

連続観測データによる日本周辺域の地磁気モデルの構築 The geomagnetic model in Japan area based on the continuous observation data

測地部 紀 小麗・白井宏樹・渡辺政幸・何 金蘭・中川弘之
Geodetic Department Xiaoli JI・Hiroki SHIRAI・Masayuki WATANABE・
Jinlan HE・Hiroyuki NAKAGAWA
京都大学 宇津木充
Kyoto University Mitsuru UTSUGI

要 旨

国土地理院では、1996年に地球電磁気連続観測装置を全国11ヶ所に設置し（以下、これらの設置地点を連続観測点と呼ぶ）、地磁気の連続観測を実施している（田辺, 1997）。本研究では、これらから得られた連続観測データを使用し、日本周辺域における地磁気の時空間変化モデルの構築を試みた。モデルを構築するために、自然直交基底法と球面の一部に対する調和解析（Spherical Cap Harmonic Analysis, SCHA）を用いた。今回の解析方法で得られた地磁気モデルは、入力した各連続観測点データを約10nTの平均二乗誤差で再現できることが示された。

1. はじめに

近年、地震や火山噴火などの地殻活動を監視するための方法の一つとして地磁気観測が注目されている。しかし、こうした地殻活動に伴う地磁気変化は僅少なため、シグナルを正確に捉えるために長期的な磁場連続観測を行い、地殻活動が起こる前の磁場の標準値を求めておくことが行われている。

任意の時間、任意の場所での地球磁場の標準値を与えるモデルが構築されれば、地殻活動監視を目的とした磁場観測の精度向上に大きく貢献できる事が期待できる。

一般的なモデルとしては、全球的規模の国際標準地球磁場モデル（IGRF）があるが、このようなグローバルモデルでは日本のような狭い領域の局所的な時空間変化を十分に記述できない。このため、日本周辺域に特化した局所地磁気モデルの作成が必要である。

一方、国土地理院では一等・二等磁気点で観測されたデータを利用して、10年毎に磁気図を作成し、全国における地磁気の空間分布を把握している（白井他, 2002）。この情報は、国土地理院で刊行されている地図の磁針方位情報などに活用されている。しかし、現在の方法では地殻活動の監視に十分な時間分解能を持った局所地磁気モデルを作成することは困難である。

そこで、宇津木他（2003）では一等磁気点での観測データと地磁気観測所の連続観測データを用いて自然直交基底法とSCH法を併用した方法により、

日本周辺の地磁気モデルの構築を試みた。しかし、一等磁気点の観測は数年に一回の観測だけであり、データは観測日の日平均値であるため、地磁気観測所の連続的なデータの年平均値とは、代表値としての性質が異なる。そのため、これらのデータを併用すると、誤差が生じモデルの精度を低下させる可能性がある。高精度な日本地磁気モデルを構築するためには、連続的な観測データが必要である。そこで、本稿では、一等磁気点のデータに代えて、連続観測点のデータを使用した。あわせて測地観測所及び地磁気観測所の連続観測データを用いて、日本周辺域の地磁気モデルを構築し、精度検証を行った。

2. 解析手法の概要

地磁気は、時間的にも空間的にも変化する。そこで、各々の観測データを（1）式に表されるように、時間のみに依存する成分と空間のみに依存する成分とに分解する。（Burdelnaya et.al., 1999；宇津木他, 2003）

$$H = \sum_k X_k T_k + \delta \quad (1)$$

ここで、 X_k は磁場変化の空間成分（空間関数）で、 T_k は時間成分（時間関数）を表す関数である。 X_k と T_k の各成分は互いに無相関である。この分解には自然直交基底法を用いる。自然直交基底法は、統計学で用いられる主成分分析法の応用で、いくつかの観測値 $H_1, H_2, \dots, H_p$ に共通する特性を、互いに独立な少数の数値関数の組 $T_1, T_2, \dots, T_k$ ($k < p$) で表すものである。成分 $T_1, T_2, \dots$ は、振幅が大きい順に並べそれぞれ第1主成分、第2主成分、...と呼ぶ。自然直交基底法により、観測された磁場変動データから時間関数 T_k を求める。また、 T_k の重みが各観測点における離散的な空間関数 X_k となる。

次に離散的な空間関数から磁場の連続的な空間分布を求めるために、球面の一部に対する調和関数展開を用いる（Hines G.V, 1998）。この展開により、磁場のスカラーポテンシャルは（2）式の形に表せる。

$$V = \sum \sum (a/r)^{n+1} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\cos \theta) \quad (2)$$

r は地球中心からの距離, θ は余緯度, ϕ は経度である。また, $P_n^m(\cos\phi)$ は球面調和関数の波数 n を非整数に拡張することにより, 球面の一部について調和的になるよう定義された関数である。ここで, 展開係数 g_n^m と h_n^m はガウス係数と呼ばれ, 実測データを最も良く表現するように, (2)式に基づいて最小二乗法で決められる。この展開により, 自然直交基底法で求められる空間関数の分布に含まれる地球内部に起因する磁場成分を求めることができる。

