

大気球による 1978 年宮城県沖地震の 震源域上における地磁気観測*

加藤愛雄**・瀬戸正弘***・早坂 孝***

1. 緒 言

地上、船、航空機などによる地球磁場観測においては地表近くに存在する比較的小規模な磁氣的地下構造による磁気異常が卓越し、その磁気異常は大変複雑な様相を呈する。しかし、大気球により高々度で地球磁場を観測するとそれらの磁気異常の影響は極端に小さくなり、地下深部の大規模な磁氣的地下構造による磁気異常の様子を知ることができる。著者などは過去 2 回大気球による地球磁場観測を実施し、日本海溝から日本海側に至るまで、ほぼ 39°N 線に沿って東北地方を横断する断面での電磁氣的地下構造について考察してきた。更に、異なる断面（東北各部）での構造を知るため 1977 年 5 月 20 日、大気球 (B_s-79) による地球磁場観測を実施した。結果的にこの大気球は予定の航跡と大幅に異なったが、幸運にもその約 1 年後の 1978 年 6 月 12 日に発生した M 7.4 の宮城県沖地震の震源域上を飛翔する結果となり、震源域における磁氣的地下構造を調べるための興味深い観測記録を得ることができた。ここでは、大気球による地磁気全磁力の観測結果と地質調査所発表の航空磁気測量図を用いて、震源域における磁氣的地下構造についての考察を行った。

2. 観測器と観測方法

大気球全体の構成は図 1 の通りで、過去 2 回と同様に地磁気垂直成分観測用のフラックスゲート磁力計と全磁力観測用のプロトン磁力計を搭載した。しかし、大気球は予想した航跡と大幅に異なったためフラックスゲート磁力計はそのダイナミックレンジから外れ、内陸の一部でしか記録を得ることはできなかった。プロトン磁力計は、大気球の飛翔時間中良好に作動し地磁気全磁力を観測した。プロトン磁力計は、磁界中における水素原子核磁気能率の自由才差運動による信号を周波数で検出するもので、全磁力に比例した周波数を直接変調して送信される。地上では、テレメータのビデオ出力をフィルタを通して直接磁気テープに記録すると同時に、周波数カウンタ及びプリンタで記録を得た。そのブロックダイアグラムは図 2 の通りである。なお、搭載したプロトン磁力計の測定範囲は 45,000 nT ~ 48,000 nT、精度は 10 nT で、そのセンサはゴンドラ内の電気部門のノイズを避けるため 16m 下に吊りバラストよけの円錐形カバーをつけた。

*宇宙研特別事業費による研究論文

**東海大学航空宇宙学科

***東北工業大学電気通信学科

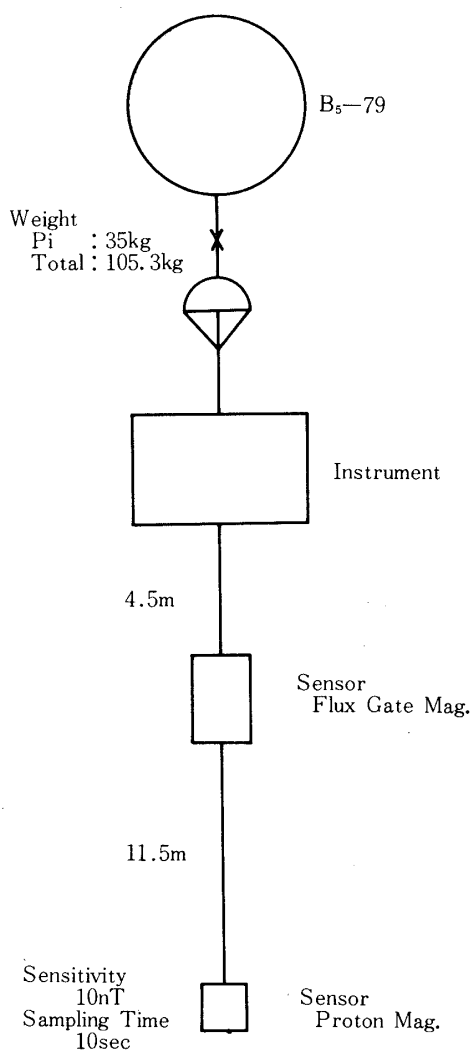


図1 大気球観測構成図

2. 観測結果

大気球観測所のデータによると $B_s - 79$ の航跡、高度は図3の通りで、1977年5月20日 18h00m に放球後1時間半で約28kmの高度に達し、向きを変え牡鹿半島に向かって飛翔し、5時間後に金華山上空を通り北上して9時間後に仙台平野北端に達し、その後、南下して約14時間後に切り離され仙台湾に着水した。同図に、東北大青葉山地震観測センター発表の1978年宮城県沖地震の1978年6月12日から6月20日までの期間における余震域を点線で示したが、約4時間にわたって大気球が高度約28.5kmで余震域上空を飛翔していたことがわかる。その観測値は3分間隔で平均し図4に黒点で示してある。図中の点線はIGRFの理論式を使って大気球の航跡、高度に沿って計算した全磁力の値である。横軸は放球からの経過時間、

