CSAMT 法と流電電位検層法による淡路島北部の活断層調査

池田隆司*·飯尾能久*·小村健太朗* 高橋直良**·汐川雄一**·松田陽一**

Active Fault Investigations by CSAMT and Galvanic Electric Potential Logging in the Northern Part of Awaji Island, Japan

Ву

Ryuji IKEDA*, Yoshihisa IIO*, Kentaro OMURA* Naoyoshi TAKAHASHI**, Yuichi SHIOKAWA** and Yoichi MATSUDA**

*Solid Earth Science Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention; Tsukuba, Ibaraki, Japan
**Sumiko Consultants Co., Ltd.; Shinjuku, Tokyo, Japan

Abstract

The Nojima fault appeared on the surface in the northern part of Awaji Island as a result of the Hyogo-ken Nanbu earthquake (1995. 1, M=7.2). Around this region, other active faults including the Nakamochi fault, the Kusumoto fault, and the Higashi-ura fault also exist. Unfortunately, there is very little information on the deep structure and the continuity of the fault zones of these active faults. Therefore, a method of correctly evaluating this area needs to be established. In this paper, a controlled source audio-magnetotelluric (CSAMT) survey from the surface and a galvanic electric potential logging (GEPL) between the fault zones detected in the borehole and on the surface have been carried out. Through these surveys, the resistivity structure around the fault zones was delineated and the continuity of the fault zone was analyzed.

The following results were obtained. (a) The high resistivity zone $(200\sim2,000~\Omega-m)$ corresponds to granitic rock, and low resistivity zone $(20\sim200~\Omega-m)$ to sedimentary rocks (Osaka group and Kobe group), respectively. (b) The Nojima fault is located near the boundary of the high resistivity granitic zone and the low resistivity sedimentary zone in a shallower part. Both the Kusumoto fault and the Higashi-ura fault are also estimated to be located near the boundary in sedimentary rocks and the granitic body. The contrast of resistivity around the boundary is clear. However, it is not clear where the faults pass through the inside of the granitic body. (c) Changes in the electric potential distribution resulting from the GEPL were not as large as those from the electrical resistivity logging around the depth of the 1,140 m fault zone. However, they were a little larger than those in the surrounding area. (d) The measurement result of GEPL could be explained by a two-dimensional simulation. The resistivity model used for the simulation is one where the fault continues to a deeper part as a low resistivity body. These investigations, combined with GEPL, electrical resistivity logging and CSAMT survey, are effective as fault evaluation techniques.

Key words: Controlled source audio-magnetotelluric (CSAMT), Galvanic electric potential logging (GEPL), Active fault investigations, Awaji Island, 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Kobe earthquake

^{*}防災科学技術研究所 地圈地球科学技術研究部

^{**}住鉱コンサルタント株式会社

1. はじめに

兵庫県南部地震(1995.1, M=7.2)に伴い,淡路島北部地域で野島断層が地表に出現した。また,当地域には既存の中持断層,楠本断層,東浦断層などの活断層がある。これら活断層の深部構造や断層破砕帯の連続性に関する情報は極めて少なく,また,正しく評価する調査方法についても未だ確立していない。

本研究では,淡路島北部地域(北淡町,淡路町,東浦 町にまたがる地域)の二次元的な深部比抵抗構造を明ら かにするために人工電磁探査法 (controlled source audio-magnetotelluric;以下, CSAMT法と記す)を実 施した。一方、兵庫県南部地震後、北淡町野島平林には 深度 1,800 m, 淡路町岩屋には深度 1,000 m のボアホー ルが掘削された. この掘削は、地震発生直後の断層近傍 の応力状態,透水性,熱流量などを定量的に知るととも に、断層構成岩石の物性および断層構造を解明すること が目的である(池田ほか, 1998)。ボアホールから得られ た岩石コアの分析や電気比抵抗検層の結果は、地下比抵 抗構造を正確に決定するための重要な手がかりとなる。 さらに, 野島平林のボアホール内で検出された断層破砕 帯は、断層が繰り返し活動したことによって生成され、 かつ地下深部から地表まで連続していると推定される (池田ほか, 1998; 小林ほか, 1998)。この断層破砕帯に 着目して, 地表断層上に電流極を設置し, ボーリング孔 内の裸孔区間で電位極を移動させながら2極法で深度方 向の電位分布を測定した。この検層法は筆者らが本研究 で考察したものであり、流電電位検層法 (galvanic electric potential logging;以下, GEPL 法と記す)と呼ぶ。 これは、活断層の地表下での形状や走行方向、断層破砕 帯の連続性等を明らかにするための新しい断層評価手法 として期待される.

