

# 地磁気地電流法 (MT法) による深部地殻構造 に関する研究 (序報)

藤縄幸雄\*・上嶋 誠\*\*・山水史生\*\*\*  
田中耕平\*\*\*\*・植原茂次\*\*\*

防災科学技術研究所

高杉真司<sup>+</sup>・川上則明<sup>+</sup>

地熱技術株式会社

## Preliminary Report of Magnetotelluric Studies on the Electrical Resistivity Structure of the Crust

By

Yukio Fujinawa, Makoto Uyeshima, Fumio Yamamizu  
Kohei Tanaka and Shigetsugu Uehara

*National Research Institute for Earth  
Science and Disaster Prevention, Japan*

and

Shinji Takasugi and Noriaki Kawakami

*Geothermal Energy Research and Development Co., Ltd.*

### Abstract

In order to obtain images of electrical resistivity structures associated with subduction, great earthquakes, volcanism, continental accretion and metamorphism, the magnetotelluric sounding (MT) was planned to undertake at several subduction zones around Japan: north-eastern part, south-central part and south-western part.

The electrical property is mainly reflected by the existence of aqueous and magmatic fluids contained in sedimentary, metamorphic and volcanic structures. As a preparatory stage of the project we conducted laboratory experiments of magnetometers in a magnetic shield room and tested magnetotelluric measurements at Kakioka, Ibaraki Prefecture and across the central Tohoku district, north-eastern Japan, to

---

\* 特別研究官 \*\* 特別研究員 \*\*\* 先端解析技術研究部 \*\*\*\* 防災総合研究部地殻変動防災研究室  
+ 技術部

establish the method to be adopted in the main phase of the the project.

**Key words** : lower crust, geoelectric resistivity, magnetotelluric sounding, measurement methods, evaluation test

**キーワード** : 深部地殻, 比抵抗分布, MT法, 計測方法, 評価試験

## 1. はじめに

プレートテクトニクス理論により, 地震・火山噴火をはじめ, 島弧の成長, 広域変成作用など地球上の多くの現象を, 地球の表面を覆う剛体的なプレートの沈み込み, 変形などの結果として統一的に説明できるようになった。しかし, このプレート運動を原動力とした地殻活動による島弧やリフト系の形成など, 地殻内部における物理・化学的過程については, 未だ解明すべき問題が多く残されており, これらの地殻活動の総合的理解のためには, プレート沈み込み帯における地殻, 特に深部地殻の物理・化学的性質を解明することが有効と考えられる。

深部地殻の研究として, ソビエトやドイツでは, 地殻の物理・化学的状態の直接調査を目的とした超深部ボーリング計画が進められ, また大規模な反射法による地震探査等によって, 大陸地殻に関する極めて有益なデータがもたらされつつある。一方地殻活動の活発な島弧等においては, 深部地殻探査が十分なされていないため早急な取り組みが求められている。

わが国は, プレート沈み込み帯に位置すること, 世界でも最高レベルの地震観測網を有すること, 地殻構造等のデータの蓄積も豊富であること, 地殻活動に関する研究水準も高いことなど, プレート沈み込み帯における諸々の地殻活動の研究の実施に適している。この地殻活動を理解するための深部地殻に関する研究は, 我が国が取り組むべき格好の課題と考えられる。

1989年より開始された「海洋開発及び地理科学技術調査研究促進費」による「深部地殻に関する研究」のうち, 当研究所が担当するMT法探査による深部地殻に関する研究では, 大陸における深部地殻の探査に実績のある地磁気地電流法(MT法)を用いて, 比抵抗構造の研究を行うものである。プレートが複雑に交錯している島弧地域での観測という条件に鑑み, それぞれ特徴のある東北地域, 駿河・伊豆地域, 西南日本において精度の高い横断的観測を行う計画である。

手順としては, 1989, 1990年度で観測手法を確立し, 1991年度以降は東北日本地域, 駿河・伊豆地域, 西南日本地域において順次本格観測を実施する計画となっている。

プレート沈み込み帯での深部物理探査を用いた本研究によって, プレートテクトニクスに関係する地殻の構造等の解明が行われ, さらに地震及び火山噴火のメカニズム解明の基礎や, 地球資源の賦存状況の把握の向上にも役立つことが期待される。

MT法探査は我が国でも実績があり (Honkura and Koyama, 1979; Yukutake *et al.*,

1983; Utada, 1986; Ogawa *et al.*, 1987), 特に地熱探査などの狭い範囲での測定では精密な地下比抵抗の分布が求められている(小川ほか, 1987)。しかし, ここで目的とするような沈み込み帯の地学現象を対象とした研究は未だ諸についたばかりで, 当面米国を中心として実施されたような大がかりな観測研究 (Brooker and Chave, 1983) を実施し, 深部地殻構造の研究を進展させるのが当面の目標の一つである。

高い分解能を有する深部探査を実施するためには, 10,000 秒程度の超長周期領域までの電磁場広帯域観測を空間的に高密度で行う必要がある。このため, 1989, 1990 年度では, MT法を深部地殻に適用するための計測上の問題点, データ処理手法を室内及び野外における試験・観測を踏えて検討し, 1991 年度より計画している本観測における野外観測方法, データ処理解析のあり方の決定の際の資料とした。本報告はその結果に関するものである。

## 2. 方 法

観測手法の開発は, 磁場センサー, 電極を含めた観測装置のハードの面と, 深部比抵抗分布を高精度かつ効率的に決定する観測, データ処理の方法及び解析手法等のソフトの両面において, 室内, 野外での評価実験, 評価観測を経て行った。さらに低ノイズ, 高安定な観測システムの整備と多重照合観測等により, データの質の向上を図ることとした。又, 密度の高い観測点配置によって空間分解能を向上させるとともに, 広周波数帯域での観測によって, 浅部から深部までの構造を同時に決定する手法の検討も行った。

1989 年度においては, 深さ数 10 km までの深部地殻構造推定に必要な超長周期(10,000 秒程度) 観測用の 3 成分磁場センサーを整備し, その特性・安定性に関する評価試験を高精度地磁気地電流法測定装置を用いて, 磁気シールド室内において実施すると共に, 野外(茨城県新治郡)においても試験観測を行った。また, 1990 年度においては, 東北地方において試験観測を行い, 比抵抗横断分布を求めるなど, 観測方法・データ処理に関わる全体的な問題点の抽出を行った。

### 2.1 磁気シールドルームにおける特性確認

外来ノイズを遮蔽した磁気シールドルーム(宇宙科学研究所)内に, 超長周期領域の計測の為にフラックスゲート型磁場センサー(NAROD GEOPHYSICS社 S-100型)を設置し, 磁場センサーの自己ノイズレベル, 周波数スペクトルを測定した。同時に通常のMT法周波数領域(0.01Hz~500Hz)の測定に用いるインダクション型磁場センサー(EMI社製, BF-4型)のノイズの測定も行い, 両者の特性の比較を行った。使用した磁気シールドルームは三重殻球形で, 直流磁界に対する磁気遮蔽率は-66 dB以下, 交流磁界に対する磁気遮蔽率は-80 dB以下となっている。

### 1) 機器の設置

磁気シールドルーム内にフラックスゲート型磁場センサー2式及びインダクション型磁場センサー3本を設置した。2式のフラックスゲート型磁場センサーを、2つのセンサーの各成分がそれぞれ平行となるように設置した。また、インダクション型磁場センサー3本は、フラックスゲート型磁場センサーの一つの水平成分(X成分)と同じ方向になるようにした。

これ等のセンサーは、シールドルーム外に設置したMT装置としては最先端の新エネルギー・産業技術総合開発機構の高精度磁気地電流測定装置(高杉, 1987)のシグナルコンディショナー(DOP)と接続された。野外の測定車とは光ファイバーケーブルを用いて接続されている。また、センサーの周辺環境温度を測定するために、熱電対プローブ(Kタイプ)も、シールドルーム内に設置した。

### 2) 測定周波数帯域

測定は、高周波数帯(254Hz~6Hz, 以下HFと表記する)、中周波数帯域(8Hz~2.7sec: MF)、低周波数帯域(1~64 sec: LF)、超長周期帯域(40~10,000 sec: SLF)の4つの周波数帯域に分けて行った。

その際、超長周期帯域(SLF)データはLF(サンプリング周波数; 4Hz)のデータを長時間取得し、デジタルフィルタリングを行い、10,000秒に至る超長周期帯域のデータを得た。

## 2.2 柿岡野外試観測

柿岡地磁気観測所(気象庁)の敷地内の人工ノイズの少ないと思われる場所において、フラックスゲート型磁場センサー及びインダクション型磁場センサーを用いて、10,000秒に至る超長周期域までの広帯域MTデータを取得することにより、各センサーのノイズレベル評価を行った。また、取得したデータを用いて、試験地域の比抵抗分布を1次元解析により求めた。

### 1) 機器の設置

フラックスゲート型磁場センサー2式及びインダクション型磁場センサー2式(EMI社BF-4, 同社製BF-6, 各3本)を土中に埋設した(図1)。

設置深度は、フラックスゲート型磁場センサーでは地表より約10cm~30cm, インダクション型磁場センサーのうち水平成分が約20cm, 鉛直成分で約10cm~20cmである。また、地電流測定用測線の測線長は、最適長を調べるために約100m, 200m, 500mの3種類とした。電場センサーは、非分極電極(Pb-PbCl<sub>2</sub>)で、長さ15cm, 直径8cmの円筒状のものである。

電場センサーの環境温度測定のために熱電対プローブ(Kタイプ)を土中40cmの深さに設置し、連続的に温度データも取得した。

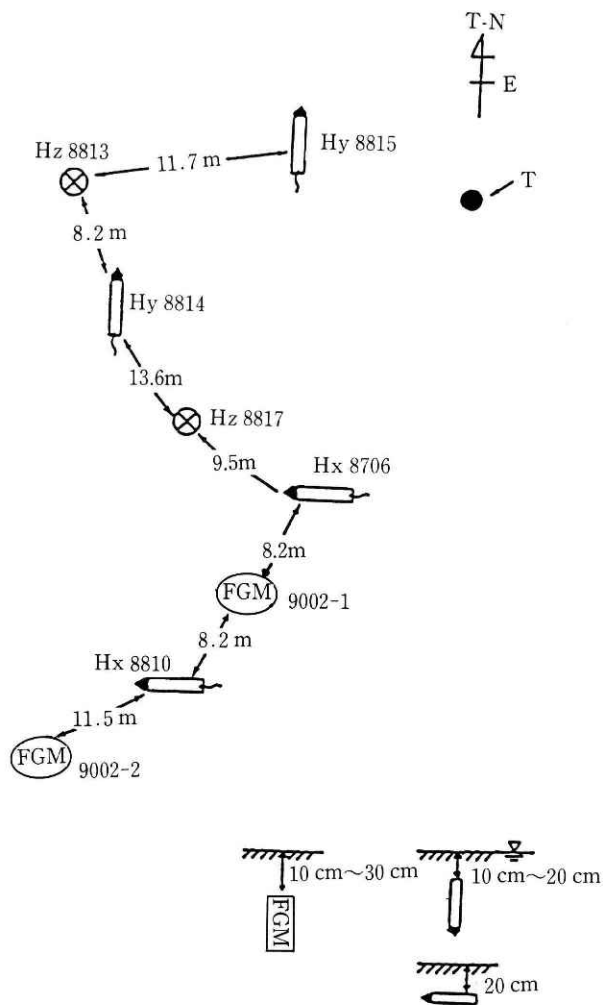


図1 柿岡野外試験観測における磁場センサー，地中温度計配置図

Fig. 1 Arrangement of sensors in the field test at Kakioka, two sets of three component fluxgate magnetometers (FGH), six elements of an induction magnetometer (Hx, Hy, Hz) and underground temperature sensors are buried about 10 ~ 30cm underground.

