

日本海東縁部 (新潟沖—青森沖海域) の磁氣的構造

森尻理恵*

Rie MORIJIRI (1999) Magnetic structures in the eastern margin of the Japan Sea —off Niigata-Aomori area—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50 (8), p. 535-558, 18 figs.

Abstract: The distribution of apparent magnetization of basement was estimated in the eastern margin of Japan Sea, on the basis of gravity and magnetic data of the Hakurei-maru cruises by the Geological Survey of Japan. Survey line interval was about 3 km. Magnetic data were interpreted in term of lateral distribution of magnetization on the gravity basements. First, apparent magnetizations were calculated by 2.5-dimensional analysis along E-W profiles spaced at 10 km intervals. The results of 2.5-dimensional analysis divided the study area into 2 parts characterized by stronger and weaker magnetizations. The clear boundary was revealed between the north of Sado Ridge and the southern part of Okushiri Ridge, and northern side had stronger magnetization. Next, 3-dimensional apparent magnetization mapping method was applied in three areas, a) southern part of Okushiri Ridge, b) northern part of Sado Ridge, and c) southern part of Sado Ridge. Strong magnetization areas were correlated with volcanic intrusions. Moreover, they appeared along structural boundaries as seen as steep slope zones of gravity basement. However, such intrusions were often difficult to be found on the basis of gravity anomalies and single channel seismic reflection profiles. Let them be similar volcanic mounds, as those intruded around Kyuroku Island, the distribution of such volcanic intrusions should indicate active boundaries.

要 旨

地質調査所による白嶺丸航海で得られた測線間隔約3 kmの重・磁力データを用いて2.5次元解析, ならびに3次元解析による磁化強度分布の推定を行った。ここでは重力異常から基盤の深度を計算し, その重力基盤上の磁化強度分布を推定した。2.5次元解析の結果, 佐渡海嶺の北端付近を境界として磁化強度の強い範囲と弱い範囲に分けられた。3次元解析の結果, 最上トラフと日本海盆の接合部付近, 佐渡海嶺北部最上堆付近, 佐渡海嶺南部瓢箪礁付近の重力基盤の斜面に磁化強度の強い部分が多く見られた。音波探査記録や重力異常解析からははっきりと見えていなかったが, 磁化強度分布から, ここには火山性の貫入岩体の存在が示唆される。久六島周辺や秋田沖には実際に火山性貫入岩体が発見されているので, 佐渡海嶺で示唆される火山性貫入岩体がこれらと一連のものとする大規模斜面を取り囲むような活動的な構造境界が現れることになる。

1. はじめに

日本海東縁海域の研究史は, 岡村ほか(1998)等に簡単にまとめられているが, 地質調査所では, 1989年から1993年にかけてちょうど観測空白域ようになっていた

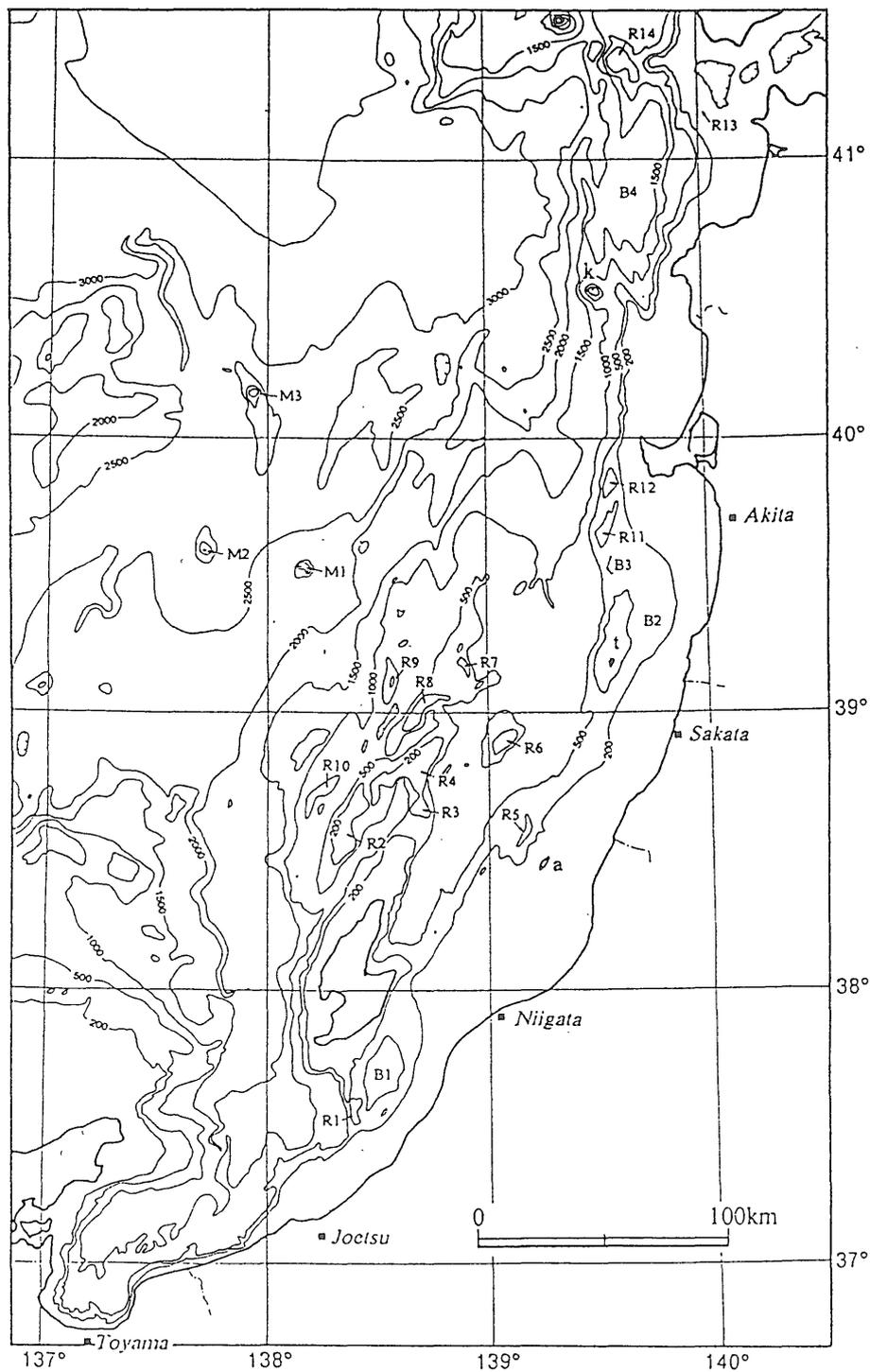
東北日本沖日本海大陸斜面の詳しい調査を行い, 大陸斜面の地質, 及び構造発達史を明らかにした(岡村ほか, 1992; 渡辺ほか, 1994; 岡村ほか, 1994, 1995, 1996a, b; Okamura *et al.*, 1995)。これらの結果は主として, 反射法音波探査ならびに地質学的研究の成果を基に議論された。

筆者は, 地質調査所による白嶺丸の調査航海で得られた重力ならびに地磁気異常の解析を行い, 当該海域の磁氣的な構造, 特に火山性貫入岩体の分布を推定した。そのうち, 盆地反転構造の解明に関わる3次元重力基盤深度分布と佐渡海嶺北部の全磁力異常の3次元解析についてはすでに報告済み(森尻, 1996, 1997)であるので, 本報告ではその他の部分を中心に報告する。

一般にシングルチャンネル音波探査の記録は表層ないし走時1.0秒から2.0秒の堆積構造は明らかにするけれども, それより深い基盤構造の解析にはあまり威力を発揮しない。また, マルチチャンネル音波探査は深部構造まで明らかにできるが, 観測装置が大がかりになるため, 密な測線配置の観測例は少ない。それに対して重力異常, 地磁気異常は, シングルチャンネル音波探査と同様に測線間隔を密にする事によって面的に詳細なデータを得ることができる。いくつかの仮定は必要であるが, 3次元の基盤構造の推定に大変有効である。

*地殻物理部 (Geophysics Dept., GSJ)

Keywords: Japan Sea, magnetic anomaly, structural boundary



第1図 日本海東南部の海底地形と地名。a: 粟島, k: 久六島, t: 飛島, B1: 佐渡海盆, B2: 飛島海盆, B3: 男鹿海盆, B4: 西津軽海盆, M1: マツ海山, M2: 明洋第2海山, M3: 明洋第3海山, R1: 佐渡堆, R2: 瓢箪礁, R3: 月山礁, R4: 向瀬, R5: 粟島礁, R6: 鳥海礁, R7: 最上堆, R8: 鎌礁, R9: 弥彦堆, R10: 越路礁, R11: 新礁, R12: 男鹿向瀬, R13: 西津軽堆, R14: 小島堆

Fig. 1 Bathymetric contour map of the southern part of the eastern margin of Japan Sea. a: Awashima Is., k: Kyurokujima Is., t: Tobishima Is., B1: Sado Basin, B2: Tobishima Basin, B3: Oga Basin, B4: Nishi-Tsugaru Basin, M1: Matsu Seamount, M2: Meiyō No.2 Seamount, M3: Meiyō No. 3 Seamount, R1: Sado-tai Bank, R2: Hyotanguri Bank, R3: Gassanguri Bank, R4: Mukouse Bank, R5: Awashimaguri Bank, R6: Torimiguri Bank, R7: Mogamitai Bank, R8: Kamaguri Bank, R9: Yahikotai Bank, R10: Koshijisho Bank, R11: Shinguri Bank, R12: Oga-Mukouse Bank, R13: Nishi-Tsugarutai Bank, R14: Kojimatai Bank

2. 調査概略

1989年より1993年までの5年間にわたり、工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」に基づき、新潟県から青森県沖の大陸斜面の地球科学的データの収集、分析が行われた(第1図)。地質調査船白嶺丸を用いた調査航海は6回行われた。これらは航海年度を付けてGH89-2, GH89-4, GH90, GH91, GH92, GH93航海と呼ばれている。GH89-2からGH92までの航海で主たるデータの取得を行ない、GH93航海は補足調査が行われた。本論で用いた重・磁力データはすべてこのGH89-2からGH92までの5航海で得られたものである(上嶋ほか, 1990a, b; 上嶋・木川, 1991a, b; 森尻・山崎, 1992; 上嶋・石原, 1993a, b)。

白嶺丸の航海では、基本的に12kHz PDRによる測深の他に、3.5kHz SBPによる表層堆積層調査、エアガンを音源としたシングルチャンネル音波探査、プロトン磁力計による全磁力探査、船上重力計による重力探査などの航走観測と、ドレッジ及びロックコアラー、グラビティーコアラー、並びにグラフ式採泥器による採泥が行われた。原則的には、採泥作業は昼間、航走観測は夜間に行われた。

航走観測は5航海の合計で約19,400海里にわたって行われた。測線配置は海岸線に直交する方向の測線が約1.6海里(2.9km)間隔、平行な方向の測線が約3.5海里(6.3km)間隔の格子状になっている(第2図)。これは、従来のものよりも詳しい面的調査になる。

重力、地磁気などのポテンシャルデータでは面的に密に測定を行うことは大変重要である。例えばReid(1980)によれば、磁気探査において有効な情報を得るためには、測線間隔を Δx 、センサーからソースまでの平均高度を h として、 $h/\Delta x < 0.5$ となるように測線間隔を決める必要がある(第3図)。つまり、測線間隔(Δx)が3kmとすると、海面下1.5km程度以深の構造推定が可能であることになる。

実際の調査航海は様々な研究目的を持って実施されるため、限られた航海日数で多項目の観測を行うためには理想的な測線配置は難しい。特に合計100点以上の採泥作業との兼ね合いから、第2図では格子状に見えていても、時間的には測線が細切れにならざるを得なかった。これは、時間変化の大きい地磁気データには大変不利な結果となり、データ処理には注意が必要であった。

3. データ処理

第4図にデータ処理の簡単な流れを示した。岸本ほか(1984)に紹介されているように、白嶺丸の船上では航海ファイルを各航海観測に参加した担当者が作成する。

そして、ここに整理されたデータを基に、重力異常図、全磁力異常図を作成する。

3.1 航海ファイルの作成

始めに、船上で編集される航海ファイルの作成方法について以下に筆者が担当したGH91航海を例として述べる。現在は、1993年にポストプロセッシング用のコンピュータがワークステーションに更新され、基本的な手順は変わらないが、航海ファイルはオープンリールの磁気テープではなく、8ミリカートリッジテープに記録されるようになってきている。

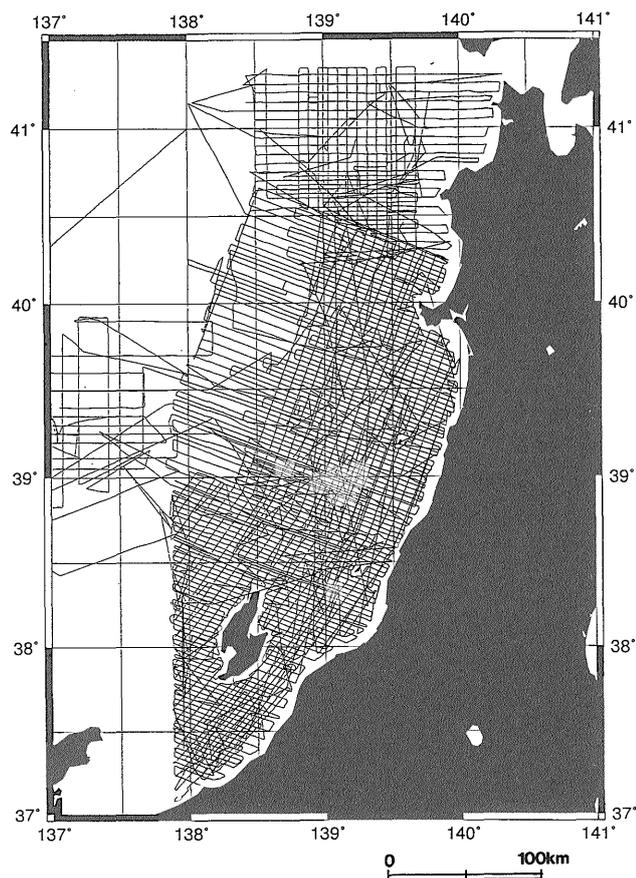
白嶺丸の航法装置からの位置の情報、速度、水深、船首方位、ならびに重力計や磁力計による測定値は10秒ごとに船内LANを利用して1つの磁気テープに収録されている。これらは後に同じ白嶺丸の第5研究室にあるポストプロセッシング用のコンピュータでCR80ファイルという航海ファイルに編集される。これは1航海ごとに1巻作成される。なお、エアガンによるシングルチャンネル音波探査の記録はアナログ的に処理され、航海ファイルには含まれない。また、船上地磁気三成分測定の数値も航海ファイルには含まれない。