3. 日本周辺域の地磁気モデルの構築

2章で述べた自然直交基底法とSCHA法を用いて, 日本周辺域の地磁気モデルを構築することを試みた。図-1に, モデル構築と検証のながれを示す。

時間関数を求めるために使用したデータは, 気象庁地磁気観測所の女満別(MMB), 柿岡(KAK), 鹿屋(KNY), 国土地理院の水沢測地観測所(MIZ)の観測データである。また, 離散的な空間関数を得るために, 鹿野山測地観測所(KNZ), 連続観測点の赤井川(AKA), 横浜(YOK), 原町(HAR), 志賀(SIK), 萩原(HAG), 吉和(YOS), 十津川(TTK), 室戸(MUR), 久住(KUJ)及び沖縄(OKI)の観測データを用いた。さらに, モデルの精度検証に, 連続観測点の大多喜(OTA), 東京大学八ヶ岳地球電磁気観測所(YAT), 春野観測点(HRN)及び京都大学地球熱学研究施設火山研究センター阿蘇観測点(ASO)の連続観測データを使用した。各観測点の配置を図-2に示す。

本稿では, 1999年1月～2002年12月の観測所及び連続観測点の磁場3成分(X:南北成分, Y:東西成分, Z:鉛直成分)の3ヶ月平均値をモデル構築に使用した(図-3, 図-4)。宇津木他(2003)においては, 年平均データを使用したが, 今回は, それよりも短い時間成分まで表現できるか検証するため3ヶ月平均値を用いて, モデル構築を行った。