2. 調査地域の地質と断層

CSAMT 法の調査地域は、兵庫県淡路島北部地域の北 淡町, 淡路町, 東浦町にまたがる地域約72 km² (約6 km×12 km) である。図1に調査地域および周辺の地質 図を示す。図には防災科学技術研究所が、野島平林と岩 屋において掘削した孔井の位置も示してある。GEPL法 は野島平林井で実施したが,本井は野島断層を直接貫く ように深度 1,800 m まで掘削されている。この地域の基 盤岩類は主として領家帯に属する花崗岩類(花崗岩、花 協閃緑岩など)で、中新世の堆積岩(礫岩、砂岩及び泥 岩の互層)である神戸層群が花崗岩類を不整合に覆って 分布している。 大阪層群は主として西海岸側の北淡町富 島から生田にかけての標高 100~200 m 程度の丘陵地 と, 東海岸側の東浦町仮屋付近の標高 100 m 以下の丘陵 地を構成している。 大阪層群は基盤岩類と一般に不整合 で、一部は断層で接し段丘層・沖積層に不整合に覆われ る (市原, 1993).

当地域には多数の断層が存在する(活断層研究会, 1991). 西海岸側の丘陵と山地の境界にN30°E走向, 東側隆起の野島断層があり, 大阪層群及び神戸層群が花崗

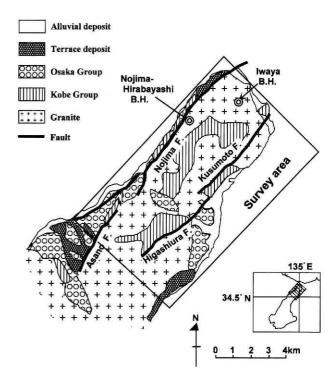


図1 淡路島北部調査地域と地質図。 ◎印:掘削地点 (平林1800m 井, 岩屋1000m 井)

Fig. 1 Survey area and geological map in the northern part of Awaji Island.

©: Borehole Location (Nojima-Hirabayashi,

1,800 m and Iwaya, 1,000 m deep)

岩類と接していて, 地形的には 100~200 m の断層崖が 形成されている。野島断層に沿って右横ずれ地形や段丘 地形の変位がみられる。 富島から浅野の海岸沿いには大 阪層群中に N 40°~60°E 走向, 東側隆起の撓曲帯がある. 浅野周辺での大阪層群の走向や傾斜は局所的にかなり変 化するが、全体として西に傾き海側でより上位の地層が 現れている。北淡町育波の南東, 生田では大阪層群は一 般に N 40°~70°W 走向で 10° 程度北東に傾斜する。その 東側には N 25°W 走向, 東側隆起の断層があり, 大阪層群 は断層で引きずられ急傾斜している。 東海岸側の仮屋付 近では大阪層群全体が NS~N 20°E 走向で 50°~75° 東 に急傾斜している。その西側の基盤岩との間に断層はみ られない。仮屋北部の基盤岩沿いでは大阪層群の傾斜は 幾分緩くなっている。 仮屋の西方から北淡町小田にかけ ての内陸域にはおよそ N 60°E 走向, 南側隆起の 2 列の 断層があり、富島累層下部を変位させている.

3. CSAMT法

3.1 測定法

測定方法は、人工の電磁信号源を使用し、互いに直交する方向に設置した電位電極及び受信コイルにより、電場、磁場各1成分について測定する人工電磁法(CSAMT法)によった。図2に測定方法の概略を示す。約1.5~2.0km間隔で接地した一対の電流電極を送信源として、約4~8km離れた測定地点で電位電極により電位を測定

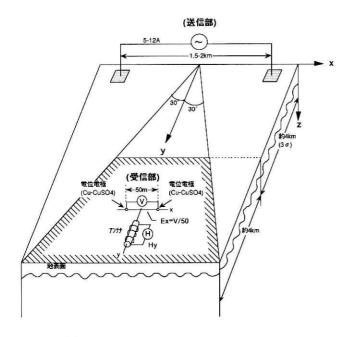


図2 CSAMT 測定方法概略図。

Fig. 2 Outline of the CSAMT method.

する. 地表の電位傾度 Ex と,これに直行する水平磁場 Hy の測定値から、次式によって周波数毎に大地の見掛 比抵抗を求める.

$$\rho_{a} = (1/5f) \cdot |Ex/Hy|^{2} \qquad \cdots (1)$$

ここで,

 ρ_a :大地の見掛比抵抗 (Ω -m)

f:流電電流の周波数 (Hz)

Ex: 地表面における電位傾度 (μV/m)

Hy: 地表面における磁場水平成分 (nT)

(1)式で求められる見掛比抵抗が表す深度の目安として、表皮深度(skin depth)を次式で求める。表皮深度は、均質大地(比抵抗 ρ が一定)に入射した電磁波が1/e(eは自然対数の底、約37%)にまで減衰する深度であり、周波数fと比抵抗 ρ の関数である。

$$\delta = 503\sqrt{\rho}/\sqrt{f}$$
 ···(2)

