

日本列島とその周辺海域の航空地磁気異常の特徴と地殻の磁氣的構造
：東北日本周辺の磁気構造モデル

水路部 植田義夫

Aeromagnetic anomalies and derived magnetic structures of Japanese island and its adjacent sea areas; with special reference to Tohoku Japan Arc

Yoshio UEDA
Hydrographic Department of Japan

緒論

水路部による最初の全国的規模の磁気測量は1912年に始まった第1回全国磁気測量である。この測量は、1887年から東京大学の田中館愛橋先生の指導のもとに実施された全国磁気測量を引き継いだものであった。戦後は、IHOの勧告をうけて5年毎に全国磁気測量を実施し日本近海の磁気図を刊行している。1960年代初期には、精密な全世界的磁場分布を求めるため、世界磁気測量計画が開始され、

水路部は1962年から1964年にかけてビーチクラフト機により日本周辺海域の航空磁気測量を実施することとなった。1969年から始まった第9回全国磁気測量ではビーチクラフト機に代わって航続距離の長いYS-11機が航空磁気測量に用いられるようになり、距岸700 n.m.までの海域における測量が可能となった。また1979年の第11回全国磁気測量からは、位置、時刻、三成分値、姿勢角等のデータがデジタル収録されることとなり、データ処理の迅速化と精度の向上が図られた。

水路部の航空磁気測量成果は今まで日本周辺の磁場分布モデルの係数を求め、正確な磁気図を作成するために利用されてきたが、航空磁気儀の測定精度の向上により地磁気異常分布に関する精度の高い情報を得ることが可能となった。本章では、水路部が1984年から1985年にかけて実施した航空磁気測量成果により求めた地殻の磁氣的構造を報告する。

水路部以外の機関では、国土地理院や地質調査所でもプロトン磁力計による航空磁気測量を実施している。Tanaka et. al(1986)は国土地理院の実施した航空磁気測量の成果をまとめ日本列島の陸域部を中心とする全磁力分布図を作成し、その特徴について論じている。また、地質調査所の大久保ほか(1985)は日本列島と大陸棚付近の縮尺1/20万の全磁力異常図をとりまとめ日本列島全域をカバーする全磁力異常図を作成している。

これらの成果に比べて、水路部の航空磁気測量の特徴は、陸域部と海域部を横断する長距離地磁気異常断面にかんする情報を短期間に得られるところにある。

このような成果は地殻の磁気構造や中規模波長の磁気異常の研究にとって重要な情報となるものである。

第1章 水路部による航空磁気測量の概要

1-1 観測方法

航空磁気測量に使用する航空機は、航空地磁気測量用に改造されたYS-11型機で、測量実施の際の標準飛行速度は200ノット、航続距離は1200n.m.である。機体の尾部には機体磁気雑音の影響を避けるため、地磁気センサーの設置用に円錐形のテイルステインガーが取り付けられている。また、機体前部の上部には魚眼カメラ設置用の取り付け窓が設けられている。航空機の位置はVLFオメガ測位装置で連続測定される。

3成分測定の際の観測機器の構成を図1にしめした。3成分測定の場合には、航空機に固定した3軸方向の地磁気成分、航空機の姿勢角（機首方位、ロール、ピッチ）を同時に測定しなければならない。地磁気成分の測定はリングコア型フラックスゲート磁力計により測定し、姿勢角は3軸ジャイロから構成される運動測定装置により測定される。磁力計の分解能は1nT、で姿勢角のそれは0.1度である。測定値はVLFオメガの測位出力値と同時にカセットMTに毎秒毎にデジタル収録される。このほか、機首方位角については1分毎に魚眼カメラによる太陽の撮影が行なわれ、運動測定装置からの機首方位角の較正にもちいられる。

全磁力の測定の場合には、リングコア型フラックスゲート磁力計により測定された直交3軸成分値を幾何学的に合成して求める方法とプロトン磁力計により直接測定する方法がある。後者の場合では2秒毎の測定値がVLFオメガ測位値とともにカセットMTにデジタル収録される。フラックスゲート磁力計による全磁力測定の相対誤差は1nTであるが、成分測定の場合には10nT以上となる。このため、本論文では全磁力異常のプロファイルデータをもとに地殻の磁氣的構造の解析を行なった。

1-2 データ処理

(1) 器差の決定

実際のフラックスゲート型磁力計の3軸は完全な直交軸からずれており、また、各軸の感度も微妙に異なるため、航空磁気測量の実施の前後には、気象庁柿岡地磁気観測所において磁気儀の比較観測を実施し器差を求めている。実際の方法は柿岡の絶対観測台上の回転台に磁気儀を取り付け、5度毎に磁気儀を回転させながら3軸方向の測定値と柿岡の観測値との比較から、最小2乗法により3軸歪の係数を決定する。

磁気儀の3軸成分測定値を $A(X, Y, Z)$ とし、磁気儀に仮想した直交3軸方向の測定値を $A'(X', Y', Z')$ とすると、両者の関係は3軸歪の係数行列(3x3)により次式であたえられる(JHD, 1978)

$$(A') = (3 \times 3)(A) .$$

(2) 座標系の変換

磁気儀に固定した直交3軸成分から、地理学的座標系にもとづく地磁気3成分値を求めるには、航空機の姿勢角をもちいて磁気儀に固定した座標系を地理学的座標系に変換する必要がある。航空機のロール、ピッチ、ヘッディングをR, P, Hとし、磁気儀に固定した3軸成分値をA'(X', Y', Z')、地理学的座標系に変換した値をA''(X'', Y'', Z'')とすると、相互の関係式は次式で与えられる。

$$(A'')=B(3 \times 3)(A')$$

ここで3行3列の変換行列の各要素は飛行機の姿勢角の関数である(JHD, 1988)。

(3) 機体磁気雑音の補正

航空機の機体磁気雑音の方位依存性を求めるため、測定の前後において紀伊半島潮岬ビーコン上空を8方位に飛行し機体磁気雑音を測定した。図2Aはプロトン磁力計で実施した場合の結果で振幅約40nTのsin曲線状の磁気雑音特性がみとめられる。実際の補正量は機体磁気雑音を方位角のフーリエ級数で展開し各測線の補正量をもとめている。

3成分測量の場合の機体磁気雑音は、プロトン磁力計の場合のような明瞭な周期依存性をしめさず、その雑音量も数百nTにもたつする(Oshima et al., 1978)。

しかし、3成分測定の場合でも、全磁力の機体磁気雑音は比較的明瞭な方位角依存性をしめすことが認められる(図2B)。このことから、3成分の機体磁気雑音が大きいのには機体磁気の影響よりもむしろ成分変換の際の誤差に起因するものと考えられる。そのため、今回のデータ処理では全磁力についてのみ機体磁気雑音の方位依存性の補正を行なった。

(4) 外部磁場変化の補正

a 日変化の補正

航空磁気測量期間中の日変化の補正は測線に近接した地磁気観測所の時間平均値を用いて実施した。実際には、24時間分の時間平均値記録をフーリエ級数で展開し、観測所と航空機のローカル時間差の補正を行なって外部磁場変動分の補正を行なった。

b 経年変化の補正

磁気図の作成におけるEpoch化成に相当するものである。実際には、陸上の地磁気観測所の経年変化曲線を求め、複数の観測所の値から、その変化量の空間分布を求め、経年変化補正量を算出した。

c 地磁気異常の計算

IAGAでは標準磁場モデルとして10次のDGRF1985モデルの採用を勧告している。しかし、MAGSAT衛星による地球磁場モデルの研究では、地球のコアによる磁場分布を近似するには次数12-13の球関数モデルによる地球磁場の展開が必要であることが明らかになった。本論文では波長数百kmの中規模波長の異常を主要な研究対象としているため、コアフィールドを正確に除去した磁気異常を求める必要がある。そのため本論文では、US-UK 1985モデル(Quinn et al., 1986)を標準磁場と

してもちいた。なお、本モデルはIHO（国際水路局）により小縮尺の海図、航空図に記載する磁針偏差の算定モデルに指定されているものである。

1-3 航空磁気異常の特徴

図3は第12回全国磁気測量の一環として実施した航空磁気測量の測線を示したものである。飛行高度は12500ft（3810m）である。1984年の測量は10月から12月にかけて、又1985年は9月から11月にかけて実施した。1985年の測量では日本列島周辺の測量とともに、南鳥島付近の航空磁気測量を実施した。

