

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—

平成7年3月

建設省土木研究所環境部

地質研究室

朝 日 航 洋（株）

川 崎 地 質（株）

戸 田 建 設（株）

Copyright © (1995) by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

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—

建設省土木研究所	環境部長	竹中	林征	三夫
	地質研究室長	村中	康靖	人一
	同 研究員	佐々木	健一	企*
	同 研究員	浅井	厚和	典博
	土質研究室	藤井	田友	隆治
朝日航洋(株)	技術開発室長	高田	谷川	正雄
	エアボーン事業部理事	鎌倉	内口	寛幸
	同 所長	登野	沼井	弘一
川崎地質(株)	開発部長	大笠	山賀	英浩
	同 次長	西糸	賀田	茂治
	同 課長	山拓	殖村	泰光
	同 課長	岡村	光政	
	同 主任	請川	誠昭	
	同 主任	原敏	将史	
	同 主任	内藤		
	同			
戸田建設(株)	土木技術開発室			
	プロジェクトマネージャー			
	同プロジェクトサブマネージャー			
	土木技術開発室			
	同			

*：元 地質研究室

要旨

本報告書は、建設省と民間16社の共同研究として実施した「新地盤探査技術の開発」の中の「斜面の探査技術WG」の一部である「電磁波反射法班」の研究成果をとりまとめたものである。本研究では、地盤の内部構造を詳細に探査する技術として電磁波反射法を取り上げ、斜面に適したシステムを検討するとともに、様々なタイプの機器（パルス型2種及び連続波型2種の計4種）を用い、室内及び様々な斜面（表層崩壊、岩盤崩壊、地すべり等の斜面）で探査実験を行った。その結果から、斜面に対する適用性（適用地盤、適用限界等）を明らかにし、斜面に対する探査・解析・判読技術を整理した。

キーワード：斜面、電磁波反射法、物理探査、地質調査

ま え が き

本報告書は、平成4年度から平成6年度にかけて、官民連帯共同研究として実施した「新地盤探査技術の開発」のうち、「斜面の探査技術の開発」ワーキンググループの成果の一部である。

「斜面の探査技術の開発」ワーキンググループでは、地表踏査やボーリング調査などの線・点的な地質調査手法に依存している斜面の地質調査をより合理的かつ効率的なものとするために、面的な地質調査手法である物理探査手法を適用する方法について検討した。特にワーキングでは斜面に対して今後有望な物理探査技術として、空中電磁法による斜面地質概査、電磁波反射法による斜面地質精査、比抵抗法自動測定システムによる斜面の維持管理、の三つの物理探査手法を取り上げ、その適用性を検討した。本報告書は、これらのうち電磁波反射法による斜面地質精査技術について検討した結果である。

本研究は土木研究所および公募により選定された民間会社により進められているが、研究の実施に関してはこのほか多くの方々にご協力、ご助言を賜っている。ここに厚くお礼申し上げる。

建設省土木研究所地質研究室長

中村康夫

目 次

まえがき

1. 電磁波反射法による斜面の探査法	1
1.1 探査法の概要	1
1.1.1 斜面災害と地質調査	1
1.1.2 適用範囲	2
1.2 探査方法	4
1.2.1 探査原理	4
1.2.2 探査法の類型	9
1.2.3 探査装置の種類と仕様	12
1.2.4 探査手順と留意点	15
2. データ処理	19
2.1 概要	19
2.2 データ処理	19
2.2.1 前処理	19
2.2.2 走時-深度変換処理	20
2.2.3 信号(波形)処理	20
2.3 出力	22
3. 探査結果の判読・解釈	24
3.1 判読・解釈の流れ	24
3.1.1 探査結果の判読	24
3.1.2 地質データとの対比	24
3.1.3 構造解釈	24
3.1.4 物性解釈	24
3.1.5 地質解釈図の作成及び探査結果の評価	25
3.2 パルス型による表層崩壊性斜面の判読・解釈	25
3.2.1 斜面表層の構造	25
3.2.2 斜面表層の構造に対する電磁波反射法の適用性	26
3.2.3 斜面表層の探査深度、探査精度及び分解能	26
3.2.4 斜面表層の探査・解析・判読・解釈時の留意点	28
3.3 連続波型による地すべり斜面の判読・解釈	28

3.3.1	プロファイルの表示・判読基準及び探査深度・分解能	28
3.3.2	地すべり斜面の探査・解析・判読・解釈時の留意点	30
3.4	連続波型（SFレーダ）による岩盤崩壊性斜面の判読・解釈	33
3.4.1	岩盤崩壊性斜面の構造	33
3.4.2	岩盤崩壊性斜面への電磁波反射法の適用性と留意点	34
3.4.3	探査データの判読と地質解釈	36
4.	探査事例	39
4.1	基礎実験	39
4.1.1	パルス型による岩盤内亀裂のモデル実験	39
4.1.2	パルス型による土質境界のモデル実験	45
4.1.3	パルス型による土研地質野外実験場の探査実験	50
4.1.4	連続波型による土研地質野外実験場の探査実験	54
4.1.5	パルス型による茨城県Y採石所の岩盤亀裂探査実験	60
4.1.6	パルス型による宮崎県日向採石所の破碎帯探査実験	65
4.1.7	連続波型（SFレーダ）による福岡県O採石所の岩盤亀裂探査実験	69
4.2	実斜面の探査実験	74
4.2.1	表層崩壊	74
4.2.2	地すべり	102
4.2.3	岩盤崩壊	125
あとがき		154

1. 電磁波反射法による斜面の探査法

1.1 探査法の概要

1.1.1 斜面災害と地質調査

斜面災害は、斜面を構成する地質や構造とそれらに作用する外力の働き方によって、さまざまな形態をとる。斜面災害は、斜面の構成物質自体が重力の影響下で変位・移動することによって発生するため、大雨に伴う中間流や地震時の水平加速度等の付加が契機となるにしても、災害の形態を決定する上で、自重の働き方を制約する内部構造が重要な要因となると考えられる。

したがって、斜面防災を観点として地質調査を行なう場合、斜面の内部構造をできるだけ具体的に把握し、その上で、移動土塊となる斜面部分の広がりや深さの分布を明らかにすることが肝要と考えられる。

表1.1.1-1は、斜面災害をもたらす斜面変動の形態を、便宜上、地すべり（岩すべりを含む）・岩盤崩壊（浮石型落石を含む）・表層崩壊（転石型落石を含む）とに分類し、留意すべき地質構造およびその性状を整理したものである。

表1.1.1-1 斜面変動において留意すべき地質構造・地質性状¹⁾

斜面変動形態	留意すべき地質構造・地質性状など		
	すべり面に関するもの	移動土塊に関するもの	その他
地すべり，岩すべり	層境，断層，すべり粘土など	岩質，風化，緩みなど	地下水面， 変位の進行 など
岩盤崩壊，落石（浮石型）	亀裂，節理，断層など	岩質，緩みなど	
表層崩壊，落石（転石型）	転石の根の深さ，表土厚など	表層土質など	

これらの地質構造や地質性状のうち、岩質・風化・緩み領域等に関しては、弾性波探査あるいは地表踏査等によって、それらの概略を把握する方法が取られる場合が多いが、その他の大部分の項目については、ボーリングあるいはサウンディング等の直接的な診断に頼らざるを得ないのが現状である。

しかし、こうした直接的な手法による調査は、具体的な情報が得られる点で有効性が高いが、地点毎のデータであるため、すべり面のような連続的な斜面内部構造を、構造に沿って細かく追跡することが難しい点が指摘されている。

斜面変動に重要な関わりを持つ内部構造について、連続的な断面で捕らえる有効な調査法として、電磁波反射法（地中レーダ探査法）が挙げられる。

電磁波反射法は、10～1000MHz程度の帯域に属する電磁波（レーダ波）を地中に送信し、地質（斜面構成物質）の電磁気学的性質の違いを反映した反射構造（層理や断層・割れ目等の内部構造）を把握しようとする手法で、測線に沿った連続プロファイルが比較的簡便に得られるばかりでなく、測線を面的に展開することにより、三次元的に斜面構造を把握することも可能な方法である。

電磁波反射法に使用する装置には、パルス波型と連続波型とがある。

パルス波型は実用化が早く、商業的に多く使われてきているが、連続波型は開発段階のものが多く、実際の適用例は少ない。パルス波型の装置では、時間的に圧縮したレーダー波を用い、時間領域で直接反射波の走時を計測するが、連続波型では、一定の周波数帯域のレーダー波を用い、周波数領域で反射波の位相と振幅を計測した後、時間領域のデータに変換するという方法をとる。

このため、パルス波型では連続波型に比較して単位時間内の送受信数が多く取れ、移動方向でのデータ密度を高くすることができ、探査速度も早くなる。

一方、パルス波型の測定系では、 S/N 比が数十デシベル程度の装置が用いられることが多いが、連続波型では一百デシベル前後の装置が用いられることから、比較的弱い出力での探査が可能である。また、複数の反射面をターゲットとして捕らえやすいという特長をもっている。

1.1.2 適用範囲

1) 斜面災害の形態と使用装置

斜面災害の形態に対する使用装置の制約は原則的になく、どちらのタイプの装置を用いてもよい。

しかし、表層崩壊のように、比較的浅層部分の斜面物質が基盤面に沿って板状に滑落するような現象では、小型のパルス波型の装置が使いやすく、地すべりや岩盤崩壊のように、比較的深部の構造が対象となる場合は、指向性のよいアンテナと組み合わせた、連続波型の装置が有利と考えられる（表1.1.2-1）。

電磁波反射法は間接的に地下構造を把握する探査手法であり、得られた結果（プロファイル）を現実のものとするには、ボーリングデータや野外観察等から得られる真値と比較する必要がある。また、別の探査手法の結果とも照合することも、地下構造を具体的に把握する上で有効な方法と思われる。

2) 可探深度

可探深度は、レーダ波の伝搬に影響する斜面構成物質の電磁気学的性質に大きく依存するが、使用する送信周波数や送信出力等の測定条件によっても異なる。

レーダ波は、媒質の比誘電率によって伝搬速度が異なるため、二つの異なる媒質が構造的に接する場所では伝搬経路が変化し、屈折や反射といった現象を起こす。この反射波の走時から反射面の深さを知るのが、この探査法の原理である。

斜面構成物質の比誘電率は、固体粒子のサイズや組成ならびに間隙率や含水率によって異なる。とくに、地表の物質で最も大きな比誘電率を持つ水の含有率、あるいは、その水を含み易い粘土の含有率によって大きく影響される。大きな比誘電率を持つ媒質では、伝搬速度が遅くなり、可探深度は浅くなる。また、地下水面以下の反射構造は、比誘電率の差が相対的に小さくなり、構造が分かりにくくなる傾向がある。

可探深度は構成物質の性状や構造および測定条件によって異なるが、斜面表層をパルス型装置で探査した結果をみると、地表面より3m～4mまでの反射面が捕らえられており、地すべり地を連続波型装置で探査した例では、地表面より30m付近の反射面が得られている。

3) 分解能

斜面の深さ方向における分解能は、使用するレーダ波の周波数に依存し、周波数が高くなるほど分解能もよくなる。一般には100MHzから1000MHzの帯域のレーダ波が用いられるが、この帯域では数m以内の探査深度となるが、分解能は数十cmより小さいことが普通である。

パルス型装置における周波数と測定対象の概略の対応性を表1.1.2-2に示す。

連続波型では、使用する周波数帯域の逆数が分解能に関係し、帯域を広げることで分解能を上げることができる。例えば、比誘電率4程度の岩盤で、600MHz（例えば200～800MHz）の周波数帯域を用いると、理論上約10cmの分解能となり、また、反射信号の減衰振動の影響が少ないことから、パルス型に比較して高い分解能が得られることが知られている。

パルス型装置を用いた岩塊の人工亀裂探査実験(500MHz)では、深さ19.6cmの位置で約1cm以上の開口亀裂が検出され、亀裂を飽和した粘土で充填した場合、幅2～3cmの亀裂からも、反射が得られている。

また、同様の探査実験で、粘土を挟む人工亀裂の場合では、6.0mの深さの0.1m程度の亀裂が捕らえられることが明らかにされている（4章参照）。

しかし、実際の現場に適用した場合、複雑な斜面構造や物質組成のため、乱雑な反射信号が合成される結果、分解能は見かけ上低くなる傾向が認められる。

表1.1.2-1 斜面変動形態に対する探査装置

斜面変動形態	探査すべき地質構造・地質性状など	対応する探査装置
地すべり、岩すべり	・数m以深のすべり面や亀裂構造 ・地下水面 ・地質層状、風化帯	100MHz以下の周波数帯域を用いた連続波型探査装置
岩盤崩壊、落石（浮石型）	・数m以深の亀裂分布、開口部（空洞） ・亀裂・節理に囲まれたブロック ・風化・破碎箇所分布	300MHz以下の周波数帯域を用いた連続波型探査装置（浮石は300MHz以上の波）
表層崩壊、落石（転石型）	・数m以浅の基盤面 ・表土中の岩屑部や土層の分布 ・転石の根の深さ	300～500MHz 前後の周波数を用いたパルス型探査装置（転石は500MHz以上の波）

（対応する探査装置の内容は目安であり、現場の地質構造や地質性状から、適宜選定する）

表1.1.2-2 パルス波型探査装置の周波数と探査対象

周波数	パルス幅	おもな探査対象
1000MHz ～800MHz	1ns ±	土木構造物の薄層部検査など
500MHz ～300MHz	2ns ±	斜面表層構造探査など
100MHz 以下	6ns ±	地すべり面探査、岩盤探査など

1.2 探査方法

1.2.1 探査原理

電磁波反射法は、電磁探査（EM）と総称される物理探査技術の一種で、比較的浅層の土層や岩盤構造を高い分解能で探査し得る手法として知られている。

探査原理は、レーダ波と称される周波数帯域（10～1000MHz）の電磁波を地中に向けて送信し、断層破砕帯などの電磁氣的境界面からの反射信号を受信し、データを加工することにより、地層断面画像などを得る仕組みになっている（図1.2.1-1）。

この方法は、地震探査法や音波探査法に類似しているが、レーダ波の媒質中への伝播速度や減衰率が高周波領域における媒質の電氣的性質（誘電率および導電率）に影響を受ける点が異なっている。

レーダ波の誘電伝搬は、絶縁性や導電性の乏しい媒質中で、原子核に対する電子の僅かな偏位が次々に生ずることで行われる。

一般に、乾燥した地盤では4～8程度の比誘電率（以下誘電率と略記する）であるが、水は80と大きく、レーダ波の伝播に最も強い影響を与える。以下に、地中におけるレーダ波の伝播に関する基本的事項を整理する。

1) 地盤の誘電率

地盤の表層は、岩石が風化分解した土粒子、および間隙中の水や空気から構成される。

こうした地盤の誘電率は、その組成によって値が大きく変化し、誘電率がレーダ波の伝搬速度に影響することから（1.2.1, 2）、探査から得られた往復時間の深度への推定を難しくしている。

探査地盤の誘電率については、誘電率計で計測する方法もあるが、1.2.2に示す透過法やワイドアングル法を用い、現地で測定するのが最も実用的であると考えられる。

一方、こうした物質の誘電率は、次の経験式で求めることもできる3）。

$$\sqrt{\epsilon_r} = n(1-S) \sqrt{\epsilon_a} + nS \sqrt{\epsilon_w} + (1-n)CL_v \sqrt{\epsilon_{cl}} + (1-n)(1-CL_v) \sqrt{\epsilon_s}$$

$\sqrt{\epsilon_r}$	= 地盤の誘電率	n	= 間隙率
$\sqrt{\epsilon_a}$	= 空気の誘電率	S	= 飽和度
$\sqrt{\epsilon_w}$	= 水の誘電率	CL_v	= 粘土の含有率
$\sqrt{\epsilon_{cl}}$	= 粘土の誘電率		
$\sqrt{\epsilon_s}$	= 岩石の誘電率		

なお、上式は、粘土含有率が大きい場合、実験結果との誤差が大きくなり、不適切となることが知られており、粘土分を含まない砂質地盤に対しては、粘土の項を含まない次式が適用されることが多い。

$$\sqrt{\epsilon_r} = n(1-S) \sqrt{\epsilon_a} + nS \sqrt{\epsilon_w} + (1-n) \sqrt{\epsilon_s}$$

さらに、空気および水の項にそれぞれ $\epsilon_s = 1$ および $\epsilon_w = 81$ を与えると、以下の簡便式が得られる。

$$\sqrt{\epsilon_r} = 8nS - n + 2$$

この式に、表 1.2.1-1 に示す媒質の誘電率 ϵ_r から適当なものを選び、間隙率や飽和度を推定して与えると、地盤の誘電率の見当をがつけることができる。

2) 伝搬速度と伝搬時間

a. 伝搬速度

地表から大地に向けて放射された電磁波の伝搬速度は、媒質の誘電率 ϵ 、透磁率 μ 、誘電率 σ ならびに周期 $\omega (= 2\pi f, f$; 周波数) に依存し、次式で表される¹⁾。

$$V = (1/\epsilon\mu)^{-1/2} \times (1/2) \{ \sqrt{(1 + \sigma^2/\omega^2\epsilon^2)} + 1 \}^{-1/2}$$

ϵ ; 誘電率

μ ; 透磁率

σ ; 導電率

ω ; 周 期

ここで、高い周波数の電磁波を用いる ($\sigma/\omega \cdot \epsilon \approx 0$)、媒質が非磁性体である ($\mu \approx 1$) との条件の下で整理し、真空中での電磁波の速度を C_0 とすると、伝搬速度の簡便な表現を得る。

$$V = C_0 / \sqrt{\epsilon}$$

b. 伝搬時間

電磁波反射法は、レーダ波の発信方式や信号処理の方法の違いに関わらず、地中の反射面までの電磁波の往復時間 (t) からその深さを求めている。

アンテナが地表に密着しており、システムにおける遅延時間を無視した場合、深さ D は、

$$2D = v \cdot t \quad ; \quad (v = c_0 / \sqrt{\epsilon_r}, c_0 = 30 \text{ cm/ns})$$

v ; 伝搬速度

t ; 往復時間

c_0 ; 空気中の伝搬速度

で表される。すなわち、地盤の誘電率が適正に与えられることが必要である。

また、誘電率が判らない場合には、図 1.2.1-2 のようにアンテナ間隔 L を適当な間隔にとり、順次測定を繰り返せば、

$$D_1 = t_1 L / \sqrt{(t_2^2 - t_1^2)} - h_1$$

D_1 ; 物標までの深さ t_1 、 t_2 ; 経路通路時間

L ; アンテナ離隔 h_1 ; アンテナ接地高

から誘電率 ε にかかわらず深さを求めることができる。

3) 反射強度

電磁氣的物性の異なる二層があるとき、地中を進行してきた電磁波 (I) は一部が反射され、残りは更に深く進行することになる (図 1.2.1-3)。

反射係数 (R) を、(反射電界) / (入射電界) の比で定義すると、

$$R = (\mu_2 K_1 - \mu_1 K_2) / (\mu_2 K_1 + \mu_1 K_2)$$

$$K_i = \sqrt{\{\varepsilon_i \mu_i (1 - j \tan \delta_i)\}}, \tan \delta_i = \delta_i / \varepsilon_i \omega_i, i=1,2$$

が得られる。

ここで、使用する周波数が、レーダ波帯域 (10~1000MHz 程度) であれば、損失角 $\tan \delta \ll 1$ と考えてよい。

また、一般の地盤では $\mu \approx 1$ と考えられるので、上式は次のように簡略化できる。

$$R = (\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}) / (\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2})$$

上式から明らかに、 $\Delta \varepsilon = |\varepsilon_1 - \varepsilon_2|$ が大きいほど明瞭な反射像が得られることになる。また、その境界面が平滑なほど反射面の判別が容易となる。自然斜面のように、物性が除々に変化したり乱雑な場合、判読が難しくなる。例えば、斜面表層に対しては、クラッターの多いデータから表層と基盤との境界をどう定義し、識別するかが重要である。

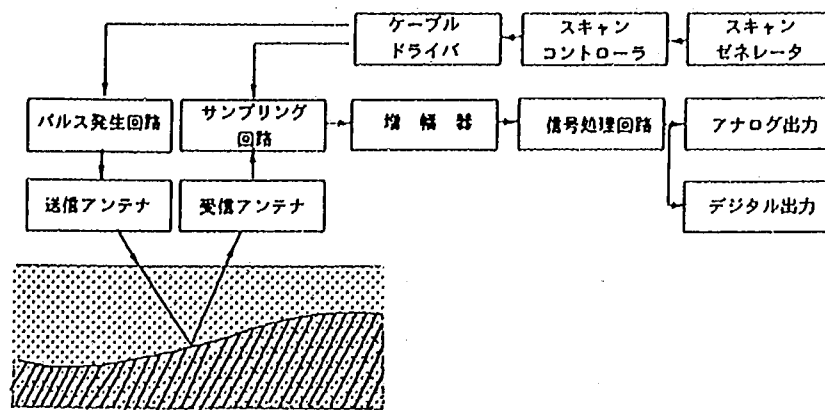


図1.2.1-1 パルス波型探査装置のブロック図²⁾

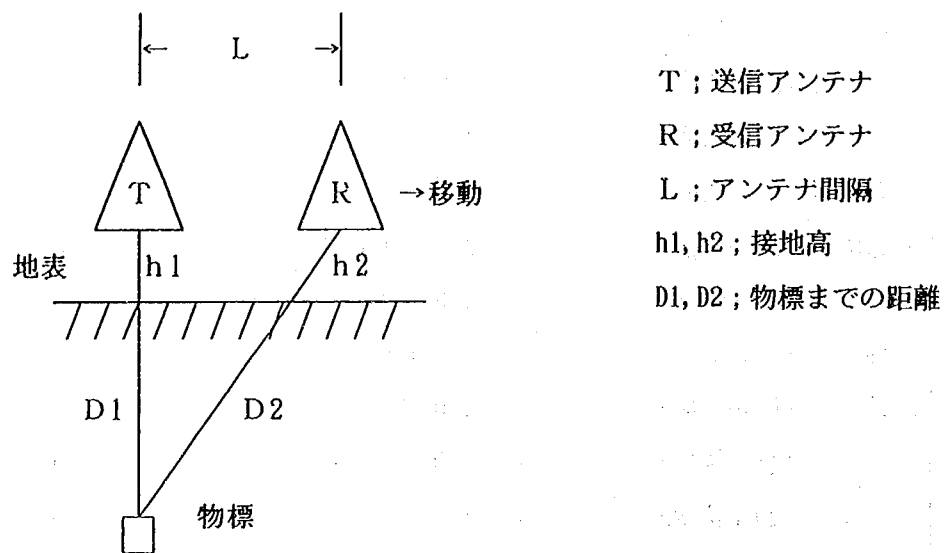


図1.2.1-2 物標の深度の測定法

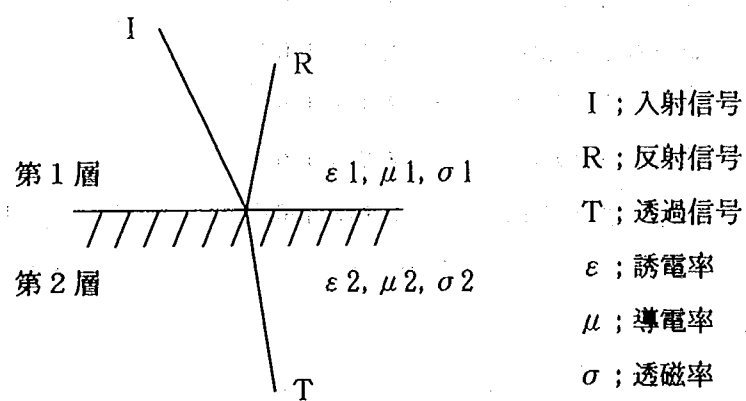


図1.2.1-3 反射境界面の模式図

表 1.2.1-1 主な媒質の導電率及び誘電率⁴⁾

媒 質	導電率 (S/m)	比誘電率
空 気	0	1
純 水	$10^{-4} \sim 3 \times 10^{-2}$	81
海 水	4	81
水 (純水)	10^{-3}	4
水 (海水)	$10^{-2} \sim 10^{-1}$	4 ~ 8
花崗岩 (乾燥状態)	10^{-8}	5
花崗岩 (湿潤状態)	10^{-3}	7
玄武岩 (湿潤状態)	10^{-2}	8
石灰石 (乾燥状態)	10^{-9}	7
石灰石 (湿潤状態)	2.5×10^{-2}	8
頁 岩 (湿潤状態)	10^{-1}	7
砂 岩 (湿潤状態)	4×10^{-2}	6
粘 土 (飽和状態)	$10^{-2} \sim 1$	8 ~ 12
砂 (乾燥状態)	$10^{-7} \sim 10^{-3}$	4 ~ 6
砂 (飽和状態)	$10^{-4} \sim 10^{-2}$	30
シルト (飽和状態)	$10^{-3} \sim 10^{-2}$	10
土 壤-砂 質 (乾燥)	1.4×10^{-4}	2.6
砂 質 (湿潤)	6.9×10^{-3}	25
ローム質 (乾燥)	1.1×10^{-4}	2.5
ローム質 (湿潤)	2.1×10^{-2}	19
粘 土 質 (乾燥)	2.7×10^{-4}	2.4
粘 土 質 (湿潤)	5.0×10^{-2}	15

1.2.2 探査法の類型

電磁波を利用した探査法の類型を図1.2.2-1に示す。

1) 反射法

一定の間隔に固定した送受信アンテナを測定面に向けて設置し、順次、移動させながら測定する方法で、プロファイル法とも呼ばれる。電磁波反射法による探査は、この方法によって行う。

この方法では、送受信アンテナの開きに注意する必要がある。間隔が狭いと直接波の影響が大きくなり、地表付近の反射像が判別しにくくなる。また、アンテナと地表との離隔も少ない方が、直接波の影響が低減できる。

2) 透過法

測定対象を送受信アンテナで挟み測定を行う。この方法は、測定対象の厚さが得られる場合が多いことから、伝搬速度や誘電率を推定するのに利用される。とくに、反射構造が明確で無い場合、岩塊やトンネルとその外壁などを利用して、測定地盤の誘電率を推定しておくが良い。

測定は、送受信アンテナの位置を変えて何回か行い、平均的な値を得るようにすると良い。

また、送受信アンテナの設置面は互いに平行であることが望ましいが、斜交していても差し支えない。この場合は送信点と受信点の離隔を測量しておく必要がある。

3) マルチチャンネル法

反射法的一种であるが、受信点に複数のアンテナを設置し、反射面からの信号を同時に測定する方法で、地震探査法の分野で広く用いられ、電磁波反射法では事例が少ない。

この方法では、測線上に一定間隔の測点を配置し、レーダ波を送信する。これによる反射信号を、測線に直交する方向に一定間隔で配置した受信点で受信し測定を行う。受信点は、測線の両側におく場合と、片側だけの場合がある。いずれの場合も、反射面の3次元構造を探査するのに用いられる。

単体の受信アンテナを受信点上に順次移動させながら測定する方法もあるが、次に述べるワイドアングル法と同じである。また、坑井を利用し、透過法で行えば、ジオトモグラフィーとなる。

4) ワイドアングル法

ワイドアングル法は、1つの送信点に対して一定間隔に配置した受信点で反射信号を測定する方法で、このデータから、0 mオフセット時間ならびに地盤の比誘電率を推定することができる。

一般に、測定記録には、送受信器からアンテナまでの経路ならびにアンテナから地表までの距離の走時が含まれている。このシステムの由来する遅延時間をデータから予め除かないと、正しい深度が得られない。

測定装置によっては、このオフセット量をキャリブレーションできる機能をもつものがあるが、ワイドアングル法を使うと、現場で簡単にこれを求めることができる。

図1.2.2-2に測定例を示す。測定記録の左側にみられる強いウェーブレットは、アンテナ間の直接波であり、右方の黒丸印のウェーブレットが共通反射面の信号を示している。

この結果から、送受信アンテナ間隔の大きさ(X)とその走時(t)の関係を求め、第一層(ϵ_{r1})におけるレーダ波の伝播速度を求めることができる(図1.2.2-3)。

また、 ϵ_{r1} については、

$$\epsilon_r = C_0^2 / V^2 \quad (C_0: 30\text{cm/ns})$$

から、容易に算出することができる。このとき、 t_0 がオフセット時間を表すことになる。

多層構造を持つ地盤に対しては、第1層の比誘電率を全ての層位に当てはめることになり、必ずしも正確な結果が得られない。また、第1層と第2層の誘電率の比 $\epsilon_{r1}/\epsilon_{r2}$ が大きくなると、記録のウェーブレットの判定が難しい場合がある。

しかし、ワイドアングル法は、現場でオフセット量や比誘電率を推定する手法として、実効性の高い方法と言える。

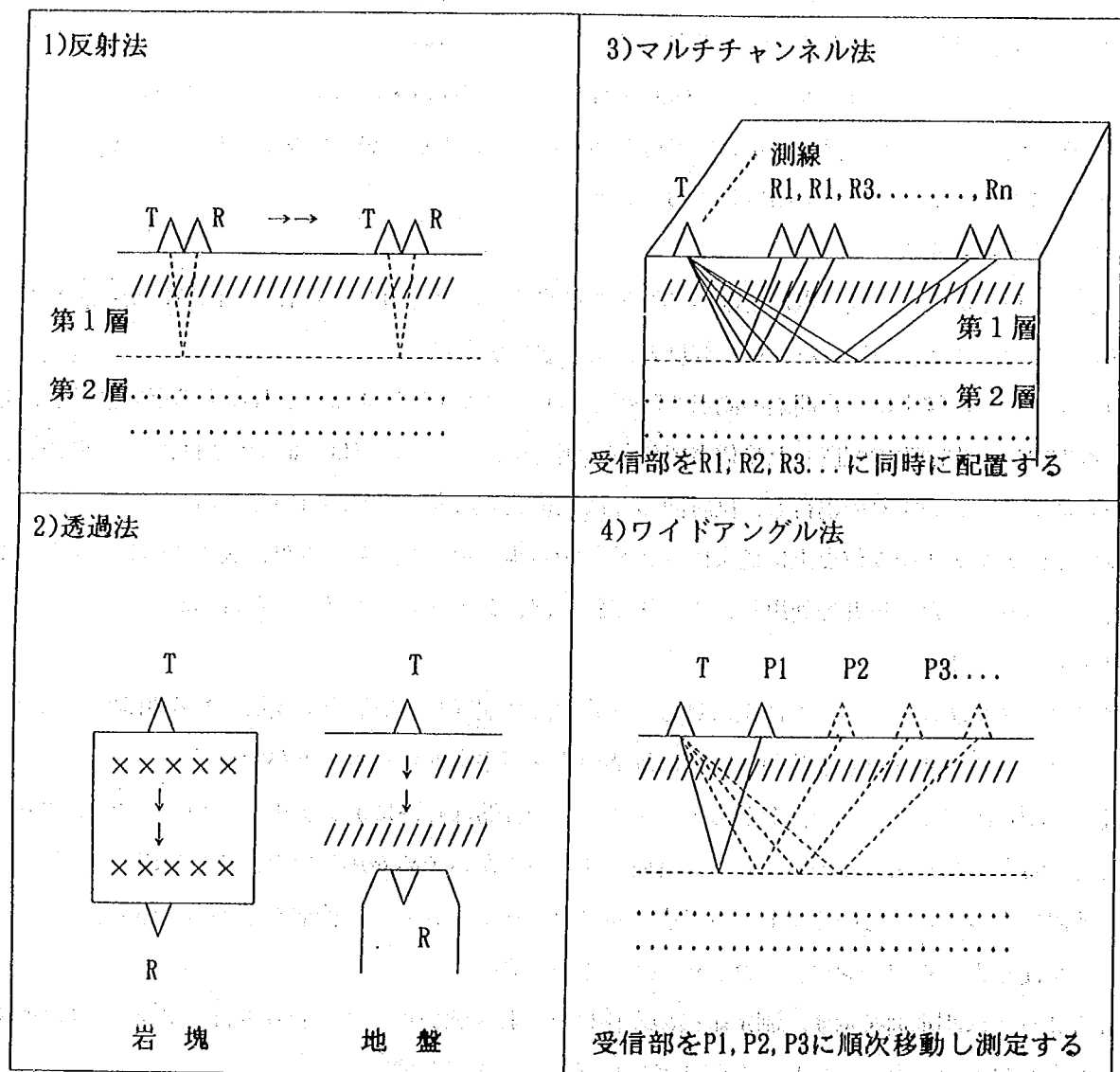
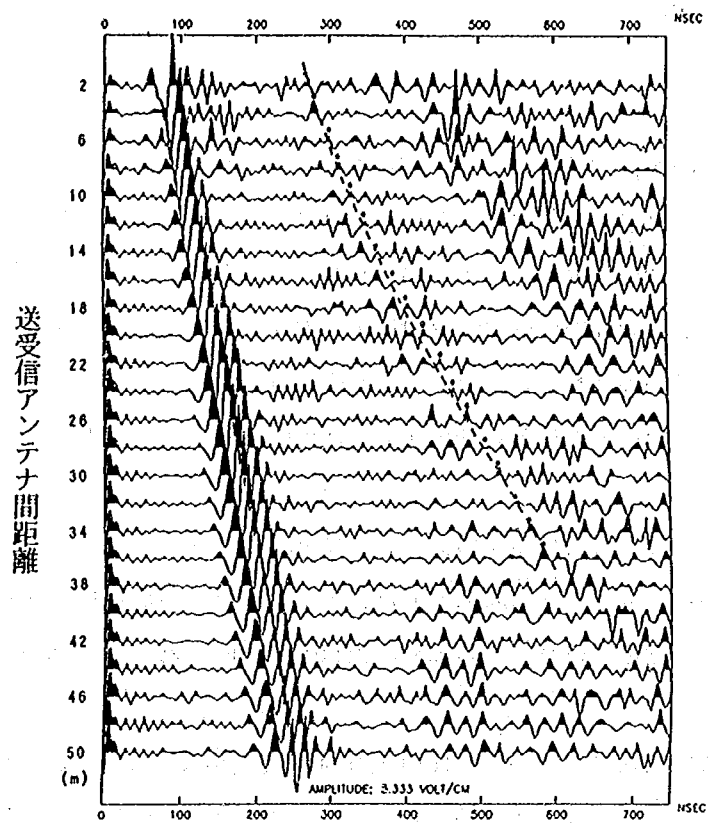


図1.2.2-1 探査法の類型



反射波の到達時刻

図 1.2.2-2 ワイドアングル法測定例

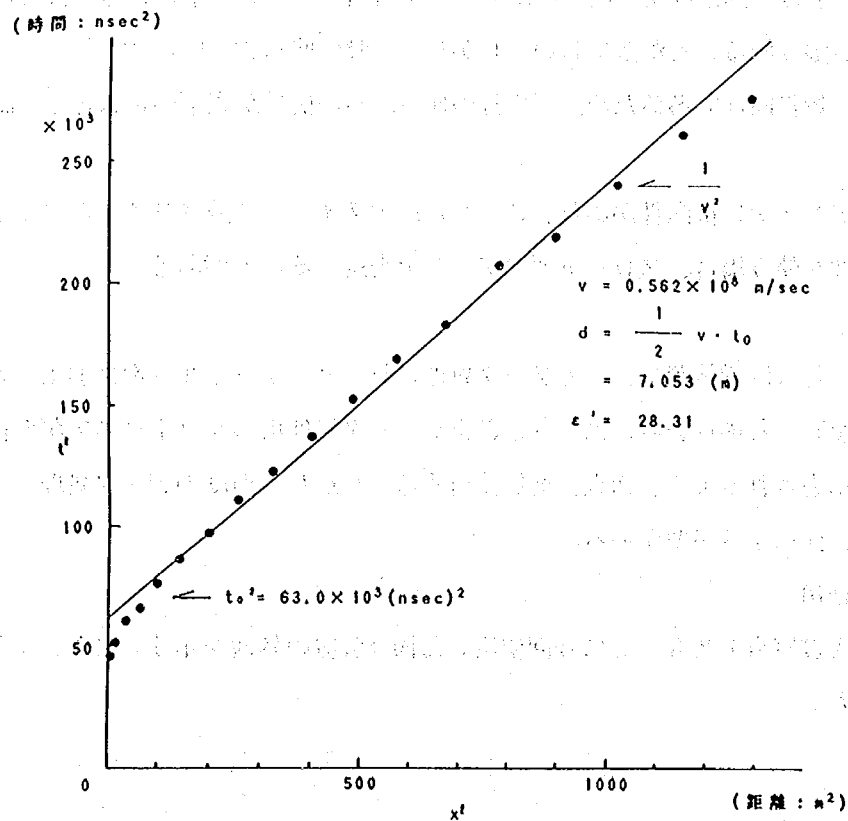


図 1.2.2-3 ワイドアングル法解析例

1.2.3 探査装置の種類と仕様

1) 探査装置の種類

(1) 送受信方式

探査装置は、レーダ波の発信方式によって、パルス型と連続波型とに大別される。連続波型は、さらに送受信方式によって連続波(CW)、FM/CWおよびステップ周波数(SF)などのタイプに分けられる。パルス型では、1ns~10ns程度のごく狭い幅のパルス波を地中に送信し、反射体からの反射波を直接時間領域で測定し、レーダ波の往復時間から反射体までの深さや位置を探査する方式を取っている。連続波型では、一定の帯域の周波数からなるレーダ波を送信し、受信も周波数領域で行う。これをフーリエ変換によって、時間領域のデータに直し利用する方式を取っている。図1.2.3-1に両者の比較を示した⁵⁾。

図の上段は送信出力、中段は応答後の受信信号および下段は位置情報法で、連続波型ではフーリエ変換前の周波数で表現している。ステップ周波数型では、図1.2.3-1の送信信号を細かく分割し、それらの小帯域ごとに逐次送受信し測定を行う。このため、複数の反射面を効率よく捕らえられるとされている。

(2) アンテナ

アンテナは、レーダ波の出入り口であり、使用する周波数(帯域)と良く合致したものを選ばなければならない。アンテナの大きさは、マッチする波長にほぼ比例する。一般には、2分の1波長程度のものが使われている。すなわち、300MHzの波の波長は1mであり、アンテナの大きさは50cm前後となる。したがって、周波数が低くなるにつれアンテナのサイズは増大し、現場における適用性が悪くなる。

電磁波反射法探査では、測定箇所の直下の地盤構造が目的となる。直下の情報を得るためには、送信波のビーム幅をできる限り絞ることが望ましい。しかし、一般に使われているアンテナは、ボウタイ型(ダイポール)が多く、無指向性であるため直下以外の側方からの信号が直下の情報として記録されることになる。

スパイラル型のアンテナは指向性があり、こうした測定ノイズを低減させることができる。

また、高周波の波を使う場合、スロット型のアンテナを用いることがある。

(3) 解析機能

受信された反射信号は解析装置によってデータ処理され、プロファイル画像に加工される(データ処理の詳細は2章を参照)。各探査装置には、さまざまなデータ処理用のソフトウェアが準備されているので、目的の画像が強調出力されるよう、適宜、選択使用する。しかし、過度のデータ処理は、情報の質を落とすことがあるので、注意する必要がある。

2) 探査装置の主な使用

写真1.2.3-1および写真1.2.3-2に今回使用した探査装置の外観を示す。また、主な装置の仕様を表1.2.3-1に整理した。

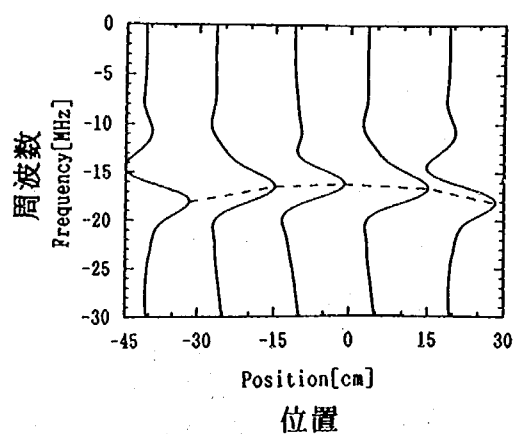
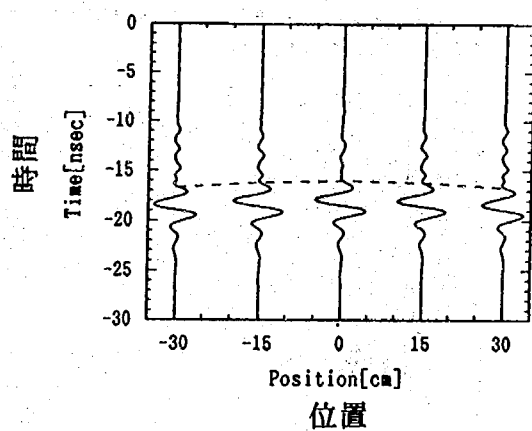
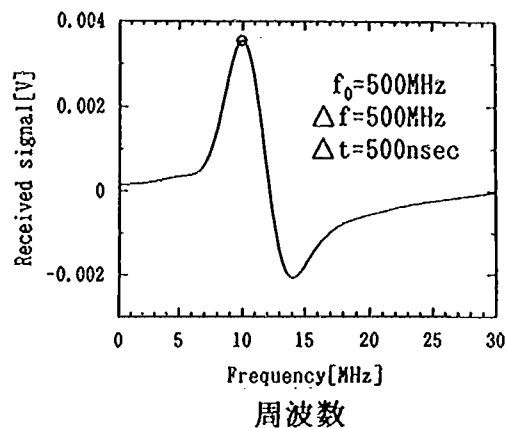
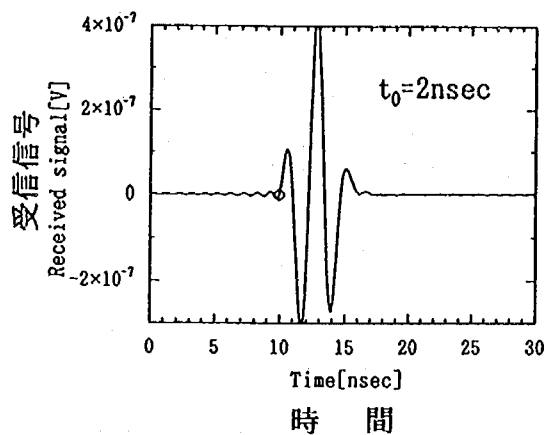
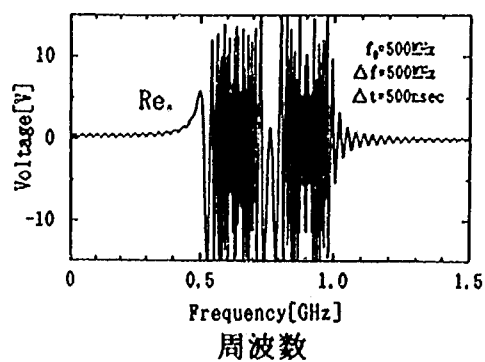
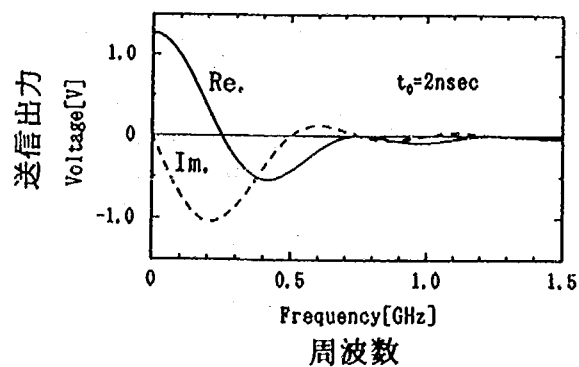


図 1.2.3 - 1 パルス波型と連続波型の測定方式の比較⁵⁾

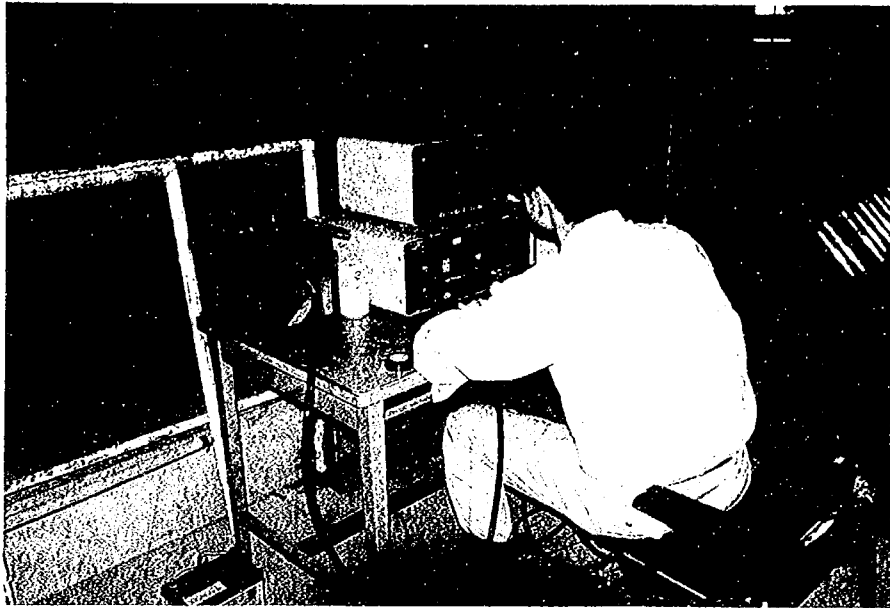
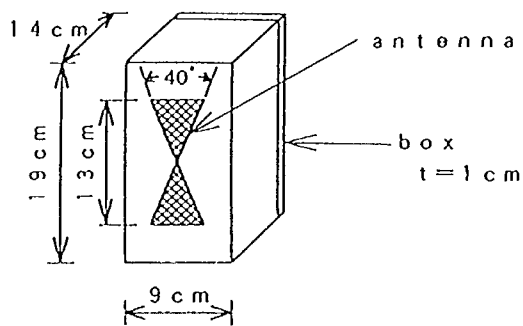
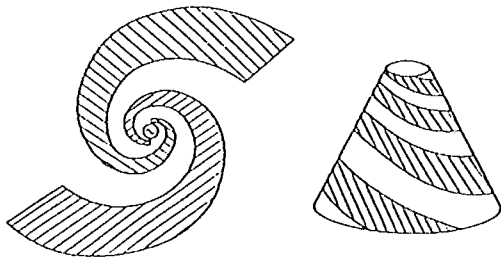


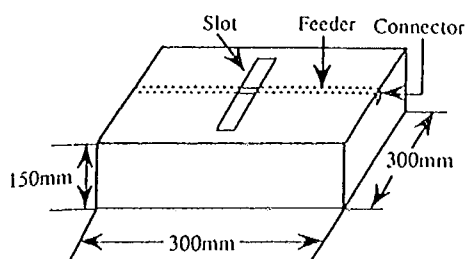
写真 1. 2. 3 - 1 パルス波型探査装置



ボウタイアンテナの例⁶⁾



スパイラルアンテナの概念図⁷⁾



スロットアンテナの例⁸⁾

図 1. 2. 3 - 2 アンテナの形状

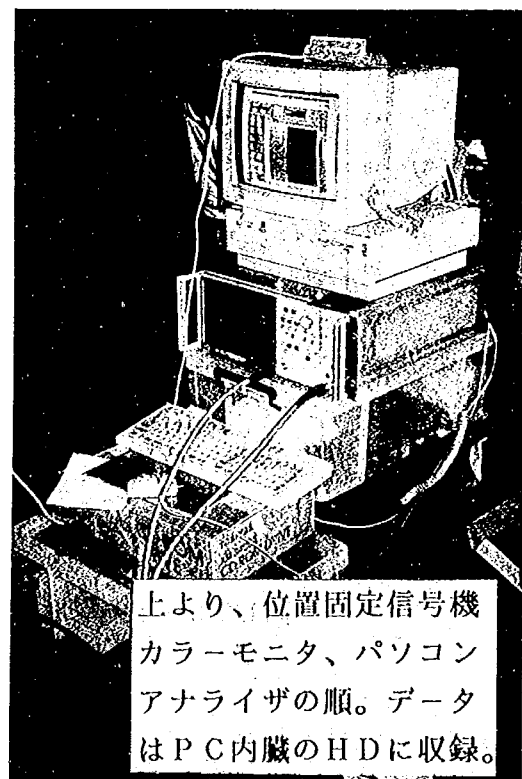


写真 1. 2. 3 - 2 連続波型探査装置

表1.2.3-1 実験に仕様した主な探査装置の仕様

主な仕様		パルス型 (SIR-10)	連続波型 (KGE)	連続波型 (AAC)
送 受 信 装 置	周波数特性 信号波形 信号分解能 受信利得 出力	80MHz~1000MHz パルス 60ps - 可変	20MHz~148MHz ステップ周波数 - 最大110dB 3W(最大5W)	1.3MHz~1.3GHz ステップ周波数 1Hz 平均100dBm 5dB(最大+25dB)
ア ン テ ナ	形式 対応周波数 偏波形式 ケーブル	ダイポール各種 80MHzほか10種 直 線 同 軸	ダイポール各種 20MHz他各種 直 線 光ファイバー	ログスパイラル他 20MHz他各種 円(送受信逆旋) 同 軸
解 析 機 能	信号処理 表 示	マイグレーション他各種、データファイル間演算各種 深度表示、距離表示、ウイグル表示、三次元表示等	フィルタリング、マイグレーション、トモグラフィ等各種 距離表示、地形対応表示、ウイグル表示等	フィルタリング、マイグレーション、ファイル間演算等 距離表示、ウイグル表示 三次元表示等

1.2.4 探査手順と留意点

1) 探査の流れ

図1.2.4-1に探査に必要な工程とその流れを示した。

事前調査では、調査地域における斜面災害の特徴や、地質条件などに関する既存資料を収集し整理する。また、調査項目をよく把握した上で、探査手順を検討し、必要な資機材を準備する。一方、事前に調査地周辺を踏査することが、探査手順を合理的に立案する上で有効である。

基礎データ測定・収集は、現地搬入後、使用する測定系に関する0mオフセット時間の測定や、代表的な地盤地質を選び、透過法あるいはワイドアングル法などにより、比誘電率算定のデータを入手する。また、現地付近の斜面物質ならびに斜面構造の野外観察を行い記録する。

測定では、調査目的にあった測線配置で測定を実施する。また、一つの測定区間に対して、両端からさらに測線を延長させる。および、隣合う両側に補助測線を置くなどして、目的の測線から得られるデータ精度を高める工夫が必要である。この時、必要があれば整地を行っておくとい。

データ処理では、原データに対して各種の信号処理を施し、斜面構造や亀裂を強調し、処理画像として出力する。

検証調査は、レーダプロファイルの解釈を行う上で重要な情報となる。

既存のボーリングデータや現地観察記録も検証資料になり得るが、これらのデータからは解釈し得ない反射像がある場合、ボーリングやコアドリル、あるいは簡易貫入試験やピット掘削などで検証データを収集する。

解析・評価では、各工程の結果を総合し、斜面構造や亀裂構造などの判読・解析図を作成する。また、そ

の結果から斜面災害との対応について考察し、安定度を評価する。

2) 工程毎の留意点

(1) 事前調査

事前調査は、合理的かつ能率的に探査が行えるように、事前にボーリングデータや地質試料などの既存資料をあたり整理するほか、現地に赴き斜面構造や地質の性状について観察し、探査計画立案の資料とする。とくに、地質（土質）の性状や目的の地質構造の深さや広がりなどの規模に関わる情報は、探査装置の設定条件に関わるため、正しい認識が得られるよう、観察を行っておく。

(2) 測線配置

測線は、探査区間あるいは探査区域をもれなくカバーするように配置する以外に、各々の測線に対して両端から測線を延ばし、余裕をもってカバーさせるとよい。また、単一測線では、本測線の両側もしくは片側に補助測線を配置するとよい。この処置は、送信波の地中における球面状伝搬が、探査区間（区域）外からの反射信号をもたらすことから、測線両端部付近のデータの信憑性を向上させる目的で取られる。測線の延長量はアンテナの指向性によって異なるが、無指向性アンテナでは、目的の探査深度程度の長さの測線部分を両端に付加するとよい。

(3) 基礎データの測定・収集

地盤の電磁気学的性質は、現位置試験で試験的に求めることが望ましい。

斜面構造が単純な層構造であれば、ワイドアングル法で地盤の比誘電率および0 mオフセット走時を求めるとよい。また、岩盤が対象の場合は岩塊を利用した透過法で、比較的緩い土質地盤では、鉄筋を挿入した反射法による走時測定から、比誘電率を推定する方法が便利である。

どの方法を取るにせよ、目的の地盤の地質性状に合った供試体を選定することが大切である。なお、ボーリングデータが得られる場合は、反射像をそれに比較し、伝搬速度を把握するとよい。

(4) 測定

測定に際しては、各測線ならびに測線毎の測定条件をできるだけ一様に整えることが大切である。例えば、送受信アンテナ間隔、アンテナ接地状況、アンテナ接続ケーブル（光ケーブルを除く）離隔、あるいはアンテナ背後空間における人間その他の反射像などについて、なるべく様な状況を保つようにし、これから発生するノイズ成分が後処理で低減できるように、測定を行うようにする。また、同じ測線を2回（往復）以上、探査しておくことにより、局所的な偽造を判定することができる場合もある。

(5) データ処理

データ処理は、ノイズの影響を低減させ、真の反射信号を強調する目的で行うが、過度の処理によって本来の信号が失われないようにしなければならない。本来、測定条件が理想的に整えられれば、生データから構造を判定するのが望ましい。データ処理による反射像の強調は、必要最低限に止めておくべきであろう。なお、データ処理の詳細は2章で述べる。

(6) 検証調査

探査データは、深度方向を時間軸（走時）で表示する。この結果を実際の深度データに変換するために、ワイドアングル法などにより、比誘電率の推定を行っておくわけであるが、反射像の連続性から判断され

る地質構造について、反射像が示す要所要所で実地に検証調査を行って確認しておく、判定精度を高めることができる。

検証の方法は、土質地盤ではピット掘削、検上杖、オーガボーリングあるいはサウンディング等が有効であるが、岩盤ではコアボーリングや開口亀裂を利用したファイバースコープカメラ等が有効であろう。

(7) 解析・評価

探査データの判読・解析においては、偽像を捨て、真の反射像を抽出し、評価することが大切である。前項までの留意点は、全て真の反射像を得るための作業といって差し支えない。

探査結果を判読する際は、明らかな偽像と考えられる反射像を除去した後、

- ① 連続性のよい反射面を抽出する。
- ② 連続性の良悪や反射強度の強弱から、确实性を2～3段階程度に区分するとよい。
- ③ また、連続性の乏しい反射像について、それらのまとまりや分布からゾーニングを行うと、地層区分が行える場合がある。
- ④ その他、反射面での位相を調べると、比誘電率の大→小、小→大への変化から、反射構造の内容が判別できる場合があるので留意する。

なお、解析評価法の詳細は2章で述べる。

参考文献

- 1) 佐々木靖人・中村康人・高田和典・登内正治・岡村光政(1994)：斜面地質調査への電磁反射法の適用性、日本応用地質学会平成6年度研究発表会講演論文集
- 2) 物理探査学会編(1992)：図解物理探査
- 3) Michael D.K. and Rosemary K.(1994)：Relationships Between Dielectric and Hydrogeologic Properties of Sand-Clay Mixtures, Proc. 5th Conf. on GPR, Vol.1
- 4) 石井吉徳(1988)：地殻の物理工学、東京大学出版会
- 5) 大槻康彦・高木 徹・小南昌信・沢 新雪之助・中山 昇(1992)：地中探査用パルスおよびFMCWレーダの応答波形について、第2回地下電磁計測ワークショップ論文集
- 6) 新保哲也・岡本 晃・岡部友行・伊達一明・長野 勇(1992)：地中に置かれたボータイアンテナの動作特性の測定、第2回地下電磁計測ワークショップ論文集
- 7) 松尾 優編(1988)：電波技術ハンドブック、日刊工業新聞社
- 8) 高橋幸一・亀井宏行・小林 暁・西村 康・内藤喜之(1992)：スロットアンテナを用いた考古探査用UHF帯FMCW地中レーダの試作、第2回地下電磁計測ワークショップ論文集

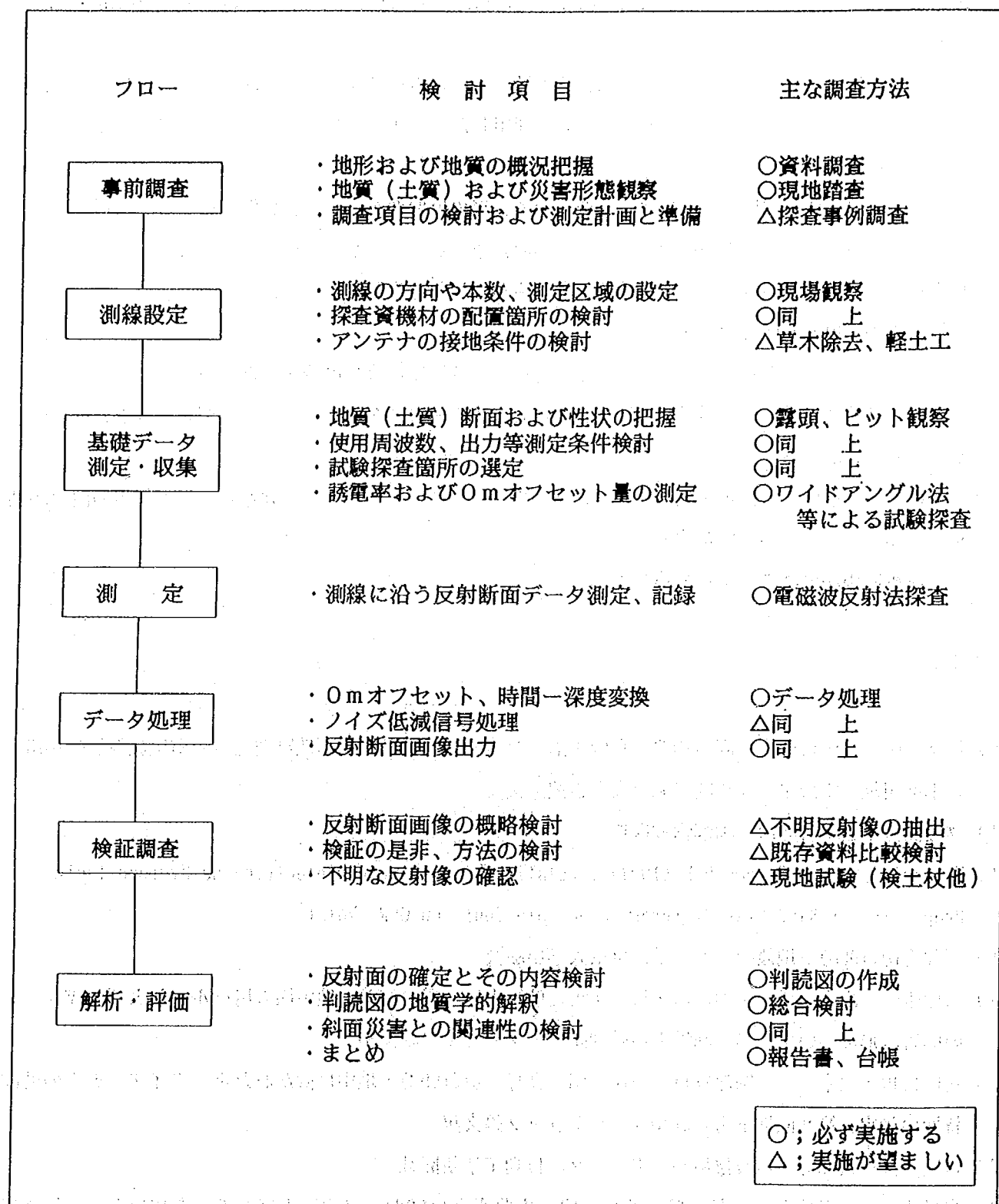


図1.2.4-1 探査の一般的な流れと調査内容

2. データ処理

2.1 概要

電磁波反射法による探査結果は、地盤断面を直接反映しない。このため、地表面を表す0 mオフセット走時、走時-深度変換処理を行い、実際の物理量として出力する必要がある。

また、探査データには地中におけるレーダ波の複雑な伝搬経路にもとづくノイズや、測定系に含まれるシステムノイズが存在し、真の反射信号が分かりにくい状況となっているのが普通である。

こうしたノイズの影響を低減させ、反射情報を強調する目的で、信号（波形）処理が行われる場合がある。これらの信号処理には、弾性波探査反射法で用いられている、デコンボリューションやマイグレーション等の方法が用いられることが多い。

2.2 データ処理

2.2.1 前処理

1) 0 mオフセット走時の決定

原信号の発信点と反射信号の受信点の間には、地盤内部の往復走時の他、測定系自体を原因とする走時成分が含まれることになる。

この走時量をあらかじめ決定しておくことで、地表面（0 m）からのプロファイル（断面）を探査データから取り出すことができる。

0 mオフセットの決定は、探査装置に測定系の走時をキャリブレーションする機能がある場合、探査データが直接地表面からのプロファイルとして記録されるので都合がよい。

こうした機能を持たない装置の場合、探査の原理で述べたワイドアングル法、および通常の反射法における送受信アンテナ間の直接走時から決定することができる。

2) 電磁波速度の決定

媒質中のレーダ波の伝搬速度は、走時-深度変換のために必要なデータであり、これにより走時プロファイルが具体的な深さの情報に置き換えられる。

伝搬速度の決定は、ワイドアングル法あるいは透過法によって行うのが簡便である。その方法は探査方法（1.2）で述べたとおりである。

3) データの水平補完

水平方向に対する反射波の連続性をよくする目的で、隣合った2データの平均をとり、1本のプロファイルデータを生成付加すると、反射面の連続性が明確となり、効果的な場合がある。

とくに、斜面や岩盤などの足場が悪いところや表面の凹凸が激しい場所で、連続的に測定がしにくい場合、反射像の連続性をよくすることによって、反射画像の判読を容易にすることができる。

4) 平均波形除去

探査データには、信号ケーブルや測定機器などの測定系に由来する反射ノイズが含まれる。これらは、反射画像の上で、平行な横縞模様となって現れる。

これらの偽像を除くため、各プロフィール断面を加算し、その平均値からリファレンス波形を作成し、各プロフィール断面との差分をとることで反射信号を強調する方法をとると、これらのノイズを低減させることができる。この方法には、全プロフィール断面の平均をリファレンスする場合と、移動平均を利用する場合とがある。

2.2.2 走時－深度変換処理

電磁波反射法探査により得られた記録は、測線上の測点ごとのプロフィール断面を計測順に並べて、反射断面画像を作成する。すなわち、この記録は横軸は距離、縦軸は往復の反射時間で表されることになる。

しかし、地質との対比を行うためには距離軸（深さ）で表現された断面画像が必要となる。

往復時間と深さの変換は、次の様にして行う。

反射法による測定では、送受信アンテナの間隔は一定であり、これを仮に L で表すことにする。地表面の各点で反射波の現れる時刻を t 、ワイドアングル法等によって求めた電磁波の地中における伝搬速度を v とすると、時間軸の距離軸への変換は、次式で行うことができる（図 2.2.2-1 参照）。

$$d = \frac{1}{2} (v^2 t^2 - L^2)^{1/2}$$

この式をデータ処理装置に組み入れておけば、速度およびアンテナ間隔を与えることにより、自動的に距離軸断面図を作成することができる。しかし、現地における伝搬速度の測定では、通常、第1層以外からの反射が不鮮明であることが多く、地盤が2層以上の地層から構成されている場合は、第1層以外の層準の距離変換は不正確に成らざるを得ない。

