櫛挽断層の電磁気構造

森 俊雄・河村 諱・大地洸・水野喜昭

Electric and Magnetic Structure of the Kushibiki Fault

by

Toshio Mori

Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

Makoto Kawamura

Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

Kou Ohchi

Kakioka Magnetic Observatory, Yasato, Japan

and

Yoshiaki Mizuno

Memambetsu Magnetic Observatory, Memambetsu, Japan

(Received Feb. 28, 1983; Revised March 28, 1983)

Abstract

The Kushibiki fault, which runs northwest-southeast and dips southwest, is an active fault in the western part of the Kanto plane, Japan. Earth resistivity by direct current method, self-potential gradient and geomagnetic total intensity are measured in this area.

Analyses of the Schlumberger and Wenner soundings show that the resistivity structure in the fault zone in striking contrast to the surrounding layers. The relatively high resistivity layer of 300 to 500 ohm-m is restricted to the fault zone, and the layer dips more steeply southwest in the center than at the edge. A very low resistivity layer of 10 ohm-m or less appears at a depth of about 100 m outside of the fault zone, but in the fault zone the layer appears at a depth of 10 to 30 m just under the highly resistive layer.

An anomalous field of geomagnetic total intensity in the range of 60 to 100 nT is found along the fault with a width of about 100 m. The distributions of the self-potential gradients on the two lines across the fault do not support the theory that the anomalous magnetic field originates in a current generated by a streaming potential. So the origin is considered to be magnetized bodies. It can be explained that the high resistivity layer in the fault zone is magnetized to an intensity of 1.5×10^{-3} emu/cc, whereas the magnetization of the surroundings is 5×10^{-4} emu/cc.

1. はじめに

我々は1976年より電磁気学的手法を用いて、堆積層で厚くおおわれている平野部活断層の研究を行ってきた。関東平野中央部の古利根川流域や貝塚 (1975) によって推定されている荒川断層等を対称として観測すると同時に、1977年からは断層の位置が明瞭な関東平野西端の櫛挽断層でも観測を行ってきた。1979年までは、人工電流による大地比抵抗直接測定、地磁気、地電流変化測定を行い、これらの結果の一部を河村他 (1981) が報告した。その後、櫛挽断層において自然電位分布と全磁力分布を求め (1981年3月)、比抵抗直接定の結果と共に解析を行った。

櫛挽断層は明瞭なたてずれ断層地形を示す活断層である。断層の走向は北西—南東で、北東側が隆起しており、その平均変位速度は $0.04 \text{ m}/1000$ 年またはそれ以上 (松田, 1974) といわれている。この付近は荒川の旧扇状地で、下流側が隆起したため、断層の南西側は埋積地形を示し、隆起した側は荒川の旧扇状地礫層で被われている (松田, 1974)。1931年9月21日の西埼玉地震 ($M=7.0$) の震央はこの近くであるが、この地震のときに地表に変位が現われたという報告はない。

一方、日本各地の活断層における電磁気学的調査は、1975年頃よりさかに行なわれており、断層の比抵抗構造も明らかにされてきている。山崎断層 (Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982: 小野・佐藤, 1981)、丹那・浮橋断層 (行武, 1981)、千屋断層 (小野・内田, 1981) などでは、断層に沿って極端な低比抵抗帯のあることが確認されている。この低比抵抗帯は断層破砕帯で、水が関与していると考えられている。千屋断層では自然電位分布の異常 (水谷・鍋谷, 1981) および数百 nT の全磁力異常 (三品・山下, 1981) を観測している。水谷・鍋谷 (1981) はこの自然電位分布異常は、水の移動による界面電気現象によるものであろうとしている。また、自然電位分布から 30 nT 程度の磁気異常を説明している。三品・山下 (1981) は千屋断層の全磁力異常を断層変位や断層面に強磁性物質をおくことで説明を試みている。

