

京都府京丹後市郷村断層の地下比抵抗構造調査

大内悠平¹, 山口覚², 三島稔明², 小田佑介²

¹大阪市立大学理学部, ²大阪市立大学理学研究科

Electrical resistivity structure beneath the Gomura fault in Kyoto, Japan

Yuhei Ouchi¹, Satoru Yamaguchi², Toshiaki Mishima², Yusuke Oda²

¹Geosciences, Osaka City University,

²Geosciences, Graduate School of Osaka City University

Abstract

Fault zone architecture and related permeability structures form primary controls on fluid flow in upper-crustal, brittle fault zone. As the electrical resistivity of rocks is sensitive to distributions of fluids, the magnetotelluric (MT) method can be a powerful tool in investigating the fault zone architecture. The Gomura fault zone is located in Kyoto, Japan. The Gomura fault zone extends over 34 km and can be grouped into the Gomura fault, the Chuzenji fault and so on. The Gomura fault appeared as a result of 1927 Tango earthquake. We made an audio-frequency magnetotelluric survey at 12 stations along the transect (4 km) across the surface trace of the Gomura Fault in order to delineate subsurface structure of the fault. The MT response function was obtained at each station, using remote reference processing. After dimensionality analysis by phase tensor method, two-dimensional inversions for TE and TM modes were carried out. The model is characterized by two resistive zones and four conductive zones. The most significant conductive zone is recognized beneath the surface trace of Gomura fault whose width of 1.3 km and located in a depth range of 0.45-1 km. This zone is interpreted to be a damage zone.

1 はじめに

郷村断層帯は、京都府京丹後市に位置し、郷村断層、丹後半島北西沖合の断層、仲禅寺断層などで構成される (Fig.1)。そのうち郷村断層は、1927年、マグニチュード7.3の北丹後地震に伴って地表に出現した、京都府京丹後市を北北西-南南東方向に延びる断層である、陸上で確認される部分の長さは13kmに及び、沖合延長上約13kmには郷村断層と同じ走向の断層がある (地震調査委員会, 2004)。本研究では、郷村断層の地下の比抵抗構造を明らかにするため、Audio-frequency Magnetotelluric (AMT) 探査の結果について報告する。

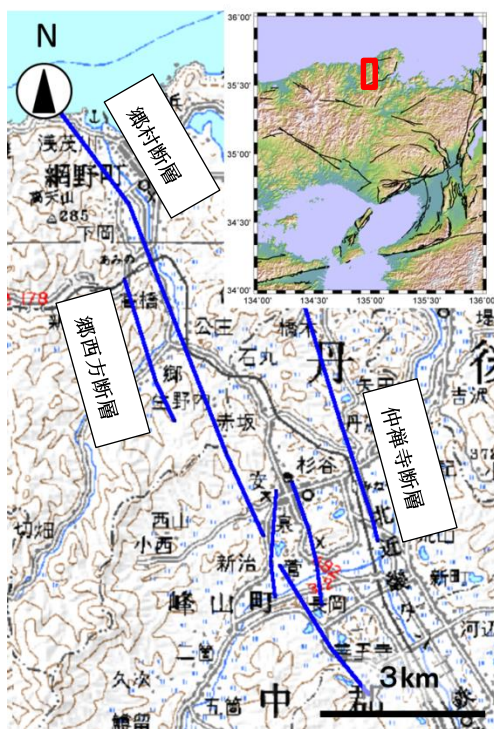


Fig.1 Gomura fault zone.

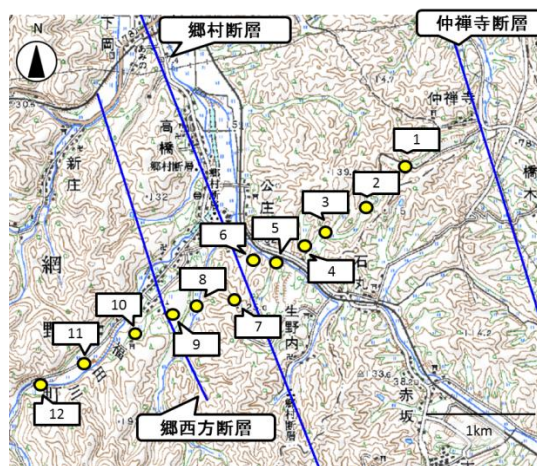


Fig.2 Location of observation stations.