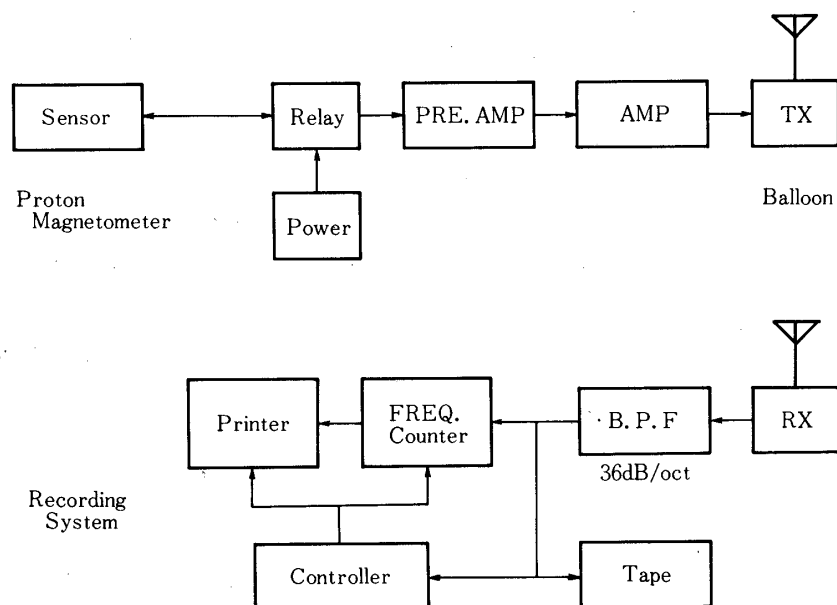


図2 観測計器のブロックダイアグラム

縦軸は全磁力の値である。また、同図には国土地理院水沢測地観測所の全磁力記録（1分ごとの値）を3分平均し1点おきに示したが、観測が夜間であったため日変化など地磁気に大きな変動が見られないことから、全磁力の時間的変化は無視できるので大気球による観測では場所的変化が観測されたことになる。なお、東北附近でのIGRFの値と国土地理院発表のWMSの値とは全磁力で約50nTの差があるが、今回IGRFを使用した理由はIGRFが高度変化に対しても計算が容易であることと、後で比較する地質調査所発表の航空磁気測量図がIGRFを使用して磁気異常を示しているためである（図、5）。

次に、10分間隔で平均した大気球による全磁力観測値とIGRFによる値との差（観測値－計算値）を図6に点線で示した。同じ図に大気球の航跡に沿って読み取った地質調査所発表の航空磁気測量図による全磁力異常値を鎖線で示した。従って、この図が航跡に沿っての450m上空および28.5km上空で観測された地磁気全磁力の磁気異常を表わしていることになる。図6において450m上空の観測による金華山沖の大きな異常がまず注目されるが、大気球による観測には表われていないことからこの異常は地表に非常に近いところの小規模な磁氣的構造によるもので、このことについては別に考えねばならない。また、右端の点線と鎖線が交わる場所より先は図3の大気球の航跡に見られるように大気球が直線的でない飛翔をしているところである。従って、上のような範囲を除いて大気球が直線的な飛翔をしている領域で地下の磁氣的状態について考察することにした。

4. 解析と考察

前記の理由により、大気球の飛翔時間で2時間40分後から3時間50分後まで、距離にして金華山沖30kmから70kmまでの領域（宮城県沖地震の余震域の中にある。）における図6

