

# 500kV 電力線中性点電流の測定による 地下比抵抗構造モニタの試み

原田 誠・井筒 潤・植竹富一・寺山武志・長尾年恭

Monitoring of the variation of underground electrical resistivity structure by  
measuring the neutral point current of 500 kV electric power lines

Makoto Harada, Jun Izutsu, Tomiichi Uetake, Takeshi Terayama,  
and Toshiyasu Nagao

東海大学海洋研究所研究報告  
第 30 号 (2009), 45 - 57 頁別刷  
Reprinted from Bull. Inst. Oceanic Res. & Develop.,  
Tokai Univ. (2009) 30, 45 - 57

## 500kV 電力線中性点電流の測定による 地下比抵抗構造モニタの試み

原田 誠<sup>1)</sup>・井筒 潤<sup>2)</sup>・植竹富一<sup>3)</sup>・寺山武志<sup>3)</sup>・長尾年恭<sup>1)</sup>

Monitoring of the variation of underground electrical resistivity structure by  
measuring the neutral point current of 500 kV electric power lines

Makoto Harada<sup>1)</sup>, Jun Izutsu<sup>2)</sup>, Tomiichi Uetake<sup>3)</sup>, Takeshi Terayama<sup>3)</sup>,  
and Toshiyasu Nagao<sup>1)</sup>

### Abstract

The observed neutral point current data at an electrical substation generally contain the induced current of external source geomagnetic variations. In this paper, we attempt to develop the observation method to monitor the changes of underground electrical resistivity structure from the neutral point current data. The most awkward problem is that the observed neutral current data at a substation is considered as the sum of the electric currents from the neighboring two substations. Therefore, we formulate a new analyzing processes to obtain the electromagnetic response functions which are calculated from the neutral point current and horizontal magnetic field. These response functions are expected to contain an information of the one-dimensional resistivity structure under three substations. Furthermore, we expand this approach to calculate of the apparent resistivity and phase components, which are frequently utilized in the conventional magnetotelluric (MT) method. We introduce a frequency-independent factor parameter. To obtain the factor parameter, temporary MT observation is required near the substations. The proposed method was applied to the neutral point current data acquired at substations in the western part of Kanto District in central Japan. The results indicate that this approach seem to promise to monitor the variations of underground resistivity structure associated with crustal activities.

- 
- 1) 東海大学海洋研究所 〒424-8610 静岡県静岡市清水区折戸3-20-1  
Institute of Oceanic Research and Development, Tokai University, 3-20-1 Orido, Shimizu-ku, Shizuoka, 424-8610 Japan
  - 2) 中部大学地球ウォッチ・市民安全センター 〒487-8501 愛知県春日井市松本町1200  
Earth Watch - Safety Net Research Center, Chubu University, 1200, Kasugai, Aichi, 487-8501 Japan
  - 3) 東京電力株式会社 技術開発研究所 〒230-8510 神奈川県横浜市鶴見区江ヶ崎町4-1  
Research and Development Center, Tokyo Electric Power Company, 4-1, Egasaki-cho, Tsurumi-ku, Yokohama, Kanagawa, 230-8510 Japan

(2009年1月20日受付 / 2009年2月1日受理)

## 結 言

長距離送電線の両端の変電所では超高压変圧器の中性点において電力系統の保護及び人身保安のために直接大地へ接地されている。この変電所の接地点を地電流観測手法における接地電極として変電所間の送電線を電極間をつなぐケーブルとして利用することで、地電流観測を行える可能性がある。両変電所間に電位差がある場合、地電流が地中だけでなく中性接地点を通して電力設備に流れる。このとき中性接地線にクランプ型電流計を設置し、中性点を流れる電流を測定することで地電流が観測される。

中性点電流の変動の主要因は地磁気変動であるため、以前より、地磁気高緯度地方ではGIC (Geomagnetic Induced Current) 観測を目的として測定されてきた (Albertson et al., 1974; Pirjola, 1985; Lundby et al., 1985)。地磁気高緯度地方では、大規模な磁気嵐によって地中に誘導された電流により電気設備が破壊されることがたびたび発生しており、変電所の保護を目的とした観測が行われている (Allen et al., 1989)。日本国内では、中性点電流観測を地震と関連する地電流異常 (e.g., Varotsos and Alexopoulos, 1984a, 1984b; Uyeda et al., 1999; Nagao et al., 2000) を検出する手段として利用されている (樋口, 2000; 村山ほか, 2000; 武内ほか, 2003; Izutsu et al., 2006; 井筒ほか, 2008)。

中性点電流の変化の主要因は地磁気変動 (地磁気嵐や地磁気脈動) であることから、それらの中に成り立つ応答関数を求めることにより、地下の比抵抗構造を推定することが可能になることが期待される。地磁気変動を信号源として大地の比抵抗構造を推定する方法として Magnetotelluric (MT) 法があるが、この方法では、地上において磁場および地電流 (実際には2地点間の電位差) を測定して、それらの中に成り立つ応答関数を推定する。

中性点電流データに MT 法の解析方法を適用するためには注意を要する。中性点電流は、ある変電所とその前後2変電所間に流れる地電流の和であると考えられており、変電所の配置によって複雑な誘導電流系を考慮する必要があるため、それぞれどの割合で含まれるのか明らかにするのは困難である。また、測定されているのは「電流値」であり、MT 法における「電位差」ではない。そこで、本論文では、中性点電流の変

化の要因として素性の分かっている地磁気嵐の期間を利用して、各変電所を流れる地磁気誘導電流成分と中性点電流の関係を明らかにすることから始める。さらに、中性点電流と地磁気変動の間に成り立つ応答関数を求め、MT 法による観測から求められた応答関数と比較することにより、中性点電流を利用した地下構造探査法への応用について検討する。

## 観測方法及び観測データ例

東海大学では、2005年より東京電力(株)が関東地方西部で測定している中性点電流データを利用したデータ解析および解析手法の開発を行っている。Fig. 1に観測点配置を示す。図中には東京電力の4つの変電所があるが、観測装置は東山梨変電所 (HYM)、新富士変電所 (SFJ)、新秦野変電所 (SHD) 内に設置されている。

観測では500 kV 変圧器中性接地線に流れる電流 (準直流成分) を計測している。複数台ある変圧器のうち1台を選び、既設の中性接地線にクランプ式電流計 (日置クランプオンハイテスタ3109-01) を取り付け、電流値を2Hz サンプリングで収録している。データロガーは白山工業製 LS-7000 を使用し、メモリーカードにデータを記録している。このシステムではGPSにより1時間毎に収録装置の時刻を校正している。

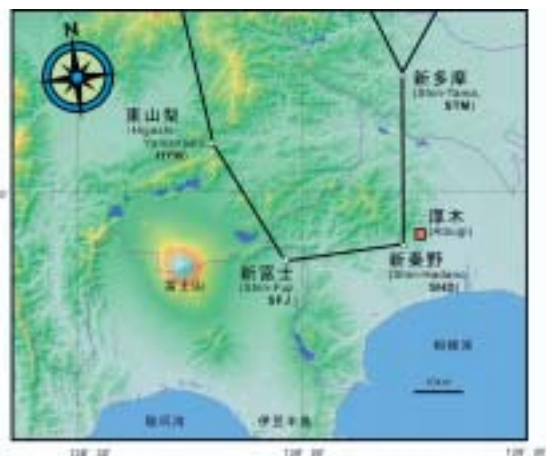


Fig. 1 Configuration of 500kV electric power lines and substations of Tokyo Electric Power Company. The measurement systems of neutral current have been installed at Higashi-Yamanashi (HYM), Shin-Fuji (SFJ), and Shin-Hadano (SHD) stations. Atsugi station is the observation point of MT measurement.