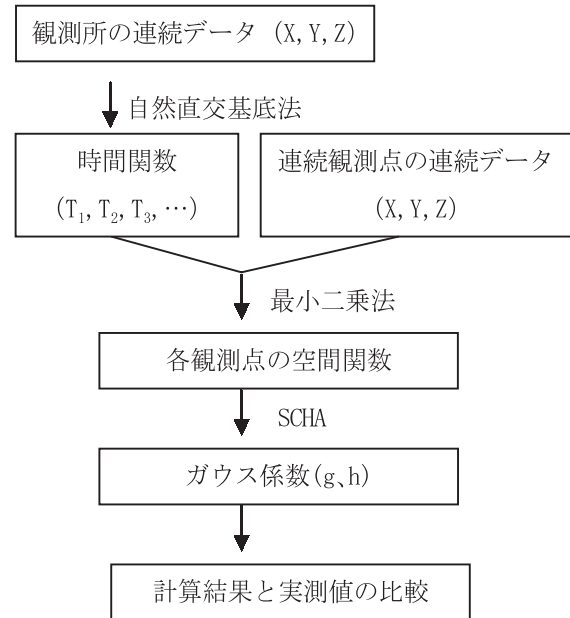


図-1 モデル構築と検証のながれ

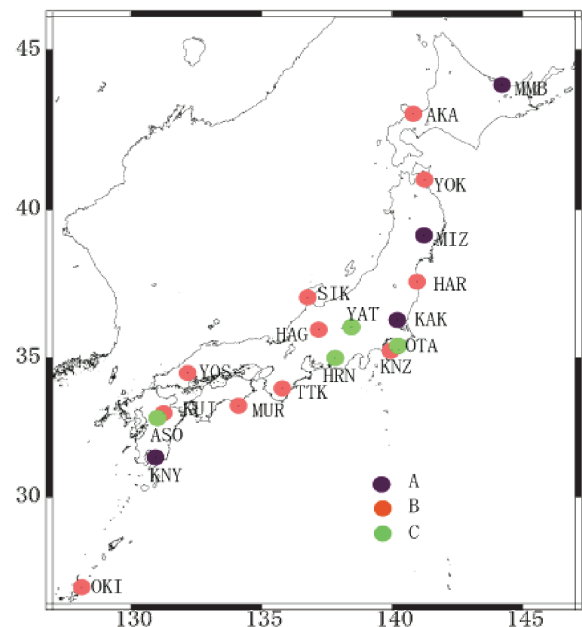


図-2 モデル構築に使用した観測点配置図

- A: 時間関数の導出に使用した観測点
- B: 空間関数の導出に使用した観測点
- C: モデル精度検証に使用した観測点

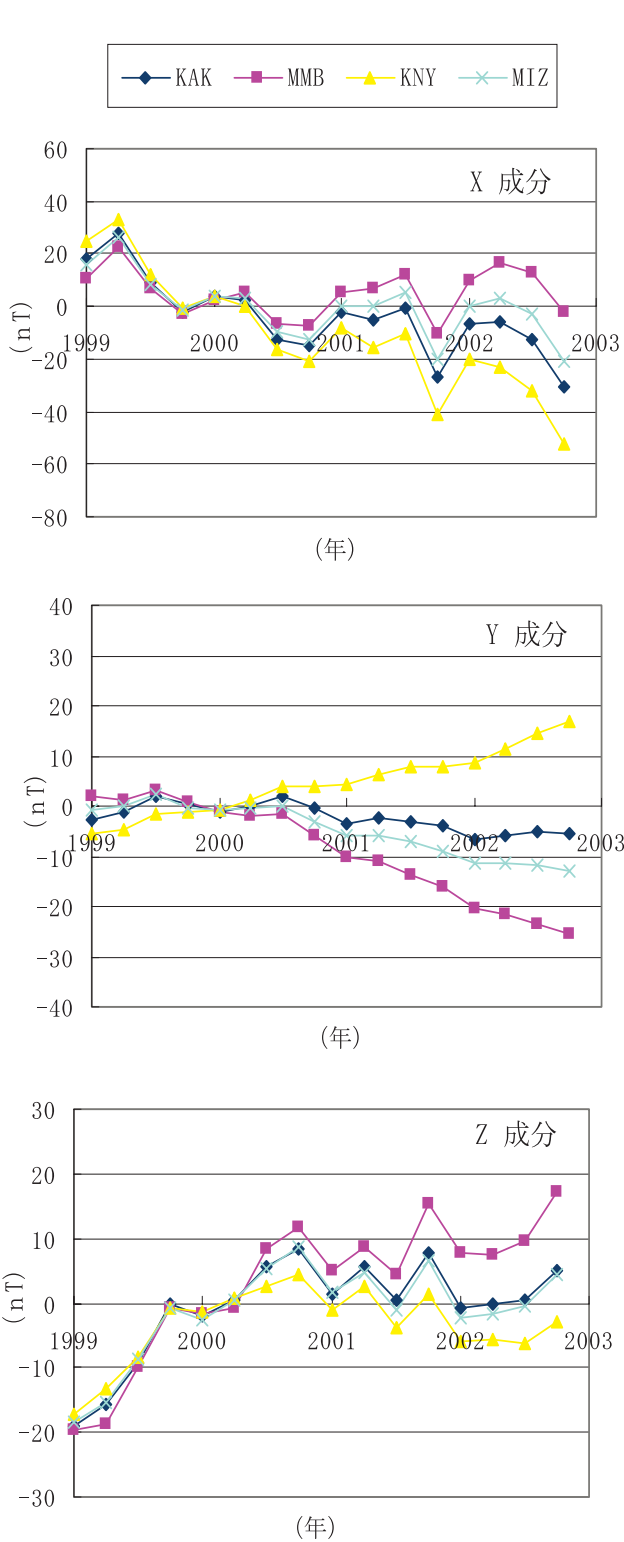


図-3 柿岡 (KAK), 女満別 (MMB), 鹿屋 (KNY) 及び水沢 (MIZ) の1999年から2002年までの3ヶ月平均値。2000年1月を基準値0とした変化量。単位はnT (ナノテスラ)。