今回の航空磁気測量成果により各測線に沿った地磁気全磁力異常のプロファイルを作成した。図4は日本列島とその周辺海域の地磁気異常プロファイル図。真真真真苗 篤品飯 苗C太平洋、四国海盆、日本海の海洋性地磁気縞異常や伊豆-小笠原東方海域から南鳥島付近の地磁気静穏帯にいたる地磁気縞異常の特徴が表されている。地磁気異常の定性的考察を行うにあたっては日本列島の地体区分図（図5；地質調査所、1982）を参考にするとともに、日本列島周辺の海底地形図、フリーエア重力異常図や震源分布図なども参考にした。解析断面のブーゲー重力異常の計算にあたっては仮定密度を2.67g/ccとし2次元地形モデルにもとずいてブーゲー補正量をもとめた。

日本列島とその周辺大陸棚海域に関する地磁気異常の特徴については、大島（1987）、Segawa & Oshima（1975）、Segawa & Furuta（1978）、Tanaka et al.（1986）、大久保ほか（1985）、植田ほか（1984）等の研究報告があり、ここではそれらを参考にしながら、航空磁気異常の特徴を以下に述べる。

北海道から東北日本付近にかけては、釧路沖の陸棚から陸棚斜面にかけて分布する磁気異常帯（L1）、及び神居古湛帯に対応する磁気異常帯（L2）、石狩-三陸沖の磁気異常帯（L3）、が特徴的である。またL3の磁気異常帯にほぼ並行して日本海側（L4）と大洋側（L5）にも磁気異常帯がみとめられる。東北日本の火山列による磁気異常も認められるが、その振幅はL1-L3のそれと比べて非常に小さい。

L3の磁気異常帯の原因については、中生代白亜期の火山フロントによる磁気異常とする考え、北上花こう岩によるもの、深部地殻に起因する異常等の諸説がある。また、地磁気異常の構造解析からは、磁化方向が西偏していると推定されており、東北日本の反時計回りの回転を示唆するものと考えられている。中部日本から西南日本にかけては、L6、L7の正異常に卓越した磁気異常帯、その外側に分布する波長数百kmの負の磁気異常帯（L8）が特徴的である。L6の磁気異常帯は山陰地方に分布する磁鉄鉱系の花こう岩の分布域とよく対応している。紀伊半島沖から四国沖の陸棚付近には正の磁気異常帯（Z1）が分布しており、中新世の酸性岩の分布とよい対応を示す。西南日本の領家帯から四万十帯にかけては、磁気的には非常に静穏な特徴を示している。三波川帯や秩父帯の黒瀬川構造帯には層状や塊状の蛇紋岩が分布しており、これに対応するとみられる小振幅の正異常域が認められる。しかし、磁気異常の規模は小さく地下に大規模な塩基性岩体の存在は推定されない。

伊豆-小笠原弧周辺については、Z2からZ4でしめす正異常帯の分布が特徴的で

ある。これらは、陸棚から陸棚斜面にかけて分布し、その規模も数百kmにも及ものである。振幅や波長の特徴は北海道釧路沖(L1)や三陸沖(L3)の磁気異常帯と類似しており大変興味ぶかい。

南西諸島弧では、大陸側から、東海陸棚外縁部に沿う磁気異常帯(L9, L9'), 沖縄トラフの磁気異常帯、トカラ火山列の磁気異常帯(L10), 陸棚斜面に分布する正異常帯(Z6)などが特徴的である。沖縄トラフの磁気異常の振幅は日本海や四国海盆の磁気異常と比べても小さく、海洋性地殻の発達未熟な段階にあることを示唆する。陸棚斜面にみられる磁気異常帯(Z6)は先に述べた、L1, L3, Z2-Z4と同じように沈み込み帯の陸側斜面に位置しており、また重力の正異常帯に対応する。これらの磁気異常の原因岩体については未知な点が多いが、海山などの付加体の磁気異常とも考えられる。

海洋性地殻に伴う磁気異常では、東日本の東方沖から伊豆-小笠原島弧の東方海域に分布するENE-WSWの縞異常や四国海盆のNNW-SSEに雁行状に配列する縞異常、日本海の大和海盆にみられるNE-SW方向の磁気異常等の特徴が認められる。

日本沖の西太平洋の縞異常は Uyeda et al.(1967), Hilde et al.(1976)らによって明らかにされたもので、Japanese Lineation Sets と呼ばれている。図4の磁気異常プロファイル図には、M6-M11, M17-M28の縞異常が認められる。Hilde et al.(1976)では縞異常の方向がNE-SWとされていたが、今回の航空磁気異常図ではほぼENE-WSWの方向性をもつことが明らかとなり Isezaki & Miki(1979)のしめした方向性を支持する結果がえられた。

伊豆-小笠原東方沖の縞異常では海山の異常のため必ずしも明瞭でないがM17-M20までの同定が可能である。また、ここでも、N32°付近で縞異常の方向性に變化が認められる。

N25°付近はジュラ紀の磁気静穏帯で、M26-M28の縞異常が認められる (Cande et al., 1978)。また縞異常の振幅が静穏帯に近づくにつれて次第に減衰する特徴が認められる。西太平洋の海底地殻の磁氣的性質が均一と仮定すれば、このような振幅の減衰は海底地殻の生成時の地球磁場強度が相対的に弱かったことを示唆するものとする見方もあり (Cande et al., 1978), ジュラ紀の磁気静穏帯の成因を考察するうえで重要と思われる。四国海盆の地磁気異常については Tomoda et al.(1975) や Kobayashi & Nakada(1979) の研究成果がある。後者によると、四国海盆の縞異常は新生代の5D(18.5MYBP)から6C(24.8MYBP)までの地磁気反転史に対応するものであるとされている。図4の四国海盆の磁気異常にもほぼ、NNW-SSE方向の方向性をもつ縞異常が雁行状に配列する様子が認められる。磁気異常の振幅は200 nT前後で東北日本沖の Japanese Lineation Sets の振幅の半分程度である。

日本海の地磁気異常については、Isezaki(1986), Kono(1986)により最新の成果とそれにもとづく解釈が報告されている。Isezaki(1986)は、日本海盆の南側には、15Maに完了した両側拡大モデルで説明できる縞異常が存在することを指摘するとともに、日本海盆には逆磁化の海山や隆起帯が多く認められることを述べている。一方、Kono(1986)はシホテアリンの海岸線付近に拡大中心をもつ、1

0-15Maの片側拡大モデルで説明した。以上述べたように、日本海の縞異常のモデルについては不確定な面も多いが、拡大様式については中央海嶺型の拡大様式ではなく、海山や隆起帯の形成を伴うオフリッジ火成活動であった点についてはほぼ共通的な認識となっている。図4では、測量範囲が限定されており、大和海盆の一部しか地磁気異常プロファイルがしめされているにすぎない。しかし、図中にはNE-SW方向の磁気異常の配列が認められ、また隠岐堆、大和堆に逆向磁化の特徴を示す磁気異常が認められる。

九州-バラオ海嶺から西側のフィリピン海盆では、奄美海台や大東海嶺付近に大振幅の磁気異常が認められる。又、九州-バラオ海嶺でも海山に対応する顕著な磁気異常が認められる。これらの海台や海嶺は大陸性の地殻をもつことが爆破地震探査などから知られており、大陸性地殻付近の地磁気異常の方が海洋性地殻の磁気異常よりも振幅、波長ともに規模が大きいことお示している。Isezaki & Miki(1979)は大東海嶺と奄美海台のあいだにも縞異常が存在するとしているが、磁気異常プロファイルではそのような縞異常の同定は困難である。

第2章 東北日本とその周辺海域の磁气的構造

東北日本では断面5から断面9について磁気異常断面が求められている。ここでは、東北日本の北部を代表する断面6,7及び南部の断面8について磁気構造モデルを作成した。

(1) 断面6の磁気構造モデル(図6A,6B,6C,6D)

