

## ◆ 新しい探査技術特集 ◆

## 電磁探査法による都市域の伏在断層調査

品川俊介\*

## 1. はじめに

我が国の大都市の多くは、厚い未固結堆積物によって構成される平野に立地する。大都市地域における地震防災を考える上で平野部地下の伏在断層調査はきわめて重要と考えられる。地下の地質構造を効率的に調査する目的には物理探査が有効である。数100m以深の探査が可能な物理探査手法の中で、都市域の伏在断層調査に用いられているものとしては、P波反射法地震探査、次いで重力探査が一般的である。

P波反射法地震探査は、層理面など、地質の境界で反射する弾性波を解析するため、地層の層構造に対応した解析結果が得られやすい点が特徴である。このことにより解析結果から断層変位の有無、変位量が推定できる可能性が高いことが、伏在断層調査に本手法が多用される一因であると思われる。欠点としては、調査が大掛かりで費用が比較的高いこと、断層の基盤内への延長が不明な場合が多いことなどが挙げられる。

重力探査は、地質によって変化する地下の物質密度を非常に正確に捉えることができるので、物質の密度がある程度推定できる場合、地下地質の分布形状をよく表す点が特徴である。伏在断層調査においては、基盤の形状から断層の変位量が推定し易いことから、本方法がしばしば用いられている。しかしながら、この方法では地層の層構造を捉えることができないので、この結果からだけでは活断層かどうかの判断ができないことが難点である。

いずれにしても物理探査は直接、地質試料を採取・観察して調査・解析を行うわけではないので、それぞれの手法に一長一短があり、すべての場合に万能な方法はない。したがって原理の異なるさまざまな物理探査手法の開発

が行われている。

このような現状をふまえ、本稿では地震探査および重力探査以外の物理探査手法について、都市域における伏在断層調査への適用性の検討を行った。今回取り上げた手法は電磁探査法の一種である、CSAMT法(Controlled-source audiomagnetotelluric method : 人工信号源可聴帯域地磁気地電流法)である。この手法は上記の方法に比べて、調査が簡便で比較的安価に地下深部の探査が行える点が大きな特長であるが、電磁ノイズの影響を大きく受けるため都市域での探査に不向きと考えられ、これまで都市域における伏在断層調査にはほとんど用いられていない。なお、都市化の進行していない山間域においてはいくつかの適用事例がある<sup>1)</sup>など。

## 2. CSAMT法探査の概要

## 2.1 探査の原理および諸元

CSAMT法(図-1)では、人工信号源として長さ1~2kmのケーブルの両端に電極を打設し、ケーブル間に5~10Aの交流電流を通電する。ケーブル・

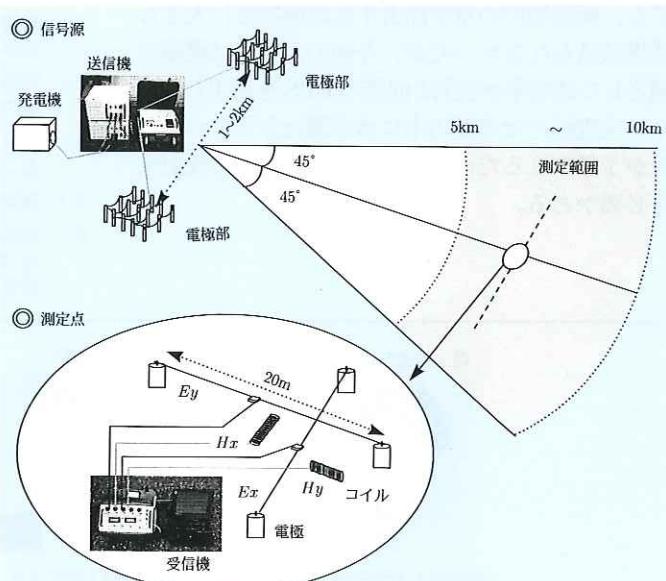


図-1 CSAMT法探査装置とその配置

地盤の中を流れる電流によって作られた電磁場が大気中を伝搬し、地盤の中に二次電磁場を作る。二次電磁場は、地盤の比抵抗の影響を受けるため、信号源から5~10km離れた地点で電場と磁場を測定することにより、測定地点における地盤の比抵抗を調べることができる。また、交流電流の周波数を変えて測定することにより、深度の異なる地盤の比抵抗情報を得ることができる。具体的には周波数が小さくなるほどより深い部分の地質を反映した比抵抗値が得られる。

