



Title	MT法による黒松内地域の地下構造
Author(s)	平田, 貴一; 茂木, 透; 山谷, 祐介 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 387-398
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.387
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38169
Type	departmental bulletin paper
File Information	29_Hirata.pdf



MT 法による黒松内地域の地下構造

平田 貴一・茂木 透・山谷 祐介・長谷 英彰・市原 寛

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2009 年 1 月 20 日受理)

Subsurface structure of the Kuromatsunai area using MT survey

Kiichi HIRATA, Toru MOGI, Yusuke YAMAYA

Hideaki HASE and Hiroshi ICHIHARA

Institute of Seismology and Volcanology,

Faculty of Science, Hokkaido University

(Received January 20, 2009)

A magnetotelluric (MT) survey was conducted in the Kuromatsunai area to identify resistivity structures and their features. A basin that formed in the Kuromatsunai lowland area during the Miocene contains a thick Miocene to Plio-Pleistocene sediments. On the west side of the lowland is an active fault zone that is experiencing ongoing, east-down displacement. Three magnetic field components and two horizontal electrical field components were observed over 20–40 hours at eleven sites, and magnetotelluric impedances were calculated for a frequency range of 320–0.00034 Hz. The strike direction of dominant resistivity structures was determined using a phase tensor estimation (Caldwell et al., 2004). A two-dimensional resistivity structure was obtained through a two-dimensional inversion with smoothness constraints and static shift corrections (Ogawa and Uchida, 1996).

The results show that relatively resistive Plio-Pleistocene to upper Miocene strata occupy the shallow subsurface of the lowland. Conductive lower to middle Miocene strata underlie the Plio-Pleistocene units. Resistive granitic rocks present at greater depth below the lowland differ from the material present at similar depth outside of the lowland area. Granitic rocks are also exposed at the eastern end of the lowland.

Induction vectors observed in the MT survey at Komagatake Volcano (Yamaya et al., 2004) suggest that telluric current flows toward the Japan Sea

from the Pacific side of Funka Bay through a conductive layer at the back of the bay. It is likely that this conductive unit corresponds to the thick Miocene strata of the Kuromatsunai area.

I. はじめに

黒松内地域は渡島半島の基部に位置し、そこには半島をほぼ南北に横切る幅 2-5km、延長 30km の黒松内低地帯がある。その低地帯は、西側では海岸段丘が発達していて隆起傾向の変動を示すが、東側では海岸段丘は見られず沈降傾向を示し、それらの変動の境界になっている（小疇・他，2003）。この傾向は太平洋側で顕著であるが日本海側では見られない。低地帯は、太平洋に注ぐ長万部川と日本海に注ぐ朱太川との黒松内町南部付近での谷中分水界を通してつながることにより、半島を横断する低地となったと考えられており、そこには主として更新世の段丘が分布し、沖積低地は河川沿いや噴火湾岸にのみ分布する（小疇・他，2003）。また、低地帯に沿って南北性の活構造が発達しており（活断層研究会，1991）、全般として低地帯の東側を広域的に沈降させる運動様式をもつと考えられている。

山谷・他（2004）は、渡島半島南部にある北海道駒ヶ岳でのマグネトテルリク法（MT 法）による探査において、長周期のインダクションベクトルが北方を向くことを示し、このことから噴火湾に誘導電流が流れている可能性があることを指摘した。しかし、それを効果的に流すためには、噴火湾の奥に日本海側に連なる低比抵抗構造が存在する必要がある。樽前山での MT 法探査においても、長周期のインダクションベクトルが北東を向き（山谷・他，2005）、これはその東側にある石狩低地帯に分布する厚い堆積層が低比抵抗であり（西田，1977）、そこに太平洋から日本海に流れる電流を考えること（地峡効果）により説明できることが示された（Yamaya, 2008）。同様の比抵抗構造が噴火湾の奥に位置する黒松内低地帯にあれば、駒ヶ岳で観測されたインダクションベクトルの特徴がうまく説明できるであろう。黒松内低地帯では、顕著な低重力異常が分布示し（山本・石川，2002）、また、微動観測やボーリング調査（松島・大島，1989）でも厚い堆積物の分布が推定されている。従って、これらの堆積層が顕著な低比抵抗を示せば、噴火湾を流れる電流が黒松内低地帯を通して日本海側に流れていると考えることができる。

本報告では、黒松内地域で MT 法による比抵抗構造探査の結果を示し、上記の地峡効果の可能性や地形変動の境界部での地下構造、特に、低地帯の基盤構造の特徴などについて議論する。

II. 探査地域の概要

黒松内地域の地質分布については、日本の地質「北海道地方」編集委員会（1990）や小疇・他，（2003）にまとめられている。それらによると、この地域周辺の地質構造は、大局的に見ると古生代から中生代の地層が露出する西側にある狩場山地から東側に広がる胆振地方の火山地域にかけて存在する東傾斜の大規模な単斜構造の上に位置する。この単斜構造は東側低下を主体と