断面6は東北日本をほぼ東西に横断する断面で、断面-3と同じく、日本海側からaからdの4列の磁気異常帯が認められる(図6A)。cは石狩-北上磁気異常帯で、磁気異常の幅は80kmにも及んでいる。本断面については、爆破地震による地殻構造が求められており(Yoshii & Asano,1972)磁気構造モデルとの対比が可能である。図6Aは、波長160km以下の磁気異常を磁化層の上面深度の起伏、それ以上の波長の磁気異常を磁化層の下面深度の起伏に起因すると仮定して求めた磁気構造モデルである。なを、磁化は $J=2.0$ A/mで現在の磁場方向とした。ここに示した構造モデルでは、磁気異常帯に対応して4列の磁気基盤の隆起帯が認められる。火山フロントに対応する基盤の高まり(B)は幅100kmにおよぶ隆起帯となっている。石狩-北上磁気異常帯(C)の構造は基底部の幅が約50kmで比高が20-30kmの隆起帯となっている。磁気基盤上面の隆起部は爆破地震による地殻下部層の隆起部とよい対応をしめす。特に、石狩-北上磁気異常帯の構造はブーゲー重力異常の凸部とよく一致している。また日本海側の地殻下部層の隆起部にもそれに対応する磁化層上面の隆起帯(A)が認められる。図6Bは波長100kmから600kmの磁気異常を磁化層の上面深度の起伏によるものと仮定して求めた磁気構造モデルである。地震波速度構造による地殻下部層の上面の隆起部と磁化層の上面の隆起部が非常によく一致していることがわかる。このことは地殻下部層の上面付近が磁化を有することを示唆するものであろう。

石狩-北上磁気異常帯の磁気構造をより詳しく検討するため、磁気異常の波長が160km以下の成分について、磁化方向が現在の磁場方向($Dec=-8^{\circ}$, $Inc=54^{\circ}$)と西偏磁化($Dec=-41.2^{\circ}$, $Inc=56^{\circ}$)のそれぞれの場合について磁気構造モデルをもと

めた(図6C, 6D). 有効伏角はそれぞれ, 103° , 118° で本断面では 15° 程度の差しかなく, 磁気構造モデルにも大きな違いは見出せない. しかし, 石狩-北上磁気異常帯に対応する磁気基盤の構造では西偏磁化のモデルのほうが基底深度の対称性がよく, 構造としてより自然である. このように, 本断面の波長160km以上の磁気異常は地殻下部層の正帯磁により, またそれ以下の短波長の磁気異常は地殻下部層の上面から地殻上部層に及ぶ貫入岩体の西偏磁化で説明できそうである.

図5Aの磁気構造モデルに見られる日本海沿岸付近の磁気基盤の隆起部も地殻下部層の隆起部とよい一致を示す. 本異常帯は北海道西岸沖から秋田沖付近まで連続しており, その原因については地殻下部に求める以外にもいくつかの説が提唱されている. 奥尻海嶺の斜面からは日本海の海洋底地殻が付加したと思われる岩石が採取されており. そのような付加体による磁気異常帯と考えることも可能である. また, 日本海沿岸域では中新世前期から中期にかけて安山岩や玄武岩の噴出をもたらした火成活動が知られており, これにともなう異常とも考えられる. それ以外にも例えばプレートの境界による異常とする説もだされている (Tanaka et al., 1984, 1986). このような諸説のうち, どれが正しいかは今後の実証的調査による検証が必要であろう.

断面-6の震源分布図(図7)との比較では石狩-北上帯に対応する磁気基盤の隆起部は断面-3の場合と同様に地震の空白域となっている, また火山フロント付近も比較的地震活動が少ないことがわかる. 日本海側では, 日本海中部地震による震源域の集中がみとめられる. 構造的にはこの付近は下部地殻の隆起部に相当している.

(2) 断面-7の磁気構造(図8)

断面-7は南部北上山地を横断する断面である. ここでは, 石狩-北上磁気異常帯は $+100\text{nT}$ で幅30-40kmの正異常帯となっている. また, 日本海沿岸部付近には断面-6から連続する正異常帯が認められる. 図6は, 磁気異常の原因を磁化層の上面深度の起伏によると仮定してもとめた本断面の磁気構造モデルである. ここでも断面-6と同様に, 磁化層の上面深度の起伏は地殻下部層の隆起部とよく対応しているようすがわかる. ただし, 石狩-北上帯に対応した磁気基盤の隆起は断面-6とくらべて規模が小さい.

(3) 断面-8の磁気構造(図9)

断面8は北上山地と阿武隈山地の間をほぼ東西に横断する断面である. 磁気異常断面では仙台湾に面した沿岸部付近に $+300\text{nT}$ 幅30km弱の異常域がみとめられる(a). その西側の $+150\text{nT}$ の正異常域は第4紀火山フロントに対応した異常である(b). 図中 TKで示した位置は磁気異常の顕著な境界となっている. この付近は地質構造としては棚倉構造線に対応しているようであり, そこを境に岩石の磁気的性質が異なることを示唆するものであろう. 陸棚から陸棚斜面にかけても振幅数十nT, 幅60-70kmの異常帯が認められる. 石狩-北上磁気異常帯は本断面のすぐ北側で消失しており, 磁気異常断面にはそれに対応する異常は認められない.

図7は $J=3\text{ A/m}$, 磁化方向を現在の磁場方向と仮定して求めた磁気構造モデル

の例である。なを，ここでは，300km以下の異常を磁化層の上面深度の起伏，それ以上の異常を磁化層の下面深度の起伏によるものと仮定した。このモデルによると，AからTKの間は磁気基盤の隆起部となっており，棚倉構造線がその西側の境界線となっているように見える。aの磁気異常に対応する磁気基盤上面の隆起部(A)は東側で約8kmの急峻な段差，西側は3-4kmの落差となっている。この形状からは幅数kmのダイク状の貫入構造が推察される。火山フロントに対応する磁気基盤の隆起はAと比べて規模は小さい。

本断面の震源分布図との比較では，磁気異常aに対応した磁気基盤の隆起部の東側が震源の空白域となっていることが認められる。またAからTKまでの基盤隆起部は全般的に地震活動が活発な領域である。日本海側の沿岸部付近にも震源域の集中域が認められるが磁気基盤構造との関連は明らかでない。

第3章 日本列島の地殻の磁気構造の特徴とその解釈

今回の航空磁気異常の解析から日本列島を構成する千島弧，東北日本弧，西南日本弧，伊豆-小笠原弧，琉球弧の各島弧について磁気構造モデルを作成した，図10は各島弧の代表的な磁気構造モデルを示したものである。ここに示した構造には各島弧に共通に認められる構造とともに島弧の発達段階に対応した特徴的な構造も認められる。プレートテクトニクスにもとづく島弧の発達モデルについてはKanamori(1977)，Uyeda & Miyashiro(1974)，Niizuma & Akiba(1986)などの研究があり，プレートの沈み込みのサイクルをもとに島弧の段階論を提唱している。それらによると，東北日本弧，千島弧は典型的なプレートの沈み込み帯であるのに対し，西南日本では沈み込んだプレートの長さも短く，沈み込みの初期の段階にあるものと考えられる。また，琉球弧ではプレートの沈み込み面は深度300kmまで達しており，東北日本弧と西南日本弧のほぼ中間段階にある。これに対し伊豆-小笠原弧では沈み込み角も 90° に近く，沈み込みの段階としては後期の段階にあると考えられている。地殻の厚さを意味するモホ面深度については，地震予知総合研究振興会(1983)等によりまとめられている。それによると北海道，東北日本では30-35km，中部日本では40kmにも達する。一方，伊豆-小笠原弧では地殻の厚さは15kmで東北日本のその約半分でしかない。千島弧，東北日本弧，伊豆-小笠原弧の磁気構造モデルによると，陸棚から陸棚斜面の地下に磁気基盤の隆起部が認められる。ここでは，この磁気基盤構造をSegawa & Oshima(1975)により大陸性磁気異常帯もしくは大陸性磁気構造帯と呼ぶこととする。東北日本弧ではその位置は地殻下部層の隆起部とよく一致する。また，伊豆-小笠原弧では， $v=5.5\text{km/sec}$ 層に対応するようである。千島弧の磁気基盤の隆起部は幅100kmにも達する構造で，これも地殻下部層にまで及ぶ構造と推察される。また，琉球弧でも陸棚から陸棚斜面付近にかけて断続的であるが磁気基盤の隆起部が認められる。西南日本弧ではこのような外弧域での磁気基盤の隆起部は非常に小規模なもので，そこでは外弧に代って内陸部に大陸性磁気構造帯の高まりに匹敵する構造が認められる。

