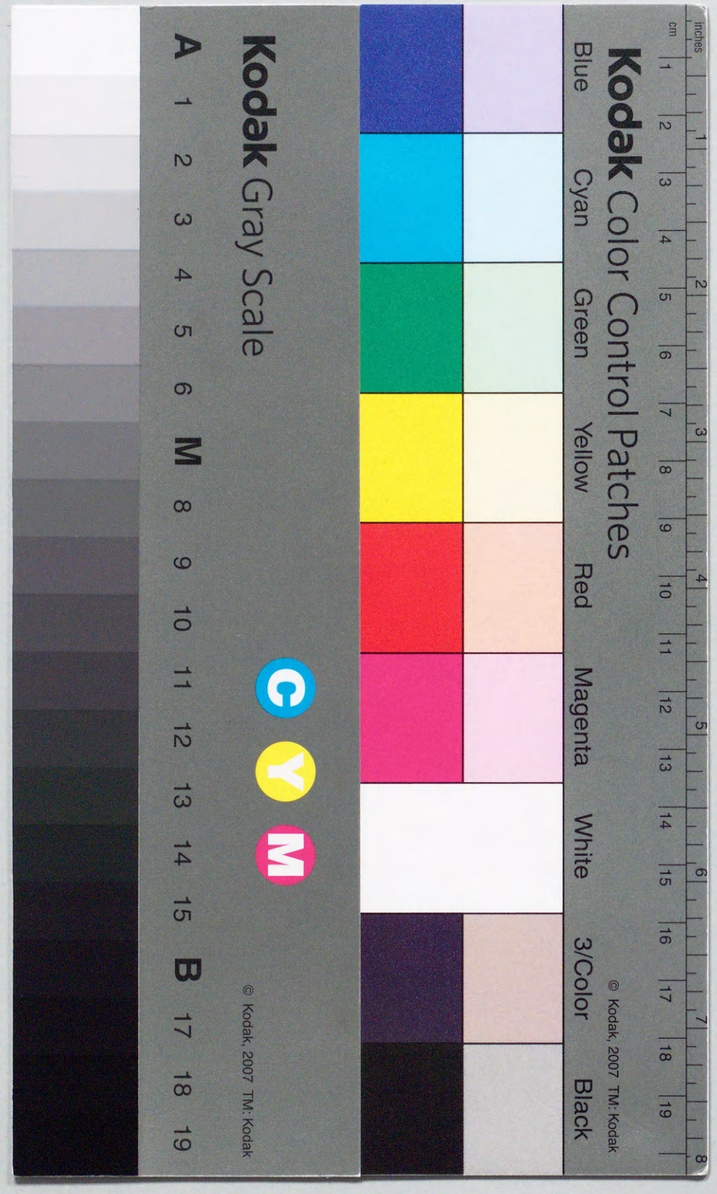


博　士　論　文

誘電法による地盤の浸透特性の計測手法に関する研究

平成12年3月

小　松　　満

岡　山　大　学　大　学　院
自　然　科　学　研　究　科

博　士　論　文

誘電法による地盤の浸透特性の計測手法に関する研究

平成12年3月

小松　満

岡山大学大学院
自然科学研究科

目次

頁

第1章　序論 …… 1

1.1　緒言 …… 1

1.2　地盤の浸透・分散特性とその測定方法 …… 3

1.3　地盤誘電率計測技術に関する既往の研究 …… 4

1.3.1　誘電率計測システムの開発・適用性の検討 …… 4

1.3.2　原位置における測定 …… 5

1.3.2　地盤汚染度の測定手法への応用 …… 6

1.4　本研究の目的と構成 …… 6

参考文献 …… 8

第2章　誘電率測定技術の地盤工学的利用に関する適用性の検討 …… 11

2.1　概説 …… 11

2.2　誘電率測定理論 …… 11

2.2.1　地盤の誘電特性 …… 11

2.2.2　高周波を用いた誘電率の測定理論 …… 13

2.3　既存の地盤誘電率測定法（同軸プローブ法） …… 14

2.3.1　TDR法(Time Domain Reflectometry) …… 14

2.3.2　FDR法(Frequency Domain Reflectometry) …… 15

2.3.3　ADR法(Amplitude Domain Reflectometry) …… 18

2.4　FDR装置の改良 …… 20

2.4.1　装置構成 …… 20

2.4.2　測定方法 …… 21

2.5　誘電法(FDR法・ADR法)の工学的利用に関する適用性の検討 …… 24

2.5.1　計測範囲の検討 …… 24

2.5.2　装置構成におけるノイズの影響(FDR法) …… 24

2.5.3　温度依存性の検討 …… 27

2.5.4　地盤密度の影響 …… 28

2.5.5　塩分濃度の影響(水溶液) …… 28

2.6　校正曲線(誘電率-体積含水率関係)の検討 …… 31

2.6.1　測定結果 …… 31

2.6.2　解析モデル …… 35

2.7　結論 …… 36

参考文献 …… 37

第3章　複素誘電率測定技術の開発と適用性の検討 …… 39
3.1　概説 …… 39
3.2　複素誘電率測定理論 …… 40
3.2.1　誘電率とインピーダンス …… 40
3.2.2　電磁波に対する誘電体の性質 …… 41
3.2.3　反射係数 …… 42
3.2.4　ベクトルネットワークアナライザの基本原理 …… 43
3.3　地盤の複素誘電率計測装置の開発：FDR-V(Vector network analyzer)法 …… 45
3.3.1　装置構成 …… 45
3.3.2　複素誘電率測定原理 …… 47
3.3.3　測定手順および各材質の測定結果 …… 49
3.4　適用性の検討 …… 54
3.4.1　計測範囲の検討および装置構成におけるノイズの影響 …… 54
3.4.2　温度依存性の検討 …… 55
3.4.3　地盤密度の影響 …… 59
3.4.4　塩水の複素誘電特性 …… 61
3.5　校正曲線(誘電率—体積含水率関係)の検討 …… 66
3.6　原位置地盤測定用同軸プローブの開発 …… 70
3.7　結論 …… 75
参考文献 …… 76

第4章　地盤浸透特性の計測手法の開発 …… 77
4.1　概説 …… 77
4.2　不飽和地盤の浸透特性を示すパラメータとその測定方法 …… 77
4.2.1　不飽和浸透特性を示すパラメータ …… 79
4.2.2　測定方法 …… 79
4.3　不飽和浸透特性の室内試験法への応用 …… 81
4.4　不飽和地盤への埋設方法の検討 …… 89
4.5　岩盤の水分量の測定法 …… 93
4.6　結論 …… 97
参考文献 …… 97

第5章　低透水膨潤性粘土に対する浸透特性の測定手法の開発 …… 99
5.1　概説 …… 99
5.2　校正曲線(誘電率—体積含水率関係)の評価 …… 100
5.2.1　誘電率法(FDR法・ADR法) …… 100

5.2.2　複素誘電率法(FDR-V法) …… 104
5.3　産業廃棄物処分場におけるシール材の現場水分量測定 …… 107
5.3.1　校正曲線の作成 …… 107
5.3.2　複素誘電率法(FDR-V法)による施工直後の水分量の測定精度の検討 …… 111
5.3.3　誘電率法(FDR法・ADR法)による現場水分量の測定精度の検討 …… 112
5.4　高レベル放射性廃棄物地層処分における緩衝材中の水分移動の把握 …… 113
5.5　FDR-V法による水分量と間隙率の同時測定法の模索 …… 116
5.6　間隙変化を考慮した低透水性膨潤粘土の不飽和浸透特性の測定法 …… 118
5.6.1　飽和透水係数 …… 119
5.6.2　水分特性曲線 …… 121
5.6.3　不飽和透水係数 …… 126
5.6.4　弾性係数・体積圧縮係数・固相拡散係数 …… 128
5.6.5　透気係数 …… 130
5.7　結論 …… 132
参考文献 …… 133

第6章　地盤汚染度の測定手法の開発 …… 135
6.1　概説 …… 135
6.2　地盤塩水汚染度の測定手法 …… 136
6.2.1　誘電率法(FDR法)による手法 …… 136
6.2.2　複素誘電率法(FDR-V法)による手法 …… 140
6.3　地盤油汚染度の測定手法 …… 144
6.3.1　飽和・不飽和地盤における校正曲線 …… 144
6.3.2　誘電率法(FDR法)を用いた一次元鉛直透油実験 …… 146
6.3.3　複素誘電率法(FDR-V法)による不飽和地盤の汚染度の測定法の検討 …… 149
6.4　結論 …… 153
参考文献 …… 154

第7章　結論 …… 155

謝辞 …… 158
付録（Appendix） …… 159
Appendix Ⅰ　試料の物理特性 …… 160
Appendix Ⅱ　参考写真 …… 163

第1章　序論

1.1　緒言

近年，環境問題が多方面で大きく取り上げられてきている中で，地下水の浸透に関する問題は表-1.1のように多様化し，社会的にも地下水保全や地盤汚染，エネルギー資源の貯蔵や廃棄物の地層処分等，地盤における地下水浸透の取り扱いに注意が払われるようになってきた[1)~4)]．それに伴い予測・設計・維持管理の段階で頻繁に数値解析が用いられるようになり，現在これらは3次元にまで拡張され[5)~7)]，実務レベルで用いられている．しかし，その一方で解析の基礎データとなる物性値を求めるための調査法や試験方法の確立が遅れているため，厳密なシミュレーションを行う上での障害になっている．特に不飽和土に関しては調査法や試験方法の確立の遅れだけでなく，浸透および汚染物質移動挙動のメカニズム自体も多くの点で解明されていない．

この原因の一つとして，地盤の浸透挙動を測定するためのモニタリングシステムの開発が遅れている点にある．以下に地盤の浸透に関する諸問題と計測手法との関連性について具体的に述べる．

斜面安定問題においては，降雨浸透によるせん断強度の低下の予測が課題である．つまり，降雨による土中の飽和度の変化は地盤の安定問題に大きく関与するため，原位置における飽和・不飽和土の浸透特性の計測および水分量の経時的なモニタリングが必要である[3),8)]．

地下水・地盤汚染問題においては，地下水は大気や地表水と比較して，流れが非常に遅く，物質の拡散する速度も極端に小さい．そのため，一度汚染されると希釈されるまでに非常に長時間を要することから対策を講じるにも莫大な費用が要求される[9)]．したがって汚染物質の移動に対する定量的な評価が必要とされる．つまり迅速かつ簡便な汚染度の調査手法が必要である．現在，地盤汚染度の調査に関しては，ボーリング調査が主であるが，効率良い修復を考えた場合,原位置で採取した土壌や地下水を室内で分析するのではなく，原位置で長時間の変動をモニタリングすることが必要である．すなわち，現在それぞれの汚染物質に対応した地盤汚染度を原位置で計測するセンサーの開発が急務となっている[10)]．さらに，地下水汚染における汚染源は不飽和領域に存在することが多いため，不飽和地盤に対する物質移動状況の把握が必要である．また，汚染物質にも水溶性，非水溶性のものがあるため，その浸透挙動を一つの現象としてとらえることは非常に困難である．

廃棄物処分問題においては，近年，資源のリサイクルが進んでいるとはいえ，我が国ではなお一般廃棄物，産業廃棄物あわせて年間4億5千万トンにも達している[11)]．しかしその一方で，最終処分場建設は地盤環境問題の表面化により，施設の安全性を疑問視する声や

表-1.1　地盤の浸透に関する諸問題[2]（一部加筆）

(1)	地盤および土構造物の安定問題	(a) 掘削地の安定
		(b) 堤体・ダムの安定
		(c) 斜面安定
(2)	広域地下水	(a) 根切り工事における地下水処理
		(b) 液状化防止
		(c) 地下水保全
		(d) 地盤沈下
		(e) トンネル掘削時における地下水処理
		(f) 地下水・地盤汚染
(3)	エネルギー問題	(a) 石油・天然ガス備蓄
		(b) 圧縮空気・温水・冷水の貯蔵
		(c) 地熱発電
		(d) 産業廃棄物処分
		(e) 放射性廃棄物の地層処分

住民の反対により益々厳しくなってきており，これら処分場の不足が深刻な問題となっている．その主たる要因となっている施設の安全性に関しては，処分場の遮水構造にある．つまり，処分場からの漏洩水が深刻な地盤汚染を引き起こしており，その安全設計が現在，見直されつつある．中でもシール材として用いられるベントナイト混合土の設計基準は透水係数が欧米並の10^{-7}cm/sオーダーになろうとしている[12]．混合土の透水試験は遮水構造の性能評価の点で非常に重要であるが，その多くが現地でサンプリングを行い室内試験が実施されている．しかし，施工性や品質管理を考えると原位置で短時間かつ正確に実施できる透水試験法が必要であり，現在，その開発が急務となっている．これを可能にするには，原位置で短時間の微量の水分移動を測定できるセンサーの開発が必要である．また，放射性廃棄物地層処分問題に関して，低レベル放射性廃棄物処分においては埋め戻し材してベントナイト混合土が，高レベル放射性廃棄物処分においては埋め戻し材のベントナイト混合土に加えて，緩衝材として圧縮ベントナイト(単体)での使用が計画されている[13]．いずれの地層処分ともに埋め戻し初期においてはこれらは不飽和状態であることから，不飽和領域での膨潤挙動を考慮した浸透現象の解明が必要不可欠である．さらに，処分坑道掘削における岩盤の不飽和領域の広がりも予想されるため，その挙動を把握するには，岩盤の水分量の経時的に変化する手法の開発も必要である．また，岩盤の浸透特性は，石油・天然ガス備蓄や圧縮空気等の貯蔵における設計にも大きく関わる問題である[14),15]．

このような現状から，現在，地盤の浸透特性の計測方法と経時的なモニタリング手法の確立が急務となっている．そこで，本研究では近年注目されている計測法の1つである誘電法に着目した．この方法は地盤の誘電率を介してその構造(主として水分量)を測定する装置であるが，センサーの構造が非常にシンプルであり，定期的な校正が不必要である等

の利点を有している．

本章では，まず，地盤の浸透特性を決定するパラメータを抽出し，その測定方法の現状を簡単に述べる．そして，誘電法に関する既往の研究を概説し，それらの問題点を整理し，本研究の目的と背景を示す．

1.2　地盤の浸透・分散特性とその測定方法

地盤の地下水浸透および汚染物質の移行・分散挙動を正確に把握するには，表-1.2に示すように浸透特性，分散特性，吸着特性等のパラメータと地盤および地下水の状態量を測定する必要がある[16]．

表-1.2　地盤の浸透・分散特性を支配するパラメータおよび状態量

浸透特性	分散・移行特性	状態量
透水係数 (k_{ij})	分散係数（縦・横分散長）	地下水位分布
貯留係数 (S_s)	吸着係数	地下水水質分布
有効間隙率 (n_e)	拡散係数	含有量
不飽和透水係数 ($\theta-k$)	屈曲率	実流速
水分特性曲線 (θ-ψ)	透気係数	地盤温度
	熱容量・熱伝導率	粘性・揮発性・溶解度

地盤の浸透に関するパラメータのうち，地盤の異方性の透水係数や貯留係数の値は揚水試験や単孔式透水試験から測定できる．また，汚染物質の移行・分散特性に対しても塩水をトレーサーに用いてその分散挙動を比抵抗トモグラフィーによって測定することで分散長を推定する方法が提案されているが[17]，ほとんどのパラメータの原位置での測定方法は確立されていないのが現状である．さらに対象が不飽和領域になると，不飽和透水係数，水分特性曲線および有効間隙率については室内での試験方法はほぼ確立されようとしている一方で[18),19]，原位置においては地表付近での測定方法はいくつかの実施例が紹介されているものの[20),21]，これらの浸透特性を直接測定する方法についてはほとんど確立していない．

また，状態量に対しても原位置での空間的な分布は未知である場合が多い．現在，汚染状況の調査法はほぼ確立されようとしているが[22]，地盤の汚染度の分布を直接測定する方法についてはほとんど皆無であるといえる．

1.3 地盤誘電率計測技術に関する既往の研究

マイクロ波を用いた地盤の誘電率計測技術は，中性子プローブに代わる方法として，ここ数年で試験室レベルでの地盤誘電率に対する基礎的な特性の把握の段階から実際の原位置での測定に移っている．地盤誘電率計測技術に関する既往の研究は，(1)誘電率計測システムの開発・適用性の検討，(2) 原位置における測定，(3)地盤汚染度の測定手法への応用，に大別できる．以下にそれぞれの研究の概要についてまとめる．

1.3.1 誘電率計測システムの開発・適用性の検討

新しい計測技術の開発やプローブの改良が行われ，その中には実際に市販されているものもある．以下に現在用いられている装置の概要とその問題点について整理する[23),24)]．

(1) 電磁波法

導線の終点を開放したアンテナ線をロッドの表面にジグザグ状に交差配置し，導線に高周波を加えると反射波の周波数とインピーダンスとの特性が得られる．このインピーダンスの周波数特性を土壌水分量と対比させている．原理的には周波数のインピーダンス特性は誘電率で表されるため誘電法である． 10～30MHzの周波数を利用し，本体部φ16×L152mm，センサー部W3×H13×L112mmのプローブタイプのものが市販されている．

(2) 共振法

マイクロ波の共振特性を利用したもので，共振器内に周波数を変化させながら電磁波を送り込み，透過電力を測定していくと，電力は特定の周波数において最大値を示す．ピーク電力値は地盤の誘電率によって表されるため，このピーク値から水分量を測定する原理である．装置サイズは本体部W65×H35×L100mm，電極部φ6×68mmで，20mm間隔のツインロッドである．性能評価について，井上(1998)は，塩濃度の影響が大きく，水分量も誤差を多く含むと指摘している[24)]．一方，安池ら(1999)は，円筒状のマイクロ波共振器の一部にスリットを開け，そこから漏洩する電磁波のエネルギーが周囲の地盤により吸収されることで，共振曲線のピーク値の変化を利用して水分量を求めている[25)]．設計された装置は円筒形のφ47×680mmで，周波数は1GHz付近を用いている．このプローブはボーリング孔を直接利用できるため便利で，体積含水率と共振ピーク電圧減少量の関係も1次式により高い相関で得られているが，地盤の塩分濃度の影響やボーリング孔との密着性なども検討されていない．

(3) 誘電法

誘電法は，水が他の土壌構成要素よりも高い誘電率を持つことを利用した方法であり，TDR法，FDR法，ADR法に分けられる．それぞれの測定原理および方法については次章で述べることにし，ここでは各々の研究事例についてまとめる．

TDR法(Time Domain Reflectmetry)は，Topp(1980)により開発された方法で[26)]，我が国で

は安原ら(1989)により紹介され[27)]，特にここ数年盛んに用いられている方法である．プローブの改良や多点モニタリングシステムの開発も行われている[28),29)]．

FDR法(Frequency Domain Reflectmetry)は電気パルスが土壌中のプローブを往復する際の干渉波のピーク特性を周波数領域で解析する方法で冀ら(1996)により開発された[30)]．本研究で用いるFDRは誘電率解析法・測定装置ともにこの方法である．一方，Stephen(1995)はボーリング孔挿入タイプのFDR装置を紹介している[18)]．これは，電極部スペーサーを介して円筒状に配置したもので，深度6mまでの測定が可能で，かつ地盤の塩分濃度が10g/l(10,000ppm)までは測定できると述べている．しかし，この装置での誘電率測定原理には触れられていない．

ADR法(Amplitude Domain Reflectmetry)は周波数を固定しインピーダンス領域で誘電率を求める方法であり，Gaskin and Miller(1996a,1996b)により開発された[31),32)]．我が国では，中島ら(1998)が，Gaskinらの装置を用いて数種類の試料に対するキャリブレーションについて議論している[33)]．

(4) 複素誘電法

誘電率を複素数として取り扱うことで，地盤の電気容量性を示す実数部から体積含水率を，実数部と導電による損失あるいは漏洩を示す虚数部との比から塩濃度を推定する方法である[34)]．現在，本体部φ42×L34mm，電極部φ4×57mmの4極ロッドで50MHzの周波数を利用する装置が市販されている[24)]．計測原理は，ケーシング部とロッド部でのインピーダンスの差から生じる干渉波の電圧値から実数部を，伝送入射波の電圧と干渉入射波の電圧の比から誘電率の虚数部，サーミスタの電圧値から温度を算定している．原理的には虚数部の測定値がADR法の測定値に対応している．

その他，地盤の水分量の平面的な分布を調査することのできる10MHz～10GHzの高周波パルスの伝送エネルギーを利用したGPR法(Ground-Penetrating Rader)等がある．Stephen(1995)は，いずれの誘電法も電極を挿入するタイプのものは地盤との密着性が問題であると指摘している[18)]．この課題については，電気的に地盤の特性を計測する際には常に検討すべきものである．

1.3.2 原位置における測定

安池ら(1990)はTDRを用いて，間隙率が約70～80％の関東ロームに対する測定を行っている[35)]．具体的にはφ12mm，間隔10cm，長さ20～250cmのツインロッドを用いて，鉛直水分プロファイルを10cmピッチで測定している．また，測定結果に対して中性子水分計との比較を行っており，TDRの優位性について言及している．また，冀ら(1996)は，FDRを用いて原位置で水分量の空間的なプロファイルを測定している．また，長さの異なる2本の電極を用いて特定深さでの測定を可能にしている[36)]．

1.3.3 地盤汚染度の測定手法への応用

Toppら(1988)は，塩化カリウム溶液を用いて地盤中における濃度をTDRで測定する方法を示した[37]．具体的にはTDRで得られる波形の電圧値から電気伝導度を求める原理である．つまり，間接的にTDRを複素誘電法に拡張し，誘電率を伝播速度から，誘電損率を振幅から求めている．しかし，地盤の誘電率は土中の水分量と電解質の含有量に支配されるため，従来の研究では，不飽和地盤における水分量と塩分濃度を定量的に計測するまでには及んでいない．

1.4 本研究の目的と構成

前述のような現状を鑑みて，本研究では近年注目されている計測手法の1つである誘電法に着目した．地盤の誘電特性は水分量だけでなく，地盤の温度，密度，イオン濃度等に密接に関わることから，その基礎特性を十分に把握し，そして原位置において精度良く測定することができれば，地盤の構造（含水量，間隙率，汚染度等）に関する状態量から浸透特性を正確に把握することが可能である．本研究の目的を以下に列挙する．

(1) 既存の誘電法の工学的利用に対する適用性の検討．
(2) 高周波領域で複素誘電率を連続的に測定する多点計測システムの開発．
(3) 複素誘電率装置の適用性の検討．
(4) 地盤の複素誘電特性の把握．
(5) 地盤・岩盤の浸透特性の測定手法の開発．
(6) 低透水膨潤性粘土に対する水分量・間隙率の変化に対する測定手法の開発．
(7) 飽和・不飽和地盤における汚染度の測定法の開発．

本論文の構成を図-1.1に示す．また，各章の概要を以下に述べる．

第1章では，本研究の工学的意義を述べるとともに，地盤の浸透特性を決定するパラメータを抽出し，その測定方法の現状について示した．また，本研究で注目した誘電法についての過去の研究を総括し，さらにこれらの問題点を指摘することで本研究の目的を抽出した．

第2章では，地盤の誘電特性について述べるとともに既存の誘電率測定装置であるTDR法，FDR法，ADR法の測定原理を説明し，その違いについて言及する．そして，その中からFDR法とADR法を採用し，多チャンネルで瞬時に測定するシステムに改良し，その適用性について吟味する．

第3章では，既存の誘電法とは原理が異なり，複素誘電率を周波数領域において連続的に測定することのできるFDR-V法についてその測定原理，各材質の高周波での誘電特性，適用性の検討，水溶液のイオン濃度に対する誘電特性．水分量の測定法等について論述する．本手法はロッド部を持たない同軸プローブを用いてケーシング部から直接試料に1GHz～18GHzの電磁波を加え，同軸プローブの先端での電磁波の振幅と位相の変化から反射係数により複素誘電率を測定する方法である．

第4章では，誘電法を用いて不飽和地盤の浸透特性を計測する手法の開発を目的に，室内および原位置試験法への応用について述べるとともに，有効間隙率や岩盤の水分量を測定する方法について論述する．

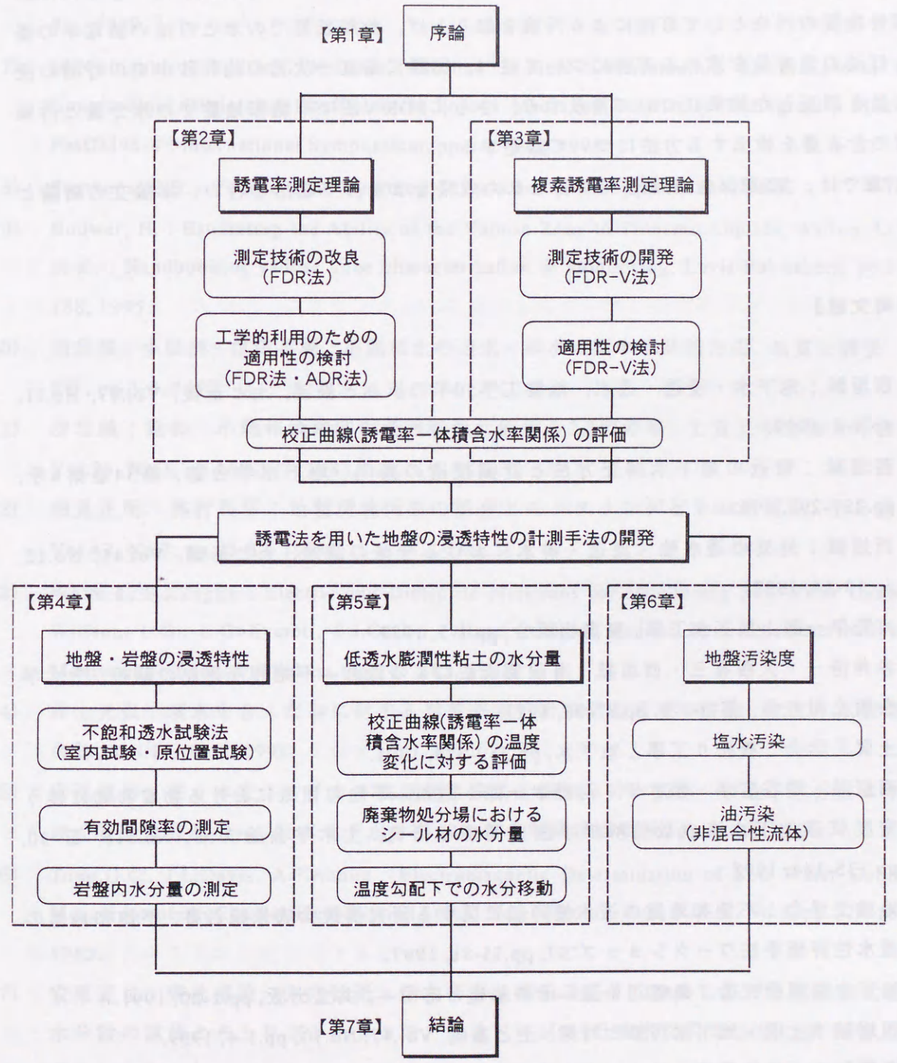


図-1.1 本研究の構成

第5章では，低透水膨潤性粘土に対する水分量の測定方法について述べ．実際の産業廃棄物最終処分場でのシール材の測定結果からその適用性について検討する．また，高レベル放射性廃棄物地層処分の際の緩衝材中の温度勾配下での微量な水分移動をFDR-V法を用いてとらえた結果について述べる．また，これら膨潤性粘土に対する間隙比の変化を考慮した不飽和浸透特性の測定手法について示す．

第6章では，地盤汚染度の測定方法として，まず塩水汚染を対象にFDR法とFDR=V法それぞれに対して，地盤の水分量と塩分濃度を測定する方法について論述する．さらに，非溶解性物質の汚染として灯油による汚染を取り上げ，飽和状態での水と灯油の誘電率の差から灯油の含有量を求める方法について述べ，実際に鉛直一次元の飽和砂中での灯油の浸透挙動を調査した結果について言及する．さらにFDR-V法で不飽和地盤での水分量と汚染物質の含有量を検出する方法について論述する．

第7章では，**第2章**から**第6章**までで得られた成果をまとめて総括を行い，本論文の結論とする．

【参考文献】

1) 西垣誠：地下水・浸透・透水，地盤工学50年の歩みと展望，土と基礎，Vol.47, No.11, pp.3-6, 1999.
2) 西垣誠：最近の地下水調査方法と計測技術の動向，地下水学会誌，第34巻第4号，pp.287-292, 1992.
3) 西垣誠：地盤の透水性・浸透・排水における今後の課題，土と基礎，Vol.45, No.12, pp.13-14, 1997.
4) 河野伊一郎：地下水工学，鹿島出版会, pp.1-5, 1989.
5) 赤井浩一・大西有三・西垣誠：有限要素法による飽和—不飽和浸透流の解析，土木学会論文報告集，第264号, pp.87-96, 1977.
6) 土質工学会：根切り工事と地下水, pp.359-374, 1991.
7) 西垣誠・菱谷智幸・橋本学・河野伊一郎：飽和—不飽和領域における物質移動に伴う密度依存地下水流の数値解析手法に関する研究，土木学会論文集，No.511，Ⅲ-30, pp.135-144, 1995.
8) 地盤工学会：不飽和地盤の透水性評価に関する研究委員会成果報告書，不飽和地盤の透水性評価手法ワークショップ'97, pp.75-81, 1997.
9) 地下水問題研究会：地盤汚染論—その基礎と応用—，共立出版, pp.2-20, 1991.
10) 西垣誠：土壌・地下水汚染と対策，土と基礎, Vol.47, No.10, pp.1-4, 1999.
11) 嘉門雅史：地盤環境・リサイクル技術，土と基礎, Vol.47, No.10, pp.74-77, 1999.
12) 嘉門雅史：廃棄物埋立処分場の構造基準について，廃棄物学会誌，Vol.10, No.2, pp.147-155, 1999.
13) 高橋美昭・出口朗・櫨田吉造：高レベル放射性廃棄物処分場の概念設計，土と基礎, Vol.46, No.10, pp.7-9, 1999.
14) 青木謙治：ニューフロンティアへの挑戦，土と基礎, Vol.47, No.11, pp.78-81, 1999.
15) 中川加明一郎・駒田広也・宮下国一郎・村田満：岩盤内圧縮空気貯蔵空洞からの漏気防止条件，土木学会論文集，第370号，Ⅲ-5, 1986.
16) 西垣誠：地下水の塩水化の挙動の予測，日本地下水学会1999年秋期講演会概要集別冊, 8p., 1999.
17) M.Nishigaki, T.Sudinda, M.Inoue, I.Kohno : Field Determination of Transverse and Longitudinal Dispersion Coefficient in Porous Media by Resistivity Tomography Method, FMGM95-4th International Sympossium, pp.535-542, 1995.
18) Stephens, D.B. : Vadose Zone Hydrology, Lewis Publishers, pp.217-234, 1995.
19) Bouwer, H. : Estimating the Ability of the Vadose Zone to Transmit Liquids, Wilson, L. G., et al. : Handbook of vadose zone characterization & monitoring, Levis Publishers, pp.177-188, 1995.
20) 西垣誠・小松満・横田英嗣：不飽和土の透水・排水に関する試験方法，地質と調査，第2号, pp.3-8, 1997.
21) 西垣誠：飽和・不飽和領域内の浸透特性に関する2,3の考察，土質工学会論文報告集, Vol.23, No.3, pp.165-177, 1983.
22) 細見正明・奥村興平：地盤環境汚染の調査とモニタリングとその問題点，土と基礎, Vol.42, No.7, pp.73-80, 1994.
23) White I., S.J.Zeglin : Electric and Dielectric Methodos for Monitoring Soil-Water Content, Willson, L.G., L.G>Everett, S.J.Cullen : Hand book of Vadose Zone Characterization & Monitoring : Lewis Publishers, pp.343-385, 1995.
24) 井上光弘：塩水を含んだ砂に対する誘電率水分計の測定精度の評価，水文・水資源学会誌, Vol.11, No.6, 1998.
25) 安池慎治・佐々木宏：マイクロ波空洞共振式土壌水分計の制作—中性子水分計よりも速く安全な計測法—，日本地下水学会1999年春期講演会要旨, pp.48-51, 1999.
26) Topp,G.C., J.L.Davis, A.P.Annan : Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resour. Res., Vol.16, No.3,* pp.574-582, 1980.
27) 安原正也・安池慎治・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美：TDR法に基づく電磁波式土壌水分計の試作とキャリブレーション，ハイドロジー(日本水文科学会誌)，第19巻，第2号, 1989.
28) 堀野治彦・丸山利輔：3線式プローブによる土壌水分のTDR計測，農業土木学会論文

集, No.168, pp.119-120, 1993.