## 2) 観 測

測定は，HF，MF，LFの3周波数帯域について行った。途中，落雷による停電やシステムトラブルにより数度中断したが，最終的には2測定点時測定としては最長連続時間97時間，4測点同時測定としては，最長連続52時間分のLF帯域のデータを取得することができた。

## 2.3 東北地方におけるMT法試験観測

1990年度には，1989年度の成果を踏まえて，センサー系を含めた観測システム，観測の方

法、データ処理及び解析上の問題点を実証的に検討するための試験観測を東北地方で行い、1991年度以降の本観測の方法を定めることとした。試験観測地域の選定に当たっては、本格観測地域内又はそれに近くすることにより、より現実に則した観測上の問題点の把握が出来ることを目指した。また、本格観測地域の選定に当たっては、次の諸点を考慮した。

- i. 東北地方の構造の走向は主として、南北であると思われるので測線は東西方向とする。
- ii. これまで実施されたMT法による調査地域（鍋谷・内田，1991；行武，1982；Utada, 1986；Ogawa *et al.*, 1987）を勘案する。
- iii. リモートレファレンス方式を取るため時刻同期が必要であり、時計装置の運搬のため東西横断道路があるルートとすること。

その結果、山形県酒田市から宮城県石巻市にかけて、ほぼ東西約140 kmの測線を選び、測点を8地点とした（図2）。測点は西の方からTH 201, TH 202, ……TH 208 とする。

#### 1) 機器の設置

使用した計測センサーは、柿岡での野外試験観測で使用したのと同じである。電極配置は、各地点において、L字型に電場測定用測線（約100 m）2組を配置し、両者の作る電場測定用測線が、十字型になるようにした（図3）。各対の電極間の電位をそれぞれ計測し、電場測定のための測線長が100 mの場合と200 mの場合それぞれについて処理を行い、結果を比較できるようにした。磁場計測には、2組のL字型電場測定用測線域にそれぞれ3成分磁場センサーを配置した。データの識別の必要のある場合には測定名のあとにA, Bを加える（例えば、TH 201 A, TH 201 B）。又低周波数域では、後述するノイズ評価試験結果を踏えてフラックスゲート型磁力計によるデータの方を使用した。

MT観測では、新エネルギー・産業技術総合機構の高精度地磁気地電流測定装置を使用した。このシステムは、低周波数から高周波数（0.01～250Hz）を測定する装置（MT法）と超高周波数（100～20,000Hz）を測定する装置（AMT法）により構成されている（高杉，1987）。MT観測ではノイズの軽減を目的としたリモートリファレンスデータ処理を行うため、移動点—移動点方式による約70 km離れた2地域での4測点の同時測定を行った。2地域での時刻同期は、毎日観測開始時に校正した2組のクォーツクロックを運搬し使用することによった。なおAMT測定においては、遠距離リモートリファレンス処理は行わず、同地点の測点Aと測点Bの間での近距離リモートリファレンス処理を行った。

データ取得は、表1に示す4つの周波数帯域に分けて実施した。なおここで、SDモード（シンクロナス・ディテクション・モード）とは入力信号を予め選択された周波数のサイン波・コサイン波と合成し、フーリエ係数をヘテロダイン変換によって求めるものであり、時系列データはサンプリングしない方式である。LF帯域のデータに対しデジタル・フィルタリングを行い、SLF帯域（0.025Hz～0.0001 Hz）のデータを作成し、合わせて5つの帯域のデータによる広帯域観測を実施した。

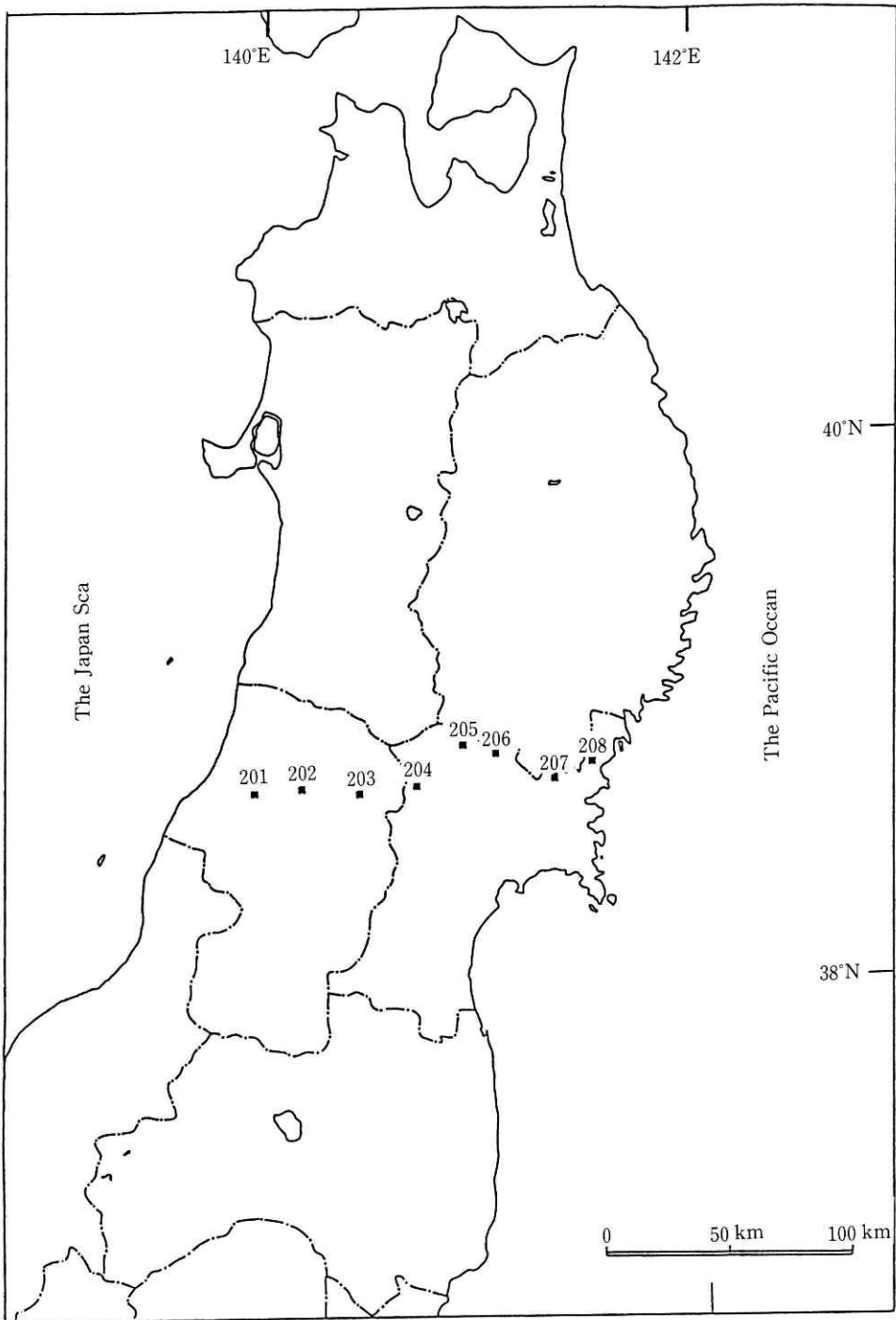


図2 測点位置図

Fig. 2 Map of the north-eastern Japan study area, showing locations of the MT observations.

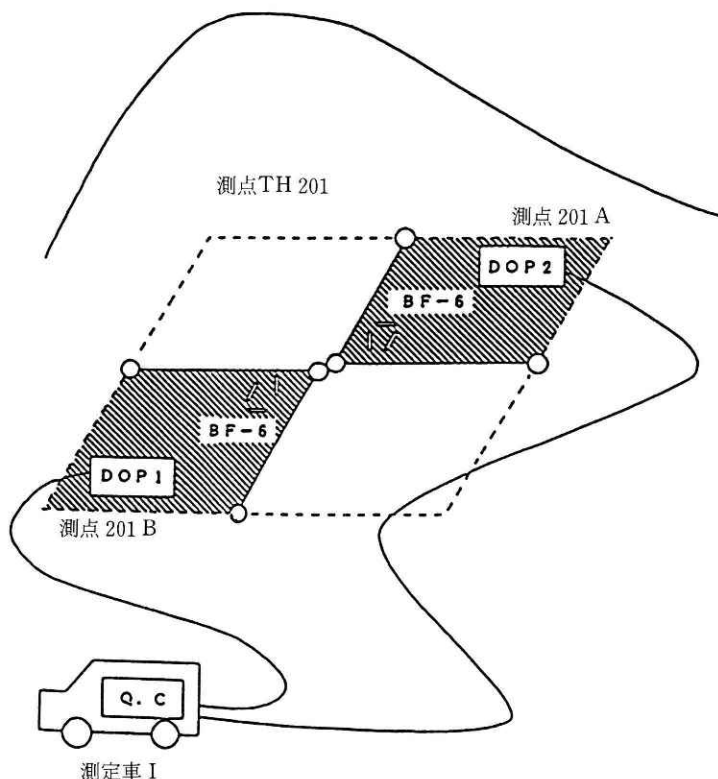


図3 測定概念図 (AMT法)

Fig. 3 Schematic view of AMT observation using 2 sets of induction type magnetometers and two sets of Pb-PbCl<sub>2</sub> electrodes deployed with 100m spacing.

表1 測定周波数帯域

Table 1 Four frequency bands observed of the MT observation with overlapping.

周波数帯域	測定周波数領域 (Hz)	サンプリング周波数 (Hz)
低周波数帯域 (LF)	0.0098~0.90	4
中周波数帯域 (MF)	0.14~4.6	32
高周波数帯域 (HF)	3.4~114	1024
超高周波数帯域 (SHF)	100~20,000Hz	SDモード

## 2) 測定

観測は、図4に示すように、1測点に対し、4日間かけて行った。LF帯の良質データを得るためLF帯の観測時間を長くし、その途中でHF帯のデータを取得した。また、AMTデータに



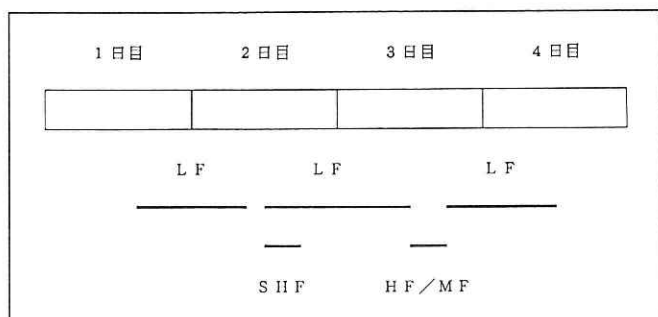


図4 現地における帯域別測定サイクル

Fig. 4 Typical MT observation cycle of the four bands.