千島-東北-伊豆小笠原の各弧に共通的に認められる大陸性磁気構造帯の成因

についてはいまでもいろんな説が提唱されている。Segawa & Oshima(1975)は東北日本弧と千島弧の大陸性磁気構造帯を白亜紀の正磁極期における火山フロントに対応する構造であるとしている。しかし、各島弧の磁気構造モデルに見られる火山フロント沿の磁気基盤の隆起構造はこれらの大陸性磁気構造帯の規模に比べはるかに小さく、このような構造を現在の島弧の火山活動の延長で理解するのは困難で、現在の火山活動とは異なる大規模な塩基性火成活動を想定する必要がある。また、この説では年代的には第三系と考えられる伊豆-小笠原弧の大陸性磁気構造帯の成因については別の説明が必要である。大陸地殻内の大規模な磁気異常としては、米国東岸沖の磁気異常帯がよく知られている。このような磁気異常帯の原因としては海洋性地殻と大陸性地殻の境界部に生じる'Boundary効果'による磁気異常帯であるとする仮説がだされた(Ziet et al., 1970)。しかしこの説によれば、境界付近にはどこでも磁気異常帯が認められなければならないが実際にはこのような異常帯はかぎられた分布しか示さない。このように大陸性磁気構造帯の原因についてはまだ不明な点も多いが、島弧の形成過程に重要な意味をもつことは疑いえないものと考えられる。

島弧の年代から言えば、西南日本弧が比較的古い地質構造帯から構成されている。西南日本弧の山陰側に見られる磁気基盤隆起部はその振幅、幅ともに大陸性磁気構造帯と共通する特徴を有しており、この磁気基盤の隆起構造も大陸性磁気構造帯とみなすことも可能であろう。大陸性磁気構造帯付近の地質構造や岩石の年代から推定すると、千島弧、東北日本弧、西南日本弧の磁気構造帯は白亜紀の構造に対応するようである。伊豆-小笠原弧では海底下にあるため地質構造との対応は困難であるが、島弧の形成時期から判断して、古くても古第三紀か、それよりも新しいものと考えられる。中世代頃の日本列島付近のプレートの運動は、初め Kula プレートがその後、太平洋プレートがほぼ NNW 方向に沈み込んでいたと考えられている。そして、古太平洋中央海嶺自体も白亜紀頃に沈み込みその熱により西南日本では広域の酸性火成活動が生じたとされている(Uyeda & Miya shiro, 1974; Kinoshita & Ito, 1988)。この時の活動と地質年代的に対比できるのは、西南日本の内帯、東北日本外帯、それに千島弧の外帯があげられる。このように考えると西南日本弧と東北日本弧の大陸性磁気異常帯はもともと一連の異常帯であり、それらが、日本海の拡大にともなう西南日本の時計回り方向の回転と、東北日本の反時計回りの回転により分断されたと考えられる。ただしこの考えでは、伊豆-小笠原弧の大陸性磁気異常帯の成因のいはずけがあいまいになる。もう一つの考えとしては、大陸性磁気構造帯の起源を付加帯にともなう地殻下部層の成長過程と結びつける考え方である。現在の千島-東北-伊豆小笠原弧の三弧に共通した特徴はそれらが、太平洋プレートの沈み込み帯にあるという点にある。太平洋プレート上には多くの海山や海台が分布している。そのような海洋性地塊はプレートの沈み込みにともない陸側に付加され瓦状の構造が形成される、そして、この過程がさらに進行することにより、地殻の下部層が形成されるとするみかたが最近、提唱されている。千島-東北-伊豆小笠原弧にみられる大陸性磁気構造帯の位置は地震波速度構造から推定される地殻下部層の隆起部

に対応しており、大陸性磁気構造帯が地殻下部層の形成過程により規制された構造であるとする見方を支持するようである。地殻下部層の磁氣的性質は地下の物性条件や化学的条件にも左右される。プレートの沈み込みが発達している東北日本では地殻深部にプレートから水が供給され、地殻深部は酸化的雰囲気におかれる、そこではキュリー点温度が 550°C から 580°C の帯磁率の大きい磁性岩体が形成される。一方、西南日本のようにプレートの沈み込みが初期の段階では地殻深部は還元的雰囲気でありキュリー点が 200°C から 300°C で帯磁率の小さい岩体が形成される(Takahashi, 1978; Wasilewski & Mayhew, 1982)。このような条件は東北日本と西南日本の外弧域の磁気構造モデルと調和的である。琉球弧ではプレートの沈み込みの深度はほぼ 300km にたっており東北日本と西南日本のほぼ中間段階にあり、磁気構造モデルにもその中間段階の構造が表れているものと考えられる。

島弧の磁氣的構造は火成活動や地質構造に関連するとともに、付加体過程や深部地殻の物性条件、化学条件等にも関連するものである。本論文で提起した各島弧の磁気構造モデルが、今後の実証的調査による検証をへて島弧の構造の解明に寄与することを期待したい。

第4章 航空磁気異常から求めた東北日本の中規模波長の地磁気異常とその原因
波長が百数十 km から 3000km までの磁気異常は中規模波長の異常とよばれ、その原因については地殻下部層の磁化、キュリー点深度、地殻表層部の磁気基盤の起伏やプレートの磁氣的影響等が考えられている。図11はMAGSAT衛星から求めた高度 450km での全磁力異常図である(Yanagisawa et al., 1982)。この異常図によると日本海溝付近や伊豆-小笠原北部に正異常域が分布する様子が認められる。ここでは、航空磁気測定の成果から求めた中規模波長の磁気異常とMAGSAT衛星異常図との比較検討をおこない、東北日本における中規模波長の磁気異常の原因について若干の考察を行なう。

(2) 断面06(図12)

断面06では太平洋側の沿岸部に $+150\text{nT}$ 、日本海側と海溝付近に数十 nT の異常が認められる。これらは、高度 100km 、 400km の磁気異常では太平洋側の沿岸部を中心とする幅 $400\text{--}500\text{km}$ の単一の正異常域となる。高度 400km での磁気異常の起伏は 4nT でMAGSAT異常図の振幅の約倍となる。本断面では、爆破地震により地殻構造が求まっている(Yoshii & Asano, 1972)。そこで、本断面の波長 160km 以上の中規模波長の磁気異常成分から最小2乗法により地殻とプレートの磁化を求めた。その結果を図13に示した。図13aは地殻構造だけのモデル、図13bは地殻構造とプレートをモデルにした場合である。標準偏差はそれぞれ、 35nT 、 29nT であり、必ずしも十分なものとはいえないが、地殻下部層の磁化は $0.7\text{--}1.1\text{ A/m}$ となる。また、プレートを含めたモデルのほうが標準偏差が小さく、解析精度がよくなることがわかる。ヨーロッパ大陸や北米大陸について求められた地殻下部層の磁化強度としては、 $3\text{--}4\text{ A/m}$ の値が報告されている(Caner, 1969; Hall, 1974; Krutikhovskaya & Pashkevich, 1977)。今回の値はこれらに比べて $1/4\text{--}1/3$ の値となるが、

この原因は構造モデルの過大評価に起因するものと思われる。即ち、この解析では地殻全体を構造モデルにしたが、実際の中規模波長の磁気異常の原因となりうるのは、 T_c 深度以浅の地殻によるためである。図14は高度450kmにおけるプレートの磁気異常の計算結果である。図14Aはプレートが均一の誘導磁化を持つと仮定した場合で、図14Bは沈み込み帯付近の湾曲部が相対的に誘導磁化が大きいと仮定して求めた結果である。MAGSAT異常図では海溝付近に2-3nTの正異常域が認められるが、このような特徴は図* bの計算結果と調和的である。このように東北日本の中規模波長の異常の主な原因は地殻下部層の磁化と、沈み込むプレートの誘導磁化により説明できそうである。プレートの誘導磁化は1.0A/m程度で湾曲部ではその倍ちか値になることが推察される。

中規模波長の異常の原因は、キューリー点深度やモホ面の起伏、地殻下部層の磁化、海洋性地殻のアイソスタシー、プレートの磁気的影響、等が考えられる。実際にはこれらの原因が複合し、中規模波長の異常を作りだしていると思われる。

中規模波長の異常の原因としては、Viscous Remanent Magnetization (Johnson, 1985)やキューリー点深度付近で金属相が形成されるという説 (Hopkinson Effect) なども提唱されている (Haggerty, 1979)。Hopkinson効果が正しいとすれば、キューリー点深度と磁化層の上面深度とは正の相関が期待される。このような例としては西南日本の断面が考えられるが、ここでの地殻深部からの捕獲岩にはこのような金属相はまだ発見されていない。VRMについては、地殻下部の磁化方向がほぼ現在の磁場方向と一致するとした、仮定の理論的根拠となるものである。