Yellow circles denote AMT observation stations.
Blue lines show surface traces of the Goseiho fault, Gomura and Chuzenji faults.

2 観測

郷村断層に直交するように、測線を設定した。測線に沿うようにおよそ 400m 間隔で 12 点の観測点を設けた (Fig.2)。また観測点から 10km 離れた丹後町吉永に磁場参照点を設けた。観測は 2013 年 10 月 10 日～15 日に行った。測定には、Phoenix Geophysics 社 (カナダ) 製の MTU-5A を用い、電場 2 成分 (N-S, E-W) および磁場 3 成分 (N-S, E-W, 鉛直方向) を測定した。1 台は磁場参照点に設置し、残りの 3 台は 1 日ごとに移動させた。断層沿いの各点では昼間に装置の設置や撤収を行い、18:00～翌 06:00 に測定を行った。夜間に測定したのは、昼間に比べて人工的なノイズが少ないことと、夜間の方が可聴周波帯での磁場変動が大きい (Garcia and Jones, 2002) からである。

3 データ解析

0400Hz から 0.35Hz までの MT 応答関数を、Phoenix Geophysics 社 (カナダ) 製の SSMT2000 および MTeditor を用い、算出した。特定の周波数帯域の応答関数は、近接する周波数の値と大きく離れた値を示す例が多く認められた。この周波数帯域のデータを除外し、Phase Tensor 法 (Caldwell *et al.*, 2004; Bibby *et al.*, 2005) を用い、比抵抗構造の次元を判定した。ほぼ全ての観測点の周波数帯域で λ が 0.1 以上であったので、2 次元もし

くは 3 次元だと判定した (Fig.3). また, Skew angle (β) 値は 3° 以下の周波数帯域が多いので, 大局的には 2 次元であると判断した (Fig.4). これ以後の解析では β が 3° 以上の周波数帯域を除外した.

走向方向は Regional strike (α) の分布から判定した. 深部が広域の比抵抗構造を反映していると判断される 100Hz 以下の分布を Fig.5 に示す.

N30°W – S30°E方向と, N60°E – S60°Wの 2 つの方向が卓越する. 郷村断層帯の走向方向と一致するN30°W – S30°Eを比抵抗構造の走向であると判断した.