2. 比抵抗測定

比抵抗直接測定は、電流電極から地中に発信し

た信号電流を、電位電極で信号電圧として受信し、その受信電圧—発信電流比と発受信電極の配置から大地比抵抗を求める。電極の配列方法により、Schlumberger法、Wenner法、bipole-dipole法等に分けられる。bipole-dipole法は電流電極と電位電極を任意の位置に独立して配置するが、Schlumberger法とWenner法は4つの電極を直線上に配置し、両端から電流を流すため、配置できる条件が周囲の状況によって大きく制限される。しかし、Schlumberger法とWenner法の方が、bipole-dipole法に比較して効率よく測定でき、比抵抗構造も精度よく求めることができる。断層付近の略図を Fig. 1 に示す。断層の南西側は水田地帯で比較的障害物が少いため、測線を規則的に配列できるが、隆起した北東側は畑地で、冬季でも農作物が栽培してあったり民家等があるので、電極配列に多くの制限がある。このため、比抵抗測定には、主に、探査深度は浅いが測定が

Fig. 1. Location of the Kushibiki fault.

Fig. 2. Locations of the Schlumberger (S) and Wenner (W) sounding sites. A and B denote bipole current electrodes.

簡単にできる YEW-3244 大地比抵抗測定器を用いて Wenner 法による測定を行った。また、電極間隔を長くとれるところでは、Schlumberger 法による測定も行った。この電流発信にはシントレックス IPC 7/2.5 kw, 受信には銅-硫酸銅電極とペンレコーダを用いた。これらの測点の配置を Fig. 2 に示す。図中、W で示す線の中心は Wenner 法による測線の中心位置、S は Schlumberger 法による測線の中心位置を示す。それぞれの線の方向は電極の配列方向を示すが、大部分は断層の走向と平行な方向に電極を配置した。

Schlumberger 法によって得られた見掛け比抵抗から水平多層構造を仮定して解析した例を Fig. 3 に示す。見掛け比抵抗から比抵抗構造を一意的に求めることはできないので、ここに示す比抵抗構造は隣接する Wenner 法による結果も考慮に入れて求められた。また、S2 の中心は W4 の中心と同一地点で、ここに示す層構造は W4 をも満足する。同図に見られるように、断層帯の南西端の測線 S2 では 12 m~19 m に 400 ohm·m の高比抵抗層があり、それ以深は 5 ohm·m の非常に比抵抗

Fig. 3. Apparent resistivities obtained by the Schlumberger array and their interpretations.

抗の低い層になっている。S2 以外では、 $10 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗層までの深さは 100 m 程度と断層帯よりかなり深くなっている。

Fig. 2 の L3 線上の測点群について解析した結果を Fig. 4 に示す。Wenner 法による spacing a は 100 m 程度までしかのぼすことができなかったため、 $20 \sim 30 \text{ m}$ までの深度の比抵抗構造を示す。ここで特徴的なことは、断層帯と考えられるところだけに $400 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ の高比抵抗層が存在し、その層が南西に向かって傾斜していることである。また、この高比抵抗の直下に $10 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗層がある。この付近で地表面の高度差は 4 m 程度であるが、高比抵抗層の深度の差は測線 W4 と W38 の下で 12 m 程度あり、地表の変化よりもかなり大きい。

Fig. 5 は L1~L4 測線群の断面の比抵抗構造を示す。図中横の 0 m の位置は、それぞれの断面について地形上から断層帯の南西端と考えられる位置を示している。どの断面についてもいえることは、 $300 \sim 500 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ の高比抵抗層は、断層帯と考えられる幅 $30 \sim 50 \text{ m}$ の範囲にのみ存在し、また、そこでは $10 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗層が浅くなっていることである。さらに、高比抵抗層の傾斜は断層の中心部ほど急になる傾向がある。これは断層の中心部の方が、その両端に比較して変位量が多いことを意味していると思われる。L4 付近では地質調査所によってボーリング調査が行なわれており、垣見他 (1981) による報

Fig. 4. Distributions of the electric resistivities obtained by the analysis of the Schlumberger and Wenner sounding data along the line L3.

Fig. 5. Distributions of the electric resistivities along the lines L1, L2, L3 and L4.