29) 田瀬則雄・近藤昭彦・坂元英紀・田中勝・坪谷太郎・横山勇一郎：TDR法による土壌水分量の自動連続測定システムの開発, 日本水文科学会誌, 第26巻, 第1号, pp.35-40, 1996.

30) 冀北平・三野徹・赤江剛夫・長堀金造：FDR法による土壌誘電率測定と特定深さの土壌水分測定, 農業土木学会論文集, No.182, pp.25-30,1996.

31) Gaskin,G.J. and J.D.Millker : Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring tequnique, *J. Agric. Eng. Res.*, No.63, pp.153-160, 1996.

32) Miller J.D. and G.J.Gaskin : The development and application of the ThetaProbe soil water sensor, *MLURI Technical Note, Macaulay Land Use Research Institute, Aberdeen, U.K.*, p.14, 1996.

33) 中島誠・井上光弘・澤田和男・クリスニコル：ADR法による土壌水分量の測定とキャリブレーション, 地下水学会誌, 第40巻第4号, pp.509-519, 1998.

34) 西垣誠・小松満・熊本創・二宮功：誘電率計測法を用いた地盤塩水汚染度のモニタリング手法, 土と基礎, No.47-10, pp.17-20, 1999.

35) 安池慎治・安原正也・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美：TDR法に基づく電磁波式土壌水分計の関東ロームへの適用, ハイドロジー(日本水文科学会誌), 第20巻, 第3号, 1990.

36) 冀北平・三野徹・赤江剛夫・長堀金造：FDR法による現地土壌水分の測定, 農業土木学会論文集, No.182, pp.31-38,1996.

37) Topp,G.C. M.Yanuka, W.D.Zebchuk, S. Zegelin : Determination of Electrical Conductivity Soil and Water Experiments in Coaxial Lines, *Water Resour. Res., Vol.24, No.7*, pp.945-952, 1988.

第2章　誘電率測定技術の地盤工学的利用に関する適用性の検討

2.1　概説

従来の土中水分計測法としては中性子やガンマ線を利用したRI(ラジオ・アイソトープ)法[1),2)]や電気抵抗法[3)]等が用いられてきたが，装置が大がかりで，線源の強度の規制や定期的な校正が必要である等の問題がある．一方，近年注目されている誘電率計測法は，高周波(1MHz～1GHz)を用いて地盤の比誘電率を測定して直接体積含水率に変換する技術であり，校正が簡易であることや測定装置がコンパクトである等の利点がある．

この誘電率計測法には，TDR法(Time Domain Reflectometry)[4)]，FDR法(Frequency Domain Reflectometry)[5),6)]，ADR法(Amplitude Domain Reflectometry)[7)～9)]等がある．これらの問題点としては，センサーであるプローブの構造に様々な改良を要することや，高水分領域での測定精度の低下，あるいは，土質の違いによる誘電特性の変化等があるが，地盤内の水分量の変化をダイレクトにモニタリングする方法としては非常に簡便な方法である．現在，これらの改善・調査のために様々な研究がなされている．

本章では，これら誘電率計測法のうち周波数領域で比誘電率を解析するFDR法と，インピーダンス応答を利用したADR法を採用し，工学的利用に関する適用性の検討を行う．FDR法は，マイクロ波のアンテナ調整用の測定機器類を利用するものであり，1本の電極で比較的高精度の測定が可能で，正確な測定座標が得られることが特徴である．

2.2　誘電率測定理論

2.2.1　地盤の誘電特性[10),11)]

誘電体(dielectrics)とは，物理的には電導電子を持たない絶縁体的電子構造を持ち，電界を加えると誘電分極を発生する固体，液体，気体物質の総称である．誘電体は電気・電子工学分野での材料として導体，半導体，磁性体などと並んで重要な地位を占め，主として誘電率が大きいことを利用したコンデンサ材料と絶縁抵抗の高いことを利用した電気絶縁材料(insulating materials)として用いられる．

原子を電界中に置くと，正電荷(原子核)の中心と負電荷(電子)の中心とが相対的にずれて電子分極による双極子能率ができる．誘電体の誘電率の大きさはその分極の大きさによって定まる．分極の形成に時間的遅れがある場合には，交番電界のもとでは分極の位相遅れとなり，誘電損といわれる電力損失を生じる．つまり，このような損失が生じることから，誘電率は複素数，すなわち複素誘電率として取り扱われる．分極は，誘電体内の原子や分子を構成する正および負電荷が，電界によって相対位置のずれを生じる結果形成され

るものであるから，分極機構は物質の分子構造や分子運動などと深い関係がある．すなわち，誘電率は誘電体の巨視的性質，複素誘電率は微視的な原子や電子のふるまいを反映している．したがって，誘電率や複素誘電率などの誘電的性質が電界の強さ，周波数，温度などによってどのように変化するかを知ることは，工学上きわめて大切であるばかりでなく，物性の研究にも役立つところが大きいとされており，土壌に対しても農学分野を中心に行われてきた．

誘電率とは，単位電界のもとで単位体積中に蓄えられる静電エネルギーの大きさを示す量である．通常，誘電法で測定される誘電率は，比誘電率のことであり，次式のように誘電体の誘電率(ε)と真空での誘電率(ε_0=8.855×10^{-12}F/m)との比で表される．

$$\varepsilon_r = \varepsilon / \varepsilon_0 \tag{2.1}$$

したがって，誘電体の比誘電率は常に1よりも大きい．

土粒子を構成する鉱物粒子の比誘電率は5～9程度で乾燥した土壌の比誘電率は固相率を考慮すると3～5程度の値をとる．液状水の誘電率は水分子の構造による相極子モーメントのため，他の物質に比べて著しく大きく，約80.4(20℃)である．したがって，地盤の見かけの誘電率は含水率に大きく左右されると言える．

物質の比誘電率は空間に関連するある電場の影響における分極の潜在能力である．また，物質の複素誘電率ε^*は次式で表される．

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - j(\varepsilon'' + \sigma_{dc} / \omega\varepsilon_0) \tag{2.2}$$

ここで，　ε', ε''：ε^*の実数部，虚数部，σ_{dc}：直流導電率，ω：角周波数 (rad/sec)，ε_0：真空中の誘電率．

式(2.2)中の第1項，第2項はそれぞれ物質中に伝播する電磁波の誘電と導電損失である．この損失角δをタンジェントすると，

$$\tan\delta = \frac{\varepsilon'' + \sigma_{dc} / \omega\varepsilon_0}{\varepsilon'} \tag{2.3}$$

となる．

地盤の誘電率は通常，砂よりも粘土，また含水率と塩分濃度の増加とともに損失が大きくなる．そして，水のε^*と$\tan\delta$も同波数の反射強度によって変化する．しかしながら，1MHz-1GHzの範囲内の同波数では，ε'がほぼ一定で，$\tan\delta$も非常に小さい($\delta \rightarrow 0$)と言われている[4]．すなわち，この間の電磁波を用いて地盤の誘電率を測定すると，その誘電率の変化値は地盤の体積含水率だけと関係があり，電磁波の発射強度による誘電率の変化がほぼ無視できるようになる．つまり，誘電損失の小さい場合には，複素誘電率は誘電率実数部として処理できるから，物質の比誘電率を誘電率実数部ε'として差し支えない．

$$\varepsilon_r = \varepsilon' \tag{2.4}$$

電磁波による土壌水分測定の実用化はToppら(1980)によって確立された[4]．Toppらは1MHz～1GHzの範囲内の周波数における土壌の誘電率が土壌の性質，構造と多少の塩分含量にあまり影響されなく，主に土壌の体積含水率θに依存されると指摘した．

2.2.2　高周波を用いた誘電率の測定理論 [4),10),12)]

電磁気学的に，ある複素誘電率ε^*を持つ媒体中に置かれた導体を伝わる電気現象の速度は次のようになる．

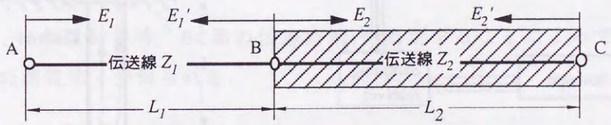
$$v = \frac{C_0}{\left\{\varepsilon'(1+\tan^2\delta)^{1/2}/2\right\}^{1/2}} \tag{2.5}$$

ここで，$\tan\delta$は式(2.3)で与えられる．また，C_0は真空中の光の速さ(3.0×10^{8}m/s)，ε'は複素誘電率実数部である．ここで，1MHz-1GHzの範囲内の同波数では，ε'がほぼ一定で，$\tan\delta$も非常に小さい($\delta \rightarrow 0$)ことを考慮すると，式(2.5)は次式のように表される．

$$v = \frac{C_0}{\sqrt{\varepsilon}} \tag{2.6}$$

したがって，媒体中に置かれた導体を伝わる電気現象の速度はその媒体の持つ誘電率によって決定されることが分かる．また，電送線の特性インピーダンスは誘電率から求まる値である．

$$Z = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon}} \tag{2.7}$$



図－2.1　電送線の境界模式図 [10)]

次に図-2.1のように2つの異なる特性インピーダンスを持つ電送線が接続されている場合の境界における電気現象について考える．2つの電送線をつないだ時，その接続条件として，この境界の前後で電流及び電圧が等しくならなければならない．この条件を満たすには，反射波が発生すると考えればよい．この時，2つの電送線の特性インピーダンスをそれぞれZ_1，Z_2とすると電圧の反射係数αは次のように表される．

$$\alpha = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \tag{2.8}$$

この時，透過係数は(1-α)となる．

実際に，図-2.1中のAB間とBC間は信号供給ケーブルと地盤中に挿入する電極の部分に

相当する．ここで，AB間は同軸ケーブルであるから，その中の電磁波の伝播速度は真空中と同じであると考えられる．BC間の電極における電磁波の伝播速度は上述のように周辺の土壌の含水率によって変わる．つまり，電磁波の入，反射波は集中的に土壌の境界面のB点と電極末端のC点で発生する．

誘電法による測定は，信号供給ケーブルと測定電極のインピーダンスの差により電極の入り口での反射波と電極への侵入波のエネルギーの振り分けが決まる．現在使用されているシステムでは，信号供給系とスペクトル測定系のインピーダンスはそのほとんどが50Ωに固定されている．したがって，電極部分のインピーダンスが50Ωあるいはその他から著しく外れる場合には，FDR法による測定が困難となる．

2.3 既存の地盤誘電率測定法(同軸プローブ法)

2.3.1 TDR法 (Time-Domain Reflectometry) [4),13),14)]

TDR法は時間領域で電気パルスの電圧変化をとらえる技術を利用したものであり，電磁波(パルス)が土壌中の電極を進む速さを測定し，その速さから見かけの誘電率を求める方法である．測定原理を以下に記す．

図-2.2にTDRシステムの概略図，図-2.3に出力結果概略図を示す．基本的にパルス発生

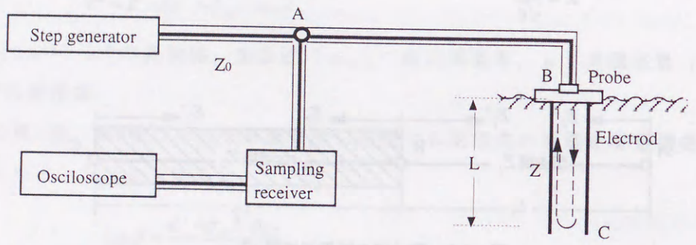


図-2.2 TDR法測定システム概略図 [13)]

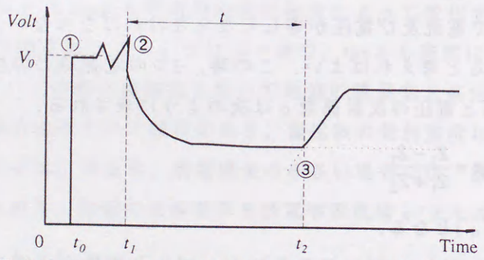


図-2.3 TDR法測定結果概略図（オシロスコープ出力結果）[14)]

装置，電磁波のサンプリングレシーバー，オシロスコープ及び2本の電極とコネクターから成るプローブから構成される．図-2.2に示すオシロスコープから得られる時間と電圧の関係のグラフの形状からプローブを通過した時間を求め，誘電率を計算する．具体的には，図-2.2において，パルス発生器から出力されたステップパルスは，まずA点を通過する．この時点は，図-2.3のグラフでは①の点に対応している．B点に到達したパルスはここで，B,C間のケーブル内に異なるインピーダンスZを持つ地盤があると，一部は反射し発生器に戻っていく．この戻っていく反射波がA点に到達したときに示す挙動が②である．したがって，t_1-t_0はA→B→Aとパルスが移動した時間である．

B点で反射せずに通過した残りのパルスはC点まで到達し，ここで放射による損失がなければ同じ位相で完全反射して戻ってくる．この反射波がB点まで戻るとここで一部が反射し，残りはA点へと戻っていく．したがってt_2-t_1はB→C→Bと伝達した時間であると考えられる．

B→C→Bと伝達した電磁波の速さはその伝達時間をt，BC間の距離をLとすると次式で示される．

$$v=\frac{2L}{t} \tag{2.9}$$

土中の電磁波の速さは式(2.6)で表せるから，式(2.6),(2.9)より誘電率は次式で表される．

$$\varepsilon=\left(\frac{C_0 t}{2L}\right)^2 \tag{2.10}$$

ここで，　t：プローブの伝達時間 (sec)，L：プローブの長さ (cm)，C_0：真空中での電磁波の速さ (=3×10^{10}cm/sec)．

したがって，Lが既知の時，BC間の伝達時間tを測定することによって空気中における物質の見かけの誘電率 ε が得られる．

2.3.2 FDR法 (Frequency Domain Reflectometry) [5),6),10)]

三野・冀ら(1996)はTDR法と原理的には同じ誘電率の測定に基づくが，周波数領域におけるインピーダンス応答を利用したFDR法を開発した[5)]．TDR法，後に説明するFDR-V法と比較するためにFDR法を用いた誘電率測定原理を以下に示す．

物質内の電磁波の伝播速度はその物質の比誘電率と次のような関係がある．

$$C=\frac{C_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \tag{2.11}$$

ここで，ε_r：物質の比誘電率，C：比誘電率ε_rの物質内の電磁波の伝播速度(m/s)，C_0：真空中の光の速度(3×10^8 m/s)．

FDR測定システムの概略図を図-2.4に示す．A点の発信器(Tracking Generator)から出力された電磁波は電送線に沿ってB点に達する．BC間が異なるインピーダンスを持つ場合，電

磁波の一部はB点で反射する(反射波B)．B点を通過した電磁波はC点に達し，ここで放射による損失がなければ)同じ位相で完全反射して戻ってくる(反射波C)．反射波Cは反射波Bと合成され方向性結合器を経てD点の受信器(Spectrum Analyzer)で観測される．

この時，入力波は広帯域の電磁波であるから，反射波の電圧も広帯域の周波数に対して測定される．この反射波の電圧はB点における反射と屈折の割合と，反射波Bと反射波Cの位相のズレによって干渉が起こっているため，それぞれの周波数に対して異なる電圧を示すことになる．この波形は周期的にピークが現れ，その周期はBC間の電磁波の速さ(BC間の誘電率)によって異なる．したがって，このピーク間隔を測定することで誘電率が測定できるという方法である．

入力端での反射波Bと試料中ロッド先端での反射波Cの時間遅れtは，試料内の電磁波の伝播速度Cを用いて次式のように表される．

$$t = \frac{2L}{C} \tag{2.12}$$

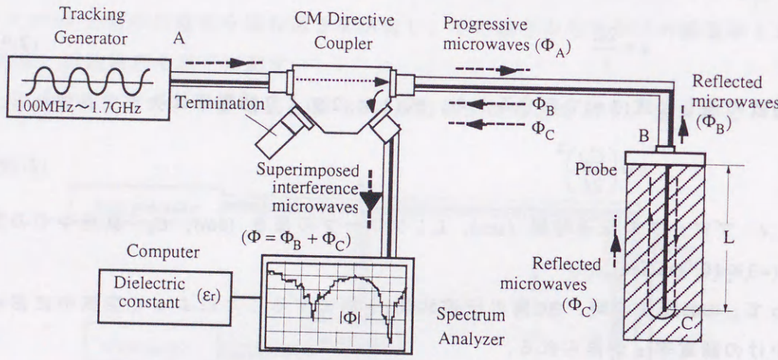


図-2.4　FDR測定システム構成概略図（一部修正）

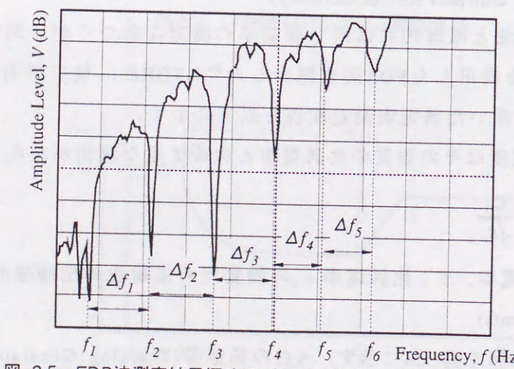


図-2.5　FDR法測定結果概略図（スペクトラムアナライザー出力結果）

ここで，L：ロッドの長さ(cm)．

今，信号の角周波数をωとし，同軸ケーブルとロッドの結合部分の反射波をΦ_A，ロッド端部からの反射波が同軸ケーブルに返ってきた成分をΦ_Bとすると，Φ_BはΦ_Aより，ロッドを信号が往復するのに必要な時間tだけ位相が遅れるから，それぞれ次式のように表される．

$$\Phi_A = A \cdot \exp(j\omega\tau) \tag{2.13}$$

$$\Phi_B = B \cdot \exp(j\omega\tau - t) \tag{2.14}$$

したがって，両者の合成波は以下のように表される．

$$\Phi = \Phi_A + \Phi_B = A \cdot \exp(j\omega\tau) + B \cdot \exp(j\omega\tau - t) \tag{2.15}$$

測定される電圧はΦの絶対値に比例するから，$|\Phi|$を求めると次のようになる．

$$|\Phi| = A \cdot \left\{1 + \left(\frac{B}{A}\right)^2 + 2\left(\frac{B}{A}\right) \cdot \mathrm{Re}\left[\exp(-j\omega t)\right]\right\}^{\frac{1}{2}} = A \cdot \left\{1 + \left(\frac{B}{A}\right)^2 + 2\left(\frac{B}{A}\right) \cdot \cos(-j\omega t)\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{2.16}$$

また，信号の角周波数を普通の周波数で表すと，両者は次のような関数で結ばれる．

$$\omega = 2\pi f \tag{2.17}$$

同軸ケーブル内の反射波の測定値は$|\Phi|$で表されるから，式(2.15)で示すように，2つの反射波の干渉の結果，反射波のスペクトルは一定の周期間隔で山と谷が現れることになる．山と山，あるいは谷と谷の周期をΔfとおくと，

$$2\pi\Delta f \cdot t = 2\pi$$
$$\therefore\ t = \frac{1}{\Delta f} \tag{2.18}$$

これと式(2.12)より，

$$\Delta f = \frac{C}{2L} \tag{2.19}$$

さらに式(2.11)より，

$$\varepsilon = \left(\frac{C_0}{2L \cdot \Delta f}\right)^2 \tag{2.20}$$

ここで，ε：物質の比誘電率，C_0：真空中の光の速さ($C_0 = 3.0 \times 10^8$)(m/sec)，L：電極ロッドの長さ(m)，Δf：反射波のスペクトルにおけるピーク間隔の周期 (Hz)．

したがって，既知長の電極ロッドを用いて，反射波のスペクトルにおけるピーク間隔を測定することで，式(2.20)式より試料の見かけの比誘電率εが求まる．

図-2.5にスペクトラムアナライザーの出力結果の例を示す．ここで，測定の対象となるピークはf_1～f_6までの6点であり，周波数間隔はΔf_1～Δf_5の5個である．したがって，この場合，式(2.20)のΔfはこのΔf_1～Δf_6の平均値となる．

ここで，TDR法とFDR法の違いについて，測定器であるオシロスコープとスペクトラムアナライザの出力例の関係から述べる[12]．

正弦波信号についてオシロスコープとスペクトラムアナライザでは図-2.6のように測定される．スペクトラムアナライザは各々の周波数成分の実効電力を表示するのに対して，オシロスコープは，f_1, f_2, f_3のベクトル合成和f_0として検出される．通常，TDR法では1回の測定においては周波数を固定しているので，単一波形のみの出力である．したがって，スペクトラムアナライザの表示は，高周波信号の位相がどう変化しようと常に同じ波形が得られるのに対し，オシロスコープの表示波形は高周波信号の位相関係によって様々に変化するのである．

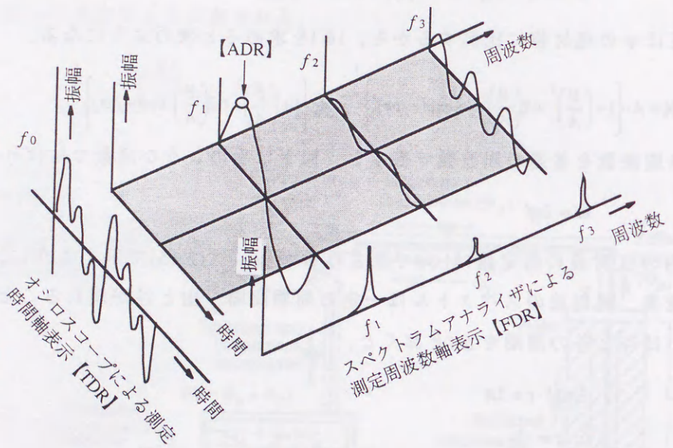


図-2.6　時間軸表示と周波数軸表示[12]（一部加筆）

2.3.3　ADR法（Amplitude-Domain Reflectometry）[7)~9)]

ADR法は，FDR法が周波数領域で測定する方法であるのに対して，その周波数を固定して，電圧を測定することで誘電率を求める方法であり，Gaskinら(1996)により開発された[7)]．この方法は単に電圧の出力だけであり，パルス発信器が非常に小さくてすむことから，図-2.7のようなプローブに発信器，受信器を埋め込んだコンパクトな装置が市販されている．このセンサープローブは，100MHzに固定された周波数において，電圧による定在波の振幅の変化から誘電率を測定するものである．本体内部には，100MHzのシヌソイド発信器，同軸伝送線区域および測定電子回路を内蔵している．

ADR法は，誘電率の測定方法によってTDR法，FDR法と区別される．ADR法による土壌水分量測定では，高周波の電気パルスが土壌中のプローブを通過して往復する際のセンサープローブ内の伝送線区域におけるインピーダンス(Z)を測定し，ε-θの関係からθを求

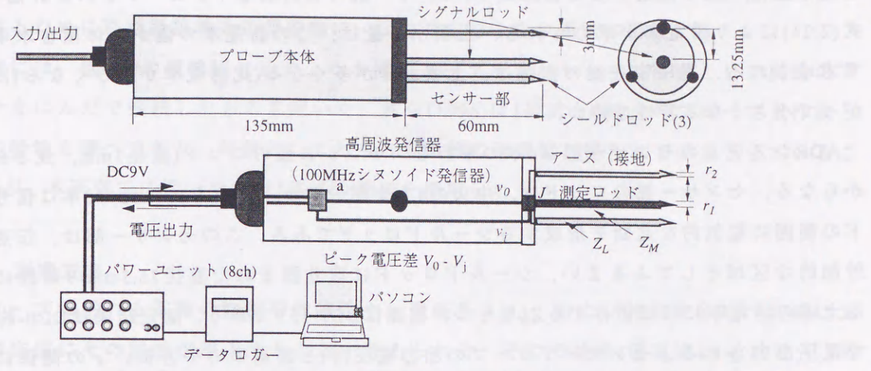


図-2.7　ADR測定システム概要図

める．同軸の伝送線におけるインピーダンスは，その物理的寸法と絶縁物質(地盤)の誘電率(ε)に依存し，次式で表される．

$$Z=\frac{60}{\sqrt{\varepsilon}}\left(F\cdot\frac{r_2}{r_1}\right) \tag{2.21}$$

ここで，r_1とr_2は信号電極と遮断電極の半径であり，Fは形状因子である．

発信器の信号は，センサープローブの中を伝送線に沿って伝播し，センサー部のZが本体部の同軸伝送線におけるインピーダンスと異なる場合には，ある大きさの信号が信号ロッドと伝送線の接続部(J)から反射されて戻ってくる．伝送線のインピーダンスがZ_L，土壌マトリックス中におけるプローブのインピーダンスがZ_Mであるならば，反射係数は式(23.22)により表される．

$$\rho=\left(\frac{Z_M-Z_L}{Z_M+Z_L}\right) \tag{2.22}$$

つまり，反射係数は，入射波と反射波が干渉して生じる電圧定在波の原因である入射信号，すなわち送電線の長さに沿った電圧の振幅に干渉される．伝送線の初期のピーク電圧(v_0)および接続部Jでのピーク電圧(v_j)が，

$$\left.\begin{aligned} v_0&=a(1-\rho)\\ v_j&=a(1+\rho)\end{aligned}\right\} \tag{2.23}$$

となるように設計されているため，振幅の差は次のようになる．

$$\begin{aligned} v_j-v_0&=a(1+\rho)-a(1-\rho)\\ &=2a\rho\\ &=2a\left(\frac{Z_M-Z_L}{Z_M+Z_L}\right)\end{aligned} \tag{2.24}$$

ここで，aは発信器出力における電圧の振幅である．

この振幅の差を測定することにより，センサー部の相対的なインピーダンスが評価され，式(2.21)により誘電率が求められる．土壌水分量は，この誘電率の値から体積含水率として求められる．電圧定在波の振幅は，土壌水分が多くなる(比誘電率が大きくなる)にしたがって小さくなる特性を持つ．

ADRシステムのセンサー部は4本の平行なステンレス製のロッド(直径3mm，長さ60mm)からなる．センサー部のロッドは，中央の1本が信号ロッドであり，外側の3本は信号ロッドの周囲に電気的な遮断を形成するシールドロッドである．このセンサー部は，伝送線の付加的な区域としてふるまい，シールドロッドに取り囲まれた直径26.5mmの範囲における土壌の誘電率にほぼ依存するZ_Mをもつ．電源はDC7-15Vであり，測定結果はDC0-約1.2Vで電圧出力される．センサープローブの出力電圧(V)と誘電率の平方根$\sqrt{\varepsilon}$の関係については，0.0～1.0Vの範囲において次の5次多項式で表される．

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + 6.19V - 9.72V^2 + 24.35V^3 - 30.84V^4 + 14.73V^5 \qquad (2.25)$$

したがって，$\sqrt{\varepsilon}$とθの関係がわかれば，θを求めることができる．θと$\sqrt{\varepsilon}$の間にはWhalley(1993)によって直線関係があることが示されている[15]．$\sqrt{\varepsilon}$とθの関係を1次式にて近似すると以下の式になる．

$$\sqrt{\varepsilon} = a_0 + a_1 \cdot \theta \qquad (2.26)$$

この方法の利点は，受信器までのケーブルがないことから，ノイズの影響を受けにくく，深い位置に埋設することが可能である点にある．しかし，プローブが比較的大きいので，短いピッチで正確な計測座標が必要な室内試験に用いる場合には不適である．

2.4 FDR装置の改良

2.4.1 装置構成

FDR装置は基本的にトラッキングジェネレータ(以下TG)，スペクトラムアナライザー(以下SA)，方向性結合器，電極(アンテナ)と接続装置のプローブから構成されている．これらの機器は同軸型ケーブルで接続されている．**図-2.8**に本研究で使用したFDR装置の概略図を示す．三野・冀ら(1996)が使用したシステム[5),6)]に多点測定が可能な20chのリモートスイッチングユニットを追加した．本システムではSAにTGが内蔵されており，従来よりコンパクトになっている．また，SAをパソコンとGP-IB接続することで，自動的にSAの各パラメータを設定してデータを収集し，誘電率を解析することが可能である．

方向性結合器は，主同軸線路と副同軸線路からなり，主同軸線路に流れる電磁波の電力レベル(振幅)を前進波と反射波に分けて副同軸線路から取り出すことができる．使用できる周波数範囲は従来と同じ100kHz～1.7GHzであり，終端抵抗器の特性インピーダンスは50Ωである．本器の主同軸線路の一端を空中線または疑似負荷(試料)に接続し，次に副同軸

線路の一端に終端抵抗器(50Ω)を他端に電圧測定器を接続する．FDR法の場合，反射波を測定するために終端抵抗器を送信器側に，出力測定器を空中線側に接続する．

電極には，**図-2.9**の概略図に示すような同軸ケーブルコネクターに電極として真鍮のアンテナをはんだで接続したものを用いた．冀ら(1996)は1線式と3線式のプローブを作成してその特性を調べており，結論としてどちらも同等の測定値が得られているとしていることから[5)]，本研究では扱いやすい1本式の電極を採用した．