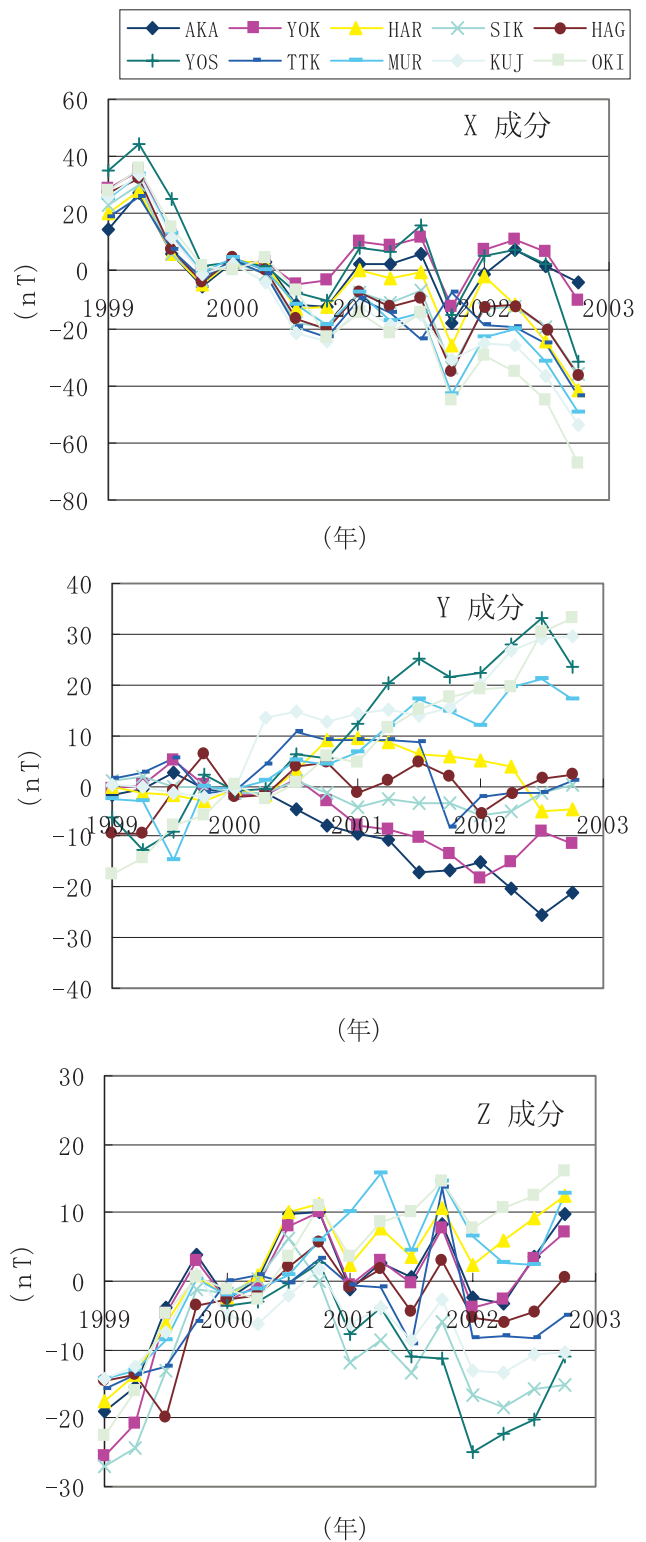


図-4 連続観測点 (大多喜以外) の1999年から2002年までの3ヶ月平均値。2000年1月を基準値0とした変化量。単位はnT (ナノテスラ)。

図-3に示すように、4ヶ所の観測所で観測された磁場は、時間とともに滑らかに変化しており、人工擾乱によるノイズの影響などが少ないことから、これらのデータを自然直交基底法で解析し、時間関数 $T_1, T_2, \dots, T_k$ を求めた。図-5に、 $k=1 \sim 5$ に対する T_k を示す。この図から、次数 k が大きくなるにつれて振幅が小さくなっている事が見受けられる。各時間関数の寄与率（パワー、 P_k ）を（3）式で計算する。

$$P_k = \sum_{i=1}^N (T_{ki})^2 / N \quad (3)$$

ここで、 N は時系列の観測点数で、 T_{ki} は時間関数 T_k の第 i 番目要素である。その結果を表-1に表す。次数 k が5以上に対し、パワーが0に近くなっているが、このことは、入力した4ヶ所の磁場の時間変化が次数4までの時間関数でほぼ欠損なく表すことができることを示している。そこで、本稿では、 k が4までの時間関数を用いて、モデルを構築した。

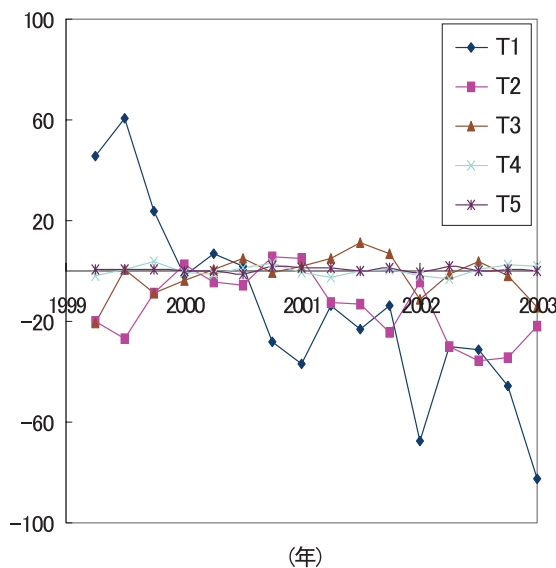


図-5 求めた時間関数 T_k ($k=1 \sim 5$)

表-1 時間関数の次数 k とパワー (P_k)

k	1	2	3	4	5	6
P_k	1119	351	56	4	0.9	0.8

次に、観測所のデータから得られた時間関数を基に各連続観測点の空間関数を求める。図-4に示すように、連続観測点のデータには不規則な磁場変化が見受けられる箇所がある。特に、Y成分の時間変化に局所的な乱れが目立っている。これは、観測センサーの不具合や観測点周辺の観測環境による人工ノイズ等の影響と考えられる。このようなノイズを含む観測データをそのまま解析に用いると、誤った解析結果を得る危険性がある。そこで、最小二乗法

で連続観測点の空間関数を導く際、最寄りの観測所での磁場変動を参考にし、ノイズを含むと考えられるデータを除去し、良好なデータのみを選択した。その一例として、十津川（TTK）におけるデータ選択を図-6に示す。これを見ると、2001年7～12月の間に、十津川のX成分の値（図-6の青線）が柿岡（KAK）や鹿屋（KNY）などで観測された磁場変動に比べ、大幅に増加している。調査したところ、この期間に十津川のセンサーにトラブルが発生していることが分かった。そこで、観測の不具合の点（図-6（下）の赤点）を除去すると、フィッティング結果が観測データを良く再現するようになり、データの乱れが計算に与える悪影響を除去できることがわかった。このように、一点のみが他と違う動きをしているような特異なデータに着目し、その時期にデバイス不良など対応する不具合がないか調査し、データの選択を行い、各観測点の空間関数を求めた。