CR80ファイルは日本水路データセンターのMGD77フォーマットとは書式変換を通して互換性のある1レコード80バイトのファイルで、データは1分値に揃えられて収録されている。具体的な項目は測定年月日、時刻、位置、速度、船首方位、水深、磁気異常、重力フリーエア異常、等である。

これまでの経験から、航法装置に収録された位置データは完全ではなく十分にチェックする必要がある。特に白嶺丸にGPSシステムが導入されたのは1990年であるため、1989年のデータはLORAN-CとNNSSのハイブリッドシステムによって得られている。GPSシステムが導入されてからも、受信状態は常時良好とは言えなかった。そのため、航海ファイルに記録されている位置データには修正計算が施されている。これはNNSSやLORAN-C(或いはGPS)の受信状態をチェックしつつエラーが大きいと判断されたデータを削除して位置の再計算を行うものである。しかし、この修正計算も現在ではGPSの受信状態がほぼ安定して良好になったのであまり行わなくてもすむようになった(上嶋・駒澤, 1996)。

水深データも12kHzPDRのデジタル出力が航法装置の磁気テープに記録されているが、地形の変化が激しい所では出力数値に誤差が出ることが多い。そこで、航海中は毎日誤差の少ないアナログチャートからデジタルイザーで水深を読み取り、航海ファイルの作成時にはこちらのデータを使っている。

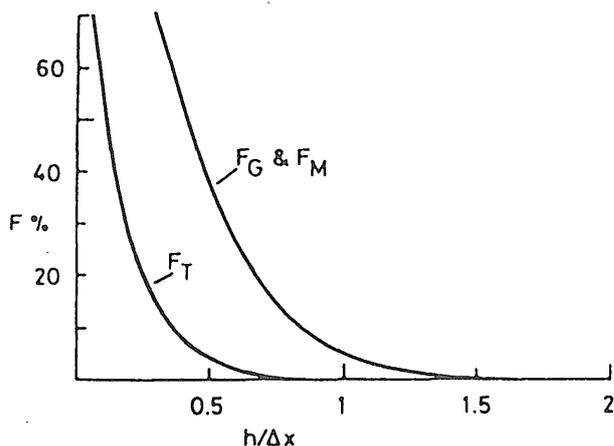
重力測定は白嶺丸に搭載されているLaCoste & Romberg社製のSL-2型船上重力計を用いた。船底に



第2図 白嶺丸 GH89-2, GH89-4, GH90, GH91, GH92航海での音波, 重力, 地磁気調査測線。
 Fig. 2 Seismic, Gravity, and Magnetic Survey lines during five R/V Hakurei-Maruru cruises, GH89-2, GH89-4, GH90, GH91, and GH92.

近い第5研究室に設置されており, 公称1 mgalの測定精度を持つ。測定は, ジオイド面上(平均海水面)で行われているものとする。重力基準点を千葉県船橋市の白嶺丸専用基地の岸壁に設け, IGSN1971系の絶対重力値を求めた。航海ファイルは出港から入港までを1ファイルとして編集する。例えばGH91航海では酒田港に入港したので, 酒田港の岸壁と, 陸上の国土地理院が定めた重力基準点である酒田測候所との間でLaCoste & Romberg社製の可搬型重力計(D型)を用いて重力差を測定し, 岸壁の絶対重力値を求めた。この場合, 酒田港の岸壁をもう一方の重力基準点として, 船橋-酒田間で閉塞測定をしたものとしてドリフト補正を行った。重力異常値の計算にはIAG1967の正規重力式を使用した。重力測定値からフリーエア異常の算出までの処理は, 白嶺丸の船上で行われ, 航海ファイルに編集される。

全磁力測定は, 船尾より約250m後方に曳航されているプロトン磁力計(1989年はEG & G Geometrics社のG801D型, 1990年以降は同社G856型)を用いた。磁気



第3図 空中磁気探査において平均高度と測線間隔より予想されるエイリアシング。h:平均高度, Δx:測線間隔, F_T=全磁力探査, F_G=磁場傾度探査, F_M=孤立した点ダイポールの探査。Reid(1980)より。

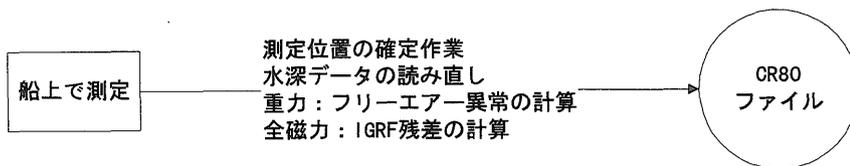
Fig. 3 The expected percentage (F) of aliased power in magnetic anomalies derived from an aeromagnetic survey with the mean clearance h and the sample and line spacing Δx, versus the dimensionless parameter h/Δx. F_T=total field survey, F_G=vertical gradient (gradiometer) survey, F_M=total field survey over isolated point dipole. After Reid (1980).

異常は, 測定値からIGRF85(International Geomagnetic Reference Field; IAGA Division I, Working Group 1, 1987)を差し引いたものであり, ここでは特に日変化補正は行なっていない。IGRFについてはGH91航海中にはまだIGRF90(IAGA Division V, Working Group 8, 1991)が発表されていなかったためIGRF85を用いてCR80ファイルを作成したが, IGRF90発表後, IGRF90残差を新たに計算し, 解析に用いている。

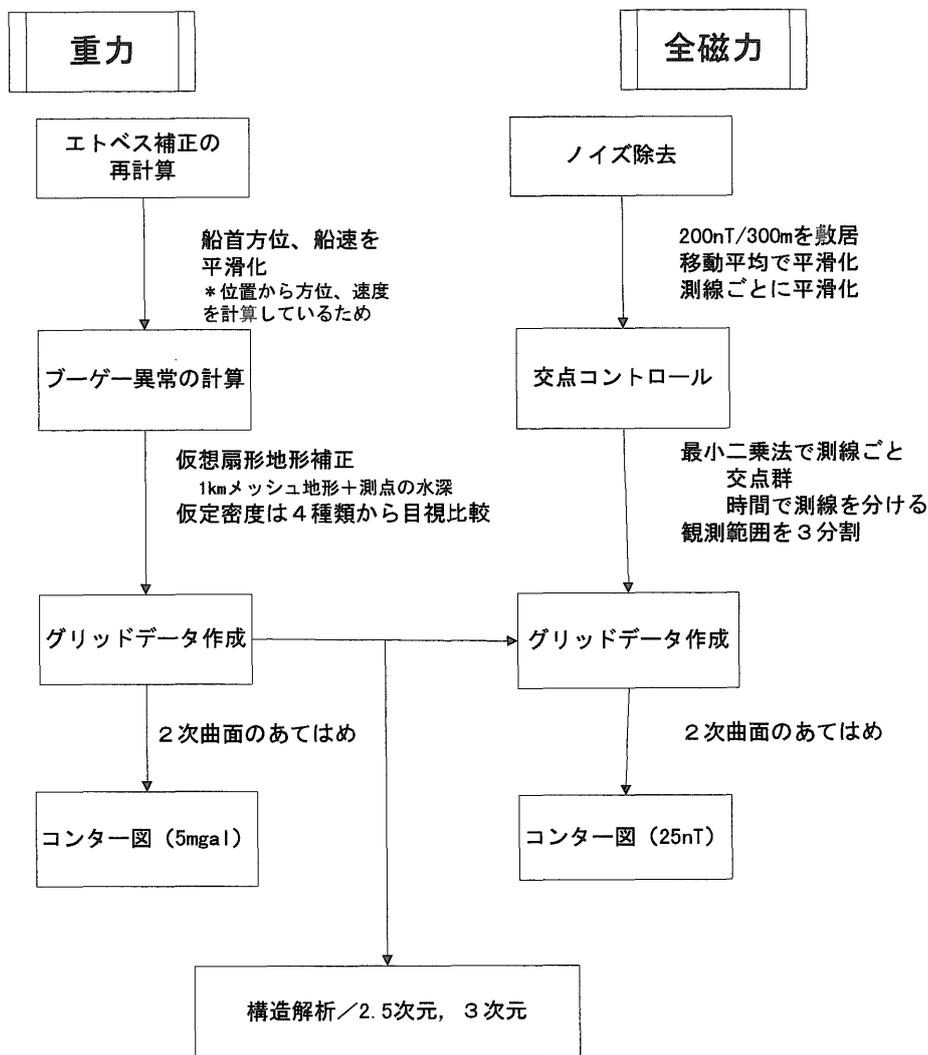
3.2 重力異常図の作成

船上重力計は陸上で用いる重力計と異なり, 水平に固定できない。そのため, 重力計による測定値は, 重力計の姿勢が不安定な事によるノイズを除去するために, 航法装置に出力される段階で平滑化されている。それに対して, 船速と船首方位の測定値は波浪などの影響を受けるので, そのまま重力異常の変化と対応させることはできない。そのため, エトベス補正に用いている船首方位と船速のデータは1分ごとの位置の変化から算出している。ところが, 測位に誤差があるとエトベス補正がうまくいかずにフリーエア異常に不自然な短波長成分が生じてしまう。

そこで, ここでは測線上ではほぼ一定方向を一定速度で航走するという仮定をして, 船首方位と船速データにそれぞれ9項の重みつき移動平均(Savitzky-Golay法;



CR80ファイルのままではコンター図にはならない



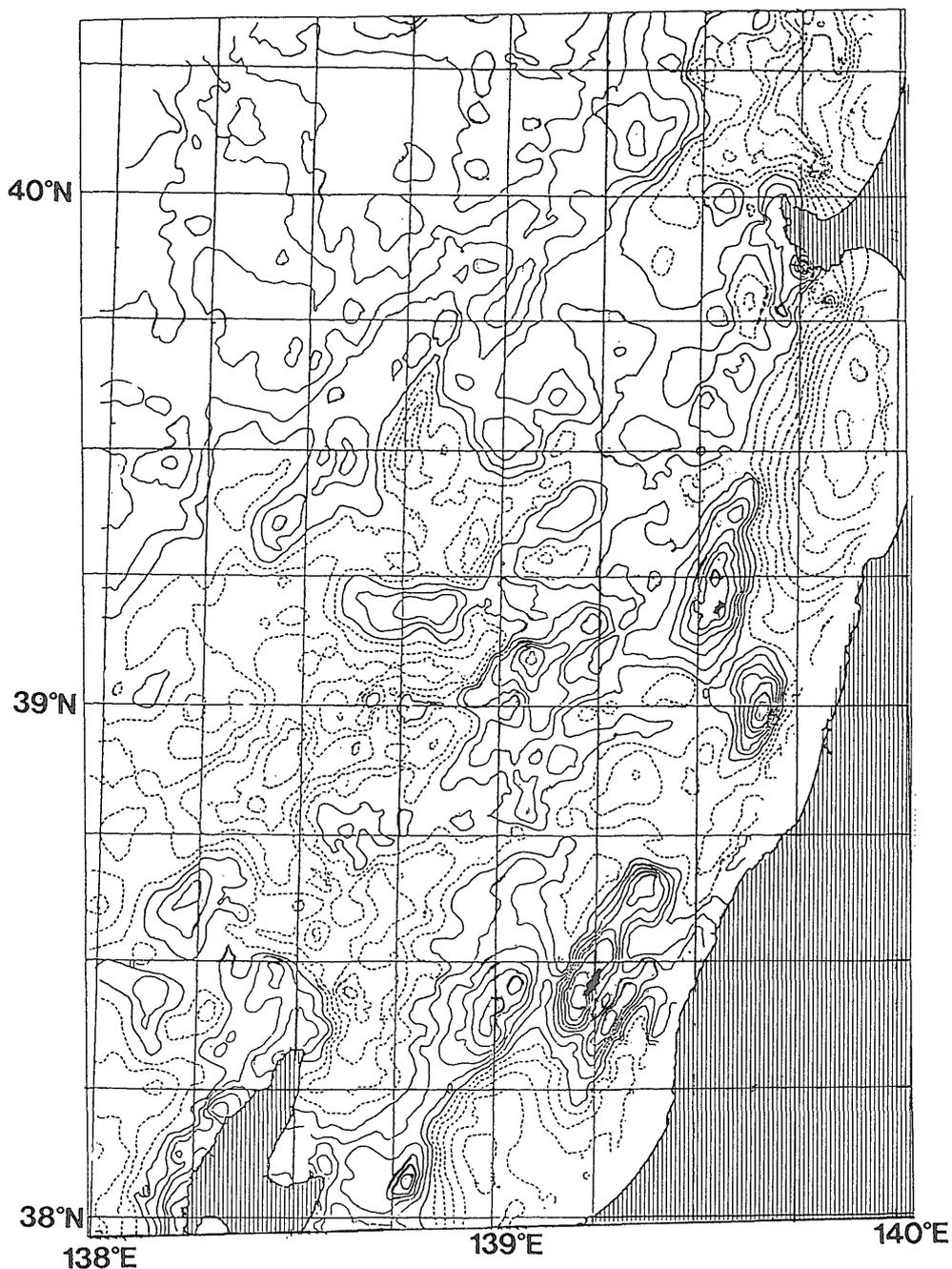
第4図 データ処理の簡単な流れ。上：船上での処理，左：重力異常図の作成，右：全磁力異常図の作成。
 Fig. 4 Flowchart of a data processing in this report. Top: On board processing for "CR80" files. Bottom Left: Data processing for gravity anomalies. Bottom Right: Data processing for magnetic anomalies.