する現在の活構造とも調和的である。この地域の第三系は、下位から、先第三系を不整合に覆う下部中新統のマス川層、中部中新統の訓縫層、上部中新統の八雲層が分布する。これらは主として凝灰岩等の火砕岩と泥岩や砂岩との互層からなる。中新世末期～鮮新世にわたる黒松内層中の火山破屑岩類の堆積時期には、黒松内低地帯に軸を持つ向斜が存在したと推定される。また、黒松内層最上部にあたる厚い砂岩・シルト岩の堆積は黒松内周辺に限られており、この時期に構造凹地としての地形は最も顕著であったと推定されている。さらに、鮮新世末期から前期更新世にかけて、浅海成の砂層で特徴づけられる瀬棚層が堆積した時期も、黒松内低地帯はゆるやかに沈降する海峡状の凹地であったと見られる（池谷・林, 1982）。低地帯の中軸部では概ね瀬棚層が分布するが、黒松内付近から丸山にかけては、朱太川に沿う背斜構造の軸部に黒松内層が露出しており、第四紀に低地帯の中軸部が隆起したことを示している。このように黒松内低地帯は、鮮新世から前期更新世に黒松内層最上部および瀬棚層を堆積させた幅 10-15 km の堆積盆の跡であり、現在見られる回廊状の細長い低地は、隆起傾向にある低地帯の中軸が河川による侵食を受けた結果形成されたものと考えられている。

渡島半島地域～後志・胆振地域には大小新旧多くの火山が集中しており、火山活動は、第三紀の活動が見られる積丹半島から、第四紀に盛んな地域であるその南部（支笏）および南西部（ニセコ山地）へと移動したと考えられる。一方、渡島半島南部においては、亀田半島に恵山・横津岳・駒ヶ岳などの第四紀の火山が集中しており、そこから北西に地形的高まりが続き、古い火山である遊楽部岳から乙部岳へ連なる山地となっている。この山地と平行する積丹半島にはさまれて、解析火山である狩場火山がひとつだけ離れて存在する。このように渡島半島は北部と南部で地質や火山活動に違いがあり、これらの境界に位置するのが黒松内低地帯である。しかし、中新世に起こった日本海拡大では、渡島半島～後志地域は東北日本一体のブロックで運動したと考えられており（Otofujii et al., 1994）、この時期に黒松内地域が運動の境界であったとは考えられていない。

低地帯の西縁にそって活断層が分布しており黒松内低地断層帯と呼ばれている（活断層研究会, 1991）。この断層帯は、瀬棚層堆積期中期（80 万年前）より変形が始まり、その平均的な上下方向のずれの速度は段丘面の変位から 1000 年あたり 0.5–0.7 m 程度と見積もられており、最新活動時期は約 6000 年–5000 年前であった可能性が指摘されている（吾妻・他, 2004）。また、黒松内低地断層帯では 1 回の活動に伴う変位量に関する直接的な資料は得られていないが、断層帯全体（長さ約 32 km）が一度に動いたとすると、松田（1975）の経験式から、M7.3 程度の地震が発生すると推定される。そのような地震の断層変位量は約 2.5m になるので、平均上下変位速度に基づいて平均活動間隔を算出すると 3600–5000 年程度と求められる（地震調査研究推進本部, 2005）。また、地震調査研究推進本部（2005）は以下のような活動の可能性を示している。黒松内低地断層帯周辺における 1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、断層帯の周辺で顕著な歪みは見られないが、1985 年からの約 10 年間では、北部で北西–南東方向のわずかな縮みが見られる。最近の GPS 観測結果では顕著な歪みは見られないし、最近の地震観測結果によっても断層帯付近の地震活動は低調である。一方、活断層の変位から、黒松内低

地断層帯全体が同時に活動する場合、平均活動間隔が 3600—5000 年程度で、最新活動時期が約 6000 年—5000 年前であった可能性があることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は 1.0—1.6 以下となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）に示された手法によると、今後 30 年以内の地震発生確率は 2—5%程度となり、これは我が国の主な活断層の中では高い発生確率のグループに属している。

III. MT 探査

1. 探査方法

黒松内地域での広帯域 MT 探査は、2007 年 9 月 2 日～6 日および 10 月 18 日～20 日の期間に行った。測点は、低地帯を横切る北東～南西方向の測線沿い約 22 km の区間に 11 点設置した (Fig. 1)。低地帯西縁の断層帯は測点 103, 104 付近であり、それより北東側の測点 107 までは低地帯の中に位置する。また、測点 109 は蘭越町側の低地帯との境界の峠に位置し、近傍に花崗岩類の露頭が見られる (池谷・林, 1982)。

