

# TDEM 法による空洞探査

## Cavity exploration by TDEM method

原 敏 昭\*<sup>1</sup>, 齋 藤 章\*<sup>2</sup>

Toshiaki HARA, Akira SAITO

The geology that becomes a problem in tunnel construction is geological fragile parts such as fault crush zones and swelling terrain, stratum boundaries, and sudden springs water, which are generally regarded as low specific resistance zones. However, the existence of unspecified cavities represented by unstable gravel, stagnant sediment, and the existence of old tunnels at coal mine sites may be assumed on the tunnel route. These cavities are assumed to be high resistivity parts, but it is said that electrical exploration is difficult because it is difficult for current to flow. However, as with the geologically fragile parts of the resistivity zone, these are filled with a large amount of spring water and gravel / clay layers, and there is a high risk of collapse of the tunnel face. However, until today, all exploration methods have been inadequate. Therefore, we thought that grasping these cavities and mass spring zones would lead to improvement in the safety of tunnel construction, and conducted research on cavities. There are few cases of cavities in actual tunnels, so we investigated the excavation traces of Oya stone in a large-scale cavities and examined them by electromagnetic migration.

**Keywords:** TDEM method, Cavity exploration, EM migration

時間領域電磁探査法, 空洞探査, 電磁マイグレーション

### 1. はじめに

著者らは TDEM 法 (Time Domain Electro Magnetic; 時間領域電磁探査法) を地表からの山岳トンネルの事前調査に適用し、屈折法弾性波探査では捉えることが困難な地山情報を得ることで、施工の効率化と安全性の向上を図っている<sup>1)</sup>。トンネル施工において問題となる地質は、断層破砕帯・膨潤性地山等の地質脆弱部や地層境界、突発湧水であり、これらは一般に低比抵抗帯として捉えられる。しかし、トンネルルート上には、不安定な砂礫・滞水土砂、炭鉱跡の旧坑道の存在に代表される不特定の空洞の存在が想定される場合がある。これらの空洞部は、低比抵抗帯の地質脆弱部と同じく、大量湧水、礫・粘土層により充填されており、トンネル切羽の崩壊につながる危険性が高い。しかし、今日までは何れの探査法においても取り組みが不十分であった。例えば、このような空洞部は高比抵抗部と想定されるが、電流が流れ難い事から、電気探査が難しいとされており、離島での石灰岩中の空洞探査でも良い探査結果は得られていない。筆者らは、これらの空洞・大量湧水帯の把握はトンネル施工の安全性の向上につながると考え、TDEM 法を用いて、空洞を対象とした研究を実施した。本研究では、大谷石掘削跡の大規模空洞を対象として探査を行い、電磁マイグレーションを用いた検討を行った。

### 2. 電磁探査法の分類

電磁探査法は、電磁誘導現象を利用して地下を調査す

る手法で、まず使用する電磁場が地球をとり巻く自然の電磁場とするか、送信機による人工電磁場とするかで分けられる。前者の代表例が MT 法であり、後者の例としては、CSAMT 法、TDEM 法 (TEM 法)、Slingram 法などが挙げられる。電磁探査法の分類の一例を図 1 に示す。

人工電磁場を使う電磁探査には周波数領域 (FDEM) と時間領域 (TDEM) とがある。周波数領域と時間領域は、理論的にはフーリエ変換の対で等価であるが、前者の測定では送信電流がつくる場 (1 次場) と電磁誘導現象がつくる場 (2 次場) の和を測定するのに対し、後者は送信電流を遮断した後の 1 次場のない状態で 2 次場のみを測定するため、実際には大きな差異が生じる。周波数領域の電磁探査法の測定では、探査深度を上げるためには、周波数を下げると同時に送受信間隔を広げる必要があるが、測定値に含まれる 1 次場の影響で、送受信間

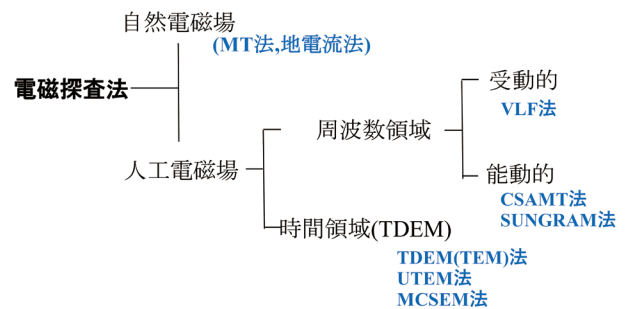


図 1 電磁探査法の分類の一例

\* 1 戸田建設(株)土木技術部 博士 (工学)

\* 2 早稲田大学創造理工学部名誉教授 Ph. D.

Civil Engineering Department, TODA CORPORATION, Dr. Eng.  
School of Creative Science and Engineering, Waseda University,  
Ph. D. (Geophysics)

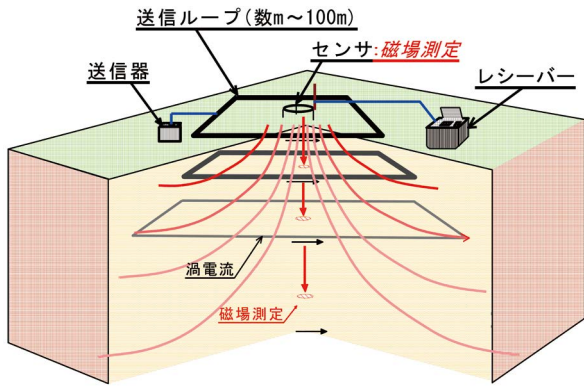


図2 TDEM法の探査原理

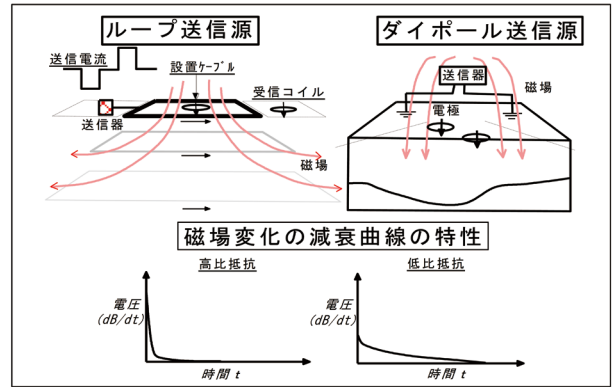


図3 TDEM法の概念

隔が狭いと周波数を下げても探査深度は増加せず、ニアフィールド現象と呼ばれている。一方、時間領域の電磁探査法では、送信電流遮断後、より遅くまで測定することで、探査深度を上げることができ、送受信間隔は小さくても深部の探査が可能である。

時間領域の電磁探査法（TDEM法）は、1930年代から過渡現象を利用した探査法の検討がなされ、1950年代に実用化された。近年、エレクトロニクスや数値解析技術の進歩に伴って急速に普及し、鉱山・地熱・石油などの資源探査や工学・防災分野での地下構造調査に広く用いられている。最近では、航空機を使う空中電磁法や、海底石油鉱床の調査に対して、数千アンペアの大電流を送信する海底電磁探査（MCSEM）も実用化されている。図2に地表探査でのTDEM法の探査原理を示す。TDEM法は電磁場の地下への拡散現象を時間の関数として捉え、地下深部の比抵抗構造を調べる電磁探査法である。

