Audio-frequency Magnetotelluric 法による山崎断層帯・琵琶甲断層の地下比抵抗構造

Audio-frequency magnetotelluric imaging of the electrical resistivity structure around the Biwako Fault of the Yamasaki fault zone, southwest Japan

Abstract

山口 覚¹ 伊東修平^{2†} 東川利恵^{3‡}
小田佑介^{1§} 上田哲士^{4¶} 小河 勉⁵
村上英記⁶ 丹保俊哉⁷ 加藤茂弘⁸

*Satoru Yamaguchi¹, Shuhei Ito^{2†},
Rie Higashikawa^{3‡}, Yusuke Oda^{1§},
Satoshi Ueda^{4¶}, Tsutomu Ogawa⁵,
Hideki Murakami⁶, Toshiya Tanbo⁷ and
Shigehiro Katoh⁸*

2017年8月11日受付.

2018年6月21日受理.

¹ 大阪市立大学大学院理学研究科
Division of Biology and Geosciences, Graduate School of Science, Osaka City University, Osaka 558-8585, Japan

² 大阪市立大学理学部地球学科
Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University

³ 神戸大学理学部地球惑星科学科
Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kobe University

⁴ 神戸大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻
Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kobe University

⁵ 東京大学地震研究所
Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

⁶ 高知大学教育研究部自然科学系理工学部門
Natural Sciences Cluster-Science and Technology Unit, Research and Education Faculty, Kochi University

⁷ 富山県立山カルデラ砂防博物館
Tateyama Caldera Sabo Museum

⁸ 兵庫県立人と自然の博物館
Museum of Nature and Human Activities, Hyogo

[†] 現所属: 株式会社パスコ
Present address: PASCO Co.

[‡] 現所属: 株式会社ハレックス
Present address: HALEX Co.

[§] 現所属: 応用地質株式会社
Present address: OYO Co.

[¶] 現所属: 石油天然ガス・金属鉱物資源機構
Present address: Japan Oil, Gas and Metals National Corporation (JOGMEC)

Corresponding author: S. Yamaguchi,
yanchi@sci.osaka-cu.ac.jp

The subsurface structure of active faults can be investigated using electrical resistivity data. We conducted an audio-frequency magnetotelluric survey across the western segment of the Biwako Fault in the Yamasaki fault zone, southwestern Japan, yielding the two-dimensional resistivity structure to a depth of 1.5 km. Our resistivity structure model is characterized by a near-surface conductive layer, laterally continuous conductive zones (350–500 m depth), and two conductive zones (900–1400 depth). The deeper conductive zone is located between the western segment of the Biwako Fault and the northwestward extension of the surface trace of the eastern segment of the fault, suggesting that the eastern segment extends northwestward, as a concealed fault, nearly parallel to the western segment. Our model for the Biwako Fault is significantly different to the resistivity structure model of the Hijima Fault, which shows shallower conductive zones beneath the surface fault traces and a different spatial distribution of deeper conductive zones. The discrepancy is likely associated with different subsurface geology, different patterns of fluid supply, and local changes in the stress field governed by fault geometry.

Keywords: Biwako Fault, Yamasaki fault zone, electrical resistivity, active fault, audio-frequency magnetotellurics, segmentation

Fig. 1. Conceptual models of strike-slip fault zones showing four types of resistivity structure (after Ritter et al., 2005). (a) Symmetrical damage and conductive zones. (b) Symmetrical damage and asymmetrical conductive zones with an impermeable fault seal. (c) Asymmetrical damage and conductive zones. (d) Anastomosing fault zone with wide damage and conductive zones. The conductive zones are marked by shading, with darker gray indicating higher conductivity. Thick arrows in (b) indicate fluid flow. fc: fault core, dz: damage zone, hr: undeformed host rock (protolith). The gradual transition from damage zone to host rock is indicated by dashed lines.

はじめに

活断層近傍の地下には、特徴的な電気比抵抗構造(これ以降、電気比抵抗を比抵抗と呼ぶ)が存在することが報告されている。例えば、日本国内における先駆的な研究である Electromagnetic Research Group for the Active Fault (1982)は、山崎断層帯の安富断層周辺で断層地表トレス近傍に低比抵抗領域を見出した。国外では、Unsworth et al. (1997)がサンアンドレアス断層において、深さ 3 km 付近までの詳細な地下比抵抗構造を明らかにし、断層下にくさび形の顕著な低比抵抗領域が存在することを報告している。

地質学的な断層帯の概念モデルとして Caine et al. (1996)は、断層コア、ダメージゾーン、および母岩の 3 つの部分から構成されるモデルを提唱している。断層コアは変位が集中する部分であり、未固結の粘土が多いガウジ帯や強く硬化したカタクレサイト帯などを含む。また透水性が低いために、断層を横切る方向の地下水の流れを妨げる。ダメージゾーンは断層運動に伴う副次的構造(小断層、岩脈、割れ目など)のネットワークで構成され、それらの空隙のために断層コアや周囲の母岩よりも透水性が高い。いわゆる断層破碎帯は、断層運動によって断層周囲の岩石が砕かれ、軟弱となった領域であり、断層コアとダメージゾーンに相当する。一方、Ritter et al. (2005)は上記の断層概念モデルを念頭におき、上部地殻の断層構造と断層近傍の比抵抗構造の空間的位置関係をタイプ a~タイプ d の 4 つに分類している (Fig. 1)。タイプ a は断層面に対して対称的にダメージゾーンが生じ、そこに地下水が浸入して低比抵抗となる場合、タイプ b は断層面に対して対称的にダメージゾーンが生じるが、不透水性の断層コアの存在により片側にだけ地下水が浸入して低比抵抗となる場合、タイプ c は断層面の片側だけにダメージ

ゾーンが生じ、これに地下水が浸入して低比抵抗となる場合、そしてタイプ d は断層帯が網目状に広がり、その部分が低比抵抗となる場合である。

Ritter et al. (2005)の描いた比抵抗による断層イメージは、時間的に不変とは限らない。断層破碎帯は、熱水変質や風化、水和作用や岩脈の貫入などの諸作用により、複雑な性質を持つようになる。断層活動により形成されたダメージゾーン内の空隙は、周囲からの圧力や鉱物の沈積などの作用で時間の経過とともに減少し、空隙相互のつながりも切れるようになる。また、ダメージゾーン中に生じる粘土鉱物によって比抵抗が下がる場合もある(例えば、高倉ほか, 2000)。このように活断層近傍の比抵抗分布からは、現在の様々な断層構造を描き出すことができ、また、広く用いられている地震学的手法とは異なる物理量に基づいた断層構造を明らかにできる。

日本国内の活断層の地下比抵抗構造に関する近年の研究例として、跡津川断層(Goto et al., 2005; Yoshimura et al., 2009)、^{ふたがわ ひなく}布田川・日奈久断層(麻植ほか, 2004, 2007)、四国地方西部の中央構造線(Ikeda et al., 2013)が挙げられる。これら 3 つの地域での研究は、いずれも周波数が $10^2 \sim 10^{-3}$ Hz (周期 0.01~1,000 秒)程度の磁場変動を信号源とする Wideband Magnetotelluric 法(WMT 法)を用いて、断層周辺の深部(深さ数十 km)までの比抵抗構造を解明することに重点が置かれ、浅部(地表から深さ 2 km 程度)の空間分解能は必ずしも高くはない。一方、Yamaguchi et al. (2010)や山口ほか(2016)は、より高い周波数帯 ($10^4 \sim 1$ Hz)の磁場変動を信号源とする Audio-frequency Magnetotelluric 法(AMT 法)を用いて、兵庫県の山崎断層^{ひじま}帯土方断層や京都府の郷村断層において浅部構造(約 2 km 以浅)を、高い空間分解能で描出している。MT 法では大地に侵入する電磁波

Fig. 2. Map showing the location of the Yamasaki fault zone (YFZ), which consists of the Ohara (OH), Hijima (HJ), Yasutomi (YS), Kuresakatouge (KR), Biwako (BW), and Miki (MI) faults (Research Group for Active Faults of Japan, 1991). NG: Nagisen fault zone, KS: Kusadani Fault [URL1]. Thick black lines, labeled HJM and BWK, indicate the audio-frequency magnetotelluric (AMT) observation lines. White stars in the inset and main maps indicate far remote (FR) and near remote (NR) stations, respectively. Dashed rectangle indicates the area shown in Fig. 4(a).