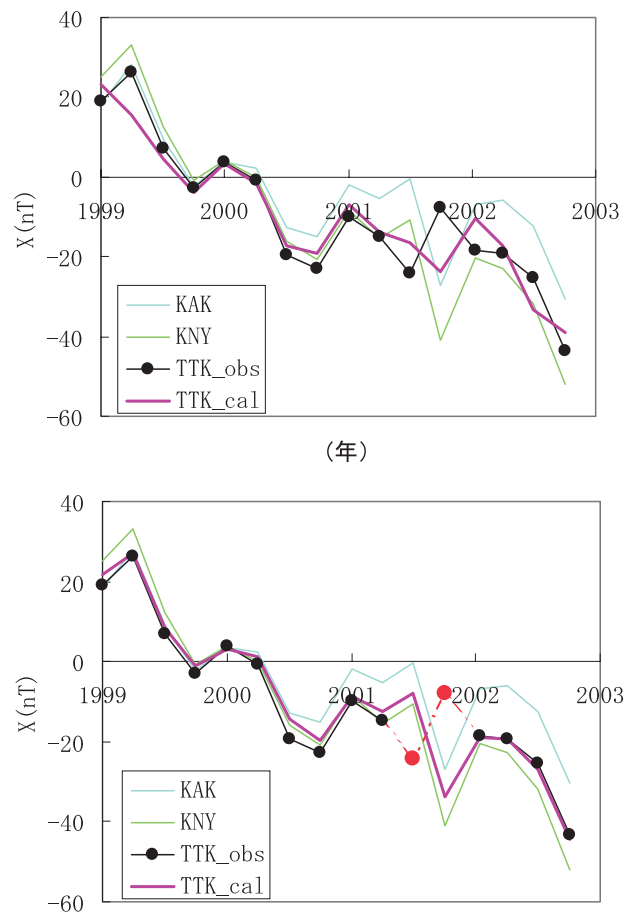


図-6 十津川のデータ取捨前（上）後（下）のフィッティング結果。**TTK_obs**と**TTK_cal**が、それぞれ十津川の実測値とフィッティング結果である。
黒点：連続観測データ 赤点：除去された点