観測は、Phoenix Geophysics 社製の MTU-5 探査機、電場センサーとして Pb-PbCl₂ 電極、磁場センサーとして MTC50 型インダクションコイルを用い、電場 2 成分、磁場 3 成分の測定を行い、320-0.00034 Hz 間の 80 周波数について見掛け比抵抗および位相を求めた。各測点で

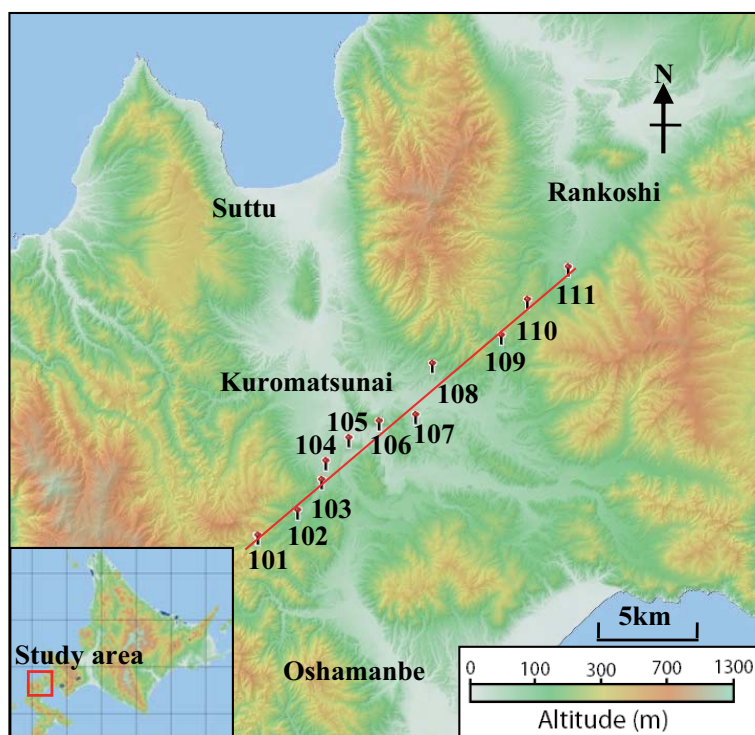


Fig. 1. Location of MT survey sites.

の観測は、原則二晩、約 40 時間程度行ったが、天候によりそれより短縮した測点やノイズ、測定状況により長く観測した測点もあった。

MT インピーダンス (Z_{ij}) は、観測された電場 (E)、磁場 (H) 変動より以下のように表される：

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \quad (1)$$

この Z_{ij} (i, j は x, y に対応し、それぞれ南北方向成分、東西方向成分を表す) は複素数であるから、見掛け比抵抗 (ρ_a) および位相 (ϕ) は以下のように求められる。 Z_{ij} は多くの電場、磁場変動データを用いて最小二乗法により決定される：

$$\rho_{aij} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2, \phi_{ij} = \arg(Z_{ij}) \quad (2)$$

ここで、 ω, μ はそれぞれ角周波数、透磁率 (通常は真空の値を用いる) である。また、磁場変換関数 A, B が以下により定義される：

$$H_z = AH_x + BH_y \quad (3)$$

この A, B を用いてインダクションベクトル (IV) は、以下により大きさ (abs) と方向 (dir) が求められる：

$$\text{abs(IV)} = \sqrt{A_u^2 + B_u^2}, \text{dir(IV)} = -\tan^{-1}(B_u/A_u)$$

ここで、 A_u, B_u は磁場変換関数の実部である。このように求められる IV は、水平方向に比抵抗構造が不均質のとき大きくなり、低比抵抗構造の方向を向く。

各測点で得られたデータは、国土地理院江刺観測場 (岩手県奥州市, 39°14' N, 141°21' E) での MT 連続観測データを参照データとしたリモートリファレンス処理 (Gamble et al., 1979) を行い、観測点固有の磁場ノイズを除去した。また、Phoenix 社製 MTEDITOR データ処理プログラムを用いて手動でエディット処理し、ノイズに汚染されたデータを除去した。このようにして得られた見掛け比抵抗および位相を基に、比抵抗構造が二次元的であると仮定して、その走向方向を求めた。これまでは、MT インピーダンスをテンソルとして座標軸回転により対角成分が最小になる軸を主軸と定める方法が用いられてきたが、この方法は三次元性が強い場合や局所的な構造の影響が大きい場合、対角成分が小さくならずあいまいになることがあった。最近これに代わる方法として Phase Tensor (Caldwell et al., 2004) による主軸方向の推定が行われるようになってきた。MT インピーダンスを $Z_{ij} = X_{ij} + iY_{ij}$ としたとき、 $\phi = Y_{ij}/X_{ij}$ を Phase Tensor (PT) と定義すると、これによりテンソルの最大軸 $\phi_{\max}$ と最小軸 $\phi_{\min}$ とを主軸とする楕円を描くことができる。これにより、局所的な比抵抗異常により生じる周波数に依存しない電場成分 (Galvanic Distortion) に影響されない比抵抗構造の変化しない方向 (すなわち走向方向) を示すことができる。