2.4.2 測定方法

プローブに用いる電極の幾何学的特性や，電極長さ(L)，および計測機器等の誤差により，測定値にその誤差が混入することが考えられる．そこで純水(誘電率80.4(20℃))，あるいはアセトン(誘電率20.4)から誤差補正係数(k)を用いて誤差を補正する．その換算式を式(2.27)に示す．

$$\varepsilon = k \cdot \varepsilon_c = k\left(\frac{C_0}{2L \cdot \Delta f_c}\right) \qquad (2.27)$$

ここで，ε_c：校正用試料の誘電率(純水80.4(20℃)，アセトン20.4)，Δf_c：校正用試料に対する測定周波数差(Hz)，C_0：真空中の光の速さ(=3×10^8 m/sec)，L：電極長さ(m)

この方法で校正した後，得られた各材質に対する測定スペクトルを**図-2.10(a)～(f)**，結果を**表-2.1**にまとめる．なお，校正材料には純水を用いた．

ここで，アセトンの測定値は19.1と多少小さく見積もられている．これは純水で校正した場合，高誘電率値での補正となるため，低誘電率値の測定には，誤差の割合が大きくなるためであると考えられる．そこで，測定の対象とする誘電率値が低い場合には，アセトンによる校正を行うことでより高い精度で測定が可能である．また，FDR法を用いて地盤の油による汚染度を測定する際の基礎となる灯油とガソリンの測定スペクトルを示す．誘電率が1.7～2.0と乾燥土や空気の誘電率とほぼ同等であり，またピーク電力レベルにも大差は見られなかった．なお，地盤の油汚染度の測定に対する考察は**第6章**で行う．

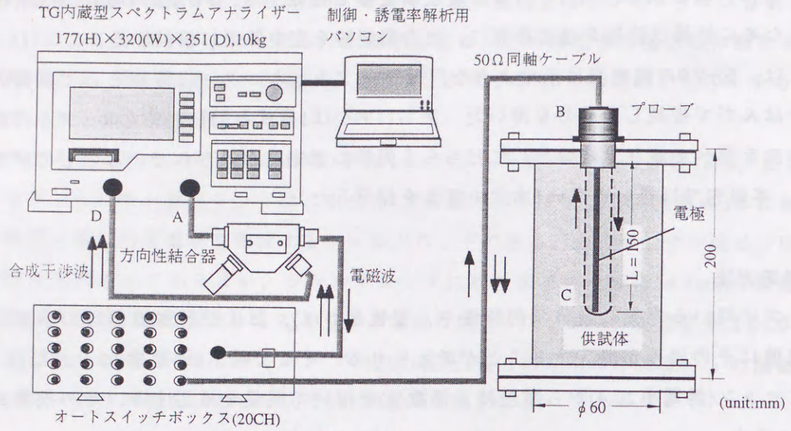


図-2.8　FDRシステム概要図

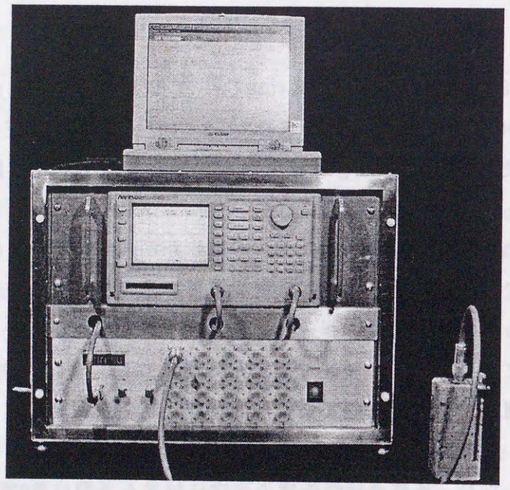


写真-2.1　FDRシステム

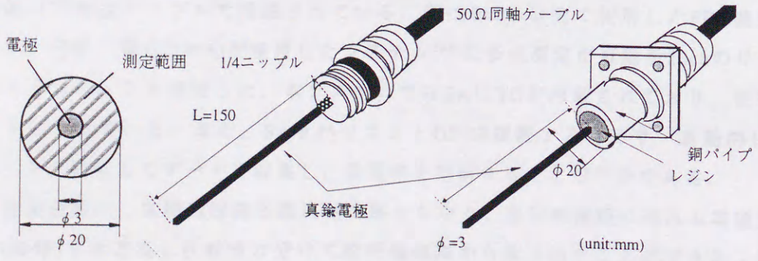


図-2.9　FDRプローブ（電極部）

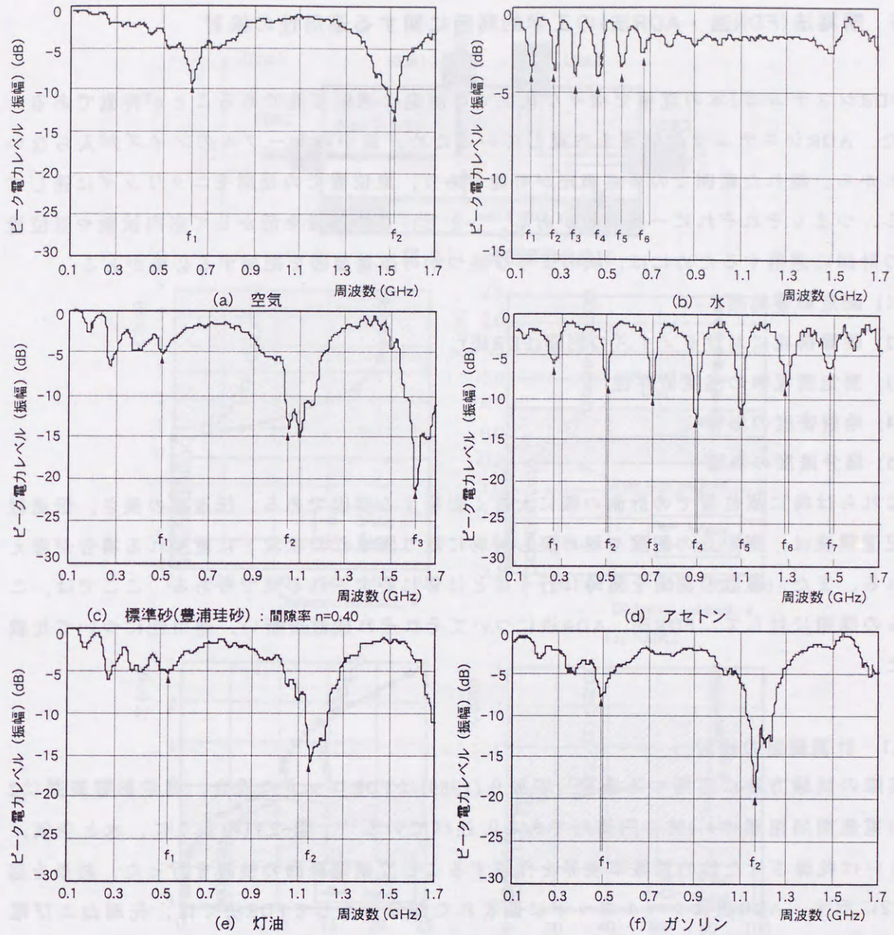


図-2.10　各材質の測定スペクトル

表-2.1　各材質の誘電率測定結果（20℃）

ε=k(C/2LΔf)，C=3.0×10⁸m/sec，L=0.15m，k=0.778（水による校正）											
物質	ピーク周波数 (MHz)							平均ピーク周波数差 Δf (MHz)	標準誤差 ±σ	誘電率	
	ピーク周波数間隔 (MHz)									ε	√ε
	f_1	f_2	f_3	f_4	f_5	f_6	f_7				
水	174	276	369	471	574	666		98.4	5.4	80.4	8.96
		102	93	102	103	92					
空気	622	1508						886.0	0.0	1.0	1.00
		886									
標準砂	500	1050	1610					555.0	7.1	2.5	1.59
		550	560								
アセトン	270	500	705	897	1092	1294	1482	202.0	15.1	19.1	4.37
		230	205	192	195	202	188				
灯油	529	1153						624.0	0.0	2.0	1.41
		624									
ガソリン	494	1169						675.0	0.0	1.7	1.31
		675									

2.5 誘電法(FDR法・ADR法)の工学的利用に関する適用性の検討

FDRシステムは1本の電極で様々な状況での測定に適用可能であることが特徴である．また，ADRシステムは発信源を内蔵しているため，途中のケーブルのノイズが入らないことから，離れた範囲での多点測定が可能であり，原位置での長期モニタリングに適している．つまりそれぞれに一長一短がある．しかし，この特徴を活かして室内試験や原位置での計測に適用するためには，次のような幾つかの誤差要因を把握する必要がある．

(1) 測定影響範囲
(2) 装置構成におけるノイズの影響(FDR法)
(3) 測定誘電率の温度依存性
(4) 地盤密度の影響
(5) 塩分濃度の影響

これらは特に原位置での計測の際に大きく影響する要因である．伝送線の長さ，伝送線の配置環境は，測定点の配置や埋め戻し材料に取り囲まれた状況下に置かれる場合が考えられる．また，複数の測定を同時に行うことは常に要求される点でもある．ここでは，これらの課題に対して，FDR法，ADR法についてそれぞれ検討を行い，適用性について比較した．

2.5.1 計測範囲の検討

実際の試験方法に応用する場合，安原ら(1989)はTDRロッドの場合，測定影響範囲は2本の電極間隔距離の1.4倍の円筒形であると述べている[16]．図-2.11のように，水と空気，あるいは乾燥させた砂の誘電率境界を作成することで測定範囲の検討を行った．結果を図-2.12に示す．ADR法はシールロッドに囲まれた部分，そしてFDR法では，先端および電極軸方向とも20mmの範囲で影響がみられた．いずれも局所的でシール部分に囲まれた部分である．

2.5.2 装置構成におけるノイズの影響(FDR法)

(1) ケーブル長の影響

FDR法は，ADR法とは異なり，電磁波の発信源とセンサープローブおよびレシーバーを伝送線で接続しているため，これらが離れているほどノイズが混入する．このことはTDR法でも同じである．ケーブル長の限度に対しては，田瀬(1996)が波形の減衰のため同軸ケーブルでは50mが限界であると述べている[17]．特に原位置に埋設する場合，ケーブル環境が変化することが考えられるため，その影響度は重要である．そこで，1mと50mの2種類のケーブルを用いて，水に対する測定を実施した．測定は，TGのノーマライズを施した場合としない場合の2通りについて検討した．

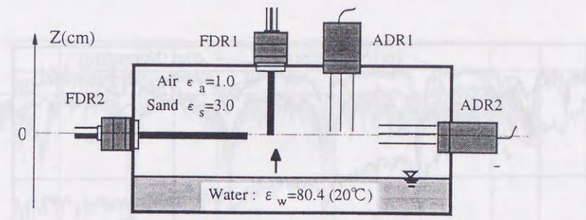


図-2.11 測定範囲の検討

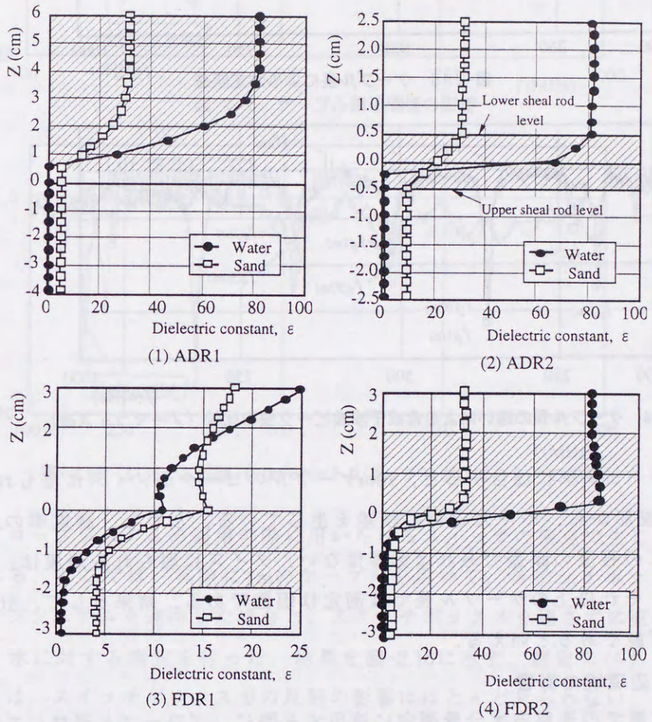


図-2.12 測定影響範囲

TGのノーマライズ機能は，発信源から測定プローブまでで生じる損失をキャンセルし，被測定物質の相対的な特性を把握することを可能にする機能である．

図-2.13に測定結果を示す．TGのノーマライズを一切行わない場合，ピーク周波数はほぼ同じ値を示しているが，信号レベルに関しては，ケーブルが長くなるほど，そのレベルの低下が生じている．これは，ケーブルでの信号レベルの損失が現れた結果である．しかし，TGのノーマライズを行った場合，ケーブルでの損失はほとんどキャンセルされ，ほぼ同じ様なピーク特性を示している．しかし，図-2.14をみると，ノーマライズを行った場合でも，1mケーブルに比べて50mケーブルでは，得られる波形に細かなノイズが生じて

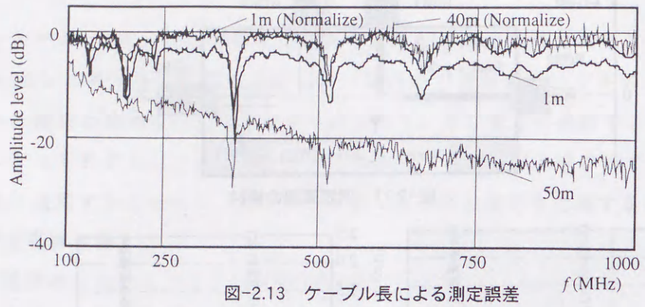


図-2.13　ケーブル長による測定誤差

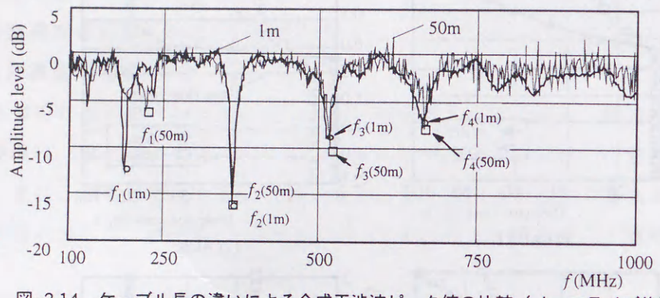


図-2.14　ケーブル長の違いによる合成干渉波ピーク値の比較（ノーマライズ後）

いる．さらに第一ピークに注目すると，50mケーブルのピークがノイズに埋もれてしまい，1mケーブルの波形から，やや大きめの誤差を生じている．しかし，誘電率の大きな物質については，この程度の誤差であれば影響はない．ノイズに埋もれる現象は，50mで顕著に現れるため，それ以上のケーブル長では測定は困難である．結果として，50m以内であれば，測定が可能であるといえる．

(2) ケーブル周辺環境の影響

FDR法を原位置での地盤内水分量測定に適用する際に，プローブと連結しているケーブルは，必然的に地盤内への埋め戻しを余儀なくされる．したがって，測定時のケーブル周辺環境の影響の検討が非常に重要になってくる．ここでは，40mのケーブルを用いて，ケーブル全体が水に浸かった状態と，そうでない状態で水の測定を行った．この際，TGのノーマライズはどちらの場合にも施した状態で測定を行った．図-2.15に結果を示す．第一ピークの部分での極微細な相違以外は，水によるケーブル周辺環境の影響はほとんどないと言える．水は土粒子や空気に比べ，非常に誘電率の大きな物質であるため，結果として，ケーブルを地盤内に埋め戻すことの影響はほとんど無いことがわかる．

(3) システム拡張(20chオートスイッチングユニット)の影響

原位置での多地点での計測や長期に渡る計測などを行う際に，計測をより簡便かつ短時間に行うためにはマルチプローブシステムが必要となってくる．しかし，測定精度におい

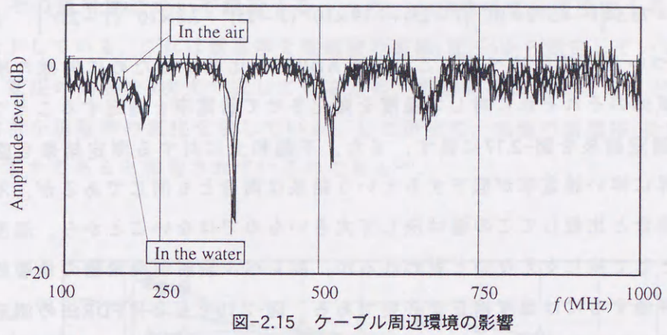


図-2.15　ケーブル周辺環境の影響

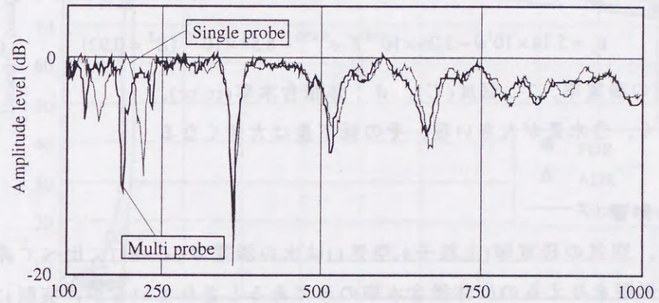


図-2.16　システム拡張（20chオートスイッチングユニット）の影響

て，マルチプローブシステムの適用の際に用いられるスイッチの接点で生じる反射波の影響が懸念される．ここでは，実際に1mのケーブルを用いて，スイッチボックスを通したマルチプローブシステムを適用した場合と，スイッチボックスを通さずに直接的に測定する場合とで，水に対する測定を行った．結果を図-2.16に示す．測定スペクトルの第一ピークを除いては，スイッチボックスでの反射の影響はほとんど見られない．したがって，第一ピーク以外の値から水分量を求めるか，または取り込んだ波形を比較検討し，その規則性を把握した上で，ピーク値の補正を行えば，スイッチボックスでの反射の影響は無視できると考えられる．

2.5.3　温度依存性の検討

誘電率は温度と周波数に伴って変化する．特に原位置での測定においては，測定時期によって地盤の温度も少なからず変化している．誘電率の温度依存性は冀ら(1996)が示しており，土壌に対しては土壌を構成する最大の誘電率成分である水の温度依存性によるものとしてその影響は10℃～40℃の範囲でごくわずかであると述べている[5]．Roth et al. (1990)は，含水率が高くなると温度による依存性も高くなると指摘し，水の誘電率を次式による

求め，体積含水率と誘電率の関係を分散モデルを用いて温度依存性を求めた[18]．

$$\varepsilon_w = 78.54\left[1-4.579\times10^{-3}(T-25)+1.19\times10^{-5}(T-25)^2-2.8\times10^{-8}(T-25)^3\right] \quad (2.28)$$

分散モデルについては後に述べる．ここではADR法と比較するために同様の検討を水と不飽和土の供試体のそれぞれに対して温度を変化させて誘電率を測定することで行った．水溶液の場合の測定結果を図-2.17に表す．また，不飽和土に対する測定結果を図-2.18に示す．温度の上昇に伴い誘電率が低下するという結果は両者とも同じであるが，不飽和土の場合は．水の場合と比較してこの値は決して大きいものではないことから，温度による変化はないものとして差し支えないと思われるが，高レベル放射性廃棄物の地層処分等の緩衝材の特性を評価するには温度補正が必要である．図-2.18をもとにFDR法の測定値に対して多重回帰分析を行った結果，誘電率は温度と体積含水率の関数として次式で示される．

$$\varepsilon_s = 5.14\times10^{1}\theta-3.26\times10^{-3}T\cdot e^{5.45\theta}-8.54\times10^{-1}\ (R^2=0.92) \quad (2.29)$$

ここで，ε_s：地盤の誘電率，T：温度(℃)，θ：体積含水率(cc/cc)．
つまり，温度が高く，含水量が大きい程，その低下量は大きくなる

2.5.4 地盤密度の影響

一般に，土粒子，空気の誘電率(土粒子4,空気1)は水の誘電率(ε=81)に比べて非常に小さいので誘電率に影響を与えるのは体積含水率のみであるとされているが，実際に測定結果を挙げた例は少ない．そこで，次章のFDR-V法での結果と比較するために，体積含水率θを一定とし，間隙率を変化させた供試体(まさ土，標準砂)の誘電率を測定した．得られた結果をそれぞれ図-2.19, 2.20に示す．間隙率が増加しても誘電率はほぼ一定となっている．この試験結果により誘電率は土粒子密度の影響を受けることなく，体積含水率により決定されることが確認できた．ただし，水分量が低い場合は，誘電率が低くなるため，この場合土粒子の誘電率への依存性が高くなると考えられる．今回の測定結果からは標準砂ではわずかにその傾向が見られたが，まさ土では見られずその影響は考慮する必要はない．

2.5.5 塩分濃度の影響（水溶液）

実際の地盤で測定する場合において，地盤中にイオン性の物質を含んでいる場合があり，誘電率に影響を与えることが懸念される．ADR法についての塩分濃度に対する適用性の検討は，井上(1998)が行っている[20]．そこでここでは簡単に塩化ナトリウム水溶液の濃度を変化させて測定される誘電率について影響を調査し，誘電率の測定原理との関連性について調べた．測定結果を図-2.21に示す．その結果，FDRにおいては約2000ppm(0.2％)までの濃度であればピーク間隔に影響なく測定可能であるが，その一方で次第にピークの谷が小さくなり，2000ppmを越えたあたりから検出不可能となった．これは，測定物質中に伝導電流を生ずる場合に，電磁波がJoule熱に変化することから次第にエネルギーを失って

減衰するためである．なお，FDR法を用いて不飽和土の塩分濃度を測定する方法を第6章で述べ，その適用性について議論する．一方，ADR法は塩分濃度が上昇すると誘電率が大きく低下している．これは誘電率を電磁波の振幅(電圧)から測定しているためであるが，誘電率と電圧の関係を5次式で表しているため，高誘電率領域になるほどわずかな電圧の変化で大きな誘電率の変化を示している．したがって，地盤の誘電率(約30以下)ではその変化はわずかであると報告されているのである[20]．

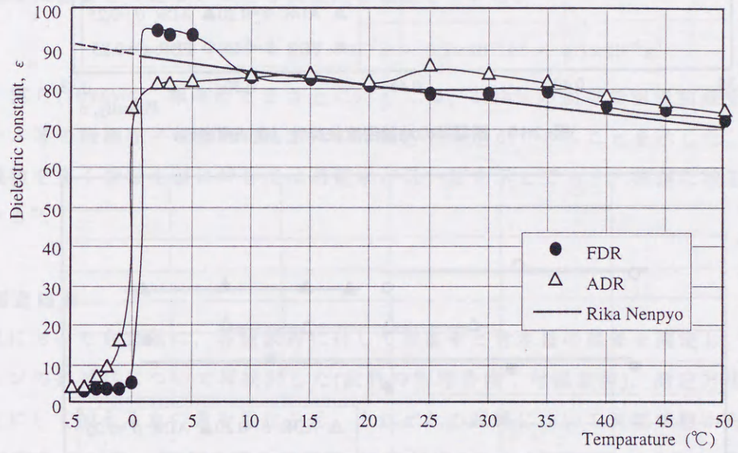


図-2.17 水における誘電率の温度依存性

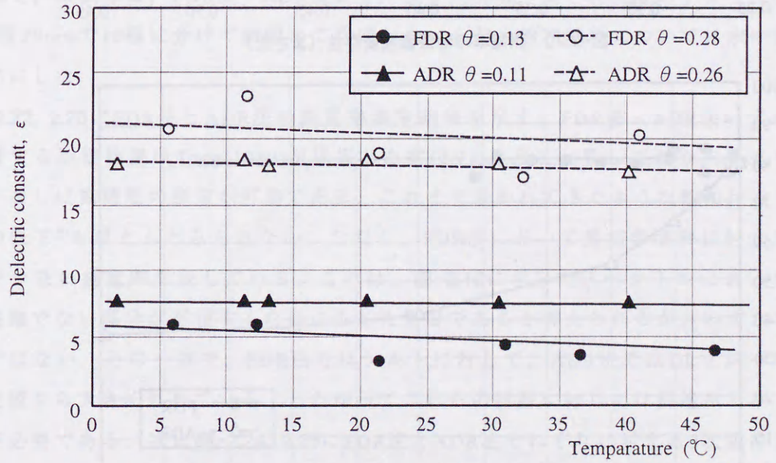


図-2.18 不飽和土における誘電率の温度依存性

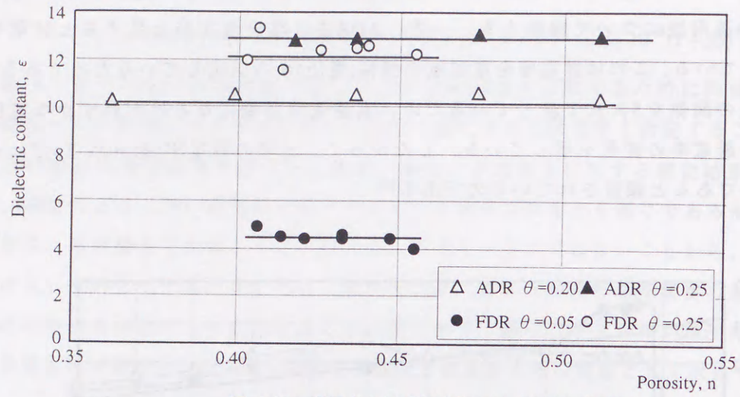


図-2.19　誘電率の地盤密度依存性（豊浦標準砂）

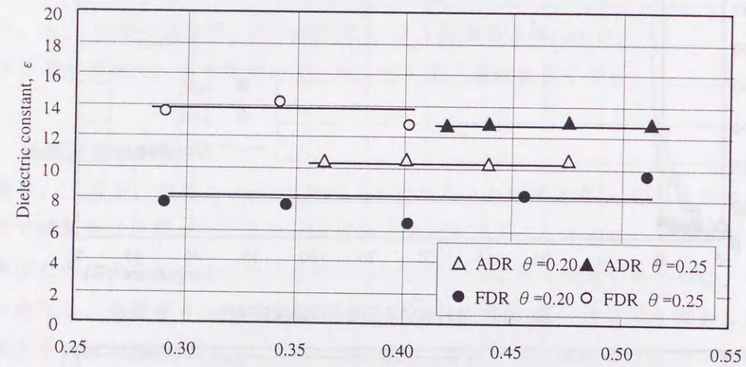


図-2.20　誘電率の地盤密度依存性（まさ土）

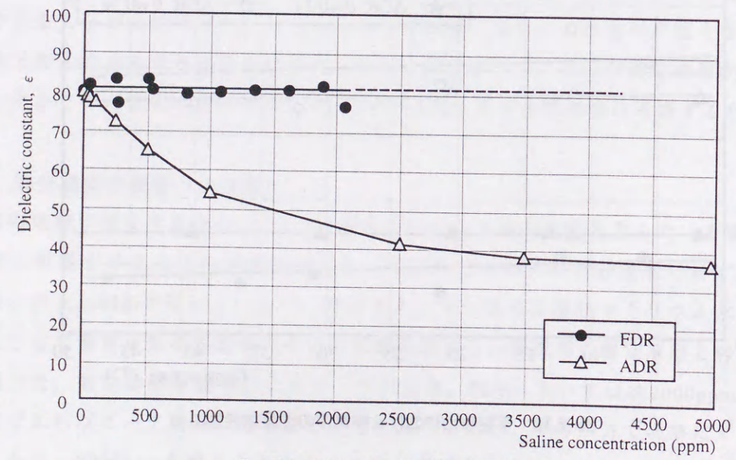


図-2.21　塩水における誘電率の濃度依存性

2.6　校正曲線(誘電率-体積含水率関係)の検討

校正曲線についてToppら(1980)は，同軸型ホルダーによるTDR装置を用いて，砂質ローム，2つの粘土質ローム，粘土を試料とした実験を行っている[4]．その結果，ε-θ関係は試料の種類や密度の影響を受けないとして次式のような回帰式を求めている．なお，この校正曲線から標準誤差1.3%の精度でθが推定できるとしている．さらに溶解塩がパルスの伝播速度に影響を与えないことも実験的に確認している．

$$\theta = -5.3\times10^{-2} + 2.92\times10^{-2}\varepsilon - 5.5\times10^{-4}\varepsilon^2 + 4.3\times10^{-6}\varepsilon^3 \qquad (2.30)$$

また，冀ら(1996)は，標準砂とまさ土に対しては，1.24%の誤差で回帰曲線を求めており，ローム等の微細粒子を含めても2.04%の誤差で測定ができることを示した．その一方で，有機物を多く含む土壌に対しては誘電率が低い値を示しており，別途に校正曲線を作成している[5]．

2.6.1　測定結果

本研究においても実際に，各種試料に対して誘電率と含水量の関係を測定し，キャリブレーションの必要性について再検討した(試料の物理特性：付録参照)．測定方法は乾燥密度を一定にして加える水の量を変化させ，それぞれの試料について気乾状態から飽和状態までの測定を行った．測定状況を**付写真-2.1**に示す．ここで用いたFDR法の電極は長さ150mmで，供試体は，FDR法・ADR法とも内径ϕ100mm，高さ200mmのアクリル製モールドに1層20mmで10層に分けて締固めて作成した．なお，飽和試料については水中脱気により飽和にした．

図-2.22, 2.23にFDR法とADR法の誘電率測定結果を示す．FDR法・ADR法いずれも砂や土に対する測定結果はTopp(1980)が提案した式(2.21)と良く一致しており，キャリブレーションなしに高精度の測定が可能である．これまで言われてきたような飽和付近での測定精度の低下[5]もほとんどみられない．ただし，FDR法において豊浦標準砂に対する測定結果がやや低い誘電率を表している．これは，**図-2.10**に示したスペクトルにおいてピーク値が明確でない部分が存在するために生じた影響であると考えられるが，いずれも大きな誤差ではない．その一方で，FDR法ではシルトに対して，ADR法ではDLクレーの値が多の測定値から大きく外れている．したがってこれらの試料に対しては別途キャリブレーションが必要である．次に**図-2.24, 2.25**にFDR法とADR法それぞれに対する3次式による回帰曲線を，**図-2.26, 2.27**に$\sqrt{\varepsilon}$で整理して回帰直線による校正曲線[15]を示す．それぞれの校正式を比較すると，$\sqrt{\varepsilon}$による線形回帰の方が精度が低下している．しかし，校正データが少ない場合には線形回帰の方が逆に飽和付近が外挿しやすい場合もある．