関しては、LF帯のデータを取得中に並行に測定を行った。

磁場計測においては周波数帯域別に、フラックスゲート型磁力計とインダクション型磁力計を表2に示すように使い分けた。

### 3) データ処理

現地測定中、測定車に搭載したMT法データ処理システム及び現地宿舎に設置したAMT法データ処理用コンピュータシステムにより、見掛比抵抗、位相を求める1次データ処理を実施してデータの質の判定を行い、良質なデータの取得を図った。現地作業終了後、室内にて同一システムにより詳細な処理を行った。データ前処理においては、各周波数帯域ごとのデータファイルの連結の外、時系列データの自動編集と目視による編集を併用し、データの有効利用を図った。周波数解析ではリモートリファレンス処理とシングルデータ処理の両者を実施し、良質な方を選択し解析に用いた。

z軸を鉛直下方、水平面上にx、y軸をとる直角座標等において、測定した5成分の自然電磁場間に以下に示すような関係が各周波数に対して成立すると仮定する、

$$\begin{aligned}
 E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\
 E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \\
 H_z &= Z_{zx}H_x + Z_{zy}H_y
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

ここに

- $E_x, E_y$  : 水平電場成分
- $H_x, H_y$  : 水平磁場成分
- $H_z$  : 垂直磁場成分

である。インピーダンステンソル $Z_{ij}$ より、以下のMTパラメータを算出する。

表2 周波数帯域別に使用した磁力計の型  
**Table 2** Magnetometer types chosen for the frequency band and nearby observation points.

	SHF	HF	MF	LF	SLF
測点A	BF6-A	BF4-A	BF4-A	FGM	FGM
測点B	BF6-B	BF4-B	BF4-B	BF4-B	BF4-B

BF6 : 超高周波数帯域測定用インダクション型磁力計  
 BF4 : 高～低周波数帯域測定用インダクション型磁力計  
 FGM : フラックスゲート型磁力計

a) インピーダンスストライク

測定時の座標軸を水平面内に $\theta$ だけ回転させて得られるインピーダンステンソルを $Z'_{ij}$ とし、各周波数毎に

$$|Z'_{xy}(\theta) + Z'_{yx}(\theta)| \quad (2)$$

の値が最大となる方位角 $\theta_0$ 。すなわち、インピーダンスストライク (impedance strike)  $\theta_0$  を求める。

b) 見掛比抵抗

見掛比抵抗 $\rho_{xy}$ 及び $\rho_{yx}$ は、インピーダンスストライクの方に回転させた座標軸でのインピーダンステンソルを使い、次式により算出される。

$$\rho_{xy} = 0.2T |Z'_{xy}(\theta)|^2 \quad (3a)$$

$$\rho_{yx} = 0.2T |Z'_{yx}(\theta)|^2 \quad (3b)$$

ここにTは周期である。又、見掛比抵抗、周期、インピーダンステンソルの単位は、それぞれ $[\Omega m]$ 、[秒]、 $[mV/km/nT]$ にとっている。座標軸の方向に関係のないインバリアントモードの見掛比抵抗 $\rho_{INV}$ は、次式にて定義される。

$$\rho_{INV} = 0.2T |Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}| \quad (4)$$

c) 位 相

位相 $\Phi_{xy}$ 及び $\Phi_{yx}$ は次式により算出される。

$$\Phi_{xy} = \tan^{-1} \frac{|Im Z'_{xy}|}{|Re Z'_{xy}|} - 45^\circ \quad (5a)$$

$$\Phi_{yx} = \tan^{-1} \frac{|Im Z'_{yx}|}{|Re Z'_{yx}|} - 45^\circ \quad (5b)$$

d) ティップーストライク

各周波数毎に、

$$|Z_{zx}(\Phi)| \quad (6)$$

の値を最大にする方位角 $\Phi_0$ を算出する。 $\Phi_0+90^\circ$ の方向は構造の走向を示し、ティッパーストライクという。

e) ティッパーマグニチュード

ティッパーマグニチュード $T_i$ は次式により算出される。

$$T_i = (|Z_{zx}|^2 + |Z_{zy}|^2)^{1/2} \quad (7)$$

これは、水平方向の比抵抗分布の不均質性を示す指標であり、1次元構造(水平多層構造)の場合0となる。

f) スキューネス

スキューネス $S$ は次式で定義され、

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (8)$$

構造の3次元性の度合を示す指標で、通常0.3以下の時3次元性が小さいとしている。このほか、浅層の3次元構造による影響(スタティックシフト)を受けにくいスキューネスであるフェーズセンシティブスキューネス (Bahr, 1988) も求めた。

### 3. 結 果

#### 3.1 シールドルーム内試験

##### 1) 磁場センサーノイズ

フラックスゲート型磁場センサー及び、インダクション型磁場センサーで取得した時系列データを見ると、本来相関のないはずの同一成分のデータに、相関があることが認められた。これは、磁気シールドルームの遮蔽効果が十分でなく、測定データ中にセンサーノイズの外、例えば車が通過した際に発生する大きなノイズも混入した為であると思われる。そこで、同一成分の磁場センサーの信号の無相関部分を相互のコーヒーレンスを使って算出し、センサーノイズとした。スペクトル解析によって求められたセンサーノイズスペクトルを図5に示す。この図より、フラックスゲート型磁場センサーのセンサーノイズは超長周期領域において極めて低く、100秒で約 $0.04 \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz}}$ 以下、また数1,000秒においても約 $0.07 \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz}}$ 以下となっていることがわかる。

一方、インダクション型磁場センサーのノイズレベルは、周期1秒で約 $10^{-4} \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz}}$ 、10秒で約 $10^{-3} \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz}}$ と低い値を示している。ただし、1,000秒では約 $0.5 \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz}}$ と、長周期に近づくほどノイズレベルが大きくなる。

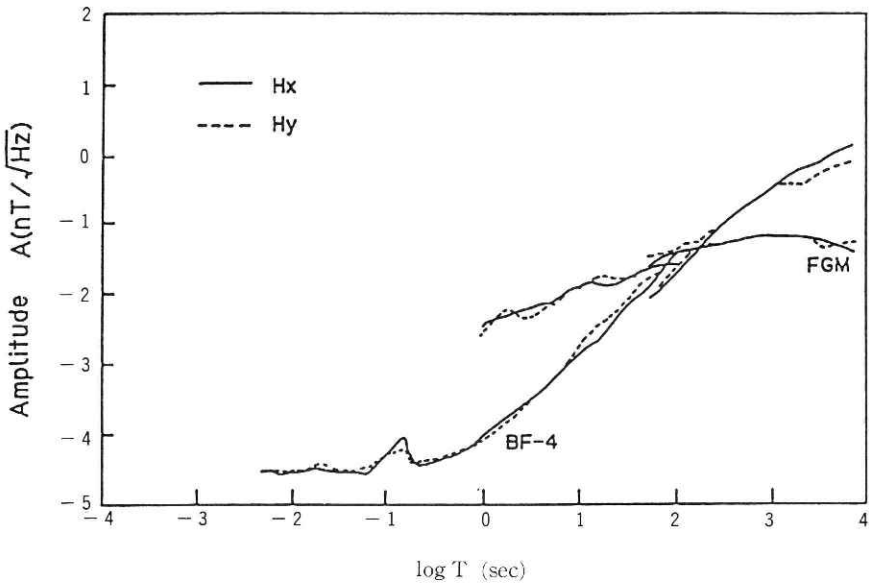


図5 フラックスゲート型磁場センサー (FGM 9002-1) とインダクション型磁場センサー (BF-4) とのノイズレベルの比較

Fig. 5 Noise amplitude spectra of a fluxgate magnetometer (FGM) and those of an induction magnetometer (BF-4) observed in a magneto-shield room.

インダクション型磁場センサーとフラックスゲート型磁場センサーのノイズレベルを比較すると図5からわかるように、約100秒で両者の大小関係が逆転している。即ち、センサーノイズレベルは約100秒以下の周波数領域では、インダクション型磁場センサーの方が低い。これに対して、100秒を越える長周期領域においては、フラックスゲート型磁場センサーの方が低い。これより、超長周期領域における磁場測定には、フラックスゲート型磁場センサーの方が適していると結論付けられる。

## 2) 電場システムノイズ

電場計測については、電場センサーを高精度MT装置の観測点データ収録装置 (DOP) に接続せずに、アンプおよびフィルター系のシステムノイズの計測を行った。ここでは計測した信号強度そのものを、システムノイズとした。時系列データから判定すると、ノイズの大きさは  $0.08 \mu\text{V}$  以下であった。スペクトル解析の結果は後出の図8に示してある。

なおシールドルームは、一定の温度 ( $22^\circ \pm 0.5^\circ\text{C}$ ) に調整されているため温度変化が殆んどなく、センサーの環境温度の変化に伴う影響を知ることができなかった。

## 3.2 柿岡野外試験観測

### 1) MT信号

電場の時系列データには周期  $1\text{Hz}$  の大きなノイズが混入していた。これは電話交換器から

のものと思われる。また、インダクション型磁場センサーによる記録にも同様に $1\text{Hz}$ のノイズが強く入っていた。一方、フラックスゲート型磁場センサーによる記録では、超長周期域の信号も取得するためセンサーの周波数特性をフラットとしたのでゲインを上げる事ができず、超長周期領域に比べ強度が小さい $1\text{Hz}$ 近辺の周期の成分は、時系列データ中には顕著には現れなかった。

## 2) MT磁場信号とセンサーノイズ

MT自然磁場信号と各センサーのノイズレベル(シールドルームにての測定値)とをスペクトル解析結果により比較する。インダクション型磁場センサーの場合(図6)には、センサーノイズは自然磁場信号に対して全周波数帯域にわたり約 $20\text{dB}$ レベルが低い。一方、フラックスゲート型磁場センサーの場合(図7)には、 $10$ 秒以下の周期においては自然磁場信号はセンサーノイズより小さく、自然磁場の測定が不可能である。しかし、センサーノイズは超長周期領域においては、 $100$ 秒で $20\text{dB}$ 、 $10,000$ で約 $40\text{dB}$ 自然信号より低い。このようにフラックスゲート型磁場センサーのS/Nは、超長周期領域においてインダクション型磁場センサーのものとは十分小さく、極めて良質なデータを得ることができることを示している。

野外試験観測での各センサーのノイズを3.1.1)に述べたように二組の同一のセンサー出力の無相関部分と定義し求めた。各センサーのノイズレベルは、シールドルームでの結果とほぼ同じであり、周期約 $100$ 秒で二つのタイプのセンサーのノイズレベルの大小関係が逆転し、約 $100$ 秒以下ではインダクション型磁場センサーの方がノイズレベルが低く、約 $100$ 秒以上の超長周期領域ではフラックスゲート型磁場センサーの方が低いことが確認された。

## 3) MT電場信号およびシステムノイズ

シールドルームにて測定した電場計測部のシステムノイズ(ただし電場センサー起源のノイズを含まない)と、野外におけるMT電場信号とを比較した。図8に示したスペクトル分布に見るように、磁場信号の場合と同様に長周期になるほど信号強度が大きくなる。また、 $50\text{Hz}$ およびその高調波である $100\text{Hz}$ に、 $50\text{Hz}$ の成分を除去するノッチフィルター( $80\text{dB}$ )を使用したにもかかわらず信号強度のピークがある。更に、 $1\text{Hz}$ にもノイズ強度のピークがある。しかし、電場のシステムノイズの大きさは、信号強度に比べ数 $10\text{dB}$ 小さく、十分なS/Nが得られることが確認された。

