

東北日本中部地域における (MT 法) データの スタティックシフト補正

藤縄幸雄*・川上則明**

Correction of Static-shift on Magnetotelluric Data in the Central Part of North-eastern Japan

By

Yukio FUJINAWA* and Noriaki KAWAKAMI**

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

**Geothermal Energy Developing Co., Ltd., Japan

Abstract

Magnetotelluric (MT) data on three transects have been obtained in the central Tohoku district of the northeastern Japan, where the Pacific plate subducts beneath the Eurasian plate. We have already reported the 2-D resistivity model on each transect using the broadband magnetotelluric sounding data (0.00005-300s period) taking account of the ocean effect. We conducted measurements and analysis to estimate the surface inhomogeneity effects on the MT impedance tensor for the purpose of obtaining a more reasonable 2-D model. The TEM (Transient Electromagnetic Sounding Measurement) was conducted at all 70 sites of MT observations to estimate the site gain factor in the impedance decomposition analysis. The estimated static-shift was found to be almost less than 0.3 decades. In particular, the static-shift around plains is small, suggesting that the previous resistivity model around the plain is plausible. The static-shift in the mountainous area, however, is rather large indicating that we need to be careful to interpret the results in those areas and to construct a more reasonable model by taking account of the 3-D heterogeneity effects including the static shift.

Key words : Magnetotelluric data, Static-shifts, TEM, Northeastern Japan

1. はじめに

プレートの沈み込み帯におけるプレートの運動及びそれに伴う固体地球科学諸現象の解明を行うため、地磁気地電流法 (MT 法) によって、地下数 10 km までの深部地殻の比抵抗構造を求めめるための観測と解析を行っている (藤縄ほか, 1991, 1992)。深部探査を可能にする計測手法を、超長周期磁場計測センサー及び電場計測センサーの開発、室内及び野外における試験観測、実データの解析により、1989, 1990 年で検討した (藤縄ほか, 1991, 1992)。1991 年からは、東北地方中部における本格的観測により、深部地殻の比抵抗構造を求め、沈み込み帯のプ

レート運動の解明をめざした (藤縄, 1994, 1995; 藤縄・川上, 1994, 1995)。その際、観測点を空間的に密にするようにするとともに、観測周波数帯域を出来るだけ広くするように計った。良質な MT パラメーターの取得のために、2 測点同時観測によるいわゆるリモートリファレンス法を採用し、人工ノイズの低い地点及び時間帯の選定、観測時におけるデータのチェック、データ処理時における良質データの抽出などの処置をとった。解析にあたっては、1 次元、2 次元モデル解析手法を用い、また現在は実用的な 3 次元モデル解析手法はないが、3 次元性についても定量的に検討を行っている (藤縄, 1998; Fujinawa *et al.*, 1997; Kawakami, *et al.*, 1997)。なお、MT 法に関しては、藤縄ほか (1992, 1998) に簡単な説明と共に、参照すべき文献が上げられているので、参考にさせていただきたい。

*防災科学技術研究所

**地熱技術開発株式会社

1995年までの観測データに基づき2次元構造モデルを求め、表層地質、地震波速度、地震活動、温度、地震波減衰係数との対比を行った(藤縄ら, 1998)。その結果、宮城県北部における地震の活発な領域が明瞭な低比抵抗部となるなど、比抵抗の値が他の地球物理学的量と一定の対応がつかぬものの、複数のパラメータとの関係はかなり複雑であることが示唆されている。一方、2次元構造の仮定の妥当性に関して、表層部の3次元アノマリーの影響を“テンソル歪解析法”(Bahr, 1988; Groom and Bailey, 1989)を用いて定量的な検討を行ったところ、構造の走行方向については仮定された南北方向がおおむね妥当なものであることが明らかになった。然し、スタティックシフトについては推定できず、補正の必要性が強く認識された。ここで、スタティックシフトとは、地殻の極く浅部の局所的な比抵抗異常或いは急峻地形の境界に電荷が蓄積するために、MT法データが受ける歪みを指す(Jiracek, 1990, 光畑・小川, 1994等を参照のこと)。そのため、幾つかスタティックシフトの補正法(Jiracek, 1990)のうち、直接測定法(Briley, 1989)特にTEM法(Transient Electro-Magnetic法: 過渡現象電磁法)によりこれまでの測点において比抵抗値を求め、MT法によって求められているインピーダンステンソルの補正をすることとした。なお、TEM法とは、ループに流れている電流を急激に遮断した際に地殻に発生する過渡的な2次誘導磁場を測定して、地下の比抵抗構造を推定する電磁探査法の一つである。

2. 測定方法

1994年から東北地方中部のほぼ東西方向の3測線上で、MT観測を行い、主として1次元、及び2次元解析を行ってきた(藤縄ら, 1998; Fujinawa et al., 1997)。山形県東田川郡朝日村から宮城県桃生郡河南町にかけて

の東西延長約140 kmの測線A(測点601-208)が最北であり、測線Aの南約20 km, 40 kmに、それぞれ、測線B(測点510-412)と測線C(測点501-509)を設定した(図1参照)。

2.1 測定機器

TEM法観測では、AEMR社製TEM法測定装置(TEM-FAST ProSystem)を使用した。このシステムは、浅部探査用に開発されており、2次誘導磁場の過渡応答測定時間範囲は、4 μ sec から 1,000 μ secである。探査深度としては、約5 m から 150 mに相当する。このように極く浅部の探査用に作られているため、測定用の機器は小型(縦29 cm, 横21 cm, 高さ6 cm)かつ軽量(3 kg)で、機動性に富んでいる。現地観測点におけるセットアップに要する時間も少なく、また大部分の測点では短時間で良質なデータが取得できた。

現地セットアップの効率を考え、送信ループと受信ループが共通のいわゆるコインシデント型のTEM法測定を行った(図2)。また、設定した測定時間範囲内で十分なS/N比でデータが取得できる場合には、過渡応答最大測定時間1,000 μ sec付近での比抵抗値が、50 mループの場合と75 mループの場合とでほぼ一致することが確認された。そのため現地観測作業の効率化の面から、一辺長50 mの正方形のループとした。ループの中心を、既存MT法測点の2対の電極の位置の内側でかつ出来るだけ平坦な場所に設定した。

