この報告で取扱う海域の東の境界は、日本海側では鳥取の東約40kmの東経134度40分付近、太平洋側では静岡県掛川沖の東経138度付近であり、調査海域の沖合への張り出しは距岸約200km程度である。

通産省工業技術院地質調査所は、地下資源開発を目的とする空中磁気探査を実施しており、その成果は調査海域ごとの空中磁気図のほか、地質調査所研究報告（1978, 1979）に報告されている。その調査は浅海域から海岸付近の陸上を含み、測線間隔は2～3kmで、航空機に積載したプロトン磁力計により測定されたものである。その成果のうち、福井—隠岐、東海—紀伊沖、串本—延岡、宮崎沖、天草等の海域の成果を参考にした。

WAGEMAN et al. (1970)によると、九州西方の東シナ海では地磁気の局所的な異常が多数見出され、特に東海大陸棚の縁辺域にあたる台湾六道褶曲帯に沿って音響学的不透明層が分布し、地磁気の正の異常帯を伴っている。この正異常帯の基盤岩は第三紀の堆積岩や酸性貫入岩で日本付近では露頭しているが、その南の海域ではより新しい地層に埋もれているとされている。その他にも東シナ海から南西諸島周辺にかけて、南西諸島にはほぼ平行な北東—南西あるいは北北東—南南西の方向を示す多数の地磁気縞状異常が描かれており、測線間隔が数十から百キロメートルときわめて広いので詳細ではないが、一応この付近の地磁気異常分布の特性を表していると考えられる。

日本海の地磁気異常分布はIsezaki (1973)によってまとめられ、不明瞭ながらほぼ北東—南西の方向性を示し、日本海の拡大を示すものと考えられているが、測線間隔の広い調査に基づく結果であるため、特に今回の調査結果との整合性は検討しなかった。

四国海盆については、小林(1974)をはじめ多くの研究があり、地形的には九州パラオ海嶺や紀南海山列の示すほぼ南北の方向性が地磁気異常分布にもみられ、海底の拡大成長が四国海盆の成因であるとされている。一方南海トラフから陸測については、前述の地質調査所の成果以外には、地磁気分布に関する資料で参考とすべきものは見当たらなかった。

本論は、西南日本周辺の大陸棚及び大陸斜面の地磁気異常分布について、地磁気分布の特徴によっていくつかの区域に分け、それぞれについて地質構造の調査結果等を比較検討し、地殻表層部の構成について考察したものである。しかし陸域の地磁気異常分布に関する詳しい情報がほとんど得られなかったこともあって、西日本全域の地殻のダイナミクスについて論じるまでには至らなかった。

2. 測 量

本論に関する海域の調査は、水路部の測量船「昭洋」及び「明洋」により昭和44年から51年にかけて実施されたものである。測線の間隔は約3.7kmで、測位はロランA、ロランC、NNS及び陸岸が見える範囲では六分儀による陸上物標の測角による三点両角法等の併用によるものである。海岸付近の測位誤差は最大約200m以内、沖合いで条件の悪い海域でも最大約1.8km以内で、平均的にはその数分の1程度と推定される。特に九州周辺については、デッキを使用したため沿岸部及び沖合い共に最大誤差は300m程度以内で、さらに海岸付近での陸上物標による測位により、デッキの電波伝ばん経路の影響の補正値を求めて修正したので、測位誤差は図上では無視して良い程度と考えられる。

地磁気全磁力はプロトン磁力計により測定した。同時に音響測深機による地形調査、エアガンによる地質構造の調査、TSSG型重力計による重力の測定を行った。測線の方向は、調査海域ごとに地形や地質構造の方向性に直交する向きにしたため、日本海と四国海盆では南北に近い方向であり、東シナ海では東西に近い方向である。

3. 地磁気異常の算出と解析

地磁気の測量結果は、地球外部に起因する磁場の時間的変化（日変化、磁気嵐等）を含んでいる。日本では、Figure 1 に示す10か所で地磁気全磁力の連続観測が実施されており、測量区域ごとに最も近い観測点のデータを用い時間的変化の補正を行った。

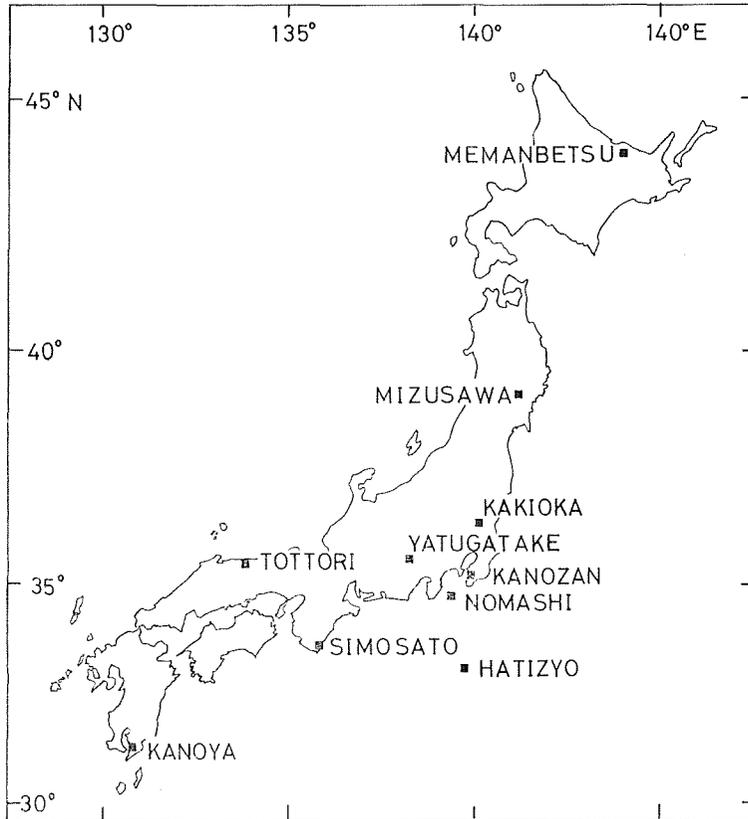


Figure 1 Geomagnetic stations used for the estimation of secular change of total intensity at sea around Japan since 1965.

地磁気異常算出の基準値は IGRF 1965.0 を用いたが、その経年変化は実際に日本で観測されたデータに全く合わないため、日本の観測所データを用いて次式により算出した。

$$\Delta F = F - (\text{IGRF} + \text{SECULAR}) \quad (1)$$

ここで F は測量で得た全磁力値、IGRF は IGRF モデル1965.0年の値、SECULAR は次に述べる方法で決めた1965年以降の経年変化量、 ΔF は求める地磁気全磁力異常である。

日本では、近年地震予知の目的で地磁気全磁力の連続観測点がいくつか設けられ、従来の観測所とあわせて合計10か所で全磁力観測が実施されているが、最近の地磁気全磁力経年変化は単純ではなく、1965年以降の1個の

観測点の変化を時間の関数として表すには、変曲点の数から考えて4次以上の高次の式で表現しなければならない。そこである地点の経年変化量を時間の4次式で表現し、各観測点の年平均値を用いて最小自乗法によりその係数の値を決定した。すなわちある地点の観測値について次のように表現できる。

$$\text{SECULAR} = A_1 t + A_2 t^2 + A_3 t^3 + A_4 t^4 \quad (2)$$

ただし t は年単位で $t = \text{測定時期} - 1965.0$

さらに $A_1 \sim A_4$ はそれぞれ測定点の緯度 φ 、経度 λ に関する3次式で近似できると考える。

$$A_i = a_{i0} + a_{i1}\varphi + a_{i2}\lambda + a_{i3}\varphi^2 + a_{i4}\varphi\lambda + a_{i5}\lambda^2 + a_{i6}\varphi^3 + a_{i7}\varphi^2\lambda + a_{i8}\varphi\lambda^2 + a_{i9}\lambda^3 \quad (3)$$

ただし、 φ 及び λ の値は測定点の北緯—34度、東経—136度を分単位であらわした数とする。これら a_{ij} ($i=1 \sim 4, j=0 \sim 9$) を求めた結果を Table 1 に示す。ただし、 φ 及び λ で展開する時点で観測点数と未知数が同じとなり一意的に値が決まってしまうが、ここでは地球物理的意味よりも便宜上経年変化量を近似できれば良く、陸域付近の海上に関してはさほど問題はないであろう。結果を Figure 2 に、計算値と観測値の差を Table 2 に示す。この式により、日本及びその周辺の任意地点における1965年以降最近までの経緯度変化量を算出できる。なお、観測データのない期間については、水路部観測報告等の経年変化で推定値を求めて補間した。