### 3 TDEM法の概要<sup>2)</sup>

#### 3.1 TDEM法の原理<sup>3)</sup>

TDEM法は電磁場の地下への拡散現象を時間の関数として捉え、地下深部の比抵抗構造を調べる電磁探査法である<sup>7)</sup>。本研究では、地上に設置したループ送信源に電流を流し、磁場を発生させる（図2参照）。その電流を急激に遮断すると、それまでの磁場も急激に減少しようとするが、その変化を妨げるように地下に渦電流が誘導される。この渦電流は、その電流経路の比抵抗に応じて熱になって減衰し、高比抵抗の地層ほど速く、低比抵抗の地層ほど遅く減衰する。この渦電流が作る2次磁場の減衰過程を測定することにより、地下の比抵抗構造を調べることができる。こうした渦電流の減衰は磁場の変化を伴い、時間とともに新しい渦電流を地下深部へ誘導していくため、こうした渦電流のつくる磁場をより長時間地上の受信コイルで測定することによって、さらに深部の比抵抗分布が測定できる。送信電流を切ってから測定するため、測定中に一次磁場はない。これに対し、周波数領域電磁探査法の場合は、送信側からの磁場と地下か

らの磁場の両方を測っているため、ノイズの影響を消すのは極めて難しい。

#### 3.2 探査方法

TDEM法で用いる送信ケーブル形態としては、ループ状のものと、両側を接地した線電流（ダイポール）源がある（図3参照）。ループ状の送信源は探査目的に応じて一辺5mから数100m以上まで様々である。深さ100m程度までの調査には、一辺20~60m程度のループがよく使われる。深さ数100mまでの調査の場合、一辺が100m前後のループを敷設する。それ以上の探査深度が要求される場合は、一辺1km程度のループを敷設するか、あるいは長さ数kmの線電流を用いる。また、地下深部からの信号を測定するために送信信号はなるべく大きくする必要がある。通常、数10A以上の大電流を地中に流すことから、接地抵抗を十分下げる必要がある。そのため、ケーブルの両端でトタン板等を地下に埋設し、接地電極とする。また、電源としては交流の数10kVA以上の発電機を使用することが多い。ループソースの場合、ループとセンサの配置は様々な組合せで行うことができるが、トンネル調査に適した配置としては図3に示すものである。

測線上での比抵抗構造を調査する方法としては、インループまたはアウトループ測定配置が適している。断層構造等の3次元的な比抵抗異常部を捕捉するためには、大（固定）ループやスリングラムまたはチューラム測定配置が適している。磁気センサとしては、誘導コイル・フラックスゲート磁力計、MI磁力計、超電導磁力計（SQUID）などが使われている。通常、磁場センサは鉛直方向の磁場変化を測定するために地上に水平（コイル軸を鉛直方向）に設置する。断層調査の場合には、水平方向2成分も同時に測定することがある。なお、測定装置は小型であり、とくに測定のために伐開等整地する必要はない。トンネル調査でのTDEM法は、主として低比抵抗地域に用いるインループ測定法と、高比抵抗地域に用いるアウトループ測定法の2方法が用いられ、探査を行う際には探査開始前にテストを行い、その結果に基

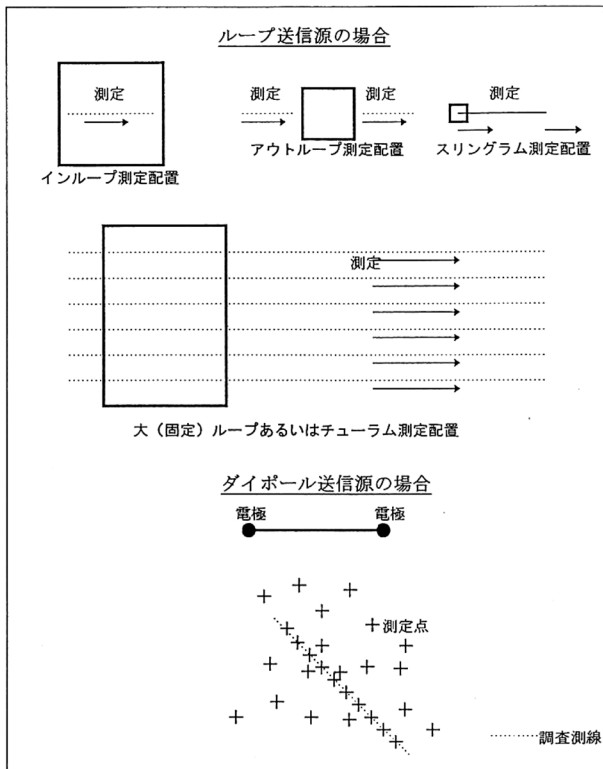


図4 TDEM法の測点配置

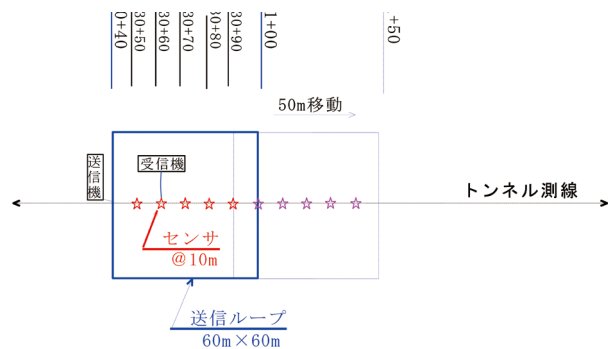


図5 インループ測定概要

づき、その地域及び各現場での要求品質に応じた探査法を選択する。

(1) インループ測定

TDEM法の送信源は探査目的に応じて一辺5mから数100m以上の矩形ループをトンネル測線上に設置する。深さ150m程度までの調査には、60m程度の大きさが必要であり、また深さ数100mまでの調査の場合、1辺100m前後のループを敷設する。インループ測定法の概要を図5に示す。送信ループは、60×60mの矩形送信ループをトンネル測線上及び周辺に設置し、一般にはセンサをループ内に配置する。