## 4) 環境温度の影響

MTデータ取得中に、磁場センサーの周囲の地中温度を計測した。磁場センサー設置場所となるべく同じ環境温度を測定するために、熱電対プローブを土中約 $30\text{cm}$ の深さに埋めた(図1中の“●”印の場所)。測定期間中は、雲りの日が続いたこと及び土中約 $30\text{cm}$ の深さの温度を測定しているため、日周温度変化はあまり認められなかった(ちなみに最高温度は $11.5^{\circ}\text{C}$ 、最低温度は $10.2^{\circ}\text{C}$ であった)。それ故、磁場センサーに対する環境温度の影響は調べられなかった。しかし、極端に直射日光の強い場所でなければ、土中約 $30\text{cm}$ 程度の深さに磁場センサーを設置す

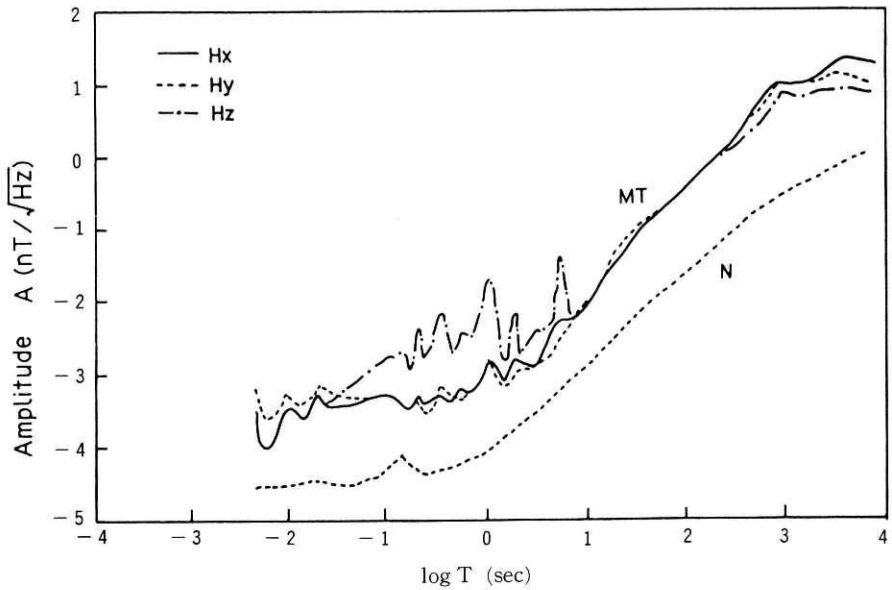


図6 MT信号(磁場)とセンサーノイズとの比較(インダクション型磁場センサー)

Fig. 6 Spectral amplitudes of a magnetic field (MT) obtained by an induction magnetometer and those of sensor noise (N).

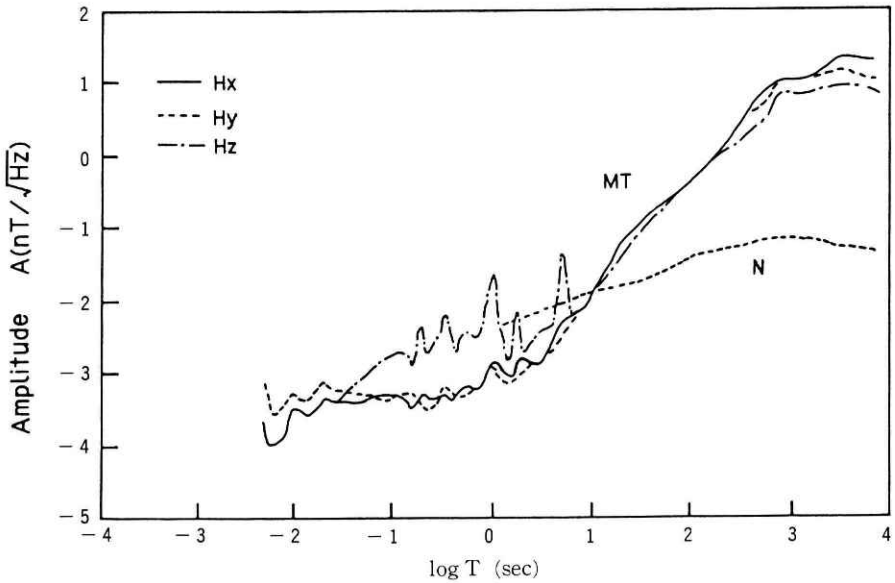


図7 MT信号(磁場)とセンサーノイズの振幅スペクトル(フラックスゲート型磁場センサー)

Fig. 7 Spectral amplitude of a magnetic field (MT) obtained by a fluxgate magnetometer and those of sensor noise (N).

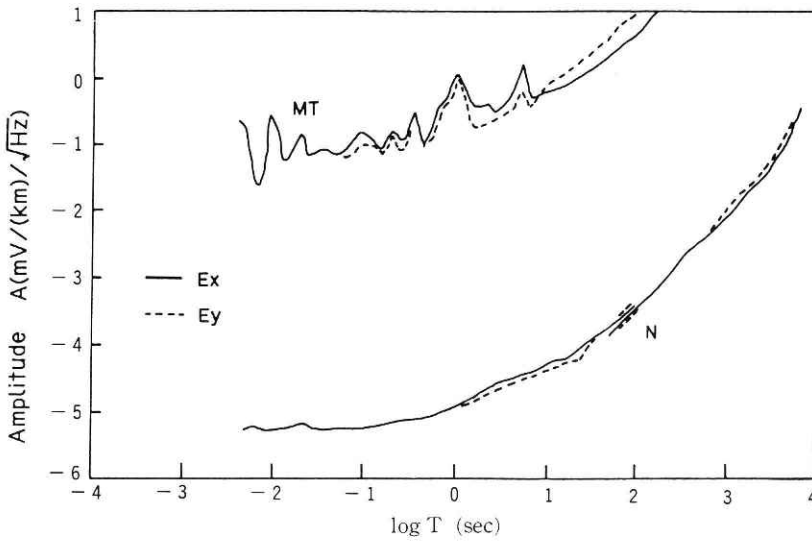


図8 電場信号強度と電場システムノイズとの比較  
 Fig.8 Spectral amplitudes of an electric field (MT) and those of sensor noise (N).

ると、環境温度は大きく変化せず、安定した磁場変動のデータの取得が可能であると判断された。

#### 5) 地下比抵抗解析

高速フーリエ変換 (FFT) を使った周波数解析により求めた見掛比抵抗および位相の周波数分布を図9に示す。観測地点では、0.1Hz以上の高周波数領域で、全般に人工ノイズレベルが高く、この周波数帯域では、良質なデータを得ることができなかった。特に電場には周波数1Hz等の人工ノイズが強く混入し、データの品質を下げる要因となっていた。

見掛比抵抗を用いたボスティックインバージョン (例えば、村上, 1987) による解析の結果、深度1 km~20 kmに異常に大きな高比抵抗層 (約10,000 Ω・m) が現れるが、それは地質の異方性によるものかノイズによるものか明確ではない。実際の観測の際には、測点から十分離れた地点において同時にMT観測を行い、リモートリファレンス処理 (Bahr, 1988) を行うことによりノイズであれば除去できるものと期待される。

以上に述べたシールドルームを使用しての室内計測および柿岡における野外試験観測の結果、広周波数帯域MT観測においては、フラックスゲート型磁場センサーを長周期領域用に、インダクション型磁場センサーを周期100秒以下の高周波数領域に用いる併用方式を取るべきことがわかった。それにより概ね20~30 dB以上のS/N比が得られると期待される。又各センサーは地下30 cm程度に埋設すれば、環境温度変化の影響がまぬがれると思われる。電場センサーについては、安定性が高く、電極と埋設土壌との電気化学作用の少ない非分極電極を使うと共に、温度変動によるノイズを避けるため地中になるべく深く設置して使用する必要がある。

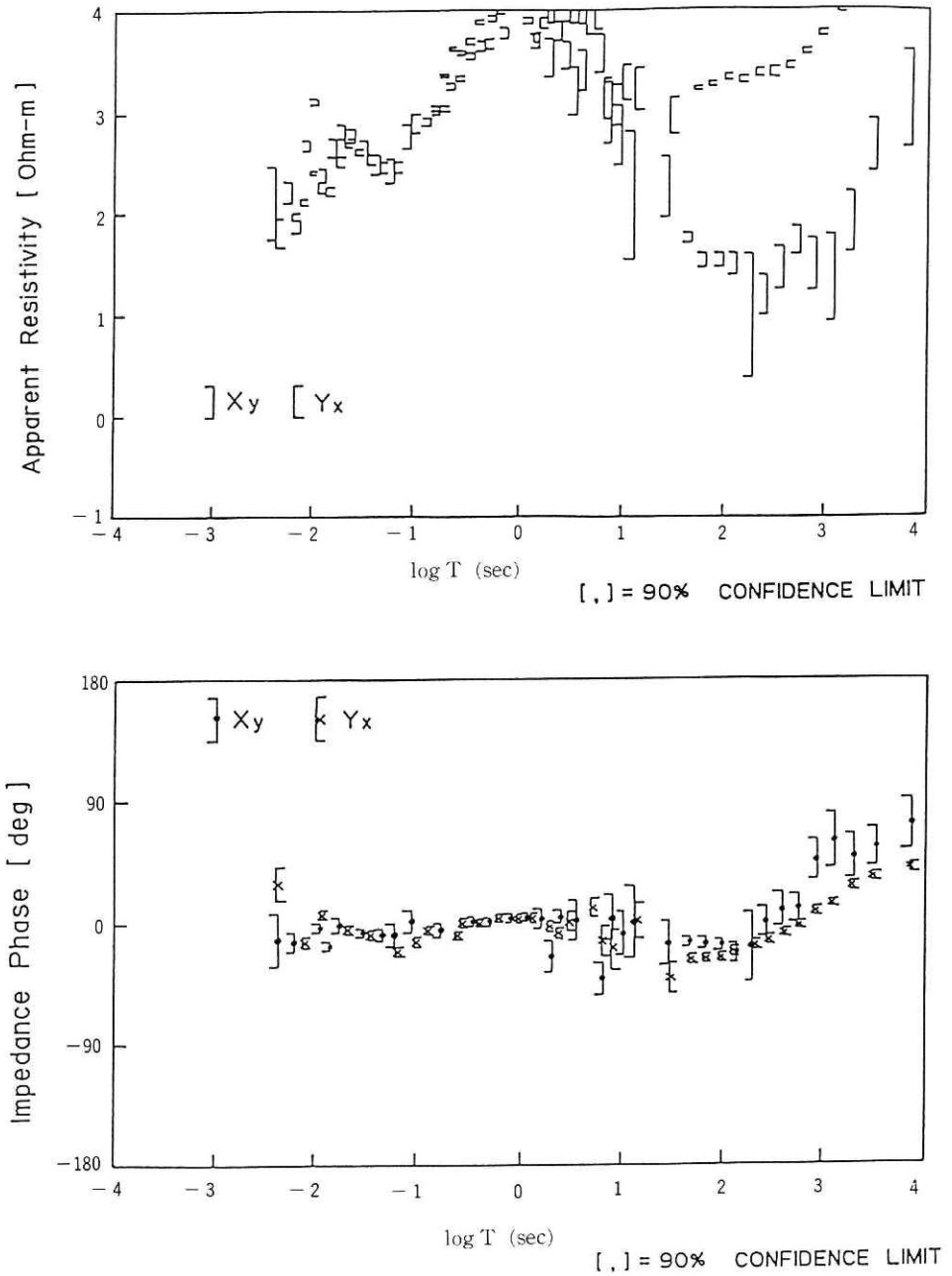


図9 見掛比抵抗データ（上段）と位相データ（下段）  
Fig. 9 Apparent resistivity (upper) and impedance phase (lower).