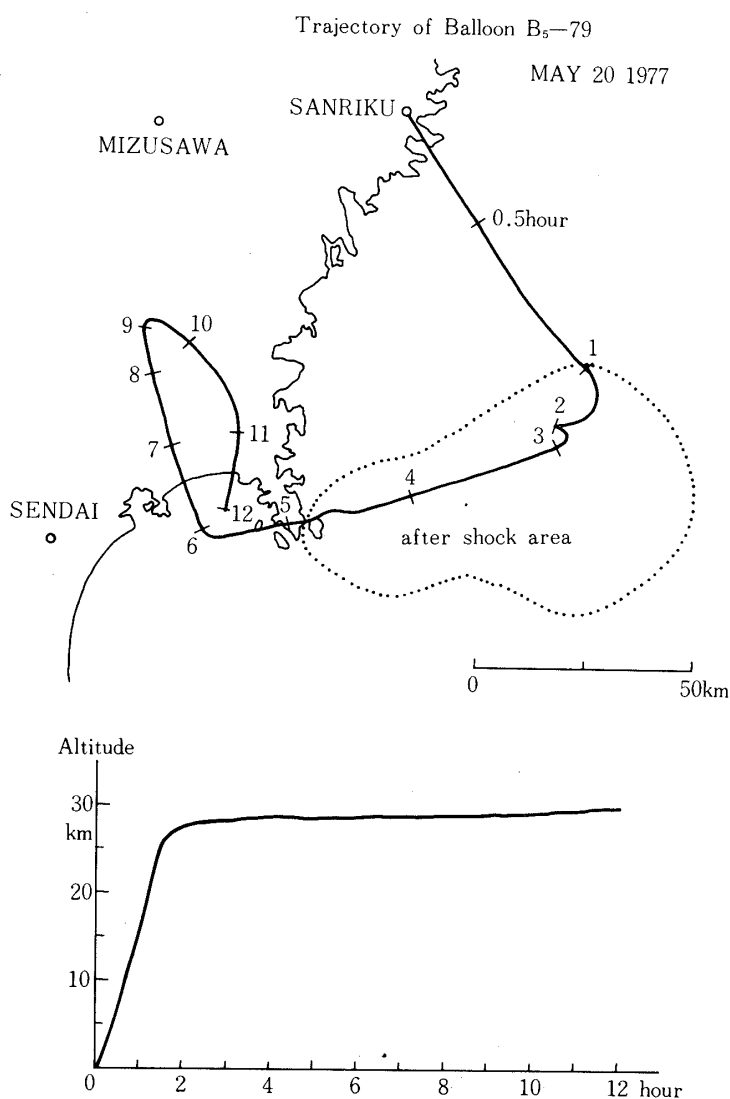


図3 大気球の飛翔高度および航跡

に示した磁気異常を説明できる磁氣的地下構造について考えた。この領域における磁気異常の特徴は、図6に見られるように約15kmの波長の正弦的な場所的変化があることである。これらの磁気異常は、一様に帯磁した無限平面層は異常として観測されないの、この一様帯磁層の上部面あるいは下部面が起伏しているため生じると考えられる。そこで、現在の地球磁場と同じ方向に帯磁していると仮定した一様帯磁層を数多くのブロックで近似し、層に起伏のあるところでのブロックの表面による磁場をVacquier法を用いて計算した。450mと28.5kmの高度での磁気異常を説明できるモデルを一様帯磁層の深さ、形状、帯磁の強さを種々に変えて計算したが、現在のところ図7のようなモデルが最適であると考えている。すなわち、約10kmから30kmの深さにある一様帯磁層($8 \times 10^{-4} e, m, u$)の下部が大きい