図5では、まずNo.30+40～No.31+00に送信ループを設置し、送信ループ内のNo.30+50からNo.30+90

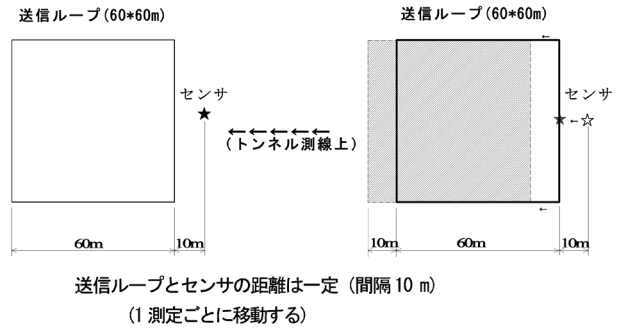


図6 アウトループ測定概要

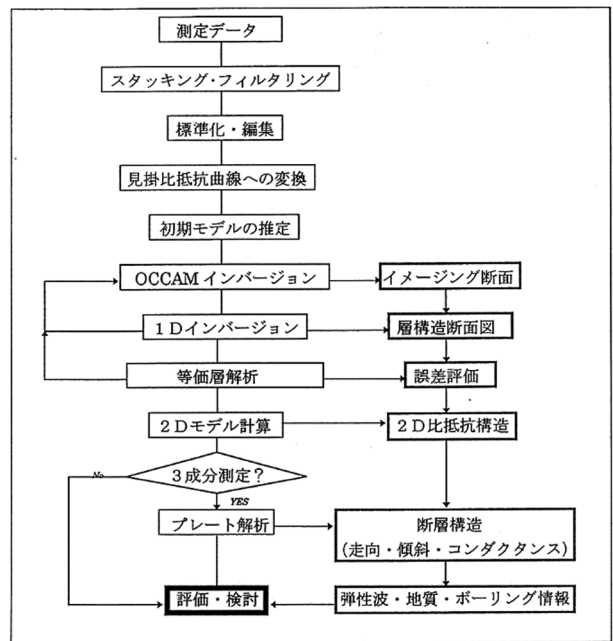


図7 TDEM法の解析処理フロー例

まで10mピッチで測定を行う。5地点で測定した後送信ループを撤収し、今度はNo.30+90～No.30+50に同じく矩形送信ループを設置する。その後、同様にNo.31+00からNo.31+40まで10mピッチでセンサを設置し、各点において測定を行う。以下、このループ撤収・ループ設置・測定の作業を繰り返す、トンネル縦断方向の比抵抗測定を行う。

(2) アウトループ測定

地表にケーブルを一辺60mの矩形に配置する(送信ループ)。センサはトンネル軸線上で、ループの外側10mの位置に設置する(図6)。測定に際しては、送信ループに電流を流し、これをOFFにした後、磁場の変化を記録する。一回の測定が終了したら送信ループとセンサをトンネル軸に沿って10m移動させ再び計測する。トンネル軸に沿ってこれを順次繰り返す。

3.3 解析方法

解析は、一般に図7に示すフローに沿って行われる。測定電圧値は雑音処理のためのスタッキングおよび各種

のフィルタリングを行った後、磁場変化率 ( $dhz/dt$ ) に変換し、さらに式 (1) 式〜式 (4) を用いて見掛け比抵抗値  $\rho_a$  に変換する。時間領域の電磁法の場合、時間の早い Early time の領域と、電流遮断後、時間の経過した Late time の領域で見掛け比抵抗の漸近的な式を用いている。これらは、ループ送信源の場合とダイポール送信源の場合で異なる。

ループ送信源の場合：

$$\text{Early - time } \rho_a = \frac{-\mu_0 a^3}{3I} \left\{ \frac{\partial hz}{\partial t} \right\}^{-2/3} \dots\dots\dots (1)$$

$$\text{Late - time } \rho_a = \frac{I^{2/3} \mu_0 a^{4/3}}{20^{2/3} \pi^{1/3} t^{5/3}} \left\{ -\frac{\partial hz}{\partial t} \right\}^{-2/3} \dots\dots (2)$$

ダイポール送信源の場合：

$$\text{Early - time } \rho_a = \frac{2\pi\mu_0 r^4}{3p} \left\{ \frac{\partial hz}{\partial t} \right\}^{-2/3} \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{Late - time } \rho_a = \frac{p^{2/3} \mu_0 a r^{2/3}}{40^{2/3} \pi t^{5/3}} \left\{ \frac{\partial hz}{\partial t} \right\}^{-2/3} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 $\mu_0$  は真空の透磁率  $4\pi \times 10^{-7}$  [H/m]、 $t$  は送信遮断後の経過時間 [s]、 $a$  は送信ループの半径 [m]、 $I$  は送信電流値 [A]、 $r$  は送受信点間距離 [m]、 $p$  は電気ダイポールモーメントで送信電流値とダイポール長との積 [Am] である。

この見掛け比抵抗値を送信遮断後の経過時間ごとにプロットした見掛け比抵抗曲線を作成する。次にこの見掛け比抵抗データから比抵抗構造の初期モデルを決定する。見掛け比抵抗曲線から各測定点下の比抵抗構造を求める際には1次元のインバージョンが使われる。これは水平多層構造を仮定した各層の比抵抗・層厚を測定データから非線形最小二乗法により求めるものである。インバージョンによって求められた層厚・比抵抗値等の解のもつ誤差や独立性を評価するために、等価層解析やリゾリューション・マトリックスを検討する。一方、地下の比抵抗構造をより視覚化するために最近ではスムーズインバージョンと呼ばれる処理が併用される。これは地下の比抵抗値が連続的に変化する多層水平成層構造を仮定し、その層厚を固定して各層の比抵抗値のみをインバージョンによって自動的に求めるものである。各層厚は地表から地下深部に向かって対数的に厚くなるように与える。この解析方法から得られた結果は、地下の比抵抗構造を深度方向および水平方向の比抵抗の連続的な変化として等値線で図化できる。このため、3次元的不均質物質の位置や比抵抗値を同定するのに適するという長所をもつ。TDEM法のデータ解析では一次元解析が使用されることが多い。本研究では次に示すように2種類の一次元インバージョンを各測定点で実施し、それらの結果を総合的に判断して解析結果としている。

### (1) スムースインバージョン

スムーズインバージョンは、地下の比抵抗値が連続的

に変化する水平成層構造を仮定し、測定データよりその層厚を固定して各層の比抵抗値のみをインバージョンによって求めるものである。測定データからソフトが初期モデルを設定し、隣り合う地層での比抵抗値がなめらかになるような制約条件のもと、全体の比抵抗構造を求めるが、境界面の深さが曖昧になる場合がある。本解析法では各測定点の深度方向データを最大15層に分けて解析し、イメージングとして比抵抗構造図を作成する。

### (2) 水平多層インバージョン

本解析では、水平成層構造を仮定して、測定で得られたデータを最もよく再現する地層の比抵抗値と層厚を、非線形最小二乗法により求める。ここでは地層を3層〜5層とした。比抵抗コントラストの大きな地層境界に対しては、スムーズインバージョンよりも境界面を捉えるのに有利と考えられる。

なお、本研究で用いた一次元逆解析ソフトは、Interpex社製IX-1Dである。このプログラムは、式(1)などの見掛け比抵抗の式を使って任意の電極・ループ配置のモデル計算やインバージョンを行うことができる。また、水平方向の構造変化が激しく、1次元インバージョンでは地下構造を求められないと考えられる場合は、2・3次元モデル計算を行う。例えば有限差分方程式あるいは積分方程式により、与えられた2・3次元の比抵抗モデルからの電磁場応答を算出するものなどが開発されている。さらに、断層構造を調査する目的で3成分磁場測定を行う場合もある。プレート(板状)解析と呼ばれる手法で、断層の位置・深度・連続性・傾斜・導電率の抽出を行う。断層の幾何学的形状は矩形と仮定し、その電気的性質はコンダクタシス(矩形の導電体の厚さと電気伝導度の積)と呼ばれる量で与える。これら断層の幾何学的形状や電気的性質については、モデル計算を行って求める。