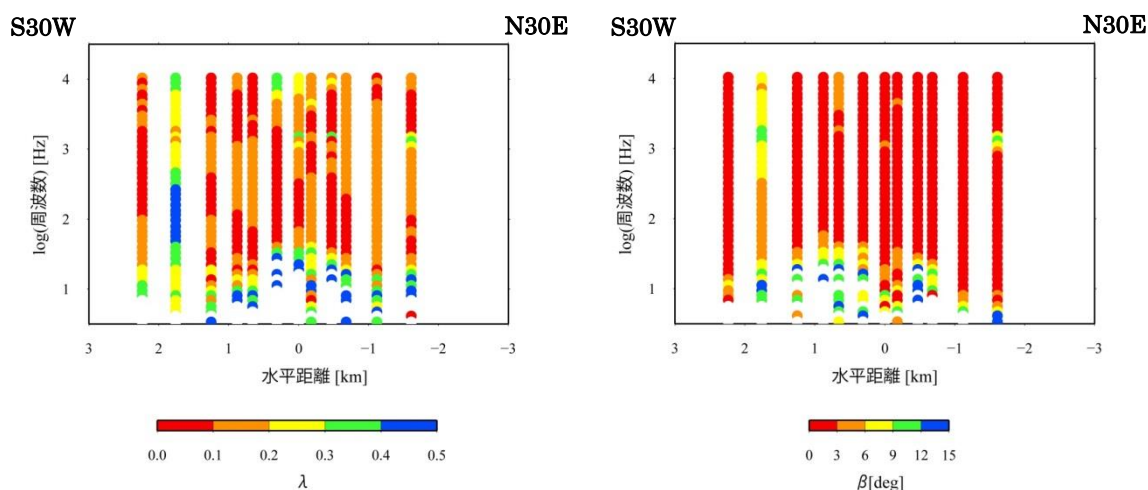


Fig.3 λ -frequency section along the profile

Fig.4 β -frequency section along the profile

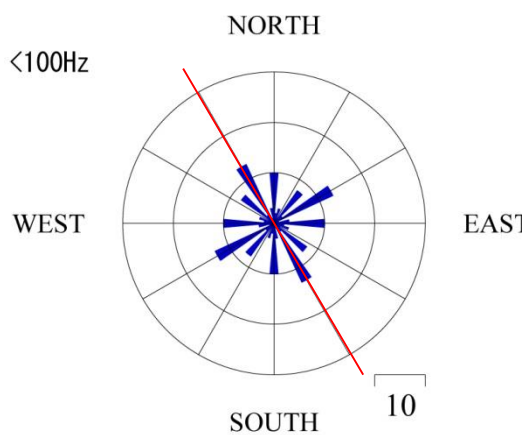


Fig.5 Rose diagram showing regional strike calculated from MT response <100Hz (β is less than 3°)

4 モデル解析

TE・TM モードの MT 応答関数から, 2次元インバージョン解析を行った. 2次元インバージョン解析では, ABIC 最小化による平滑化拘束付き 2次元比抵抗構造インバージョンコード (Ogawa and Uchida, 1996) を使用した. 見かけ比抵抗が推定誤差 5%以下のデータを 5%, 位相差が推定誤差 1.43° 以下のデータを 1.43° と設定した. 60 回の iteration を行った結果, 52 回目に ABIC が最小値 3201.6, RMS も最小値 0.63 を示したので, このモデル

を最適モデル (GMR モデル) とした. 観測値から計算された MT 応答関数と, モデルから求められた MT 応答関数を Fig.7a, Fig.7b に示す.

GMR モデルは, 4 つの $10^{2.5} \Omega \text{m}$ 以下の低比抵抗領域 (C1, C2, C3, C4) と 2 つの $10^3 \Omega \text{m}$ 以上の高比抵抗領域 (R1, R2) とで特徴づけられる. 各領域の特徴を述べる (Fig.6).