Fig. 2 に代表的な周波数での IV と PT 楕円とを示す。最も長周期の 0.001 Hz の IV を見ると、低比抵抗である日本海の影響により全体的に北西を向く傾向が見られる。また、PT はこの周波

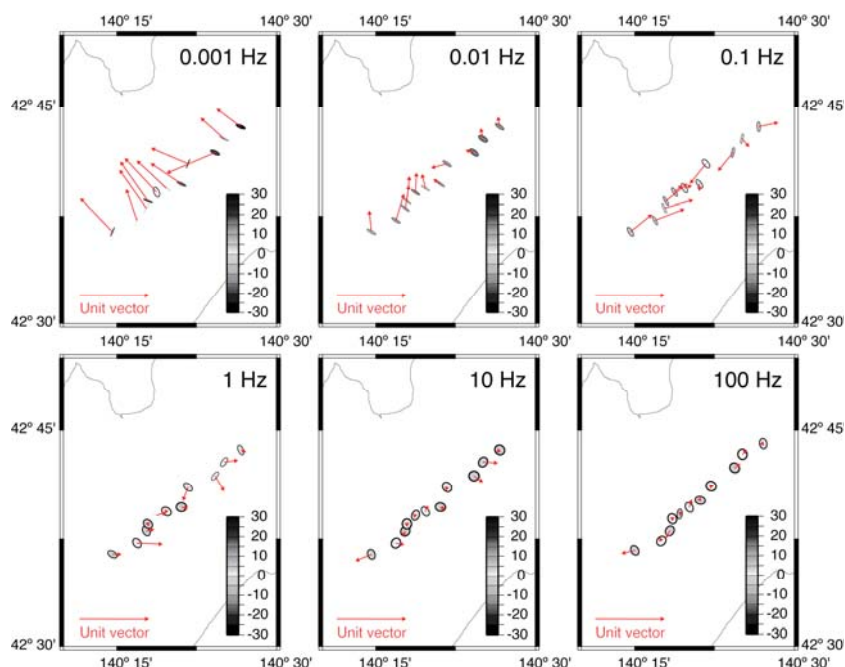


Fig. 2. Induction vector and phase tensor ellipse in each MT site at various frequencies.

数ではデータ数が少ないため、走向方向を検討するのは困難である．次に 0.01 Hz では、IV は北東側の 3 測点を除いて測線中央部を向いているが、これは中央部に存在する低比抵抗構造の影響であろう．また、PT 楕円の主軸は全体的に北西を向く．0.1 Hz でもその傾向に変化はないが、IV の大きさが中央部の測点で小さくなっているため、そこは低比抵抗構造上に位置していると考えられる．PT 楕円の主軸は、この周波数でも南西側 8 測点でおよそ N40°W を向く傾向が見られる．1 Hz および 10 Hz, 100 Hz では、IV の大きさが非常に小さく、これは浅部に良導体が存在することを示すと考えられる．ただ西端の測点 101 では西側を向くので、その西側には別の低比抵抗構造が存在するのであろう．一方、PT 楕円はこれらの周波数では円に近くなり方向性は不明確になる．比抵抗構造の走向を決めるために、0.01-0.001 Hz, 0.1-0.01 Hz, 0.1-1 Hz, 1-10 Hz, 10-100 Hz, 100-320 Hz の 6 つの帯域における PT 楕円の主軸方向を 5°

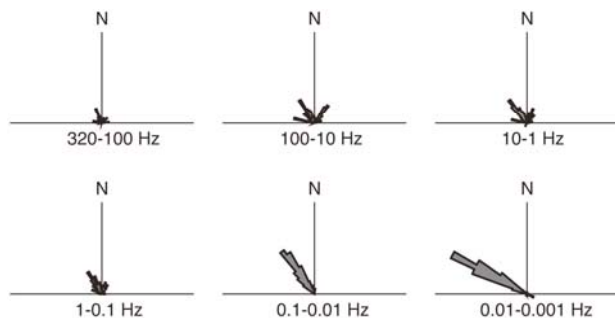


Fig. 3. Rose diagram of principal direction of phase tensor ellipse at various frequency ranges.