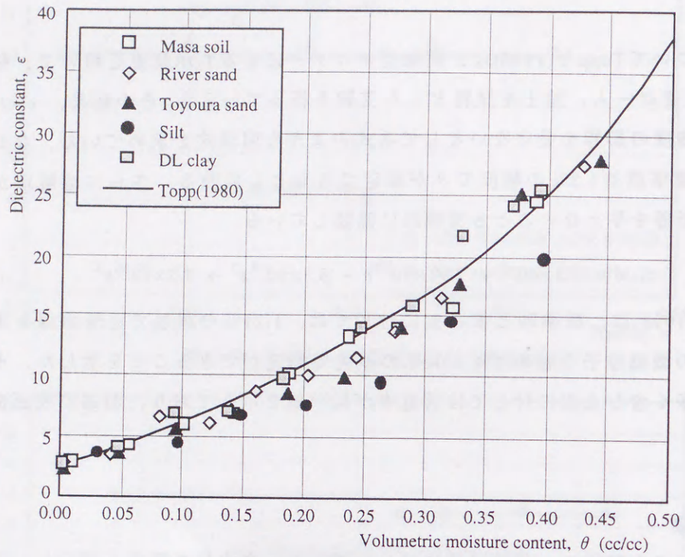


図-2.22　FDRによる各試料に対する誘電率測定結果

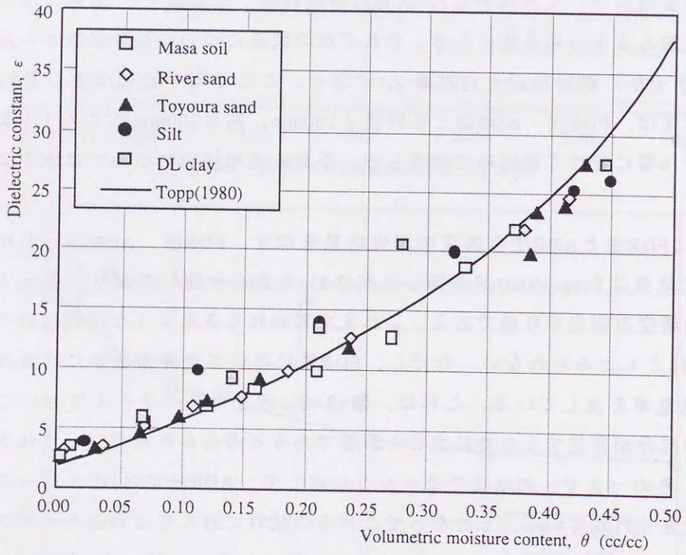


図-2.23　ADRによる各試料に対する誘電率測定結果

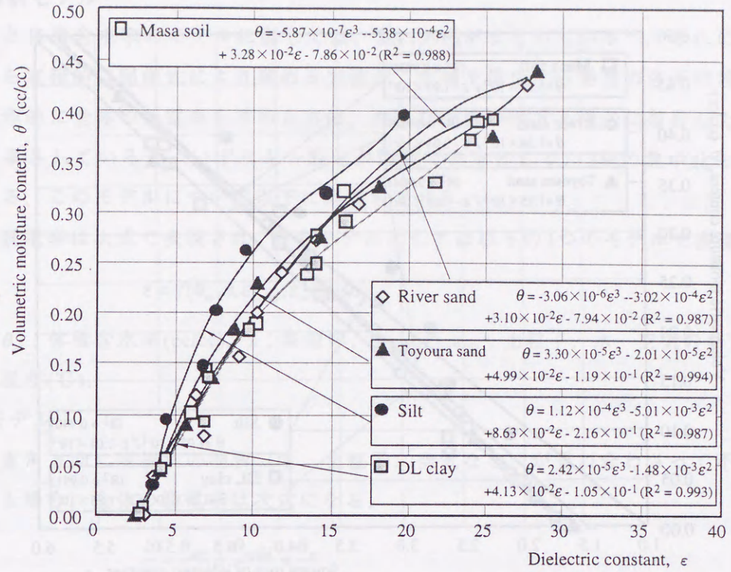


図-2.24　FDRによる各試料に対する校正曲線（θ－ε関係）

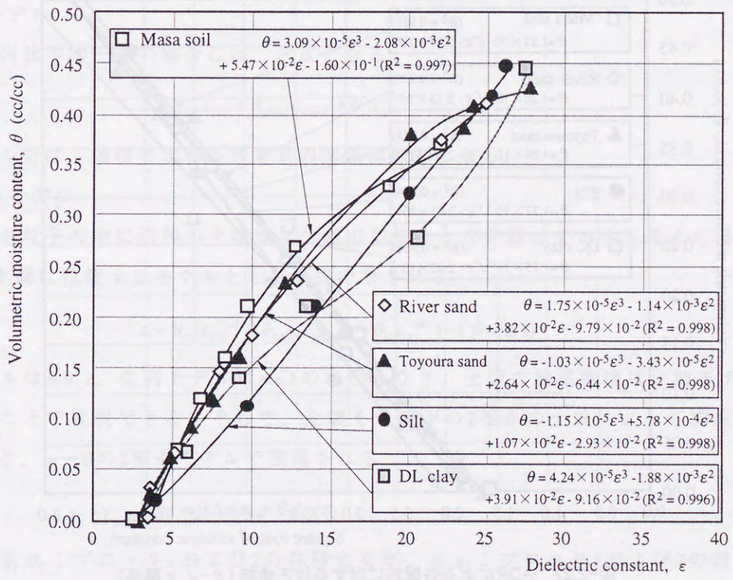


図-2.25　ADRによる各試料に対する校正曲線（θ－ε関係）

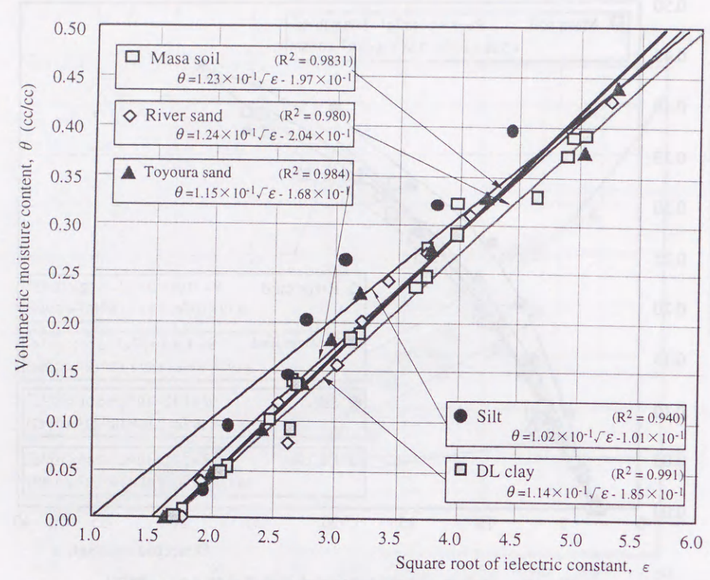


図-2.26　FDRによる各試料に対する校正曲線（θ-√ε 関係）

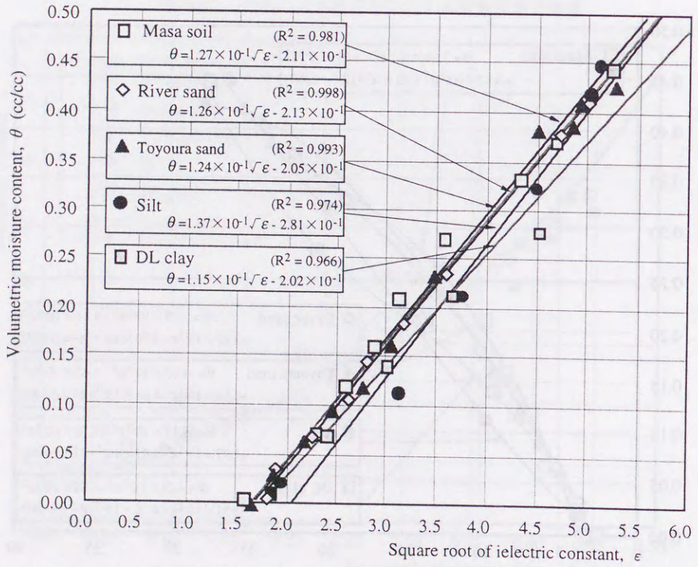


図-2.27　ADRによる各試料に対する校正曲線（θ-√ε 関係）

2.6.2　解析モデル

誘電率と体積含水率のモデルに関しては，冀(1996)がまとめている[10]．それによると，実験式から直接的に回帰式により求める方法と，土壌を構成する要素の各々の誘電率値を用いて確率的に全体の誘電率を求める方法，および土壌の性質と構造に着目した集中化モデルが提案されているが，いずれも一般化が困難であるとして，2相の集中化モデルを提案している．このモデルについて以下に概要を述べる．

土壌の誘電率は次式で表現され，そのモデルとしては以下の3つのモデルで表現される．

$$\varepsilon = f(\theta_w, n, \varepsilon_{solid}, \varepsilon_w, \varepsilon_{air}, t) \tag{2.31}$$

ここで，θ_w：体積含水率(cc/cc)，n：間隙率，$\varepsilon_{solid}, \varepsilon_w, \varepsilon_{air}$：土粒子，水，空気の誘電率，$t$：測定時の温度(℃)．

1) 直列モデル

電界に直角方向に平板状の物質（水，土粒子，空気など）が重ね合わさって不均一系を作っている場合，全体の誘電率は次式になる．

$$\frac{1}{\varepsilon} = \frac{\theta_{air}}{\varepsilon_{air}} + \frac{\theta_{solid}}{\varepsilon_{solid}} + \frac{\theta_w}{\varepsilon_w} \tag{2.32}$$

ここで，$\theta_{air}, \theta_{solid}$：体積空隙率(cc/cc)，体積固相率(cc/cc)，$\theta_{air} + \theta_{solid} + \theta_w = 1$である．

2) 並列モデル

逆に並列状不均一系の場合には，次式となる．

$$\varepsilon = \theta_{air}\varepsilon_{air} + \theta_{solid}\varepsilon_{solid} + \theta_w\varepsilon_w \tag{2.33}$$

このモデルでは，体積含水率と誘電率の関係は線形となる．

3) 分散系モデル

固相の土粒子の中に液相の土壌水と気相の空気などが分散していると考えた場合であり，1)，2)の中間に位置するモデルとして次式で示される．

$$\varepsilon = \theta_{air}{\varepsilon_{air}}^m + \theta_{solid}{\varepsilon_{solid}}^m + \theta_w{\varepsilon_w}^m \quad (-1 \le m \le 1) \tag{2.34}$$

直列モデルはm=-1，並列モデルはm=1の場合となり，土壌の誘電特性は分散モデルのmを決定することで表現できる．そして，土壌を幾つかの2相系の土壌によって構成されているとすると，$m \to 0$の2相系モデルで表現される．

$$log\varepsilon = \theta_1 log\varepsilon_1 + \theta_2 log\varepsilon_2 \tag{2.35}$$

ここで，θ_1, θ_2：ブロック1および2の体積含有率，$\varepsilon_1, \varepsilon_2$：ブロック1および2の誘電率である．

結局，飽和土の2相モデル，不飽和土の2相モデルを組み合わせると，体積含水率は次式で求められる．

$$\theta = \frac{\log\left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon_s}\right)^n}{\log\frac{(1-n)\varepsilon_s + n\varepsilon_w}{\varepsilon_s}} \tag{2.36}$$

ここで，$\varepsilon, \varepsilon_s, \varepsilon_w$：土壌全体，乾土，水に対する誘電率，$n$：間隙率，である．

つまり，地盤の誘電モデルは間隙率に依存しており，飽和土の誘電率を測定すると地盤の間隙率を把握できることを示している．

2.7 結論

本章では，不飽和領域の水分量のモニタリング方法の確立を目的とし，FDR法とADR法についてそれぞれの特徴を整理し，適用性の検討を行った．以下に得られた知見を列挙する．

1) 計測システムついてプローブの改良を行い，室内試験に容易に用いることが可能となった．FDRシステムの特徴として，ロッドの長さを自由に選択できることから，様々な測定に適用できると考えられる．

2) FDRシステムの測定影響範囲は2.0cmである．しかし，測定値の90％以上を数mmの範囲で測定していることから，測定範囲は非常に狭い．したがって，中性子水分計やγ線密度計よりきわめて正確な座標点での体積含水率の計測が可能となる．ADR法についても測定範囲はシールロッドに囲まれた部分であり，同様に測定範囲は局所的である．

3) 通常の校正曲線による地盤水分量の測定は0℃以上の条件である．また，温度の変動幅が大きくなると線形での補正が必要である．しかし，一般に土中での温度変化はきわめて少ないので，この影響は無視できる範囲である．

4) FDR法により，水溶液で2000ppm(0.2％)までは塩分の影響を受けないので，体積含水率の測定が可能である．ADR法においては水溶液では誘電率は急激に低下する．これは出力の電圧と誘電率の関係を高水分量領域で急激に変化するためである．

5) FDR法とADR法のいずれも地盤の誘電特性は土粒子密度の影響を受けることなく，体積含水率により決定されることが確認できた．ただし，水分量が小さい場合は，誘電率が低くなるため，この場合土粒子の誘電率が高くなると考えられるが，計測している誘電率の値が小さいため，この影響は無視できる範囲であると言える．

6) 校正曲線について，特に砂や土試料に対しては単一の校正曲線で表現できる，つまりキャリブレーションが不要であることを示した．しかし，FDR法ではシルトの誘電率が低く測定され，ADR法では粘土系試料ではドリフトを生じている．これらは別途校正が必要であるが，いずれにしても測定精度は低下する．また，従来指摘されてきた飽和付近での測定精度の低下はほとんど見られなかった．

結論として，FDR法・ADR法ともに瞬時に供試体内の体積含水率の測定が可能で，計測している領域は狭く，ほぼ飽和度全領域において測定が可能であることから，不飽和領域でのモニタリング手法として十分適用できると言える．また，装置形状や特性はそれぞれ異なることから測定する目的に応じていずれかを選択すれば，実際の問題に対する適用性が広がると考えられる．

【参考文献】

1) 開発一郎・佐倉保夫：散乱型中性子水分計の使用に関する問題，筑波大学水理実験センター報告，No.3, pp.39-46,1979.

2) 三嶋信雄：RIによる現場密度・含水比の測定，土木施工，現場のための土木計測ハンドブック，pp.210-221, 1987.

3) 土壌物理性測定法委員会編：土壌物理測定法，養賢堂，pp.206-208, 1976.

4) Topp, G.C., J.L.Davis, A.P.Annan : Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resour. Res., Vol.16, No.3,* pp.574-582, 1980.

5) 冀北平・三野徹・赤江剛夫・長堀金造：FDR法による土壌誘電率測定と特定深さの土壌水分測定，農業土木学会論文集，No.182, pp.25-30,1996.

6) 冀北平・三野徹・赤江剛夫・長堀金造：FDR法による現地土壌水分の測定，農業土木学会論文集，No.182, pp.31-38,1996.

7) Gaskin,G.J. and J.D.Millker : Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring tequnique, *J. Agric. Eng. Res.*, No.63, pp.153-160, 1996.

8) Miller J.D. and G.J.Gaskin : The development and application of the ThetaProbe soil water sensor, *MLURI Technical Note, Macaulay Land Use Research Institute, Aberdeen, U.K.*, p.14, 1996.

9) 中島誠・井上光弘・澤田和男・クリスニコル：ADR法による土壌水分量の測定とキャリブレーション，地下水学会誌，第40巻第4号，pp.509-519, 1998.

10) 冀北平：FDR(Frequency Domain Reflectometry)による未凍土・凍土中における土壌水の定量的評価と土壌誘電体の解析手法に関する研究，岡山大学博士論文，1996.

11) 電気学会：誘電体現象論，電気学会，pp.89-101, 1973.

12) 大森俊一・横島一郎・中根央：高周波・マイクロ波測定，コロナ社，pp.189-210, 1992.

13) 堀野治彦・丸山利輔：3線式プローブによる土壌水分のTDR計測，農業土木学会論文集，No.168, pp.119-120, 1993.

14) Stephens, D.B. : Vadose Zone Hydrology, Lewis Publishers, pp.217-234, 1995.

15) Whally,W.R. : Consideration on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring

soil water content, Journal of Soil Sci., No.44, pp.1-9, 1993.
16) 安原正也・安池慎治・丸井敦尚・鈴木裕一・高山茂美：TDR法に基づく電磁波式土壌水分計の試作とキャリブレーション，ハイドロジー(日本水文科学会誌)，第19巻，第2号，1989.
17) 田瀬則雄・近藤昭彦・坂元英紀・田中勝・坪谷太郎・横山勇一郎：TDR法による土壌水分量の自動連続測定システムの開発，日本水文科学会誌，第26巻，第1号，pp.35-40, 1996.
18) Roth, K., R. Schulin, H. Fluhler, and W. Attinger : Calibration of Time Domain Reflectometry for Water Content Measurement Using a Composite Dielectric Approach, *Water Resour. Res., Vol.26, No.10,* pp.2267-2273, 1990.
19) 国立天文台編：理科年表，丸善株式会社，pp.483-484, 1998.
20) 井上光弘：塩水を含んだ砂に対する誘電率水分計の測定精度の評価，水文・水資源学会誌，Vol.11, No.6, 1998.
21) 西垣誠・小松満・横田英嗣：誘電法を用いた不飽和浸透特性の計測法，日本地下水学会1998年春期講演会講演要旨，pp.40-45, 1998.

第3章　複素誘電率測定技術の開発と適用性の検討

3.1　概説

前章では，電磁波の伝送速度や干渉波の電圧の比より誘電率を求めるFDR法やADR法に対して適用性の検討を行った．しかし，これらの方法の問題点として，地盤の誘電率を誘電損失分の影響がないものとする仮定に基づいていることから，イオンを多く含む物質の測定に対して測定限界（干渉波が得られないこと）や測定精度が著しく低下すること，あるいはセンサーである電極にある程度の長さを要するため地盤に挿入する必要があることなど，その測定原理や性能にいくつかの問題を残してきた．

そこで，本研究では新たに複素誘電率測定装置を用いて地盤の水分量をはじめとしてより微細な地盤構造を測定する手法を開発した．本測定手法は同軸プローブ先端での電磁波の反射特性を利用して，電磁波の複素振幅比である振幅と位相の差を同時に測定することで，被測定物質内のインピーダンスをSパラメータによる反射係数から複素数として求め，複素誘電率に変換するものである．複素振幅比の測定装置には，ベクトルネットワークアナライザを用いる．したがって，本手法はどのような物質に対しても誘電率の測定が可能であるという利点をもっている．また，測定周波数範囲が従来の手法よりも高周波(1GHz～18GHz)で広範囲であることから，これまで測定が不可能であったイオンを多く含む物質の誘電率の測定や，土粒子内部の結合水の測定等，土壌物理学的にもより微細な測定の可能性を持ち合わせている．

さらに従来の方法とは異なる点として，1GHz～18GHzの電磁波を連続的かつ瞬時に発射することから，わずか数秒の一度の測定で複素誘電率の周波数特性を把握することが可能である．ネットワークアナライザは元来，リモートセンシングにおいて地表の水分量や積雪量を把握するために地上から発射した電磁波の散乱特性を測定する装置として用いられており[1),2)]，本研究のように同軸ケーブルを応用したプローブを用いて直接地盤に接触させて誘電特性を把握する方法はこれまでにない新しい方法であると言える．

本章では，まず複素誘電率理論について述べると共に，ベクトルネットワークアナライザのシステム構成や測定原理について説明する．さらにベクトルネットワークアナライザを用いたFDR法（以後FDR-V法）を用いて実際に地盤の浸透特性を求めるための透水試験法に応用するための準備段階として，各種依存性の検討について述べる．

3.2 複素誘電率測定理論

3.2.1 複素誘電率とインピーダンス[3)]

静電容量C_0の真空コンデンサに，角周波数$\omega=2\pi f$（fは周波数）の交流電圧(式(3.1))を印加すると，印加電圧に対して90°位相の進んだ充電電流(式(3.2))が流れる．

$$V = V_0 e^{i\omega t} \tag{3.1}$$

$$I_{c0} = j\omega C_0 V \tag{3.2}$$

次に，真空の代わりに誘電体を満たした場合を考える．原子を電界中に置くと，正電荷(原子核)の中心と負電荷(電子)の中心とが相対的にずれて電子分極による双極子能率ができる．誘電体の誘電率の大きさはその分極の大きさによって定まる．分極の形成には時間的な遅れが生じるため，この誘電体コンデンサを流れる全電流Iは，図-3.1のようにI_{c0}よりもδだけ位相の遅れを生ずる．したがって，充電電流成分(式(3.3))と損失電流成分(式3.4)の和として式(3.5)のように表すことができる．

$$I_c = j\omega CV \tag{3.3}$$

$$I_l = GV \tag{3.4}$$

$$I = I_c + I_l = (j\omega C + G)V \tag{3.5}$$

換言すれば，誘電体を含むコンデンサは図-3.2のような等価並列回路で置き換えることができる．ここで，Gは等価並列コンダクタンス，Cは等価並列容量である．また，Cには真空中のそれと次式の関係がある．

$$C = \frac{\varepsilon'}{\varepsilon_0} C_0 = \varepsilon_r' C_0 \tag{3.6}$$

ここで，ε'とε_r'はそれぞれ誘電率(複素誘電率実数部)および比誘電率(複素比誘電率実数部)

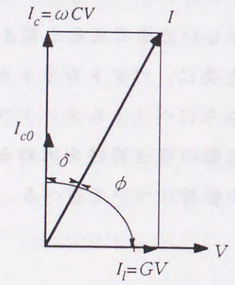


図-3.1 交流における電圧と電流の関係[3)]

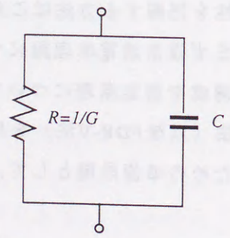


図-3.2 誘電体の等価並列回路[3)]

である．次に，δの正接をとると，

$$\tan\delta = \frac{|I_l|}{|I_c|} = \frac{G}{\omega C} \tag{3.7}$$

となる．このδが誘電損角である．これらは誘電体の性質によって定まる定数である．式(3.7)と式(3.6)とを使って式(3.5)を書き直すと，次式が得られる．

$$I = (j\omega\varepsilon' C_0 + \omega\varepsilon_r' C_0 \tan\delta)V = (\varepsilon' - j\varepsilon_r' \tan\delta)j\omega C_0 V \tag{3.8}$$

ここで，

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - j\varepsilon'' \tag{3.9}$$

$$\varepsilon_r^* = \varepsilon^* = \varepsilon_r' - j\varepsilon_r'' \tag{3.10}$$

$$\tan\delta = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} = \frac{\varepsilon_r''}{\varepsilon_r'} \tag{3.11}$$

とおくと，式(3.8)は次式のようになり，誘電体のインピーダンスは式(3.13)により与えられる．

$$I = (\varepsilon' - j\varepsilon_r' \tan\delta)j\omega C_0 V = j\omega\varepsilon_r^* C_0 V \tag{3.12}$$

$$Z = \frac{V}{I} = \frac{1}{\omega\varepsilon_r^* C_0 V} \tag{3.13}$$

ここで，ε^*；複素誘電率，ε^*_r；複素比誘電率，ε''；誘電損率(複素誘電率虚数部)，$\varepsilon_{r''}$；比誘電損率(複素比誘電率虚数部)である．式(3.12)は，誘電率を複素数として取り扱うことによって，誘電体を含む回路の交流特性が解析できることを示している．誘電率，誘電損率，$\tan\delta$はいずれも物質に固有の量であり，周波数，温度などにより変化する．

3.2.2 電磁波に対する誘電体の性質

誘電体中をx方向に伝搬する平面波の波動方程式は次式で表される．

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial^2 \boldsymbol{E}}{\partial x^2} &= \varepsilon^*\mu_0 \frac{\partial^2 \boldsymbol{E}}{\partial t^2} \\ \frac{\partial^2 \boldsymbol{H}}{\partial x^2} &= \varepsilon^*\mu_0 \frac{\partial^2 \boldsymbol{H}}{\partial t^2} \end{aligned}\right\} \tag{3.14}$$

ここで，$\boldsymbol{E}$は電界，$\boldsymbol{H}$は磁界で，両ベクトルはx軸に対して垂直なy,z面内にあり，互いに直交している．またμ_0は真空の透磁率で，誘電体の透磁率は真空の透磁率に等しいとみなせる．

式(3.14)を解くと次式が得られる．

$$\left.\begin{aligned} \boldsymbol{E} &= \boldsymbol{E}_0 e^{j\varpi t - \gamma x} \\ \boldsymbol{H} &= \boldsymbol{H}_0 e^{j\varpi t - \gamma x} \end{aligned}\right\} \tag{3.15}$$

ここに，ωは角周波数で，周波数を$f=\varpi/2\pi$として式(3.15)とともに式(3.14)に代入すると

次式が導かれる．

$$\gamma = j\omega\sqrt{\varepsilon^* \mu_0} \equiv \alpha + \beta \tag{3.16}$$

ここで，γ：伝搬定数，α：減衰定数，β：位相定数である．つまり，αは電磁波の進行に伴う減衰の大きさを表す量，βは波長の逆数に比例する量である．誘電率および誘電損率とこれらの量との関係は次式のようになる．

$$\alpha = \frac{\varpi^2 \varepsilon_0 \mu_0}{2}\left\{\sqrt{\varepsilon_r'^2 + \varepsilon_r''^2} - \varepsilon_r'\right\} = \frac{\varpi^2 \varepsilon_r' \varepsilon_0 \mu_0}{2}\left\{\sqrt{1+\tan^2\delta} - 1\right\} \tag{3.17}$$

$$\beta = \frac{\varpi^2 \varepsilon_0 \mu_0}{2}\left\{\sqrt{\varepsilon_r'^2 + \varepsilon_r''^2} + \varepsilon_r'\right\} = \frac{\varpi^2 \varepsilon_r' \varepsilon_0 \mu_0}{2}\left\{\sqrt{1+\tan^2\delta} + 1\right\} \tag{3.18}$$

$\tan\delta \ll 1$の場合には次式のように簡略化される．

$$\alpha \fallingdotseq \frac{\varpi\sqrt{\varepsilon_r' \varepsilon_0 \mu_0}}{2}\tan\delta \tag{3.19}$$

$$\beta \fallingdotseq \varpi\sqrt{\varepsilon_r' \varepsilon_0 \mu_0} \tag{3.20}$$

つまり，誘電損失の小さい誘電体の中では，電磁波の減衰はほとんど起こらず，その波長$\lambda = 2\pi/\beta$は，誘電体の誘電率の平方根に反比例することがわかる．TDR法，FDR法，ADR法はこの仮定に基づいており，複素誘電率を誘電率を算定している．しかし，平面波の場合には電界Eの値は挿入電極が長くなると減少する．また，土壌中に伝導電流を生ずる場合には，電磁波は次第にエネルギーを失って減少する．つまり土壌の電流のために電磁波のエネルギーがJoule熱に変化するためである．このような場合，電極先端からの反射波が減衰するために誘電率が測定できない場合があり，前章で示したFDR法の測定限界もこの要因に基づくものと考えられる．

3.2.3 反射係数

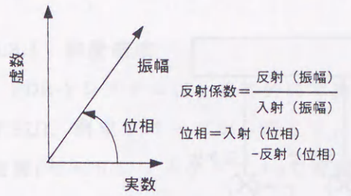
反射係数は，インピーダンスが異なる境界での電磁波の反射特性を表す係数であり，次式で表される．

$$\text{反射係数} = \frac{\text{反射エネルギー}}{\text{入射エネルギー}} \tag{3.21}$$

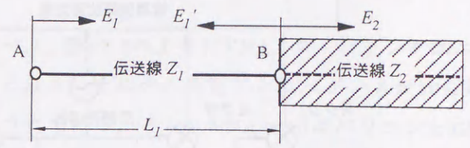
反射係数は，図-3.3のように振幅と位相を含む複素数であり，ベクトル表示においては，ベクトル振幅は反射波対入射波振幅比であり，ベクトル位相は入射位相と反射位相の差である．

一方，誘電体のインピーダンスはこの反射係数より求めることができる．図-3.4のように2つの異なる特性インピーダンスを持つ電送線が接続されている場合の境界における電気現象について考える．

2つの電送線をつないだ時，その接続条件として，この境界の前後で電流及び電圧が等



図－3.3 振幅/位相ベクトル



図－3.4 電送線の境界模式図

しくならなければならない．この条件を満たすには，反射波が発生すると考えればよい．この時，2つの電送線の特性インピーダンスをそれぞれZ_1,Z_2とすると電圧の反射係数ρは次のように表される．

$$\rho = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \tag{3.22}$$

この時，透過係数は$(1-\rho)$となる．式(3.22)をZ_2に対して整理すると，誘電体のインピーダンスは次式で求められる．

$$Z_2 = \frac{1+\rho}{1-\rho} Z_1 \tag{3.23}$$

つまり，FDR-V法では伝送線のインピーダンスは50Ωに固定されており，伝送線Z_2は実際には電極ではなくて地盤そのものである．したがって，B点での反射係数をベクトル的に複素数として測定することで，地盤の複素誘電率を把握することが可能となる．

3.2.4 ベクトルネットワークアナライザの基本原理 [5)]

ベクトルネットワークアナライザ（以下VNAとする）の基本的な回路図を図-3.5に示す．2開口素子の全Sパラメータを複素量として測定し，その値から反射係数と透過係数を総合的に測定する装置である．各Sパラメータの測定は方向性結合器の各開口の出射波の波振幅b_1,b_2,b_3,b_4の測定値よりそれぞれ$S_{11}=b_2/b_1, S_{21}=b_3/b_1, S_{22}=b_3/b_4, S_{12}=b_2/b_4$のように求められる．ここで$S_{11}$，$S_{21}$，$S_{22}$，$S_{12}$はそれぞれ，図-3.6に示すような順方向反射特性，順方向伝送特性，逆方向反射特性，逆方向伝送特性を表すパラメータである．本研究では，この内のS_{11}，つまり図-3.5の被測定素子の開口1での順方向反射特性のみを測定することにより，被測定物質の反射係数を求めている．

また，VNAは複素量測定ゆえ測定系の不完全性による誤差の補正が可能になっている．図-3.7に示すように，方向性結合器の方向性や各部の反射等，測定系の不完全性のため測定値にはかなりの不確定値が必ず含まれている．したがって，測定値は常に実際の値にシステムの測定誤差が加わった合成値を表している．VNAではこれらの誤差をベクトル的に取り除き，補正する機能を備えている．校正方法にはLRL法やTRL法，OSL法等，測定