### 3.4 TDEM法探査の特徴

TDEM法によって調査した比抵抗構造は、従来の屈折法弾性波探査、二次元比抵抗探査に比べて、以下に挙げられるトンネル掘削上問題となる地質情報が精度よく取得できる特徴がある(以後、本論文で述べる電気探査は、二次元比抵抗探査と記す)。

- ①探査深度が、屈折法弾性波探査・二次元比抵抗探査において地下100m程度なのに対し、TDEM法のトンネル探査では探査深度が300mまでの探査実績がある。
- ②地質急変箇所(断層破砕帯、熱水変質帯)の位置、規模が解明できる。
- ③地層境界が明確になる。
- ④地下水の状態を把握できる。
- ⑤屈折法弾性波探査では探査不可能である、上層が硬岩、下層が軟岩といった地質構造(逆転層)が解明可能である。

以上の詳細な地質情報がトンネル掘削前に与えられることにより、合理的な掘削工法や的確な支保を選定で

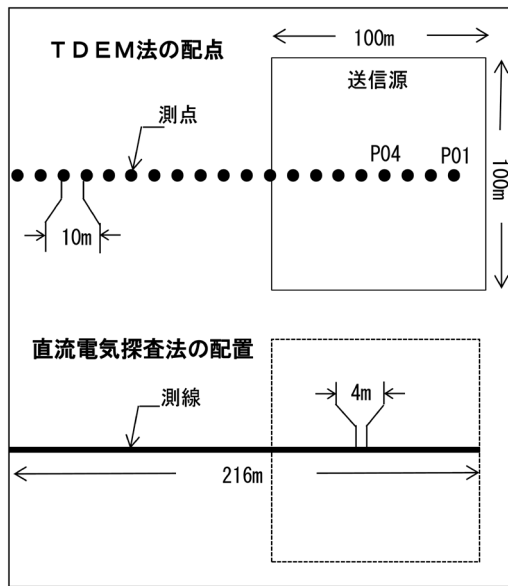


図8 各手法の測点配置

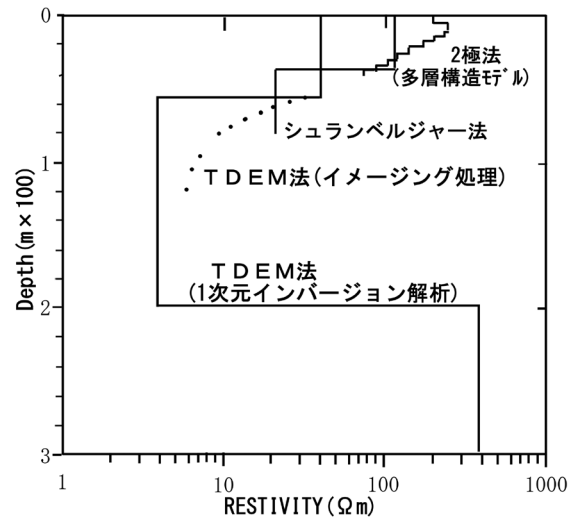


図10 各手法による解析結果の比較

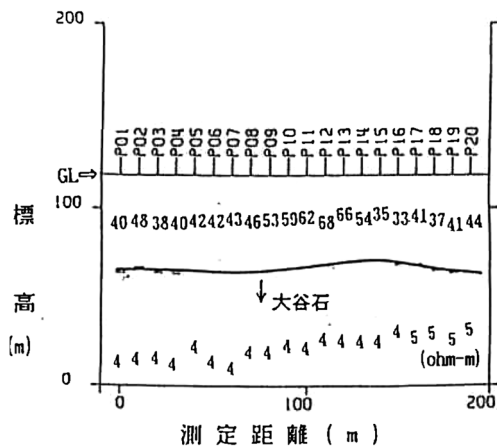


図9 TDEM法の解析比抵抗断面

き、効率的、経済的かつ安全なトンネル施工を実施することができる。

また、TDEM法の欠点としては以下の項目が挙げられる。

- ① 探査の結果得られる物性値が比抵抗値であり、トンネルの地山評価に直接使われる力学値ではない。
- ② 地山の比抵抗値は、地下水、岩盤の間隙率、割れ目の状態等が複雑に影響しており、地山性状の推定が難しい場合もある。
- ③ 地表の探査測線付近にある高压線等のノイズ源により、データの品質が悪くなり、探査結果の信頼性が低下する。

## 4 空洞探査

### 4.1 大谷地域での地下浅層部探査

TDEM法の空洞部探査への可能性を検証するための実験を栃木県鹿沼市で行った。実験地の条件としては、水

平層から構成されたであり、地表から数10mの範囲で比抵抗のコントラストのある場所を選んだ。実験地周辺は大谷石を産出する地域であり、ボーリング結果によれば地表から大谷石の層までの深度は約45mで、その間は比抵抗が50~100Ωm前後の玉石・砂利・粘土層である。そして大谷石の比抵抗は、30Ωm以下である。実験で使用するTDEM法の送信源には、一辺100×100mのループノースを用い、測点間隔は10mに設定した。また、比較検討を行うために、同一測線上でシュランベルジャー法と二極法による電気探査も実施した。測点配置図を図8に示す。測定は、ループを固定したままループの中心から外側に向かって行い、各点について1次元の層構造解析によるインバージョン解析を実施した(図9参照)。図9においては、各点の比抵抗値を数字で示した。この結果、比抵抗値は1層目が40~60Ωm、2層目が4~5Ωm、1層目の層厚は約50mと算出され、ボーリングの結果とも調和的で、大谷石の層が2層目に対応する。TDEM法と他の手法とを比較するため、ループの中心の測点における手法ごとの解析結果を図10に示す。各手法の結果とも、深度約40~50mに比抵抗境界が得られており、浅部探査でTDEM法が適用できることが実証された。また、TDEM法の測定は、スタティックシフトの影響が無いことや等価層が発生しにくいことのほか、探査深度が送受信点間隔によらないこと、測点を送信源位置と比較的無関係に自由に配置できるなどの特徴がある。

### 4.2 大谷石掘削跡地での空洞探査

#### ・1次元解析による探査

調査地域は厚さ約10mの表層の下位に大谷石が地下70~80mにわたって分布する成層構造で、現在も採掘が行われている。採掘跡は立抗掘削後、横方向に採石していったものであり、探査はその地表部分から行った。探査測線下の大規模空洞(採掘跡)の断面を図11に示す。