の浸透深度が周波数の平方根に反比例し、比抵抗の平方根に反比例する特性を利用して地下比抵抗構造を解析している。そのため、比抵抗が同じであれば探査に使用する周波数が高いほど浸透深度は小さくなるので大地浅部の空間分解能が高くなる。一般的に使用される周波数の上限が、WMT法では 10^2 Hz、AMT法では 10^4 Hz なので、AMT法の浸透深度はWMT法の1/10となり空間分解能としては1桁高い。水平方向にも同程度の分解能を持つ。比抵抗が $100 \Omega\text{m}$ であればAMT法の最小浸透深度は約50 mとなる。表層の活断層分布、平均変位速度、累積変位量、活動開始時期などについては、地形・地質学的調査によって多くの知見が得られている。また、活断層の深部構造については、地震学的手法やWMT法探査によって大きな成果が挙げられている。両者の成果を有機的に結びつけるためには、表層から深さ数 km までの領域の詳しい構造探査が不可欠であり、その手法としてAMT法は有力である(山口ほか, 2016)。

本論文では、兵庫県中部に位置する山崎断層帯の琵琶甲断層(Fig. 2)を横切る測線で行ったAMT法探査の結果と、それから得られた2次元比抵抗断面モデルを示し、それらと琵琶甲断層との関連について考察を進める。また、隣接するが異なる活動セグメントとされている山崎断層帯の北西部に位置する土万断層の2次元比抵抗断面モデル(Yamaguchi et al., 2010)との比較から、2つの活断層の表層から深さ1.5 km までの領域の比抵抗構造の異同について考察する。

山崎断層帯の概要

山崎断層帯は、1968年に初めて活断層であることが発見され、左横ずれ断層運動を主に行っていることが報告された(松田・岡田, 1968)。活断層研究会編(1991)は、その後新たに見出された活断層(平野, 1973; 八木, 1983)を加えて、北西側から大原断層、土万断層、安富断層、暮坂峠断層、琵琶甲断層、三木断層の6つの活断層から構成される活断層系を、山崎断層系あるいは山崎断層帯とよんだ。近年では地震調査委員会[URL1]が大地震の長期予測の観点から、山崎断層帯を那岐山断層帯、山崎断層帯主部および草谷断層の3つの起震断層から構成されると再定義した(Fig. 2)。山崎断層帯主部は、活断層研究会編(1991)の山崎断層系に相当し、総延長約79 kmの左横ずれが卓越する活断層帯であり、最新活動時期の違いから北西部(大原断層、土万断層、安富断層、暮坂峠断層)と南東部(琵琶甲断層、三木断層)の2つの活動セグメントに区分される(Table 1)。北西部の一般走向は $N57^\circ W$ であり、南東部は $N51^\circ W$ である。断層面の傾斜は、反射法地震探査やボーリング調査、断層露頭の観察などから、両者ともにほぼ鉛直と推定されている[URL1]。以下では、活断層研究会編(1991)に従い、山崎断層帯主部を山崎断層帯とよぶ。山崎断層帯の北西部では、地形・地質学のおよび地球物理学的手法を用いて、多くの研究が行われている(例えば、福井, 1981; 岡田ほか, 1987; 加藤ほか, 2007; Yamaguchi et al., 2010)。これに対して本研究地域である

Table 1. Comparison between the northwestern and southeastern active fault groups of the main part of the Yamasaki fault zone (after [URL]).

	Northwestern group	Southeastern group
Member	Ohara Fault, Hijima Fault, Yasutomi Fault, Kuresakatouge Fault	Biwako Fault, Miki Fault
Length	ca. 51 km	ca. 31 km
General strike	N57°W	N51°W
Dip	Nearly vertical (near the surface)	
Sense of movement	Mainly left lateral slip (with northeast side up)	
Latest event	AD 868 (9–13 century)	Between 4–6 century
Average slip rate	ca 0.1 m/ kyr (vertical component)	0.8 m/kyr (left lateral component) 0.03 – 0.1 m/kyr (vertical component)
Average recurrence interval	ca. 1800–2300 yr	ca. 3900 yr
Remark (Matsuda, Okada, and Watanabe, 2004)		
Width of fracture zone	30 m	
Cumulative slip during Quaternary	Left lateral slip: ca. 0.3 – 0.5 km

Fig. 3. Geological map of the eastern part of the Yamasaki fault zone (modified after Ozaki et al., 1995). Blue circles indicate AMT stations. Ko: Komyoji Fault, Ao: Aonocho Fault, Oh: Ohnuki Fault, Bi-w: Western segment of Biwako Fault, Bi-e: Eastern segment of Biwako Fault. The orange line (X–Y) corresponds to the model line in Fig. 8b. Surface traces of active faults are based on Matsuda et al. (2015).

南東部では、地形・地質学的な研究(平野, 1973; 八木, 1983; 吉岡ほか, 2008)があるものの、地球物理学的手法を用いた研究はきわめて少ない(例えば、茂木ほか, 1985)。

山崎断層帯の南東部を構成する琵琶甲断層と三木断層は、空中写真・地形図の判読により、段丘面の撓曲や低断層崖、段丘面を開析する河川流路の系統的な左横ずれなどの変位地形に基づいて認定、命名された(平野, 1973; 八木, 1983)。琵琶甲断層は、加古川右岸の台地上を北西-南東方向にのびる北東側隆起の左横ずれ活断層であり、平均変位速度は上下変位で $0.075 \sim 0.03$ m/千年、左横ずれで $0.5 \sim 0.8$ m/千年と推定されている(活断層研究会編, 1991)。本断層は左ステップする2つの断層から構成されるが、西側の断層の長さや詳細位置は研究により異なる。活断層研究会編(1991)は2つの断層を一括し、断層長を合計10 kmとしている。尾崎ほか(1995)は、西側(約10 km)と東側(約3.5 km)の2つの断層に分かれるとし、西側の琵琶甲断層の断層露頭を報告した。岡田・東郷編(2000)も、琵琶甲断層を西側(約3 km)と東側(約2 km)のセグメントに区分している。松多ほか(2015)は、西側の断層はさらに2条に分かれて並走し、両者間に小規模な地溝が発達するとしている。本研究では、尾崎ほか(1995)や岡田・東郷編(2000)などの既往研究に従い、琵琶甲断層は東西の2つのセグメントから構成されるとみなし、それぞれを東側セグメントおよび西側セグメントとよぶ。また、これらを含む活断層の詳細分布は松多ほか(2015)に従った(Fig. 3)。