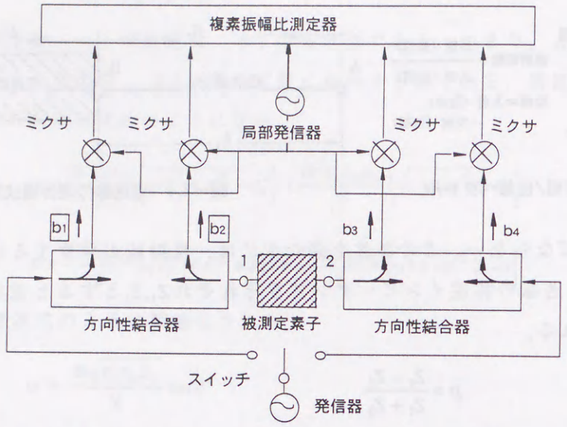


図-3.5　ベクトルネットワークアナライザの基本原理[4)]

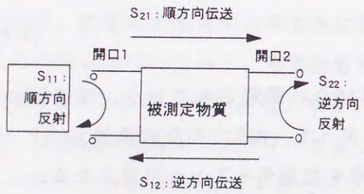


図-3.6　反射係数の測定

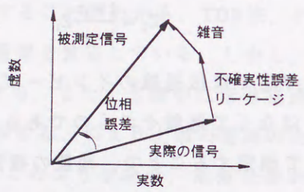


図-3.7　測定ベクトル補正

系の構成によって何種類かの方法が提案されているが，ここでは，最も標準的なOSL法［*O*：オープン（開放終端器，反射係数：1），*S*：ショート（短絡器，反射係数：-1），*L*：ロード（無反射終端器，反射係数：0）の3種類の校正標準器による方法］を用いている．オープンとショートは，全反射に対して2つの基準値を供給し，終端器はゼロ反射の基準を供給するものである．これら3つの校正標準器を実際に接続した状態で測定を行い，その値より補正値を計算する．校正データは，本体の内蔵ディスクに保存され，後の測定に対しても用いることが可能である．

3.3　地盤の複素誘電率計測装置の開発：FDR-V(Vector network analyzer)法

3.3.1　装置構成

FDR-Vシステムは，基本的に**写真-3.1**，**図-3.8**のようにVNA，スイッチングユニット(以下SU)，測定プローブから構成されており，それぞれ特性インピーダンスが50Ωの同軸伝送線(セミリジットケーブル)で接続されている．また，VNAとSUはパソコンとGP-IB接続され，チャンネル切り替えや，プローブの校正とそのデータ保存，さらに実際の測定とそのデータ保存をリモート操作で実施している．

VNAより発生された電磁波は，本体のA点からSUに到達する．そこから各チャンネルのポートを通って同軸伝送線により先端の同軸プローブに達する．さらに，試料内部にまで伝達され，プローブ先端のB点で完全反射してスイッチングユニットに戻ってくる．SUには増幅器と方向性結合器が内蔵されており，そこで反射波と前進波を分別し反射波のみが増幅され，VNA本体により測定される．以下に各装置の特性について説明する．

①VNA(ベクトルネットワークアナライザ)

1GHzから40GHzの非常に広い周波数領域での測定が可能であるが，ここではSUの適応周波数範囲が1GHzから18GHzであるため，その範囲内での測定に限られている．Sパラメータ入出力の複素インピーダンス，入出力の複素アドミッタンス，順方向，逆方向の複素伝送特性が測定可能である．また，周波数ドメインからタイムドメインへ変換し，干渉スペクトルのうち単一スペクトルへ再変換が可能である．

②SU(スイッチングユニット)

最大20チャンネルの測定が可能である．また，パワーアンプを内蔵しており，センサへの出力レベルを0dBm以上に増幅できる．さらにGB-IPを用いたコンピュータによるリモートコントロールが可能である．

③同軸プローブ

同軸ケーブルは**図-3.9**のような太さの異なる導体からなる伝送線で，それぞれの導体の間は誘電体によって満たされている．同軸ケーブルの特性インピーダンスは，内側と外側の導体の半径をa，bとすると，ln(a/b)に比例する．

高周波においては，半径の小さい同軸ケーブルほど電磁波の放射が少ない．本システムでは，φ3.6mmおよびφ2.2mm，長さが100mm,200mmのケーブルを用いる．このケーブルにSMAコネクタを取り付け，これをプローブとし試料に接触させる．なお，センサープローブの測定影響範囲であるが，**図-3.8**に示すようにプローブ先端の約1mm以内である．

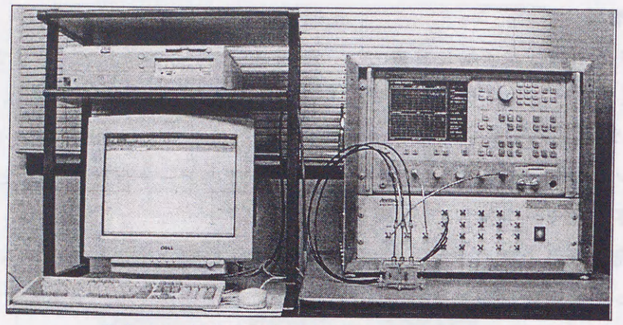


写真-3.1　複素誘電率計測装置（FDR-Vシステム）

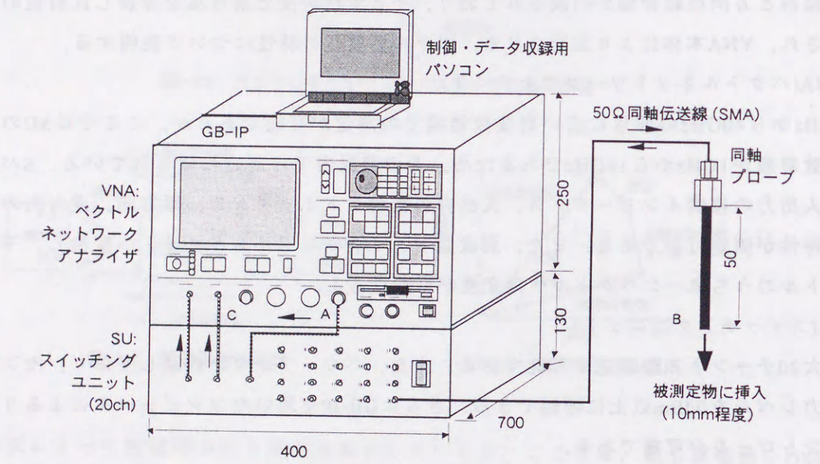


図-3.8　複素誘電率計測装置（FDR-V法）概要図

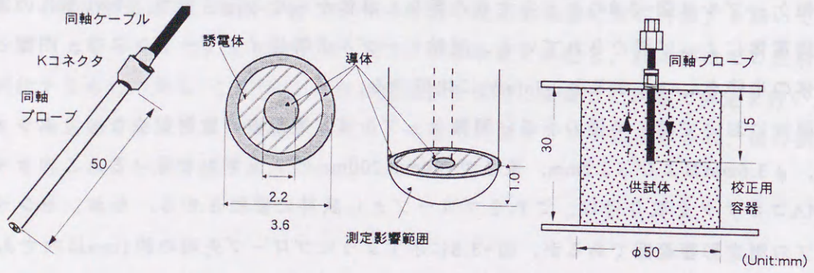


図-3.9　同軸プローブ測定影響範囲と校正曲線作成用容器概略図

3.3.2　複素誘電率測定原理[5)]

図-3.10にシステムの回路図を示す．VNAの発信源から発射された高周波の電磁波は，SUに伝送される．そして，アンプを介して増幅された後，20chのスイッチングシステムにより，各ポートに伝導される．そして，同軸プローブの先端で反射して戻ってきた信号と入射された信号が方向性結合器により分離され，それぞれ$T_A \rightarrow b_1$，$R_A \rightarrow a_1$の経路でVNAの複素振幅比測定器で検出される．図-3.11に入射波と反射波の変化の模式図を示す．入射波と反射波は被測定物質の誘電率により振幅と位相の変化を生じる．ここで，反射係数は次式で与えられる．

$$\rho_m = \frac{T_A}{R_A} = \frac{b_1}{a_1} \tag{3.24}$$

ここで，$T_A=b_1$：反射波信号，$R_A=a_1$：入射波信号，ρ_m：反射係数である．

以下に複素誘電率測定原理を示す．算定には1端子反射法を用いており，図-3.10に示した同軸ケーブルの先端を含むシステムを図-3.12のような等価回路とみなす．そして，図中のZ_mをVNAで測定される反射係数ρ_mより得られる出力インピーダンスとする．つまり，式(3.23)からZ_mは次式で与えられる．

$$Z_m = Z_c(1+\rho_m)/(1-\rho_m) \tag{3.25}$$

または，Z_mは図-3.11から，

$$Z_m = \frac{Z_1Z_2 + Z_2Z_3 + Z_3Z_1 + (Z_1+Z_2)Z(\varepsilon_{rm},\omega)}{\left(Z_2 + Z_3 + Z(\varepsilon_{rm},\omega)\right)} \tag{3.26}$$

と表される．ここで3つのパラメータ$\Delta, \Delta_{12}, \Delta_{23}$を

$$\left.\begin{aligned} \Delta &= Z_1Z_2 + Z_2Z_3 + Z_3Z_1 \\ \Delta_{12} &= Z_1 + Z_2 \\ \Delta_{23} &= -(Z_2 + Z_3) \end{aligned}\right\} \tag{3.27}$$

のように定義すると，(3.26)式はこれらを用いて，

$$Z_m = \left(\Delta + \Delta_{12}Z(\varepsilon_{rm},\omega)\right)/\left(Z(\varepsilon_{rm},\omega) - \Delta_{23}\right) \tag{3.28}$$

ここでインピーダンス$Z(\varepsilon_{rm},\varpi)$を同軸ケーブルの先端がコンデンサーと考えたときのキャパシタンスによるものとし，$Z(\varepsilon_{rm},\varpi)$を次のように定義する．

$$Z(\varepsilon_{rm},\omega) = 1/\omega C_0\varepsilon_{rm} \tag{3.29}$$

ここに，C_0は真空中の光の速さを表す．

この式を(3.28)式に代入するとZ_mは，

$$Z_m = \left(\Delta + \Delta_{12}/\omega C_0\varepsilon_{rm}\right)/\left(1/\omega C_0\varepsilon_{rm} - \Delta_{23}\right) \tag{3.30}$$

となる．ここで上式に含まれる比誘電率ε_{rm}に着目する．

まず，同軸先端がオープン（空気中）のときにはε_{rm}は空気の誘電率に等しいとみなし，

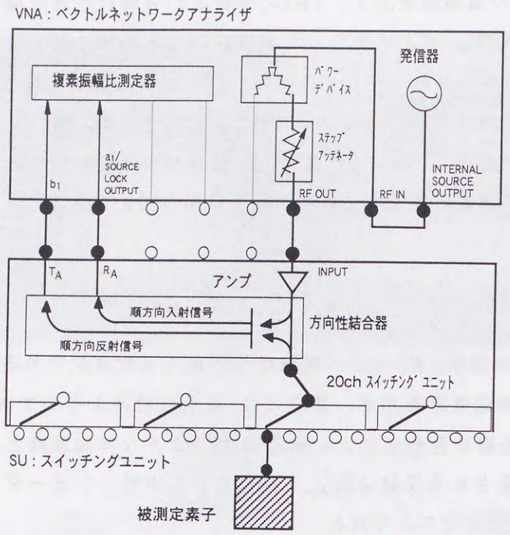
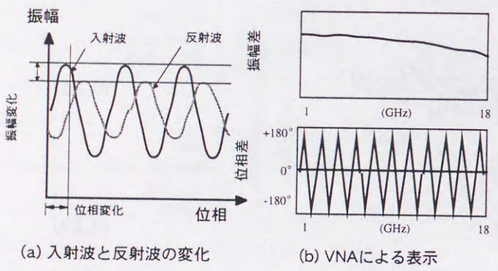


図-3.10　FDR-Vシステム回路図



(a) 入射波と反射波の変化　　(b) VNAによる表示

図-3.11　入射波と反射波の変化の模式図

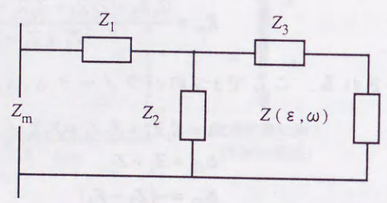


図-3.12　等価回路図（1端子反射法）

$\varepsilon_{rm}=\varepsilon_{ro}=1$と考える．すると，このときの出力インピーダンス$Z_{mo}$は，(3.28)式より，

$$Z_{mo}=\left(\Delta+\Delta_{12}/\omega C_0\right)/\left(1/\omega C_0-\Delta_{23}\right) \tag{3.31}$$

と表される．

次に，同軸先端がショート（インジウムシートに圧着）のときには$\varepsilon_{rm}=\varepsilon_{rs}=\infty$とみなすと出力インピーダンス$Z_{ms}$は

$$Z_{ms}=-\Delta/\Delta_{23} \tag{3.32}$$

と表される．

さらに誘電率既知の標準溶液（純水もしくはアセトン）が同軸先端にある場合は，

$\varepsilon_{rm}=\varepsilon_{ra}$とすると

$$Z_{ma}=\left(\Delta+\Delta_{12}/\omega C_0\varepsilon_{ra}\right)/\left(1/\omega C_0\varepsilon_{ra}-\Delta_{23}\right) \tag{3.33}$$

最後に同軸先端に比誘電率ε_{rm}の試料があるときは

$$Z_{mm}=\left(\Delta+\Delta_{12}/\omega C_0\varepsilon_{rm}\right)/\left(1/\omega C_0\varepsilon_{rm}-\Delta_{23}\right) \tag{3.34}$$

となる．(3.30)～(3.34)式によってパラメータ$\Delta,\Delta_{12},\Delta_{23}$が消去され，試料の比誘電率$\varepsilon_{rm}$は次式のようになる．

$$\varepsilon_{rm}=\frac{\varepsilon_{ra}\left(Z_{mm}-Z_{mo}\right)\left(Z_{ms}-Z_{ma}\right)+\left(Z_{mm}-Z_{ma}\right)\left(Z_{mo}-Z_{ms}\right)}{\left(Z_{mm}-Z_{ms}\right)\left(Z_{mo}-Z_{ma}\right)} \tag{3.35}$$

上式の4つの出力インピーダンスは(3.23)式によってそれぞれの場合の反射係数ρによって表すことができる．これらを(3.33)式に代入すると，

$$\varepsilon_{rm}=\frac{\varepsilon_{ra}\left(\rho_{mm}-\rho_{mo}\right)\left(\rho_{ms}-\rho_{ma}\right)+\left(\rho_{mm}-\rho_{ma}\right)\left(\rho_{mo}-\rho_{ms}\right)}{\left(\rho_{mm}-\rho_{ms}\right)\left(\rho_{mo}-\rho_{ma}\right)} \tag{3.36}$$

となり，試料のオープン，ショート，標準溶液，試料それぞれに対する同軸先端の反射係数と，標準溶液の誘電率ε_{ra}によって計算できる．

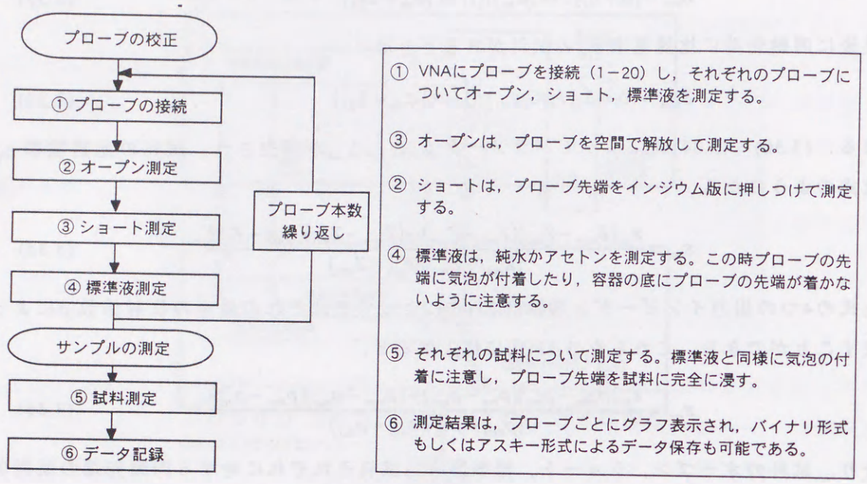
なお，物質の誘電率は常に真空中の誘電率との比として測定され，その割合はあらゆる物質に対して一定であることから，以降，比誘電率の表示を単に誘電率と表記する．

3.3.3　測定手順および各材質の測定結果

図-3.13に測定手順のフローチャートを示す．先に述べたようにあらかじめオープン，ショート，標準溶液を測定して反射係数を求めた後，目的の試料を測定する．測定結果は図-3.14のように，周波数と複素誘電率の関係として得られる．このグラフは，VNAシステムのデータポイント数の設定段階において1～18GHzの周波数範囲を401等分するよう設定していることから，その401点の周波数における複素誘電率値が測定されている．Ulaby(1986)は，同様に1GHz～18GHzの土壌に対する誘電特性をまとめているが，その測定法として低周波数領域(1～3GHz)は伝送線法(Wave-guide method)，低周波数領域(3～18GHz)は空中線法(Free-space method)により測定されたものであり[1]，同軸プローブを用いた1つの方法で瞬時に連続して複素誘電率の周波数特性を得る方法は，これまでにない新しい方法である．

このような方法に基づき測定した地盤を構成する各物質の誘電率を表-3.1および図-3.15～20に示す．これらの結果に対する考察を以下に述べる．

1）水の誘電率は周波数が1GHzから18GHzに増加するにつれて約80から40へと大きく減衰している．これに伴って誘電損率も約5から40まで大きく増加している．1GHz付近では誘電損率は非常に小さいことから，前章のFDR法において1GHz以下の周波数を用いて地盤の誘電率を測定する場合は，実数部を単に誘電率としてしても問題ないことが



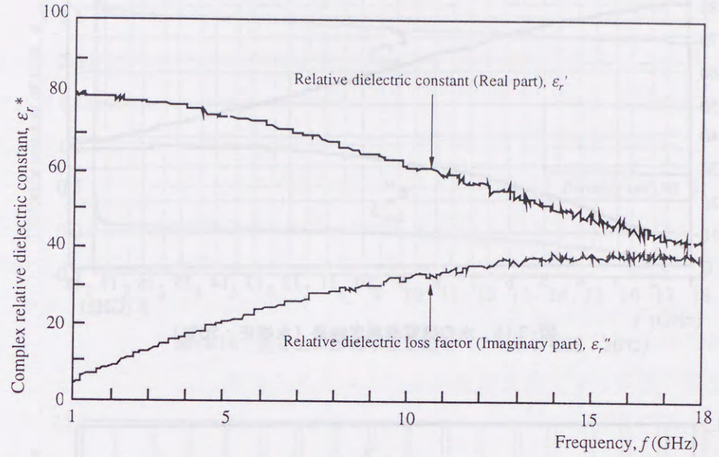
図−3.13　FDR−V測定手順フローチャート

わかる．

2）　いずれの測定結果とも，1GHzから2GHzの間に一度誘電率が大きく低下する領域が存在している．

3）空気の誘電損率は2GHz以上で一定である．その一方，灯油やガソリンの減衰量が大きいことから，この領域での正確な測定が出来れば，間隙中での空気と油の分離が可能である．

4）土質試料の誘電損率は10GHz以降で大きく低下している．値が一値になっているのは反射係数の測定誤差のためと考えられるが，いずれの測定も同一の校正を行っていることから比較する事には影響はないと考えられる．土粒子の誘電損率の減衰は地盤の間隙率を特定する可能性があるものと理解できる．



図−3.14　複素誘電率の測定結果（純水：20℃）

表−3.1　各材質の複素誘電率測定結果（測定温度：20℃）

Material	Dielectric constant (Real part) ε'					Dielectric loss factor (Imaginary part) ε''				
	Frequency, f (GHz)					Frequency, f (GHz)				
	1	5	10	15	18	1	5	10	15	18
Water	81.70	73.70	58.60	44.60	37.90	5.74	22.00	33.90	36.90	36.90
Air	1.06	0.98	0.94	0.94	0.94	0.27	0.03	0.02	0.03	0.09
Aceton	21.20	21.10	20.30	19.70	21.10	0.41	2.15	4.14	5.75	0.55
Kerosene	2.43	1.96	1.81	1.72	1.61	0.28	0.06	0.01	-0.12	-0.11
Gasorin	2.81	1.98	1.82	1.73	1.62	-0.13	-0.06	-0.01	-0.12	-0.09
Toyoura sand n=0.40	1.99	2.25	2.13	2.02	2.01	0.30	-0.01	-0.02	-0.22	-0.38
Masa soil n=0.40	2.28	2.47	2.37	2.28	2.25	0.70	0.02	-0.04	-0.18	-0.31

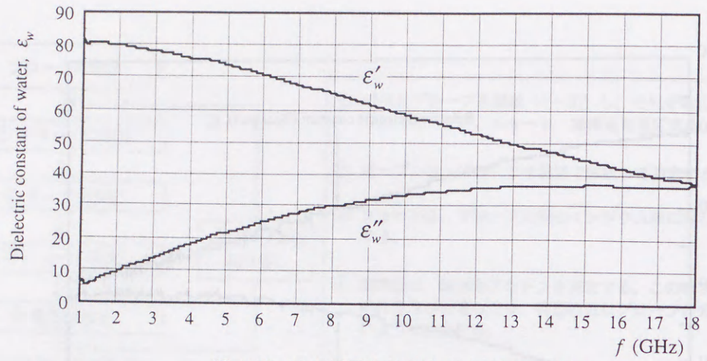


図-3.15　水の誘電率測定結果（水校正：20℃）

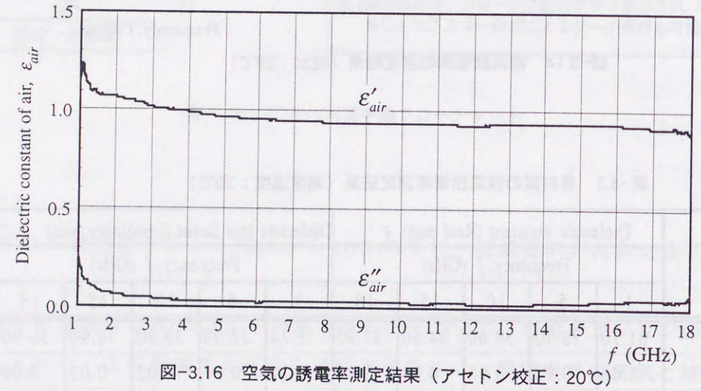


図-3.16　空気の誘電率測定結果（アセトン校正：20℃）

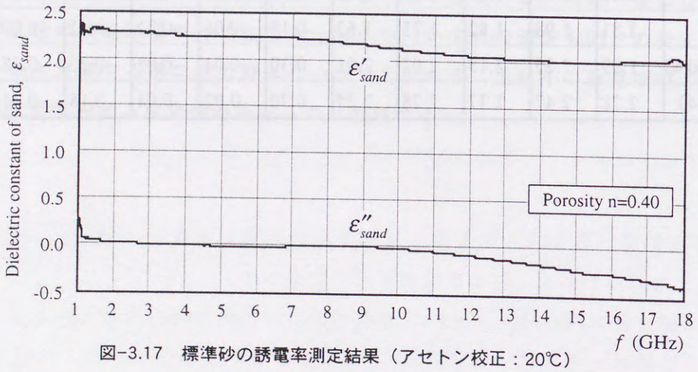


図-3.17　標準砂の誘電率測定結果（アセトン校正：20℃）

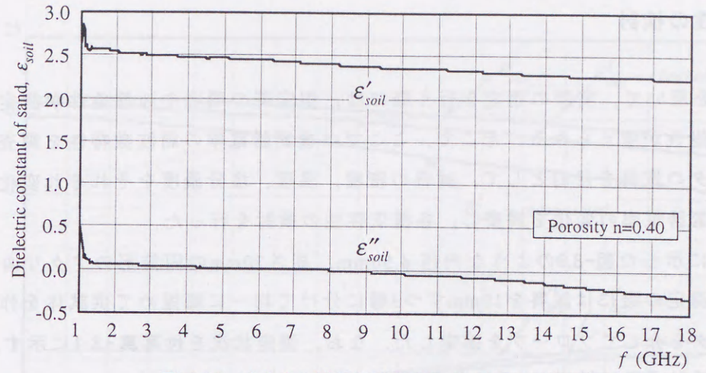


図-3.18　まさ土の誘電率測定結果（アセトン校正：20℃）

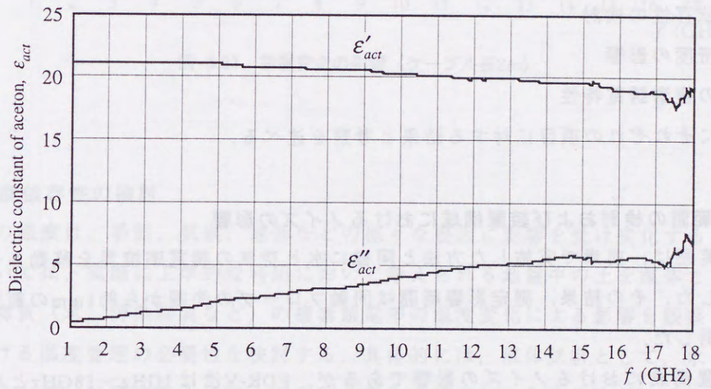


図-3.19　アセトンの誘電率測定結果（アセトン校正：20℃）

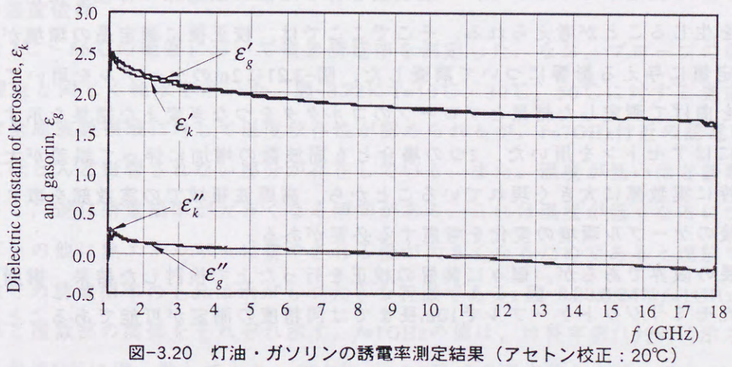


図-3.20　灯油・ガソリンの誘電率測定結果（アセトン校正：20℃）

3.4 適用性の検討

FDR-V法を用いて，実際の測定を行う際には，測定時の環境や地盤条件が測定値に影響を与える可能性が考えられる．そこで，ここでは複素誘電率の周波数特性を調査するための基礎データの取得を目的として，試料の密度，温度，塩分濃度をそれぞれ変化させ，それに伴う複素誘電率の変化を観察し，各種依存性の検討を行った．

測定は先に示した**図-3.9**のような内径ϕ50mm，高さ30mmの円筒形のアクリル製容器に土質試料の測定の際には試料を10mmずつ3層に分けて均一に締固めて供試体を作成し，上蓋のコネクタを介してプローブを固定した．なお，測定状況を**付写真-3.1**に示す．

ここでの検討項目は以下の4項目である．

① 計測範囲の検討および装置構成におけるノイズの影響
② 温度依存性の検討
③ 地盤密度の影響
④ 塩水の複素誘電特性

以下，順にそれぞれの項目に対する結果と考察を述べる．

3.4.1 計測範囲の検討および装置構成におけるノイズの影響

計測影響範囲は，前章で実施した方法と同様に水と空気の誘電率境界を移動させることにより測定した．その結果，測定影響範囲は同軸プローブの先端から約1mmの範囲内であることが判明した．

次に，装置構成におけるノイズの影響であるが，FDR-V法は1GHz～18GHzという高周波を取り扱い，さらに伝送線を含めた測定系で電磁波の振幅と位相をベクトル的に補正した後にサンプルを測定することから，一度校正を行った後に伝送線の特性が変化すると測定値に誤差を生じることが考えられる．そこでここでは，校正後に測定系の環境が変化した場合の測定値に与える影響について調査した．**図-3.21**に2mのケーブルを用いて校正後にケーブルを曲げて測定した結果とプローブのコネクタをつなぎ変えた結果を示す．校正および測定にはアセトンを用いた．2つの場合とも周波数の増加に伴って誤差が大きくなっている．特に実数部に大きく現れていることから，高周波領域での実数部を取り扱う場合には校正後のケーブル環境の変化を考慮する必要がある．

ケーブル長の限界であるが，個々に装置の校正を行った上で検討した結果，樹脂でコーティングしたセミリジットケーブルで10m長までは同精度の測定が可能であることを確認した．

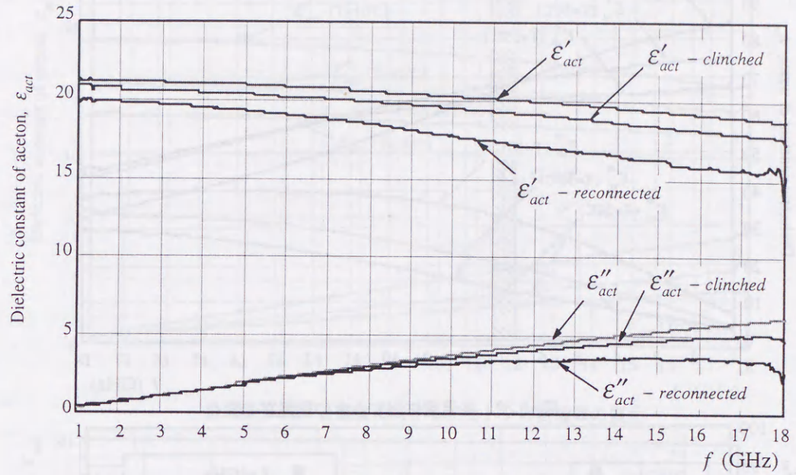


図-3.21 設置変化の影響（ケーブル長2m）

3.4.2 温度依存性の検討

地盤内の温度は，季節，気候，地形などの様々な要因に影響を受け変化する．そこで本項目においては，実際に工学的な利用において考えられる地盤中の土を媒体として流動する各液体物質（水，汚染物質など）の複素誘電率の温度変化による影響を観察し，実際の測定における温度管理の必要性を検討する．具体的には，液体試料として，水とアセトンおよび灯油を用いて温度変化に伴う測定値の変化を観察し，各液体物質の温度依存性の検討を行った．