Table 1 Coefficient values a_{ij} for equation 3

$i \backslash j$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	-2.9109 $\times 10^{+1}$	-3.9036 $\times 10^{-2}$	2.0239 $\times 10^{-1}$	5.1796 $\times 10^{-4}$	-1.5340 $\times 10^{-3}$	6.3386 $\times 10^{-4}$	-1.8951 $\times 10^{-6}$	5.1748 $\times 10^{-7}$	7.3053 $\times 10^{-6}$	-5.8753 $\times 10^{-6}$
2	1.5833 $\times 10^{-1}$	1.9022 $\times 10^{-3}$	-4.3868 $\times 10^{-2}$	-7.7773 $\times 10^{-5}$	3.1104 $\times 10^{-4}$	-1.3794 $\times 10^{-4}$	3.9700 $\times 10^{-7}$	-1.8774 $\times 10^{-7}$	-1.5113 $\times 10^{-6}$	1.2973 $\times 10^{-6}$
3	1.6785 $\times 10^{-1}$	9.2280 $\times 10^{-4}$	3.1579 $\times 10^{-3}$	3.9036 $\times 10^{-7}$	-1.9720 $\times 10^{-5}$	1.0403 $\times 10^{-5}$	-2.9392 $\times 10^{-8}$	3.6519 $\times 10^{-8}$	8.5309 $\times 10^{-8}$	-9.4351 $\times 10^{-8}$
4	-4.6962 $\times 10^{-3}$	-5.9788 $\times 10^{-5}$	-7.9740 $\times 10^{-5}$	1.8123 $\times 10^{-7}$	3.9037 $\times 10^{-7}$	-2.7714 $\times 10^{-7}$	7.3192 $\times 10^{-10}$	-1.6736 $\times 10^{-9}$	-1.3188 $\times 10^{-9}$	2.3853 $\times 10^{-9}$

Table 2 Difference between observed and calculated geomagnetic total intensity secular change since 1965 at each magnetic stations (observed-calculated). Estimated values are given in parentheses.

STATION \ YEAR	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
MEMAMBETU	0.1	1.4	-2.6	-0.5	1.3	-0.4	1.5	2.4	-2.0	-2.8	-0.8	1.4	2.8	-1.8
MIZUSAWA	(1.3)	(-1.7)	(-1.4)	(0.9)	(1.4)	-0.6	1.8	-0.1	-0.9	-2.6	0.2	1.1	2.0	-1.4
KAKIOKA	0.9	-0.2	-1.9	-1.0	2.0	0.0	3.1	-0.3	-1.5	-3.3	-0.4	1.9	2.6	-2.0
KANOZAN	0.9	0.1	-2.8	-0.4	2.0	0.2	2.6	0.5	-1.2	-4.6	-0.2	2.3	3.0	-2.2
NOMASI	(0.8)	(-1.3)	(-1.0)	1.5	1.4	-0.8	-1.5	0.6	1.0	-0.6	-0.9	0.6	0.7	-0.4
HATIZYO	(0.0)	(-0.3)	(0.4)	(0.8)	-0.5	-3.3	2.4	3.0	-1.0	-2.9	-0.8	3.3	-1.3	—
YATUGATAKE	(0.6)	(-0.9)	(-0.6)	(0.8)	(1.2)	(-2.1)	(0.6)	1.6	0.5	-2.6	-0.3	0.4	1.9	-1.0
SIMOSATO	0.1	1.8	-3.1	-3.2	5.9	-0.4	1.4	-0.9	-2.9	-1.6	2.6	1.7	-1.4	—
TOTTORI	(0.6)	(-1.0)	(-0.3)	(1.0)	0.3	-0.6	0.2	-0.2	0.5	-1.1	-0.1	1.3	-0.6	—
KANOYA	1.1	-0.3	-2.5	-1.5	3.2	0.5	2.3	0.1	-1.2	-4.5	-0.3	2.3	3.4	-2.4

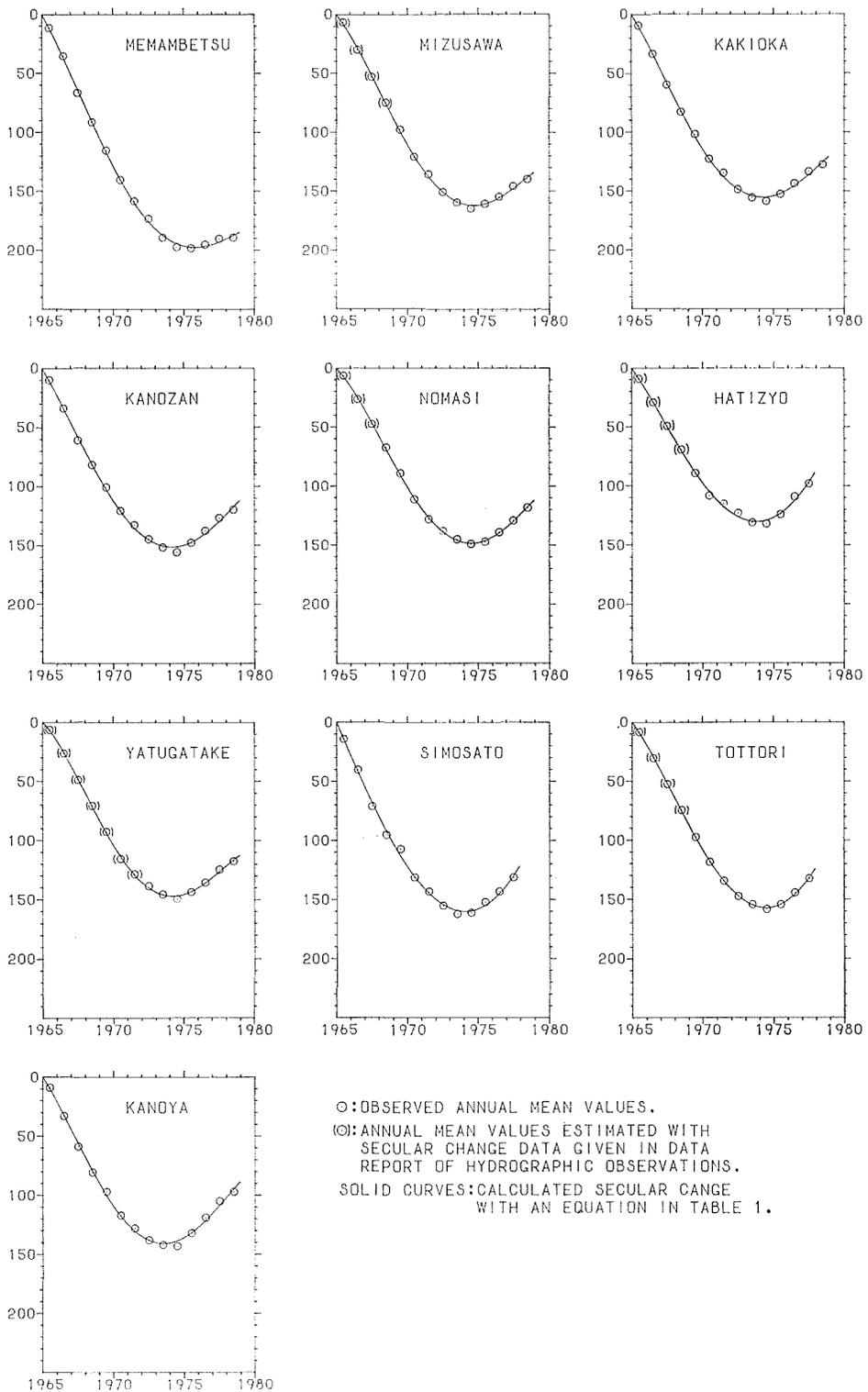


Figure 2 Observed and calculated annual mean values for each geomagnetic stations.