琵琶甲断層の周辺地域で発生する地震の震央分布と、後述する地下比抵抗構造のモデル断面に沿う走向($N48^\circ E$)にその両側5 km以内に分布する震源を投影した深度断面図を、Fig. 4に示す。琵琶甲断層の周辺地域では震源の多くが深さ5~20 kmに位置し、その大半は深さ10~15 kmの範囲に分布している(Fig. 4b)。深さ5 km以浅で発生する地震はごくわずかであるため、震源分布から琵琶甲断層の浅部地下構造を推定することは困難である。

観測と解析

1. 観測

琵琶甲断層の西側セグメント($N51^\circ W$)とおおよそ直交する $N20^\circ E$ 方向に長さ約9 kmの測線を設け、この測線上の17点で測定を行った(Fig. 3)。測定は2009年9月(観測点No. 110, 120, 140~180)と2012年12月(1点: 観測点No. 130)および2014年6月(9点: 観測点No. 210~290)に実施した。

データ解析の際に人工的電磁気ノイズによるMT応答関数(見かけ比抵抗と位相差)のゆがみを軽減するRemote Reference法(Gamble et al., 1979)を用いるために、断層近傍の観測点から十分に離れた地点に磁場参照点を設けた。第1回観測では、研究対象地域と磁場参照点との距離によってMT応答関数のゆがみがどれほど軽減されるかを知るために、距離が異なる2つの磁場参照点を設けた。1点目は測線の北東端から約14 km離れた地点(Near Remote点, Fig. 2中のNR)であり、2点目は観測地域から北東に約

Fig. 4. Seismicity in the region of the Biwako Fault. Seismic data include earthquakes with magnitudes greater than 0.1 and focal depths shallower than 20 km (JMA Catalog for the period October 1997 to July 2015). (a) Distribution of epicenters in the study area. The gray thick line (X-Y) corresponds to the model line in Fig. 8b. Open circles indicate AMT stations. The short-dashed square indicates the area shown in Fig. 3. Black thick lines are active fault traces (after Matsuta et al., 2015). (b) Cross-section along line P-Q, showing projected earthquakes from the area indicated by the large-dashed rectangle shown in Fig. 4a. The dash-dotted rectangle corresponds to the area of the BWK model in Fig. 8b.

300 km離れた地点(Far Remote点, Fig. 2中のFR)である。電源や観測装置にトラブルが起きたために、両方の磁場参照点を用いたデータ解析ができたのはNo. 110, 120, 150, 160, 180の5点である。No. 130に対してはNR点だけの、No. 140に対してはFR点だけのデータを用いることができた。No. 170に対してはどちらの磁場参照点のデータも用いることができなかった。第1回観測の解析結果から、磁場参照点NRのみでも解析には十分と判断し、第2回および第3回観測では、NR点だけに磁場参照点を設けた。

磁場参照点を含む、すべての観測点で地磁気地電流測定装置MTU-5A(Phoenix Geophysics社、カナダ)を用い、磁

Fig. 5. Comparison of MT responses for different remote stations (NR and FR). The results for Station 150 are shown as an example. Adopted and not-adopted MT responses are indicated by solid and open circles, respectively. (a–f) Apparent resistivity and phase obtained from the northing electric field and the easting magnetic field (Ex–Hy). (a) and (d) are from the NR station, (b) and (e) are from the FR station, and the differences are shown in (c) and (f). (g–m) As for (a–f), but for the easting electric field and the northing magnetic field (Ey–Hx). Arrows indicate the boundary frequency of 800 Hz.

場 3 成分(東西, 南北, 上下成分)と電場水平 2 成分(東西, 南北成分)を測定した。磁場参照点と断層近傍の観測点とは GPS 時計を用いて時刻同期させてデータを取得した。S/N 比を向上させるために、人工的な電磁気雑音が多く、かつ信号源となる電磁場変動が大きくなると期待できる夜間 (Garcia and Jones, 2002) に、12 時間(18 時～翌朝 6 時)にわたって測定した。

2. MT 応答関数および比抵抗構造の次元解析

取得した電磁場データは、解析ソフトウェア SSMT2000 (Phoenix Geophysics 社, カナダ)を用いて 10,400 Hz～0.35 Hz の MT 応答関数(見かけ比抵抗: ρ_a および位相差: θ)を求めた。その際、磁場参照点データを得られなかった No. 170 を除くすべての観測点では Remote Reference 法に従って解析を進めた。

一般に、MT 応答関数は周波数に対して滑らかに変化することが期待される。しかし、得られた結果には複数の周波数帯域(数千 Hz 周辺, 60 Hz 周辺, 数 Hz 以下)で、近接した周波数間で飛び離れた値を示す場合や推定誤差が極端に大きくなる場合が、複数の観測点で共通して認められた (Fig. 5 や Fig. 7 を参照)。このような周波数のうち数千 Hz 周辺は自然界の信号強度そのものが弱い帯域(デッドバンド)のた

め精度が悪く、また 60 Hz 周辺および数 Hz 以下は商用電源と電車からの漏洩電流の影響により精度が悪くなっていると推測される。そのため、これらの周波数に対する MT 応答関数は、これ以降の解析には用いなかった。

第 1 回観測で 2 つの磁場参照点を利用できる 5 つの観測点 (No. 110, 120, 150, 160, 180) について、10,400 Hz～0.35 Hz の MT 応答関数を求めて比較をおこなった。その結果、使用する磁場参照点により MT 応答が異なる周波数帯域がこれら 5 つの観測点で共通に見られた。比較の一例として観測点 No. 150 の MT 応答関数を Fig. 5 に示す。周波数帯域 800 Hz～10 Hz では、2 つの磁場参照点のどちらを使用しても同様の MT 応答関数が得られる。800 Hz よりも高周波側では NR を用いた方が周波数に対してなめらかに変化する傾向が認められた。10 Hz よりも低い周波数では、磁場参照点による MT 応答関数に差異が見られた。とくに位相差については磁場参照点によらず急激に位相差ゼロに近づく傾向(ニアフィールド効果)が認められ (Figs. 5d, 5e, 5j, 5k), この周波数帯を解析対象とするには不適当と考えられる。これらの結果から、以後の解析では、周波数範囲を 10,000 Hz～10 Hz とし、第 2, 3 回観測で得られたデータの解析には NR で得られたデータのみを磁場参照データ

Fig. 6. Ellipticity, skew angle, and principal direction of the Phase Tensor analysis for the adopted frequencies at all stations. (a) Ellipticity (λ) for the adopted frequencies. (b) Skew angle (β) for the adopted frequencies. (c) Cumulative principal directions (α) for all adopted frequencies below 100 Hz. The angle of N42°W is close to the general strike of the surface trace of the Biwako Fault (N51°W).