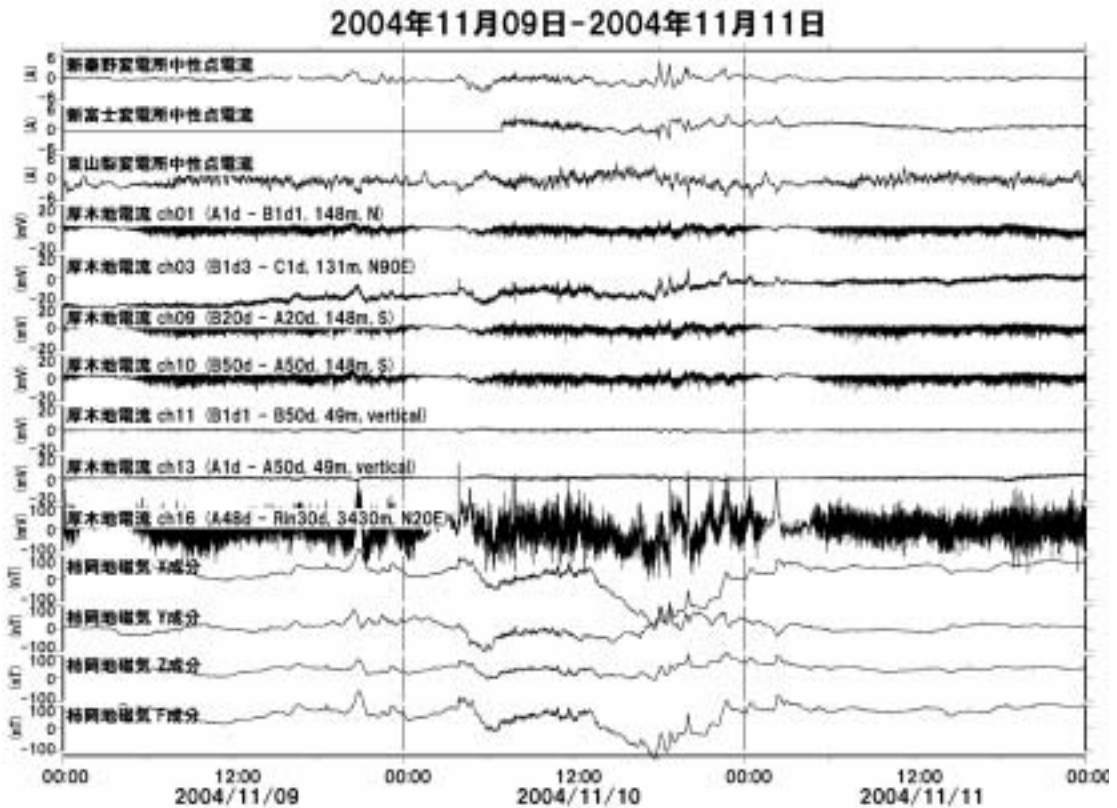


Fig. 2 The neutral point current data during the period of 09-11 November, 2004. A severe magnetic storm occurred in this period. The electric field data at Atsugi and the magnetic field data at Kakioka Magnetic Observatory( JMA )are also illustrated.

Fig. 2 に本観測で取得した中性点電流データを示す．期間は2004年11月9日から11月11日までであり，この期間中に地磁気嵐が発生している．比較のため，気象庁柿岡地磁気観測所(茨城県石岡市)の地磁気データ1秒平均値と(株)フジタ技術センター敷地内(神奈川県厚木市)で取得している地電位差データ10秒平均値を同時にプロットしてある．なお，時刻は日本標準時を基準としている．基本的に，中性点電流データは地磁気変動による誘導電流を観測しており，地磁気と同様に日変化や地磁気嵐急始による中性点電流の急変が記録されている．また，全ての観測点において日中は人工ノイズの影響を受けており，夜間はノイズレベルが低い．とりわけ東山梨変電所はJR中央本線から近いので，電車からの漏洩電流の影響を大きく受けていると考えられる．

### データ解析

#### 1. MT法の基礎概念

MT法では，地表で観測する磁場水平成分  $\mathbf{H}(\omega) = (H_x(\omega), H_y(\omega))$  と電場水平成分  $\mathbf{E}(\omega) = (E_x(\omega), E_y(\omega))$  の間に，次の線形関係が成り立つことを利用する(e.g. Cagniard, 1953; Rikitake, 1966)．

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}, \quad (1)$$

$$\mathbf{E}(\omega) = \mathbf{Z}(\omega) \cdot \mathbf{H}(\omega)$$

ここで， $x, y$  はそれぞれ地磁気座標系での南北，東西成分である． $\omega$  は角周波数(rad/sec)である． $\mathbf{Z}(\omega)$  は電磁場応答関数あるいはMTインピーダンスと呼ばれ，2行2列の複素テンソルで表される．

地下構造が不均質である場合，地表での電磁場データから比抵抗を直接的に求めることはできない．した

がって、一般に次式で表される見かけ比抵抗  $\rho_a$  (単位は  $\Omega \cdot m$ , 電気伝導度 S/m の逆数) とインピーダンスの位相差  $\phi$  (deg) に変換される。

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{\mathbf{E}(\omega)}{\mathbf{H}(\omega)} \right|^2 \quad (2)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(\mathbf{Z}(\omega))}{\text{Re}(\mathbf{Z}(\omega))} \right) \quad (3)$$

地磁気変動により誘導された誘導電流は地下深部に浸透してゆくが、このとき大地は導体であるため電磁波のエネルギーは熱に変換されて深さとともに減衰する。電磁波の振幅が  $1/e$  ( $e$  は自然対数の底  $\sim 2.71828$ ) になる深度を「表皮深度  $\delta$  (単位 km) といひ、下式で表される。

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \omega \sigma}} \quad (4)$$

ここで、 $\mu_0$  は真空中の透磁率 ( $4\pi \times 10^{-7}$  H/m),  $\sigma$  は電気伝導度 (単位は S/m, 比抵抗  $\Omega \cdot m$  の逆数) である。上式のように、電磁波の浸透は電磁波の周波数と媒質の電気伝導度の 2 つのパラメータに依存する。地上で観測される電磁場は、表皮深度までの平均的な地下構造の情報を含むと考えられる。MT 法では、一般に応答関数の周波数依存性や観測点分布を満たすような地下構造を順解析や逆解析等のモデリング手法によって推定する。

## 2. 地磁気データの座標回転

Fig. 3 に示すように、ある変電所 (ST0) で測定される中性点電流は、その前後の 2 変電所 (ST1, ST2) との間に流れる電流の和であると考えられる。式で表すと次のようになる。

$$I_{ST0}(\omega) = I_{ST1\_ST0}(\omega) + I_{ST0\_ST2}(\omega) \quad (5)$$

ここで、 $I_{ST0}(\omega)$  は ST0 における中性点電流 (単位は A),  $I_{ST1\_ST0}(\omega)$  および  $I_{ST0\_ST2}(\omega)$  は ST1-ST0 間, ST0-ST2 間に流れる電流とする。いずれも周波数に依存する。ここで、既知量は  $I_{ST0}(\omega)$  のみであり、 $I_{ST1\_ST0}(\omega)$  および  $I_{ST0\_ST2}(\omega)$  は観測値から直接求めることはできない。