測量成果は全磁力分布に関する測量原図である。そのままでは計算機入力とはならないので、原図からディジタイザーにより磁気テープデータファイルを作成した。その際の読取り誤差は縮尺20万分1の原図上で0.5ミリ以内であり問題にならない。次に電子計算機により(1)式の計算を各測点について行い、求めた地磁気異常の数値を図化機で図上に記入した。地磁気異常の等値線はフリーハンドで描いた。(1)式の計算は、IGRFもSECULARも共にかなり項数が多く複雑であるが、用いた計算機(日本電機ACOS-6)が比較的高速で、5000点程度のデータの計算処理と図化機(オフライン)用の地磁気異常分布図データテープの作成に要する時間は数分以内であり、特に計算時間軽減の工夫は必要でなかった。

磁気異常の数値解析の方法は、得られた地磁気異常分布図、予見される帯磁物体の構造とその磁化の方向などに応じて最適の方法を選ぶ必要がある。本論の調査海域のうち、東海、四国沖のいわゆる四万十層群の海域では、大陸斜面沿いの堆積物の厚い深海平坦面に弱い正の異常帯がみられ、これについては既に地質調査所(1978)に解析結果が示されている。山陰沖と九州西方海域では、地磁気異常分布は極めて複雑であり、個々の異常について詳細な解析を行う事は有利でない。特に九州西方の東シナ海では厚い第3紀堆積層の下に強磁性の貫入岩が多数分布しているとみられ、この場合は貫入岩の表面の深度が問題である。

このような場合に最も簡単な方法は、HENDERSON and ZEITZ (1948)の方法であり、以下にその方法の概略を述べる。

まず、貫入岩は鉛直柱状モデルで近似できるとし、上面の深さにくらべ、底面は計算上その影響を無視できる程度に深いと仮定する。これが正の帯磁である場合、地磁気異常分布図上では通常強い正の異常と、その北寄りに弱い負の異常が現れる。正異常のピークを示す地点を原点とし、負異常の中心方向へ y 軸をとる。 y 軸から反時計方向に 90° の方向を x 軸、原点から下方へ z 軸をとる。 x 軸から周囲磁場の磁北へ時計まわりに測った角度を β 、周囲磁場の伏角を I とする。原点から y 軸の正の方向沿いに、正の異常値が原点の値の半分になるところまでの距離(仮に半値幅と呼ぶ)を E とし、原点から柱状モデル上面までの深さを D とすると

$$D = f(\beta, I) \cdot E \quad (4)$$

という関係が成り立ち、HENDERSON and ZEITZ (1948)には β 及び I の値に対する $f(\beta, I)$ の値がグラフで示されている。 $\beta=90$ 度前後、つまり帯磁の方向が現在の磁場とはほぼ同じ方向の場合、調査海域の伏角が 40 度から 50 度であるので、 $f(\beta, I)$ の値は 1.6 から 1.7 程度である。したがって、貫入岩体の表面深度は、正の帯磁のものについてはきわめて容易に推定することができ、半値幅の 1.6 倍程度と考えてよい。鉛直板状モデルについても同様の手法により深さを推定することができる。その場合は x 軸を帯状地磁気異常の中心軸方向とし、 y 軸はそれに直交する北寄りの方向にとり、(4)式と同様に深さ D は半値幅 E から

$$D = f'(\beta, I) \cdot E \quad (5)$$

として求めることができ、 $f'(\beta, I)$ の値がグラフに示されている。例として $I=45$ 度、 $\beta=90$ 度の場合は、 $f'(\beta, I)=1.34$ となり、磁性体の表面は半値幅のほぼ 1.3 倍と推定できる。なお、帯磁物質の磁化の伏角のちがいは、深さの推定値にほとんど影響しない。

4. 地磁気異常分布の特徴

地磁気異常分布を50ガンマごとの等値線で示した結果をFigure 3~Figure 8に示す。これら全体をまとめて200ガンマごとの等値線で示した結果をFigure 9に示す。

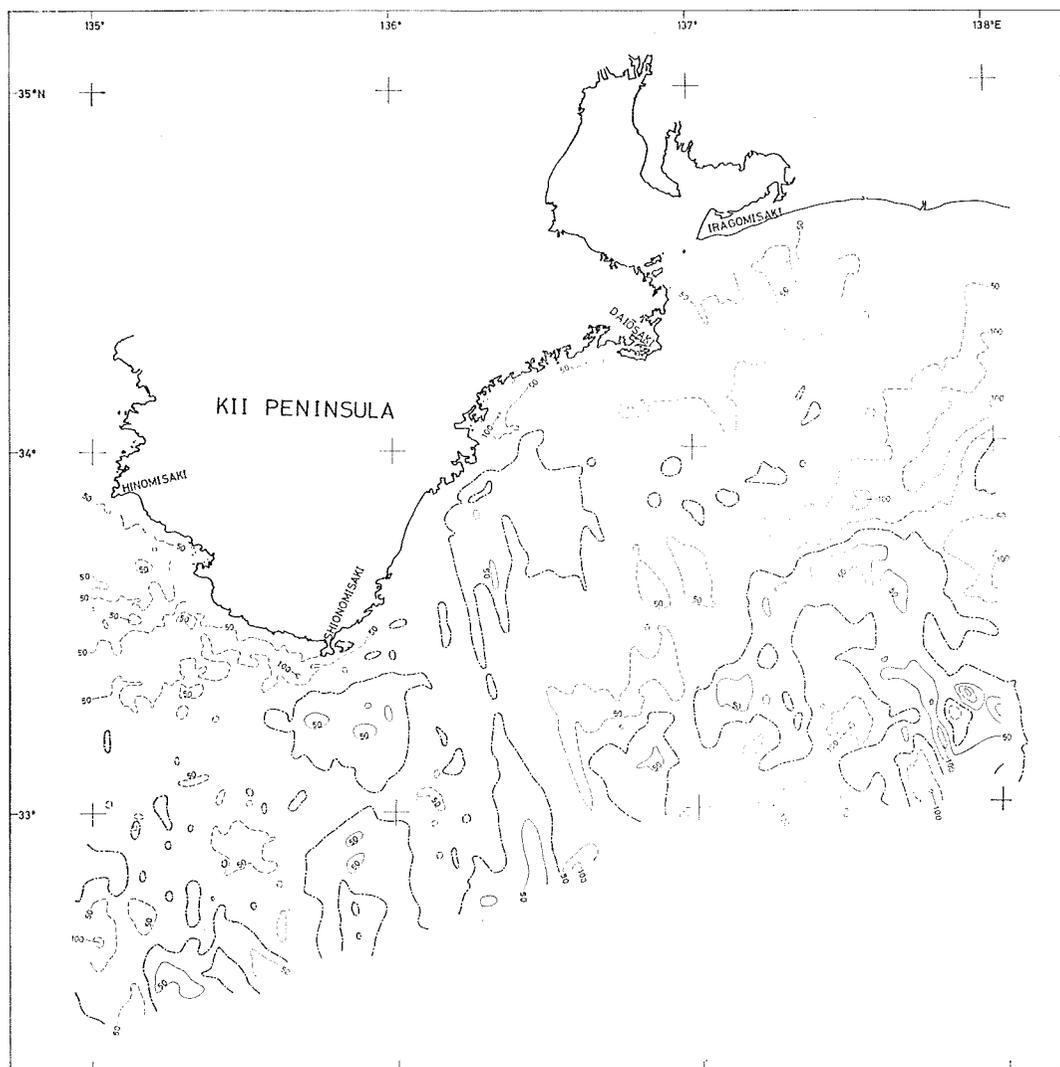


Figure 3 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 nT.
Solid lines are positive and dotted lines are negative values.