探査の諸元は以下の通りである。

- (1) 信号源：電極間隔約1.6km、送受信点間隔約4~6km
- (2) 測定点：1測線(約6.5km)、45点、電場・磁場水平2成分測定、電極間隔20m
- (3) 送受信周波数：2、4、8、16、32、64、128、256、512、1024、2048、4096、8192、16384および22200Hz(15周波数)
- (4) 解析：TMモード、有限要素法を用いた2次元比抵抗解析

今回の測定において、測定データは電化鉄道、電線、住宅、工場などのノイズ源の影響を受けるため、良好な測定データを得るために工夫が必要であると思われた。そこで信号源と測定点の設置にあたっては、データの品質を最優先させ、信号強度が十分に得られる地点を現地にて選定した。測定点の設置にあたっては、電線、住宅などからなるべく10m以上離れるよう努めた。また信号源と測定点の距離を通常(5~10km)より近い4~6kmとして、さらに信号源電極の打設本数を増やして接地抵抗を削減させた。

## 2.2 探査結果の解析

### 2.2.1 見掛比抵抗の算出

人工信号の周波数を $f[\text{Hz}]$ とし、観測される周波数 $f$ の電場を $E[\text{V/m}]$ 、磁場を $H[\text{T}]$ とする。このとき地下構造が均質であれば、地盤の比抵抗 $\rho[\Omega \cdot \text{m}]$ と $E$ 、 $H$ の間には、一般に次式の関係が成立つ。

$$\rho = \frac{1}{2\pi f \mu_0} \left| \frac{E}{H} \right|^2 \quad (1)$$

( $\mu_0$ は真空中の透磁率 $4\pi \times 10^{-7}[\text{H/m}]$ )

実際の地盤は均質ではないので、式(1)に実際の観測値を代入して得られる $\rho$ は、地下のある範囲の比抵抗を平均した値になる。このときの $\rho$ を

見掛比抵抗と呼ぶ。

本調査では、互いに直交する電場2成分と磁場2成分によるベクトル測定を行った。信号源の方向と平行な電場( $E_x$ )とそれに直交する磁場( $H_y$ )の組み合わせから計算した見掛け比抵抗を $\rho_{ExHy}$ とし、信号源の方向と平行な磁場( $H_x$ )とそれに直交する電場( $E_y$ )の組み合わせから計算した見掛け比抵抗を $\rho_{EyHx}$ とする。この $\rho_{ExHy}$ および $\rho_{EyHx}$ について、同時に測定した電場・磁場間の位相差データを用いて測定データの品質チェックを行う。

また、各測定点における互いに直交する電場2成分( $E_x, E_y$ )と磁場2成分( $H_x, H_y$ )のデータから、信号源の方向に対して電場と磁場ともに強度が最大の方向になるように、座標を回転させてベクトル合成を行い、見掛け比抵抗と位相を計算する。

### 2.2.2 一次元解析

一次元解析は、地盤を成層構造であると仮定した場合に、もっとも良く測定データを説明できる構造を求める処理である。

CSAMT法における探査深度は、電磁場の周波数と地下の比抵抗の関数であり、次式(村上ほか<sup>2</sup>)の式(55))で与えられる表皮深度 $\delta$ で表すことが多い。

$$\delta = 356 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2)$$

( $\rho$ は均質地盤の比抵抗、 $f$ は周波数)

式(2)は、地盤が均質である場合に、地表の電磁場の振幅が $1/2$ に減衰するまでの深度である。しかし地盤の真の比抵抗は未知であるため、式(2)の比抵抗は、その周波数における見掛け比抵抗で代用する。