2.2 測定

現地においては、データ取得後直ちに原データを表示し、応答曲線の連続性やS/N比の確認をした。又、即時データ処理を実行して見掛け比抵抗曲線を表示し、既存MT法データの見掛け比抵抗曲線との整合性の確認も行った。これらの作業に加えて、2回以上にわたりデータを取得し、観測結果の再現性をチェックした。

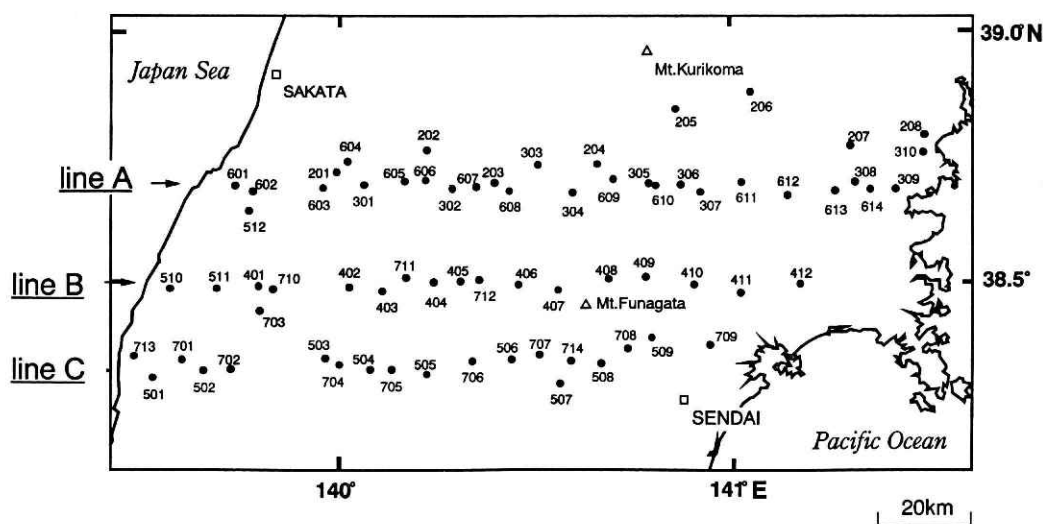


図1 測点位置図。ほぼ東西走行の3本の測線上(A, B, C)の既存MT測点70点で、TEM観測を行った。

Fig. 1 Map of the north-eastern Japan MT survey area showing the observation points by means of the TEM method.

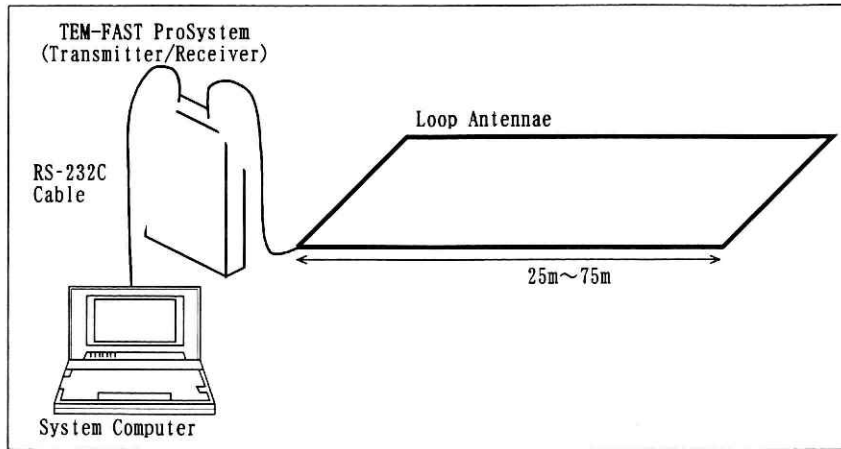


図2 TEM法観測概要。矩形形状のソースアンテナに電流を流し、同一のアンテナで磁場の過渡応答を計測する。

Fig. 2 Field set-up for a coincidence loop TEM survey.

地下が高比抵抗値の場合には、2次誘導磁場強度が大きな減衰を受け、受信強度がシステムノイズレベルに近づく。50 m ループ型アンテナの大きさでは強度が不十分である場合は、ループ型アンテナの辺長を 75 m として、再測定を行った。また、TEM 法による結果が MT 法の見掛比抵抗曲線と整合しない場合には、ループの設置場所をずらすなどして再測を行った。

2.3 処理

得られた TEM 法過渡応答データを 1 次元解析して水平多層解を求め、その水平多層解より見掛比抵抗及び位相の周波数分布を算出した。ついで、その結果と既存の MT 法による見掛比抵抗曲線及び位相曲線とを比較し、概括的な整合性の検討を行った。

現地観測終了後、TEM 法データの詳細な 1 次元解析を実施した。その際、MT 法による見掛比抵抗曲線及び位相曲線が TEM 法によるものと整合性が高くなるよう、何回かの繰り返し計算を行った。

TEM 法の見掛比抵抗算出には、磁場の過渡応答に対する early time, 及び late time での漸近式のうち、後者の late time での漸近式を採用した (Spies and Eggers, 1986; 光畑・小川, 1994)。すなわち、

$$\rho_a(t) = \frac{I^{\frac{2}{3}} a^{\frac{4}{3}} m^{\frac{2}{3}} \mu^{\frac{5}{3}}}{20^{\frac{2}{3}} \pi^{\frac{1}{3}} t^{\frac{5}{3}} V(t)^{\frac{2}{3}}} \quad (1)$$

$\rho_a(t)$: 見掛比抵抗 ($\Omega \cdot m$)

I : 送信電流 (A)

a : 送信ループの半径 (m)

m : 受信ループのモーメント ($m^2 \cdot \text{turn}$)

μ : 岩石の透磁率 ($= 4 \pi \times 10^{-7} \text{H/m}$)

t : 流電遮断後の経過時間 (秒)