ここで,

δ:表皮深度 (m)

ρ:大地の比抵抗 (Ω-m)

f:電磁波の周波数 (Hz)

送信機は米国 ZONGE 社の GGT-10, 受信機は同社 GDP-16 を用いた.流電ダイポールは,接地を良くするためになるべく湿った場所 3ヶ所 (6 地点)を選びS型アース棒を100本~200本程度打ち込んで電極とした。電場センサーは、測点を中心に片側 25 m の電線を流電線と平行に展開し、銅一硫酸銅非分極性電極を繋いで構成した。磁場センサーは、電場センサーと直交方向にコイル

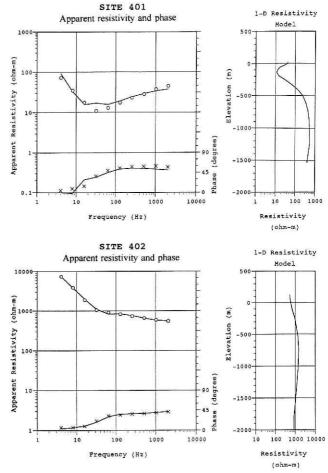


図3 測点401と402における見掛比抵抗(○印)と位相 (×印)の実測値と解析曲線(実線),および一次 元比抵抗構造モデル(図右).

Fig. 3 Measured values of apparent resistivity (()) and phase (×), and their analyzing curves (solid lines) for sites 401 and 402. And their 1 -D resistivity structure models simulated for each site are also shown at right side.

アンテナ (ZONGE 社製 ANT/IB) を接地した。測定周波数は, 4, 8, 16, 32, 64, 128, 256, 512, 1024, 2048 Hz の 10 周波数である。

測点は,解析結果の比抵抗構造平面図(図 4, 5)上に ●印で示してある。原則として野島断層に直交する方向 に展開した測線 (L-100~L-1000) に沿って配置し,人工 構造物及び電磁ノイズ源を避けるよう努めた。また,野 島平林と岩屋の 2 孔井を結ぶ測線を L-1100 とした。構 造解析は,実測見掛比抵抗曲線に最も良く合う地下構造 モデルを見出すシュミレーションによって行い,各測点 下の垂直方向の比抵抗構造を求めた。この解析結果から, 比抵抗構造平面図および比抵抗構造断面図を作成し定量 的な解析を行った。

3.2 解析結果

一部の測点の一部の周波数を除いて、再現性のある質の良いデータを得ることが出来た。例として、測点 401 と

402 で得られた見掛比抵抗(〇印)と位相(×印)の実測値を図3に示す。同図左の実線は、シュミレーション解析に用いた見掛比抵抗曲線と位相曲線を示し、図右にシュミレートされた1次元比抵抗構造モデルを示す。両地点の間で比抵抗構造が大きく変化していることが分かる。まず、未補正データによる見掛比抵抗断面図および1次元解析を行い、地形による影響と表層付近の構造等の影響による各測定値の変動(スタティックシフト)を検討した。地形による影響は±数%であったが、スタティックシフトによる影響は±数%であったが、スタティックシフトによる影響は2.8~32 倍にも達した。これらの測点に関して補正計算を行い、再度一次元比抵抗構造断面図および平面図を作成した。

種々の深度で比抵抗平面図を描くことが出来るが、ここでは図4に標高0mレベル、図5に標高-1,000mレベルの平面図を示す.標高0mレベルで見た平面図の特徴は、各測線の両端に低比抵抗部、中央部に高比抵抗部が分布することである。各測線西端に見られる低比抵抗 異常部は、野島江崎、野島平林、野島轟木を通り小倉に抜ける野島断層西側の神戸層群の分布と対応する。また、東端の鵜崎(測点108,209)および東浦町浦付近(測点608,708,808)に解析される低異常も神戸層群の分布と対応し、東浦町浦の低異常域の西側を楠本断層が走って

図4 比抵抗構造平面図(標高0 m レベル,補正後).

Fig. 4 Resistivity structure plane figure (at sea level, after correction).