見掛け比抵抗は、地盤が成層構造をなす場合には、表皮深度までの平均的な比抵抗値を示すものであり、各層の厚さと比抵抗を変数とする比較的簡単な関係式で表せる。1次元解析では、深度1,000mまでを50層に分割したモデルをおく。そしてこの関係式を用いて、実測した見掛け比抵抗と計算から得られた見掛け比抵抗を一致させるように、モデルの各層の比抵抗値を調節する計算を繰り返し行うことにより、成層構造を仮定した場合の比抵抗分布を求めることができる。なお一次元解析では、このベクトル合成後の見掛け比抵抗と位相を使用する。

### 2.2.3 二次元解析

一次元解析の結果から得られる比抵抗分布は、地下のおおよその比抵抗分布を反映しているが、実

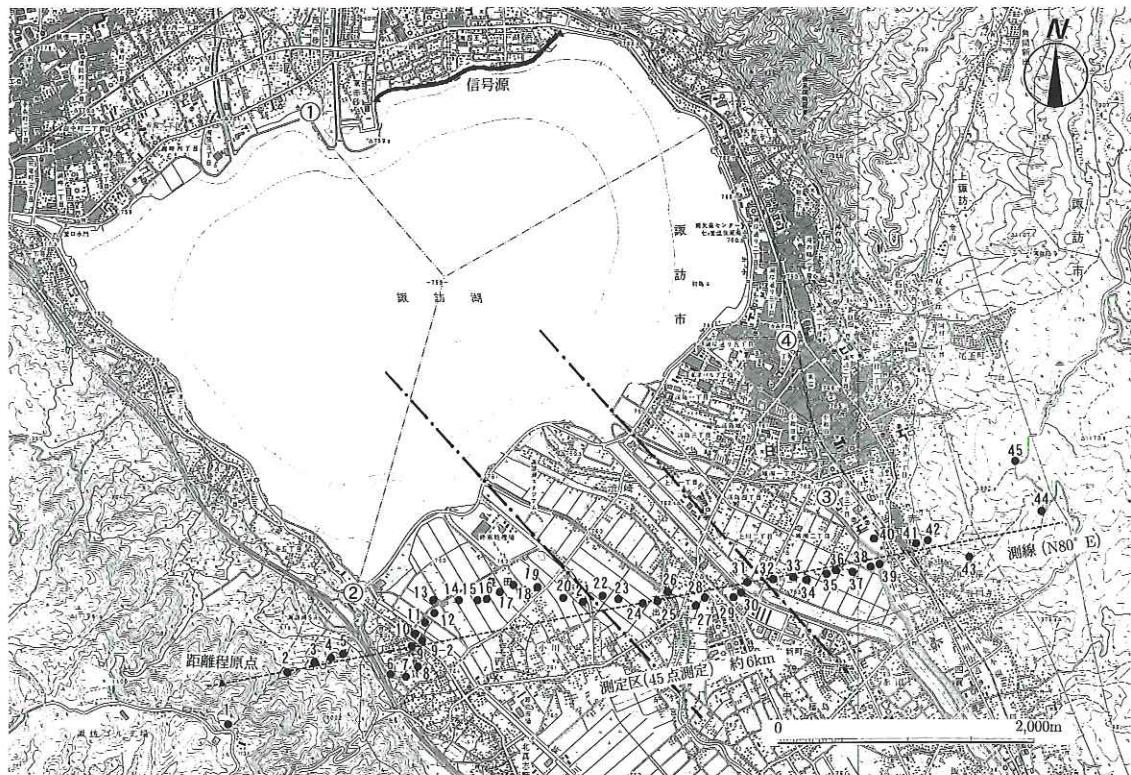


図-2 CSAMT 法探査における信号源、測定点および既存ボーリング地点  
(国土地理院発行 1/2.5 万地形図「諏訪」、「南大塩」使用。黒丸および数字は測定点位置と地点番号、丸数字はボーリング地点を示す。一点鎖線は山崎ほか<sup>4)</sup>による伏在断層推定位置を示す。)