3 つの変電所間を流れる複雑な電流系を考える前に、それぞれの 2 変電所間を流れる地磁気誘導電流 (こ

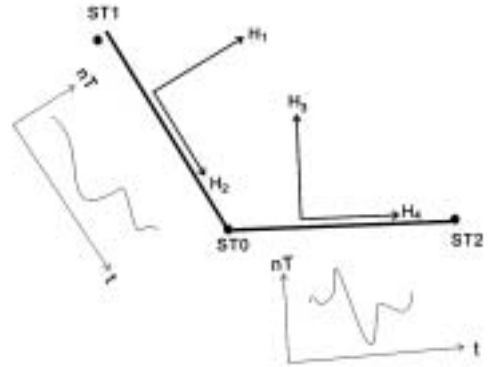


Fig. 3 Schematic of the rotation of magnetic field components to the direction of two sets of substations.  $H_1$  and  $H_3$ , and  $H_2$  and  $H_4$  are perpendicular and parallel to each baseline, respectively.

こでは電場) と地磁気変動との関連を説明する。式 (1) は一般式であるが、大地が 2 次元構造である場合、磁場の振動方向を構造境界の走向に回転することによって、下式のようにテンソルの非対角要素はゼロになる。

$$\begin{pmatrix} E_1(\omega) \\ E_2(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{12}(\omega) \\ Z_{21}(\omega) & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_1(\omega) \\ H_2(\omega) \end{pmatrix}. \quad (6)$$

ここで、 $H_1$  と  $H_2$ ,  $E_1$  と  $E_2$  は互いに直交するものとする。インピーダンスの要素はそれぞれ

$$Z_{12}(\omega) = \frac{E_1(\omega)}{H_2(\omega)}, \quad (7)$$

$$Z_{21}(\omega) = \frac{E_2(\omega)}{H_1(\omega)}, \quad (8)$$

と表される通り、磁場変動とそれにより誘導される電流 (電場) は互いに直交する。大地が 1 次元構造である場合、式 (6) においてインピーダンスの要素は、 $Z_{12}(\omega) = -Z_{21}(\omega)$  の関係になる。

したがって、2 組の変電所間 (ST1-ST0, ST0-ST2) に誘導される電流と地磁気変動の関連を調べるためには、Fig. 4 に示す通り、磁場変動の座標を各 2 変電所間の方位に回転させる必要がある。通常地磁気座標系 ( $H_x, H_y$ ) に対し、2 つの変電所 (ST1 および ST2) 間の方位に回転させた座標系を ( $H_1, H_2$ ) とする。回転角  $\theta$  は、基線に直交する座標軸までの時計回りの回転

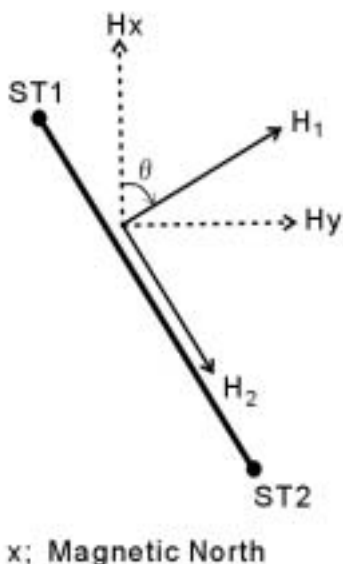


Fig. 4 Generalized schema of the rotation of magnetic components.  $x$  and  $y$  indicate the geomagnetic north and east directions.  $H_1$  and  $H_2$  are the magnetic field components which are vertical and parallel to the baseline ST1-ST2, respectively.

角とする。このとき、ST1とST2の位置は通常、地理座標系で表されるが、変電所間の方位を地磁気座標系と対応づけるためには、地磁気偏角(新富士付近では約 $-7^\circ$ )を考慮しなければならない。

地磁気水平2成分( $H_x, H_y$ ) (ここでは、 $x$ は南北成分で北向きを正、 $y$ は東西成分で東向きを正とする)の座標回転は、下式で表される。

$$H_1(\omega) = H_x(\omega)\cos\theta + H_y(\omega)\sin\theta \quad (9)$$

$$H_2(\omega) = H_y(\omega)\cos\theta - H_x(\omega)\sin\theta \quad (10)$$

ここで、 $\theta$ は座標回転(deg)、 $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ はそれぞれ変電所間の方位に直交する磁場変動成分、平行な磁場変動成分である。

本解析では、柿岡地磁気観測所の地磁気データ1秒値を利用する。一例として、Fig. 5に座標を回転する前の磁場3成分( $H_x, H_y, H_z$ )の生データを示す。期間は、2004年11月10日20:00~11月11日02:00(日本時間)である。この期間中に地磁気嵐が発生している。

Fig. 6は、柿岡の地磁気データを新富士-東山梨、新富士-新秦野間の方位に座標回転したものである。 $H_1$ と $H_2$ はそれぞれ、新富士-東山梨の方位に直交および平行に振動する磁場変動、 $H_3$ と $H_4$ はそれぞれ、新富士-新秦野の方位に直交および平行に振動する磁

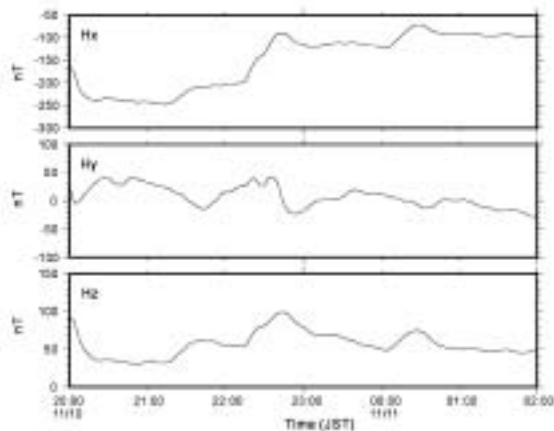


Fig. 5 Three-components of magnetic field data at Kakioka during the period of 20:00 Nov.10 ~ 02:00 Nov.11, 2007( LT ).

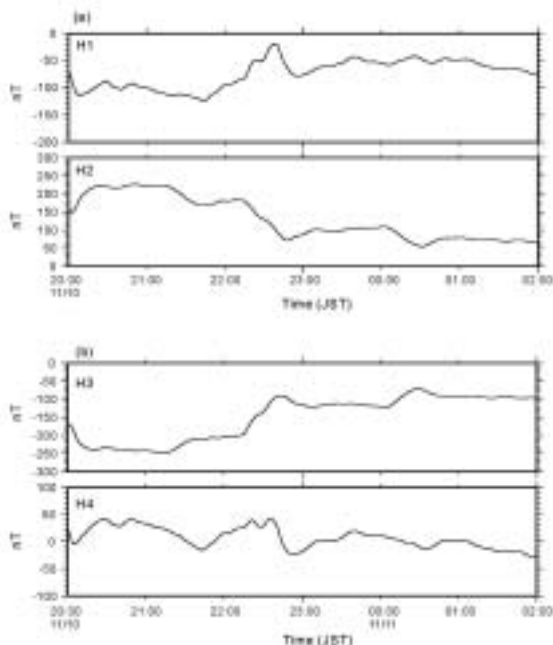


Fig. 6 Time series of rotated magnetic field at Kakioka. Initial data sets are shown in Fig. 5.  $H_1$  and  $H_2$  are the vertical and parallel components to the direction of SFJ and HYN substations, respectively.  $H_3$  and  $H_4$  are vertical and parallel to the direction of SFJ and SHD substations. Rotation angles for the two data sets are 65 and -3 degrees clockwise from the magnetic north.