とした。

地下の比抵抗構造モデル(以下、モデルあるいは比抵抗モデルと略す)のインバージョン解析に先立ち、この地域の比抵抗構造の次元性(1次元、2次元、3次元のいずれが妥当であるか)を調べたうえで、比抵抗構造が2次元の場合にはその走向を決定する必要がある。本研究では、これらの決定に Phase Tensor 法(Caldwell et al., 2004; Bibby et al., 2005)を用いた。MT インピーダンスの実部と虚部の比である Phase Tensor(Φ)は、比抵抗分布の表層付近の局所的な不均質構造による影響を受けにくい性質があるため、広域の地下比抵抗構造の次元や走向を示す指標として広く用いられている。Phase Tensor 法では、観測した電場と磁場から算出される3つのパラメータ(α , β , λ)から比抵抗構造の次元と構造の走向を決める。構造が1次元の場合には $\lambda=\beta=0$ 、2次元の場合には $\lambda \neq 0$ かつ $\beta=0$ 、3次元の場合には $\lambda \neq 0$ かつ $\beta \neq 0$ である。厳密には λ や β が0となることはまれで、 $\lambda < 0.1$ (Bibby et al., 2005)および $|\beta| < 3^\circ$ (Caldwell et al., 2004)を閾値として使用することが多い。比抵抗構造が2次元の場合には角度 α が地下比抵抗構造の走向を示す。各観測点の各周波数から求めた角度 α の頻度をもっとも多い角度が比抵抗構造の走向と判定される。ただし、角度 α

の頻度のピークは、走向だけでなくそれと直交する方向の、二つの方向を示す場合がある。

17観測点におけるパラメータ λ , β ならびに α の分布を Fig. 6 に示す。すべての観測点において大半の周波数帯で λ が0.1以上を示し(Fig. 6a)、観測点170と180を除く残りのすべての観測点で $|\beta|$ が 3° 未満(Fig. 6b)であることから、全体として比抵抗構造は2次元と見なして良いと判断した。電磁場変動の浸透深さが大きい低周波数帯(< 100 Hz)の α の分布は、N42°Wとそれに直交するN48°Eの2つの方向にピークを持つ(Fig. 6c)。これらのいずれかの方向は表層から深部までの大域的な比抵抗構造の走向を示していると考えられ、断層の地表トレースの走向(N51°W)と近いN42°Wを比抵抗構造の走向とした。

比抵抗構造が2次元の場合には、MT 応答関数は独立した2つのモードに分けられる。1つは Transverse Magnetic mode(TM モード)であり、もう1つは Transverse Electric mode(TE モード)である。TM モードは比抵抗構造の走向(N42°W)に平行な方向の磁場変化と、走向と直交する方向の電場変化による MT 応答モードであり、TE モードは比抵抗構造の走向に直交方向(N48°E)の磁場変化と、走向に平行する電場変化による MT 応答モードである。観

Fig. 7. Comparisons of observed MT responses at all stations with those estimated by the optimum (BWK) model. Observed values (apparent resistivity and phase) of the TM and TE modes, with error bars, are indicated by open and gray circles, respectively. Results of the BWK model are shown by solid and broken lines, which indicate the calculated responses of the TM and TE modes, respectively.

Fig. 8. Surface geology along the model line and most plausible two-dimensional resistivity models. (a) Surface geology along the BWK model line. C.V.R. = Cretaceous volcanic rocks. (b) Most plausible two-dimensional BWK resistivity model. (c) Most plausible two-dimensional HJM resistivity model. Black inverted triangles represent observation stations. Red arrows and inverted triangle indicate the locations of the Biwako (BWK-W) and Hijima (HJM) faults, respectively, along the individual model lines. Red arrows labeled HKL and BWK-E indicate intersections of the model line with the Hokenyama-kita lineament and the northwestward extension of the surface trace of BWK-E, respectively. Characteristic conductive regions (C1–C6 in the BWK model and C1–C3 in the HJM model) are enclosed by dashed lines.

測データから得られた TM モードおよび TE モードの MT 応答関数および次節で述べる観測データのインバージョン解析により得られた最適比抵抗モデルから計算した TM モードおよび TE モードの MT 応答関数を Fig. 7 に示す。

3. 地下比抵抗構造モデルの解析

比抵抗構造の走向と直交する方向 (N48°E) にモデルラインを設定し、このモデルラインに沿う 2 次元比抵抗モデルを求めた。琵琶甲断層の地表トレースとモデルラインが交わ

る位置を水平位置の 0 km とし、N48°E 側 (以下「北東」とする) を座標軸の正に、S48°W 側 (以下「南西」とする) を負とした。インバージョンモデル解析 (以下「モデル解析」とよぶ) には、有限要素法に基づいた平滑化拘束付き 2 次元比抵抗インバージョンコード (Ogawa and Uchida, 1996) を用いた。このコードは表層部の比抵抗の局所的な不均質によって生じるスタティックシフトも考慮したインバージョン計算が可能である。モデル計算にあたっては、外側境界の影響が無

視できるように計算領域を十分に大きくとり、水平方向を−101 km〜+101 kmに、深さ方向を地表から深さ 683 km に設定した。有限要素法における要素の大きさは、鉛直方向には浅部で十分薄く(最小 5 m)し、水平方向には観測点近傍で小さくした(最小 100 m)。設定した要素数は 121 個(水平方向)×115 個(深さ方向)である。地表は水平とした。モデル解析の際には、3次元性が強いと判断した観測点 170 と 180 の2地点を除いては TM モードと TE モードの両方の MT 応答関数を持ちいた。比抵抗構造が3次元であっても、TM モードの MT 応答関数のみを用いれば適切な2次元比抵抗構造が得られる(e.g. Wannamaker et al., 1984; Siripunvaraporn et al., 2005)。このことを考慮して、観測点 170 と 180 に対しては TM モードの MT 応答関数のみを持ちいた。さらに、推定誤差が小さな特定の周波数や観測点に重みがかかりすぎないようにするために、推定誤差がある閾値(最小誤差; 本研究では見かけ比抵抗: 3%, 位相差: 0.86 度)よりも小さい場合には、推定誤差を一律に最小誤差に置き換えた。ただし、MT 応答関数の算出にあたり、磁場参照点のデータを用いることができなかった観測点 170 に対しては、大きな推定誤差(見かけ比抵抗: 10%, 位相差: 2.88 度)を設定した。以上のようにして得られた最適比抵抗モデル(BWK モデル)を Fig. 8b に示す。

得られた最適比抵抗モデルから計算される MT 応答関数と観測値から求めた MT 応答関数の残差の Root Mean Square(RMS)は 1.21 である。RMS は一般的には次式で定義される。

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \Delta X_i^2}{N}}$$

本解析においては、見かけ比抵抗および位相差ともに、

$$\Delta X_i = |\text{観測値} - \text{BWK モデルからのモデル計算値}|^2 / \text{最小誤差}$$

N = 解析に用いた、TM、TE 両モードのすべての周波数と観測点の総数

である。BWK モデルから算出された各観測点における MT 応答関数を Fig. 7 に実線または破線で示した。これらの応答関数は、すべての観測点の、すべての周波数の観測値を十分に説明している。

4. BWK モデルの特徴

BWK モデルの特徴を述べるにあたって、低比抵抗領域の定義には、比抵抗の頻度分布の四分位数を基準とした。BWK モデルの中で信頼度が高い領域(水平方向: −3.63 km〜+4.25 km, 深さ方向: 0 km〜1.5 km)に含まれる各比抵抗要素の比抵抗の第 1 四分位数は 70.4 Ωm 、第 2 四分位数は 135.0 Ωm である。BWK モデルは表層付近に広く分布する低比抵抗層と 6 つの低比抵抗領域(C1〜C6)で特徴づけられる(Fig. 8b)。浅部の 4 つの領域(C1, C3, C4, C6)は共通した深度(上面深度 350 m, 下面深度 450〜550 m)に、側方に断続的に分布する。また、深部の 2 つの領域(C2, C5)も共通した深度(上面深度 900 m, 下面深度 1300〜1400 m)に分布する。各領域の特徴を Table 2 にまとめて示す。な

Fig. 9. Schematic models showing spatial relationships between the BWK-E and BWK-W fault segments, and conductive zones. (a) Model comprising two parallel left-lateral fault segments. (b) Model comprising a single continuous left-lateral fault segment. Concealed segments of the Biwako Fault are indicated by dashed lines. Conductive zones C1, C2, and C3 correspond to those used in Fig. 8b. Gray areas indicate damage zones. The hatched area in (a) is the estimated conductive zone affected by tensile fractures.