南, 1986) をかけて平滑化し, フリーエア-異常を再計算した。船上重力計の読みとり値が5分間のデータを平滑化したものである。ところが, 平滑化しても, フリーエア-異常はまだ読み取り値に比べて短波長変動が見られるので, さらに同じ重みつき移動平均をかけ平滑化を行った。

重力値が正しければ, 測線の交点で値が合うはずであ

る。フリーエア-異常値について交点重力値差をチェックしてみると最大2-3 mgal に収まっていた。重力測定の実精度は高々5 mgal 程度と見積もられていることから, ほぼ妥当な値であると判断し, 特に交点コントロール処理は行わなかった。

次にこの平滑化したフリーエア-異常よりブーゲー異常を計算した。地形補正には, 仮想扇形地形による重力



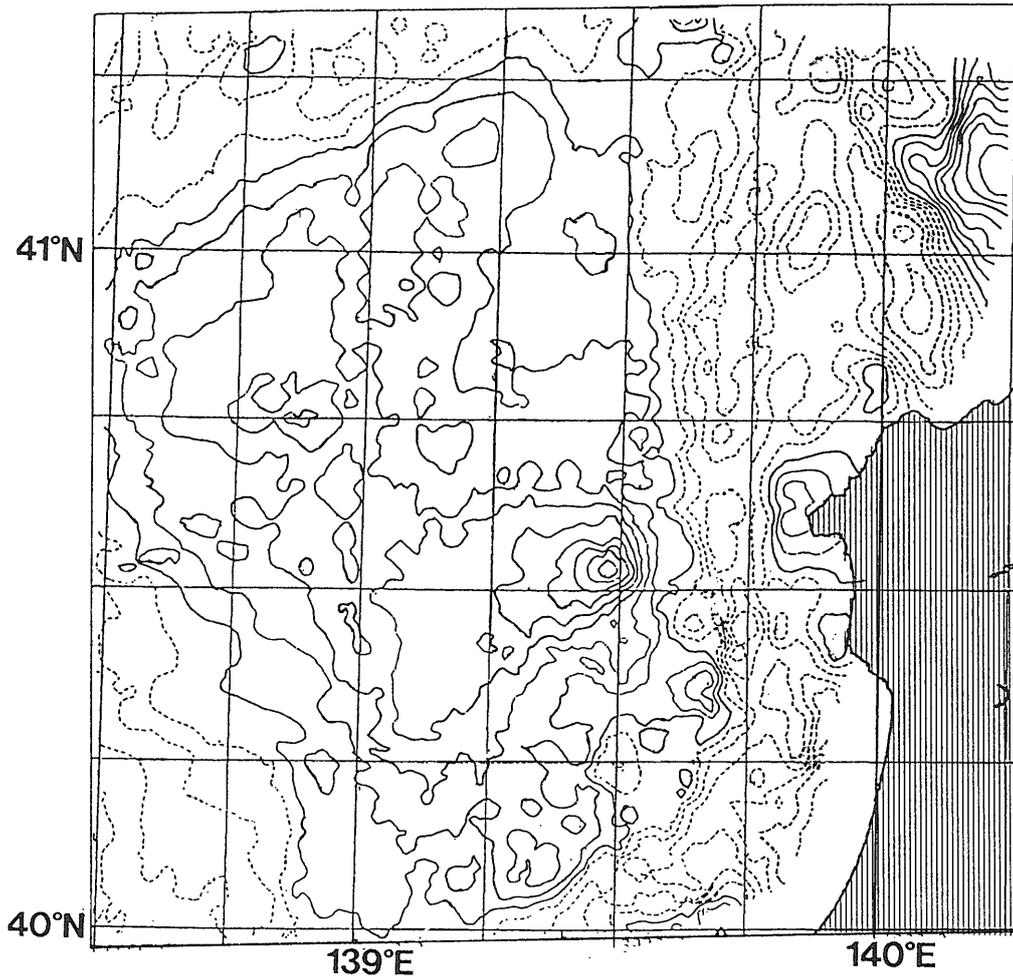
第5図 残差ブーゲー異常図. 仮定密度 2.3g/cm^3 で計算したブーゲー異常からリニアトレンドを引いたもの. コンター間隔は 5mgal . 破線は負, 実線は正の値を示す.

Fig. 5 Residual Bouguer gravity anomaly map of the study area after removing the linear trend. Solid and broken lines indicate positive and negative values, respectively.

地形補正法 (駒澤, 1988, 1989) を用いた. また, 地形データは駒澤・岸本(1995)で紹介されている 1km メッシュデータと測定点での水深データを併せて使用した.

仮定密度は, 2.3g/cm^3 を採用した. 陸上の場合と比べて, 地形, 重力ともに精度が低いため, 海底地形図と数種の仮定密度のブーゲー異常図を目視的に比較し, 全体的に見て判断した結果である.

測線上の各点における値として求めたブーゲー異常をランダムデータとみなし, 2次曲面のあてはめによってグリッド化を行った. ここでは取り込み半径を 20km とし, 1km メッシュデータを作成した. 第5図は, 局所的な構造が見やすいように, リニアトレンドを除去した残差ブーゲー異常を示した.



第5図 (続き)

Fig. 5 (continued)

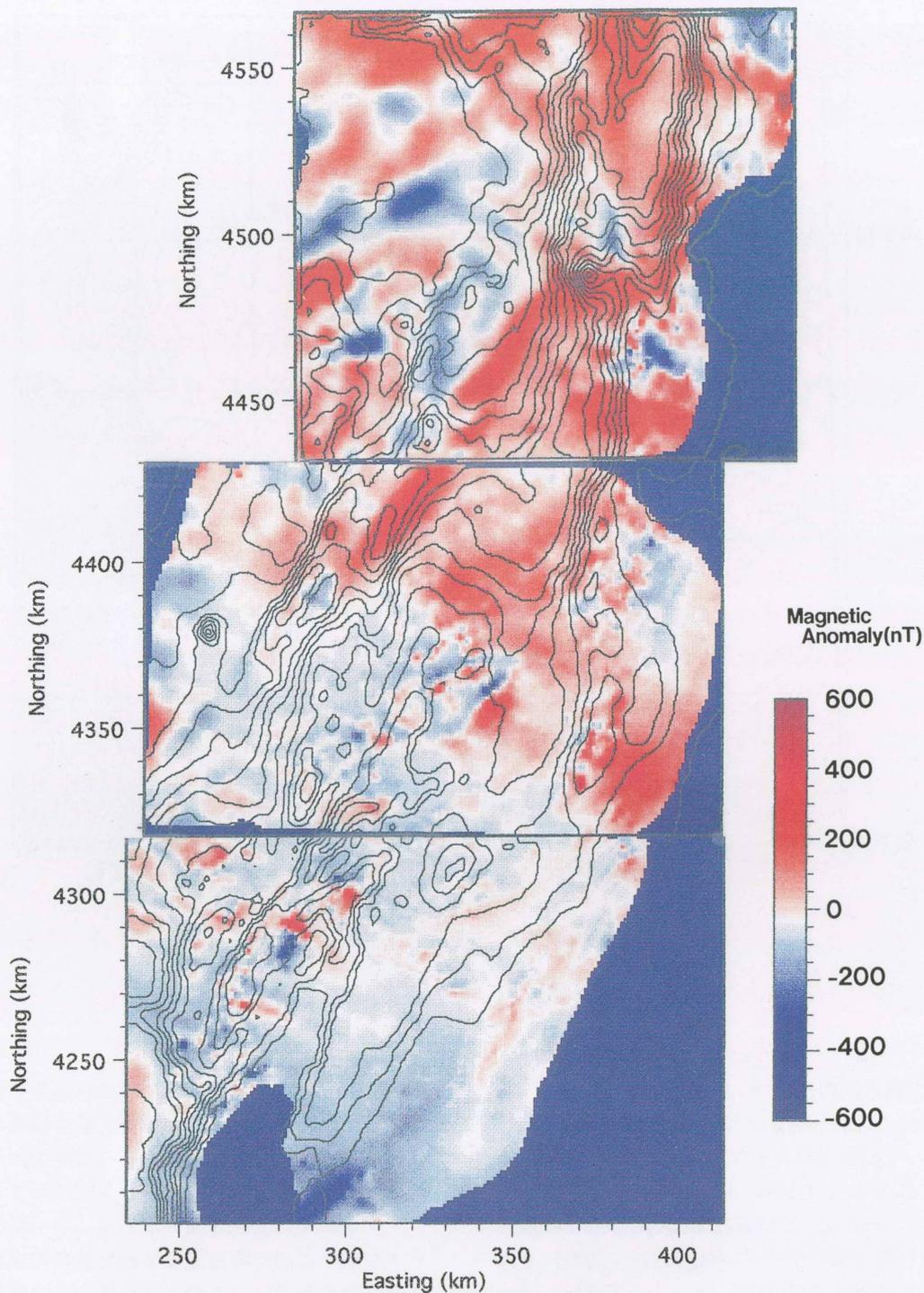
3.3 全磁力異常図の作成

日本海東縁部の地磁気異常については、すでにIshihara (1994) によって編集された東アジアの磁気異常図が知られており、GH89-2, GH89-4 航海のデータも含まれている。しかしながら、この図は高度約3,200mに編集された陸域及び沿岸部のデータ (牧野ほか, 1992) と海上全磁力異常を接続したもので、メッシュ間隔は2 km となっており、各種の調査データの接合の際にデータ取得高度補正は行われていない。そのため、全体的な傾向を把握するには有効であるが、小規模な構造の推定には不向きである。そこで、GH89-2, GH89-4, GH90, GH91, GH92の5航海で取得されかつ船上で編集された航海データファイルに収録されている全磁力値のIGRF残差を使用して新たに全磁力異常図を作成した。

船上で編集された航海ファイルに収録された値でそのままコンターリングを行うと、交点における磁力値差が大きいため、不自然な全磁力異常パターンが描かれてし

まう。交点磁力値差が大きい理由は経年変化の影響、日変化補正を行っていない影響、船体磁気の影響、位置データの誤差の影響などいろいろな原因が考えられる。例えば広域の海上磁気異常をコンパイルする場合には、データ取得年に大きな開きがあり、かつ航海ごとにシステムが違うために測位精度や磁力値の測定精度が著しく異なる場合が多い。このような場合には航海ごとに磁力値のオフセット補正が行われている (例えば Verhof *et al.*, 1991)。ところが、本海域のように比較的狭い範囲で、ほぼ同一のシステムでデータの取得が行われていても交点磁力値差は生じている。

交点磁力値差の原因は様々な要因が複合した結果と考えられるので、数万点に及ぶ測定点について個々の測定状況を考慮しながら誤差の原因を1つ1つ補正していくことは非現実的である。そこで中塚 (1989) に倣って、測線毎に直流的なバイアス値を考え、交点磁力値差が小さくなるように、また、バイアス値自体の二乗和がなる



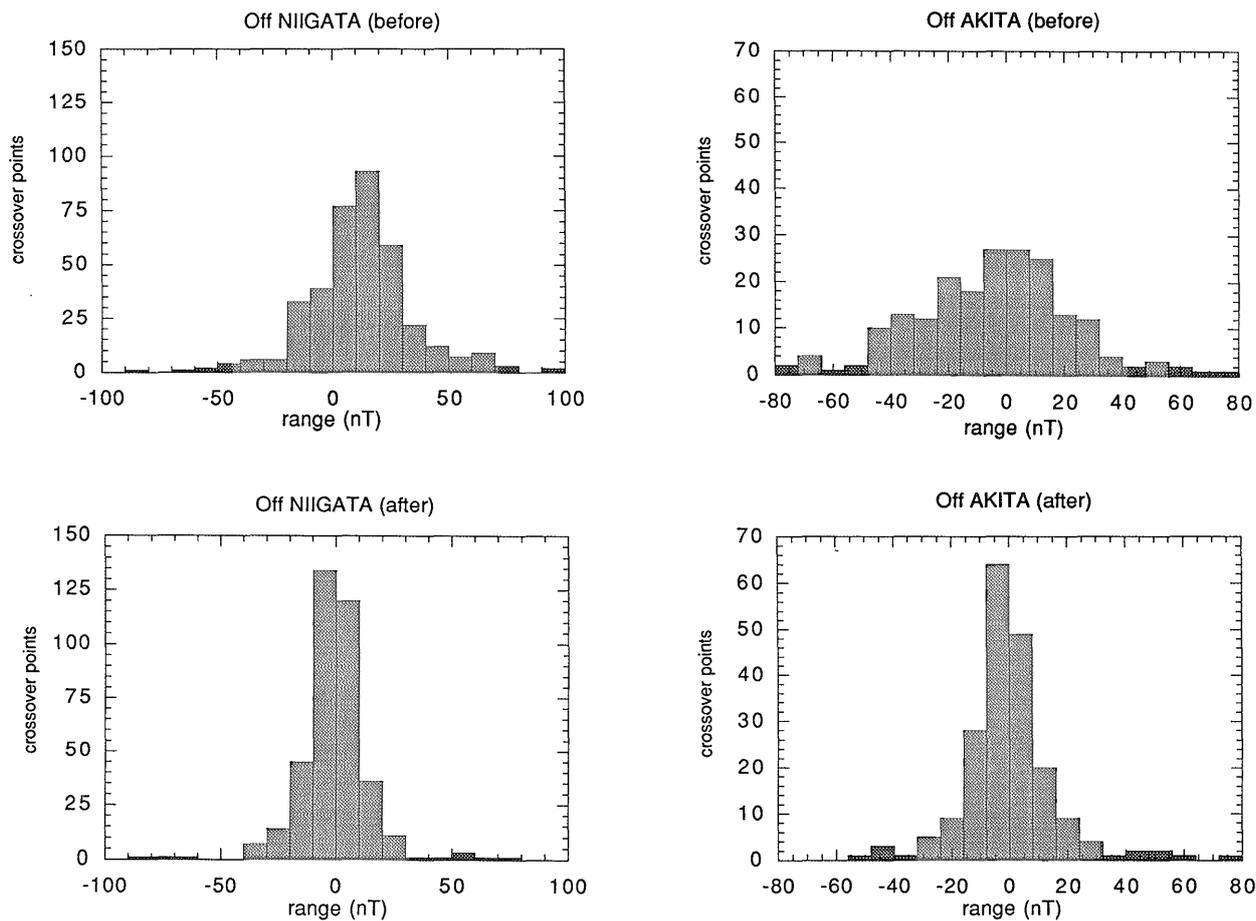
第6図 全磁力異常図. コンターは簡略化した海底地形. 座標値はゾーン番号54 (141°Eを中央経線とする)のUTM座標.

Fig. 6 Magnetic anomaly color map overlaid with bathymetric contours. Northing and Easting are UTM (Zone54) coordinate with the central meridian at 141°E.

べく小さくなるように、最小二乗法でバイアス値を決定する交点コントロール処理を行った(森尻・山崎, 1994).

この処理は最小二乗法を用いるために、あまり広範囲に渡ってコントロールを行うと交点磁力値差が大きいまま残される部分が出てくるおそれがある。そこでここで

は、観測範囲を新潟沖 (38°N-39°N)、秋田沖 (39°N-40°N)、青森沖 (40°N-41°15'N) に3分割してそれぞれ処理を行った。また、作図範囲ごとに独立して処理を行うために図面ごとの接続は考慮していない。そのため、パターンとしてはつながるけれども数値的にずれが



第7図 新潟沖, 秋田沖, 青森沖のデータに対する交点コントロール処理の前 (a), および後 (b) の交点誤差の分布状況

Fig. 7 Histogram of the crossover differences before (a) and after (b) cross-point controls in the (1) Niigata, (2) Akita, and (3) Aomori areas.

