

R003-15

Zoom meeting A : 11/3 AM2 (10:45-12:30)

11:30~11:50

## 比抵抗分布からみた郷村断層帯の地下構造および Fault zone conductor の時間変化

#山口 覚<sup>1)</sup>, 三村 明<sup>1)</sup>, 加藤 茂弘<sup>2)</sup>, 村上 英記<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> 大阪市立大学大学院理学研究科, <sup>2)</sup> 兵庫県立人と自然の博物館, <sup>3)</sup> 高知大学理工学部

### Electrical conductivity structure of the Gomura fault zone, southwest Japan and time-variation of the fault zone conductor

#Satoru Yamaguchi<sup>1)</sup>, Akira Mimura<sup>1)</sup>, Shigehiro Katoh<sup>2)</sup>, Hideki Murakami<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> Graduate school of Science, Osaka City University, Japan, <sup>2)</sup> Museum of Nature and Human Activities, Hyogo, <sup>3)</sup> Faculty of Science and Technology, Kochi University

The Gomura fault zone in the Tango Peninsula, southwest Japan comprises the Chuzenji (CZJ), Gomura (GMR) and Go-seiho (GS) faults. These active faults align some km apart and nearly parallel to each other in the granitic rock region under the same stress field. The 2.8-km GS is shortest with an extremely unclear geomorphological feature. During the 1927 Kitatango earthquake, the GMR underwent a significant surface rupture but did not the CZJ, although both are clear left-lateral strike-slip faults. From the geologic, tectonic, and paleo-seismic background, we can consider this fault zone as a suitable target for comparing topographic features and subsurface conductivity structure.

We conducted audio-frequency magneto-telluric surveys at 27 stations along the line crossing all of these faults and determined the two-dimensional resistivity model (GMR2019 model) to a depth of ~1.5km.

The GMR2019 model can be divided into three Areas (Area 1 - Area 3). Area 1 occupies the northeastern side and shows a typical resistivity structure of the Miyazu granite body which is almost unaffected by active faulting. In the Area 2 at the center, the CZJ and GMR faults locate at the northeastern and southwestern ends, respectively. A nearly vertical highly conductive zone was detected just beneath the surface trace of the GMR up to ~1 km deep. In contrast, no remarkable conductive region was found below that of the CZJ. The GS locates in the Area 3 at the southwestern side and was interpreted as a secondary fault because of the small and shallow conductive zone and very unclear fault topography with almost no accumulative displacements.

はじめに

郷村断層帯は丹後半島(京都府)に位置する活断層帯で、陸上部は郷西方断層、郷村断層、仲禅寺断層の3つの活断層で構成される(地震調査研究推進本部, 2004; 岡田・東郷, 2000)。郷西方断層は断層長が2.8kmと非常に短く、横ずれ変位を示す地形も不明瞭である。郷村断層では1927年の北丹後地震の際に左横ずれを主とする顕著な地表地震断層が生じた。一方、仲禅寺断層では明瞭な河谷の左横ずれ屈曲が認められるものの、北丹後地震の際には活動しなかった。このように郷村断層帯には断層長、平均変位速度、最新活動時期など断層運動の特性が異なる断層が数km以内に近接し、並行して存在する。さらに郷村断層帯周辺は、ほとんどが花崗岩の岩盤からなるため、各断層の特性とそれらの地下構造を比較・検討するのに適している。

本断層帯の比抵抗構造については、すでに三村ほか(JpGU2017)で発表しているが、本報告では新たな解析結果と断層に関連した低比抵抗体の解釈について紹介する。

観測

仲禅寺断層の約2km東から郷西方断層の約1.5km西までの約7kmの観測測線(2019Line)を設定し、この測線上で合計27点のAudio-frequency Magnetotelluric (AMT)法調査を行った(山口ほか, 2016; 三村ほか, 2017)。データ解析にRemote reference法(Gamble et al., 1979)を用いるため、測線中央の観測点から約10km離れた地点Rに磁場参照点を設置し、水平磁場2成分(南北, 東西)を測定した。いずれの測定にもMTU-5A(Phoenix Geophysics社, カナダ)を用いた。

解析

データ解析には午前1時~午前5時(JST)のデータを用いた。SSMT2000(Phoenix Geophysics社, Canada)を用いてRemote Reference法に基づき10,400~0.35Hzの60の周波数において地理的南北および東西方向のMT応答関数を算出した。この時、No.3とNo.24を除く25点では地点Rの磁場を磁場参照データとして使用した。残りのNo.3とNo.24については、33Hzよりも高い周波数帯域では観測点相互を参照磁場点とし、それより低い周波数帯域では岩手県の国土地理院江刺観測場(N39°14'12", E141°21'17")のMT連続観測データを磁場参照データとした。周波数選択を行ったのちPhase Tensor法(Caldwell et al., 2004; Bibby et al., 2005)で比抵抗構造の次元の判定を行い、Ogawa and Uchida (1996)のインバージョンコードを使用して2次元比抵抗モデル(GMR2019モデル)を決定した。

結果と考察

GMR2019モデルは5つの特徴的な低比抵抗領域(領域C1~C5)の分布から、仲禅寺断層の北東側領域(Area1)、仲禅寺断層と郷村断層が両端に位置する領域(Area2)、郷村断層の北西領域(Area3)の3つの領域に分けられる。

Area1は研究対象地域に広く分布する宮津花崗岩体の、郷村断層帯による活断層運動の影響をほとんど受けていない地質構造を反映していると解釈した。Area2(中央部)には、郷村断層がその南西端に、仲禅寺断層がその北

東端に、それぞれ位置する。郷村断層の地表トレース直下には顕著な Fault zone conductor (FZC) が深さ 1km 付近まで認められ、これは郷村断層の活動に関連して形成されたと解釈した。一方、仲禅寺断層の地表トレース直下には FZC は認められなかった。両断層は同じ花崗岩体であり、また同じテクトニックな環境にあることを考慮すると両者の FZC の違いは、両断層の活動休止からの経過期間の違い（郷村断層は約 100 年、仲禅寺断層は約 1～2 万年）に起因すると解釈した。Area3（南西部）には郷西方断層が存在する。この断層の地表トレース直下には深さ 300m 付近に顕著な低比抵抗領域 C1 が存在するが、それより深部は高比抵抗な領域となっている。北丹後地震時にも郷西方断層に沿っては地変は現れていない（岡田・松田, 1997）。また、地表変位は郷村断層に比べて極めて不明瞭であることから、この断層は隣接する郷村断層の活動に伴って生じた副次的な断層であると解釈した。