告がある。ボーリング柱状図と比抵抗構造を比較すると、断層帯の $300 \sim 500 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ の高比抵抗層とその外側にある $100 \sim 200 \text{ ohm} \cdot \text{m}$ の比較的比抵抗の高い層は、礫層を構成する砂礫層であると考えられる。これらの比抵抗値の相違は、変位後の堆積過程の相違を反映したものと考えられる。

3. 活断層探査試験

断層が地表面からその位置を確認できない場合を想定し、断層の位置を探索する試験を行った。

1つは Wenner 法による配列で、測線は断層に平行な方向にとり spacing a を 20 m と 38 m に固定して、測定場所を順次移動しながら見掛け比抵抗を求めた。L3 測線付近の断層を横切る測線で行った結果を Fig. 6 に示す。両 spacing 共、断層帯のところで見掛け比抵抗値が変化し、不連続帯のあることがわかる。 $a=38 \text{ m}$ の値は断層付近で Fig. 4 にみられる断層帯の高比抵抗層を反映しており、 $a=20 \text{ m}$ の値は、それより浅い層の比抵抗が断層帯で低くなっていることを反映している。しかし、このように複雑な構造をもつところでは、 a の値によっては不連続を示さないことが

Fig. 6. Apparent resistivities obtained by the Wenner profiling with electrode spacings 20 and 38 m.

あると考えられるので、注意を要する。

次に、bipole-dipole 法を用いた場合を示す。Fig. 7(a) の A, B (Fig. 2 の A, B と同一) は電流電極の位置を示し、●, ○, ×は電圧受信極を示す。電流極からは 1/4 周期 1 秒の交替直流が流され、その受信は同図で線により結ばれた対の電極で行なわれた。各々の測定値に対して電流極 (AB) の中心と受信極の中心距離を spacing とし、見掛け比抵抗を計算した。Fig. 7(b) は spacing に対する見掛け比抵抗をプロットしたものである。ただし、電流極の中心から直角方向にある測点群では、平行成分のみの見掛け比抵抗をプロットしてある。また、それらの左側 (西側) の測点群 (×印) でも、計算された見掛け比抵抗が極端に他の値よりもかけはなれている場合は同図から除いてあ

Fig. 7. (a) Electrode arrangement for bipole-dipole sounding. A and B indicate the locations of the current electrodes and the others the potential electrodes. (b) Apparent resistivities obtained by the bipole-dipole arrangement.

る。Fig. 7(b) で F_1 および F_2 で示した矢印は、各々 AB の垂直 2 等分上の測点群、および西側の測定群に対する断層帯の南西端の位置を示してある。両測点群共、断層付近で見掛け比抵抗のギャップがみられ、比抵抗の不連続帯のあることがわかる。

4. 自然電位分布

自然電位測定は、銅-硫酸銅電極とマルチメータを用い、Fig. 10 の A5 と L3 に沿った測線で行った。2 地点間の電位差は、電極を相互に取換えて測定し、別に設置した地電流観測基線の連続記録から時間的変化分を補正し、求めた。測定は断層に平行な方向と垂直な方向で行った。電極間隔は通常 10 m で行ったが、障害物のある場所では、その電極間隔を変更した。

測定結果を mV/10 m 単位で Fig. 8, 9 に示す。この付近は直流電車等による人工的ノイズが 2 mV/10 m 程度ある。また、その他断層の北東側では、電極の位置を交互に交換したときの電位差の差が大きく、5 mV 程度の誤差があると思わ

Fig. 8. Self-potential gradients along the line A5. Upper: perpendicular component to the fault. Lower: parallel one.

Fig. 9. Self-potential gradients along the line L3. Upper: perpendicular component to the fault. Lower: parallel one.

Fig. 11. Profiles of the geomagnetic total intensity anomalies along lines A1, A2, A3, A4 and A5.

Fig. 12. Profiles of the geomagnetic total intensity anomalies and topography along the line A5. Crosses, open circles and solid circles denote values observed at 1.5, 2.0 and 2.5 m height of the proton magnetometer sensor, respectively. Broken, solid and dotted lines denote values calculated from the magnetized soil at a height of 1.5, 2.0 and 2.5 m, respectively.

Nabighian, 1972) による磁気異常の計算式があるが、ここでは Fig. 13 のような二次元台形モデルの組合せによって磁気異常を計算した。

Fig. 13. Parameters of the model calculation.