場変動(単位はいずれも nT)である。

Table 1 に変電所間の方位および距離をまとめる。

Table 1 Azimuth and length between the substations.

変電所の組み合わせ	方位 (deg)	距離 (km)
東山梨-新富士	149	28.3
新富士-新秦野	83	24.1
新秦野-新多摩	0	34.9

### 3. 中性点電流と地磁気変動間の応答関数の推定

#### (1) 基礎理論

式(7)および式(8)は大地が2次元構造であると仮定した場合のインピーダンスであるが、ここでは大地が1次元であると仮定し、2変電所間の方位に対して直交する磁場変動により誘導される電流との間に成り立つ応答関数を扱う。

変電所(ST0)における中性点電流は、式(5)のように前後2つの変電所間の誘導電流が重畳しているので、それぞれの磁場変動に対応する応答関数の関係は下式で表される。

$$I_{ST0}(\omega) = TF_1(\omega) \cdot H_1(\omega) + TF_2(\omega) \cdot H_3(\omega) + \delta(\omega). \quad (11)$$

ここで $I_{ST0}(\omega)$ は変電所(ST0)における中性点電流、 $H_1$ と $H_3$ はそれぞれ、変電所ST1-ST0、ST0-ST2(Fig. 3参照)に直交する磁場変動である。 $TF_1$ 、 $TF_2$ はそれぞれ $H_1$ と $H_3$ に関連する応答関数であり、いずれも周波数に依存する複素数である。 $\delta(\omega)$ は地磁気変動と無関係な信号であり、機器ノイズや電車ノイズ等が含まれる。

式(11)において無関係信号がその他の項に比べて十分に小さい場合、式(5)から右辺の第一項、第二項はそれぞれ

$$TF_1(\omega) \cdot H_1(\omega) = I_{ST1\_ST0}(\omega), \quad (12)$$

$$TF_2(\omega) \cdot H_3(\omega) = I_{ST0\_ST2}(\omega), \quad (13)$$

とみなせる。

式(11)で表される2入力-1出力線形系の複素応答関数の計算法は下式の通りである。はじめに一般化した式として、式(11)を下式のように書き換える。ここでは、無関係信号成分を無視する。

$$Y(\omega) = TF_1(\omega) \cdot X_1(\omega) + TF_2(\omega) \cdot X_2(\omega). \quad (14)$$

入力成分 $X_1(\omega)$ 、 $X_2(\omega)$ および出力成分 $Y(\omega)$ について、各成分間のオートパワースペクトル、クロスパワースペクトルをそれぞれ次のように定義する。

$$P_{X1,X1}(\omega) = X_1^*(\omega) \cdot X_1(\omega) \quad (15)$$

$$P_{X2,X2}(\omega) = X_2^*(\omega) \cdot X_2(\omega) \quad (16)$$

$$P_{X1,X2}(\omega) = X_1^*(\omega) \cdot X_2(\omega) \quad (17)$$

$$P_{X2,X1}(\omega) = X_2^*(\omega) \cdot X_1(\omega) \quad (18)$$

$$P_{X1,Y}(\omega) = X_1^*(\omega) \cdot Y(\omega) \quad (19)$$

$$P_{X2,Y}(\omega) = X_2^*(\omega) \cdot Y(\omega) \quad (20)$$

ここで、\*は複素共役を意味する。 $TF_1$ 、 $TF_2$ を求めるにあたり、式(14)の各成分に $X_1(\omega)$ および $X_2(\omega)$ の複素共役をかけた2つの方程式を作る。

$$P_{X1,Y}(\omega) = TF_1(\omega) \cdot P_{X1,X1}(\omega) + TF_2(\omega) \cdot P_{X1,X2}(\omega) \quad (21)$$

$$P_{X2,Y}(\omega) = TF_1(\omega) \cdot P_{X2,X1}(\omega) + TF_2(\omega) \cdot P_{X2,X2}(\omega) \quad (22)$$

入力成分 $X_1(\omega)$ 、 $X_2(\omega)$ は互いに独立である場合、連立方程式を解いて $TF_1$ 、 $TF_2$ を求めると下式ようになる。

$$TF_1(\omega) = \frac{P_{X1,Y}(\omega) \cdot P_{X2,X2}(\omega) - P_{X1,X2}(\omega) \cdot P_{X2,Y}(\omega)}{P_{X1,X1}(\omega) \cdot P_{X2,X2}(\omega) - |P_{X1,X2}(\omega)|^2}, \quad (23)$$

$$TF_2(\omega) = \frac{P_{X2,Y}(\omega) \cdot P_{X1,X1}(\omega) - P_{X2,X1}(\omega) \cdot P_{X1,Y}(\omega)}{P_{X1,X1}(\omega) \cdot P_{X2,X2}(\omega) - |P_{X1,X2}(\omega)|^2}. \quad (24)$$

ここで、式(23)、式(24)の分母は、

$$P_{X1,X1}(\omega) \cdot P_{X2,X2}(\omega) - |P_{X1,X2}(\omega)|^2 = P_{X1,X1}(\omega) \{1 - \gamma^2_{X1,X2}(\omega)\} \quad (25)$$

であることから、 $X_1(\omega)$ 、 $X_2(\omega)$ が完全に相関がある場合(すなわち $\gamma^2_{X1,X2}(\omega) = 1$ )、応答関数は求まらない。

い。また、相関のある信号が含まれると分母は小さくなり、誤差が大きくなる。ここで、 $\gamma^{2, X_1, X_2}(\omega)$ は  $X_1(\omega)$ ,  $X_2(\omega)$ 成分間の関連度関数を意味する。

**(2) 応答関数の計算アルゴリズム**

式(13)および式(14)で表される2入力-1出力線形系の応答関数は、MT法における電磁場応答関数と同様の計算処理法で求められる。本解析では、MT法において適用例の多いRRRMTアルゴリズム(Chave et al., 1987, 1989)を利用して応答関数の計算を行う。RRRMTは、“Robust Remote Reference Magnetotelluric”の略であり、2入力-1出力線形系の応答関数の解を求めるソフトウェアである。

時系列データからパワースペクトルや応答関数を推定する際には、測定値には偏りがない、誤差はガウス分布に従う、推定されたモデルにも近似の誤差がない、という仮定を満たすものとみなしている。しかし、これらの前提条件は、データ解析の最終的な段階でのみ近似的に満たすことができる理想的な条件である。実際に観測される電磁場データ(中性点電流や地磁気変動)には、自然界の電磁場変動や人工ノイズが混在することによりスペクトルは時系列で一定とならない。スペクトルが時間変化する場合や、ノイズが混入した状態で推定される応答関数は、大きな誤差範囲を示すことになる。そこで、通常は時系列データを適当な長さで部分分割し、それぞれのデータ区間でフーリエ変換を行い、応答関数の計算まで行う。そして、各データ区間で計算されるスペクトルや応答関数を区間数分寄せ集めて平均化などの統計的処理を行い、尤もらしいスペクトルや応答関数を推定する。