お、各領域の幅や厚さは、モデル計算に用いた要素の大きさやインバージョンにおける平滑化制約の強さに依存していることに留意する必要がある。

考 察

1. 低比抵抗領域とその成因の解釈

地殻浅部に比抵抗の不均質を生じさせる一般的な原因としては、岩相が異なることがあげられる。また、同じ岩相であっても高温領域や導電性物質が存在すると比抵抗は減少する。導電性物質としては金属やグラファイトなどの導電性鉱物および部分熔融や水などの流体があげられる。BWK モデルで見いだされた比抵抗不均質の空間的スケールを考えると高温に起因する可能性は極めて低い。また、本研究地域の地質学的調査報告(尾崎ほか, 1995; 中村・先山, 1995)において導電性鉱物が広く分布するとの記載がないので、導電性鉱物に起因する可能性も低いと考えられる。したがって、BWK モデルの低比抵抗領域の成因としては、岩相が異なることと水の存在の可能性が挙げられる。以下では、それぞれについて考察を進める。

Table 2. Characteristics of the six conductive zones identified in the BWK model.

Zone name	Horizontal range (km)	Depth range (m)	Maximum width (m)	Maximum thickness (m)	Resistivity (Ωm)
C1	-0.30 – 0.12	350–550	420	200	9–57
C2	-0.11 – 1.24	900–1400	1350	500	25–67
C3	0.93 – 3.00	350–800	2060	450	28–70
C4	-1.84 – -1.00	350–500	840	150	20–52
C5	< -1.58	900–1300	>2050	400	26–70
C6	< -2.78	350–550	>850	200	55–68

観測ライン近傍の表層に分布する大阪層群および段丘層の層厚は、合わせて 100 m 未満であり、これらの下位には古第三系神戸層群が伏在する(尾崎ほか, 1995)。この付近は神戸層群の堆積盆地の縁辺部にあたり(尾崎ほか, 1995)、その厚さは 100 m 未満と推察される。神戸層群の下位には超丹波帯を不整合に覆う白亜紀火山岩類が分布し、その厚さは 500 m 未満と推定されている(岸田, 1966)。このような観測ライン近傍の地質構造と BWK モデルの地下比抵抗構造との比較より、表層から深さ 200 m までの範囲に水平方向に広がる 100 Ωm 未満の低比抵抗層は、神戸層群、大阪層群、段丘層および完新統からなる堆積層中に分布すると考えられる。また、深さ約 500 m (一部 800 m) を下底として側方に断続して分布する低比抵抗領域(C1, C3, C4, C6)は、白亜紀火山岩類もしくは超丹波帯中に、深さ 900~1300 m に分布する低比抵抗領域(C2, C5)は超丹波帯中に、それぞれ位置している可能性が高い。さらに低比抵抗領域(C1~C6)の位置や各領域の側方境界の多くは、観測ラインにおける表層の地質分布や地質境界とは一致していない(Figs. 8a, 8b)。これらのことから、低比抵抗領域(C1~C6)の生成には岩相よりも岩体中の液体、とりわけ水(地下水)の存在が強く関与していると推察される。

領域 C1 は、中央部が琵琶甲断層の西側セグメント(Fig. 8b 中の BWK_W)のほぼ直下に位置し、Ritter et al. (2005) による分類のタイプ a または d に対応する低比抵抗領域であると考えられる。低比抵抗領域の成因として、本断層の横ずれ運動が大きく関わって形成されたダメージゾーンに天水起源あるいは深部起源の地下水、もしくはその両方が浸入することや、変質作用による粘土鉱物が存在することなどが考えられる。また、観測ライン付近では琵琶甲断層の西側セグメントは 2 条に分かれており、その間に小地溝が認められている(Fig. 3)。これは、横ずれ断層運動と関連して、地形・地質・断層トレース形状の局所的な変化に応じて生じた局所的な伸張力により形成された可能性があり、ダメージゾーンの一部を構成していると考えられる。

領域 C2 の南西端は、琵琶甲断層の西側セグメントから領域 C1 を通り鉛直下方に伸ばした延長線上に位置している。この境界の南西側には相対的に高比抵抗な領域が広がり、北

東側は C2 領域を含めて全体として低比抵抗を示す(Fig. 8b)。こうした特徴から、西側セグメントは深さ 1.5 km 付近まで鉛直~高角度で連続していると推測できる。また領域 C2 の北東端は深さ 500 m 付近に位置する領域 C3 の南西端とほぼ一致し(Fig. 8b)、領域 C3 の南西端と領域 C2 の北東端を鉛直方向に結ぶ境界の存在が推測される。この境界の地表位置は、琵琶甲断層の東側セグメントの北西延長と観測ラインとが交わる位置におおむね一致する(Fig. 8b 中の BWK_E)。したがって、領域 C2 と C3 は Ritter et al. (2005) の分類のタイプ b あるいは c に対応する低比抵抗領域と考えられる。

さらに領域 C2 は、琵琶甲断層の西側セグメントと、東側セグメントの北西側延長部分とに挟まれた位置に存在するように見える。琵琶甲断層の一般的な走向を見ると、東側セグメントは、西側セグメントに対して北東側に左ステップして延びている(Fig. 3)。さらに琵琶甲断層では左横ずれ変位が卓越していることを考え合わせると、2 つの断層トレースの間、すなわち観測ラインに沿う琵琶甲断層西側セグメントの北東側は局所的な引張場となり、破砕が発達しやすい領域になると考えられる(Fig. 9a)。すなわち、琵琶甲断層の西側セグメントの北東側の領域 C2 は、琵琶甲断層の両セグメントに沿うダメージゾーンに加えて、この局所的な引張場の影響で破砕が発達した領域においても、地下水が多く保持されることにより幅広い低比抵抗領域を形成していると推測される。一方、琵琶甲断層の両セグメントはやや屈曲しつつ連続しているとみなすことも可能である(Fig. 9b)。この場合には、断層の屈曲部分には開放性屈曲部(releasing bend)として破砕が広がり幅広いダメージゾーンができることが推測される。そして、この構造が領域 C2 付近に及んでいれば、低比抵抗領域の形成が期待され、さらに、より浅部にも顕著な低比抵抗領域の形成が期待される。しかし、このような低比抵抗領域は存在していない。また、低比抵抗領域 C3 も同様な過程で形成された場合には、その深部に領域 C2 から連続するような低比抵抗領域が存在してもよさそうであるが存在していない。このような観点から、前者のモデルのほうが低比抵抗領域 C2 や C3 の形成モデルとして妥当と考えられる。BWK モデルは、琵琶甲断層西側セグメントの南東端付近