いる。一方,調査地域全般に広く分布する $500~\Omega$ -m 以上の高比抵抗帯は,花崗岩類の分布に対応するが, $1,000~\Omega$ -m 以上の高比抵抗異常部は南北の走行がある。調査地域北東部(測点 $104\sim107$, $204\sim206$)では,花崗岩類の分布域にも拘わらず, $200\sim500~\Omega$ -m の低比抵抗域が分布する。標高-1,000~m~と深くなるにつれ,低比抵抗域の分布が狭くなる。 $500~\Omega$ -m 以上の高比抵抗分布域はそれほど変わらないが, $1,000~\Omega$ -m 以上の高比抵抗異常域は深度毎に分布の様子が変化する。

図 6, 7, 8 に各測線の補正後の比抵抗構造断面図を示す。断面図には、文献(活断層研究会、1991)に記載されている既存の断層のおおよその位置を矢印で示してある。断面図に見られる全般的な特徴は、当地域に広く分布する花崗岩類を反映して $500~\Omega$ -m 以上の高比抵抗部が優勢であること、野島断層の北西側では神戸層群のシルト、泥岩類の影響を受けて $200~\Omega$ -m 以下の低比抵抗部が存在することである。例えば、図 6 の測線 L-200 では $1,000~\Omega$ -m 以上の高比抵抗異常部を伴う高比抵抗部が測点 $202\sim207$ の下部に検出されている。測点 201 と 202、および 208 と 209 の間には低比抵抗の不連続が認められ、前者は野島断層に対応する。後者は、特に断層として記載されてはいないが、低比抵抗異常と関連した断

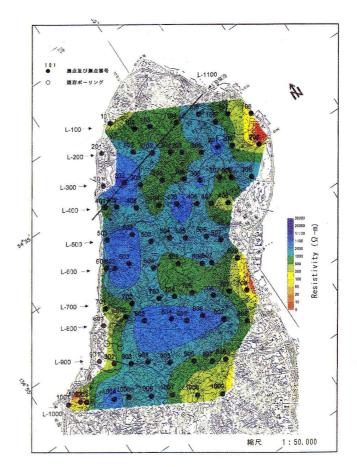


図5 比抵抗構造平面図 (標高-1,000m レベル,補正後).

Fig. 5 Resistivity structure plane figure (1,000 m under sea level, after correction).

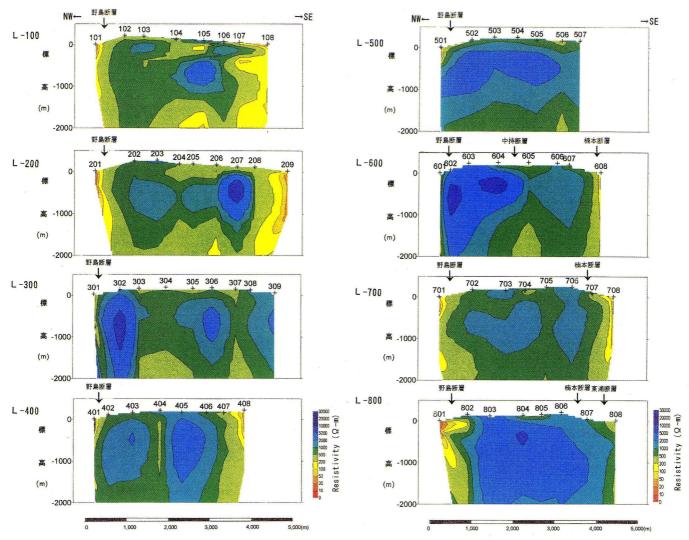


図6 比抵抗構造断面図 (L-100~L-400, 補正後).

Fig. 6 Resistivity structure cross section (L-100~L -400, after correction).

層を推定することが出来る。また,図 7 の測線 L-700 では,測点 701 と 702,および 706 と 707 の間に比抵抗の不連続が認められ,前者は野島断層,後者は楠本断層にそれぞれ対応する。測線 L-800 \sim L-1000 の測線西端に拡がる低比抵抗異常部は野島断層が分岐していることによるものである。

4. GEPL法

4.1 測定法

GEPL(流電電位検層)法は、金属鉱床探査や地熱資源探査に広く用いられている流電電位法を応用したものである.地表で確認されている断層に直接電流を流し、ボーリング孔内で電位分布を測定することにより、破砕帯の連続性を精度良く評価することを意図した手法である.

北淡町野島平林において地表に出現した野島断層と,断層から地表距離で約320m離れた位置に掘削された深さ1,800mの野島平林井において測定を行った。それぞれの電極の位置関係を図9に,測定方法の概略を図10

図7 比抵抗構造断面図 (L-500~L-800, 補正後).

Fig. 7 Resistivity structure cross section (L-500~L -800, after correction).