RRRMTアルゴリズムは基本的に上記の手法を採用しているが、応答関数の推定時にロバスト推定法(小柳, 1979)と呼ばれる統計手法を適用することで、推定値の「外れ値」の影響を、重みを変えることで小さくしている。これにより、ノイズの混入に対して頑健な(robust)応答関数の推定を可能にしている。

RRRMTでは、さらに応答関数の推定にリモートレファレンス法(Gamble et al., 1979)を採用している。式(1)で表されるMT法の関係式のように、通常のMT法では観測エリア内で測定される地磁気および地電流データから電磁場応答関数を推定する。この場合、磁場と電場(地電流)データに磁場・電場で相関のある人工ノイズが混入すると、応答関数の推定に大きな誤差を生じる。理想的には、磁場変動にはノイ

ズが含まれないことが望ましい。現実には磁場データにもノイズが混入するので、ノイズの影響を小さくするために、MT観測点から100 km以上離れた地点の地磁気データを参照データとして利用する。応答関数の計算において、具体的には式(15)~式(20)において、入力成分( $X_1(\omega)$ ,  $X_2(\omega)$ )の複素共役( $X_1^*(\omega)$ ,  $X_2^*(\omega)$ )に参照磁場観測点の磁場データを利用する。これにより、特にオートパワースペクトル中に含まれるノイズの寄与分を小さくすることが可能になり、結果的に応答関数の誤差範囲を抑えることができる。参照磁場データとして、日本では柿岡や国土地理院水沢測地観測所の地磁気データが利用されることが多い。

本解析では、応答関数の推定に中性点電流と柿岡の磁場データを利用するため、厳密にはリモートレファレンス法を適用するとはいえない。しかし、柿岡の磁場データは人工ノイズが極めて小さく、変電所から十分に離れているため、相関のあるノイズの影響はないものと考えてよい。

**(3) 新秦野における中性点電流と磁場間の応答関数の推定**

Fig. 7に、新秦野における中性点電流と新秦野-新富士間、新秦野-新多摩(STM)間の磁場変動との応答関数を示す。応答関数の推定にあたり、2004年11

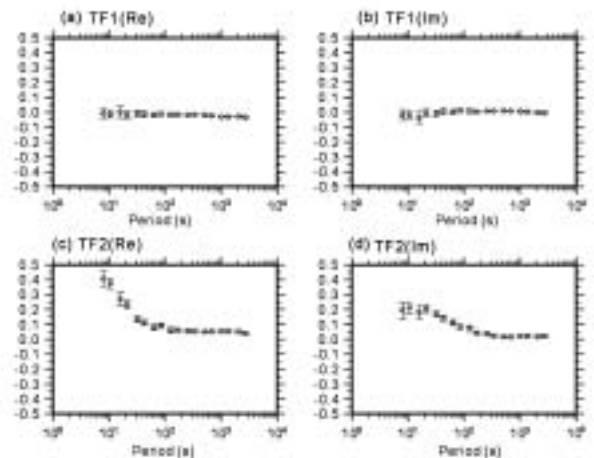


Fig. 7 Estimated transfer functions between the neutral current data at SHD substation and rotated magnetic components at Kakioka.  $TF_1$  and  $TF_2$  indicate the response functions obtained between SHD and SFJ, and between SHD and STM substations, respectively. The upper and lower boundaries mean the 95 % confidence limit.



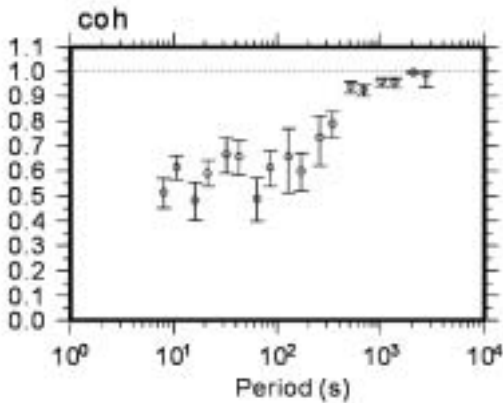


Fig. 8 Multiple correlation functions (coherency) for the transfer functions in Fig. 7. The upper and lower boundaries mean the 95 % confidence limit.

月10日～11日に発生した地磁気嵐を利用した。さらに Fig. 8 に、応答関数  $TF_1$  および  $TF_2$  を推定する際の多重関連度関数(コヒーレンシー)を示す。全周期でコヒーレンシーが 0.5 以上であることから、この応答関数は地磁気変動に由来する中性点電流変化との間に成り立つと考えられる。さらに周期 500 秒以上ではコヒーレンシーが 0.9 以上であり、人工ノイズの影響が小さいと言える。

Fig. 7 (a) および (b) は、新秦野 - 新富士変電所間の磁場変動(直交成分)に対する応答関数の実部・虚部、(c) および (d) は、新秦野 - 新多摩変電所間の磁場変動(直交成分)に対する応答関数の実部・虚部を表す。エラーバーはいずれも 95% 信頼区間の上下限である。特徴的なのは、 $TF_1$  は実部・虚部ともに近似的にゼロであるのに対し、 $TF_2$  は全周期帯で 0 ではなく、短周期ほど絶対値が大きくなることである。応答関数が 0 にならないのは、応答関数の出力成分(ここでは  $I_{shd}$ )との関連があることを意味しており、0 になるのは逆に出力成分との関連がないことを意味する。したがって、新秦野における中性点電流は新秦野 - 新富士間の地磁気誘導成分を反映していないか、あるいは非常に小さい可能性がある。また、 $TF_2$  の実部が短周期ほど絶対値が大きくなるのは、高周波の地磁気変動ほど大きな誘導電流を生じることの意味しており、電磁誘導の法則に従うことを意味する。

一方で、新秦野における中性点電流と柿岡の磁

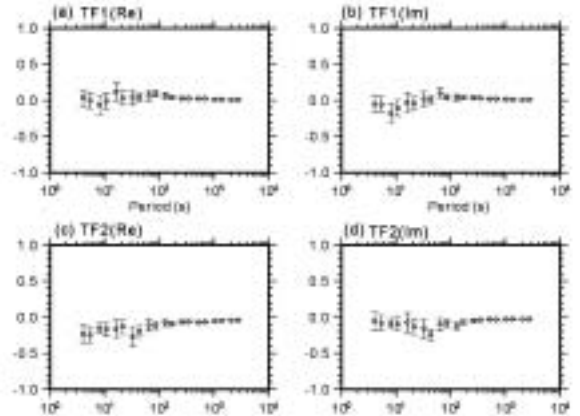


Fig. 9 Estimated transfer functions between the neutral current data at SHD substation and horizontal magnetic field ( $H_x$  and  $H_y$ ) at Kakioka.