$V(t)$: 受信ループの計測電位 (V)

である。なお、上式は円形ループを仮定して求められた

ものであるが、採用した正方形ループの場合には、実効的な半径の値は、ループ中心の磁場の強さが同じになるという条件で求める (光畑・小川, 1994)。

1 次元解析では、水平多層比抵抗モデルを作成するため、(1)式を用いて行った。この際、見掛比抵抗に関する観測データとのフィッティングを確認しながら解析作業を進めるいわゆるフォワード法を採用した。

なお、MT 法における周波数 f と TEM 法における過度時間 t との関係式については、

$$t = \frac{1}{3.9f} \quad (2)$$

を用いた (Meju, 1996)。

求められた理論見掛比抵抗曲線及び理論位相曲線と、同地点で測定された既存 MT 法の見掛比抵抗曲線及び位相曲線をそれぞれマージしてグラフ上にプロットし、TEM 法より得られた各理論曲線と MT 法データによる各観測曲線との整合性を調べた。

不均質構造が電磁場の透入深度よりも十分深いところにあり、その大きさがある程度小さければ、見掛比抵抗は対数軸上でシフトを受けるが位相曲線は影響されない。これがいわゆるスタティックシフトである。今回の測定では、MT 法のスタティックシフトの除去が目的であるため、見掛比抵抗曲線間にギャップがあっても位相曲線間にギャップがなければ、整合性が取れているとした。

位相曲線間にギャップがある場合には、TEM 法データの 1 次元解析を再度行い、整合性が得られるように修正した。整合性の判定は、理論見掛比抵抗値が観測データとのエラーバーの範囲内で一致するか否かでを行った。

3. 解析

3.1 ノイズ状況

TEM 法観測を既存 MT 法の観測点と同地点において

て実施した。MT法観測は、人工ノイズの主な要因と考えられる送電線、電話線、車道、金属製構造物、人家等から極力離れた場所での測定であった(藤縄ほか, 1992)。さらに、すべての観測点において少なくとも2回TEM法データを取得し、過渡応答曲線の再現性を確認するなど、信頼度の高いデータを得るよう図った。また、再現性に疑問のある場合には、それが確認されるまでデータの取得を繰り返し行った。もっとも、ローカルなノイズが常時あるような場合は、再現性のチェックによっても、信頼性の向上を期することができない。

採用した計測器TEM-FASTでは、測定時にシステムノイズレベル、原データ(EMF)を共に表示することができ、各観測ごとにシステムノイズの影響について検討が可能である。すなわち、データ取得後直ちに原データを画面上に表示して、過度応答曲線の連続性や、システムノイズの影響の有無の確認を行った。2次誘導磁場の強度の減衰が大きく、late-timeにおいてシステムノイズの影響のため、データに歪みが見られる場合には、先述したようにループ型アンテナの形状を大きくし、信号レベルを大きくした再測を実施した。しかしながら、測点208, 309, 310, 614の4点については、北上山地南部であるため地下の比抵抗が高く(藤縄ら, 1998; Fujinawa *et al.*, 1997; Fujinawa *et al.*, 1999) 75mのループ型アンテナを用いてもlate-timeにおいて信号レベルがシステムノイズレベルより小さくなり、良好なデータを取得することができなかった。

3.2 TEM法解析データ

観測作業は、合計70点について実施した。全観測点におけるTEM法観測データ(EMF)曲線を、図3a, 3bに示した。図3aは西側の測点で、図3bが東側の測点である。図中EMF曲線が1本の時には50mループでの測定であることを示し、2本の時には75mのものが、3本の時には、25mのものが、それぞれ追加されている。さらに、全観測点のTEM法観測データ1次元解析を図4a, 4bに示した。

3.3 MT法データとの整合性

全観測点におけるTEM法解析結果とMT法データとの比較を行った。その際、TEM法で取得されたデータによるモデル見掛比抵抗曲線及び位相曲線と、同地点での既存MT法による見掛比抵抗曲線及び位相曲線を、それぞれマージして、グラフ上にプロットし各曲線の整合性について検討した。

この結果、モデルから計算した理論見掛比抵抗値が観測データのエラーバーの範囲を大きく越えた測点は、合計で10点あった。それ以外の測点に関しては、TEM法観測データのエラーバーの範囲内でTEM法の各理論曲線とMT法データ曲線の間に良好な整合が得られた(図1参照)。

TEM法1次元解析より得られた各理論曲線と既存MT法データ各曲線を比較した結果、見掛比抵抗曲線及び位相曲線の整合性に関して、以下のように分類となった(図1参照)。

- ① 両モードの見掛比抵抗(XY, YX)、位相ともに整合するのが以下の33点、
(202, 203, 204, 301, 303, 305, 306, 307, 401, 403, 405, 409, 410, 411, 501, 505, 508, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 610, 611, 702, 705, 706, 707, 709, 712, 713)。
- ② 片モードの見掛比抵抗(XY, YXのどちらか)と位相が、整合するのが以下の17点、
(206, 207, 302, 406, 407, 408, 504, 506, 509, 511, 601, 602, 701, 703, 704, 710, 714)。
- ③ 位相は整合するが、見掛比抵抗が両モードともシフトしているのが以下の16点、
(201, 205, 304, 308, 402, 404, 412, 502, 503, 507, 510, 512, 612, 613, 708, 711)。
- ④ 地下比抵抗値が高すぎて、良好なデータを取得できなかったのが、以下の4点、
(208, 309, 310, 614)。

である。なお、ここでXY, YXモードは、それぞれ電場がX軸方向(東西)、Y軸方向(南北)とするものをさす。理論見掛比抵抗値が観測データのエラーバーの範囲を大きく超えた10点は、以下のように分類された。

- ① MT法データもTEM法データも品質はよいが、エラーバーの範囲を越えたのが以下の5点、
(411, 508, 509, 512, 704)。
- ② 整合性をチェックする周波数帯域である100Hz～数100Hz付近MT法で位相データの品質が良好でないのが以下の2点、
(511, 602)。
- ③ Late TimeでTEM法データの品質が良好でないのが以下の2点、
(204, 501)。
- ④ 浅部の異方性が強いのが、以下の1点、
(507)。