生じることもある。第6図に、作成した3枚の磁気異常図と海底地形を重ねたものを並べた。

交点コントロール処理によって、航海ファイルデータからコンター図を書いたものに比べ不自然な局所異常はかなり少なくなった。しかし、測位精度や磁力値の測定精度の限界から、大きな交点磁力値差が残ってしまった部分があり(第7図)、解析時には考慮する必要がある。

4. 2.5次元モデル

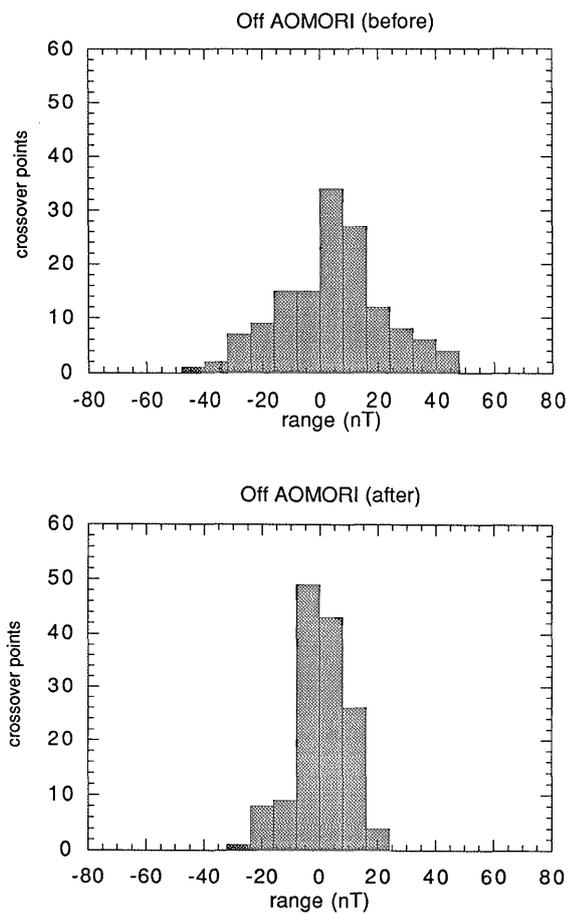
はじめに基盤構造の全体的な傾向を把握するために2.5次元解析(Rasmussen and Pedersen, 1979)を行った。基盤構造はプロファイルと直交する方向に十分な長さを持つ有限プリズムで近似する。ここでは、2次元性の考察は特に行わず、機械的に佐渡沖から北へ10kmおきに26本の東西断面をとった(第8図)。ただし、重・磁力異常の海陸接合は行っていないので海域で取得されたデータのみを使った。また、ブーゲー異常はリニアトレ

ンドを引いた残差ブーゲー異常を用いた。

始めに2層モデルを仮定してプロファイル上の残差ブーゲー異常を説明するような重力基盤深度を計算した。次に、同じプロファイル上で重力基盤を磁化層に置き換えて、観測磁気異常を説明するような水平方向の磁化強度分布を計算した。第8図中の4桁の数値はUTM座標のゾーン番号54(141°Eを中央経線とする)の北向き座標値(単位km, 赤道が0)である。また、シングルチャンネル音波探査から認められた断層の位置(Okamura *et al.*, 1995)も示してある。

4.1 解析モデル

ここでは、地殻構造を3次元有限プリズム(Bhattacharyya, 1964)の組み合わせで表現する。プリズムの中心が解析プロファイル位置(Y軸)の直線上にあり、上面深度に対してX軸方向に十分長いモデルを考え(第9図)、直線上のデータを用いて最小二乗法を適用した。重力異常値としては、第5図に示した残差重力



第7図 (続き)

Fig. 7 (continued)

値から、東西プロファイルを取った。

プリズムの構造変数は、プリズムの位置を示す y , h , 大きさを示す a , b , 厚さ d ならびに密度差 $\Delta\rho$, 磁化強度 J である。ここでは2層モデルを仮定して密度差を一定の 0.4g/cm^3 とし、上面深度 h のみを変数として X 軸方向の長さ a は十分長い 8 km , 厚さ d も十分厚い 4 km に固定した。プリズムは測線方向である Y 軸方向に1列に並び、 Y 軸方向の長さ b は、測線の範囲内では 1 km , 打ち切り誤差の影響を避けるために測線の両側には 2 km と 4 km のプリズムを配置して計算を行った。また、初期値は水深 $+1\text{ km}$ とし、基盤深度は海底面よりも浅くならない、という束縛条件を付けた。

一方、磁気異常解析においては、磁性体の構造変数(位置、形状、幅、広がり、深さ)と磁化変数(磁化ベクトルの向きと大きさ)を測定磁気異常から一意には決められない。そのため、磁化強度や磁気構造の制約条件を適当に設定して解析を行うことが多く、磁性体の磁化を与えてその深度分布を求める解析や海底地形に沿った磁化強度のみをパラメータとした解析が広く行われている。

ところが、ここでは岩石磁気的な情報がないことに加えて、盆地反転構造を起こしているので地形と基盤の形状は調和的でなく、具体的な深度の情報も非常に乏しく、磁化も深度も適切な制約条件を与えられないことがわかった。

今、鳥海礁(第1図のR6)を例にして簡単な比較計算を行う。第10図のB, C, Dは重力異常の2.5次元解析による重力基盤深度である。このとき、2層モデルの密度差を 0.3g/cm^3 , 0.4g/cm^3 , 0.5g/cm^3 としている。一方、E, F, Gは磁気異常の2.5次元2層構造解析による磁気基盤深度である。このとき磁化を一定として磁化強度をそれぞれ 0.1A/m , 0.5A/m , 1.0A/m とした。重力基盤の起伏は岡村ほか(1992)による音響基盤(第11図)と調和的である。また、与える密度差の値に対してもさほど大きな変化を示さない。それに対して磁気異常の方は、モデルに与える磁化強度を変えると、磁気基盤深度が大きく変わってしまう。

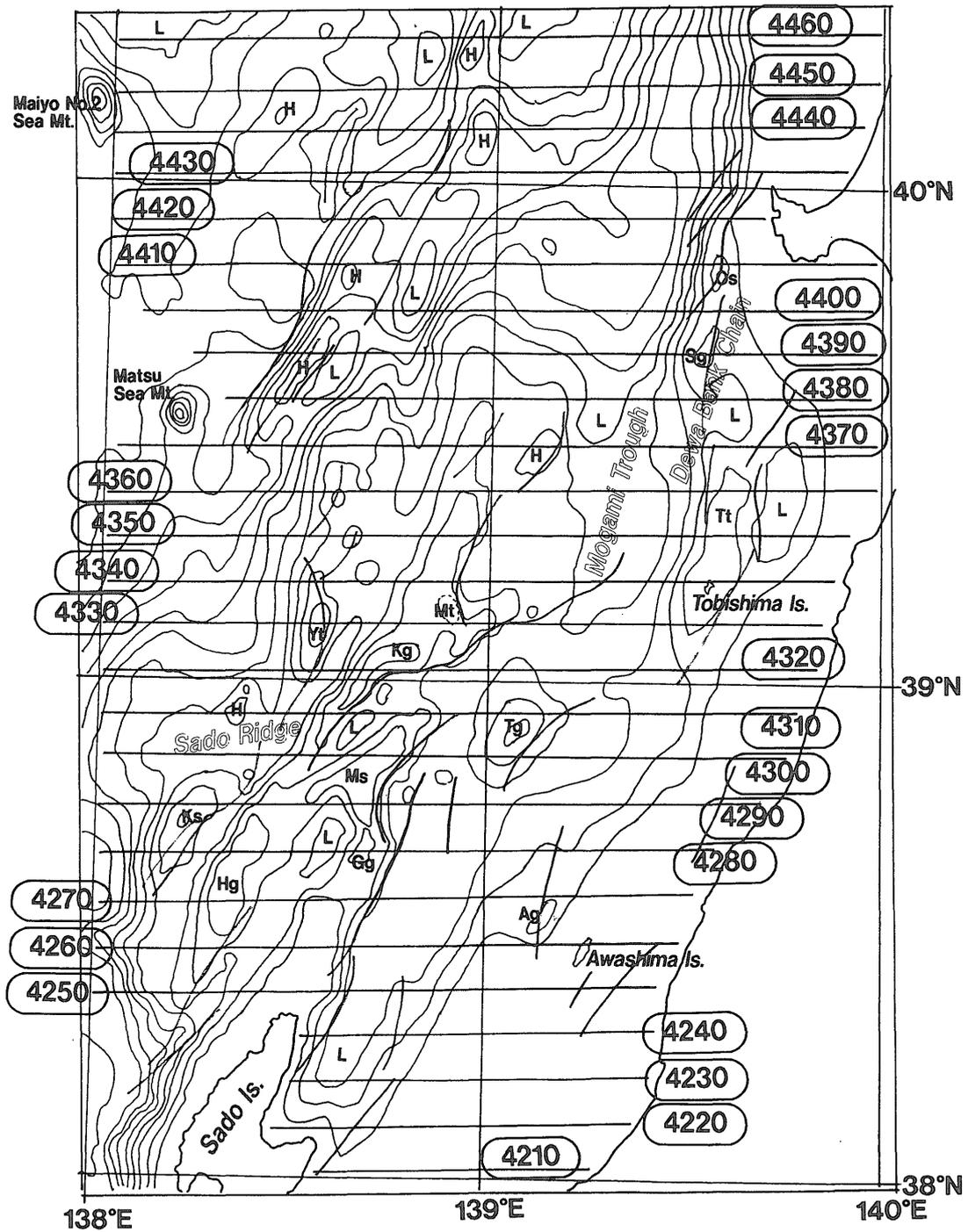
また、磁性体を一様磁化として重力基盤の起伏から計算される磁気異常と、実際に観測された磁気異常のパターンは調和的ではない。そのため、磁気異常を説明するためには磁化強度の水平方向の変化を許すモデルが必要である。そこで、基盤深度は重力異常から計算し、その基盤内の磁化強度分布で磁気異常を説明することにした。すなわち、重力異常の解析で得られた構造モデルに対して、同じプロファイル上で得られた磁気異常を説明するような磁化強度分布を計算する。ここでは初期値としてすべてのプリズムに便宜的に 0.5A/m を与え、特に束縛条件を付けなかった。そのため、求めた磁化強度はあくまでも相対的な値になっている。

なお、日本周辺地域では全磁力異常は双極子異常となり、東西プロファイルではその特徴を正しく反映できない。そこで磁性体の直上に地磁気異常のピークが来るように、平均的な地磁気の方向である伏角 50° , 偏角 8° W を用いて全磁力異常を極磁力異常に変換し、解析に用いた。極磁力異常への変換は二重フーリエ変換を用いた周波数フィルター(加藤, 1987)によった。

4.2 解析結果

第12図に2.5次元解析の結果をまとめた。(a)は磁化強度分布を示し、バーが長いほど磁化強度は大きい、上向きは正、下向きは負を表すが、ここで磁化強度の値は相対値としてのみ意味をもつと考えて良い。負の磁化強度を示しても逆帯磁ではなく、平均よりもかなり弱いと解釈する。(b)は重力の基盤深度と水深の差を示したものである。2層モデルインバージョンを行ったので、堆積層の厚さに相当し、バーが長いほど堆積層は厚い。

これで見ると、ちょうど酒田沖を境界にして大きく磁化強度の強い範囲と弱い範囲に分けられる。また、特に磁化が弱い部分は、佐渡海嶺の北端付近に相当する。酒



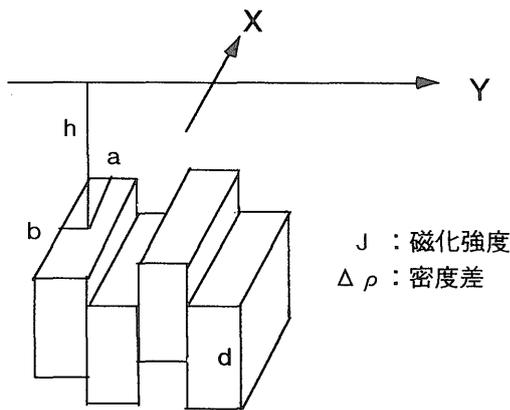
第 8 図 2.5次元解析のプロファイルの位置。プロファイルにつけられた数値は UTM 座標のゾーン番号54 (141° E を中央経線とする) の北向き座標値 (単位 km, 赤道が 0)。

Fig. 8 Index map of E-W profiles. Profile numbers correspond to Northings values in km in the UTM Zone 54 coordinate the central meridian of which is 141° E.

田沖から佐渡島にかけては磁化の絶対値が小さくなっている。

個々のプロファイルについては北の No. 4460 から南へ向かって、第 13 図(1)-(26)に示した。No. 4460 (第 13 図(1)) から No. 4440 (第 13 図(3)) は堆積層が西側でほとんど見られず、水深も深い。それが No. 4430 (第

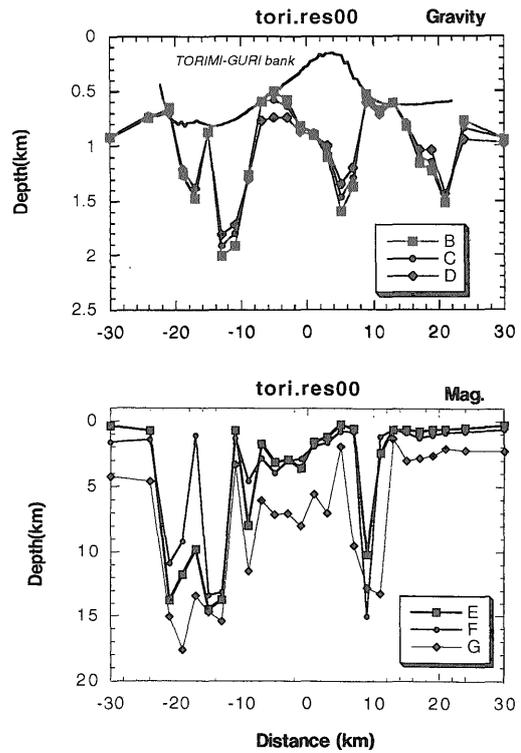
13 図(4)) 付近から堆積層の厚い部分が現れてくる。また、重力基盤が急激に深くなっているところは断層のように破碎されて密度が小さくなっている部分と考えられる。これは Okamura *et al.* (1995) に表されている断層の分布と対応がよい。また、磁化強度の局所的に強いところは重力基盤が急激に深くなっているところによく現



第9図 2.5次元解析のプリズムの配置. Y: プロファイルの方向, h: 上面深度, a, b: プリズムの長さや幅, d: プリズムの厚さ. a, b, dは固定. 重力異常の解析では各プリズムの上面深度hを計算し, 磁気異常の解析では各プリズムの磁化強度Jを計算する.