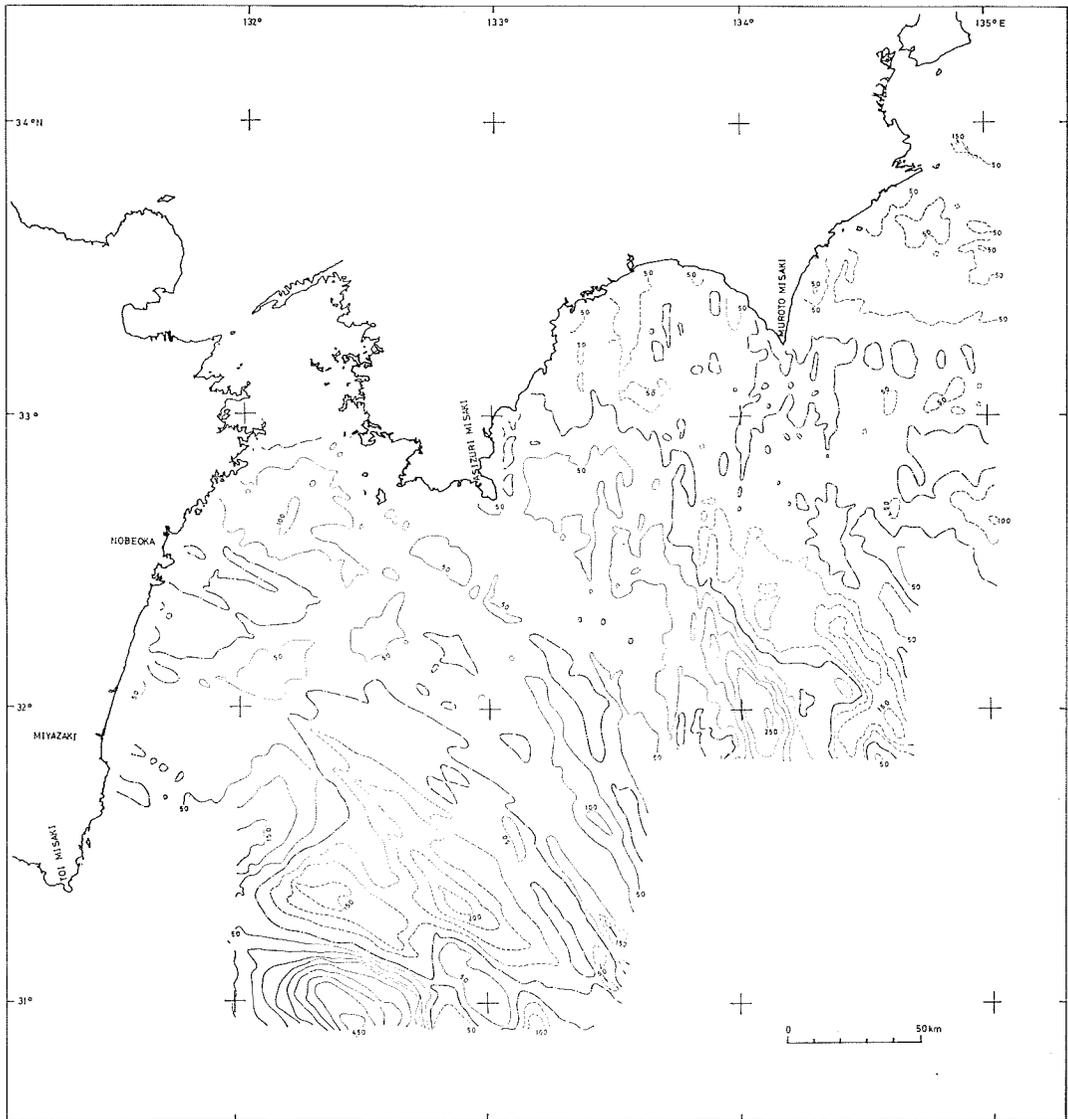


Figure 4 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 nT.
Solid lines are positive and dotted lines are negative values.

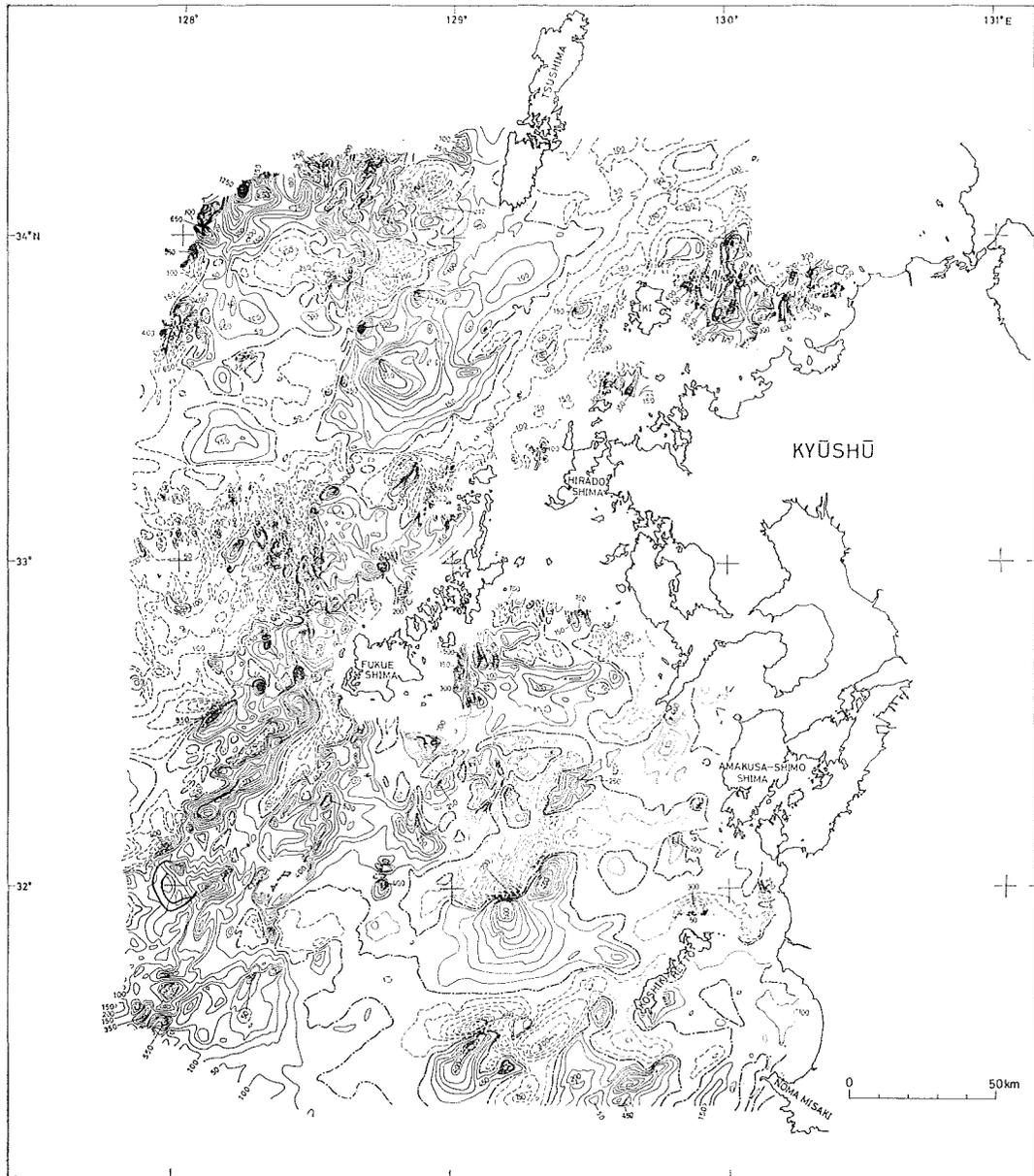
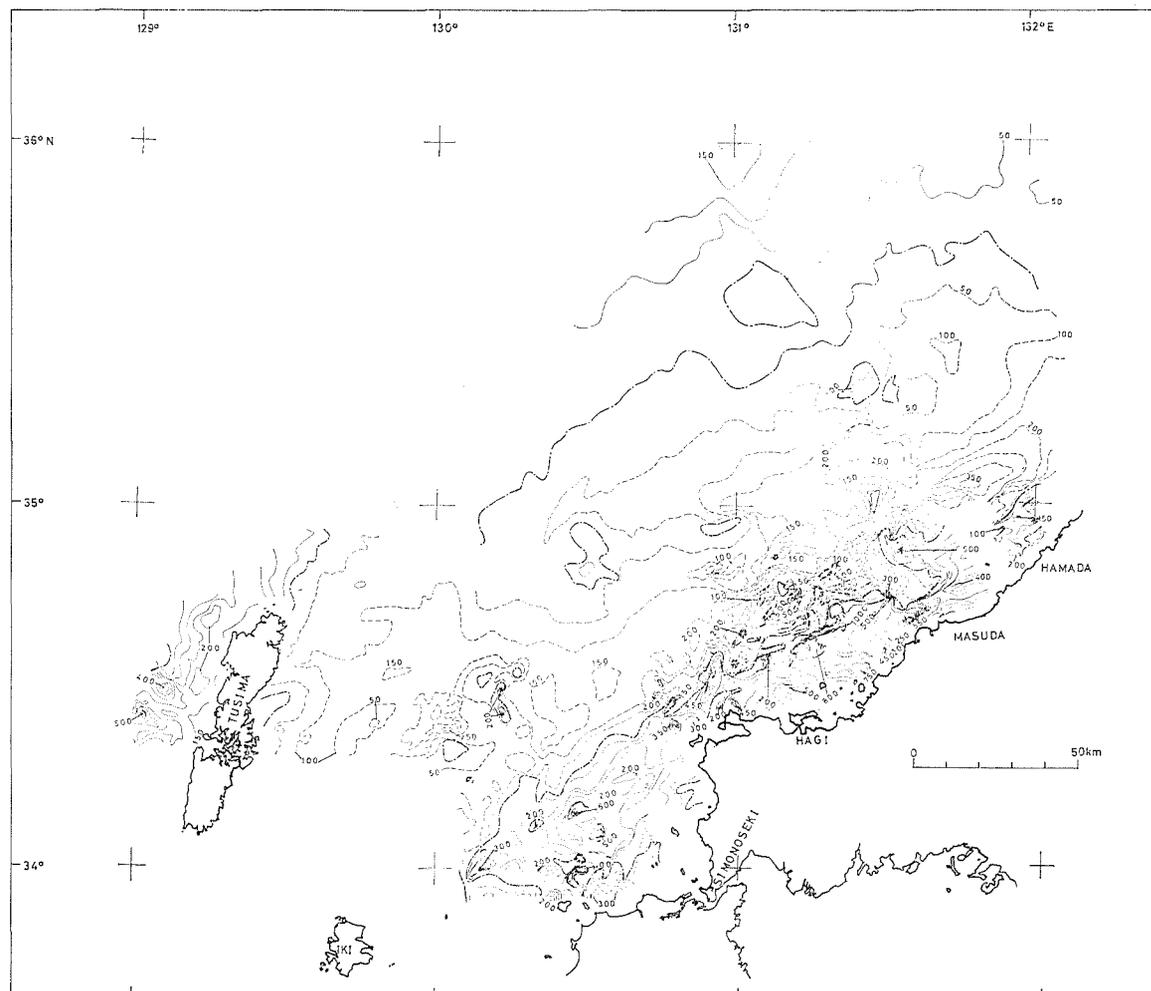


Figure 6 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative values.