3.4 スタティックシフト量

観測されたTEMデータを用い、各測点のスタティックシフト量を求めた。測点309, 614で、比抵抗値が高く、良好なTEM法のデータが取得できなかったため、シフト量は求められなかった。表1に、各測点におけるスタティックシフト量をまとめた。また、ヒストグラフを図5に示した。

図5より明らかなように、スタティックシフトの量は、ほぼ正規分布を示し、シフト量0周辺に集中している。シフト量の平均値は、0.084 decade、標準偏差は、0.24 decadeである。ここで、decadeは、シフト量を $\Omega \cdot m$ で表し、その値の10を底とした常用対数である。

4. 考察

今回取得したTEM法データのような直接的な観測データを用いるのではなく、2次元解析の際にスタティックシフト量を未知パラメータとして与える方法(deGroot-Hedlin, 1991; Ogawa and Uchida, 1996)が近年開発されている。この方法では、MT法データ以

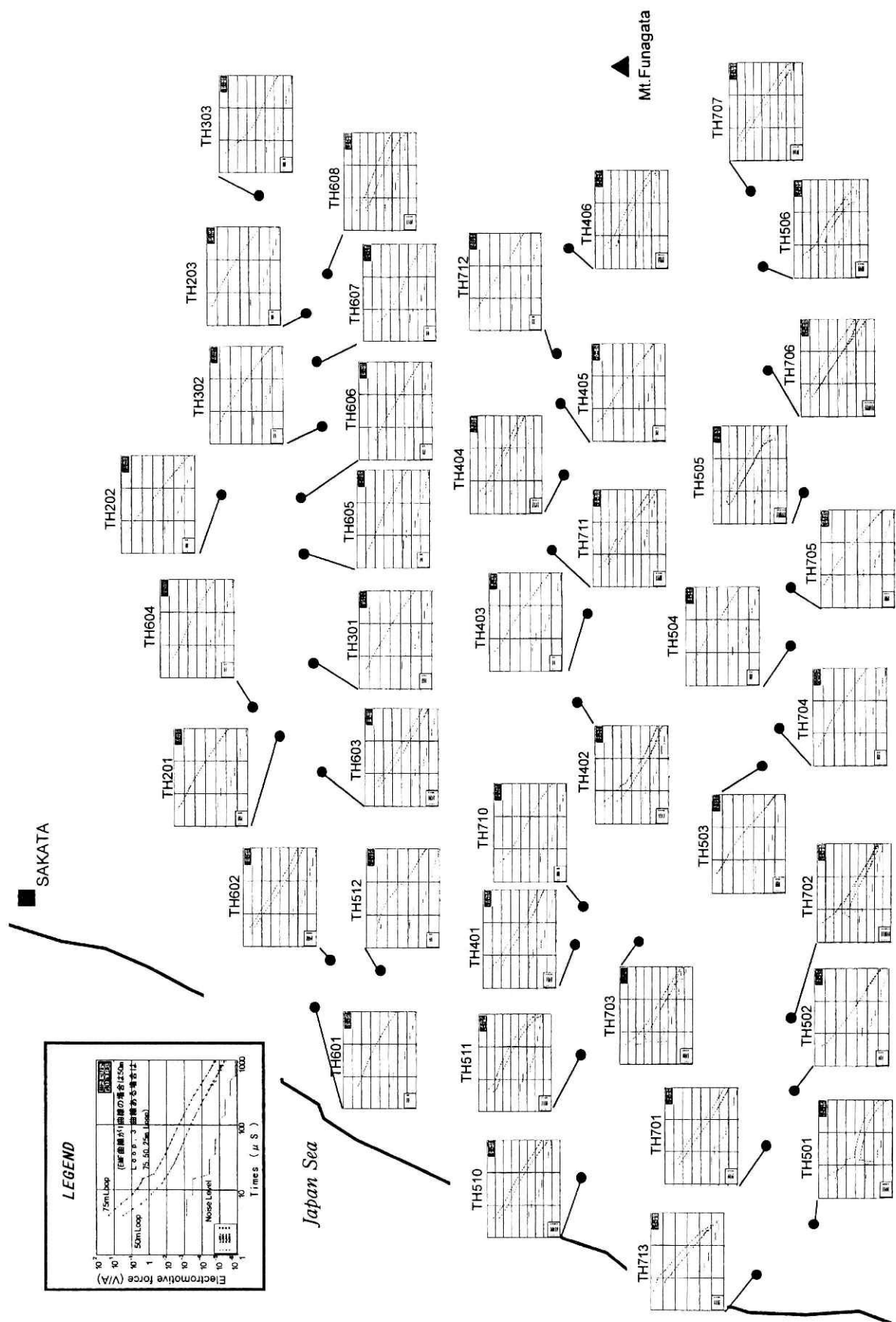


図 3 a 西側観測点における TEM 法観測データ。

Fig. 3 a TEM observation data at sites in the western region.