精度の高い計測を可能にする条件の一つは、人工ノイズをいかに除去するかである。上に見たようにシステムノイズが信号より十分小さいので、リモートリファレンス方式などの観測方法を導入して、人工ノイズを軽減してS/Nの向上を図ることが不可欠となる。

### 3.3 東北地方におけるMT法試験観測

#### 1) データの質

データの質を計る尺度の一つにコヒーレンスが用いられる。図10に、電場と磁場のクロス成分間のコヒーレンス Coh を示す。MF, HF帯では概して Coh は 1.0 に近く良質なデータとなっているが、SHF, LF, SLF帯はあまり良くない。又測点毎にデータの質が異なり、特に

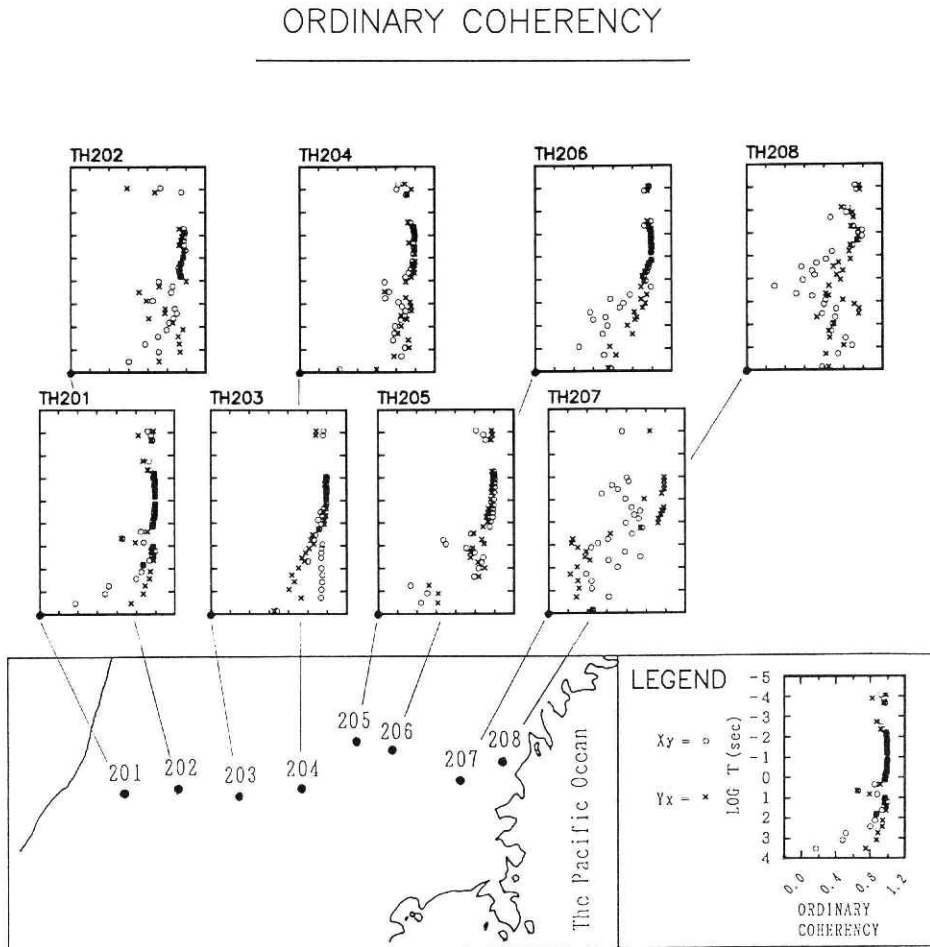


図10 磁場の水平成分と電場とのコヒーレンス

Fig. 10 Coherency between a horizontal geomagnetic field and a geoelectric field.

脊梁火山地域の東側 (TH 205, TH 207, TH 208) で悪い。海岸の近くのデータが悪い理由の一つに、海があるために南北方向の電場がショートされてしまい、その方向の成分の信号が小さくなることが挙げられる。これに対処する方法として電極の長さをより長くして信号を大きくし、何らかの方法でノイズを相対的に小さくすることが考えられる。

データの質の尺度としては、図 11 に示す見掛比抵抗の標準誤差がある。この図では 50% 信頼限界をエラーバーとして示しているが、図 10 と比較すると概して Coh の小さいところでは標準偏差は大きい。

東側の測点の LF の時系列データには、一見して人工ノイズとわかるパルス状のノイズが数多く混入していた。同時刻における調査地域西側の測点ではこの種のパルスが混入していないことから、地域的なノイズと判断された。データの編集段階では目視チェックにより、このパルス状ノイズの混入したセグメントを除去し、データの質の向上をはかった。

この種のノイズのあるセグメントを含む場合と、比較的ノイズの少ないセグメントのみを用いた場合を比較すると、前者では LF 帯域の見掛比抵抗が両モード ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) において周期とともに大きくなっていくのに対し、後者では見掛比抵抗値は、それほど大きくならない。又、ノイズを含んだセグメントを使用した結果の方が、かえって標準偏差が小さく、コヒーレンスが大きくなることもあり、標準偏差、コヒーレンスによるデータの質の判断には問題がある場合もある。

特に SLF 帯のデータの品質が悪かった原因としては、次の事柄が考えられる。

- a) 測定時間が十分に長くなかった為、顕著な磁気擾乱が測定期間中になかった。
- b) LF 帯のデータをデジタル・フィルタリングすることにより SLF 帯のデータを作成したが、LF 帯のデータにパルス状のノイズが多く混入していたので、良質なデータを得ることができなかった。
- c) SLF 帯域はデータ量が少なかったため、ノイズの多く混入したセグメントを除去することが難しかった。

ローカルな表面付近の比抵抗異常、地形の凹凸により見掛比抵抗がシフトする現象をスタティックシフト (Jones, 1988) という。それは、長周期側で互いに直交する見掛比抵抗曲線が分離する形で現れ、位相曲線は分離しない。図 11 a を見ると各測点によって様々であるが、大体  $10^{-2}$  秒 ~ 10 秒の周期で分離が起っている。図 11 b に示すように位相があまりよく決まっていないために、それがスタティックシフトによるものか、もっと大規模な構造によるものかは判断できない。図 14 (後出) のティッパーマグニチュードを見ると、図 11 a において互いに直交する見掛比抵抗曲線が分離して始める周期帯においてティッパーマグニチュードが大きくなっていることから推測すると、その分離がスタティックシフトによるものではなく、もう少し大規模な比抵抗異常によって規定されていることが推量される。ティッパーマグニチュードは単位磁場変動に対して誘導される電流密度の水平方向

## APPARENT RESISTIVITY

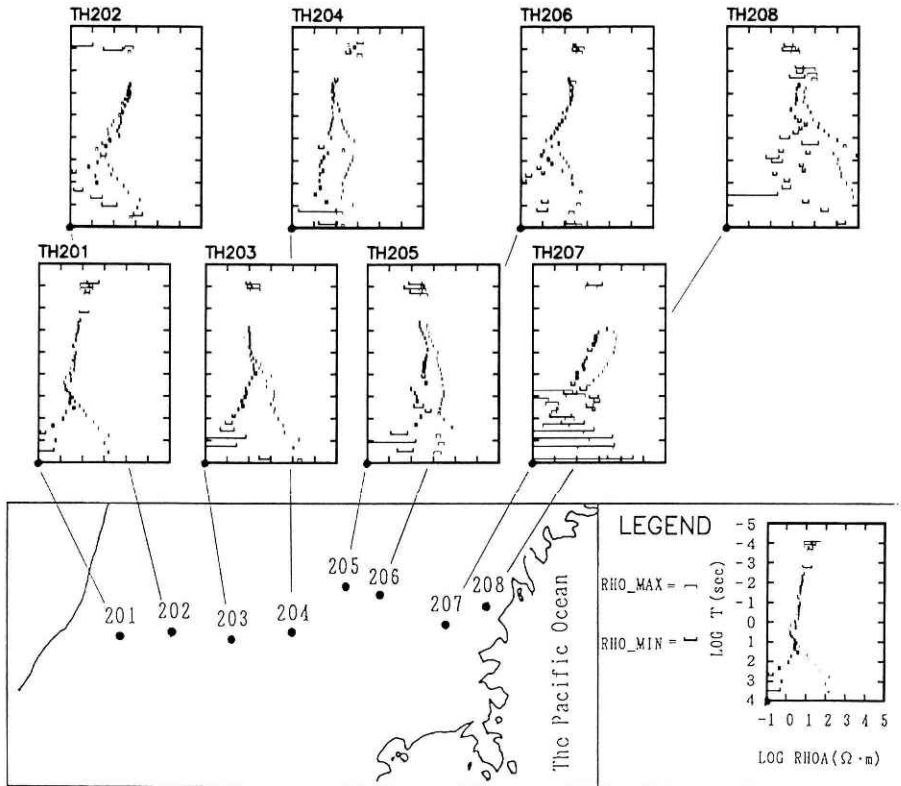


図11a 見掛比抵抗曲線。エラーバーは50%信頼限界を示す。

Fig. 11a Broadband MT data on the northeastern Japan transect conducted as a preliminary field test. Apparent resistivity distribution is shown with the error bar denoting a 50% confidence limit.

