

マン トル不均質が地球内部起源電磁場変動におよぼす影響

小山 崇夫、歌田 久司 (東京大学 地震研究所)

The effect of heterogeneity in the mantle on the electromagnetic variation of the core origin

Takao KOYAMA and Hisashi UTADA (ERI, Univ. of Tokyo)

1 はじめに

地球内部を起源とする電磁場変動として、geomagnetic jerk や数十年変動などが地表での磁場の直接観測から知られている。それらの地表での分布は、例えば geomagnetic jerk ではヨーロッパで顕著であることなどは、CMB での磁場分布をそのまま反映して地表で見えているという立場と、マン トルの電気伝導度の分布によって磁場変動の見やすさに地域差が生じているという立場がある。ただ実際に後者のようなことが起こるには、電気伝導度の横方向のコントラストは相当大きくなければならないことが予想される。

コア-マン トル境界(CMB)直上の D"layer は、地震波トモグラフィーの結果によると地震波速度にして2、3%と、大きな横方向の不均質性があると考えられている (Obayashi & Fukao [1997])。D"layer は高電気伝導度で横方向の不均質性も大きいと考えられるので、地球内部起源の電磁場変動に影響を与える可能性がある。

そこで、実際に横方向の不均質構造を入れ、地球内部起源の電磁場変動がどのように分布して見えるのかを計算し、地表で観測される内部起源電磁場変動の分布をマン トル不均質の影響として説明できるかどうかを議論する。

2 マン トル電気伝導度モデル

マン トルの電気伝導度分布について説明する。上部マン トル～遷移層にかけては、横方向の不均質性は大きく、電磁場観測および室内実験の結果から $10^{-1} \sim 10^{-3}$ [S/m] の電気伝導度を持つとされている (Constable [1993] など)。不均質性が大きくても電気伝導度がこのように低いのであれば本研究で扱っているような、年変動以上のタイムスケールの内部起源電磁場変動にはこの不均質性は効かない。この領域の不均質性は考慮しないことにする。

下部マン トルについては研究報告は多くないが、例えば Shankland et al.[1993] の室内実験からの推察によると、状態変化によってはほとんど変化せず、 10^0 [S/m] 程度であり、横方向の不均質も小さいと考えられる。そこで下部マン トル上部 (D'layer) 内では、状態変化のみが効くとし、横方向の不均質性は内部起源電磁場変動の観測に影響を与えるほど大きくはないと仮定する。

最後に D"layer はコアからの Fe の浸透により組成が変わるために電気伝導度は上昇すると予想され、また浸透具合によっては横方向の不均質性も大きいと考えられる。このことから、内部起源電磁場変動の観測に大きな影響を与える可能性がある。そこで、D"layer 内の不均質によって、内部起源電磁場がどのように影響を受け、地表で観測されるのかを調べる。

電気伝導度モデルとしては、1次元球殻成層モデルに加え、D"layer に相当するマン トル最下部厚さ 300km に横方向の不均質構造を入れたものを使う。ここで、1次元モデルとしては、先ほどの議論を踏まえた上で、Honkura & Matsushima [1997] によるモデルを使用することにした。また D"layer については、不均質構造のパターンはトモグラフィーの結果 (Obayashi & Fukao

[1997])で卓越しているモード (degree, order)=(2, 2) のパターンを採用する。地震波速度構造の不均質がどのような物理状態によるのか議論の余地があるが、地震波速度の遅い領域は、温度が高く鉄のメルトが多いと解釈をし、電気伝導度が高いと仮定した。電気伝導度の値は、最小値は1次元モデルでの値 (およそ5 [S/m]) に固定する。D''layer での電気伝導度の最大値 (以下、 σ_{max}) は、Fe の浸透具合に依ると考えられる。ここでは Poirier & LeMouél[1992] での Fe の浸透についての議論に従い、 $\sigma_{max}=20 \sim 4000$ [S/m] の範囲とする。 σ_{max} をこの範囲内で変化させ、それにしたがって、地表での電磁場分布の振舞いを見ていくことにする。