東北日本では波長100kmから600kmの磁気異常成分から求めた磁化層の上面の起伏が地震波速度構造から推定される地殻下部層の起伏とよく一致しており、地殻下部がほぼ現在の磁場方向に磁化しているとする仮定を支持する結果となっている。

各島弧の前弧域に推定される大規模な磁性岩体の成因についてはまだ未知な点が多いが、この形成過程にはVRMによる磁化の成長の可能性が考えられる。前弧域の磁性岩体の規模と年代との間には正の相関があるようであり、VRMによる磁化層の成長機構を支持するようにみえる。

References

- Cande S. C., R. L. Larson and J. L. LaBRECQUE, Magnetic Lineations in the Pacific quiet zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 434-440, 1978.
- Caner, B., Long aeromagnetic profiles and crustal structure in western Canada, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, 3-11, 1969.
- Geological Survey of Japan, Geological atlas of Japan, 1982.
- Haggerty, S.E., Mineralogical constraints on Curie isotherms in deep crustal magnetic anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 105-108, 1979.
- Hall, D.H., Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magne

- tization in Manitoba and northwestern Ontario, Canada, *J. Geophys.*, 40,403-430,1974.b
- Hilde, T.W.C., N. Isezaki, and J.M. Wageman, Mesozoic sea-floor spreading in the north Pacific, in *Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, *Geophys. Monogr. No.19*, Am. Geophys. Union, 205-226, 1976.
- 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, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 403-410, 1986.
- JHD, Magnetic Survey of Japan 1974-1975, Data Report of Hydrographic Observations, Series of magnetic survey, 3, 1978
- JHD, Magnetic survey of Japan 1984-1985, Data Report of Hydrographic Observations, Series of magnetic survey, 5, 1988
- Johnson, B.D., Viscous remanent magnetization model for the broken ridge-satellite magnetic anomaly, *J. Geophys. Res.*, 90, 2640-2646, 1985.
- Kanamori, H., Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 163-174, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1977.
- 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, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, 925-944, 1988. (in Japanese)
- 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.
- Kono, M., Magnetic anomalies in the Sea of Japan: a speculation on the tectonic history, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 38, 411-426, 1986.
- Krutikhovskaya, Z.A., and I.K. Pashkevich, Long-wavelength magnetic anomalies as a source of information about deep crustal structure, *J. Geophys.*, 46, 301-317, 1979.
- 大久保泰邦, 全国のキューリー点解析結果, *地質ニュース*, 362, 12-17, 1984
- 大久保泰邦・浦井 稔・津 宏治・高木 慎一郎・小川克郎, 全国の空中磁気図, *地質ニュース*, 374, 48-57, 1985.
- Oshima, S., T. Kondo, T. Tukamoto, T. Omori, and S. Kokuta, Data report of Aeromagnetic survey around Japan by Geodynamics Project, Data report of Hydrographic observations, series of magnetic survey, 1978.

- Oshima, S., Characteristic features of geomagnetic anomaly distribution around Japan, Rept. of Hydrogr. Res., 22,41-73,1987.(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.
- 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. and T. Furuta, Geophysical study of the mafic belts along the margins of the Japanese islands, Tectonophysics, 44, 1-26,1978.
- Takahashi, E., Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arc, Bull. Volcanol., 41,529-547,1978.
- 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. Geographical Surv. Inst., 30,1-14,1986.
- Tomoda, Y., K. Kobayashi, J. Segawa, M. Nomura, K. Kimura and T. Saki, Linear magnetic anomalies in the Shikoku Basin, northwestern Philippine Sea, Jour. Geomag. Geoelectr., 28, 47-56, 1975.
- Ueda, Y., H. Nakagawa, and T. Tozaki, Geomagnetic anomalies around Nansei Syoto (Ryukyu Islands), Japan, Hydrogr. Res. Rept., 19, 75-103, 1984. (in Japanese)
- Uyeda, S., V. Vaquier, M. Yasui, J. Sclater, T. Sato, J. Lawson, T. Watanabe, F. Dixon, E. Silver, Y. Fukao, K. Sudo, M. Nishikawa, and T. Tanaka, Results of geomagnetic survey during the cruise of R/V Argo in western Pacific 1966 and the compilation of magnetic charts of the same area, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 45,799-824,1967.
- Uyeda, S. and A. Miyashiro, Plate Tectonics and the Japanese Islands: A synthesis, Geol. Soc. Am. Bull., 85,1159-1170, 1974.
- Wasilewski, P. J., and M. A. Mayhew, Crustal xenolith magnetic properties and long wavelength anomaly source, Geophys. Res. Lett., 9, 329-332, 1982.
- Yanagisawa, M. and M. Kono, Magnetic anomaly maps obtained by means of the mean isospheric field correction, J. Geomag. Geoelectr., 36, 417-441, 1984.
- Yoshii, T., and S. Asano, Time-term analyses of explosion seismic data, J. Phys. Earth, 20,47-57,1972.
- Zietz, I., The sea, 4, part 2, 293, 1970.

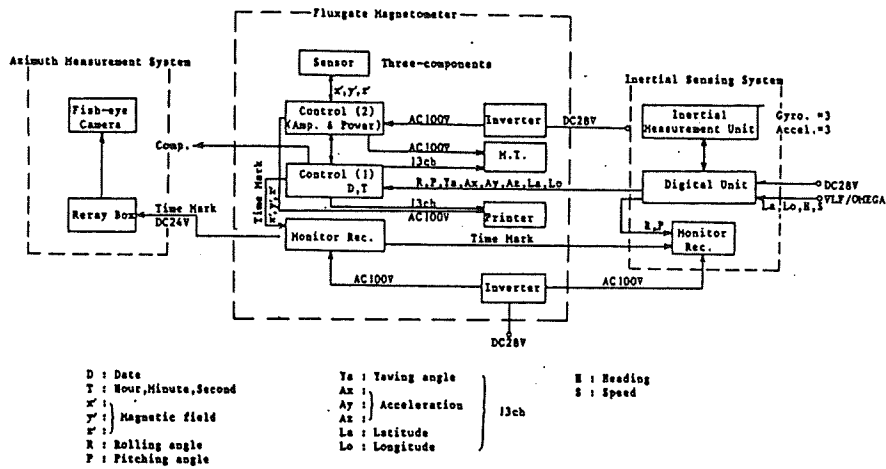


Figure 1 Schematic diagram of the three component airborne magnetometer.

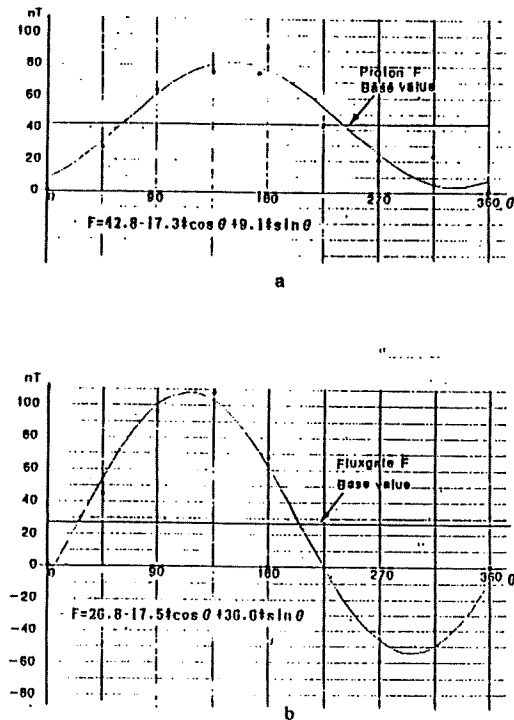


Figure 2 Azimuth-dependence of artificial magnetic field.
 a: Total force in proton magnetic survey.
 b: Total force in three component aeromagnetic survey.