場( $H_x, H_y$ )の間(すなわち、磁場の座標回転をしていない)に成り立つ応答関数を Fig. 9 に示す。応答関数の推定に使用したデータ期間は、前述の期間と同様である。この方法による応答関数は、2組の2変電所間を流れる地磁気誘導成分を分離しないため、Fig. 7 とは異なる結果となる。 $TF_1, TF_2$  ともに全周期帯にわたって平坦な分布を示している。この傾向は Fig. 7 の  $TF_1$  とよく似ている。一方で、周期 100 秒以上では誤差範囲は Fig. 7 と同等のレベルであるが、周期 100 秒以下では若干大きく、しかもばらつき傾向がある。これは、人工ノイズの混入によるばらつきが主要因であることが予想される。それ以外にも、地磁気変動の振動極性の変化に伴って 2 変電所間の地磁気誘導成分への応答が変化する可能性も考えられる。周期 100 秒以下でばらつきが大きいのは、この周期帯で卓越する地磁気脈動(Pc3, Pc4)の極性の変化が大きく、誘導電流の極性にばらつき生じる可能性が挙げられる。

#### (4)新富士における中性点電流と磁場間の応答関数の推定

Fig. 10 に、新富士における中性点電流と新富士 - 東山梨および新富士 - 新秦野変電所間の方位に座標回転させた磁場との応答関数を示す。応答関数の推定にあたり、2002年4月20日および2004年11月10日～11日に発生した地磁気嵐を利用した。

$TF_1$  の実部・虚部は負、 $TF_2$  の実部・虚部は正の値をとるため、地磁気変動に対する誘導電流の方向は、新富士の両変電所間で異なり、新富士 - 東山梨変電所

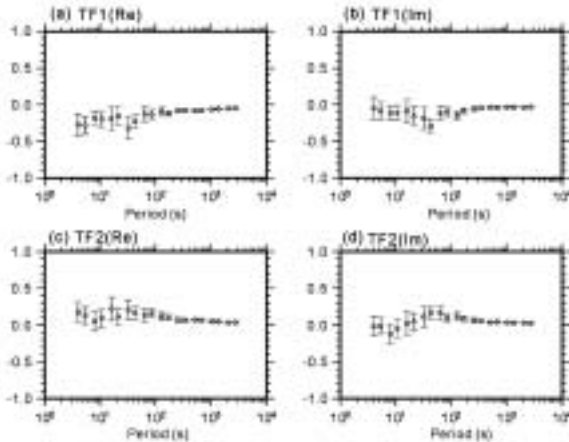


Fig. 10 Estimated transfer functions between the neutral current data at SFJ and rotated magnetic components at Kakioka.  $TF_1$  and  $TF_2$  indicate the response functions obtained between SFJ and HYM, and between SFJ and SHD substations, respectively.

東山梨方向，新富士 - 新秦野間は新秦野方向に流れる地磁気誘導成分を記録しているといえる．基本的に短周期ほど  $TF_1$ ,  $TF_2$  ともに実部の絶対値は大きいといえる．しかし， $TF_2$  の虚部を見ると，周期40秒以上では正の分布を示しているが，周期40秒以下では周期の減少にともなって応答関数が小さくなり，周期20秒以下では負の分布を示す．一般に，虚部が周期帯によってゼロを交差する場合，位相が互いに反転することを意味するので，周期20秒以下では地磁気誘導成分は逆の極性を持つということになる．しかし，これまでの研究から，新富士の中性点電流は電車の走行によるノイズが混入していることが分かっており(井筒ほか，2008)，周期数十秒以下では真に地磁気変動に相関のある誘導電流との応答関数が求まっているとは言い難い．したがって，新富士の中性点電流は，その両側の変電所間を流れる地電流を記録しているといえるが，応答関数が精度良く求まるのは周期40秒以上である．

4. 見かけ比抵抗・位相への変換

通常の MT 法では，求められる電磁場応答関数( MT インピーダンス) から，比抵抗の次元を持つ見かけ比抵抗・位相(それぞれ，式(2)，式(3))に変換して地下構造に関する解釈がなされる．本研究で測定する中性点電流は変電所間の「電流値」であり，両者を直接的に

対応づけるのは不可能である．しかし，前章で得られたように，中性点電流データから求められた応答関数は周波数に依存しており，地下構造に関する情報を含むと考えてよい．そこで本節では，前章で得られた応答関数と MT 法に基づく見かけ比抵抗・位相との関連を調べるために，“疑似”見かけ比抵抗・位相を求めてみる．“疑似”見かけ比抵抗 ( $R_s$ ) および位相 ( $\phi_s$ ) は，下式のように与えられる．

$$R_s(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{I_{ST0}(\omega)}{\mathbf{H}(\omega)} \right|^2 \cdot factor \quad (26)$$

$$\phi_s(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{I_{ST0}(\omega)}{\mathbf{H}(\omega)} \right) \quad (27)$$

ここで， $I_{ST0}$  は変電所 ST0 における中性点電流 (A)， $\mathbf{H}$  は 2 変電所間の方位にそれぞれ直交する磁場変動 (nT) である． $\mu_0$  は真空中の透磁率 ( $4\pi \times 10^{-7}$  H/m)， $factor$  は従来の MT 法の見かけ比抵抗曲線に近づけるために応答関数にかけられる倍率(周波数に依存しない実数)である． $factor$  は無次元であるが，中には 2 変電所間の抵抗値や変電所間の距離等の情報が含まれると考えられる．“疑似”見かけ比抵抗 ( $R_s$ ) についても同様に無次元である．位相は磁場変動と誘導電流間の位相差にあたるので，そのまま位相として解釈してよい．

(1) 新秦野および新富士における中性点電流への適用

Fig. 11 は，新秦野の中性点電流と，新秦野 - 新富士，新秦野 - 新多摩間の磁場との間で推定された応答関数

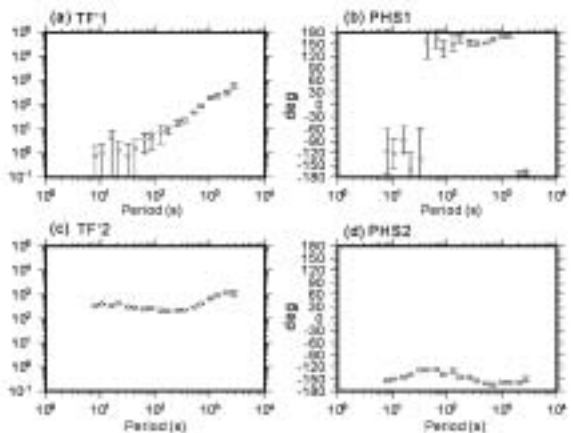


Fig. 11 Estimated “pseudo-” apparent resistivity ( $TF$ ) and phase ( $PHS$ ) that are calculated from the transfer functions at SHD (Fig. 9). The factor parameter is set as 100.

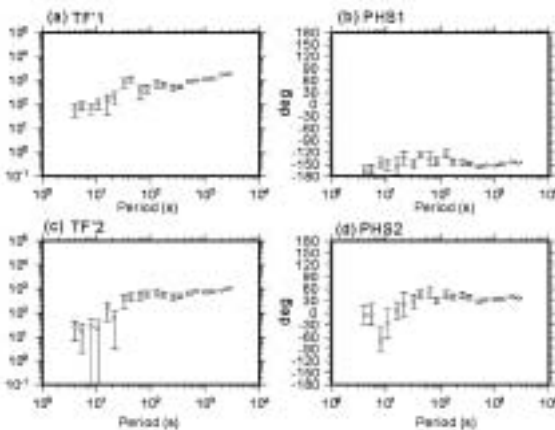


Fig. 12 Estimated “pseudo-” apparent resistivity ( $TF$ ) and phase ( $PHS$ ) that are calculated at SFJ substation (Fig. 10).