に示す。孔井の北西約320mの地表断層上に電流極(C1)を設置し、孔井を挟んだ南方約900mに電流遠電極(C2)を設置した。孔井内の裸孔区間で電位極(P1)を移動させながら2極法で深度方向の電位分布を測定した。電位遠電極(P2)は孔井の南東約30m離れた地表に設置した。電流極、孔内電位極はステンレス製であるが、電位遠電極には銅一硫酸銅非分極性電極を用いた。送信機はCSAMT法に使用したものと同じ米国ZONGE社製のGGT-10、受信機は物理計測社製の電気比抵抗検層器ELM203である。

4.2 解析結果

図 11 に、GEPL 法による深度方向の電位分布(電流値で規格化)と、電気比抵抗検層による比抵抗値(ロングノルマル)を比較して示した。電位分布は深度 230 m から 1,000 m にかけて緩やかに上昇し、1,000 m 以深ではほぼ一定値 20~mV/Aとなる。ボーリング孔内で検出された野島断層と推定される深度 1,140~m の破砕帯付近では、周囲と比べると電位変化の周期がやや長く振幅も

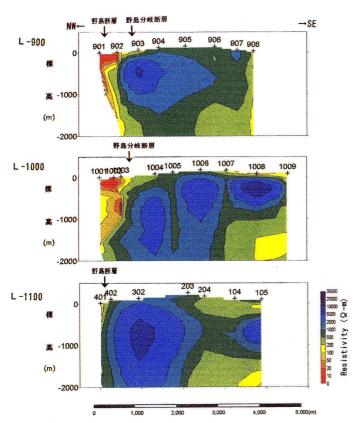


図8 比抵抗構造断面図 (L-900~L-1100, 補正後).

Fig. 8 Resistivity structure cross section (L-900~L -1100, after correction).

やや大きく現れている。しかし,全深度を通して位相が 反転するような明瞭な電位分布変化は認められない。

電気比抵抗検層から、ボーリング孔井周辺の比抵抗構造は、大きく分けると地表から深度約800m付近までの高比抵抗層、約800~1,400mの低比抵抗層、および約1,400m以深の高比抵抗層の3層構造として把握される。ボーリングコア観察結果では、岩質はすべて花崗岩質岩であり、野島断層と推定される破砕帯を挟んだ約400m区間では破砕化、粘土化変質が繰り返し認められている。特に、顕著な破砕帯が深度1,140m,1,300m,1,800m付近の3箇所で確認された。電気比抵抗検層で抽出された低比抵抗層は、岩質の違いではなくこれらの破砕帯、粘土化帯を反映したものである。断層破砕帯の集中と断層粘土の発達は、野島断層が繰り返し活動したことを示唆する(池田ほか、1998;小林ほか、1998)。

5. 考察

5.1 CSAMT法

比抵抗値を岩質と比較してみると、花崗岩類の比抵抗値は $200\sim2,000~\Omega$ -m と幅広いが、風化、粘土化等の変質を受けている場合には $200\sim500~\Omega$ -m と低く、新鮮なものでは $500~\Omega$ -m 以上の高比抵抗値を呈する。大阪層群の比抵抗値は $20\sim200~\Omega$ -m と低く、その中でも下位のシルト・泥岩類の多い神戸層群は、 $50~\Omega$ -m 以下と更に低いために中央に分布する花崗岩類の比抵抗値とのコントラス

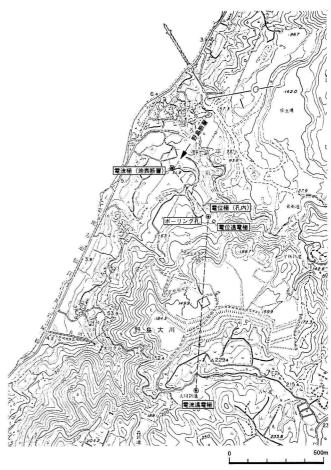


図9 流電電位検層 (GEPL) 法電極配置図.

Fig. 9 Location map of electrodes for the galvanic electric potential logging (GEPL).

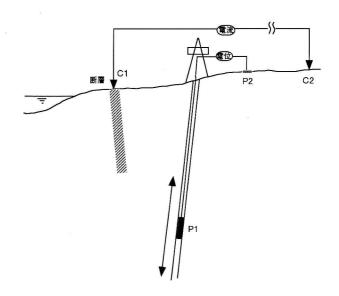


図10 GEPL 測定方法概略図.

C1, C2:電流極; P1, P2:電位極

Fig. 10 Outline of the galvanic electric potential logging (GEPL). C1 and C2 are electrodes for electric current, and P1 and P2 for electrical potential.

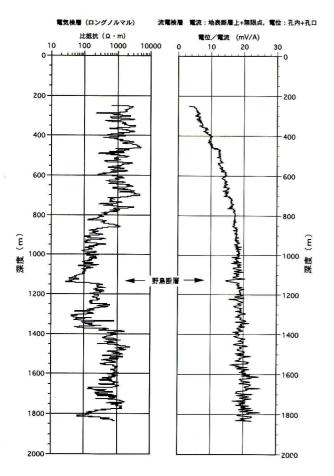


図11 GEPL 法と電気比抵抗検層の測定結果。

Fig. 11 Results of the GEPL and borehole electrical logging.

トが非常に大きい.