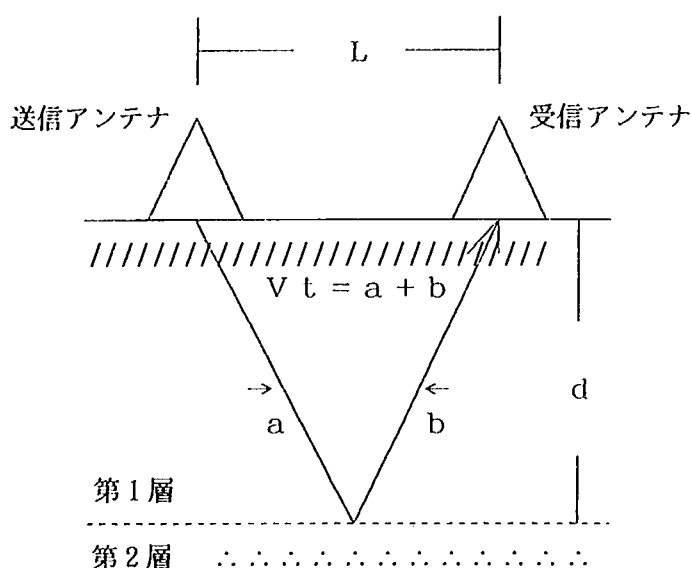


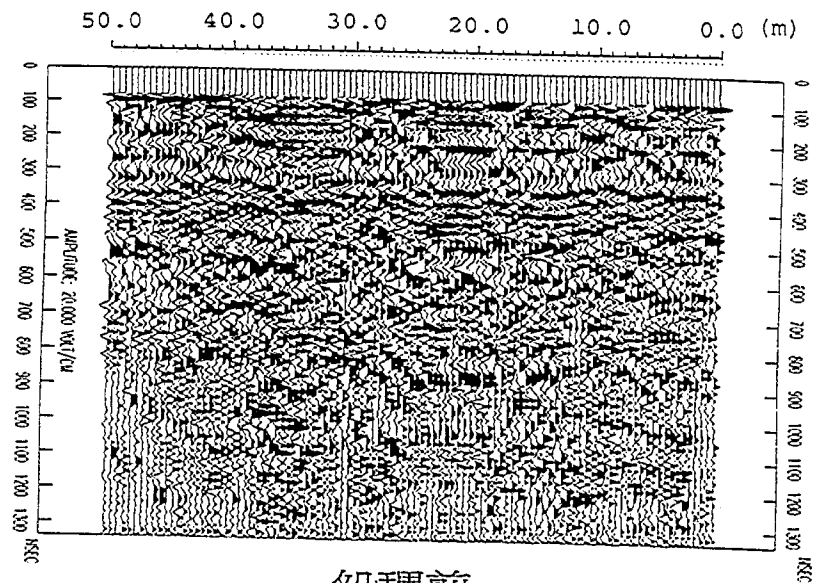
図 2.2.2-1 走時と深さの関係

2.2.3 信号（波形）処理

電磁波反射法の探査データに対する信号処理のうち、基本的なものとして次の各処理があげられる。

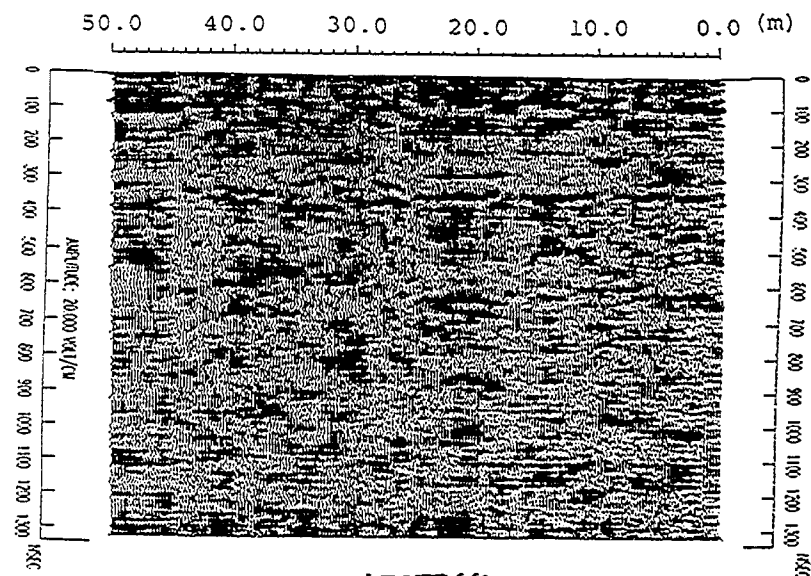
- ① 振幅回復処理
- ② 水平重合処理
- ③ バンド・パスフィルター処理
- ④ デコンボリューション処理
- ⑤ マイグレーション処理

これらの処理を施すことによって、不要なノイズを除去し、真の反射信号を回復・強調させるようにする。各処理の効果を、図 2.2.3-1 に例示した。



処理前

(原記録の前処理；リファレンス処理 AGC処理50nSec)

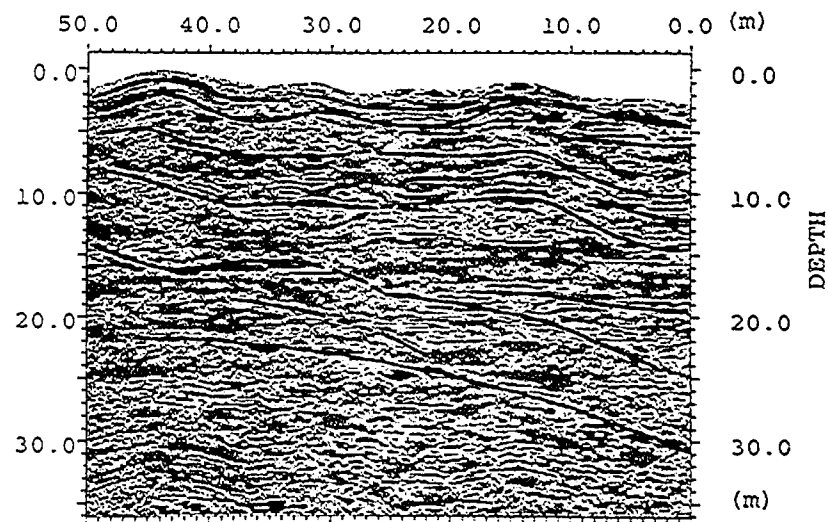


処理後

(予測型デコンボリューション, 移動平均処理)
(BPF 0.6MHz~45MHz, LCF 0~10MHz) (スパイクデコンボリューション)

波形処理内容

順番	名称	摘要
1	リファレンス処理	リファレンス波形によるノイズの除去
2	振幅回復処理	時間区間：50nsec
3	予測型デコンボリューション処理	リングング波形の除去
4	移動平均処理	7トレース分の移動平均
5	帯域通過フィルター処理	帯域幅：600K~45MHz
6	高域フィルター処理	帯域幅：10MHz以上
7	スパイク・デコンボリューション処理	記録波形を時間幅の短いパルス波形に圧縮
8	静 補 正	測定点の標高差が各トレースの走時に与える影響を補正



反射面判読図

(静補正, カラー表示, 反射面抽出)

図 2.2.3 - 1 信号処理の効果の例

振幅回復処理は、発信源（アンテナ・反射面）からのレーダ波強度（振幅）の距離減衰を補正する目的で行う。方法は水平方向の平均波形を参照させ、各プロファイルデータを一定の走時間隔毎に除し、正規化するようにする。

測線に地形的な凹凸があると、反射面が水平でも探査データは凹凸を反映したプロファイルとなる。これを近似的に補正する目的で、水平重合（移動平均法）が行われることがある。方法は、任意の点のプロファイルを含む一定間隔のプロファイル群を選び、その平均を求め、任意のプロファイルに置き換えることによって行われる。

バンドパスフィルター処理は、送信波の基本周波数以外の周波数成分を除去し、基本周波数による反射信号を強調するために行う。目的によっては、ローパスフィルターやハイパスフィルターで処理を行うこともある。

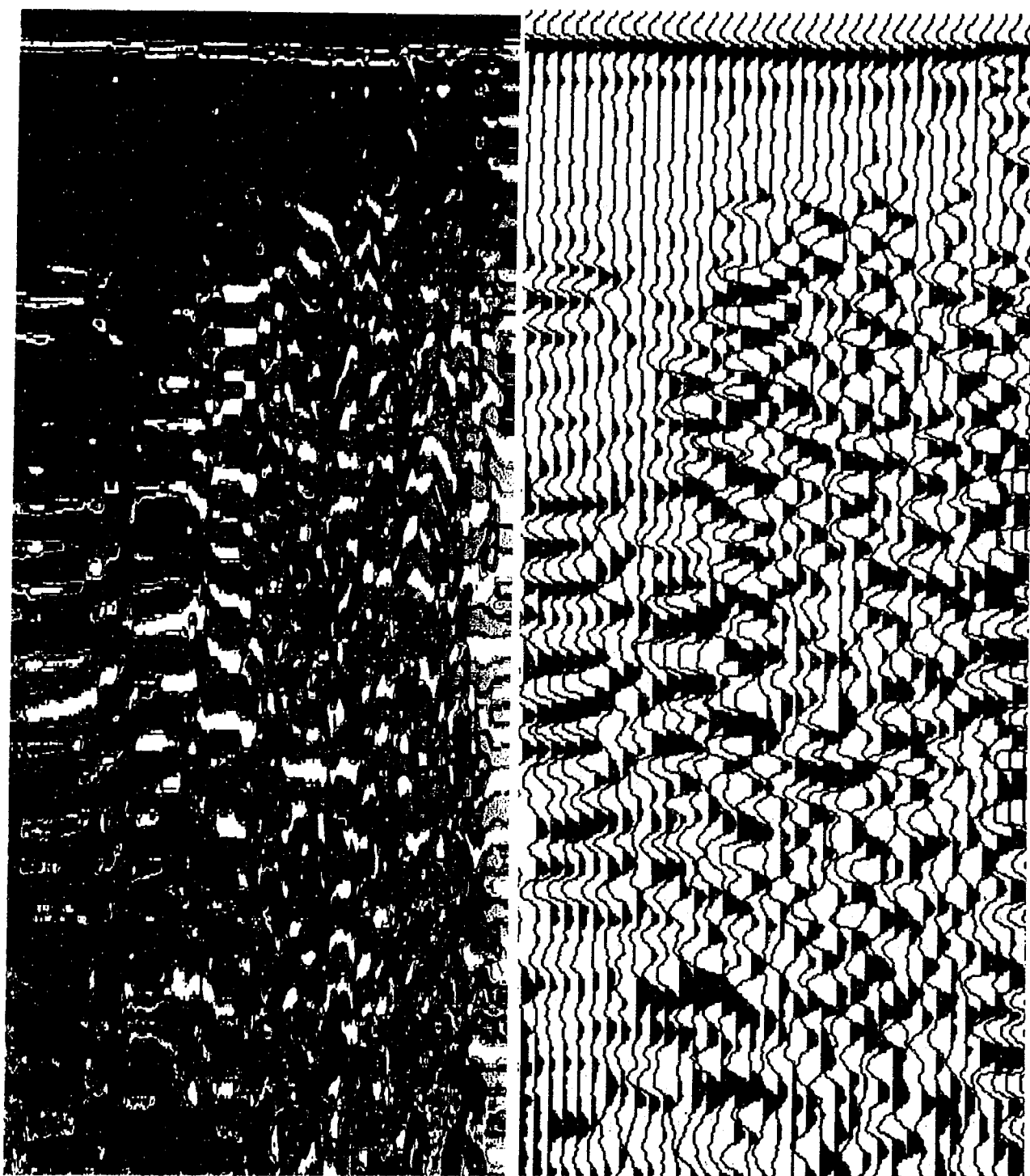
デコンボリューション処理は、探査データに基本波形の逆フィルターを操作し、反射係数列を発生させ、これを受信波形に置き換えることによって、反射情報を強調する方法である。

マイグレーション処理は、プロファイル法による記録波形に対し、反射面上の各点を発信源に置き換えるインバージョンを施し、真の反射面深度分布を得る目的で行う。例えば、無指向性の送信波は単斜反射面を実際より浮き上がらせる効果があるが、こうした効果を除去し、補正するのに有効な方法である。

2.3 出力

データ処理を施された探査データは、最終的に水平距離－深度の二次元断面として出力される。出力形式には、波形表現のウィグルプロットと、反射強度を色の濃淡で表現するインテンシティプロットがある。

図2.3－1は同一測線の反射断面図をウィグルプロットとインテンシティプロットで表現し、比較したものである。どちらの表現を利用するかは、探査データの内容で選択すればよい。一般に、反射面をシャープに表現するにはウィグルプロットがすぐれており、地盤の土質性状を直感的に判断する場合はインテンシティプロットの方が有利と考えられる。



インテンシティプロット

ウィグルプロット

図2.3-1 同一地域のインテンシティプロットとウィグルプロットの違い

3. 探査結果の判読・解釈

3.1 判読・解釈の流れ

3.1.1 探査結果の判読

2章に述べたように、探査データに対して適切な加工を施した後に、探査結果の判読・解釈を行う。ここで、判読とは、探査結果から得られる情報を抽出する作業を意味し、解釈とは、ボーリング結果等のその他の地質データを加味して探査結果を地質的に解読する作業を意味する。

探査結果の判読は、2章に述べたような処理を行い、様々なノイズを除去した後に行うのが望ましい。しかし、探査条件等によっては、効率性や経済性等を考慮して、解析は比較的簡単なものにとどめる場合も多い。その場合は、まず経験的にノイズと思われる情報（多重反射等）と、地山からと思われる情報を選別する。ノイズで最も多いのは、多重反射である。特に斜面は凹凸に富むので、単に水平方向の多重反射が発生するだけでなく、アンテナと地表面の距離が変化し、これが水平方向の反射波形の変化となって現れることが多い。このため、探査時のアンテナの移動時の情報等を詳細に記録し、アンテナの浮きと多重反射の情報とを照合する必要がある。

地山からと思われる反射波については、①反射強度（周辺との相対的な）、②反射面の連続性、③反射面の深度や形態、④反射面の位相、⑤他の反射波との関係（反射波の分岐、一群の反射波からなるゾーンの形成等）、を整理し、反射結果の判読図を作成する。判読図は、上記の特徴が分かるように記載すべきである。

3.1.2 地質データとの対比

探査結果の解釈は、上記の判読図をもとに、地表踏査、ボーリングデータ等の地質データとの対比によって判読結果を地質的に解釈・推定する作業である。まれに探査結果のみから地質を推定することが行われているが、電磁波反射法探査によって得られた反射波の情報はあくまで電磁気的な境界面であり、それが地質的な何であるかに関する情報が欠落したままでの解釈は推測に過ぎず、地質解釈とはいえない。

探査結果と対比するのに有効な地質データとしては、ボーリング結果や貫入試験結果、地表踏査やボーリング結果から推定された地質断面図、地下水位、各種土質地質の土質試験結果や岩石試験結果等がある。ボーリング結果や推定地質断面図は、反射面の候補となる地質的境界面の種類と深度の推定に用いることができる。土質試験結果や岩石試験結果は、その間隙率や含水率から誘電率及び反射面の地質的位置を推定するのに有効である。また、電磁波反射法の探査結果を解釈するための調査や試験として、誘電率検層や供試体の電磁気特性（誘電率等）の試験がある。

3.1.3 構造解釈

構造解釈は、判読結果と地質情報を対比し、地質構造を推定する作業である。地質構造の推定にあたっては、反射面から推定される地質構造として複数の候補が考えられる場合が少なくないので、反射面の位置や形態のみならず、その位相等が地質情報と整合性のあるものであるかどうかを検討するのが望ましい。

3.1.4 物性解釈

物性解釈は、上述した構造解釈によって区分された探査領域を物性的に解釈する作業である。電磁波反射法において推定できる地盤の物性は、地盤の誘電率及び反射面の相対的な反射強度である。誘電率は含水状

態や粘土の含有率と強い相関があるので、探査結果をもとに、地盤の状態をある程度推定することができる。また、反射面の位相が判明している場合は、その上下の誘電率の大小が分かるので、上位層と下位層の物性を比較推定することができる。さらに、土質地盤の場合は細かい反射波の出現パターンから、その性質を推定できる。例えば、細かく強い反射面が多いゾーンは相対的に砂礫質であり、逆に強い反射の少ないゾーンは粘土質の比較的均質な堆積物である場合が多い。これらの情報を総合的に解釈し、構造解釈結果に追記する。

3.1.5 地質解釈図の作成及び探査結果の評価

上述の構造解釈及び物性解釈を行い、最終的に地質解釈結果を図化する。これをここでは判読図と区別するため、地質解釈図と称する。この地質解釈図が、電磁波反射法探査で得られる最も重要な成果物である。地質解釈図には、解釈の根拠を簡単な凡例で記載しておくのが望ましい。

また、地質解釈図に関連して、探査結果に関連する様々な情報を記述方式で加味し、探査結果の評価及び残された疑問点の整理を行っておくと、次の調査の計画を立案する上で有効である。

3.2 パルス型による表層崩壊性斜面の判読・解釈

3.2.1 斜面表層の構造

斜面表層の構造は以下のように整理される。すなわち、斜面表層は、①原岩がほぼ原位置で風化し土壌化しているもの、②崩壊等で表土層がほぼ剝離されているもの、③崩積土など斜面上方からの移動物質が堆積したもの、④火山灰や段丘礫など異地性の堆積物が被覆しているもの、の大きく3つに大別できる。なお、①～③は同一斜面の上方と下方に図3.2.1-1のように分布するのが一般的であり、斜面の領域は、開析前線線上部、滑落部（流送部）、堆積部に区分できる。それぞれの斜面領域では、地形特性が異なるだけでなく、

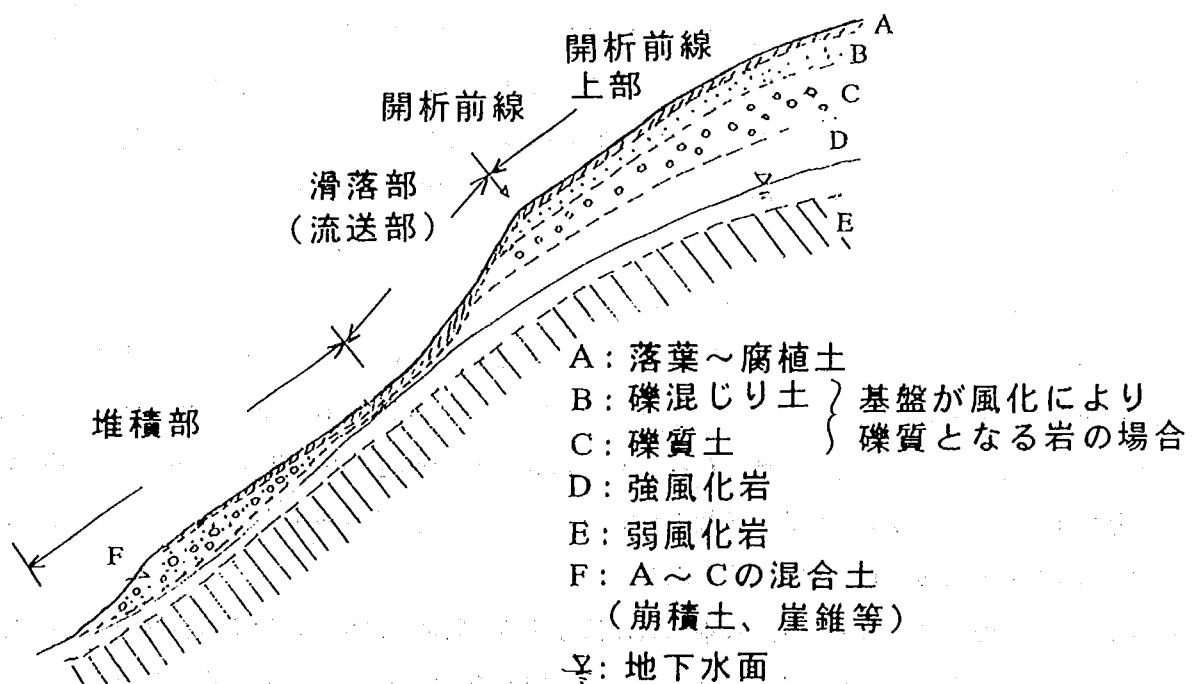


図3.2.1-1 一般的な斜面表層の構造

表層の構造も異なっている。なお、開析前線とは、最も斜面侵食が盛んな部分で、地形的には急崖を形成し、表層崩壊の滑落崖に該当する。

3.2.2 斜面表層の構造に対する電磁波反射法の適用性

図3.2.1-1において、A～Fの強度物性は一般に、 $A < B < C < D < E$ であり、FはA～Cの中間的な値を示すと考えられる。表層崩壊は、表土と基盤の境界付近(C～D)をすべり面として発生することが多い。また、斜面中の含水状態は、一般に斜面下方ほど高い。電磁波反射法における反射面の位置は、電磁氣的に物性値が明瞭に変化する層境で発生する。斜面各領域において考えられる反射面の位置は次の通りである。また、これをまとめて表3.2.2-1に示す。

開析前線上部では、表層の物性は漸移的に変化するため、土質に起因する反射面は乏しく、わずかに植物の根系等に起因する表土層の乱れ等が断片的な反射面として認識されるのみであることが多い。ただし、基盤岩と風化層の物性変化が明瞭な場合は、反射面として捉えられることもある。また基盤岩が花崗岩などのように比較的粗粒な場合は、明瞭な地下水面を形成するので、この地下水面が反射面となり得る。しかし基盤岩が粘土分に富む岩質の場合は、地下水面を反射面として捉えることは困難な場合が多い。なお、火山灰等が被覆している場合はこれらの境界が反射面として探查される場合が多い。

滑落部（流送部）では、主に風化岩が露出するか、あるいは風化岩上に直接腐植土が堆積していることが多いので、基盤岩中の亀裂等の地質構造に起因する強く連続性に乏しい反射面が現れることが多い。また風化岩上に直接腐植土が堆積している場合は、比較的明瞭な反射面を形成する。

堆積部では、Fの崩積土や崖錐とEの基盤の境界が比較的強い反射面となり得る。しかし斜面下部の崩積土は場合によっては含水状態がかなり高いことがあり、電磁波の減衰が著しく探查深度が小さく探查できない場合もある。なお、滑落部（流送部）と堆積部では、開析前線上部に比べ表土層の含水状態が高いために、地下水面は不明瞭である場合が多い。

火山灰等の被覆している斜面では、火山灰等と原斜面表層の電磁氣的特性がほぼ同じでない限り、その境界がよく探查できる。関東周辺の山地では、山腹に局所的にローム化した火山灰層が残っていることがある。斜面上の火山灰層は筑波の調査地でみたように谷状地形を埋積するように残る場合と、山頂付近の緩斜面に残る場合があるが、前者の場合、地下水が集まりやすいので、火山灰層の下限をすべり面として崩壊する例が多い。このような崩壊形態を示す箇所の調査には電磁波反射法は特に有効である。

3.2.3 斜面表層の探查深度、探查精度及び分解能

斜面における探查深度はアンテナ周波数や地質状況により大きく異なるが、500MHzアンテナによると、比較的粘土分の少ない地質や含水状態の多少低いローム層では、3～4 mまで探查できる場合がある。しかし粘土分の多い地質では急激に探查深度は浅くなり、1～2 m程度、含水状態が高いと数10cm程度の場合もある。特に、粘性土で含水状態が高い場合、偽像としての多重反射が発生しやすくなるので、表土の誘電率から予想される以上に探查深度は浅くなる傾向がある。

探查精度は、個々の層の均質性と層境の反射係数に依存する。特に、層境の反射係数は探查精度に大きく影響する。茨城県真壁町におけるロームとまさの境界（室内での電磁氣特性試験から推定した反射係数の絶対値が0.25）ではロームが比較的均質であることもあって充分探查可能であり、山梨県勝沼町の測線2の18

m付近の表土と基盤の境界(0.19)も反射面は明瞭であったが、山梨県勝沼町の測線1の8m付近の表土と基盤の境界(0.10)や長野における表土と基盤の境界(0.07)では不明瞭であった。このことから、反射面の反射係数は約少なくとも0.1より大きく(すなわち誘電率で約1.2倍の差)、比較的明瞭な反射波を得るためには0.2程度以上(すなわち誘電率で1.5倍の差)があることが望ましいと考えられる。

探査分解能は、地中での電磁波の波長に依存し、高い周波数ほど波長が短いため、分解能が高い。500MHzのアンテナを用いた場合、室内の亀裂実験では数mm程度であるが実際の斜面ではより悪い。実斜面で深度数

表3.2.2-1 電磁波反射法(パルス波型)で探査できる斜面表層の構造(500MHzアンテナの場合)

		探査される斜面表層の構造	
		基盤岩に粘土分が少ない場合 (花崗岩等 誘電率<15~20)	基盤岩に粘土分が多い場合 (泥岩等 誘電率>15~20)
一般的 な 斜 面	開析前線上部	○ 地下水面 △ 表土と基盤の境界 ◎ 表土中の微細構造 (木根、空洞等) △ 基盤中の微細構造 (断層、亀裂等)	△ 表土と基盤の境界 △ 表土中の微細構造
	滑落部 (流送部)	◎ 表土と基盤の境界 ◎ 表土中の微細構造 △ 基盤中の微細構造 △ 地下水面	△ 表土と基盤の境界 △ 表土中の微細構造
	堆積部	○ 崩積土等と基盤の境界 ○ 崩積土中の微細構造 △ 地下水面	△ 崩積土等と基盤の境界 △ 崩積土中の微細構造
火山灰等の被覆 する斜面		◎ 火山灰等の下面 ○ 火山灰中の微細構造 (その他は一般的な斜面と同様)	

◎: 良く探査できる、○: 探査できることが多い、△: 場合により探査できる

10cmに埋設した鉄筋棒を探索したところ、直径50mmのものはよく探索できた（茨城）が、直径10mmの鉄筋棒はわずかな波形変化に留まり（長野）、通常探索した場合にこれを認識するのは困難と思われる。したがって、500MHz程度のアンテナの場合、実斜面での探索分解能は少なくとも数cm以上と考えられる。

3.2.4 斜面表層の探索・解析・判読・解釈時の留意点

a. 探索準備

探索の前には、基盤岩の地質、特に粘土分の含有状態や表土と基盤の境界部の性状等を判断し、上述した探索深度、探索精度、探索分解能等の知見を参考に、探索の有効性を確認するとともに、適切なアンテナ周波数等を選択する必要がある。

b. 測線の設定

測線を設定する際には、斜面表層は縦断方向や横断方向に表土の変化が著しいので、縦横断に複数の測線を設けることが望ましい。

c. 誘電率の測定

実際に探索する前には、探索結果から大まかな深度を推定するために代表的な箇所で斜面表層の誘電率を測定する。誘電率の測定は鉄筋棒を用いたりワイドアングル法を用いるのが一般的である。

d. 探索

斜面での探索においては、足元が不安定なので、アンテナが地表に密着しない場合が生じる。このような場合非常に強い多重反射が生じるので、アンテナの移動は、なるべくゆっくりと確実に行う必要がある。また同じ測線を少なくとも2回（往復）探索して、測定時のノイズをチェックするのが有効である。

e. 検証データの取得

探索後は、代表的な箇所（主に反射面の顕著な箇所）で簡易貫入試験や土質採取を必ず行って、反射面の確認を行うとともに、探索結果の解釈のための基礎資料を得る必要がある。この際、顕著な反射面がある場合には、その反射面までの深度がなるべく異なる複数のポイントで土質調査を行い、深度毎の誘電率を把握すると良い。

f. 探索結果の判読

探索結果を判読する際は、まず、偽像と考えられる多重反射等を除去した後、①連続した反射面を抽出する、②連続性に乏しい反射波の分布から探索エリアをゾーニングする、の大きく2つの方法を行うとよい。なお、反射面は、その確実性により2～3段階程度に区分しておくが良い。また顕著な反射面が存在する場合には、その位相を確認しておくが良い。

g. 地質解釈と推定断面図の作成

上記の方法により得られた判読結果と、検証データを対比し、探索結果の解釈を行う。この結果から、推定地質断面図を作成する。この際も、推定結果の確実性を2～3段階程度に区分しておくが良い。

3.3 連続波型による地すべり斜面の判読・解釈

3.3.1 プロファイルの表示・判読基準及び探索深度・分解能

1) プロファイルの表示

連続波型レーダの場合の表示判読方式は、現状において現場で直接的に反射記録をみることができない。そのためプロファイルの表示・判読作業等は対話型のコンピュータを利用して室内で実施される。したがってデータ処理のほとんど全ての結果は室内で何らかの波形表示を行って、これをCRT画面上に表示・出力する。さらに静電プロッターがコンピューターシステムとオンラインで使用されるので波形が手軽に濃淡表示やカラー表示で出力される。図3.3.1-1にカラー表示のプロファイル断面図（判読図）の例を示す。この最終記録断面は、適切なトレース・スケーリングの波形表示の出力により選定される。

2) 判読基準

反射面の判読には、読み取られる各測定点のトレースの相関性つまり反射波位相の連続性を、また反射波振幅の強弱、多重反射波の位相（偽像も含む）や波形の位相が乱れている様子を判断しながら各波群を追跡し、水平方向への連続的な反射面が抽出される。図3.3.1-1に代表的な反射面を実線で示した。

連続波型レーダの探査プロファイル断面から反射面を同定する基準は、回析波の発生に関する考え方を基に決定している。すなわち地表で得られる反射記録は地下の反射面から一斉に出た波動が伝搬速度の $1/2$ の速度で地表面まで伝搬したものと等価である。この場合、地下反射面上のある一点から出た波動はこの点の直上で到達時間が最も短く、この点から両側へ離れるほど到達時間は長くなる。この状況はワイド・アングル法の共通反射点の考え方と同じである。反射面はこれらの点が連続している場合に相当する。反射面の各点から出た波動は地表面ではそれぞれ上に凸の曲線上に観測されるが反射面上の点が連続しているため結局、局面の頂点付近に現れる反射波以外は互いに相殺されることになる。したがって反射面が連続している場合には地表面で観測した反射断面上では実際の反射面と相似形のフェーズが揃うことになる。反射面の各点から出て反射点直上でピークをもつ上に凸の曲線上にフェーズが揃う波は回析波と呼ばれる。このような回析波の発生は、地すべり地の実斜面の構造的な特徴で、主に崩積土などの移動物質が土塊状に堆積する地盤構造としての変化による場合が多い。連続波型のレーダ探査事例の反射面を同定する目安は、以下のよう整理される。

- ① 地表面の形状を反映したフェーズは飽和した直接波に伴う偽像と判断する。
- ② 上記①除く連続したフェーズは反射面とする。
- ③ 上記①除く一部不連続を伴うフェーズも反射面とする。
- ④ 孤立した上に凸の曲線上にフェーズが揃う場合も反射面とする。
- ⑤ 回析波が断続的に現れている場合、それぞれの回析波のピークを連ね面を反射面とする。

3) 探査深度・探査精度・分解能

連続波型のレーダを用いた場合の探査深度は、表層地盤が比較的均質かつ粘土分及び含水分の少ない場合に特に深査深度が増大する。4章の探査事例で比誘電率が30程度の武地すべり斜面においては最大深度30mまでの地盤中の地質構造を何らかの反映像として捉えられている。これはパルス型のレーダで探査することのできない深度領域である。

探査精度は連続波型レーダで得られる反射記録の良否に左右される。これは特に表層地盤の均質性と深度方向の地盤境界での電気・電磁的特性の条件に大きく影響する。特に地すべり斜面の表層地盤が盛土地、田畑地、腐葉土地と利用形態の異なる測線上の場合では、電磁波速度が水平方向で著しく変化することになる

(導電率や比誘電率の変化)のために探査精度が低下する(4章の滝の坂地すべり地の探査事例)。また表層地盤の含水状態が高い場合や深度方向で不均質な地盤の場合などでは、発信エネルギーが急激に減衰吸収し、深部への浸透性が悪く反射記録のプロファイルが不明瞭になる。このような場所では波形処理においてトレースの間隔や時間スケールを適宜換えた出力により水平方向に連なる反射像が最も良好なプロファイルを選択することで探査精度を向上させる。

探査の分解能は、アンテナ周波数や地盤状態の均質性に大きく影響して、適用するアンテナの周波数が高い程、地盤中の電磁波の波長が短いため、分解能が高い。パルス型レーダでアンテナ周波数500MHz程度の場合、実斜面で探査分解能は数cm以上と考えられている。連続波型のレーダ探査では、アンテナ周波数が10～80MHz程度で変化し、パルス型レーダより周波数が $1/6 \sim 1/50$ 程度低いので、分解能は数十cm以上になると考えられる。探査深度と探査分解能は相反関係にあり、探査深度を最大にするには、許容される範囲で分解能を下げることもやむを得ない。地すべりの実斜面においては、崩積土が二次的に堆積して、かなり乱れた地質構造に成っていること、ある特定の深度より浅部の平均的な電磁波速度を用いてプロファイル断面を深度変換していることを考慮すると、より悪くなると考えられる。

3.3.2 地すべり斜面の探査・解析・判読・解釈時の留意点

1) 探査

実斜面(特に地すべり)を探査する際には、複数の測線を設定することが望ましく、その測線上は表層地盤が水平的に均質かつアンテナを設置する地表面で起伏が少ないことが望ましい。表層地盤や地表面に多少の変化があった場合、その状態等を事前に確認することによりデータ処理に反映させる必要がある。

測定間隔は現状では1.0～2.0m程度で実施しているが、間隔が狭い程水平及び深度方向の分解能が向上する。今後の探査では測定間隔を可能な限り細かくすることが望ましい。可能ならば連続的に走査する方法が最も良い。

分解能を向上させるためには2つの方向から検討することが必要である。1つはプロファイル断面上に示す各トレースの時間軸上で分解能を上げることであり、もう1つは最終的には深度断面図を作成する立場から距離軸上で分解能を上げることである。

時間軸上で分解能を上げるためには送信波形のパルス時間幅を狭くすれば良く、このことはFM-CW方式のレーダ探査装置では送信信号の周波数帯域幅を広くとることによって可能となる。

距離軸上で分解能を上げるためには電磁波の地中伝搬に関して深度方向の区間伝搬速度を求める必要がある。4章の探査事例では何れの場合も深度10m以浅の平均速度を用いて解析を実施している。そのため深度10m以深の速度構造は解析結果に含まれていない。深度方向の区間伝搬速度を求める方法は現時点においては以下の方法が考えられる。弾性波反射法で実施する共通反射点トレース(CDPトレース)を用いて速度解析を実施することである。すなわち探査事例でのワイド・アングル法による計測を測線上の各点で実施することである。しかしながらこの方法を用いると(CDPトレースの数)×(測点数)分の計測を実施することになるので現地計測期間が格段に長くなることを意味する。

地表面付近の局所的な異常が深部構造に歪みを与えていることも事実であり、ワイドアングル法で求めた電磁波速度を既定した深度より以深において、境界面の上部層と下部層との間で電気・磁氣的なコントラスト

トが強いときには連続性の良い反射面が確認できるが、緩み領域の様に除々に電気・磁氣的性質が変化している場合については未だ検証していないので十分な検討を必要とする。

2) 解析

解析の基本は実際の探査作業でデータ取得、データ処理された時間断面図上から連続性の良い反射波列を抽出することである。

地すべりの実斜面における探査分解能の向上のための有効な処理内容は、以下のように整理される。

- ① 元記録及びバンド・パス・フィルターまでの処理断面にウェーブレット処理及びデコンボリューション処理を実施して振動波形をパルス波形に変換することによって重合する反射面構造を分離できる。
- ② 反射面の連続性を向上させるためにはマイグレーション処理は不可欠である。
- ③ 飽和した直接波ないしは地表面における反射波による偽像処理にはリファレンス波形によるノイズ除去が効果的である。

3) 検証データの収集

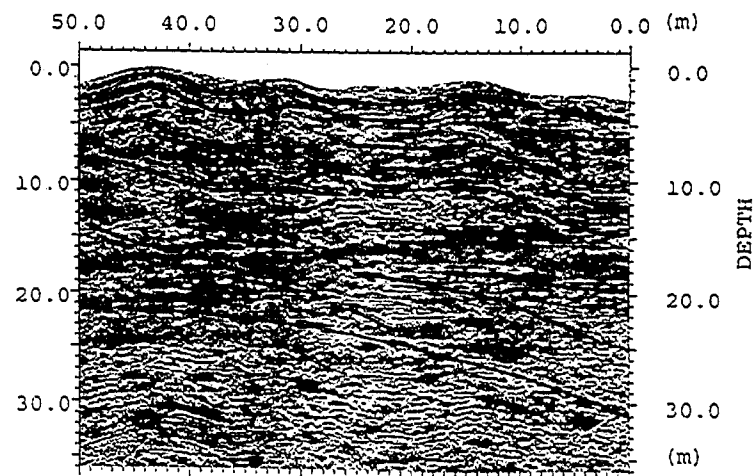
既存の調査データ（ボーリング、電気検層、地質等）の収集は、探査結果の解釈の基礎資料として重要である。特に調査地域内にボーリング等による直接的なデータがあればこれと反射記録を対比し、反射面の同定に利用される。またサウンディングや電気検層などの結果と対比できればコントロールデータとして地質的な解釈には十分な役立つと考えられる。

4) 探査結果の判読

最終反射断面図としては、調査地域内の平均的な電磁波速度（ワイド・アングル法により決定した電磁波速度）を介して時間断面図を深度断面に変換し、水平方向へ連なる確実な反射像だけを断面図上で判読する。この判読に際して、地表面付近の局所的な異常による偽像的な多重反射像は除去する。

5) 地質解釈と推定断面図の作成

地下状態を想定した単純化地下構造モデル図として結果を解釈する。図3.3.2-1に総合解釈図の例を示す。これは茶臼山地すべり地内での他調査結果（ボーリング、EM探査、重力探査）との対比を示すもので、レーダ探査結果の解釈は深度10m以浅の電氣的構造を詳細に表現しており、複数の反射面がEM探査の導電率境界面に接する形態、また重力探査の第1層と第2層間の密度境界面にほぼ一致しているなどとなっていることがわかる。ワイドアングル法で求めた電磁波速度を既定した約11m深度での反射面の境界についての地質的な解釈は、境界面の上部層と下部層との間で電気・磁氣的なコントラストが強いいため連続性の良い明瞭な反射面が確認されているが、これは周辺のボーリング結果によると、上部層が砂質分が多く、下部層がやや粘土分をより多く含む地層で構成されていることに起因していると考えられる。またこの深度以浅での弱い反射面も粘土分や含水状態の差異による境界面であると考えられる。探査深度がやや浅いのは、表層地盤が軟弱な粘土質より構成されているために電磁波の減衰が著しく、深部へのエネルギー浸透が薄れたものと考えられる。このような地質的な解釈には、周辺部での検証データが不可欠であり、可能な限り測線上の複数の地点での地質調査のボーリングを行い、この調査孔を利用した誘電率検層より比誘電率を把握して、確実性のある推定プロファイル断面図を作成することが望ましい。



・レファレンス処理 ・AGC $\Delta t=50\text{nSec}$ ・静補正
 ・予測型デコンボリューション ・LCF 0~10MHz ・水平重合
 ・BPF 0.6M~45MHz ・スパイクデコンボリューション

図 3.3.1-1 連続波型レーダのプロファイル断面図例 (反射面判読図)

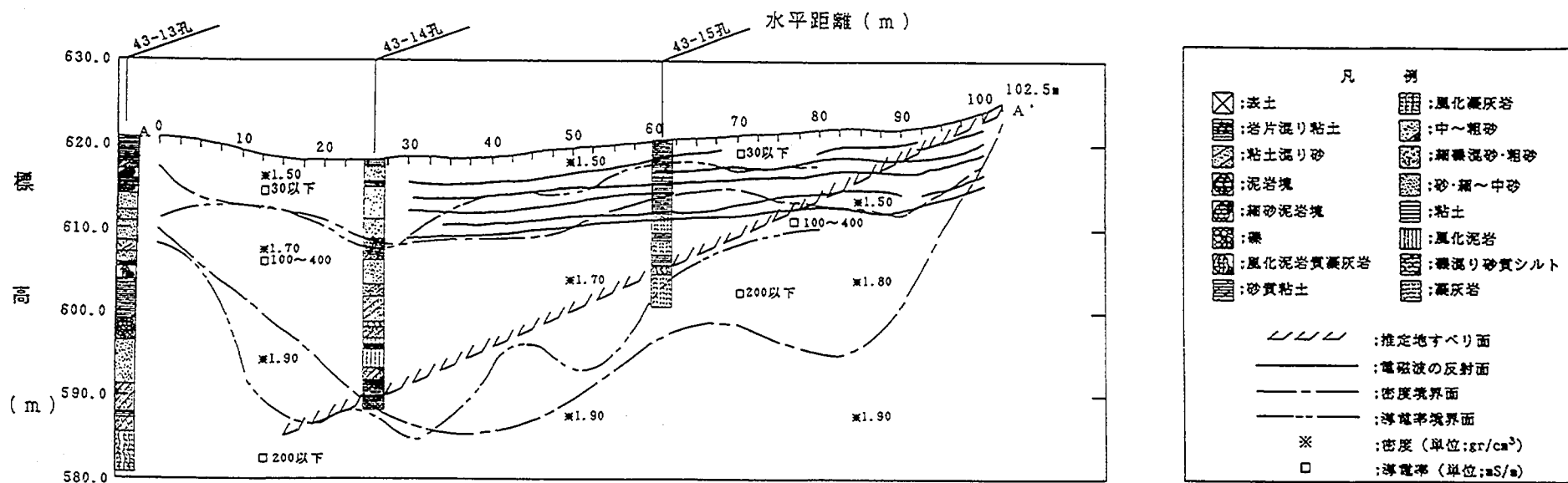


図 3.3.2-1 連続波型レーダ総合判別図

3.4 連続波型探査装置（SFレーダ）による岩盤崩壊性斜面の判読・解釈

3.4.1 岩盤崩壊性斜面の構造

岩盤から成る斜面は、自然条件下では、河川の攻撃斜面や水食地形および海食崖等に認められる。一方、山岳地域を通過する道路に沿って、人工的な切土法面として存在する場合がある。道路に付随する急崖からの落石や崩壊は、直接人命や財産に甚大な影響を与えるので、さまざまな防護策が講じられているが、時として、大きな災害をもたらす場合がある。このような災害を未然に回避するためには、斜面で起きているプロセスに対する理解を深める他に、前兆現象を効果的に把握する技術を獲得し活用することが必要と考えられる。

岩盤から成る斜面は、一般に勾配が急で、重力の作用が直接働くことにより、落石や前方転倒型の崩壊が発生しやすいことが知られている。図3.4.1-1に、今回の実験で対象とした海食崖の模式図を示した。

海食崖は、波浪が陸地を攻撃し侵食することによって形成される。したがって、崖の基部には、かつての渚を示す旧汀線が同じ高さに連続する状況が観察される。旧汀線から現在の渚までは、崩落物（デブリ）が堆積した崖錐や波食棚あるいは標高の低い段丘（完新世段丘）等が分布する。海岸線の道路は、こうした緩傾斜地を利用して建設されている場合が多い。

崖が形成されるような環境では、侵食作用が激しく働くため、つねに落下したデブリが除去され、崖の基部が現れている。そして、この部分が侵食作用によって後退すると、崖面を構成している岩盤部分に、崖面に平行な節理（割れ目）が発達し、崖自体の後退の準備が進行する。そして何らかの理由により、この部分が崩壊し、新しい崖が生まれることになる。その引き金としては、地震や大雨にともなう間隙水圧の上昇あるいは凍結融解作用などが考えられている。一方、崖の基部に対する刺激は、農地の造成や鉄道・道路およびトンネルの建設等、人為的によっても行われ、崖の不安定化の要因と成ることがある。

崖の勾配は、地質構成や構造によって異なる。花崗岩等の結晶質岩、粗粒で厚い堆積岩あるいは熔結凝灰岩などは大きな単位ブロックで割れ目が発達し、積み木を重ねたように、自立性が高い急崖と成っている場合が多い。こうした崖では、上部からの落石や崖部の崩落等のプロセスが卓越する。乱泥流堆積相の固結した砂泥互層や変成度の低い千枚岩などでは、小さな岩片に割れ安く、勾配も低下し、安息角をやや上回る程度の斜面と成っている。こうした斜面では、クリープなどの流動作用が卓越する。

防災の観点からは、勾配の急な崖が重要視される。こうした崖では、図3.4.1-1に示したように、細やくブロック化した部分（c）からの落石や、崖面に平行に発達した亀裂によって、自由になった（A）や（B）のブロックが自重で崩れ落ちることが予想される。図の場合、（A）ブロックが（B）ブロックを崖の外側に押し出すような働きをし、（B）の崩落がきっかけとなって（A）を含む崖全体が転倒型の崩壊を起こす様子を示している。

（B）ブロックの裏側の亀裂は変位が進行するにつれて、次第に開口の度合いを増すことが予想される。

こうした時期に、電磁波反射法で亀裂やその開口部が探知できれば、災害を未然に防止する可能性が生まれてくる。

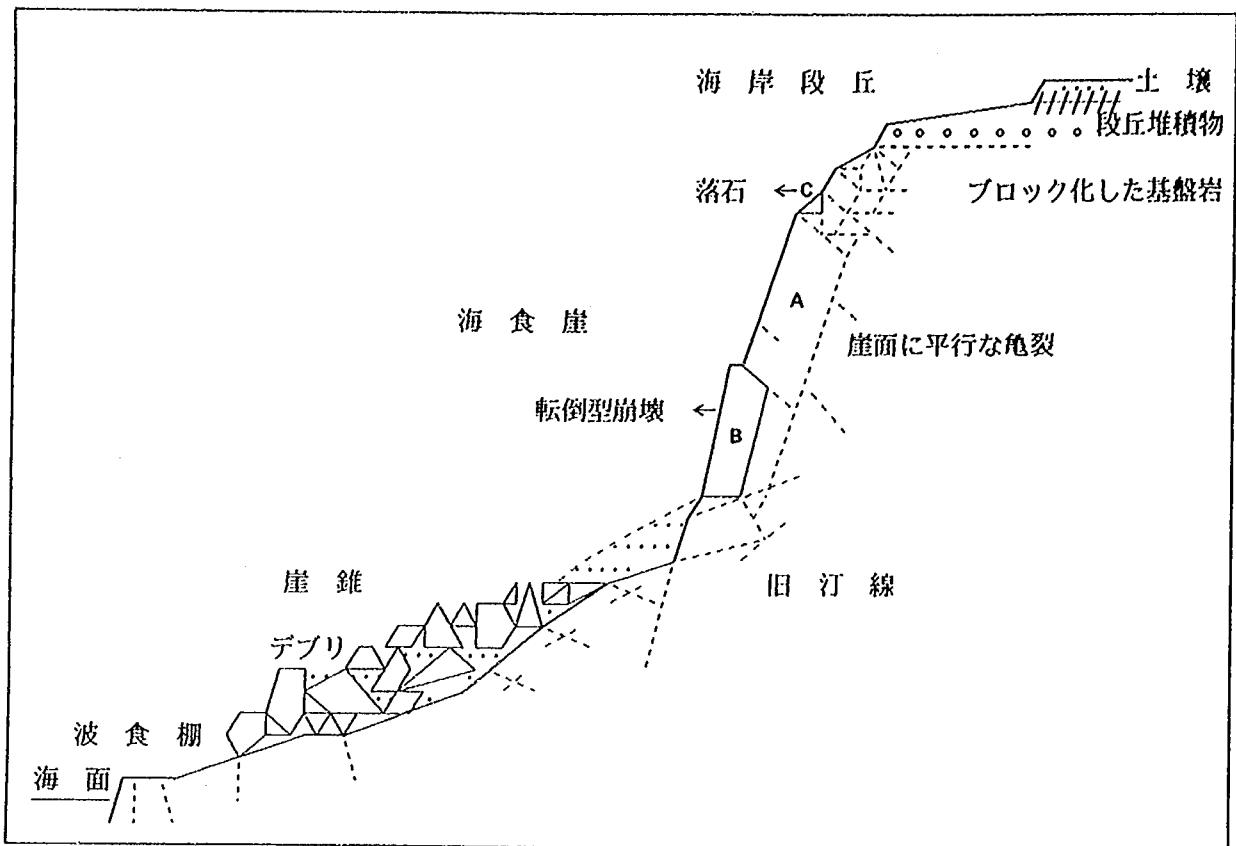


図 3. 4. 1 - 1 調査地付近の海食崖の模式図

3. 4. 2 岩盤崩壊性斜面への電磁波反射法の適用性と留意点

岩盤崩壊性斜面（急崖）は、①足場が極めて悪い、②落石や転落の危険性が高い、③崖面の凹凸が大きくアンテナの接地条件が一定に保ちにくいなど、とくに、作業性の理由から探査法の適用が難しい場合が多い。

しかし、土質地盤に比べて粘土や水分の影響が少なく、電磁波の透過性がよいので、高い周波数でも比較的深い部分まで探査できる利点がある。表 3. 4. 2 - 1 に、岩盤崩壊性斜面への電磁反射法の適用性と留意点を整理した。

岩盤崩壊性斜面を探査で行う場合、何よりもまず、安全な作業環境を確保することが大切である。今回の実験では崖面の基部を対象に、崖錐上部を利用し横断するように測定を行ったが、常に、上からの落石の危険に曝される状況であった。崖面に平行な開口亀裂がターゲットであるので、上下方向の縦断測線でも構わないし、そのほうが崖の上部や中央部の状況が把握できて都合がよいと思われる。さらに、縦断方向での作業の利点として、適当なアンカーやロープで安全を確保しやすい点が挙げられる。図 3. 4. 2 - 1 に、作業状況の概念図を示す。

転倒型の岩盤崩壊では崖面に平行な亀裂が注目されるが、その深さは数 m 以内の場合が多いと考えられる。

したがって、あまり深いところを狙うのではなく、せいぜい 10 m 以浅を対象とし、亀裂の状況が判別できる程度の分解能を持つ周波数を使用するのが適当と考えられる。例えば、200～500 MHz 位の帯域でも、こうした条件下での測定は可能と考えられる。転石や浮き石の根入れの確認では、さらに周波数の高い (500～1000 MHz 程度) の帯域が必要と考えられる。

表 3.4.2 - 1 岩盤崩壊性斜面への電磁波反射法の適用性と留意点

電磁波反射法			適用性と留意点	
災害の種別			適用性	留意点
岩盤崩壊性斜面	転倒型崩壊の要因	亀裂のタイプ	◎ 空洞化した開口亀裂 ○ 開口亀裂 (10cm>) ◎ 開口亀裂 (粘土挟む) △ 密着亀裂 (鉱染あり) × 密着亀裂	1) 安全な足場を組む、退避路と退避場所を確保してから作業を行う。 2) 転落防止網などを用意する。 3) 転倒崩壊の原因となる崖面にほぼ平行な亀裂を狙う。とくに反射像が交差する部分で反射が強い場合空洞化している恐れがあり、コアドリルなど検証しておく。 4) 反射像の連続性に注目し、長いものは評価に際し注意する 5) 層理や岩相分布、流れ盤・受け盤などの構造に留意する。
		方向	◎ 崖面に平行 ○ 崖面に斜交 × 崖面に直交	1) 直交したものは反射法では困難であり、平行タイプは表面から確認しにくい。 2) 斜交亀裂の反射像は真の亀裂方向を示さない。
	落石の要因	根の深さ	△ 浮き石 ○ 節理で囲まれた岩塊 ○ 転石	1) 数十cm以上の大きな岩塊を対象とする。 2) 500~1000MHzの高周波を適用。 3) 根入り部の形状が複雑であると分かりにくい。

◎ ; 良く探査できる、○ ; 探査できる、△ ; 探査しにくい、× ; 探査が難しい

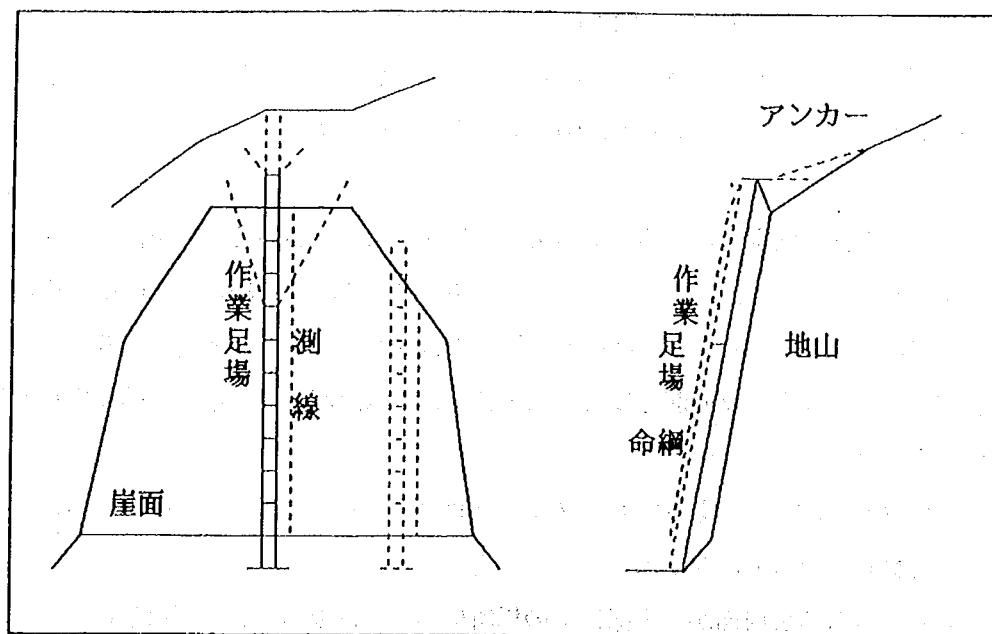


図 3.4.2 - 1 岩盤崩壊性斜面における作業概念図

3.4.3 探査データの判読と地質解釈

1) 判読事例

SFレーダ（ステップ周波数レーダ）では、周波数ステップ毎に位相と振幅と周波数領域で測定し、それらを離散型フーリエ変換によって時間領域のデータに変換する方式をとっている。

図3.4.3-1のaおよびbは岩盤崩壊性斜面の亀裂探査例で、a図は原データに振幅強調処理を施した出力図を示し、b図は画像を構成する各プロファイルのうち、A測点およびB測点の各プロファイルを示したものである。図の0は岩盤表面であり、1～4はプロファイル上の代表的なピークを示している。1～4のようなピークを隣合ったプロファイルに対し、連続性を判断しながら追跡すると、横方向へ連なった反射像が描ける。代表的な反射像をa図中に赤破線で示す。

2) 判読基準と問題点

SFレーダの出力は、反射信号の振幅そのものではなく、位相と振幅の複素成分から得られるベクトルの大小を示しており、これにより反射の強さを表す方式をとっている。したがって、各プロファイル上のピーク点は、何らかの反射点を表すものとみてよい。とくに、プロファイル上のピーク点が、隣合ったプロファイルに次々と連続する場合は、何らかの反射面と考えてよい。

SFレーダの出力結果を判読する場合、隣合うプロファイルで連続性が認められるピーク点の列は、反射面として判読する。

しかし、次のような問題点がある。

第一に、岩盤には三次元的に亀裂面が内在し、指向性のあるアンテナを使用したとしても、プロファイル上のピーク点が実際の亀裂面と厳密に対応するとは限らない。すなわち、レーダ波の岩盤内部における複雑な伝搬経路に由来する偽像が、データ中に含まれていると考える必要がある。これらを信号処理でとり除くことは困難と考えられる。

次に、岩盤面の凹凸に由来する、アンテナ接地条件の不均一性が問題点としてあげられる。アンテナと地表との間に空間があると、送受信アンテナ間の直接波が強くなり、その繰り返しによるノイズが反射信号に重なる結果を生む。アンテナと地表とが一定の間隔であれば、水平重合法等で影響を絶滅させることができるが、現実には離隔の大きさを一様にするのは困難であり、これによるノイズを含むプロファイルを判読することになる。

以上のことから、反射面を同定するため、次のような基準を念頭において判読を行うようにする。

- ① 各プロファイル上のピーク点が隣合うプロファイルに順次連続する場合、その結合線は反射面を示す。
- ② 強いピーク点が結合している場合、開口性のよい大きな亀裂などが対応すると考える。
- ③ ただし、アンテナと地表、反射面と地表、およびシステム内部で繰り返しの結果生じる同一位置の平行線は、信号と考えない。
- ④ 反射面と判別される結合線であっても、ノイズフロアレベルに位置するものは、強い結合線と関連性がない場合、評価に当たって注意する。
- ⑤ 結合線から推定される反射面が、実際にその場所にあるとは限らないことに注意する。すなわち、岩盤内部における乱反射や指向性の無いアンテナによる反射像の変位がある。

3) 反射像と地質構造との対応

電磁波反射法による探査データから前記判読基準によって判読図を作成する。しかし、判読図の段階ではそれらの反射像の地質学的意義は、まだ与えられていない。判読図の示す内容に地質的な解釈を与えることが、探査の最終目標であり、とくに、災害の徴候を正しく把握することが重要である。

岩盤崩壊性斜面の探査では、落石や前方転倒型の崩壊が対象となる。前方転倒型の崩壊については、すでに、繰り返し触れたように、崖面に平行な亀裂（あるいはそれに近い角度の亀裂の組み合わせ）が注目される。したがって、こうした亀裂の存在、とくに、反射強度の大きさから推定される空洞や開口亀裂の存在を評価することが肝要と思われる。例えば、図3.4.3-1に例示した判読例では、B測点の2付近に強い反射のゾーンが認められ、A側からの亀裂とB側からの亀裂とが交会する位置にあり、亀裂が開口的な状態となっていることが予想され、崩壊の徴候を検知する目的からは、極めて重要な場所と評価することができる。このように判断する一つの根拠は、この付近で多重反射によると思われる信号が深部にまで及んでいることである（逆に、A測点近では、強い反射パターンの方下への連続は認められず、開口的な亀裂は存在しないものと判断される）。すなわち、反射法による探査では、岩石と空気のように、強い反射係数を持つ境界面が存在すると、地表と境界面との間で伝搬の繰り返しが行われ、ゴースト（偽像）が現れるのが普通である。

このような、災害に結びつくと思われる結果が得られた場合、コアドリルおよびファイバースコープカメラなどで確認の為に検証調査を実施すべきである。そして、さらに、詳しい調査を行い、開口亀裂の広がりや深さを把握し、開口亀裂の成因について考察の上、アンカーボルトその他の対策工を早急に講じることが必要となる。

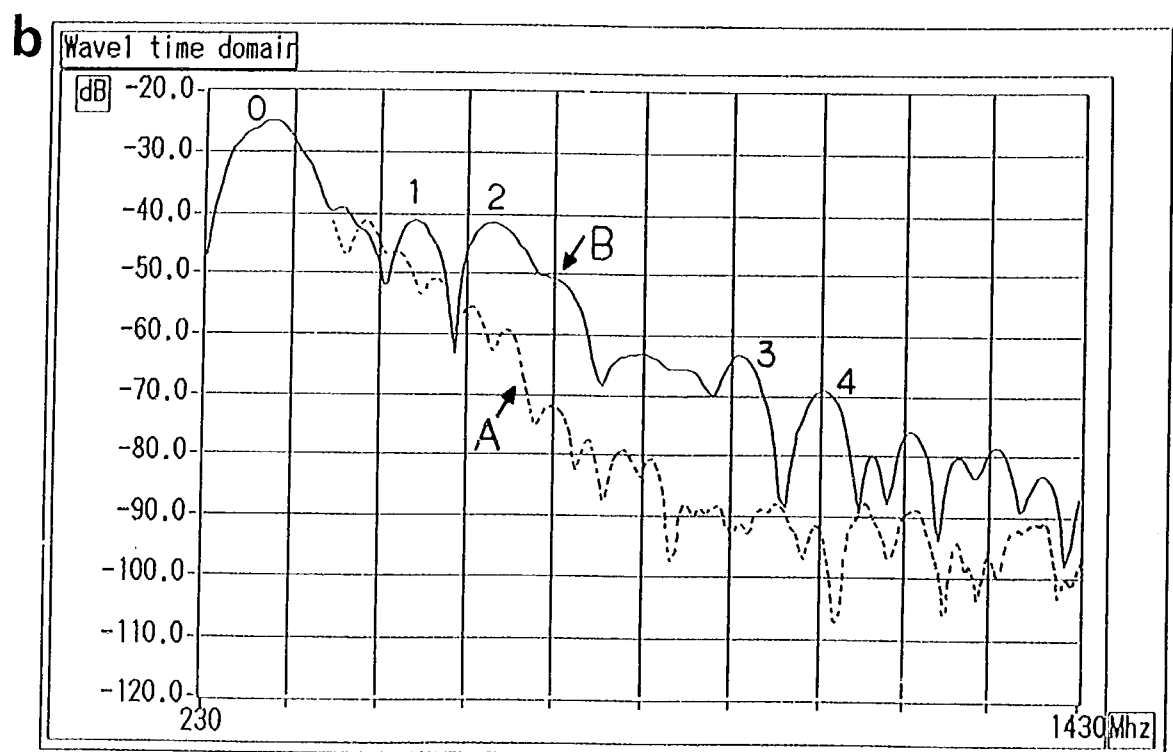
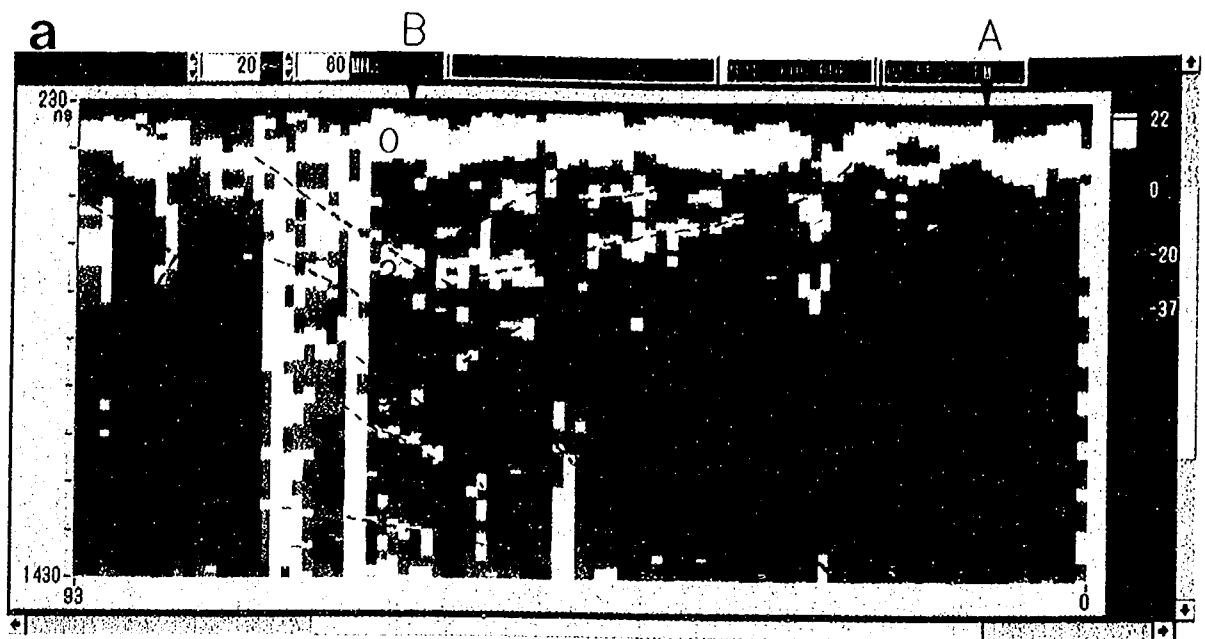


図 3. 4. 3 - 1 越前岬崩壊現場における測定例

4. 探査事例

4.1 基礎実験

4.1.1 パルス型による岩盤内亀裂のモデル実験

1) 実験概要

a. 実験の目的

現地探査を実施するに先立ち、パルス型機器の基本的な探査特性（精度、分解能）を把握するため、室内実験を行った。

b. 使用機器

探査に使用した機器はGSSI社製SIR-10システムであり、アンテナは500MHzを使用した。送信されるパルスはインパルス（半波長のパルス）である。

c. 実験の概要

探査を行ったモデルを図4.1.1-1に、また探査風景を写真4.1.1-1に示す。モデル岩盤は稲田花崗岩からなる厚さ196mmの板状岩盤（ R_1 と R_2 ）を2枚平行に並べたものであり、アンテナは図のように一方の岩盤（ R_1 ）に密着した。実験は、2枚の岩盤の間をクラックとみなし、その間隔を変えたり、間隙に粘土を充填して反射波形の変化を測定した。

2) 実験結果

a. 花崗岩の誘電率

まず、花崗岩の誘電率を測定した。

図4.1.1-2は2枚の岩盤の間に幅2.44mmの間隙を設け、間隙に何も入れない場合、間隙に鉄板を入れた場合、 R_2 の左側に鉄板を入れた場合の3パターンで反射波形を測定したものである。これらを比較すると、反射係数から、理論的には正の反射を生じると推定されるが、鉄板を挿入した場合には一旦わずかに負の側（図の下側）に波を生じた後に強い正の反射波形を生じている。この反射波形をもとに、様々な方法で誘電率を測定した。なお、誘電率の算出は次式を用いた。

$$\epsilon = (30t/L)^2$$

ここに、 ϵ は比誘電率（以降これを誘電率と称する）、 t は往復走時（nsec）、 L は往復距離（cm）である。30は係数で、正確には真空中の電磁波速度（29.979cm/nsec）である。

最も一般的な誘電率の測定法である①や①'の方法で誘電率を算出すると、花崗岩の誘電率は R_1 が5.25、 R_1 と R_2 の平均誘電率が4.41である。また、②によって R_2 のみの誘電率を求めると3.65となる。 R_1 とはほぼ同一岩体で厚さも同じであることから、 R_1 の誘電率が5.25で R_2 が3.65ということはあまり考えられない。したがって0 nsecの位置に多少問題があると推定される。一方、③の方法（最初の負の波の最大点）や④の方法（最初の負の波の立ち上がり）で誘電率を算定すると、それぞれ3.08、2.33となり、さらに誘電率は低くなる。また、②～④の方法により0 nsecの点を推定すると、それぞれ異なる点になってしまう。このなか

で、②の方法により求めた 0 nsec の点を用いて①' を再び算定すると、①' の誘電率は 3.65 となり、②で求めた R_2 の誘電率と同じ値になった。したがって、最も妥当な誘電率は 3.65 であり、計算上の正確な 0 nsec の位置は図中の 0.5 nsec 付近と推定される。

b. 亀裂からの反射波形

探査精度を把握するため、亀裂の開口度合いを変えながら反射波形を測定した。

図 4.1.1 - 3 はその試験結果である（図中ゲインは -1 dB）。亀裂の幅が約 4 mm 以上でわずかに有意な反射波形が見られるようになる。この傾向は機器のゲインを調整しても同様であり、本システムでの測定精度は、開口亀裂幅で 4 ~ 5 mm 以上であることがわかった。