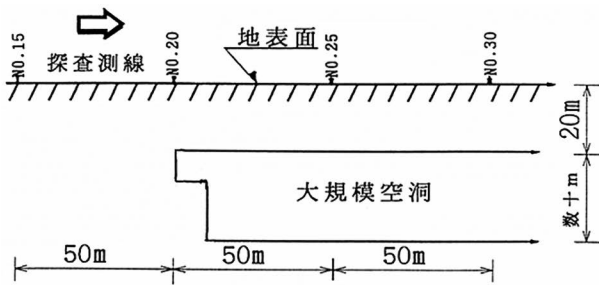


図 11 大規模空洞の断面図

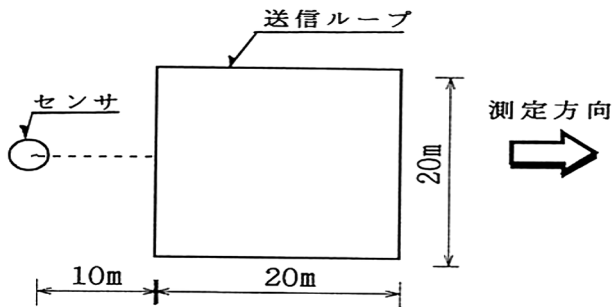


図 12 スリングラム測定法の配置

### (1) 探査方法

測定方法はスリングラム配置による測定法により行った。この測定法は、送信ループと受信コイルとの間隔を一定に保つ方法で従来は断層等の把握に効果があるとされている。測定は1成分(Z成分:磁場の鉛直成分)TDEM探査(測定間隔10m,測定点数:35点)を実施した。送信は、図12の測定配置に示す通り、1辺20mの矩形送信ループに1.5Aの送信電流を断続的に流した。解析は、1次元水平多層インバージョンにて行い、空洞がない測定点と空洞がある測定点のデータを比較、検討した。なお、解析はIX-1Dを用いている。誤差とは、水平多層インバージョンにて解析を行う場合、初期モデルと測定値の一致度を示す指標である。

### (2) 探査結果

図13に1次元インバージョンの結果を示す。

この解析結果によれば、この調査地域は、3層構造に解析される。その中で空洞がない部分(測点NO.1~NO.20)は、解析結果の誤差も小さく(平均誤差:5.4%)、比抵抗値も地層境界もほぼ同じ値を示している。比抵抗値の平均は上層から68, 18, 5.3Ωmであり層厚の平均値は第1層から、11m, 67mである。一方、大規模空洞があるとされている地表部での測定値はやや比抵抗が高いだけで、空洞と考えられるような高比抵抗値層もまた誤差も空洞がない部分に比べて大きく(平均誤差:12.5%)、比抵抗値及び層厚ともばらつきが大きい。しかし、この地域は成層構造であることから、データのバラツキは大規模空洞の影響によるものと推定した。

そこで大谷石層内の空洞を高比抵抗値層(10,000Ωm)

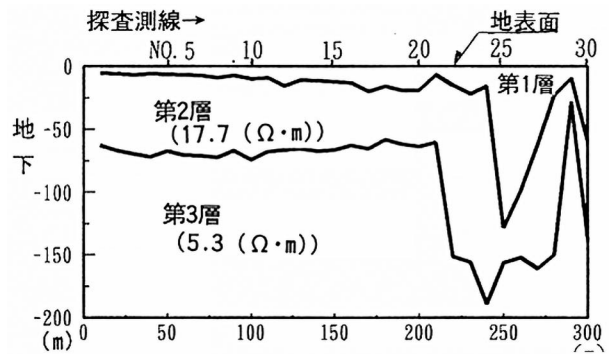


図 13 水平多層インバージョンによる3層構造

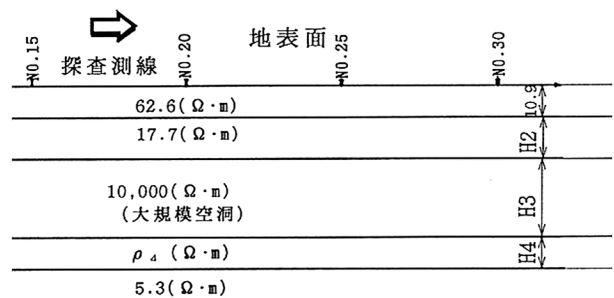


図 14 解析モデル断面

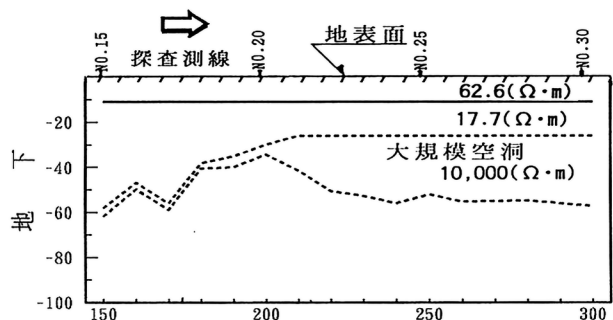


図 15 水平多層インバージョンによる構造解析

と仮定し、さらに掘削実績図を参考に空洞は図13の第2層内にあると仮定し、図13に示す5層モデルを初期値として再解析した。すなわち、3層構造での解析結果(図14)から第1層、第2層、第5層の比抵抗値と第1層の層厚を固定した。その結果を図15に示す。空洞がある部分では、第3層の空洞(高比抵抗値層)は掘削による空洞部分とほぼ一致する。一方空洞がない部分に第3層の10,000Ωmを仮定するとその層厚は数mと小さくなり、これらは誤差範囲と考えられる。このように空洞部分の解析に探査結果を有効に用いることにより、大規模空洞の存在ばかりでなく、規模等も明瞭に解析出来ることが判明した。すなわち、大規模空洞の探査・解析の際は、空洞がない部分のデータの場合に応じて用いることにより解析が明瞭に行われることが判明した。

## 5. 電磁マイグレーション

空洞調査のように地中の3次元形状をもつ比抵抗異常体を探査対象とする場合には、水平方向の比抵抗の変化がデータに大きく反映されている可能性が大きく、比抵抗分布が深度方向にのみ変化するモデルを仮定し探査測線上の各測定点のデータを解析しても、正しい構造は得られない。

このような場合には、2次元・3次元性を考慮した解析が必要となる。TEM法の2次元及び3次元のモデル計算では複雑な比抵抗分布を取り扱うことのできる有限差分法等によるモデル計算にはかなりの計算時間が要求されるため、このモデル計算を多用するインバージョンは現状では実用化の域には達していない。従って現時点ではこうした2次元・3次元的な比抵抗分布の影響は主にかなり単純化された構造モデルによるインバージョンや、フォワードモデリングによって検討されている。これらのフォワードモデリングにおいても効率的な計算を行うためにはより真の構造に近い初期モデルを出発点とすることが望ましい。

一方、電磁探査の解析技術としては、測定データから直接地下比抵抗分布のイメージを得ようとする技術（以後「イメージング技術」と呼ぶ）の研究も行われている。解析の結果得られる比抵抗分布のイメージは、この手法によりモデル計算によって厳密に観測データを再現し得るものではないが、この手法によって高速に大まかな比抵抗分布の特徴を把握することができる。このイメージング技術をフォワードモデリングや将来実用化されるであろう3次元インバージョンの初期モデル作成のために併用することにより、より速く正確な解析ができるようになることを期待している。

ここでは、こうした技術の1つである電磁マイグレーションを用いた比抵抗イメージングの地下空洞調査への適用性の検討を目的として、数値モデル計算による処理テスト及び栃木県宇都宮市の地下空洞上で測定されたデータに対する適用試験を実施した結果について述べる。

### 5.1 電磁マイグレーションの概要

電磁マイグレーションは、地表で観測された電磁場から拡散方程式に基づいた接続計算により散乱源における電磁場を求める操作である。このマイグレーションの概念は地震探査におけるマイグレーションのうち、波動方程式に基づいた波動場の下方接続を基礎とする波動方程式マイグレーションからのアナロジーであり、この手法と共通した特徴をもっている。