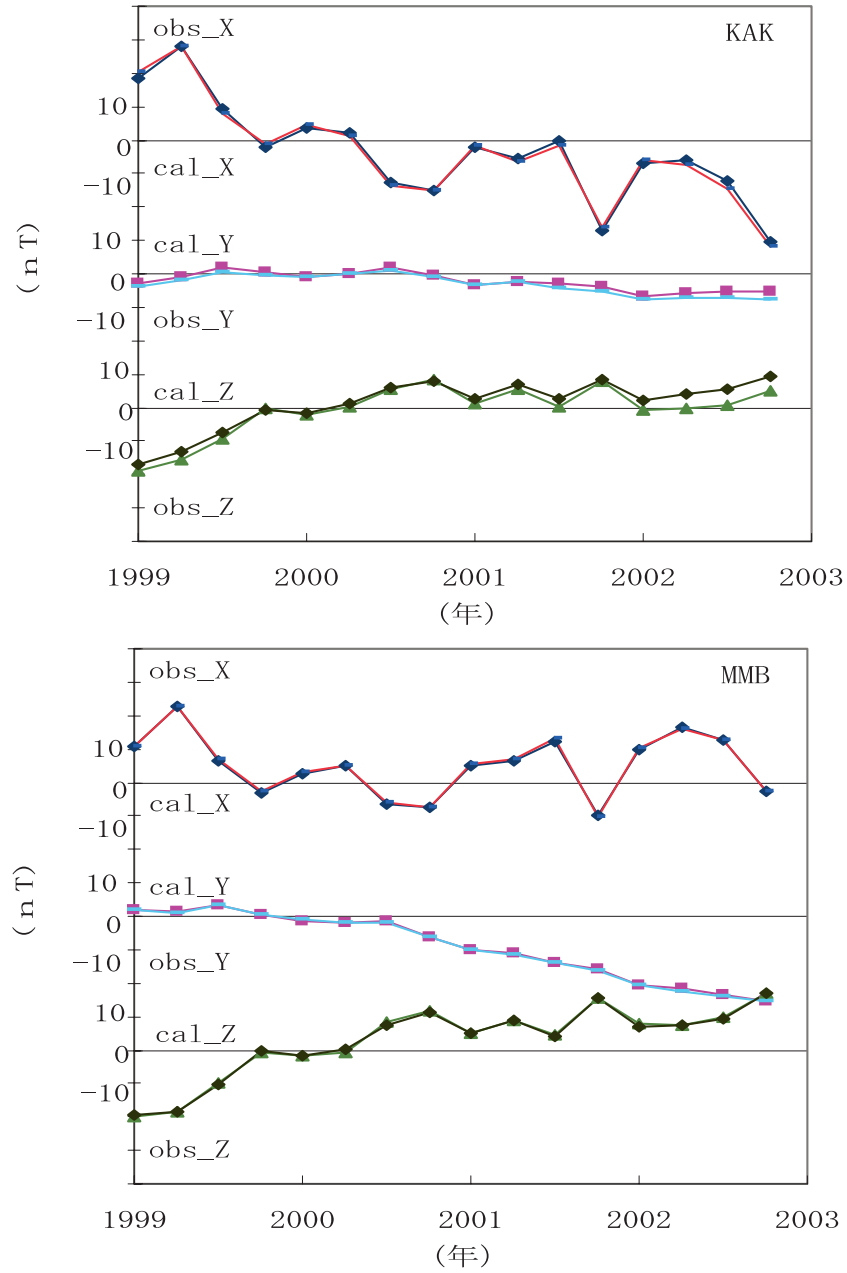
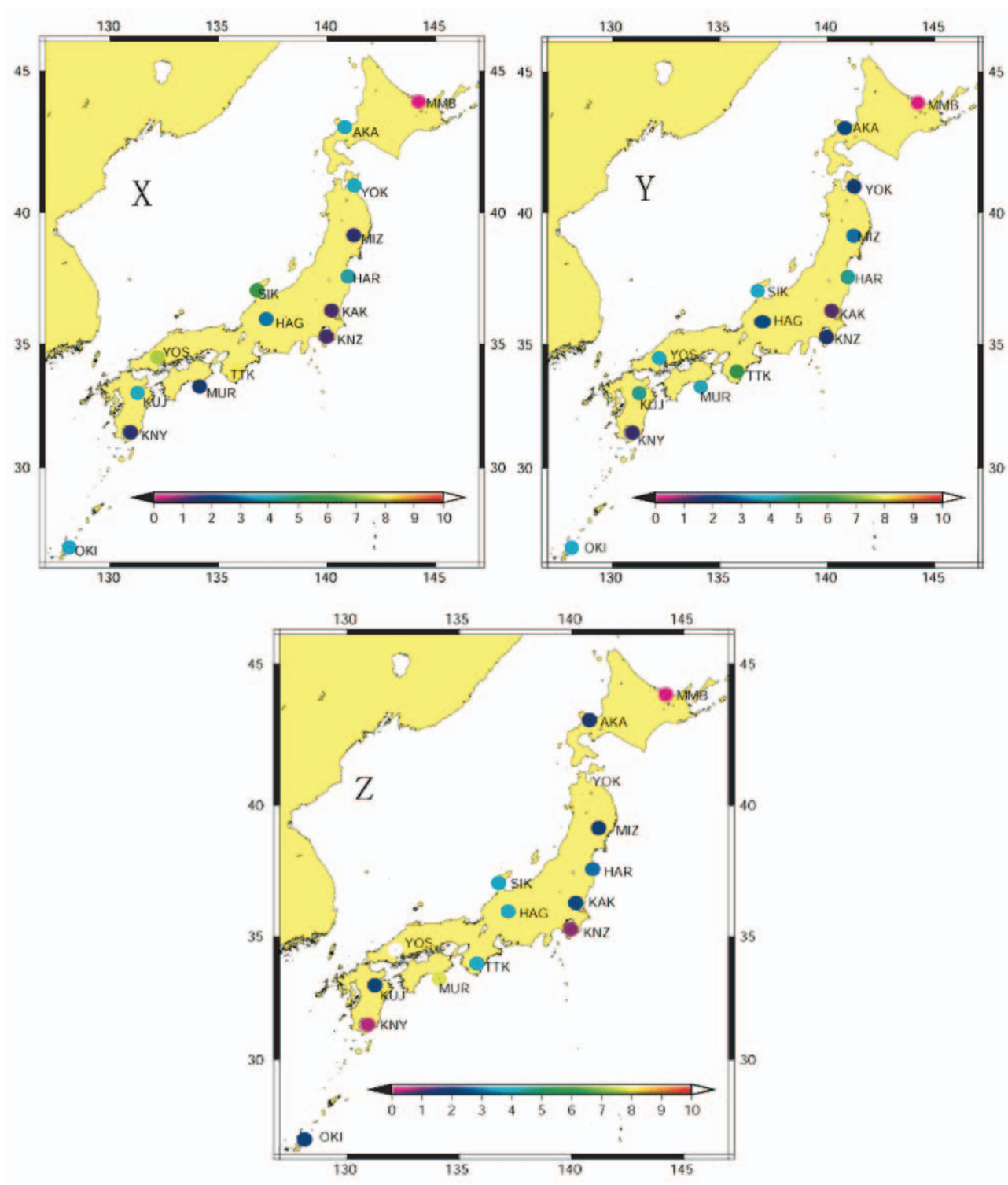
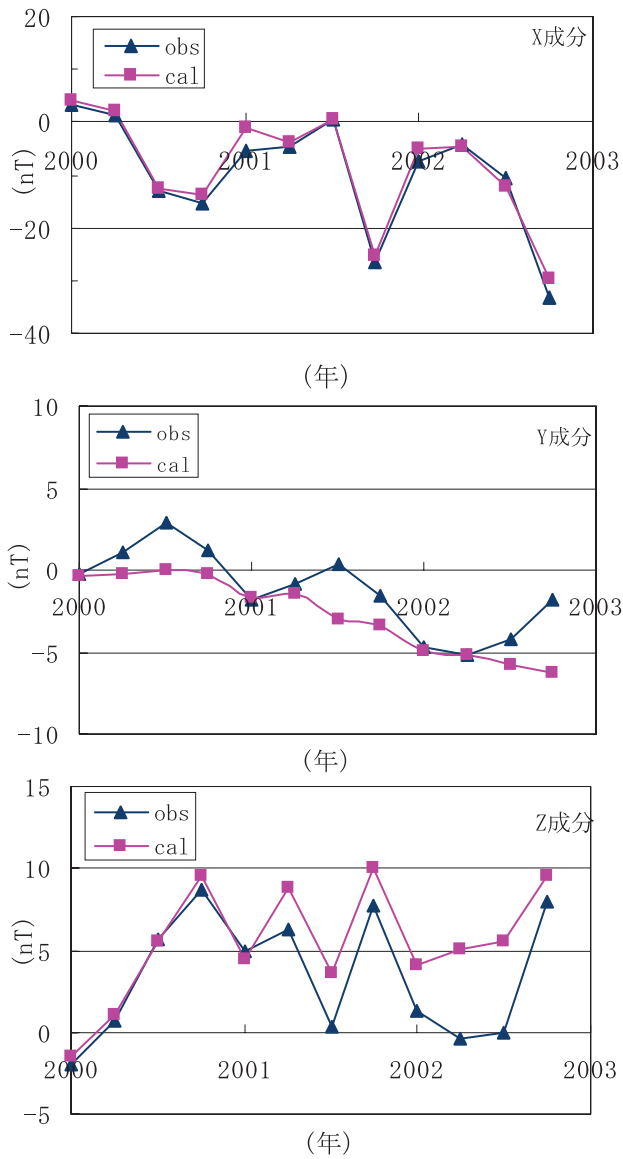