(Fig. 7)から疑似見かけ比抵抗・位相に変換したものである。ここで、式(26)のfactorとして、100を与えている(理由は後述)。なお、エラーバーは95%の信頼区間の上下限を表す。 $TF_1$ 、 $PHS_1$ については、前章で述べたように、地磁気誘導成分との関連がない可能性が高いので地下構造を反映しているとは言い難い。 $TF_2$ と $PHS$ について、応答関数の高い推定精度を反映して疑似見かけ比抵抗・位相ともに精度良く求まっている。

Fig. 12は、新富士の中性点電流と新富士・東山梨、新富士・新多摩間の磁場との間で推定された応答関数(Fig. 9)から求められた疑似見かけ比抵抗・位相である。factorとして、100を与えている。前章で述べたように、周期数十秒以下では人工ノイズの影響を受けており、地下の構造を正しく反映していないと思われる。周期数十秒以上において、疑似見かけ比抵抗・位相ともに、 $TF_1$ および $PHS_1$ は新富士・東山梨間、 $TF_2$ および $PHS_2$ は新富士・新秦野間の平均的な地下構造の影響を反映していると思われる。

## (2) 厚木観測点におけるMT解析との比較

新秦野と新富士における疑似見かけ比抵抗・位相を求めたが、そのままでは地下構造との対応はわからない。ここでは、新秦野の近くにある厚木観測点(新秦野観測点から東北東方向に約9km)における地電流データを利用してMT解析を行い、見かけ比抵抗・位相を推定する。

本解析では、地電流データの南北・東西成分(10秒サンプリング)と柿岡の磁場データを利用し、

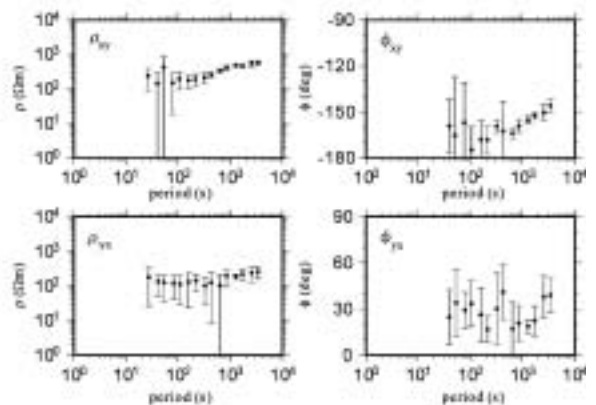


Fig. 13 Non-diagonal elements of the apparent resistivity ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) and phase ( $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$ ), that are obtained by the magnetotelluric observation at Atsugi.

RRRMT アルゴリズム (Chave et al., 1987, 1989) を使用して MT インピーダンスを推定した。Fig. 13 に見かけ比抵抗 ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) および位相 ( $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$ ) を示す。エラーバーは95%信頼区間の上下限である。ここで、およびは、地磁気東西成分と電場南北成分との関連、 $\rho_{xy}$  および  $\rho_{yx}$  は地磁気南北成分と電場東西成分との関連がある。 $\rho_{xy}$ 、 $\rho_{yx}$  とともに100Ωmから1,000Ωmの間に分布しており、周期500秒以下ではよく似ているものの、周期500秒以上では、 $\rho_{xy}$  は  $\rho_{yx}$  の約2倍の見かけ比抵抗値を示す。これは、周期500秒以下に相当する表皮深度もしくは空間スケールにおいて地下構造の不均質性が小さく、周期500秒以上では大きな不均質性の影響を受けているためである。

新秦野の中性点電流と磁場から推定される疑似見かけ比抵抗・位相(Fig. 11)と比較するにあたり、ここでは新秦野・新多摩間の方位がほぼ南北であることを考慮して、厚木のみに注目する。疑似見かけ比抵抗を計算するための式(26)におけるfactorは、厚木観測点の桁単位で合わせるために100とした。新秦野の $TF_2$ と厚木の周波数分布はきわめてよく似ている。また、新秦野の位相差 $PHS_2$ と厚木のについては、の誤差範囲が大きいので厳密な議論はできないが、傾向は同じと言ってよい。したがって、新秦野の中性点電流については、従来のMT法による見かけ比抵抗・位相と関連づけられると言ってもよいだろう。

MT観測により見かけ比抵抗・位相が明らかになっている場合は、適切なfactorをかけることで両者を対応づけられる。さらに、地下構造モデルの解釈へ応用

範囲が広がるだろう。しかし、MT 観測結果がない場合は、*factor*を決定するためにも変電所の近傍で短期間の MT 観測を実施する必要がある。

5. 応答関数の時間変化

本節では、開発手法を新秦野における 2003 年と 2004 年の地磁気嵐の期間のデータに適用し、約 1 年を隔てた応答関数の変化を調べる。応答関数の推定に

使用したのは、2003 年は 5 月 29 日および 8 月 18 日、2004 年は 11 月 10 ~ 11 日の期間である。

Fig. 14 に新秦野の中性点電流と新秦野 - 新富士、新秦野 - 新多摩間の磁場変動(直交成分)から求められた応答関数を示す。また、Fig. 15 に疑似見かけ比抵抗・位相に変換した結果を示す。は 2003 年、は 2004 年の推定結果である。式(26)の *factor*として 100 をかけている。応答関数 TF2 の実部・虚部および疑似見かけ比抵抗 ( $TF_2$ )を見ると、周期 150 秒以上および周期 20 秒以下ではこの 1 年間で変化は見られないが、中間の周期帯(20 秒 ~ 150 秒)では 2003 年に比べて 2004 年は応答関数(実部)と疑似見かけ比抵抗が若干大きくなっている。応答関数の変化の要因には中性点電流測定システムの変化が挙げられるが、上記の周期帯における表皮深度(比抵抗を 200 m とすると、およそ 30 ~ 70km)に相当する地下構造に変化があった可能性がある。

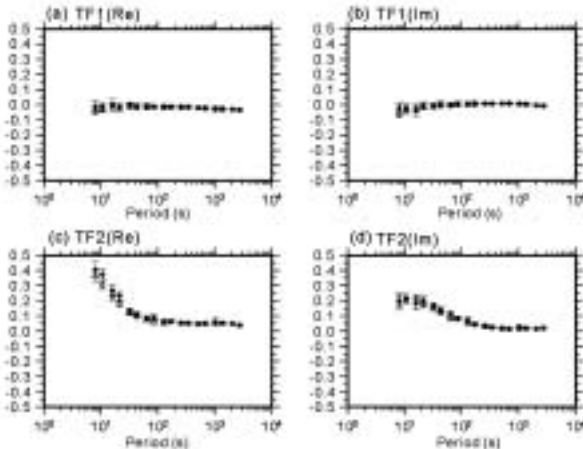


Fig. 14 Comparative plot of the transfer functions at SHD substation. Two periods are illustrated as open circles( May and August, 2003 )and solid circles( November, 2004 ).