また、亀裂の幅を広げていくと、負の反射波形が次第に強くなる。ただし幅がある程度以上になると反射波の強さはほぼ頭打ちになるようである。

図 4.1.1 - 4 は亀裂内に粘土（スメクタイト 7 kg に水道水 8 リットルを混合したもの）を充填した場合の反射波形の変化である（図は下方向が正。ゲインは図 4.1.1 - 3 と同様）。同図によると、亀裂幅 1.85 mm で既に反射波形に変化が見られる。したがって本システムでの、粘土が挟在した亀裂に対する測定精度は幅約 1 ~ 2 mm 程度であることがわかった。

図 4.1.1 - 5 は、上記の結果から間隙幅と反射振幅の関係を整理したものである。図によると、亀裂内が空気の場合、開口部の間隔が約 100 mm 以下の範囲では亀裂幅に応じて反射振幅が大きくなるが、それ以上では反射振幅はほぼ一定である。一方、亀裂内が粘土の場合、粘土部の間隔が約 40 mm 以下の範囲では亀裂幅に応じて反射振幅が大きくなる。それ以上では測定していないが、おそらくある程度以上になると、反射振幅が一様になるものと思われる。また、亀裂内が空気の場合と粘土の場合を比較すると、亀裂間隔が数 cm の場合、同じ亀裂幅でも粘土の方が 2 ~ 3 倍の振幅を有する。特に、しばしば露頭で観察される厚さ数 mm 以内の亀裂や弱層に関しては、亀裂内が空気か粘土かで反射振幅が 4 ~ 5 倍異なっている。

この点に関して、岩盤の誘電率 3.65、空気の誘電率約 1、及び後述の実験で求めた粘土の誘電率 (38.3) から、次式にしたがって反射係数を算出すると、岩盤から空気へ電磁波が伝播する場合の反射係数 r_1 は 0.31、岩盤から粘土へ電磁波が伝播するときの反射係数 r_2 は -0.72 となる。

$$r = (\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}) / (\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2})$$

両者には絶対値で約 2.3 倍の差がある。この値は、実験結果（2 ~ 3 倍）とほぼ近い値である。しかし、厚さ数 mm 以内の場合の 4 ~ 5 倍の差を説明できない。この理由は不明であるが、間隙内部が粘土の場合には亀裂周囲の岩盤が粘土から水分を吸収し、実際の間隙幅よりも厚い高誘電率帯を形成している可能性等が考えられる。このような現象は実際の地山でも発生している可能性があり、粘土を挟在する亀裂や水を有する亀裂の探査精度は間隙が空気である開口亀裂のそれに比較して 4 ~ 5 倍であることが推定される。

c. 亀裂の透過減衰

電磁波反射法の探査深度に関しては、伝播媒質としての地盤の減衰定数から、あるいは誘電率から探査深度を推定する求める方法が用いられることが多い。しかしこの場合に考慮されるのはいわゆる粘性減衰的な

ものであり、地層境界や弱層の存在によって電磁波が反射する散乱減衰を考慮すると、減衰量はさらに大きくなることが推定される。そこで写真4.1.1-2のようにアンテナを向かい合わせで設置し、亀裂の透過減衰量を測定した。

図4.1.1-6は亀裂間が空気の場合の透過波形である。同図によると、亀裂間隔を広げるにつれて受信される波の振幅が小さくなっていくことがわかる。なお、この場合の減衰量には、亀裂間隔を広げることによる距離減衰が含まれている。このことは、透過波のピークの位置が少しずつ遅れていく（間隔幅198.25mmの場合にピークが約0.66msecずれている）ことから理解できる。

一方、図4.1.1-7は、亀裂間に粘土（反射実験と同じもの）を充填した場合の透過波形の変化を示したものである。同図によると、粘土の幅が増加するにつれて減衰を生じており、同時にピークの位置も少しずつ遅れていくことがわかる（この遅れの量から粘土の誘電率を求めると38.3である）。

上記の結果から、亀裂間が空気の場合と粘土の場合について亀裂幅と振幅の関係を整理したのが図4.1.1-8である。同図によると、特に亀裂幅が数cm程度の場合には、亀裂間に粘土が挟在すると、亀裂間が空気の場合に比べ4～7倍もの減衰を生じており、粘土の幅が約50～60mm程度で振幅は半減することが推定される。特に、幅が数mm以下の場合、8～10倍程度の減衰を生じていることから、累計粘土幅が同じであっても薄い粘土亀裂を数多く挟在する方が減衰量が大きいと推定される（例えば厚さが5cmの粘土を有する亀裂の振幅は図より約0.51であるのに比べ、厚さ5mmの粘土を有する亀裂が10本存在する場合の振幅は約 $0.81^{10} = 0.12$ ）。

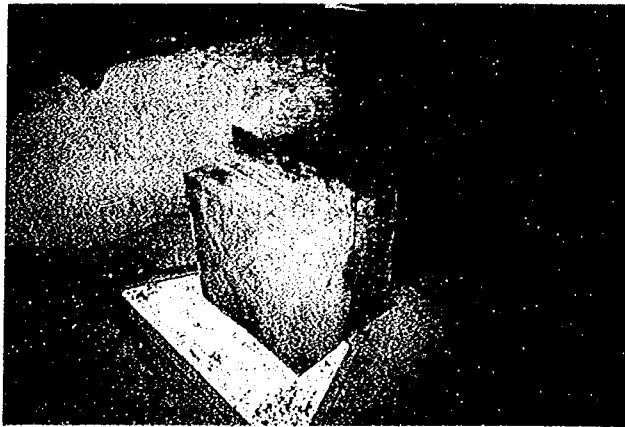


写真4.1.1-1 室内亀裂探査実験の実験風景
(反射波測定)



写真4.1.1-2 室内亀裂探査実験の実験風景
(透過波測定)

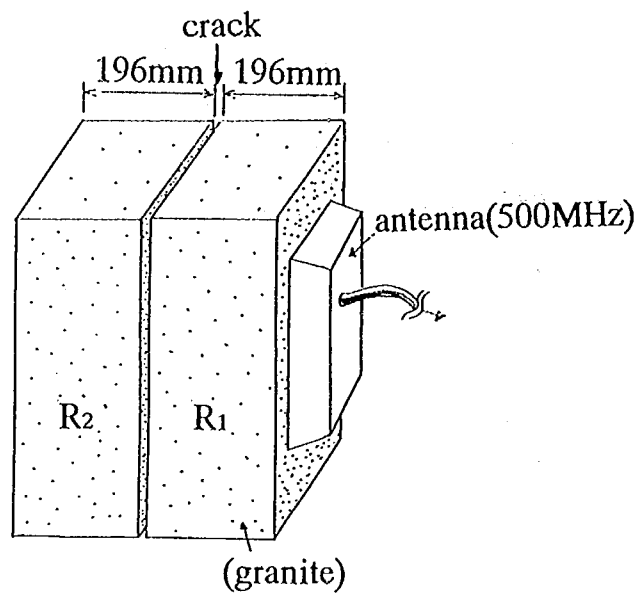


図4.1.1-1 室内亀裂探査実験の模式図

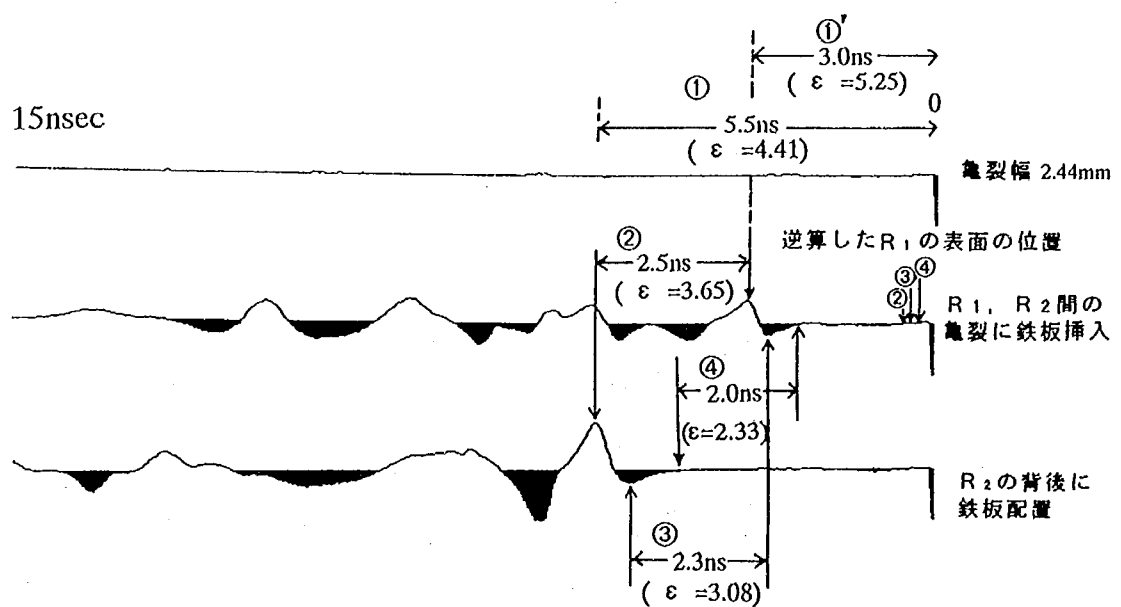


図4.1.1-2 鉄板の挿入による花崗岩の誘電率の測定結果

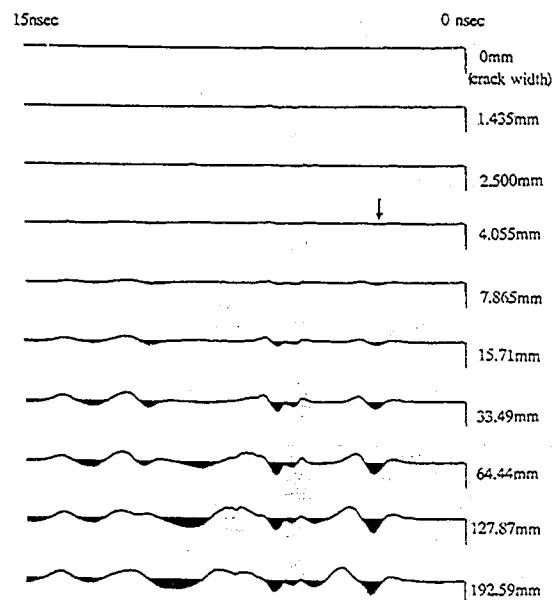


図 4.1.1-3 亀裂に空気がある場合の反射波形の変化 (下方がプラス)

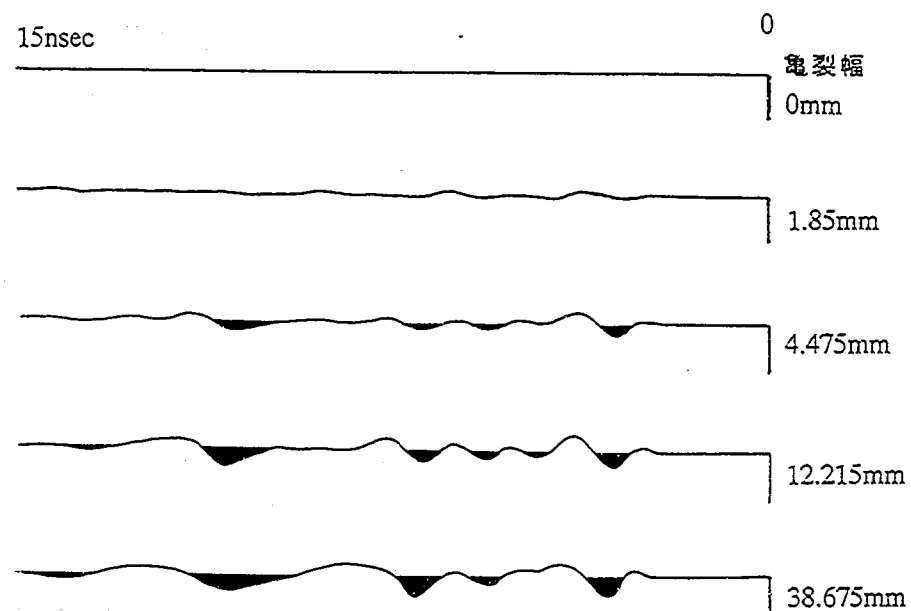


図 4.1.1-4 亀裂に粘土 (スメクタイト 7 kg + 水道水 8 kg) が充填する場合の反射波形の変化 (下方がプラス) (亀裂幅 0 mm のときの波のバックグラウンド補正)

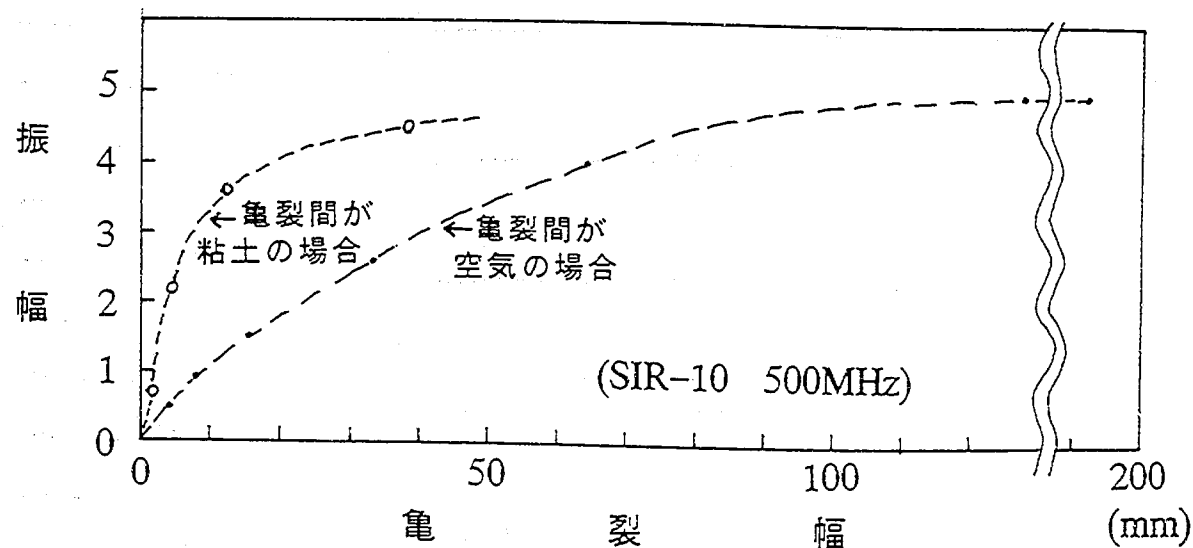


図 4.1.1-5 亀裂間が空気の場合と粘土の場合の亀裂幅と反射波の振幅の関係

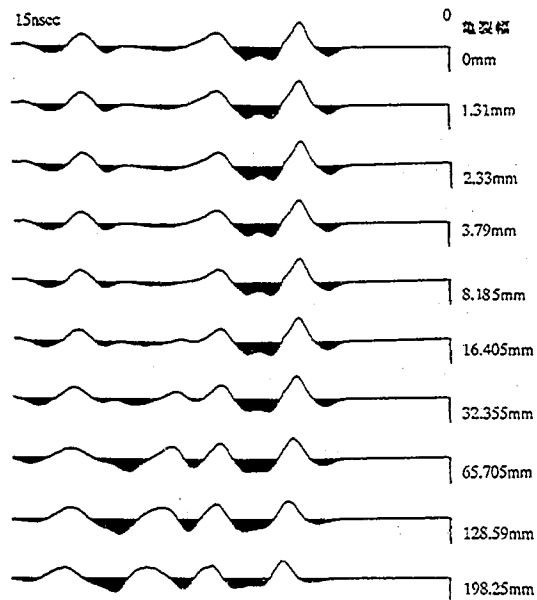


図 4.1.1-6 亀裂間が空気の場合 R_1, R_2 透過波形の変化 (下方がプラス)

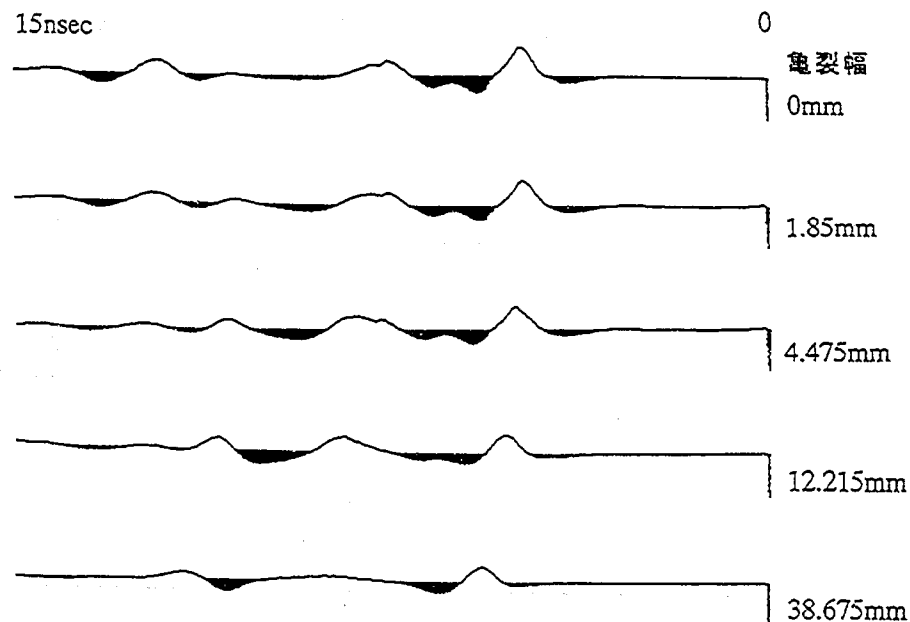


図 4.1.1-7 亀裂間に粘土 (スメクタイト 7 kg + 水道水 8 kg) が充填する場合の R_1, R_2 透過波形の変化 (上方向がプラス)

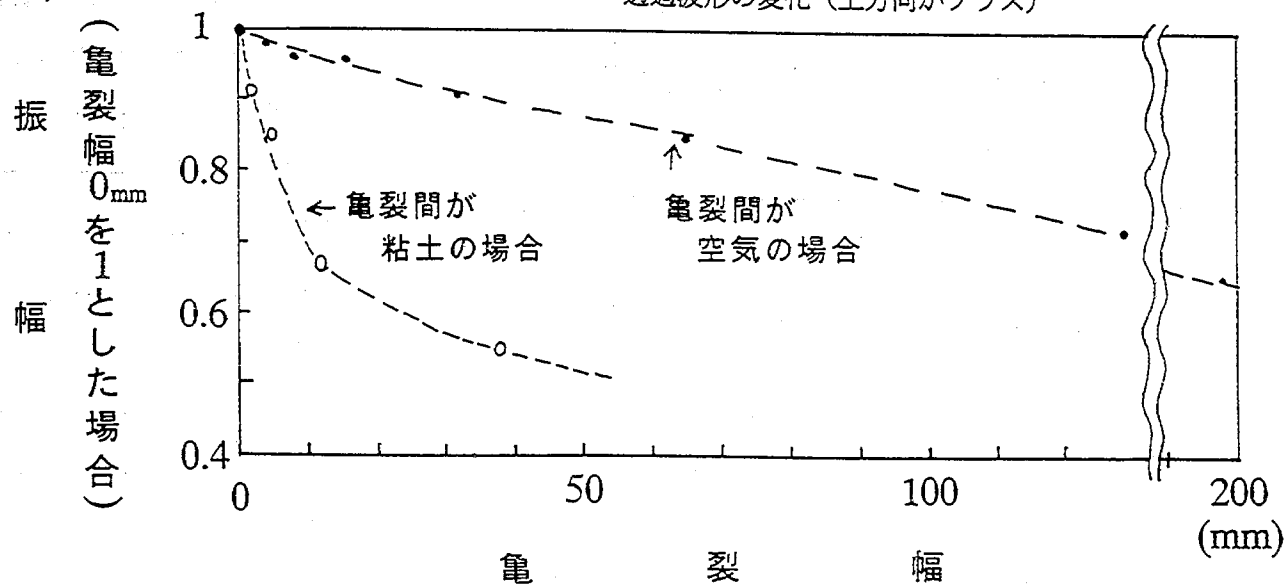


図 4.1.1-8 亀裂間が空気の場合と粘土の場合の亀裂幅と透過波の振幅の関係

4.1.2 パルス型による土質境界のモデル実験

1) 実験地の概要

(1) 所在地

実験地は茨城県つくば市建設省土木研究所の盛土実験施設である。

(2) モデル盛土斜面の概要

モデル盛土斜面は砂質土とロームよりなる。モデル盛土斜面の諸元と地質構造を図4.1.2-1に示す。

2) 実験結果

(1) 探査内容と測線配置

本試験では光電製作所のパルス波レーダ（中心周波数350MHz）を用いて透過法による ϵ の測定、および盛土上での反射法の測定を行った。

a. 透過法による ϵ （比誘電率）の測定

図4.1.2-2に測定方法を示す。本試験では、送信アンテナと受信アンテナが斜面に設置されているため、その解釈には注意を要する。

b. ワイドアングル法を用いた ϵ （比誘電率）の測定

図4.1.2-3に測定方法を示す。図に示すように、送受信のアンテナ間距離を0.4～4.0mまで順次離してそれぞれの波形を記録し反射波を識別して、それによって ϵ （比誘電率）を求めた。

c. 盛土上での反射波の測定

送受信アンテナを専用のソリに載せ、模型盛土上を引っ張り、反射波を測定した。写真4.1.2-1に探査状況を示す。

(2) 探査結果

a. 透過法による ϵ （比誘電率）の測定

図4.1.2-4に測定した波形を示す。(a)は砂質、(b)はロームの透過波である。(a)ローム、(b)砂質土とも最初のピークより、 v_L 、 v_s を求め、これにより $\epsilon_L=7.66$ 、 $\epsilon_s=4.32$ が求められる。しかし、a)でも述べたが、測定時アンテナは正対しておらず、またやや乾燥状態にあるローム、砂質上ではあってもこの測定値は小さいと考えられる。そこで図4.1.2-4に示す最大波形を用いて ϵ_L 、 ϵ_s を求め直すと、 $\epsilon_L=26.427$ 、 $\epsilon_s=17.42$ となる。ここではこの値を用いる。

b. ワイドアングル法を用いた ϵ （比誘電率）の測定

ワイドアングル法により測定した反射波形を、図4.1.2-5および図4.1.2-6に示す。表面伝播波の後にくる反射波を求めそれによって求めた比誘電率を、表4.1.2-1に示す。表4.1.2-1より、砂質土では $\epsilon_L=10.77\sim16.06$ 、ロームでは $\epsilon_s=28.47\sim29.53$ で、これらの値は透過法で求めた値と良く整合している。

c. 盛土上での反射波の測定

反射波形を図4.1.2-7に示す（a, bは砂質土→ローム、c, dはローム→砂質土）。この反射波形から反射時間を求め、それから求められる反射面の深さを、表4.1.2-2に示す。反射面の真の深さは1.5mであるが、この測定に用いた模型盛土は当然のことではあるが人工的なものであり、完全な均一体では

ない。また、表面はやや乾燥状態であるが中央部はそれと同じ含水比、密度であるとはいえ、これらの原因に測定誤差が加わり、結果が一致しないものと考えられる。

(3) 探査結果の評価

モデル盛土斜面での測定については以下のようにまとめられる。

- ・本測定系の探査対象深度は1.5 mであり、探査に使用した350MHzのパルス波レーダで十分に探査可能であることが判明した。
- ・探査精度としては、探査対象が人工のモデル斜面ということもあり、やや誤差が大きかった。これは、探査対象が人工盛土で、不均質ということにもよると考えられる。また今回の実験では、比誘電率(ϵ)をワイドアングル法と透過法で求めたが、できれば今後とも両方法の併用が望ましい。



写真4.1.2 - 1 模型盛土の探査状況

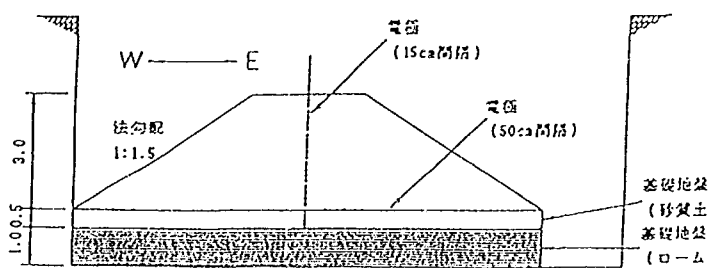
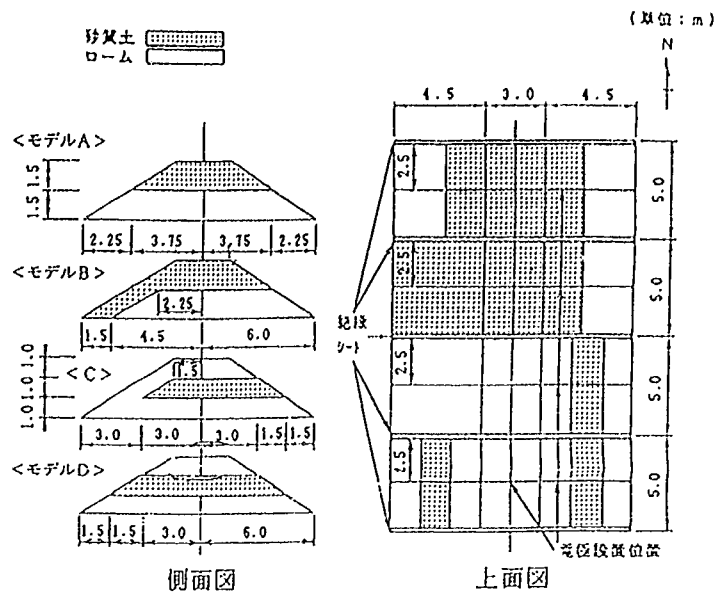


図4.1.2-1 土研屋内模型盛土の諸元と地質構造

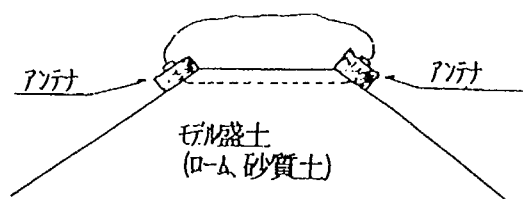


図4.1.2-2 モデル斜面での透過法による ϵ の測定

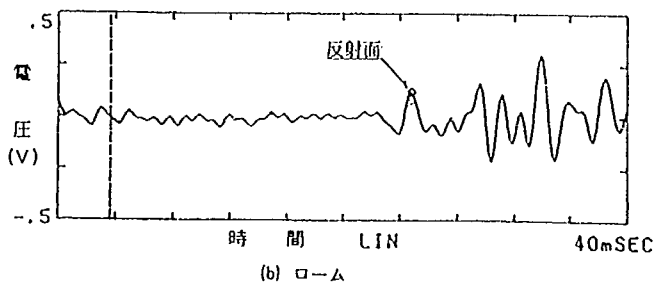
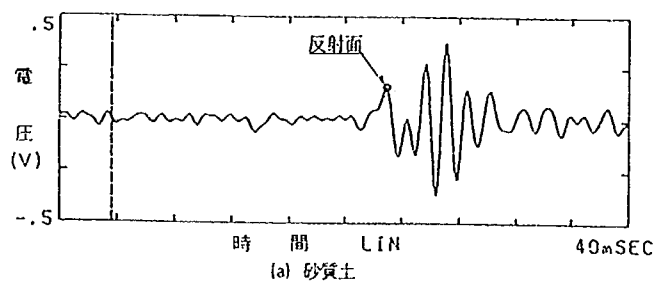


図4.1.2-4 模型斜面での透過波形

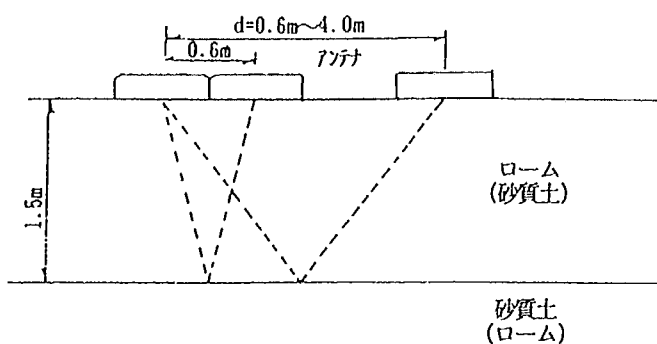


図4.2.2-3 ワイドアングル法による ϵ の測定

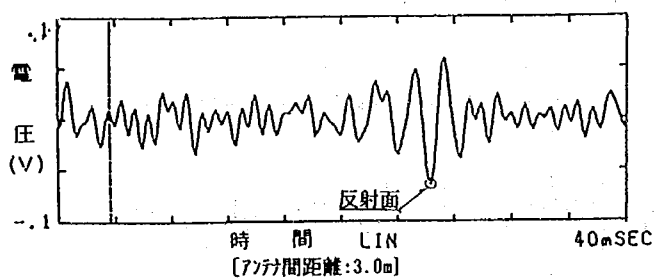
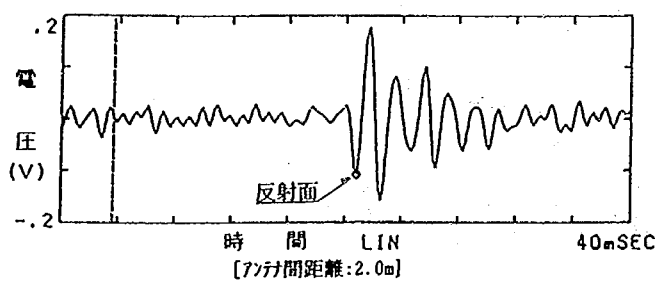
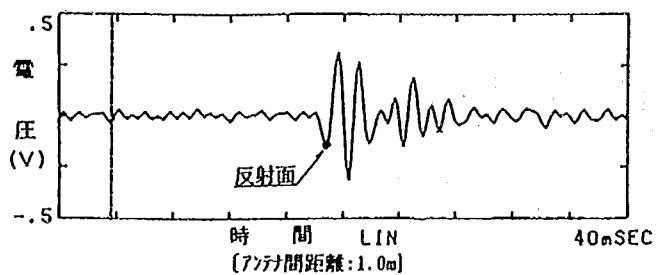
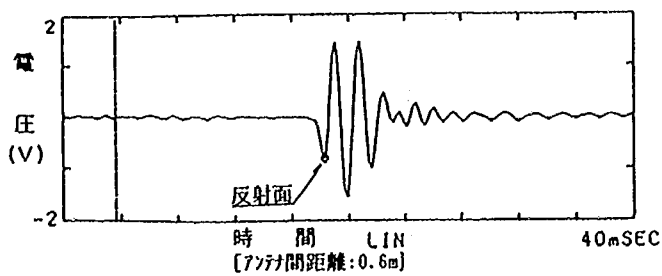


図 4.1.2 - 5 ワイドアングル法による反射波
形例: 測定① (砂質土→ローム)

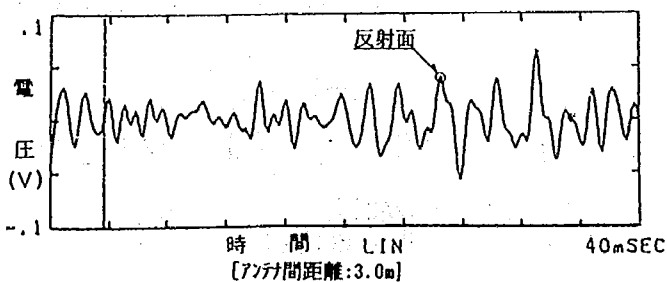
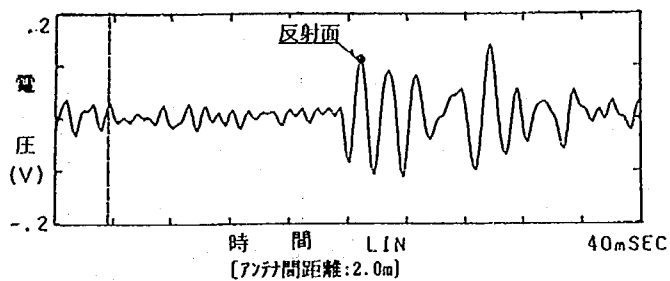
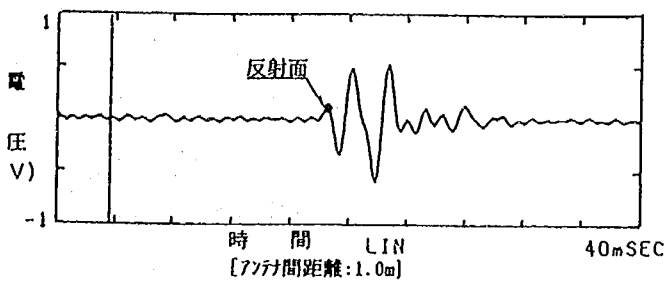
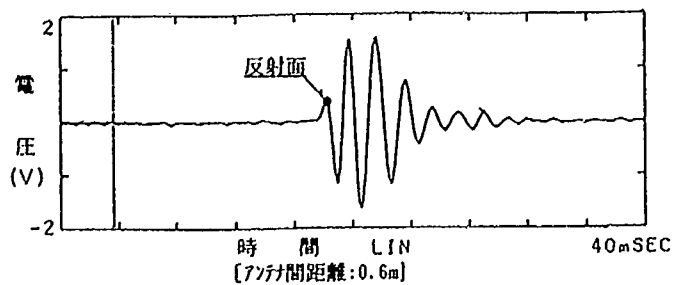


図 4.1.2 - 6 ワイドアングル法による反射波
形例: 測定② (ローム→砂質土)

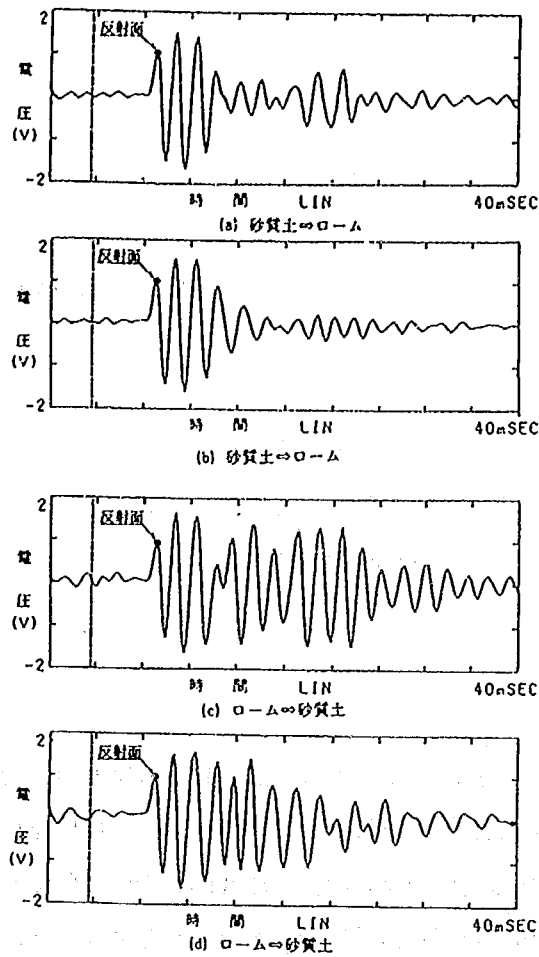


図4.1.2-7 模型盛土上での反射波形

表4.1.2-7 ワイドアングル法によって求めた比誘電率

アンテナ間距離	測定① (砂質土)	測定② (砂質土)	測定③ (ローム)	測定④ (ローム)
0.6m	10.84	14.95	32.33	33.87
1.0m	10.76	14.58	24.87	24.41
2.0m	13.93	13.68	26.13	26.13
3.0m	10.09	21.04	30.54	30.39
4.0m	8.24	(測定不能)	(測定不能)	32.83
平均	10.77	16.06	28.47	29.53

表4.1.2-2 反射時間と反射面探索結果

測定	反射時間 (s)	反射面深さ (m) ϵ :透過法	反射面深さ (m) ϵ :ワイドアングル法
(a) (砂質土⇒ローム)	7.14×10^{-8}	1.99 ($\epsilon_s=26.42$)	1.90 ($\epsilon_s=29.00$)
(b) (砂質土⇒ローム)	7.14×10^{-8}	1.99 ($\epsilon_s=26.42$)	1.90 ($\epsilon_s=29.00$)
(c) (ローム⇒砂質土)	4.44×10^{-8}	1.48 ($\epsilon_L=17.42$)	1.72 ($\epsilon_L=13.42$)
(d) (ローム⇒砂質土)	4.40×10^{-8}	1.46 ($\epsilon_L=17.42$)	1.70 ($\epsilon_L=13.42$)

4.1.3 パルス型による土研地質野外実験場の探査実験

1) 実験概要

a. 実験の目的

斜面での探査実験に先立ち、平坦地で現地実験を行った。

b. 使用機器

探査に使用した機器はGSSI社製SIR-10システムであり、アンテナは500MHzを使用した。送信されるパルスはインパルス（半波長のパルス）である。

c. 実験の概要

探査地の平面図を図4.1.3-1に、地質断面図を図4.1.3-2に、また探査風景を写真4.1.3-1に示す。探査測線は図中のボーリング孔AとBの間である。探査箇所には、第四紀の堆積物がほぼ平坦に厚く堆積しており、最上部2～3mは関東ローム層、及び盛土となっている。この領域において、探査深度を約150nsecと100nsecの2段階で探査を行った。

2) 実験結果

a. 探査結果

探査結果を図4.1.3-3に示す。探査結果によると最も顕著な反射面は約30nsec付近からのものである。この反射面はほぼ平坦だが測線距離25～32m付近で局所的に深く、反射面が約40nsec付近まで入り込んでいる。この反射面を境に、浅部は比較的弱い反射面、深部20nsec程度は強く連続性に乏しい反射面が卓越している。また、測線距離12m、14m、及び17m付近で、それぞれ深度40nsec、50nsec、60nsec付近に双曲線型の反射波形が認められる（17m地点の反射面は150nsecまでの探査結果では不明瞭）。したがって本測定系における探査深度はこの測線では最深60nsec程度と判定される。

b. 探査地の土質調査

探査結果で得られた強い反射面を確認するために測線上の5m地点で検土杖による調査を行った。その結果、表層3cm程度が植物片を含む高有機質土で、深度約80cmまでが、まれに直径数mm程度の礫を含む褐色の粘性土である。この粘性土は極めて硬質で、検土杖が容易に貫入しない。80cm以深は上層に比べてやや軟質な黄褐色のローム層であり、厚さは70cm以上である。粘性土、ロームともに含水状態は高い。探査から得られている反射面はロームの上限と下限の2つの可能性があるが、含水状態の高さからロームの上限であると推定される。反射面までの深度は5m地点で約30nsecであるので、誘電率は約32と算出される。仮に誘電率が60nsecまでほぼ一様と仮定すると、探査深度は160cm程度までである。

3) 探査結果の評価

本測定系では、地表面が粘性土であるためか、探査深度は比較的浅かった。したがって本調査地と同様な粘性土質の斜面で探査する場合には、1～2m程度を可深深度とするのが妥当と考えられる。

参考文献

- 1) 稲崎富士・神保 悟・阿部昌彦・長沢政和(1989): 沖洪積層を対象とした物理探査(その1) - 土木研究所地質野外実験場における総合的調査 -、土木研究所資料第2759号、建設省土木研究所

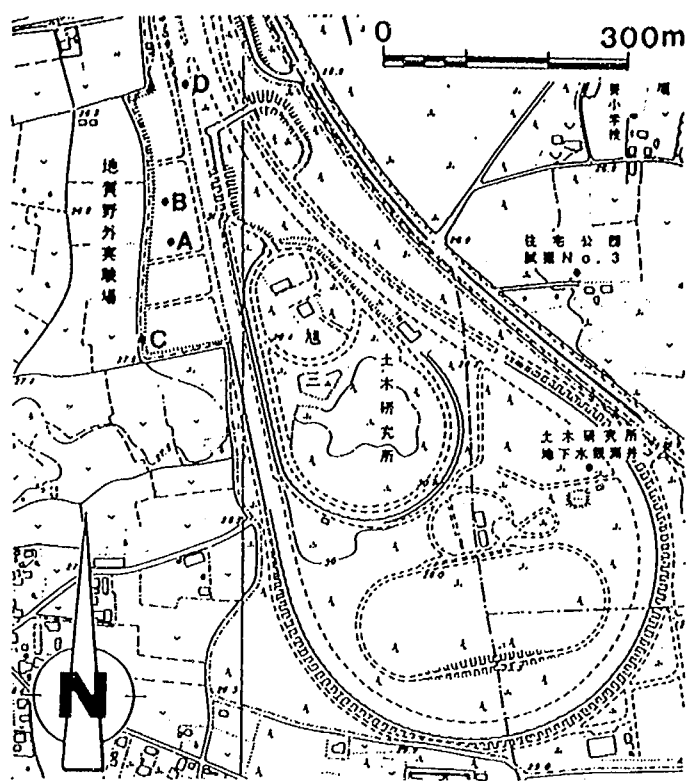


図4.1.3-1 土研地質野外実験場平面図及び測線A-B

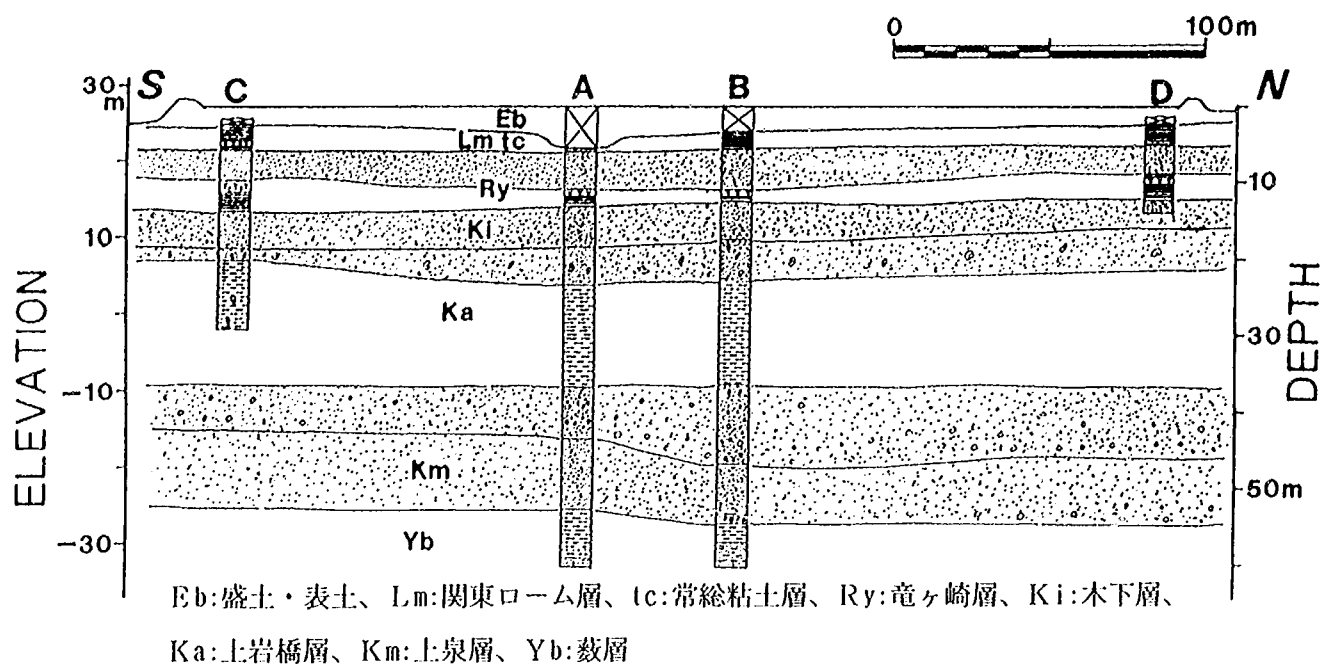


図4.1.3-2 土研地質野外実験場の地質断面図¹⁾



写真4.1.3-1 土研地質野外実験場の測線

野外実験場（土研構内）

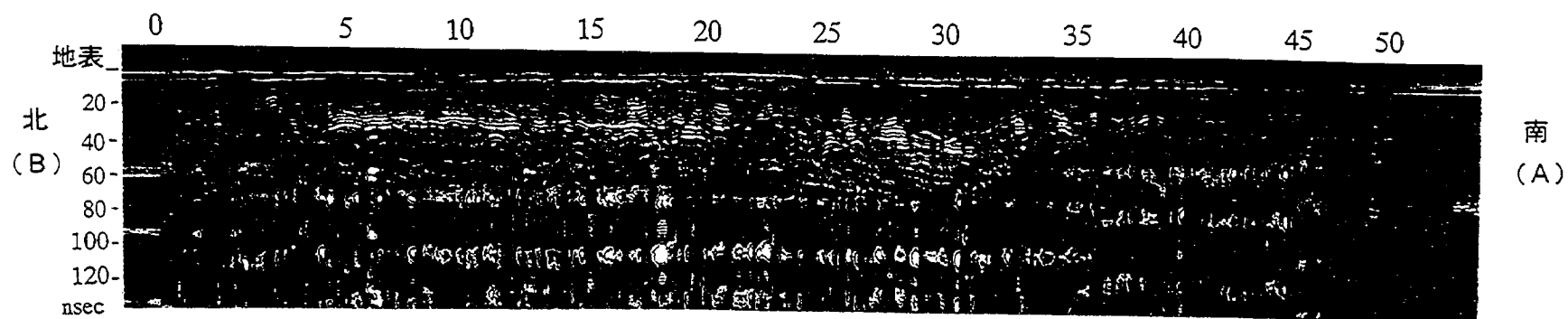
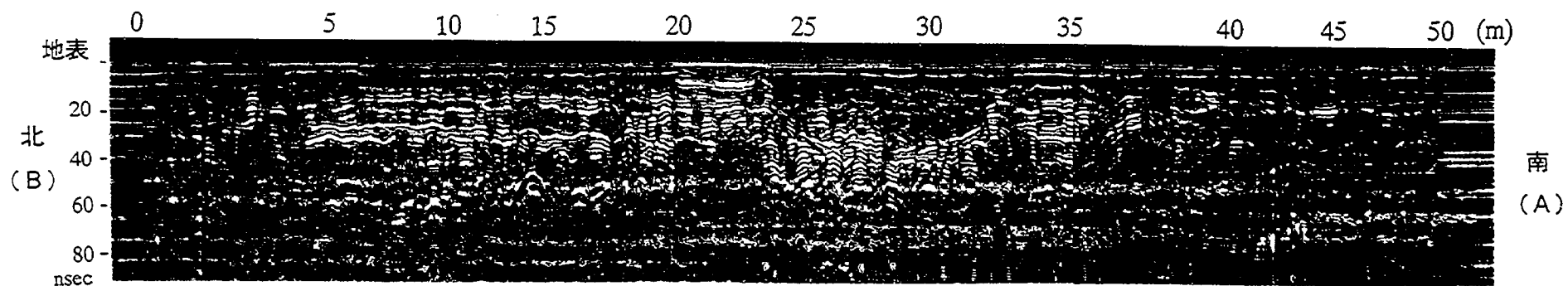


図4.1.3-3 土研地質野外実験場における探查結果（上がフルスケール100nsec、下が150nsec）

4.1.4 連続波型による土研地質野外実験場の探査実験

1) 実験地の概要

(1) 所在地

調査地は茨城県つくば市大字旭1番地 建設省土木研究所構内の地質野外実験場である(図4.1.3-1と同測線)。

(2) 地質概要

実験地周辺の表層部地質断面は、深度30m以浅では沖積層及び洪積層により構成されており、下位より木下層、竜ヶ崎層、常陸粘土層と連続し、主に砂層とシルトの互層を呈し、木下層の基底の深度は概ね20m前後である。さらにその上位には関東ロームが層厚2~3m前後で被覆している。(図4.1.3-2)

(3) 実験地

探査測線は周辺の表層地質が比較的良くわかっている場所で、かつ地形が平坦である場所を選定した。地形が平坦な場所を選定した理由はアンテナの設置が容易であることと地形補正(静補正)に伴う解析上の誤差を避けるためである。

調査地の測線設定状況は写真4.1.3-1に同じである。測線上には植生があったが、表層部は比較的硬質な地盤であった。アンテナ走査は植生を踏みつけた状態にした後で行った。写真4.1.4-1、2にアンテナ部と測定設置の設置状況を示す。

2) データの収集と整理

(1) 計測内容 表4.1.4-1に計測内容を示す。設定した測線長は50mとした。

表4.1.4-1 計 測 内 容

項 目	測線長	測点数	測定間隔
0 mオフセット走時	50m	25点	2 m
ワイド・アングル法	50m	25点	2 m
プロファイル法	40m	50点	1 m

(2) 探査結果

a. 0 mオフセット走時の決定

0 mオフセット走時の決定を行う計測を実施した結果は、走時曲線を作成し、この曲線に空気中における電磁波の伝搬速度は光速度と同じとみて、光速度の逆数を傾きとする直線を当てはめ、縦軸の切片から計測器系のもつ時間誤差(0 mオフセット走時)を求めた。

その結果、本探査で用いた計測器は54nsecの時間誤差をどの計測においても一定にもっているものとした。

b. ワイド・アングル法による計測結果

測定方法は電磁波の空中伝搬試験の場合と全く同じである。したがって測線における共通反射点直上の位置は25m点である。

図4.1.4-1にワイド・アングル法によって計測された記録波形を示す。各記録波形の50n~300nsec付近に認められる強い振幅の現れている部分は伝搬速度から推定して送受信アンテナ間を直接空気を媒体として伝わる直接波に相当する。また図中に黒丸で示した部分は送受信アンテナ間距離2m付近でピークをもつ上に凸の曲線上に位置しているのでこの黒丸で示したフェーズ（位相）が地下の共通反射点に起因する反射波のフェーズに対応していると判断できる。

図4.1.4-2に送受信アンテナ間距離の自乗と共通反射点からの反射波と推定されるフェーズの自乗到達時刻との相関を示した。

図4.1.4-2に直線を当てはめ、共通反射点までの平均的な電磁波の伝搬速度及び共通反射点の深度を求めた。平均的な伝搬速度及び共通反射点までの深度はそれぞれ、 0.562×10^8 m/sec及び7.053mである。

電磁波の地中伝搬を規定する要素は用いる電磁波の周波数、地中の透磁率、導電率（電気伝導度）及び誘電率である。このうち、透磁率については磁性鉱物を特に多く含む地層あるいは岩体を除けば真空中と同程度の値となることが予測される。したがって電磁波の伝搬に関して地中の透磁率は問題とはならない。また導電率が 10^{-2} S/m程度のオーダーで電磁波の周波数及び地中の誘電率に対して無視できるほど小さい場合、真空中の誘電率に対する地中の誘電率の比として表される比誘電率 ϵ' は次式で示すことができる。

$$\epsilon' = (c/v)^2$$

ここで、 c 及び v はそれぞれ光速度及び地中における電磁波の伝搬速度を表す。したがって地中の比誘電率は媒質の屈折率の自乗に相当する値である。ある媒質境界面に垂直入射する電磁波に対して、電磁波エネルギーの損失が媒質中で起こらない場合には比誘電率は媒質境界面における反射及び透過係数を与える量となる。

さらに地中の導電率は直接的に電磁波の減衰に関わる量であるから、反射法で電磁波を用いる場合には導電率によって電磁波の透過能力を推定し、比誘電率によって地中でどのような反射が起こるかを想定することができる。

上式とここで求められた電磁波の伝搬速度を用いると比誘電率は28.31となる。地中の比誘電率は含水の状態によって変化するため一概には言えないが、通常粘性土の場合は25~35程度の値をとり、強制乾燥状態の火成岩で5~7程度の値をとり、強制乾燥状態の堆積岩で10前後の値となる。また含水量と比誘電率の間には正の相関が認められることが知られている。含水率20%程度の堆積岩では30前後の比誘電率となる場合もある。

今回得られた地中の比誘電率は粘性土に対する平均的な値となっている。

c. プロファイル法による計測結果

探査測線上でプロファイル法による計測を実施してプロファイル断面を作成した。各トレースに対する

時間軸の深度変換はワイド・アングル法によって求めた深度約7 mまでの平均的な電磁波の伝搬速度を用いて行った。

探査によりデータ取得の元記録には、水平距離20～35m、深度5 m以浅に波形の乱れた部分があり、この他に測線の1 m点、深度10m付近から50m点、深度8 m付近にかけて傾斜した反射波のフェーズが認められる。また概して深度10m以深の記録振幅は小さくこの部分の反射波のフェーズは確認し難くなっている。この元記録に対して振幅回復処理、水平重合処理及び20M～60MHz帯のバンド・パス・フィルター処理を施し、全体的に感度が上がった記録にした。特に深度10m以深における反射波の各フェーズが確認できるようになった。ただし地表面に沿う方向に平行するノイズのフェーズも大きくなっている。フィルター操作により地表面付近の直接波の振幅が減衰したことによって深度5 m以浅の反射構造が読み取り易くなった。しかし各反射波のフェーズは依然として振動波形のままで保存されている。

この後の処理として深度10m付近に現れた強い反射波のフェーズを基本波形としてウェーブレット処理及びデコンボリューション処理を行い、水平方向にフェーズの揃ったノイズを除くと先に認められる振動波形は無くなり、その代わりに本来あるべき反射面に相当する位置に単独のパルス波が立ち上がっている様子が認められる。

図4.1.4-3は上記のように信号（波形）処理を行った最終反射解析断面図（時間～深度変換断面）である。マイグレーション処理によって深度10m付近及び深度15m付近にある反射面の連続性が良くなりマイグレーション処理の効果が認められる。特に深度10m付近の反射面についてはデコンボリューションまでの処理段階では地表面付近にあるフェーズの乱れによって形状が歪められていたがマイグレーション処理後には北上がりの滑らかな反射面として表現されている。水平方向にフェーズが揃うノイズはリファレンス波形によるノイズ除去処理によって反射波の振幅以下にまで絞込まれており、この反射断面図は反射波のフェーズを強調する図面に仕上がっている。

3) 探査結果の評価

プロファイル断面と地質断面を対比してみると、図4.1.4-4に示した反射面のうち測線の1 m点直下、深度10m付近から50m点深度8 m付近にかけて認められる反射面（図中aの記号）は竜ヶ崎層内にある砂層とシルトまたは腐植土層の境界にほぼ対応している。

また深度15m付近には3つのそれぞれ独立した反射面（図中b、c、dの記号）が確認でき、これらの反射面はいずれも木下層内部に位置している。深度変換に用いた電磁波の伝搬速度は深度7 mまでの平均速度であり、地質断面によると深度10～15mの区間は砂層または砂礫層から成っており上部層よりも電磁波の伝搬速度は速いと推定することができる。したがってこの深度10m以深に認められる反射面の深度は表記の深度よりも深くなることが予想される。

シルト及び腐植土を含む沖積層の地盤では探査深度約10mの結果が得られた。これは従来のパルス型レーダの一般的な探査能力より約2倍以上である。

表層地質が比較的良くわかっている場所で調査を実施したが、深度約10m以浅における地質的境界に対応する反射像は直接波のリンギングにより不明瞭になっている。地形的に平坦面であることよりアンテナの設置は均一性が保たれ、またアンテナの設置が容易であるとともに、地形補正（静補正）に伴う誤差、つまり

地形の影響による偽像はほとんど含まれていないプロファイル断面が得られている。今後の課題としては、地表より 5 m 以浅のプロファイル断面に直接波によるリンニングが多少みられるので、この偽像を除去する処理を施す必要があること、計測に際してのアンテナ間隔がやや広いと考えられるのでより狭くして（約 0.5 m 程度）データ数の多い測定を実施し分解能を上げること、さらに探査深度を増すために電磁波の掃引時間を長くする工夫が必要である。

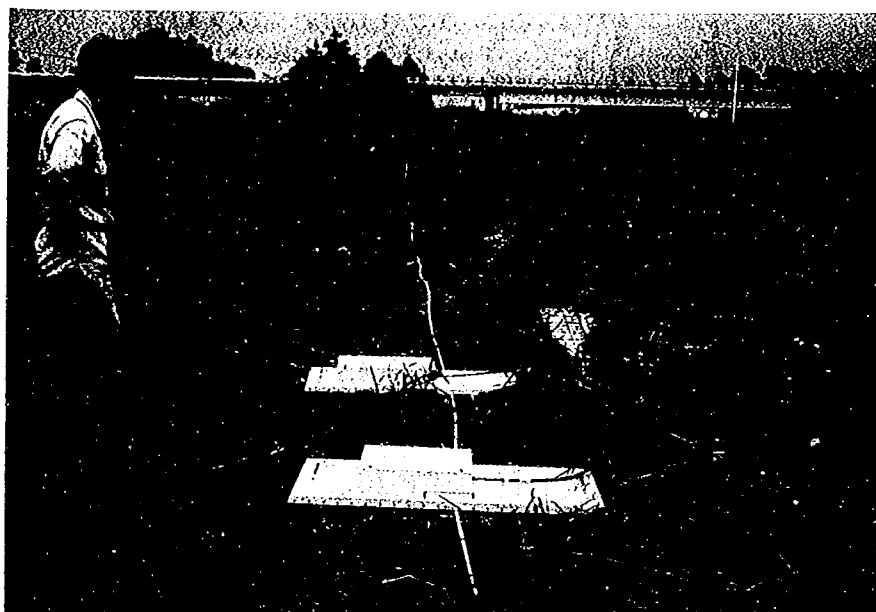


写真 4. 1. 4 - 1 アンテナの設置状況

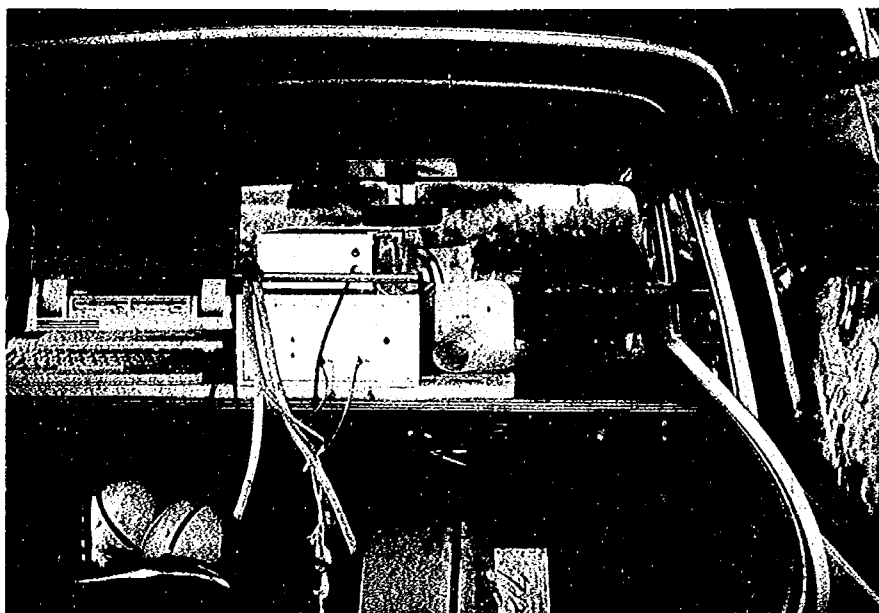


写真 4. 1. 4 - 2 測定装置の設置状況

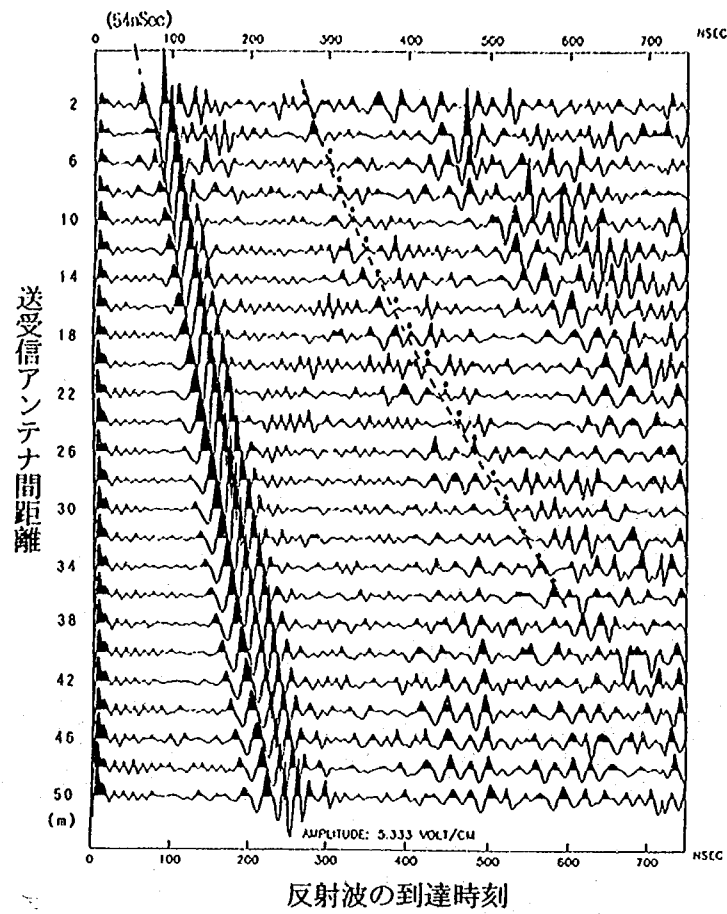


図4.1.4-1 ワイドアングル法における記録波形

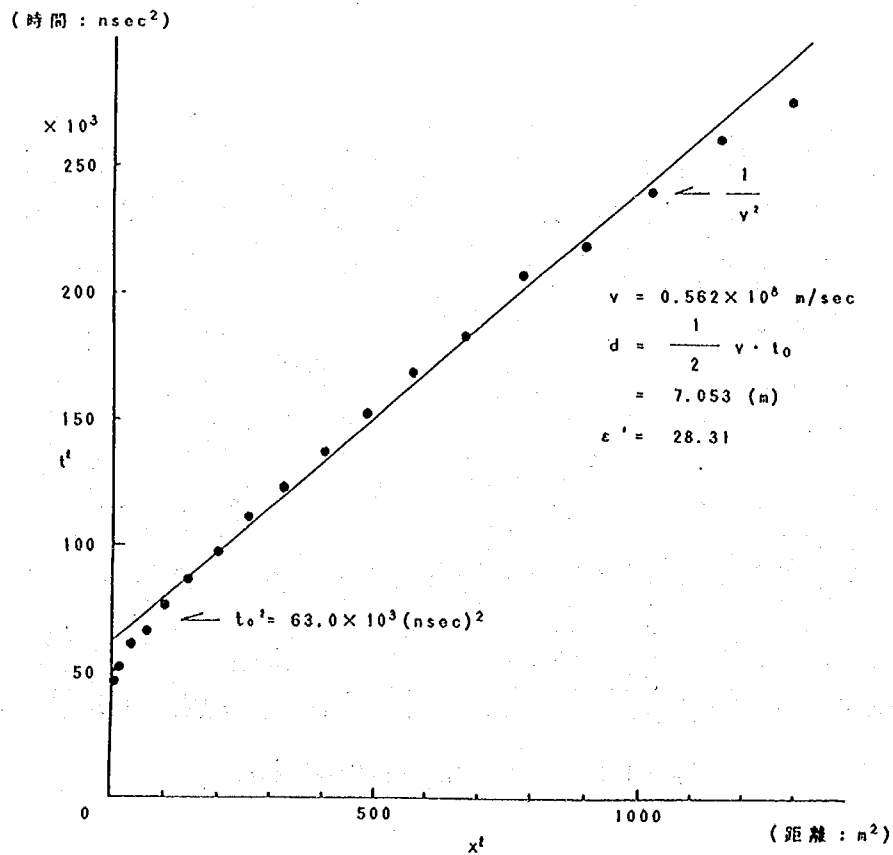
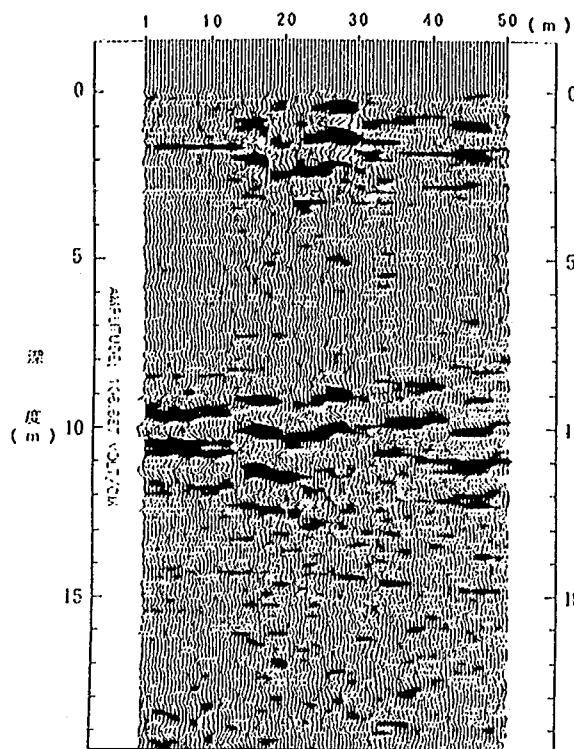
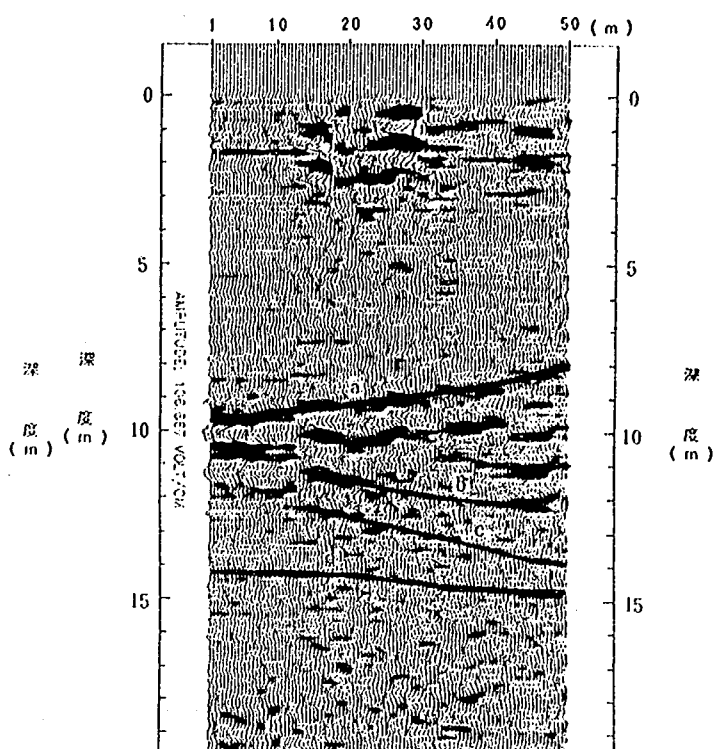