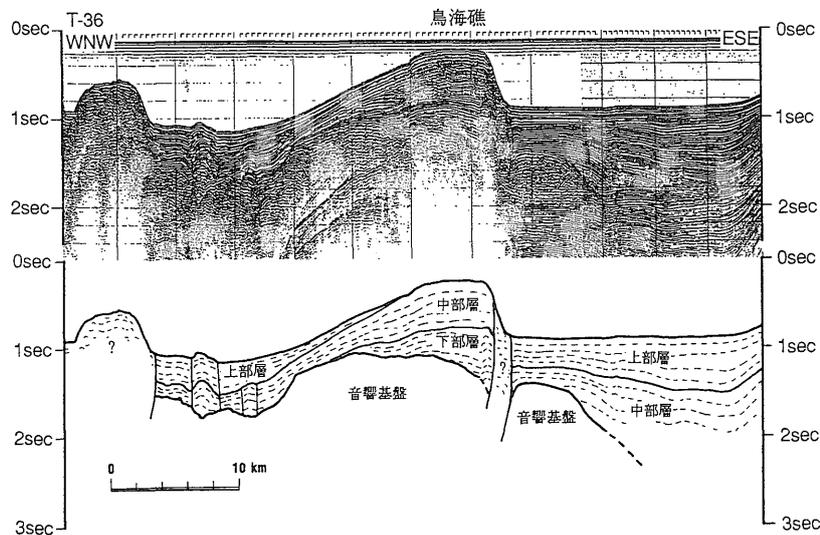
Fig. 9 Schematic configuration of source prisms in the 2.5-D analysis. h: depth, a, b: length and width, d: thickness. a, b, d are fixed. The depth h to each prism was decided so as to fit gravity data along Y-axis, and the magnetization of each prism was estimated from magnetic anomaly profile.

れる. ここでは東西プロファイルを取っているため, 平均的な磁場方向で極磁気変換を行った影響は小さいと考えられる. 重力基盤の急激な深まりが断層のような破砕帯を示唆するとすれば, 磁化強度の強い部分を火山性の貫入岩としていわゆる弱線に貫入したと考えても良い. さらに南を見れば, 最上トラフの基盤の深まりはNo. 4240 (第13図(23))とNo. 4230 (第13図(24))の間までであることがわかった.



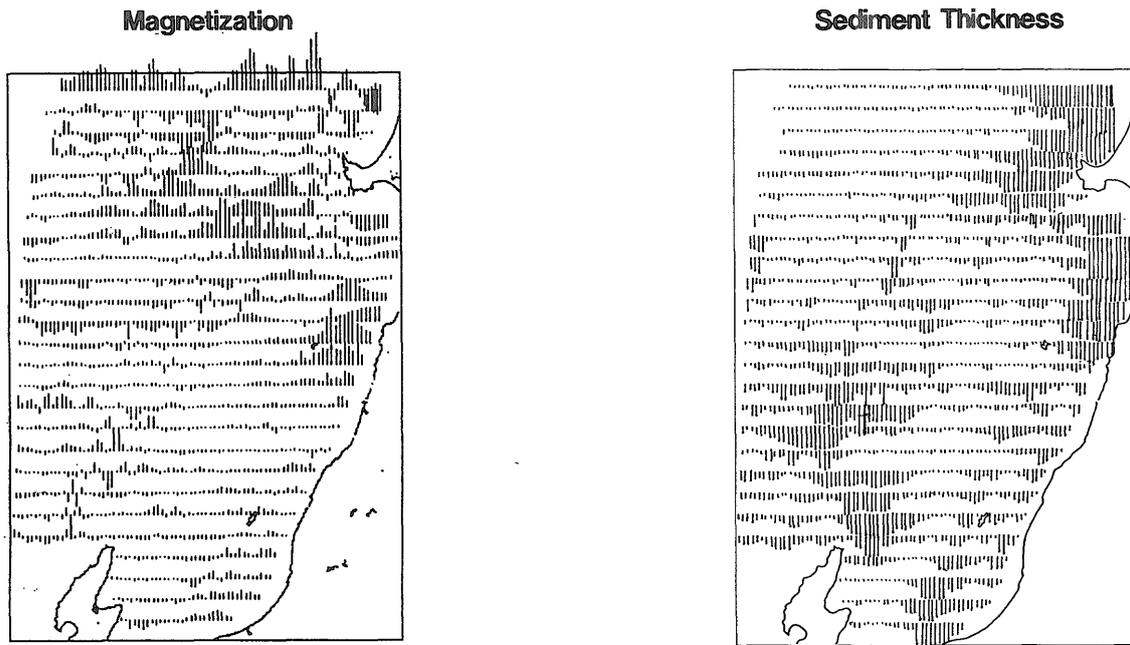
第10図 鳥海礁の2.5次元解析の例. 上: 重力2.5次元解析, 密度差を与えて深さを推定. B, C, D: 密度差はそれぞれ0.3, 0.4, 0.5g/cm³. 下: 磁気異常2.5次元解析, 磁化強度を与えて深さを推定. E, F, G: 磁化強度はそれぞれ0.1, 0.5, 1.0A/mとした.

Fig. 10 Profiles across the Torimiguri Bank. Top: Basement depths calculated from Bouguer gravity anomalies under the assumption of density contrasts B: 0.3, C: 0.4, and D: 0.5g/cm³. Bottom: Basement depths calculated from magnetic anomalies assuming uniform magnetizations E: 0.1, F: 0.5, and G: 1.0A/m.

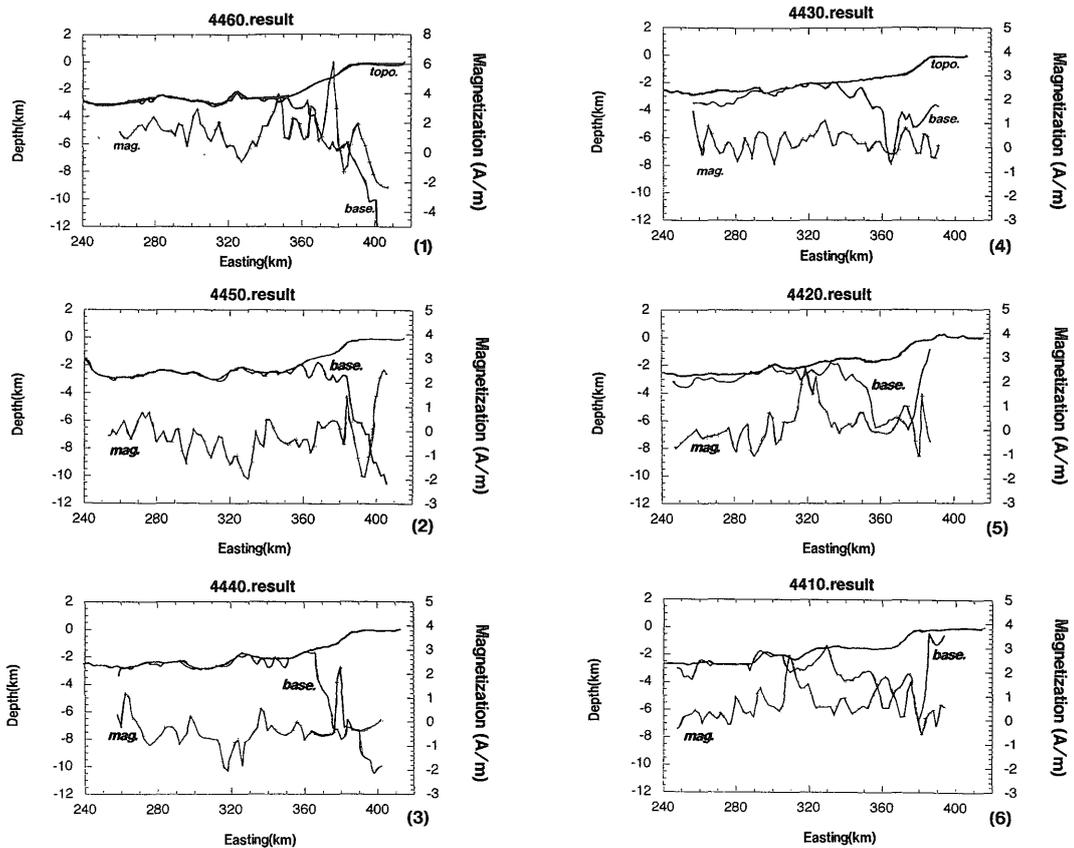


第11図 鳥海礁を横切るシングルチャンネル音波探査記録と解釈図. 岡村ほか (1992) より.

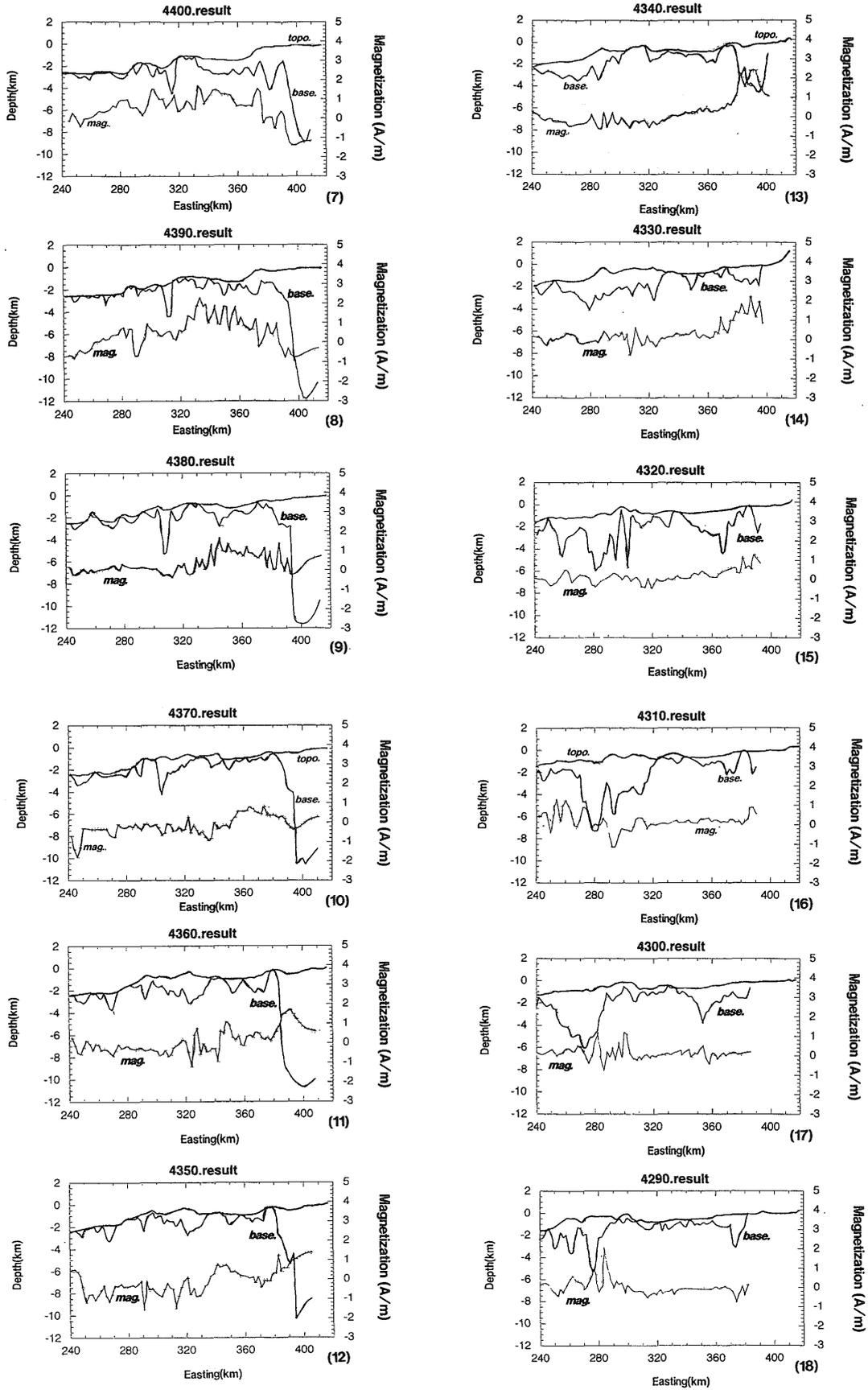
Fig. 11 Seismic profile over the Torimiguri Bank. After Okamura *et al.* (1992).



第12図 2.5次元解析の結果. 磁化強度と堆積層の厚さ.
 Fig. 12 Apparent magnetization and sediment thickness estimated from 2.5-D analyses.