Figure 7 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative values.



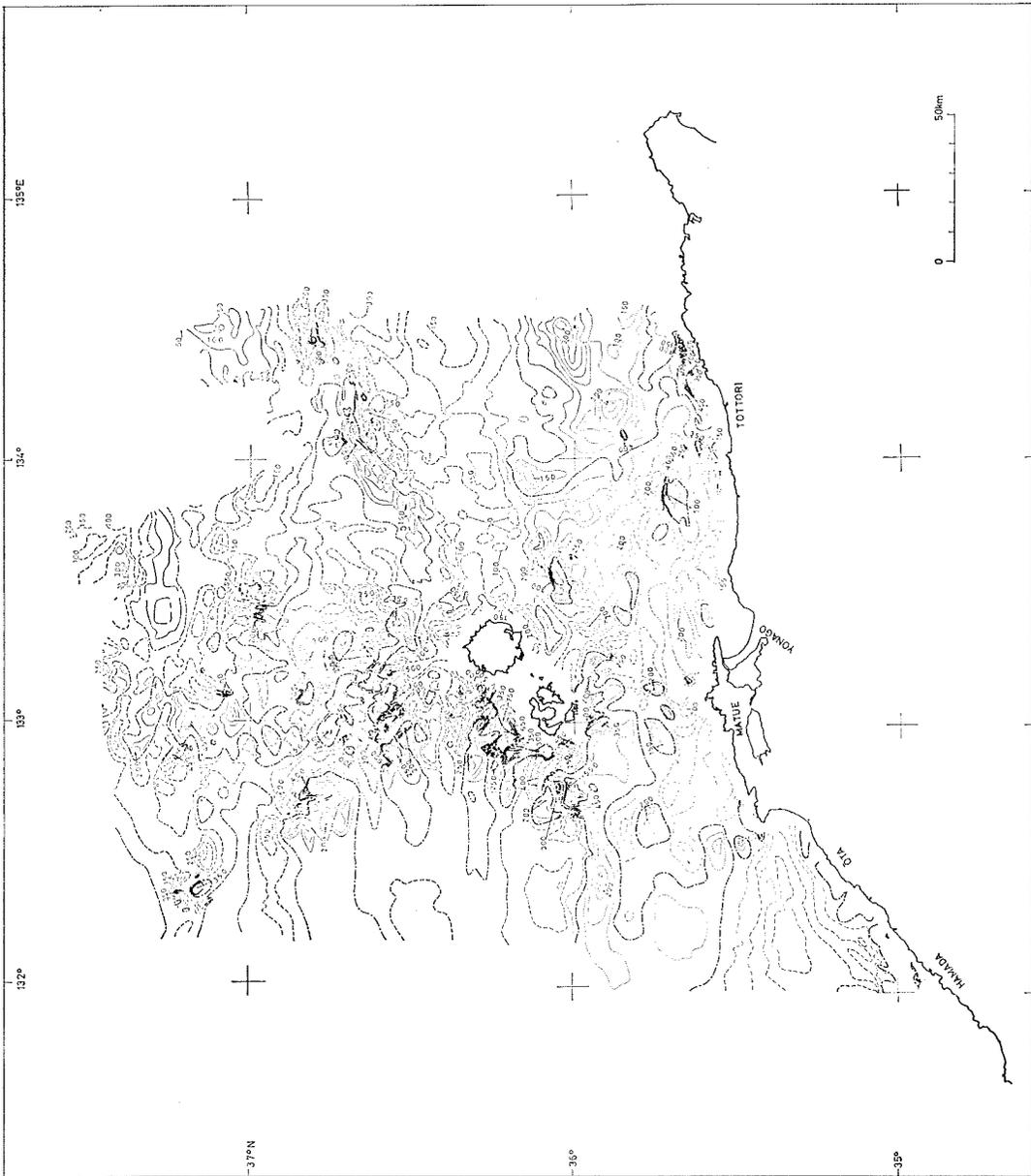


Figure 8 Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 50 nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative values.

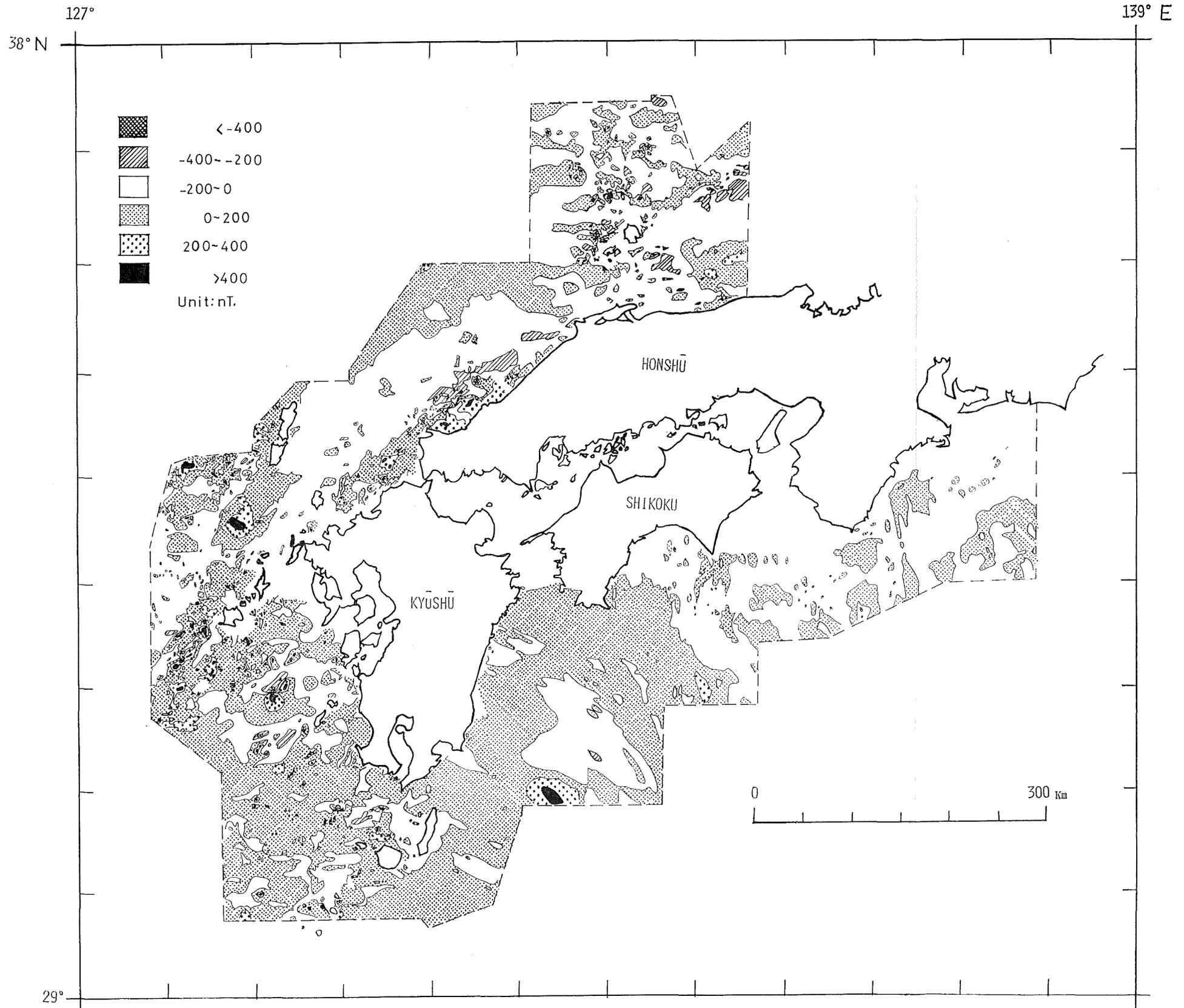


Figure 9 Geomagnetic total intensity anomaly patterns around South-West Japan. Contour interval is 200 nT.