(1) 水の温度依存

水温を3℃～66℃の範囲において複素誘電率を測定した．なお，プローブの標準校正溶液には測定と同じく純水を用いた．**図-3.22**にT=10℃，30℃，50℃に対する測定結果を示す．ほぼ全周波数領域に対して温度依存性が認められるが，f=7GHz付近の誘電率(実数部)に温度にほとんど影響されない部分が存在している．また，温度が低いほど誘電率の減衰量が大きく，逆に誘電損率が大きくなる傾向がある．これは温度が低くなるにつれて分極エネルギーの他に熱エネルギーに費やされる量が大きくなるためであると理解できる．高周波数域での誘電損率の上昇は水がもつ大きな特徴である．**図-3.23,3.24**にf=1GHzとf=7GHzの実数部と虚数部の関係をそれぞれ示す．f=1GHzの値は，理科年表(1998)に示されている水の誘電率値[6]とほぼ一致しており，FDR法・ADR法での測定値とも近いことがわかる．

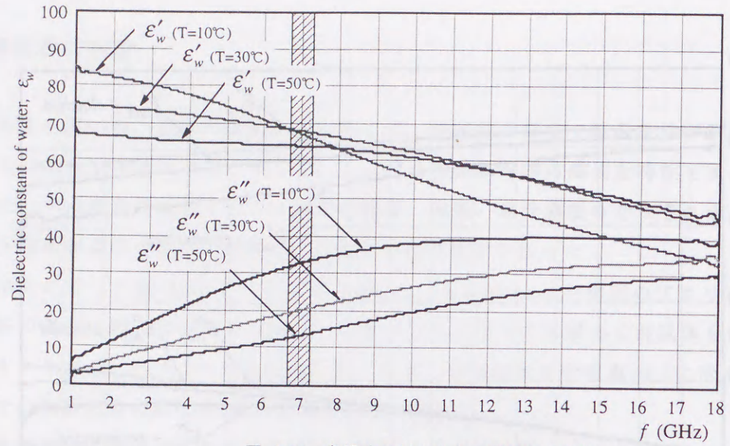


図-3.22　各温度に対する水の誘電率の変化

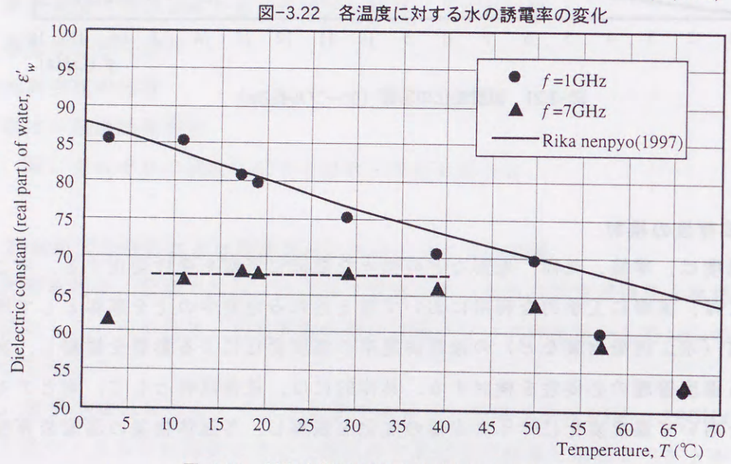


図-3.23　誘電率(複素誘電率実数部)の温度依存性

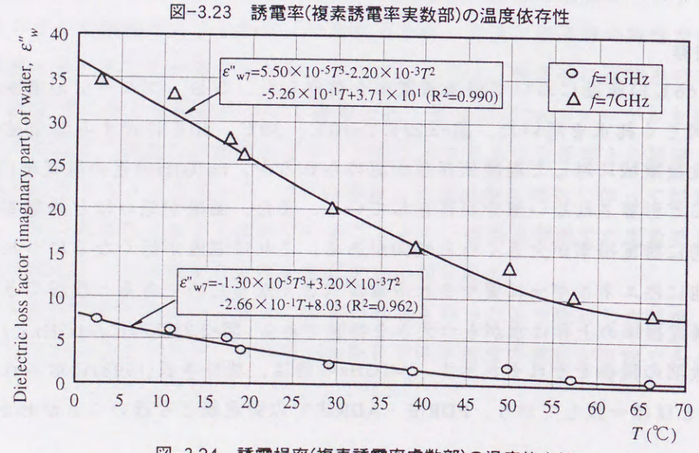


図-3.24　誘電損率(複素誘電率虚数部)の温度依存性

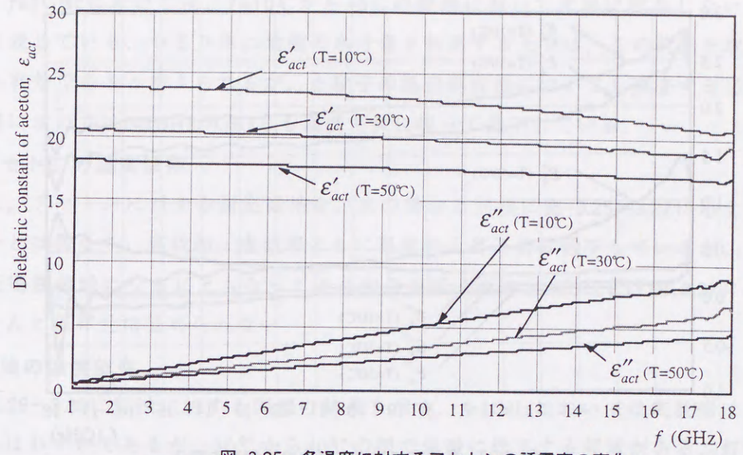


図-3.25　各温度に対するアセトンの誘電率の変化

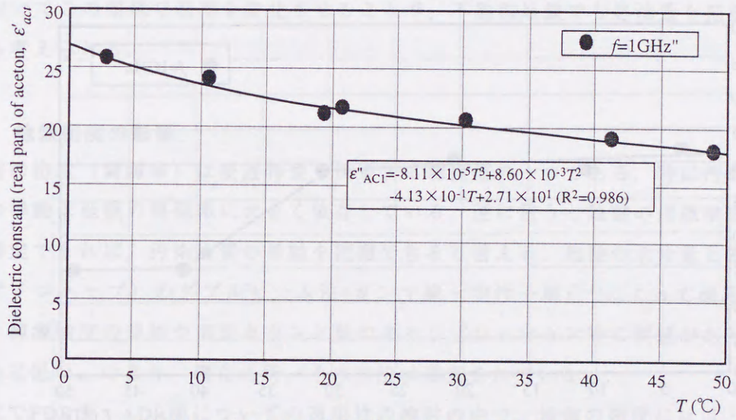


図-3.26　アセトンの誘電率(複素誘電率実数部)の温度依存性

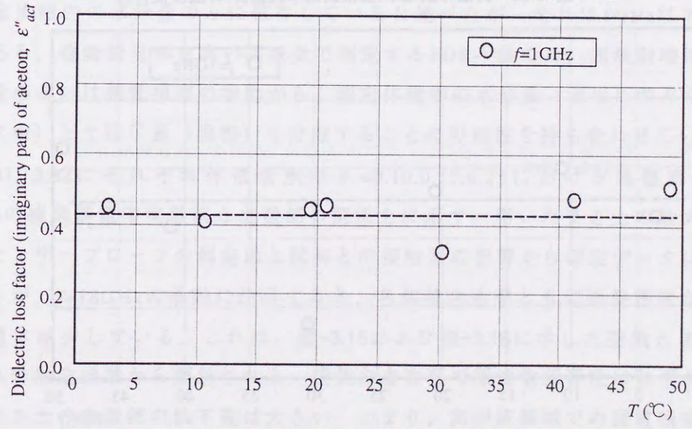


図-3.27　アセトンの誘電損率(複素誘電率虚数部)の温度依存性

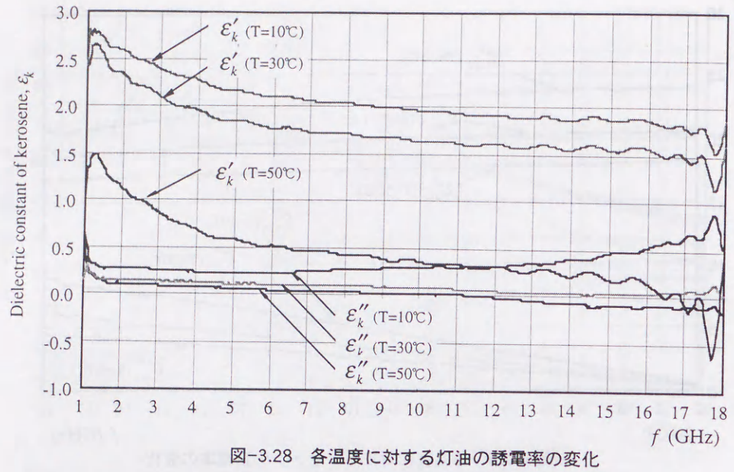


図-3.28　各温度に対する灯油の誘電率の変化

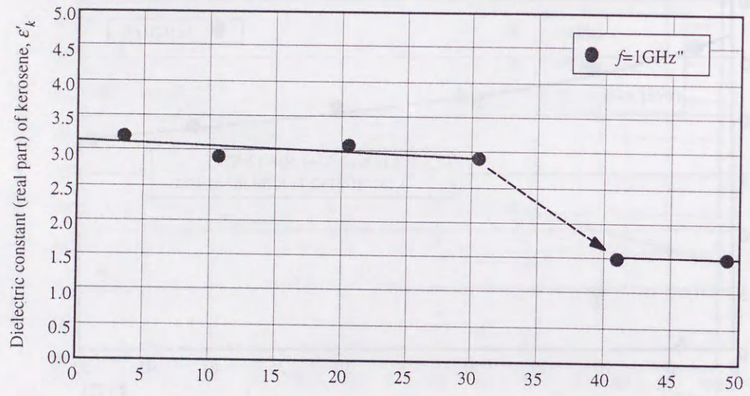


図-3.29　灯油の誘電率(複素誘電率実数部)の温度依存性

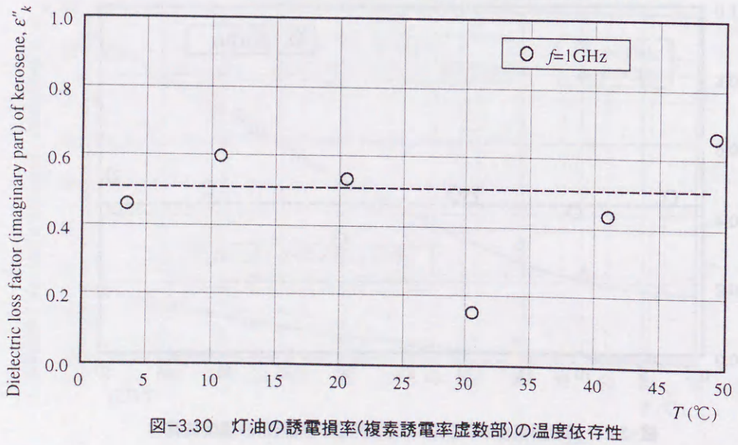


図-3.30　灯油の誘電損率(複素誘電率虚数部)の温度依存性

一方，f=7GHzにおいては，T=10℃から40℃の範囲において水温に依存しない領域があることを表している．つまり単に地盤の水分量を計測する上では，この範囲を取り扱うことが最も有効であると考えられるが，土粒子の温度依存性についても調査する必要がある．虚数部においてはf=1GHz,7GHzとも温度上昇に伴って低下している．

(2) アセトンの温度依存

次に，アセトンに対する測定結果を，水の場合と同様に図-3.25～3.27に示す．今度は水の場合とは異なり，実数部・虚数部ともに温度の上昇と共に低下しているが，虚数部において低周波領域になるにともなってその割合が低くなり，1GHzでは図-3.27に示したようにほとんど依存性は認められない．

(3) 灯油の温度依存

図-3.28～3.30に灯油に対する同様の結果を示す．f=1GHzにおいては実数部は30℃までは低下量はわずかであるが，30℃から40℃の間で急激に低下する領域がある．灯油汚染の地盤においてこの領域で温度を変化させることで，不飽和地盤でも灯油量を把握すること可能性も考えられる．

3.4.3　地盤密度の影響

地盤の密度（間隙率）は浸透特性を決定する物性値の一つである．特に汚染物質の地盤中での挙動は地盤の間隙率に大きく依存している．逆に言うと地盤の間隙率を原位置で正確に測定できれば，汚染物質の挙動を把握できると言える．地盤の水分量と密度はRI（ラジオアイソトープ）のダブルビーム法(ガンマ線・中性子線)[7),8)]によって測定は可能であるが，線源強度の規制や測定カウント数のキャリブレーション等に問題があり，測定値の信頼性は低い．つまり，現在の所，その方法は確立されていない．

前章でFDR法・ADR法についての適用性の検討の中で，地盤の密度にはほとんど依存せず，測定体積内の水分量のみに依存していると述べたが，それは1GHz以下の周波数においてである．複素誘電率を高い周波数で測定するFDR-V法では，周波数増加に伴う誘電率の減衰量あるいは誘電損率の挙動から，測定体積中の水分量（液相）のみならず，間隙空気量（気相）と土粒子量（固相）を分離することの可能性を持ち合わせている．

図-3.31，3.32にそれぞれ体積含水率θ=0.10,0.17,0.25における地盤密度とf=1GHzとf=18GHzの複素誘電率実数部と虚数部の関係をに示す．用いたまさ土の最大粒径は5mmであり，センサープローブの測定面と試料との接触面の影響から測定データは大きくばらついているが，f=18GHzの挙動に注目すると，各体積含水率ともに地盤密度が相加するに伴いその値は減少している．これは，図-3.15および図-3.18に示した空気とまさ土に対するそれぞれの測定結果から理解される．空気の虚数部の周波数依存性はわずかであることに対してまさ土の虚数部の低下量は大きい．つまり，高周波領域での誘電損率の低下は固相率の増加を示しているものと考えられる．　結論としては，実数部および低周波数領域の

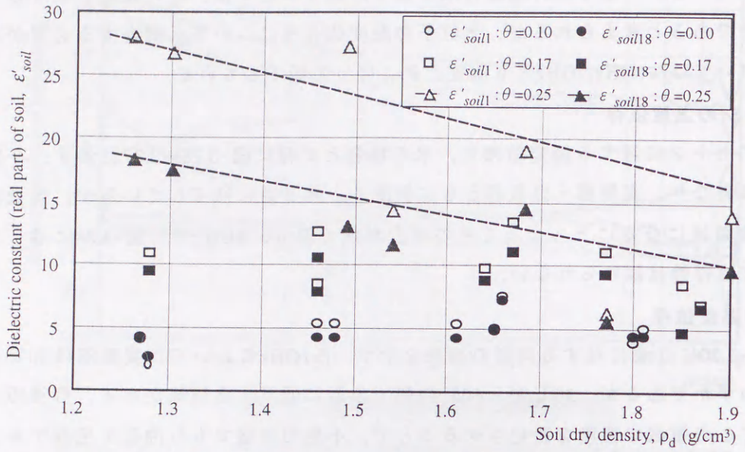


図-3.31　各体積含水率(θ=0.10, 0.17, 0.25)における地盤密度と誘電率(実数部)の関係（試料：まさ土，T=20℃）

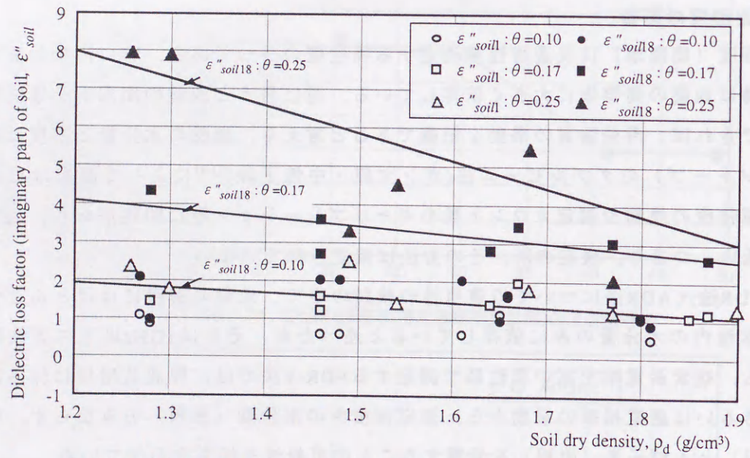


図-3.32　各体積含水率(θ=0.10, 0.17, 0.25)における地盤密度と誘電損率(虚数部)の関係（試料：まさ土，T=20℃）

虚数部は地盤密度に依存せず，高周波領域の虚数部で地盤密度を特定できると言える．ただし，虚数部の高周波領域の測定はプローブの設置環境に大きく依存していることから，そのノイズを少なくしなければならない．また，固相率の増加に伴う誘電損率値の低下の物理的な裏付けは現在の所，解明できてはいない．

3.4.4　塩水の複素誘電特性

塩水遡上による地盤汚染も構造物に与える影響としては深刻な問題であり，原位置で地盤塩水汚染度を経時的に測定することができれば，工学的意義も大きい．ここでは，FDR-V法による地盤塩水汚染度の測定手法を開発するための基礎データを得ることを目的として，水溶液中の塩分濃度と水温の変化が複素誘電率に与える影響について調べた．

図-3.33にT=10℃と30℃の純水と10,000ppm(1%)水溶液に対する実数部の測定結果を，図-3.34に同様に虚数部の測定結果を示す．水においてはf=7Ghz付近で10℃から40℃の範囲で温度に依存しないことを先に示したが，塩水においてもその傾向が現れている．ただしここでは，40℃以上の水温も考慮することから，この特性は適用しない．

一方，虚数部では，f=1～7GHzにおいて塩分濃度の影響が大きく現れている．しかし，10GHz付近では濃度にはほとんど依存せず，むしろ温度に密接に関係していることがわかる．そこで，図-3.35および図-3.36にそれぞれ水温T=20℃における塩分濃度の変化による複素誘電率の実数部と虚数部の値について示す．実数部も塩分濃度の変化とともに大きく低下する傾向がある一方で，虚数部は特徴的である．そこで，水溶液中の濃度と水温を同時に把握する定式化の手法について以下に述べる．これらの基礎となる関係は次式である．

$$\varepsilon''_{sw1} = F(T, C) \tag{3.34}$$

$$\varepsilon''_{sw10} = F(T) \tag{3.35}$$

ここで，T：水温，C：塩分濃度，ε''_{swf}：周波数fにおける塩水の誘電損率，である．

まず，図-3.37, 3.38にそれぞれf=10GHzにおける誘電損率と温度の関係，誘電損率と塩分濃度の関係を示す．この周波数帯では虚数部は塩分濃度に依存せず，温度にのみ依存することがわかる．そこで，図-3.37より，塩水の水温は次式で示される．

$$T = -2.18\times10^{-3}\varepsilon''^{3}_{sw10} + 2.09\times10^{-1}\varepsilon''^{2}_{sw10} - 8.65\times10^{-1}\varepsilon''_{sw10} + 1.54\times10^{2} \quad (R^2 = 0.973) \tag{3.36}$$

ここで，T：水温(℃)，ε''_{sw10}：周波数f=10GHzにおける塩水の誘電損率，である．

また，図-3.39に各温度における塩分濃度と1GHzの誘電損率の関係を示す．これらの関係は図中に示したように線形関係があることがわかる．図-3.39を基に式(3.34)に対して多重回帰分析を行うと塩分濃度は次式で表される．

$$C_s = 5.24\times10^{-2}\varepsilon''_{sw1} - 6.61\times10^{-4}\varepsilon''_{sw1}\cdot T - 1.62\times10^{-4}T^2 + 1.62\times10^{-2}T - 4.32\times10^{-1} \quad (R^2 = 0.993) \tag{3.37}$$

ここで，T：水温(℃)，C_s：塩分濃度(%)，ε''_{sw1}：周波数f=1GHzにおける塩水の誘電損率，である．

これはUlaby(1986)が示した結果[1]と同様である．式(3.37)をもとに算定した結果と実際の測定結果を図-3.40に示す．高濃度領域でばらつきはあるが，ほぼ良好な関係を示しており，定式化の妥当性を表すものである．

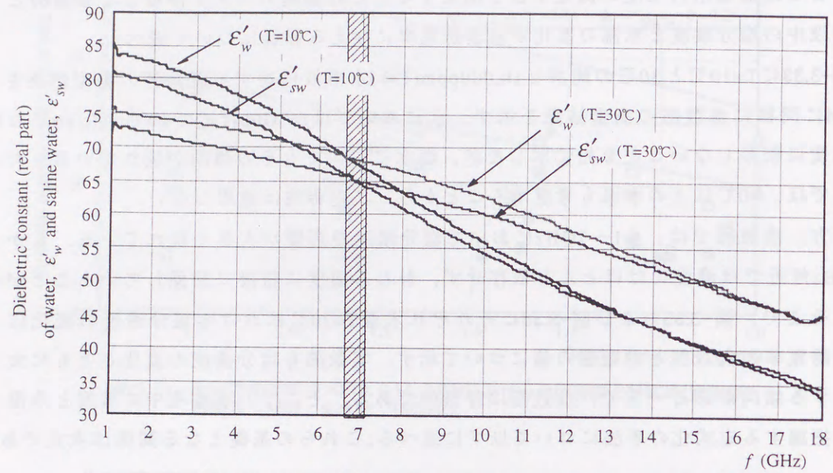


図-3.33　塩水の誘電率(複素誘電率実数部)：純水，10,000ppm塩水(1％水溶液)

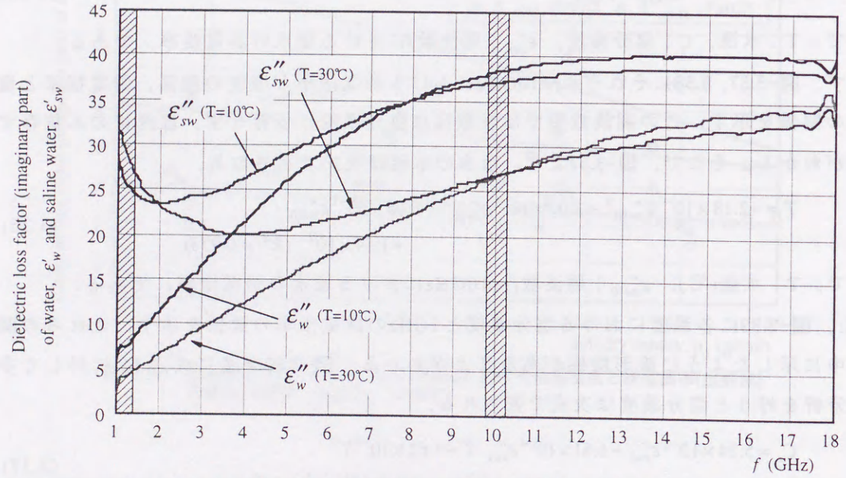


図-3.34　塩水の誘電損率(複素誘電率虚数部)：純水，10,000ppm塩水(1％水溶液)

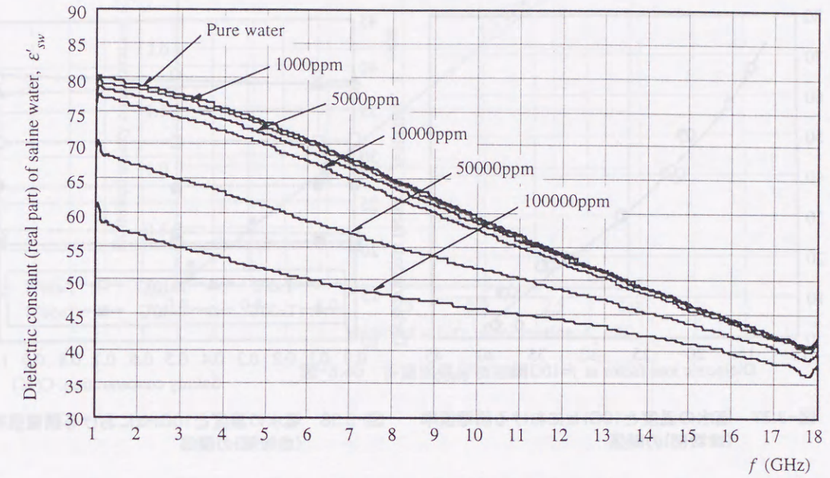


図-3.35　塩水の誘電率(複素誘電率実数部)：T=20℃)

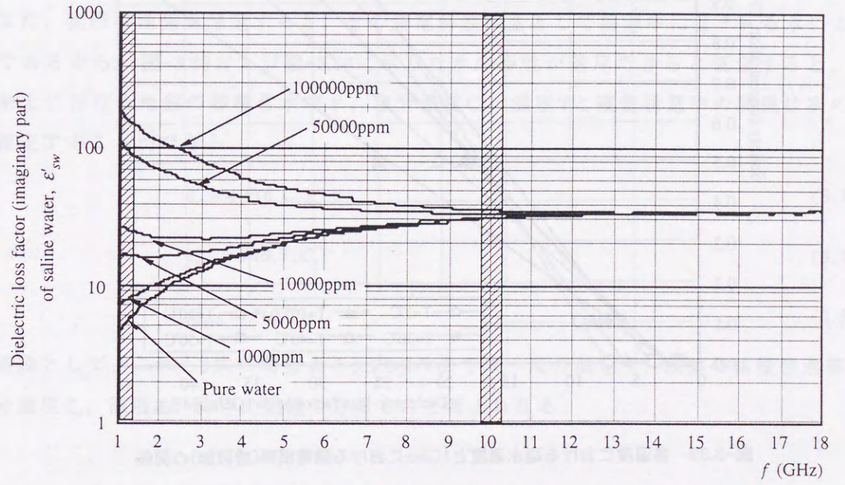


図-3.36　塩水の誘電損率(複素誘電率虚数部)：T=20℃)

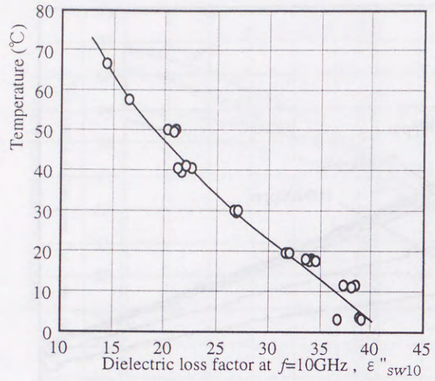


図-3.37　塩水の温度と10GHzにおける誘電損率(虚数部)の関係

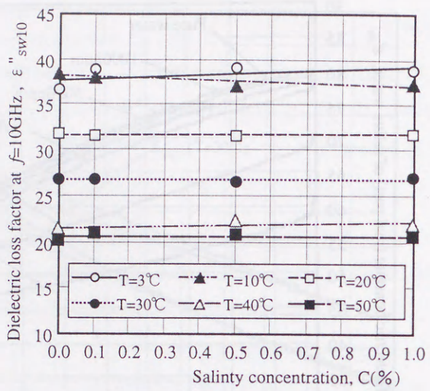


図-3.38　塩水の濃度と10GHzにおける誘電損率(虚数部)の関係

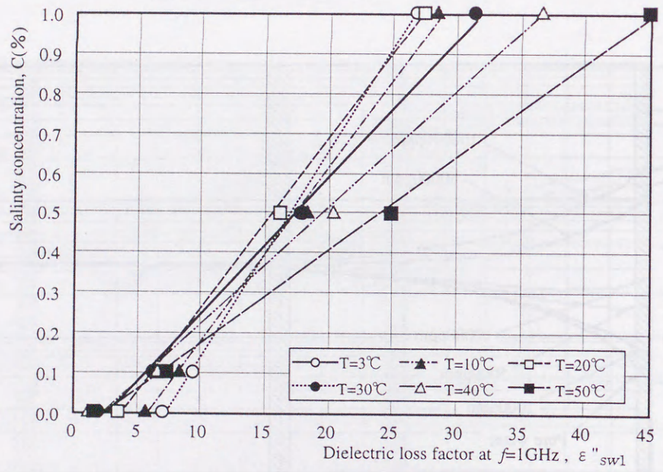


図-3.39　各温度における塩水濃度と1GHzにおける誘電損率(虚数部)の関係

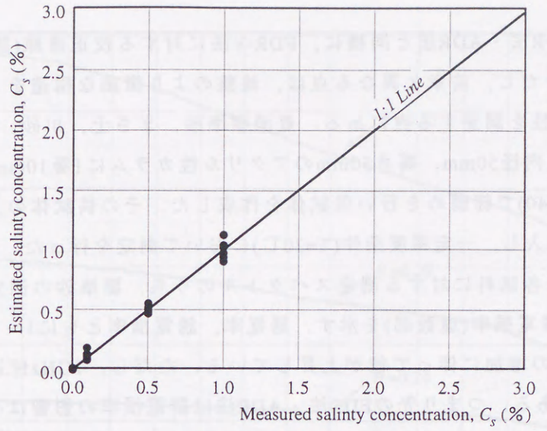


図-3.40　多重回帰分析結果

塩水の場合，1GHz付近の虚数部の値が温度上昇と共に増加する傾向がみられ，これは水の場合とは異なる特性である．

また，実際の地盤を想定すると，その誘電特性は主として間隙中に含まれる水によるものであるから，図-3.33および図-3.34に示した水の特性が適用できると仮定すると，塩水汚染土における地盤の体積含水率θ，塩分濃度C_s，温度Tと複素誘電率の関係は次のように推定することができる．

$$\varepsilon'_{sw7} = F(\theta, C_s) \tag{3.36}$$

$$\varepsilon''_{sw1} = F(\theta, T, C_s) \tag{3.37}$$

$$\varepsilon''_{sw10} = F(\theta, T) \tag{3.38}$$

結論として，これら3式の関係より，FDR-V法では一度の測定で，地盤の体積含水率θ，塩分濃度C_s，温度Tが瞬時に把握できるものと考えられる．

3.5　校正曲線（誘電率-体積含水率）の検討

ここでは，前章のFDR法・ADR法と同様に，FDR-V法に対する校正曲線(誘電率-体積含水率)の検討を行う．ただし，前章と異なる点は，地盤のより微細な構造をとらえることのできる複素誘電率特性を調査する点にある．豊浦標準砂，まさ土，川砂，DLクレー(試料の物性：付録参照)を内径50mm，高さ30mmのアクリル性カラムに1層10mmずつ3層に分けて一定の間隙率(n=0.40)で締固めを行い供試体を作成した．その供試体の上部から測定プローブを数mm程度挿入し，一定温度条件(T=20℃)において測定を行った．