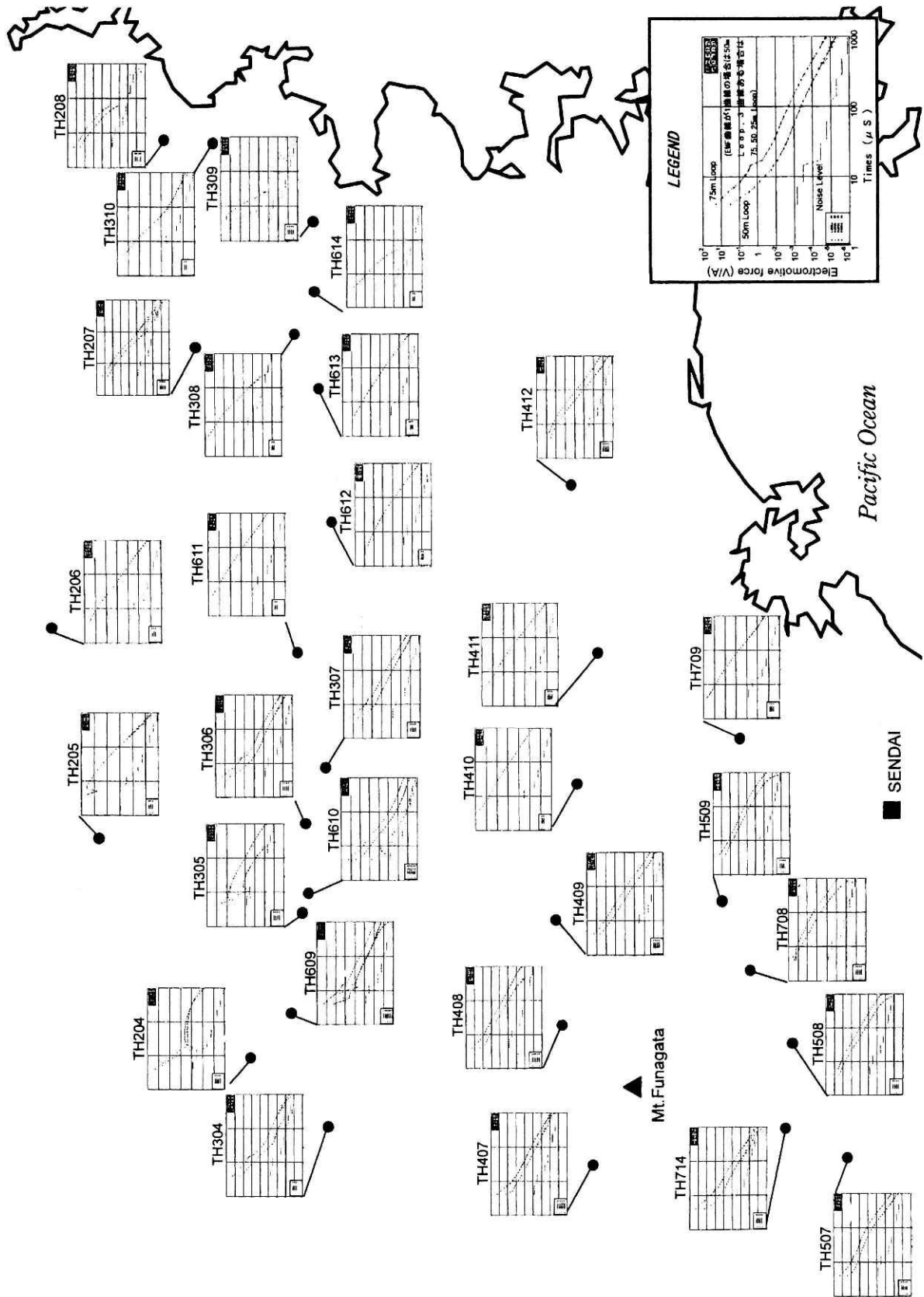


図 3 b 東側観測点における TEM 法観測データ。
Fig. 3b TEM observation data at sites in the eastern region.