3 内部起源電磁場変動のモード変換

内部起源の電磁場変動ソースとしては、ポロイダル磁場変動 (S) とトロイダル磁場変動 (T) の2つに分けて議論していくことにする。簡単のために、各々1つの球関数モードで表すことにし、以下のように仮定する。ポロイダル磁場変動ソースとしては主磁場の主な成分である axial dipole 型が最大であると仮定し、 S_1 を与える。トロイダル磁場変動ソースは、地表で直接観測することができないので何の情報もないが、 ω 効果によって S_1 から作られる T_2 が最大であると仮定し、 T_2 を与える。これらのモードの電磁場変動は D''layer の不均質によりモード変換をおこし、地表では高次のモードが現れることが予想される。それぞれの変動が CMB で与えられた時、地表でどのような電磁場変動が現れるのか数値計算を行なった。

まず、ポロイダル磁場変動を与えた場合について見ていく。例として、1年周期のポロイダル磁場 S_1 の変動を CMB 上で与えた時の地表での電磁場変動を計算した。 $\sigma_{max}=50$ [S/m] としてある。

モード変換により地表では球関数のどのモードが卓越しているのかを調べてみる。結果を第1図に示す。横軸は degree n である。縦軸は degree n ごとにモード (n, m) の係数の二乗和の平均をとったものである。ソースである degree=1 を除くと、どの成分でも次数3が卓越しているのがわかる。次数3の卓越しているモードは S_3^2 である。他のモードについては degree が偶数の場合はトロイダル磁場 (T) の成分となり、degree が奇数のものはポロイダル磁場 (S) の成分となる。

次にトロイダル磁場変動を与えた場合について見ていく。1年周期のトロイダル磁場 T_2 の変動を CMB 上で与えた時の地表での電磁場変動を計算した。先ほどと同じく、 $\sigma_{max}=50$ [S/m] としてある。

卓越するモードを調べると (第2図)、ソースである次数2を除くと、電場では次数3と4が卓越し、磁場では次数3が卓越しているのがわかる。磁場で次数4が卓越しないのは、このモードがトロイダル磁場成分だからである。電場を測定すると、トロイダル磁場成分の情報が得られることがこのことからわかる。次数3の卓越しているモードは、ポロイダル磁場 S_1 を入力した時と同じモードで、 S_3^2 である。次数4のモードは、 S_4^2, S_4^4 が大きい。他のモードについては degree が偶数の場合はトロイダル磁場 (T) の成分となり、degree が奇数のものはポロイダル磁場 (S) の成分となる。

なお、第1図、2図より S_1 と T_2 の両方の場合で、高次の項は十分小さいので、次数打ち切りによる誤差は小さいとして、以下では次数打ち切りによる誤差については扱わないことにする。以上、内部起源電磁場変動が D''layer の不均質性によってモード変換する様子を見た。次に電磁場変動を定量的に扱い、議論をする。

4 数十年変動

ここでは、地磁気の数十年変動として60年変動について調べる (Yokoyama & Yukutake [1991])。60年変動は、地表の磁場分布を球関数展開した際、複数の球関数パターンで見られるが、その中でも S_1 が最大であることが知られている。このモードの振幅はおよそ100 nTである。この変動はCMBにおける S_1 の変動によると推測できる。また、その他に、 S_2^1 、 S_3^2 でそれぞれ振幅およそ50 nTの変動が観測されている。このうち S_3^2 は、先ほど見たように、CMBでの磁場変動ソースがD"layerの不均質性によって変換された結果出てきたモードである可能性もある。そこでこの S_3^2 の変動が、CMBでの S_1 または T_2 からのモード変換で説明可能かどうかを調べる。

まず、地表で観測された S_1 の変動がCMBでの S_1 変動によるとして、CMBでの S_1 変動の振幅を σ_{max} に依存する量として計算できる。地表での S_1 の振幅を100 nTとしたときの、CMBでの S_1 の振幅を第3図に示す。横軸は σ_{max} 、縦軸はCMBでの S_1 の振幅である。 σ_{max} 依存性は小さく、およそ1000 nTである。

CMBでの値が計算により求めたので、D"layerの不均質性によるモード変換で、地表に出てくる S_3^2 の振幅も計算できる (第4図)。 σ_{max} によるが、いずれも1 nT程度またはそれ以下である。つまり、地表で S_3^2 の振幅が50 nTであることはCMBでの S_1 のモード変換からは説明できないことがわかった。