図4.1.4-2 ワイドアングル法における自乗走時（深度7 mからの反射）



振幅回復処理, 水平展合処理
バンドパスフィルター処理 (20V~60MHz)
ウェーブレット処理
デコンボリューション処理
f-kマイグレーション処理
リファレンス波形によるノイズ除去

図4.1.4-3 プロファイル断面



振幅回復処理, 水平展合処理
バンドパスフィルター処理 (20V~60MHz)
ウェーブレット処理
デコンボリューション処理
f-kマイグレーション処理
リファレンス波形によるノイズ除去

図4.1.4-4 主な反射面の判読結果

4.1.5 パルス型による茨城県Y採石所の岩盤亀裂探査実験

1) 実験地の概要

(1) 所在地

茨城県笠間市Y採石所(図4.1.5-1参照)

(2) 地形・地質概要

本採石所は、東北地方の阿武隈山地から筑波山塊にまたがる花崗岩地帯の中に位置している。当地では一面に硬質な稲田花崗岩が分布しており、良好な採石所となっている。

(3) 実験場所

実験は、この採石所の中に分布する花崗岩の切削溝、断層等に対して行った。採石所の概観を写真4.1.5-1に示す。なお実験は光電製作所のパルス波レーダ(中心周波数350MHz及び150MHzの2台)を用いた。

2) 実験結果

(1) 探査内容と測線配置

a. 密着性の割れ目の探査

図4.1.5-2に探査対象岩盤の模式図を示す。探査は矢印の方向から密着性の節理を対象として行った。探査は中心周波数350MHzのパルス波レーダを用いた(実験に先立ち、実験に供する花崗岩の比誘電率を切り出した花崗岩の岩塊を用い、透過法により求めた。その結果、 $\epsilon_{gr}=4.0$ であった)。

b. 開口性の割れ目の探査

図4.1.5-3に探査対象岩盤の模式図を示す。探査は矢印の方向から岩盤中(幅5m)に存在する開口性の割れ目(花崗岩の切り出し用の溝：幅約10cm)を対象として行った。探査は中心周波数350MHzのパルス波レーダを用いた。

c. 割れ目に充填物(含水した砂、粘土：人工溝)がある岩盤の探査

図4.1.5-4に探査対象岩盤の模式図を示す。探査は矢印の方向から、花崗岩中に存在する割れ目(含水した砂、粘土を挟む節理)を対象として行った。但し、この割れ目は花崗岩の切削溝に含水した砂、粘土等がつまったものであり、花崗岩と充填物の境界は明瞭であった(漸移層ではない)。探査は中心周波数350MHz及び150MHzのパルス波レーダを用いた。

d. 割れ目に充填物(含水した砂、粘土：自然溝)がある岩盤の探査

図4.1.5-5に探査対象岩盤の模式図を、写真4.1.5-2に探査の状況を示す。探査は矢印の方向から花崗岩中に存在する自然の割れ目(含水した砂、粘土を充填物として挟む)を対象として行った。この割れ目は自然にできたものであるが、節理面はかなりはっきりしていた。なお、探査は中心周波数350MHzのパルス波レーダを用いた。

(2) 探査結果

a. 密着性の割れ目の探査

図4.1.5-6に探査した反射波形を示す。推定反射面(探査した岩盤でレーダと密着性節理の距離)は、 $l=1.5\text{m}$ 、 5.0m である。しかし、図4.1.5-6では明瞭な反射波形が見られず、探査は不可能であった。

b. 開口性の割れ目の探査

図4.1.5-7に探査した反射波形を示す。推定反射面（探査した岩盤で、レーダと切削溝の距離）は、 $a=4.05\text{m}$ である。透過法より求めた花崗岩の比誘電率と、図の反射波形から求めた反射時間を用いて反射距離を計算すると、 $b=4.04\text{m}$ となり、 a と b は一致すると考えてよい。すなわち、均質な花崗岩で明瞭な開口溝は、5m程度の探査距離であれば確実に捉えられる。

c. 割れ目に充填物（含水した砂、粘土：人工溝）がある岩盤の探査

図4.1.5-8に中心周波数150MHzのパルス波レーダで探査した反射波形を、図4.1.5-9に中心周波数350MHzのパルス波レーダで探査した反射波形を示す。推定反射面の距離は $l=6.0\text{m}$ 、 12.1m 、 18.2m である。図4.1.5-7では、探査距離6.0mからの反射波は明瞭に捉えているが、その先の12.1mの反射面は捉えていない。また同様に図4.1.5-8でも、探査距離6.0mからの反射波は明瞭に捉えているが、その先の12.1mの反射面は捉えていない。

d. 割れ目に充填物（含水した砂、粘土：自然溝）がある岩盤の探査

図4.1.5-10に探査した反射波形を示す。推定反射面（探査した岩盤で、レーダと断層面の距離）は、 $l=2.8\text{m}$ 、 5.0m 、 8.3m である。図の反射波形から、反射面と考えられるものは3点（図4.1.5-10の○印）ありこれらの反射時間を用いて反射距離を計算すると、 $l=3.0\text{m}$ 、 5.1m 、 9.2m である。実際の距離と探査結果を比較すると、両者の結果はほぼ一致しており、場合によっては複数の反射面が捉えられる場合もあると考えられる。

3) 探査結果の評価

本探査では、花崗岩の岩盤を対象としてパルス波レーダによる各種割れ目の探査を試み、以下の結果が得られた。

- ・パルス波レーダでは、割れ目が密着している場合は明瞭な反射波は捉えられなかった。これは、密着していることにより、明らかな比誘電率の違いがなかったためと考えられる。
- ・開口性及び充填物がある割れ目に対しては、明瞭な反射波が得られ、探査深度及び探査精度とも非常に良い結果が得られた。これは、探査した花崗岩が均質であり、開口部及び充填物の比誘電率が花崗岩の比誘電率と明瞭な違いがあったためと考えられる。ゆえに、花崗岩の岩盤では、パルス波によるレーダ探査は10m程度であれば、かなり有効であると考えられる。

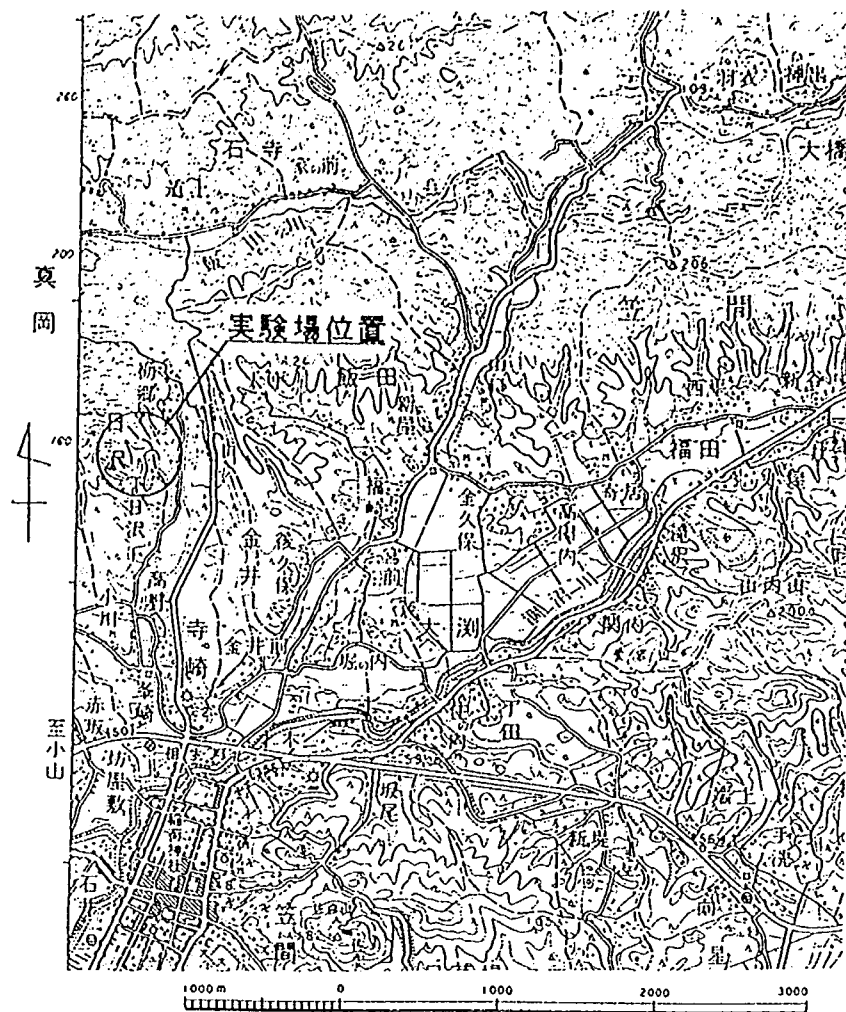


図4.1.5-1 実験場位置図



写真4.1.5-1 採石所概観



写真4.1.5-2 探査の状況

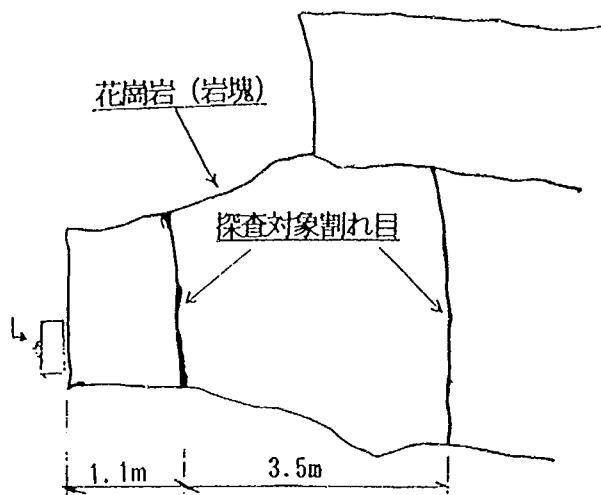


図4.1.5-2

探査対象岩盤（密着性節理）の模式図

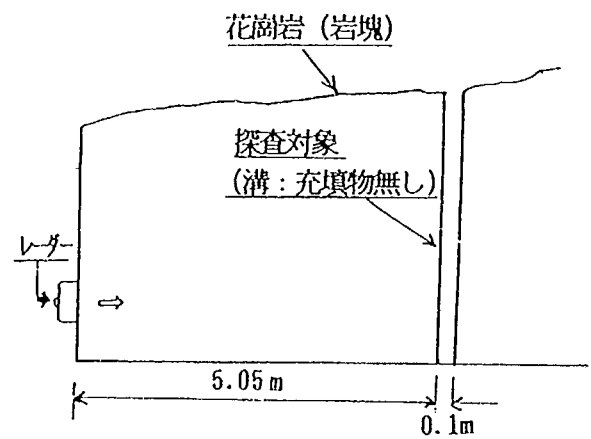


図4.1.5-3

探査対象岩盤（開口性節理）の模式図

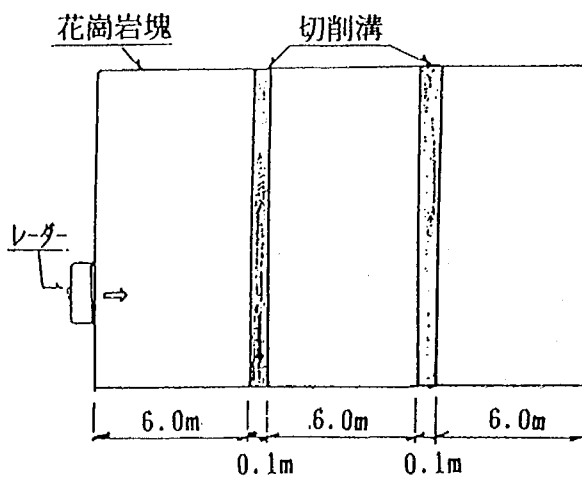


図4.1.5-4

探査対象岩盤（充填性節理）の模式図

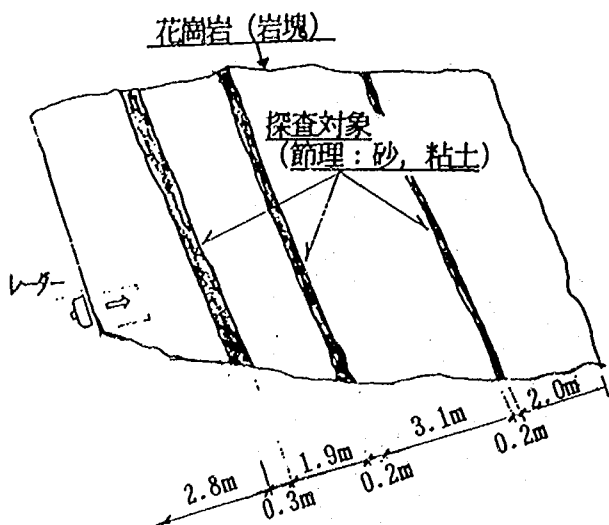


図 4.1.5 - 5 調査対象岩盤の模式図

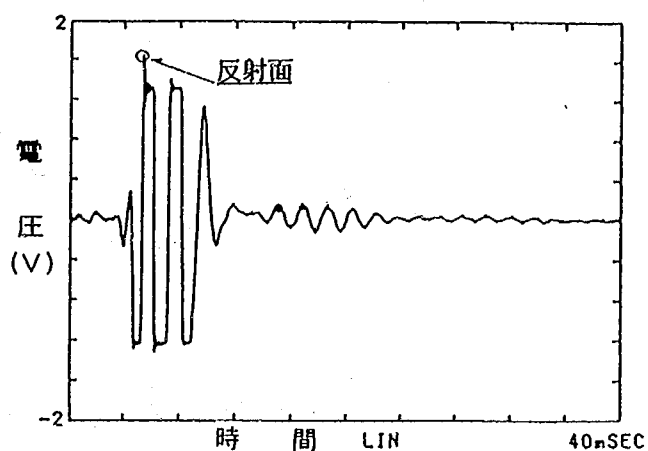


図 4.1.5 - 6 密着性の割れ目の反射波形

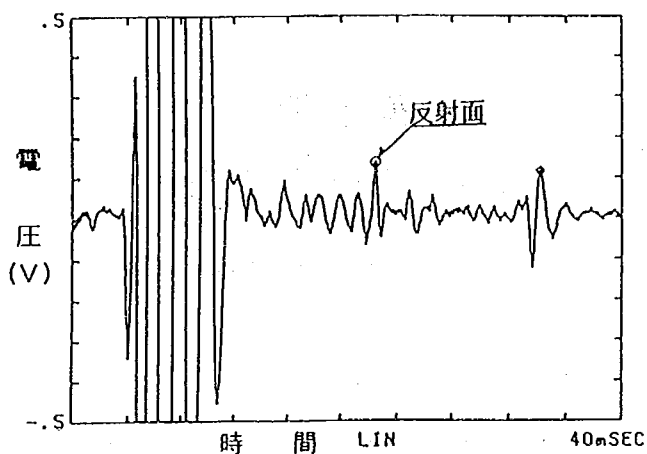


図 4.1.5 - 7 開口溝の反射波形

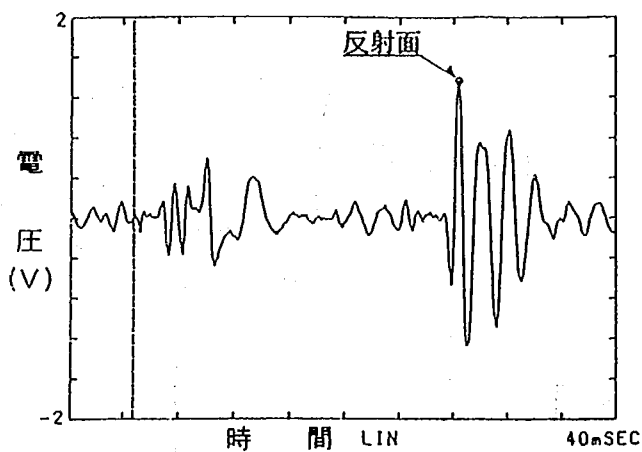


図 4.1.5 - 8

開口溝 (充填物有) の反射波形(150MHz)

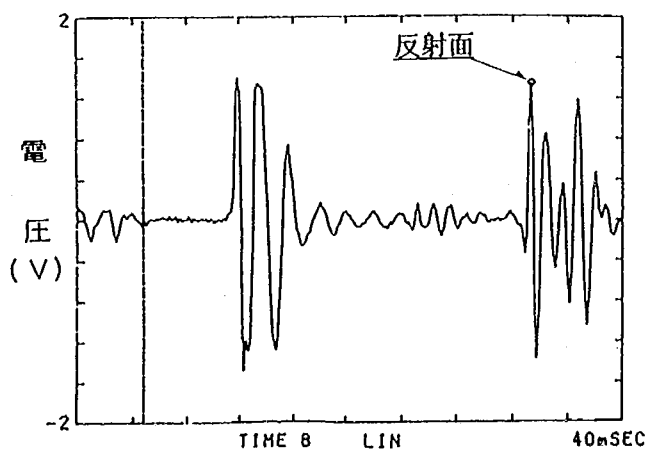


図 4.1.5 - 9

開口溝 (充填物有) の反射波形(350MHz)

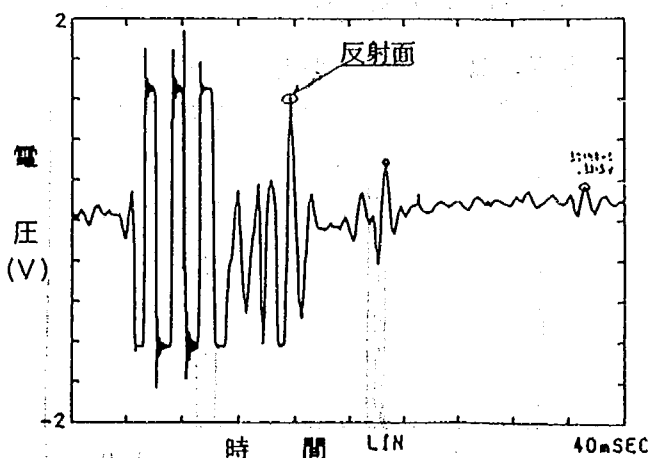


図 4.1.5 - 10 複数の断層面の反射波形

4.1.6 パルス型による宮崎県日向採石所の破碎帯探査実験

1) 実験地の概要

(1) 所在地

宮崎県日向市Y産業(株)日向採石所(図4.1.6-1参照)

(2) 地形・地質概要

採石所は、新第三紀の尾鈴山酸性岩体の石英斑岩よりなる。この石英斑岩(安山岩質)は、石英の斑晶が大きい(N_{ax} , 5mm、2mm程度のものが多い)のが特徴である。色調は灰白色~暗褐色で、一軸圧縮強度は1,500Kgf/cm²程度(石材試験による)とかなり硬質である。

(3) 実験場所

本調査地では、場所により柱状節理が発達しており、全体的にはクラッキーで、およそ3方向(NS80E、N25W90、N75W70W)に節理が発達し、一部開口性のものもある。本実験では、粘土を挟む(30cm程度)破碎帯の探査及び測定面の凸凹への適用性(地山とレーダとの間のクリアランスの影響の除去)の検討を行った。なおパルス波レーダは中心周波数350MHz(光電製作所製)を使用した。

2) 実験結果

a) 探査内容と測線配置

1. 破碎帯の探査

この破碎帯は、新鮮な石英斑岩にかなりシャープな破碎面があり、そこに粘土を約30cm挟材している。破碎帯は約20°南へ傾斜しており、採石のための小段と交差している。破碎帯面探査測線を図4.1.6-2に、探査状況を写真4.1.6-1に、探査面の概況を写真4.1.6-2に示す。

2. 測定面の凸凹への適用性

地山とレーダとの間のクリアランスの影響の除去を目的に、従来探査時に使用しているそり(写真4.1.6-1参照)の代わりにゴムマット(写真4.1.6-3参照)を用い、地山測定面の凸凹への対応を検討した。なお、ゴムマットの間には酢酸($\epsilon_s=6.0$:岩の $\epsilon=6.0\sim10.0$ 理科年表より)を入れ、岩盤での測定精度向上を検証した。

3) 探査結果

(1) 破碎帯の探査

小段と破碎帯の距離の遠い方から、両者の交点方向に向かい、アンテナを探査用のそりに載せて引っ張った。その時の解析画像を写真4.1.6-4に示す。この写真で、探査面が反射面として捉えられているのは推定深度2.8m地点からである。また、比誘電率を透過法により求めたところ、 $\epsilon_s=11.0$ であった。本探査地のように、明瞭な断層はパルス波レーダでとらえられることが判明した。

(2) 測定面の凸凹への適用性

(1)と同じく、小段と破碎帯の距離の遠い方から、両者の交点方向に向かい、ゴムマットを用い、アンテナを探査用のそりに載せて引っ張った。その時の解析画像を写真4.1.6-5に示す。この写真からわかるように、反射面は明確でなく、良い結果は得られなかった。この結果から斜面においては、滑車等を利用した作業台車のようなものが適しており、そり或いはマット系のものは扱うのが難しいと考えられる。

(3) 探査結果の評価

- ・自然岩盤においては、表層からみて明瞭な断層でも探査できる場合と探査不可能な場合に分けられた。これは、パルス波レーダの可探深度によるものと考えられる。すなわち、4.1.5で行った岩盤での基礎実験でも述べたが、パルス波（350MHz）では、可探深度を見極めて使用する必要がある。
- ・測定面の凸凹への適用性ということでは今回実験したゴムマットは不適応であった。しかし、今後岩盤への凸凹及び斜面探査に対応するための測定治具を作成する必要がある。



図4.1.6-1 実験場位置図

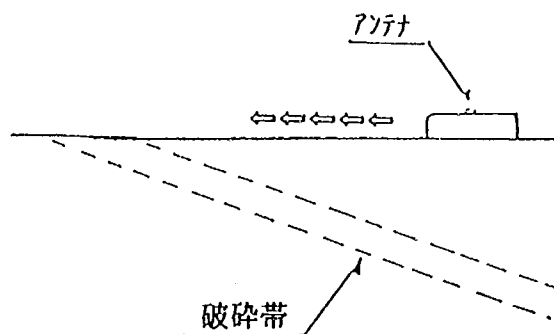


図4.1.6-2 破碎帯面探査測線

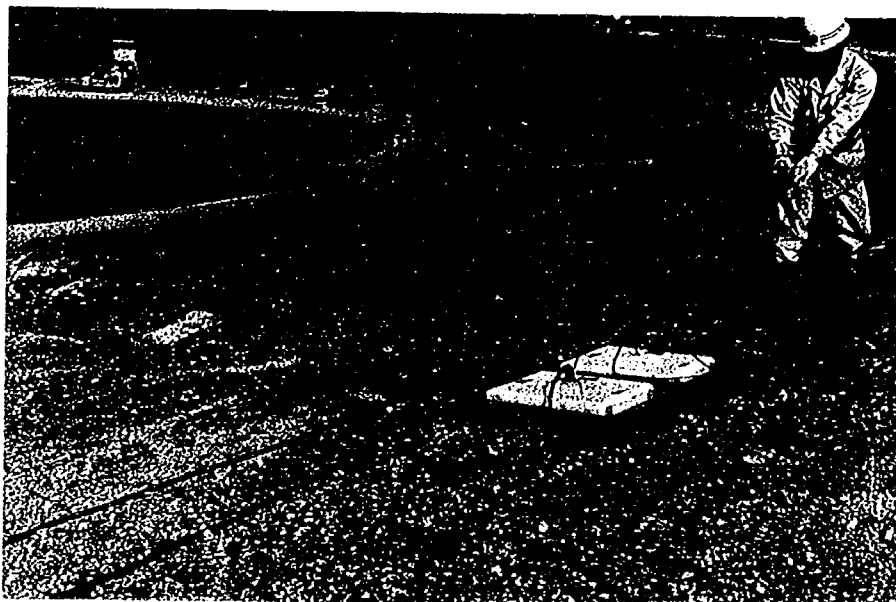


写真4.1.6 - 1 破碎帯面の概況

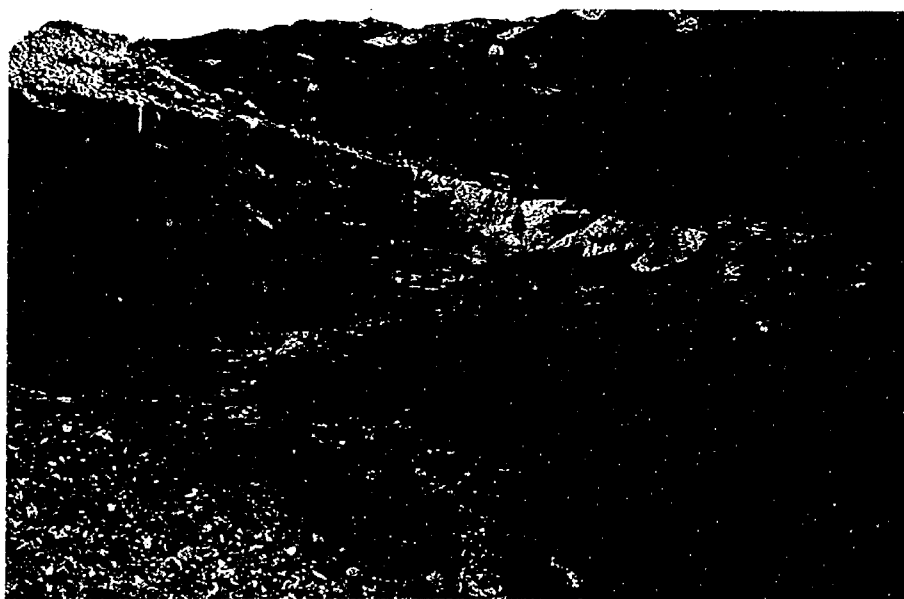


写真4.1.6 - 2 探査面の概況

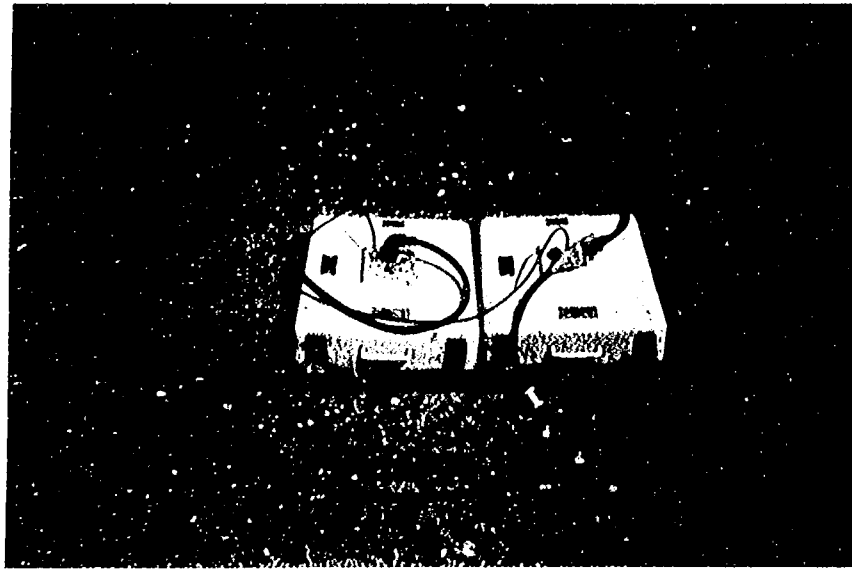


写真4.1.6-3 ゴムマットを用いた測定

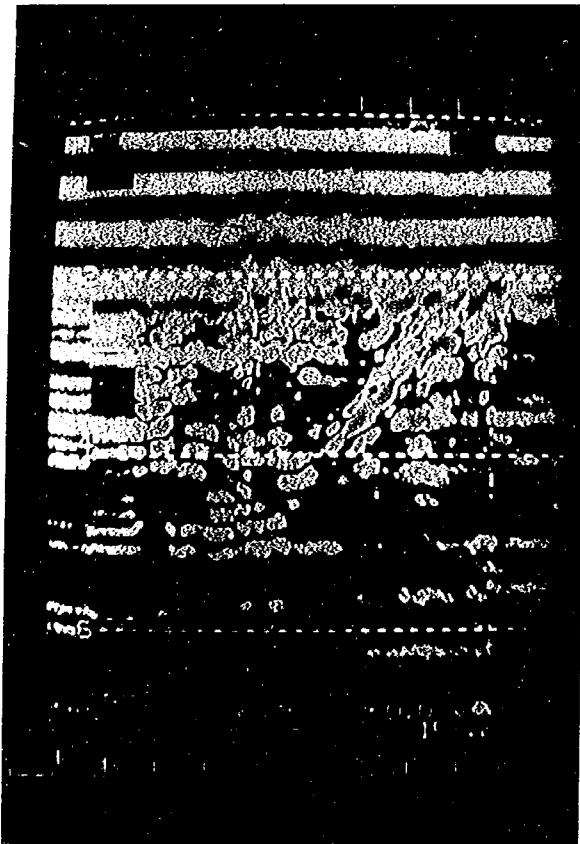


写真4.1.6-4 破碎帯の探査画像

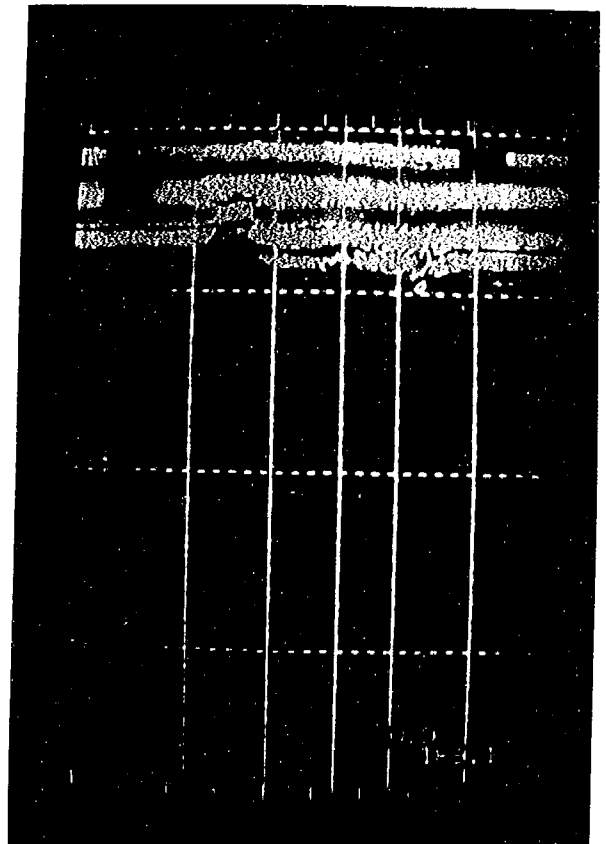


写真4.1.6-5 ゴムマットを用いた破碎帯の探査画像

4.1.7 連続波型（S Fレーダ）による福岡県O採石所の岩盤亀裂探査実験

1) 実験概要

a. 実験の目的と使用機器

岩盤の内部亀裂構造が外観から判断しやすい採石場を選び、実際の岩盤の亀裂構造と探査によって得られる反射像との対応性を検討し、探査性能に関する基礎データを入手することを目的とした。

探査に使用した装置は、一定の帯域の周波数を持つレーダ波をFM変調ならびに微小ステップ毎に区分けして送信し、各ステップ周波数毎に反射信号と送信信号の振幅ならびに位相の照合を行い、これらから時間領域における反射強度の走時分布を求める連続波（ステップ周波数）地型中レーダである（1.2.3項参照）。

b. 実験地の概要

実験地は福岡市南東の大野城市にある花崗岩砕石採取場跡地で、現在は稼働していない。図4.1.7-1に実験を行った採石所の位置を、写真4.1.7-1のa、bに採石所内の実験箇所の外観および測定風景を、また、図4.1.7-2に測定箇所のスケッチを示した。

実験地は、中生代後期の早良型花崗岩の露出地で、1~2cm大のカリ長石を多く含み、これらが北西-南東方向に長軸を合わせる傾向が認められる。

また、北部九州の花崗岩露出地では、北西-南東系の断層が卓越することが知られているが、実験地においてもこれらの割れ目系に調和的、あるいは共約的な割れ目が発達している。

実験地は比高約6mの崖で、北向きと西向きの崖面およびそれらが狭む稜とからなる。北面は10度南に傾いたオーバーハング状で、西面基部より緩い円弧状に立ち上がる亀裂（亀裂A）が特徴的に観察され、また、西面上部よりほぼ垂直に走る亀裂（亀裂B）が認められる。西面は上部で緩く、下部で急な凸型の曲面で構成され、北面で認められた二つの亀裂（亀裂A、B）がほぼ平行するように横断しているのが観察される。

この実験では、西面中央の最大傾斜線方向に探査測線を設定し、周波数帯域は450~950MHzで、ステップ数201に設定し、円偏波逆旋型のアンテナを使用して測定を行った。

2) 実験結果

a. 岩盤の比誘電率の推定

西面で観察された亀裂A、Bはそれぞれ平行となっており、これらの亀裂面の交会線も、西面にほぼ平行であることが予想された。

この交会面の位置を、北面の観察から判断すると、西面に垂直な方向に対し、約2mであることが分かる。また、西面上での位置は、上から3本目のマーク（斜面上各1m毎に設定）の下付近に相当する。

この西面を上から下へ探査した結果を図4.1.7-3aに示した。図中の白線は西面上のマークの通過点を表す（ただし、上から4番目は欠測）。

この探査結果から、3番目の白線右側にみられる強い反射像を亀裂面の公会部と仮定し、その位置の走時を求めると、41.13nsであることが分かる。ここで、0mオフセット走時でアンテナ部分に由来する4.43nsを引き、往復走時で実際の深さ（2m×2）を除すと、伝搬速度が10.9cm/sと計算される。

また、比誘電率は7.58と計算され、花崗岩の一般的な比誘電率5~19という、経験的事実とも整合する結果となった。

b. 反射像の判読

図4.1.7-3 bは、原データに対してピークディテクション（≒振幅強調）および平均値除去を行って、反射信号を強調した画像である。図の右上欄外の矢印は岩盤表面を表し、左欄縦軸は走時で、往復100ns（ $\epsilon_r=7.58$ のとき、約5.5mまでの深さ）が示されている。また、図中白線は1 m間隔（4番目は欠如）を示している。

この画像に、3章に示した判読基準を適用すると、図4.1.7-4の判読図が得られる。例えば、判読図に示したPは亀裂Aを、Qは亀裂Bを示すものと判断される。亀裂Aと思われる反射像Pについて、原データのA、B、C各点のプロファイル断面を抽出し、それらを合成して比較すると図4.1.7-5を得る。同図によると、①亀裂Aの反射と思われるピークが次第に浅くなる、②A点付近の反射信号が幅広く特異であることなどが特徴として挙げられる。この点は、判読図でQと記したところにあり、線PとOの交会部に相当する。

検証調査が行われていないので、図4.1.7-3 bに見られる強い反射部分の実態は現状では不明であるが、亀裂Aと亀裂Bの交会部付近にあることから、これらの亀裂によって岩体から切り離された西面ブロックの外側への変位により、開口性の亀裂、すなわち空洞が局所的に形成されているものと判断される。

こうした空洞の存在は、岩盤崩壊の兆候とみることができるので、実際の傾斜の場合、継続して観察するか、グラウトやアンカーボルト等の対策工を施すことが必要と考えられるので、重要な情報といえよう。

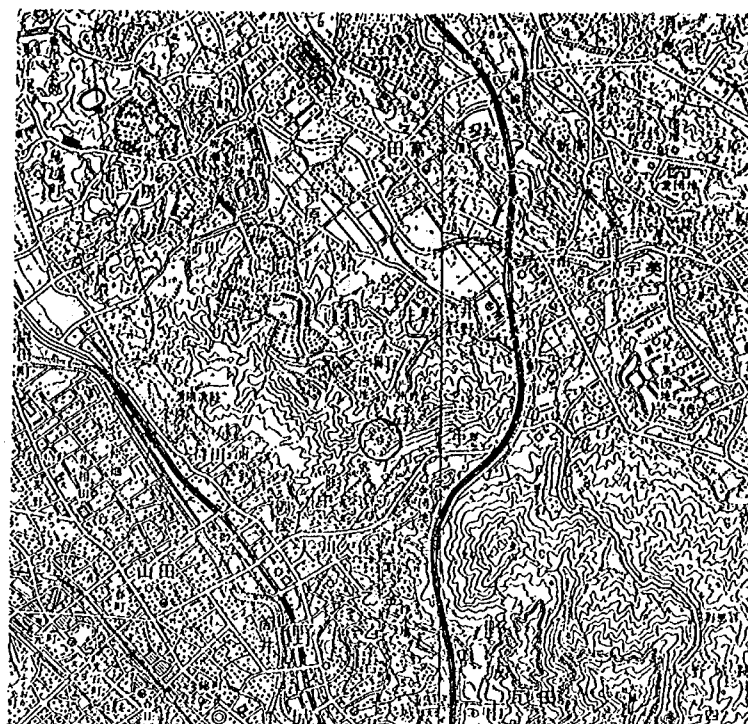
3) 開口亀裂探査の可能性

今回の実験で、亀裂面が交会して発生した空洞と思われる反射像を入手することができた。空洞であるか否かの判定は、コアドリル等の直接法による確認が望ましい。

しかし、探査結果のみからでも、①一様な花崗岩中に、母岩と大きく異なる（したがって、強い反射係数を持つ）物体が混在していることは考え難い、②捕獲岩があったにしても誘電率にあまり大差はないと考えられるので、こうした強い反射像は得られにくいはずである。すなわち、この強い反射像は開口的な亀裂（空洞）と判断するのが妥当であろう。

岩盤崩壊を対象とした亀裂探査では、亀裂や空洞の所在ばかりでなく、その開口の程度を判別することが防災の観点から重要と考えられる。しかし、空洞の有無は反射強度を手がかりに判断できたとしても、探査装置の分解能により、数十cm以上（空洞内を電磁波は1 nsの間に約30cm進むのに対し、パルス幅が1 ns以上の場合が多い）の大きなもの以外、それらの開口幅まで読み取ることは難しいものと考えられる。

この実験の結果、岩盤崩壊性斜面に電磁波反射法を適用すれば、少なくとも、岩盤崩壊の原因となるような開口性の亀裂を探査できることが明らかとなった。



○；実験地（福岡県大野城市）

図4.1.7-1 実験地位置図



実験地全景



西面縦断探查測線

写真4.1.7-1 実験地の外観及び探查測線

西 面

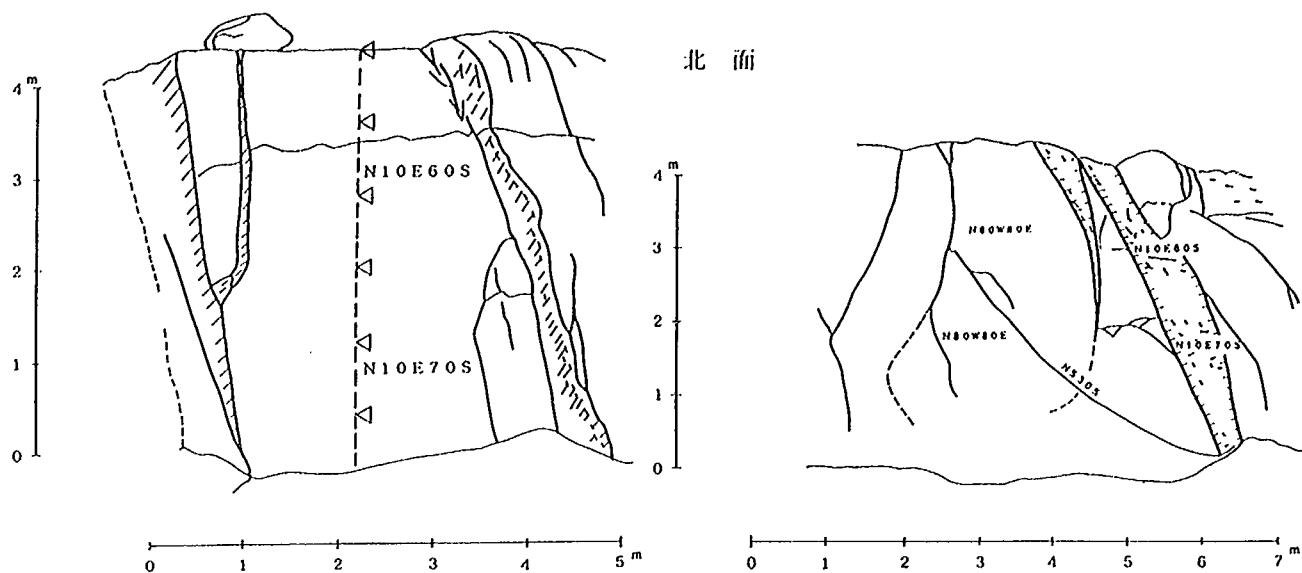
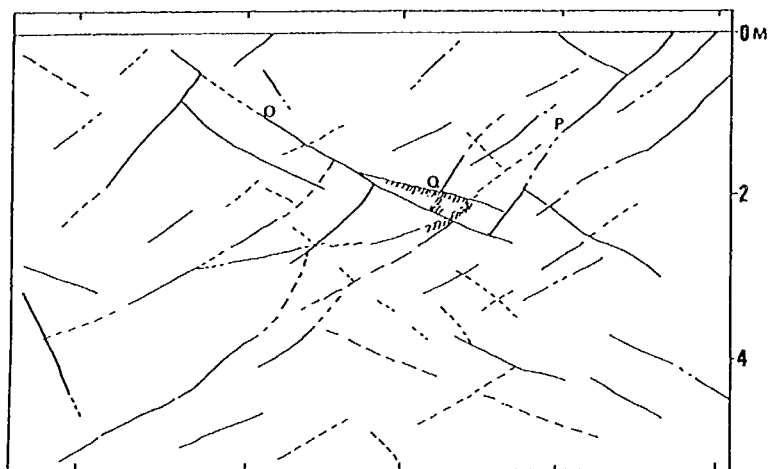
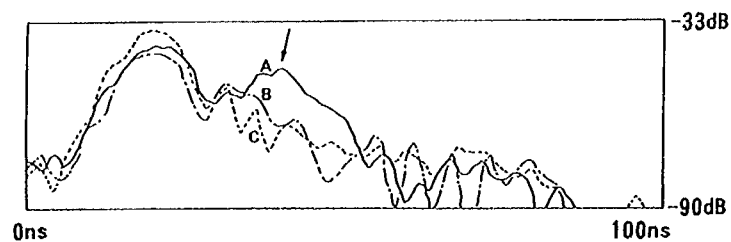


図4.1.7-2 実験地の外観スケッチ



斜線部は空洞と思われる反射の強い部分

図4.1.7-4 亀裂判読結果



大野城市地区砕石場の空洞部反射パターン
(A, B, Cは図4.1.7.3に対応する)

$$\begin{aligned}
 t &= 41.13 \text{ ns} \\
 t_0 &= 4.43 \text{ ns} \\
 l &= 200 \times 2 \text{ cm} \\
 V &= l / (t - t_0) = 10.90 \text{ cm/ns}, \epsilon_r = (C/V)^2 = 7.58
 \end{aligned}$$

図4.1.7-5 主なプロファイル断面の波形と誘電率

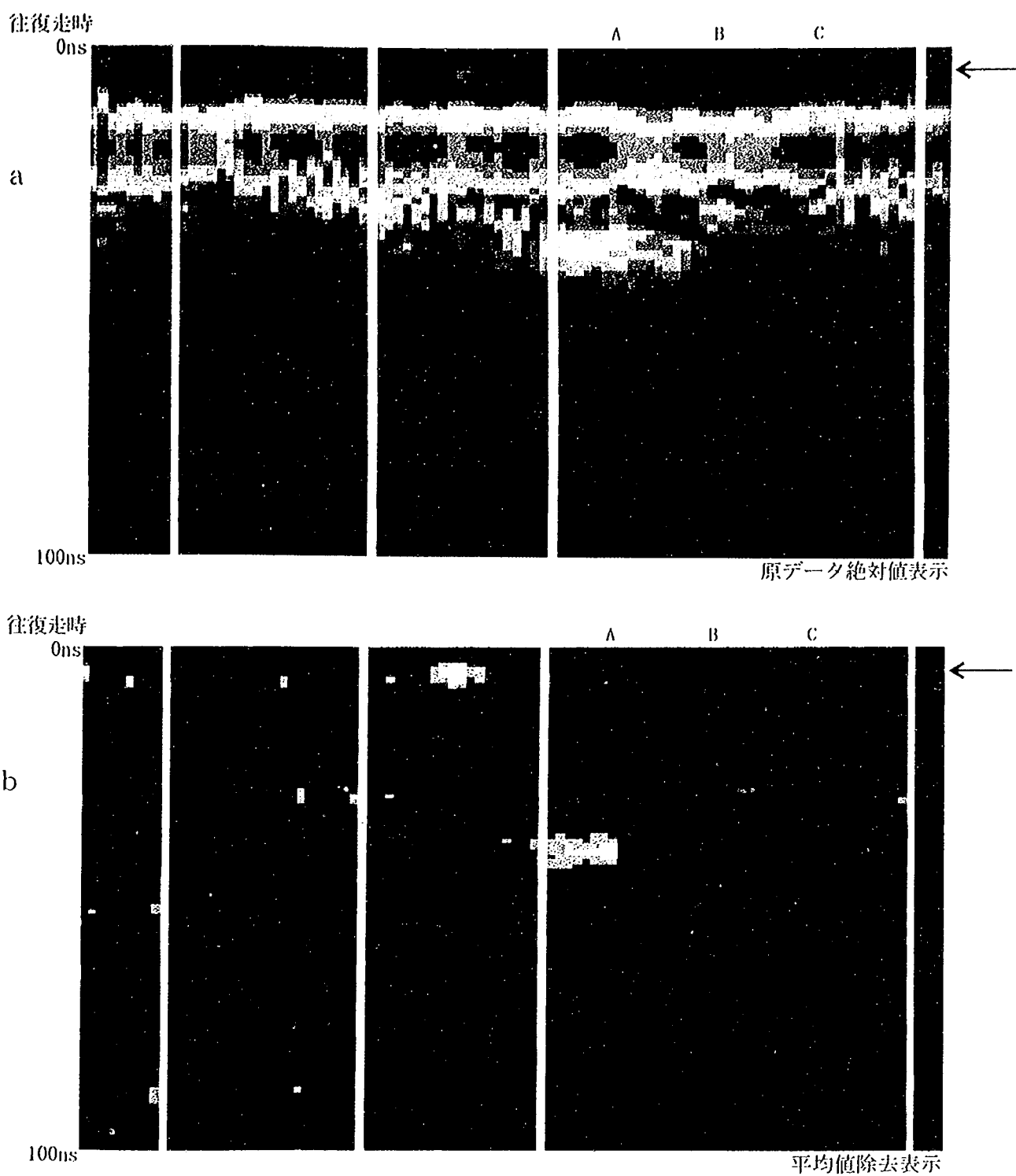


図4.1.7-3 西面縦断測線探查結果 (a : 原データ、b : 平均値除去処理後)

4.2 実斜面の探査実験

4.2.1 表層崩壊

1) パルス型による茨城県真壁町東部の山地斜面の探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

調査地は茨城県真壁郡真壁町東部の谷頭斜面である(図4.2.1-1)。

b. 地質概要

調査地の広域地質を図4.2.1-2に示す。調査地は、高橋(1982)の細粒花崗岩の分布域に該当する。ただし調査した谷頭斜面の山腹や下流の沢沿いの露頭では、中粒～粗粒な黒雲母花崗岩を主体とする。斜面の表層の花崗岩は、風化して多くはまさ化している。さらにその上位には、部分的に関東ロームが被覆する。

c. 実験地

調査地の地形平面を図4.2.1-3に示す。調査地は長さ100m程度の谷頭斜面であり、調査測線はその中央部に設けている。測線に沿った土研式簡易貫入試験及びハンドオーガーボーリングにより求めた地質断面を図4.2.1-4示す。調査地は、風化花崗岩およびまさからなる基盤の上に関東ローム層が被覆する。ハンドオーガーボーリングによると、ローム層はその最下部付近は部分的にまさと互層状態にあることから、少なくとも最下部の一部は再堆積性のものと思われる。調査地の地表状況を写真4.2.1-1に、測点No.23地点の表層土の掘削状況を写真4.2.1-2に示す。表層付近のロームはほぼ均質なロームよりなっている。このローム層は、土研の地質野外実験場で探査したものとほぼ同じもの(立川ローム相当層)と推定されるが、土研に分布するものと比較して軟質である。

(2) データの収集と整理

a. 探査内容と測線配置

探査は、GSSI社製SIR-10システム、アンテナ周波数500MHzを用い、縦断測線に沿って実施した。

b. 探査結果

探査測線を図4.2.1-5、横断測線の探査結果を図4.2.1-6、縦断測線の探査結果を図4.2.1-7、縦断測線の探査結果の一部の拡大図を図4.2.1-8に示す。以上の探査結果から、主な反射面を抽出したのが図4.2.1-9である。探査結果によると、地表から数10nsecは反射面に乏しく、その下に最も連続性の高い第一の反射面が現れる。地表付近(深度50cm)に鋼製の棒を突き刺してローム層の電磁波伝播速度を測定した結果、地表付近のローム層の誘電率は12.8であった。また、簡易貫入試験による表層の厚さと、その位置での第一の連続性の高い反射面までの伝播時間の関係を求めると、図4.2.1-10のようになった。同図によると斜面のごく表層は誘電率が低く、深部ほど高い誘電率となっていることが分かった。これらの結果から推定すると、第一の反射面はローム層とまさの境界と推定される。この反射面の下をさらに見ると、微小な反射面が幾つか発生しているが、その中に、やや連続性に乏しい第二の反射面が見いだされる。この反射面の位相は第一の反射面と逆位相である。この反射面は花崗岩中に見られること、花崗岩中に斜面とほぼ平行に見られる反射面としては、まさと堅岩の境界か地下水面のどちらかが考えられる。また、図4.2.1-8によると、局部的に2枚以上の反射面が検出されており、まさとロームが互層している部分を捉えている可能

性がある。

c. その他の測定・観察結果

縦断測線のNo.24付近でハンドオーガーボーリングを行った結果（図4.2.1-11）、第一の反射面の深度にロームとまさの境界が確認された。

第二の反射面がどのようなものであるか確認するため、インピーダンスアナライザーを用いて室内で各土質・岩質の誘電率の測定を行い、反射係数を算出した（表4.2.1-1）。その結果、まさと新鮮な花崗岩の境界の反射係数は小さく、むしろまさの中にある地下水面の方が高い反射係数を示すことがわかった。また反射係数はロームとまさの境界面（第一の境界面）と逆の位相であることなどから、第二の反射面はまさ中の地下水面である可能性が高いことがわかった。

(3) 探査結果の評価

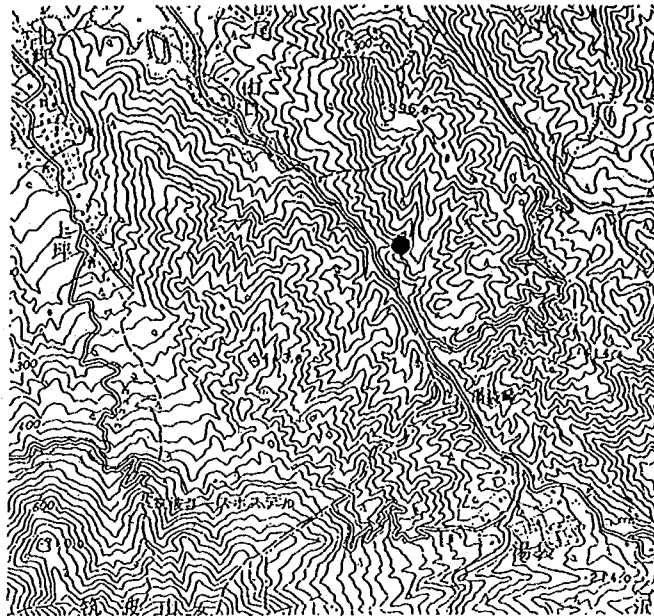
a. 地質と探査結果の対比

図4.2.1-4と図4.2.1-9を対比すると、両結果は極めて良く対比できる。そこで両結果から推定される地質断面を図4.2.1-12に示す。この結果、ローム層は測点No.28~29を中心とするNo.21~33までの谷頭斜面に広く堆積していることが確認できる。また湧水地の上部No.13~14の付近にも局部的に見られるが、これは崩積土に近いものである可能性が高い。

また、興味深いのは地下水面の位置である。地下水面はこれら2箇所の堆積物の下部から斜面上方に向かって捉えられており、上方の地下水面ほど地表からの深度を下げるように、すなわち地表面に斜行して分布する。このことは、地表の堆積物の分布が地下水面の分布に影響されている可能性を示唆しているものと思われる。つまり地下水面が地表付近に現れる箇所付近では、豪雨時に地下水面の上昇により表層が不安定になるため表層土が流亡する。したがって表層土が厚く分布する場所は、地下水面が深い箇所に限られる。しかも地下水面が深い箇所であっても表層は常に下方にクリープ移動していくため、結果的に表層土が厚く分布する箇所は、地下水面が地表と交わる場所のやや上部に限定されることになるものと思われる。

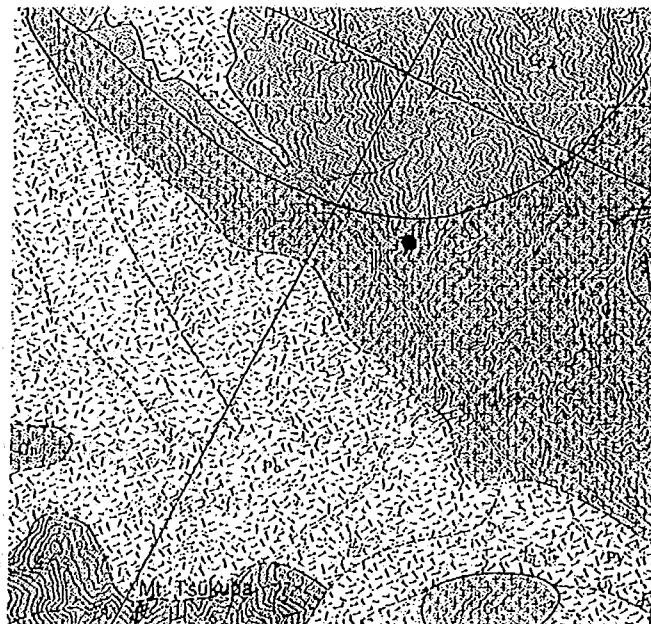
b. 本調査地における電磁波反射法の適用性

本調査地のローム層の表層は誘電率が12.8であり、通常の粘性土質の地盤（20~30）よりも低く、そのため探査深度が深かったものと考えられる。また、地下水面に関しても、地下水面が比較的細粒なまさの中にあつたため、明瞭な地下水面を形成し、誘電率のコントラストも明瞭で探査されたものと思われる。しかし同じ筑波山の地下水面でも基盤が細粒な地質では地下水面が捉えられなかった場合もあり、より細粒な地質の中に存在する地下水面を把握することは容易でないと推定される。しかし地下水面を探査できる場合は、ボーリングに比べるとコスト的に極めて安価であり、また面的に把握できるという点でボーリングにない特徴を持つ。



●：調査地 国土地理院発行
1／5万地形図「真壁」

図4.2.1-1 調査位置



G₁：中粒黒雲母花崗閃緑岩～トーナル岩

G₂：細粒黒雲母花崗岩

茨城県（1981）土地分類基本調査

「真壁」を一部抜粋

図4.2.1-2 調査地の地質図

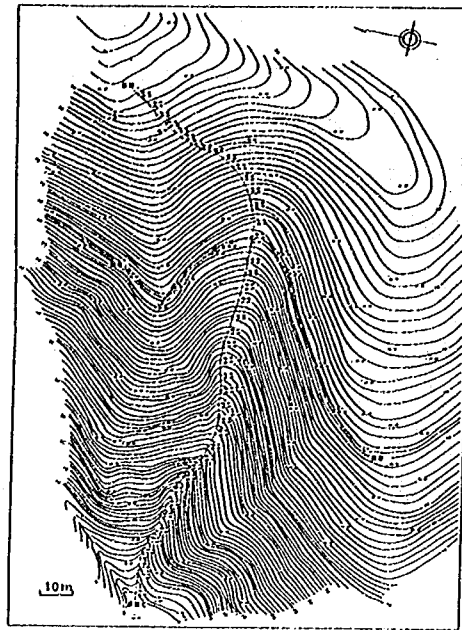


図4.2.1-3 調査地の斜面の地形

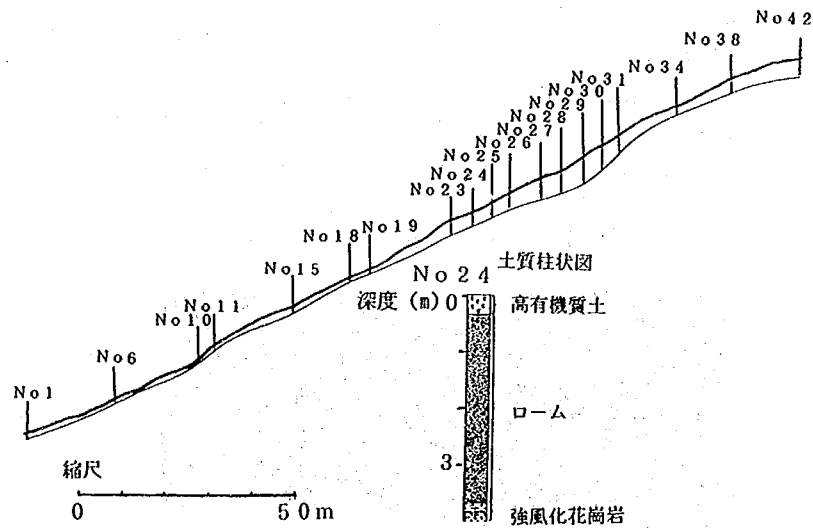


図4.2.1-4 調査地の断面図

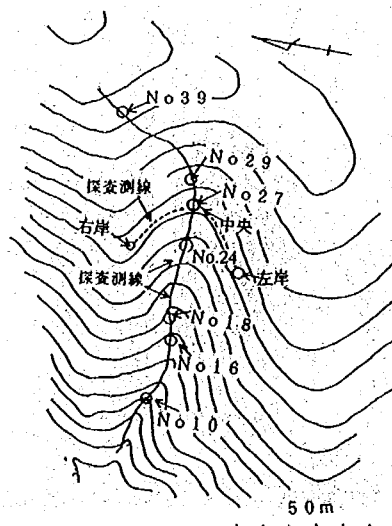


図4.2.1-5 測線の位置と主なポイント



写真4.2.1-1 調査測線の状況



写真4.2.1-2 測線No.23付近の表土性状（ローム層）

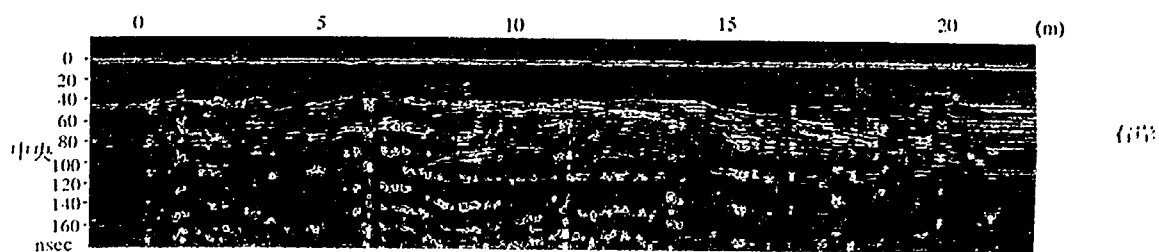
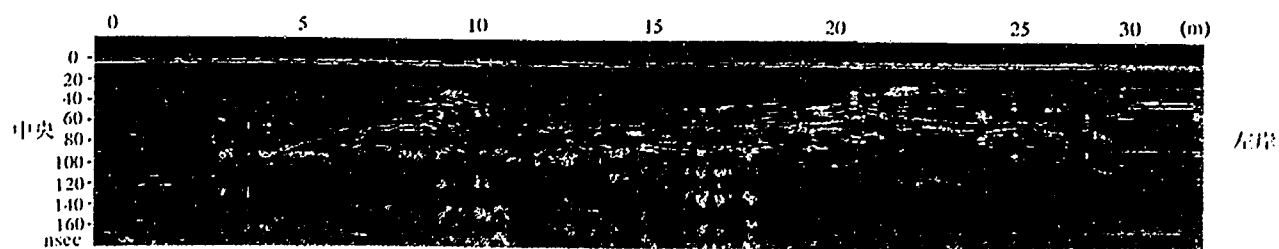