の地下比抵抗構造を示している(Figs. 3, 4, 8)ことを考慮すると、このような断層ステップ間の破碎モデルの最終的な評価には、本研究で実施していない両セグメントの間や東側セグメント北西端における地下比抵抗構造を明らかにすること、すなわち断層ステップ周辺の3次元的な地下比抵抗構造の解明が必要である。

領域C4の南西端と領域C5の北東端は概ね一致しており、それらは、大阪層群や神戸層群の堆積盆地と白亜紀火山岩類からなる法華山地とを分ける地形境界(以下、法華山北リニアメントとよぶ)とも、ほぼ一致している(Fig. 8b中のHKL)。活断層研究会編(1991)はこのリニアメントを確実度Ⅲの活断層(三木断層の西側延長部)として記載しているが、神戸層群や大阪層群の分布を規制した断層である可能性も考えられている(尾崎ほか, 1995)。法華山北リニアメントとの位置関係からみると、領域C4とC5はRitter et al. (2005)による分類のタイプbもしくはcに相当すると考えられる。したがって、本リニアメントが前期更新世あるいはそれ以前の時代に断層活動を行っており、領域C4と領域C5が形成された可能性があると推定される。琵琶甲断層の西側セグメントでは、Ritter et al. (2005)による分類のタイプaまたはd(領域C1)とc(領域C2)に相当する低比抵抗領域がともに認められた(Fig. 8b)。法華山北リニアメントではタイプaあるいはdに相当する低比抵抗領域が認められないことは、本リニアメントの断層活動が中期更新世までに終了したことを示唆するのかもしれない。

2. 山崎断層帯北西部の土万断層との比較

山崎断層帯の北西部では、土万断層において本研究と同様にAMT法を用いた地下比抵抗構造探査が行われ、深さ2 km付近までの比抵抗モデル(HJMモデル)が示されている(Yamaguchi et al., 2010)。HJMモデルは、浅部と深部の2つの低比抵抗領域で特徴づけられている。浅部の低比抵抗領域(HJMモデルの領域C1)は、断層地表トレースの直下に位置している。深部の低比抵抗領域(HJMモデルの領域C2)の北東端が断層地表トレースの地下への延長面とほぼ一致している。

HJMモデルとBWKモデルを比較するにあたり、HJMモデルの低比抵抗領域を、四分位数を用いて再定義した。HJMモデルの信頼度が高い領域(水平方向: $-2.26\text{ km} \sim +2.19\text{ km}$, 深さ方向: $0\text{ km} \sim 1.5\text{ km}$)に含まれる各比抵抗要素の比抵抗の第1四分位数は $153.1\text{ }\Omega\text{m}$ 、第2四分位数は $307.8\text{ }\Omega\text{m}$ である。BWKモデルと同じく第1四分位数よりも小さい比抵抗を示す領域を低比抵抗領域とした。再定義したHJMモデルをBWKモデル(Fig. 8b)と同じ縮尺と水平-垂直比で描き直した図をFig. 8cに示す。断層直下の浅部には、低比抵抗領域が共通して認められる(両モデルの領域C1であり、以下では両者ともにShallow Conductive Zone; SCZと呼ぶ)。これらSCZの水平方向・深さ方向の広がりほぼ等しいが、比抵抗はHJMモデルの方がやや大きい。SCZは、両モデルともに、断層トレースの直下に位置し、空間的広がりほぼ同じであることから、これらの成因は共通して、断層運動に伴って生じたダメージゾーンに地

下水が多く含まれることによって生じたと解釈される。

両断層近傍の深部にも低比抵抗な領域(両モデルの領域C2であり、以下では両者ともにDeep Conductive Zone; DCZと呼ぶ)が共通して存在するが、BWKモデルのDCZは水平方向に、HJMモデルでは鉛直方向に伸びている。空間的広がり後者の方がやや広く、領域内の比抵抗の最小値はほぼ同じである。これらDCZの差異は興味深い。山崎断層帯の北西部と南東部で広く共通する特徴であるのかを明らかにするには、これら両活動セグメントを横切る複数の測線において、本研究と同様の比抵抗構造調査を行う必要がある。

風早ほか(2014)は、西南日本の深層地下水データベースを分析しスラブ起源と考えられる地下水(高Li/Clを含む)が山崎断層帯、有馬-高槻構造線、中央構造線などの構造線や第四紀火山近傍に分布していることを明らかにし、構造線や火山がスラブから地表に水を運ぶ通路になっているとしている。また、西村ほか(2006)は、有馬温泉の起源には海水(Cl^- 19000 mg/L)の2倍以上の塩濃度で CO_2 に富む熱水がフィリピン海プレートからの脱水としている。富永ほか(1995)は、山崎断層帯の塩田温泉について塩素濃度として 885 mg/L と通常の地下水(数 $\text{mg/L} \sim$ 数十 mg/L)よりも高い値を報告している。これらを考慮すると、山崎断層帯では天水に加えて深部からのスラブ起源の地下水が、ダメージゾーンを通じて北西部に南東部より多く供給され、さらに、土万断層では相対的に破碎を受けにくく空隙率が低いと推測される古い岩体(丹波帯)が断層の南西側浅部に存在しており、それが地下水の上昇を妨げてDCZの形成に寄与している可能性がある。前述のように琵琶甲断層では、断層線の左ステップにともない断層の北東側が伸張場となって破碎がより発達し、DCZが形成されたと考えられる。このような断層周辺における浅部地質構造、地下水の供給様式および断層線の幾何学的配置と運動様式に起因する破碎の発達状況の違い(あるいは、ダメージゾーンの発達状況の違い)によって、DCZの相対位置の違いが生じた可能性がある。

ま と め

山崎断層帯南東部の主要な活断層である琵琶甲断層について、AMT法探査を行い、その2次元比抵抗構造モデル(BWKモデル)を求めた。BWKモデルは表層付近に広く分布する低比抵抗層と6つの低比抵抗領域(C1~C6)で特徴づけられる。このうち浅部の4つの領域(C1, C3, C4, C6)は共通した深度(上面深度350 m, 下面深度450~550 m)に側方に断続的に分布する。また、深部の2つの領域(C2, C5)も共通した深度(上面深度900 m, 下面深度1300~1400 m)に分布する。これらのうち領域C1は琵琶甲断層のほぼ直下の浅部に、領域C2は琵琶甲断層北西側の深部に存在し、ともに活断層運動により形成されたダメージゾーンに関連した構造であると推定される。深部低比抵抗領域C2の北東端と浅部低比抵抗領域C3の南西端がほぼ一致し、この位置が琵琶甲断層の東側セグメントの北西側延長とほぼ一致することから、琵琶甲断層の東部がさらに北西側に延長し、

琵琶甲断層の西側セグメントの北東側に伏在することが示唆された。他の領域 C4 と C5 は、琵琶甲断層の南西に並行してのびる地形境界(リニアメント)の位置に対応して認められた。このリニアメントは活断層としては識別されていないが、低比抵抗領域の存在は、前期更新世以前の地下深部での断層運動を示している可能性がある。