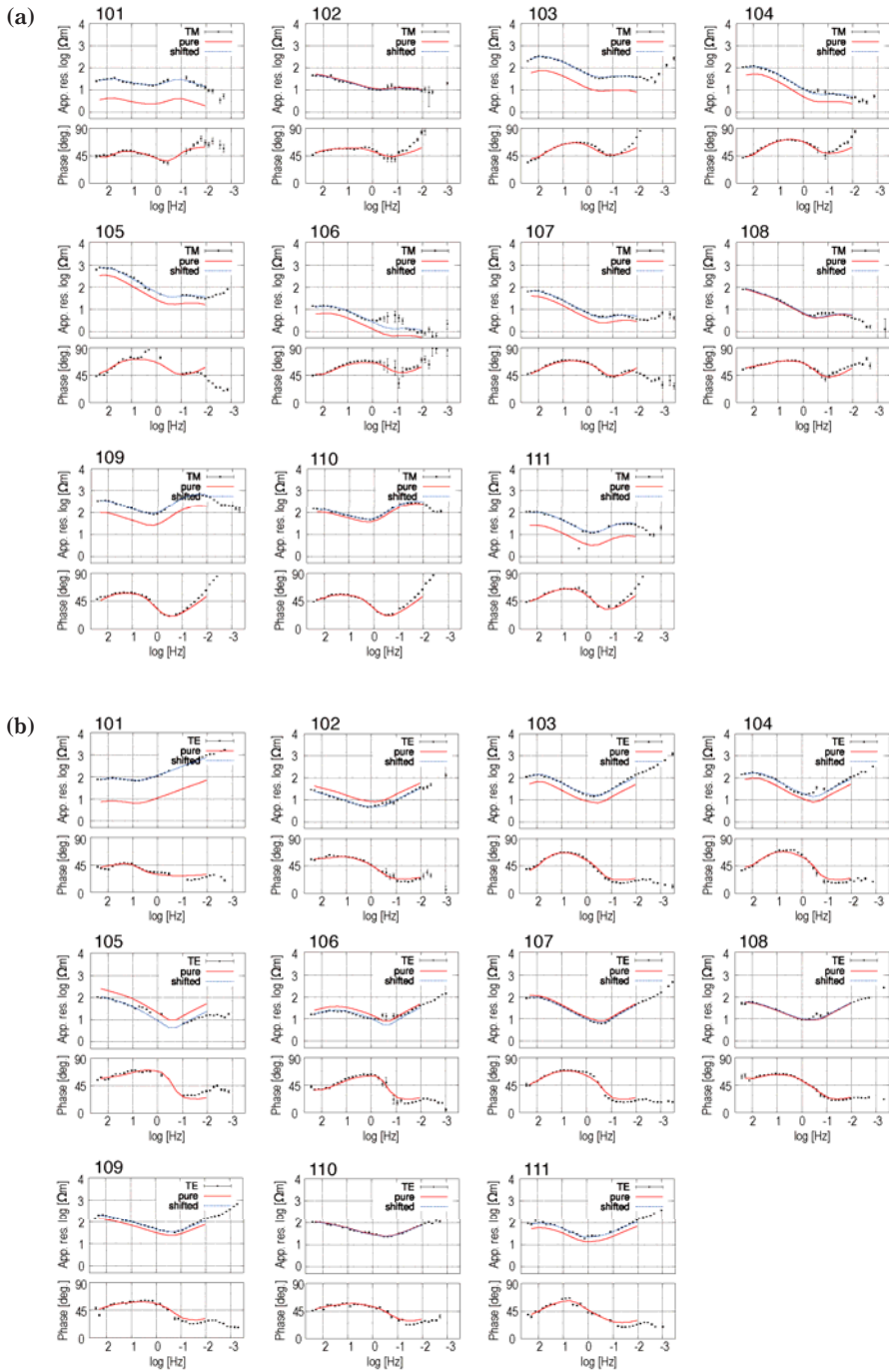


Fig. 4. Observed and calculated sounding curves for the apparent resistivity and phase of TM mode (a) and TE mode (b). Dots with error bars, observed apparent resistivity and phase; Red line and blue dot line, inverted model curves before and after the static shift correction, respectively.

ごとに区切り，ローズダイアグラムを作成した (Fig. 3). それによると，0.01-0.001 Hz では，PT 楕円の長軸の向きが他の周波数帯よりも西を向く傾向がある．それぞれの周波数帯ごとに最頻値を求め，それらの平均値を出すと N38 °W となった．この方向は 90 °の不確実性があるが，IV の方向は測線中央に集中するので，測線方向に主としての比抵抗構造変化が示唆される．したがって，走向方向は構造変化のない N38 °W と考えることができる．

Fig. 4 に各測点での見掛け比抵抗，位相の観測値を青点線で示す．Fig. 4 (a) は TM モード (比抵抗構造の走向方向の磁場，直交方向の電場による見掛け比抵抗および位相)，Fig. 4 (b) は TE モード (比抵抗構造の走向方向の電場，直交方向の磁場による見掛け比抵抗および位相) をそれぞれ示した．これらの図によると，見掛け比抵抗はほとんどの測点で高周波数から低周波数にかけて高ー低ー高の特徴を示す．測点 104~107 にかけては，1 Hz - 0.1 Hz の周波数帯でデータのシフトや大きなエラーが見られる．この周波数帯は自然の電磁場変動が小さいところであり，人工的なノイズの影響を受けやすい．また，0.01 Hz 以下でもエラーの大きいデータが見られるが，この周波数帯は限られた観測時間では電磁場変動が少ないことによるものである．また，測点 109 および 110 の 0.01 Hz 以下の位相差は 90 °以上になり，このような位相は通常 2 次元構造では説明されない異常な位相であり，特殊な三次元構造が存在する可能性を示している (Ichihara, 2008)．