図4.2.1-6 横断測線の探查結果

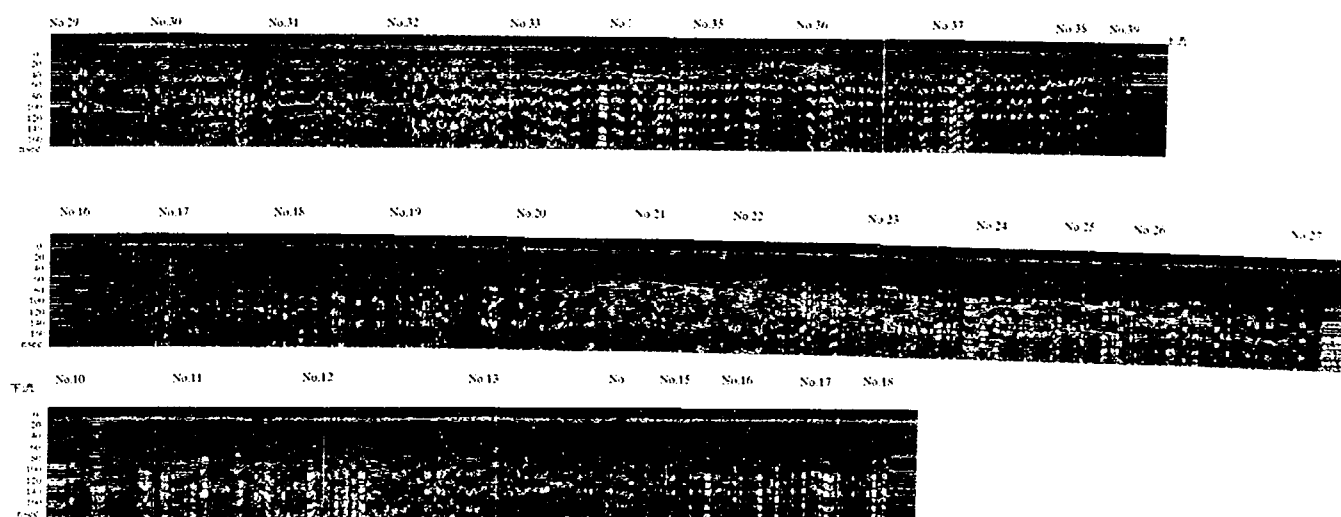


図4.2.1-7 縦断測線の探查結果

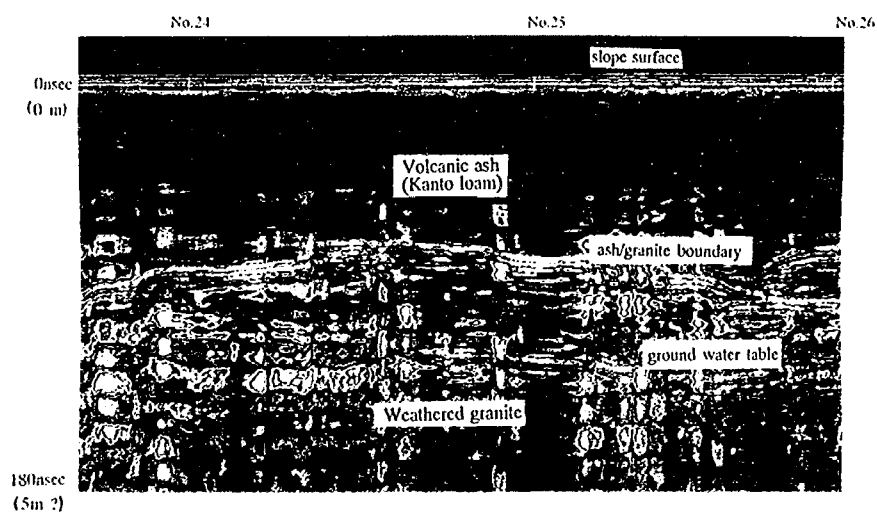


図4.2.1-8 探查測線の一部

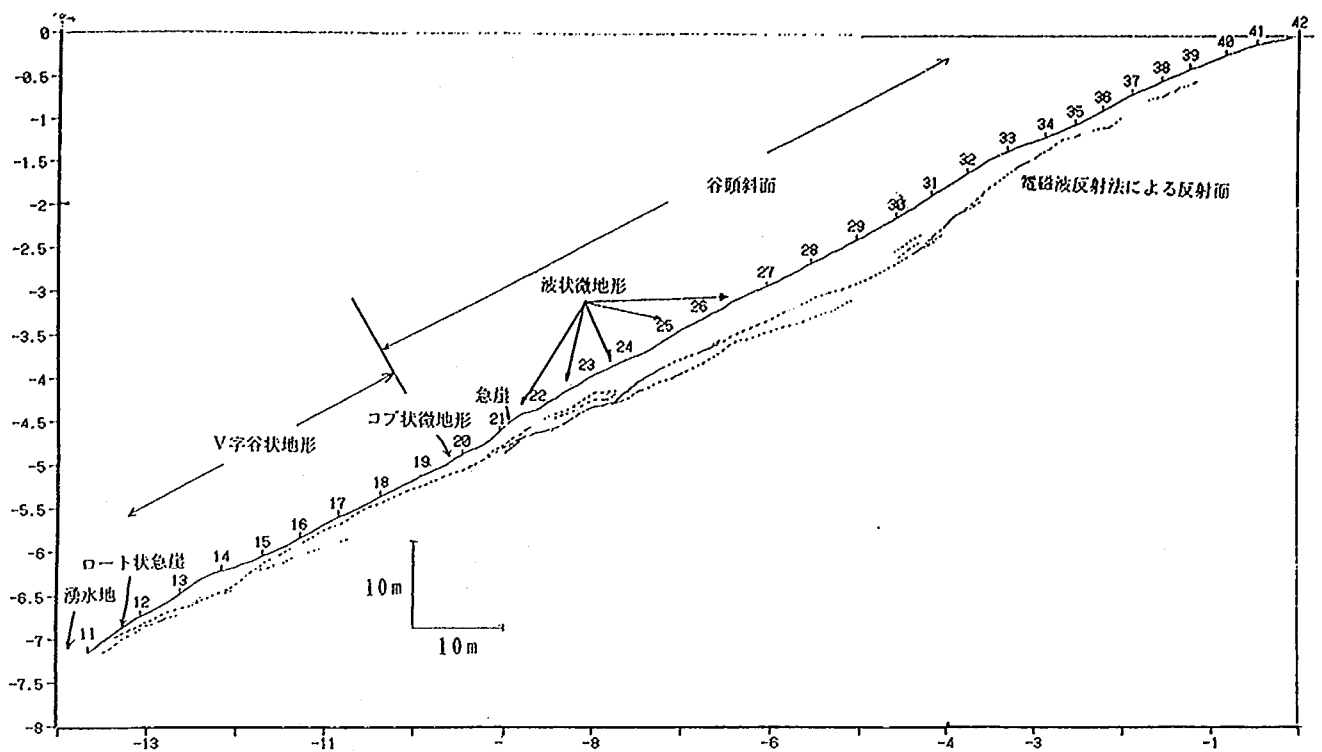


図4.2.1-9 探査結果の判読図

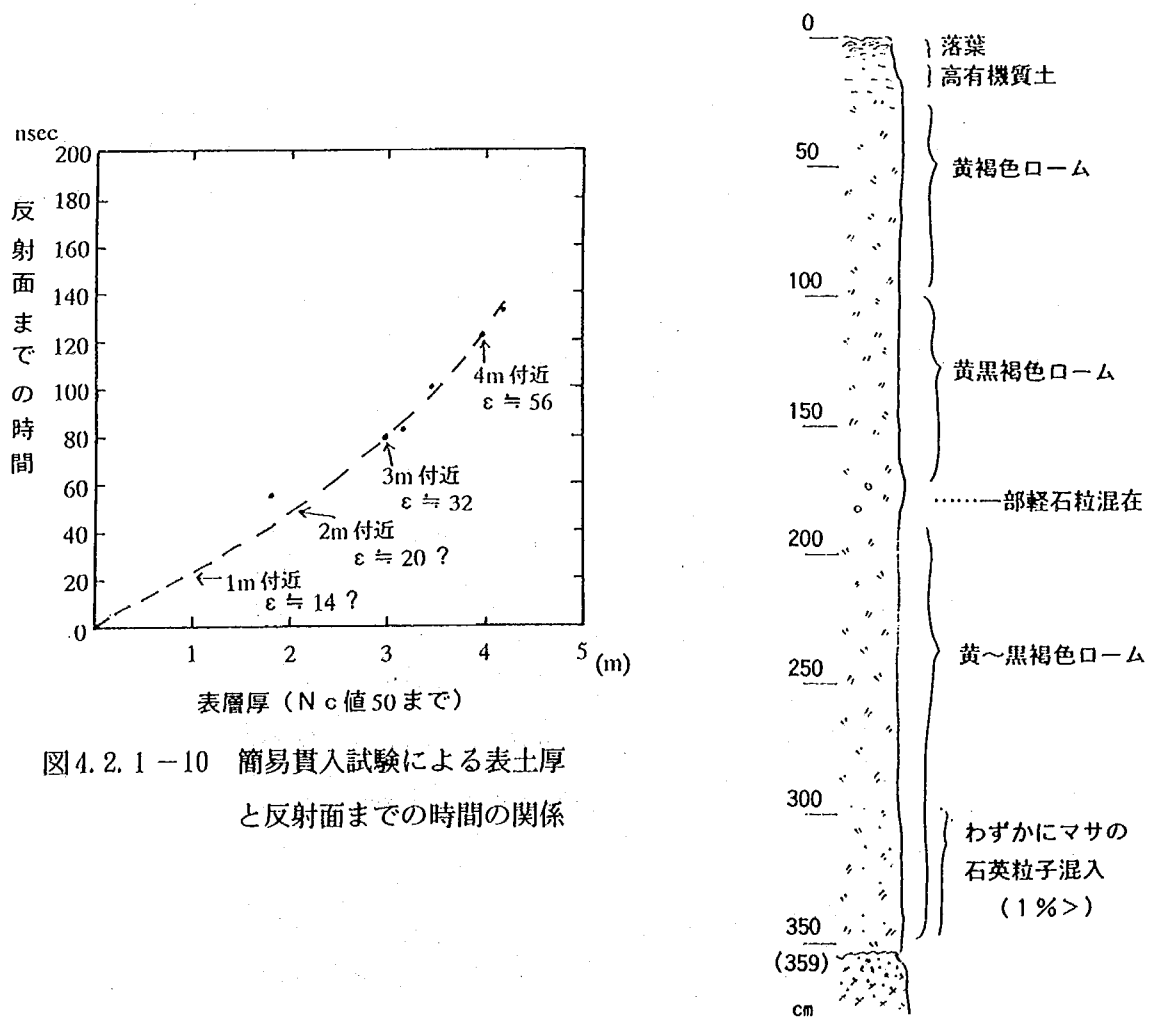


図4.2.1-10 簡易貫入試験による表土厚
と反射面までの時間の関係

図4.2.1-11 測点No.24の土質柱状図

表4.2.1-1 室内試験による表土の誘電率と反射強度

土質 (含水状態) [比誘電率]		上 位 層					
		ローム(自然) [12.8]	ローム(飽和) [29.0]	マサ(自然) [4.7]	マサ(飽和) [20.0]	花崗岩(自然) [6.1]	花崗岩(飽和) [6.8]
下 位 層	ローム (自然) [12.8]	0	0.20	-0.25	0.11	-0.18	-0.15
	ローム (飽和) [29.0]	-0.20	0	-0.43	-0.09	-0.37	-0.35
	マサ (自然) [4.7]	0.25*	0.43	0	0.35	0.07	0.09
	マサ (飽和) [20.0]	-0.11	0.09	-0.35**	0	-0.29	-0.26
	花崗岩 (自然) [6.10]	0.18	0.37	-0.07	0.29	0	0.03
	花崗岩 (飽和) [6.8]	0.15	0.35	-0.09	0.26	-0.03**	0

* : 上部反射面と考えられるもの (ロームとマサの境界面)

** : 下部反射面と考えられるもの (マサまたは風化花崗岩中の地下水面)

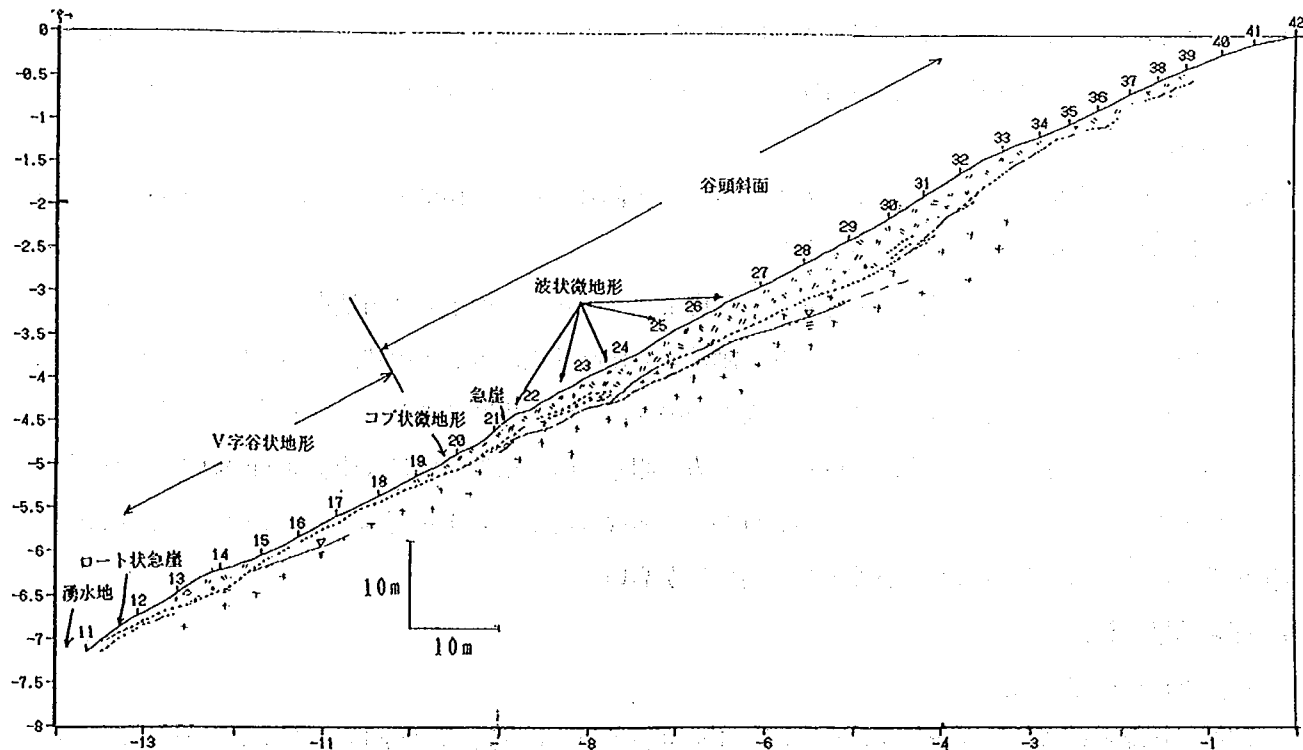


図4.2.1-12 地質解釈結果

2) パルス型による山梨県東山梨郡勝沼町柏尾の探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

調査地は国道20号に面した山梨県東山梨郡勝沼町柏尾の谷壁斜面である(図4.2.1-13)。

b. 地質概要

調査地の広域地質を図4.2.1-14に示す。調査地の基盤は中生代白亜紀の四万十帯の頁岩や砂岩からなり、調査箇所では頁岩が優勢である。

c. 実験地

実験地の地形を図4.2.1-15に示す。また斜面状況を写真4.2.1-3に示す。実験地の斜面に向かって右側では崩積土～崖錐堆積物が分布しており、過去にこの部分で崩壊も発生した(現在は対策工設置済み)。しかし斜面の地表付近の頁岩は茶褐色に風化しており、表層土も頁岩や砂岩の風化物を主体とする。

(2) データの収集と整理

a. 探査内容と測線配置

探査は、GSSI社製SIR-10システム、アンテナ周波数500MHzを用い、図4.2.1-15の縦断測線(測線1)と横断測線(測線2)に沿って実施した。

b. 探査結果

探査結果を図4.2.1-16に示す。また、探査結果から得られた主な反射面を図4.2.1-17に示す。測線1、2ともに、水平方向の偽像と思われる反射波が幾つか見られるが、地表面付近には地下の構造を反映した反射面も確認される。特に測線2の一部で強い反射面が見られる。しかし深部(約40nsec以上)では顕著な反射面は見られない。これが探査深度の限界によるものか風化層の構造の均質性によるものか判断しかねる。

c. 検証調査

測線1において実施した土研式簡易貫入試験のデータを図4.2.1-18に示す。この結果によると、表層土の厚さはおおむね1m程度ではば一様である。

測線1および2の一部で掘削調査を行った。写真4.2.1-4に測線1の8m地点の表層土の掘削状況、図4.2.1-19にそのスケッチ、写真4.2.1-5に測線2の18m地点の表層土の状況、図4.2.1-20にそのスケッチをそれぞれ示す。測線1の8m地点では表土層の深さは75cm程度である。表土と基盤の境界は礫質土となっているため、風化層は漸移的に変位する。一方、測線2の23m地点では表土約30cmの直下に礫質土をあまり含まず強風化岩となっている。この部分はかつて崩壊等により表土が削剥され、その後に上部斜面から風化が進んだ礫分の少ない表層土が被覆した可能性が高い。

(3) 探査結果の評価

a. 地質と探査結果の対比

掘削面の状況と探査結果を比較すると、測線1の8m地点では風化層の物性が漸移的に変化するため、探査画像にも顕著な反射面が存在しないものと思われる。一方、測線2の18m地点では、表土と基盤の境界が電磁気的な反射面となっているため、反射面として把握できるものと思われる。

測線2の18m地点の反射波の到達時間(往復で16nsec)から表土層(厚さ30cm)の誘電率を求めると、誘

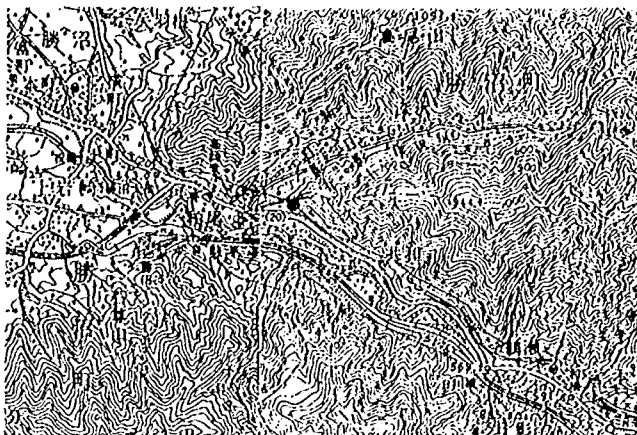
電率は64となった。これは粘性土質の地盤の中でも極めて高い値である。これは基盤が頁岩であるため粘土質が多く、表土層もかなり粘土分が多くなっているためと推定される。誘電率と比抵抗には負の相関性があるため、おそらく誘電率が高いと同時に、比抵抗は小さくなっていると考えられ、電磁波の減衰も著しいことが予想される。茨城県真壁町の事例に比較して本調査地の探査深度が浅かったのは、このような理由によると思われる。

一方、測線1の現地斜面上から採取した土質試料を用いて誘電率を測定した結果を表4.2.1-2に示す。これによると、表層土の誘電率は6~9程度で、鉄筋棒を挿入して試験を行った結果(64)と大きく食い違っている。この理由として、採取した測線1の試料の含水状態は測線2の鉄筋棒の試験を行った箇所より小さいこと、試料は攪乱試料であるため、自然状態のものと異なり、おそらく緩詰めと推定されること等が考えられる。

以上より、探査結果から推定した表層の地質図を示すと図4.2.1-21の通りである。

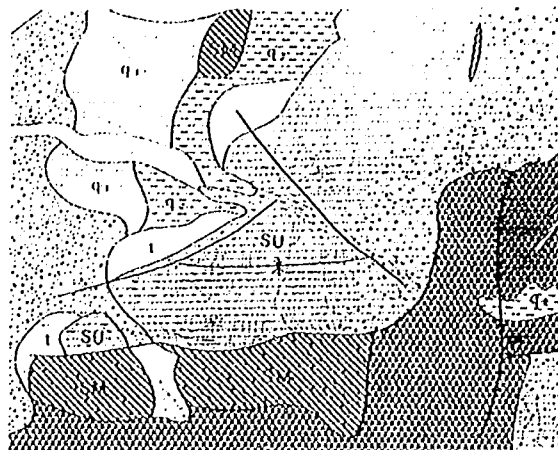
b. 本調査地における電磁波反射法の適用性

本調査地における探査深度は1m程度であり、茨城県真壁町の事例に比較すると極めて浅い。また、反射面も顕著なものは局所的にしか見られない。これは、本調査地では誘電率が大きく、また一般的に風化が漸移的に変化するためと推定される。このような斜面で電磁波反射法を適用する場合は、探査のメリットは小さい可能性がある。ただし、測線2の18m地点で見られたように、基盤と表層土の電磁氣的コントラストが大きい場合は充分探査可能である。したがって斜面全体の表層土厚を推定できない場合でも、崩壊履歴のある箇所の推定や、崩壊履歴のある箇所の表層土厚を推定する場合には本手法は有効と考えられる。



● : 調査地 国土地理院発行
1 / 5 万地形図「甲府」「都留」

図4.2.1-13 調査位置



魚戸川 層群	寺気川累層	SU	粘板岩・千枚岩・頁岩
	角泊累層	q1	砂岩・粘板岩
	雨畑川累層	SU	粘板岩・千枚岩・輝緑凝灰岩

1 / 10 万 山梨県地質図 (1970) を一部抜粋

図4.2.1-14 調査地の地質

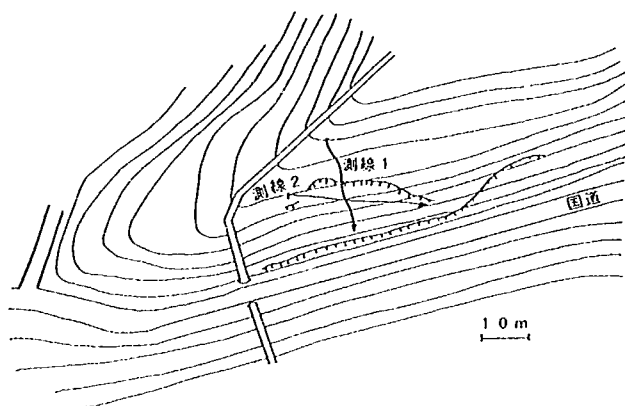


図4.2.1-15 測線の位置



写真4.2.1-3 調査地の斜面状況

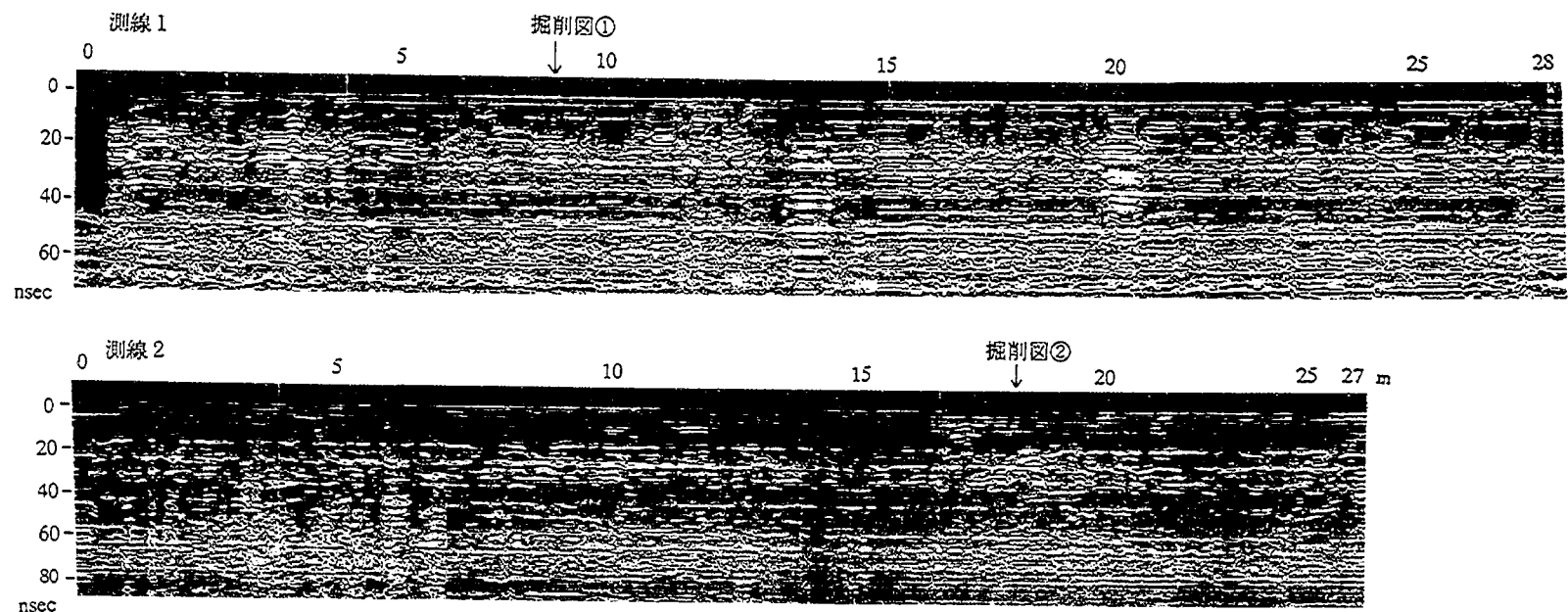


図 4. 2. 1 - 16 山梨県勝沼町測線 1、2 の探査結果

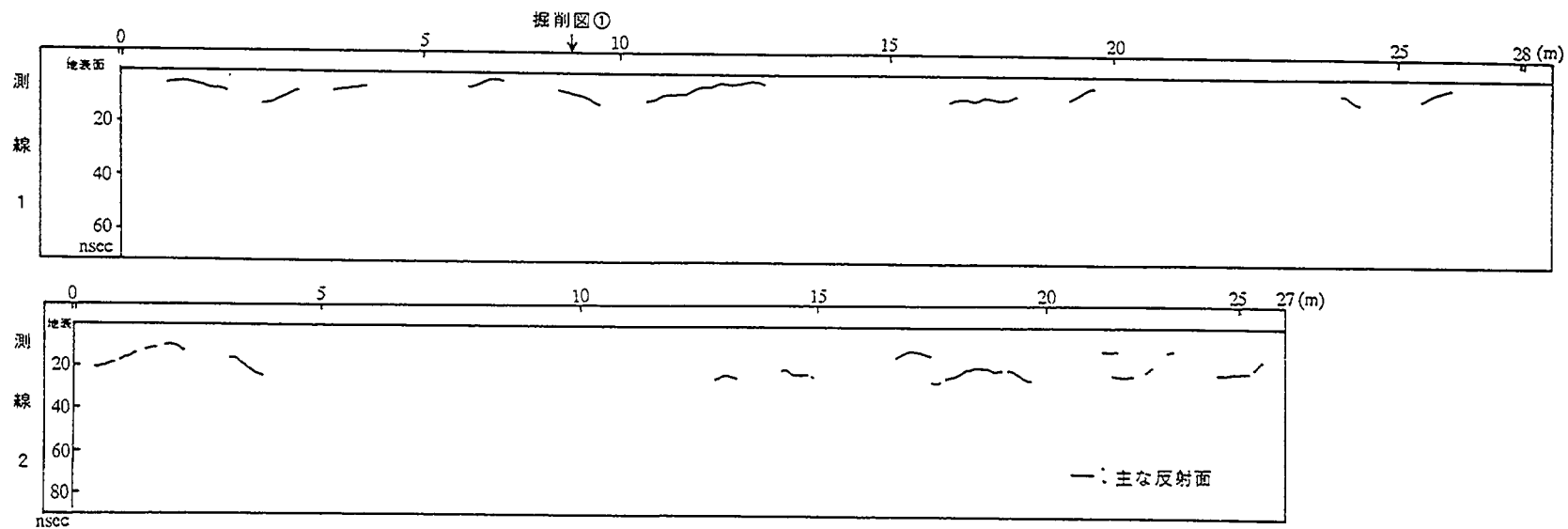


図 4. 2. 1 - 17 探査結果から得られた主な反射面の判読結果

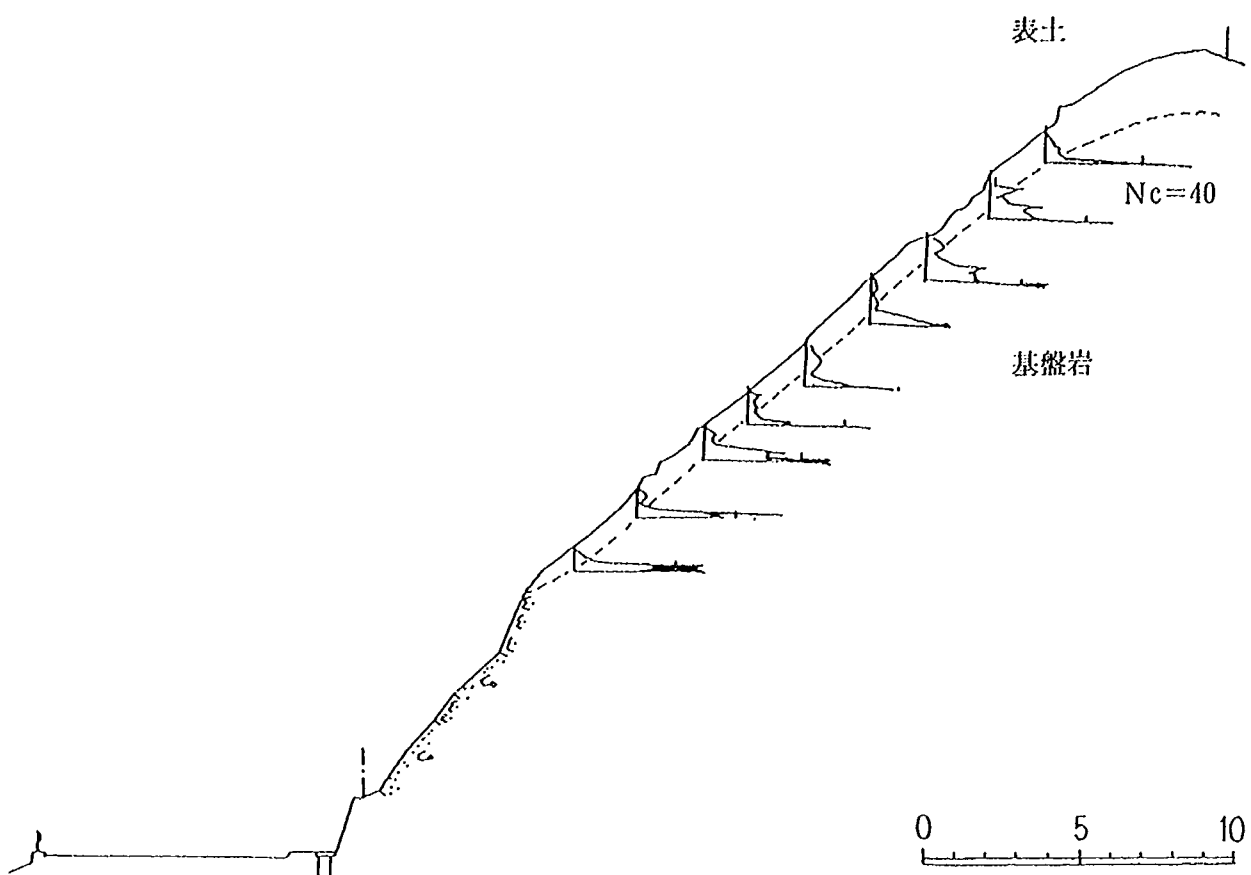


図4.2.1-18 測線1における表土厚の分布

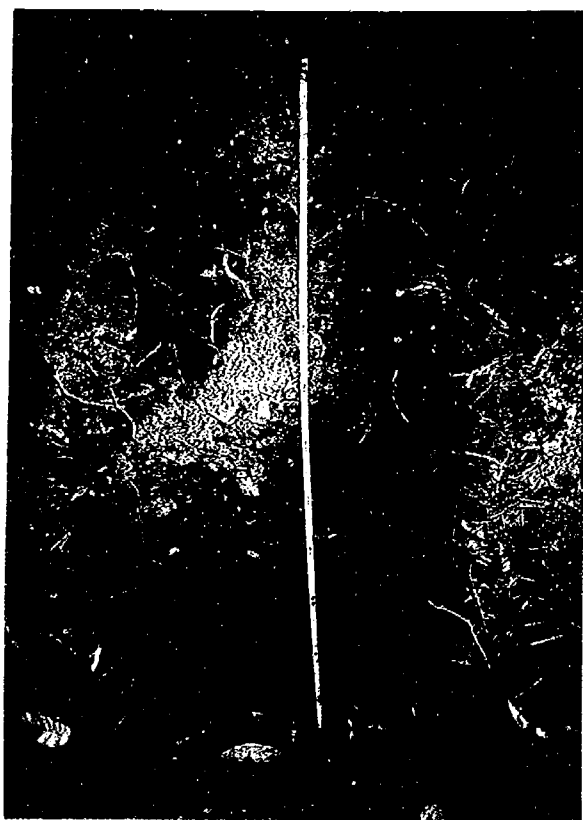


写真4.2.1-4 測線1の8m地点の表層土の状況

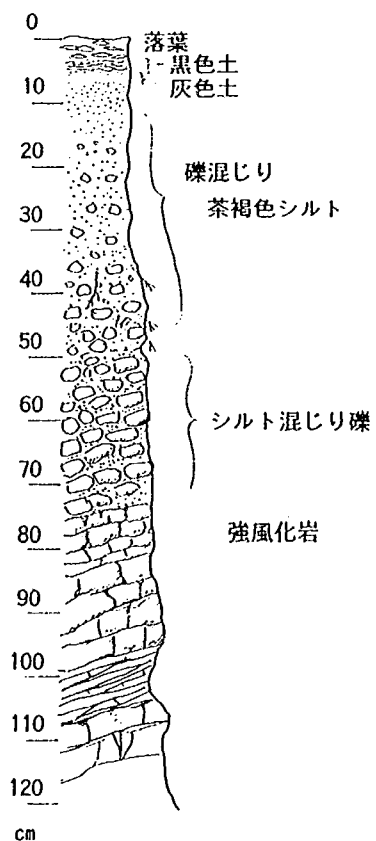


図4.2.1-19 測線1の8m地点の表土断面



写真4.2.1-5 測線2の18m地点の表層土の状況

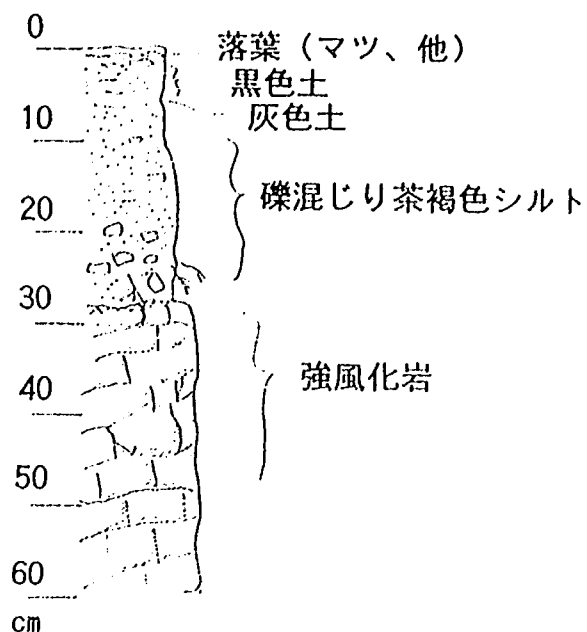


図4.2.1-20 測線2の18m地点の表層断面

表4.2.1-2 室内試験による誘電率等の測定結果

	深度(cm)	地 質	Cp(pF)	Rp(kΩ)	D(m)	厚さ(mm)	比誘電率
I-1	5.0	黒色腐植土	13.00	1.73	471.4	5.12	6.66
I-2	10.0	脱色状灰色土	11.00	3.86	249.3	5.60	6.16
I-3	30.0	茶褐色シルト～粘土	12.25	2.07	416.5	7.45	9.12
I-4	80.0	風化頁岩 (細亀裂)	15.45	1.18	585.0	8.92	13.78
I-5	100.0	風化頁岩 (粘土化)	18.82	0.86	662.2	10.06	18.93

供試体の整形：攪乱土壌を定圧（約0.1kgf/cm²）で圧密。

試 験 状 態：自然湿潤状態（I-4はカッターで切断のため、水道水による含水あり）

試 験 周 波 数：15MHz

比誘電率の算出：比誘電率=Cp(pF)*厚さ (mm) / 10 (mm)

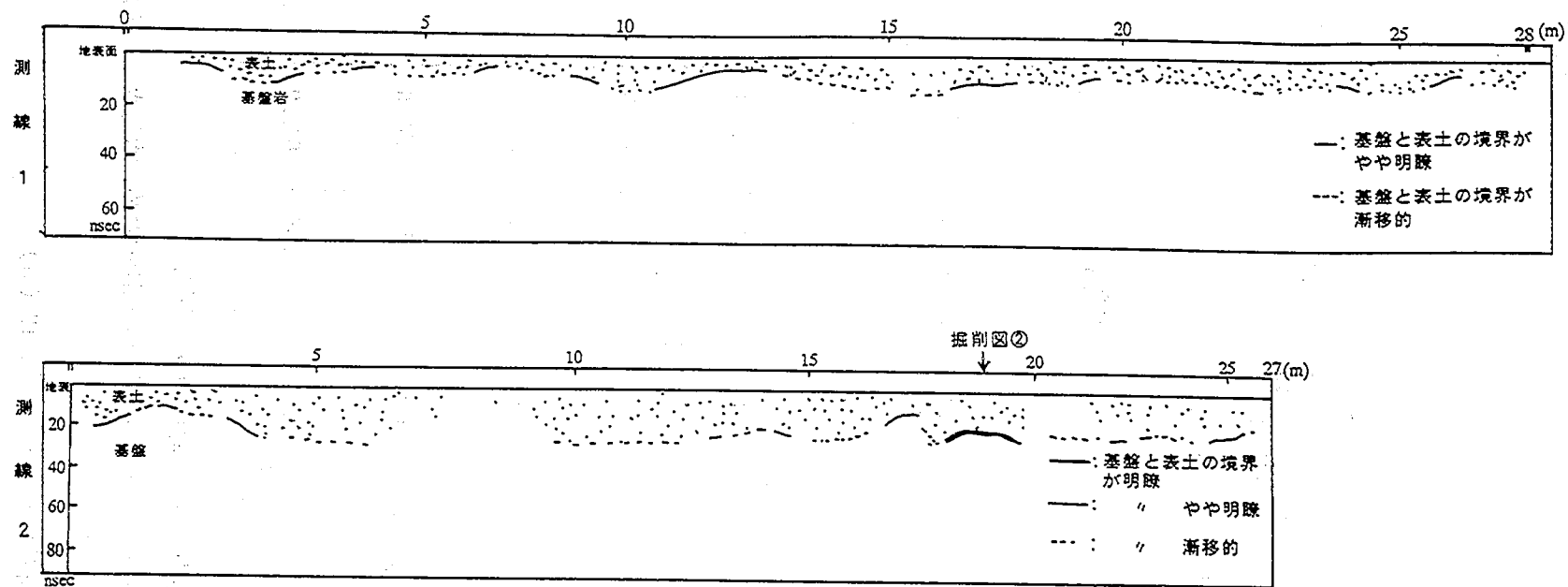


図 4.2.1-21 探査結果と検証結果による地質解釈図

3) パルス型による東京都檜原村の探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

調査地は東京都檜原村数馬上流の西多摩周遊道路に面した斜面である(図4.2.1-22)。調査地では平成3年に豪雨により崩壊が多数発生した。調査地はその中の1箇所であり、隣接して2つの自然斜面崩壊が発生している。

b. 地質概要

調査地の広域地質を図4.2.1-23に示す。調査地周辺の基盤は中生代の四万十帯の頁岩や砂岩(小仏層群)からなるが、調査箇所ではそれに貫入した石英閃緑岩を基盤とする。

c. 実験地

実験地の空中写真及び測線を写真4.2.1-6に示す。実験地の斜面は数十cm間隔で節理の発達した石英閃緑岩の基盤からなる。石英閃緑岩は地表付近では巨礫化している部分も多く、所々山腹に露出して凹凸に富む斜面を形成している。しかし斜面表層の滑らかな部分もあり、このような箇所には局所的にロームが被覆している。滑落崖付近は比較的新鮮な石英閃緑岩の上部にロームが被覆しており、崩壊頭部では基盤とロームのほぼ境界を滑り面としているようである(写真4.2.1-7)。一方、崩壊箇所の下部の道路沿いの露頭では石英閃緑岩の巨礫が崖錐状に露出しており(写真4.2.1-8、写真4.2.1-9)、この崖錐も崩壊により一部削剥されたものと推定される。調査時点では崩壊土砂の種類を確認することはできなかったが、これらの状況から、すべり面は斜面上部の発生源ではほぼ基盤とローム層の境界付近にあり、その崩壊土砂は斜面下部で崖錐部を削剥して流化したものと推定される。測線は崩壊斜面中～上部に設定しており、ここでは石英閃緑岩の上に数十cm～2m程度のロームが被覆している。

(2) データの収集と整理

a. 探査内容と測線配置

探査は、GSSI社製SIR-10システム、アンテナ周波数500MHzを用い、写真4.2.1-6の縦断測線と横断測線に沿って実施した。

b. 探査結果

探査結果を図4.2.1-24に示す。測線1、2ともに、水平方向の偽像と思われる反射波が幾つか見られるが、70～80nsec付近まで地下の構造を示す反射面が捉えられていることがわかる。特徴的なのは、崩壊領域上では強い反射面が存在するのに対し、崩壊領域外では小さな反射面のみが卓越することである。これは茨城県真壁町の事例で見られたように、小さな反射面のみが卓越するエリアはローム層からなり、強い反射面を持つエリアは基盤岩からなるものと推定される。このように、連続する反射面が存在しない場合にも、小さな反射面からなるテクスチャの相違として探査結果をゾーニング出来る可能性がある。そこで、探査結果から得られたテクスチャの相違をもとにゾーニングした結果を図4.2.1-25に示す。

c. 検証調査

測線上で実施した土研式簡易貫入試験の結果を図4.2.1-26に示す。簡易貫入試験の結果によると、表土は浅部から、Nc値5以下(主に2～3)で比較的ばらつきの少ない層と、Nc値10前後でばらつきの大きい層

に大別される。崩壊bの崩壊頭部の露頭観察結果と頭部直上の簡易貫入試験結果を比較すると、Nc値5以下の層は腐植土を含むローム層に、Nc値10前後の層は基盤の礫や風化砂を含むローム層に該当する。礫の中にはかなり大きいものも含まれるので、簡易貫入試験の値は必ずしも真の表土厚を示さない可能性があるが、とりあえずNc値20前後を表土と基盤の境界とすると、表土厚は測線上で数10cmから2.5 m程度までかなりのばらつきがあることがわかった。

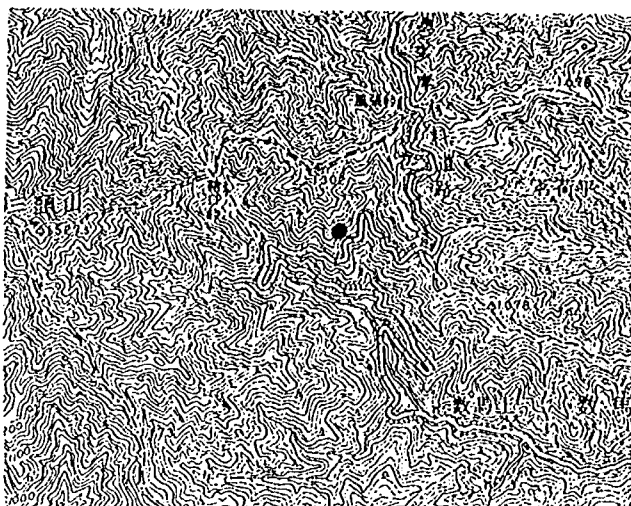
(3) 探査結果の評価

a. 地質と探査結果の対比

簡易貫入試験結果から得られた表土厚と電磁波反射法による反射波の到達時間を比較したのが図4.2.1～27である。これによると、ばらつきはあるが正の相関が認められる。このことより、電磁波反射法による探査結果は、表土厚を捉えているものと判断される。なお、このグラフの傾きをもとに表土厚の誘電率を求めると、誘電率は約20である。したがってこの値から表土厚を逆算できる。

b. 本調査地における電磁波反射法の適用性

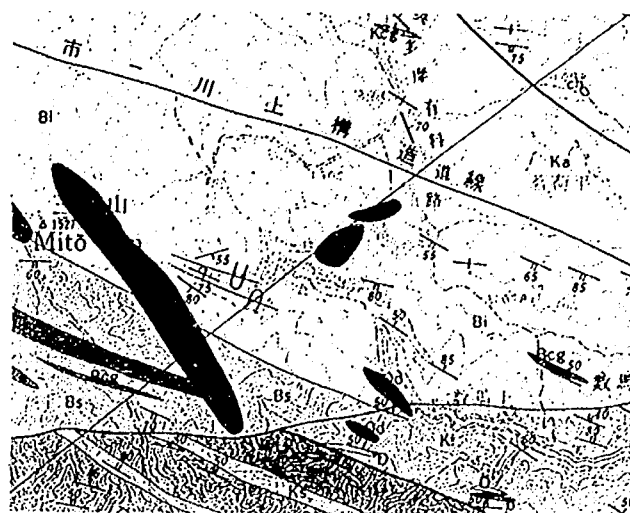
本調査地では、茨城の例でみられたような明瞭な連続する反射波は捉えられなかったが、細かく強い反射波の卓越するゾーンと反射波の少ないゾーンをテクスチャの違いとしてゾーニングすることで、表土厚を間接的に推定することが可能であった。このことは、表層と基盤に強いインピーダンス差がない場合でも土質や岩質の相違に起因する微細な反射を捉えてそのテクスチャをパターン分類することによって地質構造の推定が可能であることを示唆するものである。しかしその場合の問題点として、地質構造がほぼ水平である場合に、地質の違いであるのかそれともゲイン設定によるものであるのか区別し難い場合が発生することが考えられる。したがってゲイン設定にかかわらずテクスチャを判別できる様な解析処理方法の検討が必要である。



●：調査地 国土地理院発行

1 / 5 万地形図「五日市」

図 4. 2. 1 - 22 調査位置



Qd : 石英内緑岩 (貫入岩)
 Bi : 砂岩泥岩互層 (小仏層群盆掘川層)
 Bs : 砂岩 (")
 Ki : 砂岩泥岩互層 (" 小伏層)
 Ka : " (小河内層群鴨沢層)

酒井 彰 (1987) 五日市地域の地質、
 地質調査所、を一部抜粋

図 4. 2. 1 - 23 調査地の地質

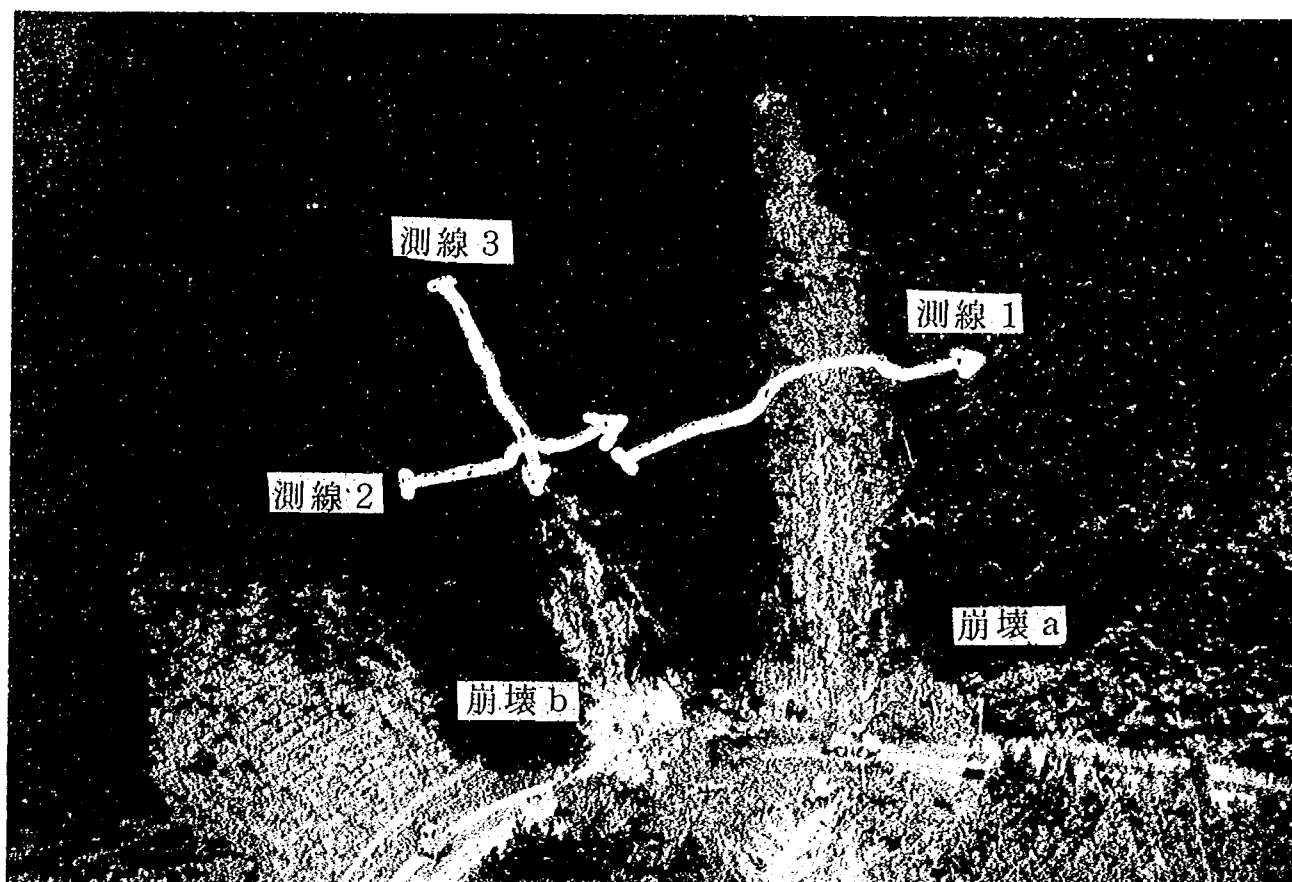


写真 4. 2. 1 - 6 a (向かって右) 崩壊斜面と b (左) 崩壊斜面 (平成 3 年の崩壊時の状況)

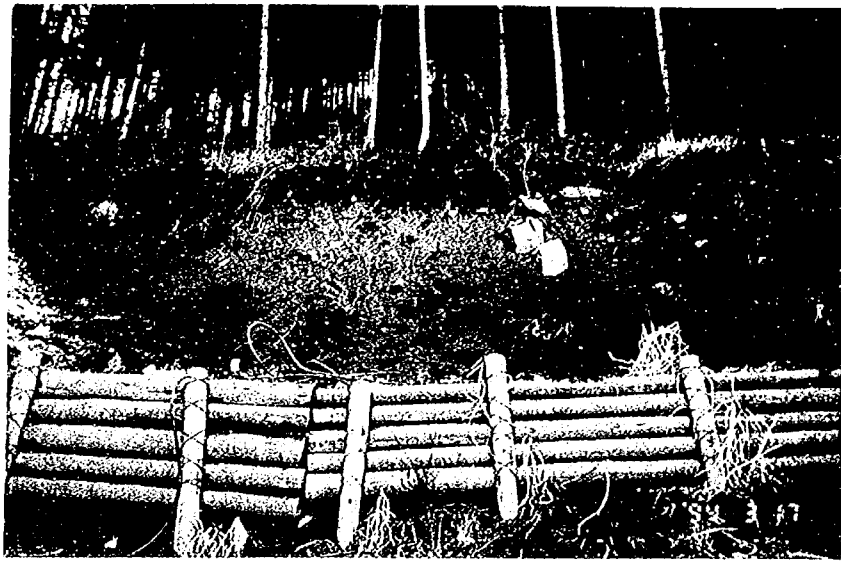


写真4.2.1-7 b斜面の崩壊頭部の表層土の状況

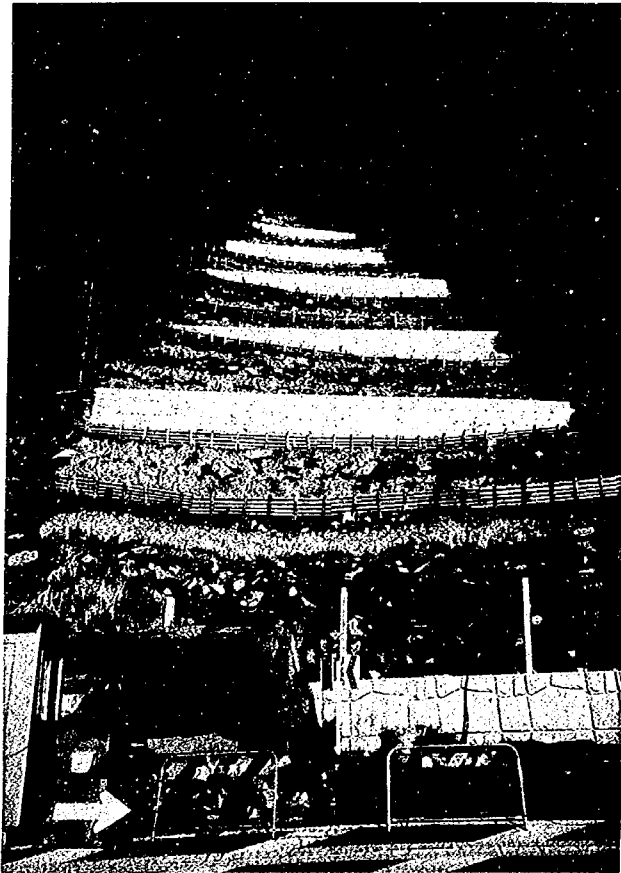


写真4.2.1-8 a斜面の状況（土留工後）

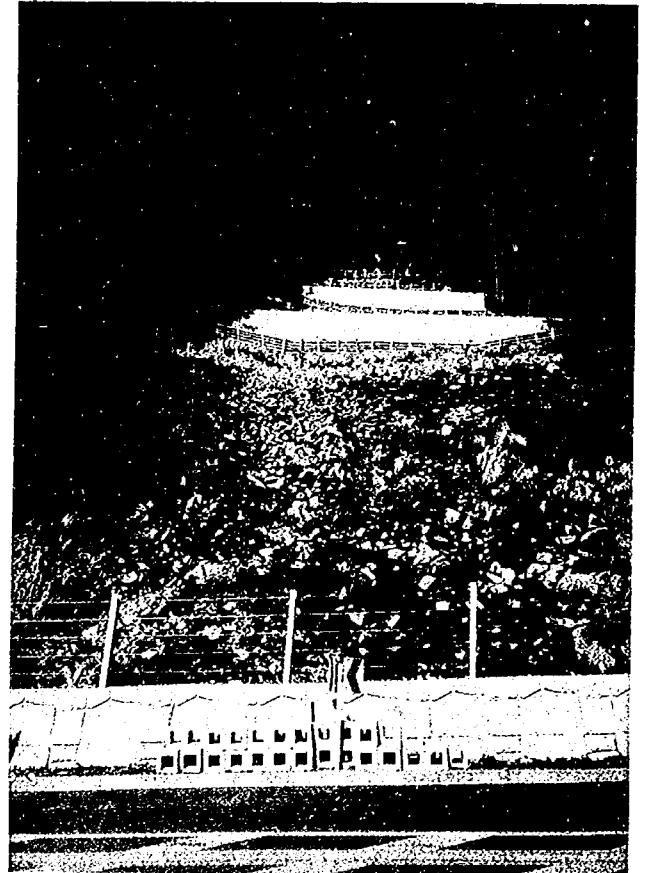


写真4.2.1-9 b斜面の状況（土留工後）

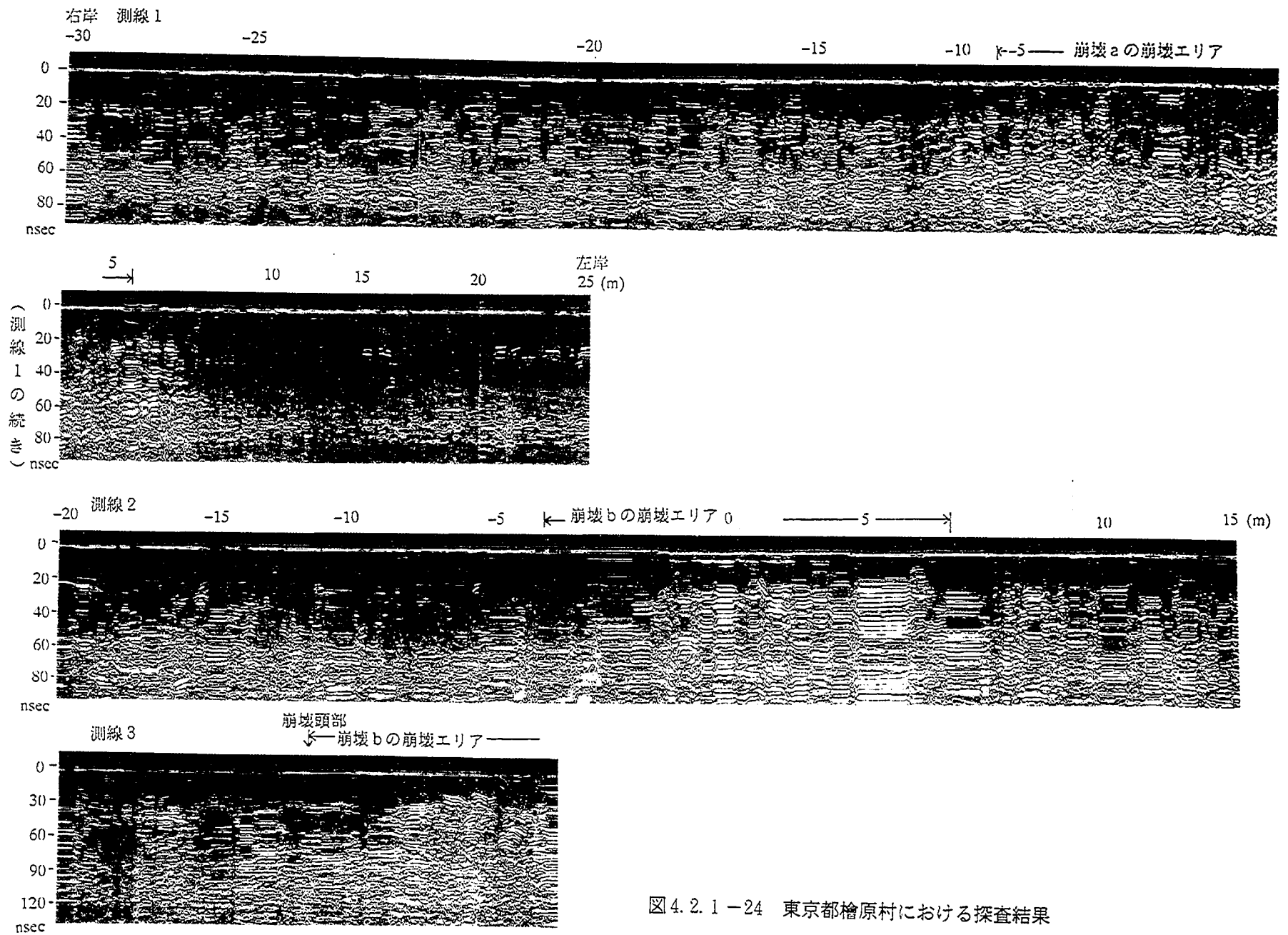


図 4. 2. 1 - 24 東京都檜原村における探査結果

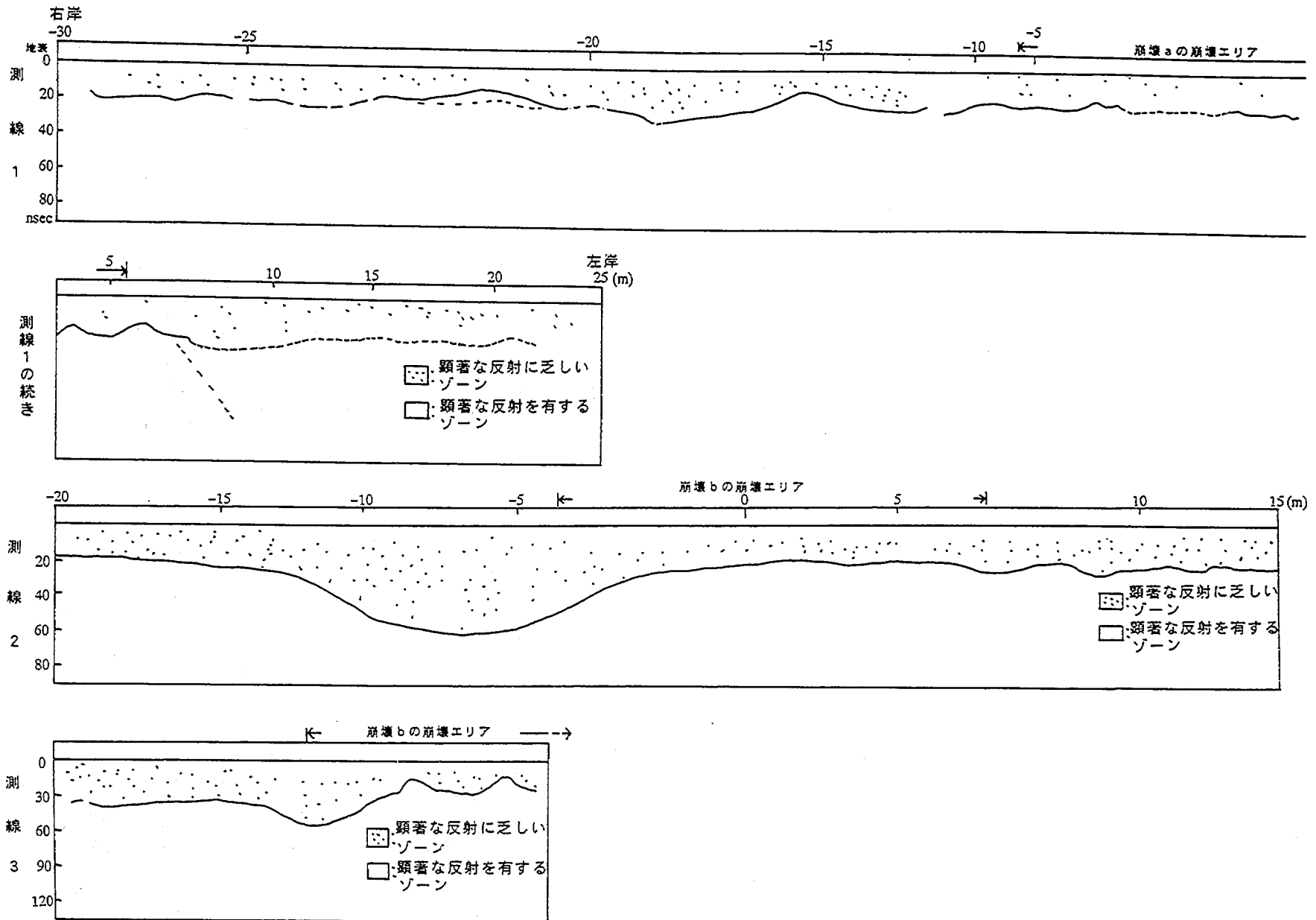


図 4.2.1-25 東京都檜原村における反射像のゾーニング結果

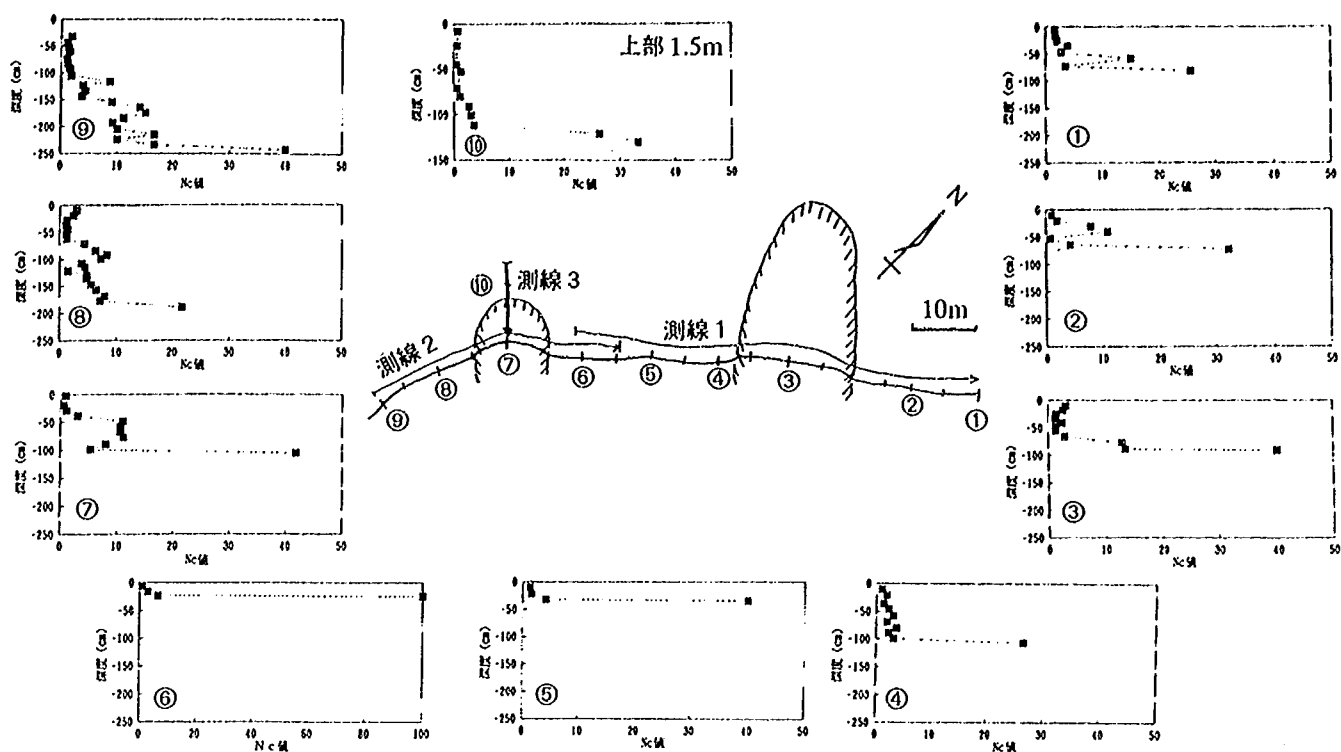


図 4. 2. 1 - 26 測線土の簡易貫入試験結果

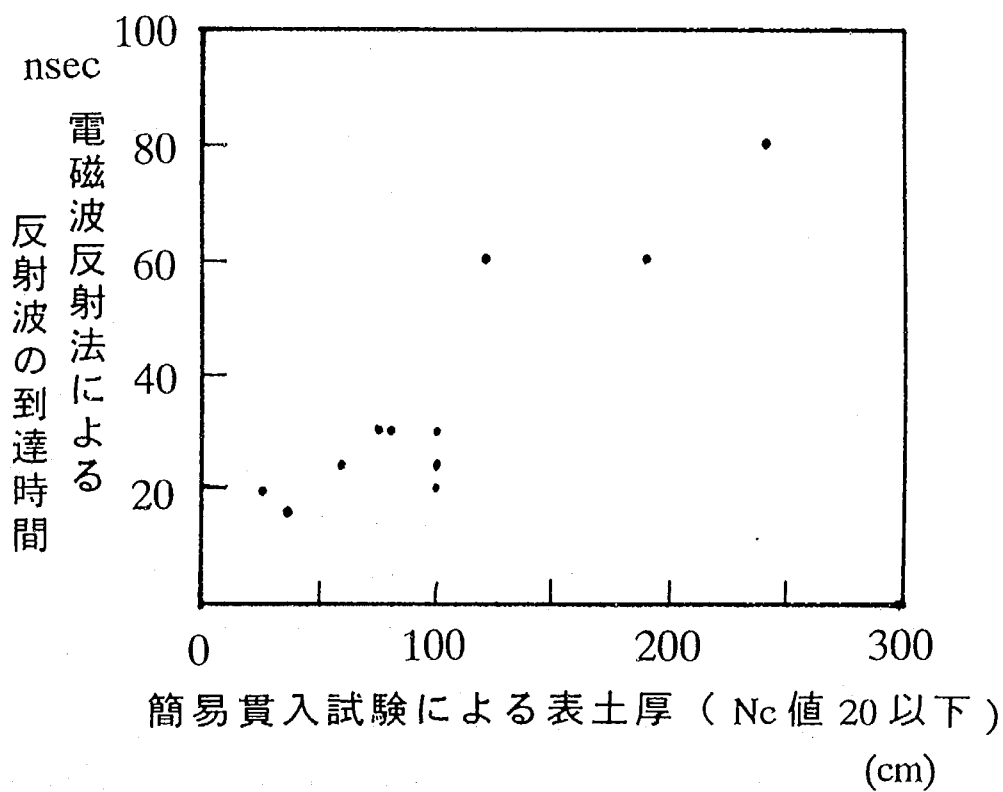


図 4. 2. 1 - 27 簡易貫入試験による表土厚と電磁波の到達時間の関係

4) パルス型による長野市の探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

調査地は、長野県長野市の国道19号、距離票253.05km付近の国道に面した自然斜面である。調査位置を図4.2.1-28に示す。

b. 地質概要

調査地周辺の広域的な地質平面図を図4.2.1-29に示す。地質は新第三紀鮮新世の城下層であり、岩種は砂岩、礫岩の互層よりなる。

c. 実験地

調査地の詳細な平面図を図4.2.1-30に示す。調査地の周辺には地すべり地形が幾つか見られ、調査地の周囲には崩壊地形が見られる。調査測線も、縦断測線として尾根状に突出した部分で発生した崩壊跡地形の直上に設けている。横断測線はその中部付近に設けている。地質は新第三紀の砂岩、礫岩の互層であり、表層もこれらの風化土及び崩積土である。