琵琶甲断層と山崎断層帯北西部に属する土万断層の、それぞれの2次元比抵抗構造を比較すると、両者に共通して活断層直下の浅部に低比抵抗領域が認められる。また、両者ともに深さ約1 km 以深の低比抵抗領域が存在し、近接する高比抵抗領域との比抵抗境界が地下の断層面と対応する特徴も共通しているが、断層面に対する相対位置は異なる。この違いを生じさせた原因の解明には、山崎断層帯の広範囲にわたる高密度の比抵抗調査が必要である。

本研究によって、地表トレスが不連続にみえる区間の断層の地下構造について、より具体的なイメージを描き出すことができた。また、異なる活動セグメントの間では特徴が異なる比抵抗構造が見いだされた。これらのことは、地下比抵抗構造が、活動セグメントの3次元的位置関係の解明や活動セグメント区分の指標として役立つ可能性を示すものであるといえよう。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、観測点の土地所有者の方々に観測装置の設置を快く許可して頂いた。京都大学防災研究所ほかの機関には、観測装置の借用を許可して頂いた。

観測に当たっては、最上巴恵氏(当時 神戸大学大学院理学研究科)、長谷川浩二氏(当時 神戸大学理学部)、後藤優介氏(当時 富山県立山カルデラ砂防博物館、現 茨城県自然博物館)の協力を得た。震源データは気象庁の一元化震源カタログを使用した。本研究の一部は、東京大学地震研究所一般共同研究(課題番号 2014-G-12)の援助によって行った。論文中の図の作成には The Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1998)を用いた。2名の匿名査読者と担当編集委員の方から頂いた建設的かつ有益なコメントによって本稿は大きく改善された。以上の方々、機関のみなさまに、深くお礼を申し上げます。

文 献

- 麻植久史・小池克明・高倉伸一・吉永 徹・大見美智人(Asaue, H., Koike, K., Takakura, S., Yoshinaga, T. and Ohmi, M.), 2004, MT 法による活断層深部の破碎構造解析(Structural analysis of fracture zones in deep parts of an active fault using Magnetotelluric survey). 応用地質(Jour. Japan Soc. Eng. Geol.), **45**, 60–70.
- 麻植久史・小池克明・吉永 徹・高倉伸一(Asaue, H., Koike, K., Yoshinaga, T. and Takakura, S.), 2007, 布田川-日奈久断層帯の深部比抵抗構造のイメージングと微小地震分布からの考察(Characterizing deep resistivity structures of Futagawa-Hinagu faults belt and discussion on their relationship with micro-earthquakes distribution). 応用地質(Jour. Japan Soc. Eng. Geol.), **48**, 180–191.
- Bibby, H. M., Caldwell, T. G. and Brown, C., 2005, Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophys. Jour. Int.*, **163**, 915–930.
- Caine, J. S., Evans, J. P. and Foster, C. B., 1996, Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24**, 1025–1028.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M. and Brown, C., 2004, The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. Jour. Int.*, **158**, 457–469.
- Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982, Low electrical resistivity along an active fault, the Yamasaki Fault. *Jour. Geomagn. Geoelec.*, **34**, 103–127.
- 福井健三(Fukui, K.), 1981, 山崎断層系の変位地形(Fault topography along the Yamasaki fault system, western Kinki district, Japan). 地理評(*Geogr. Rev. Japan*), **54**, 196–213.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J., 1979, Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, **44**, 53–68.
- Garcia, X. and Jones, A. G., 2002, Atmospheric sources for audio-magnetotelluric (AMT) sounding. *Geophysics*, **67**, 448–458.
- Goto, T., Wada, Y., Oshiman, N. and Sumitomo, N., 2005, Resistivity structure of a seismic gap along the Atotsugawa Fault, Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **148**, 55–72.
- 平野昌繁(Hirano, M.), 1973, 加古川中流部の明美面を切る山崎断層の延長部における水平変位速度の推定(Estimation of the deformational rate along the Yamasaki fault on its south-eastern extension in the middle stream of the River Kako). 大阪市立大学文学部紀要(人文研究)(*Bull. Fac. Lit. Osaka City Univ.*), **25**, 1099–1108.
- Ikeda, M., Kato, S., Nishizaka, N., Ohno, Y., Matsuo, K. and Kishimoto, M., 2013, Magnetotelluric imaging of the Median Tectonic Line in western Shikoku, southwest Japan: Implications of the fault-related low-resistivity zone. *Tectonophysics*, **601**, 78–86.
- 活断層研究会編(The Research Group for Active Faults, ed.), 1991, 新編日本の活断層：分布図と資料(*Active Faults in Japan, New Edition: Distribution Map and the Related Materials*). 東京大学出版会(Univ. Tokyo Press), 440p.
- 加藤茂弘・山口 寛・井口博夫・岡田篤正・先山 徹(Katoh, S., Yamaguchi, S., Inokuchi, H., Okada, A. and Sakiyama, T.), 2007, 山崎断層系、暮坂峠断層の後期更新世以降における活動履歴(Late Quaternary activity of the Kuresakatouge fault of the Yamasaki fault system in the Chugoku Mountains, western Japan). 人と自然(*Humans and Nature*), **18**, 1–12.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏……切田 司(Kazahaya, K., Takahashi, M., Yasuhara, M., Nishio, Y., Inamura, A., Morikawa, N.,...Kirita, T.), 2014, 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴(Spatial distribution and feature of slab-related deep-seated fluid in SW Japan). 日本水文科学会誌(*Jour. Japan. Assoc. Hydrol. Sci.*), **44**, 3–16.
- 岸田孝蔵(Kishida, K.), 1966, 兵庫県南西部地域水理地質図説明書(*Hydrogeological Map and Explanatory Text of the South-western District of Hyogo Prefecture*). 日本水理地質図(Hydrogeological Maps of Japan), 12, 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 37p.
- 松田時彦・岡田篤正(Matsuda, T. and Okada, A.), 1968, 活断層(Studies of active faults in Japan). 第四紀研究(*Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*), **7**, 188–199.
- 松田時彦・岡田真介・渡邊トキエ(Matsuda, T., Okada, S. and Watanabe, T.), 2004, 横ずれ活断層の累積変位量・断層長・破碎帯幅から見た断層の発達度—中国地方と中部地方の比較(Development of active strike-slip faults in Chugoku and Chubu districts—the comparison of cumulative slip, length of faults and width of crushed zones). 活断層研究(*Act. Fault Res.*), **24**, 1–12.
- 松多信尚・杉戸信彦・鈴木康弘・中田 高・廣内大助(Matsuta, N., Sugito, N., Suzuki, Y., Nakata, T. and Hirouchi, D.), 2015, 1: 25,000 都市圏活断層図山崎断層とその周辺「北条」(1: 25,000 Active Fault Map in Urban Area, Yamasaki Fault Zone and its Vicinity, Hojo). 国土地理院技術資料(Technical

