

# 土木地質調査におけるGPRの適用例

笠井 弘幸<sup>1)</sup>・西山 英一郎<sup>1)</sup>・鈴木 敬一<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

地中レーダ探査法は電磁波による反射法探査のことである。一般に市販されている探査装置は送・受信アンテナが1つの容器に収められた一体型のアンテナを用いる場合が多く、送信信号としてパルス形状の電磁波を用いることからパルス・レーダ探査装置と呼ばれている。土質地盤中においてパルス・レーダ探査装置の分解能は20~30cmであり、物理探査手法として最も高い分解能を示すが、探査深度は高々2~3mである。

地中レーダ探査法が高分解能であることを考慮すると、高分解能を維持しつつ探査深度を30m程度にすることができれば、調査ボーリングを主体とする地盤構造探査、地すべり地における浅所地盤構造探査、トレンチ調査の場所を選定するための活断層周辺における浅層構造探査、及び廃坑跡地における深部空洞調査などに、地中レーダ探査法を適用することが可能となる。また地中レーダ法は陸上反射法地震探査と比較すると表面波の発生などに伴う発振点及び受振点の展開における制約が少ないため空間的に高密度な探査が可能である。以上の考え方を基に連続波地中レーダ探査装置の開発を行った。

連続波地中レーダ探査装置の基本性能及び各種調査への適用性を検討するための研究成果として、同探査装置の探査深度は土質地盤で10~15m、岩盤では20~30mであり、分解能は数十cmであることが明らかとなった(中村 他, 1993; 1994; 笠井 他, 1996a; 建設省土木研究所, 1995; 赤澤 他, 1998)。

また古家 他 (1996)、阿部 他 (1998a)、笠井 他 (1996b, 1998) 及び倉本 (1998b) は同探査装置

を活断層調査に適用して断層周辺の浅層地盤構造を明らかにしている。

空間的に高密度な地中レーダ探査を実施して地盤構造を3次元表示した例としてはBeres *et al.* (1995)の研究がある。彼らは中心周波数100MHzのパルス・レーダ探査装置を用いて探査を実施している。探査地域は融水流水堆積物のある河岸段丘上であるが、地中における波動エネルギーの減衰が少ない場所では、パルス・レーダ探査装置を用いても探査深度は15m程度で分解能は数十cmであることを示した。また阿部 他 (1998b) 及び倉本 (1998a) は活断層の周辺において連続波レーダ探査装置を用いて3次元の地中レーダ探査を実施して地下30mまでのイメージングを行った。その結果、3次元データからの断層面抽出等により地質解釈作業の効率化が期待できることを示した。

ここでは、地すべり地及び活断層周辺に対する連続波地中レーダ探査装置を用いた地中レーダ法による探査例を示すと共に、同装置を電磁波トモグラフィに応用した例としてダムサイトにおける探査結果を紹介して、地中レーダ探査法を地質調査に適用する場合の有用性及び問題点について整理する。

## 2. 連続波地中レーダ探査法

連続波地中レーダ探査装置では送信信号として周波数の遷移を伴う正弦波を用いる。地中を介して受信された信号と送信信号の相互相関を求めることにより、パルス波形の復元を行う(これをパルス圧縮と呼ぶ)。パルス圧縮後の記録波形を用いることにより通常行われる反射法の処理やトモグラフィの計算を行うことが可能となるが、パルス波

1) 川崎地質株式会社:

〒108-8337 東京都港区三田2-11-15

キーワード: 地中レーダ法, 連続波, GPR, 反射法, トモグラフィ,  
地すべり, 活断層, ダムサイト, 土木地質学

の送受信を行う場合との相違は振幅値がパワーになっている点である。

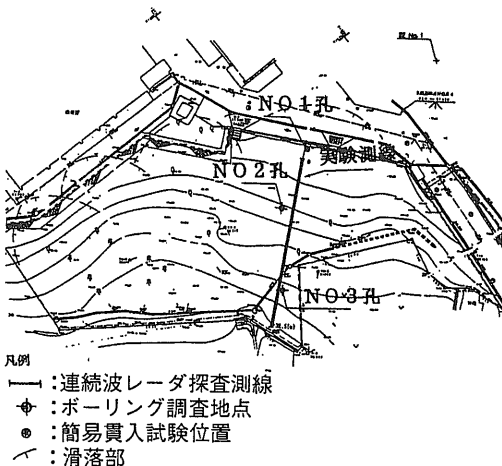
反射法の場合はプロフィール法とワイド・アングル法から成る。プロフィール法は反射断面を取得するために行い、1対の送信及び受信アンテナを測線上で走査し、地中からの受信データを次々に取得して行く方法である。プロフィール法で取得される反射断面は時間断面であるため、ワイド・アングル法によって求められる地中の平均伝搬速度を用いて深度断面に変換する。ワイド・アングル法は反射法地震探査における速度解析に対応するものであるが、電磁波の透過能力は弾性波と比較すると極めて低いため、複数の共通反射点による反射波を抽出できることは極希である。波形処理に関しては偽象の処理方法を除くと反射法地震探査とほぼ同じである。