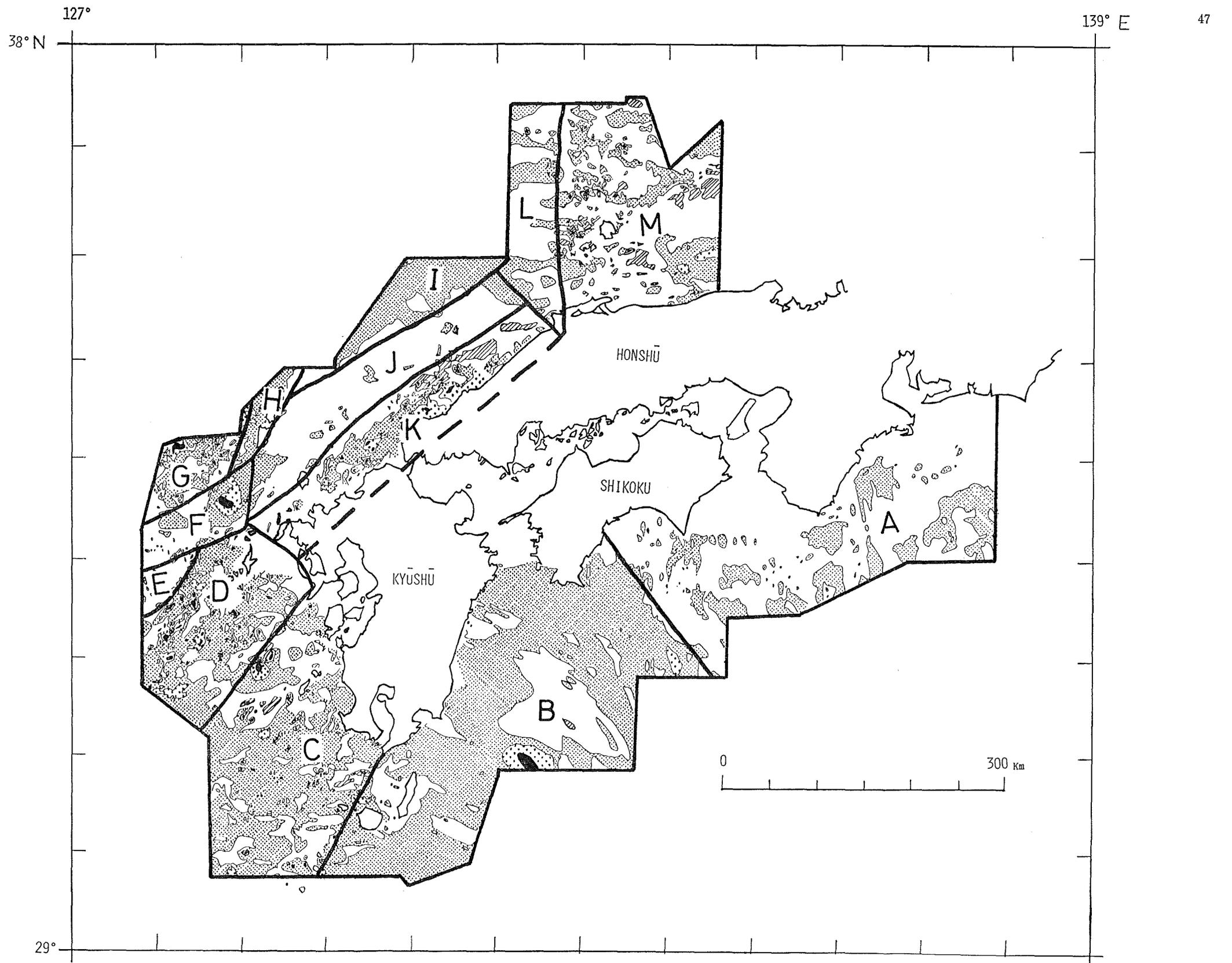


Figure 10 Location and symbols of areas divided according to the magnetic characteristics.

まず調査海域全体については、正の異常域が卓越して異常値算出に用いた標準磁場が不適当であるような印象を与える。特に九州周辺での正の異常域の卓越が顕著である。しかし、日本及び距岸約 1,000km 以内の海域に関する航空磁気測量の成果図(海上保安庁・1978)でも、この地域の地磁気全磁力の正の異常域の卓越を示している。特に山陰地方とその沿岸部から五島列島や九州北部、九州西岸沖の東シナ海にかけて、広大な正異常帯となっており、これに対して東海地方から四国、九州南部のいわゆる中央構造線沿いの陸上やその延長では負の異常が卓越し、その負の帯状分布域の南を並走する東海沖から九州東方に至る一帯では、弱い正の異常帯となっているように見える。この成果は高度 4,500m での航空磁気測量の結果であるので、地域的な異常分布の特徴を表していると考えてよく、この海域の今回の調査結果で正異常が卓越していることは、地学的に意味のあることであって、標準磁場が不適当なためではない。特に山陰から九州西方に至る正の異常帯は、付近の陸上に安山岩、玄武岩等の磁性岩体が広く分布していることから、沿岸海域に塩基性火成岩が多量に分布していると考えられ、さらに位置的には地質学分野で台湾—宍道褶曲帯と呼ぶものに重なっている。このことは前述の WAGEMAN et al. (1970) の結果と一致する。

次に、地磁気異常分布の特徴によって調査海域を Figure 10 のように区分し、それぞれの海域について地磁気異常の詳細と関連のある地形及び地質構造について述べる。

(1) A 区域(東海、紀伊、四国東部沖)

海底地形は、海岸から南海トラフにかけて南海トラフとほぼ平行なならびで、大陸棚、大陸棚斜面、深海平坦面、堆および海丘列、起伏の多い大陸斜面、南海トラフの順に配列している。東海沖から紀伊沖にかけては、駿河湾口の石花海から御前埼堆を通り、南西に延びる海丘列は、熊野舟状海盆の厚い堆積物をせき止める外縁隆起帯となっている。音波探査の結果(永野他・1977)によると、熊野舟状海盆中心部は中新世末から洪積世中期の地層の向斜部となっている。しかし志摩半島の南では熊野舟状海盆の中心軸に沿って音響基盤の高まりがある。

地磁気異常分布は、まず潮岬より東の海域から見ていくと、顕著な異常はない。わずかに紀伊半島南東岸から御前埼東方にかけて熊野舟状海盆を通る正の異常帯が見られ、その振幅は付近の海域からたかだか50ガンマである。この異常帯は50ガンマごとの等値線では明瞭ではないが、原因となる磁性体の深さは海面下約10km程度と考えられる。地質調査所の研究報告(1978)によれば、この磁性岩体は深さ9~10km、帯磁率 $3 \sim 4 \times 10^{-4}$ emu/cc で、第三紀花崗岩類および斑れい岩と考えられている。それらの沖合いに大陸斜面に沿って見られる正の異常帯は、音波探査による音響基盤の高まりの分布に一致する傾向を示すが、磁性岩体の深さは9km程度であり、表層付近の地形や音響基盤の高まりは、この地磁気異常の原因ではないと考えられる。

潮岬より東の海域でも地形、地磁気共に前記海域の特徴がそのまま続いており、土佐碧海丘群、安芸海丘群、須崎海丘群等の内側に土紀舟状海盆や土佐海段等の深海平坦面がよく発達している。大陸斜面では南海トラフの軸と平行して細長いトラフ状とリッジ状の地形が2~3列見られる。熊野舟状海盆沿いの地磁気正異常帯は、潮岬付近から西へ延びて室戸岬付近を通り足摺岬付近に至っているようである。大陸斜面沿いの正異常帯は、室戸岬南々東沖まで延びているが、それより西では南北に細長く、振幅も200ガンマ以上に及ぶ異なった特徴を示すものとなっている。

以上に見るように、A区域はいわゆる四万十層群の厚い堆積層に起因すると思われる平坦な地磁気分布と、深海平坦面及び大陸斜面の下の海面下10km前後の深さに、トラフに平行な弱い磁化(花崗岩程度)を示す磁性岩体が並走していることが特徴である。

(2) B区域 (高知沖, 日向灘, 種子島東方)

地形的には南海トラフ, 九州パラオ海嶺, 琉球海溝の会合する海域で, 足摺岬沖まではそれ以東の海域の特徴をそのまま西に延長した様子を示し, 足摺岬沖から南西へは等深線を乱しながら徐々に琉球弧に沿った南北の方向性を示すようになる. 音波探査の結果ではその境界はさらに明瞭で, 断層, 摺曲軸, 基盤の高まり等の方向が足摺岬沖を境に東では東北東~西南西であり, 西側では北向きである. 豊後水道沖には, 熊野舟状海盆, 土紀舟状海盆, 土佐海段等と同列の深海平坦面である日向海段が位置し, 厚い堆積物をためている.