のコントラストを示すものであるからである。少なくともこの時点で確かなことは、分離を始めるまでの短周期側では、1次元解析を行っても正しい構造が得られるということである(但し、TH 207のように短周期でも分離している場合は注意が必要である、Andrieux and Wightman, 1984)。

### 2) 構造の方向

測定地域の2次元・3次元構造の走向を知ることは、比抵抗構造のモデルを作る上で重要である。走向の指標としては、インピーダンスストライク $\theta_0$ 、ティップラストライク $\Phi_0$ があるが、それ等を示したのが図12である。地下の比抵抗構造が2次元構造の場合、MT法では次に示す直交する2種のモードが定義される。

## IMPEDANCE PHASE

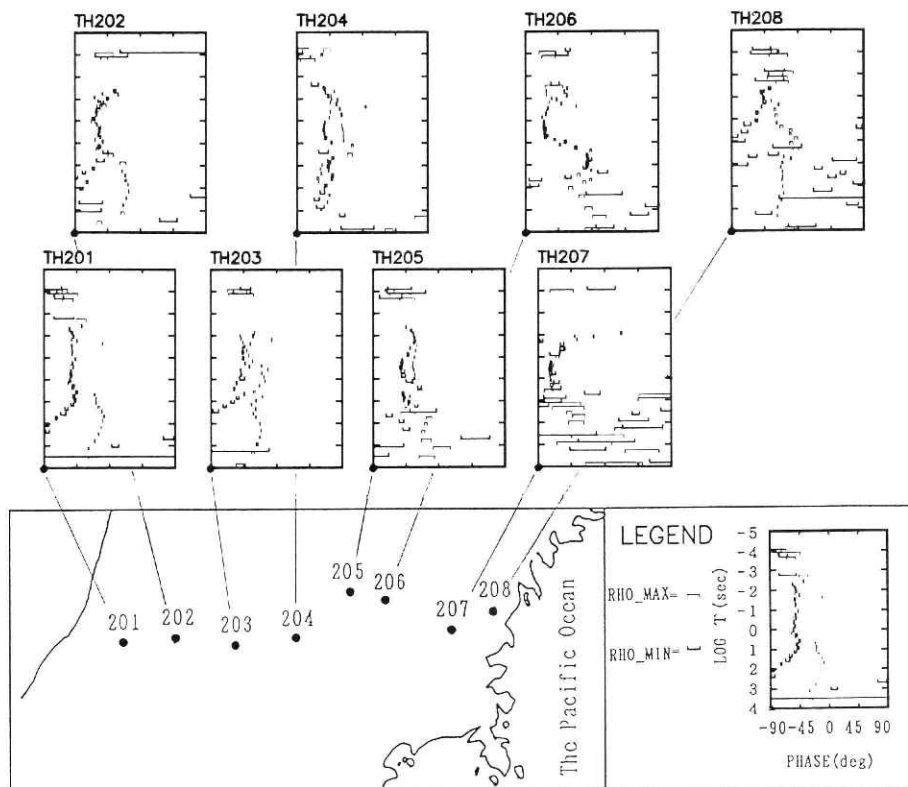


図11b 位相曲線

Fig. 11b Impedance phase distribution at the observation sites.

a) TEモード： 構造の軸が電場の方向と平行であり、その直交2方向に磁場が存在する。

b) TMモード： 構造の軸が磁場の方向と平行であり、その直交2方向に電場が存在する。

TEモードは、地下構造が2次元構造の場合には側方からの影響が殆んど無視できるため、一般的に1次元モデル解析結果と一致する。したがって、各側点についてデータ処理によって求められた2つのモード(XY, YX)を、TE, TMの2つのモードに変換することが重要となる。通常、 $|\theta_0 - \Phi_0| < \pi/4$ の時に、 $\rho_{xy}$ をTEモード、 $\rho_{yx}$ をTMモードとしている。しかし、図14に見るように、測点TH 201, TH 203のLF, SLF帯以外は、インピーダンスストライクもティップーストライクも周波数によって、大きく異なり、又各周波数において、両ストライク間にあまり良い相関が見えない。そこで、座標点の向きに依存しない回転不変の見掛比抵抗であるINVモード(Waff *et al.*, 1988)を使うか、又は、調査域において列島の幅が

TIPPER STRIKE & ROTATION DIRECTION

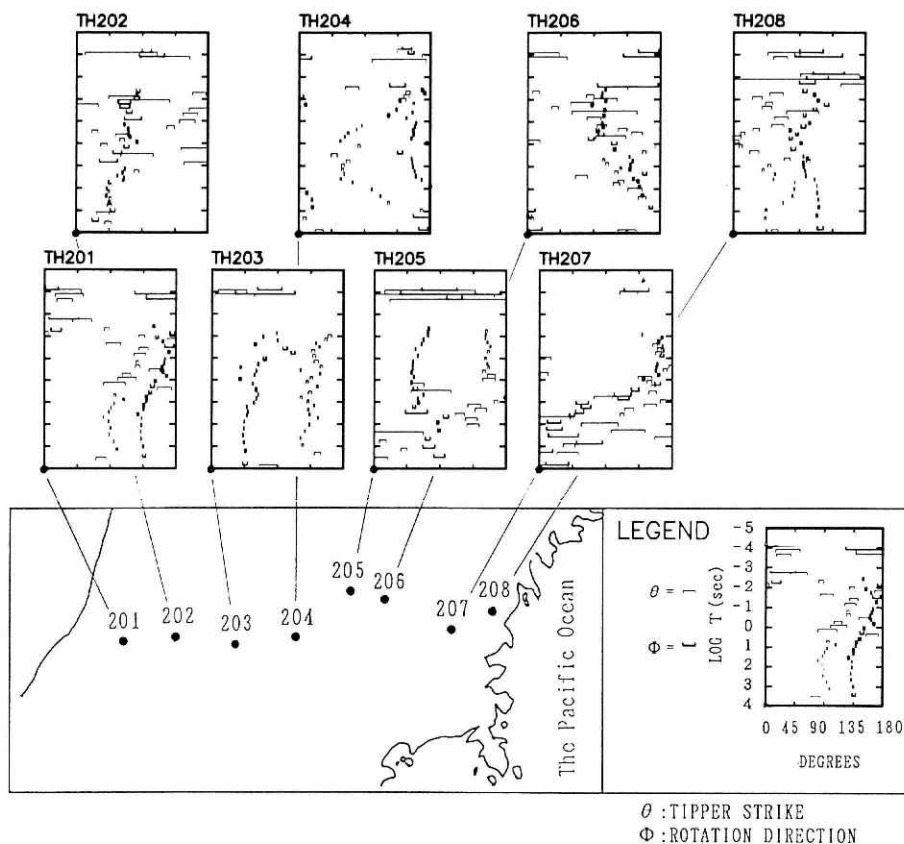


図12 主方向 $\theta_0$ とティッパーストライキ $\Phi_0$ の各測点における周波数分布

Fig. 12 Electrical strike direction  $\theta_0$  and tipper strike  $\Phi_0$  versus periods. Directions are hardly constant in frequency and observation sites.

200 km程度であり、全観測点にわたって海岸線効果が卓越しているとして長周期領域で見掛比抵抗が小さいものをTEモードとして近似的な表現を得ることとする。

東北の地質構造は大局的には、プレートの沈み込みに伴って形成されているため2次元的と考えられる(Yoshii, 1979)が、局所的には3次元的な構造があるであろう。これを見る為、図13 aに、ポラーダイアグラム分布図(周期0.1Hz)を示し、図13 bには、変換関数(magnetic transfer function)の実数部、虚数部(16秒、256秒)をパーキンソン(Parkinson, 1985)の表示で示す。インピーダンステンソルの最大の方向(図14)は場所によってかなりのバラツキを示し、特に太平洋側の地点でそれが大きい。これは、一つには構造の3次元性

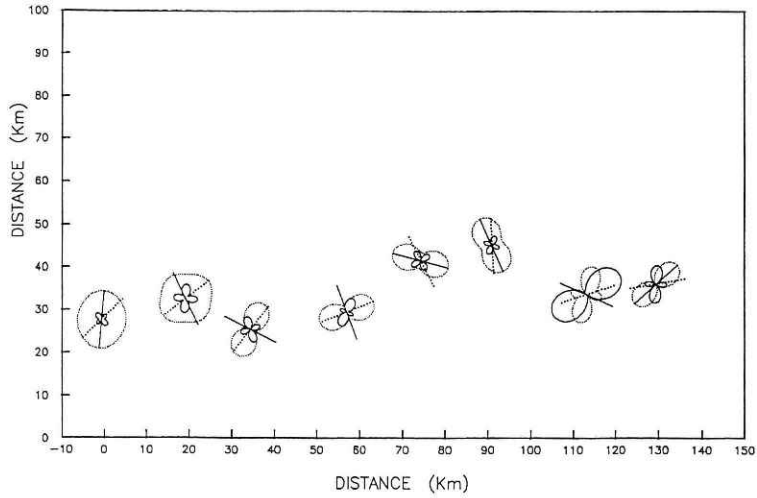


図13a ポーラー・ダイアグラム分布図 (周期10秒)  
 Fig. 13a Impedance polar diagram for 10s period.

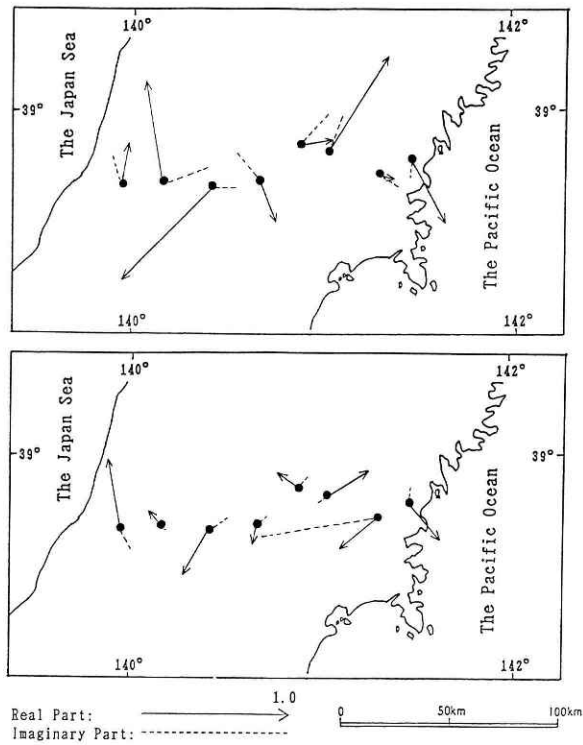


図13b In-phase 及び quadratureインダクションアローを周期16秒, 256秒に  
 対して示す。In-phaseのアローが良導体の方向を向くように定めてい  
 る。

Fig. 13b In-phase and quadrature induction arrows. The arrow is defined so  
 as to point toward the high conducting medium.

を反映しているであろうが、大きなノイズの為に生じている部分もあると考えられる。地域的な構造異常は、長周期の変換関数にはそれ程鋭敏に反映しないと言われる。周期 256 秒のベクトルを見ると、日本海側、太平洋側ではそれぞれ海側に向いているようである。一方、中央部で西側 2 点 (TH 203, TH 204) が南方を、東側 2 点 (TH 205, TH 206) が北側に偏っており、そのバラツキが大きい。アナログモデルによる結果 (Dosso, 私信) では、日本海の影響も受けるはずである。しかし、西側 2 点で南方に向いている周期 16 秒の場合にもそうであり、何らかの地質構造が反映しているのかも知れない。又西側 (TH 201, TH 202) では、方向は概略合っているが、大きさには違いがある。太平洋側では、太平洋の影響が非常に強いはずであるのに、例えば TH 207 の点では西側に向いており、ノイズが混入していることが示唆される。各点のインダクションベクトルは空間的連続性に欠けるので、より密度の高い観測を行って構造の走行を決める必要がある。

図 14 に構造指標の一つであるティッパーマグニチュード  $T_1$  の周波数分布を、各観測点ご

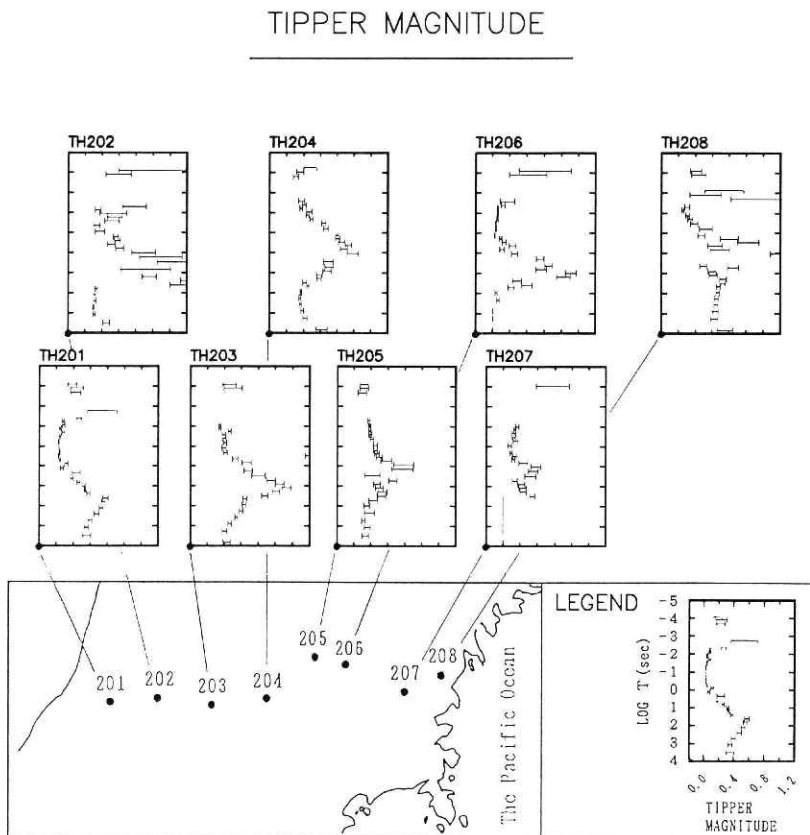


図14 ティッパーマグニチュードの各観測点における分布

Fig. 14 Tipper magnitude at observation sites. At almost all the sites the tipper has a peak at a period ranging 1-100 sec.