まず，図-3.41, 3.42に各試料に対する測定スペクトルのうち，標準砂の測定結果のそれぞれ誘電率(実数部)と誘電損率(虚数部)を示す．誘電率，誘電損率ともに1～18GHzの全領域に対して体積含水率の増加に伴って値が上昇している．ただし，1GHz付近の誘電損率はその割合はわずかである．つまり先のFDR法・ADR法は誘電損率の影響は小さいものとして複素誘電率を単に誘電率として取り扱っており，この原理に基づいている．一方，周波数が高くなるにつれて，誘電率は大きく減衰し，その一方で誘電損率は大きく上昇している．これは先の水の単体での測定スペクトルと同等の特性であり，これは含水量が多いほど，顕著になっており，地盤の誘電特性はその含水量に大きく左右されることがわかる．さらに虚数部に注目すると，f=10～15GHz付近で一度ピークを示した後に大きく減衰している．水の分極における緩和時間はf=10GHzといわれており[3]，この付近の周波数に大きく影響しているものと考えられる．さらに，f=15～18GHz付近では，先に示した標準砂やまさ土の単体に対するスペクトルはこの付近の周波数で大きく減衰している．間隙に含まれる空気のスペクトルはこの領域では減衰していないことを考えると，f=15～18GHzは地盤の土粒子の密度に大きく影響されていることがわかる．その一方で水溶液の塩分濃度の測定で示したように，f=1～10GHz付近では特にイオン濃度に影響している．つまり，これらのことをまとめると，表-3.2のようになる．地盤の誘電損率特性としては，f=1～10GHzの領域では主としてイオン濃度を，f=10～15GHzでは地盤に含まれる水分量を，そして，f=15～18GHzでは地盤の骨格構造を示している．ただしこれらは経験的なものであり，理論的には説明していない.理論的なアプローチから再度考察することが今後の課題である．

次に，各試料に対する測定スペクトルのうち，1GHzと18GHzの値に注目し，それぞれ誘電率(実数部)および誘電損率(虚数部)と体積含水率との関係で整理した結果を，図-3.43～46に校正結果を示す．ここで，まさ土に対して特に高含水比領域で他の値から大きく外れている．これはまさ土の最大粒径が5mmであることに対して，測定プローブの先端は直径3mm程度と小さいことから，センサー挿入時に大部分が間隙に接触し，間隙水を測定したものと考えられる．実際，18GHの誘電損率値をみると他よりも大きな値を示しており，実際よりも大きな割合で水分量を見積もったと考えられる．したがって，最大粒径以上に測定範囲をもつプローブを開発する必要がある．

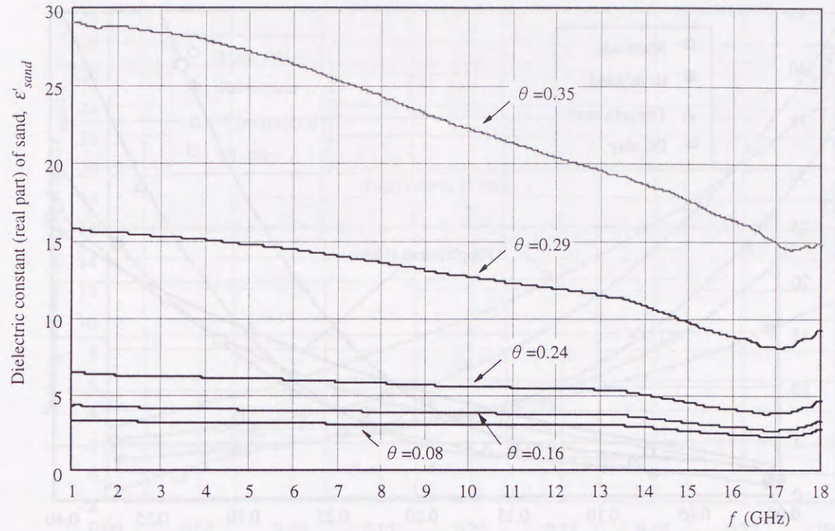


図-3.41　各体積含水率における誘電率測定スペクトル（試料：豊浦標準砂，T=20℃）

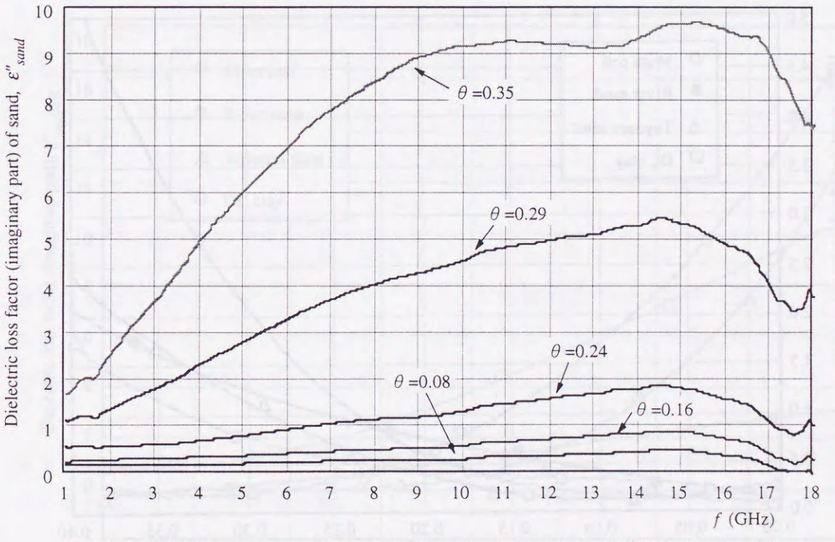


図-3.42　各体積含水率における誘電損率測定スペクトル（試料：豊浦標準砂，T=20℃）

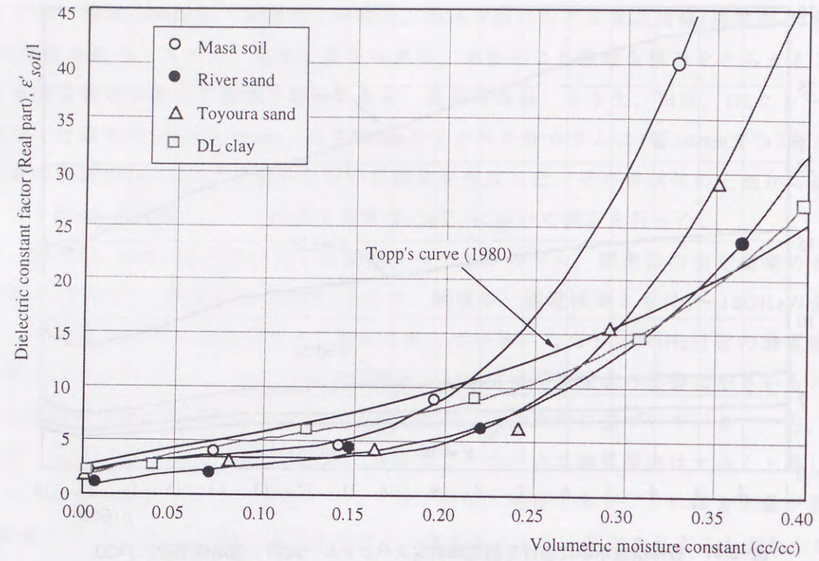


図-3.43　土質試料の誘電率測定結果　(*Frequency f=1GHz, Porosity n=0.4*)

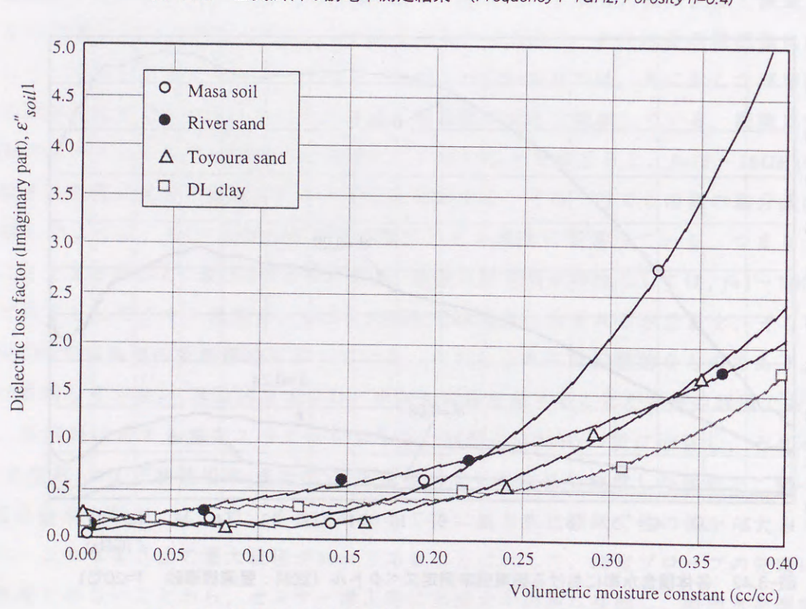


図-3.44　土質試料の誘電損率測定結果　(*Frequency f=1GHz, Porosity n=0.4*)

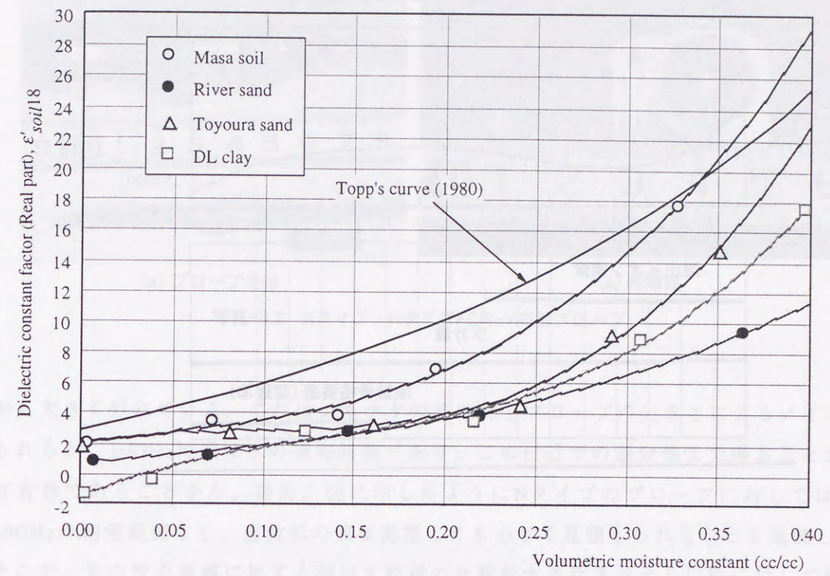


図-3.45　土質試料の誘電率測定結果　(*Frequency f=18GHz, Porosity n=0.4*)

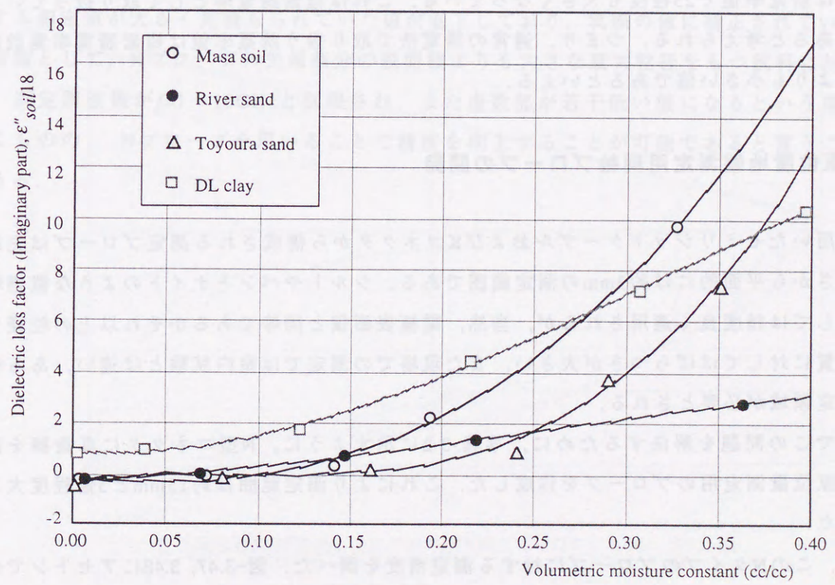
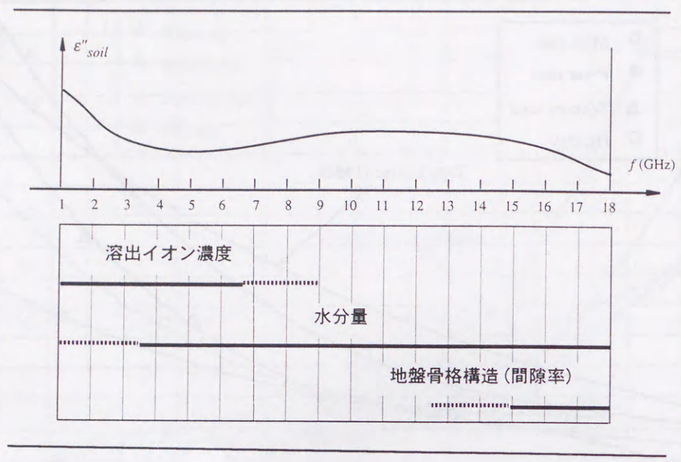


図-3.46　土質試料の誘電損率測定結果　(*Frequency f=18GHz, Porosity n=0.4*)

表-3.2　誘電損率の周波数特性と地盤構造.



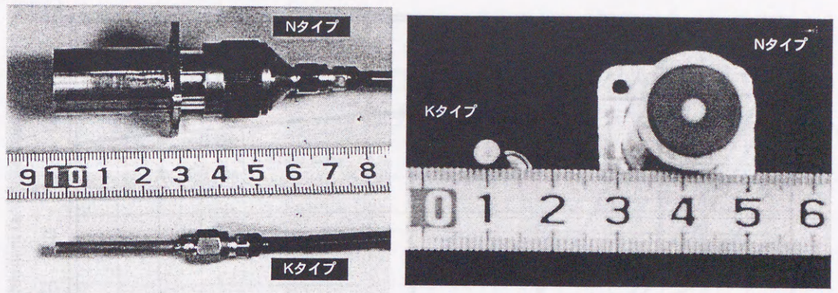
一方，Topp(1980)がTDR法を用いて作成した校正曲線[9]と比較すると，高水分領域では最大では誘電率値で25程度も大きくなっている．これは複素誘電率として取り扱っているためであると考えられる．つまり，通常の誘電法で取り扱う誘電率値は複素誘電率実数部での値よりも小さい値であるといえる．

3.6　原位置地盤測定用同軸プローブの開発

先に用いたセミリジットケーブルおよびKコネクタから構成される測定プローブは先端の大きさから平面的には約3mmの測定範囲である．シルトやベントナイトのような微細粒子に対しては精度良く適用されるが，当然，電極表面積と同等であるかそれ以上の粒径をもつ物質に対してはばらつきが大きい．また現場での測定では室内試験とは違い，ある程度の測定領域が必要とされる．

そこでこの問題を解決するために，写真-3.2に示すように，N型コネクタに真鍮棒を溶接して原位置測定用のプローブを作成した．これにより測定範囲は約15mmと5倍程度大きくなった．

まず，このNタイプのプローブに対する測定精度を調べた．図-3.47, 3.48にアセトンでの校正後に測定した同じアセトンと空気の誘電率および誘電損率のスペクトルを示す．アセトンでは両者ともに違いはないため，精度を保っているが，空気の測定結果では10GHz付



(a) プローブ全体　　(a) 先端部

写真-3.2　Kタイプ・NタイプFDR-V同軸プローブ

近から大きく外れている．これはコネクタの接続部とプローブの大きさによるノイズと考えられるが，10GHz付近は水の緩和時間であり，この付近での測定値まで得ることができれば有効であることから，結局，図に示したようにNタイプのプローブに対しては，f=1～10GHzの測定範囲とし，虚数部の値は実際よりも小さく見積もられることを追加した．

そこで，先の校正曲線に対する測定を粒径の比較的大きなまさ土と川砂に対して再度行った．結果は1GHzと今度は10GHzに対して整理し，同様に図-3.49～3.52に示す．まさ土に対する測定値が大きく見積もられていた値が低下しており，実際の値に補正されている．

結論として，Kプローブの先端部分の表面積よりも大きな最大粒径をもつ試料に対しては，測定周波数がf=1～10GHzと制限され，また虚数部が若干低い値になるという条件がつくものの，Nプローブを用いることで精度を向上することが可能であると言うことができる．

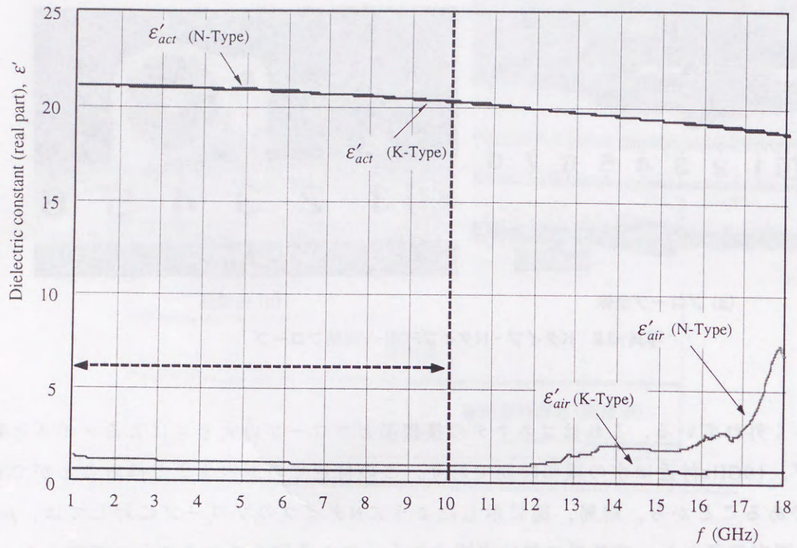


図-3.47　Nタイププローブに対する性能テスト：誘電率(実数部)

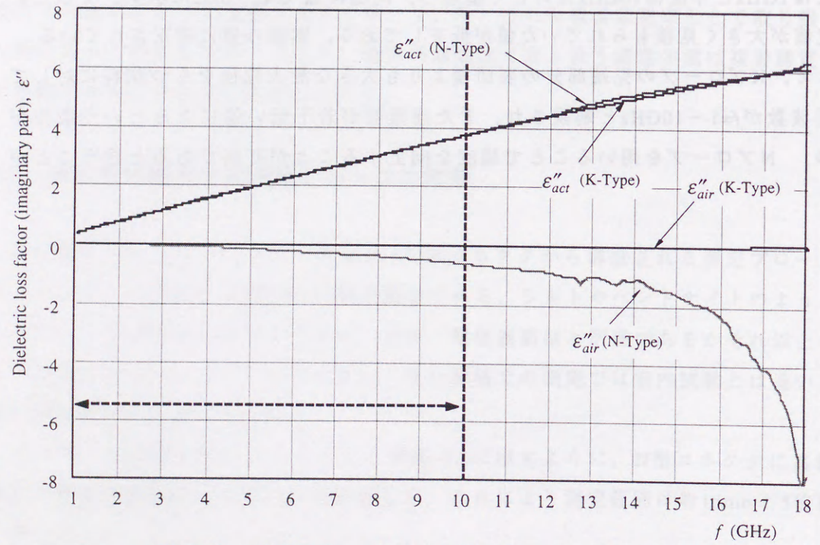


図-3.48　Nタイププローブに対する性能テスト：誘電損率(虚数部)

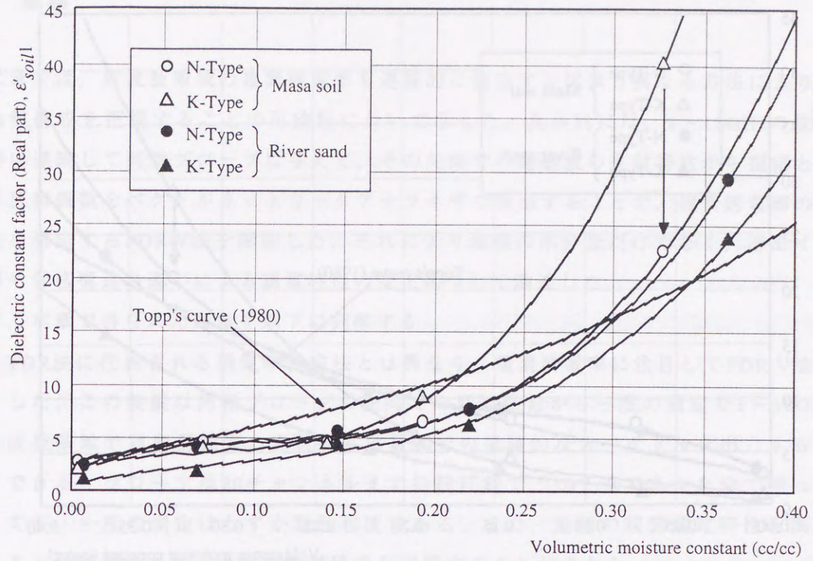


図-3.49　土質試料の誘電率測定結果　(*Frequency f=1GHz, Porosity n=0.4*)

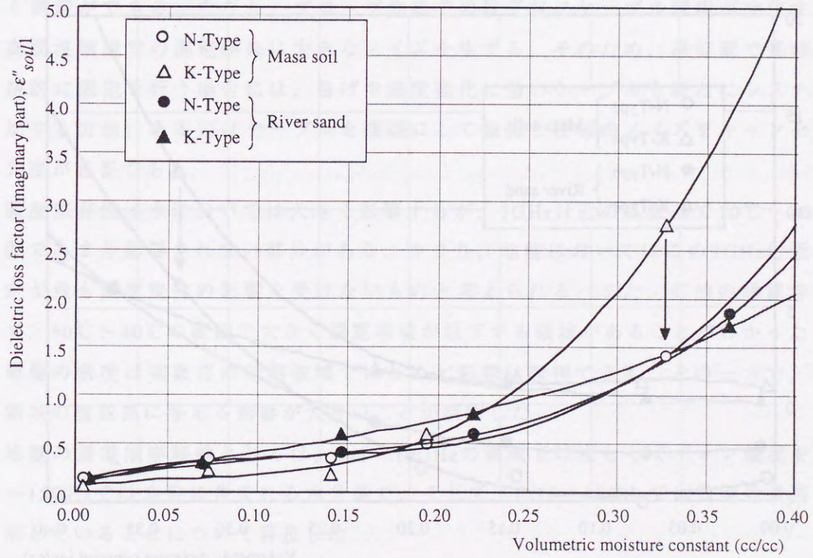


図-3.50　土質試料の誘電損率測定結果　(*Frequency f=1GHz, Porosity n=0.4*)

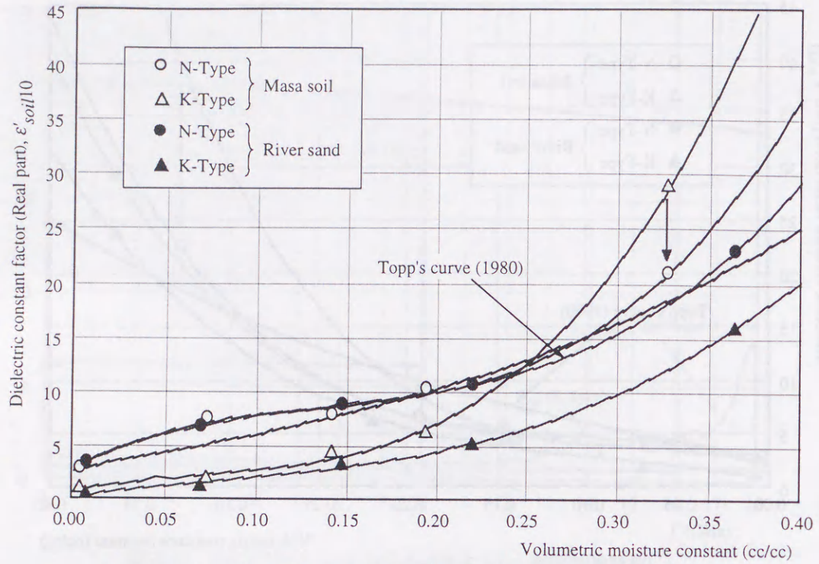


図-3.51　土質試料の誘電率測定結果　(*Frequency f=10GHz, Porosity n=0.4*)

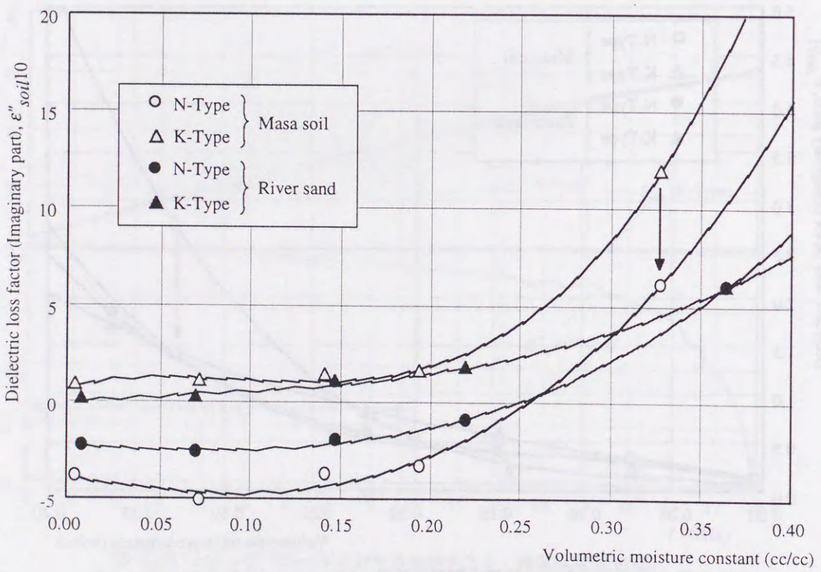


図-3.52　土質試料の誘電損率測定結果　(*Frequency f=10GHz, Porosity n=0.4*)

3.7　結論

本章では，周波数領域の複素誘電率を連続的に測定する従来と異なる方法により，複雑な地盤構成を把握することの可能性について示した．具体的には，1～18GHzの電磁波を瞬時に連続して同軸プローブに与えて，その先端での電磁波の反射特性から振幅と位相による反射係数をベクトルネットワークアナライザで検出することで，複素誘電率の周波数特性を測定するFDR-V法を開発した．それにより地盤の水分量だけでなく，溶出イオンの影響や骨格構造の違いによる誘電特性の変化について論述した．

以下，本章で得られた知見を以下に列挙する．

1)　TDR法に代表される誘電率測定法とは異なり，複素誘電率に注目してFDR-V法を開発した．この装置は同軸プローブの先端での反射係数から一度の測定で1～18GHzの周波数領域で複素誘電率の実数部と虚数部での連続的なスペクトルを出力することができる．プローブは20チャンネルまで接続可能で，20チャンネルを全て使ったとしても，一度の測定はわずか数秒程度である．また，地盤の複素誘電特性を調査することが可能であり，地盤の微細構造を把握することができる．

2)　測定システムはセミリジットケーブルで10mまでであれば1～18GHzの範囲で問題なく測定ができる．ただし，プローブ先端での校正後にケーブル環境が変化すると，高周波領域での測定結果に大きなノイズを生ずる．そのため，原位置で長時間，連続的に測定を行う場合には，曲げや温度変化に強いケーブルを新たにシステムに追加する方法，あるいはケーブルを複線にして振幅と位相のノイズをキャンセルする方法が必要である．

3)　温度依存性は水においては大きく影響するが，7GHz付近の実数部で10℃～40度の範囲であまり影響されない部分がある．つまり，地盤においてはこの7GHz付近での測定が最も温度変化の影響を受けないものと考えられる．また，灯油の誘電特性として，30℃～40℃の範囲で大きく誘電率値が低下する領域があることがわかった．

4)　地盤の密度は実数部の低周波域でほとんど影響は無視できる．その一方で，高周波領域の虚数部に与える影響が大きいことが判明した．

5)　地盤の誘電損率特性としては，f=1～10GHzの領域では主としてイオン濃度を，f=10～15GHzでは地盤に含まれる水分量を，そして，f=15～18GHzでは地盤の骨格構造を示していることについて言及した．

6)　粗粒子の試料に対する測定誤差を軽減するため，測定表面積の大きな同軸プローブを製作した．このプローブで直径15mm領域での測定が可能になり，その効果を確認した．ただし，f=1～10GHzにおいて使用可能である．

次章からは，これらFDR法，ADR法，FDR-V法を用いて実際に地盤の浸透特性を測定する方法について論述する．

【参考文献】

1) Ulaby,F.T., R.K.Moore and A.K.Fung : Microwave Remote Sensing, Active and Passive, VolumeⅢ, From Theory to Applications, *Artech House*, pp.2017-2103, 1986.
2) 深見和彦・虫明功臣・小池雅洋：マイクロ波による表層不飽和帯水分リモートセンシングに関する基礎実験，土木学会第43回年次学術講演会講演概要集，Ⅱ-12, pp.371-374, 1989.
3) 電気学会：誘電体現象論，電気学会, pp.89-101, 1973.
4) 冀北平：FDR(Frequency Domain Reflectometry)による未凍土・凍土中における土壌水の定量的評価と土壌誘電体の解析手法に関する研究，岡山大学博士論文, 1996.
5) 大森俊一・横島一郎・中根央：高周波・マイクロ波測定，コロナ社, pp.189-210, 1992.
6) 国立天文台編：理科年表，丸善株式会社, pp.483-484, 1998.
7) 三嶋信雄：RIによる現場密度・含水比の測定，土木施工，現場のための土木計測ハンドブック, pp.210-221, 1987.
8) 河野伊一郎・西垣誠・延山政之：中性子水分計の室内試験の適用に関する研究，第18回土質工学研究発表会, E-7, pp.1317-1320, 1985.
9) Topp, G.C., J.L.Davis, A.P.Annan : Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resour. Res., Vol.16, No.3,* pp.574-582, 1980.
10) Stephens, D.B. : Vadose Zone Hydrology, *Lewis Publishers*, pp.217-234, 1995.
11) Willson, L.G., L.G>Everett, S.J.Cullen : Hand book of Vadose Zone Characterization & Monitoring : White I., S.J.Zeglin : Electric and Dielectric Methodos for Monitoring Soil-Water Content, *Lewis Publishers*, pp.343-385, 1995.