2. 二次元インバージョン

上記の方法により N38 °W を比抵抗構造の走向として，TM モードと TE モードを定め，Fig. 4 に示した見掛け比抵抗および位相を用いて，二次元構造と仮定したインバージョンにより比抵抗構造を推定した．TM モードの 0.01 Hz 以下の周波数では位相が 90 °を超える異常な値が見られ，また，ローズダイアグラムにおいても 0.01-0.001 Hz の周波数帯で，PT 楕円の長軸の向きが他の周波数より西を向く傾向が見られている．これらは，三次元的構造の影響を示しているため，二次元インバージョンにおいては 0.01 Hz 以下の周波数のデータは使用しなかった．インバージョンコードは Ogawa and Uchida (1996) を使用した．このコードでは，モデルパラメータとして，測定誤差で重みを付けた測定値に対する感度や ABIC 法に基づく平滑化制約が用いられている．また，局所的な低比抵抗構造の影響によるスタティックシフトを補正することも可能である．得られた比抵抗構造モデルを Fig. 5 に示す．また，TE モード，TM モードの見掛け比抵抗・位相差の観測値 (青点線) と最終モデル計算値 (赤線：スタティック補正前，青線：スタティック

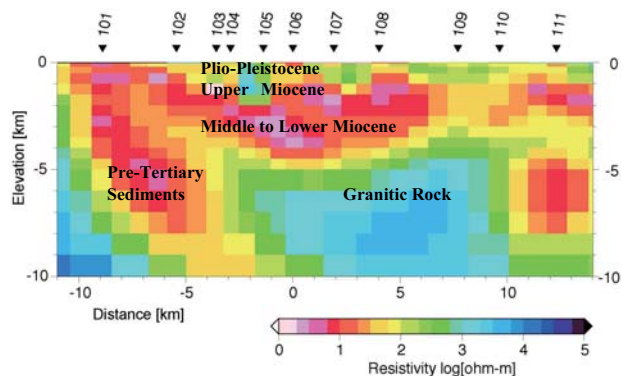


Fig. 5. Resistivity structure obtained by the two dimensional inversion.

ク補正後)との比較を Fig. 4 に示す. それらによると, TM および TE モードにおいては, 観測された見掛け比抵抗および位相は, 得られたモデルによってほぼ説明されている. ただし, 測点 103, 104, 105 では, 大きなスタティックシフトが推定されている. Fig. 6 には, ABIC の値および観測値と計算値との差の二乗平均値 (RMS) のインバージョン計算繰り返し回数による変化を示した. これによると, ABIC 値は 20 回目で最小値を示し, RMS もそれ以降変化が見られないので, そこのモデルを最適結果とした. また, Fig. 7 は各ブロックについて繰り返し計算中のモデルパラメータの変化に対する標準偏差を対数で示したもので, その値が小さいほどその比抵抗値はよく決まっていると考えられる. これによると 5 km 以浅の低比抵抗値はよく決まっているが, 深部やモデル周辺部の高比抵抗構造は決定精度がよくないといえる. これは, MT 法は高比抵抗構造に対して感度がわるいという性質を反映したものである.

比抵抗構造の特徴を見てみると, 低地帯中の測点 102~108 では表層から 1~2km 位までの深さに 100 Ω m 前後の構造が見られる. これは低地帯に鮮新世~更新世に堆積した黒松内層や瀬棚層に対応するものであろう. 低地帯中央部に背斜があり下位の黒松内層が露出しているといわれているところ (測点 105 付近) では数百 Ω m 以上の高比抵抗構造になっており, 地下に貫入岩等が高比抵抗を示す岩体があるのかもしれない. また, 東側の測点 106~108 では西側よりも比抵抗が大きい. その下には, 10 Ω m ないしそれ以下の低比抵抗層が深さ 5 km くらいまで分布しており, 中新世の堆積層である八雲層や訓縫層に対応するのであろう. これらの地層は西側では浅くなり, 地表に露出している. その西側から下部に低比抵抗層が深部まで分布しているが, 先第三系の地層と推定される. しかし, その層は低地帯に相当するところでは分断され,

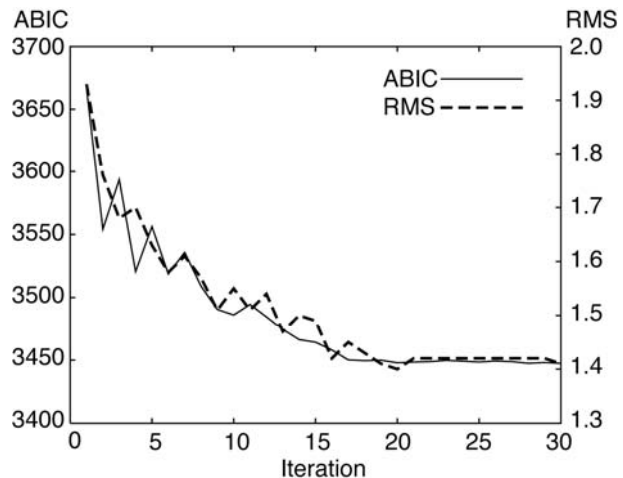


Fig. 6. Convergent process of the inversion.