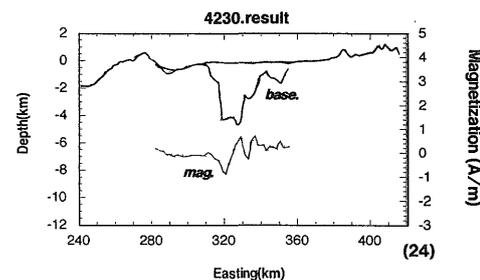
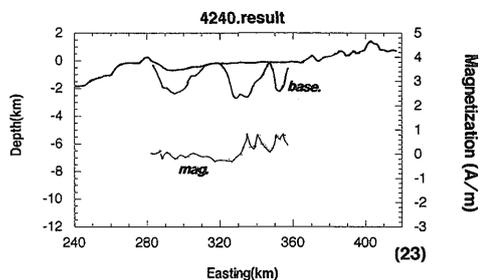
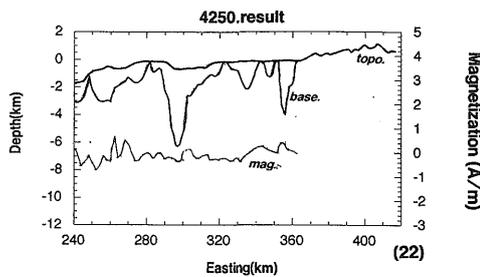
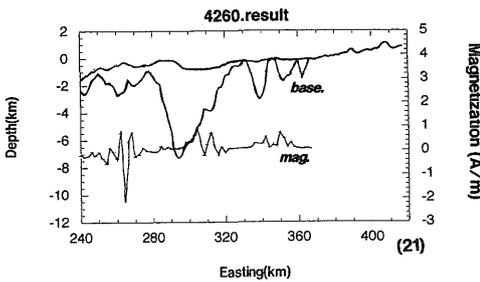
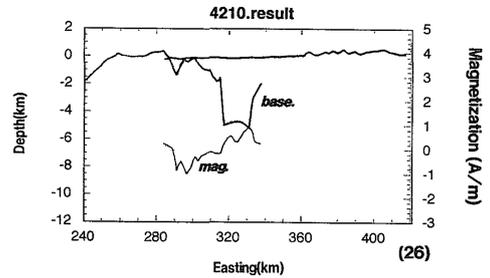
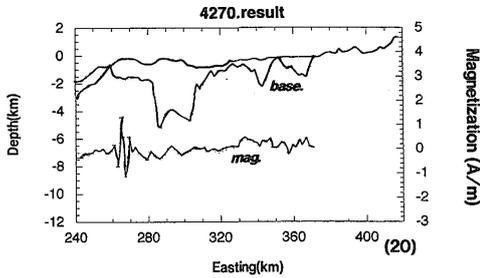
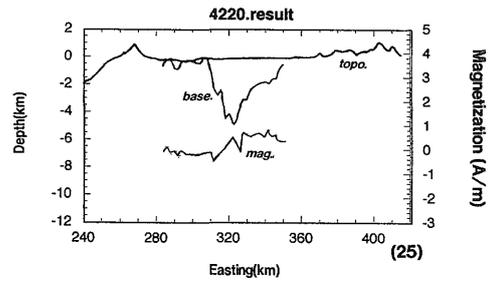
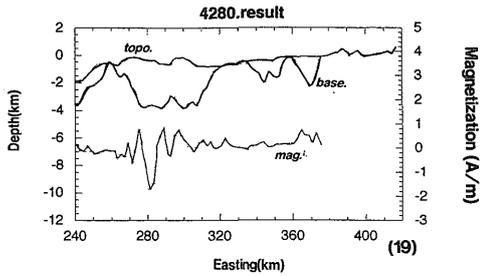


第13図 (1) - (26) 2.5次元解析の結果. 海底地形, 重力基盤深度, 磁化強度.
 Fig. 13 Bathymetry, gravity basement depth, and apparent magnetization on E-W profiles derived from 2.5-D analyses.



第13図 (続き)

Fig. 13 (continued)

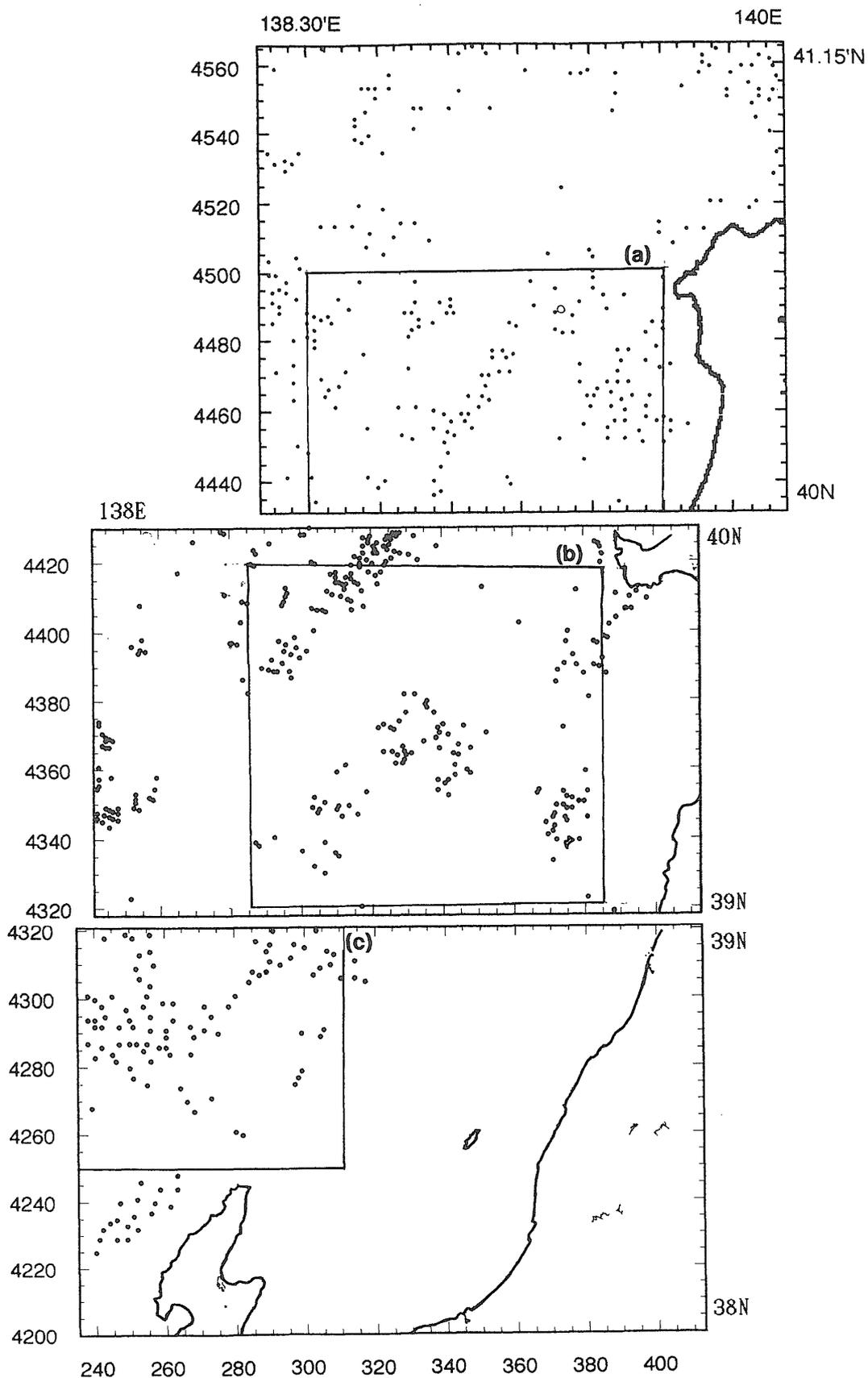


5. 磁氣的な構造境界の検出

磁氣的な構造境界の検出方法には、Blakely and Simpson (1983)による擬重力異常(Baranov, 1957)の空間微分のピークを検出し、マップ上にマークした点の分布から推定する方法や、牧野 (1997)による、極磁力異常の空間微分のピーク分布から磁氣的構造を推定する方法がある。一律に平均的な磁化方向を用いて擬重力異常や極磁力異常に変換する場合、著しく磁性体の磁化方向が異なる場合にピークの位置にずれを生じることがある。そこでここでは、Roest *et al.* (1992)による Analytic Signal 振幅による解析法を導入した。

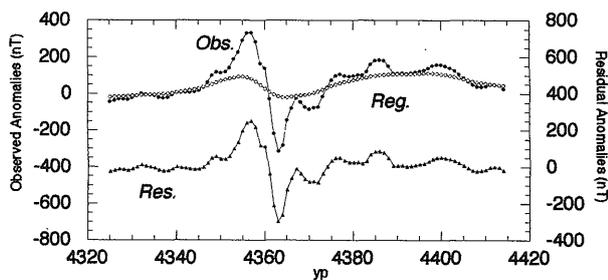
この方法は、地磁気三成分を測定し、その各成分の空間微分から求められる ISDV (Intensity of Spatial Difference Vector) のピークが磁氣的構造境界に相当するとした Seama *et al.* (1993) と類似の考えである。ただし、Analytic Signal 振幅による解析法は、中緯度地域では、得られるピークに多少のずれを生じることが避けられない (Roest and Pilkington, 1993)。ところが、白嶺丸搭載の船上地磁気三成分磁力計のデータにはまだ解決すべき問題が多くあり (森尻・山崎, 1997)、ここでは ISDV ではなく Analytic Signal 振幅を求めることにした。

求めた Analytic Signal 振幅から、Blakely and Simpson (1986) にならい N-S, E-W, NE-SW, NW-SE の4方向に対してピークを検出した。ただし、磁気異常の勾配は磁性体の上面深度が深いほど緩くなることから、マッピングを行うときのスレッショルドレベルの設定は、水深によって異なる値が必要になる。あくまでも目安であるが、秋田沖 (39°N-40°N) では水深 2 km で



第14図 Analytic Signal 振幅のピーク分布. (a), (b), (c) は次の3次元解析を行った範囲.

Fig. 14 Distribution of the maxima of the analytic signal amplitudes. (a), (b), and (c) indicate areas for 3-D analysis.



第15図 観測磁気異常(Obs.), 4kmの上方接続(Reg.), 残差磁気異常(Res.)プロファイルの例。

Fig. 15 An example of profiles of observed magnetic anomalies (Obs.), 4km upward filtered anomalies (Reg.), and residual magnetic anomalies (Res.).

30nT/km, ならびに 0 km で100nT/km, になるようにリニアに設定した。同様に新潟沖 (38°N-39°N) では磁気異常が比較的緩やかなため, スレッシュホールドレベルは, 水深 2 km で30nT/km, 0km で50nT/km になるように設定した。また, 青森沖 (40°N-41°15'N) では磁気異常が大きいのでスレッシュホールドレベルは, 水深 3 km で80nT/km, 0km で100nT/km になるように設定した。こうして抜き出した磁氣的構造境界が第14図である。

青森沖海域では磁氣的境界は久六島 (第1図k) の西側からSW方向とSE方向に伸びているのがわかる。特にSW方向の磁氣的境界は, その南の秋田沖海域でも磁氣的境界線の延長が見られる。ここは1983年の日本海中部地震の震源域にほぼ対応しているが, かなりはっきりとした磁氣的境界になっていることが興味深い。

次に, 秋田沖海域の磁氣的な構造境界を見ると, 大まかに3列に分けられる。それらは, 1) 男鹿半島から飛鳥 (第1図t) にかけて, 2) 佐渡海嶺と大和海盆の境界付近, 3) 佐渡海嶺北部の最上堆 (第1図R7) 周辺, に対応する。

新潟沖海域では他よりもスレッシュホールドレベルをかなり下げているにもかかわらず, 磁氣的境界は佐渡海嶺の西側のみに顕著に現われ, 粟島 (第1図a) 周辺では検出されなかった。また, 図中には地質構造と対応付けられない境界線がたまに見られるが, それが測線方向と同じN70°Wの方向であるときは, コントロールできなかった交点磁力値差が微分をとることによって増幅された影響と考えたほうが良い。

6. 3次元モデル

次に3次元モデルによる重力基盤深度解析とその基盤面上での磁化強度マッピングを行った。

Analytic Signal 振幅のピーク分布によって推定された磁氣的境界を見ると, 佐渡海嶺付近に多くの境界が表れた。これらはその並び方から, 3次元的な磁氣的境

界, すなわち, 火山性貫入岩のように周辺の基盤層と磁化強度が大きく異なる岩体の存在が示唆される。そのような磁性体の解析には, 前々節で行った2.5次元解析は不向きである。そこで, (a)奥尻海嶺南部久六島の南, (b)佐渡海嶺北部最上堆付近, (c)佐渡海嶺南部, の3ヶ所を選んで3次元モデルの解析を実施した。具体的な解析範囲は第14図に示してある。

このうち, (b)の範囲の解析結果についてはすでに森尻 (1997) で報告済みであるが, ここでは計算に際して加えた条件等について少し詳しく述べることにして, 3ヶ所全部について結果を示す。

6.1 解析方法

解析は, 以下の手順で行った。

- (1) 解析範囲の仮定密度を再検討し, ブーゲー異常を再計算する。
- (2) 解析範囲におけるブーゲー異常からリニアトレンドを除去する。
- (3) リニアトレンドを引いた残差重力値から2層モデルを仮定して3次元反復修正法 (駒澤, 1984) で重力基盤深度を計算する。
- (4) 全磁気異常から, 上方接続フィルターを用いて広域的な磁気異常と局所的な磁気異常の分離 (Gupta and Ramani, 1980) を行う。
- (5) 重力基盤面上における磁化強度マッピングを行う。磁化強度分布の計算方法は Okuma *et al.* (1989) と同じである。

手順(1)について補足すると, 2.5次元解析では, 全体の傾向を見る目的から, 仮定密度を2.3g/cm³としてブーゲー異常を計算した。しかし, 3次元解析では, 約100 km四方の各解析範囲ごとに基盤深度を推定する。また, 2層モデルを仮定した重力基盤深度の推定には堆積層と基盤層の密度差よりも, ブーゲー密度の方が大きく影響する。そこで, 再度仮定密度を変えてブーゲー異常を再計算し, かつ, その範囲でリニアトレンドを引いた残差重力異常を用いた。

また, 手順(4)については, 観測磁気異常には広域的な構造の影響が強く表われている。そこで, 局所的な磁氣的構造を推定するためには, 広域的な磁気異常を分離する必要がある。ここでは上方接続フィルターを用いた。つまり, ある高度分だけ上方接続を行って得られる磁気異常を広域的な磁気異常とする。そして, その広域的な磁気異常を観測磁気異常から引いた残りを局所的な磁気異常とする (第15図)。上方接続フィルターに用いる接続高度の推定には, パワースペクトルの傾きによる構造深度の推定結果を用いるのが一般的である。しかし, ここでは磁化層上面を重力基盤面と見なしているので, 重力基盤の平均深度よりもやや大きめの値を採用した。

手順(5)の磁化強度分布の計算では次の2つの仮定を置いた。(イ)磁性体は現在磁場に平行な磁化を持つ。(ロ)磁性体の上面深度は重力基盤深度に等しい。

このうち、仮定(イ)については、今、単体の磁性体による磁気異常を考えたとき、磁気異常の正負のピークを結んだ方向は、磁化方向と外部磁場方向のベクトル和の方向を示すはずである。また、磁性体上面の深度にもよるが数km程度の場合には磁気異常の正と負のピークの距離はほぼ磁性体の幅に相当する。そのため、測線間隔のほうが広い場合は正しい正負の磁気異常の組をピックアップしていない可能性がある。ここで得られた磁気異常の場合、測線は格子状に配置されてはいるが、走向N20°Eの測線では約7km間隔、走向N70°Wの測線でも約3km間隔である。このことから、正しく地磁気異常の正負のピークをサンプリングするためには、磁性体の幅は測線間隔よりも十分に広いことが必要である。または、外部磁場の偏角がN8°Wであることから、測線の方向がN20°Eの場合に測線上に正負のピークが乗るためには東向きの残留磁化がかなり強く、方向がN70°Wの場合なら、西向きの残留磁化がかなり強い必要がある。以上のことから、磁気異常図では対になっているように見えても、必ずしも正しい正負の組をピックアップしているとは言えない可能性がある。