そこで、次に、地表で S_3^2 の振幅が50 nTであることがCMBでの T_2 のモード変換から説明可能であるかどうかを考えてみる。

まず、地表で観測された S_3^2 の変動がCMBでの T_2 変動によるとして、CMBでの T_2 変動の振幅を σ_{max} に依存する量として計算できる。地表での S_3^2 の振幅を50 nTとしたときの、CMBでの T_2 の振幅を第5図に示す。横軸は σ_{max} 、縦軸はCMBでの T_2 の振幅である。 10^4 nTオーダーであり、主磁場より1桁小さいくらいのものである。問題はこの振幅が大き過ぎるかどうかである。

CMBでの T_2 の大きさがわかると、主磁場と T_2 変動とによるマントルに働く電磁気トルクの大きさを計算できる。計算式は、

$$\Gamma = -\frac{1}{\mu_0} \int_{CMB} (\mathbf{r} \times \mathbf{B}) B_r dS \quad (4.1)$$

である (Jacobs [1987])。計算結果を第6図に示す。 σ_{max} 依存性は小さく、 10^{18} [Nm] 程度である。ここで、地球の自転周期変動から見積もられるトルク変動もおよそ 10^{18} [Nm] であるので、計算結果は観測事実と矛盾しない。つまり、CMBでの T_2 変動がD"layerの不均質によってモード変換をおこし、地表で振幅50 nTの S_3^2 変動が観測されたとして説明可能であることがわかった。

ただ、この段階では、モード変換でも説明可能であることがわかっただけで、CMBでの磁場変動分布がそのまま地表で見えていることを否定したわけではなく、実際にどちらが起こっているかまでは述べることはできない。このことを検証するには電場を測定すればよいことがわかったので、以下で説明する。

CMBでの T_2 の値がわかったので、地表での電場を計算できる。ただ、電場としては大変微量 (mV/km 程度) であり、長基線観測でないと観測できない量である。そこで、ここでは、海底ケーブルを利用した超長基線観測を念頭におき、日本-グアム間の電位差の値を計算した。計算結果を第7図に示す。 10^0 [V] オーダーであり十分観測可能な値である。

一方、先ほどのCMBでの S_1 による電位差を計算すると、 10^0 [mV] 程度と3桁も小さくなり、電位差観測では検出不可能な量であることがわかった。

つまり、実際に海底ケーブルで電位差を長期間測定した結果、磁場変動と相関のある電位差変動が観測されたのなら S_3^2 変動はモード変換によって起こっている、観測されないのなら CMB での磁場分布そのものが反映されて見えている、とすることができる。このように電位差観測を行なうことで、CMB での電磁場変動についての大きな情報をうることが可能であることが示された。

また、仮に、モード変換によって S_3^2 が地表で見えていた場合、電位差観測が行なえる。そうすると、 σ_{max} に関する情報が得られることになり、さらに磁場の直接観測からは検出不可能な CMB での T_2 についての情報も得られることになる。例えば、振幅 1.5V の 60 年周期変動が確認された場合には $\sigma_{max} \approx 50[\text{S/m}]$ となり、 $T_2 \approx 35000 \text{ nT}$ となる。

こうして、地表において地球内部起源の電磁場変動を観測することで、マンツルの電気伝導度や CMB での電磁場変動を得ることが可能であることが示された。

5 まとめ

本研究では、CMB での電磁場変動がマンツル電気伝導度の不均質性によって影響を受ける可能性について調べた。その結果、D"layer の不均質性は地表での電磁場観測に影響を与える可能性があることがわかった。

例えば 60 年周期変動については、地表で観測されている振幅 50nT の S_3^2 変動が CMB での T_2 が D"layer の不均質性によってモード変換されたものとして説明可能であることを示した。