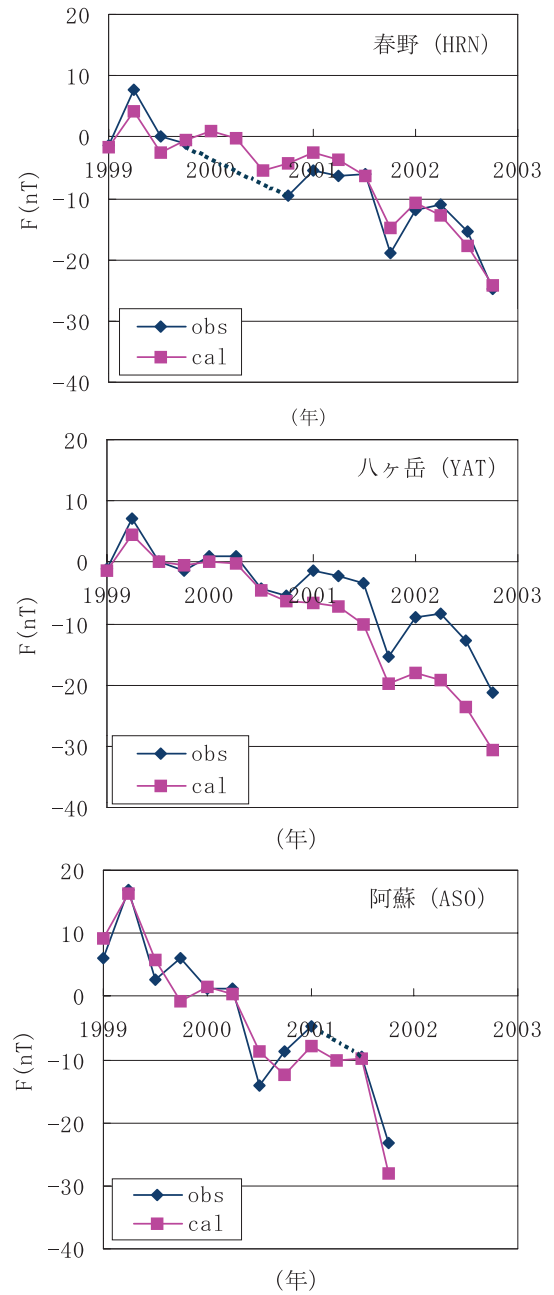
図-7 柿岡 (KAK) と女満別 (MMB) の磁場3成分の観測値 (obs_) と計算値 (cal_)



図－8 モデルの構築に用いた観測点の二乗平均誤差（カラースケールの単位：nT）



図－9 大多喜の磁場 3 成分の観測値 (obs) と計算値 (cal)



図－10 春野、八ヶ岳及び阿蘇の全磁力の観測値 (obs) と計算値 (cal)

4. 解析結果とモデル精度検証

4. 1 解析結果

前章の方法で求められた空間関数の分布を基に、北緯37° 東経137° の位置を中心に持つ余緯度30度の範囲を領域としてSCHA解析を行った。入力した空間関数を再現するためガウス係数の最大次数kを変えながら最適値を求めた。その結果、kが4の場合、各観測点の実測データと最も良く一致する解が得られた。観測所での磁場3成分の計算結果の例を図-7に示す。また、観測所及び連続観測点における平均二乗誤差（(4)式によるRMS誤差）を図-8に示す。

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=0}^{N-1} (X_m - X_d)^2 / N} \quad (4)$$

(X_m : モデル計算値, X_d : 実測値)

観測所におけるRMS誤差は5 nT以下で、連続観測点の東北・九州地方での誤差は約5 nTである。一方、近畿・中国及び四国地方では、誤差が大きい(約10nT)。これは、時間関数の求め方に関係すると思われる。時間関数を求める際に利用した4ヶ所の観測所は、地理的に中国・四国地方から離れている。その結果、求められた時間関数がこの地域の時間変動パターンを十分に記述せず、モデル精度に悪影響を与えた可能性が考えられる。精度悪化のもう一つの原因として、これらの地方の連続観測点数が少ないことが考えられる。こうしたことを改善するために観測点が少ない場所でのデータに対し、重みを大きくするなど、データの処理方法をさらに工夫する必要があると思われる。

4. 2 モデル精度検証

得られた磁場モデルの精度検証のため、今回求められたモデルを用いて、データセットに含まれていない観測点における磁場変化を推定し、観測値との比較を行った。まず、図-9に、大多喜(OTA)連続観測点における磁場3成分の計算値と観測値を示す。両者の差は、約5 nTである。

次に、春野、八ヶ岳及び阿蘇の全磁力モデルと観測値の比較を行った。今回構築したモデルは、磁場のX, Y, Z成分の基準年からの変化量を与えるものであり、そのままでは全磁力の観測値と比較できない。そこで、モデルより観測点における全磁力についての変化量を

$$dF = (X \times dX + Y \times dY + Z \times dZ) / F \quad (5)$$

により推定し、これと観測された全磁力の変化量を比較した。ここで、dX, dY及びdZは、モデルより

計算された磁場3成分の変化量で、X, Y, Z及びFは磁気図2000.0年値(白井他, 2002)から読みとった値である。

結果を図-10に示す。春野は2000年～2001年、阿蘇は2001年7月～9月において、センサーの不具合によりデータ欠測があったが、それ以外の観測期間では、計算値と実測値はほぼ一致を示した。八ヶ岳は、2000年以後の観測結果が計算結果より約10nT大きい、大局的な磁場変化の傾向は再現できていることがわかる。