C1: 郷村断層地表トレースの南西側約 2.0km の深さ 0.2km 以深に存在する幅 1km の低比抵抗領域

C2: 郷西方断層地表トレース直下の深さ 0.2km から 0.3km に存在する幅 0.8km の低比抵抗領域

C3: 郷村断層地表トレース直下の深さ 0.5km から 1.0km に存在する幅 1.3km の低比抵抗領域

C4: 郷村断層地表トレースの北東側約 2.0km の深さ 0.5km から 1.4km に存在する幅 0.7km の低比抵抗領域

R1: 郷西方断層地表トレース直下の深さ 0.4km の深さ 0.3km から 1.0km に存在する幅 1.1km の高比抵抗領域

R2: 郷村断層地表トレースの北東側約 1.0km の深さ 0.25km から 0.7km に存在する幅 1.6km の高比抵抗領域

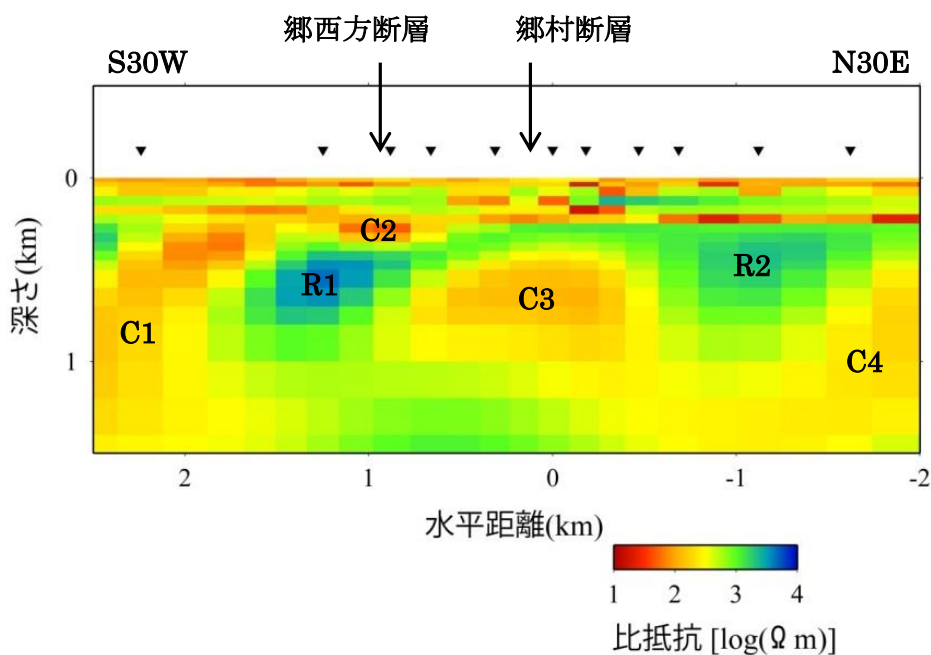


Fig.6 Optimum two-dimensional resistivity model (GMR model)

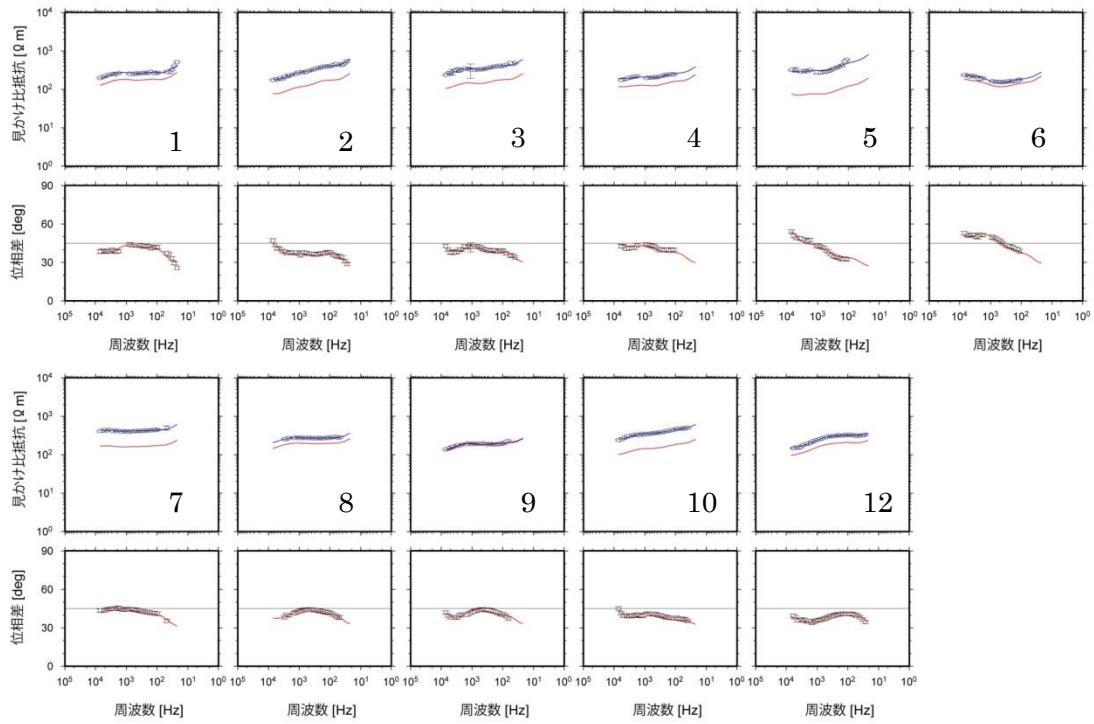


Fig.7a MT response function (TE) . Red line is calculated from the model value. Blue line is static shift value. Dots are calculated from the observation value.