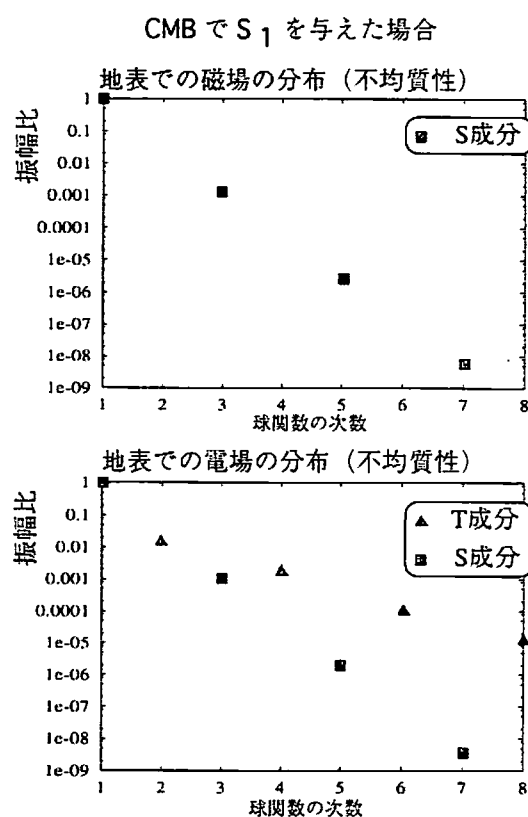
実際に、地表で観測される磁場変動の分布が、モード変換の結果なのかそれとも CMB での磁場分布が見えているのかについては、電位差観測を行なうことで検証可能であることを示した。もし、60 年周期の電位差変動が観測されればモード変換により、観測されなければ CMB での磁場分布がそのまま反映されていると言える。

さらに、もし実際にモード変換によるものが見えているのだとすると、電位差観測できるので、その振幅から D"layer の電気伝導度の不均質性や磁場の直接観測からは検出できない CMB でのトロイダル磁場変動についての情報も得ることができることを示した。

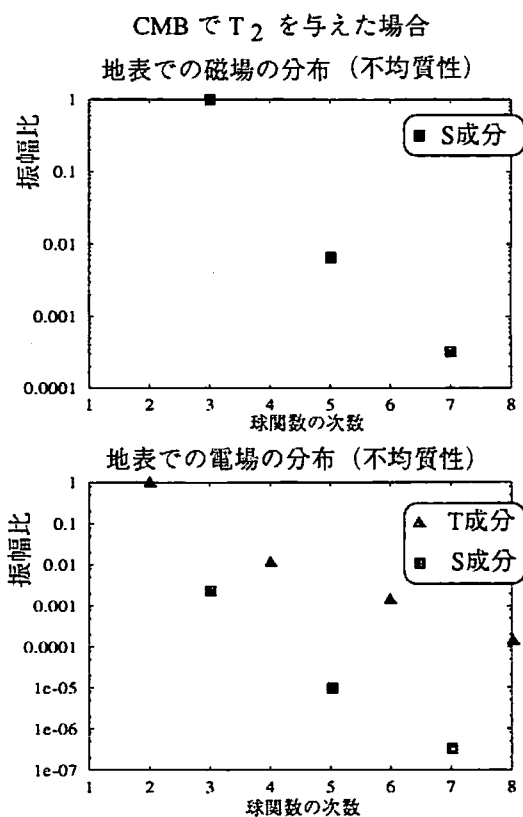
参考文献

- Constable, S. Constraints on mantle electrical conductivity from field and laboratory measurements. *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.45, pp.707-728, 1993.
- Honkura, Y., and M. Matsushima. Global electromagnetic response and the conductivity distribution in the mantle. *International Symposium on New Images of the Earth's Interior through Long-term Ocean-floor Observations*, pp.24-26, 1997.
- Jacobs, J.A. GEOMAGNETISM., Vol.2, pp.579, Academic Press, 1987
- Obayashi, M., and Y. Fukao. P and PcP travel time tomography for the core-mantle boundary. *Journal of Geophysical Research*, Vol.102, No.B8, pp.17825-17841, 1997.
- Poirier, J.-P. and J.L. Le Mouél. Does infiltration of core material into the lower mantle affect the observed geomagnetic field. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.73, pp.29-37, 1992.