トモグラフィなどの透過法では受信信号の初動時間及び振幅値をデータとして用いる。連続波地中レーダ探査装置で取得するデータはパルス圧縮後のスペクトルである。したがって連続波地中レーダ探査装置を用いると、パルス圧縮後のスペクトル・データから位相スペクトルを求めることにより簡便かつ迅速に自動初動読取りを行うことができる。

### 3. 探査結果例

#### 3.1 神奈川県横須賀市 池上地すべり地

第1図に探査測線の位置を示す。実験地は三浦



第1図 探査測線位置図。

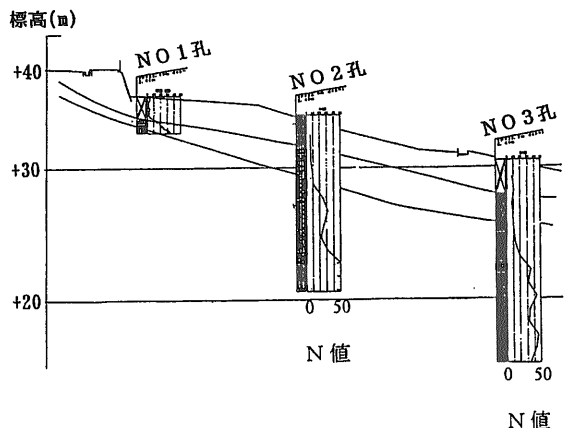
半島のほぼ中央部に位置し、標高100m前後の丘陵地帯の山腹斜面下部に位置する。実験地周辺では沖積層に属するいわゆる軟弱層は分布せず、新第三紀中新統の葉山層群に属する風化泥岩主体の軟岩及び崖錐性の土砂が分布している。

実験地の南側では伏在断層が東西方向に推定されており、泥岩層中の破碎が進んでいると考えられる。葉山層群の泥岩は風化ないしは断層活動等によって軟質化したり破碎された場合、不安定な地すべり土塊となることが知られている。また実験地の西側では蛇紋岩で構成されている場所があり、蛇紋岩は軟質であり吸水による膨張性が著しく地すべり発生の原因となるケースが多い(林 他, 1997)。

第2図に調査ボーリング結果から推定される探査測線下の地質断面図を示す。地質構造は3層構造を成し、上部2層は新期及び旧地すべり活動に伴う崩積土層であり、その下部層は風化泥岩層となる。

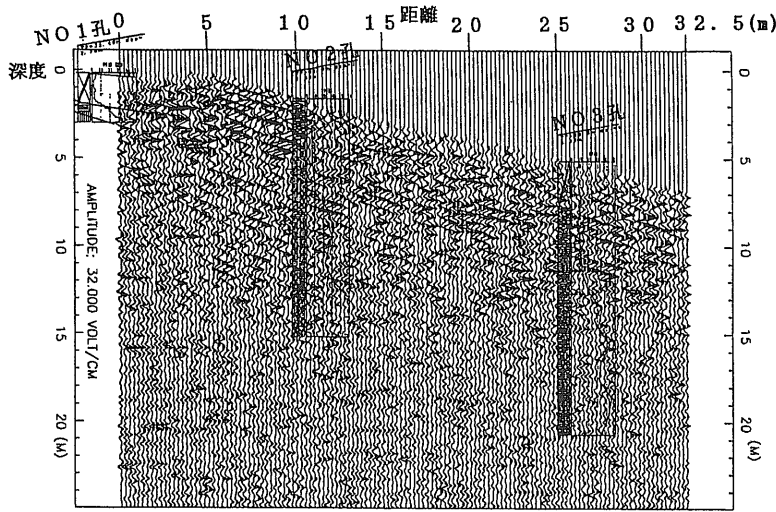
第3図に探査測線下の反射断面図及び解釈図を示す。反射断面上において明瞭な反射面は崩積土層と風化泥岩層の境界に対応する。この反射面の下部にはN値の急変点に対応して2つの反射面が認められ、それぞれ風化の程度に応じて反射面が形成されたと考えることができる。