とに示す。ティッパーマグニチュード $T_i$ は水平1次元構造の時0となり、2次元・3次元性があると $T_i < 0$ となる。図からわかるように、MF帯に1つピークのある分布となり、そのピークの周波数は、中央部で高く、西側で低くなる傾向を示している。図13aの各地点における短周期側では、見掛け抵抗をみると中央部で10~100  $\Omega\text{m}$ 、西側で1~10  $\Omega\text{m}$ となって、浸透深度を考慮すると、この比抵抗分布は、上記のティッパーマグニチュードの分布と調和的であり、2、3次元構造性が現れる水平、鉛直スケールが、観測域全体でありあまり変わらないことを示唆する。しかし、これは勿論定量的な議論ではなく2次元解析などにより明らかにして行くべき点である。

図15は、スキューネス $S$ の周波数分布を各観測点ごとに示している。1、2次元構造の場合には、 $S=0$ となり、 $S$ の大きさは3次元性の指標となる。通常 $S < 0.3$ であると、1、2次元の構造と仮定できるとされているが、東側のノイズの大きいTH 207、TH 208を除いてだいたいは0.3より小さい。スキューネスの値としては、10秒より長周期側でやや大きくなり、

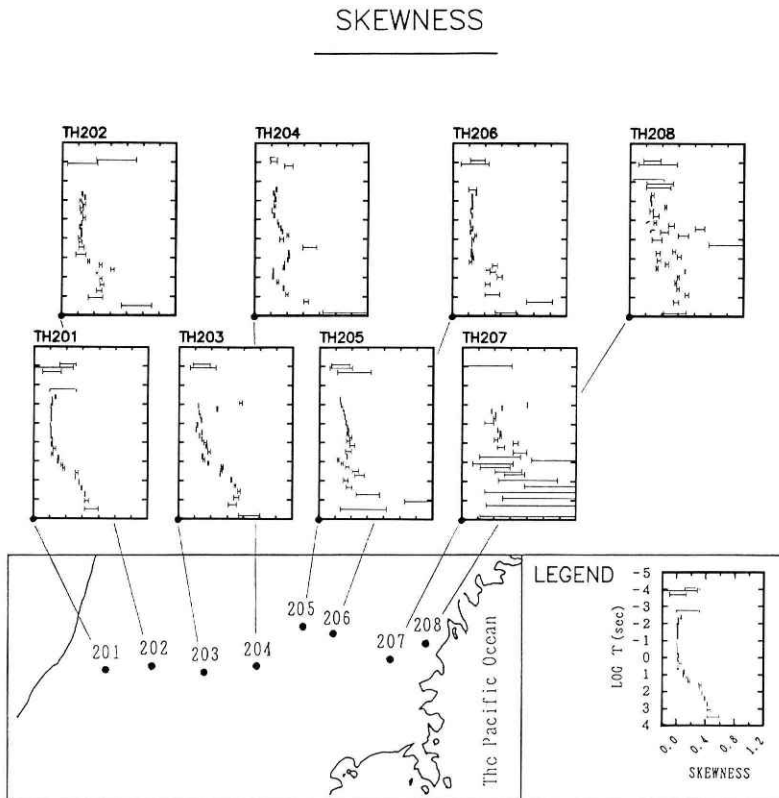


図15 スキューネス $S$ の分布

Fig. 15 Skewness distribution at observation sites. Skewness is generally less than 0.3 except at very large period (100-1,000 sec).



1,000 秒近くで 0.4~0.6 となるものが多い。

一方通常のスキューネスの代わりに、フェーズセンシティブスキューネス (Bahr, 1988)  $S^*$  を求め図 16 に示す。通常のスキューネスは、浅部及び局所的な構造変化の影響を受けることが知られており、図 15 と図 16 を比較してわかるように、 $S^*$  の分布には低周波数域における  $S$  の増大が消滅又は減少しており、多次元モデルを作製する時には十分留意すべきことと考えられる。

### 3) 1次元モデル解析

東北地方の構造はその成り立ちからして少なくとも 2次元と考えられるが、1次元モデルは将来の 2次元モデルを作る上で初期モデルとして有用である。多点における 1次元モデル解析では、地下の比抵抗構造を水平多層構造と仮定する。手法はポスティックの解析によったが、スプライン関数を用いた補間平滑化、初期モデル決定用のポスティックインバージョン、ポスティックインバージョンにより求めた深度一比抵抗曲線からの水平 1次元モデルの決定、非線形最小 2 乗法 (線形解法: ハウスホルダー法、非線形解法: 修正マルカート法)

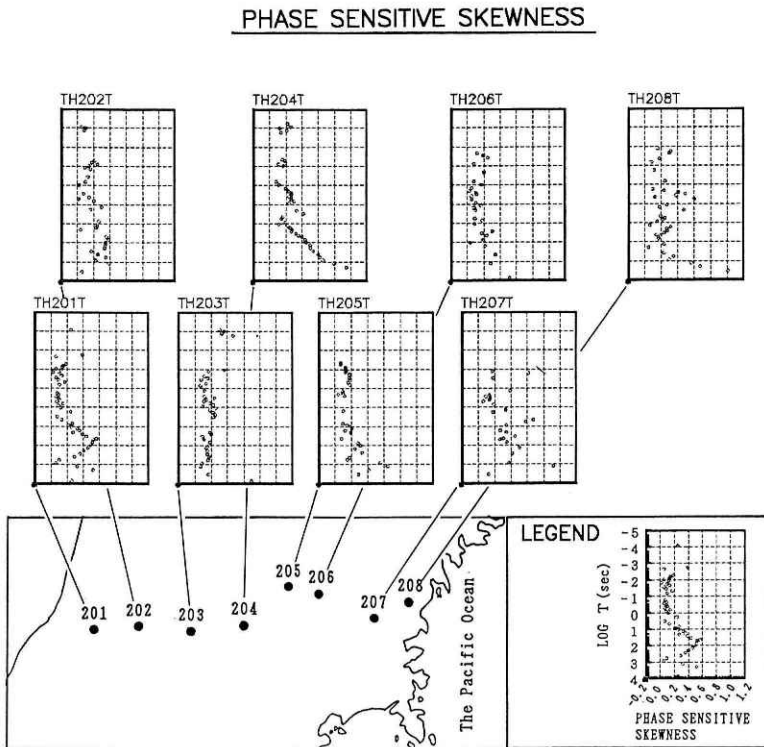


図 16 フェーズセンシティブスキューネス  $S^*$  の分布

Fig. 16 Phase sensitive skewness distribution  $S^*$  is generally smaller than the ordinary skewness  $S$ .

によるインバージョンの、4つの段階を経た。図17a, b, cにボスティックインバージョンによる結果を、それぞれTM, TE, INVモードについて示した。深さ100 kmまで示してあるが、上層10 kmまでとそれより下部では深さのスケールを変えてある。各点での1次元モデルがかなり大きなバラツキを示し隣接点同士でさえ余り似ていず、真の分布を表現しているか不明である。概略の特徴は、地殻下部では概ね100  $\Omega\text{m}$ の程度であり、上部地殻には、ところどころ数 $\Omega\text{m}$ 程度の低比抵抗部が見られることである。低比抵抗部は、日本海側、及び太平洋側の測点TH 207の近くにある。

しかし、先に述べたように、データの品質に問題があること、構造の走向が明確でないこと、1次元構造モデルがどの程度現実の構造を表現できているか不明なこと、などのためにこれ等の低比抵抗部の大きさ、深度については今後の観測により検討を加えて行く必要がある。

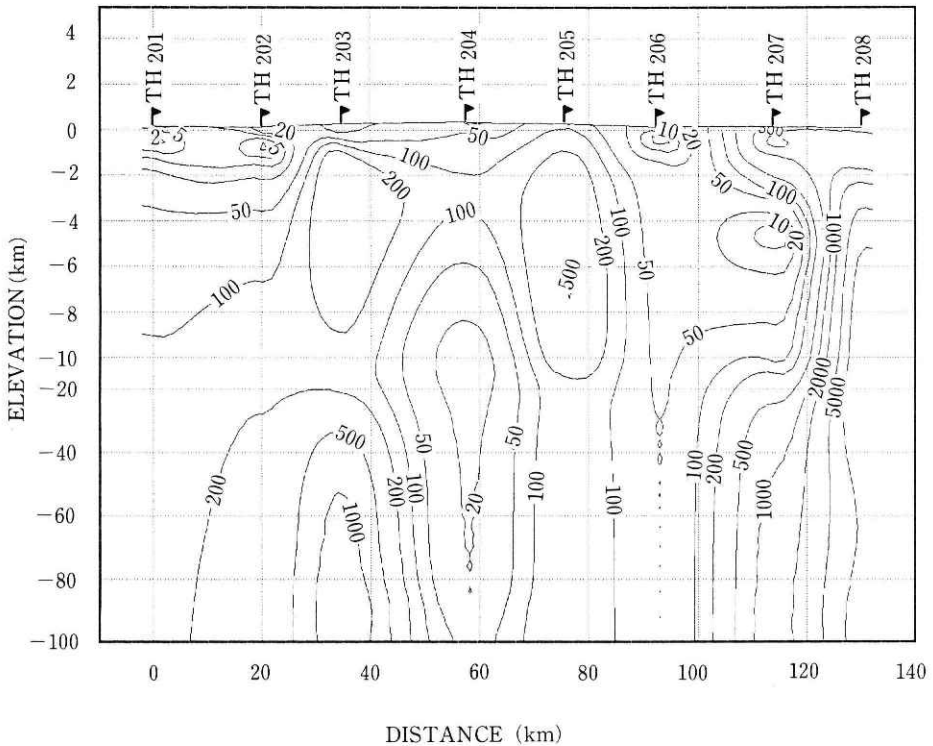


図17a ボスティックインバージョンによる比抵抗断面 (TEモード)

Fig. 17a One dimensional electrical model for the TE mode based on the Bostick inversion. Note the change in the depth scale at 10km.