断層に垂直な方向を x , 走向を y , 鉛直下向を z にとった直交座標系で考える。磁気モーメント m (方向余弦 λ, μ, ν) が (x, y, z) にある場合、原点での磁気ポテンシャルは

$$\Omega = \frac{\lambda x + \mu y + \nu z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}$$

で与えられる。

従って、Fig. 13 のような断面をもち、 y 方向に無限に長い磁性体による磁場の各成分は

$$Hx = - \int_{x_1}^{x_2} \left\{ \int_{z_1}^{z_2} \left(\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial \Omega}{\partial x} dy \right) dz \right\} dx$$

$$Hy = - \int_{x_1}^{x_2} \left\{ \int_{z_1}^{z_2} \left(\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial \Omega}{\partial y} dy \right) dz \right\} dx$$

$$Hz = - \int_{x_1}^{x_2} \left\{ \int_{z_1}^{z_2} \left(\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial \Omega}{\partial z} dy \right) dz \right\} dx$$

によって求めることができる。
ただし、

$$z_1 = A_1 x + B_1$$

$$z_2 = A_2 x + B_2$$

$$A_1 = (z_{21} - z_{11}) / (x_2 - x_1)$$

$$A_2 = (z_{22} - z_{12}) / (x_2 - x_1)$$

$$B_1 = (x_2 z_{11} - x_1 z_{21}) / (x_2 - x_1)$$

$$B_2 = (x_2 z_{12} - x_1 z_{22}) / (x_2 - x_1)$$

ここで

$$V_1(x_1, x_2, A, B)$$

$$= \log \frac{(A^2 + 1)x_2^2 + 2ABx_2 + B^2}{(A^2 + 1)x_1^2 + 2ABx_1 + B^2}$$

$$V_2(x_1, x_2, A, B)$$

$$= \frac{1}{|B|} \left\{ \tan^{-1} \frac{(A^2 + 1)x_2 + AB}{|B|} - \tan^{-1} \frac{(A^2 + 1)x_1 + AB}{|B|} \right\}$$

(ただし、 $B=0$ のときは

$$V_2(x_1, x_2, A, B) = \frac{1}{A^2 + 1} \left(\frac{1}{x_1} - \frac{1}{x_2} \right)$$

$$W_1(A) = (\lambda A - \nu) / (A^2 + 1)$$

$$W_2(A) = (\lambda + \nu A) / (A^2 + 1)$$

とおくと

$$\begin{aligned} Hx = m \{ & W_1(A_2) \cdot V_1(x_1, x_2, A_2, B_2) \\ & - W_1(A_1) \cdot V_1(x_1, x_2, A_1, B_1) \\ & + 2B_2 W_2(A_2) \cdot V_2(x_1, x_2, A_2, B_2) \\ & - 2B_1 W_2(A_1) \cdot V_2(x_1, x_2, A_1, B_1) \} \end{aligned}$$

$$Hy = 0$$

$$\begin{aligned} Hz = m \{ & -W_2(A_2) \cdot V_1(x_1, x_2, A_2, B_2) \\ & + W_2(A_1) \cdot V_1(x_1, x_2, A_1, B_1) \\ & + 2B_2 W_1(A_2) \cdot V_2(x_1, x_2, A_2, B_2) \\ & - 2B_2 W_1(A_1) \cdot V_2(x_1, x_2, A_1, B_1) \} \end{aligned}$$

となる。

地理的北、東、下方向に対する座標系 (ξ, η, z) における磁気モーメントの方向余弦を (α, β, ν) 、断層の走行方向 y 軸が東から南の方向へ θ だけ回転しているとする、方向余弦は

$$\lambda = \alpha \cos \theta + \beta \sin \theta$$

$$\eta = -\alpha \sin \theta + \beta \cos \theta$$

磁場の北成分及び東成分の強さは

$$H_\xi = H_x \cos \theta$$

$$H_\eta = H_x \sin \theta$$

故に、付近の全磁力を F 、伏角を I 、偏角を D とすると、Fig. 13 のような磁性体による磁気異常は

$$\Delta F = \sqrt{(H_\xi + F_\xi)^2 + (H_\eta + F_\eta)^2 + (H_z + F_z)^2} - F$$