断層との関連をみるため、当地域の比抵抗構造を最も良く表していると考えられる標高 0 m レベルの比抵抗構造平面図(図 4 と同じ)に、既知の断層およびリニアメントを重ねたものを図 12 に示す.野島断層は西側に低比抵抗異常があり、おおむね神戸層群と花崗岩類の境界に位置する。また楠本断層は、測点 608 及び 707 間では神戸層群と花崗岩類の境界に位置するためにコントラストが良いが、測点 707 以南は花崗岩類の中を通るためそれほど明瞭ではない。楠本断層の南に位置する東浦断層は、東側に低比抵抗異常が若干認められるので、神戸層群と花崗岩類の境界に位置すると推定できる。一方、調査地北東部の鵜崎付近(測点 107~209)には明瞭な低比抵抗異常が見られ、測点 107~209 間を通る断層が考えられる。

比抵抗構造を、ボーリング孔内で実施した電気比抵抗 検層と比較して図 13 に示す。平林井 (測点 402 付近) お よび岩屋井 (測点 104 付近) を結ぶ測線 L-1100 方向の断 面図で、同図下部には両孔井の電気比抵抗検層結果を簡 略化して示してある。測点 $204\sim105$ の地下における $200\sim500$ Ω -m の低比抵抗部は、当地域の花崗岩類とし ては若干低めの比抵抗を示しているが岩屋井の電気比抵

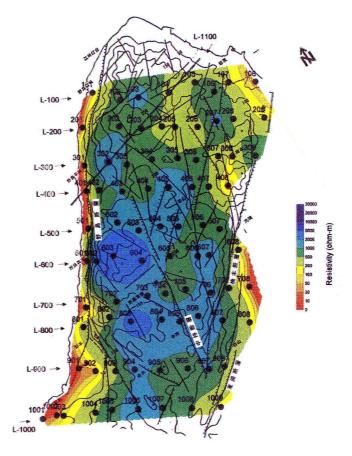


図12 比抵抗平面図 (標高 0 m レベル) と既存断層の対 比。

Fig. 12 Comparison between existing faults and the resistivity plane figure at sea level.

抗検層と整合している。また、岩屋井の深度 800 m 以深の高比抵抗層も両者で良く一致している。しかし、平林井の電気比抵抗検層では深度 800~1,400 m 間に $100\,\Omega$ -m 前後の低比抵抗異常が捕捉されているにも拘らず、CSAMT 法の結果では $1,000\,\Omega$ -m 前後の高比抵抗となっている。比抵抗検層に見られる低比抵抗層は花崗中の断層破砕帯に相当するが、CSAMT 法では、測線の西側が海で充分な測線がとれなかったこともあり、検出できなかった。測点の位置が孔井の位置と完全には一致していないことにも注意したい。

5.2 GEPL 法

ボーリング孔内で検出された野島断層は、電気比抵抗 検層では明瞭な低比抵抗異常として捉えることができた が、GEPL 法ではそれほど明瞭な電位変化が現れなかっ た。GEPL 法では、均質媒質の中の低比抵抗体に電流を 流し、電位分布の歪みからこの低比抵抗体の分布を推定 する。当地区の比抵抗構造は、野島断層を境に海側では 大阪層群や神戸層群などの堆積層および海水の存在によ り全体的に低比抵抗であり、山側は花崗岩体による高比 抵抗である。そのため地表断層に電流を付加した場合、 電流密度は断層に沿うものよりは海側へ向かう方が高く なると考えられる。従って、孔内の野島断層付近の電流

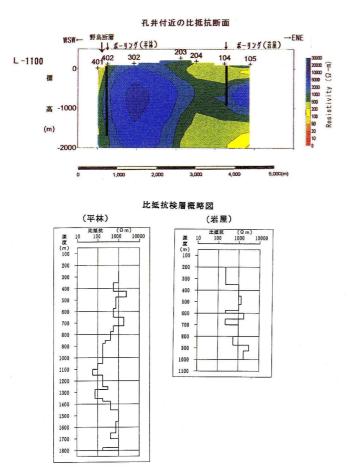


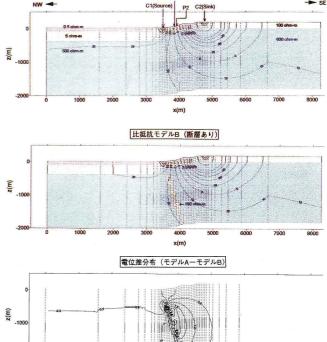
図13 孔井付近の比抵抗断面図 (L-1100) と比抵抗検層 結果の対比。

Fig. 13 Comparison between the resistivity structure by the CSAMT and electrical well logging.