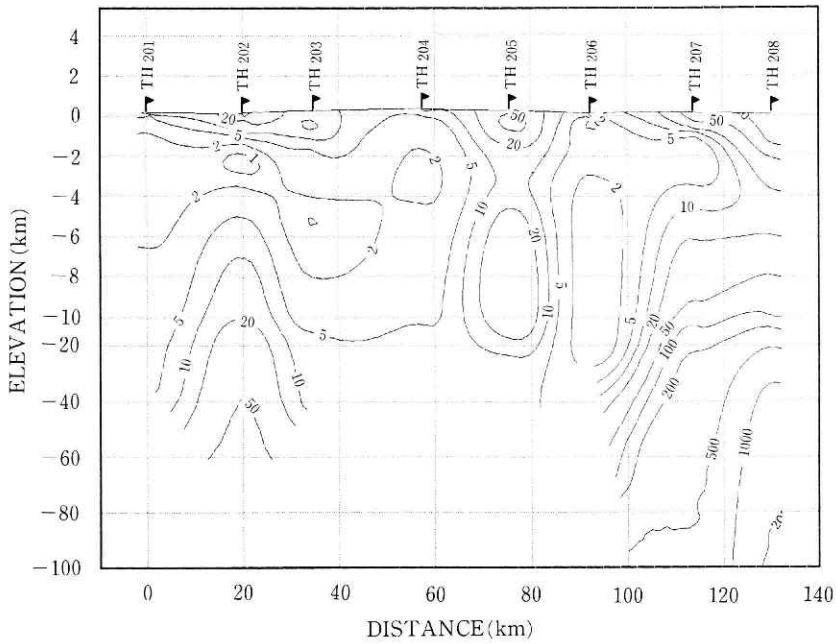


図17b ポスティックインバージョンによる比抵抗断面 (TMモード)  
 Fig. 17b One dimensional electrical model for the TM mode based on the Bostick inversion.

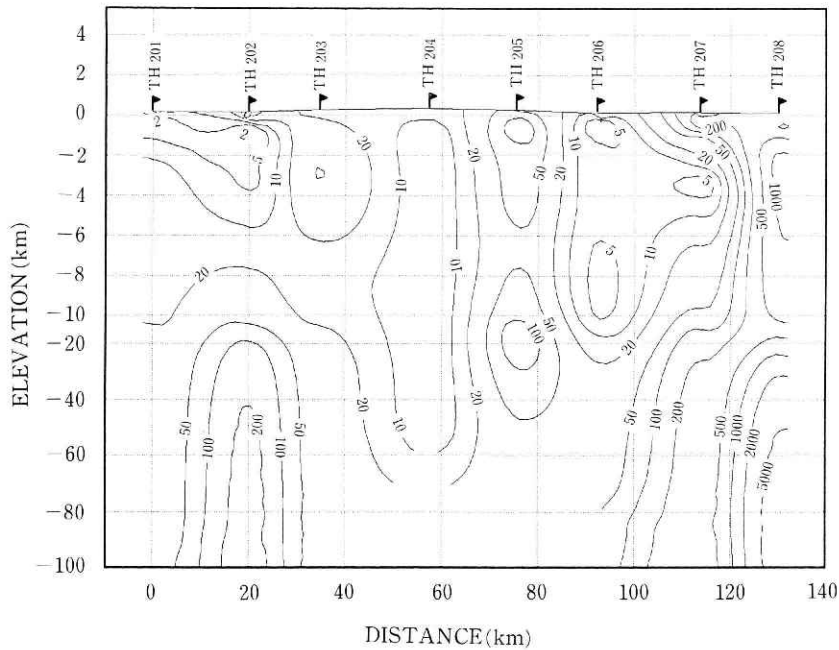


図17c ポスティックインバージョンによる比抵抗断面 (INVモード)  
 Fig. 17c One dimensional electrical model for the INV mode based on the Bostick inversion.

#### 4. 考 察

##### 1) 極近接点データの比較

電場測定においては前述したように、極く近接して2組の測定を行った。データの品質に問題がある為、細かい定量的な議論を行うことはできなかったが、概略、次のようなことが明らかになった。

- a) 近接点データの見掛比抵抗曲線は、測点TH 201を除いてほぼ同様な曲線を描く。
  - b) 直交する見掛比抵抗の大きさは等しくなく、スタティックシフトの影響がうかがわれる。
  - c) 測点TH 203を除く全ての地点においては、近接点の一つ又は両方の比抵抗曲線にスプリットが見える。
  - d) 近接する2点でも見掛比抵抗のエラーバーが顕著に違うもの(例えばTH 206)があり、電極の不安定が生じたことも考えられる。
  - e) 測点TH 201での見掛比抵抗値は、近接点であるにもかかわらず約100秒以上の長周期において異なる値を示す。しかし地下構造にその原因があるか否かははっきりしない。
- 以上のように極く近接していてもインピーダンステンソルは必ずしも同一でなく、浅部不均質の取り扱い、電極の安定化に十分留意する必要が再認識された。

##### 2) 電場測定用測線長

長周期データを取得する場合、浅部不均質の影響を少なくするため、電場測定用測線長をできるだけ長くすることが求められる。しかし、通常山間部での測定となるため、電場測線長を長くすることには限界がある。柿岡、東北地方における試験観測では、各地点において、電場測定用測線長を100 m, 200 mあるいは500 mの場合についてデータ処理を行い、比較をした。東北における試験観測では全体的には、200 mの方が見掛比抵抗曲線の両モードにおけるスプリット幅が小さくなり、データの品質も向上するように見受けられる。しかし、逆に両モードともシフトしたり(測点TH 203, TH 204)、ノイズが大きくなる(測点TH 207)こともあり、一概に長ければ良いとは限らないことが明らかになった。

##### 3) フラックスゲート型磁力計とインダクション型磁力計との比較

超長周期領域(SLF)に対しては、フラックスゲート型磁力計の方がインダクション型磁力計よりも適していることは、すでにシールドルーム及び柿岡における試験において確認しているところである。しかしながら、東北地方における野外観測結果のSLF帯域のデータでは、磁力計によるデータの品質の差異は顕著でなかった。それは、SLF帯域においても、MT信号がインダクション型磁力計のセンサーノイズのレベルよりかなり大きかった為である。

フラックスゲート型磁力計とインダクション型磁力計の同一方向の磁場成分のコヒーレンスを比較したところ、例えばTH 202 測点では $H_x$ 成分はインダクション型磁力計にノイズが

入った為に、コヒーレンスが若干低下しているが、 $H_y$  成分では高い値を示す。このように、インダクション型磁力計を用いても、信号が大きくノイズが混入しなければ、当然のことながらフラックスゲート型磁力計と同等の測定を行えることがわかる。

#### 4) リモートリファレンス処理の効果

東北地方試験観測では、極近接点間の近距離リモートリファレンスMT法と、約 70~80 km 離れた測点との遠距離リモートリファレンスMT法との両方を全測点について行った。その結果、近接点リモートリファレンス法では、HF/MFの周波数帯域に関しては、極くローカルな磁場ノイズがリモート点の磁場とのクロスパワーを取ることによって除去され、エラーバーが小さくなり、リファレンス効果が果られた。しかし、LF/SLF帯域に関しては、両測点に同一のノイズが入った為などもあり効果があがらなかった。遠距離リモートリファレンス法では、特に東側の 4 測点において、LF帯データ中にパルス状のノイズが多く混入したため、かえってデータの品質が悪くなり、効果は現れなかった。

又、測点TH 206 B(リファレンス測点TH 202 A)のようにLF/SLF帯域において、シングル処理結果では電場、磁場の双方にコヒーレントなノイズが混入していたためにかえって標準誤差が小さくなり、一見良質なデータに見えたが、リファレンス処理により、本来品質の悪いデータであることが明確になった例もあった。

## 5. 結 論

東北地方試験観測では、測線東側(太平洋側)において時系列データ中にパルス状のノイズが強く混入したため良質なデータを得ることができなかった。これらの人工ノイズの影響を少なくし、良質なデータを取得する方法を確立することが重要であり、次年度以降の本観測で留意すべき点である。

これまで述べてきた事柄に基づくと、本格観測のあり方として、以下の諸点に留意するのが妥当と考えられる。

- a) 予備調査を行い、測定予定地域の中でノイズの少ない場所の選定を行う。
- b) 測定周波数は、20kHzから数 1,000 秒までとし、磁場計測にはインダクション型、フラックスゲート型を併用する。
- c) 電場測定用測線長は、可能な限り 200 mとする。
- d) 遠距離リモートリファレンス法を行い、人工ノイズを出来るだけ除去できるようにする。
- e) 前年度までの解析結果を参照し、探査地域の地域的集中化も考慮する。
- f) MT測定装置は、長時間測定に適した無人かつ長時間のバッテリー稼働が可能なシステムを用いる。

- g) 電極の設置には安定な計測ができるよう十分な深度を取る。
- h) 解析においては、2次元又は3次元モデル解析を進める。

## 謝 辞

本研究の遂行に当り御指導いただいた遠藤源助博士，弘前大学教授鍋谷祐夫氏，前所長高橋博氏，東京工業大学助教授本蔵義守氏に深く感謝申し上げます。高精度MT装置の借用を許可された新エネルギー・産業技術総合開発機構，磁気シールドルームの使用を許可下さった宇宙科学研究所，MT法探査に当り便宜をお計りいただいた柿岡地磁気観測所，鶴岡，新庄，古川，一の関，気仙沼，石巻各営業所に深く感謝致します。原稿を見て懇切なコメントを下された鶴川元雄博士に感謝します。データの整理，原稿作成に西野玉江さんがご協力下さいました。

## 参 考 文 献

- 1) Andrieux, P. and W. E. Wightman, *54th SEG meeting*, 1984.
- 2) Bahr, K., *J. Geophys.*, **62**, 119-127, 1988.
- 3) Brooker, J. R. and A. D. Chave, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14, 093-14, 098, 1983.
- 4) Gamble, T. D., W. M. Goubau, and J. Clarke, *Geophysics*, **44**, 959-968, 1979.
- 5) Honkura, Y. and S. Koyama, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **54**, 491-501, 1979.
- 6) Jones, A., G., *Geophysics*, **53**, 967-978, 1988.
- 7) 村上 祐，物理探査，第40巻，282-291，1987。
- 8) 鍋谷祐夫，内田清孝，物理探査学会第84回学術講演会論文集，219-220，1991。
- 9) Ogawa, Y., T. Yukutake, H. Utada, *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 45-79, 1987.
- 10) 小川康夫，佐藤恒夫，物理探査，第40巻，22-41，1987。
- 11) Parkinson, W. D., *An Introduction to Geomagnetism*, Elsevier, 1985.
- 12) 高杉真司，地熱，**24**，76-92，1987。
- 13) Utada, H., *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 447-473, 1986.
- 14) Waff, H., J. T. Rygh, D. W. Livelybooks, and W. W. Clingman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 313-323, 1988.
- 15) Yukutake, T., J. H. Filloux, J. Segawa, Y. Hamano, and H. Utada, *J. Geomag. Geoelectr.*, **35**, 575-587, 1983.
- 16) 行武毅，CA研究会論文集，1-7，1982。
- 17) Yoshii, T., *Tectonophys*, **55**, 349-360, 1979.

(平成4年1月13日 原稿受理)