際に地盤を成層構造と見なすことのできる場合は少なく、二次元的な構造の影響を考慮することによって、より現実に近い比抵抗分布を推定できる。そこで、一次元解析の結果をふまえて二次元解析を行う。

二次元構造の見掛け比抵抗と真の比抵抗の間には、成層構造の場合のような簡単な関係式は存在しないため、有限要素法を用いた理論見掛け比抵抗の計算と、最小二乗法を用いたブロック比抵抗の修正を繰り返し行い、測定データを説明できる比抵抗構造を求める。

以下に、二次元解析の手順について述べる。

まず、地下を多数の長方形のブロックに分割し、一次元解析の結果から得られた比抵抗構造に基づいて、各ブロックの比抵抗値を決定し、これを初期モデルとする。次に有限要素法を用いて、仮定したモデルから見掛け比抵抗の理論値を計算する。つぎに見掛け比抵抗の実測値と理論値を比較し、残差に基づいてブロックの比抵抗を修正する。そして修正されたモデルを用いて、理論値の計算と実

測値との比較し、残差が十分小さくなるまで修正を繰り返す。最後に、十分小さい残差を与えるモデルを、二次元解析の結果として採用する。

### 3. 調査地域の地質

探査実験を行うにあたり、未固結層の基盤深度が数 100m 程度でかつ、都市的土利用がある程度進んでいる地域であるという理由から、長野県諏訪盆地を実験地域に選定した。探査地域を図-2 に示す。

糸魚川-静岡構造線の中央部に位置する諏訪盆地には、横ずれ断層の活動に伴う構造盆地としてさまざまな研究の蓄積がある<sup>3),4),5)</sup>など。牧本ほか<sup>6)</sup>、両角ほか<sup>7)</sup>によると調査地域の地質は以下のようにまとめられる。

調査範囲東端と西端の山地には、中新世以前の基盤を覆って更新世前期の安山岩-デイサイト質溶岩と火山碎屑物からなる塙嶺火山岩類が広く分布している。塙嶺火山岩類の下位には、諏訪湖東側では中新世の茅野花崗閃綠岩が、また諏訪湖西

表-1 ポーリングおよび電気検層結果  
(1) 岡谷市湊(株式会社岡谷組所有; 地点②)

標高 [m]	主な地質	相当する地層	比抵抗(平均的な値) [ $\Omega \cdot m$ ]
760～630	安山岩	塩嶺火山岩類	100～800 (280)
630～220	安山岩 凝灰角礫岩	塩嶺火山岩類	50～350 (130) 10～50 (45)
220～240	デイサイト・流紋岩	守屋層	50～400 (140)
(2) 中門川源泉(諏訪市所有; 地点③)			
標高 [m]	主な地質	相当する地層	比抵抗(平均的な値) [ $\Omega \cdot m$ ]
760～598	シルト・砂礫質の堆積物	盆地堆積物	1～40 (20)
598～240	花崗閃綠岩	茅野花崗閃綠岩	40～400 (160)
(3) 柳並源泉(諏訪市所有; 地点④)			
標高 [m]	主な地質	相当する地層	比抵抗(平均的な値) [ $\Omega \cdot m$ ]
760～564	シルト・砂礫質の堆積物	盆地堆積物	1～20 (10)
564～411	凝灰角礫岩	塩嶺火山岩類	5～30 (15)
411～259	石英閃綠岩	茅野花崗閃綠岩	15～180 (50)

側では中新世守屋層の唐津川酸性火山岩部層(主としてデイサイト・流紋岩質溶岩および火碎岩)が分布する。盆地中央部には、盆地底を埋めるように更新世中期以降の堆積物が分布している。地点①におけるポーリング(株式会社岡谷組所有)によれば、盆地堆積物の層厚は427m、堆積物基底の標高は333mである。当地域で行われたポーリングは、盆地東部の上諏訪温泉および北部の下諏訪温泉に偏在している。その中で重要なものについてポーリング地点を図-2に示し、ポーリングと電気検層の結果を表-1にまとめた。