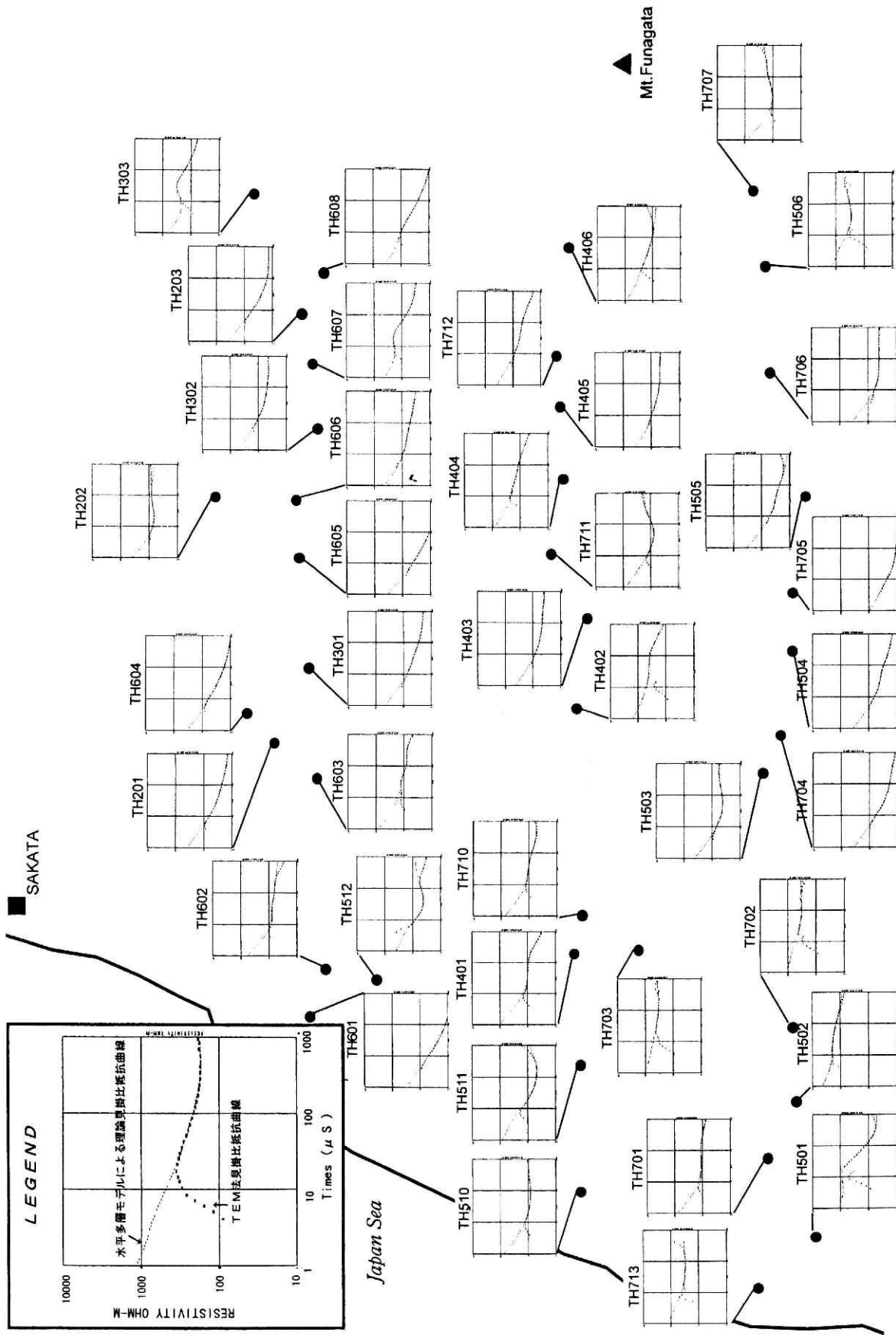


図 4a 観測域の西側観測点における TEM 法観測データの一次元解析結果。
Fig. 4a Results of 1-D analysis of TEM observation data at sites situated in the western side of the survey area.

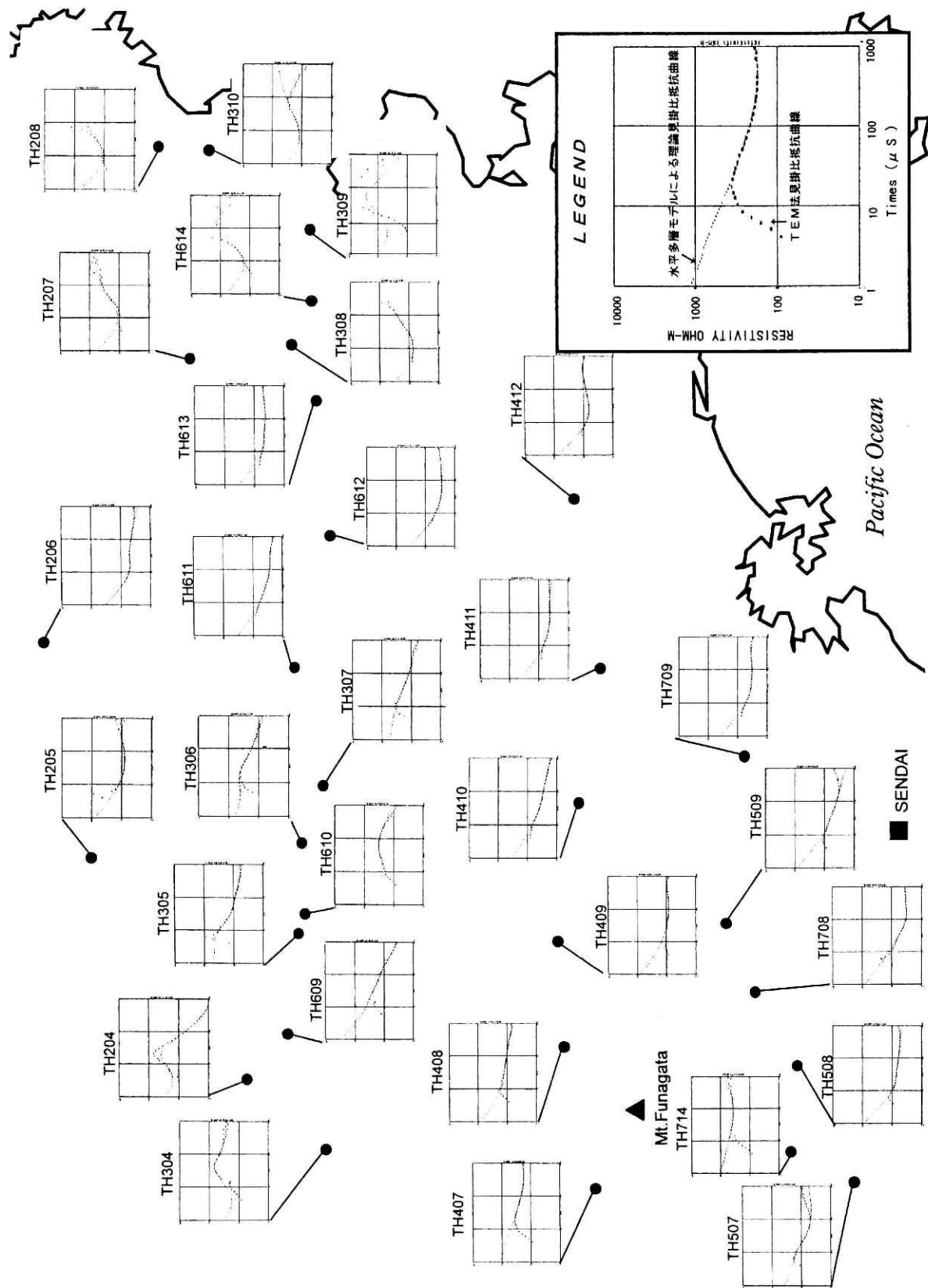


図4b 全観測点におけるTEM法観測データ-次元解析結果(観測域の東側)。

Fig. 4b TEM field apparent resistivity data and calculated values on the basis of layered model at all the MT observation sites (eastern side of the survey area).

表 1 各測点におけるスタティックシフト推定量(decade)。“N”は、推定不能を示す。XY モードは、電場を東西方向に、YX モードは、南北方向としたもの。

Table 1 Estimated static-shifts at MT observation sites (decade). “N” denotes the impossibility of estimation. “XY” and “YX” correspond to the mode with the electric field directing to EW and NS, respectively.