量は想定したものより弱まり、電位分布の変化が不明瞭になったものと考えられる。

上記のように、大局的な比抵抗構造が GEPL 法の結果に影響していると考えられるため、2 次元比抵抗モデルによるシミュレーションを有限要素法で行い、GEPL 法の結果について考察した。2 次元比抵抗モデルは、電気比抵抗検層と CSAMT 法結果から得られた当地区の比抵抗構造を与えたもの、および断層を低比抵抗体($100\,\Omega$ -m)としてモデル化したものを作成し、各々の電位分布を計算した。モデル作成に際して以下の点に留意した。(a)地表における野島断層は、大阪層群~神戸層群と花崗岩の境界、(b)大阪層群~神戸層群の層厚は $300\,\mathrm{m}$ 程度,(c)上位花崗岩はやや比抵抗が低下,(d)地下における野島断層は $100\,\Omega$ -m 程度の低比抵抗帯,(e)海側(北西側)は海水及び海水の浸透した未固結堆積物からなる $0.5\,\Omega$ -m 以下の低比抵抗とする。

図 14 に, 断層がある場合とない場合の比抵抗モデルと計算された等電位線図, および両モデルの電位分布の残差を示す。ここでは, C1—C2間に電流を流した時の, P2 に対する電位を断面内の各点について有限要素法を用いて計算した。この結果, 両モデルの電位差は深度 800



比抵抗モデルA (断層なし)

図14 GEPL 法 2 次元比抵抗モデルシュミレーション.

Fig. 14 Resistivity 2-D model simulation for the GEPL.

m付近で最大となり 2.5 mV 程度と得られた。平林井で 確認された断層破砕帯の深度が1,140 m付近であるか ら、断層の応答と考えられる電位の上昇は実際の断層よ りも浅い部分で観測されることになる。また、断層によ る電位の歪みは、断層近傍では深度によらず大きく見ら れるが、断層から離れると小さくなる。このことは、孔 井を利用した GEPL 法が断層の連続性や形状を把握す るのに有効であることを示唆する. 図 15 には, GEPL 法 の測定電位曲線, 断層がある場合のモデルの電位応答曲 線(○印),及び断層がない場合の電位応答曲線(△印) を示す。断層がある場合のモデル応答と実測曲線は深度 430 m 以浅を除いては,非常に良い一致を見せている。一 方、断層がない場合のモデル応答との差違は深度 400 m から深度 1,200 m 程度にまで認められ, 特に 600 m から 1,200 m 程度までが差が大きい。このことから,GEPL 法 の結果を説明するためには、低比抵抗体としての断層を 与えた比抵抗構造が必要になる。ただし、両モデルの電 位差は, 孔内で検出された 1,140 m 付近の破砕帯におい て最大にはならず、約200m程度浅めの位置で最大と なっている.

6. まとめ

兵庫県淡路島北部地域において、CSAMT 法と GEPL 法による断層調査を実施した。CSAMT 法の結果による と、高比抵抗帯は花崗岩類に、低比抵抗帯は堆積岩類(大

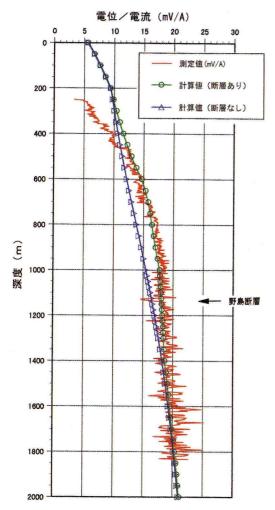


図15 GEPL 法の測定曲線とモデル計算曲線の対比。

Fig. 15 Comparison between the result by GEPL and the curves calculated by 2-D model simulation.

阪層群,神戸層群)にそれぞれ対応する。花崗岩類の比抵抗値は $200\sim2,000~\Omega$ -m を示し、風化、粘土化等の変質を受けたものは $500~\Omega$ -m 以下,新鮮なものは $1,000~\Omega$ -m 以上を示す。堆積岩類の比抵抗値は $20\sim200~\Omega$ -m を示し、そのうち礫岩、砂岩の互層からなる大阪層群は $100\sim200~\Omega$ -m、シルト、泥岩からなる神戸層群は $50~\Omega$ -m 以下の比抵抗値を示す。また、野島平林のボアホールにおける電気比抵抗検層結果では、深度 $800\sim1,400~m$ 間に $100~\Omega$ -m 前後の低比抵抗層が検出された。これは、花崗岩類の中の破砕帯及び粘土化変質帯に相当し、野島断層付近(深度 1,140~m付近)では $50~\Omega$ -m 以下の低比抵抗異常を示す。これらのことから、野島断層は高比抵抗帯と低比抵抗帯の境界付近に位置することが明らかとなった。楠本断層は、堆積岩類と花崗岩類の境界付近を