地磁気三成分測定で正しい値が得られれば、磁化方向を得られるが、残念ながら白嶺丸で得られたデータは磁化方向を特定するほど良質ではない(森尻・山崎, 1994)。以上のことから、ここで得られたデータから直接磁化方向を得ることは大変困難である。そこで現在磁場と平行な磁化を仮定して磁化強度分布の推定を行った。

6.2 解析結果

磁化強度分布はカラーで示し、大まかな海底地形を重ねて第16図にまとめた。解析に際して、地質学的な情報が無かったため初期値には便宜的な数値を与えた。そのため磁化強度の分布には意味があるが、個々の具体的な磁化強度の数値は、初期値に応じて変化しうるので注意が必要である。個々の範囲の解析結果を南から(c), (b), (a)の順に示す。

6.2.1 佐渡海嶺南部(c)

3カ所の解析範囲の内、もっとも南の佐渡海嶺南部では、ブーゲー異常を計算する仮定密度を2.0g/cm³とした。そしてリニアトレンドを除いた残差重力値から、基盤との密度差を0.4g/cm³として重力基盤深度を求めた。

さらに、広域的な磁気異常には、重力基盤の平均深度より少し深い3kmで磁気異常の上方接続を行った値を採用し、残差磁気異常から磁化強度分布を求めた。

解析結果を見ると、磁化強度の強い部分は火山性の貫入岩と考えられ、重力基盤の境界付近、あるいは深いと

ころに点在している。磁化強度が弱く求められたところは、構造的に磁化強度が弱いと考えられるところと、磁化強度の強い部分に囲まれた窪地の大きな負の磁気異常を説明するために磁化強度が負になったところの2種類があげられる。

6.2.2 佐渡海嶺北部最上堆付近(b)

佐渡海嶺北部最上堆付近では、同様にブーゲー異常を計算する仮定密度を2.0g/cm³とした。そして残差重力値から、基盤との密度差を0.4g/cm³として重力基盤深度を求めた。

広域的な磁気異常の分離には、重力基盤深度が2-3kmの周辺に分布することから、上方接続フィルターの接続高度を4kmとした。

解析結果を見ると、佐渡海嶺南部と同様に解釈できる。すなわち、磁化強度の強い部分は火山性の貫入岩の存在を示唆すると考えると、磁化強度の強いところが重力基盤の境界付近や基盤が深いところに点在していることと調和的である。また、磁化強度が弱く求められたところも、最上堆付近と同様の解釈が可能である。

6.2.3 奥尻海嶺南部久六島の南(a)

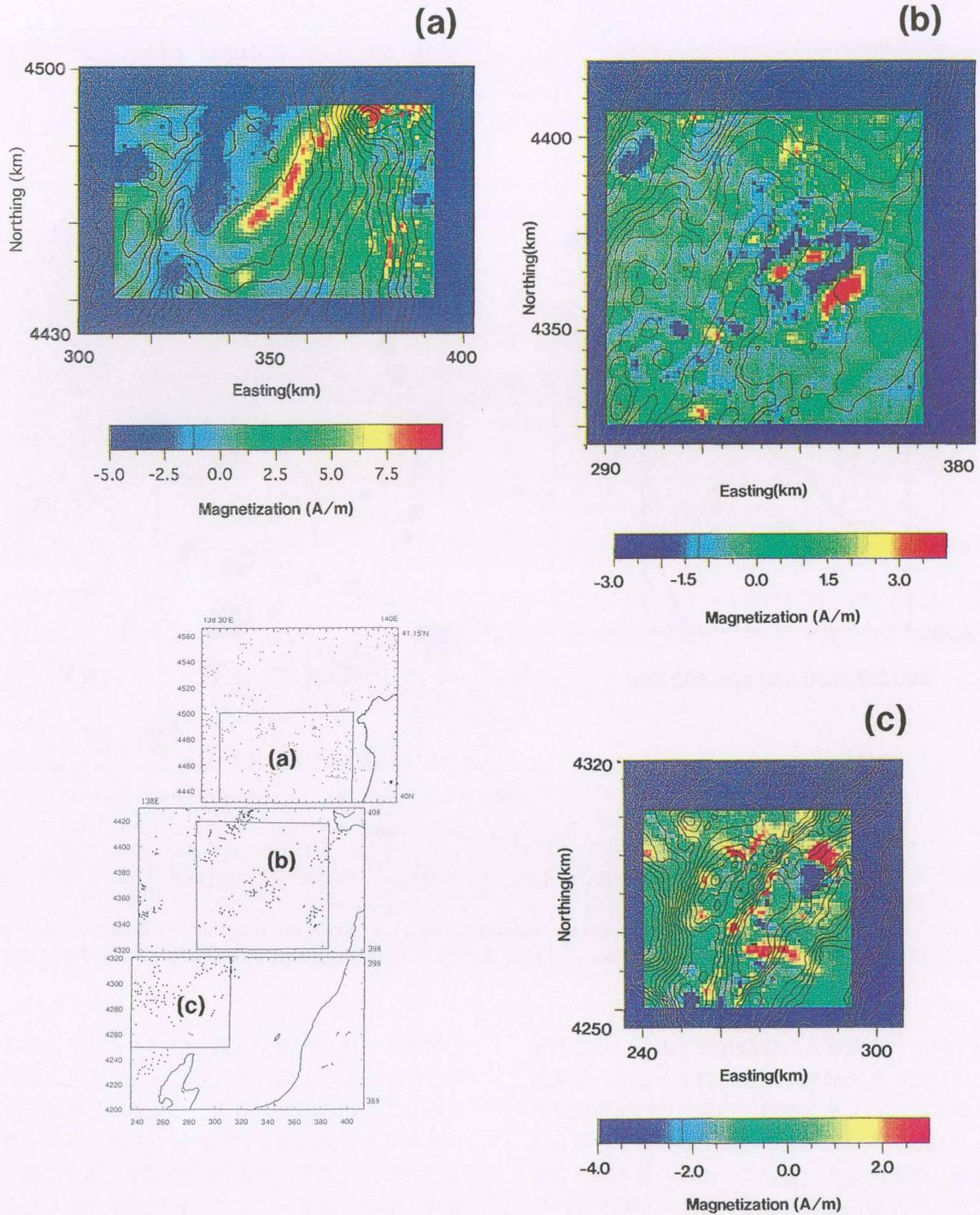
最後に奥尻海嶺南部に相当し、最上トラフ北部と日本海盆との接合部付近について磁化強度分布の推定を行った。

ここでは、上記2カ所とは地質構造の違いが見られ、ブーゲー異常は仮定密度2.3g/cm³で計算し、リニアトレンドを除去した残差重力異常から、密度差0.4g/cm³の2層モデルを仮定して重力基盤深度を推定した。また他の範囲と同様に接続高度4kmで磁気異常の上方接続を行い、広域的な磁気異常とみなして除去した。

ここで磁化強度の強い部分が久六島(第1図k)からほぼSWの方向に列になっているがこれは最上トラフが日本海盆に埋没していく重力基盤の境界に沿っている。また、佐渡海嶺の終端部付近では磁化強度が特に弱くなっている。ここには音波探査記録から断層が認められており、この影響と考えられる。

7. 議 論

解析には、今回新たに取得されたデータのみを用い、既存のデータとのコンパイル作業は行っていない。既存のデータと接続しなかった最大の理由は、特に日本海では1960年代、1970年代の船の測位精度が、現在のものに比べて格段に低いことに依る。特に局所的な異常パターンが地殻構造の情報なのか測位誤差によるノイズなのか判断が難しくなることがある。そのため、小規模な異常は接続のため平滑化されることがある。



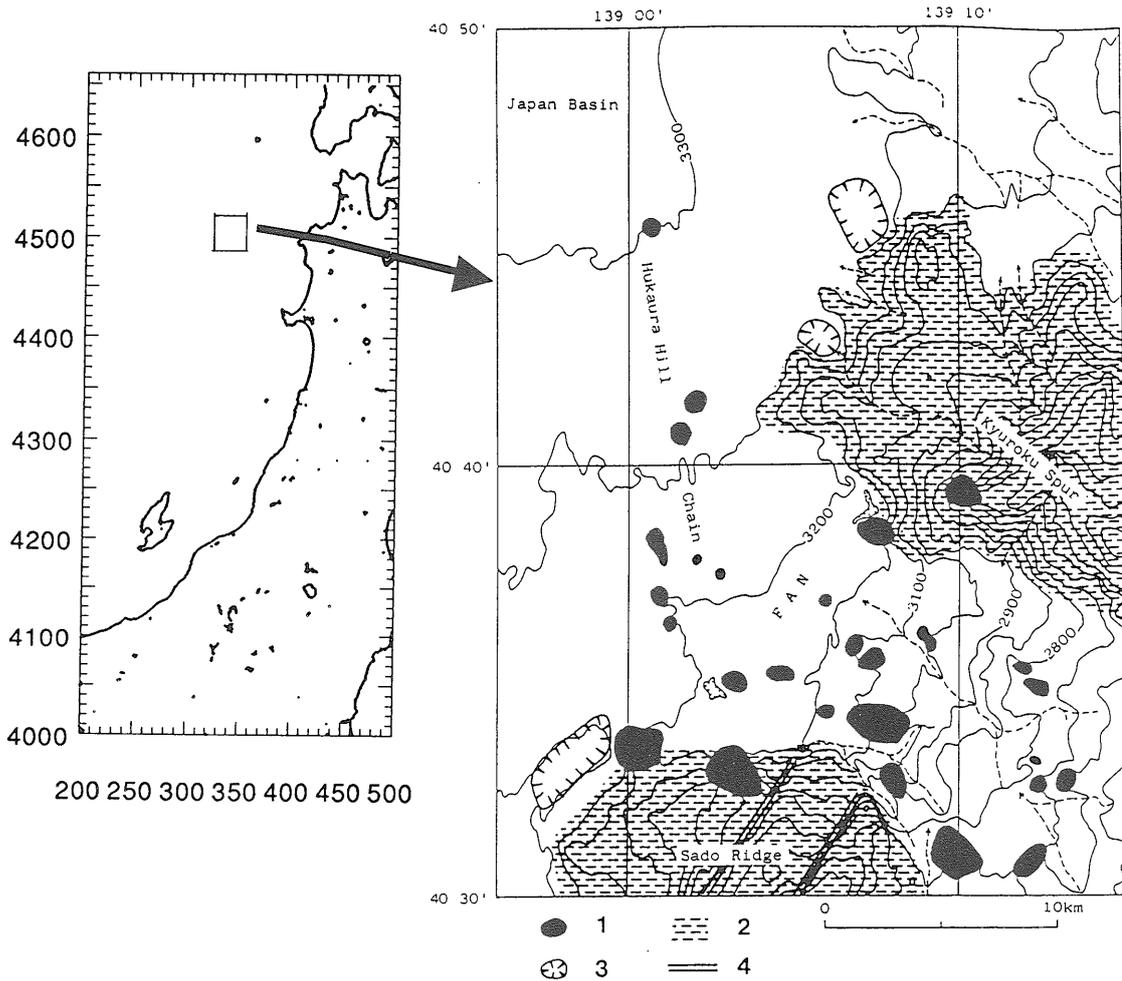
第16図 3次元解析を行った範囲と磁化強度分布. コンターは簡略化した海底地形. (a) 奥尻海嶺南部久六島周辺, (b) 佐渡海嶺北部最上堆周辺, (c) 佐渡海嶺南部.

Fig. 16 Apparent magnetization intensity maps overlaid with bathymetric contours, (a) around Kyurokujima Island, southern part of Okushiri Ridge, (b) around Mogamitai Bank, northern part of Sado Ridge, and (c) southern part of Sado Ridge.

しかし、本研究では広域的なテクトニクスを考察するのではなく、特に、同一測線上で得られたシングルチャンネル音波探査記録と重・磁力異常から求める構造を対応づけることを目標としている。そのため、同一システムで取得され、精度も良く、かつ、客観的にノイズかど

うか判断しやすいことから、白嶺丸で新しく得られたデータのみによる重・磁力異常から構造を求めた。

このようにして、日本海東縁部海域の磁氣的構造を求めたが、得られた構造について考察すると、特に興味深い議論が2点ある。



第17図 久六島周辺の海底地形の特徴的な分布. 1: 小丘, 2: 小海嶺, 3: 窪地, 4: 佐渡海嶺のリニアメント. 加藤ほか (1986) より.

Fig. 17 Morphological characteristics around Kyurokujima Island. 1: Knoll or small hill, 2: Ridge or Spur, 3: Shallow depression along the border of Japan Basin, 4: Linearment on Sado Ridge. After Kato *et al.* (1986).