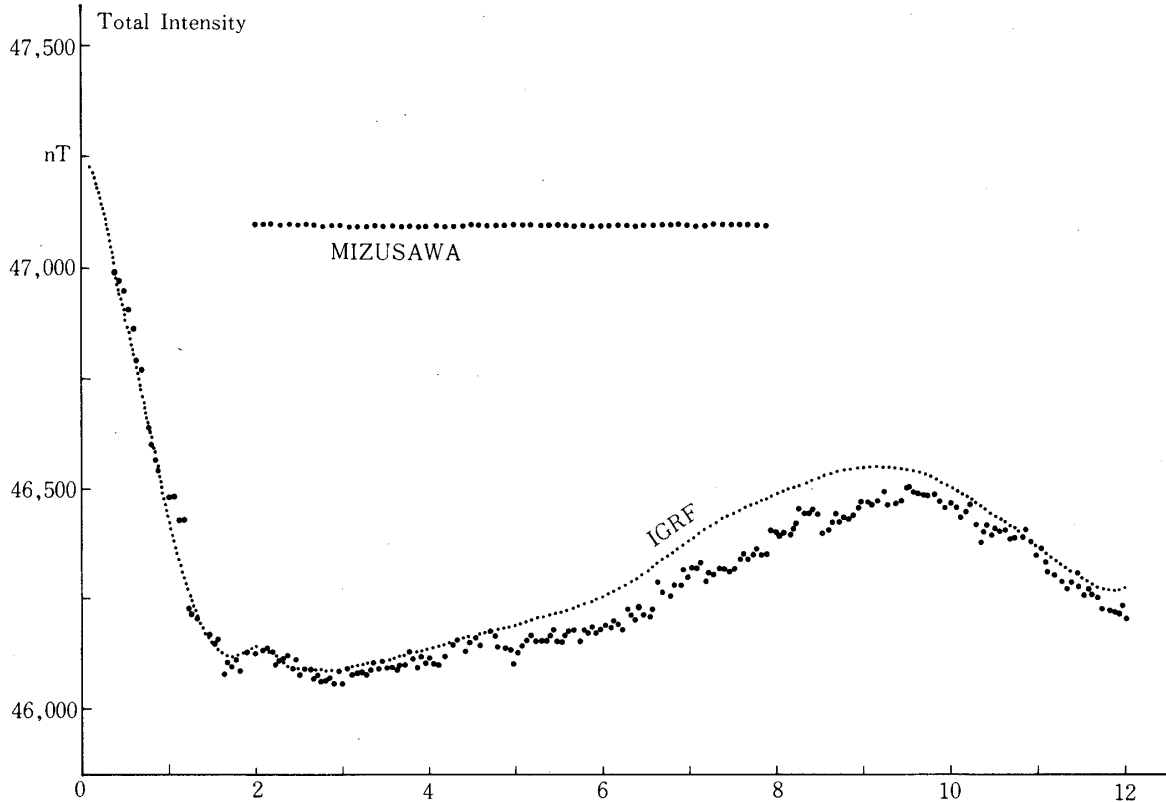


図4 大気球による全磁力観測結果（横軸は放球からの経過時間）

く起伏し上部面がわずかに起伏しているというモデルであり、28.5 km上空での観測値と計算値にいくらかの相違が見られるがよく一致しているといえる。なお、この計算において図のような帯磁層が南北にそれぞれ10kmずつ延長して東西と同じ勾配で起伏が無くなり平面になると仮定している。又、金華山沖に近い所で、450 m上空での磁気異常が著しく大きい所があるが、28.5 km上空での観測には現われていないので、これは地表附近の浅い所での磁気構造に関係しているものである。この磁気異常について、同じようにモデル計算を行った結果を図8に示した。図に示したように地表浅い所に、局部的に $12 \times 10^{-3} e, m, u$ の高い誘導磁気をもった部分を考えるとよく説明ができる。この部分でも30kmの深さの帯磁層の下部が大きな起伏をしていることが解った。

以上の2か所のモデル計算から $8 \times 10^{-4} e, m, u$ の帯磁層下部の起伏により全磁力磁気異常が生ずることが明らかになったので、図9にこの模様を図示した。図の中で斜線で示した地域は、今回の強震に伴った余震域すなわち活動区域で、30km附近の起伏は計算による帯磁層の下部面の構造である。一方、東北地方において爆破地震研究グループにより、日本海（男鹿沖）から太平洋（気仙沼）へ抜ける $N, 110^{\circ} E$ の断面に沿った地下構造が与えられ