ただし、

$$F_\xi = F \cos I \cos D$$

$$F_\eta = F \cos I \sin D$$

$$F_z = F \sin I$$

測線 A5 付近の断層の走向は約 E40°S であるから、 $\theta = 40^\circ$ とおき、Fig. 12 の下段に示すような地形が断層走向方向に無限であるとして、地形の影響による全磁力異常を計算した。ただし、この付近の全磁力値を 46200 nT、伏角を 49° 、偏角を -6.5° とし、土壌の帯磁の方向は全磁力の方向と同じとした。帯磁の強さを変えて観測値を満足し得るような値を求めた。帯磁の強さを 5×10^{-4} emu/cc とした場合の、地表面から 1.5 m, 2 m, 2.5 m における全磁力計算値を Fig. 12 に示したが、この値で断層の南西端のごく近傍の 30 nT 程度の振幅の磁気異常を説明できる。

次に、Fig. 10, 11 にみられるような断層に沿って存在する比較的大規模の磁気異常の原因を考えてみる。磁気異常の原因として、地下水の移動による界面電気現象によって誘起される電流による場合（例えば Fitterman, 1979）と、地下の磁性体による場合が考えられる。界面電気現象による場合は、Fig. 8 および 9 で両測線に共通して一方向に電位が高くなるような自然電位分布が現われると考えられるが、今回の観測ではそのような分布は得られなかった。一方、比抵抗測定から断層帯に比抵抗の高い層のあることがわかったが、この高比抵抗層は周囲よりも高密度に堆積するよう

な過程を経、さらに、磁性を帯びた物質も付近より高密度で堆積したと考えることができる。このため、ここでは、Fig. 5 にみられるような 300~500 ohm·m の高比抵抗層で全磁力分布の説明が可能かどうかを検討した。

A5 測線は L2 測線と L3 測線の中間にあるので、Fig. 14 の下段の斜線で示すような構造を仮定した。全磁力異常の計算方法は地形の影響を計算した場合と同様である。Fig. 14 の斜線で示すような高比抵抗層が 1.5×10^{-3} emu/cc の強さに帯磁している場合の全磁力異常の計算値を太い実線で描いているが、これで観測された磁気異常をほぼ説明できる。ただし、周囲の土壌の帯磁の強さは 5×10^{-4} emu/cc で、地形の変化による異常も計算に含まれている。また、断層の南西側に点で示すような帯磁層を加えることにより、さらに良く観測値を説明できる。これは、断層帯以外で見られる比較的比抵抗の高い層(100~250 ohm·m)が断層の近くで厚くなっていることを反映しているのかもしれない。

Fig. 14. Profiles of the geomagnetic total intensity anomalies, subterranean anomalous magnetized body and topography along the line A5. Open circles denote observed values. Thick solid and broken lines denote values calculated from the shadow zone and from the shadow and stippled zone, respectively.

6. まとめ

櫛挽断層およびその周辺の地下 100 m 程度までの比抵抗構造が求められた。比抵抗構造は大略 3~4 層構造で、中間層の比抵抗が比較的高く、その下層が非常に低い比抵抗になっている。断層帯の比抵抗構造は周囲とは非常に異っており、他ではみられない 300~500 ohm·m の高比抵抗層が存在し、その直下が 10 ohm·m 以下の低比抵抗層になっている。この低比抵抗層の深度も、周囲の約 100 m に対して非常に浅くなっている。山崎断層等でみられた低比抵抗帯は断層破碎帯によるものと考えられている(例えば、Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982)が、櫛挽断層の比抵抗構造は変位後の堆積過程を反映しているのではないかと考えられる。断層の中心付近で、地表の変位は 3~4 m であるが、断層帯にある高比抵抗層は南西に傾斜しており、約 12 m の深度差を生じている。また、その層の傾斜は断層の端の方ではゆるやかになっている。このことは、断層の垂直変位量が地表でみられるよりも大きく、また、中心部ほど変位量が大きいことを示しているように思われる。

全磁力測量の結果、断層に沿って高全磁力異常が見られた。自然電位分布から、全磁力異常の原因が流動電位によるものであるとは考えにくいので、その原因を断層帯にある高比抵抗層に求めた。高比抵抗層の帯磁の強さを 1.5×10^{-3} emu/cc、周囲の土壌の帯磁の強さを 5×10^{-4} emu/cc とすることで、全磁力異常を大略説明することができる。隆起した側が旧荒川の下流側であったことを考えると、堆積の過程で高比抵抗、高帯磁層が形成されたと考えられる。また、このような層が形成されるためには、断層運動によって地表に変位が現われた位置は、高比抵抗(高帯磁)層の北東端にあったと考える必要がある。

最後に、有益な御助言をしていただいた、地質調査所の花岡尚之氏および気象研究所の清野政明、松本英照両氏に感謝致します。

References

- Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982: Low Electrical Resistivity along an Active Fault, J. Geomag. Geoelectr., 34, 103-127.