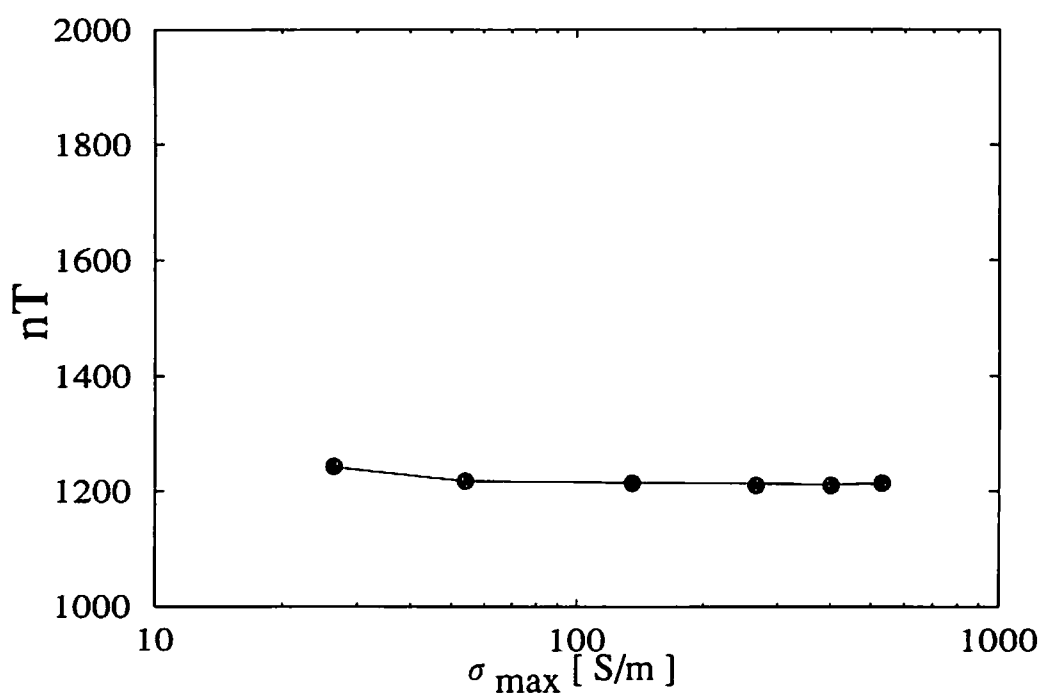
- Shankland, T.J., J. Peyronneau, and J.-P. Poirier. Electrical conductivity of the earth's lower mantle. *Nature*, Vol.366, pp.453-455, 1993
- Yokoyama, Y. and T. Yukutake. Sixty year variation in a time series of the geomagnetic gauss coefficients between 1910 and 1983. *J.Geomag.Geoelectr.*, Vol.43, pp.563-584, 1991.



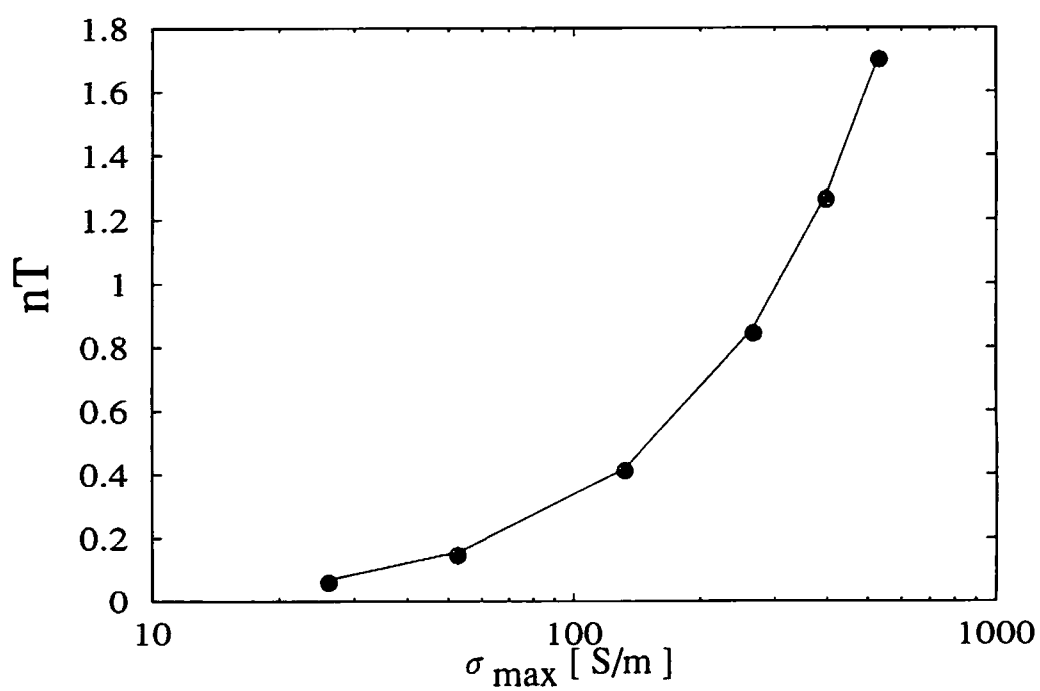
第1図: CMBで S_1 を与えたときの、地表でのモード。
上: 磁場のモード
下: 電場のモード
両方とも S_1 の大きさに正規化してある。