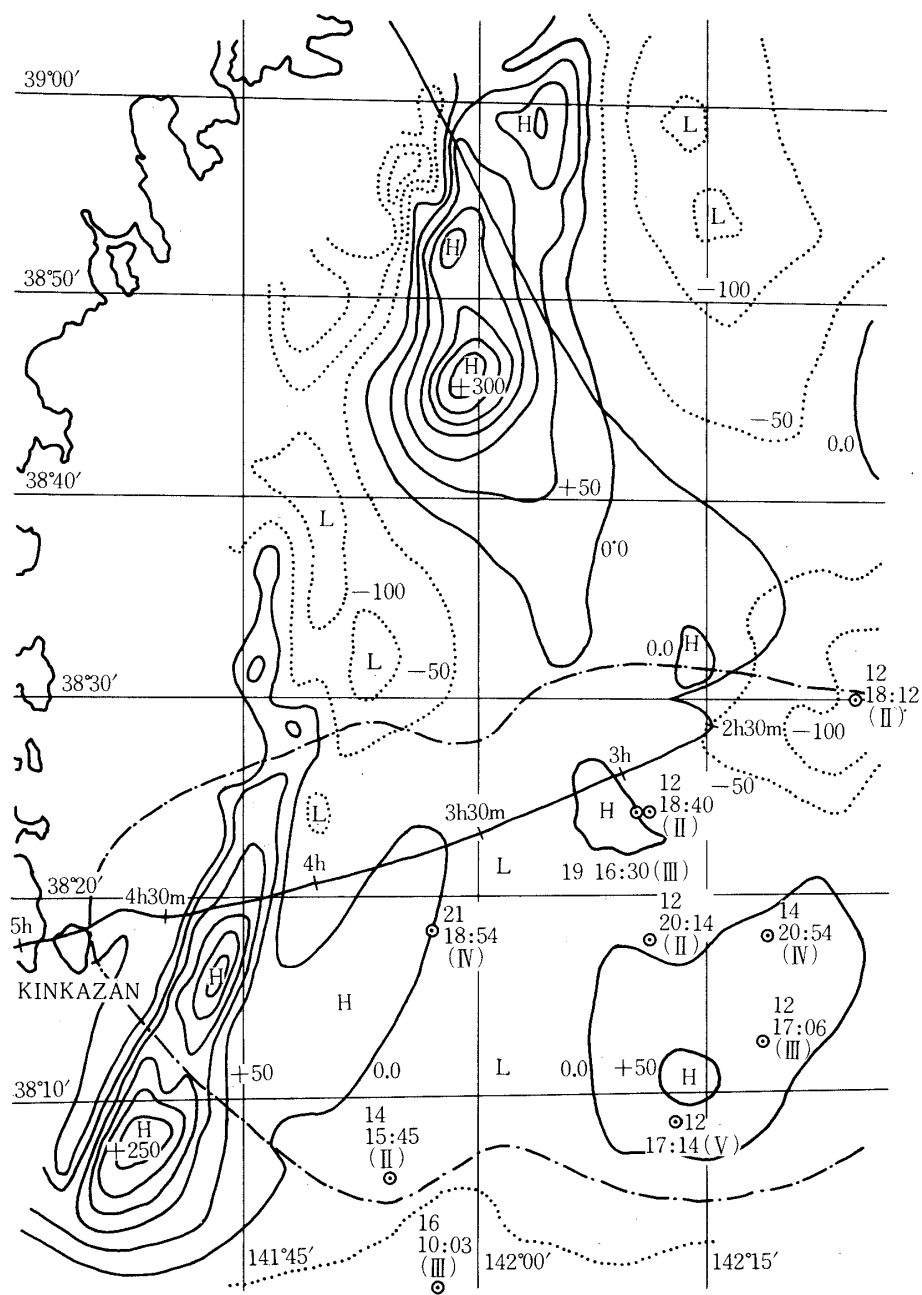


図5 地質調査所発行の航空磁気測量，全磁力値で IGRF との差を図示してある．図中に大気球の航跡を実線で示した．また6月中の主な余震の震央位置を震度と共に記入した．鎖線で示した区域は余震区域．