また崩積土層と風化泥岩層の境界に対応する反射面の上部には明瞭ではないが連続する反射面が認められ、新期及び旧地すべり活動に伴う崩積土層の境界にほぼ対応する。

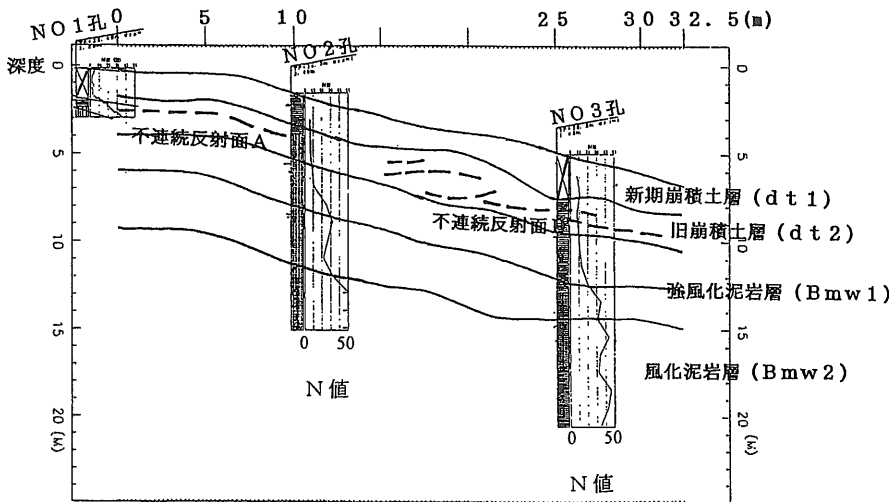


第2図 調査ボーリングによる地質断面図。

a) 反射断面図



b) 解釈図



第3図  
反射断面とその解釈。

新・旧崩積土層中に地すべり面の存在が予想されるが、同深度帯の2箇所において断続する反射面(不連続反射面)が認められる。特に不連続面Aは今回発生が確認されている地すべり滑動面と位置が整合していることから、土塊運動に起因する反応であると考えられることができる。

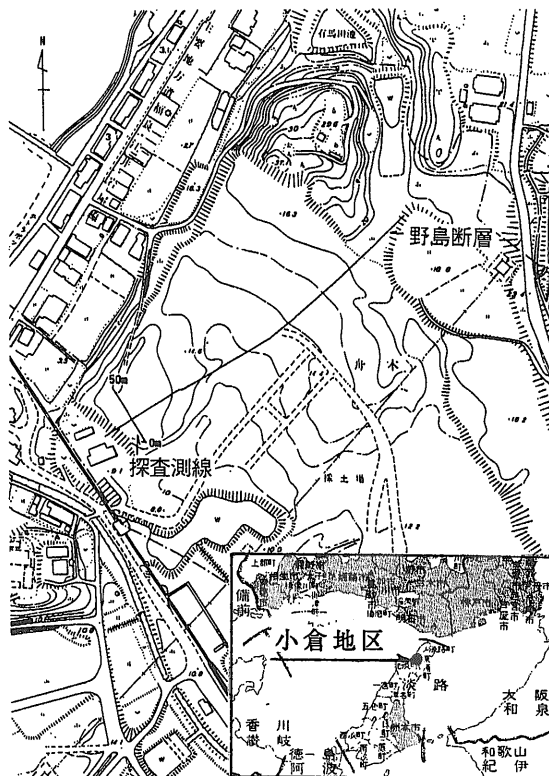
### 3.2 兵庫県北淡町小倉地区(野島断層周辺地区)

淡路島北部は東側の丘陵性低山地と西側の山地部から成り、両地塊は野島断層で区分されている。小倉地区周辺では造成によって低山地部は平坦な地形となっているが、新第三紀鮮新世～更新

世の堆積岩類(大阪層群)が分布し、表層部はシルト、砂礫層から成る。山地部では中生代白亜紀の花崗岩類が分布する。また野島断層はほとんどの地点で右横ずれで東上がりの変位を示し、概ね80～90度で東側に傾斜した逆断層成分を含む。断層は小倉地区の北方に位置する梨本地区から分岐し、小倉地区は分岐した西側の断層の末端部と考えられており、鉛直方向の変位量は約40cmである(鈴木 他, 1996; 高橋 他, 1996)。