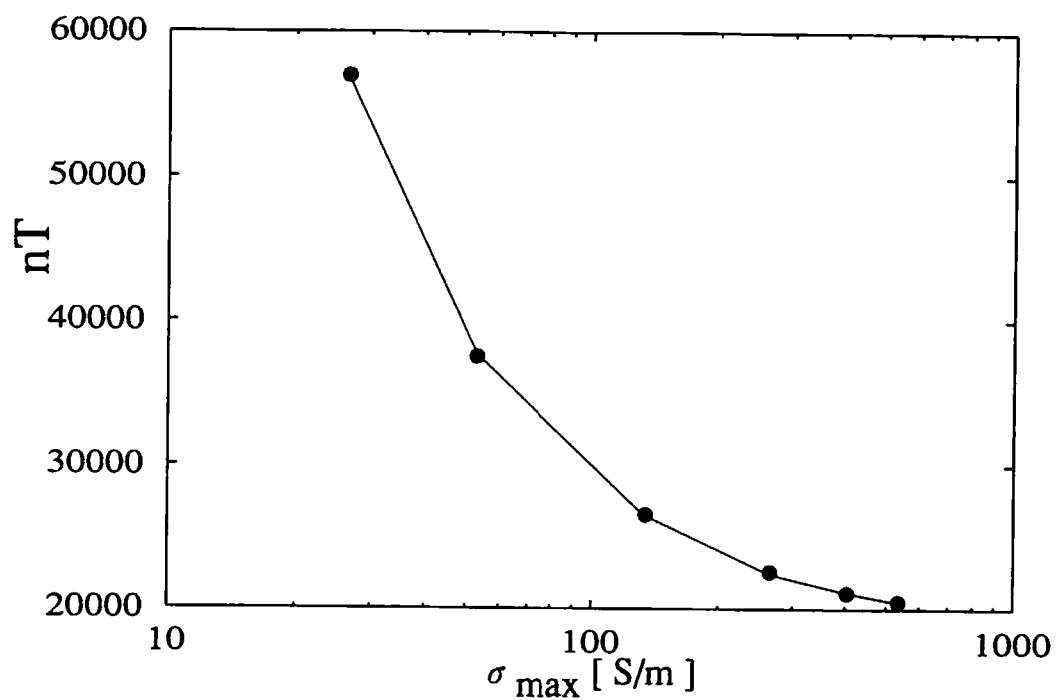
第2図: CMBで T_2 を与えたときの、地表でのモード。
上: 磁場のモード
 S_3^2 で正規化してある。
下: 電場のモード
 T_2 で正規化してある。