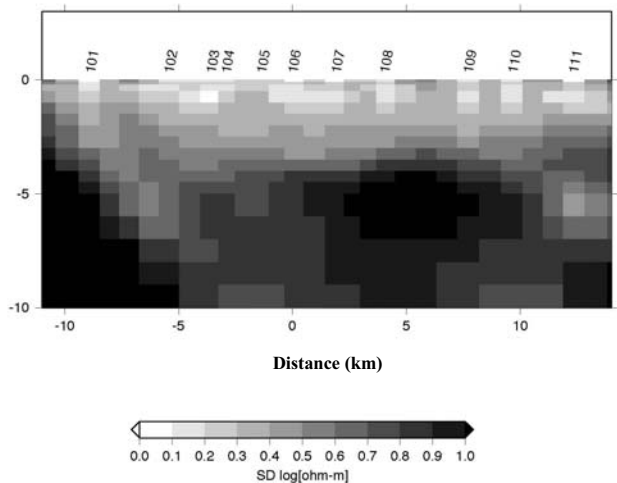


Fig. 7. Standard deviation of each resistivity block.

そこには明瞭な高比抵抗構造が分布する．この構造は，低地帯東側で浅くなる傾向がみられることから，測点 109 付近に地表で見られる花崗岩類ではないかと推定される．この浅部の高比抵抗構造を境に東側は蘭越町側の低地帯になり，黒松内低地帯の西側と同様な堆積層に対応する低比抵抗構造が見られる．このような結果から，黒松内低地帯に厚い堆積物を溜めた凹状の陥没構造の下では基盤構造も不連続であると推定される．

IV. 議 論

本報告では，黒松内地域で行った MT 法探査の結果について述べたが，今回は低地帯中央部を横切る一測線だけなので，それだけで低地帯の構造すべてを語るのは難しい．しかし，上記のようにこれまでの地質調査で知られてきた低地帯に中新世～更新世にかけて厚い堆積層を形成させた凹状の構造が比抵抗構造によっても確かめることができた．その幅は測点 102～109 の範囲約 12 km であり，また，最大深度は低地帯中央部で約 5 km と推定される．この幅は地質的に推定されている 10–15 km とよく一致するものである．また，深さについては，深さ 1–2 km と得られた 100 Ω m 層と 10 Ω m 層との境界である黒松内層と八雲層との境界深度は，微動探査の結果からも 1000–1600 m と推定されており，その結果は低地帯中央部にある掘削坑での地質分布と対比されている（松島・大島，1989）．この厚い堆積物の存在は，この地域での低重力異常としても認識される（山本・石川，2002）が，重力異常分布は低地帯北端～寿都湾にかけては高重力異常であり，この厚い堆積層を形成させた構造は北側ではなくまっている可能性がある．低重力異常は，黒松内町北部から北西に延び，島牧町の方に続いているようであり，今後，比抵抗構造でも確かめる必要があろう．高倉・他（1994）により石油の調査の一環として MT 探査が黒松内地域で行われている．この探査では，この低重力帯に沿う測線において観測を行っているが，著者らは低地帯を挟んで比抵抗構造の走向が大きく変わるので，二次元構造として比抵抗構造を出すのは困難であったと述べている．このことは低比抵抗構造が黒松内地域で走向を変え，北西方向に延びることを示していると考えられることもできる．

今回得られた比抵抗構造では，黒松内低地帯において中新世以降の堆積層の基盤にあたる深度で顕著な高比抵抗構造が得られ，周囲の同じ深度では低比抵抗構造であることは明瞭に異なる．この高比抵抗構造は，低地帯東方では浅くなっているため，そこで露出している花崗岩類と考えることができるであろう．そうであれば，この地域の堆積物を貯めた凹状構造は花崗岩類の貫入によるリフトとして形成されたと考えられることができる．低地帯の南側には更新世の火山である写万部山があるし，周辺の西側には同時期の狩場山，東側には鮮新世の昆布岳等の火山が分布しており，それらの活動と関連した可能性がある．

今回の探査で中部～下部中新統の地層が 10 Ω m 以下の非常に低い比抵抗を示すことがわかった．もし，この低比抵抗構造が低地帯沿いに太平洋側の噴火湾から日本海側に続いているのであれば，それが電流の流路になり，太平洋側から日本海側に効率よく電流が流れていると考えられることができる．そのような電流系があれば，駒ヶ岳での MT 法探査で観測された長周期の IV が北