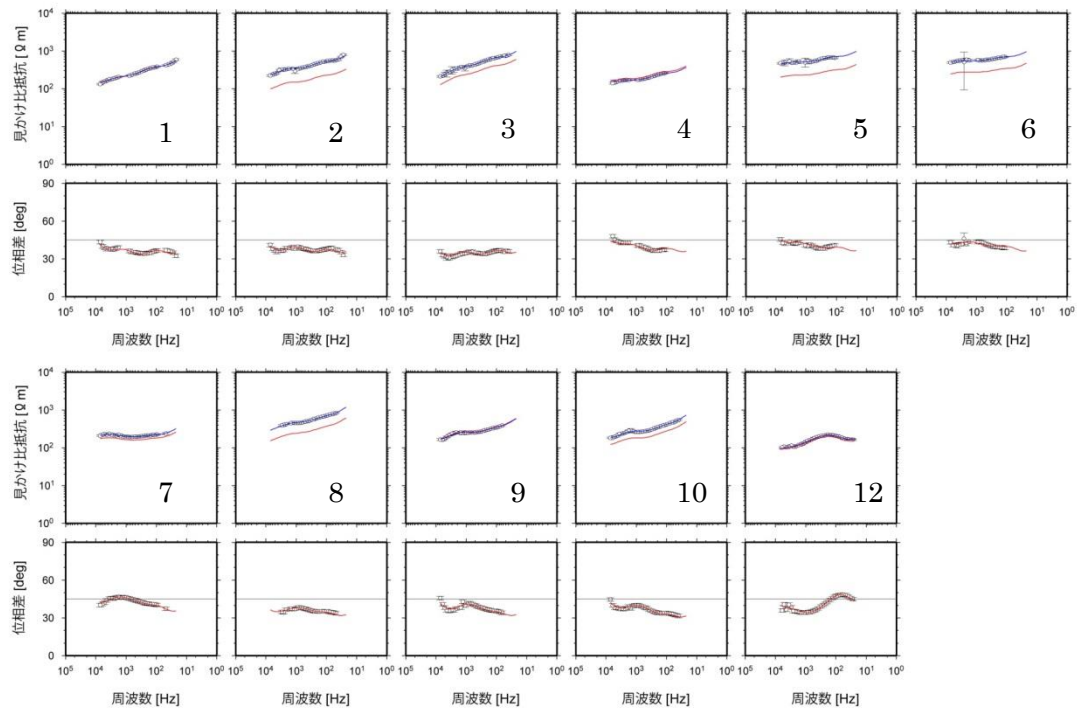


Fig.7b MT response function (TM) . Red line is calculated from the model value. Blue line is static shift value. Circles are calculated from the observation value.

5 考察

郷村断層は高角度南西傾斜の断層である。Fig.6 から低比抵抗領域 C3 と郷村断層と一致すると考えられる。また、郷村断層地表トレース周辺の表層地質は花崗岩であり、低比抵抗領域 C3 の要因が表層地質であると考えづらい。このことから、Damage zone に水が浸入したことが、低比抵抗になった要因であると解釈した。しかし、別の要因で比抵抗が下がることも考えられる。比抵抗を下げる要因について、一つ一つ検証した。

比抵抗を下げる要因として①乾燥岩石の温度上昇、②岩石の部分溶融、③伝導性物質の存在、④水の存在の4つが挙げられる。

①乾燥岩石の温度上昇

乾燥岩石の場合、温度上昇に伴い比抵抗が低くなる。これは以下のような Arrhenius の関係式によって表される。

$$\rho = \rho_0 \exp\left(\frac{E}{kT}\right)$$

乾燥した花崗岩が低比抵抗 ($10^{2.5} \Omega\text{m}$ 以下) に達するためには、温度が 1000K を超えなければいけない (Kariya and Shankland, 1983)。

京丹後市網野町の地殻熱流量は、 0.084W/K である (Furukawa, 1998)。地殻熱流量と地下増温率との関係は次式で求められる。

$$Q = K \cdot dT/dH$$

ここで、 Q は地殻熱流量 (W/K)、 K は熱伝導度 ($\text{W/m}\cdot\text{K}$)、 dT/dH は地下増温率 (K/m)になる。花崗岩の熱伝導度は $3.25\text{W/m}\cdot\text{K}$ であるので、地下増温率は 0.024K/m となる。地表の温度を 293K とすると、GMR モデルの限界の深さ 1.5km では 653K となる。低比抵抗になる温度 (1000K 以上) まで上昇しない。