第4図に探査測線の位置を示し、第5図に反射断面を示す。ワイド・アングル法の探査結果によると深度10m以浅の平均伝搬速度は0.04933m/ns

であり、見掛け平均比誘電率は36.9である。一般に物質の誘電率は温度や周波数の関数であり、含水状況によっても大きく変化する。筆者らの用いる十数M～数十MHzの周波数帯における比誘電率は清水で80程度、深成岩や乾燥した堆積岩で10以下、土質地盤では20～35程度の値を示す。小倉地区における表層地盤の比誘電率は土質地盤に対応する値であり、現地の表層地質と調和する。反射断面をみると、距離20m付近で地表部から深度12～15m付近まで反射波に明らかな不連続が認められ地震断層に起因する不連続と考えられる。この不連続面は鉛直に近いが僅かに東側(距離0m側)へ傾斜している。距離0m、深度10m付近から距離50m、深度20～25m付近にかけて認められる反射面は断層の東側で浅く、西側で深くなり、断層の位置を境に撓曲構造を示す。鈴木他(1996)は、これらの反射面は過去何回かの断層運動により山側の地層が相対的に隆起したことによる地層の撓曲状況を捉えている可能性を指摘している。

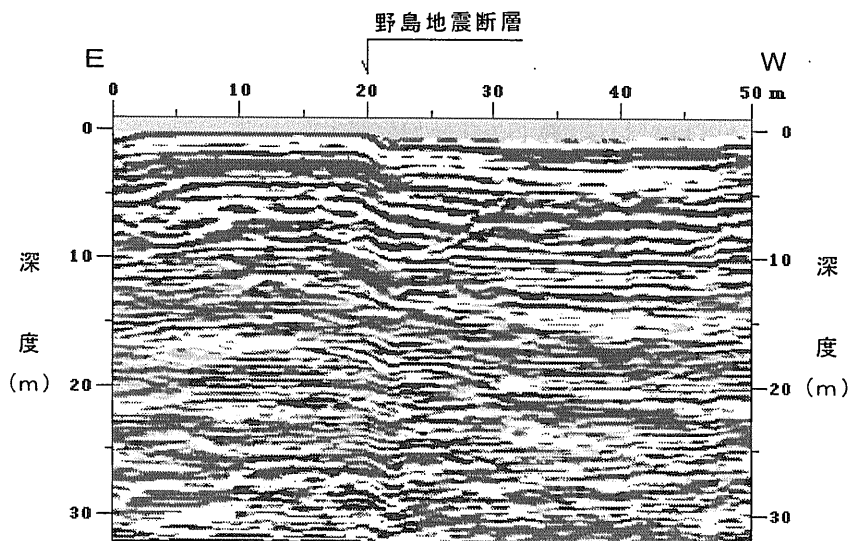


第4図 調査測線位置図。

### 3.3 ダム基礎岩盤における地質状況の把握(電磁波トモグラフィ)

近畿地方にある当ダムサイト周辺の基礎岩盤は古生代の輝緑凝灰岩類が主体であり、その原岩は玄武岩溶岩や凝灰岩等であり、岩塊は硬質であるが亀裂が多いのが特徴である。この上部は古生代