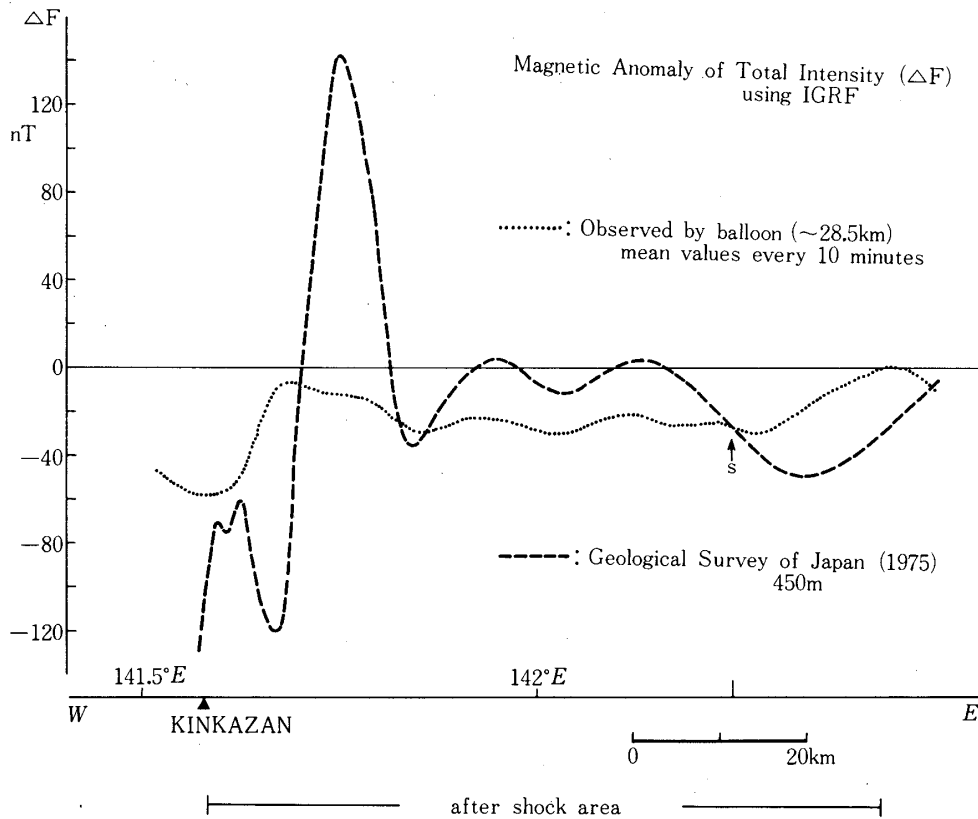


図6 大気球による高度28.5 kmおよび地質調査所の航空機による高度450 mでの地磁気全磁力の磁気異常、いずれも観測値から計算値(IGRF)を引いた偏差値を示す。

ており図10に示した通りである。大気球に沿った断面と少し異なるがこの図と今回のモデル計算による図9の一带帯磁層と比較すると縦波速度が6.6 km/secの層、すなわち第3層との対応がよい事が明らかになった。この第3層は、玄武岩質層(Basaltic layer)と呼ばれるもので、玄武岩や、はんれい岩など塩基性か超塩基性の岩石から成っていると考へられている。従って、我々のモデル計算での一带帯磁層はこの第3層(Basaltic layer)の構造を示すものと考えられ、その下部面(所謂モホロビッチ界面)が大きく起伏していることが明らかになった。且つこの起伏によって、磁気異常が生じたと考えられる。図9の地震活動域と比較してみると、この起伏はこの活動域の地殻内のストレスによって生じたものと考えられる。この事は地震活動の発生機構に関係するものであり注目される。

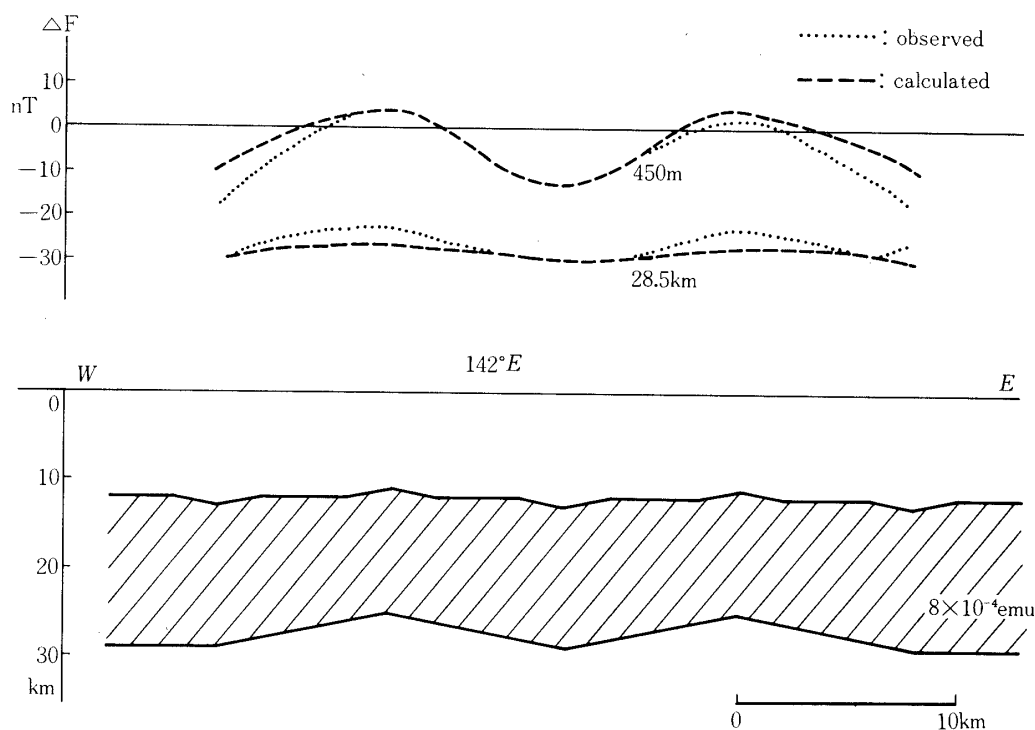


図7 モデル計算の結果

5. 結 語

公表されている1978年宮城県沖強震の震源は $38^{\circ} 10' N$, $142^{\circ} 14' E$, 深さ25kmである。しかし、図9に明らかなように余震域は明らかに2個のグループに分けられ、その各々の活動域に関連してBasaltic layer の下部面の起伏が生じている事は、その各々の地域に生じた地殻内のストレスによって生じたものと考えられる。