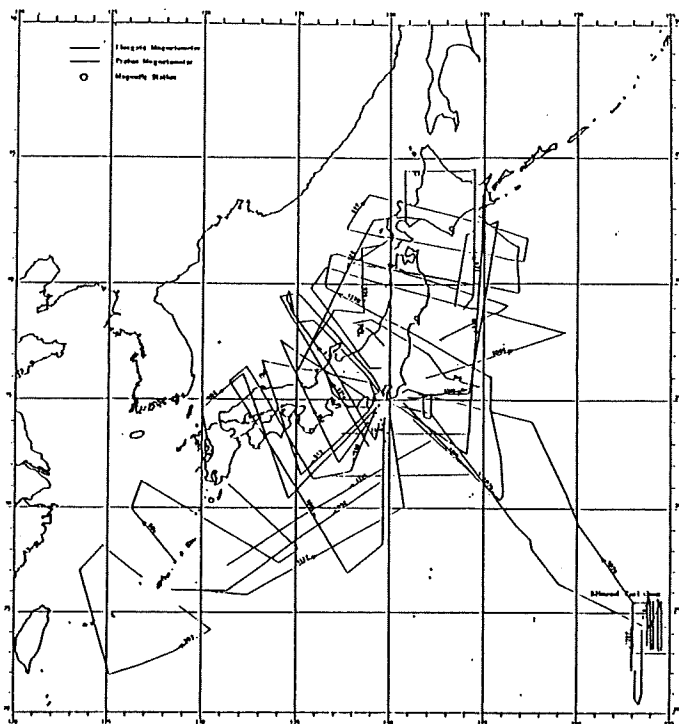


Figure 3 Track lines of aeromagnetic survey from 1984 to 1985 conducted by JHD.

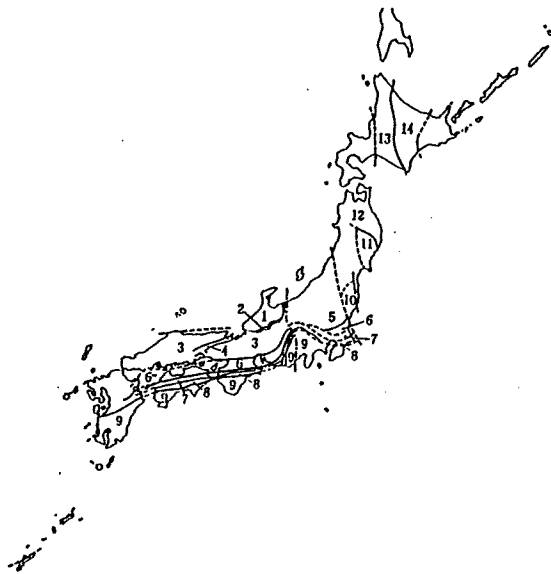


Figure 5. Tectonic map of the Japanese Islands and the adjacent regions.
 1, Hida belt; 2, Hida marginal belt; 3, Sangun, Mino and Tamba belts;
 4, Maizuru belt; 5, Asio block; 6, Ryoike belt; 7, Sambagawa belt; 8, Ch
 ichibu belt; 9, Shimanto belt; 10, Abukuma belt; 11, The southern part
 of Kitagami block; 12, The northern part of Kitagami block; 13, Ishikar
 i, Kamuikotan belts; 14, Hidaka, Tokoro belts (Geological survey of Japan,
 1982).

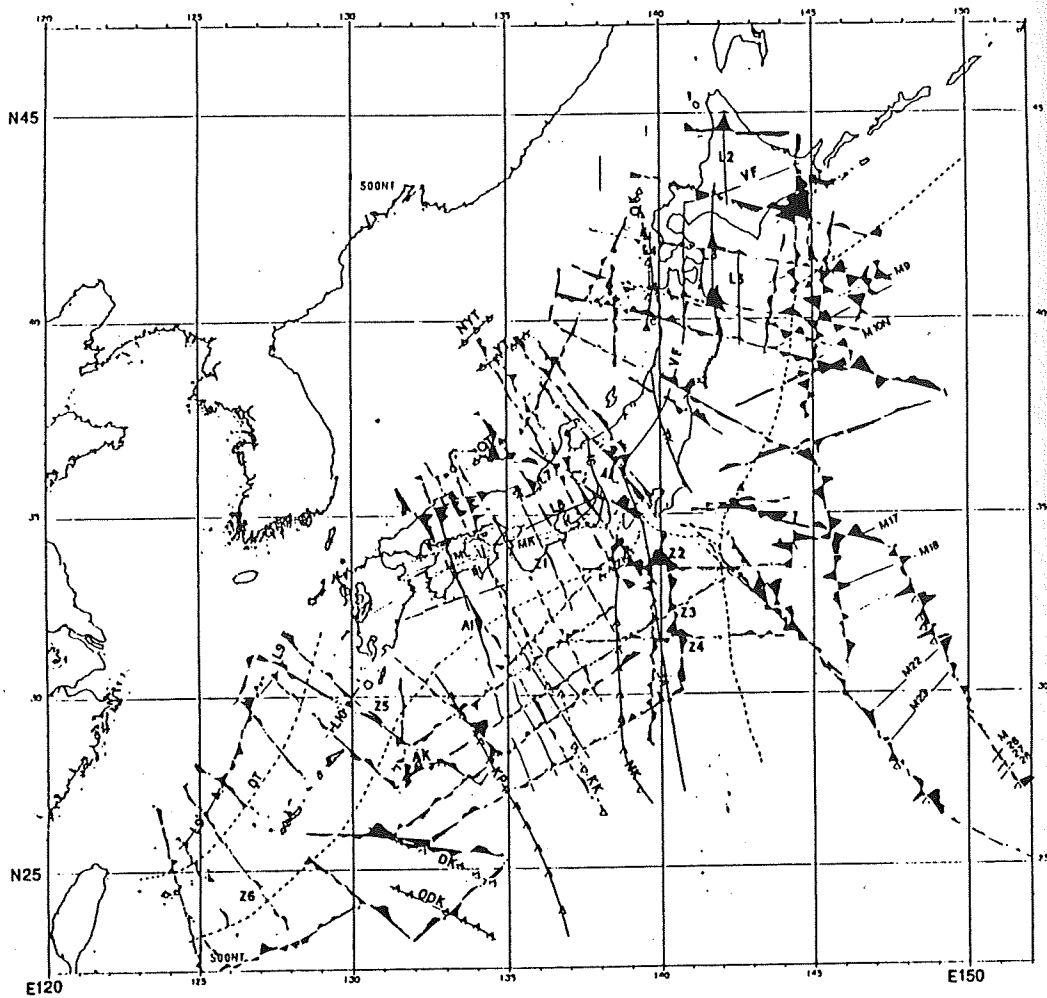


Figure 4 Total intensity magnetic anomaly profile along track lines.

4a: Magnetic anomaly profile and tectonic features of/around Japanese Island. VF, volcanic front; OK, Okusiri ridge; NYY, Kita Yamato Bank; YT, Yamato Bank; OT, Oki Bank; AK, Amami plateau; DK, Daito ridge; ODK, Oki Daito ridge; KP, Kyusyu palau ridge; KK, Kinann seamount chains; NK, Nisi sitito ridge; ZK, Zenisu ridge; TK, Tanakura tectonic line; ML, Median tectonic line; MK, Mikabu tectonic line; BL, Butsuzo tectonic line.

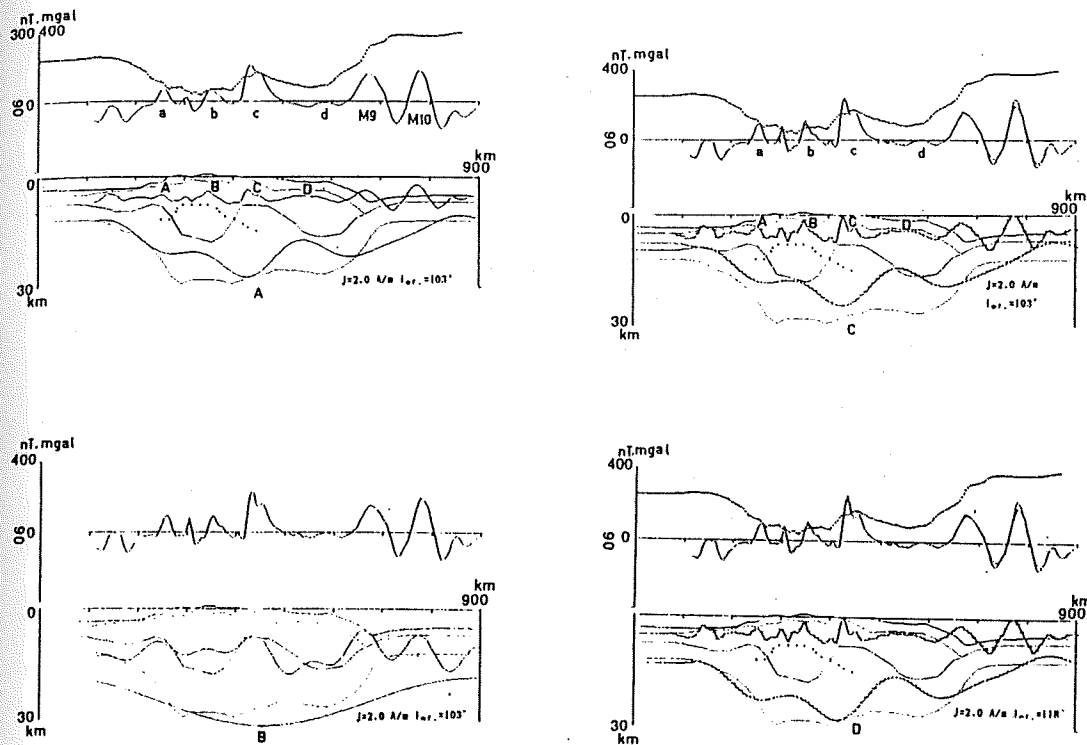


Figure 6. Magnetic basement model for profile 06. Solid line is observed anomaly of total force, and Broken line calculated one(C,D). Dotted line is bouguer gravity anomaly(A,C,D). Curie isotherm depth calculated by Okubo (1984) is shown by dot point in the topographic coordinate.