TDEM法データの電磁マイグレーションの理論はZhdanov and Frenkel<sup>4)</sup>によって紹介されている。また、Velikhov et al<sup>5)</sup>はコラ半島で測定されたTDEM法データの電磁マイグレーションに関するケーススタディを示した。またZhdanov et al<sup>4)</sup>は、TEM法データの電磁マイグレーションを用いた比抵抗イメージングに関する理論

やモデル計算例、米国内の放射性廃棄物処分試験場におけるケーススタディを紹介している。また、周波数領域における電磁マイグレーションの研究としては、Lee et al<sup>6)</sup>や佐々木<sup>7)</sup>によるMT法データの電磁マイグレーションを用いた比抵抗イメージングの研究がある。

本論文では、ユタ大学のコンソーシアムCEMI (Consortium for Electromagnetic Modeling and Inversion) で開発されたTDEM法の電磁マイグレーションによる比抵抗イメージングのプログラムTDMIGR1 ver.1を用いた地下空洞の検出について述べる。

この電磁マイグレーションを用いた比抵抗イメージングの原理についてはZhdanov et al.<sup>8)</sup>に詳述されているが、ここではイメージングの実際の処理手順について簡単にまとめておく。

このイメージング手法は、水平方向の比抵抗の変化が小さいバックグラウンドの構造の中の2次元あるいは3次元的な比抵抗異常分布の検出を想定している。Zhdanov et al<sup>9)</sup>は送信源によってこのバックグラウンドの構造に励起された電磁場を“primary field”（以後「1次場」と呼ぶ）、比抵抗異常体に励起された電磁場を“secondary field”（以後「2次場」と呼ぶ）と呼んでおり、観測電磁場をこの両者の和と定義している。この方法では、地表における測定データ（鉛直磁場の時間変化率）とバックグラウンドの比抵抗構造を与えて地下の見掛比抵抗（地下の比抵抗境界面を挟んで正しい比抵抗コントラストが得られるとされる）を一定の測線方向の距離と深度の関数として計算する。

データ処理は次のような流れで進められる。

- ①測定波動場（1次場と2次場）の分離
- ②波動場のマイグレーション
- ③を用いた見掛反射係数の計算
- ④を用いた見掛比抵抗の計算

①ではバックグラウンドの比抵抗構造から1次場を見積もり、これを測定データから差し引くことにより2次場を計算する。②では2次場のマイグレーションは時間-空間領域で行われる。③の見掛反射係数は本来周波数領域における1次場と2次場の比の逆フーリエ変換として定義されるが、1次場が地表においてパルス状の波形となっている（スペクトルの周波数依存性がない）ことを仮定し、その計算を簡略化している。この見掛反射係数は、地下の比抵抗境界面の深度ではその境界面の真の比抵抗コントラストを与え、さらに④の見掛比抵抗はその境界面直下の比抵抗値を与える。

### 5.2 モデル計算

電磁マイグレーションを用いた比抵抗イメージングの空洞調査への適用可能性を調べるために、数値モデル計算による簡単な試験を実施した。

実際の調査を念頭に置き、200Ωmの均質媒質中に1辺40mの立方体の空洞があり、その上面を地表下20mに設定したモデルを設定し（図16 (a)）、この空洞の直

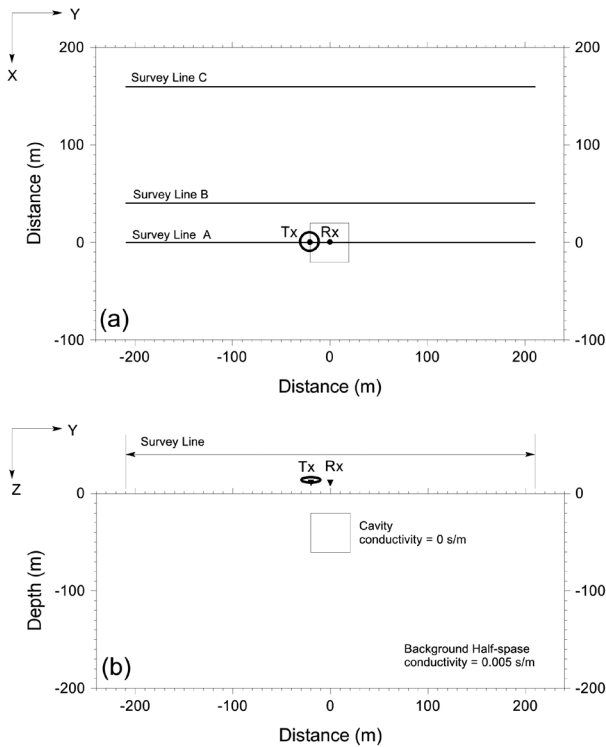


図 16 数値計算モデル

上（測線 A）及び空洞の中心から40m（測線 B）および160m（測線 C）離れたところを横切る測線上で直径20mの円形送信ループを用いた TEM 法測定が行われる状況を想定した（図16 (b)）。測定時刻は送信電流切断後5secc～5msec までの対数的に等間隔な31時刻とした。これは、我々が通常地下100m 程度までの比抵抗探索に使用する Geonics 社製 EM-47送信機使用時の測定時間帯にはほぼ一致する。各測線上には10m 間隔で43個の測定点を設定し、それぞれの測定点で受信コイルを送信ループの中心に設置した場合（CLI モード）と送信ループの中心から20m 離れたところに設置した場合（SLINGRAM モード）の2種類の測定配置による測定データを計算した。バックグラウンドは、はじめから200Ωmの均質媒質として、このバックグラウンドの構造による1次場を計算し測定データから差し引いた。測定データの理論計算にはイメージングのプログラムと同じく CEMI で開発された TDEM 法3次元モデル計算プログラム TEM3DL ver1.1を使用した。また、比較のために、測定データに対して TEM 法1次元インバージョンを実施した。インバージョンには Interpex 社製 TEM 法1次元解析プログラム TEMIX-XL を用いた。図17 (a) (b) に、測線 A における CLI モードおよび SLINGRAM モードの測定データに対するイメージングの結果を示す。図の縦軸は深度、横軸は送信ループの中心の位置を示す。また図中には空洞の位置も示してある。イメージングの結果、空洞付近に高比抵抗のイメージが構成された。しかし、イメージの中心は深度方向では空洞の下面、即ち高から低