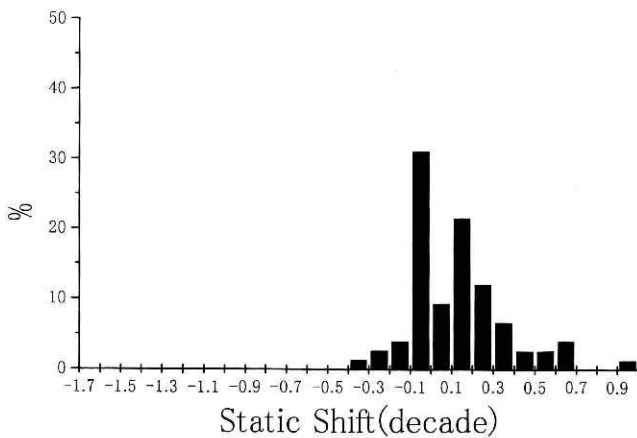
測点名	XY	YX	測点名	XY	YX	測点名	XY	YX
TH201	0.34	0.34	TH407	0.39	0.00	TH606	0.03	-0.10
TH202	0.00	0.10	TH408	0.00	0.43	TH607	0.00	0.05
TH203	0.15	0.15	TH409	-0.10	-0.06	TH608	-0.09	0.08
TH204	0.13	0.06	TH410	-0.04	0.15	TH609	0.00	0.00
TH205	0.59	0.92	TH411	-0.05	0.04	TH610	0.00	-0.18
TH206	0.16	0.04	TH412	0.20	0.30	TH611	0.00	-0.05
TH207	0.97	0.02	TH501	0.15	0.03	TH612	0.21	0.00
TH208	0.00	0.34	TH502	0.08	0.26	TH613	0.13	-0.29
TH301	-0.06	0.19	TH503	0.41	0.12	TH614	N	N
TH302	-0.12	0.09	TH504	0.21	-0.04	TH701	0.00	-0.33
TH303	0.00	0.00	TH505	-0.06	0.09	TH702	-0.14	0.02
TH304	0.23	0.56	TH506	-0.05	0.13	TH703	0.40	0.01
TH305	0.00	0.15	TH507	0.93	0.17	TH704	0.19	-0.06
TH306	-0.09	0.00	TH508	-0.10	0.03	TH705	0.00	-0.07
TH307	0.17	-0.01	TH509	0.04	-0.23	TH706	-0.01	0.00
TH308	0.60	0.58	TH510	0.44	-0.25	TH707	-0.09	0.00
TH309	N	N	TH511	0.00	-0.33	TH708	0.29	0.40
TH310	0.10	-0.23	TH512	0.25	0.50	TH709	0.18	0.05
TH401	0.00	0.00	TH601	-0.06	0.18	TH710	-0.51	0.00
TH402	0.23	0.13	TH602	0.47	-0.03	TH711	1.15	0.25
TH403	0.30	0.12	TH603	0.00	0.00	TH712	0.00	0.00
TH404	-0.22	-0.37	TH604	-0.13	0.05	TH713	0.00	-0.09
TH405	0.00	0.15	TH605	0.17	0.03	TH714	0.00	-0.31
TH406	-0.04	-0.25						

外の新たなデータを必要としないで、モデル解析作業で対応できるので、TEM 法データを使用する場合に比べ、現地作業の必要がない。反面、測線上のスタティックシフト量に関し、何らかの仮定を設定する必要がある。すなわち、deGroot-Hedlin (1991) のようにスタティックシフト量の総和を 0 と仮定したり、Ogawa and Uchida (1996) のようにシフト量の集合に対しガウス分布を仮定したりする必要がある。今回の東北地方のデータのみを限り、両手法とも有効に利用できそうである。しかし、Sternberg *et al.* (1998) によるカスケードマウンテンレンジでのデータに見られるように、スタティックシフト量は必ずしも上記仮定を満たさない場合には、有効とは言えないであろう。また、2次元構造の走向に対し横方向の比抵抗分布における不連続量が未知パラメータである

スタティックシフト量に吸収される可能性があり、断列に起因する比抵抗異常が見落とされる恐れもある。

そうした意味でも、最も信頼度の高い補正量を与えるのは、今回実施した TEM 法などのように、スタティックシフトの影響を受ける電場データを使用しない直接測定方法によるものである。TEM 法を MT 法のスタティックシフト補正に使用することの有効性は、10 年以上も前に、Andreux and Wightman (1984) により提案されていたが、簡便な TEM 法測定器がなかったため広く普及するには至っていなかったものである。そうした意味では、今回使用した TEM 法観測システム (TEM-FAST ProSystem) の機動性が高く、MT 法のスタティックシフト補正に適した装置であることが今回実証されたと言える。

Static Shift (TE mode)



Static Shift (TM mode)

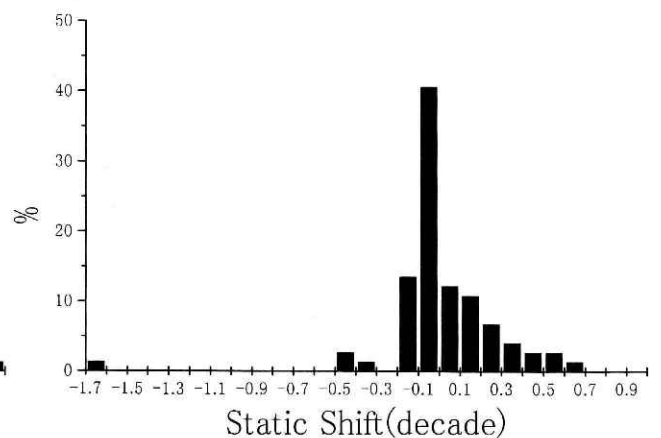


図5 TE, TMモードに対するスタティックシフト量のヒストグラム。

Fig. 5 Histogram for the static-shift estimated by the TEM observation for the TE mode (left) and for the TM mode (right).