調査範囲の両端の山地内には、複数の断層が存在する<sup>3),4),5)</sup>など。また山崎ほか<sup>4)</sup>は、盆地中央部に2本の伏在断層を推定している。

#### 4. 探査結果と地下地質の推定

##### 4.1 探査結果

探査データの品質は、ノイズ源の強い影響を受けるのではないかと懸念されたが、ほとんどの地点で良質なデータを得ることができた。ただし、住宅に囲まれた地点9においては解析に耐えうるデータは得られなかった。そこで地点9の代わりに新たに地点9-2で測定し、解析に用いた。

2次元比抵抗解析結果を図-3に示す。解析結果から、盆地底の地下は非常に比抵抗が低く、盆地の両側に分布する山地部地下は比較的高比抵抗であると推定される。

##### 4.2 地質と比抵抗との関係

既存のポーリングおよび電気検層の結果によるところ、一般に盆地堆積物は低比抵抗、盆地堆積物の

基盤は高比抵抗と、おおよそ地質の違いによる比抵抗の差がはっきりしている(表-1)。しかしながら、地点②、③、④の結果をみると、盆地堆積物と塩嶺火山岩類中の凝灰角礫岩の比抵抗範囲が大きく重なっていることがわかる。以上のことから、これらの地質を比抵抗値によって区別することは難しいと言える。

また、地点③と④との結果を比較すると、同じ岩種でも場所により比抵抗が大きく異なることがわかる。したがって地質と比抵抗との関係を比抵抗探査結果と対比して地下地質を推定しようとする場合、測定地点に近いところで得られたデータに比重をおきつつ総合的に判断することが現実的であると考えられる。

以上のことを勘案すると、盆地西部では地点②、盆地東部では地点③を重視して解析を行うことが適当である。本地域の地質と比抵抗との関係についてまとめると、盆地堆積物は $40\Omega \cdot m$ 以下、塩嶺火山岩類の凝灰角礫岩は $50\Omega \cdot m$ 以下の比抵抗を持ち、茅野花崗閃綠岩は $40\Omega \cdot m$ 以上、守屋層および塩嶺火山岩類の安山岩質溶岩は $50\Omega \cdot m$ 以上の比抵抗を持つ可能性が高い。言い換えると、 $40\Omega \cdot m$ 以上の比抵抗を持つ部分は盆地堆積物の基盤である可能性が高い。

なお、 $40\Omega \cdot m$ の等価線で示される盆地の形状は、山崎<sup>8)</sup>や長野県諏訪建設事務所<sup>9)</sup>により推定された盆地基盤の形状と似ている。

##### 4.3 地下地質の推定

上記の推定と周辺地質の情報とを考え合わせると、CSAMT法の二次元解析結果(図-3)は、 $40\Omega \cdot m$

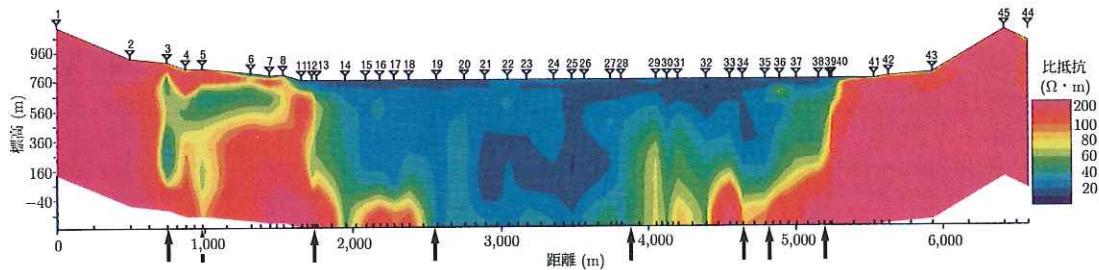


図-3 CSAMT 法探査 2 次元解析による諏訪湖南地域の比抵抗断面(↑は比抵抗により推定される断層位置、数字は測定地点)