- Fitterman David V., 1979: Theory of Electrokinetic-Magnetic Anomalies in a Fault Half-Space, J.G.R., 84, 6031-6040.
- Grant, F.S. and G.F. West, 1965: Interpretation Theory in Applied Geophysics, McGraw-Hill, New York, 306-344.
- Nabighan Misac N., 1972: The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section: Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation, Geophysics, 37, 507-517.

参 考 文 献

- 貝塚 爽平, 1975: 台地面の変形から知られる活構造, 地形変動と地盤構造, 東京直下型地震に関する調査(その2), 東京都防災会議, 昭和49年, 43-54.
- 河村 諒・大地 洗・森 俊雄, 1981: 大地比抵抗測定による探査手法の研究, 活断層探査手法の研究, 平野部における活断層探査手法および活断層の活動度に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 昭和56年, 78-107.
- 松田時彦, 1974: 東京付近の活断層について, 東京直下型地震に関する調査(その1), 東京都防災会議, 昭和49年, 57-61.
- 小野吉彦・佐藤 功, 1981: 比抵抗構造, 山崎断層における研究, 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 乗富一雄, 研究代表者, 自然災害特別研究, No. A-56-2, 昭和56年, 11-16.
- 行武 毅, 1981: 丹那・浮橋断層における研究, 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 乗富一雄, 研究代表者, 自然災害特別研究, No. A-56-2, 昭和56年, 42-50.
- 小野吉彦・内田利弘, 1981: 千屋断層及びその周辺の比抵抗構造, 千屋断層における研究, 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 乗富一雄, 研究代表者, 自然災害特別研究, No. A-56-2, 昭和56年, 58-63.
- 水谷 仁・鍋谷祐夫, 1981: 断層に伴う自然電位異常, 千屋断層における研究, 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 乗富一雄, 研究代表者, 自然災害特別研究, No. A-56-2, 昭和56年, 77-83.
- 三品正明・山下 済, 1981: 断層による磁気異常, 千屋断層における研究, 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 乗富一雄, 研究代表者, 自然災害特別研究, No. A-56-2, 昭和56年, 84-88.
- 垣見俊弘・森 和雄・山崎晴雄・矢崎清貫・福田 理・小玉喜三郎・鈴木尉元・岡重 文・桂島 茂, 1981: 平野部活断層に関する資料調査及び地形・地質調査, 平野部における弾性波探査における手法の研究, 活断層探査手法の研究, 平野部における活断層探査手法および活断層の活動度に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 昭和56年, 16-31.
- 伊勢崎修弘・上田誠也, 1972: 海洋の地磁気, 海洋科学基礎講座9, 海底物理, 東京大学出版会, 144-145.

櫛 挽 断 層 の 電 磁 気 構 造

森 俊雄・河村 諒*・大地 洗**・水野喜昭***

櫛挽断層において, 比抵抗直接測定, 自然電位測定, 全磁力分布測定等の電磁気学的調査を行い, 地下10m程度までの電磁気構造を求めた。この結果, 断層帯では周囲と異った構造をしていることがわかった。断層帯では周囲より高い比抵抗層(300~500 ohm・m)が存在するとともに, 非常に比抵抗の低い層(10 ohm・m以下)が浅くなっている。断層帯に沿って60~100 nTの全磁力高異常が観測されたが, これは断層帯にある高比抵抗層の帯磁が周囲より強いためであろう。これらの異常の原因は, 断層の運動形態とその後の堆積過程を反映したものと考えられる。

現在 気象庁観測部*

柿岡地磁気観測所**

女満別地磁気観測所***