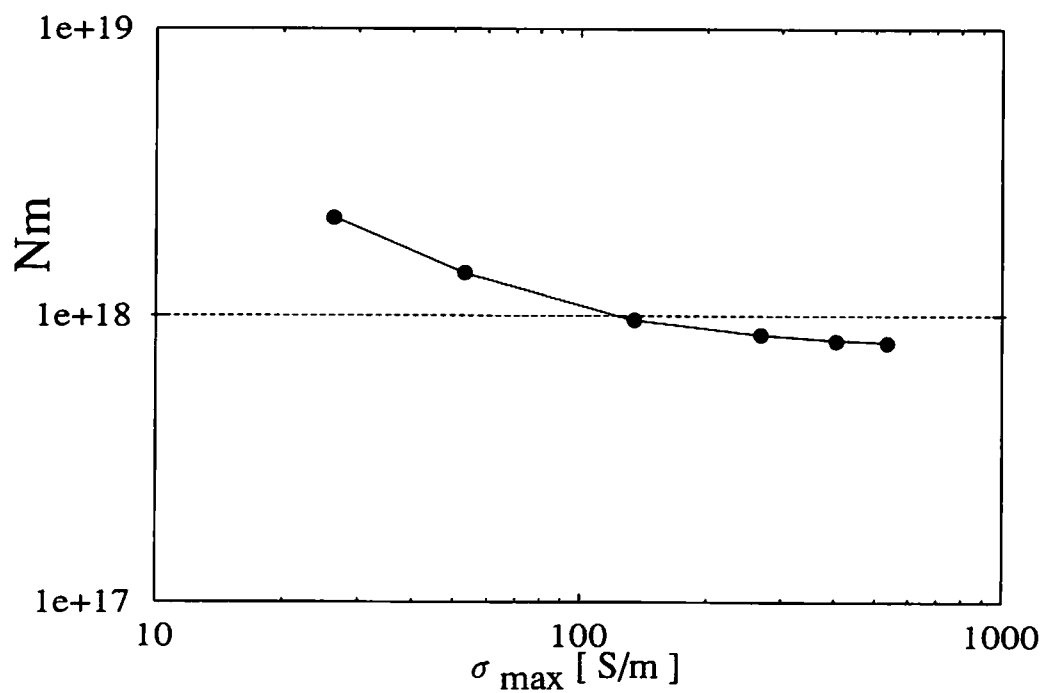
第 3 図：地表での S_1 の振幅が 100 nT のときの CMB での S_1



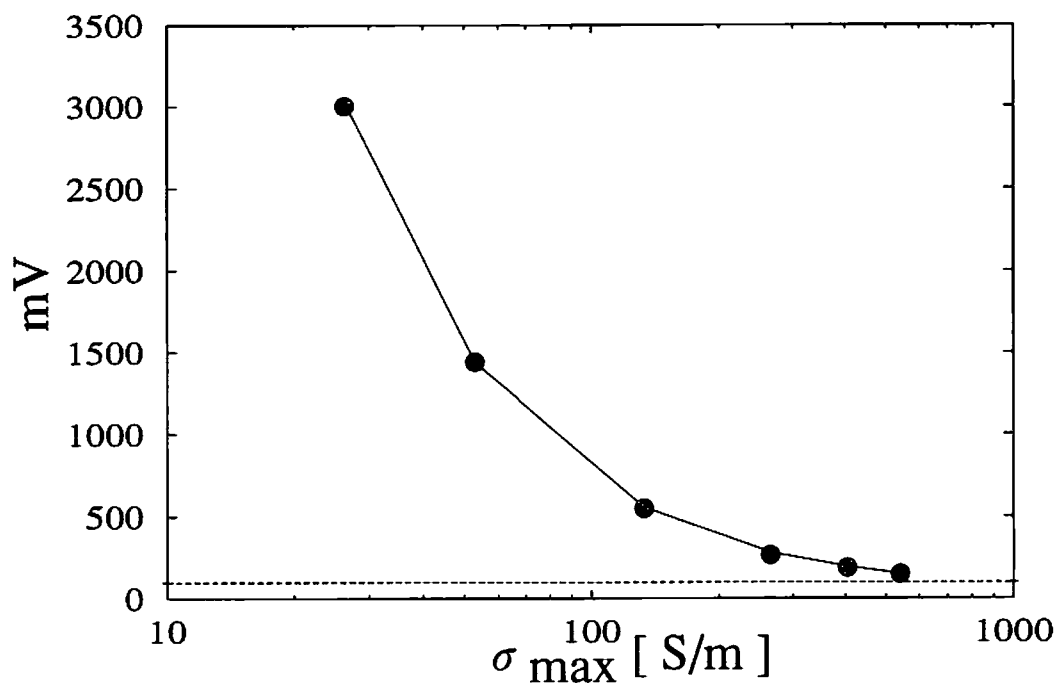
第 4 図：地表での S_1 の振幅が 100 nT のときの CMB での S_3^2



第5図：地表での S_3^2 の振幅が50nTのときのCMBでの T_2



第6図：地表での S_3^2 の振幅が50nTのときの T_2 と主磁場によるマントルに働く電磁気トルク



第7図：地表での S_3^2 の振幅が50nTのときの T_2 による
日本～グアム間の電位差