Parameters for model A,B,C,D,are as follows;

- A: 1 Height of survey:3.81 km, 2 Reduced level:10.0 km, 3 Azimuth of profile :101°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 103°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 103°, 6 Intensity of magnetization : 2.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UPO= 6.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BTO=18 \text{ km}$, $160 \text{ km} < \lambda < 1000 \text{ km}$,
- B: 2 Reduced level : 5.0 km, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UPO= 12.0 \text{ km}$, $100 \text{ km} < \lambda < 600 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BTO= 25 \text{ km}$, $600 \text{ km} < \lambda < 1000 \text{ km}$, Other parameters are same as in model A.
- C: 2 Reduced level : 5.0 km, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UPO= 5.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BTO= 15 \text{ km}$, $160 \text{ km} < \lambda < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR=7.3$, $\sigma=11.3 \text{ nT}$
Other parameters are same as in model A.
- D: 2 Reduced level : 5.0 km, 5 Effective inclination of magnetized vector :118°, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UPO= 5.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda < 160 \text{ km}$, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: $BTO=18 \text{ km}$, $160 \text{ km} < \lambda < 1000 \text{ km}$, 9 $GFR= 7.2$, $\sigma=11.6 \text{ nT}$, Other parameters are same as in model A.

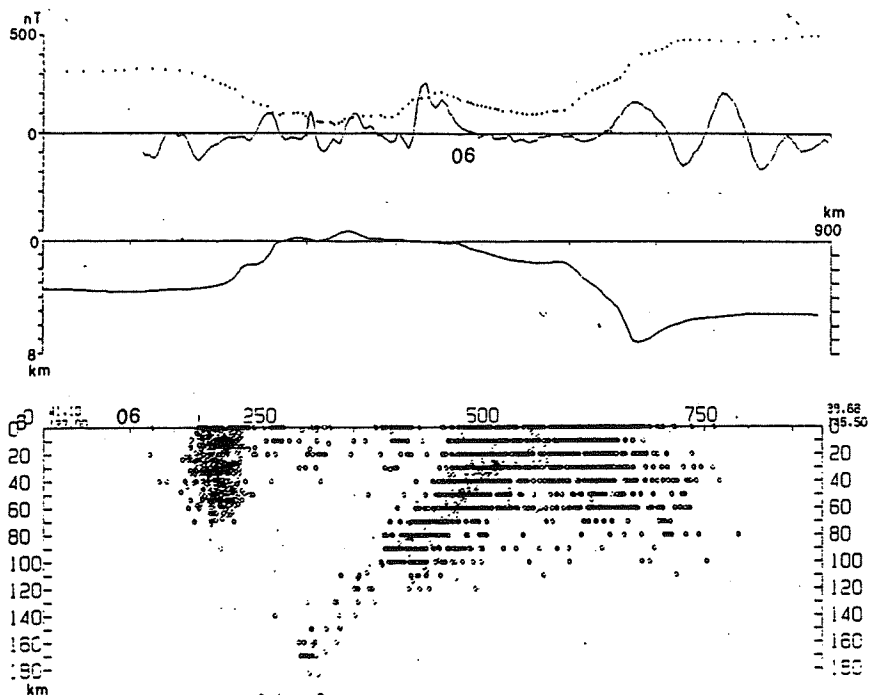


Figure 7. Seismic activity along Tohoku Japan.

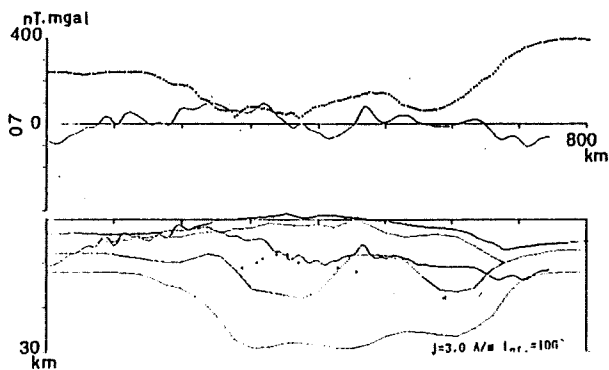


Figure 8. Magnetic basement model for profiles 7. Solid line is observed anomaly of total force. Dotted line is bouguer gravity anomaly. Curie isotherm depth calculated by Okubo(1984) is shown by dot point in the topographic coordinate.

Parameters for analysis are as follows; 1 Height of survey : 3.81 km, 2 Reduced level : 10.0 km, 3 Azimuth of profile : 105° , 4 Effective Inclination of magnetic field: 106° , 5 Effective inclination of magnetized vector : 106° , 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: $UPO=8.0 \text{ km}$, $20 \text{ km} < \lambda < 1000 \text{ km}$.

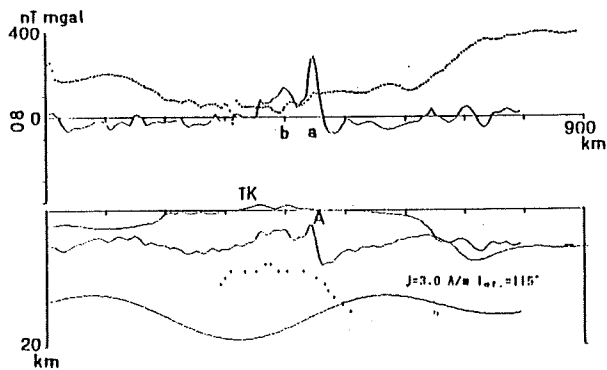


Figure 9. Magnetic basement model for profile 8. Solid line is observed anomaly of total force. Dotted line is bouguer gravity anomaly. Curie isotherm depth calculated by Okubo(1984) is shown by dot point in the topographic coordinate. Parameters for analysis are as follows; 1 Height of survey: 3.81 km, 2 Reduced level: 5.0 km, 3 Azimuth of profile : 110°, 4 Effective Inclination of magnetic field : 115°, 5 Effective inclination of magnetized vector : 115°, 6 Intensity of magnetization : 3.0 A/m, 7 Parameters for the upper surface of magnetized layer: UPO= 5.0 km, 20 km $< \lambda < 300$ km, 8 Parameters for the lower surface of magnetized layer: BTO= 15 km, 300 km $< \lambda < 1000$ km.

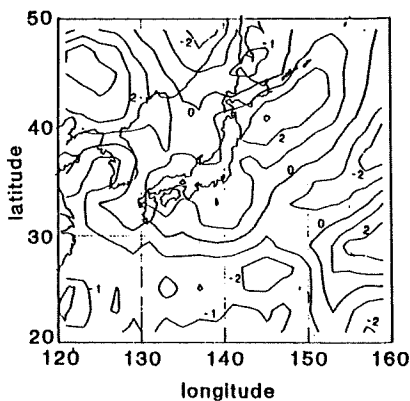


Figure 11. MAGSAT scalar anomaly map at the altitude of 450km (Yanagisawa et al., 1982).