方を向く現象もうまく説明できるであろう。Yamaya (2008) で指摘されているように、火山等の深部構造を推定するためには長周期の見掛け比抵抗、位相および IV を用いる必要があるが、それらは石狩低地帯や黒松内低地帯のような太平洋と日本海とをつなげる低比抵抗構造による特異な電流系の影響を受けていると考えられるので、このような地域の比抵抗構造を調べておくことは MT 法による深部構造の探査には重要なことである。

V. ま と め

本報告では、MT 探査の結果をもとに黒松内地域の比抵抗構造およびその地質構造との関係について述べた。その結果、これまで指摘されている低地帯の凹状構造を明らかにし、堆積層の分布範囲も示した。一方、この低地帯の基盤構造が周囲と異なっていることも示し、このような堆積盆地の形成過程を議論する際の重要な条件を与えた。また、厚い堆積層が低比抵抗構造であることを示し、それが太平洋から日本海への電流の流路になる可能性を指摘した。このような構造は、駒ヶ岳や樽前山で指摘されている長周期インダクションベクトルの異常な方向を説明するためには重要な構造となることも指摘した。ここで得られた結果は、黒松内低地帯中央部を横切る一測線だけのものであり、低地帯の構造全体を論じるには今後さらに探査を進める必要があろう。

文 献

- 吾妻崇・後藤秀昭・下川浩一・奥村晃史・寒川旭・杉山雄一・町田洋・黒澤英樹・信岡大・三輪敦志, 2004. 黒松内低地帯の最新活動時期と地下地質構造. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.4, 45-64.
- Caldwell, T., H. M. Bibby and C. Brown, 2004. The magnetotelluric phase tensor, *Geophys. J. Int.*, **158**, 457-469.
- Ichihara, H., 2008. Three dimensional crustal heterogeneity revealed by magnetotelluric method and its role for the generation of intraplate earthquakes, Ph. D. thesis, Hokkaido University, 169pp.
- 池谷仙之・林慶一, 1982. 北海道渡島半島黒松内地方の地質, 地質学雑誌, **88**, 613-632.
- Gamble, T. D., W. M. Goubau and J. Clarke, 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, **44**, 53-68.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001. 長期的な地震発生確率の評価手法について, 46pp.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005. 黒松内低地帯の長期評価について,
http://www.jisin.go.jp/main/chousa/05apr_kuromatsu/index.htm.
- 活断層研究会, 1991. 新編日本の活断層一分布図と資料, 東京大学出版会, 437pp.
- 松田時彦, 1975. 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震Ⅱ, **28**, 269-283.
- 松島健・大島弘光 1989. 長周期微動を用いた地下構造の推定—黒松内低地帯における探査例—, 物理探査, **42**, 97-105.
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会, 1990. 日本の地質 1, 北海道地方, 337pp.
- 西田泰典, 1977. 北海道石狩低地帯周辺の地下電気伝導度異常, 北海道大学地球物理研究報告, **36**, 17-28.
- 小崎尚・野上道男・小野有五・平川一臣, 2003. 日本の地形 2, 北海道, 359pp.

- Ogawa, Y. and T. Uchida, 1996. A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **157**, 2303-2322.
- Otofujii, Y., A. Kambara, T. Matsuda and S. Nohda, 1994. Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation, *Earth Planet. Sci. Let.*, **121**, 503-518.
- 高倉伸一・志賀信彦・村山隆平, 1994. MT法の国内石油探鉱への適用(その2)ー北海道天北地域および黒松内地域における実験調査結果ー, 物理探査学会第90回学術講演会講演論文集, 527-531.
- 八幡正弘・山岸宏光, 1986. 北海道におけるいくつかの活断層露頭, 地球科学, **35**, 94-97.
- 山本明彦・石川春義, 2002. 北海道渡島半島南部の重力異常と浅部地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 247-290.
- 山谷祐介・谷元健剛・西田泰典・佐波瑞恵・宮原昌一・吉田邦一・茂木透・橋本武志, 2004. 広帯域MT法探査による北海道駒ヶ岳の比抵抗構造ー1次元構造解析結果と海洋の影響の評価ー, 北海道大学地球物理学研究報告, **67**, 39-51.
- 山谷祐介・橋本武志・茂木透・鈴木敦生・西田泰典・谷元健剛・森濟・寺田暁彦・三品正明・長谷英彰, 2005. 樽前山における広帯域MT法探査ー2次元比抵抗解析ー, 北海道大学地球物理学研究報告, **68**, 127-140.
- Yamaya, Y, 2008. Three dimensional resistivity structure of Tarumai Volcano by the magnetotelluric method including the effect of regional structure, Ph. D. thesis, Hokkaido University, 110pp.