まず第1は、火山性貫入岩体の存在である。佐渡海嶺北部最上堆付近、久六島から佐渡海嶺にかけて、佐渡島北部の3箇所について重力基盤上の見かけ磁化強度分布を推定した結果、佐渡海嶺北部の最上堆周辺と佐渡島北部の瓢箪礁（第1図R2）周辺に火山性の貫入岩の存在が示唆されるような磁化強度の強いところが現れた。

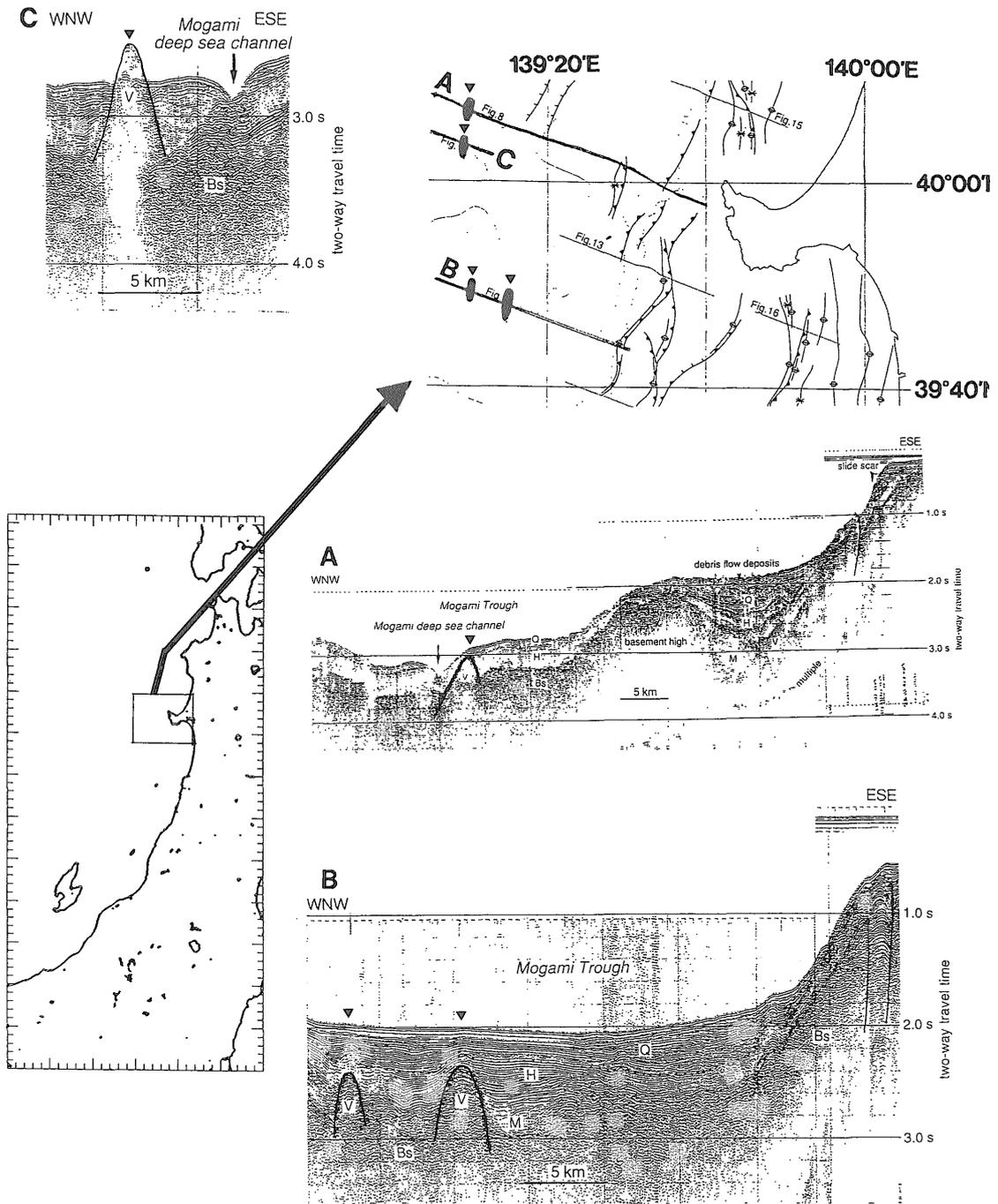
佐渡海嶺南部では磁化の強いところは概ね重力基盤の深いところに対応している。一方で地形的には谷になっているけれども重力基盤が浅いところにも見られる。Okamura *et al.* (1995) では再活動した逆断層の走向がENE方向であるものは隆起山塊の下で基盤が深くなる特徴が認められているので、基盤が浅いところがかつての弱線から貫入岩がすでに出てきた状態と考えられる。

今までの解析で特徴的なのは磁化強度の強いところがいずれも重力基盤の山と谷の境界付近、あるいは基盤が急激に深くなっているところに分布していることである。密度差一定の2層モデルを仮定していることから、

断層のように密度変化の激しいところはそこだけ基盤が急激に深くなると表現される。そう考えると地殻の弱線に沿って火山性岩類が貫入してもおかしくはない。

久六島と佐渡海嶺との間の最上トラフが日本海盆に合流する付近に見られた磁化強度の強い部分は最上トラフの付け根にあたる。ここでも磁化強度が強くなるのは火山性貫入岩の存在によると仮定すると、これらもまた第四紀になって卓越した東西圧縮応力場のもとで弱線に沿って上昇してきたものと考えられる。

加藤ほか (1986) によれば、水路部によるシービーム探査によって小規模な火山性マウンドが、最上トラフが日本海盆に合流する扇状地の部分に多く発見された（第17図）。これとおそらく同様の成因をもつ、やや規模が大きいマウンドが最上トラフ北部にも地質調査所が行ったシングルチャンネル音波探査ではっきり同定された（第18図；岡村ほか, 1996b）。しかし、これらの火山性マウンドは、磁気異常図に孤立異常として現われていな



第18図 最上トラフの音波探査記録. 火山性マウンドが見られる. 岡村ほか (1996) より.
 Fig. 18 Seismic profiles of Mogami Trough. After Okamura *et al.* (1996).

い。そこで、あまり強い磁化を持っていないか、規模が1-2 km程度と推察される。それに対し、磁化強度分布から貫入岩の存在が示唆されている最上トラフの中部から南部には、重力異常や音波探査記録からはそのようなマウンドは識別できていなかった。この理由として基盤層と貫入岩体が顕著な密度差を持たない場合は、音波探査や重力異常では区別しにくいことが考えられる。しかし、磁気異常には、火山性貫入岩体のように、周囲に

比べて磁化が強いものは、はっきりと現われる。以上のことから、音波探査記録で見えなくても、磁化強度が強いと解析される部分には、ある程度以上の規模を持つ貫入岩体の存在が示唆される。

もし、これらの火山性岩体が久六島周辺で発見された火山性マウンドと一連のものだとすれば、南へ行くほど規模が大きくなっており、テクトニクスを考える上で大変興味深い。

第2は、粟島 (第1図 a) 周辺の磁気異常は振幅が小さく、長波長になっていることである。磁性体がある程度以上深くなれば長波長で振幅が小さいパターンになるので、この海域は基盤が特別に深いのかもしれない。しかしながら、本論で扱った程度の波長の重力異常からは説明がつかない。そのためもう少し深い構造の異常であると考えられる。最上堆、瓢箪礁に見られるような明瞭な磁化強度の強い点もこの区域の中には現れてこなかった。今、これらの火山性貫入岩 (磁化強度が強い部分) が圧縮応力場のもとでいわば絞り出されて産出していたとすると、その中間では圧縮応力の作用が小さいゾーン、あるいは地殻の弱線が少なかったと考えられる。

8. ま と め

1) 地質調査所で得られた測線間隔約 3 km のデータを用いて磁気異常図を作成したところ、小規模な磁気異常も見られるようになった。日本海東縁部は従来より測線間隔は粗いけれども多くのデータが得られてきた。しかし日本海側は LORAN による測位精度が悪かったこともあって、特に空間分布を求める重力、地磁気データの場合、あまり良質とは言えなかった。近年の GPS を始めとする測位技術の進歩によって格段にデータの質が向上した。しかし、既存のデータと新しく得られたデータをコンパイルしようとする、どうしても質の低い方へ揃えざるを得ず、なめらかな接続のために上方接続フィルタ処理等を行うため新しく得られた多くの情報を失ってしまう場合が多い。そのためなるべく質の揃ったシステムで高密度探査を面的に行うことは大変重要である。

2) 重磁力のようなポテンシャルデータの解析を行うときはしばしば解の一意性が問題になる。そのため、一種類の情報だけでなく数種類の情報を組み合わせて解釈を行うことも重要である。特に磁気異常は初期値によって解の変動が激しいため、一般に解釈が難しい。しかし、言い換えればそれだけ物性や構造の変化に敏感であることから、適当な束縛条件を与えれば、音波探査や重力探査からは得られなかった新しい異常構造が見えてくることが多い。ここでは、重力、音波探査が同一測線上で同時に得られているために、十分とはいえないが、従来に比べてかなり有効な束縛条件を付加することができた。

3) 2.5次元解析の結果、佐渡海嶺の北端付近を境界として磁化強度の強い範囲と弱い範囲に分けられた。これはここで解析対象にしているような局所的な基盤構造よりもさらに広域的な構造の違いを反映していると考えられる。

4) 3次元解析の結果、重力基盤の斜面、ならびにおそらく断層に対応する基盤の深まりに磁化強度の強い部分が多く見られた。これらは音波探査記録や重力異常解

析からは火山性貫入岩体は見えていなかったところである。

謝辞 本報告の基になった重・磁力データは工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺の海洋地質学的研究」に関わる1989年から1993年までの地質調査船白嶺丸の調査航海で得られたものである。これらの航海に参加した白嶺丸乗組員並びに地質調査所の研究員の方々に深く感謝します。また、3次元磁化強度分布の解析には地殻物理部の大熊茂雄氏の作成したプログラムを使わせていただいた。また、査読者である地殻物理部の中塚正室長には大変有意義なご指摘をいただいた。謝意を表します。

文 献

- Baranov, V. (1957) A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, **22**, 359-383.
- Bhattacharyya, B. K. (1964) Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, **29**, 517-531.
- Blakely, R. J. and Simpson, R. W. (1986) Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, **51**, 1494-1498.
- Gupta, V. K. and Ramani, N. (1980) Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain, *Geophysics*, **45**, 1412-1426.
- IGA, Division I, Working Group 1 (1987) International geomagnetic reference field revision 1987, *J. Geomag. Geoelectr.*, **39**, 773-799.
- IGA, Division V, Working Group 8 (1991) International geomagnetic reference field revision 1991, *J. Geomag. Geoelectr.*, **43**, 1007-1012.
- Ishihara, T. (1994) Magnetic Anomaly Map of East Asia. Miscellaneous Map Series, no. 32, Geol. Surv. Japan.
- 上嶋正人・山崎俊嗣・木川栄一 (1990a) 重力異常。日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成元年度研究概要報告書。17-20, 地質調査所
- 上嶋正人・山崎俊嗣・木川栄一 (1990b) 地磁気異常。日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成元年度研究概要報告書。21-24, 地質調査所
- 上嶋正人・木川栄一 (1991a) 重力異常。日本海

- 中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成年度研究概要報告書, 11-16, 地質調査所
- 上嶋正人・木川栄一 (1991b) 地磁気異常. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成2年度研究概要報告書, 17-20, 地質調査所
- 上嶋正人・石原丈実 (1993a) 重力異常. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成3年度研究概要報告書, 11-18, 地質調査所
- 上嶋正人・石原丈実 (1993b) 地磁気異常. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成3年度研究概要報告書, 19-24, 地質調査所
- 上嶋正人・駒澤正夫 (1996) 積丹半島沖の地磁気・重力・三成分地磁気異常測定. 平成7年度研究概要報告書—北海道南西沖海域, 13-29, 地質調査所
- 加藤元彦 (1987) 2次元フィルターの理論と重力・磁力分布の解析. ラティス, 東京, 263p.
- 加藤 茂・桂 忠彦・浅田 昭・春日 茂 (1986) 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, no.21, 1-20.
- 岸本清行・石原丈実・玉木賢策 (1984) 地質調査所における海洋地球物理データ処理の現状. 財団法人日本水路協会, シンポジウム資料, 最近の海底調査—その4—, 39-45.
- 駒澤正夫, (1984) 北鹿地域の定量的重力解析について. 物理探査, **37**, 123-134.
- 駒澤正夫, (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, **34**, 11-23.
- 駒澤正夫, (1989) 海水準下測点のブーゲー異常の考え方. 測地学会誌, **35**, 349-351.
- 駒澤正夫・岸本清行 (1995) 日本列島周辺域の地形データ (1 km メッシュ). 地震学会ニューズレター, 7, no. 4, 3-4.
- 牧野雅彦・大久保泰邦・中塚 正 (1992) 日本の磁気図及び説明書. 200万分の1地質編集図, no. 23, 地質調査所, 24p.
- 牧野雅彦 (1997) 北海道の3次元磁気構造解析. 物理探査, **50**, 67-76.
- 南 茂夫 (1986) 科学計測のための波形データ処理. CQ 出版, 東京, 238p.
- 森尻理恵・山崎俊嗣 (1992a) 山形・秋田沖における重力・地磁気異常. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成3年度研究概要報告書—山形～秋田県沖海域—. 21-25, 地質調査所
- 森尻理恵・山崎俊嗣 (1992b) 山形・秋田沖における地磁気三成分測定. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域における海洋地質学的研究平成3年度研究概要報告書—山形～秋田県沖海域—. 26-31, 地質調査所
- 森尻理恵・山崎俊嗣 (1994) 交点コントロール手法を用いた日本海中部東縁部の海上地磁気異常図の作成. 海洋調査技術, **6**, 1-10.
- 森尻理恵 (1996) 重力異常から見た東北日本沖日本海東縁部の堆積盆地構造. 地震, **49**, 403-416.
- 森尻理恵・山崎俊嗣 (1997) 白嶺丸における地磁気三成分測定の現状と問題点. 地調月報, **48**, 65-77.
- 中塚 正 (1989) 空中磁気のシステム化について (II) —データ処理ソフトウェアシステム—. 地調月報, **40**, 99-111.
- 岡村行信・渡辺真人・佐藤幹夫・山本博文 (1992) 日本海南東縁のインバージョンテクトニクス. 構造地質, **38**, 47-58.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1994) 佐渡島南方海底地質図及び説明書. 海洋地質図 no. 43, 地質調査所, 25p
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1995) 佐渡島北方海底地質図及び説明書. 海洋地質図 no. 46, 地質調査所, 43p
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R., and Sato, M. (1995) Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *The Island Arc*, **4**, 166-181.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫 (1996 a) 粟島周辺海底地質図及び説明書. 海洋地質図 no. 47, 地質調査所, 34p.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫 (1996 b) 秋田西方海底地質図及び説明書. 海洋地質図 no. 48, 地質調査所, 36p.
- 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫 (1998) 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係. 地調月報, **49**, 1-18.
- Okuma, S., Makino, M., and Nakatsuka, T. (1994) Magnetization Intensity Mapping in and around Izu-Oshima Volcano, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 541-556.
- Rasmussen, R., and Pedersen, L. B. (1979) End corrections in potential field modeling. *Geophys. Prospect.*, **27**, 749-760.
- Reid, A. B. (1980) Aeromagnetic survey design. *Geophysics*, **45**, 973-76.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M.

- (1992) Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, **57**, 116-125.
- Roest, W. R., and Pilkington, M. (1993) Identifying remnant magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, **58**, 653-659.
- Seama, N., Nogi, Y. and Isezaki, N. (1993) A new method for precise determination of the position and strike of magnetic boundaries using vector data of the geomagnetic anomaly field. *Geophys. Jour. International*, **113**, 155-164.
- Verhof, J., Collete, B. J., Danoitia, J. J., Roser, H. A., and Roest, W. R. (1991) Magnetic Anomalies Off West-Africa (20°-38° S). *Marine Geophys. Res.*, **13**, 81-103.
- 渡辺真人・岡村行信・佐藤幹夫 (1994) 東北日本沖日本海大陸斜面の珪藻化石と地質構造. 地調月報, **45**, 405-436.