を境に盆地西側・盆地中央部・盆地東側の 3 つの比抵抗領域に分割できる。3 つの比抵抗領域は次のように地質と関連づけられる。

盆地西側の比抵抗値  $40\Omega \cdot m$  以上の領域には、塩嶺火山岩類および守屋層が分布していると考えられる。盆地中央部の比抵抗値  $5 \sim 40\Omega \cdot m$  の領域には、盆地堆積物および塩嶺火山岩類の主として凝灰角礫岩が分布していると考えられる。また盆地東側の比抵抗値  $40\Omega \cdot m$  以上の領域には、茅野花崗閃緑岩および塩嶺火山岩類が分布していると考えられる。

比抵抗値  $40\Omega \cdot m$  の深度は、地点 14~19 付近では標高約 150~250m、地点 19~28 付近では標高約 0m、地点 28~34 付近では標高約 500m と推定できる。以上の推定をボーリング資料と照らし合わせてみると、盆地東側については実際の基盤深度と近いようである。これに対して盆地中央部から西側にかけては実際の値に比べて深すぎるようにある。その原因は、盆地中央部から西側にかけての基盤を構成すると考えられる塩嶺火山岩類と盆地堆積物の間に明瞭な比抵抗の差がないことに起因するものと考えられる。これらのことから  $40\Omega \cdot m$  の等值線は、盆地堆積物の基盤位置そのものを示すものではなく、基盤の最大深度を示すものであると解釈できる。

#### 4.4 断層位置の推定

解析の結果、垂直方向に延びる顕著な低比抵抗部あるいは比抵抗境界の存在が推定できる(地点 3、5、12、14、19、28、30、32、34、35、39 付近)。これらを説明する原因はいくつか考えられる。

- (1) 断層による破碎の影響で低比抵抗部を形成している。
- (2) 断層変位によって異なる比抵抗の物質が接している。

(3) 急崖地形を埋めるように異なる比抵抗の物質が堆積している(断層変位を伴わない)。

(4) 解析の過程で発生した偽像。

周辺と比較して 1 地点のみで構成される低比抵抗部(地点 3、5、14、30、32 付近)については(1)または(4)の可能性がある。これらのうち地点 3 および 5 については周辺地形の観察から断層の存在が推定できるため、(1)が原因として考えられるが、その他の地点については(4)の可能性が残る。

また垂直に延びる比抵抗境界を挟んで東西で大きく比抵抗構造が異なる部分(地点 12、19、28、34、35、39 付近)については、(2)または(3)の可能性がある。ここでもし(3)であるとすれば比抵抗境界は過去の崖地形の表面を表すが、図-3 で示される比抵抗境界はいずれも 70 度以上の高角であり、過去の崖地形にしては急傾斜過ぎる。したがって(3)である可能性はないと考えられる。

以上より、地点 3、5、12、19、28、34、35 および 39 付近(図-3 の矢印の位置)に、断層の存在が推定できる。

なお今回推定された伏在断層は、山崎ほか<sup>4)</sup>によつて推定された 2 本の伏在断層の走向方向(いずれもおおよそ N40W)延長上にはない。また盆地の西縁(N50W)、東縁(N30W)の走向方向延長上にもない。以上のことから、諏訪盆地地下の伏在断層はこれまで考えられてきたものとは異なる、複雑な分布を示している可能性がある。

#### 5. 都市域における CSAMT 法の伏在断層調査への適用性

CSAMT 法は商用電源などから発生する電磁気ノイズの影響を受けるため、都市域での探査事例が少なかったが、諏訪盆地のようなある程度都市的な土地利用の進んだ地域においても探査が可能

であることが実証された。ただし、周囲を住宅に囲まれた地点では解析に耐えうるデータが得られなかつたことから、測定にあたっては、ノイズ環境に細心の注意を払う必要があると言える。すなわち、送信源および受信点について現地にて技術者が判断して位置を決定する、といった柔軟な対応が求められる。