種子島東方では地形, 地質構造共に琉球海溝に沿うほぼ南北に近い方向性を示し, 種子島, 屋久島等の地形の高まりから東へ大陸棚, 大陸棚斜面, 大陸斜面が並走している. 大陸斜面には, ところどころに小規模な深海平坦面に似た地形が見られる. 日向灘から種子島東方にかけての大陸棚の音波探査結果では, 音響基盤の小規模で南北に長いリッジ及びトラフに似た起伏が多数分布しているのが特徴的である. このように地形, 地質構造ともに足摺岬南方から日向灘にかけては, 南海トラフに平行な西南日本弧の特徴と, 琉球海溝に伴う琉球弧の特徴を示している. 重力のフリーエア異常 (海上保安庁海図第6354G, 6355G) は日向灘から種子島東方の大陸棚沿いに-100~-140ミリガルの負の異常帯を形成しており, 地殻深部では琉球弧の地殻運動が日向灘まで続いている事を明瞭に示している. しかし地質学的には中生代及び古第三紀の四万十層群が琉球弧に沿って南へ延長していると考えられており, 足摺岬, 大隅半島, 屋久島ではそれを貫いている中新世の花崗岩類が露頭している. これら花崗岩類は前記A区域では堆積物に埋められているが, この海域ではより新しい琉球弧の活動に伴って隆起と浸食を受けて露頭したとも考えられる.

地磁気異常は足摺岬から南々東に引いた線付近を境にして, その西側は若干正の卓越する異常帯となると共に, 九州パラオ海嶺の北への延長の大陸棚付近に +450 ガンマの正の異常, その北に振幅 200 ガンマの広い負異常域が広がっている. 前者は九州パラオ海嶺の北端部で, 原因の岩体はかなり深いと考えられる. 後者についてはその原因は不明である. これらの異常域から南は, 磁気的にきわめて平坦な海域であり, 種子島はわずかであるが負異常域となっている. 佐多岬から屋久島西岸へ延長する直線から西側は, 急に地磁気異常の複雑な地域となっており, その境界はきわめて明瞭である.

(3) C区域 (長崎沖から吐噶喇群島)

長崎半島から長崎海脚 (鯨曾根, ヒラジ曾根, 沖ヒラジ曾根) へと南西に延びる地形の高まりがこの海域の北の境界で, その南の男女群島と甌島列島の間には, 沖繩舟状海盆北部の海盆底が広がり, 水深は700~800 mである (永野地, 1976). その南は700~900mの比較的平坦な海盆底に島, 堆, 海丘が散在するが, その並びは北東-南西から北々東-南々西の方向性を示すように見える. 例えば天草諸島-甌島列島, 宇治群島-草垣島-盲曾根, 坊ノ岬-黒島-東新曾根, 西新曾根及び東新曾根-藪曾根, 佐多岬-竹島及び硫黄島-口永良部島-口之島-中之島などである. 音波探査結果による基盤隆起や断層, 摺曲の方向もこの向きのものが圧倒的に多い. 陸上地質は九州中部を臼杵八代構造線が北東-南西に横切り, その南に秩父帯及び四万十帯が並走していると考えられている. しかし九州南西部では第三紀, 第四紀の安山岩, 玄武岩が広く分布して四万十帯の北東-南西の方向性を覆い, 不明瞭にしている. 地磁気異常と直接関連すると思われる火成岩は, 長崎半島付近の第三紀, 第四紀安山岩及び玄武岩, 天草諸島や宇治群島, 草垣島, 黒島の第三紀安山岩及び吐噶喇群島沿いの第三紀第四紀安山岩である.

地磁気異常はそれらの地形の高まりに伴うか, または地形では不明であるが音波探査で基盤の隆起がみられる位置に伴って分布する. 長崎海脚の南西延長上の海盆底にある500ガンマの異常, 甌島列島西方の400ガンマの異常の原因岩体の深さは海面下2 km程度である. また前述の北東-南西から北々東-南々西向きの島や堆の

列の間にも、地形や音波探査では不明な磁性岩体の凸部を示す異常がいくつか認められ、それらの深さは3～5 km程度である。地磁気異常分布から、これらの堆や基盤凸部は、同じ基盤の高まりや島の列に属する陸上に分布する第三紀安山岩と考えられるが、吐噶喇群島だけは第四紀の安山岩がこれに重なって、現在の火山フロントを形成している。また火山フロントの東縁は、地磁気異常分布図上で明瞭な一線として認められる。四国から九州中央部に延びた四十帯の東北東—西南西の方向性が九州西部においてより新しい安山岩類に覆われているが、その延長である当区域において島及び堆列の北東—南西の方向性として再び現れ、地磁気異常図にその傾向が表現されている。また音波探査結果の基盤の断層の方向もこの区域では北東—南西方向である(桜井, 永野・1976)。

(4) D区域(五島列島及び男女群島付近)

中国地方の日本海沿岸から九州北部の延長線上にあたり、いわゆる台湾宍道摺曲帯(WAGEMAN et al. 1970)と呼ぶ基盤の隆起地帯である。地形は平戸島から五島列島、男女群島とその付近の堆などの方向性の他に、これと直交する方向の卓越する五島海底谷群の開口部及びその南の平坦面(福江海盆)が顕著である。五島列島付近の地殻ブロックは中新世中期まで沈降し、その後上昇に転じ陸化したと考えられており(桂, 永野・1976)、陸上には新第三紀の五島火山岩類(安山岩, 玢岩, 流紋岩)及び第四紀玄武岩がみられる。男女群島陸上の地質は第三紀塩基性岩類である。

地磁気異常分布は、この区域全体に五島列島及び男女群島と同じ方向性を強く示す。それらはリッジ状の基盤の隆起を示すもので、頂部の深さは海面下約2～4 kmで、地磁気異常の振幅から正に帯磁した安山岩等の塩基性岩と考えられ、福江島から南西へ延びる一帯及び同島から南々西へ延び、男女群島に至る一帯、男女群島の西20 kmから南々西への一帯が顕著である。

五島列島から長崎半島沖の間の海域は、北部が大大陸棚、南部は500 m以浅の平坦な海盆で、大大陸棚外縁には音響基盤の露頭が見られる。地磁気異常分布は複雑で、五島列島付近ではほとんど海底付近、五島列島と長崎海脚中間では海面下1～4 km程度の深さに正帯磁の塩基性火成岩の上面があり、複雑な起伏をしているものと推定される。

(5) E区域(福江島北西)

地形的には水深120～200 mと浅く、五島海底谷群の開口部が集合する地域である。また東海大陸棚東縁の一部ともなっており、区域東縁は五島構造線(桂, 永野・1976)である。

きわめて複雑な地磁気異常の等値線が特徴的で、負の異常が卓越し、振幅は100ないし450 ガンマで、原因岩体の頂部は海面下1～数キロメートル程度できわめて浅いと推定される。これらは逆帯磁の貫入岩群によるものと思われる。それらの地質年代については不明である。

(6) F区域(対馬と五島列島の中間海域)

前記E区域の北、中五島海底谷群、東五島海底谷群の谷頭部で、水深は100～120 mであり、地形及び音波探査の結果では対馬構造線と五島構造線の接続部付近をこの区域東縁と考える。

地磁気異常分布図では、周囲の海域に比べ等値線の屈曲がゆるやかで、明瞭に区別できる。区域全体の分布方向はほぼ東西で、地磁気異常の振幅は150～550 ガンマ、原因岩体頂部の深さは5 km前後、帯磁は正帯磁である。振幅から原因岩体を推定すると、区域東部では酸性岩、西部では塩基性岩が妥当であろう。この一帯は、東西方向に広がる基盤の沈降帯と考えられ、その上に厚い堆積層をのせているものである。

(7) G区域(対馬下島西方)

水深90～120 mの平坦な海底で、大大陸棚東縁であり、区域西縁は対馬構造線に一致する。地磁気異常分布は

複雑で、正負の異常が一面に分布し、振幅は200~1,250ガンマと大きい。原因岩体の深さは1~5 km程度、帯磁は正で、これらの事から安山岩、玄武岩の貫入岩体が多数分布していると考えられる。

(8) H区域(対馬)

対馬ブロックそのもので、いわゆる対州層群が厚く(1,000mに達するといわれる)その下部は不明であるが、これを新第三紀後期の石英斑岩、花崗岩が貫いている。これらは磁性が弱く、付近海底にほとんど地磁気異常を伴っていない。

(9) I区域(対馬北東の大陸斜面)

水深130~1,500mで区域南部から北方へ、大陸棚外縁、縁辺台地、大陸斜面が東北東—西南西向きに並んでいる。音波探査結果によると、縁辺台地付近では基盤が対馬海盆の方向へ傾いている。地磁気異常は0~+150ガンマで、等値線はほぼ地形と同じ向きできわめて平坦である。したがって磁氣的基盤は深いか、あるいは磁性の強い岩石を欠いているかである。

(10) J区域(対馬東北東海域)