最後に、今回の地震の震源域上を飛翔した大気球による地磁気観測によって興味ある観測を行い得たのは、宇宙航空研究所、西村純教授、広沢助教授およびその研究室の方々の多大の援助によるもので深く感謝し、また、貴重な資料を提供していただいた、水沢測地観測所、地質調査所の方々に、厚く感謝する次第である。また、観測にあたった東海大学の青山教授、遠山助教授および山河氏に感謝の意を表すものである。

1979年5月9日

参考文献

- [1] 加藤愛雄他：宇宙研報告，第10巻，1974年。
- [2] 加藤愛雄他：宇宙研報告，第12巻，1976年。
- [3] 小林和男：「海洋底地球科学」，東京大学出版会。
- [4] 檀原毅，友田好文：「測地・地球物理」，共立出版。
- [5] 地質調査所：航空磁気測量図，1975年。

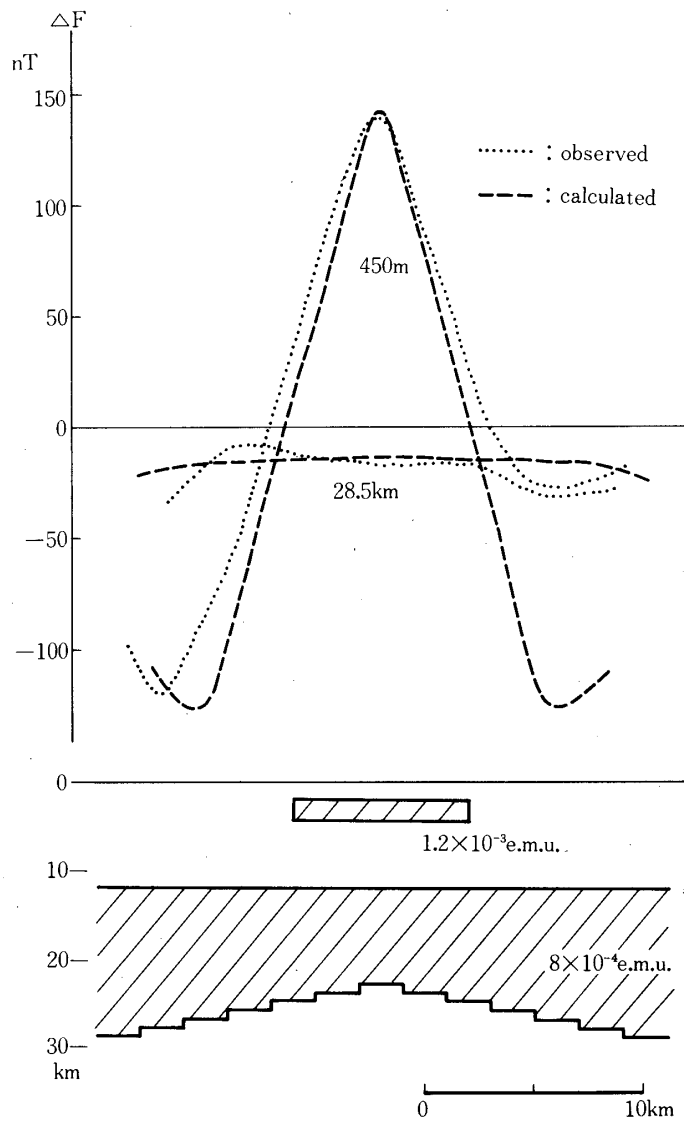


図8 金華山沖附近のモデル計算

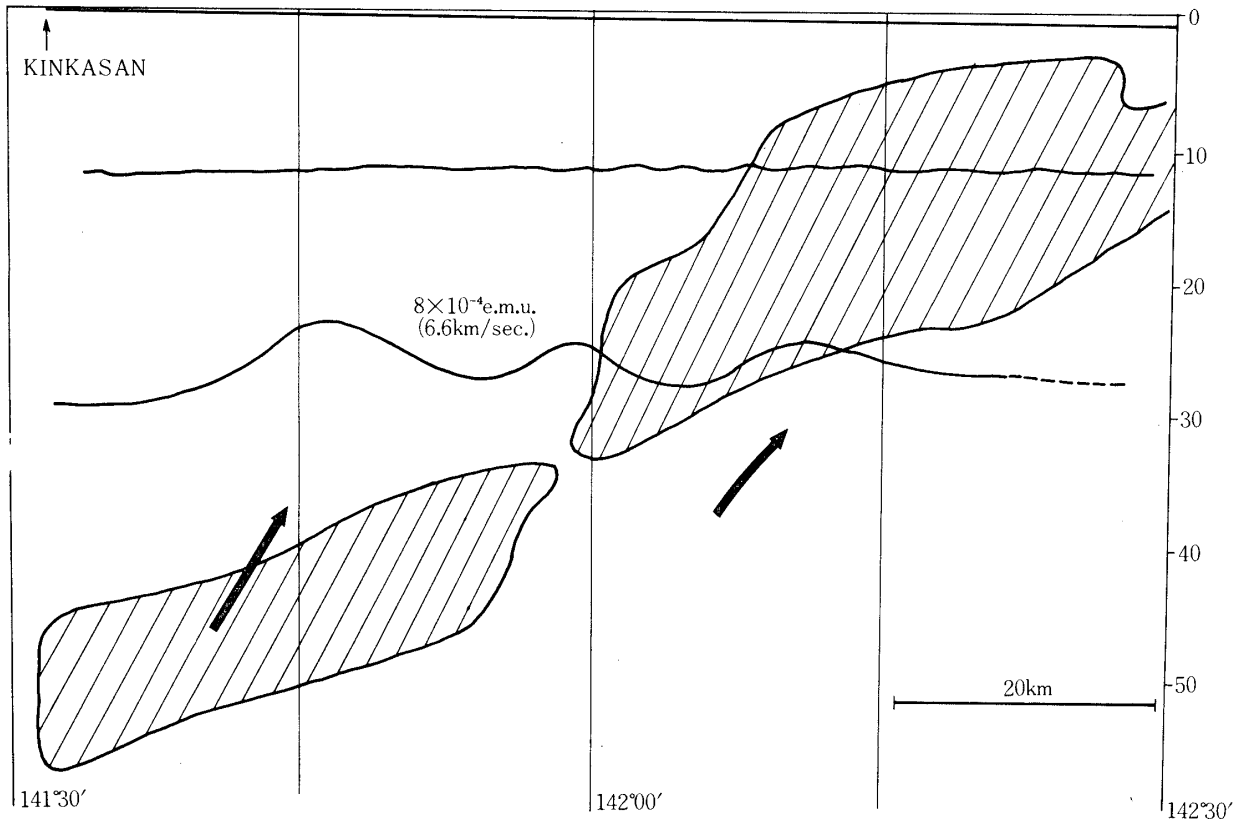


図9 モデル計算にもとづく帯磁層の下部面の起伏と余震区域との対比

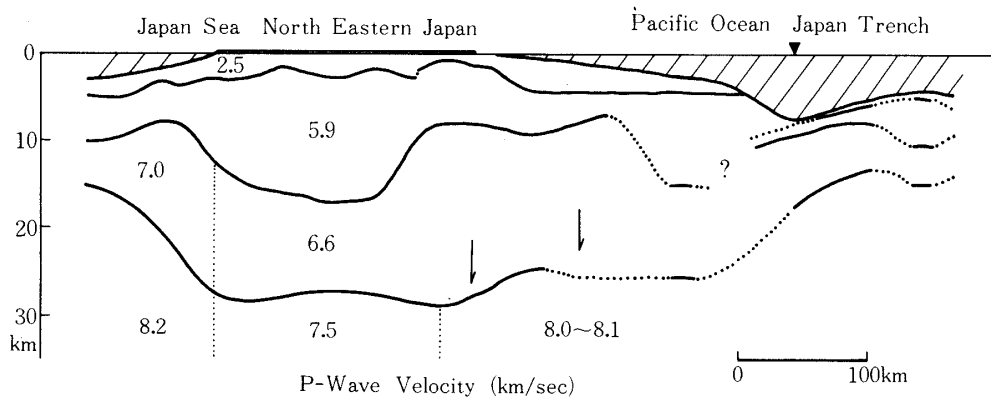


図10 爆破地震動研究グループによる東北地方の地下構造, 矢印で示した区域が大気球による観測の区域