の石灰岩、中～古生代のチャート、中生代の砂岩及び頁岩から成る。このうち、チャートは単層の厚さ5～10cmの層状チャートが主体である(笠井, 1994)。

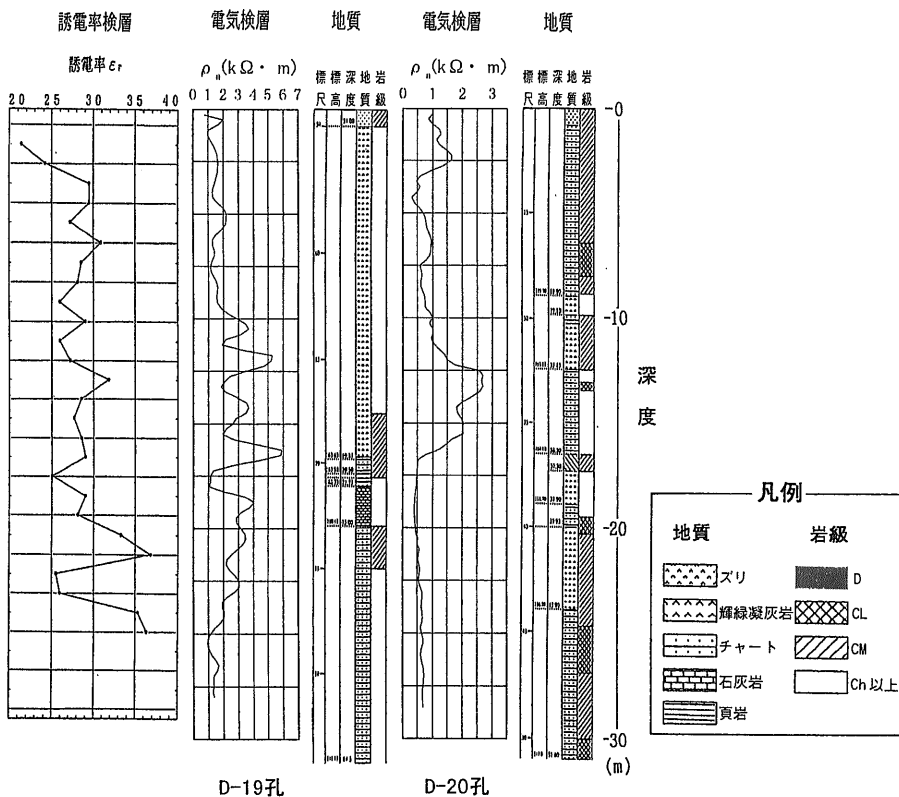


第5図 反射断面図。

第6図にトモグラフィ測定に用いた調査孔内における電気検層及び誘電率検層の調査結果を示し、第7図にトモグラフィ解析結果と地質及び岩級区分との関係を示す。一般に高比抵抗帯では導電率は小さく、電磁波の速度は速くなりエネルギーの透過減衰は小さくなる。電気検層の結果によると当ダムサイト周辺における比抵抗は $1,000 \Omega \cdot m$ 以上であり、高比抵抗帯に属する。相対的に高比抵抗を示す部分では常に伝搬速度は速く、減衰量は小さくなるが、低比抵抗部では減衰量は大きくなるものの、伝搬速度は必ずしも遅くならない。低比抵抗部で速度が遅くならないのは、もともと当地域が高比抵抗帯に属していることから、その逆数である導電率は小さく、見掛け比誘電率に与える導電率の影響が小さいことによると考えられる(例えば、笠井 他, 1996b)。また誘電率検層の結果によると、D-19孔の深度20m付近に誘電率の変化点があり、この変化点の上部は輝緑凝灰岩類であり、下部にはチャートが分布する。ボーリング・コアを

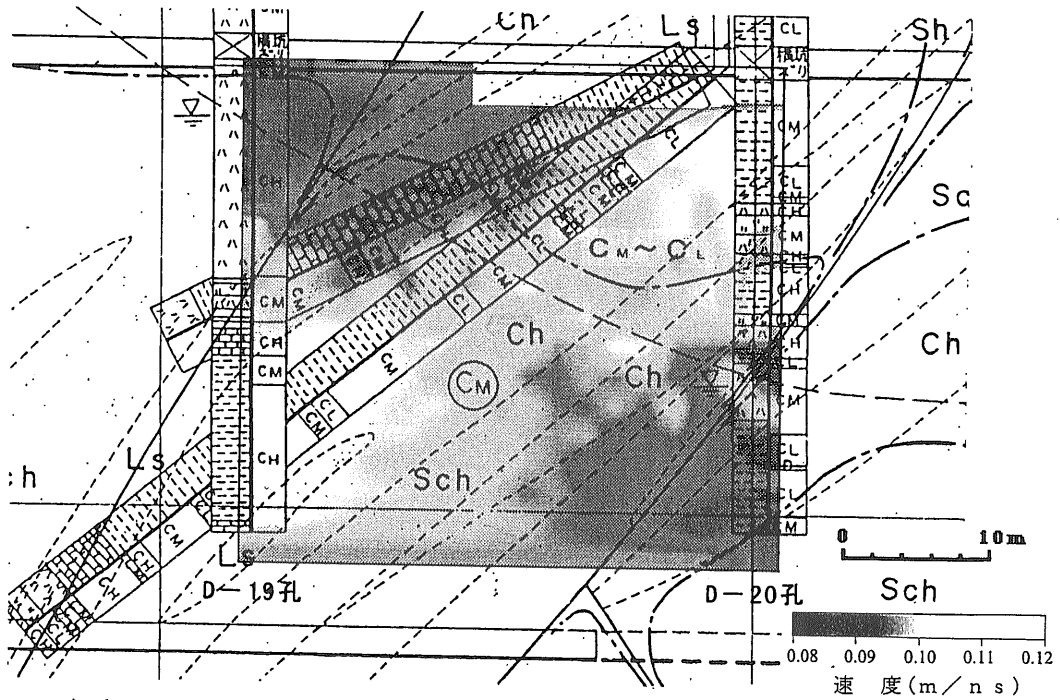
用いた物性試験結果によると、この誘電率の差異は両岩種の飽和状態における含水量で説明ができる。