したがって、乾燥岩石の温度上昇によって、低比抵抗領域をつくることは考えづらい。

②含水岩石の部分溶融

岩石が部分溶融すると、比抵抗値が下がる。深さ 1.5km 付近では、水に飽和した花崗岩がリキダスに達するのに 900°C つまり 1173K に近い温度が必要になる (Wyllie, 1983)。これも②で述べた地殻熱流量の計算から導いた深さ 1.5km の温度 (653K) よりも高いので、岩石の部分溶融が低比抵抗領域をつくるとは考えられない。

③伝導性物質の存在

伝導性物質とは、カーボンや金属鉱物などである。伝導性物質があると、比抵抗値が下がることがある。しかし、この地域では伝導性物質の報告がないため、伝導性物質が比抵抗値を下げる原因ではないと考えた。

④水の存在

雨水が地表から地下に浸透することで水が存在する。岩石に空隙があるとき、そこに水

が浸入すると比抵抗値が低くなることを示したのがアーチーの法則 (Archie, 1942) である。

$$\rho_r = p_w \varphi^{-m} \quad (2.1.1)$$

ρ_r は岩石の比抵抗値, p_w は液体の比抵抗値, φ は空隙率, m は1から2までの定数である。液体の比抵抗値が $1 \Omega \text{m}$ の時は空隙率が 0.3%以上で, $10 \Omega \text{m}$ の時は 3%以上で低比抵抗領域 ($10^{2.5} \Omega \text{m}$ 以下) をつくる可能性がある。

以上のことから, 水の存在が比抵抗値を下げる要因だと考えた。また, 低比抵抗領域 C3 と郷村断層が一致すると考えられることから, C3 の要因は郷村断層の Damage zone に水が浸入したことであると解釈した。

6 まとめ

郷村断層を横切る測線で AMT 探査を行い, 最適モデル (GMR モデル) を算出した。GMR モデルは4つの低比抵抗領域 (C1, C2, C3, C4) と2つの高比抵抗領域 (R1, R2) で特徴づけられる。比抵抗値を下げる要因を考えた結果, 水が浸入した可能性が高い。郷村断層の地表トレース直下に低比抵抗領域 C3 がある。このことから, C3 の要因は郷村断層の Damage zone に水が浸入したことである。

謝辞

観測用機材は, 京都大学防災研究所, および京都大学理学部火山研究センターよりお借りした。また, 観測点の土地所有者には, 快く土地使用の許可を頂いた。京都大学防災研究所附属地震予知研究センター, 片尾浩准教授には, 震源データを頂いた。本研究の資金は, 平成 25 年度山陰海岸ジオパーク学術研究奨励事業, および大阪市立大学戦略的研究 (重点研究) の補助を受けて行った。本研究にご協力して頂いた皆様に, 心から感謝いたします。

引用文献

- Archie, G. E., 1942, The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, *Trans. AIME*, 146, 54-62.
- Bibby, H. M., T. G. Caldwell and C. Brown, 2005, Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics, *Geophysical Journal International*, 163, 915-930.
- Caldwell, T. G., H. M. Bibby and C. Brown, 2004, The magnetotelluric phasetensor, *Geophysical Journal International*, 158, 457-469.
- Furukawa, Y., H. Shinjoe and S Nishimura, 1998, Heat flow in the southwest Japan arc and its implication for thermal processes under arcs, *Geophysical Research Letter*, 25(7), 1087-1090.

- Garcia, X. and A. G. Jones, 2002, Atmospheric sources for audio-magnetotelluric (AMT) sounding, *Geophysics*, 67(2), 448-458.
- Kariya, K. A. and T. J. Shankland, 1983, Electrical conductivity of dry lower crustal rocks, *Geophysics*, 48(1), 52-61.
- Ogawa, Y. and T. Uchida, 1996, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophysical Journal International*, 126, 69-76.
- Willie, P. J., 1983, Migmatites, Melting and Metamorphism, *Nantwich Cheshire*, 326.
- 地震調査委員会, 2004, 山田断層帯の長期評価について, 地震調査研究推進本部, 29.