ま と め

高圧送電線の中性点電流には地磁気変動による誘導電流が流れている。したがって、同じく地磁気変動を信号源として利用する MT 法のように、地磁気と中性点電流を同時に測定することによって、地下比抵抗構造の推定やその時間変化をモニタすることが可能になることが期待される。しかし、中性点電流は、ある変電所と前後の 2 変電所間を流れる地電流の和であるので、その割合は一意には求まらない。そこで、本研究では信号源として素性の明らかな地磁気嵐の期間のデータを利用して、それぞれの変電所間の方位に直交する磁場変動と中性点電流との関連を調べた。観測データとして、本研究では東京電力(株)との共同研究で測定している 3 つの変電所(東山梨 新富士 新秦野)の中性点電流、および気象庁柿岡地磁気観測所の地磁気データを利用した。結果、磁場変動と中性点電流の間に周波数応答関数が成り立つことが分かった。この応答関数は、2 組の 2 変電所間の地下構造の情報を含み、MT 法における 1 次元構造のインピーダンスに対応する。

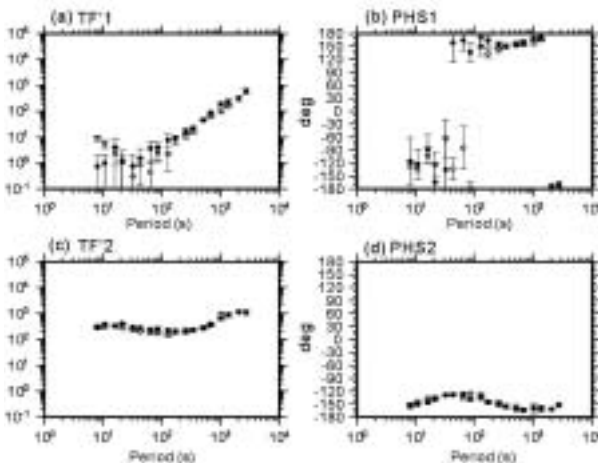


Fig. 15 Comparative plot of the " pseudo-" apparent resistivity and phase at SHD substation. Two periods are illustrated as open circles ( May and August, 2003 )and solid circles ( November, 2004 ).

推定された応答関数と地下比抵抗構造を対応づけるためには、MT 法における見かけ比抵抗と位相に変換することが望まれる。そこで、大地を 1 次元構造であると仮定した上で、“疑似”見かけ比抵抗・位相

という概念を導入した。ここでは、電流値(A)と電場(mV/km)を対応づけるために倍率(*factor*)というパラメータを設けた。この*factor*には変電所間の距離と大地の比抵抗値に関する情報が含まれており、求めるためには変電所近傍でのMT法による構造探査を要する。本研究では、新秦野観測点の近傍にある厚木観測点((株)フジタ技術センター敷地内)の電場データから見かけ比抵抗・位相を算出して、新秦野観測点における疑似見かけ比抵抗値と比較した。結果 *factor* を100としたとき、両者はよく一致することがわかった。すなわち、中性点電流データから、間接的ではあるがMT法と同様の処理方法で地下比抵抗構造の情報を得られるといえる。

本研究では、さらに疑似見かけ比抵抗・位相の時間変化の検出を試みた。新秦野観測点における2003年中期と2004年後期の疑似見かけ比抵抗・位相を比較したところ、周期20秒～150秒において微小な変化が見られた。現状ではこの変化の原因は明らかではないが、地下比抵抗構造の何らかの変化を反映している可能性がある。

地殻変動に関連する地下の比抵抗構造の変化は微小であるとされており、その変動を検出するためには精度良く応答関数を推定する必要がある。その点においては従来のMT法と同じである。電力会社の送電設備は社会基盤を構成する最重要のインフラの一つとされ、24時間体制の保守・管理が行き届いているので、地下構造の変化を長期的にモニタするにあたり測定装置を含む観測システムの長期的な安定性が期待できるという点は意義深い。全国の変電所において同様の測定システムを導入することで、日本国内の地下比抵抗構造変化の効率的なマッピングが可能になるだろう。

## 謝 辞

本研究は、東京電力(株)からの委託研究「中性点電流観測データの分析手法の高度化に関する研究」の一環として実施された。厚木観測点は、(株)フジタ技術センター内に位置し、(株)フジタおよび東海大学を中心とする共同研究グループにより設置・運用されている。柿岡における地磁気データは、気象庁地磁気観測所にご提供いただいた。また、東海大学海洋研究所の竹内昭洋博士には本論文を改善する上で有益なコメントをいただいた。関係者各位に感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- Albertson, V. D., J. M. Thorson Jr., and S. A. Miske Jr.(1974): The effects of geomagnetic storms on electrical power systems. IEEE Trans. Power Apparatus and Systems, PAS-93(4), 1031-1044.
- Allen S. L. Frank, H. Saver, and P. Reif(1989): Effects of the March 1989 solar activity. EOS, 70(46), 1479-1488.
- Cagniard, L.(1953): Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18(3), 605-635.
- Chave, A. D., D. J. Thomson, and M.E. Ander(1987): On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer function. J. Geophys. Res., 92(B1), 633-648.
- Chave, A. D., and D. J. Thomson(1989): Some comments on magnetotelluric response function estimation. J. Geophys. Res., 94(B10), 14215-14225.
- Gamble, T. D., W. M. Goubau, and J. Clarke(1979): Magnetotellurics with a remote magnetic reference. Geophysics, 44(1), 53-68.
- 樋口武光(2000): 変電所中性点接地線からの地電流測定結果。電気学会研究会資料, 高電圧研究会, HV-00-5, 25-33。
- Izutsu, J., T. Ochi, T. Uetake and T. Mutakamihigashi (2006): The relationship between the current through the transformer neutral point and natural phenomena. IEEJ Trans. Fundamentals and Materials, 126-A(4), 233-237.
- 井筒潤・原田誠・寺山武志・植竹富一・長尾年恭(2008): 送電線中性点電流の観測と地磁気変動及び地殻活動との比較。電磁環境研究会資料, 電気学会, EMC-08-7。
- 小柳義夫(1979)口バラスト推定法とデータ解析。日本物理學會誌, 34(10), 884-891。
- Lundby, S., B. E. Chapel, D. H. Boteler, T. Watanabe, and R. R. Horita(1985): Occurrence frequency of geomagnetically induced currents: A case study on a B.C. hydro 500 kV power line. J. Geomag. Geoelectr., 37(10), 1097-1114.
- Nagao, T., Y. Orihara, T. Yamaguchi, I. Takahashi, K. Hattori, Y. Noda, K. Sayanagi, and S. Uyeda(2000):

- Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 27( 10 ): 1535-1538.
- Pirjola, R.( 1985 ): On current induced in power transmission systems during geomagnetic variations. *IEEE Trans. Power Apparatus and Systems*, PAS-104( 10 ), 2825-2831.
- 村山秀幸・加藤卓朗・長尾年恭・小野義之・入野寛彦( 2000 ): 神奈川県厚木周辺地域における地電位観測網と観測体制 . 第55回土木学会年次講演会( I ), 1-B284 .
- Rikitake, T.( 1966 ): *Electromagnetism and the earth 's interior*. Elsevier, Amsterdam, 308p.
- 武内康夫・樋口武光・小池和夫・井筒潤・牟田神東達也( 2003 )変圧器中性点に流れる地電流観測と接地回路の地電流基礎解析について - 地震に伴う電磁気現象に関する研究( その 1 ) - . 電気学会研究会資料 , 電気学会 , EMC-03-22 , 39-44 .
- Uyeda, S., K. S. Al-damegh, E. Dologlou, and T. Nagao( 1999 ): Some relationship between VAN seismic electric signals ( SES ) and earthquake parameters. *Tectonophysics*, 304( 1-2 ), 41-55.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos( 1984a ): Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. *Tectonophysics*, 110( 1-2 ), 73-98.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos( 1984b ): Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude. *Tectonophysics*, 110 ( 1-2 ), 99-125.