D-19孔深度0~10m付近及びD-20孔下部には断層破碎帯があり、伝搬速度は遅くかつ減衰量は大きい。特にD-19孔周辺における低速度・高減衰部は地下水位の上部に位置することから、高減衰の原因は破碎部に貯留する地中水による影響だけではなく、断層面周辺の粘土化に伴い良導電性粒子が増加したこと起因すると考えられる。D-19孔下部からD-20孔深度0m付近にかけて認められる高速度帯は石灰岩層及びチャート層に対応する。この高速度帯の周辺は輝緑凝灰岩類であり、室内物性試験結果から各岩種の飽和状態の含水量を考慮すると輝緑凝灰岩類と石灰岩及びチャートの速度差は $0.022m/ns$ であり、トモグラフィ断面における平均速度の約20%に相当する。また平均速度の10%に相当する石灰岩とチャートの速度差については検出できていない。岩級境界あるいは

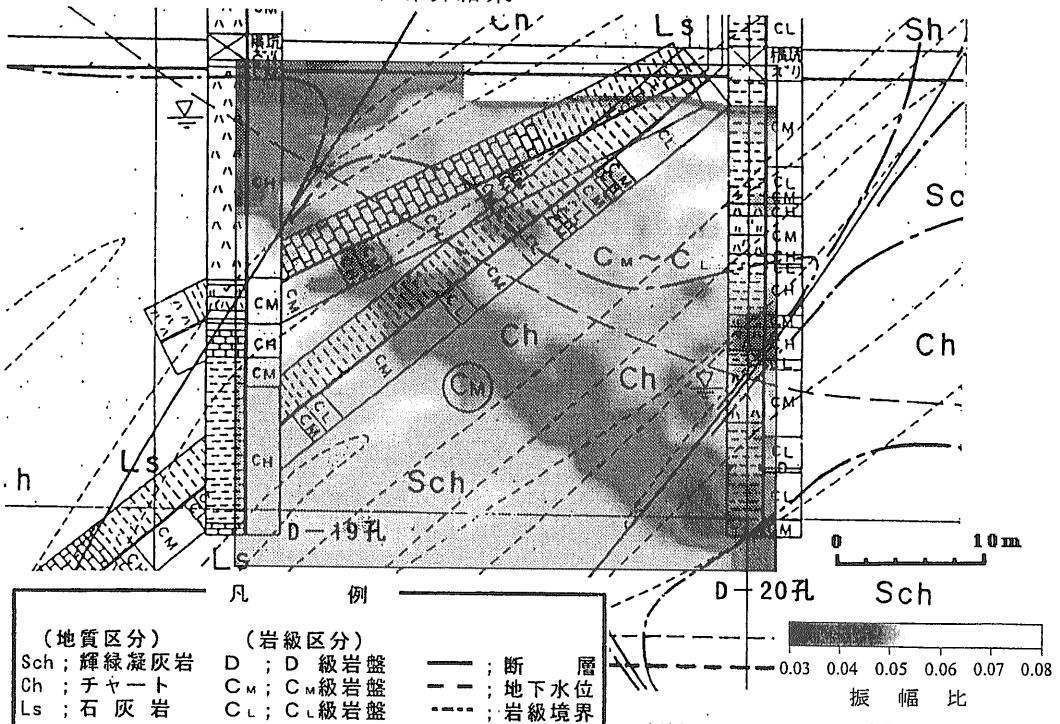


第6図 孔内物理検層の調査結果。

a) 速度トモグラフィ解析結果



b) 振幅減衰トモグラフィ解析結果



凡 例	
(地質区分)	(岩級区分)
Sch ; 輝緑凝灰岩	D ; D級岩盤
Ch ; チャート	C <sub>M</sub> ; C <sub>M</sub> 級岩盤
Ls ; 石灰岩	C <sub>L</sub> ; C <sub>L</sub> 級岩盤
	— ; 断 層
	- - - ; 地下水位
	· · · · · ; 岩級境界