第4章　地盤浸透特性の計測手法の開発

4.1　概説

斜面の豪雨時における表層破壊，河川堤防などの土構造物への降雨や河川水の上昇による浸透破壊などは，土中に水が浸透することによって引き起こされる現象である．特に斜面崩壊において問題となるのは，不飽和状態から飽和状態への移行の過程である．したがって，このような破壊や崩壊に対して危険予測を的確に行うためには不飽和地盤への浸透現象を定量的に評価する必要がある．つまり，地盤の水分量の経時的変化をモニタリングすることが要求される．

さらに高レベル放射性廃棄物地層処分や石油・天然ガス備蓄および圧縮空気等の貯蔵等の地下空間の開発に関して，処分坑道や空洞掘削における岩盤の不飽和領域の広がりが予想され，地下水の浸透挙動に大きく関与してくるものと考えられる．したがって，その挙動を把握するには，岩盤の水分量を測定する手法の開発が必要である．

そこで本章では，不飽和地盤の浸透特性を支配するパラメータについて説明し，それらを室内および原位置で測定する試験法への誘電法の適用について述べる．さらに，岩盤の不飽和浸透特性を誘電法により計測するための基礎研究として，FDR法による岩石試料の水分量の計測を試みた結果について論述する．

4.2　不飽和地盤の浸透特性を示すパラメータとその測定方法

4.2.1　不飽和浸透特性を示すパラメータ

不飽和土の浸透特性を定量的に取り扱う上で必要となるパラメータを表すと表-4.1のようになる．以下に，各パラメータの工学的意義について説明する[1),2)]．

(1) 水分特性曲線

不飽和領域への降雨浸透や自由水面の低下より誘発される土中からの排水等の特性は，土の水分特性によるものである．粘性土では，土が地下水を保持しようとする力が砂質土に比較して強いため，地下水位が低下しても，土中の水が排水されにくい．無論，土が水を保持しようとする力はサクションと呼ばれ，逆に土が水を吸収しようとする力によっても計測される．サクションは負の間隙水圧であり，土の圧力水頭(ψ)の負の値によって表されるのが一般的であり，飽和度が大きくなるにつれて減少し，飽和になると0になる．

図-4.1に示す水分特性曲線において，θ_rは最小容水量であり，これ以下は液状では移動し得ない体積含水率の値である．また，θ_sは飽和体積含水率であり，本来地盤の間隙率と等しい値であると定義されるが，エントラプト・エアーの存在により，間隙率の80～90％程

表-4.1　不飽和土の浸透特性を示すパラメータ[1)]

パラメータ	記号
不飽和透水係数	k(θ)
水分特性曲線	ψ(θ)

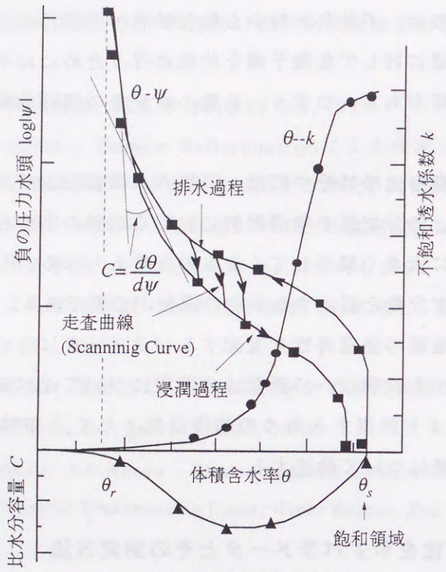


図-4.1　不飽和土の浸透特性[1)]

度であるとの報告がなされている[3)]．なお，水分特性曲線には測定時の水分移動が排水過程であるか浸潤過程であるかによって異なる曲線を示すヒステリシスを有することが知られているが，実務レベルでは，便宜上このヒステリシスを無視して排水過程のみを不飽和浸透特性として解析が行われる場合が多い．

浸透問題の数値解析では，水分特性曲線は比水分容量(C)として用いられる．したがって，図-4.1のθ-ψ曲線の勾配として求めたθ-C曲線が数値解析のパラメータとして用いられる．

(2) 不飽和透水係数

不飽和透水係数は図4-1に示すように土の飽和度に依存する値である．すなわち，完全飽和の時の透水係数が飽和透水係数であり，飽和度の低下とともにその値は指数的に低下する．不飽和領域内の浸透を考慮する解析方法は，自由水面を有する不圧帯水層の解析方

法としてきわめて有効であり，また多層地盤における多層の地下水面も簡単に取り扱えるため便利である．しかし，原位置における不飽和透水係数の飽和度全般にわたる計測方法が未だ確立されていないため，室内試験により測定された結果が主として用いられているのが現状である．

4.2.2　測定方法

上述のパラメータの測定は，主に室内試験により行われている．その代表的な方法を表-4.2，4.3に示す．いずれの試験法もそれぞれ用いる測定装置や測定範囲等に一長一短があるため，これらの試験方法をまとめて，あらゆる試料に対して一貫的に適用できる方法の開発が必要である．一般的には水分特性試験法[4)~6)]では加圧板法，不飽和透水試験法としては，定常法と瞬時水分計測法が主に用いられているようである[7)~9)]．しかし，原位置でサンプリングした試料を室内で撹乱して供試体を作成する場合は当然，不撹乱サンプリングする場合においても間隙比が変化する場合があり，中にはこれら間隙率や間隙分布の変化で数オーダーの透水係数の差を生じる場合も予想される．また，不撹乱の凍結試料から室内試験用の供試体を作成する場合も実際，非常に労力を要する作業となる．したがって，実際に原位置でかつ短時間で測定できる試験法が必要である．

原位置の不飽和透水試験法に関しては，Bouwer(1995)が試験法を一覧表にまとめており[10)]，表-4.4にこれを翻訳したものを示す．いずれも地表付近での試験法がほとんどであり，現状では深さ方向での透水係数の分布や間隙率の分布を測定するための試験法は確立されていない．この原因としては，原位置での地盤内の水分量を正確に測定する装置が適用されていないことが挙げられる．つまり，誘電率法のような簡便な地盤内水分量測定装置の原位置での確立が急務であると言える．

表-4.2　水分特性試験法とその範囲 4)（一部修正）

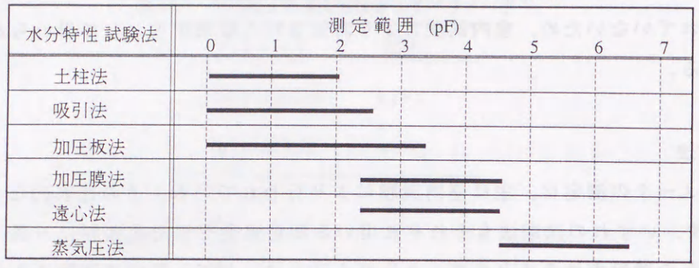


表-4.3　室内試験における不飽和透水係数の測定法 6)

Condition	Method	Reference
Steady state method	Short column method	Nielsen, D.R. et al.
	Long column method	Childs, E.C.
Unsteady state method	Pressure plate outflow method	Gardner, W.R.
	One- step method	Doering, E.J.
	Boltzmann transform method	Bruce, R.R. et al.
	Moment method	Zaslavsky, D. et al.
	Vertical infiltration method	Youngs, E.G.
	Crust- topped columns method	Hillel, D. et al.
	Sorptivity method	Dirksen, C.
	Instantaneous profile method	Watson, K.K.
	Unit gradient drainage method	Gradner, W.R.
	Hot air method	Arya, L.M. et al.

表4.4　原位置透水試験法の特徴及び比較 10)

試験名	精度	試験時間 (k_f=10^{-5} cm/s)	対象深度	使用範囲 k_f(cm/s)	利点	欠点
Single Ring infiltrometer	低い	4時間以内	表面のみ	10^{-2}～10^{-6}	試験が簡単で早い 精度の改善が可能	横方向の流れによる影響大 測定範囲が表面のみ
Double Ring infiltrometer	普通	4時間以内	表面のみ	10^{-2}～10^{-6}	同上	同上
Double Tube Test Method	普通	4時間から1日	0から1ft	10^{-8} 以下		装置が扱いにくい 解析に時間がかかる
Air-Entry Permeameter	高い	4時間以内	0から1ft	10^{-6} 以下	鉛直方向のk_sを測定 毛細管効果の評価	浸潤前線の判断が困難
Free Surface	悪い	4時間以内	制限なし	10^{-6} 以下	簡易な解析 砂質土では良い精度	毛細管効果が測定できない 精度が悪い
Borehole Permeameter Method	高い	4時間以内	制限なし	10^{-6} 以下	毛細管効果の評価	毛細管の予想が困難
2-Head Simultaneous Solution	様々	4時間以内	制限なし	10^{-6} 以下	簡易な解析 毛細管効果の評価	負の値がでることがある
Instantaneous Profile	高い	1日	0から5ft		k_{unsat} 曲線が得れる	気圧変化による影響大 試験に時間がかかる
Crust	高い	4時間から1日	0から1ft		0に近いkに有効	k_{unsat} の一つの値のみ
Empirical	低い	4時間	制限なし		試験が簡単で早い	精度が低い

4.3　不飽和浸透特性の室内試験法への応用

第2章ではFDR法の適用性の検討として様々な測定を行った．その結果，①瞬時の測定が可能で測定範囲が狭いため正確な測定座標を得ることが可能であり，②温度，塩分濃度等の諸条件にも補正が可能で，飽和度全般にわたって測定できることが確認された．したがって，従来土中水分計測法として用いられてきた炉乾法[12]やRI法[13]と同様に様々な不飽和透水試験法に用いることが可能である．

不飽和浸透特性を求めるための研究は従来数多く行われてきたが，実際の浸透解析において入力される物性値を提供するだけのデータの蓄積を得るまでには至っていない[12]．この理由としては，飽和土に比べて不飽和土の透水試験法は装置が複雑になり，負の圧力水頭や体積含水率の測定に高度な技術が必要なためである．そこで現在，より簡便で正確な試験法の開発が求められてきている．

そこで，本章ではFDR法を用いた不飽和透水試験法の一例として，瞬時水分計測法(Instantaneous profile methods)を提案する．この試験方法は砂質土の試験方法として，フィルター等の影響を受けにくく，比較的短時間で不飽和浸透特性を測定することが可能であるが，非破壊の水分計測が必要であるため，従来ではガンマ線や中性子線を用いたRI法を用いてきた[7]．しかし，これらの計測方法は装置が大がかりで，測定座標が不明確である等の問題を有している．つまり，RIに代わりFDR法を用いることでより簡便かつ容易に計測が可能であると考えられる．

(1) 鉛直一次元浸透理論[7]

瞬時水分計測法は，鉛直一次元の土柱内で給水湿潤あるいは排水の開始後，時々刻々と変化する体積含水率の分布と圧力水頭を計算することにより不飽和透水係数を求める試験法であり，同時に水分特性曲線も得ることができる．この手法はきわめて短時間の実験で不飽和土の浸透特性を求めることが可能である．またポーラスストーンや試料の不均質性の影響が少ないため，より正確な土の浸透特性を求めることができるとされている．

図-4.2のような鉛直1次元の排水実験において，排水面をz=0基準面にし，鉛直上方に座標をとる．この場合，不飽和浸透の支配方程式は次式となる．

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}k(\theta)\left[\frac{\partial\psi}{\partial z}+1\right] \tag{4.1}$$

両辺をzで積分すると，次式になる．

$$\int\frac{\partial\theta}{\partial t}dz=k(\theta)\left[\frac{\partial\psi}{\partial z}+1\right]_z+C_1 \tag{4.2}$$

$z=z_0$では水の補給がないためv=0である．この境界条件を式(2)に用いると，

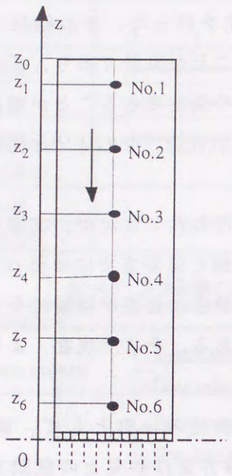


図-4.2　鉛直排水実験の概略図

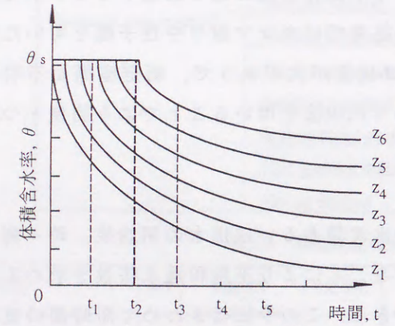


図-4.3　各計測点における体積含水率の経時変化

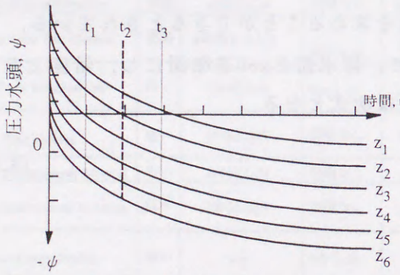


図-4.5　各計測点における圧力水頭の変化

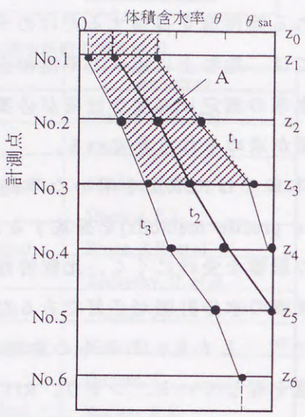


図-4.4　体積含水率の分布

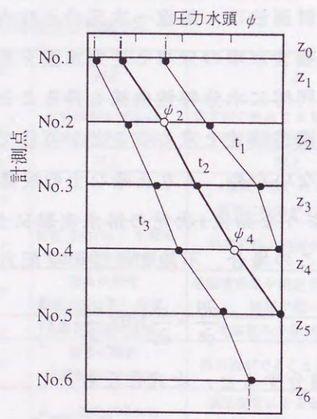


図-4.6　圧力水頭の分布

$$C_1 = \left[\int \frac{\partial \theta}{\partial t} dz\right]_{z=z_0} \tag{4.3}$$

となり，任意の点の任意時間での不飽和透水係数は次式により求められる．

$$k(\theta) = \frac{\int_{z_0}^{z} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right]_z} \tag{4.4}$$

式(4.4)の右辺の分子，分母は以下の手法で求められる．

a) 分子の値の求め方

① 図-4.2に示す土柱の各計測点での体積含水率の時間的変化を計測する(図-4.3)．

② 各時間に対する体積含水率とz座標の関係を図-4.3より図-4.4に示すように整理する．

③ 図-4.4より任意の点（例えばNo.3）をt_1からt_2の間に通過する流量は斜線部の面積となる．この面積をAとすると，位置z_3および時間t_1とt_2の中間時間t_2における式(4.4)の分子は次式で計算できる．

$$A = \int_{z_0}^{z_3} \theta dz$$

$$\left[\int_{z_0}^{z} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz\right]_{z_3, t_2 = \frac{t_1 + t_3}{2}} = \frac{\int_{z_0}^{z_3} \theta dz}{t_3 - t_1} = \frac{A}{t_3 - t_1} \tag{4.5}$$

b) 分母の値の求め方

① 図-4.2中の各点での圧力水頭の経時的変化を同時に計測する(図-4.5)．

② 任意時間$t_2=(t_1+t_3)/2$におけるNo.3における動水勾配はNo.2，No.4の時間t_2における圧力水頭(ψ_2，ψ_4)を用いて近似的に次式で求められる．

$$\left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right]_{z_3,\ t_2 = \frac{t_1 + t_3}{2}} = \frac{\psi_4 - \psi_2}{z_4 - z_2} + 1 \tag{4.6}$$

したがって，このようにして求めた式(4.5),式(4.6)の値を式(4.4)に代入すると不飽和透水係数の値が求められる．なお，不飽和透水係数と体積含水率の関係は，不飽和透水係数を計算した時間及び計測点に対応する体積含水率の値を図-4.4により求めることによって得られる．

以上の方法によると，体積含水率の継時的変化の計測は土柱の全領域にわたって行う必要があり，圧力水頭の変化は，不飽和土の透水係数を求めようとする点の上下で最低2カ所での計測が必要である．ただし，飽和度全領域にわたって測定を行うには，高さ方向に多点の計測を行う必要がある．

(2) FDR法を用いた瞬時水分計測法

FDR法を用いた瞬時水分計測法(給水実験)の装置概略図を図-4.7に示す．縦10cm，横20cm，高さ60cmのアクリル製モールドに水中落下で試料(0.1mmガラスビーズ)を間隙率n=0.37の

一定条件で詰め，供試体を作成した．体積含水率をFDR法により，また間隙水圧をセラミックカップを設置したサクション計測用の圧力変換器によって計測する．計測座標を図-4.8に示す．試験は排水過程で，モールドの上端と排水面との水位差は約88cmとし，測定位置はモールド上端より2cmの位置から5cm間隔で5点設けた．測定項目は誘電率と圧力水頭である．FDR法の電極センサーの長さは校正時と同様の15cmのものを用いた．供試体作成後，飽和透水試験を変水位透水試験により実施した結果，k_s=1.0×10^{-2}cm/secを得た．その後，先に示した手順により不飽和透水係数を算定した．測定時間は90分で，間隔は排水開始から30分までは3分毎に，30分から90分までは5分毎に測定した．なお，ガラスビーズに対するFDR法の校正曲線を図-4.9および図-4.10に示す．

(3) 試験結果及び考察

本試験により得られた体積含水率及び圧力水頭の経時変化をそれぞれ図-4.11，4.12に，各高さにおける体積含水率と圧力水頭の分布をそれぞれ図-4.13，4.14に示す．FDR法により上部からの経時変化を正確な座標でとらえている様子がわかる．

次に先に得られた計測値を用い算定した不飽和透水係数を図-4.13に示す．試験データから，飽和度50％以下の不飽和透水係数の値を得ることが出来なかった．さらに，瞬時水分計測試験中の体積含水率と圧力水頭の測定データの妥当性を調べるために，図-4.14に定常状態の水分特性曲線との比較を行った．同体積含水率に対する圧力水頭（サクション）の値は，最大でも15cm程度であり，間隙水圧計の精度（±1.5cm：セラミックカップ無し，±10cm：セラミックカップ有り）及びFDR水分計の精度（約5％）を考慮すると誤差として納得できる値である．また，非定常状態と定常状態の水分特性曲線はそもそも異なっていることも，接触角の違いから考えられるが，このことに関しては現時点では明らかではない．さらに，図-4.15に土柱法により得られたデータをもとに次式のvan Genuchtenモデル[14]（以下VG）を用いて算定した不飽和透水係数を重ねた（α=0.017，n=12.5）．

$$S_e = \left(1+|\alpha\psi|^n\right)^{-m} \tag{4.7}$$

$$k_r = \frac{k}{k_s} = S_e^{1/2}\left\{1-\left(1-S_e^{1/m}\right)^m\right\}^2 \tag{4.8}$$

ここで，ψ：負の圧力水頭(cm)，S_e：有効飽和度，α, n, m：形状パラメータ（m=1-1/n），θ：体積含水率，θ_s：飽和体積含水率，θ_r：最小容水量，k_s：飽和透水係数(cm/sec)である．また，有効飽和度S_eは不飽和浸透に関与する水分量と空隙量の比として次式で表現されるパラメータである．

$$S_e = \frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} \tag{4.9}$$

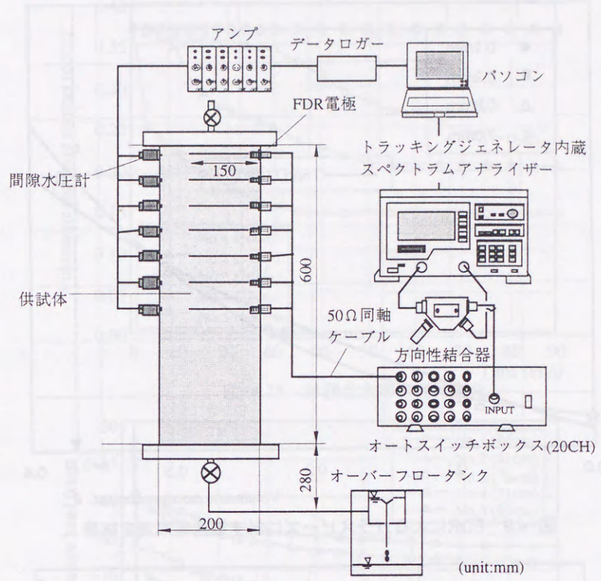


図-4.7 FDRを用いた瞬時水分計測法装置概要図

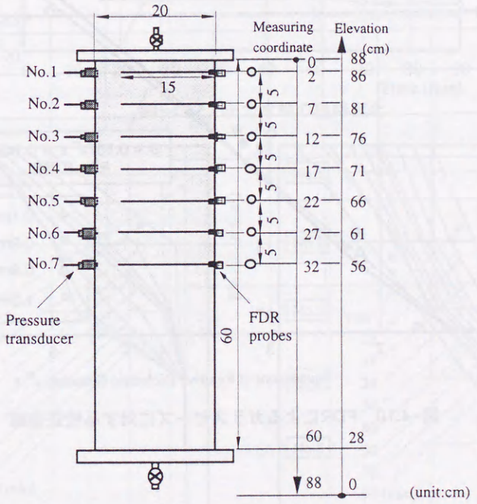


図-4.8 計測座標

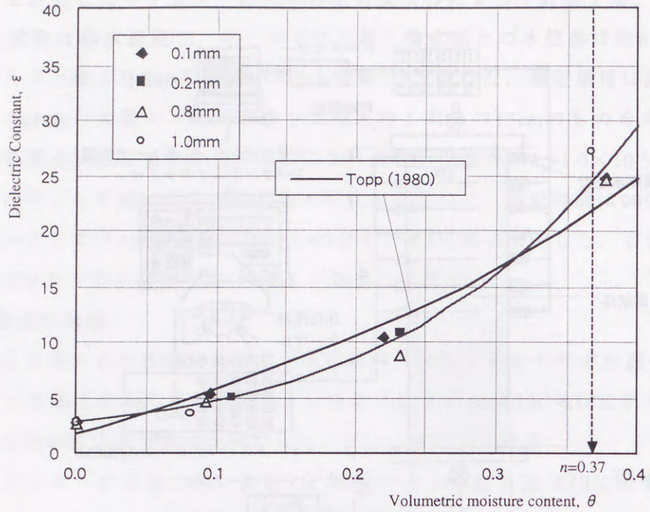


図-4.9　FDRによるガラスビーズに対する誘電率測定結果

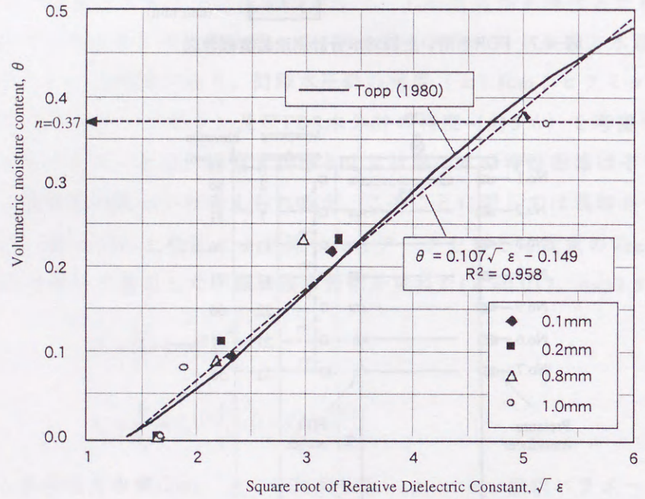


図-4.10　FDRによるガラスビーズに対する校正曲線

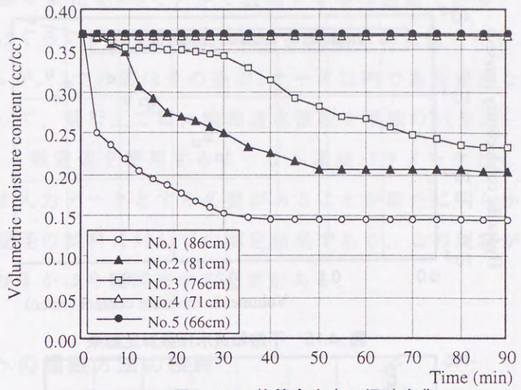


図-4.11　体積含水率の経時変化

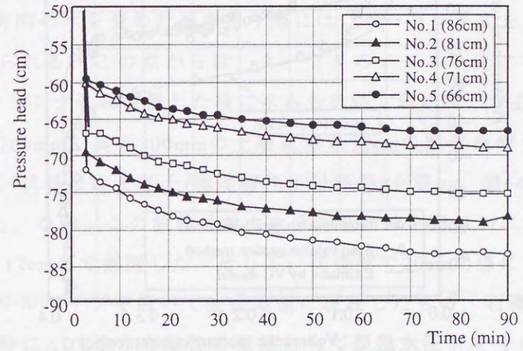


図-4.12　圧力水頭の経時変化

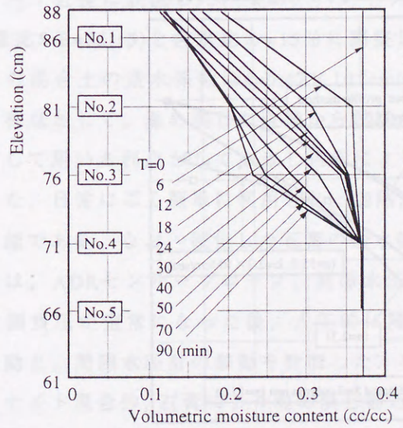


図-4.13　体積含水率の分布

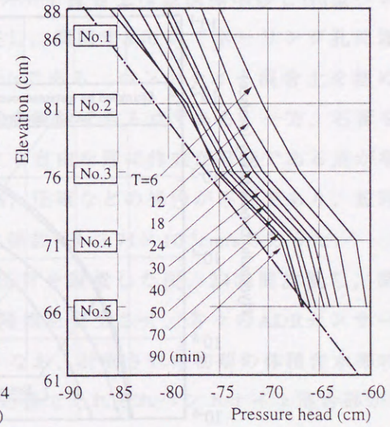


図-4.14　圧力水頭の分布

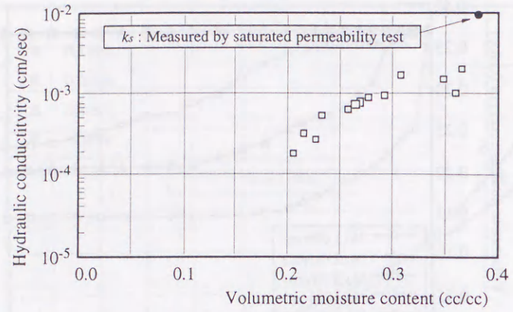


図-4.15　不飽和透水係数算定結果

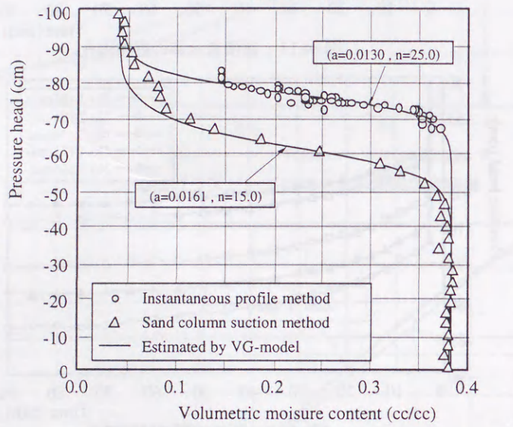


図-4.16　瞬時水分計測法と土柱法の水分特性曲線の比較

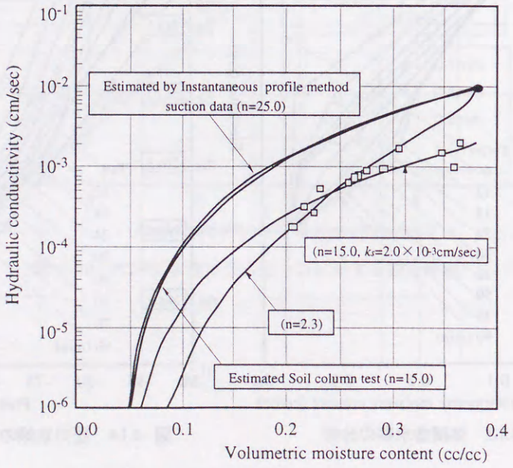


図-4.17　不飽和透水係数のVGモデルによる評価

瞬時水分計測法により得られた値は，不飽和状態になった時に急激な透水係数の低下が見られる．この急激な変化をVGモデルで表現する事は困難である．一方で，不飽和領域では体積含水率0.35ぐらいからVGモデルにより同定された値と平行している．体積含水率0.20までではあるが，2つの値はその差が1オーダ以内であり妥当な結果が得られていると言える．したがって，解析上では，飽和透水係数を単独のパラメータとし，不飽和領域ではVGモデルによる推定値を使用するような不連続パラメータとして用いるか，あるいは計測値をそのまま入力データとする必要があることが新たに明らかになった．しかし，今回の結果は単一粒径の試料に対しての測定結果であり，この現象が実際の土質試料に対してもみられるかどうかは今後調査する必要がある．

4.4　不飽和地盤への埋設方法の検討

原位置での深さ方向の水分量の計測を行う際には，ボーリング孔を用いることが一般的な手法として考えられる．この点からは，ケーブルのノイズを受けないADR法が扱いやすい．しかし，ボーリング孔に設置した後に水みちを防ぐ埋め戻しが必要である．そこで，図-4.16のように幅700mm，奥行300mmの土層に深さ30cmの疑似地盤を作成し，埋め戻し材の検討を行った．試料にはまさ土(物理特性：付録参)を用い，表-4.5に示すように間隙率n=0.35で締固めた．なお，この試験地盤の水分特性曲線を図-4.17に示す．ボーリング孔はϕ 60mmで，深さ12cmまで掘削した．そして，同深度で20cm間隔にてベントナイトによる埋め戻し，アクリルパイプを用いて直接地盤に埋設したもの，石膏による埋め戻しの3通りを試験し，同時にADR法の有効性の確認として間隙水圧計をそれぞれのADRセンサープローブ近傍に設置した．なお，ベントナイト混合土は豊浦標準砂とNa型ベントナイト(重量比S:B=85:15)を含水比ω=15％に調整し，間隙率n=0.44でボーリング孔に埋め戻した．この混合土の透水係数はk=9.47×10^{-8}cm/sである．ベントナイト混合土を埋め戻しに用いる利点として，埋め戻した直後から試験を開始できる点である．一方，石膏を埋め戻し材として用いる利点として，流し込みにより自由な形に作成が可能である点が挙げられる．また，日常にごく簡単に利用され，加熱，圧縮などの操作が不要であり，短時間で成形が可能である．なお，硬化した石膏の透水係数はk=3.71×10^{-6}cm/sであった．

試験は，ADRセンサープローブ，間隙水圧計を設置した後，24時間放置し，間隙水圧計の計測負圧が定常になった後，人工的に降雨を発生させ，各々のADRセンサープローブの挙動と，間隙水圧計の挙動を計測した．なお，計測された初期の体積含水率の値が，ベントナイト混合砂，石膏により埋め戻し前と後でそれぞれベントナイト混合砂がθ=0.14，石膏がθ=0.16で同じ値であったことから，埋め戻し材に含まれる水分量が地盤中に浸透していないことを確認した．また，締固めた地盤の設定初期体積含水率がθ=0.15であることから計測状況に問題がないことがわかる．