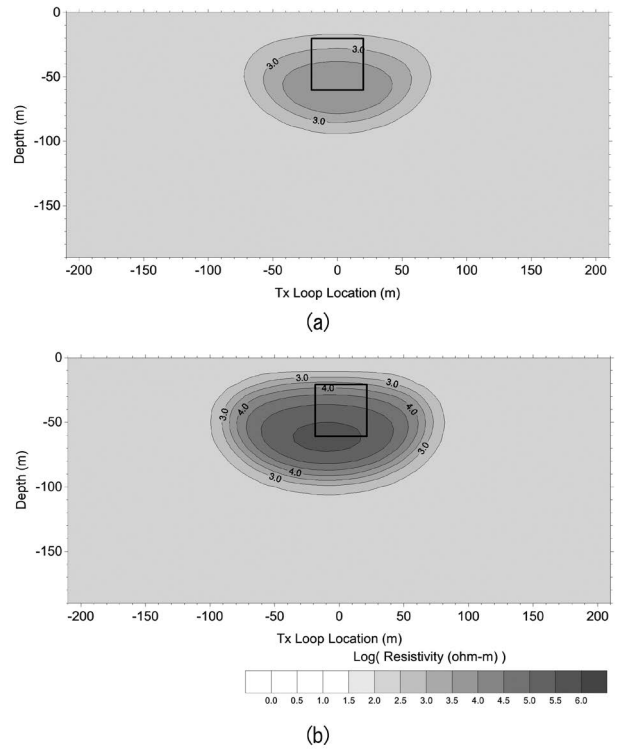


図 17 CLI モードと SLINGRAM モードのイメージング結果の比較

への比抵抗のコントラストのある部分にあり、実際の空洞よりも若干深めに像を結んでいる。また、CLI モードでは送信ループの中心に受信コイルがあるため、送信ループが空洞の直上にある時に比抵抗が最も高くなる。SLINGRAM モードでは、送信ループとその20m 右側にある受信コイルの両方に感度があるため、送信ループと受信コイルのほぼ中間点が空洞の中心にある時に比抵抗が最も高くなる。

図18は測線 A, B, C における SLINGRAM モードの測定データに対するイメージングの結果であり、測線が空洞から離れた場合のイメージの比較を示している。当然ながら空洞から離れるに従ってその影響は小さくなり、高比抵抗のイメージの大きさも次第に小さくなる。図19に測線 A における SLINGRAM モードの測定データに対して19層構造を仮定した1次元 Occam インバージョンの結果を示す。1次元インバージョンでは解析結果もほぼ均質半無限構造に近く、空洞をイメージできる結果は得られなかった。

### 5.3 実測データへの適用

栃木県宇都宮市における TEM 法の実測データに対してイメージングを試みた。本調査は TEM 法の空洞調査への適用可能性を探るためのテストデータとして、大谷石の採石場の敷地とその外側をまたぐ測線で実施された。その測定位置図を図20に、測定諸元を表1に示す。

測定点15～34までが採石場の敷地内の空洞の上にある。測線 D'-D における空洞の断面を図21に示す。空洞は敷地内に網の目のように掘削されており、空洞の上



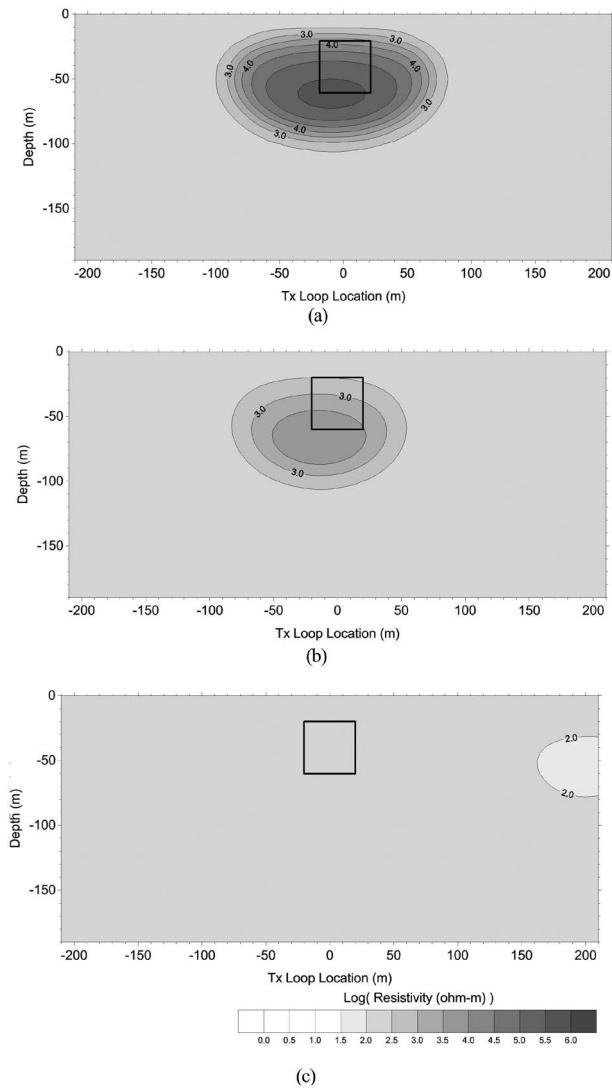


図 18 空洞からの距離によるイメージング結果

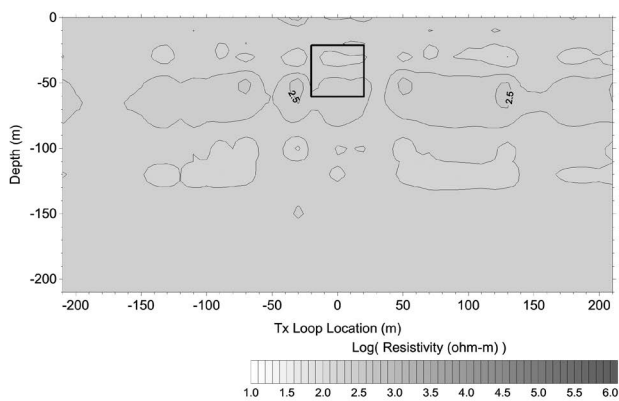


図 19 1次元 Occam インバージョン結果

面の深度は約20m、空洞の厚さは2m～30mである。但し、測定当時標高120mのレベルより深い部分には地下水が溜まっていた。前述の通り、電磁マイグレーションを行う場合にはバックグラウンドの構造を与える必要がある。「バックグラウンド」の定義は探査の対象によって

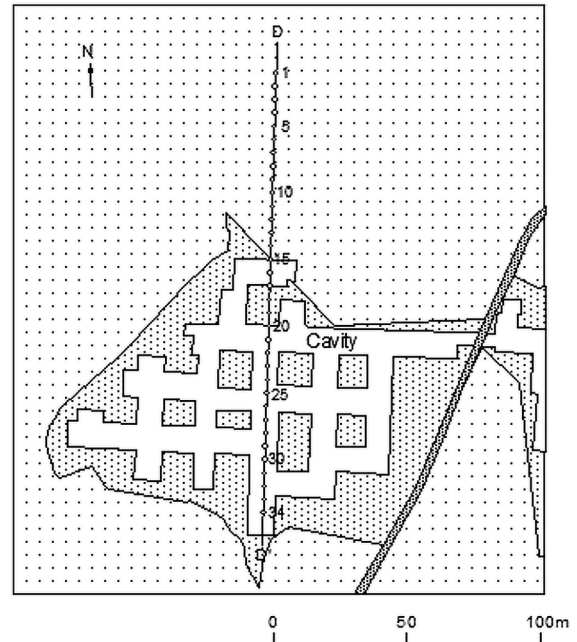


図 20 採石場における測定位置図

表 1 栃木県宇都宮市における TEM 法調査概要

測定点数/間隔	34点/5m間隔
測定配置	SLINGRAM配置(送信ループの中心から20mの地点に受信コイルを設置)
送信ループ	20m×20m, 1回巻き
測定装置	Geonics EM-47 及び PROTEM-D
測定時間	送信電流切断後6.81μs～6.978ms