また、地殻変動や火山活動に伴う地磁気変化を検出するためには、観測データに含まれる経年変化等を除去する必要がある。そこで、本稿で推定した磁場モデルを利用して、こうした経年変化等がどの程度除去できるか阿蘇を例に検証した。

使用したデータは、火山活動による地磁気変化が見られない1999～2001年までの全磁力値データである。図-11は、以下のとおり処理した。

- 1) 阿蘇の全磁力の毎分値と柿岡の毎分値の差をとり、3ヶ月平均値を求める。
- 2) モデル計算で得られた阿蘇と柿岡の磁場3成分値から全磁力値を推定し、両点の地点差を計算する。
- 3) 1) から2) を差し引く。

得られた結果を図-11に示す。地点差の観測値のRMS誤差が7.3nTであるが、地磁気モデルを取り除いた後、誤差は3.2nTであり、今回のモデルにより、経年変化等がある程度除去することが可能であることが分かった。

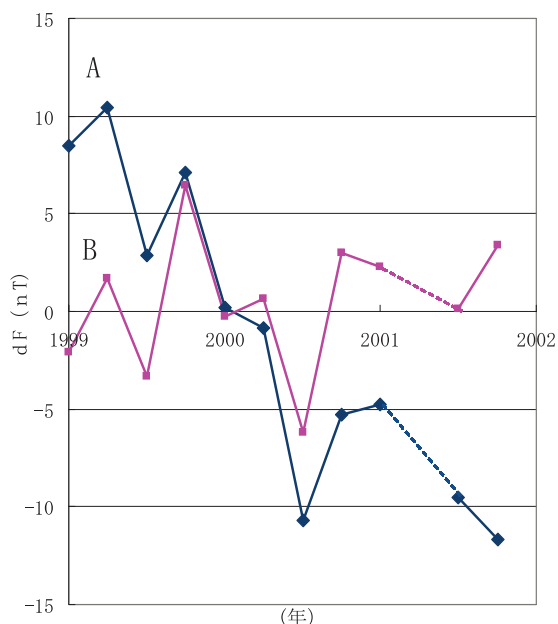


図-11 阿蘇と柿岡間の地点差

A: 観測された阿蘇と柿岡の全磁力地点差
B: Aから地磁気モデルを差し引いた結果

5. まとめと今後の課題

連続観測データを利用して、日本周辺域における地磁気変化の時空間モデルを構築した。この地磁気モデルは、モデル構築に使用した各連続観測点の観測データを二乗平均誤差10nT程度で再現する事ができた。また、モデル構築に使用しなかった阿蘇や大多喜などの観測点でも実測データをよく再現し得る事が示され、モデルの妥当性が示された。しかし、今回の解析では、検証したデータが少ないため、解析結果が日本全域に適用できるか否かについて今後吟味する必要がある。さらに、中国・四国地方のモデル誤差（約10nT）を軽減するため、データの構築方法について検討する必要がある。

また、今回は3ヶ月平均値を入力データとして使

用したが、今後、入力する磁場データを年平均値から日平均値まで変えながらモデル構築・検証を行うことで、本稿で用いた地磁気モデル構築手法の時間分解能を調べる予定である。

謝 辞

地磁気経年モデルを作成するために、気象庁地磁気観測所、東京大学地震研究所及び京都大学火山研究センターの貴重なデータを使用させて頂きました。また、国土地理院地理地殻活動研究センター宇宙測地研究室宗包研究官、地殻変動研究室小沢主任研究官には多くの助言を頂きました。

ここに記して関係各位に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- Burdelnaya I.A., S.V.Filippov, V.P.Golovkov, S.Fujiwara, T.Tanabe, S.Nishi, M.Kaidzu, and S.Matsuzaka (1999), Regional orthogonal models of the geomagnetic field changes over the Far East, *Earth Planets Space*, Vol. 51 (No. 4), pp. 287-296.
- 藤原智・田辺正・西修二郎・松阪茂・V.P.Golovko・Sergey V. Filippov (1998), 日本及び極東地域における地磁気変化モデルの作成, 国土地理院時報, 89, 12-17.
- Hines G.V. (1995) Spherical cap harmonic analysis, *J.G.R.*, V.90. P.2583-2591.
- 白井宏樹・錦輝明・佐藤秀幸・宇津木充・仲井博之・森田美好・門脇俊弘・湯津堂亨 (2002), 磁気図2000.0年値の作成, 国土地理院時報, 99, 1-8.
- 田辺正 (1997), 全国に設置した地球電磁気連続観測装置, 国土地理院時報, 87, 4-12.
- 宇津木充・白井宏樹・渡辺政幸・紀小麗・何金蘭・錦輝明・濱崎英夫・藤原智 (2003), 日本及びその周辺における磁場経年変化のRegional Model, 国土地理院時報, 102, 11-19.