地形は、水深120m程度の大陸棚外縁の平坦面で長門沖には岸線に直角に北へのびる高まりがあり、平坦面を東西に二分している。この区域は基盤の向斜部で堆積盆地となっている(登崎他・1978)。

地磁気異常は西半部の平坦面で0~-200ガンマと負で、かなり平坦である。対馬と長門の中間に位置する小規模な堆に伴って+200ガンマ程度が見られ、これによりこの区域が東西に二分されるが、その東の海域はさらに磁氣的に平坦となる。これら弱い負の異常は、その南の大陸棚一帯に分布する磁性岩体が、全体として正に帯磁しているため、それらに伴う北側の負異常で、この海域海底は、磁気基盤は深いか欠除しているかである。

(11) K区域(九州北部および山口県、島根県北部沿岸)

海底地形は北へ傾く大陸棚海域で、海岸付近の陸上には白亜紀火山岩類、併入岩類、三群変成岩類、第三紀グリンタフ、さらにそれらを貫く第四紀火山岩類がパッチ状に入り乱れて分布し、第三紀末期以降の火成岩等がそれらを覆っていないため、各時代の火成、変成活動の産物を地表にとどめている。これらのうち、地磁気異常に特に関連の強いものは、浜田付近の中新世安山岩、玄武岩類、益田から萩、長門、豊浦付近の白亜紀安山岩、鮮新世及び更新世のアルカリ玄武岩類、見島付近の古第三紀安山岩玄武岩類、新第三紀末期アルカリ玄武岩、北九州福岡、唐津周辺の白亜紀前期の安山岩類を含む凝灰岩、これら海岸付近の島にみられる新第三紀末期のアルカリ玄武岩などであり、さらにこの区域沿岸に広く分布している花崗岩類も若干の関連を有するものと見られる。地磁気異常はこの区域全般に複雑な等値線で示されており、正の異常が卓越し、海底ないしうすい堆積層の下に、これら付近陸上にみられている岩石が広がっているであろう。特に見島周辺や福岡沖海域の広い大陸棚では1,000ガンマ以上に達する強い異常がみられ、付近陸上では玄武岩の分布は小規模であるが海底にはかなり広く分布しているであろう。

なお、この区域は前記D区域の北西延長上で、巨視的には基盤の隆起地帯であり、いわゆる台湾宍道摺曲帯の北西端をなすものである。

(12) L区域(日御碕北方の大陸斜面)

隠岐海脚西部の大陸斜面で、区域南部には大陸棚部を含む。音響基盤は深く不明である(南部を除く)。

地磁気異常は平坦で、等値線は東西向きであり、0ないし-50ガンマである。区域北部には、隠岐海脚北端部が西に張り出しているための小規模な基盤隆起を示す異常が見られる。区域中央部は磁氣的にも基盤は深く、等値線からは深さ10km以上と推定される。

(13) M区域 (鳥取沖)

隠岐海脚と隠岐堆が地形上の特徴を形作り、鳥取一松江沿いの大陸棚と共にそれら浅所には複雑な地磁気異常が伴っている。これら異常の原因となる火成岩は、前記K区域と同種のもの及び三瓶山や大山付近の第四紀カルクアルカリ安山岩などと考えられる。

地磁気異常分布では、前記K区域の北西延長としての異常帯は特に認められない。分布図から異常帯を区分するならば、隠岐海脚に伴う南北の異常帯、これに斜交する隠岐諸島及び隠岐堆沿いのもの及び隠岐諸島から鳥取付近に至る異常帯の三地帯である。いずれも音響基盤の隆起部に強い地磁気異常が伴っており、地磁気異常の等値線からも基盤は浅いと推定される。隠岐堆沿いのものは、K区域と同方向を示すが互いに雁行しており、台湾穴道摺曲帯との関連は不明である。

5. 考 察

調査海域全般に、地磁気異常図で見える限りすべての海域に北東一南西あるいは東北東一西南西の方向性がみられる。また、弧状構造との関連という観点からみると、南海トラフ、琉球海溝沿いの磁氣的平坦海域及びトラフ沿いの花崗岩類の帯状配列を示すらしい2条の弱い正異常帯とその内側の陸、さらにその内側の複雑な地磁気異常で特徴づけられる縁辺海という順序で、海溝から縁辺海までの平行な帯状分布を示している。これらは縁辺海の生成に関して手がかりを与えるものと思われる。

例えば、九州南西の東シナ海沿岸部について見ると、音響基盤の断層が南西向きであり、島及び堆列がこれと同方向を示し、現在の火山フロントの内側にそれらが並走している。陸上地質は四国、中国から九州地方にかけて、三群、三波川、四万十層群等が帯状に並んでいるが、九州ではその配列が乱れ、北薩では地質学的に四万十層群等が南寄りの方向へ屈曲している(木崎・1979)といわれている。これらから、島弧内側では、島弧に平行な断層群が生じ、それらに沿って安山岩等の火成岩の貫入が起り、縁辺海海底が拡大したと考えることができる。その場合には大洋中央海嶺のような整然とした地質年代の配列ではなく、ほぼ相前後した時期の火成岩活動帯状配列が順に並ぶこととなり、やや不規則で不明瞭な縞状異常がみられる事となる。そのような特徴は日本海、東シナ海、四国海盆で広く分布している。また九州西方の島及び堆列等の地形の高まりの地質年代が、おおむね北から南へ新しくなっていることも整合する。北薩の屈曲は、そうした琉球弧縁辺海としての東シナ海の拡大によって起こったもので、北端部を九州北部の地塊に制止されたような運動が起こったためと考えられる。その結果、島や堆などの配列の方向が、五島付近では東北東一西南西であるが、南へ下がるにつれて徐々に反時計まわりに方向を変え、土噺喇群島ではほぼ南北に近い向きを示し、全体としてあたかも鳥取県の大山付近を扇のかなめとするような地形の配列を示すものと思われる。

また、種子島、屋久島の花崗岩や四万十層群と平行な深海平坦面に沿う海底下深部にあると推定される花崗岩の関係やそれらの成因なども、この海域の今後の研究課題として重要である。

6. おわりに

本論は水路部の大陸棚の海の基本図の測量成果によるものであり、調査に従事した測量船「昭洋」及び「明洋」の船長ほか乗組員の方々及びデータ処理を担当した、水路部 近藤忠、進林一彦、植田義夫、大森哲雄、塚本徹、穀田昇一、淵上勝義の各氏に厚くお礼申し上げる。

参 考 文 献

- Henderson, R. G. and I. Zietz 1948 : Analysis of total magnetic intensity anomalies produced by point and line sources, *Geophysics*, **13**, 428—436.
- Isezaki, N. 1973 : Geomagnetic anomalies and tectonics around the Japanese Islands, *Oceanograph. Magazine*, **24**, No. 2, 107—158.
- 海上保安庁 1978 : 水路部観測報告全国磁気測量編別冊 (G. D. P. 観測)
- 桂 忠彦, 永野真男 1976 : 九州北西^{海域}の海底地形と地質構造運動, *海洋学会誌*, **32**, 139—150.
- 木崎甲子郎 1979 : 九州西縁構造帯とその意義, *地球科学*, **33**, No. 3, 144—151.
- 小林和男 1974 : 四国海盆の拡大と日本列島, *海洋科学*, **58**, 27—34.
- 永野真男, 桜井操, 桂忠彦, 中村啓美, 北原祥二, 小野寺健英 1976 : 九州西岸沖の海底地質, *水路部研究報告*, **11**, 1—38.
- 永野真男, 安城龍彦, 登崎隆志 1977 : 遠州灘の海底地質, *水路部研究報告*, **12**, 1—33.
- 大島章一, 近藤忠, 塚本徹, 小野寺健英 1974 : 北海道及び東北地方周辺海域の地磁気異常, *水路部研究報告*, **10**, 39—44.
- 桜井 操, 永野真男 1976 : 九州西方の海底地形地質構造, *地学雑誌*, **85**, No. 6, 19—31.
- Segawa, J. and Y. Tomoda 1976 : Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal Sea transition zones, *Geophysical Monograph*, **19**, 35—54.
- 地質調査所 : 百万分の一地質図, **3**.
- 地質調査所 1978 : 空中磁気探査に関する研究報告 (その1), 62—71.
- 地質調査所 1979 : 空中磁気探査に関する研究報告 (その2), 93—95.
- 登崎隆志, 加藤茂, 北原祥二 1978 : 山陰沖の海底地質, *水路部研究報告*, **13**, 1—36.
- Tomoda, Y. 1973, Maps of free air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan, Univ. Tokyo Press.
- Wageman, J. M., Thomas W. C. Hilde, and K. O. Emery 1970 ; structural framework of East China Sea, *Am. Assoc. Petro. Geol. Bull.*, **54**, 1611—1643.