2) データの収集と整理

a. 探査内容と測線配置

探査は、GSSI社製SIR-10システム、アンテナ周波数500MHzを用い、図4.2.1-30の縦断測線と横断測線に沿って実施した。探査風景を写真4.2.1-10に示す。

b. 探査結果

まず、斜面の一部で斜面に水平に鉄筋棒を挿入し、鉄筋挿入前後の波形から探査地表層の誘電率を算定した。図4.2.1-31はその結果である。同図によると鉄筋棒が挿入されると、まず弱い負の反射があり次に強い正の反射が見られる。電磁波は鉄筋棒で全反射するとすれば、反射波形は正となるので、正の強い反射のピーク位置を反射位置として誘電率を算定すると、25.5となった。ただし試験位置は斜面のやや突出した位置であり、多少乾燥していたため、実際の誘電率はこれよりも高いことが推定される。

探査は縦断測線と横断測線で実施した。探査結果を図4.2.1-32に示す。探査結果によると、比較的浅部(20~30nsec)で有意と思われる反射像が一部で見られるが、全体として顕著な反射面は見られない。この理由として、基盤岩と風化層の物性が漸移的に変化している可能性や、斜面表層の誘電率が高く、深部の反射波をマスクしている可能性が考えられる。探査結果は、これまで他の自然斜面で実施してきた結果に比較してもやや不良であり、上記二つの不良な条件がそろっている可能性が高い。

c. 検証調査

測線上で実施した土研式簡易貫入試験及び表土調査棒による結果を図4.2.1-33(縦断測線)及び図4.2.1-34(横断測線)に示す。縦断測線では、表土の厚さは測線最上部でやや厚く1.5m程度であるが、滑落崖付近では20~30cm程度、縦断測線中~下部では1m程度である。一方横断測線では、崩壊跡地の側壁部で表土が20~30cm程度で、それ以外の部分では1m弱の場合が多い。

表土調査棒を用いて縦断測線の0m、10m、19.5m、30mの各地点、及び横断測線の右岸20m、右岸10m、左岸15mの各地点で表土を採取したところ、表層0~20cmは一般に黒褐色の粘土混じり砂で、表土層の主体

は褐色の粘土混じり砂、基盤に近い箇所ではやや粘土分の少ない赤褐色の粘土混じり砂であった。

d. その他の調査

現地で採取した自然含水状態の土質試料を用いて誘電率を測定した結果を表4.2.1-3に示す。試験結果によると、表土の誘電率は約25程度で、鉄筋棒による試験結果と近い値であった。また基盤に近い箇所では約15程度で、相対的に基盤側の誘電率の方が低い。これは甲府における室内電磁気特性結果と逆の結果である。また、甲府の結果に比較すると、同程度の誘電率の試料でも本調査地の方が抵抗が低く損失係数が大きい傾向にある。すなわち、本調査地の探査深度は山梨に比較してもさらに浅いことが推定される。

(3) 探査結果の評価

a. 地質と探査結果の対比

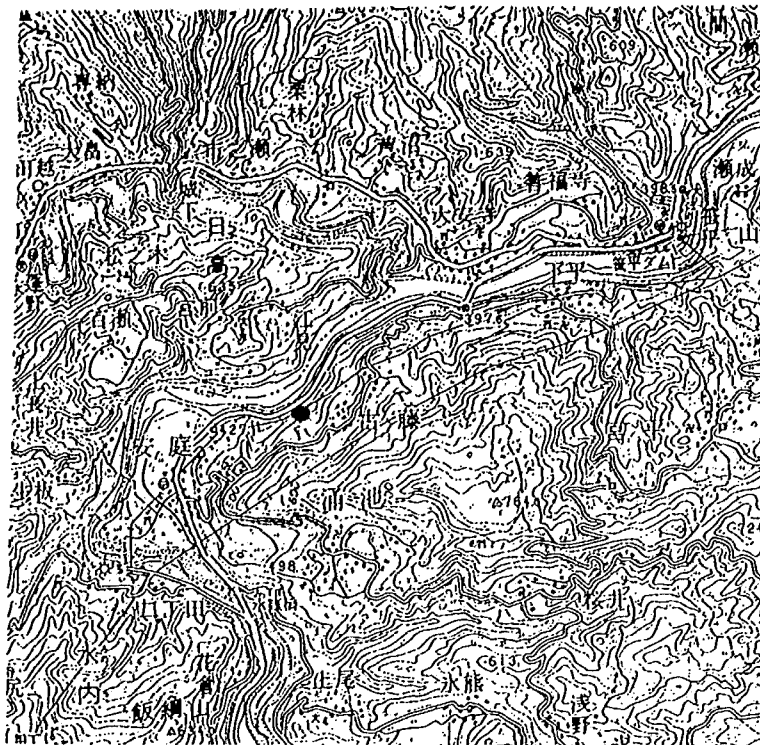
簡易貫入試験等の結果と電磁波反射法による結果を比較すると、縦断測線の上で表土層がやや厚いことが探査結果からもわかるが、それ以外の箇所については多重反射等の影響のため、ほとんど表土厚を把握することは出来ない。ただし表土の内部の構造を表していると考えられる箇所が横断測線の右岸端等のいくつかの場所でみられる。

b. 本調査地における電磁波反射法の適用性

本調査地では、探査結果は不良であった。この理由として、地質が軟岩であり基盤と表層の電磁氣的コントラストが乏しかったこと、表層の誘電率が高く多重反射が極めて強かったこと、表土の損失係数が大きいこと、可探深度が浅かったこと等が考えられる。本調査地のような地域で電磁波反射法により表土層を探索するためには、より低い周波数のアンテナを用い、多重反射の処理などに二次的な解析処理を施すことが必要と考えられる。

参考文献

- 1) 佐々木靖人・藤井厚企・浅井健一・中村康夫(1994): ロームに埋積された谷頭斜面のマスマーブメントの過程、応用地質、第35巻第5号



●：調査地 国土地理院発行

1 / 5 万地形図「長野」

図4.2.1-28 調査位置



Js：城下層（鮮新世）

砂岩・礫岩

（1 / 2.5 万 長野市防災基本図を抜粋）

図4.2.1-29 調査地の地質

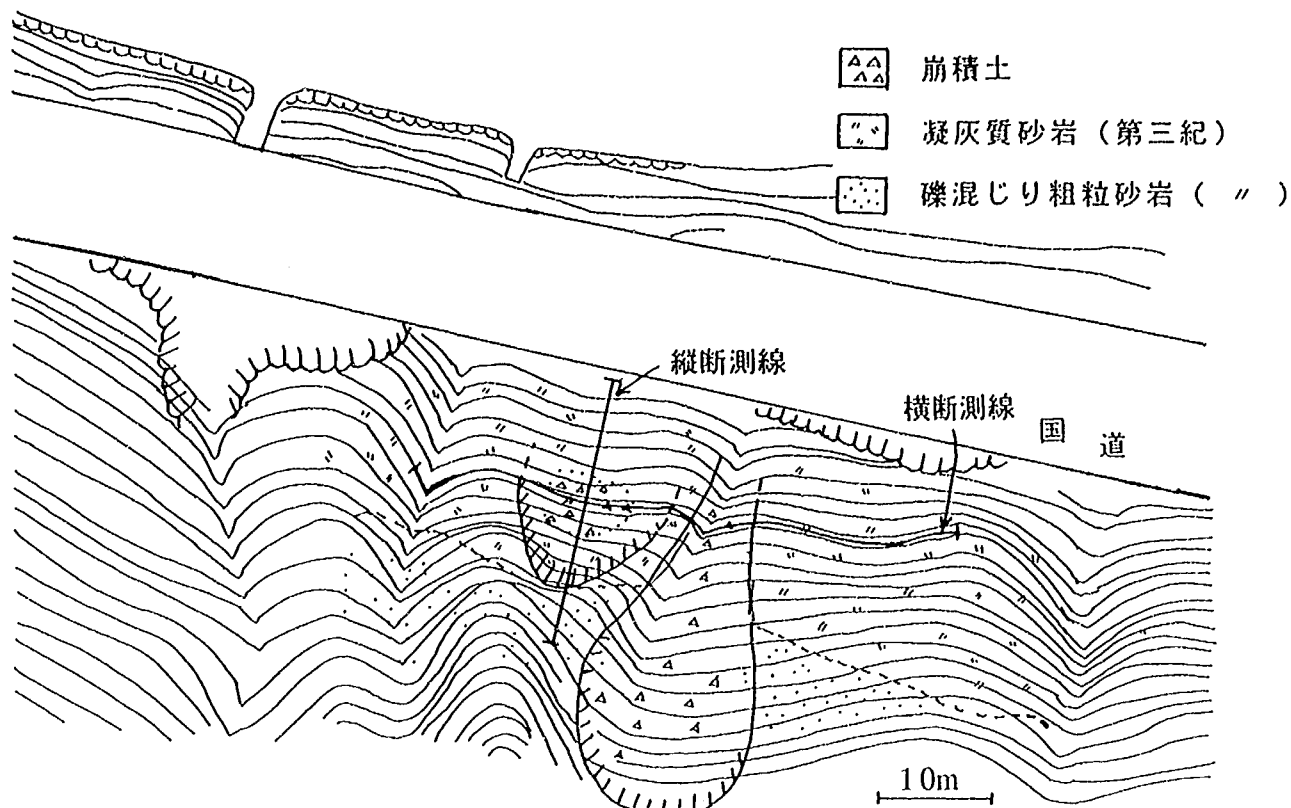


図4.2.1-30 調査地の地形



写真4.2.1-10 探査測線の状況

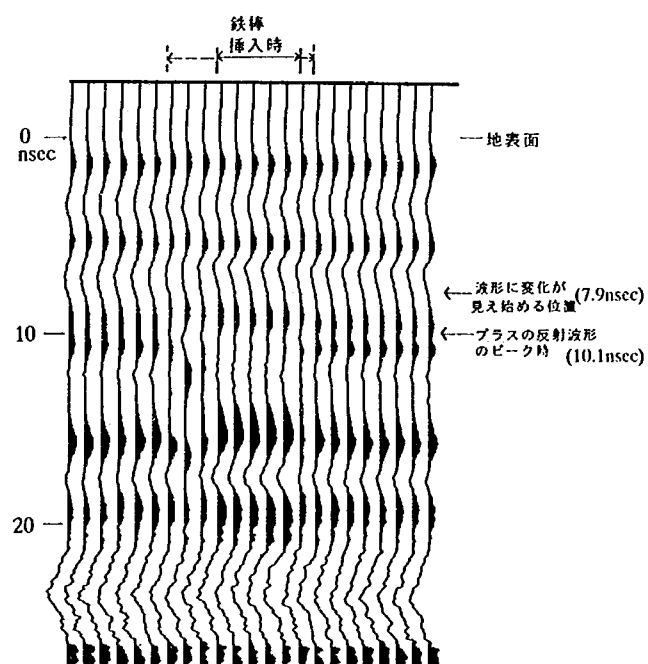


図4.2.1-31 長野斜面において深度30cmに鉄棒を入れた場合の
反射波形の変化
(ピーク時から地盤の誘電率を求めると $\epsilon \approx 25.5$)

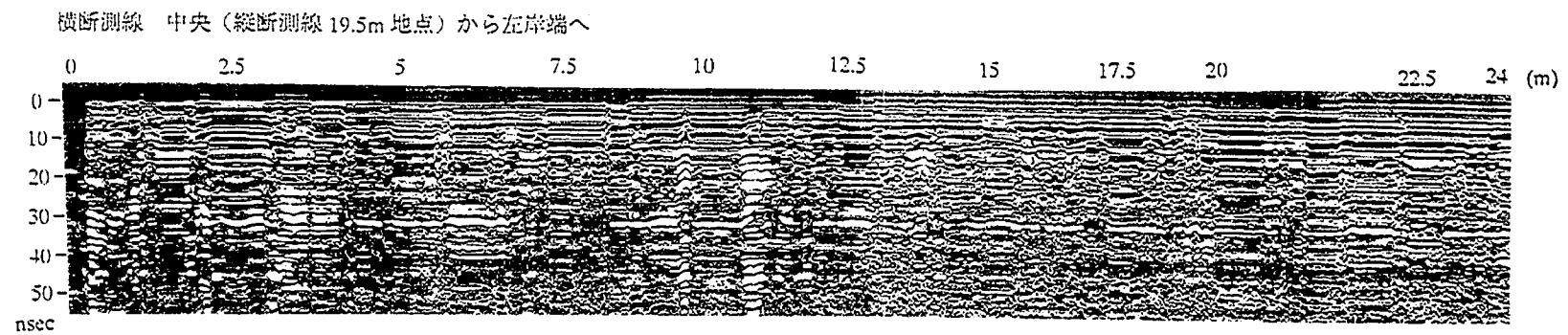
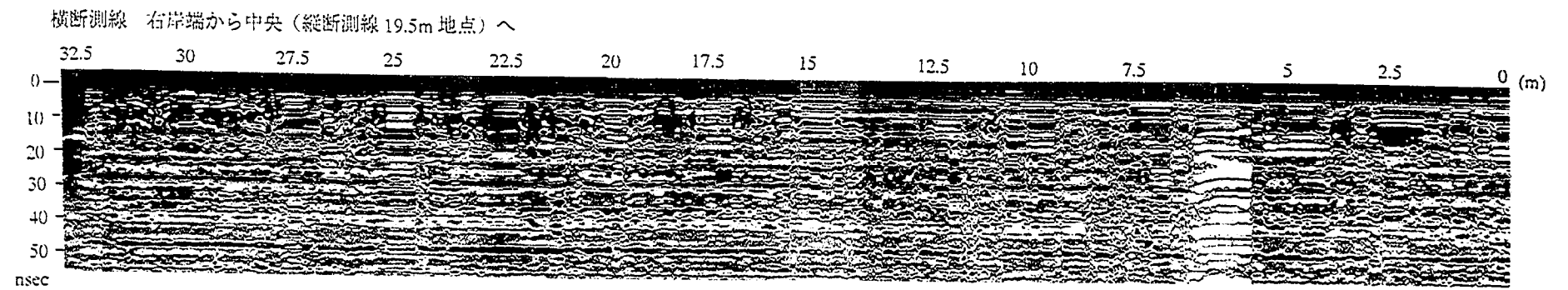
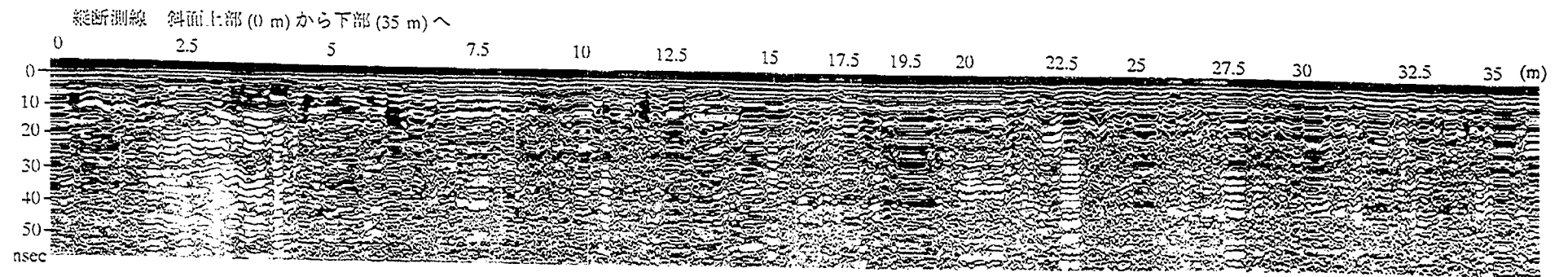


図 4. 2. 1 - 32 探査結果

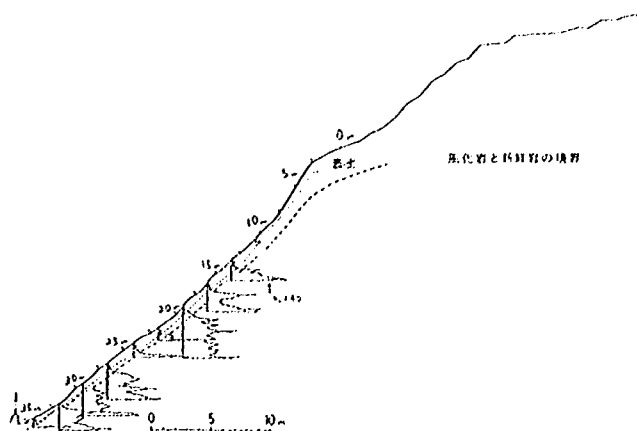


図 4. 2. 1 - 33 縦断測線の簡易貫入試験結果

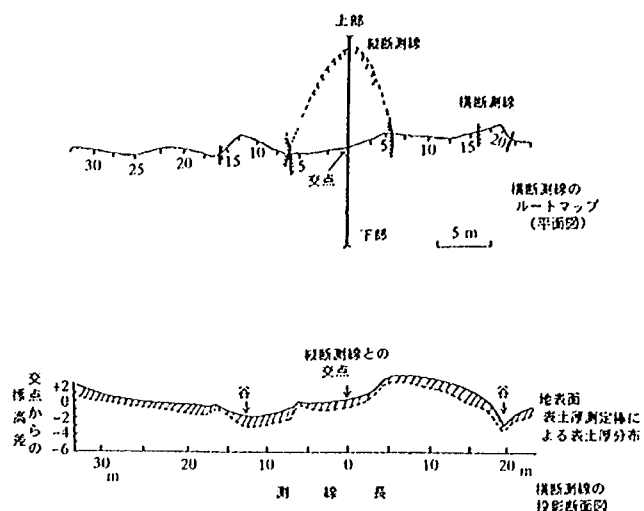


図 4. 2. 1 - 34 横断測線の表土厚分布

表 4. 2. 1 - 3 室内試験による誘電率等の測定結果

深度(cm)	地質	容量 Cp(pF)	抵抗 Rp(Ω)	損失係数 D	厚さ (mm)	体積 含水率	比誘電率
0- 20	黒褐色粘土混じり砂	26.71	353.6	1.122	10.00	0.32	26.71
20- 40	褐色粘土混じり砂	28.67	406.6	0.911	9.40	0.29	26.94
40- 60	褐色粘土混じり砂	19.66	630.0	0.853	10.00	0.26	19.66
60- 80	褐色粘土混じり砂	23.48	330.7	1.368	10.00	0.26	23.48
80-100	褐色粘土混じり砂	24.74	401.4	1.063	9.70	0.26	24.00
00-120	赤褐色粘土混じり砂	17.64	517.3	1.163	10.15	0.24	17.90
20-140	赤褐色粘土混じり砂 (粘土やや少ない)	13.18	720.9	1.116	10.00	0.22	13.18

採 取 日 : 1994. 12. 1

供試体の採取位置 : 長野. 縦断測線 0 m

供 試 体 の 整 形 : 攪乱試料を定圧 (1.0kgf/cm²) で 1 分圧密

試 験 状 態 : 自然含水状態

試 験 周 波 数 : 15MHz

比誘電率の算出 : 比誘電率 = Cp(pF) * 厚さ (mm) / 10 (mm)

4.2.2 地すべり

1) 長野県長野市 茶臼山地すべり地における探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

実験場は長野市の篠ノ井中心部より北西約2 kmに位置し、現在は地すべり地の跡地利用として植物園となっている茶臼山自然植物園内である(図4.2.2-1)。

b. 地質概要^{1) 2)}

実験地の地質は基盤の中新世裾花凝灰岩層(流紋岩質凝灰岩)と上位の信里砂岩層(砂岩・泥岩互層)からなる。

信里砂岩層中の砂岩は淘汰が悪く粗粒砂質粘土がみられ、透水係数が小さい。また信里砂岩層最下位の泥岩層は重粘土で結晶度の低いモンモリロン質であり、他の地層中に含まれる結晶度の高いモンモリロン質と異なる。

当地域の地すべりは岩盤地すべりであり、地すべり面が特定の地層に限定されていないが、主として信里砂岩層下部層中に形成されている。最深の地すべり面は裾花凝灰岩層直上の亜炭層または炭質泥岩層付近となっており深度は40 mである。この他に地すべり面は何面も認められておりその変位及び構造は複雑である。

地すべり地内及びその周辺において同じ粘土鉱物が含まれることから、粘土鉱物による地すべり土塊、地すべり地の岩盤区分はできない。

c. 実験地

探査測線は周辺の表層地質が比較的良くわかっている場所で、かつ地形が比較的平坦である場所を設定した。図4.2.2-2にこの調査測線の位置を示す。地形が平坦な場所を選定した理由はアンテナの設置が容易であることと地形補正(静補正)に伴う解析上の誤差を避けるためである。

調査地の測線設定状況を写真4.2.2-1に示す。測線上には植生があったが、表層部は比較的硬質な地盤であった。アンテナ走査は植生を踏みつけた状態にして後で行った。写真4.2.2-2, 3にアンテナ部と測定装置の設置状況を示す。

(2) データの収集と整理

a. 計測内容

この実験ではA-測線~D-測線まで4測線の計測を実施したが、ここでは地質構造の明らかになっているA-測線について解析した結果を主として示す。ただし地中における電磁波の伝搬速度はB-測線で実施したワイド・アングル法による計測結果を用いた。

表4.2.2-1に計測内容を示す。

表4.2.2-1 計測内容

項 目	測線長	測点数	測定間隔	測 線 名
0 mオフセット走時	30m	15点	2 m	B-測線
ワイド・アングル法	30m	15点	2 m	B-測線
プロファイル法	69m	70m	1 m	A-測線

b. 探査結果

① 0 mオフセット走時の決定

B-測線の測線長30m間において電磁波の空中伝搬試験を実施した。セパレート・タイプの送受信アンテナを測線中央である15m点からそれぞれ測線両端方向に1 m移動した点に設置して送受信点間距離2 mにおける試験を実施した。続いて順次測線両端方向へ1 mずつ送受信アンテナを移動して計測を実施した。

計測結果から電磁波の空中伝搬に伴う走時曲線に光速度の逆数を傾きとする直線を当てはめ、この直線が伝搬距離0 mの縦軸を切るときの走時である0 mオフセット走時を求めると84nsecが得られた。

ワイド・アングル法及びプロファイル法による計測結果に対してはここで求めた0 mオフセット走時を補正した。

② ワイド・アングル法による計測結果

図4.2.2-3にワイド・アングル法による記録波形を示す。図中に示した100n~200nsecの部分には伝搬速度から判断して直接波によるフェーズが現れている。地下の共通反射点による反射波のフェーズを図中に黒丸印で示した。共通反射点からの反射波は上に凸の曲線上に現れていることがわかる。

図4.2.2-4は図4.2.2-3から共通反射点による反射波の伝搬時間を読み取り、横軸に伝搬距離の自乗をとり、縦軸に反射波走時の自乗をとって表した共通反射点による反射波の自乗走時曲線である。同図に直線を当てはめ、この直線の傾きから電磁波の平均的な伝搬速度を求めると $0.568 \times 10^8 \text{ m/sec}$ の値が得られた。地中の透磁率が真空中の値と同程度でかつ導電率が用いた電磁波の周波数及び地中の誘電率に対して十分に小さいと仮定してここで求めた電磁波の伝搬速度から地中の平均的な比誘電率を求めると27.9となる。この比誘電率は粘性土に対する一般的な値と一致する。

図4.2.2-4より伝搬距離0 mにおける自乗走時とここで求められた電磁波の伝搬速度を用いて共通反射点までの深度を求めると11.094mが得られる。

以上の結果から深度約11mまでの平均的な電磁波の伝搬速度は $0.568 \times 10^8 \text{ m/sec}$ であることが明らかとなった。

③ プロファイル法による計測結果

ワイド・アングル法によって明らかとなった深度約11mまでの平均的な電磁波の伝搬速度を用いて行った。

探査よりデータ取得された原記録は、地表面付近、深度5 m付近及び深度8~12m付近に振幅の強いフェ

ーズが確認できる。このうち、地表面付近で水平方向に広がるフェーズは直接波及び地表面による反射波に相当するフェーズである。また深度 8 ～ 12m 付近にあるフェーズは深度方向に相似形を成しているので振動波形と考えることができ、したがって地下構造に関係するフェーズはこれらの波群のうちで最も到達時刻が速かつ振幅の大きい深度 9 m 付近にあるフェーズと考えることができた。

深度 12m 以深については振幅が弱く地下構造に関係する有効なフェーズは見えづらくなっていた。

この原記録に対して振幅回復処理、水平重合処理及び周波数 20M ～ 60MHz 帯のバンド・パス・フィルター処理、深度 9 m 付近に位置する振動波形を基本波形としてウェーブレット処理及びデコンボリューション処理を実施した。これらの信号処理においては、深度 5 m 付近に強いフェーズが認められることと深度 12m 以深の情報量が増えていることが特徴となっている。また測線の 50 ～ 60m 点、深度 2 ～ 4 m 付近で測線の 1 m 点方向へ傾斜する弱いフェーズが確認できるようになった。深度 12m 以深の情報量が増えたのは主として振幅回復処理の効果と考えることができ、測線の 50 ～ 60m 点地下浅部で傾斜する弱いフェーズ及び深度 5 m 付近で水平方向に広がるフェーズが確認できたのはバンド・パス・フィルター処理によって信号とノイズの分離ができたことに起因する。

デコンボリューション処理により新たに水平距離 30m 点直下、深度 18m から測線上の 70m 点、深度 14m 付近まで傾斜したフェーズが断続的に確認できる様になっている。

図 4. 2. 2 - 5 はデコンボリューション処理後の各トレースに対してマイグレーション処理及びリファレンス波形によるノイズ除去処理を実施して作成した最終反射断面図である。

この図によるとマイグレーションの効果によって各反射波のフェーズが滑らかに連続していることが良くわかる。またリファレンス波形によるノイズ除去処理の効果で地表面付近、特に深度 3 m 以浅における反射面構造の分離状況が良好となっている。

(3) 探査結果の評価

図 4. 2. 2 - 6 に A - 測線におけるプロファイル断面と地質¹⁾の対比を示す。また調査孔 43 - 15 孔は A - 測線と直交する方向に 15m 程度測線から離れている。

図 4. 2. 2 - 6 に示した a ～ j のアルファベットは反射面を識別するための表記である。反射面 a は調査孔 43 - 15 孔付近では表土と礫混じり砂質シルトの境界に対応していることから距離 30 ～ 55m 付近では表土の堆積が厚くなっていると推定できる。

反射面 b は調査孔 43 - 14 孔付近では粘土と砂層の境界に対応するが調査孔 43 - 15 孔周辺では礫混じり砂質シルト層中に推定されている。

反射面 c は調査孔 43 - 15 孔付近で礫混じり砂質シルトと砂層の境界に対応するが、反射面 c と d の連続性は明らかではない。

反射面 e は調査孔 43 - 15 孔付近まで連続していないが、反射面の傾斜構造から推定して砂層と砂質粘土の境界に対応している。

反射面 f は深度 5 m 付近で水平方向に広がりを示し、距離 40m 付近から 70m 方向にかけて二股に分かれる構造を呈しているが、調査孔 43 - 15 孔周辺では砂層と砂質粘土の境界にほぼ対応する。しかし調査孔 43 - 14 孔周辺では反射面 f は砂層中に推定されており、地層境界とは対応しない。

傾斜構造を示す反射面 g は調査孔 43-15 孔周辺では砂質粘土と凝灰岩の境界とほぼ対応する。

反射面 h は孤立した回折波として現れているので距離 60~70m、深度 6 m 付近に人工の構造物等があるものと推定できる。

距離 45m、深度 13m 付近より距離 1 m 側へ傾斜構造を示す反射面 i は調査孔 43-15 孔周辺で薄い風化凝灰岩層中に推定されている。この反射面は距離 30m 付近から距離 1 m 方向に急傾斜を成すが距離 20m、深度 18 m 付近で連続性を失い、この位置から距離 1 m 方向への反射面構造は不明となっている。

A-測線下の主たる地すべり面は調査孔 43-15 孔周辺で深度 15m 付近の風化凝灰岩層上面及び調査孔 43-14 孔周辺では深度 29m 付近にある含水量が非常に多く糊状になった砂質泥岩と炭質泥岩層の境界を結ぶ単傾斜構造として推定されている。したがって反射面 i はこの推定地すべり面の一部として現れたと考えることができるが、調査ボーリングから推定された地すべり面ほどの連続性はない。

反射面 j については直接これに対応する地質境界は得られていないが、深度 5 m 以深における反射面構造としては最も連続性の良い反射面であるからこの深度付近に電気・磁気的な境界面が存在すると推定できる。

また距離 1~3 m 付近のトレースは地の部分と比較して長周期の成分が卓越しており波形に乱れが認められる。この部分には地表面に開削水路が位置していることから、波形の乱れは開削水路による擾乱に起因すると判断できる。

地すべり地において表層地盤構造を詳細に把握する目的とし、連続波型レーダを初めて適用し、この探査では探査深度約 10~15m の結果が得られた。電磁波で得られた複数の反射面は砂層中の含水や粘土分の状況の差異及び地層境界などを示していると考えられる。この地域の地すべりは、岩盤地すべりであり、地すべり面が特定の地層に限定されていないが、最も深い地すべり面は裾花凝灰岩層の直上の亜炭層や炭質泥岩層付近になり、深さ 40m 程度に推定されている¹⁾²⁾。この地すべり面はレーダ探査では探知能力を越える深度である。その地上位の地すべり面の構造は複雑であって、レーダ探査で検出された反射面は、地すべり土塊やすべり面などの境界を直接的に示すものではなく、電気・電磁的な特性の異なる境界面を示していると考えられる。

デコンボリューション処理及びマイグレーション処理を行うことにより不明瞭なフェーズが断続的に確認できるようになるとともにフェーズが滑らかに連続することが判った。またリファレンス波形を用いることにより地表面付近の直接波に伴うリンニングノイズがある程度除去できることも判った。

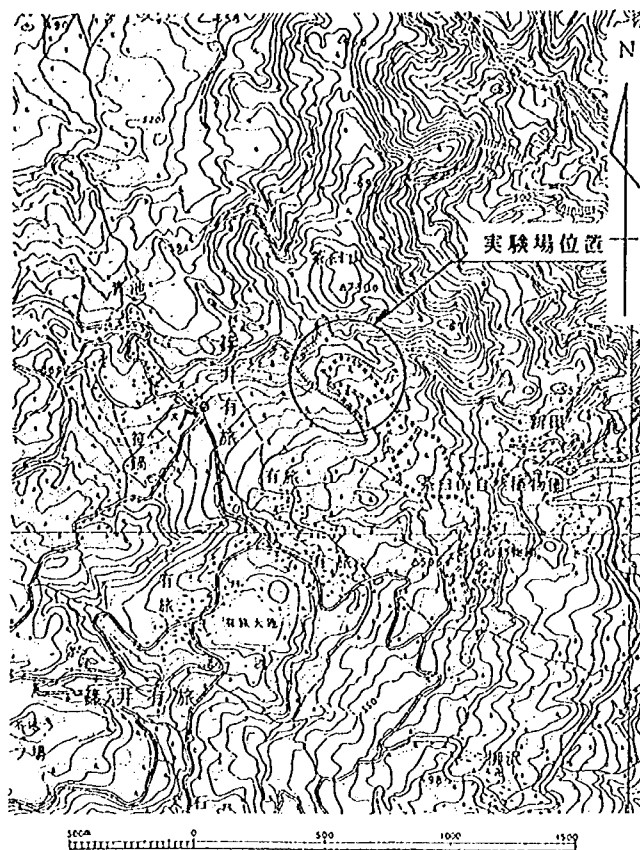


図4.2.2-1 調査位置

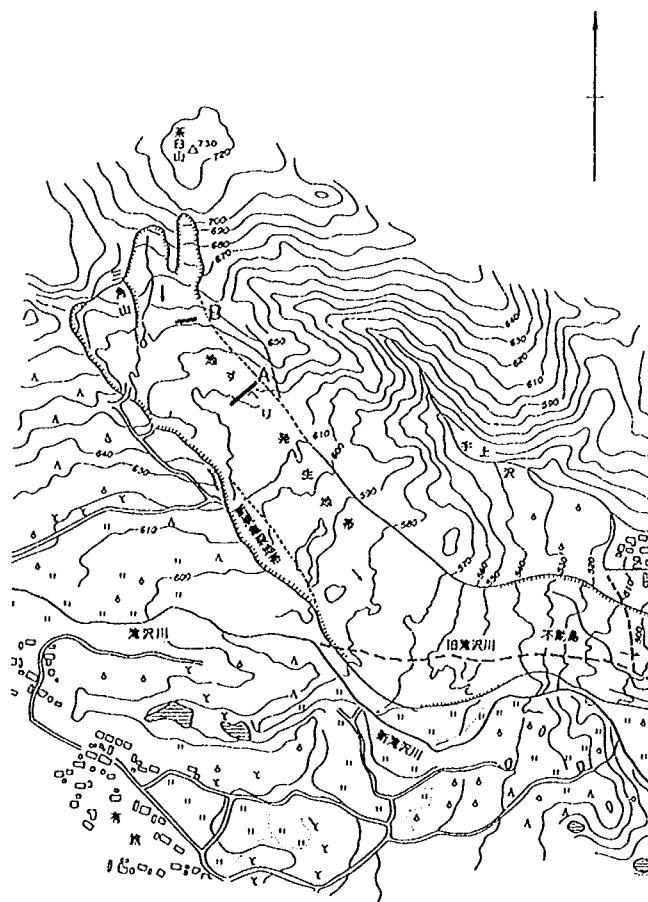


図4.2.2-2 調査測線の位置



写真4.2.2-1 測線の設定状況



写真4.2.2-2 アンテナの設置状況



写真4.2.2-3 測定装置の設置状況

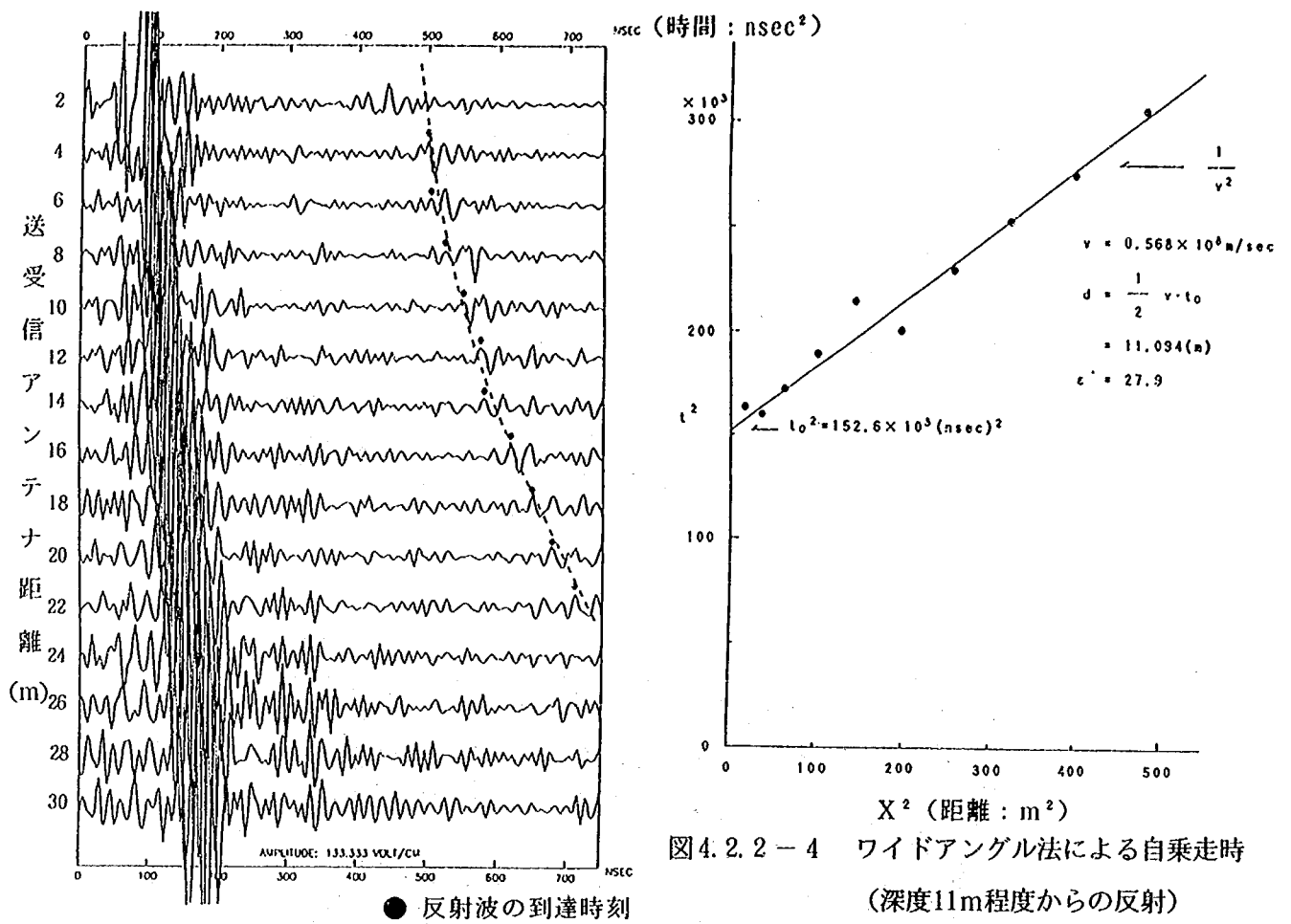
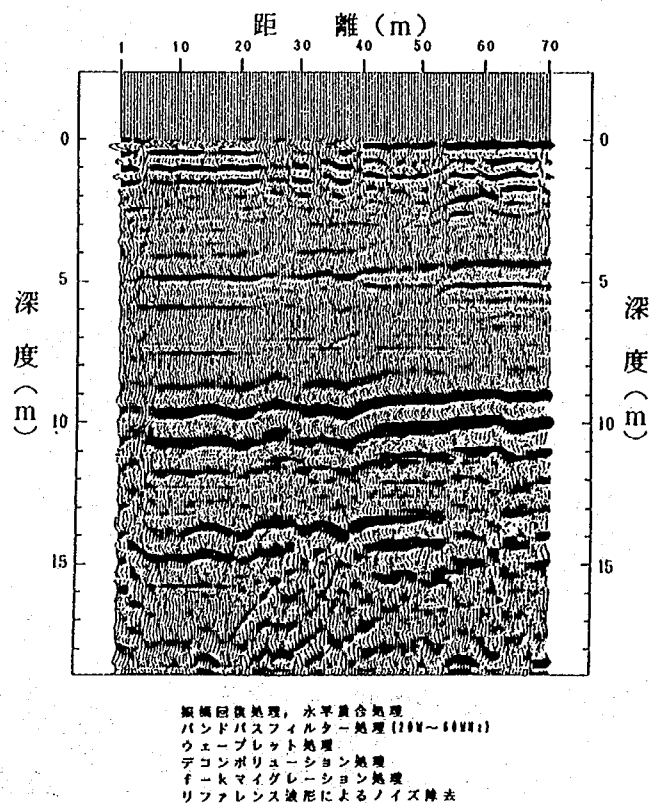
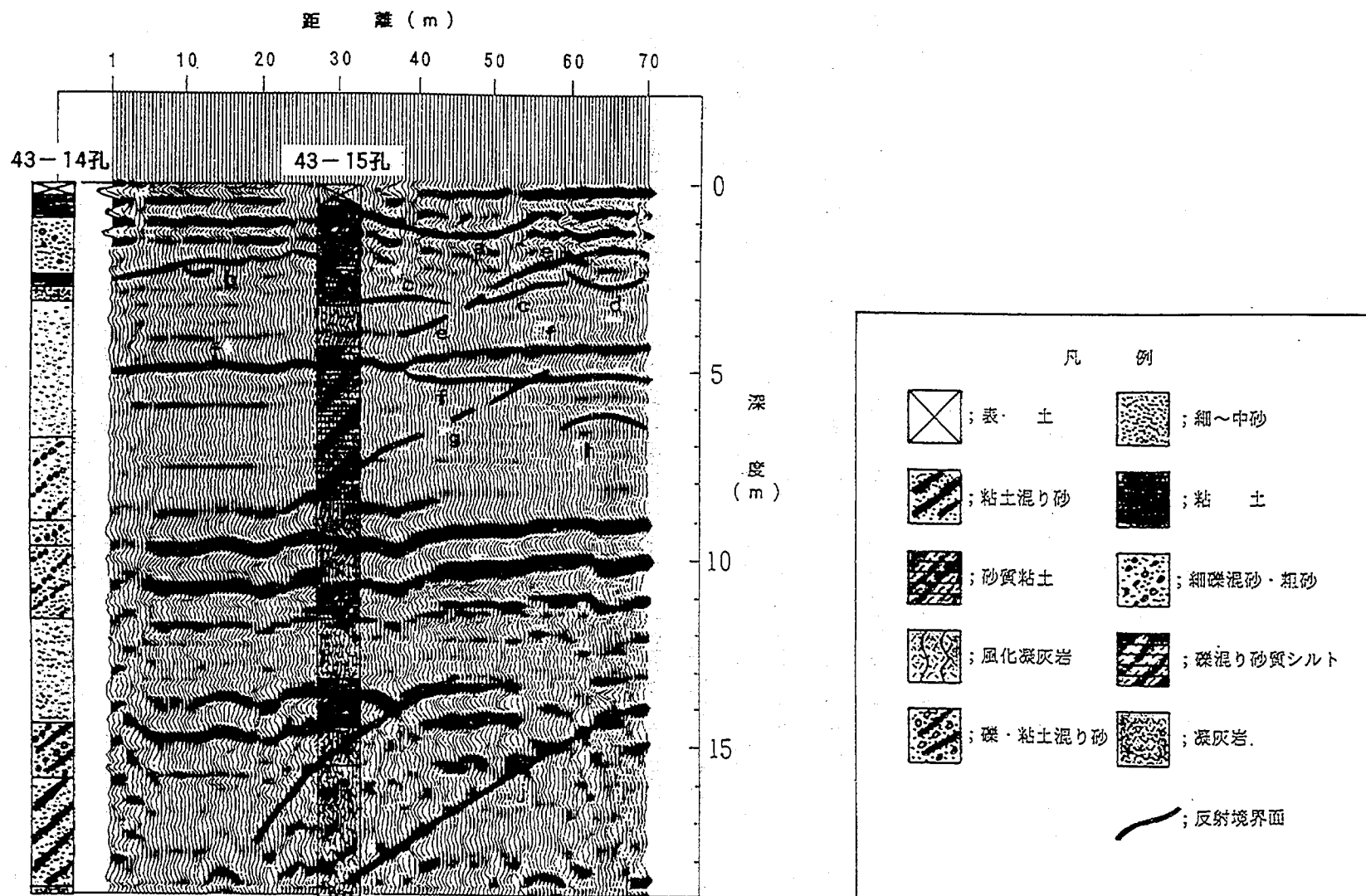


図 4.2.2-4 ワイドアングル法による自乗走時
(深度11m程度からの反射)





振幅回復処理, 水平重合処理
 バンドパスフィルター処理 (20M～60MHz)
 ウェーブレット処理
 デコンボリューション処理
 フーリエ変換処理
 リファレンス波形によるノイズ除去

図4.2.2-6 主な反射面の判読結果

2) 神奈川県三浦郡葉山町 滝の坂地すべり地の探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

実験場は三浦半島北西部の葉山町中心部より東方約2 kmに位置し、滝の坂地すべり跡地の南東側斜面である(図4.2.2-7)。

b. 地質概要

実験地は、三浦半島北西部の葉山層群の分布域に位置している。実験地に分布する地層は、この葉山層群に属する凝灰質砂岩と泥岩の澄摺砂岩泥岩互層から成り、これを覆って表層には古い地すべりに起因すると考えられる崩積土層が被覆している。また実験地は活断層と考えられる衣笠断層の西端部にあたる。この影響から基盤岩類は被砕され風化が進んでいることが推測され、実験地を含み、その周辺にも地すべり地が分布している。

c. 実験地

実験範囲には2箇所に各種観測計(歪計、地下水位計、伸縮計)が設置されている。実験地は緩やかな地すべり斜面であり、土地は竹藪地が主で、部分的に耕作地となっている。探査測線はこの斜面に直交する方向に2つの測線(延長30m)を設置した。図4.2.2-8に実験の測線位置図を示す。測線上では竹藪地と耕作地よりなっているが、表層部は粘土質の崩積土層により被覆されている。

実験地の測線設置状況を写真4.2.2-4に示す。アンテナ走査は竹藪を伐採した後で行った。写真4.2.2-5, 6にアンテナ部と測定装置の状況を示す。

周辺のボーリングによるコアの鑑定からはG.L.-8.6m付近の粘土化泥岩層中に鏡肌様の面構造が見られ、断層、破碎帯(または地すべり面)の影響を受けた地塊と推定されている。

(2) データ収集と整理

a. 計測内容

表4.2.2-2に計測内容を示す。設置した測線長は30mとした。

表4.2.2-2 計 測 内 容

項 目	測線長	測点数	測定間隔	測 線 名
0 mオフセット走時	30m	25点	2 m	測線-1
ワイド・アングル法	30m	25点	2 m	測線-1
プロファイル法	58m	60点	1 m	測線-1、2

探査は探査装置本体（ステップ式連続波）、送・受信一对のアンテナ（アンテナ周波数600KHz~80MHz）を用い、測線上を走査した。

電磁波の地中における伝搬速度を求めるために地表のある点を中心として送受信アンテナを互いに逆方向へ漸次移動させるワイド・アングル法による計測を測線-1について行った。この計測からは送受信アンテナ間距離の自乗と自乗反射波走時の相関を求めることによって電磁波の伝搬速度及び反射面までの深度を求めることができる。また地表面が傾斜している場合には相関図から求められる速度を見かけ速度 v_s として地表面の傾斜角を θ とするとき真の伝搬速度 v は次式で求めることができる。

$$v = v_s \cdot \cos \theta$$

測線-1及び測線-2において反射面の形状を求めるために送受信アンテナを対で移動させるプロファイル法による計測を実施した。プロファイル断面は受信波形を縦に並べたものであるから水平距離と反射走時の関係図（時間断面図）となる。時間断面から深度断面への変換はワイド・アングル法によって決定した伝搬速度を用い送受信アンテナ間隔を考慮して実施した。

b. 探査結果

計測によりデータ取得されたプロファイル断面に対して0 mオフセット走時の補正を行って各種信号（波形）処理を実施した。以下にその結果を示す。

① ワイドアングル法による計測結果

図4.2.2-9にワイド・アングル法による計測結果を示す。100~200nsecに現れた振幅の大きい部分は送受信アンテナ間の直接波のフェーズであり、400~900nsecのフェーズは直接波による偽像である。図中に示す2次曲線上に現れた黒丸の位置が反射波のフェーズである。

図4.2.2-10にワイド・アングル法による反射波の自乗走時曲線を示す。同図に当てはめた直線の傾きから見かけ伝搬速度を求め、地表面の平均斜度8.3度を考慮すると地中における電磁波の伝搬速度 v は、

$$v = 0.5804 \times 10^8 \text{ m/sec}$$

となる。この速度を用いて導電率が誘電率及び電磁波の周波数に較べて十分小さいときの地中の比誘電率 ϵ' と共通反射面深度 d を求めると以下のとおりである。

$$\epsilon' = 26.7, \quad d = 7.1 \text{ m}$$

地中の比誘電率は含まれる鉱物の状態及び含水量によって変化するが、粘性土では25~35程度の値をとることが多く、含水の多い堆積岩でも20を超えることがある。

したがって深度7 m以浅の表層地盤における平均的な比誘電率は粘性土または強い風化作用を受けた含水の多い堆積岩に対応すると考えられる。

② プロファイル法による計測結果

図4.2.2-11及び図4.2.2-12に各測線のプロファイル断面とその反射面の解釈図を示す。

全体的傾向として両測線とも明瞭な電氣的境界を成す反射面は確認できない。地質は測線上に調査孔が無いので明確ではないが、周辺ボーリングの結果から各測線の周辺では深度2～3mまでは崩積土、深度10～11m付近に粘土化泥岩層と風化泥岩層の境界が推定される。

測線-1については距離10m付近の深度1～2mで反射面の深度は最も浅く、ここから測線の両端方向に向かって反射面深度は深くなっている。またこの反射面の下方にも深度10m付近を中心に断面上で右下がりの反射面が認められる。測線-2についても測線-1と同じ傾向が認められる。

(3) 探査結果の評価

地質³⁾と対比すると、深度10m付近を中心とする右下がりに傾向する反射面は粘土化泥岩層と風化泥岩層の境界にほぼ対応する。また距離10m付近を頂点として測線の両端方向に傾斜する反射面は崩積土層及び粘土化泥岩層中に推定されるが、深度的に両層の地質境界面とは対応しない。しかし距離10m付近には地表で滑落部が認められることからこの反射面構造は地すべり土塊の分布を間接的に現している可能性がある。

この探査では探査深度は約10mの結果が得られた。前述の茶臼山地すべりの探査でもほぼ同様の探査深度であった。このことは連続波型レーダを用いた場合の地すべり地斜面での崩積土の土塊や粘土分に富む地層中に対しては概ね深度10mの探査能力が得られることが明らかになった。地表面とアンテナ間との空間で生ずる直接波に伴う偽像が深度約1～3m付近に多少残るが、その他の深度ではほとんど除去されている。これは予測型デコンボリューション処理によってリンニグ波形が除去できた効果であり、茶臼山の探査結果ではこれに相当するものとしてレファレンス処理のみであり、茶臼山の探査結果に比べかなり改善されている。

今後の課題としては、電気・電磁的なコントラストの小さい泥岩中に明瞭な反射面が確認できないことなどから、さらにノイズ除去効果を大きくするための計測・処理条件である共通反射点重合処理及び複数のアンテナ配置などを考慮する必要があるものと考えられる。しかし、これらのことは分解能を向上する手段になるが、探査時間が長くなるので、条件選定が問題となる。

測定に際しては、送受アンテナを地表面にそれぞれ設置し各測定点を移動しながら計測を実施している。したがって、そのアンテナと地盤面の設置状態をできるだけ均一に保持しているので計測時間が長くなる傾向にある。これも問題点として上げられるので、今後アンテナの設置の工夫及び走査方法の検討を考慮する必要がある。例えばパルス型レーダ探査では送受アンテナ一体型のものを測線上で連続的に走査しているが、連続波型レーダ探査でも同様な方法に改善することも必要になる。



図4.2.2-7 調査位置

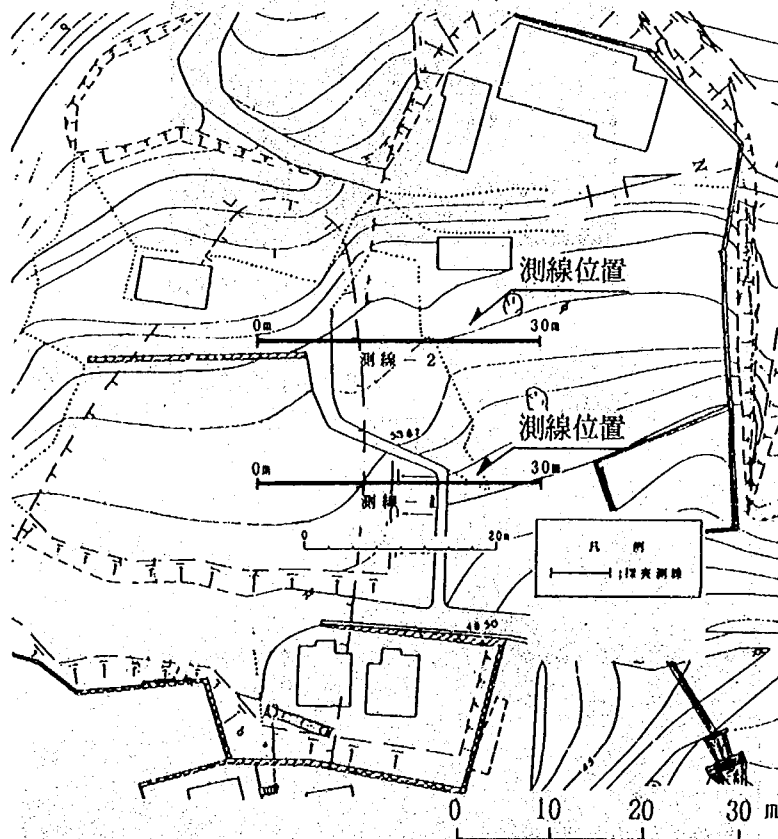


図4.2.2-8 調査測線の位置



写真4.2.2-4 測線の設定状況



写真4.2.2-5 アンテナの設置状況

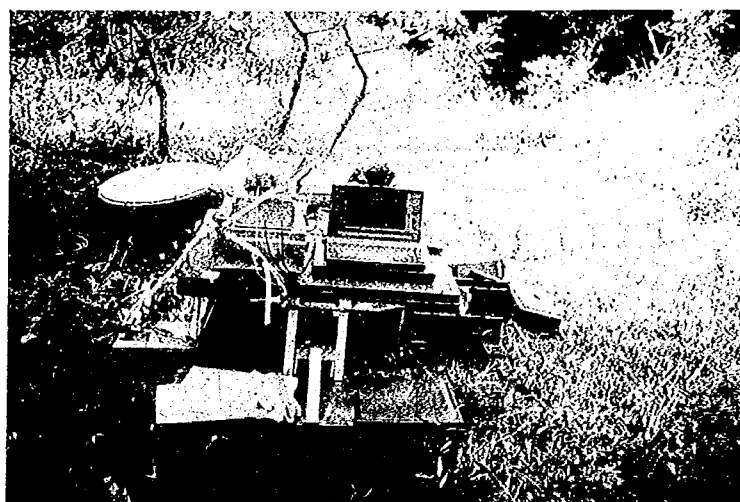


写真4.2.2-6 測定装置の設置状況

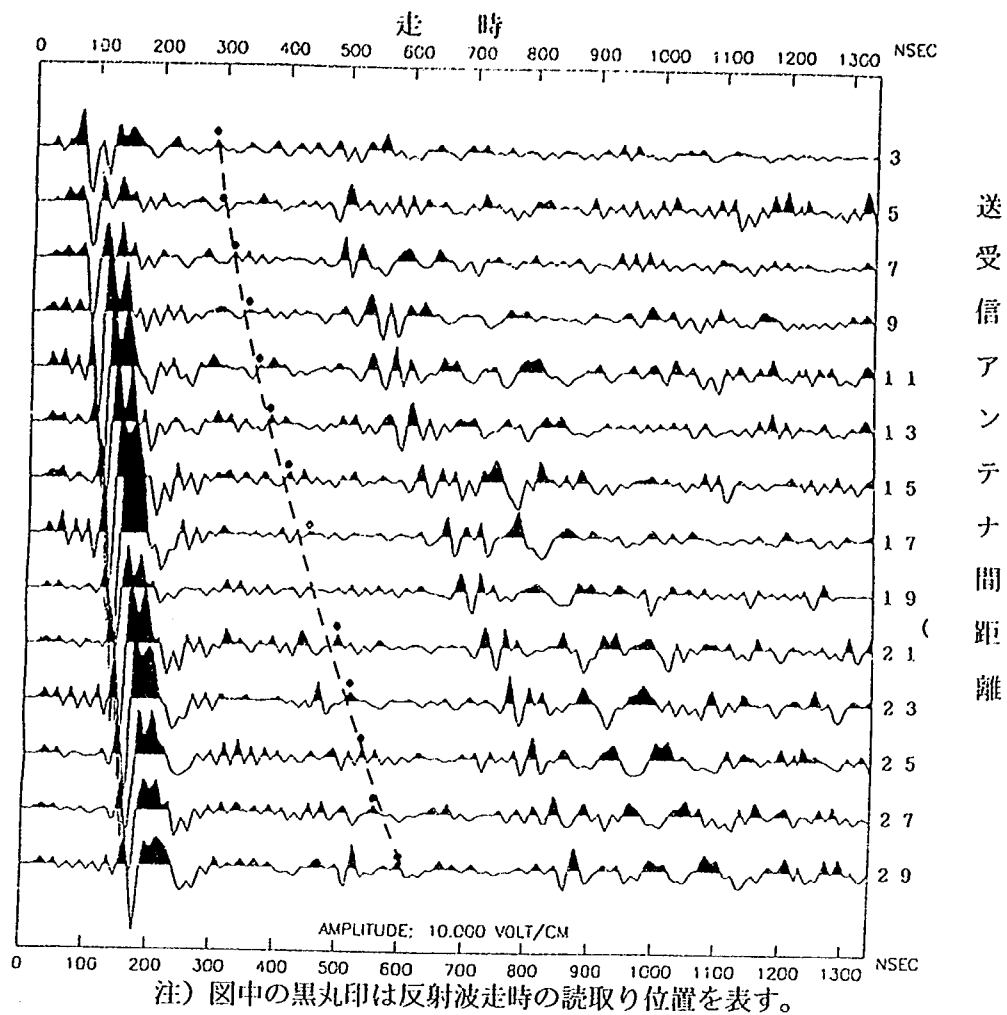


図4.2.2-9 測線-1のワイドアングル法による記録波形

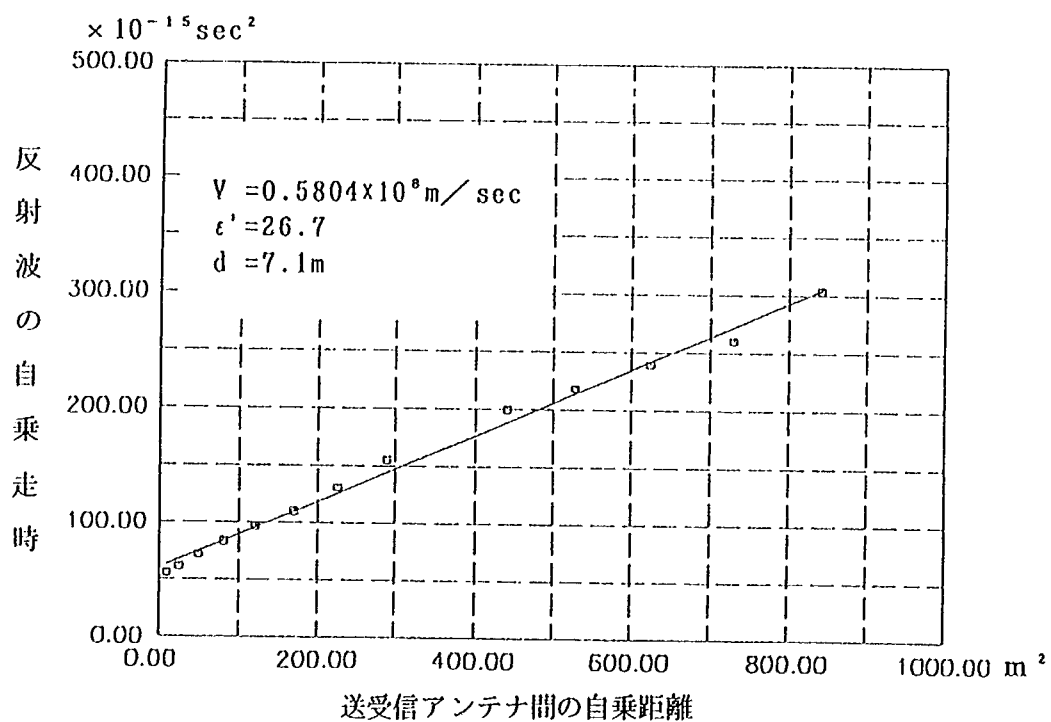


図4.2.2-10 測線-1のワイドアングル法による自乗走時（深度7 m程度からの反射）

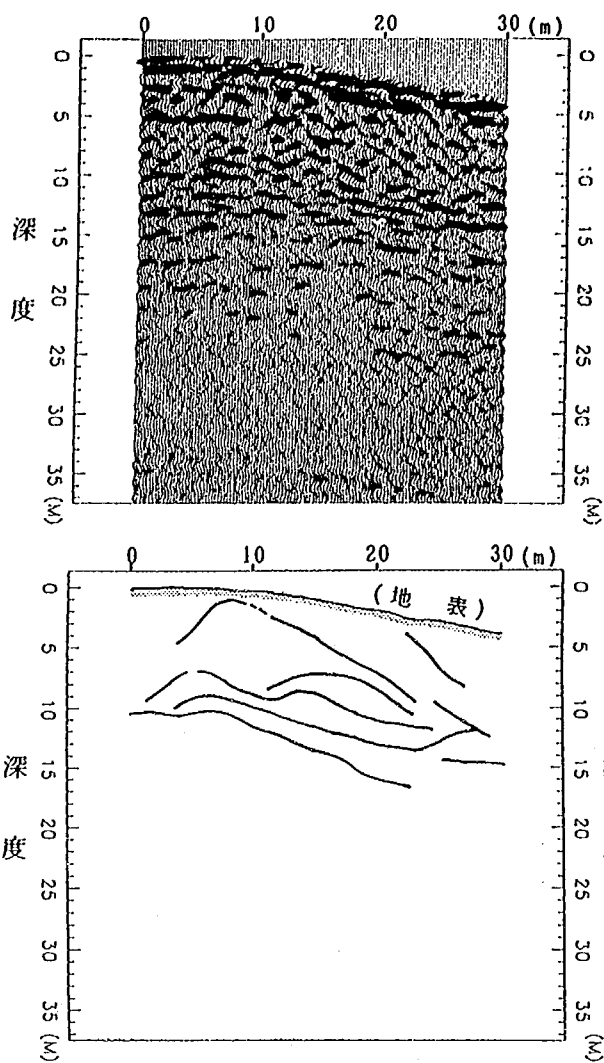


図4.2.2-11 測線-1のプロファイル断面と
主な反射面の判読結果

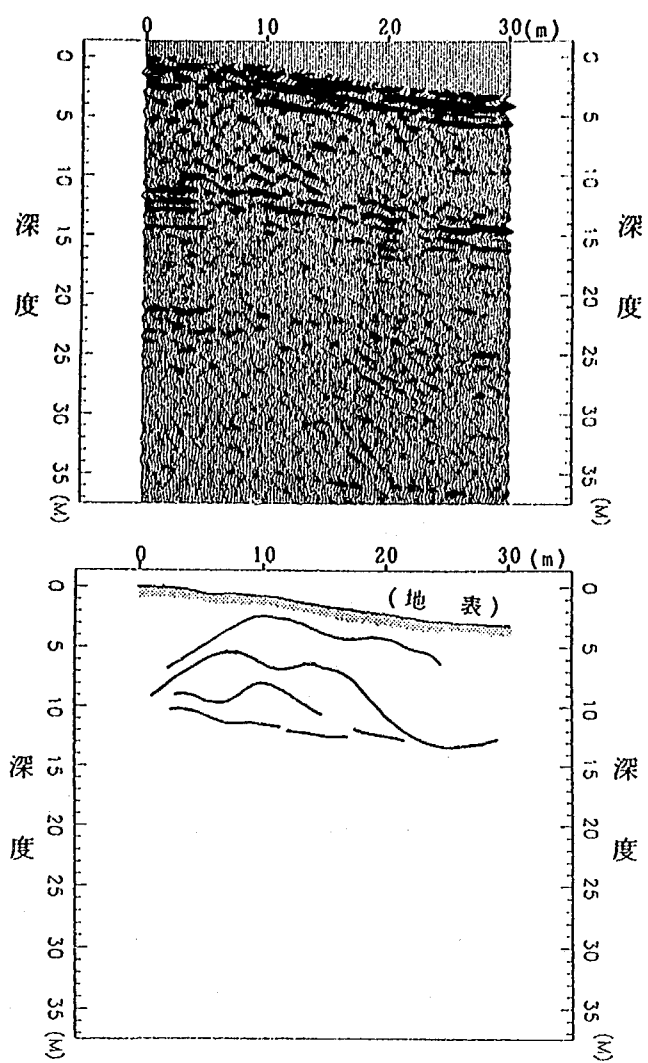


図4.2.2-12 測線-2のプロファイル断面と
主な反射面の判読結果

3) 神奈川県横須賀市 武地すべり地の探査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

実験場は三浦半島中央部の横須賀市中心部より南方約6kmに位置し、武1丁目地内の地すべり跡地の南西側斜面である(図4.2.2-13)。

b. 地質概要

実験地は、武山(標高200.4m)の北側斜面を流れる河川の上流右岸側の旧地すべり地内であり、さらにこの旧地すべりの浅層部に新たな浅層地すべりが発達している。旧地すべり面は深度5~10mで、浅層地すべり面は1~3mで推定されている。