通る所では比抵抗のコントラストが良いが、花崗岩類の中を通る所ではそれほど明瞭ではない。調査地南東端をかすめる東浦断層は、東側に低比抵抗帯が若干認められることから堆積岩類と花崗岩類の境界付近に位置すると推定される。

GEPL 法の結果では、電位分布の変化は、野島断層付近(深度1,140 m 付近)で電気比抵抗検層ほど明瞭ではないが、周囲より若干大きな電位変化の周期と振幅が得られた。電気比抵抗検層及び CSAMT 法調査結果から得られた当地区の比抵抗構造をもとに、有限要素法による2次元シミュレーションを実施した結果、断層を深部で連続する低比抵抗体としてモデル化することにより、GEPL 法の測定結果を説明することができた。その結果から、断層の応答と考えられる電位の上昇は、実際の断層よりも浅い部分で観測されることがわかった。

今後の課題としては、野島平林において神戸層群の下限深度(花崗岩類の上面深度)を確認するためのボーリングを行い、併せて野島断層から西側の地質構造を明らかにすることが必要であろう。また、野島平林のボーリング孔で採取したサンプルの比抵抗を測定し、花崗岩類の中の破砕帯及び粘土化変質帯との関連を調べることが重要である。GEPL 法は新たに考察した手法であり、多くの改善すべき余地が残されている。例えば、断層の性状をより詳細に捉えるのに有効な電極配置は、シミュレーション計算で確立していく必要がある。また、比抵抗モデルをより客観的に評価するためにインバージョン解析を適用することが望まれる。

謝辞

北淡町,淡路町,東浦町役場および地元の関係各位に は調査に際して,ご協力いただいた。ここに記してお礼 申し上げます。また,本論文の改善に適切な助言を頂い た査読者に感謝いたします。

参考文献

- 1) 市原実(1993): 大阪層群, 創元社, pp. 129.
- 2) 池田隆司・飯尾能久・小村健太朗(1998):活断層の応力測 定について,月刊 地球/号外,No. **21**,91-96.
- 3) 活断層研究会(1991):新編 日本の活断層—分布図と資料,東京大学出版会。
- 4) 小林健太・松田達生・新井崇史・池田隆司・小村健太朗・ 佐野広征・澤口 隆・田中秀実・富田倫明・冨田直人・平 野 聡・山崎暁子(1998):野島断層深部における断層 岩・鉱物・元素の分布様式一防災科学技術研究所掘削コ ア・1140 m 破砕帯の解析一,月刊地球/号外,No.21, 154-159.

(原稿受理:2000年1月17日)

要旨

兵庫県南部地震 (1995.1, M=7.2) に伴い,淡路島北部地域で野島断層が地表に出現した。また,その周辺には 既存の中持断層,楠本断層,東浦断層などの活断層がある。これら活断層の深部構造や断層破砕帯の連続性に関する情報は極めて少なく,また正しく評価する方法についても未だ確立していない。著者らは淡路島北部地域において,地表からの広域な人工電磁探査 (CSAMT)法と,ボーリング孔内で検出された破砕帯と地表断層を利用した流電電位検層 (GEPL) 法を行った。GEPL 法は本研究で新しく考察したものである。これらの調査により,活断層周辺の深部比抵抗構造を把握するとともに,比抵抗構造と断層破砕帯との関連,破砕帯の連続性等について解析し,探査手法について検討した。その結果,以下のようなことが明らかとなった。

- (a) 高比抵抗帯 (200~2000 Ω -m) は花崗岩類に,低比抵抗帯 (20~200 Ω -m) は堆積岩類 (大阪層群,神戸層群)にそれぞれ対応する。
- (b) 野島断層は、地下浅部では高比抵抗帯と低比抵抗帯の境界付近に位置する。即ち、堆積岩類の境界付近を通る。 楠本断層は、堆積岩類と花崗岩類の境界付近を通る所では比抵抗のコントラストが良いが、花崗岩類の中を通 る所ではそれほど明瞭ではない。東浦断層は、堆積岩類と花崗岩類の境界付近に位置すると推定できる。
- (c) GEPL 法による電位分布は、野島断層付近(深度 1,140 m 付近)において電気比抵抗検層ほど明瞭な変化ではないが、周囲より若干大きな電位変化の周期と振幅が得られた。
- (d) 電気比抵抗検層及び CSAMT 法調査結果から得られた当地区の比抵抗構造をもとに,有限要素法による 2 次元シミュレーションを実施した結果,断層を深部に連続する低比抵抗体としてモデル化することにより,GEPL 法の測定結果を説明することができた.

これらの調査結果から、流電電位検層と地表の電気、電磁探査等を組み合わせた探査が活断層評価手法として有効であることが明らかとなった。

キーワード:人工電磁探査 (CSAMT),流電電位検層 (GEPL),活断層調査,淡路島,1995 兵庫県南部地震,神戸地震