\* 振幅比が小さいほど振幅減衰が大きいことを表す。

第7図 トモグラフィ解析結果と地質・岩級区分との対比。

地下水面と速度及び減衰分布にみられる物理量のコントラストは調和するが、境界面の上部では速度が速く、かつ電磁波の減衰は少ない。したがってC<sub>M</sub>～C<sub>L</sub>級に分類される境界面の上部では風化が進んでいるものの地下水面より上部に位置することから粘土化が進んでおらず良導電性粒子の数が増えていないことにより減衰も少なく、かつ含水の少ない間隙が多くあるので伝搬速度が速くなると推定できる。

#### 4. まとめ

以上、反射法を用いた2地区における探査結果によると、反射信号の波長は1m程度である。深度方向の分解能はパルス波形の場合、波長の1/2で規定される。すなわち探査結果例の分解能はいずれも数十cmである。ただし波長は地中における電磁波の伝搬速度に依存するため、分解能にも影響を与える。したがって実際の測定に入る前にフィールド・テストを実施して高分解能を維持できる周波数帯域を選定する必要がある。

探査深度を維持するためには地中における導電率の情報が必要である。地中伝搬する電磁波エネルギーの減衰は周波数、誘電率及び導電率の関数となるが、第一次近似として導電率の影響が最も大きい。したがって探査測線上において電気検層を予め実施して比抵抗分布を知ることが重要である。

地中レーダ探査によって明かとなるのは第一に探査測線下における平均誘電率である。電磁波の場合は波動インピーダンスのコントラストが大きい部分で反射が起こる。地中の導電率が電磁波の周波数や誘電率に対して無視できるほど十分小さい場合(この仮定は地中レーダ探査法では多くの場合で成り立つ)、波動インピーダンスは誘電率の平方根に反比例する。すなわち地中レーダ探査法では反射断面から測線下の反射係数を抽出することによって、将来的に誘電率の断面分布を取得できる可能性がある。

しかし、地中レーダ探査を実施して誘電率分布が明かになったとしても、誘電率自体がなじみの薄い物理量であるし、地質構造の解明に対する誘電率分布の有用性についても確かではない。

地すべり構造に関して言及すると、地下水位面や粘性土の分布などは誘電率よりは導電率に係わる問題である。また筆者らは地中レーダ探査の結果から地耐力に係わる様な物理量が導かれるか否かについても検討したいと考える。

電磁波の反射面と調査ボーリングの結果を対比すると、N値の変化点に反射面が対応することが多い。一般にN値は経験的にS波速度と相関関係があることが知られているのでN値は地盤の「堅さ」を何らかの形で表していると考えられる。一方、気体や液体の誘電体(絶縁体)については誘電率と密度の関係がクラデゥス-モソッティーの式として定式化されている。したがって誘電体に成立する関係が直接的に地盤に適用できるとは考えづらいが、地中において剛性率や密度が変化する場所では誘電率の変化を伴い電磁波の反射面が出現する可能性は高い。

次に誘電率と導電率の関係について考える。笠井 他 (1996b)は電磁波の伝搬速度から導かれる地中の見かけ比誘電率  $\epsilon_r$  とエネルギーの損失を伴わない真の比誘電率  $\epsilon'_r$  の関係を次式の様に求めている。

$$\epsilon_r = \epsilon'_r + 3.548 \times 10^4 \times (\sigma \cdot v / \omega)^2$$

(SI単位系)

ここで  $\sigma$ 、 $v$  及び  $\omega$  は地中の導電率、電磁波の伝搬速度及び周波数を表す。上式は導電性の媒質中では導電率に応じて見かけ比誘電率は真の比誘電率より大きくなることを示している。また上式は見かけ比誘電率と電磁波の周波数を与えると導電率が導かれることを意味する。したがって地中レーダ探査を実施して見かけ比誘電率の断面分布が求められれば、周波数は既知量であるから導電率または比抵抗分布を取得することが可能である。

当面は地質構造図の精度を高めるために地中レーダ探査法を適用することを考えたい。地中レーダ探査法は高分解能であるが故に地中から得る情報は多い。電磁波の反射面と成り得るのは地層境界だけではないので、得られた反射断面から目的に応じて個々の反射面に意味付けする必要がある。そのためには地中レーダ探査法だけでは地質構造の解明は困難であり、探査測線上に調査ボーリング、貫入試験や調査孔を用いて電気検層、密度検層などの物理検層を実施して他手法による探査結