5. 結論

これまで広帯域 MT 法観測が実施されてきた東北地方中部の MT 法観測点において、スタティックシフト補正を目的とした TEM 法探査を実施した。スタティックシフト量は、0.2 decade 以下の測点が全体の 70% を占めて全体に小さいことが判明し、これまで示してきた 2 次元比抵抗モデル(藤縄ほか, 1998; Fujinawa et al., 1997) が相当程度に妥当なものであることが裏付けられたと言える。特に平野部においては、スタティックシフト量は小さく、中央盆地や北上川河谷域においては、モデル解の信憑性が高いと考えられる。一方、山地においては、スタティックシフトが大きい傾向にあるので、山地の解析結果については慎重さが要求されると同時に、スタティックシフトを補正した MT テンソルを使ってモデルを作成することの必要性が改めて認識された。

謝辞

本研究の遂行に当り種々御指導いただいた(故)高橋博元防災科学技術研究所長、植原茂次前防災科学技術研究所長、弘前大学教授鍋谷祐夫博士、東京工業大学教授本蔵義守博士に深く感謝申し上げます。観測に当たり便宜をお計りいただいた、鶴岡、新庄、古川、一関、気仙沼、石巻等の各営林署に深く感謝致します。折りに触れ有益な御示唆をいただきました防災科学技術研究所鈴木宏芳博士に感謝します。データの整理、原稿作成に山内由美子、呉越勝さんにご協力下さいました。また査読者からは懇切な助言をいただき、深く感謝申し上げます。

なお、本研究は科学技術庁海洋開発及地球科学技術調査研究促進費による「深部地殻に関する研究」の一環として行われたものの成果の一部です。

参考文献

- 1) 藤縄幸雄・上嶋 誠・高杉真司・川上則明 (1991): MT 法による東北中部横断構造探査(第一報), 第 90 回地球電

磁気・地球惑星圏学会予行集, C32-01.

- 2) 藤縄幸雄・上嶋 誠・山水史生・田中耕平・上原茂次・高杉真司・川上則明 (1992): 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), 防災科学技術研究所研究報告, No. 49, 1-30.
- 3) 藤縄幸雄 (1994): 地磁気地電流法 (MT 法) による深部地殻構造に関する研究, 深部地殻に関する研究平成 4 年度研究成果報告書, 23-35.
- 4) 藤縄幸雄 (1995): 地磁気地電流法 (MT 法) による深部地殻構造に関する研究, 深部地殻に関する研究平成 5 年度研究成果報告書, 9-22.
- 5) 藤縄幸雄・川上則明 (1996): 地磁気地電流法 (MT 法) による深部地殻構造に関する研究, 深部地殻に関する研究平成 6 年度研究成果報告書, 9-22.
- 6) 藤縄幸雄・川上則明 (1997): 地磁気地電流法 (MT 法) による深部地殻構造に関する研究, 深部地殻に関する研究平成 7 年度研究成果報告書, 23-46.
- 7) 藤縄幸雄・上嶋 誠・高杉真司・川上則明・本蔵義守 (1998): 東北中部地方における比抵抗構造, 地震, 50, 357-376.
- 8) Fujinawa, Y., N. Kawakami, T. H. Asch, S. Takasugi, M. Uyeshima, Y. Honkura (1997): Studies of the georesistivity structure in the central part of the northeastern Japan arc: J. Geoelectr. Geomag. 49, 1601-1617.
- 9) Kawakami, N., Fujinawa, Y. T. H. Asch, S. Takasugi, Y. Honkura: Local three dimensional galvanic distortions in the central part of north-eastern Japan: J. Geoelectr. Geomag. (to be submitted)
- 10) Bahr, K. (1998): Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion, J. Geophys., 62, 199-127.
- 11) Groom, R. W. and R. C. Bailey (1989): Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of

- local three dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-1925.
- 12) Jiracek, G. R. (1990): Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction, *Surveys in Geophysics*, **11**, 163-203.
- 13) Sternberg, B. K., J. C. Washburne, and L. Pellerin (1988): Correction for the static shift in magnetotelluric using transient electromagnetic soundings, *Geophysics*, **53**, 1459-1468.
- 14) Spies, B. R. and D. E. Eggers: The used and misuse of apparent resistivity in electromagnetic soundings, *Geophysics*, **51**, 1462-1471.
- 15) 光畑祐司・小川康雄 (1994): 仙岩澄川地域における TEM 法調査と MT 法データのスタティックシフト補正, *物理探査*, **47**, 11-23.
- 16) Meju M. A. (1996): Joint inversion of TEM and distorted MT soundings, Some effective practical considerations, *Geophys*, **61**, 56-65.
- 17) De Groot-Hedlin, C (1991): Removal of static shift in two dimensions by regularized inversion, *Geophys.*, **56**, 2102-2106.
- 18) Ogawa, Y. and T. Uchida (1996): A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **126**, 69-76.
- 19) Andreux, P. and W. E. Wightman (1984): The so-called static corrections in magnetotelluric measurements, 54th Ann. Internat. Mtg, Expanded Abstracts, 43-44.

(原稿受理: 2000 年 1 月 19 日)

要 旨

プレートの沈み込み帯におけるプレートの運動及びそれに伴う固体地球科学諸現象の解明を行うため、地磁気地電流法 (MT 法) によって、地下数 10 km までの深部地殻の比抵抗構造を求めるための観測と解析を行っている。

表層部の 3 次元アノマリーの影響を歪テンソル解析法を用いて定量的な検討を行ったところ、構造の走行方向については仮定された南北方向がおおむね妥当なものであることが明らかになったものの、スタティックシフトについては、推定できる補正の必要性が強く認識され、直接測定法である TEM 法 (transient electromagnetic 法) によりそれらを、求めることとした。

これまで広帯域 MT 法観測が実施されてきた東北地方中部の MT 法観測点において、スタティックシフト補正を目的とした TEM 法探査を実施した。スタティックシフト量は、0.2 decade 以下の測点が全体の 70% を占めて全体に小さいことが判明し、これまで示してきた 2 次元比抵抗モデル (藤縄ほか, 1998; Fujinawa et al.: 1997) が相当程度に妥当なものであることが裏付けられた。特に平野部においては、スタティックシフト量は小さく、中央盆地や北上川河谷域においては、モデル解の信憑性が高いと考えられる。一方、山地においては、スタティックシフトが大きい傾向があるので、山地の解析結果については慎重さが要求されると同時に、スタティックシフトを補正した MT テンソルを使ってモデルを作成することの必要性が改めて認識された。

キーワード: 電磁探査, マグネットテルリック法, スタティックシフト, TEM 法, 東北日本弧