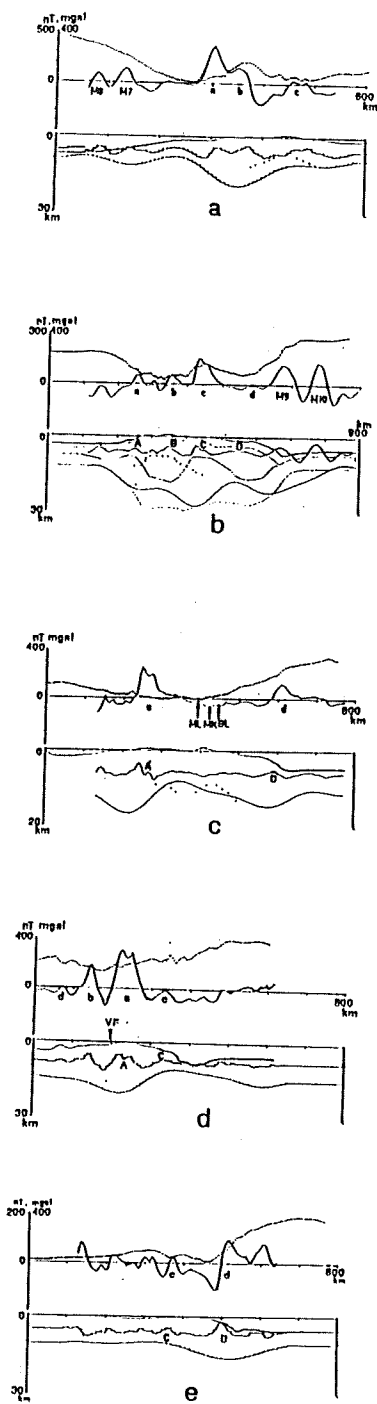


Figure 10. Magnetic basement model for the representative cross-section of Japanese Island Arcs. a; Eastern part of Hokkaido (profile 04), b; Northeast of Honshu (profile 06), c; Western part of Honshu (profile 20), d; Izu-Bonin Arc (profile 16), e; Ryukyu-Island Arc (profile 23).

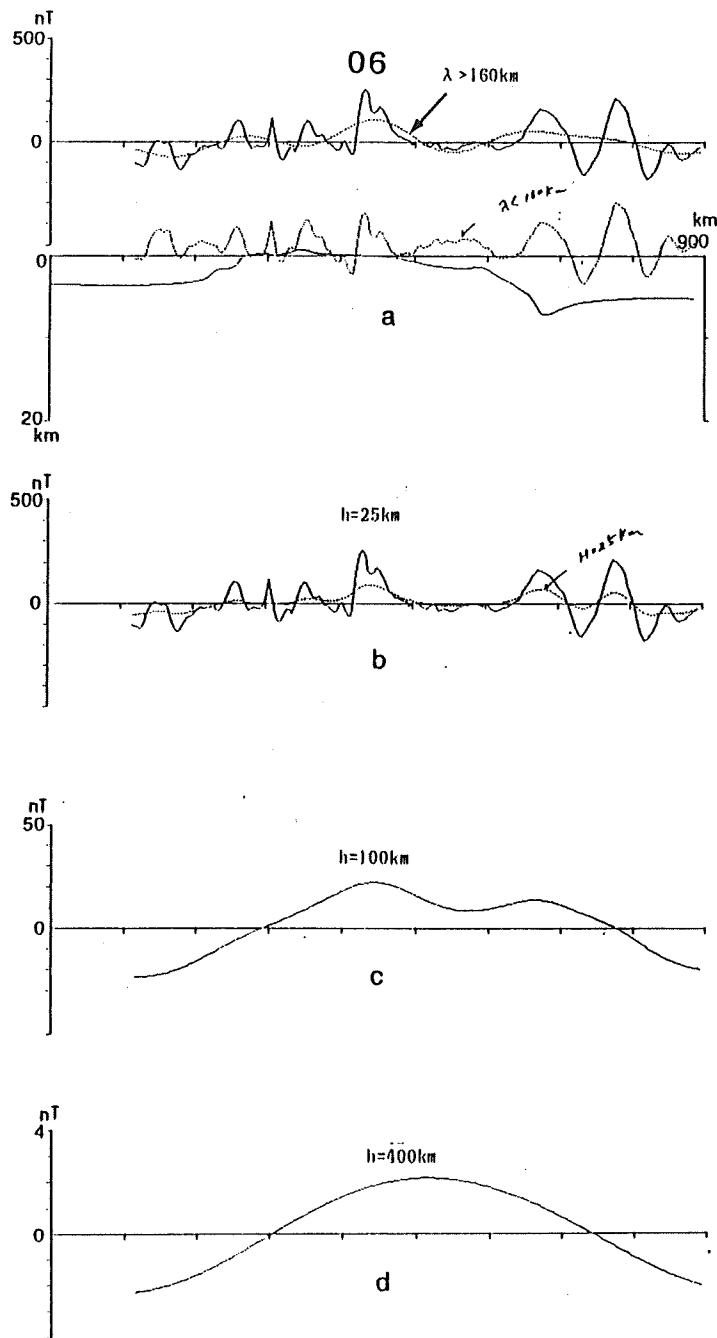


Figure 12. Intermediate wavelength anomaly and the upward-continued anomaly for profile 06.

- a: Low-pass filtered anomaly ($\lambda_c=160\text{km}$) is shown by dot line in the upper column with observed one. Residuals are also shown by dot-line just over the topographic cross-section.
- b: Upward-continued anomaly at the altitude of 25km.
- c: Upward-continued anomaly at the altitude of 100km.
- d: Upward-continued anomaly at the altitude of 400km.

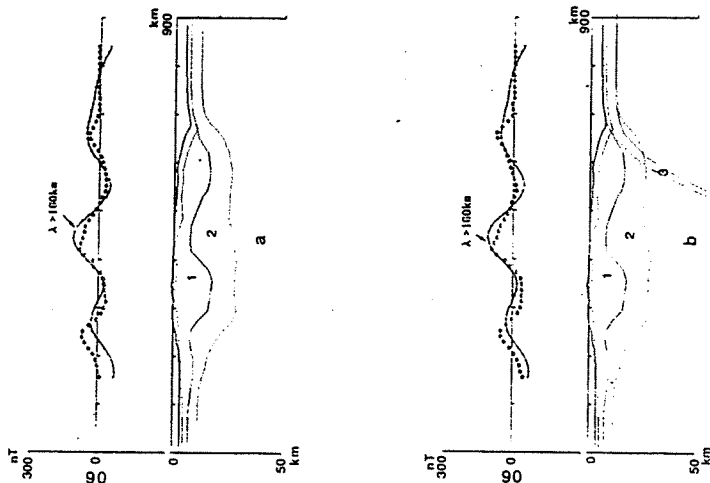


Figure 13. Two-dimensional analysis of the filtered anomaly for profile 06.

- a: Magnetization intensity of the upper crust(1) is -0.4 A/m and that of lower crust(2) 0.7 A/m . Magnetization direction is assumed to be the field direction, whose effective inclination is 103° .
- b: Magnetization intensity of the upper crust is -0.2 A/m , lower crust 1.1 A/m , and the plate is 3.8 A/m . Magnetization direction is assumed to be present field direction, whose effective inclination is 103° .

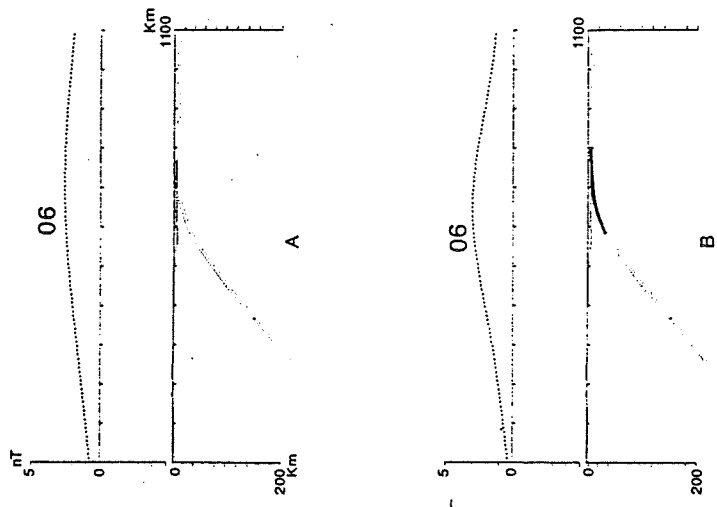


Figure 14. Calculated anomaly of total force at the altitude of 450 km used by subducting plate beneath Tohoku Japan arc(profile 06).
 A: Induced magnetization intensity of the plate is assumed to be 1.0 A/m throughout the body.
 B: The bending part of the plate is assumed to have the enhanced magnetization intensity of 2.0 A/m in comparison with other part of 1.0 A/m .