果と良く対比して構造を考えなければならない。

次に反射面深度の誤差について述べる。電磁波の伝搬距離、伝搬時間及び速度の関係から反射面深度の誤差を見積もると以下のとおりである。

$$\delta R/R = \delta v/v$$

ここで、R及び $\delta R$ は平均速度が $v$ であるときの反射面深度及び誤差を表し、 $v$ 及び $\delta v$ は平均速度及び実際の伝搬速度と平均速度の差を表す。ただし、反射時間断面における反射面の位置に誤差は含まないと仮定する。本編では紹介していないが、筆者らが実施した砂層を主体とする地盤(比誘電率は15~20程度の地盤)における探査結果によれば、実際の反射面深度の誤差は深度40mに対して2m程度である。電磁波を用いる反射法においては波動エネルギーの減衰が大きいため、ワイド・アングル法による速度解析では深度方向に対する速度分布を正確に把握できないのが現状である。したがって非導電性媒質が仮定できる場合、伝搬速度は比誘電率の関数となるから深度方向の正確な速度分布を求めるためには調査孔を用いた原位置における比誘電率の測定またはサンプルを用いた比誘電率の室内測定を実施することが必要となる。

#### 文 献

阿部信太郎・小田義也・宮腰勝義・井上大栄(1998a): GPR反射法探査と反射法地震探査の併用による断層のイメージング: 猿投・境川断層における探査例。地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 326。  
 阿部信太郎・小田義也(1998b): GPR 3次元反射法探査による断層のイメージング: 3次元データの効率的な地質構造解釈について。地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 326。  
 赤澤 貴・山田茂治・笠井弘幸・野口静雄・中村三郎(1998): 地すべり地の浅層構造に対する連続波地中レーダ法とEM法の適用性。第37回地すべり学会研究発表講演集, 261-264。  
 Beres, M., Green, A., Huggenberger, P. and Horstmeyer, H. (1995): Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-

dimensional georadar. *Geology*, 23, 1087-1090。  
 林 泰幸・山田茂治・笠井弘幸・野口静雄・川太 誠・中村三郎(1997): 連続波地中レーダ探査法による地すべり地の浅層構造探査。第36回地すべり学会研究発表講演集, 399-402。  
 笠井弘幸(1994): ジオトモグラフィによる地質・地下水・すべり面の把握。シンポジウム 地すべりの計測に関する諸問題, 地すべり学会, 12-21。  
 笠井弘幸・西山英一郎・糸賀浩之・佐々木靖人・藤井厚企・中村三郎(1996a): 電磁波反射法による地すべり斜面の浅層構造探査。第35回地すべり学会研究発表講演集, 269-272。  
 笠井弘幸・阿部信太郎・鈴木浩一(1996b): 活断層の地中レーダ法によるイメージング: その現状と展望。活断層研究, 15, 73-86。  
 笠井弘幸・林 泰幸・西山英一郎(1998): GPRによる兵庫県淡路島における活断層のイメージング。地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 326。  
 倉本真一(1998a): 3D-GPRによる日本海東縁、観音寺断層の活動度。地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 201。  
 倉本真一(1998b): GPRによる活断層調査の評価。地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 327。  
 建設省土木研究所(1995): 新地盤探査技術の開発、斜面の探査技術の開発に関する共同研究報告書(その1)、電磁波反射法による斜面の精査技術, 102-124。  
 古家英和・原 晴彦・笠井弘幸・伊藤牧人・榎原信夫・吉岡敏和(1996): ステップ式連続波地中レーダ探査法による活断層のイメージング、淡路島 先山断層の例。物理探査学会第94回学術講演会論文集, 64-68。  
 中村三郎・糸賀浩之・笠井弘幸・野口静雄・登内正治(1993): ステップ式連続波地中レーダ探査法による地すべり地地盤構造探査。第32回地すべり学会研究発表講演集, 243-246。  
 中村三郎・東 年春・笠井弘幸・内田 敬・登内正治・野口静雄(1994): 川崎式連続波地中レーダ探査法による地すべり地地盤構造探査。第33回地すべり学会研究発表講演集, 173-176。  
 鈴木浩一・小田義也・谷 和夫・茂木 透・林 泰幸・城森 明(1996): 野島断層における3次元比抵抗法とステップ式連続波地下レーダ法探査。物理探査, 49, 6, 511-521。  
 高橋 亨・野崎京三・島 裕雅・山根 誠・五十嵐 亨(1996): 野島断層における各種物理探査法の適用実験。物理探査, 49, 6, 498-510。

KASAI Hiroyuki, NISHIYAMA Eiichiro and SUZUKI Keiichi (1999): Some examples of engineering geological survey with ground penetrating radar.

< 受付: 1999年4月1日 >