伏在断層調査に対する本手法の利点は、P波反射法地震探査では捉えることが難しい基盤内部の断層構造を捉えることができること、比較的簡単・安価に深部探査が行えること、基盤とそれを覆う堆積物の比抵抗が異なる場合には、基盤の形状を把握できることが挙げられる。また、本手法は測定点配置の自由度が高いため、3次元の地下地質構造を推定するのに適していると思われる(今回は行っていない)。とくに本調査地域のように伏在断層の位置が不明な場合には有利である。

この手法の欠点は、今回の結果でも明らかなように、細かな地層の層構造を捉えることができない点である。したがって地層内でのずれを検出することはできず、断層の活動性に関する情報が得られない。また地質の違いと比抵抗の差違とが必ずしも1対1の関係にならないため、場合によっては地質構造の把握が困難になる点である。今回の実験における盆地中央部から西側にかけての地域ように、基盤とそれを覆う堆積物の間に比抵抗コントラストがない場合、正確な基盤深度を把握することが困難である。地質構造の解釈においては、ボーリング資料や物理検層結果などの情報を組み合わせて総合的に行う必要がある。

CSAMT法による探査は、本手法の持つさまざまな特性をふまえると、断層調査の概査手法として、あるいは詳細調査を実施する前の予備調査手法として有効であると考えられる。

## 6. まとめ

長野県諏訪盆地において、深部地質構造を推定する物理探査手法の一つであるCSAMT法探査実験を行い、都市域における伏在断層調査への適用性を検討した。結果をまとめると以下の通りである。

(1) 諏訪湖南地域におけるCSAMT法探査実験の結果、当地域の概略の地下構造を把握することができた。また、盆地堆積物下に伏在するものを含めて8本の断層が推定された。

(2) CSAMT法による探査は、本手法の持つさまざまな特性をふまえると、断層調査の概査手法として、あるいは断層の詳細調査を実施する前の予備調査手法として有効であると考えられる。

## 謝辞

地質調査所 杉山雄一氏には、伏在断層調査の現状についてご教示いただきました。長野県諏訪建設事務所、下諏訪町役場、諏訪市役所には、現地調査およびボーリング等の資料提供の便宜を図っていました。また、(株)岡谷組 野口甫氏には未公表ボーリング資料をご提供いただきました。ここに御礼申し上げます。

## 参考文献

- 1) 楠建一郎、海江田秀志、鈴木浩一、阿部信太郎：地下の打診と聴診、電中研レビュー、35, pp.43-45, 1997.
- 2) 村上裕、小川康雄：電気・電磁探査におけるインバージョン、物理探査、39, pp.440-451, 1986.
- 3) 金子史朗：諏訪湖は横ずれ性の地溝か、地形図説2, 古今書院, pp.121-124, 1972.
- 4) 山崎晴雄、下川浩一、水野清秀、鹿島薰：地盤構造調査、科学技術庁振興調整費中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究第I期、第II期成果報告書、科学技術庁, pp.69-79, 1991.
- 5) 藤森孝俊：活断層からみたブルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成、地理学評論、第64巻(Ser.A), pp.665-696, 1991.
- 6) 牧本博、高木秀雄、宮地良典、中野俊、加藤頼一、吉岡敏和：高速地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所, 114p, 1996.
- 7) 両角昭二、松島信幸、寺平宏、北沢和男編：天竜川上流域地質図(2)諏訪、建設省天竜川上流工事事務所、(社)中部建設協会, 1982.
- 8) 山崎晴雄：日本の活断層研究の現状と展望、地学雑誌、Vol.103, pp.780-798, 1994.
- 9) 諏訪建設事務所：諏訪盆地の複雑な地質構造について(解説版)、長野県諏訪建設事務所, 15p, 1993.

品川俊介\*



建設省土木研究所環境部  
地質研究室研究員  
Shunsuke SHINAGAWA