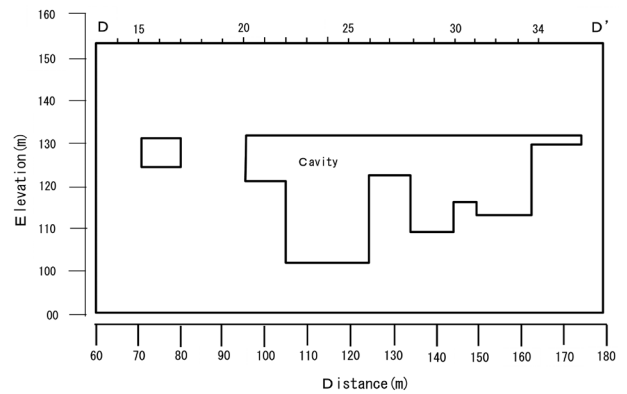


図 21 採石場断面図 (D-D' 測線)

非常にあいまいになるが、空洞調査の場合は明快で、イメージングによってその位置と形状を決定したい比抵抗異常体は空洞そのものであり、バックグラウンドは付近に空洞のない場所における比抵抗構造から求められる。

図22(a)にはバックグラウンドを25Ωmの均質大地とした場合、同図(b)には付近に空洞がないことが判っている測定点2の1次元インバージョン結果による水平4

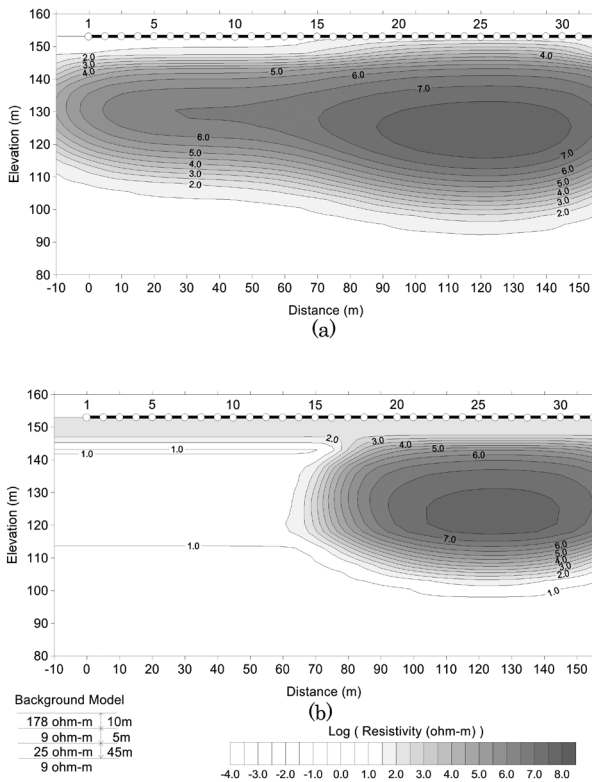


図 22 採石場における TDEM 法測定データのイメージング結果

層構造（図左下に表示）をバックグラウンドとした場合のイメージング結果を示す。モデル計算の結果を踏まえて、イメージングの結果は横軸を送信ループと受信コイルの中間点の位置に対応させて表示した。バックグラウンドの構造を変えることによってかなりイメージングの結果が異なることがわかる。図20と図21(a)(b)を比較すると、付近に空洞のない場所における比抵抗構造をバックグラウンドに採用した図22(b)の方が適切なイメージングが行われていると判断できる。空間的な広がりとしてはこの高比抵抗のイメージは測定点20～33の下にある空洞に対応するものと考えられる。測定点15及び16の下にも空洞があると考えられるが、イメージング結果からは判断できない。また、モデル計算で空洞のイメージの深度方向の中心が空洞の下面付近に現れることを考え合わせると、比抵抗のコントラストは標高120m付近に推定され、これは空洞とその下の岩石との境界や、空洞とそれを満たす地下水との境界に対比される。

## 6. まとめ

TDEM法の空洞探査への適用性を検証するため、栃木県宇都宮市の大谷石掘削跡の探査を実施した。また、その探査結果を踏まえ、電磁マイグレーションを用いて比抵抗イメージングの数値モデル計算及び地下空洞上で測定された実測データに対する適用試験を実施した。

その結果、半無限媒質中に立方体の空洞がある単純な

モデルでは1次元逆解析では捉えられない空洞のイメージを非常に短い計算時間で構成することができた。空洞の場合、その下面（高比抵抗から深度方向に低比抵抗に移り変わるコントラストのある面）にイメージの中心が構成された。また測定配置の違いによりイメージを表示する位置を変える必要があることが示された。

実測データに対する試験ではマイグレーションに必要なバックグラウンドの構造によって結果が大きく変わることが判った。空洞調査のようにバックグラウンドとターゲットの違いがはっきりしている場合には、あらかじめターゲットがない場所での結果を参考にしてバックグラウンドの構造を与えてやれば良い結果が得られる。

今回用いたイメージング手法は、現時点では構造探査に使用するというよりは、2次元・3次元の異常体の簡便な検出方法として、これらの異常体からのレスポンスの空間的な分布を利用して非常に高速に異常体のイメージを構成することができる点で優れていると考える。今後はこのイメージング手法の分解能の検討やほかのイメージング手法との比較を行いたいと考える。さらに実際のトンネルに出現する空洞や、地下ダムで問題となる石灰岩中の空洞を精度よく探査する技術として技術開発を進めたいと考える。

## 引用文献

- 1) Toshiaki Hara, Shinichiro Iso and Akira Saito : Applicability of the Time Domain Electro-Magnetic methods to investigation of ground classification along tunnel routes, International Journal of the JSRM, pp1-8, 2018.7
- 2) 斎藤章 : 物理探査学会第10回基礎講座講習会テキスト, pp47-52, 1994
- 3) 中山圭子 : 海底熱水鉱床の時間領域電磁探査法の研究, 早稲田大学大学院創造理工学研究科地球・環境資源理工学専攻博士論文, pp106-110, 2017.2
- 4) ZHDANOV, M. S., P. N. TRAYNIN, and O. PORTNIAGUINE : Resistivity imaging by time domain electromagnetic migration, Exploration Geophysics, **26**, pp186-194, 1995
- 5) VELIKHOV, Y. P., M. S. ZHDANOV and M. A. FRENKEL : Phys. Earth Planet. Inter., **45**, pp149-160, 1987
- 6) LEE, S., G. A. McMECHAN, and C. L. V. AIKEN (1987) : Phase-field imaging : The electromagnetic equivalent of seismic migration, Geophysics, **52**, 678-693.
- 7) 佐々木 裕 : フェイズ・シフト法による MT 法データのマイグレーション, 物理探査, **42**, pp177-185, 1989
- 8) ZHDANOV, M. S., P. N. TRAYNIN, and O. PORTNIAGUINE : Resistivity imaging by time domain electromagnetic migration, Exploration Geophysics, **26**, pp186-194, 1995
- 9) ZHDANOV, M. S., and M. A. FRENKEL : The solution of the inverse problems, on the basis of the analytical continuation of the transient electromagnetic field in the reverse time, J. Geomag. Geoelectr., **35**, pp747-765, 1983