調査地周辺は西北西-東南東走向の“北武断層帯”に属し、新第三紀中新世葉山層群の泥岩が分布し、地すべり防止区域に指定されている。

c. 実験地

実験地は比較的緩やかな地すべり斜面であり、浅層地すべりにより発達し起伏に富んだ地形を呈し、部分的には土塊状であったり、亀裂や崩落崖の発生などにより崩壊している状況である。土地利用は主として耕作地となっている。探査測線はこの斜面に直交する方向に設定した。図4.2.2-14に実験の測線位置図を示す。設定測線上は耕作地内の地道であり、測線に沿った表層部は粘土質の崩積土層により被覆されている。図4.2.2-15にサウンディング調査により求めた測線に沿う地すべり面推定形状を示す。このサウンディング結果によると、測線に沿った円弧状のすべり面が最大深度でGL-3.5mに推定されている。

実験地の全景を写真4.2.2-7に、またアンテナ設置状況を写真4.2.2-8に示す。アンテナ走査は地道に沿って行った。写真4.2.2-9に測線状況を示す。

(2) データ収集と整理

a. 計測内容

表4.2.2-3に計測内容を示す。設定した測線長は50mとした。

表4.2.2-3 計 測 内 容

項 目	測線長	測点数	測定間隔	測 線 名
0 mオフセット走時	50m	25点	2 m	測線-1
ワイド・アングル法	50m	25点	2 m	測線-1
プロファイル法	49m	50点	1 m	測線-1

探査は探査装置本体（ステップ式連続波）、送・受信一対のアンテナ（アンテナ周波数600KHz～80MHz）を用い、測線上を走査した。

電磁波の地中における伝搬速度を求めるために地表のある点を中心として送受信アンテナを互いに逆方向へ漸次移動させるワイド・アングル法による計測を測線上で行った。この計測からは送受信アンテナ間距離の自乗と自乗反射波走時の相関を求めることによって電磁波の伝搬速度及び反射面までの深度を求めることができる。また地表面が傾斜している場合には相関図から求められる速度を見かけ速度 v_a として地表面の傾斜角を θ とするとき真の伝搬速度 v は次式で求めることができる。

$$v = v_a \cdot \cos \theta$$

設定測線において反射面の形状を求めるために送受信アンテナを対で移動させるプロファイル法による計測を実施した。プロファイル断面は受信波形を縦に並べたものであるから水平距離と反射走時の関係図（時間断面図）となる。時間断面から深度断面への変換はワイド・アングル法によって決定した伝搬速度を用い送受信アンテナ間隔を考慮して実施した。

b. 探査結果

計測によりデータ取得されたプロファイル断面に対して0オフセット走時の計測結果である $\tau_0 = 44.1176$ nsecの補正を行って各種信号（波形）処理を実施した。以下にその結果を示す。

① ワイドアングル法による計測結果

図4.2.2-16にワイド・アングル法による計測結果を示す。100～200nsecに現れた振幅の大きい部分は送受信アンテナ間の直接波のフェーズである。図中に示す2次曲線上に現れた黒丸の位置が反射波のフェーズである。図4.2.2-17にワイド・アングル法による反射波の自乗走時曲線を示す。同図に当てはめた直線の傾きから求めた電磁波の伝搬速度 v は、

$$v = 0.5567 \times 10^8 \text{ m/sec}$$

となる。この速度を用いて導電率が誘電率及び電磁波の周波数に較べて十分小さいときの地中の比誘電率 ϵ' と共通反射面深度 d を求めると以下のとおりである。

$$\epsilon' = 28.9, \quad d = 14.1 \text{ m}$$

地中の比誘電率は含まれる鉱物の状態及び含水量によって変化するが、粘性土では25～35程度の値をとることが多く、含水の多い堆積岩でも20を越えることがある。

したがって深度14m以浅の表層地盤における平均的な比誘電率は粘性土または強い風化作用を受けた含水の多い堆積岩に対応すると考えられる。

② プロファイル法による計測結果

図4.2.2-18に各測線のプロファイル断面とその反射面の解釈図を示す。

これらの図を全体的にみると、明瞭な電氣的境界を成す反射面は測線距離50mの地点より0m地点へ右下がり方向に単傾斜する傾向が確認できる。複数の単傾斜傾向を示す反射面の中で、測線距離30m～50m間での深度約15mの反射面（図中のa記号）及び測線距離0m～30m間での深度20～30mの反射面（図中のb記号）が最も明瞭である。一方深度10m以浅では円弧状を示す複数の反射面（図中のc、d、e、f、g、h、i記号）が確認できる。地質的な対応については測線上及びその周辺部にボーリング調査孔が無いので明確ではないが、調査地でのスウェーデン式サウンディング結果及び周辺地質状況から測線上では深度1～5mまでは耕作土層あるいは崩積土層で、また深度5～10m付近に崩積土層と風化泥岩層の境界が推定される。

(3) 探査結果の評価

地質と対比については、上述のように直接的なデータが無いので明確に示すことはできないが、深度5～15m付近に確認できるやや右下がりに単傾斜し、かつ部分的に円弧状の反射面（図中のc、d、e、f記号）は崩積土層（旧地すべりに伴う土塊分布）と風化泥岩層の境界に対応するのではないかと推定される。またこの反射面の下部の深度15～25m付近及び深度20～30mに確認できる右下がりに単傾斜するの2つの反射面（図中のa、b記号）は風化の程度を異にする泥岩層との境界を示すものと推定される。一方深度1～5m以浅で確認できる円弧状の反射面（図中のg、h、i記号）は崩積土層中に推定され、また測線中央部の地表で亀裂や滑落部が認められることからこの反射面構造は比較的新しい地すべりの発生に伴う土塊の分布を間接的に現している可能性がある。

この探査によると、比較的明瞭な反射面は数面あり、これらの反射面は前述の探査事例よりもかなり高分解能になっている。これは予測型デコンボリューション処理及びスパイクングデコンボリューション処理を施すことにより、水平方向に連なる確実性の高いフェーズが際だって、逆にノイズ成分が効果的に除去されたものと考えられる。

また最終判読図はこの探査結果で初めてカラーで表示しているが、濃淡表示に比較するとフェーズの連続性を視覚的に容易に判読できるようになっていると考えられる。

測定に際しての問題点としては、アンテナと地盤との接着状態による波形への影響性及びアンテナの設置間隔とその走査方法などが前述と同じ内容で取り上げられる。

今後、判読図は常にカラー表示が望ましく、アンテナの設置状況などを含めた計測方法は早急に改善することが望まれる。

今までの探査事例では、地すべり斜面に対して、すべり面や水みちに関する地質的な構造解釈図の作成には至っていない。これは探査地における直接的な検証データの収集が欠如しているに他ならない。したがって、この際、探査結果の解釈のための基礎データとして測線上での地質調査（ボーリングデータ）を得る必要がある。

参考文献

- 1) 長野県(1972): 茶臼山地すべり調査資料集(2)
- 2) 長野県土木部(1986): 茶臼山地すべり
- 3) 神奈川県横須賀土木事務所(1994): 平成6年度地すべり対策工事 滝の坂三浦郡葉山町上山口地内
報告書



図4.2.2-13 調査位置

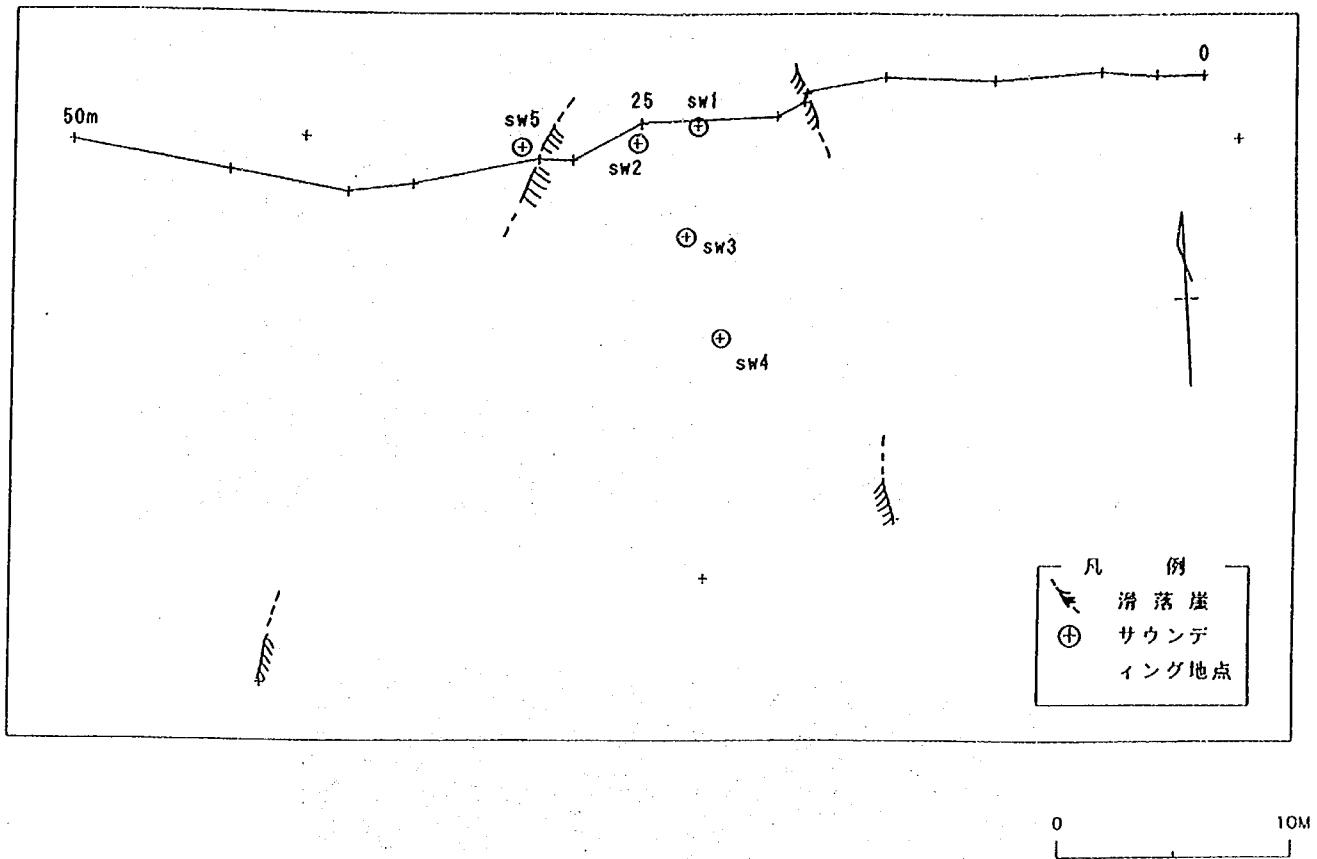


図4.2.2-14 調査測線の位置

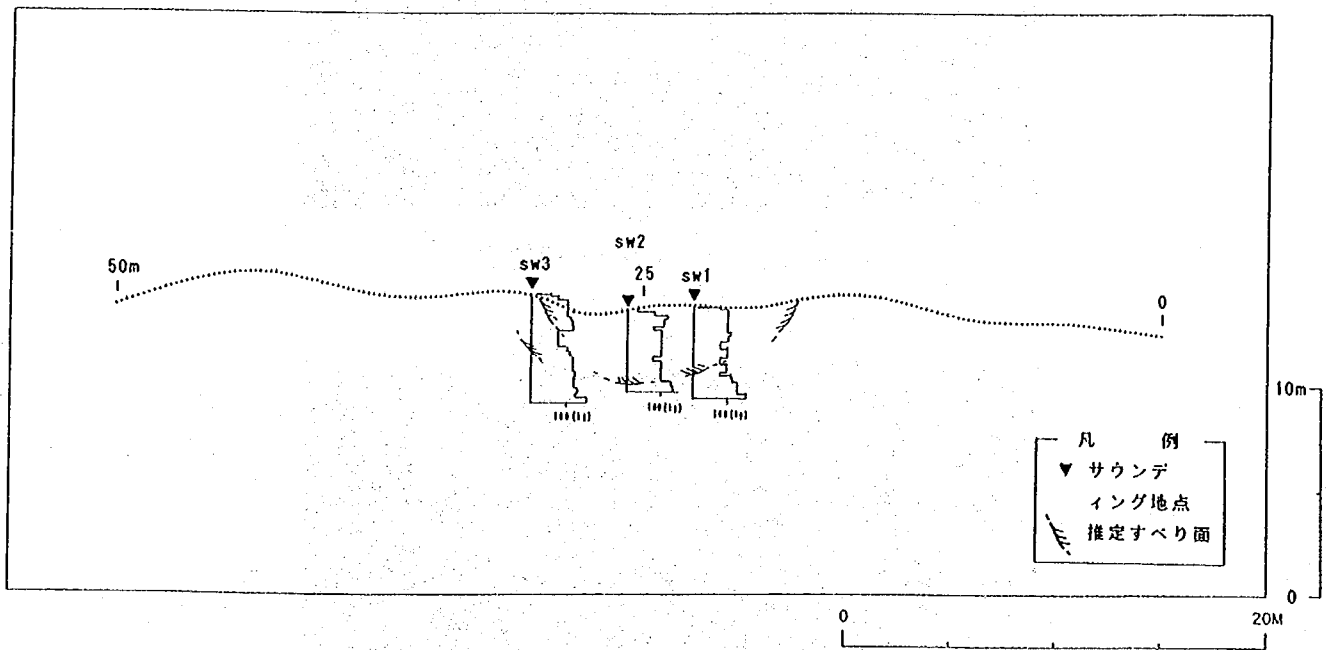


図4.2.2-15 サウンディング調査結果



写真4.2.2-7 実験地の全景

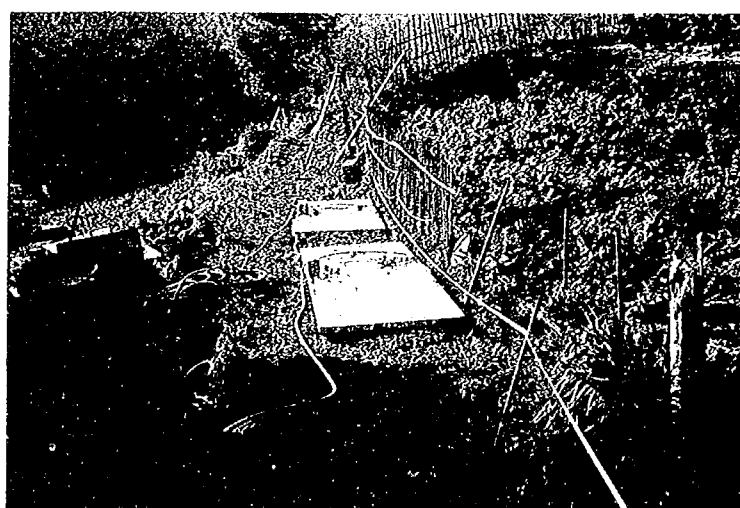
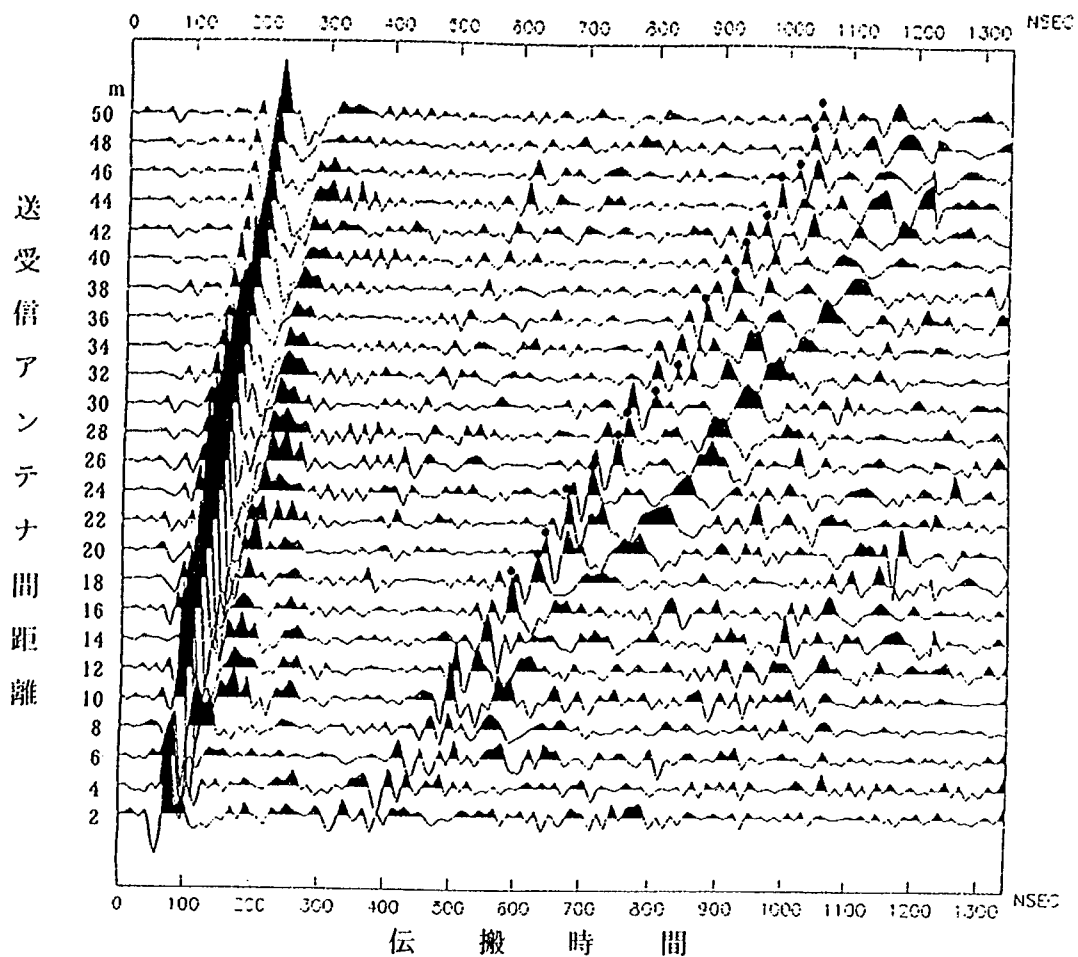


写真4.2.2-8 アンテナ設置状況



写真4.2.2-9 測線の設定状況



注) 図中の黒丸印は反射波のフェーズの伝搬時間読取り位置を表す。

図4.2.2-16 ワイドアングル法による記録波形

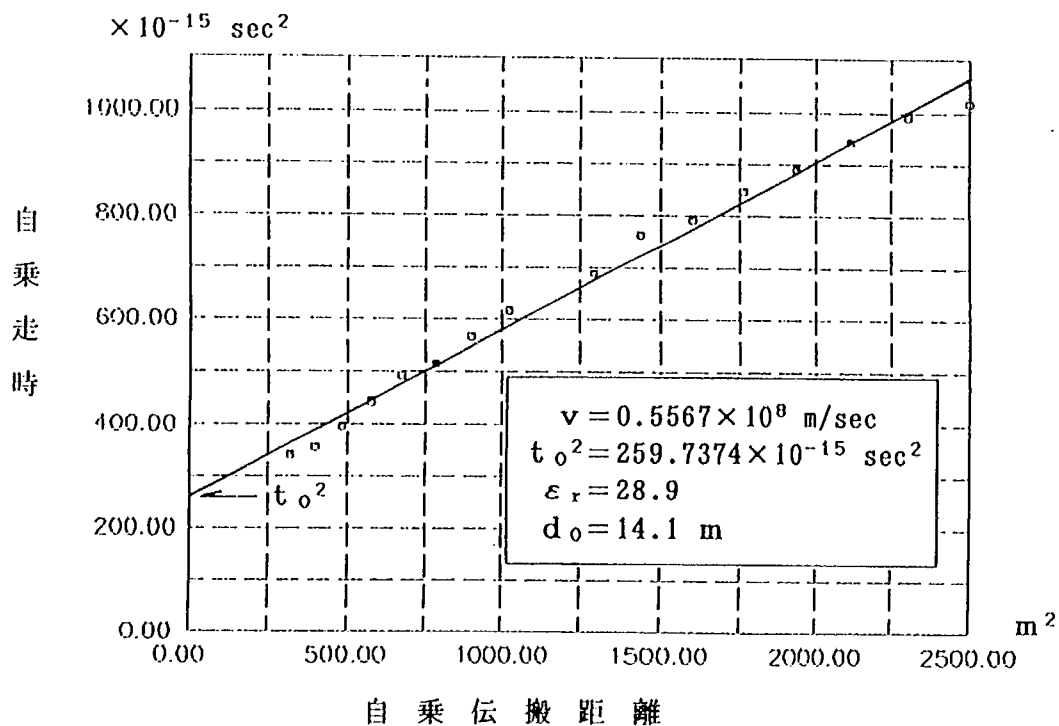


図4.2.2-17 ワイドアングル法による自乗走時（深度14m程度からの反射）

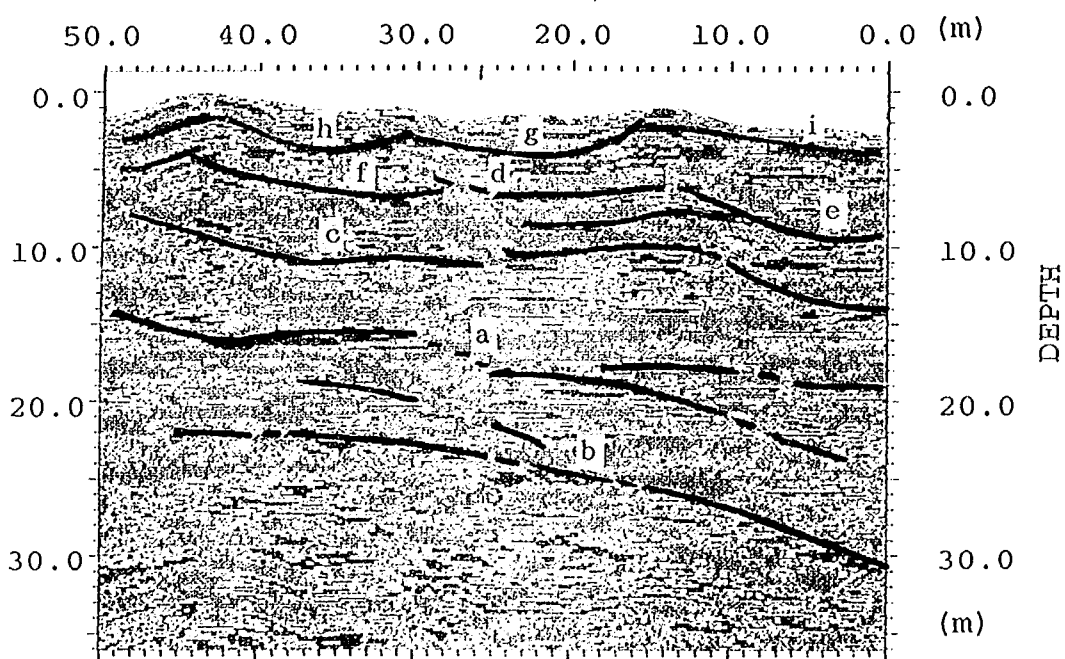
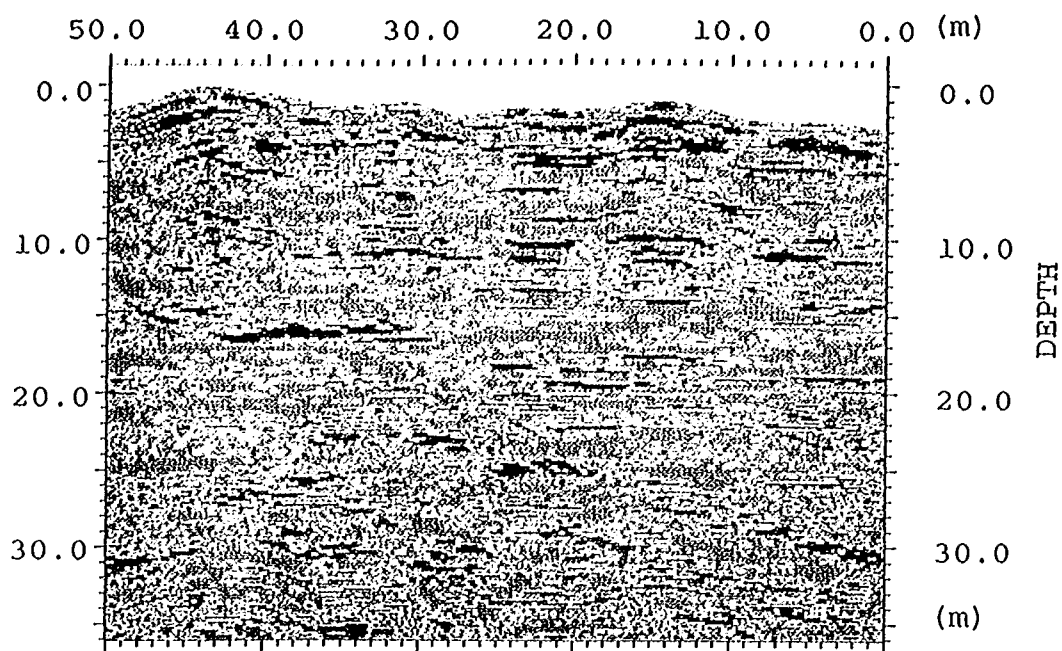


図4.2.2-18 プロファイル断面と主な反射面の判読結果

4.2.3 岩盤崩壊

1) パルス型による神奈川県での切り土法面の調査例

(1) 実験地の概要

a. 所在地

神奈川県横須賀市 (図4.2.3-1)

b. 地質・地形概要

調査地は三浦半島に位置し、沖積世のおぼれ谷に囲まれた狭長な尾根部の上部を水平に切取り、集合用の宅地を造成するものである。調査地の地形としては、半島を西北西-東南東に横断する主稜線、主水線に対して直交する北北東-南南西の枝尾根の末端部で先端は東京湾に面している。隣接する谷は海面の低下時に侵食され旧崖を形成し、その後沖積世の海進によっておぼれ谷になったもので、軟弱な粘土層を堆積している。尾根部は基盤である新第三紀の三浦層群の泥岩砂岩互層並びに薄い凝灰岩を挟む地層からなっている。圧縮強度としては、新鮮なものでは50~100kgf/cm²を呈す標準的な軟岩で、割れ目の間隔も平均的には30cm以上あり、新鮮部は比較的良好な岩盤である。

c. 実験場所

本調査地で起こった地すべりは、新鮮な灰色の泥岩の上に厚さ3mm程度の粘土を介した風化泥岩がこれに乗り、この風化泥岩がすべったものである (写真4.2.3-1参照)。すべり面は北へ30度程度傾斜し、法面に対し流れ盤となっている。

実験は本造成地のなかで、すべり面の探査、砂岩・泥岩互層の境界、割れ目及び地下水面の探査等を中心に行った。

(2) 探査

a. 探査内容と測線配置

① 地すべり面の探査

このすべり面は、新鮮な泥岩の上に厚さ3mm程度の粘土を介した風化泥岩がこれに乗りすべったものであると考えられる。すべり面は北へ30°程度傾斜し、法面に対し流れ盤となっていた。すべり面となった粘土は薄いが非常に軟弱であり、かつ上下の地層面との境界が非常にシャープであるため、滑動抵抗が得られず、すべったものである。探査は移動土塊の上からすべり面に垂直にレータ (中心周波数: 350MHz) を設置し、すべり面までの深さを求めようとした (図4.2.3-2)。

② 岩盤すべり面の探査

本調査地内では、切土 (砂岩泥岩互層) に法枠を施工することになっていたが、その施工中、厚さ30~100cm、幅数mにわたり岩盤の小崩壊が発生した (写真4.2.3-2写真)。このすべりは小崩壊で切土法面に平行に発達した節理に沿って岩盤が崩落したものである。この小崩壊のすべり面の探査を試みた。

③ 砂岩・泥岩層境界の探査

含水比が明らかに異なる砂岩と泥岩の地層境界の探査を試みた。写真4.2.3-3に砂岩・泥岩互層の地層境界の状況写真を、図4.2.3-3に測定レイアウトを示す。

b. 探査結果

① 地すべり面の探査

すべり面と地層の境界地点から、すべり面の浅い側から深い方向に向かってアンテナを探査用のそりに乗せ引っ張った（図4.2.3-1のすべり面探査測線参照）。その時の解析画像を写真4.2.3-4に示す。この写真から、アンテナの移動に伴い、反射深度が深くなっていくことがわかる。なお、探査深度としては、1.2m程度までであった。また比誘電率をワイドアングル法で求めたところ、 $\epsilon_0=32.5$ であった。この値は泥岩としては非常に高く、探査深度が1.2mと小さかったことの一因と考えられる。

② 岩盤すべり面の探査

図4.2.3-4に反射波形の一例を示す。すべり面はシャープな密着性の節理で、粘土等は介在していない。また、探査面は掘削形状が凸凹であり、アンテナの接着面がきちんととれる場所は少なく図のように反射波形が取れたところは殆どなかった。これは、本岩盤すべりが斜面での応力解放が要因であり、またすべり面が密着性であったためと考えられる。

③ 砂岩・泥岩層境界の探査

写真4.2.3-5に探査画面を示す。この写真からもわかるように、明瞭な反射波形は得られず、砂岩・泥岩層の境界は探査が不可能であった。これは、おそらく含水比が大きく異なるためと考えられる。

(3) 探査結果の評価

明瞭なすべり面に対してはパルス波レーダによる探査でも有効であるが、可探深度に限界が生じるため、探査対象のすべり面が深いようであれば、段階的に周波数を変えたパルス波レーダを使用するか、必要に応じてC-Wレータも使う必要がある。

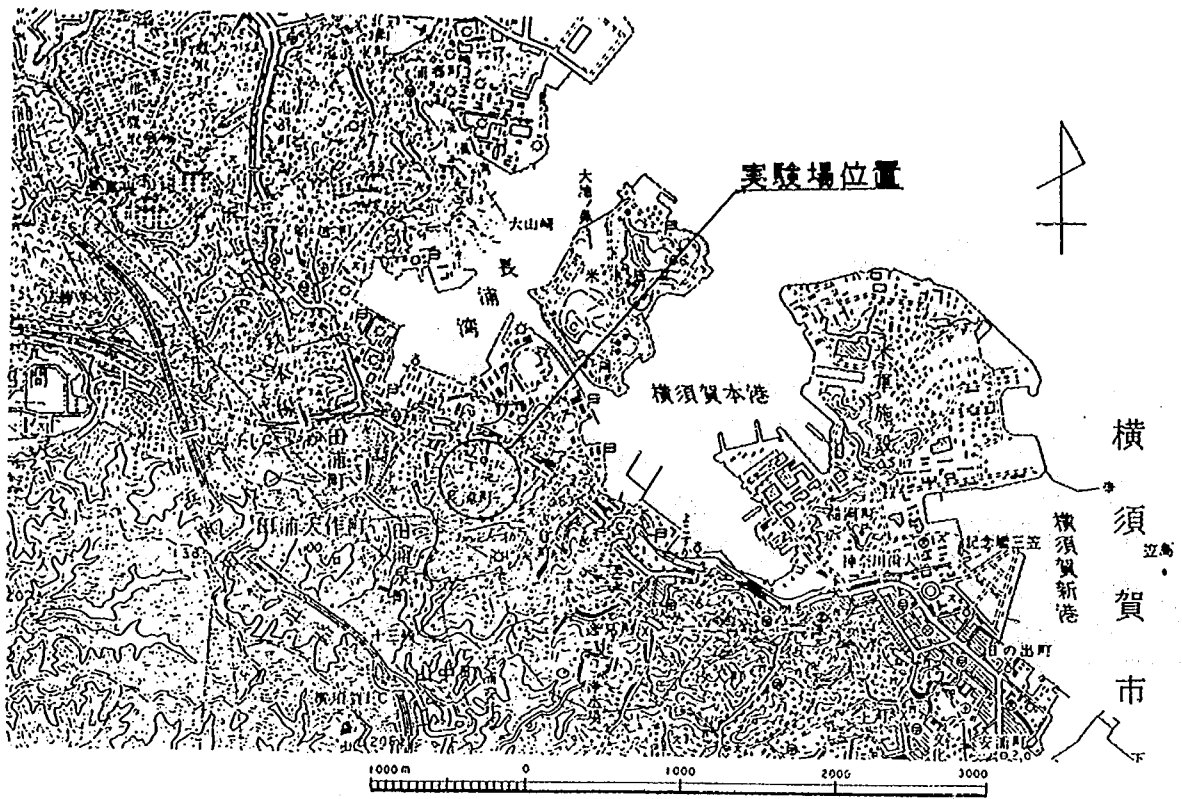


図4.2.3-1 実験場位置図

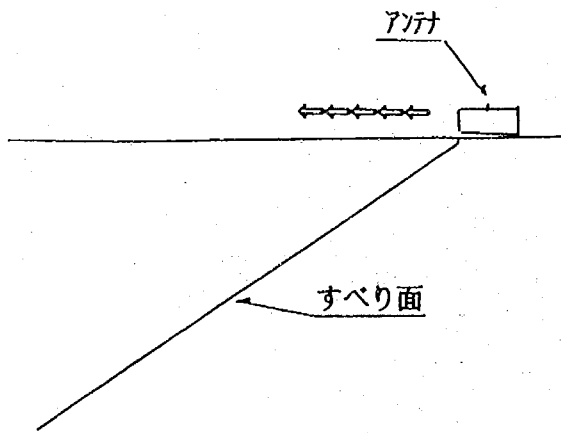


図4.2.3-2 すべり面探索測線

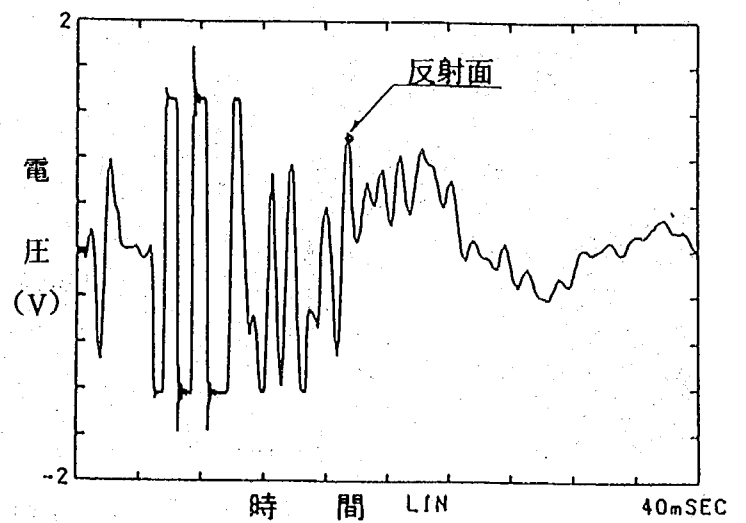


図4.2.3-4 岩盤すべり面の反射波形

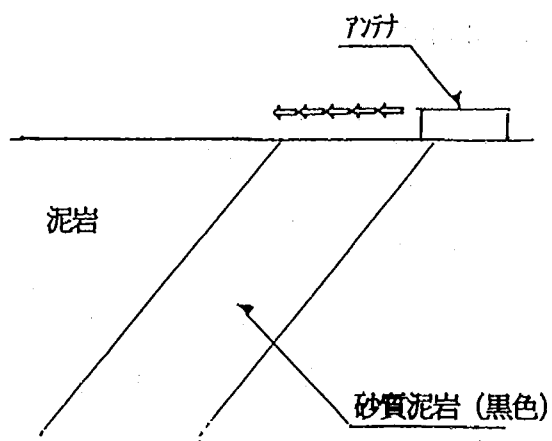


図4.2.3-3 測定レイアウト

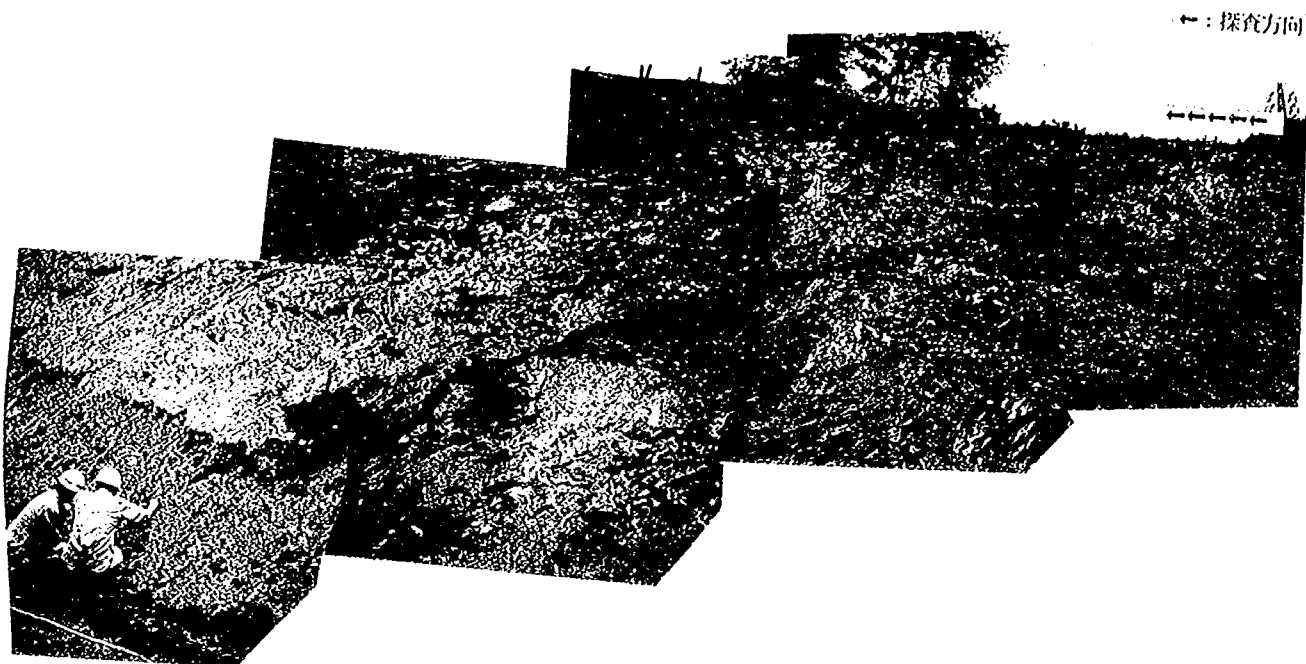


写真4.2.3-1 地すべり全景



写真4.2.3-2 岩盤斜面での小崩壊



⇨ : 探査方向

写真4.2.3-3 砂岩・泥岩互層の地層境界探査

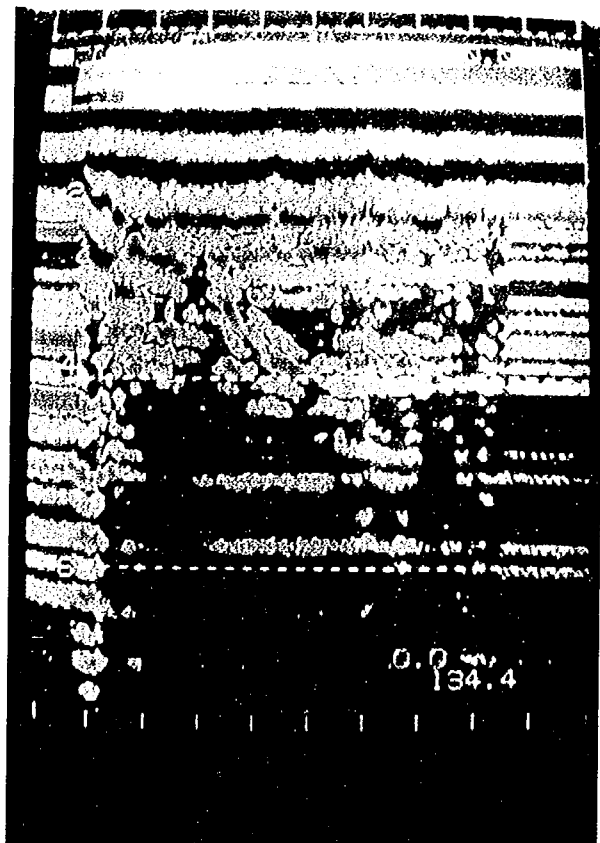


写真4.2.3-4 地すべり面の探査画像

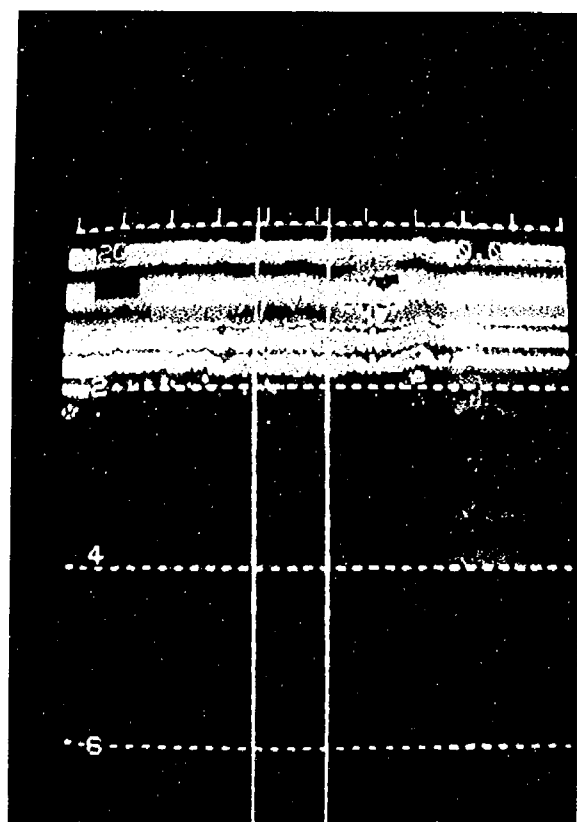


写真4.2.3-5 砂岩・泥岩互層の探査画像

2) 連続波型 (S F レーダ) による福井県の岩盤崩落の探査例

(1) 実験地の概要

a. 地形・地質

調査地付近の越前海岸は、リアス式の岩石海岸で特徴づけられ、比高差100mに及ぶ高い海蝕崖が連なり、景勝地となっている。

海蝕崖から内陸に向かって、標高130m付近に旧汀線を持つ高位段丘が認められるが、連続性はよくない。海岸部は崖のほか、波蝕棚や岩礁あるいは岩塊からなる礫浜が多く、砂浜は認められない。

図4.2.3-5に調査地付近の地形図を示した。図に示したA~Eは、以降に述べる各実験地の所在を示す。

図4.2.3-6に調査地周辺の地質概況を示した。

越前岬付近では、新第三系中新統前・中期の糸生累層上部ないしは国見累層等が分布している。

調査地域では、玉川観音北側のトンネル部、および崩壊地下部に、下位の糸生累層上部層の湖成層（青緑色の凝灰岩～凝灰質砂岩の互層）が認められる他は、旧道路面より標高が高い部分で、淡赤褐色の凝灰質砂岩ないしは凝灰質礫岩からなる国見累層相当層が露出している。

図4.2.3-7はリニアメント判読図で、既存資料による断層のほか、弱分を示すリニアメントおよび硬岩部を示すリニアメントの分布を示した。

これらのうち、血ヶ平を通過する断層にはほぼ併走する南北のリニアメント列や、梨子ヶ平を通過するリニアメントaが比較的連続性がよく、明瞭である。

リニアメントaの南東方向への延長は、前述の断層で阻止されるが、玉川以南の越前海岸は、この一般走向とほぼ一致しており、断層崖としての性格を持つものと推察される。また、玉川以北の玉川観音付近の海岸線も、同様に北西-南東系の断層によって、初生的に形成されたことを思われる直線性を示している。

海岸に分布する海蝕岸や波蝕棚の配列方向は、地層の硬軟によるリニアメントを反映していると考えられるため、地層の走向に一致するとみてよい。

また、これらリニアメント群は、主要なリニアメントや断層によってブロック化し、少しずつ向きを変えていることが読みとれる。

調査地域を含むブロックは、血ヶ平の断層と玉川観音北方の断層などで囲まれており、その中での地層の走向は、N45° ~ 50° W30° NEとなっている。

b. 崩壊地

越前岬付近の崩壊は、平成元年7月16日午後3時20分頃、越前町玉川の北北西約0.5kmの、国道305号線山側の岩盤斜面（海蝕崖）で発生したもので、写真4.2.3-6にその全景を示した。

崩壊の規模は、高さ30m、幅約30mで、崩壊した岩屑の総量は1400m³に及んだとされている¹⁾。

この崩壊面は、N70° ~ 85° Wの走向を持ち、ほぼ垂直に切り立った平滑な形状をもち、崩壊前の形状も類似していたことから、ほぼ一様な厚さを持つ板状のブロックが、転倒するように崩落したと考えられている²⁾。すなわち、剪断による、ローテーションを伴わないロックフォール型の運動機構であったと考えられている。

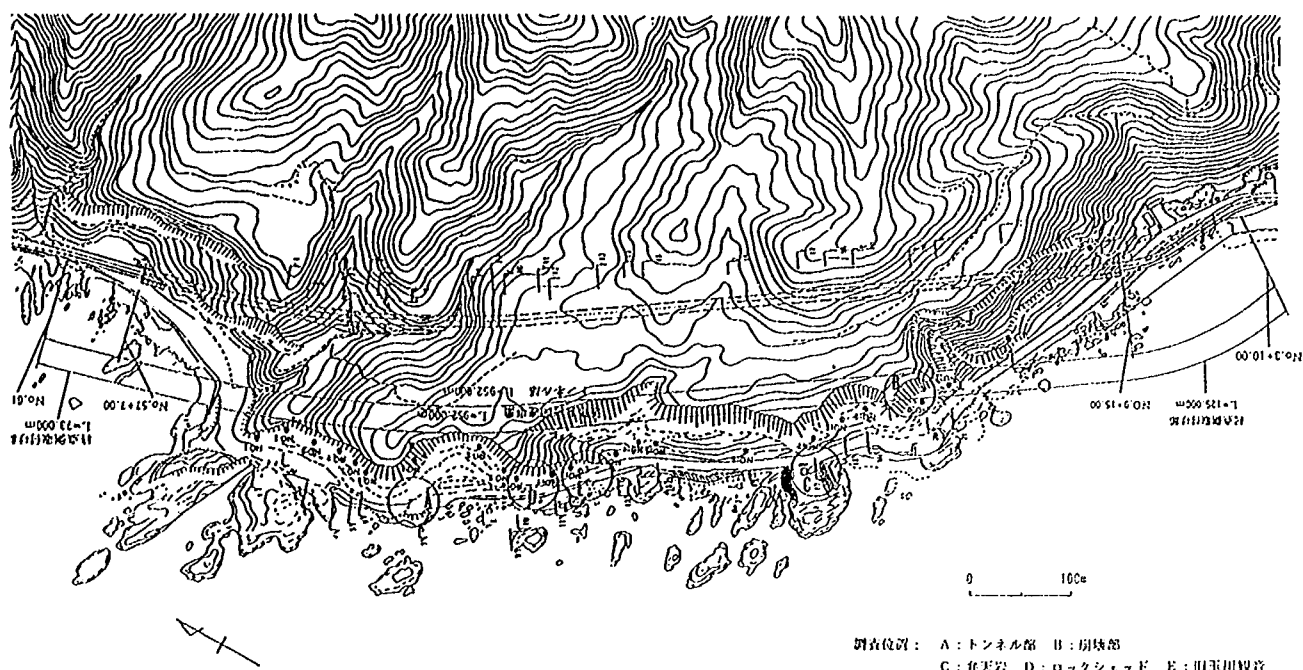
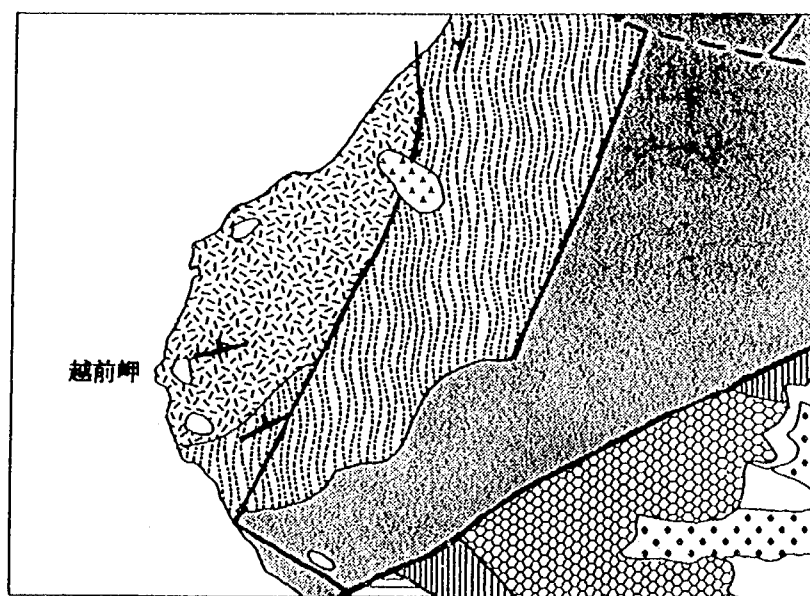


図4.2.3-5 調査地付近の地形



凡 例

沖積層	礫・砂および泥土
洪積層	礫・砂・粘土および泥流
安山岩	輝石安山岩
国見累層	凝灰質砂岩・凝灰質頁岩・凝灰質礫岩
糸生累層上部	火山礫凝灰岩および安山岩質凝灰岩
糸生累層下部	変朽安山岩および同質火砕岩
西谷流紋岩	流紋岩
新期花崗岩類	花崗岩
面谷流紋岩	流紋岩

図4.2.3-6 地質概況図 (1/15万福井県地質図)

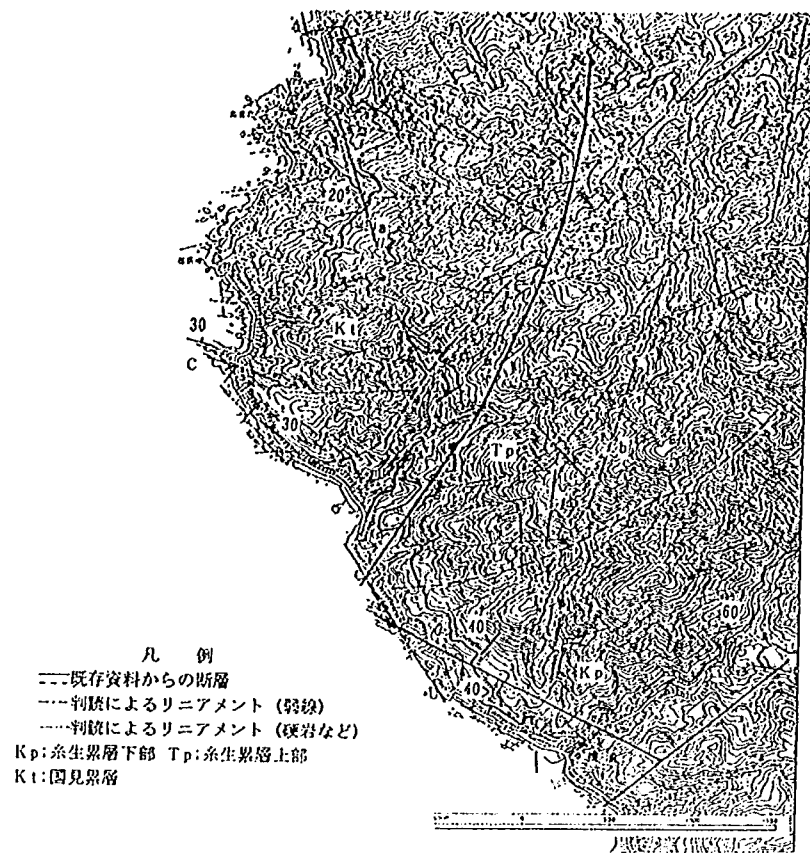


図4.2.3-7 リニアメント判読図

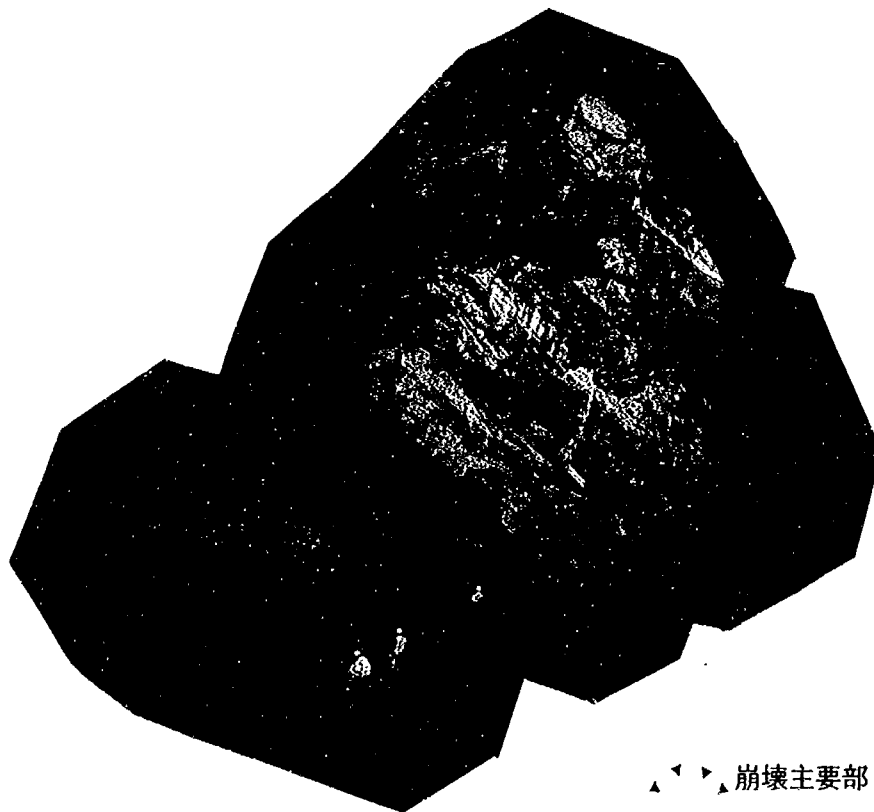


写真4.2.3-6 崩壊地全景

岩盤面に平行なシーティングクラックの形成条件は分からないが、一旦そうした亀裂面が形成されると、崩落部の変位に伴い、亀裂の開口性が次第に大きくなり、はらみ出しが発生する。そして、板状ブロックの部分的な座減から、一気に崩落に至るというプロセスが想定されている。したがって、斜面防災の観点からは、岩盤内部の比較的開口性のよい亀裂（空洞）の検知が求められていることが分かる。

c. 実験地の概況

越前岬付近の海岸において次の5箇所を選定し、探査実験を行った。実験地は、図4.2.3-5にA～Eで示した位置にある。

A：旧玉川トンネル側壁部

岩盤内部の亀裂発達状況を、裸坑壁を利用して三次元的に把握するとともに、地中レーダの反射像との比較を行った。

B：崩壊部

実際に崩壊した崖の基部で、内部の亀裂発達状況を探査によって推定する。

C：弁天岩

岩盤の持つ比誘電率について透過法を適用し、実測によって求める。

D：ロックシェッド部

非崩壊崖部について、崩壊の前兆となる開口性亀裂の有無を確かめる。

E：旧玉川観音付近道路盛土

旧玉川観音付近の道路盛土を対象に、岩屑を含む土質地盤の比誘電率を求める。

以上を比較総合し、岩盤崩壊斜面への連続波型探査装置の適用性について検討を行った。

(2) 弁天岩における比誘電率の測定

a. 測定方法

弁天岩は、崩壊地の北方約100mに位置する景勝地で、径20cm前後の岩塊を含む凝灰質礫岩が卓越する地層からなり、N40°W28NEの層理面が、単斜状に陸側に落ち込む状況が観察される。

実験に供した岩塊は同質の岩石からなるが、岩盤の層理とは不協和であるため、転石と考えられる。

図4.2.3-8に弁天岩の平面図を、写真4.2.3-7に弁天岩の外観を示した。

測定は、連続波型（SFレーダ）探査装置を用い、20～60MHzと200～300MHzの2種類の周波数帯域で、φ45cmのアンテナを用い、透過法によって行った。

図4.2.3-8に示す点P₁～P₅は、1m毎に設定した受信点を示し、送信点は裏側の点Aに設置した。また、写真4.2.3-7に示したように、転石の西面からみるとN60°W84°Wの亀裂が顕著に観察される。ただし、開口的な部分は奥行き20cm位までで、その奥に1～3cmの開口亀裂が観察されるものの、対面には届いておらず、次第に密着し消滅するようである。

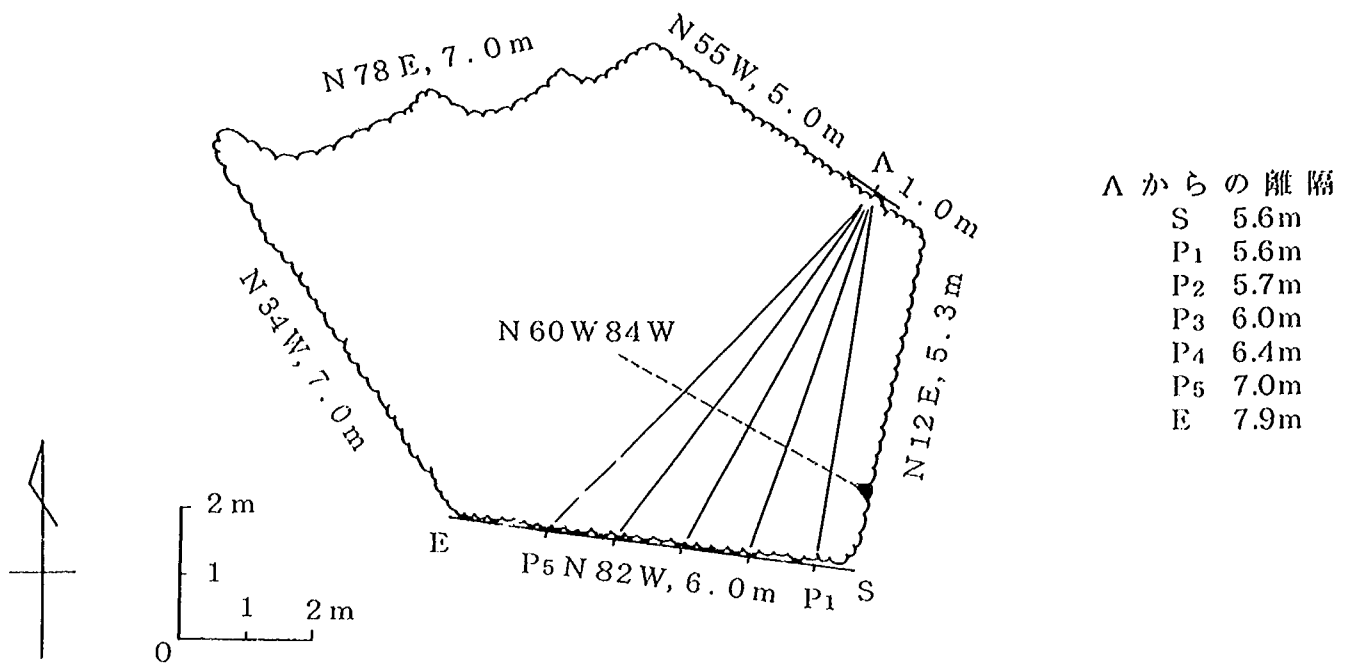
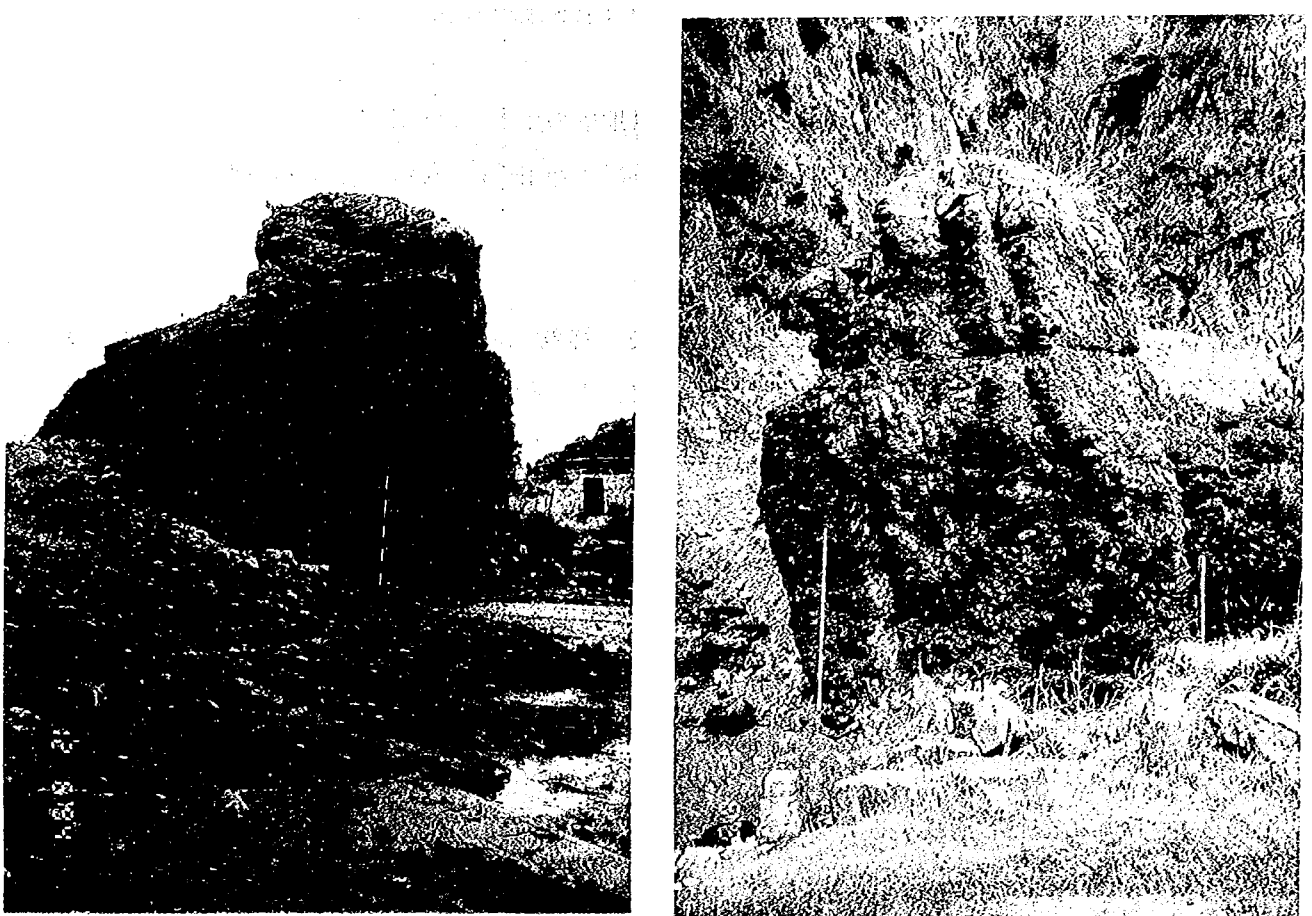


図4.2.3-8 弁天岩平面図



弁天岩北面
受信アンテナの設置面

弁天岩西面
右下杭奥に送信アンテナ

写真4.2.3-7 弁天岩の外観

透過試験は、A点から連続波（ステップ周波数）を送信し、各受信点で一定時間データを取る方法で行った。

b. 測定結果

各受信点毎の走時計測結果から、それらの平均プロファイルを求め、受信点毎の波形として示したものが、図4.2.3-9である。aは20～60MHzの場合、bは200～300MHzの場合である。

この結果をもとに、送・受信点間の距離から透過伝搬速度を求めると、表4.2.3-1を得る。ただし、計算にあたっては、測定した走時からアンテナ部分の遅延時間18.9nsを除いている。

この結果から、送受信点間距離に対する走時をプロットすると、図4.2.3-10を得る。図から、各走時と実際の物理長との対応性は概ね良好であり、とくに傾向線から外れるデータを除いて平均速度を求めると、20～60MHzで7.63cm/ns、200～300MHzで10.30cm/nsという結果を得た。また、比誘電率はそれぞれ15.46および8.48と計算された。

これらの比誘電率の大きさは、岩石そのものの値と比較して、やや大きいようである（表4.2.3-1）。しかし、火山噴出岩で間隙が多いこと、また時雨に伴う含水が予想されることから、妥当な範囲にあるといえる。