- Report of the Geospatial Information Authority of Japan), D1—No. 730.
- 茂木 透・西村 進・見野和夫・貞広太郎 (Mogi, T., Nishimura, S., Mino, K. and Sadahiro, T.), 1985, 近畿北西部地域の活構造 (1) —山崎断層東方延長地域— (A Tectonic zone in the North-western part of Kinki district, Southwest Japan (1) —The Yamasaki Fault Region). 地震第2輯 (*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.*), **38**, 57–66.
- 中村 威・先山 徹 (Nakamura, T. and Sakiyama, T.), 1995, 兵庫県下の鉱物資源 (Mineral resources in Hyogo Prefecture). 人と自然 (*Humans and Nature*), **6**, 197–243.
- 西村 進・桂 郁雄・西田潤一 (Nishimura, S., Katsura, I. and Nishida, J.), 2006, 有馬温泉の地質構造 (Geological structure of Arima Hot-spring). 温泉科学 (*Jour. Hot Spring Sci.*), **56**, 3–15.
- 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成 (Okada, A., Ando, M. and Tsukuda, T.), 1987, 山崎断層系安富断層のトレンチ調査 (Trenching study for Yasutomi fault of the Yamasaki Fault system at Anji, Yasutomi Town, Hyogo Pref., Japan). 地学雑誌 (*Jour. Geogr. (Chigaku-Zasshi)*), **96**, 81–97.
- 岡田篤正・東郷正美編 (Okada, A. and Togo, M. eds.), 2000, 近畿の活断層 (*Active Faults in the Kinki Area, Central Japan: Sheet Maps and Inventories*). 東京大学出版 (Univ. Tokyo Press), 395p.
- Ogawa, Y. and Uchida, T., 1996, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. Jour. Int.*, **126**, 69–76.
- 尾崎正紀・栗本史雄・原山 智 (Ozaki, M., Kurimoto, C. and Harayama, S.), 1995, 北条地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅) (*Geology of the Hojo District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 101p.
- Ritter, O., Hoffmann-rothe, A., Bedrosian, P. A., Weckmann, U. and Haak, V., 2005, Electrical conductivity images of active and fossil fault zones. In Bruhn, D. and Burlini, L., eds., *High-Strain Zones: Structure and Physical Properties*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **245**, 165–186.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G. and Uyeshima, M., 2005, Interpretation of two-dimensional magnetotelluric transect data with three-dimensional inversion: synthetic examples. *Geophys. Jour. Int.*, **160**, 804–814.
- 高倉伸一・古酒欽弥・西澤 修・青木正博 (Takakura, S., Kozake, K., Nishizawa, O. and Aoki, M.), 2000, 粘土鉱物を含む試料の比抵抗測定 (Resistivity measurement of clay-bearing samples). 物理探査 (*Geophys. Explor.*), **53**, 119–128.
- 富永卓男・小泉尚嗣・北川有一・吉岡龍馬・佐野有司 (Tominaga, T., Koizumi, N., Kitagawa, Y., Yoshioka, R. and Sano, Y.), 1995, 山崎断層の塩田温泉における近年の水質・水温変化 (Recent temporal changes in water quality and temperature at Shiota hot spring near the Yamasaki fault). 京都大学防災研究所年報 (*Disaster Prev. Res. Inst. Annu. Kyoto Univ.*), **38 B-1**, 1–12.
- Unsworth, J. M., Malin, P. E., Egbert, G. D. and Booker, J. R., 1997, Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California. *Geology*, **25**, 359–362.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W. and Ward, S. H., 1984, Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, **49**, 1517–1533.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998, New improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- 八木浩司 (Yagi, K.), 1983, 加古川中流域の第四紀地殻変動 (Quaternary crustal movement in the middle Kakogawa River basin, Hyogo Prefecture, southwestern Japan). 東北地理 (*Ann. Tohoku Geogr. Assoc.*), **35**, 72–80.
- Yamaguchi, S., Ogawa, Y., Fuji-ta, K., Ujihara, N., Inokuchi, H. and Oshiman, N., 2010, Audio-frequency magnetotelluric imaging of the Hijima fault, Yamasaki fault system, southwest Japan. *Earth Planets Space*, **62**, 401–411.
- 山口 覚・大内悠平・小田佑介・三島稔明・村上英記・加藤茂弘 (Yamaguchi, S., Ouchi, Y., Oda, Y., Mishima, T., Murakami, H. and Katoh, S.), 2016, Audio-frequency Magnetotelluric 法による郷村断層周辺の地下比抵抗構造 (Audio-frequency magnetotelluric imaging of the electrical resistivity structure around the Gomura fault in the Tango Peninsula, southwest Japan). 地質雑誌 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **122**, 573–586.
- Yoshimura, R., Oshiman, N., Uyeshima, M., Toh, H., Uto, T., Kanazaki, H.,...Fujita, Y., 2009, Magnetotelluric transect across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan: A clear correlation between strain accumulation and resistivity structure. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L20311, doi: 10.1029/2009GL040016.
- 吉岡敏和・徳田博明・細矢卓志 (Yoshioka, T., Tokuda, H. and Hoso-ya, T.), 2008, 山崎断層帯, 琵琶甲断層および三木断層の古地震調査 (Paleoseismicity of the Biwako and Miki faults in the Yamasaki fault zone, central Japan). 活断層・古地震研究報告 (*Annu. Rep. Active Fault Paleoeearthquake Res.*), **8**, 281–293.
- [URL1] 地震調査研究推進本部 (Headquarters for Earthquake Research Promotion), 山崎断層帯の長期評価 (一部改訂) (Long-term evaluation of the Yamasaki fault zone, revised edition*). https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/82_yamasaki_2.pdf.

*English translation from the original written in Japanese

(著者の貢献)

- 山口 覚 統括, 論文の執筆
 伊東修平 第3回観測を担当, データおよびモデル解析, 考察
 東川利恵 第1回観測を担当, データおよびモデル解析, 考察
 小田佑介 第2, 3回観測を担当, データおよびモデル解析
 上田哲士 第1, 2回観測を担当, データおよびモデル解析
 小河 勉 Far remote 点におけるデータ取得, 考察
 村上英記 考察, データおよびモデル解析部分の論文執筆
 丹保俊哉 Far remote 点におけるデータ取得, 考察
 加藤茂弘 考察, 地形・地質学背景部分の論文執筆

(要 旨)

山口 覚・伊東修平・東川利恵・小田佑介・上田哲士・小河 勉・村上英記・丹保俊哉・加藤茂弘, 2019, Audio-frequency Magnetotelluric 法による山崎断層帯・琵琶甲断層の地下比抵抗構造. 地質雑, **125**, 137–151. (Yamaguchi, S., Ito, S., Higashikawa, R., Oda, Y., Ueda, S., Ogawa, T., Murakami, H., Tanbo, T. and Katoh, S., 2019, Audio-frequency magnetotelluric imaging of the electrical resistivity structure around the Biwako Fault of the Yamasaki fault zone, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **125**, 137–151.)

山崎断層帯南東部に属する琵琶甲断層の西側セグメントを横切る測線に沿って audio-frequency Magnetotelluric 法探査を行い、深さ 1.5 km までの 2 次元比抵抗構造モデルを得た。このモデルは表層付近の低比抵抗層、深さ 350～約 500 m に側方に連続する低抵抗領域、および深さ 900～約 1400 m の 2 つの低比抵抗領域で特徴付けられる。琵琶甲断層西側セグメントの地下の浅部および深部には断層活動に関係する低比抵抗領域があり、これらは琵琶甲断層の地下形状を示すと考えられ、また、琵琶甲断層東側セグメントが西側セグメントの北東側に延伸し並行して存在することが示唆された。

山崎断層帯北西部に属する土万断層の 2 次元比抵抗構造モデルと比較すると、断層直下の低比抵抗領域および深部の低比抵抗領域の端が断層地表トレースと一致することは共通するが、後者の断層に対する相対位置が異なる様子が見いだされた。