図4.2.3-11に、点P₁～P₅間を反射法で探査した画像とその判読図を示す。転石の西面で観察された亀裂は、判読図のPの位置にある反射像と一致するものと考えられる（ただし、 $\epsilon_r \approx 8.5$ ）。

c. 結果の評価

探査対象の岩盤や、地層の比誘電率を簡便に求める方法の一つとして、現地であらかじめ距離が明確に押さえられる岩盤部分を選び、透過法ないしは反射法で伝搬速度を求める方法が有効と考えられる。また、反射法による探査結果に、この比誘電率から換算される深さ（画像中央白線付近で）約2.0mと、亀裂N60°W 84°Wの点P₃における深さが約2.0mと一致し、こうした簡便法によっても、有効な走時-深度変換が得られることが明らかとなった。

(3) 土質地盤の比誘電率

a. 測定方法

旧玉川観音前の道路盛土に取り付けられた人道トンネルを利用し、土質地盤の比誘電率を透過法で求める実験を行った。

トンネルは、幅1.8m、長さ7.1m、床から天井までの高さは山脈で2.05m、海側で7.5mであり、天井部における土被りは2.5mである。

トンネル天井部に送信アンテナを固定し、道路上を受信アンテナで走査する方法で実験を行った。この時、アンテナはφ45cmのタイプを使用し、20～200MHzの周波数帯域で測定を行った。

b. 測定結果

図4.2.3-12に測定結果を示す。図から明らかなように、受信アンテナがトンネルに近づくにつれ信号強度が増し、走時も短くなり、離れるにつれ逆のパターンをとることが分かる。トンネル天井部の送信アンテナと、道路上の受信アンテナが最も近づいた所では信号強度が最も強く、走時も少ない。この時の走時は、 $t=80\text{ns}$ であった。

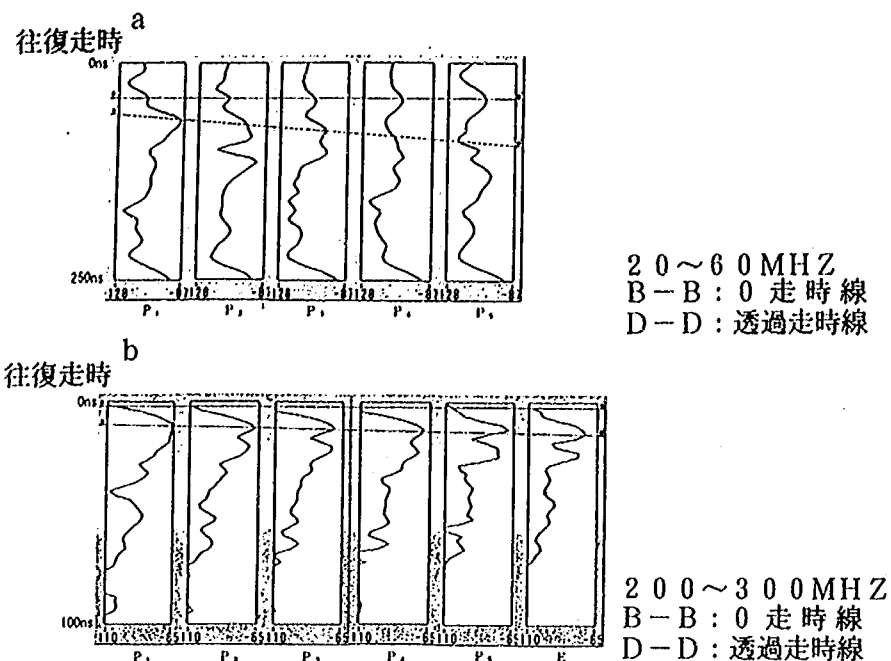


図4.2.3-9 透過速度の測定

表4.2.3-1 弁天岩における誘電率測定結果

測点	A点との離隔 l (m)	走時 t (ns)		透過速度 v (cm/ns)	
		200~300MHz	20~60MHz	200~300MHz	20~60MHz
P ₁	5.6	67.2	86.8	11.6	8.2*
P ₂	5.7	70.8	99.0	11.0	7.1
P ₃	6.0	79.0	99.0	10.0	7.5
P ₄	6.4	93.2	101.9	8.6	7.7
P ₅	7.0	100.2	99.0	8.6*	8.7*
E	7.9	-	114.3	-	8.2
平均速度				9.96 (10.30)	7.90 (7.63)
比誘電率				9.07 (8.48)	14.42 (15.46)

1. $v = 1 / (t - 18.9)$
2. () 内は*印データを除く計算値

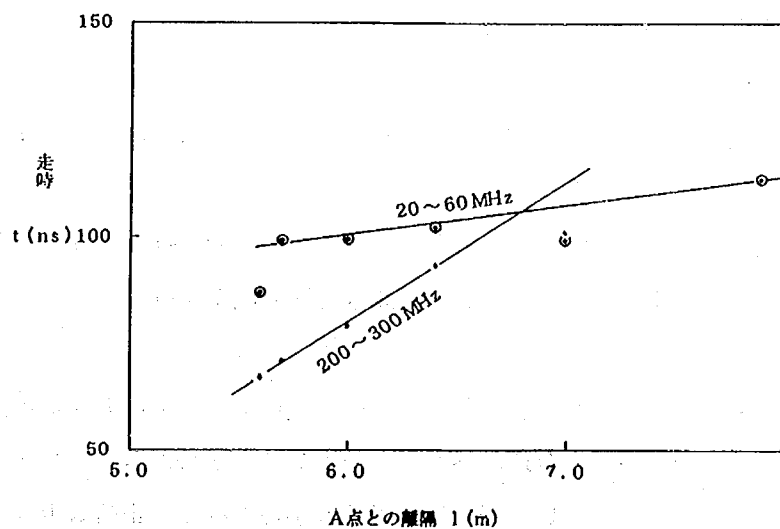
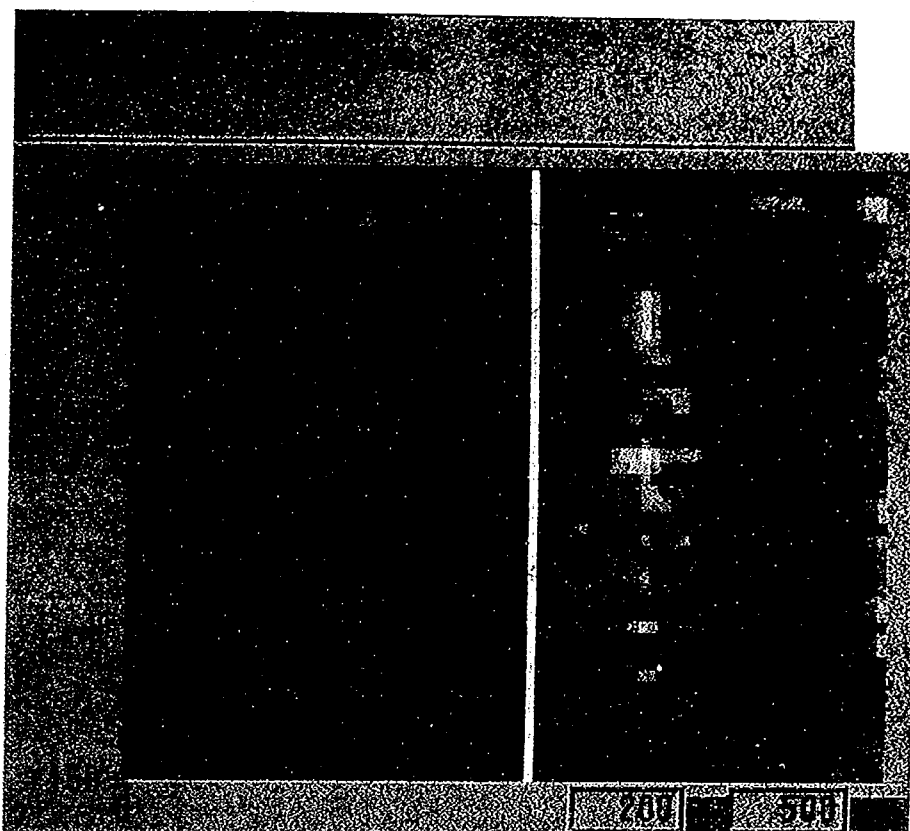


図4.2.3-10 弁天岩における透過法による走時

a. 原データ



b. 判読図

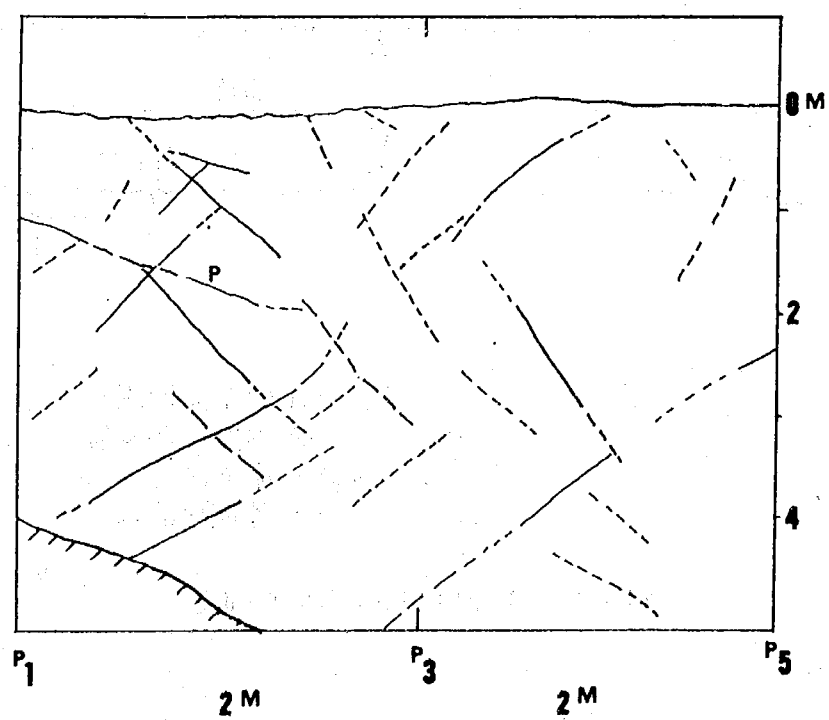


図4.2.3-11 弁天岩探査結果

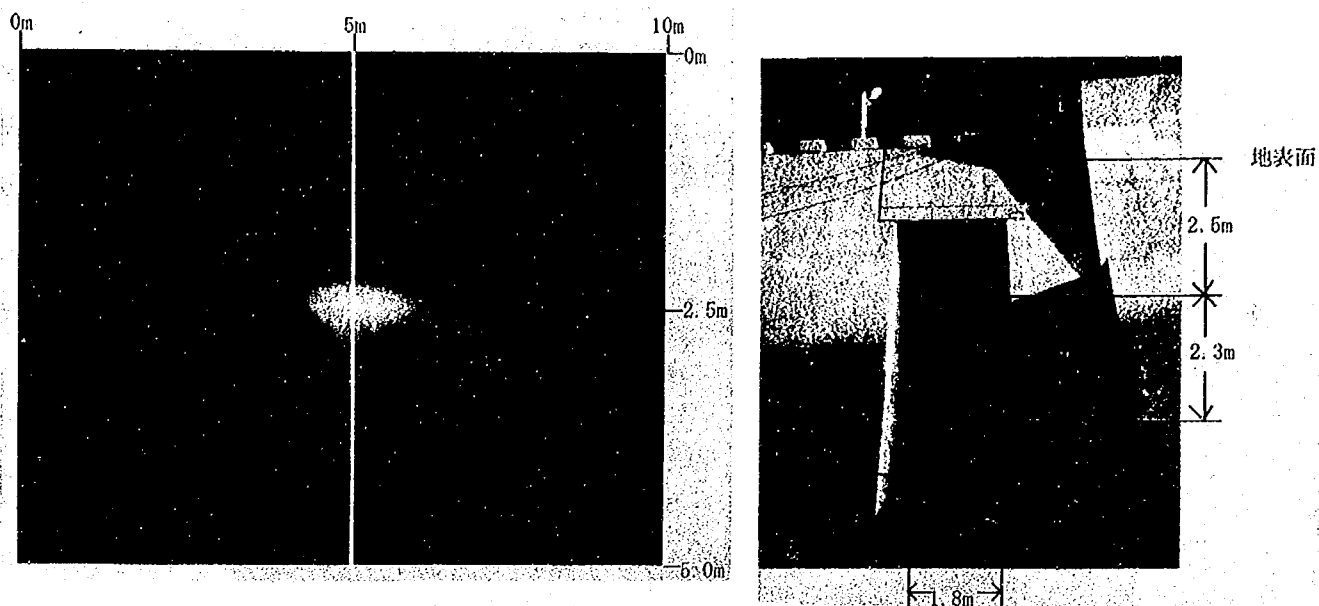


図4.2.3-12 透過法による入道トンネル探索結果

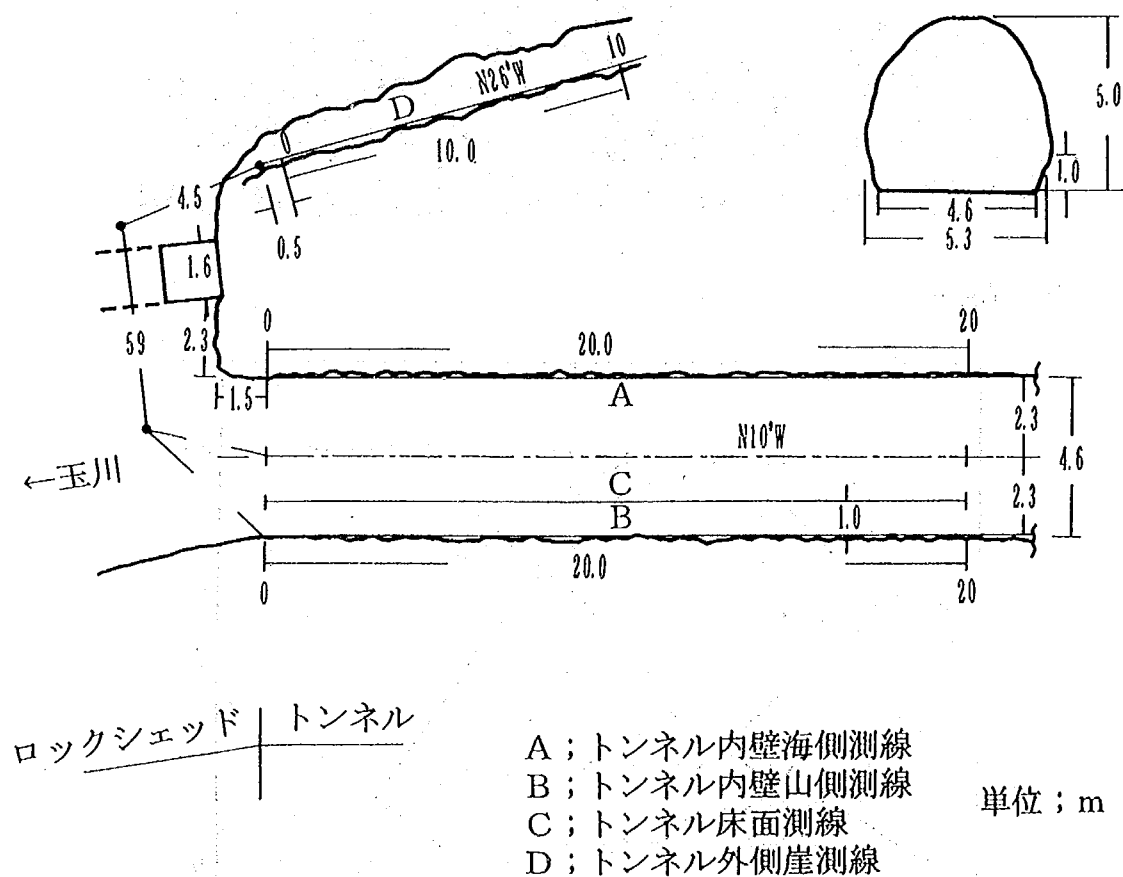


図4.2.3-13 旧玉川トンネル部平面図

図4.2.3-12のゼロ走時は、ケーブル先端までをキャリブレーションした結果で表現されているが、アンテナ部分の遅延時間18.9nsを除くと、約61ns(片道)という走時が得られる。この値から土被り部分における伝搬速度を求めると、約4.1cm/nsという値が得られる。また比誘電率は約54と算定された。

c. 結果の評価

土質地盤の比誘電率は、構成粒子の組成や間隙率、間隙を満たす空気や水の量比によって、大きく異なることが知られている。とくに、水を含みやすい粘土分の含有率は、誘電率に大きく影響することが知られている。

次の式は、砂・粘土・空気・水からなる混合体の走時等式で、粘土含有率(Clv)を0とすると、砂質地盤向けの簡便式に一致する(1.2.1 探査原理参照)。

$$\sqrt{\epsilon_r} = n(1-S) \sqrt{\epsilon_a} + nS \sqrt{\epsilon_w} + (1-n)Clv \sqrt{\epsilon_{cl}} + (1-n)(1-Clv) \sqrt{\epsilon_s}$$

この式は、砂質地盤では実測地とほぼ一致した結果を示すが、粘土を含む場合は、実測値と必ずしも一致しないことが分かっている。斜面を構成する物質は、相対的に粘土分が少なく、粗粒な粒子が主体であることから、土質性状が他の方法で合理的に与えることができれば、こうした等式で比誘電率を求めるのも一つの方法と考えられる。

人道トンネル部の土質地盤における比誘電率は、約54という大きな値を示した。実験の前日が荒天であったことを考えると、透過水を多量に含んだ状態での測定結果としては妥当なものといえよう。土質地盤を探索する際は、こうした天候への配慮も必要となることを示唆している。

(4) 旧玉川トンネル壁面亀裂探査

a. 測定方法

実験地は、越前岬南方約150mの旧道トンネルで、長さ約100m、幅約5.0m、および高さ5.0mの覆工のないトンネルで、壁面では岩盤内部の亀裂構造が観察できる。

図4.2.3-13に平面図および断面図を示す。実験箇所は、図に示したA～Dの測線であるが、ここではトンネル内壁の海側、および山側の測線AおよびBについて記す。

トンネル内壁の地質観察結果を図4.2.3-14に示した。岩盤は、国見累層に属する凝灰質礫岩で、N20～30° W40～60° Nの、緩く波打つ単斜構造を示す。また、岩相はほぼ一様で均質な外観を呈するが、所々、粗粒ラミナが発達する等の堆積構造が観察される。

亀裂はN50～60° W50～60° Sのものが多く、N80～90° E65° S等、東西性の亀裂も発達している。各々の亀裂は大部分が密着しており両側に10cm程度の鉄の酸化色が認められることから、浸透水の影響を受けてきたことが分かる。

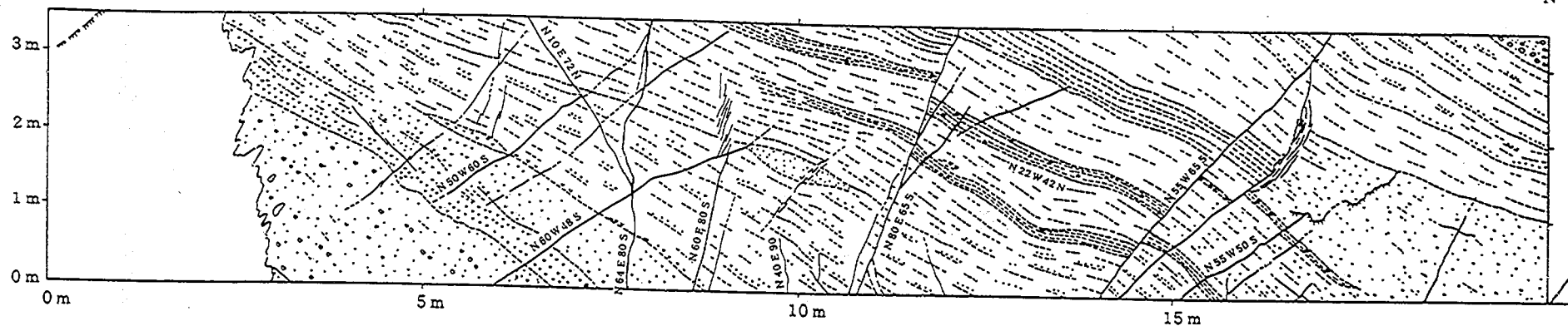
測線は、路面よりほぼ1mの高さに設定し、およそ15cm間隔の測点毎にデータを収集した。

実験では、測定周波数帯域を変えて行ったが、ここでは200～400MHzでの探査結果について解説する。

S

トンネル部海側壁面 A

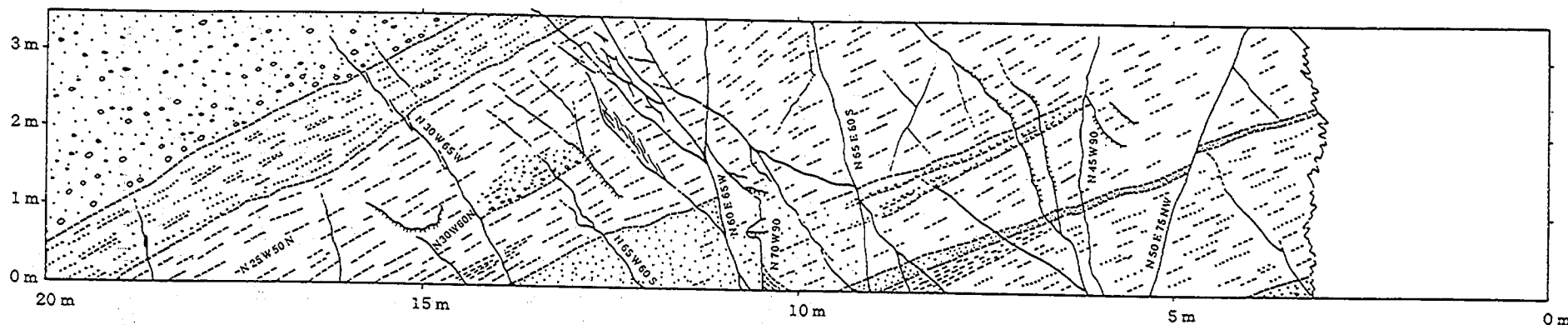
N



N

トンネル部山側壁面 B

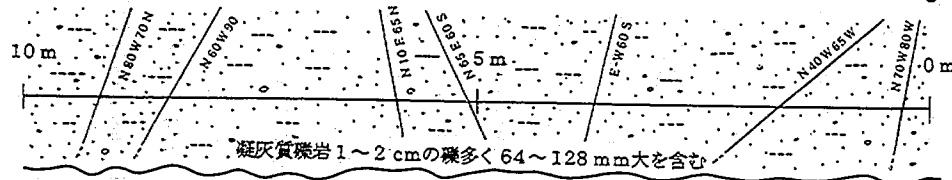
S



N

海蝕崖壁面側面の亀裂 D

S



下位の青緑凝灰岩互層の層理 N40W45N

凡 例

- 凝灰質礫岩 (粗粒塊状)
- 凝灰質礫岩 (中細粒塊状)
- 凝灰質礫岩 (中細粒ラミナ)
- 凝灰質礫岩 (細粒ラミナ)
- スコリア質凝灰岩 (淡桃色)
- モルタル

b. 測定結果

図4.2.3-15に測定結果のレーダプロファイル画像（原データ）を、図4.2.3-16に亀裂判読図を示す。亀裂判読図は、トンネル平面図に縮尺を合わせて配置した。

走時－深度（奥行き）変換に当たっては、式-3において、 $n=0.4$ 、 $S=0.6\sim0.7$ 、 $\epsilon_a=81$ 、 $\epsilon_s=9$ を想定したときの推定比誘電率 $\epsilon_r=17\sim20$ 、および海側壁面と海蝕崖との間で行った透過法による値から $\epsilon_r=18$ を仮定した。

亀裂判読に際しては、3章に示した判読基準に従って、連続性が認められるピーク点をできるだけ抽出することを心がけた。

図4.2.3-16に示したように、トンネル内壁の亀裂（矢印）と整合するような方向をもつ反射像と、これに共役的な方向性をもつ反射像が存在することが明らかとなった。また、平面上では地層の層理面と亀裂の方向が調和的であるが、こうした凝灰質礫岩の粗粒部と、細粒部からなるラミナの反射像も含まれているものと考えられる。

c. 結果の評価

測定データから反射像を機械的に抽出したが、図4.2.3-16に示す判読図には、レーダ波の岩盤内部における複雑な伝搬経路にもとづく偽像が含まれていると考えられる。使用したアンテナはログスパイラル型で、 $\pm 45^\circ$ の指向性をもっているが、受信点における反射信号には乱雑な反射点からの信号が含まれていることは否めない。こうした偽像は、後処理でも取り除くことは困難であり、一定強度以上の反射像を、亀裂からの情報と判断する以外に方法はない。

この実験では、使用周波数帯域が高い（200～400MHz）にも関わらず、連続波型探査装置によって深度（奥行き）8 mまで、十分亀裂を追跡できることが明らかとなった。

(5) ロックシェッド部壁面亀裂探査

a. 測定方法

実験地は、旧玉川観音洞穴部北側のロックシェッド上の海食崖である。

写真4.2.3-8に、海蝕崖基部の測定区間を示す。写真の左方が北で、右方は南（玉川方向）である。また、赤の縦線は5 m毎に置いた位置固定マークで、測線は全体で15.5 mとなっている。

図4.2.3-17は実験地の平面図で、左上に実験地の北側に開口部を伴う、東西性の亀裂（断層）が存在する状況を図示した。

図4.2.3-18は測線付近の露頭スケッチで、この付近の岩相は、国見累層の凝灰質礫岩の中でも、比較的中～細粒の礫を含む、塊状で均一な状況を示す。しかし、所々で $\sim 7\phi$ 前後の大礫を含むゾーンが挟まり、 $N30\sim 40^\circ W35\sim 40^\circ NE$ の走向傾斜が読み取れる場合がある。

亀裂は図4.2.3-17に示したように、東西ないしは $N70^\circ\sim 80^\circ W$ 、 $80S$ の走向傾斜を示すものが多い。すなわち、崖面に直交するか、高角度で交叉する状況となっている。

ここでは、 $\phi 45\text{cm}$ のログスパイラルアンテナによる、周波数帯域20～60MHzでの実験例を示す。

山側壁

0m 20m

海側壁

0m 20m

— 142 —

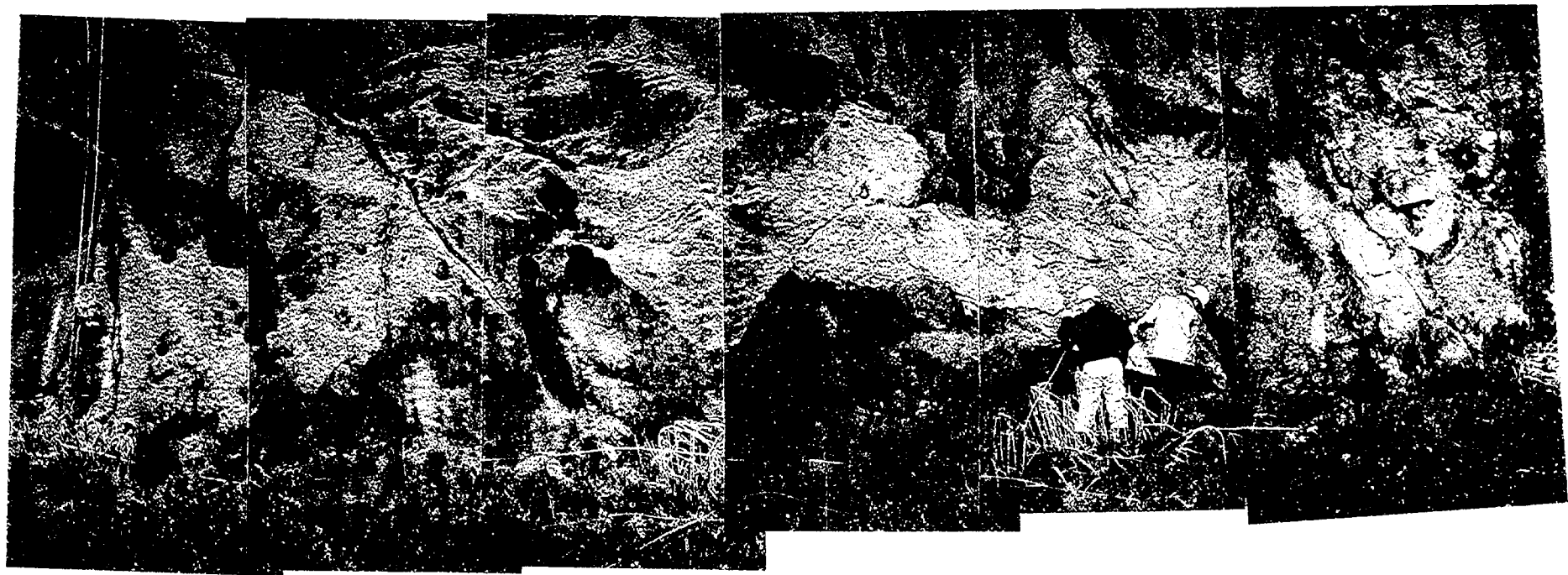


写真4.2.3-8 ロックシェッド測定箇所

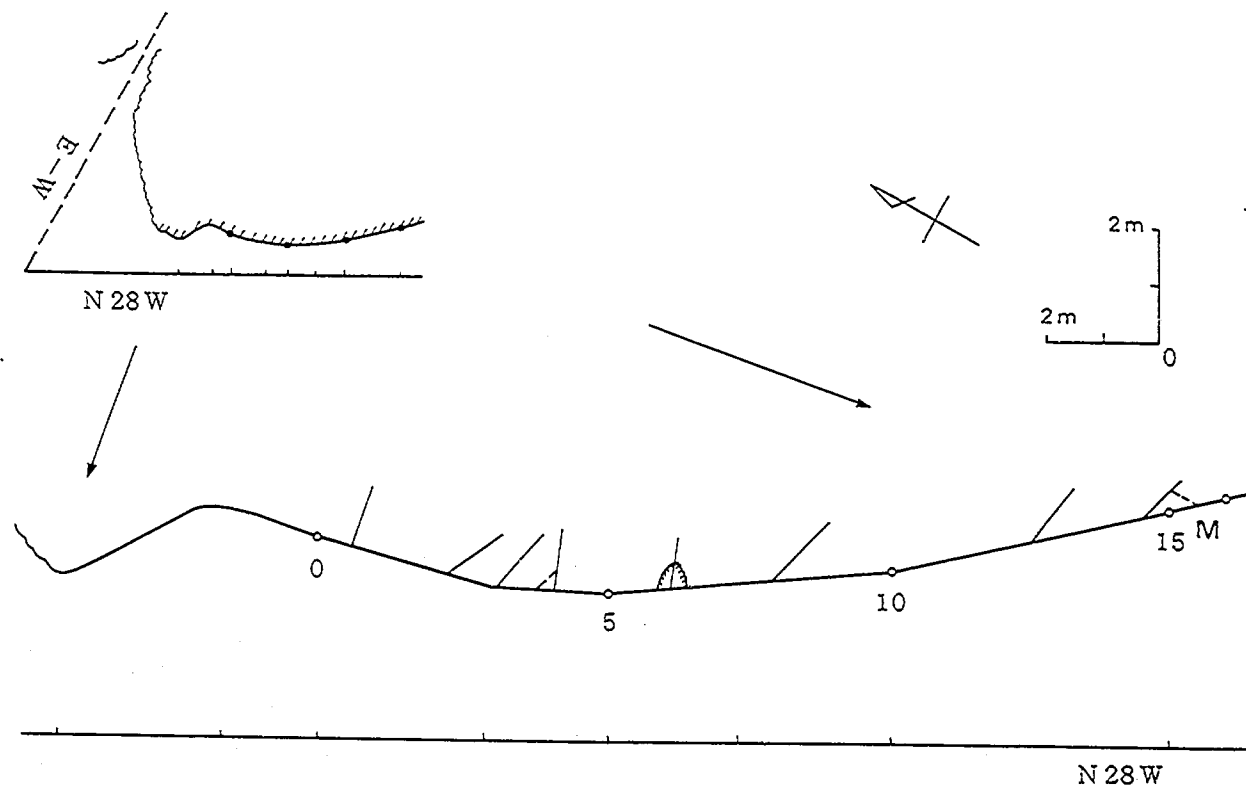


図4.2.3-17 ロックシート部の平面図

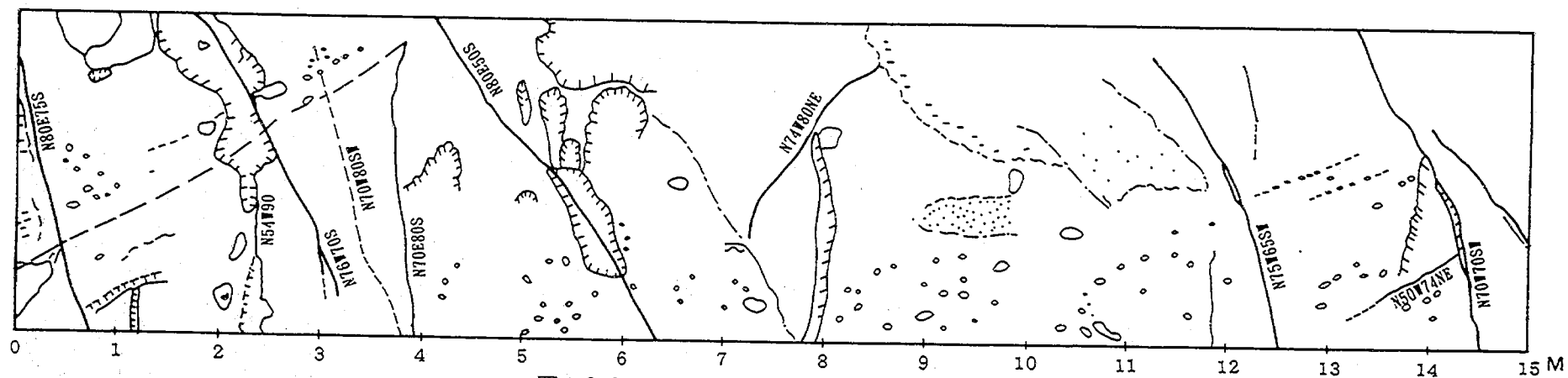


図4.2.3-18 ロックシート部の地質スケッチ

b. 測定結果

図4.2.3-19に測定結果のレーダプロフィール画像（原データ）および判読結果を示す。判読ルールは、旧玉川トンネル部の例と同じである。

亀裂構造とみられる反射像は、判読図中のO、P、QおよびRなどに認められる。その他、信号の強度は弱い、Kなどにも比較的連続性のよい反射像が捕らえられている。なお、深度については、この実験と同時期に行った弁天岩での、透過試験による比誘電率8.5で換算した。

判読図に示した亀裂と思われる反射像には、偽像と思われる信号も含まれている。そこで、原データに対してマスク処理を行い、微弱な信号をあえて平滑化することを試み、図4.2.3-20の画像を作成した。

平滑化した画像から、反射像O、PおよびRなどが尚線状構造として追跡できることが分かる。とくに、反射像Pは、およそ奥行き25m付近まで連続的に継っている状況が読み取れる。

野外における亀裂観察の結果と、これらのレーダプロフィールを比較すると、反射像Qは、測線上の2.5m付近にあるN54°W方向の亀裂と対応する。また、反射像PおよびRは、反射像QやOの亀裂系と共役的な関係にあり、E-W系の断層や亀裂構造に付随して発生している亀裂構造を捕らえている可能性が高い。

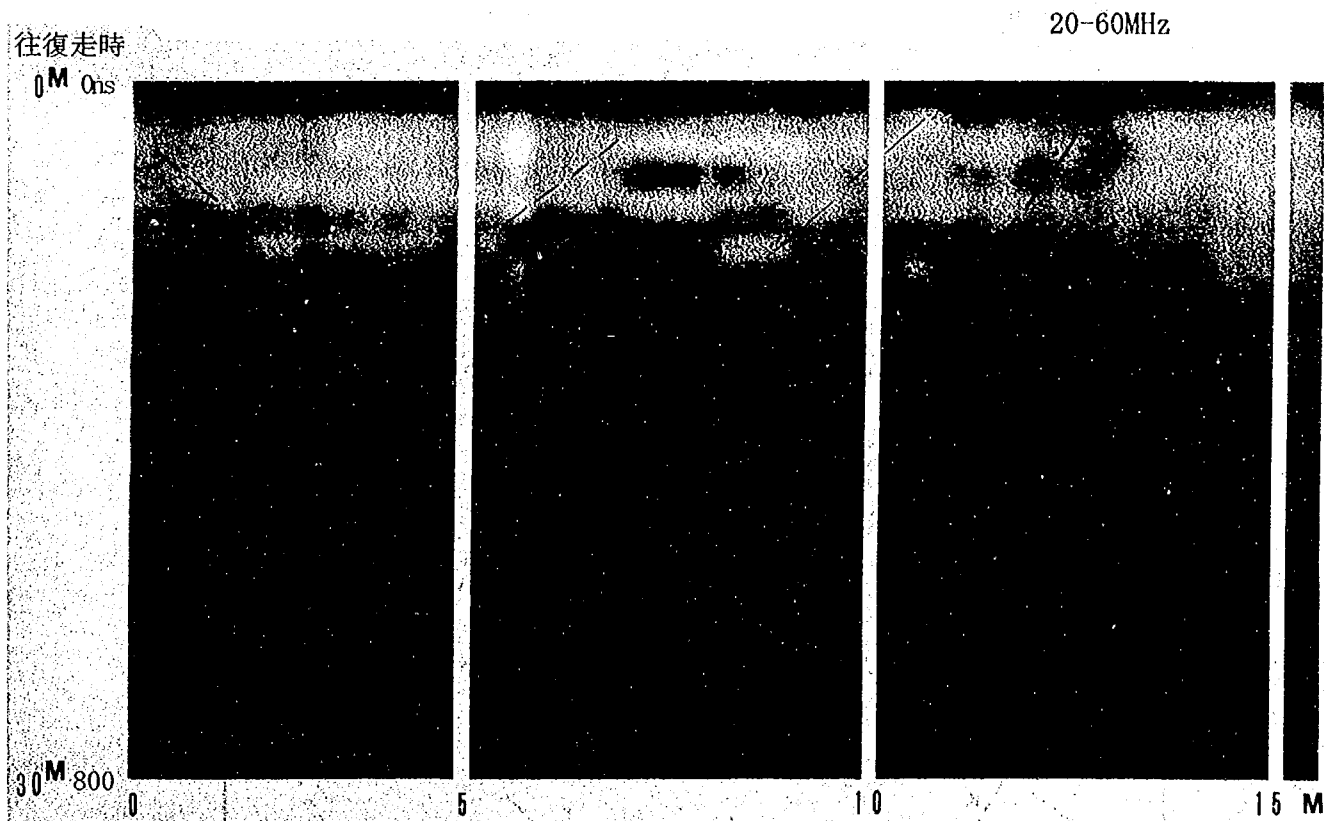
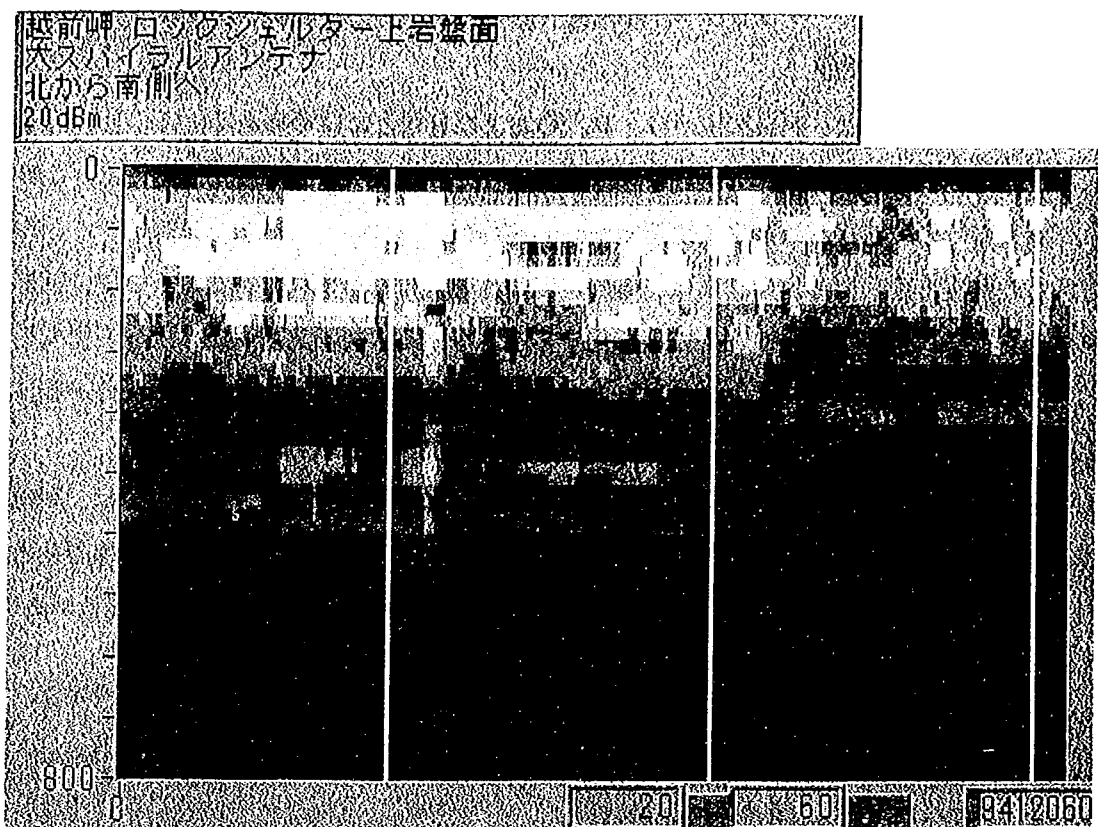


図4.2.3-20 測定結果のマスク処理表現



b. 判読図

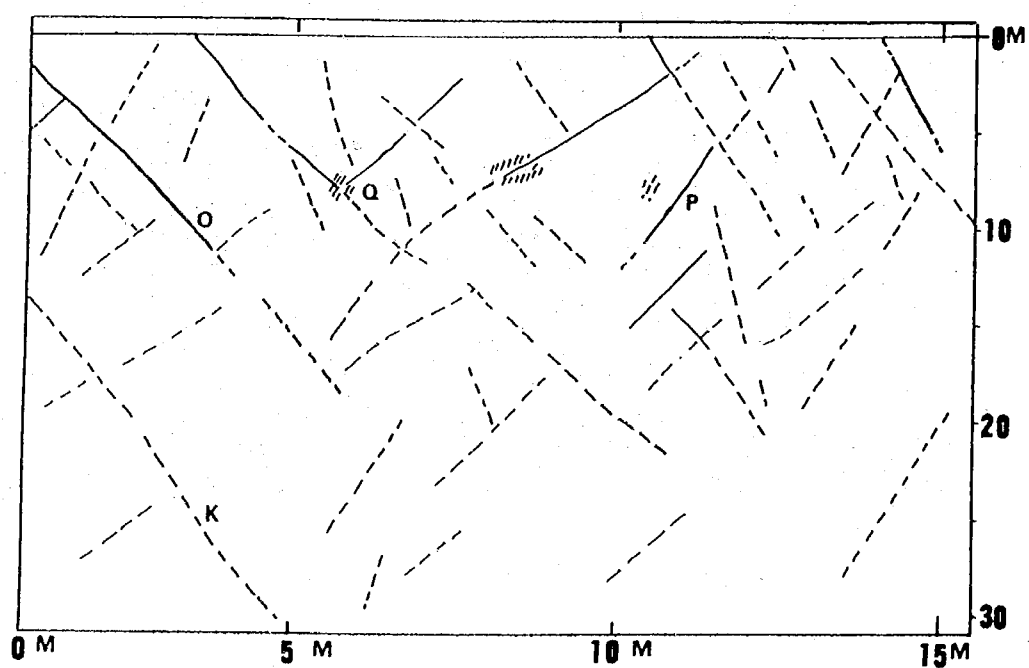


図4.2.3-19 ロックシェッド部の探査結果及び判読図

c. 結果の評価

岩盤に発生する亀裂のうち、壁面に斜交する亀裂は反射像として探知できるが、壁面に垂直な亀裂は反射法の特質から探知しにくい。

この実験でも、測線の1 m、4 mならびに6 m付近に観察された亀裂は、反射像として判読するのが困難であった。また、壁面に完全な平行な亀裂についても、定在波的な偽像と判断する恐れがある。岩盤崩壊では壁面に平行な反射像が重要視されるので注意が必要である。したがって、信号（波形）処理を行う際、この点に十分配慮する必要があるものと思われる。すなわち、信号処理に頼るより、現場での測定データを精度よく収集することを心がけるべきと考えられる。

(6) 岩盤崩壊地における亀裂探査

a. 測定方法

実験地は、平成元年7月16日に転倒型の崩落を起こした岩盤崩壊跡地で、写真4.2.3-9に全景を、図4.2.3-21に立面図、および図4.2.3-22に代表的な縦断図を示した。

崖の規模は、高さ約30m、幅約30mで、1400m³の岩盤が岩塊となって基部に堆積している。崩壊した岩盤の平均的な厚さは、約1.6mと計算される。

岩盤を構成する地層は、大部分が国見累層の凝灰質礫岩で、崖の左下基部に糸生累層上部層の青灰色を呈するラミナの発達する凝灰岩が観察される。図4.2.3-23に岩相変化も含めた露頭スケッチを示した。

測線は崖の基部に沿って設け、便宜上、EとFの2測線に分割して探査を行った。測線にそう地質状況は、それぞれ図4.2.3-24および25に示した。また、写真4.2.3-9に、崩壊地における測線の外観を示した。

崖の向きは、測線FがほぼE-W、測線EがN65~70°Wで、平均的にはN70°W80°Wの平滑な壁面となっている。

壁面で観察される亀裂は比較的少なく、図4.2.3-24および25に示したように、数本を数えるのみである。これらの亀裂のうち、壁面に平行的なものは、測線Eの右方に観察される。また、測線Fの23m付近には、凝灰岩のダイクを挟む亀裂が発達している。この亀裂は、地層堆積後まもなく発生し、上位の凝灰岩が開口した亀裂内部に侵入したものと考えられる。このダイクの両側に、壁面に垂直な方向の亀裂が観察される。

測定は測線に沿って、ほぼ15cm毎に送・受信アンテナを移動させながら行った。また、周波数帯域は200~600MHzおよび20~80MHzの範囲を使用した。

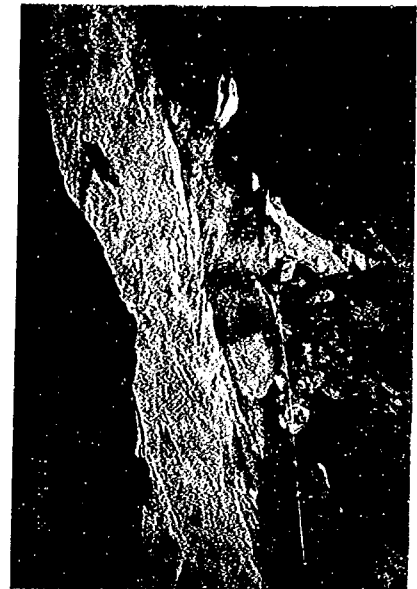
b. 測定結果

図4.2.3-26に200~600MHz帯での測定結果を、図4.2.3-27に20~60MHz帯の測定結果を、それぞれ原データで示した。また、図4.2.3-28にこれらのレーダプロファイルから抽出した、亀裂と思われる反射像の判読図を示した。これらの反射像のうち、実線で示したものは比較的強い反射で連続性がよく、実際の亀裂を反映させていると判断できるものである。また、破線のものは反射像が弱く、連続性が強いものを表現している。

これらの判読図における深度換算には、この測定と同時に行った、旧玉川トンネル部での比誘電率測定結果 $\epsilon_r=18$ を用いた。この結果、200~600MHzの帯域による測定では約7.5mの深さまで、20~60MHzの帯の場合は25mの深さまでの情報が、表現されていることが分かった。

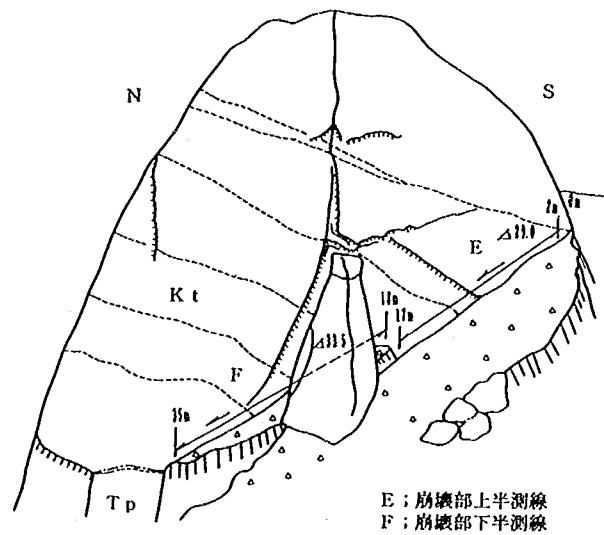


下半部測線 (F)



上半部測線 (E)

写真4.2.3-9 岩盤崩壊部における測線と探査風景



E ; 崩壊部上半測線
F ; 崩壊部下半測線

図4.2.3-21 岩盤崩壊部の立面図 (スケッチ)

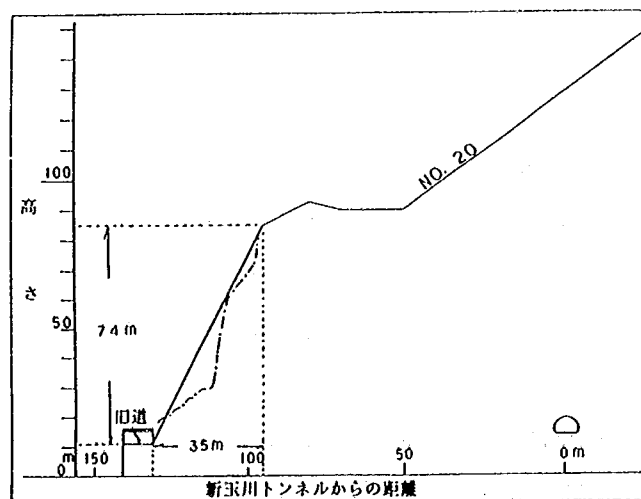


図4.2.3-22 岩盤崩壊地付近の縦断形¹⁾

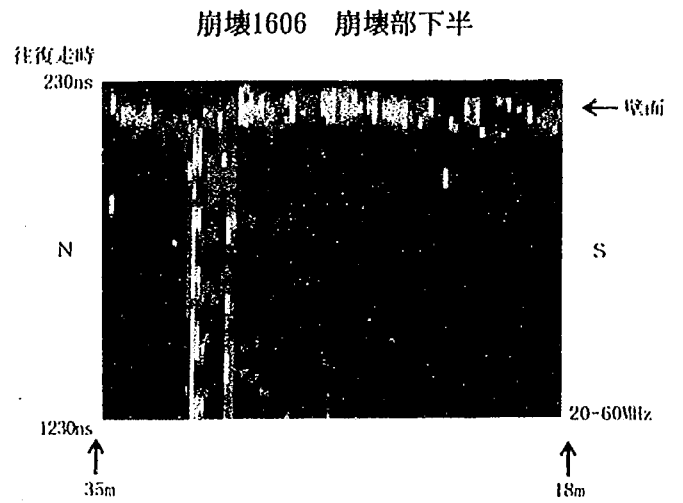
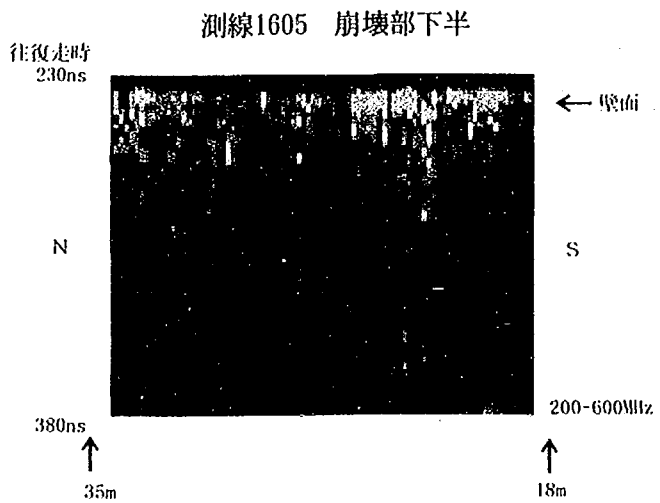
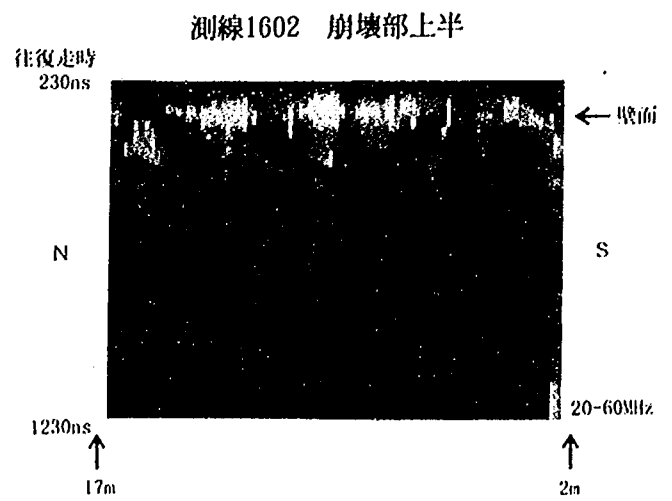
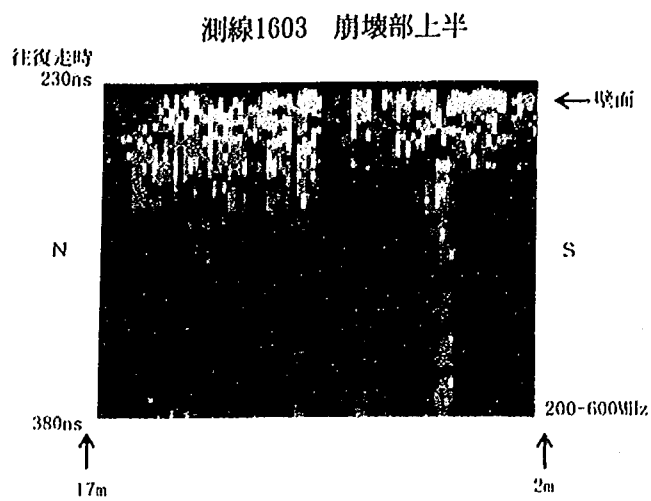


図 4. 2. 3 - 26 探査結果 (200-600MHz)

図 4. 2. 3 - 27 探査結果 (20-60MHz)

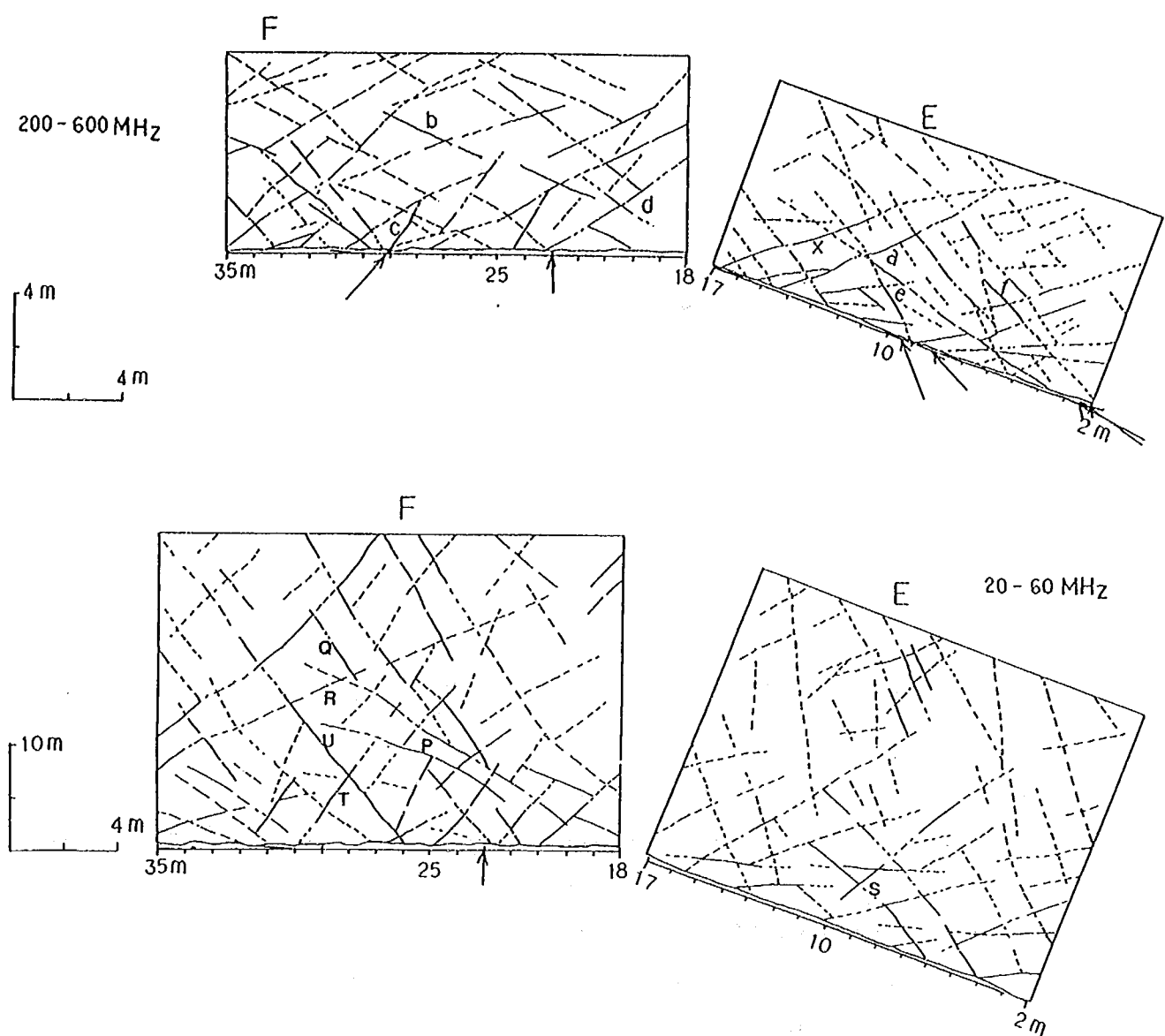


圖 4.2.3-28 判読結果

比較的浅層を高い分解能で探査した200～600MHz帯の結果から、反射像 a, c および c が、観察した亀裂にそれぞれ対応するものと考えられる。また、反射像 b は崩壊面上半部の走向とほぼ一致しており、岩盤崩壊の要因となった亀裂系を反映している可能性がある。

20～60MHzでの測定は、分解能は悪くなるが、岩盤深部の情報が得られている。崩壊下半部のレーダプロファイル画像から明らかなように、深さ10m付近、および5m付近に連続性の強い反射P, Qが認められ、これらの走向が、崩壊上半部壁面の方向とほぼ一致している点が注目される。とくに、反射像Qは壁面にほぼ平行な方向性を示しており、剝離転倒型崩壊の要因となり得るものと判断される。また、反射像Pは壁面に斜交するものの、反射像Rと一体となっており、表面付近の岩盤を剝離させる働きをするものと考えられる。とくに、両反射像の交会点付近における反射信号が強く、開口的な空洞化している部分があるものと思われる。

c. 結果の評価

崩壊した岩盤について、表面付近の亀裂構造を細かく探査した場合と、深部構造を対象とした場合とに分けて、探査を実施した。

浅層部の探査結果から、野外観察による亀裂と、反射像との対応関係が認められ、比較的高周波の装置でも、岩盤亀裂を探査し得ることが分かった。また、深部探査の結果から、岩盤崩壊の要因となり得る亀裂系の存在が明らかとなった。

これらの結果について、ボーリング等で確認する検証作業が残されている。ボーリングのような検証作業は今回の現場では困難であったが、開口的と判断される反射像が得られた場合は、ぜひ実施するようにしたい。

電磁波反射法による岩盤内部亀裂探査は、実現性の高い技術と考えられる。

しかし、

- ① 足場の悪さ・接地条件での作業改善
- ② 反射像の判読手法の確立（とくに開口亀裂に対して）
- ③ 検証データの入手方法

等の問題点が残されている。今後、探査事例を積み上げ、有効な経験則を作り上げること必要と思われる。

(7) まとめ

岩盤崩壊を対象として、その要因となる岩盤内部亀裂を電磁波反射法によって探査する技術の可能性について、実験を通じて検討した結果、岩盤内部の亀裂構造を捕らえ得ることが明らかとなった。

とくに、連続波型の装置を用いた場合、複数の反射像が比較的効率よく把握できることも、電磁波反射法を適用する場合に留意すべき点であろう。

連続波型の装置で岩盤亀裂を探査する場合、深さ5m程度の浅層部を対象とした時は200～600MHz程度の高周波数帯域が有効である。逆に、数m以深の深度亀裂が対象の時は、少なくとも100MHz以下の低周波数帯域が有効と考えられる。これらの異なる帯域で、同一測線を探査することにより、反射像の整合性を比較して、亀裂判定の確信度が増すものと思われる。また、互いに平行な複数の測線で探査することにより、三次元的な立体像として亀裂系を表現することが可能となるので、亀裂判定の確信度を高めることができると

考えられる。

探査結果の反射像を、具体的な亀裂情報に変換するためには、真値を与えるボーリング調査等の検証結果を照合する必要がある。また、事例を積み上げ、反射像の判読技術を習熟させることも必要であろう。

岩盤崩壊を対象とした探査作業は、足場が悪い、落石による事故の危険性がある。壁面に凹凸があり接地条件が均一でない等の不都合も多い。これらの点についても今後経験を積み、安全で精度のよい手法として完成させていく努力が必要と思われる。

参考文献

- 1) 発破振動検討委員会(1992)：一般国道305号玉川トンネル発破振動検討委員会報告書、福井県
- 2) 一般国道305号岩石崩落災害調査委員会(1990)：一般国道305号岩石崩落災害調査報告書、福井県

あとがき

斜面の地質は平野のそれに比較して極めて複雑であり、地表踏査やボーリング調査のみでは、その全容を明らかにすることは極めて困難である。このことが、斜面防災における最大のネックの一つとなっている。

特に、斜面中の弱層やすべり面の分布や性状、不安定な層の分布等を面的に把握することは不可能に近いのが現状である。電磁反射法を斜面で実施するのは作業効率的に平地でのそれに比べて劣るが、あえて適用を試みたのは、上述のような現状に対する一つのブレイクスルーを狙ったものである。

その結果、地すべりや岩盤崩壊斜面の探査深度に関しては、連続波型を用いることにより、従来のパルス型での探査深度（数m）をはるかに上回る深度（20～40m程度）が得られることが判明した。探査の分解能や探査結果の解釈技術にはさらに検討の余地があるが、深度数10mの弱層等を面的に捉える可能性を得たことは、地すべりや岩盤崩壊の調査を計画するに際し、従来の調査手法に加えてさらに一つの選択肢を提供したものだといえる。

また、表層崩壊は斜面災害のうち80～90%を占めており、これを調査する手法の確立が急務であることを考えると、表層崩壊の調査において表土厚の分布を面的に捉えることは危険個所の推定上極めて重要である。従来は簡易貫入試験等により、点的にしか調査できないのが現状であった。これに対し電磁波反射法を適用することにより面的に把握できる可能性が示されたことは、表層崩壊の調査における大きな成果である。

今回、これらの知見を整理したが、探査から地質解釈までの流れをわかりやすく紹介するために、様々な探査方式の紹介や、出来るだけ多くの斜面での探査事例を盛り込んだものとした。また、本手法は研究途上であることもあって内容は必ずしも充分ではないが、電磁波反射法を斜面で実施する上での最低限の留意点を盛り込んだことにより、本書が斜面の調査を計画する上で参考になるものと確信している。

今後は、探査分解能の向上や、斜面における探査作業性の向上が求められる。また、現地での探査事例を追加するとともに探査結果を解釈する技術を確立することによって、本書をより整備されたものとしていく必要がある。

なお、本研究を実施するにあたっては、官民連帯共同研究の共同研究者各位に様々なご教示を頂いた。また現地探査実験にあたっては、関連する機関の方々に大変お世話になった。ここで深く謝意を表する次第である。

斜面の探査技術の開発に
関する共同研究報告書(その1)

I S S N 0386-5878

共同研究報告書 第112号

平成7年3月(1995)

建設省土木研究所 環境部地質研究室
朝日航洋(株)
川崎地質(株)
戸田建設(株)

要 旨 本報告書は、建設省と民間16社の共同研究として実施した「新地盤探査技術の開発」の中の「斜面の探査技術WG」の一部である「電磁波反射法班」の研究成果をとりまとめたものである。本研究では、地盤の内部構造を詳細に探査する技術として電磁波反射法を取り上げ、斜面に適したシステムを検討するとともに、様々なタイプの機器（パルス型2種及び連続波型2種の計4種）を用い、室内及び様々な斜面（表層崩壊、岩盤崩壊、地すべり等の斜面）で探査実験を行った。その結果から、斜面に対する適用性（適用地盤、適用限界等）を明らかにし、斜面に対する探査・解析・判読技術を整理した。

キーワード：斜面、電磁波反射法、物理探査、地質調査

郵便はがき

郵便切手
は
つ
て
下
さ
い

3 0 5 - □ □

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

環境部地質研究室
行

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第 112 号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

印